



Universidad de Valladolid

Facultad de Filosofía y Letras

Departamento de Geografía

TESIS DOCTORAL:

**Geomorfología, paleoambiente cuaternario
y geodiversidad en el macizo de
Fuentes Carrionas-Montaña Palentina.**

**Presentada por Ramón Pellitero Ondicol para optar al grado de
doctor por la Universidad de Valladolid**

Dirigida por: Dr. D. Enrique Serrano Cañadas



Universidad de Valladolid

Facultad de Filosofía y Letras

Departamento de Geografía

TESIS DOCTORAL:

**Geomorfología, paleoambiente cuaternario
y geodiversidad en el macizo de
Fuentes Carrionas-Montaña Palentina.**

**Presentada por Ramón Pellitero Ondicol para optar al grado de
doctor por la Universidad de Valladolid**

Dirigida por: Dr. D. Enrique Serrano Cañadas

Agradecimientos

Echado a la sombra de un brezo, a más de 25° C de temperatura, es difícil imaginar los fríos veranos y duros inviernos que obligaron a los habitantes de Robla de Arbejal a abandonar su pueblo, allá por el S. XIV. Más difícil aún es imaginar este lugar sepultado bajo 100 metros de hielo, como ocurría hace 36.000 años. De la misma forma aquel 7 de junio de 2007, cuando Ruth y yo bajábamos de Hoya Contina, escribir una tesis que integrase la evolución del relieve de Fuentes Carrionas se me antojaba imposible.

Son muchas las personas que me han ayudado a lograr este objetivo. Pablo y Soledad, Vasco y Tara, Jorge, Miguel Ángel, Simón e Isaline, Emre y Raphael, Pedro, Chuspi y Álvaro, además de todos los que mencioné en mi tesina, me han acompañado en mis paseos por la montaña. Estos paseos han sido más sencillos gracias al apoyo logístico de Lara y Luis en Cervera de Pisuerga, del Club Alpino Tajahierro, y de los pastores que, generosamente, mantienen los chozos de Pineda abiertos y cuidados. El UEVA (Unión Espeleológica Vallisoletana), en especial Erica y Tommy, me han ayudado a descubrir el karst del Espigüete, aunque siento no haber llegado a plasmar aquí todo el conocimiento que acumulan. Sin Manuel y Vicente Gómez Lende las mediciones BTS no habrían supuesto conclusiones tan interesantes. El ITACYL, y especialmente Óscar Odón Rodríguez, han prestado una valiosa ayuda en la obtención y procesado de ortofotos del área de estudio. Por último los investigadores del CIFA (Centro de Investigación y Formación Agraria de Cantabria) Joaquín Bedía y Carlos Busqué cedieron datos de climáticos de suelo y atmosféricos tomados en el valle de Riofrío hasta la misma cumbre de Peña Prieta, los cuáles han mejorado notablemente las conclusiones sobre el régimen térmico del suelo y el clima en Fuentes Carrionas.

Desde el punto de vista académico en estos 5 años he contado con la ayuda de todos los miembros del Departamento de Geografía, especialmente su director, Alipio García de Celis, los miembros del LACASIG, y mis compañeros de penurias, los becarios de investigación. Cualquier duda o ayuda que he solicitado ha sido atendida, incluida la permanencia en mi puesto de trabajo más allá de lo estrictamente necesario. Un reconocimiento especial debo a mi director, Enrique Serrano, quien se ha portado como un “padre académico”, guiando mis pasos en la investigación y el desarrollo profesional, brindando apoyo económico y moral, aconsejando, discutiendo los asuntos teóricos y prácticos, cediendo su bibliografía personal, conocimientos y contactos, nunca censurando o imponiendo. Acabo mi tesis con la impresión de haber tendido un guía y un amigo, pero no un jefe.

En estos años he realizado dos estancias en el extranjero. De ellas me he llevado muchos amigos y formas diferentes de entender la Geografía. He de agradecer la atención que me prestaron al Profesor Emmanuel Reynard, de la Universidad de Lausanne (Suiza), a los compañeros investigadores y profesores del Institut de Géographie de dicha universidad, y a la familia Frund. Mi primera estancia fue también un reto personal. Afortunadamente encontré la ayuda del Profesor Bernard

Smith, de la Queen's University Belfast, quien confió en mí sin conocerme, poniendo todos sus conocimientos y recursos a mi servicio, y me guió en el maravilloso trabajo desempeñado en la Calzada del Gigante. Espero que esta tesis le sirva de pequeño homenaje.

El capítulo de Geodiversidad es probablemente el que me ha originado más quebraderos de cabeza. Las discusiones y conversaciones con J.J. Ibáñez del CSIC, Luis Carcavilla del IGME, Fernando Manosso de la Universidade Tecnológica Federal do Paraná y João Paulo Forte de la Universidade do Minho, han ayudado a sostener mi opinión sobre lo que es y no es Geodiversidad. El apoyo del GIR PANGAEA (Patrimonio Natural y Geografía Aplicada) da solidez a mis argumentos.

Esta tesis se ha desarrollado dentro del programa de Formación del Profesorado Universitario (FPU). A pesar de las dificultades que viene atravesando estos últimos años, solamente puedo agradecer el fundamental apoyo económico y tranquilidad que proporciona, posibilitando el desarrollo del doctorando en su faceta de investigador y futuro profesor.

Finalmente, desde ese primer y desastroso día de junio de 2007 hasta hoy, Ruth ha sido mi compañía en la inmensa mayoría de las salidas de campo. Que la apariencia final de la tesis sea tan agradable se debe exclusivamente a sus conocimientos de Latex y a su abnegada ayuda estos últimos meses. Este trabajo nunca habría salido adelante sin su ayuda.

Santa Marina (Robla de Arbejal), 30 de mayo de 2012.

"Nadie puede ya quitarnos el placer de haber hecho un mapa de estos paisajes o, mejor, en estos paisajes. Porque en ellos anida un reto intelectual de supuestos casi deportivos, el de entrar en sus pasadizos y experimentar la belleza de la averiguación de las formas y sus tiempos, y luego retornar con el secreto descifrado, con la lectura del enigma de la esfinge. Hay lugares de los que, aunque vuelvas, nunca se regresa."

**Eduardo Martínez de Pisón.
La belleza del oficio de geógrafo.**

A mis padres, por su apoyo incondicional

Índice general

1. Introducción	1
1.1. El poblamiento y las actividades económicas en Fuentes Carrionas - Montaña Palentina	4
1.2. La vegetación de Fuentes Carrionas	11
1.2.1. Formaciones boscosas del piso montano	12
1.2.2. Formaciones propias del piso subalpino	15
1.2.3. La vegetación alpina	16
1.3. El conocimiento sobre Fuentes Carrionas: exploradores, escritores, montañeros y geógrafos	17
2. Objetivos y métodos	21
2.1. Objetivos	22
2.2. Metodología	23
2.2.1. La cartografía geomorfológica	23
2.2.2. Metodología aplicada al estudio del glaciario	38
2.2.3. Metodología aplicada al estudio del periglaciario	43
3. El clima: un medio de montaña atlántica con influencias mediterráneas	53
3.1. Las temperaturas	56
3.1.1. Correlación entre la altitud y la temperatura	58
3.1.2. Correlación de altitud y temperatura media estival	61
3.2. Las precipitaciones	61
3.3. La nieve	67
3.4. El viento	70
4. Marco Geológico	75
4.1. Litología	78
4.1.1. Silúrico	80
4.1.2. Devónico	81
4.1.3. Carbonífero	87
4.1.4. La intrusión granodiorítica de Peña Prieta	98
4.2. Organización Estructural	100
4.2.1. La Unidad de Liébana	103
4.2.2. La Unidad de Alto Carrión	105
4.2.3. La Unidad de Espigüete	109
4.2.4. Los mantos carboníferos sinorogénicos	110
4.3. Las Morfoestructuras	115
4.3.1. El bloque cabalgante del Espigüete	116

4.3.2.	El “pseudosinclinal colgado” de Curavacas-Lechada	117
4.3.3.	El sinclinal colgado de Zamburría	120
4.3.4.	La intrusión granodiorítica de Peña Prieta	120
4.3.5.	Los relieves en línea de falla	121
4.4.	La historia geológica y la evolución del relieve del Macizo de Fuentes Carrionas hasta el Pleistoceno Superior	123
4.4.1.	La Era Primaria	123
4.4.2.	La Era Secundaria	125
4.4.3.	La Orogenia Alpina	126
4.4.4.	La Etapa Post-Alpina. El Desmantelamiento de la cordillera por la erosión fluvial	128
4.5.	Conclusiones (Fases Erosivas desde el Mioceno Superior hasta el Pleistoceno Superior)	145
5.	El glaciarismo en el macizo de Fuentes Carrionas	149
5.1.	Antecedentes: los estudios sobre glaciarismo en la Cordillera Cantábrica	150
5.2.	Evolución y estado de la cuestión en Fuentes Carrionas	155
5.3.	Formas de origen glaciar en los valles del macizo de Fuentes Carrionas	157
5.3.1.	El valle de Naranco	157
5.3.2.	El valle de Lechada	184
5.3.3.	El valle de Cardaño	212
5.3.4.	Las formas del valle glaciar del Carrión	260
5.3.5.	Los valles glaciares de Riofrío, Castrejón y las transfluencias de la Viña y Vega la Canal	347
5.3.6.	Otros valles y circos glaciares	387
5.4.	Los patrones detectados en el glaciarismo de Fuentes Carrionas.	398
5.4.1.	El análisis de los circos glaciares	398
5.4.2.	Umbrales, artesas y valles colgados: la geomorfología glaciar en los valles .	422
5.4.3.	Las formas de acumulación y los depósitos	430
5.5.	La evolución glaciar en Fuentes Carrionas	432
5.5.1.	La existencia de fases glaciares previas al máximo	433
5.5.2.	El Último Máximo Glaciar (UMG)	435
5.5.3.	La fase de Retroceso I	443
5.5.4.	La fase de Retroceso II	450
5.5.5.	La Fase de Altura	455
5.6.	La problemática datación del Glaciarismo en la Cordillera Cantábrica y la Península Ibérica	459
5.7.	El paleoambiente durante la glaciación	463
5.8.	Conclusiones	467
6.	El modelado periglaciar	471
6.1.	Antecedentes	472
6.2.	El régimen térmico de suelos en Fuentes Carrionas	474
6.2.1.	Parámetros de medición	474
6.2.2.	Las temporadas de hielo-deshielo, congelación y fusión	483
6.2.3.	Conclusión: los climas en el suelo de Fuentes Carrionas y su consecuencia geomorfológica	490
6.3.	Formas de origen periglaciar	494
6.3.1.	Relieve ruiniforme	494
6.3.2.	Pedreras somitales, laderas de bloques, corrientes de bloques	498

6.3.3.	Los depósitos de ladera de origen periglaciario	529
6.3.4.	Formas de flujo: glaciares rocosos y lóbulos protalud	535
6.3.5.	Microformas de crioturbación y soliflucción (geliflucción)	579
6.3.6.	Las terracillas	610
6.3.7.	Derrubios escalonados	620
6.3.8.	Microformas originadas por crioclastia	622
6.3.9.	Pedreras	625
6.4.	El modelado de origen nival	662
6.4.1.	La dinámica nival en Fuentes Carrionas	663
6.4.2.	Las formas de origen nival	667
6.4.3.	Conclusiones	699
6.4.4.	La nieve y los neveros en la Pequeña Edad de Hielo	700
6.5.	Discusión: la existencia de <i>permafrost</i> en Fuentes Carrionas	704
6.5.1.	Los resultados de la medición BTS	705
6.5.2.	El <i>permafrost</i> en cuevas	708
6.5.3.	Conclusiones a la presencia de <i>permafrost</i>	715
6.6.	Evolución del medio periglaciario desde el Último Máximo Glaciario	715
6.7.	La distribución actual del medio periglaciario	721
6.7.1.	El dominio crionival	722
6.7.2.	El dominio nivoperiglaciario	723
6.7.3.	El dominio infraperiglaciario	724
7.	Movimientos en masa	727
7.1.	Tipos de movimientos en masa	729
7.1.1.	Deslizamientos rotacionales (Buma y Van Atch 1996)	729
7.1.2.	Formas <i>sackung</i>	731
7.1.3.	Deslizamientos traslacionales (Dikau et al. 1996)	733
7.1.4.	Deslizamientos de roca o rockslide (Sorriso-Valvo y Gullà 1996)	734
7.1.5.	Desprendimientos (Flageollet y Weber 1996)	735
7.1.6.	Avalanchas de rocas (Angeli et al. 1996)	737
7.1.7.	Flujos de derrubios o <i>debris flow</i> (Corominas et al. 1996)	738
7.2.	Distribución de deslizamientos y desprendimientos en Fuentes Carrionas	740
7.2.1.	Valle de Naranco	746
7.2.2.	Lechada	748
7.2.3.	Cardaño	749
7.2.4.	Riofrío	756
7.2.5.	Carrión	768
7.2.6.	Valdenievas	779
7.3.	La secuencia morfoestratigráfica de formación de movimientos en masa	782
7.4.	Principales desencadenantes de movimientos en masa	793
7.5.	La dinámica actual	796
8.	Formas de origen fluvial	799
8.1.	Descripción de las formas y depósitos fluviales en los valles de Fuentes Carrionas	800
8.1.1.	Valle de Naranco	800
8.1.2.	Valle de Lechada	801
8.1.3.	Valle de Cardaño	803
8.1.4.	Valle de Riofrío	805
8.1.5.	Valle del Carrión	805

8.1.6. Valle de Valdenievas	813
8.2. Conclusiones	814
9. El modelado kárstico	817
9.1. Factores que influyen en la karstificación	818
9.2. Exokarst	820
9.2.1. Macroformas	820
9.2.2. Mesoformas	821
9.2.3. Microformas: lapiares	823
9.3. El endokarst	833
9.3.1. El sistema Espigüete	834
9.3.2. El sistema del Ves	837
9.4. Conclusiones	839
10. Las formas de origen antrópico	841
10.1. Los bancales	842
10.2. Los canales de riego	843
10.3. La mina de Hoyo Empedrado	845
11. Evaluación de la geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas	847
11.1. Geodiversidad y Geoconservación	850
11.2. Tipos de geodiversidad	855
11.3. Controversia	858
11.4. La relación entre biodiversidad y geodiversidad	860
11.5. La relación entre el Patrimonio Geológico y Geomorfológico y la Geodiversidad	863
11.6. Metodologías existentes de cálculo de geodiversidad	869
11.7. El mapa de geodiversidad de Fuentes Carrionas	874
11.7.1. Objetivos	874
11.7.2. Metodología	875
11.7.3. Resultados	888
11.7.4. La sensibilidad de la Geodiversidad	897
11.8. Conclusiones	912
12. Conclusiones	915
12.1. El mapa geomorfológico	916
12.2. Conclusiones sobre el relieve glaciar y periglaciar	917
12.3. La evolución del relieve y los dominios geocológicos	918
12.3.1. La evolución del relieve a finales del Pleistoceno	922
12.3.2. El Holoceno	939
12.4. La distribución geocológica y morfogénesis actual en Fuentes Carrionas	945
12.4.1. El dominio crionival	947
12.4.2. El dominio nivoperiglaciar	948
12.4.3. El dominio infraperiglaciar	949
12.4.4. El piso montano	950
12.5. Conclusiones sobre la geodiversidad de Fuentes Carrionas	951
12.6. Pautas de gestión de Fuentes Carrionas	953
Bibliografía	957
A. Datos morfométricos de las pedreras de Fuentes Carrionas	1015

B. Topónimos utilizados en el presente trabajo	1025
C. English Summary	1031
C.1. Geomorphology, Quaternary palaeoenvironment and geodiversity of Fuentes Carrionas Massif-Montaña Palentina	1031
C.2. General Index	1031

Índice de mapas

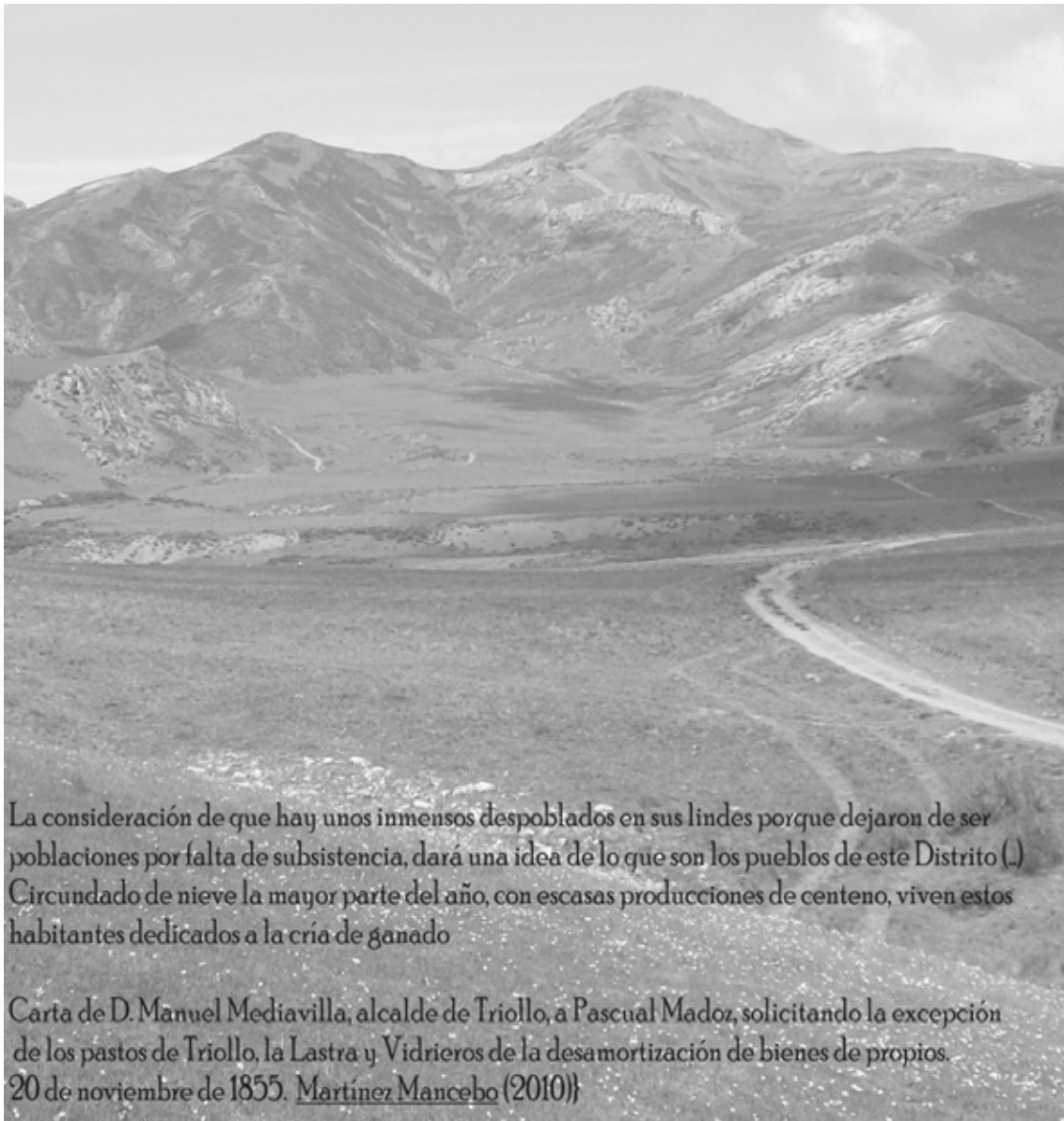
1.1. Situación de Fuentes Carrionas	3
2.1. Croquis del área de supuesta ubicación de <i>permafrost</i> en las cercanías del pico Tres Provincias.	49
2.2. Espesores de nieve medidos en los registros BTS en Hoyo Empedrado.	50
2.3. Situación de los termómetros enterrados y de las mediciones BTS. El intervalo de años ofrecidos por cada termómetro se indica al lado del mismo.	51
3.1. Mapa de isotermas en Fuentes Carrionas. Equidistancia de isotermas: 1°C.	60
3.2. Mapa de precipitaciones en Fuentes Carrionas calculado a partir de la altitud y los datos de las estaciones limítrofes. La extrapolación no tiene en cuenta el efecto pantalla ni la orientación de las laderas.	66
4.1. Geología del macizo de Fuentes Carrionas a partir de Rodríguez y Heredia (1985) y Rodríguez (1994)	79
4.2. Estructura geológica del macizo de Fuentes Carrionas, los cortes a, b y c están simbolizados con líneas de puntos.	102
5.1. Situación de los valles glaciares de Fuentes Carrionas.	157
5.2. Esquema glaciomorfológico de la cara N de la sierra de Oropiñas.	162
5.3. Esquema glaciomorfológico del valle de Naranco.	171
5.4. Evolución glaciar del Valle de Naranco: 1. Último Máximo Glaciar. 2. Retroceso I. 3. Retroceso II. 4. Fase de Altura. Las líneas rosadas indican morrenas de pulsaciones glaciares intrafase, que en el caso de la fase de Retroceso II, fue depositada por la transfluencia desde el valle de Lechada, indicada por la flecha.	183
5.5. Evolución glaciar del valle de Lechada. 1. Último Máximo Glaciar. 2. Fase de Retroceso I. 3. Fase de Retroceso II. 4. Fase de Altura. Las líneas de color rosa reflejan el límite de pulsaciones glaciares intrafase.	211
5.6. Evolución glaciar del valle de Cardaño. 1. Último Máximo Glaciar. 2. Retroceso I. 3. Retroceso II. 4. Fase de Altura. Las líneas rosadas indican morrenas de pulsaciones glaciares intrafase.	257
5.7. Evolución glaciar del valle del Carrión y de Valdenievas: 1. Último Máximo Glaciar. 2. Retroceso I. 3. Retroceso II. 4. Fase de Altura. Las líneas rosadas indican morrenas de pulsaciones glaciares intrafase. El glaciar de los Covachos ha sido incluido en el mapa de Riofrío por razones de espacio.	346
5.8. Esquema Glaciomorfológico de Riofrío.	378

5.9. Evolución glaciar del sector de Riofrío: 1. Último Máximo Glaciar. 2. Retroceso I. 3. Retroceso II. 4. Fase de Altura. Las líneas rosadas indican morrenas de pulsaciones glaciares intrafase. El glaciar de los Covachos ha sido incluido en el mapa de Riofrío por razones de espacio.	386
5.10. Situación de los circos glaciares en el Macizo de Peña Prieta.	400
5.12. Extensión de los glaciares de Fuentes Carrionas durante el Último Máximo Glaciar.	438
5.13. Extensión de los glaciares durante la fase de Retroceso I.	449
5.14. Extensión del glaciario durante la fase de Retroceso II.	454
5.15. Extensión del glaciario durante la fase de Retroceso II.	458
6.2. Situación de campos de clastos somitales, laderas y corrientes de bloques en Fuentes Carrionas.	499
6.5. Extensión de los mapas de pedreras en el Macizo del Curavacas. Ver Anexo 1 con datos de las pedreras.	633
6.6. Mapa de pedreras 1. Valles de Naranco y Lechada	634
6.7. Mapa de pedreras 2. Valle de Concejo y cabecera del valle de Cardaño	635
6.8. Mapa de pedreras 3. Valle de Cardaño	636
6.9. Mapa de pedreras 4. Valle de Riofrío y cabecera del valle de Carrión	637
6.10. Mapa de pedreras 5 .Cordal de Hoya Contina - Curavacas - Lagunillas	638
6.11. Mapa de pedreras 6. Valle de Pineda	639
6.12. Resultado de las mediciones BTS. La superficie analizada se ha calculado mediante "krigueado" ordinario, teniendo en cuenta un máximo de 5 elementos y un mínimo de 2, sin anisotropía. Puede verse que la superficie originada tiene un nivel de error bajo entre los valores medidos en cada punto y la superficie obtenida.	706
7.2. Esquema de la situación de los deslizamientos en la cara N de Peña Quebrada, valle de Riofrío. La numeración corresponde a la utilizada en el texto y la Tabla 7.1.	760
7.3. Mapa de deslizamientos en el valle de Pineda. Extraído de Pellitero (2008a). Las líneas rojas corresponden a los perfiles incluidos a continuación. La numeración coincide con la usada en el texto y la Tabla 7.1.	774
11.1. Relación entre la geodiversidad y el Patrimonio Geomorfológico en el P. N. de las Hoces del Ebro y Rudrón (Burgos). Fuente: Pellitero et al. (2011). © Geoheritage.	865
11.3. Mapa de geodiversidad del macizo de Fuentes Carrionas.	889
11.6. Sensibilidad de la geodiversidad a los impactos directos dentro del macizo de Fuentes Carrionas.	909
11.7. Sensibilidad de los elementos abióticos a los impactos indirectos dentro del macizo de Fuentes Carrionas.	911
12.2. Distribución de los distintos pisos geocológicos durante el Último Máximo Glaciar en Fuentes Carrionas.	925
12.3. Distribución de los distintos pisos geocológicos durante la Fase de Retroceso I en Fuentes Carrionas.	929
12.4. Distribución de los distintos pisos geocológicos durante la Fase de Retroceso II en Fuentes Carrionas.	933
12.5. Distribución de los distintos pisos geocológicos durante la Fase de Altura I (Dryas Antiguo) en Fuentes Carrionas.	936
12.6. Distribución de los distintos pisos geocológicos durante la Fase de Altura II en Fuentes Carrionas	938

12.7. Distribución de los distintos pisos geocológicos durante la fase fría holocena (¿Pequeña Edad de Hielo?) en Fuentes Carrionas. 941

12.8. Distribución altitudinal de los pisos geocológicos en la actualidad 946

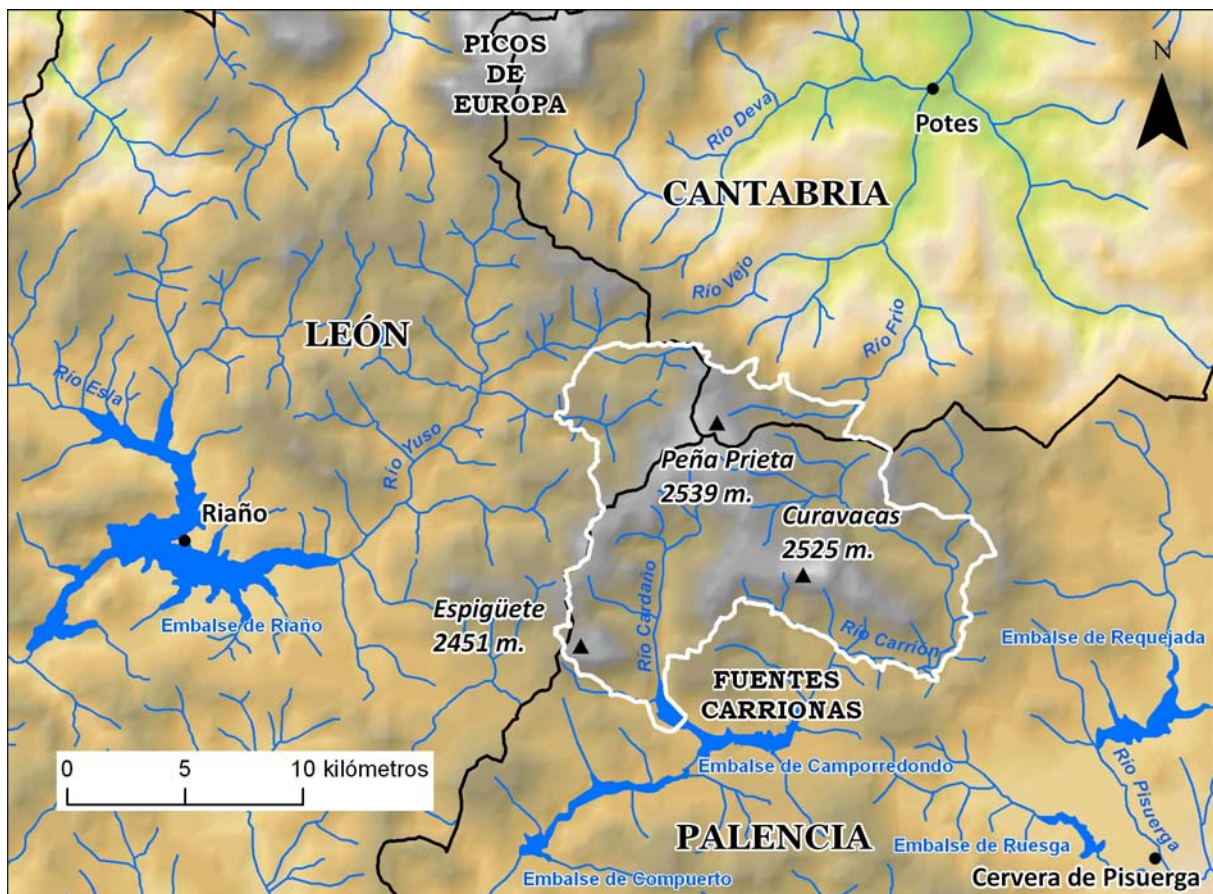
Introducción



La consideración de que hay unos inmensos despoblados en sus lindes porque dejaron de ser poblaciones por falta de subsistencia, dará una idea de lo que son los pueblos de este Distrito (...) Circundado de nieve la mayor parte del año, con escasas producciones de centeno, viven estos habitantes dedicados a la cría de ganado

Carta de D. Manuel Mediavilla, alcalde de Triollo, a Pascual Madoz, solicitando la excepción de los pastos de Triollo, la Lastra y Vidrieros de la desamortización de bienes de propios. 20 de noviembre de 1855. Martínez Mancebo (2010)

La presente tesis se ocupa en el estudio del macizo de Fuentes Carrionas desde el punto de vista geomorfológico. Éste es un topónimo algo inconcreto, ya que solamente hace referencia a los valles cuyas aguas vierten al río Carrión, es decir, los valles de Pineda y Cardaño. Sin embargo de las laderas occidentales de los pico Cubil del Can, Tres Provincias, o del cordal Cuartas-Hontanillas-Peñas Matas los ríos fluyen hacia el leonés río Esla a través de su afluente el río Yuso. De la misma manera la cara N de Peña Prieta constituye la cabecera del Riofrío, vertiente hacia el cántabro Deva. Por ello estas montañas se suelen conocer como macizo de Peña Prieta en las vertientes leonesa y cántabra, en especial las cumbres alrededor de dicha cima. Sin embargo este trabajo ha abordado también los macizos de Curavacas y Espigüete, netamente separados de Peña Prieta, así como los cordales y valles que los conectan con ésta. Todo ello con la intención de analizar un conjunto bien diferenciado: la alta montaña existente en la cabecera del río Carrión, el macizo más alto de la Cordillera Cantábrica después de los Picos de Europa, a cuya sombra pluviométrica, científica y publicitaria se sitúa desde hace siglos. Es precisamente la gran altitud la principal característica de este entorno. Así el área de estudio se encuentra entre los 1286 metros de altitud mínima en el valle de Riofrío y los 2536 metros de altitud máxima en la cumbre de Peña Prieta. La altitud media es de 1790 metros, ya que sobre todo los ríos de Riofrío, Lechada, o Carrión discurren durante varios kilómetros por encima de los 1700 metros. De los 174,86 km² del área de estudio, 134 km² se encuentra dentro de la provincia de Palencia, en la comarca de la Montaña Palentina, 28,07 km² en la provincia de León, en la llamada Tierra de la Reina, y 12,74 km² en la de Cantabria, en uno de los valles de cabecera de la Liébana (Mapa 1.1).



Mapa 1.1: Situación de Fuentes Carrionas

Debido a esta gran altitud media el poblamiento ha sido escaso de manera secular. La imposibilidad de conseguir buenas cosechas dificultó la ocupación de estos valles, que se destinaron mayoritariamente a pastos estacionales para el ganado. Por ello solamente existen tres localidades enclavadas dentro del área de estudio: Cardaño de Abajo, con una población de 17 habitantes en 2008 (Fuente: INE) Cardaño de Arriba, con 4 habitantes censados en 2009 (Fuente: INE) y Vidrieros, con 38 habitantes. Una población más se encuentra en el límite del área de estudio, en la vertiente leonesa: Llánaves de la Reina, con 25 habitantes en el año 2010 (Fuente INE). En total 74 habitantes para un área de 174,86 km², lo que arroja una densidad de 0,42 habitantes/km². También en la provincia de Palencia encontramos las vías de acceso más habituales y únicas carreteras existentes en Fuentes Carrionas: la P-210, más conocida como “Ruta de los pantanos”, y las P-216 y P-217, que partiendo de ésta comunican Cardaño de Arriba y Vidrieros. Además la N-621 discurre paralela al límite W de Fuentes Carrionas, en su parte leonesa.

La aproximación a este entorno ha estado por mi parte muy condicionada por mi relación con

la Montaña Palentina como comarca. Por dicha razón tanto desde el punto de vista tanto logístico como bibliográfico e intencional, ésta fue originariamente una tesis sobre una parte de la Montaña Palentina. Se conoce como Montaña Palentina a la comarca más septentrional de la provincia de Palencia, la cual posee un hecho diferencial con el resto de la provincia en el relieve energético, ausente en los valles, campiñas y plataformas del Cerrato, la Tierra de Campos, la vega del Carrión o los páramos de la Valdavia. Es por tanto el relieve -nuestro objeto de estudio- el principal elemento de identidad del área que abordamos, su factor más llamativo. Sin embargo la situación del espacio que nos ocupa hizo necesario rebasar los límites administrativos para abarcar un “todo” geográfico desde el punto de vista físico. En todo caso en esta introducción vamos a tratar preferentemente la realidad geográfica de la Montaña Palentina, en especial en cuanto a la actividad antrópica, la cual ha modificado secularmente el paisaje de Fuentes Carrionas.

1.1. El poblamiento y las actividades económicas en Fuentes Carrionas - Montaña Palentina

La Montaña Palentina (y el macizo de Fuentes Carrionas en particular) es un área limítrofe. En ella coinciden el límite administrativo entre las provincias de Cantabria, León y Palencia, la divisoria entre la cuenca hidrográfica del Norte y la del Duero, y el menos concreto límite climático entre la España Atlántica y Mediterránea. Su carácter limítrofe y, en general, hostil a la ocupación por la gran altitud media, hizo de estos valles algunos de los últimos reductos frente a la ocupación romana (Martínez Pereda 1989) y morisca. A partir de la ocupación por los foramontanos de estos territorios en los siglos X y XI se establece una economía y organización de la tierra que perdurará hasta el S. XIX. Fuentes Carrionas quedará principalmente destinado a puertos o majadas, áreas de pastoreo de ganado local o trashumante. Herencia de esta actividad son las localidades de Cardaño de Abajo y Cardaño de Arriba, producto del asentamiento de ganaderos trashumantes (Martínez Mancebo 1980). Solamente las tierras más cercanas a las poblaciones, en orientaciones favorables, servirán para el cultivo de cereales, de los cuáles siempre había escasez (Martínez Mancebo 1980). La caza, recolección de frutos silvestres, artesanía y extracción de recursos minerales (piedra principalmente) constituirán actividades complementarias, que terminan de caracterizar la economía en Fuentes Carrionas hasta principios del S. XX.

1.1. EL POBLAMIENTO Y LAS ACTIVIDADES ECONÓMICAS EN FUENTES CARRIONAS - MONTAÑA PALENTINA

Los pastos ganaderos eran propiedades comunales, tanto de municipios como de sociedades eclesiásticas o laicas tales como la Mesta o, en menor medida, la “Cofradía de la Letanía de los Doze Lugares”, -dedicada al mantenimiento de hospitales de asistencia a viajeros (Basterra 2009)- o privadas. Entre los propietarios privados destacaban el Obispo de Palencia o miembros de la nobleza. Durante el S. XIX la desamortización provocó la venta de gran parte de los pastos de altura dentro de Fuentes Carrionas. Es en este momento cuando un grupo de ganaderos de Liébana se organiza y compra los altos pastos de las cabeceras del Carrión y Riofrío. Estas dehesas, que suman casi 2000 hectáreas de extensión, aún pertenecen a la “Sociedad Civil Particular La Ganadera de los puertos de Pineda” (Gómez Sal et al. 1994), cuyos integrantes suben el ganado a mediados de junio y lo mantienen hasta octubre. Este uso ha permitido la conservación de las cabeceras de los ríos Carrión y Riofrío, que constituyen, junto con la de Araúz (fuera del área de estudio pero aledaña a éstas), algunos de los mejores ejemplos de puertos ganaderos de la Cordillera Cantábrica.



Figura 1.1: Subida del ganado a los pastos de Riofrío. 18 de junio de 2011.

Durante el S. XX la economía de Fuentes Carrionas ha estado basada en dos pilares: por un lado la actividad agraria -fundamentalmente ganadera- y por otro la minería, centrada en la extracción de carbón. La primera de ambas ha sufrido una regresión pareja al resto de espacios rurales montanos desde los años 50 del S. XX a la actualidad. La transformación desde una actividad de subsistencia a una actividad económica de mercado ha conllevado la pérdida continua de activos agrarios y

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

especialización ganadera de los mismos hacia el ganado vacuno de carne. En 1999 alrededor del 11 % de la población activa en la Montaña Palentina se ocupaba en el sector agrario (Alario 1999). La minería del carbón y la producción de energía eléctrica en la central térmica de Velilla del Río Carrión supuso un aporte de recursos de gran importancia para el Alto Carrión. Por otro lado conllevó una brutal despoblación de las localidades más alejadas de la cabecera municipal en beneficio de ésta a partir de los años 60, como se puede ver en la Figura 1.2. Sin embargo la Montaña Palentina no ha sido ajena a la crisis del carbón que ha afectado a todo el país a partir de los años 80, debido fundamentalmente a los precios de extracción poco competitivos frente a los existentes en otros países. El resultado es que desde 1980 hasta 1999 el empleo minero se redujo desde 1549 trabajadores hasta 716 (Alario 1999).

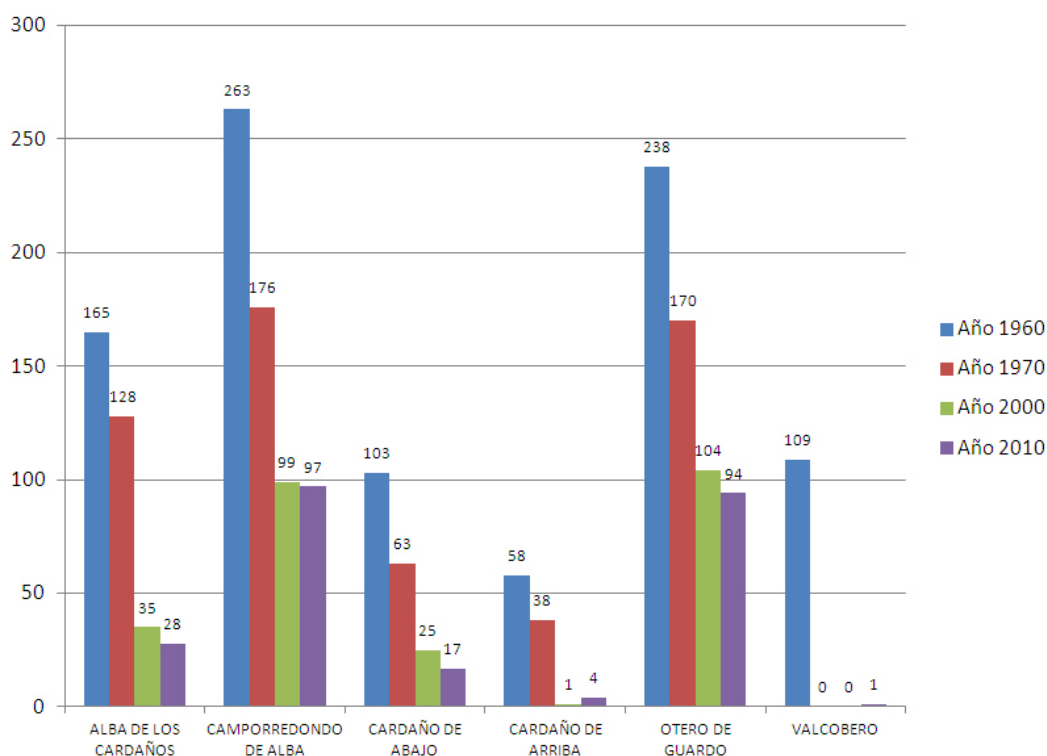


Figura 1.2: Evolución de la población en distintas pedanías del municipio de Velilla del Río Carrión desde 1960 hasta la actualidad. Fuente: Nomenclátor del padrón de 1960, 1970, 2000 y 2010. www.ine.es

1.1. EL POBLAMIENTO Y LAS ACTIVIDADES ECONÓMICAS EN FUENTES CARRIONAS - MONTAÑA PALENTINA

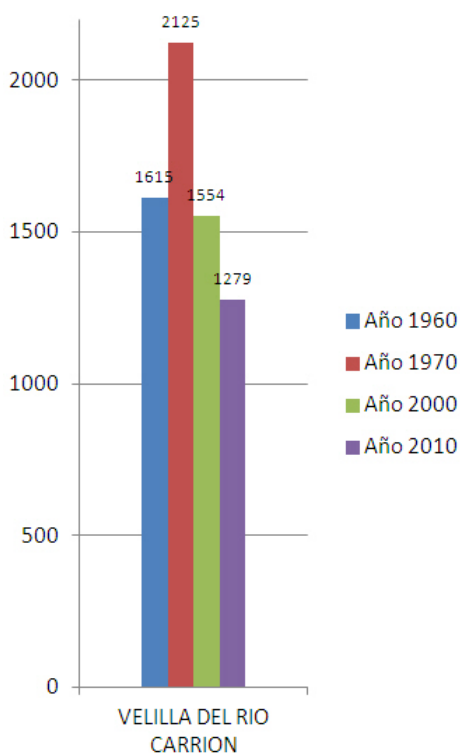


Figura 1.3: Evolución de la población en la localidad de Velilla del Río Carrión desde 1960 hasta la actualidad. Fuente: Nomenclátor del padrón de 1960, 1970, 2000 y 2010. www.ine.es

El resultado de la crisis del modelo productivo tradicional, junto a la caída del modelo económico instalado desde fines del S.XIX, basado en la extracción minera y transformación de los productos de ésta, y a los factores de atracción desde centros provinciales y nacionales, es un panorama demográfico caracterizado por un balance natural y saldo migratorio negativos, un progresivo envejecimiento y un desequilibrio entre sexos (Alario 1999).

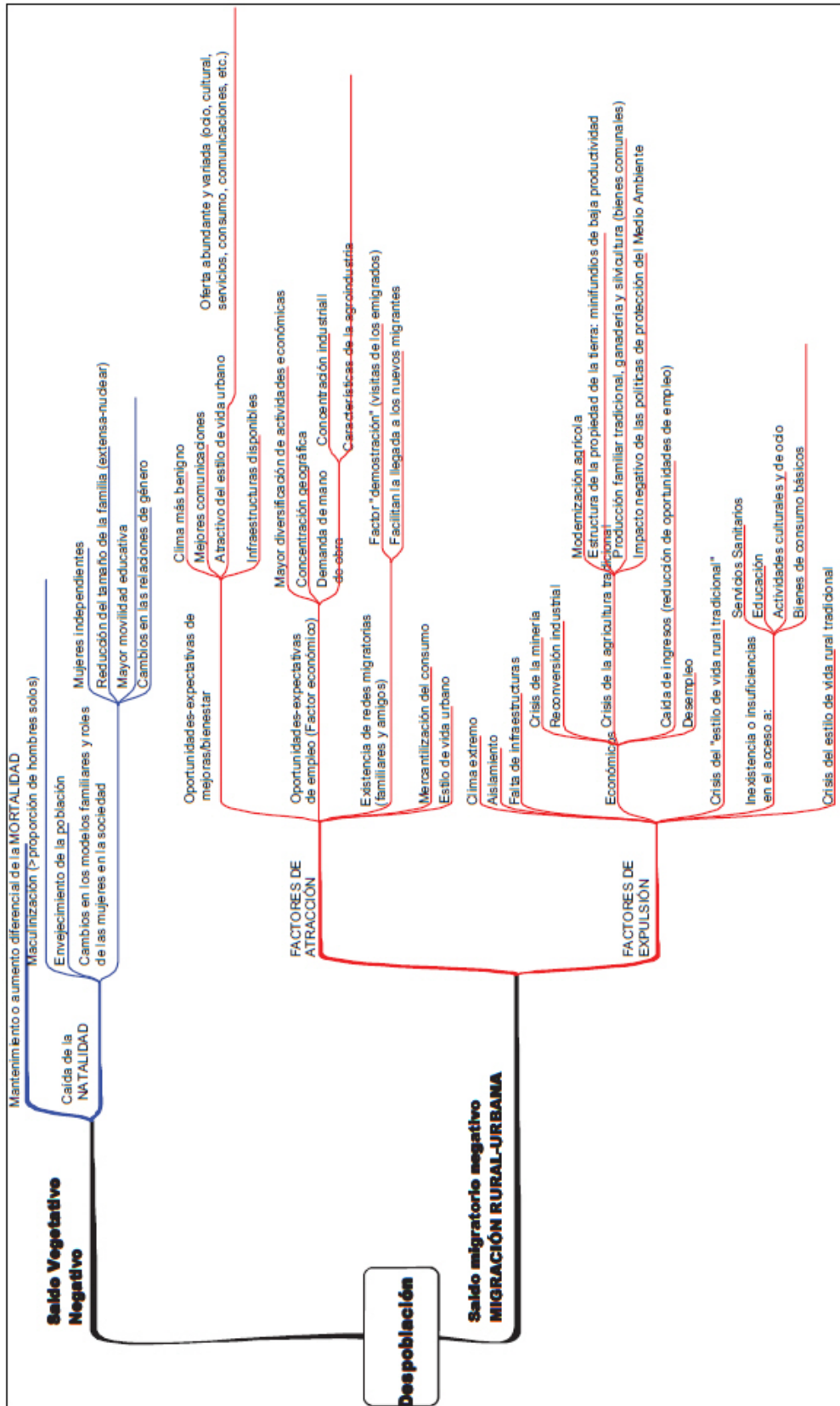


Figura 1.4: Causas subyacentes a la despoblación de la Montaña Palentina. Fuente: “La despoblación de la Montaña Palentina: recomendaciones para la intervención” : López Ruiz (2005).

1.1. EL POBLAMIENTO Y LAS ACTIVIDADES ECONÓMICAS EN FUENTES CARRIONAS - MONTAÑA PALENTINA

A modo de conclusión de la situación actual, en la descripción de la Montaña Palentina que consta en los archivos de la UE referentes al proyecto Leader en 1995, se destacan los siguientes aspectos de la comarca (López Ruiz 2005):

- Una deficiente red de comunicaciones y una concentración de los servicios en las cabeceras comarcales.
- Una actividad productiva basada en la minería y la ganadería extensiva, ambos en declive.
- Un sector industrial y de servicios atomizado y poco competitivo.
- Un territorio con un medio natural de calidad bajo figuras de protección adecuadas.
- La mayor concentración europea de arquitectura románica.

No es de extrañar que, partiendo de este panorama, la alternativa económica más prometedora sea el turismo, surgido a partir de los años 70 (Figura 1.4). En una comarca que, como hemos visto, ha sufrido una profunda despoblación relacionada con la crisis de la minería, el turismo rural es capaz de generar empleos y rentas complementarias que permitan fijar población (Aguña 2003). A pesar de encontrarse todavía en un estadio incipiente, el desarrollo turístico de la Montaña Palentina abarca a la totalidad de municipios de la misma, bien sea mediante hoteles, campings, albergues, centros de turismo rural o casas rurales. En total más de 2700 plazas de alojamiento y 30 establecimientos que ofrecían actividades complementarias estaban situados en la Montaña Palentina en el año 2000 (Aguña 2003). Para tener una idea de la importancia del turismo en la Montaña Palentina la Tasa de Función Turística, calculada como la relación entre camas turísticas y población del municipio, define los municipios de Pernía, Cervera de Pisuegra y Triollo como semiespecializados en actividad turística, mientras que el municipio de Velilla del Río Carrión posee una especialización menor debido a la actividad minera remanente y la central térmica. Además la imagen de marca de la Montaña Palentina como lugar de alto valor paisajístico o ambiental, así como las compras realizadas por los turistas, ofrecen un vehículo de salida (o una plusvalía) a productos tales como la carne, la miel o el agua.

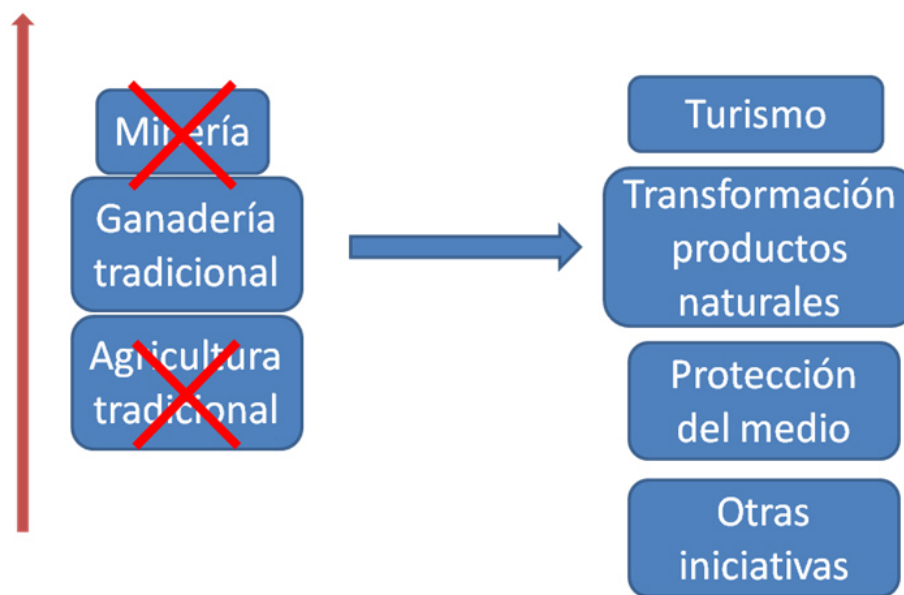


Figura 1.5: Crisis del modelo tradicional y perspectivas de desarrollo en la Montaña Palentina. La línea roja refleja la jerarquía en la relevancia económica de las actividades.

Tanto el turismo como la venta de productos locales se basa en dos elementos patrimoniales: el natural y el histórico-artístico.

El patrimonio natural ha sido aprovechado como escenario paisajístico sobresaliente, como marco para el desarrollo de actividades deportivas al aire libre y, en último lugar, como entorno en el que realizar actividades didácticas. La declaración del Parque Natural de Fuentes Carrionas y Fuente el Cobre-Montaña Palentina, además de crear un recurso turístico más, ha conllevado la ordenación del espacio con criterios racionales, ordenación que en ocasiones ha salvado al parque de potenciales agresiones (ver DECRETO 140/1998, de 16 de julio, por el que se aprueba el Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de Fuentes Carrionas y Fuente Cobre-Montaña Palentina (Palencia), LEY 5/2010, de 28 de mayo, de modificación de la Ley 4/2000, de 27 de junio, de Declaración del Parque Natural de Fuentes Carrionas y Fuente Cobre-Montaña Palentina (Palencia) y Sentencia 20/2008 de la Sala de lo Contencioso Administrativo de Valladolid). El lado leonés del área de estudio, los valles de Naranco y Lechada, están incluidos en el Parque Regional de Picos de Europa. Este parque fue declarado en 1994 como una orla de protección intermedia alrededor del Parque Nacional de Picos de Europa, situado al NW. Sin embargo la ausencia de una zonificación de protección, 18 años después de su declaración, hace del mismo una figura de protección vacua.

Dentro del patrimonio natural es el relieve, una vez más, el elemento más sobresaliente. Como afirma Aguña (2003) la interacción de elementos físicos ha esculpido paisajes de singular belleza,

susceptibles tanto del mero disfrute contemplativo como del aprovechamiento desde la óptica del deporte, ocio o educación. La misma autora afirma que el modelado glaciar, identificado con la altitud elevada y las paredes escarpadas es un reclamo para montañeros y alpinistas. Sin embargo el conocimiento de la génesis y evolución de dicho relieve, en especial dentro de Fuentes Carrionas -a la sazón el sector de mayores y más espectaculares desniveles- es claramente insuficiente, sobre todo si se le compara con el conocimiento de áreas aledañas, como los Picos de Europa, mucho mejor estudiadas. Esta tesis pretende cubrir parte de este hueco en lo referente a cómo se ha originado y cómo evoluciona actualmente el relieve de Fuentes Carrionas, así como proponer algunas herramientas para su correcta preservación como el valioso elemento del patrimonio natural que es.

1.2. La vegetación de Fuentes Carrionas

El paisaje vegetal de Fuentes Carrionas está fuertemente condicionado por el uso del suelo secular de estas cumbres. La orientación pastoril de las cabeceras de los ríos Yuso, Carrión y Riofrío ha provocado la escasez de masas boscosas, las cuáles son además recientes. La presión ganadera sobre los pastos de altura fue muy fuerte, como atestigua Sebastián de Miñano (1826), quien cifra en 40.000 las cabezas de ganado ovino que pastan en verano en el término de Vidrieros, coincidente con la cara S del cordal Hoya Contina-Curavacas-Lagunillas a principios del S. XIX. Por otro lado esta orientación pastoril es una adaptación a un medio en el que los fuertes desniveles imponen de manera natural la existencia de pisos bioclimáticos, aunque dichos pisos se han modificado a voluntad, ya que gran parte del pastizal se encuentra por debajo del límite superior del bosque.

La gradación propuesta por Bertrand (1972) en su estudio de la Liébana establece la existencia de al menos cuatro pisos biogeográficos climáticos desde el nivel del mar hasta los 2500 metros. Nuestra área de estudio se encuentra en la cúspide de esta pirámide, por lo que solamente están representados dos pisos: El piso montano y el subalpino y alpino. El primero está caracterizado por las formaciones boscosas, mientras que en el segundo las condiciones climáticas imponen la existencia de formaciones arbustivas y herbáceas. Como hemos adelantado el uso de este espacio como pastos ha conllevado la extensión del piso alpino en detrimento del montano, cuyo límite superior es artificialmente bajo.

1.2.1. Formaciones boscosas del piso montano

El robleal

Encontramos dos tipos de robleales en nuestro área de estudio:

- El robleal de *Quercus petraea/Quercus robur*: Es una formación típicamente atlántica que ocupa las áreas más bajas de los valles cántabros dentro de nuestro área de estudio, ya que altitudinalmente va cediendo paso al hayedo, que lo sustituye mayoritariamente por encima de los 1200 metros (Bertrand 1972). Se trata de un bosque con una amplia variedad florística, ya que también se pueden encontrar hayas (*Fagus sylvatica*), rebollos (*Quercus pyrenaica*), robles carballos (*Quercus robur*), avellanos (*Corylus avellana*), saúcos (*Sambucus nigra*), acebos (*Ilex aquifolium*), espinos albares (*Crataegus monogyna*), cerbellanos (*Sorbus aucuparia*), frambuesos (*Rubus idaeus*), arces (*Acer campestre*), fresnos (*Fraxinus sp.*), olmos de montaña (*Ulmus gabra*) y mañillos (*Malus sylvestris*) en el estrato arbóreo y arborescente. También encontramos zarzamoras (*Rubus ulmifolius*), brezos (*Erica sp.*), escobas (*Cytisus sp.*), escobones (*Genista florida*), endrinos (*Prunus spinosa*), escaramujos (*Rosa canina*), pudies (*Rhamnus alpina*), arándanos (*Vaccinium myrtillus*) y gayubas (*Arctostaphylos uva-ursi*) en los estratos arbustivo y subarbustivo.

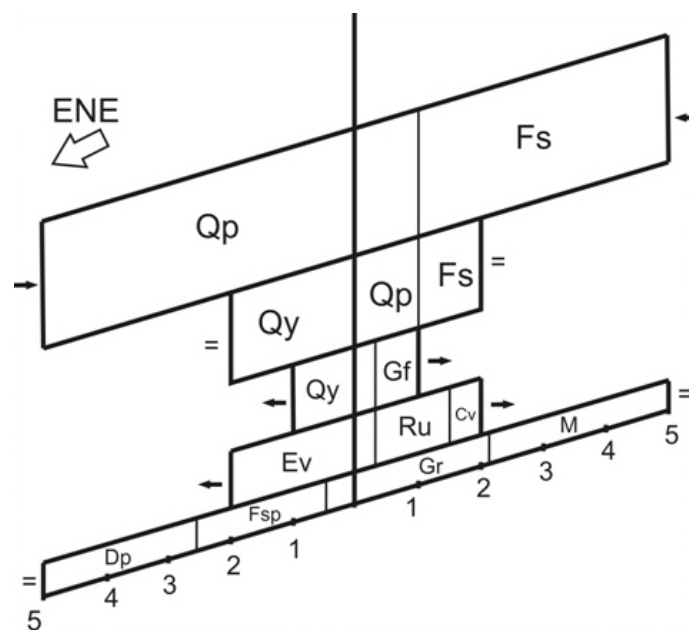


Figura 1.6: Pirámide de vegetación de un robleal en la Pernía, fuera del área de estudio, a 1305 metros de altitud. Leyenda: Qp: *Quercus petraea*; Fs: *Fagus sylvatica*; Qy: *Quercus pyrenaica*; Gf: *Genista florida*; Ev: *Erica vagans*; Ru: *Rubus ulmifolius*; Cv: *Calluna vulgaris*; Dp: *Digitalis purpurea*; Fsp: *Festuca ssp.*; Gr: gramíneas; M: Musgos. Fuente: Pellitero y Serrano (2008).

- El robledal de *Quercus pyrenaica*: Formación propia de la montaña mediterránea, muy atacada para la obtención de pastos y tierras de cultivo, ya que ocupaba principalmente las laderas de solana. Actualmente encontramos un robledal de *Q. pyrenaica* en la ladera S del Monte las Huelgas, en las cercanías de Vidrieros. Su sotobosque está formado por brezos, brecina (*Calluna vulgaris*), escobas y escobones. También se encuentran ejemplares arbóreos de cerbellanos, serbales (*Sorbus aria*), olmos de montaña o abedules.

El hayedo

En nuestro área de estudio solamente encontramos el hayedo en su límite septentrional, en los valles cántabros que vierten a la red del Deva. Su límite superior son los 1500 metros aproximadamente, límite claramente antrópico ya que por encima se desarrollan los pastizales. Esta formación parece estrechamente ligada a una zona de nieblas frecuentes situada entre los 900 y 1500 metros en la cara N, y la fuerte insolación del piso subalpino, así como de las laderas en la cara S del macizo parecen no convenirle (Bertrand 1972). Los hayedos tienden a ser bosques monoespecíficos, en los cuáles la variedad florística se ve limitada en el estrato arbóreo a algunos robles albares y acebos, con un estrato arbustivo prácticamente inexistente.

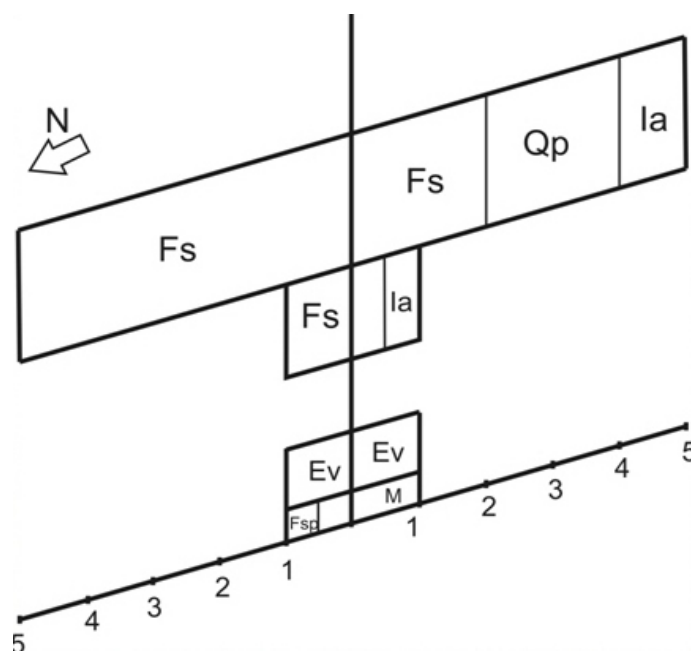


Figura 1.7: Pirámide de vegetación de un hayedo en la Pernía. Leyenda: Qp: *Quercus petraea*; Fs: *Fagus sylvatica*; Ia: *Ilex aquifolium*; Ev: *Erica vagans*; Fsp: *Festuca ssp.*; M: Musgos. Fuente: Pellitero y Serrano (2008).

Por encima de los hayedos parece haber existido una formación boscosa actualmente desapa-

recida, los bosques de pino silvestre (*Pinus sylvestris*). Los estudios polínicos de las turberas de Riofrío, publicados por Menéndez y Florschütz en 1963 presentan una abundancia de polen de pino a finales del Tardiglaciario. Las masas de pinares tuvieron que ser relativamente abundantes hasta épocas históricas, pues la cabecera del Carrión recibe el nombre de Valle de Pineda. Posiblemente los pinares fueron eliminados a favor del pastizal, al igual que ocurrió con el abedular, éste aún presente en Fuentes Carrionas. De hecho Basterra (2009) recoge el testimonio de habitantes del Alto Carrión que afirman que los pinares del Puerto de Pineda existieron hasta que fueron calcinados intencionadamente durante la Primera Guerra Carlista (1833-1840), aunque no hemos encontrado ninguna referencia a estos pinares en los diccionarios de Madoz o Sebastián de Miñano.

El abedular

Esta formación se sitúa generalmente por encima del hayedo, en ocasiones colonizando espacios con suelos raquíuticos, como los canchales cuarcíticos, aunque generalmente cerca de cursos de agua. Los abedulares son los bosques que comparativamente han perdido mayor extensión por la acción antrópica, debido básicamente a su ubicación. Al encontrarse en el límite supraforestal han sido eliminados para la obtención de pastos de altura. Con el abandono de algunos de estos pastos el abedular está recuperando rápidamente estos espacios, y actualmente existen abedulares jóvenes en expansión en el valle de Cardaño, Pineda y en la cara S de los picos Lagunillas y Monte las Huelgas.



Figura 1.8: Abedules colonizando antiguos pastizales abandonados y cubiertos de matorral en el valle de Cardaño, a 1500 metros de altitud. En el matorral podemos distinguir en primer plano y al fondo la *Genista florida* o escobón, con sus flores amarillas. La mayoría del matorral corresponde a la *Erica australis*.

1.2.2. Formaciones propias del piso subalpino

El matorral

Es la formación que ocupa una mayor extensión dentro del área de estudio, y se encuentra en expansión. De manera natural es la formación de transición entre los bosques caducifolios y las formaciones herbáceas de altura. Así se puede encontrar todavía en el valle de la Viña y Castrejón, en el extremo N del área de estudio. Sin embargo en los valles de Pineda, Lechada, Naranco y Cardaño el matorral ocupa un gradiente altitudinal exagerado, desde el fondo de valle a 1350 metros de altitud hasta prácticamente las cumbres a 2000 metros. Esto es así porque el matorral ha ido colonizando áreas de pastoreo, ganadas a su vez al piso forestal. No es en absoluto una formación monótona, ya que dentro encontramos una significativa variedad de especies, mayoritariamente de los géneros *Erica*, *Cytisus* y *Genista*.

El pastizal

Es la segunda formación más extensa de Fuentes Carrionas. Su extensión es fundamentalmente antrópica, ganando los pastizales espacio tanto de las formaciones boscosas como de las arbustivas.

Actualmente sin embargo se encuentra en retroceso por la disminución de la presión ganadera sobre el territorio. Se encuentran desde los fondos de valle a 1300 metros de altitud hasta los 2200 metros en ladera S, como ocurre en la Panda de Fuentes Carrionas. En esta formación dominan las especies del género *Festuca*, con otras especies como el nardo (*Nardus stricta*), *Carex*, *Sedum*, *Avena* y, en lugares recientemente roturados, *Agrostis trunclata* (Losa y Montserrat 1951, 1953).

Las turberas

Ocupan áreas permanentemente encharcadas, frecuentemente antiguos lagos de obturación glaciár progresivamente colmatados, en áreas por encima de los 1600 metros de altitud. En ellas domina el género *Sphagnum*, junto con el brezo de las turberas (*Erica tetralix*), el brecino (*Calluna vulgaris*) y las grosellas (*Vaccinium myrtillus*).

1.2.3. La vegetación alpina

Ocupa las áreas cimaras, por encima en general de los 2000 metros, aunque en algunas localizaciones concretas, como la cara N de la sierra de Oropiñas, desciende hasta los 1700 metros. La vegetación no llega a cubrir todo el espacio, sino que se ubica en los lugares más adecuados por la existencia de un suelo o por la estabilidad geomorfológica en un contexto de procesos activos. Las especies más frecuentes son la *Genista obtusiramea*, el *Vaccinium myrtillus* y *V. oliginosum*, *Cytisus purgans*, *Juniperus communis ssp. nana.*, y *Poa alpina*. En esta formación encontramos algunos endemismos de gran valor como la como la *Senecio boissieri*, *Trifolium babium*, *Ranunculus parnassiifolius subsp. Cabrerensis*, *Poa Laxa*, *Sibbaldia procumbens* o *Sedum alpestre*.



Figura 1.9: Vegetación alpina con el enebro rastrero (*Juniperus communis ssp. nana*), *Genista obtusiramea* y *Sempervivum sp.*

1.3. El conocimiento sobre Fuentes Carrionas: exploradores, escritores, montañeros y geógrafos

Las montañas de Fuentes Carrionas -los macizos de Peña Prieta, Espigüete y Curavacas- han estado ocupadas secularmente por gentes que utilizaron sus recursos de maneras muy variadas: sus pastos, su madera, sus piedras, sus aguas o incluso su nieve han sido objeto de uso por parte de los vecinos de los pueblos circundantes. En este sentido estas montañas han sido completamente exploradas desde muy antiguo, ya que su ascenso tampoco entraña grandes dificultades. Es por ello que cuando hablamos de los primeros exploradores nos referimos a las primeras personas que las recorrieron con el único afán de conocerlas en profundidad y difundir a la sociedad dicho conocimiento, afán que comienza a darse en España en el S. XIX. Al encontrarse cerca de los altivos Picos de Europa, Fuentes Carrionas ha sido objeto de estudio por parte de algunos de los pioneros en la exploración del famoso macizo calcáreo. Estos viajeros se fijaron especialmente el pico Espigüete, que destaca fuertemente sobre todo desde su vertiente occidental, hacia la Tierra de la Reina, por donde discurría uno de los caminos de aproximación a Picos de Europa.

Cuatro figuras destacan entre estos pioneros:

Casiano de Prado: Uno de los primeros geólogos españoles, recorre todas las montañas que componen Fuentes Carrionas entre 1845 y 1855, con el objeto de realizar la cartografía geológica de las mismas, pero con una evidente curiosidad que supera el mero ejercicio profesional. Es el primero en realizar mediciones altimétricas en el Espigüete, en 1854, y para entonces ya conocía el Curavacas y el Lezna (Díez Riol 1990). Es además el primero en hablar del glaciario en el macizo de Peña Prieta, en una fecha tan temprana como 1852, por lo que más adelante citaremos su trabajo como referente en cuanto a los estudios de glaciario. Además es prácticamente el único científico que se acerca a Fuentes Carrionas durante la Pequeña Edad de Hielo, nombrando la existencia tanto de un pequeño glaciar en Cubil del Can como de neveros permanentes en la cara N del Espigüete. Es por ello el precedente de más valor para nuestro estudio.

Aimar D’Arlot, conde de Saint-Saud y Paul Labroche: Estos montañeros franceses recorren los Picos de Europa entre 1890 y 1892, desde donde descubren el Espigüete. A su regreso de la expedición de 1892 acometen el ascenso de este pico, cuya historia publicarán en el “Nouvel Journal des Voyages” en Toulouse. El relato mezcla la descripción del viaje y la aventura con la de las costumbres y carácter hispanos.

Antonio de Valbuena: Aunque su relato del ascenso al Espigüete es publicado en 1913, dicho ascenso se realizó en 1884, según sus palabras. Este leonés, abogado, carlista, agudo crítico literario, escritor y geógrafo de afición, fue famoso por sus polémicas, entre las que también se encontraban las geográficas, como la del nacimiento del Esla o la altitud exacta del Espigüete (Díez Riol 1990).

Ya en pleno siglo XX caben destacar los artículos publicados en “Peñalara” por Julián Delgado Úbeda, que relatan ascensos al Curavacas en los años 20, abriendo nuevas vías de ascenso como la normal actual, el Callejo Grande. En los años 40 Luis García Guinea, notario de Cervera de Pisuerga, realiza frecuentes ascensos al Curavacas, llegando a abrir el paso a la cumbre por la cara N, paso que hoy se conoce como “Senda del Notario”. En los años 50 varios montañeros palentinos, entre los que destacamos a Alejandro Díez Riol por sus relatos de las actividades, comienzan a abordar las montañas de Fuentes Carrionas desde conceptos modernos, tanto por la intención (abrir nuevas vías de escalada, realizar escaladas invernales) como por los medios y técnicas (escalada, rápel, uso de cuerdas, piolet y crampones). A partir de este momento, y con la creación de clubes de montañismo como el Espigüete en 1967, son muchos los montañeros que se acercarán a las cumbres

1.3. EL CONOCIMIENTO SOBRE FUENTES CARRIONAS: EXPLORADORES, ESCRITORES, MONTAÑEROS Y GEÓGRAFOS

que jalonan el nacimiento del Río Carrión. Entre ellos cabe destacar, por su audacia y la calidad de los logros conseguidos, a Vicente Lagunilla “Tente”, autor de multitud de vías de escalada tanto invernales como estivales principalmente en Curavacas y Espigüete.

La montaña cantábrica no ha sido antiguo objeto de atención, como tal, en la literatura (González Trueba y Serrano 2007). Solamente a partir del S. XIX los autores románticos, realistas y naturalistas se acercan a la montaña como fuente de emociones o marco para representar sociedades y culturas. Sin embargo los escritores de este siglo pasan de largo de Fuentes Carrionas. Así Amós de Escalante escribe sobre la Liébana y la Montaña Palentina oriental, Pereda sobre Liébana, Polaciones, Campoo, Galdós sobre el valle del Deva, la Liébana y Picos de Europa, Emilia Pardo Bazán sobre el Pas y Concha Espina sobre el valle de Saja.

El macizo de Fuentes Carrionas posee también, al igual que otras sierras ibéricas, su particular divulgador. Se trata de Juan Díaz Caneja (1877-1948), abogado de profesión y apasionado montañero, quien publica varios libros de relatos, novelas y viajes situados principalmente en la Montaña Palentina. Algunos de estos libros son:

- “Cumbres palentinas. Impresiones” (1915), en el que relata, entre otras aventuras, cómo es la primera persona en navegar el Pozo Curavacas, lleno de leyendas que aterrorizaban a los lugareños, y de desmitificar la creencia popular de su conexión con el Mar Cantábrico, al calcularle una profundidad de apenas 12 metros.
- “Paisajes de Reconquista. Un maravilloso rincón de España” (1926)
- “Verde y Azul” (1927)
- “Josef el Santero. Estampas montañosas”. (1942) Compendio de varios relatos ambientados en la Montaña Palentina.

En su obra prima el costumbrismo para expresar su admiración por la montaña y los montañeses (González Trueba y Serrano 2007). Así suele mezclar leyendas, descripciones de gentes y usos, entrevistas con lugareños, relatos sobre caminatas y ascensiones montañosas, y, sobre todo, reflexiones y descripciones de la belleza de los lugares que recorre y de la dureza de la vida montañesa, en un tono en el que a veces es difícil discernir lo real de lo fantástico (Díez Riol 1999). Es también uno de los primeros autores que percibe, desde un punto de vista crítico, los cambios

que el progreso conlleva en los paisajes de montaña. Así en su obra "Yosef el Santero. Estampas montañosas" (1942) reflexiona sobre cómo el embalse de Camporredondo, inaugurado en 1930, ha alterado el paisaje de la vega del Alto Carrión aguas arriba de la Hoz de Camporredondo.

Ya desde la segunda mitad del S. XX, con la popularización del montañismo y senderismo como deporte, y la creciente preocupación por la conservación del medio natural, comienzan a surgir tanto guías y libros montañosos como obras científicas que versan sobre distintos aspectos de Fuentes Carrionas. Entre las primeras caben destacar las guías de Ruiz Ausín (2004 y 2008, últimas ediciones), o los de Díez Riol (1990 y 1999), compendio por un lado de experiencias propias en las montañas cantábricas y por otro de la historia del montañismo en Fuentes Carrionas.

Entre los segundos hay que tener en cuenta los múltiples trabajos publicados en la revista de la Fundación Tello Téllez de Meneses sobre Historia (Martínez Pereda 1989, Basterra 2009), Etnografía (Martínez Mancebo 1980, Ruesga 1997), o Patrimonio (Hortelano y Plaza 2004). También son importantes los aportes de Losa y Montserrat (1953 y 1956), y los más recientes de Aedo et al. (1993, 1994, 1997, 1999, 2001 y 2003) sobre Botánica. Recientemente ha aparecido la Colección de Historia Montaña Palentina, editada por Aruz, que ofrece artículos relacionados con la Historia, Etnografía y Prehistoria, en la línea anteriormente comentada. En Geología hay que destacar que esta región ha sido objeto de estudio para varios investigadores de la Universidad de Leiden, en Holanda. Fruto de esta labor son los trabajos de Van Veen (1965), Savage (1967). También sobre Fuentes Carrionas versa el trabajo de Julivert (1971). Este último entronca con estudios más recientes llevados por investigadores españoles como Gallastegui et al. (1990, 1992 y 1997), Gallastegui (2000) o Rodríguez (1994).

Entre los aportes geográficos el primero del que tenemos constancia es el de Alcalde Crespo, publicado en cuatro tomos entre 1979 y 1982, correspondientes a las cuatro subcomarcas en las que se puede dividir la Montaña Palentina, de entre los cuáles el último (Acalde 1982) está dedicado a Fuentes Carrionas. Ya en las últimas dos décadas encontramos un completo diagnóstico de la comarca de la Montaña Palentina, desgraciadamente no publicado (Alario 1999), al igual que el informe sobre la despoblación en el N de Palencia (López Ruiz 2005). En un ámbito diferente están los trabajos publicados por Aguña (2002 y 2003) centrados en el turismo como potencial recurso para esta comarca.

Objetivos y métodos



Como hemos expuesto se han realizado trabajos sobre Fuentes Carrionas desde diferentes perspectivas y con diferentes objetivos, sin embargo todavía no se había abordado la interpretación, distribución y evolución del relieve de manera detallada. Este trabajo pretende, mediante la metodología típica de un estudio geomorfológico, descubrir cómo ha cambiado el relieve y sus causas e implicaciones ambientales. En concreto interesa profundizar en los siguientes aspectos:

2.1. Objetivos

- Conocer la Geomorfología de esta área de alta montaña, con especial atención a los elementos de la misma que tienen que ver con la evolución ambiental desde el Último Máximo Glaciar pleistoceno hasta la actualidad.
- Realizar un mapa geomorfológico de detalle que plasme este conocimiento, mapa en el que también primarán las formas de relieve de origen climático y dinámico.
- Establecer una secuencia morfoestratigráfica que permita conocer las relaciones entre las distintas formas de relieve.
- Describir la evolución del modelado al menos desde el Último Máximo Glaciar hasta la actualidad.
- Proponer una hipótesis cronológica para esta evolución, fundada en las relaciones morfoestratigráficas como fuente de dataciones relativas y en dataciones absolutas a partir de los depósitos disponibles, que se compararán con las hipótesis cronológicas ya publicadas en ámbitos montañosos cercanos.
- Enunciar una gradación en pisos geoecológicos durante el Pleistoceno y Holoceno basándonos en los datos anteriormente expuestos.
- Establecer la gradación geoecológica actual, con especial atención a los procesos de tipo periglacial y nival aún activos en Fuentes Carrionas.
- Estimar, a partir fundamentalmente del mapa geomorfológico y de los procesos activos actualmente, la geodiversidad del macizo de Fuentes Carrionas con un nivel de detalle muy alto (píxel de 1 hectárea), para elaborar finalmente un mapa de geodiversidad de Fuentes Carrionas.

2.2. Metodología

Para conseguir dichos objetivos se ha seguido una metodología en la que el trabajo de campo, consistente en el recorrido de todo el área de estudio, la interpretación del relieve y de los depósitos encontrados, ha tenido un papel fundamental. Fruto de ese trabajo es el mapa geomorfológico que se adjunta, y cuya realización y contexto científico se especifica a continuación. Gracias a dicho mapa geomorfológico y al trabajo de campo se ha podido extraer una información derivada, que se ha tratado con métodos específicos para cada sistema morfogénético. Con toda la información se ha elaborado una propuesta morfoestratigráfica -basada en las interrelaciones entre formas- de evolución del relieve. Por último la metodología de evaluación de la geodiversidad es un aspecto que, por su novedad, ha sido tratado junto con los resultados en el Capítulo 11.

2.2.1. La cartografía geomorfológica

La elaboración de mapas que representen la geomorfología de un sector estudiado es una de las técnicas más útiles en Geomorfología, al constituir una buena primera aproximación a la realidad del lugar estudiado (Cooke y Doornkamp 1990). Por ello fue una de las primeras herramientas en ser desarrollada, primero en los años 60 en Francia y URSS, extendiéndose su uso a otros países.

En España la cartografía geomorfológica llegó durante los años 70, de mano de los primeros trabajos especializados en Geomorfología, utilizando principalmente las leyendas creadas por las escuelas francesa y holandesa (Peña 1997a). Desde entonces una gran cantidad de mapas geomorfológicos han sido realizados, siguiendo metodología más o menos asentadas. Uno de los principales problemas de la cartografía geomorfológica es el metodológico. Las dificultades a la hora de dibujar un mapa geomorfológico son algo que no se ha solucionado de una forma óptima, y pueden dividirse en tres grupos:

- **Problemas escalares:** la Geomorfología describe desde microformas milimétricas o centimétricas, tales como los ripple marks en una playa, hasta formas de miles de km⁽²⁾, como las grandes cordilleras, plataformas estructurales como los cratones australiano o canadiense, o grandes cuencas sedimentarias como la del Amazonas. Es obvio que la información geomorfológica con niveles de detalle tan distintos no puede ser representada en un mismo mapa.

- **Problemas organizativos:** podemos agrupar las formas de relieve atendiendo a una gran variedad de criterios, tales como su carácter activo o relictivo (criterio dinámico), su origen en determinada época o fase (criterio genético), su relación con alguna litología específica o su edad y estado de conservación (criterio cronológico). Este problema tiene una gran relación con la escala, ya que algunas formas, como por ejemplo las estructurales, se simbolizan bien en escalas muy pequeñas, mientras que otros grupos morfogenéticos, como por ejemplo las formas de origen periglacial, suelen presentar tamaños pequeños. Incluso el relieve puede interesarnos no en términos de los constituyentes que lo forman, sino desde un punto de vista meramente fisiográfico, es decir, como una suma de llanuras, cumbres y laderas con distintas altitudes y pendientes.
- **Problemas de contenidos:** Existen elementos geomorfológicos que tienen una influencia en las formas pero no una distribución espacial propia, cuya representación puede ser interesante. Son por ejemplo los procesos morfogenéticos, cuya importancia recae en que nos indican la evolución geomorfológica pasada pero también predicen la futura, con importantes aplicaciones en el impacto ambiental o sobre todo en estudios de riesgos naturales.

Por último, los mapas geomorfológicos, al explicarnos la configuración geomorfológica de un sector, han de incluir elementos de referencia con los que el lector esté familiarizado, como por ejemplo los que suele incluir un mapa topográfico típico.

Como resultado de todo ello un mapa geomorfológico debería aglutinar la siguiente información (Peña, 1997b):

- **CARTOGRAFÍA BÁSICA:** Son un apoyo que nos permite ubicar las formas en la superficie.
 - Topografía: normalmente las curvas de nivel a una escala adecuada a la de trabajo, indicaciones como los picos con su toponimia y altitud también son de ayuda.
 - Hidrología: Cursos de agua y superficies inundadas.
 - Elementos antrópicos: poblaciones, construcciones y vías de comunicación que nos sirvan de referencia.
 - Toponimia: Es muy importante ya que en muchas ocasiones las formas de relieve se encuentran en lugares alejados de cualquier elemento de referencia, solamente reconocibles por un topónimo local.

- **GEOLOGÍA:** gran cantidad de formas de relieve poseen una clara influencia geológica, es por ello que la geología merece estar presente en los mapas geomorfológicos.
 - Litología: Tipos de sustrato rocoso.
 - Tectónica y estructuras: La disposición del sustrato como consecuencia de los esfuerzos tectónicos o simplemente de las diferencias de competencia de las rocas es necesaria para explicar algunas formas de relieve.
 - Formaciones superficiales: son el resultado de los procesos geomorfogenéticos que han actuado en la superficie del relieve.
- **MORFOMETRÍA:** Aspectos cuantitativos del relieve: pendientes, alturas, ángulos u otro tipo de mediciones.
- **MORFOGRAFÍA:** Descripción cualitativa del relieve: configuración geométrica y real de las formas.
- **MORFOGÉNESIS:** Sistemas morfogenéticos y procesos responsables del relieve.
- **MORFOCRONOLOGÍA:** Sucesión temporal de la creación y destrucción de formas de relieve, con cronologías absolutas o relativas.
- **MORFODINÁMICA:** Funcionalidad de los procesos en la actualidad, e incluso influencia de unos procesos en otros o en formas pertenecientes a otro grupo morfogenético diferente al original.

Todo ello aglutinado en un mismo mapa puede conllevar una leyenda de varias decenas de símbolos. El resultado de la inclusión de tal variedad de información es que con frecuencia los mapas geomorfológicos son extremadamente complejos de interpretar incluso por parte de personal cualificado para ello, perdiendo así gran parte de su utilidad. Es por ello que la mayoría de los mapas geomorfológicos solamente aglutinan una parte de toda esta información. Así podemos tener los siguientes tipos de mapas geomorfológicos:

1. Según el tipo de aplicación, encontramos mapas geomorfológicos básicos o aplicados: los primeros están orientados como herramienta para la investigación geomorfológica mientras que los segundos se centran en algún aspecto de interés.

2. Según el tipo de información tenemos:

- Morfoestructurales: Ideados para explicar la configuración geomorfológica de regiones amplias, atendiendo sobre todo a las estructuras geológicas que originan el relieve. Se usan por ejemplo para realizar mapas de suelos a pequeña escala.
- Morfométricos: Incluyen pendientes, rugosidad, altitudes u orientaciones. Aplicados a riesgos hidrológicos o estudios de erosión.
- Morfográficos: Descripción cualitativa del relieve, se usan sobre todo para el estudio de paisajes.
- Morfogenéticos: Evalúan el origen y actividad de las formas de un territorio, muy útiles en cualquier clase de estudio local o regional que necesite un conocimiento exacto de cómo está evolucionando el relieve en la actualidad.
- Morfocronológicos: Describen las formas en función de su relación estratigráfica, con dataciones relativas o absolutas. Se usan para estudios paleoambientales, de evolución del paisaje o paleontológicos.

2.2.1.1. La cartografía geomorfológica en Europa y en España

Existen múltiples métodos de cartografía geomorfológica en el mundo. En España dos han sido los más utilizados, con variaciones para adaptarlos al área de estudio: el sistema de la *Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation* de la Universidad de Twente en Holanda (ITC) y el sistema del Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) francés, desarrollado por el Profesor Jean Tricart de la Universidad de Estrasburgo y adoptado por el citado instituto de investigación.

El sistema del CNRS.

En España el sistema del CNRS ha sido el más utilizado, generalmente adaptado a las necesidades del contexto a estudiar o de las posibilidades de edición del mapa. Es un sistema propuesto en Francia en 1962 (Peña 1997b) aunque es el resultado de una tradición de cartografía geomorfológica que se remonta a los años 30, con el mapa geomorfológico de Francia a escala 1:100.000. Constituye uno de los primeros esfuerzos de codificación semántica y gráfica del sistema geomorfológico (Pellicer 1997), y se basa en el uso de fichas estandarizadas en las que se pretende sintetizar la información que se pretende conocer de cada unidad: la localización, el contexto morfoestructural, la

edad, la naturaleza morfogenética, las características morfológicas y las formaciones superficiales. A la hora de representar toda la información recogida en las fichas el sistema es flexible, aunque es necesario respetar una gama de colores determinada según el dominio morfogenético que originase la forma o formación superficial (Pellicer 1997):

- Marino: Azul
- Fluvial: Verde
- Glaciar: Azul oscuro
- Periglaciar húmedo: Violeta
- Periglaciar seco: Rojo violeta
- Templado húmedo: Verde grisáceo
- Templado seco: Verde amarillento
- Tropical o subtropical húmedo: Azul verdoso
- Tropical o subtropical seco: Naranja
- Eólico: Amarillo naranja

Como puede verse todos los colores pertenecen a gamas frías, esto es así porque los colores cálidos (rosas, rojos y naranjas intensos) se reservan para representar la litología. En su excelente mapa geomorfológico de Toledo-Sonseca, Herrero (1988a) adapta este método incluyendo (Herrero 1988b):

- En la base la topografía y planimetría en gris.
- La hidrografía en azul.
- La tectónica con líneas rojas y negras, según tengan o no significación directa en el relieve.
- Las formas estructurales en fondo rosa con contorno real, tonos saturados y trama representativa, para que destaquen sobre el fondo litológico.
- Las formas asociadas a un dominio morfogenético con los colores anteriormente mencionados para el sistema CNRS.

- Letras en negro que indican la situación de las formas o depósitos en el contexto cronoestratigráfico.

El resultado es un mapa bello y expresivo, ya que permite un análisis general a primera vista, pero también nos permite un análisis detallado de cualquier lugar dentro del mismo, además con la ventaja de que la planimetría de fondo nos ayuda a localizarlo fácilmente. El principal problema reside en la complejidad de diseño del mapa, que posee 83 símbolos diferentes para un área de escasa geodiversidad como son las penillanuras y plataformas estructurales de la cuenca del Tajo. Este método sería virtualmente imposible de aplicar de manera estricta en un ambiente más geodiverso, como un espacio de alta montaña.

Una de las escasas propuestas de leyenda geomorfológica unificada para los mapas geomorfológicos en España ha surgido a partir del sistema CNRS. Se trata de las leyendas presentadas por Calvet et al. (1987) y Peña et al. (1997a y 1997b) para las escalas 1:1.000.000, 1:100.000/200.000 y 1:25.000/1:50.000. Son leyendas forzosamente generales pero fácilmente aplicables y fieles al estilo francés. A escala regional los mapas editados por la editorial Geoforma utilizan una leyenda simplificada que se basa en la del mapa geomorfológico francés, aunque la gama de colores es diferente (García Ruiz 1989, Arnáez y García Ruiz 1990, García Ruiz y Arnáez 1991). La ausencia de planimetría y altimetría, así como el hecho de que la mayoría de sus símbolos sean lineares, resta expresividad y aplicabilidad a los mapas.

Ya durante el presente siglo, existen algunos ejemplos de aplicación de la leyenda de Peña et al. (1997b) a áreas de media (Ruiz Fernández 2006) y alta montaña (Chueca y Julián 2008). También basado en el CNRS González Trueba (2007) y González Trueba y Serrano (2009) han realizado la cartografía geomorfológica de los Picos de Europa a escala 1:25.000, creando nuevos símbolos para adaptar la leyenda de Peña et al. (1997b) a un entorno de alta montaña, así como el mapa glaciomorfológico del Alto Sil realizado por Santos (2010).

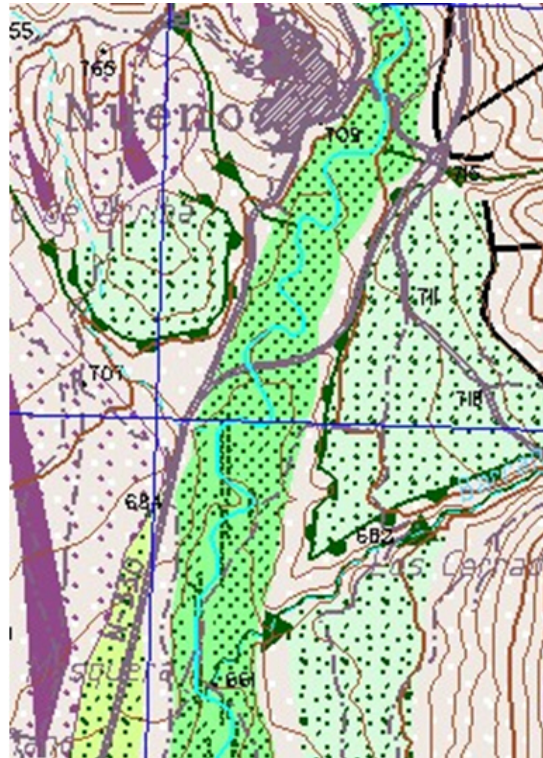


Figura 2.1: Imagen de un mapa geomorfológico realizado mediante el método del CNRS. Extraído de Vázquez (2003).

El sistema ITC.

El International Institute of Geo-Information Science and Earth Observation, desde enero del 2010 Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation de la Universidad de Twente, en Holanda, desarrolló una de las primeras metodologías de cartografía geomorfológica en los años 60 y 70 del S. XX. Sus principios han sido expuestos en varias obras, entre las que destaca la de Verstappen (1970), que expone las bases del sistema cartográfico. Es un sistema abierto y utilizable a cualquier escala (Peña 1997b), ya que no posee formas determinadas sino que deja su diseño al criterio del cartógrafo. Éste ha de basarse en el uso de colores distintos para cada sistema morfogénético, aunque las formas se presentan en borde negro y, cuando carecen de extensión suficiente para ser representadas mediante superficies, como elementos lineales de color negro. Los colores que se usan pueden verse en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1 *Colores usados por el método del ITC desarrollado por Vestappen y Van Zuidam en 1968, según Gustavasson (2005) y Peña (1997b).*

Información	Color	Trama
Formas estructurales	Púrpura	Color de relleno con borde negro
Formas volcánicas	Rojo	Color de relleno con borde negro
Formas denudatorias	Marrón	Color de relleno con borde negro
Formas fluviales	Verde	Color de relleno con borde negro
Formas lacustres o marinas	Azul	Color de relleno con borde negro
Formas glaciares y periglaciares	Azul claro	Color de relleno con borde negro
Formas eólicas	Amarillo	Color de relleno con borde negro
Formas kársticas	Naranja	Color de relleno con borde negro
Morfometría (pendientes)	Negro	Trama de fondo (mapa aparte)
Litología	Gris o marrón	Tramas de fondo
Morfocronología	Negro	Letras y números
Topografía	Negro o gris	Base topográfica de fondo

El método también prevé el uso de mapas “especiales” anexos: un mapa de “morfoconservación”, que esencialmente posee información sobre pendientes y áreas con riesgos de inundación o inestabilidad de laderas, y un mapa hidromorfológico, con información sobre dominios de erosión y sedimentación.

Su introducción en España se debe principalmente al hito que supuso la realización del mapa geomorfológico de la Región de Zaragoza como tesis doctoral de Van Zudam (1976). Dicho método ha sido adaptado y utilizado en otras publicaciones españolas como por ejemplo los mapas geomorfológicos de la provincia de Alicante a escala 1:100.000 (Marco et al. 2000a y 2000b, Díez et al. 2003) aunque en este caso los autores adaptaron los tres niveles de información (el mapa básico y los dos especiales) en tres hojas diferentes en blanco y negro. En un primer mapa encontramos las pendientes, agrupadas en tres categorías, en el segundo la litología, mediante tramas. El tercero es el mapa geomorfológico “básico” en el que encontramos otra vez litología y formas, divididas en los sistemas morfogénicos expuestos en la Tabla 2.1. La información ofrecida por el tercer mapa es confusa, ya que los símbolos lineales y las tramas se cruzan, siendo los dos mapas anteriores necesarios únicamente para aclarar la información del tercero. Sin duda el uso de colores habría contribuido a aclarar el resultado final.



Figura 2.2: Imagen del mapa geomorfológico de la provincia de Zaragoza siguiendo el sistema del ITC, extraído de Vázquez (2003).

Por último el IGME publicó una metodología de realización de mapas geomorfológicos a escala 1:50.000 que se basa en aportes de las dos escuelas mencionadas (Martín Serrano et al. 2004). Mediante este método la información se reparte en tres mapas: uno geomorfológico “sensu stricto” con litología, formas agrupadas por su morfogénesis y cronología; uno de procesos activos y otro de formaciones superficiales. Dicho método ha sido seguido sobre todo por los geólogos, en especial en los mapas geológicos de la serie MAGNA (IGME 1994). También han surgido adaptaciones de la leyenda como el de Benito Calvo et al. (2010).

Otros sistemas cartográficos

Otros países han desarrollado sus propios sistemas cartográficos. Algunos de los primeros son en hacerlo fueron los países de Europa Central y del Este, como las escuelas polaca, checa, alemana o rusa, que desarrollaron leyendas geomorfológicas entre los años 50 y 60 (Peña 1997b) e influyeron a la escuela inglesa (Sahlin y Glasser 2008). Más recientes son las leyendas de Panizza (1972), utilizada actualmente en la escuela italiana (Faccinni et al. 2008, Robustelli et al. 2009), o el método de Schoeneich (1993), que ha sido usado en para entornos alpinos de Suiza y Francia

(Theiler et al. 2008) y que he utilizado en mi tesis.

Cabe destacar que a pesar de la gran variedad de leyendas geomorfológicas, de ambientes morfogénéticos y de elementos a cartografiar, existe una cierta uniformidad a la hora de representar la geomorfología. Así colores como el azul para formas de origen marino, el verde para fluvial, el rojo para las estructuras, el marrón para los procesos de ladera o el violeta para formas y depósitos glaciares y periglaciares se han ido imponiendo. No existe, sin embargo, un consenso a la hora de decidir qué información se incluye según qué sistema, ya que algunos incluyen litología, cronología o distinción de procesos activos o heredados, mientras que otras obvian esa información.

2.2.1.2. La cartografía geomorfológica en la actualidad

Actualmente la introducción y generalización de los SIG por un lado y de las imágenes de satélite por otro han revolucionado la cartografía geomorfológica. Además la edición de mapas on-line ha permitido la publicación en formatos poco accesibles anteriormente por los altos costes de publicación.

Los sistemas de información geográfica, las imágenes de satélite y los modelos digitales de terreno cada vez más precisos ofrecen más flexibilidad en la adquisición, procesamiento y edición de datos (Gustavsson et al. 2006). El trabajo de gabinete es cada vez más importante y, en muchas ocasiones el único, posibilitando la creación de mapas geomorfológicos submarinos (Benetti et al. 2010), de lugares difícilmente accesibles o demasiado extensos (Barr y Clarck 2009, Evans et al. 2010, Trommelen y Ross 2010) o incluso de relieves presentes en épocas pasadas, como por ejemplo relieves preglaciares o previos a la fase paraglaciar (Frankl et al. 2010). Además la aparición de modelos digitales cada vez más exactos, provenientes de nuevas tecnología como el Lídár, está posibilitando la creación de mapas geomorfológicos automáticos (Minár y Evans 2008). Hoy en día la publicación de los resultados científicos se realiza principalmente a través de Internet. Ello permite un intercambio de conocimientos constante entre la comunidad investigadora. En el ámbito de la cartografía la ventaja de Internet es evidente: no existen costes de edición mayores a la hora de editar formatos amplios (A0, A1 ó A2) o a todo color. Esta cualidad ha abierto la posibilidad de publicar los mapas geomorfológicos de una manera extremadamente ágil. Algunas revistas como "Journal of Maps" han recogido el testigo y actualmente están publicando gran cantidad de mapas geomorfológicos (Chueca y Julián 2008, Robustelli et al. 2009, Ondicol 2009, Benito Calvo et

al. 2010, Evans et al. 2010). Un paso más son los visores de cartografía geomorfológica on-line, que ofrecen mapas geomorfológicos interactivos de un área determinada. El SIGMA, Sistema de Información Geográfica Medioambiental de Andorra ha incorporado a su servidor cartográfico el mapa geomorfológico de todo el Principado, que puede ser consultado en la siguiente dirección: <http://www.sigma.ad/sma/www/index.htm>.

Por último la cartografía geomorfológica se está reivindicando no sólo como un resultado de la investigación geomorfológica sino como un instrumento de base para análisis más específicos como los de erosión o planeamiento de espacios naturales (Paron y Smith 2008), riesgos naturales tanto a escalas abarcables mediante trabajo de campo (Theler et al. 2008), como en situaciones en las que éste es directamente imposible (Micallef 2011), y muy especialmente en el estudio de movimientos en masa (Parry 2011, Withworth et al. 2011) o patrimonio geomorfológico y geodiversidad (Serrano y Ruiz Flaño 2007, Pellitero et al. 2011a).

2.2.1.3. El mapa geomorfológico del macizo de Fuentes Carrionas: el método del Institut de Géographie de la Universidad de Lausanne

A la hora de realizar un mapa geomorfológico hemos de realizar un trabajo previo de reflexión. Un sistema de cartografía geomorfológica, según Vestappen (1970), debería reunir las siguientes virtudes:

- (i) Ser flexible, permitiendo al creador discreción en la adopción de nuevos símbolos que sean apropiados para el área de estudio.
- (ii) Ser lo más simple posible, para combatir los problemas de interpretación y costes excesivos de impresión.
- (iii) Ser aplicable para la cartografía a todas las escalas.
- (iv) Permitir la fácil realización de mapas aplicados a partir del mapa básico.
- (v) Reservar los colores para indicar unidades morfogénicas, mejor que por la litología o cronología, que pueden ser descritos en mapas anexos.

Como objetivo concreto para este trabajo he procurado crear un mapa geomorfológico semiológicamente correcto, fácilmente legible, estéticamente atractivo y útil a la hora de usar las

potencialidades de los SIG en cuanto a procesamiento de información y creación de mapas secundarios, índices y conclusiones más allá de la simple presencia de formas y depósitos. Dentro de los métodos disponible he escogido el desarrollado en el Institut de Géographie de la Université de Lausanne (IGUL), debido a su simplicidad y carácter alpino.

La elaboración de la leyenda geomorfológica del IGUL fue propuesta a finales de los años 80 con el objetivo de definir un sistema a la vez coherente, completo y sencillo de cartografía geomorfológica a escala 1:10.000 (Reynard et al. 2005). El método fue finalmente desarrollado por Schoeneich (1993) para la escala 1:10.000 ha sido profusamente utilizado por investigadores en medios alpinos (Golaz 1995, Dorthe 2007, Scapozza 2008, Ondicol 2009). Es un sistema ideado para la didáctica de la Geomorfología directamente en el campo, por lo que ha sido simplificado al máximo. Está basado principalmente en la leyenda del CNRS francesa, de la que toma la mayor parte de los símbolos, cuyos colores hacen referencia a sistemas morfogenéticos según el sistema cartográfico alemán (Maillard et al. 2011). También del sistema CNRS toma la distinción de las formas (puntos, líneas o polígonos de colores característicos pero con fondo incoloro) y los depósitos, que se simbolizan con polígonos rellenos del color correspondiente a su génesis. Sin embargo existen algunas particularidades:

- Simplifica en gran medida el dibujo, no existiendo diferencias en cuanto a los depósitos por su composición, sólo por su génesis.
- Hace una clara distinción entre sectores donde domina la acumulación (fondos del color correspondiente) con aquellos donde domina la erosión, en los que, si bien puede haber formas, el fondo es blanco.
- Se trata de una leyenda diseñada para entornos alpinos donde los procesos y formas glaciares y periglaciares son todavía activos. Por ellos hay un profuso desarrollo de los símbolos relacionados con estos sistemas morfogenéticos, mientras que otros, como los elementos fluviales, carecen de una representación tan rica como la de otras leyendas.

En inicio el sistema se compone de una sola capa en la que incluimos el conjunto de símbolos que identifican las distintas formas de relieve y superficies, coloreadas según el sistema morfogenético que las origina, siguiendo la siguiente coloración:

Tabla 2.2 Colores usados por el método IGUL.

Sistema morfogénético	Color
Estructural	Rojo
Hidrográfico	Azul claro
Fluvial	Verde
Gravitacional	Marrón/ocre
Kárstico	Turquesa
Lacustre	Azul oscuro
Eólico	Amarillo
Nival	Burdeos
Periglacial	Rosa/malva
Glaciar	Violeta
Organógeno	Verde oliva
Antropogénico	Gris

Los símbolos correspondientes a las formas son casi siempre puntos o líneas, mientras que las superficies de acumulación, que se dibujan como polígonos, presentan un borde en el color propuesto y un relleno de ese mismo color degradado.

El mapa resultante da una clara visión de conjunto de los procesos dominantes y su importancia relativa. Es un sistema que no muestra ningún tipo de información más allá de la estrictamente geomorfológica, por lo que su lectura es bastante sencilla. La litología se puede presentar en mapas aparte, y la morfografía (pendientes, rupturas de pendiente, llanuras. . .) se deducen de la información topográfica, que típicamente se presenta como fondo en color gris.

Es una leyenda abierta a la inclusión de nuevas formas, así como a adaptaciones especiales en el caso de que deseemos hacer distinciones que la leyenda en inicio no permite. Por ejemplo la leyenda no distingue entre procesos activos y fósiles. Es por ello que algunos autores (Schoeneich et al. 1998, Ondicol 2009) han realizado modificaciones en la coloración para distinguir los procesos geomorfológicos activos de los inactivos.

El resultado es una leyenda pensada para cartografiar directamente sobre el terreno o gabinete sin necesidad de rellenar fichas previas y con medios muy limitados (unos lápices de colores y un mapa topográfico sobre el que dibujar son suficientes, Figura 2.3), focalizado en las formas y depósitos. El método además posibilita hacer lecturas de distinto nivel dentro de una misma capa, desde el más simple, donde sabremos hasta dónde llegó el dominio glaciar, los procesos periglaciares, o dónde domina la erosión, hasta uno de detalle, pudiéndose dibujar formas métricas.

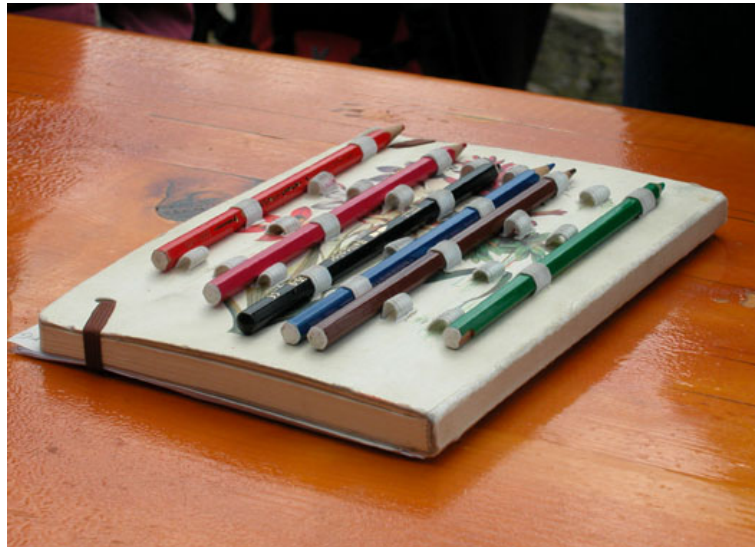


Figura 2.3: Material imprescindible para comenzar el diseño de mapas geomorfológicos según el método IGUL. Imagen extraída de <http://www.unil.ch/igul/page19238.html>.

La leyenda para el mapa geomorfológico 1:10.000 del IGUL ha sido diseñada para su implementación mediante dibujo directo. En sucesivos años (Schoeneich et al. 1998, Gentizon et al. 2001, Reynard et al. 2005) han sido publicadas actualizaciones de la leyenda, la última adaptada a su uso en programas de diseño por ordenador (Adobe Illustrator principalmente). Dentro de la voluntad de dar publicidad a dicha leyenda ésta se encuentra disponible en la siguiente dirección:

<http://www.unil.ch/igul/page19238.html>

Sin embargo existe una falta de adaptación de la misma a entornos SIG, como puede verse en el ejemplo siguiente:



Figura 2.4: Símbolo de glaciar rocoso en el sistema IGUL.

El símbolo de de glaciar rocoso se compone de los siguientes elementos:

- Un fondo color malva, que simboliza un depósito periglacial, pero que no tiene por qué coincidir con la superficie del glaciar rocoso, sino que también puede englobar varias formas o depósitos periglaciares adyacentes.
- Una línea en la base del frente glaciar.

- Una línea en la cresta del frente glaciar.
- Líneas que ponen en contacto la base y cresta del frente, para asemejar el símbolo a la forma.
- Un relleno de símbolos puntuales cóncavos, para indicar las crestas y surcos internos propios de un glaciar rocoso.

En el caso de utilizar este símbolo en un SIG habría que crear al menos tres capas distintas, una por cada tipo de elemento (punto, línea o polígono), y dibujar los 5 elementos en que se descompone la forma. Por otro lado nos encontramos problemas a la hora de utilizar el mapa geomorfológico como base para realizar análisis espacial, aprovechando el potencial de análisis de los sistemas de información geográfica que, como hemos expuesto anteriormente, es uno de los objetivos de la cartografía geomorfológica en la actualidad. Dichos problemas vienen dados principalmente porque no se simboliza el contorno del glaciar rocoso como un polígono, sino que sólo se incluye el frente del mismo, por lo que no se puede estudiar su superficie, rugosidad, gradiente altitudinal, orientación, pendiente o espesor.

Es por ello que el grupo de cartografía geomorfológica del IGUL está adaptando la leyenda al entorno SIG, lo cual necesita de un cambio de paradigma a la hora de plantear la leyenda: ésta ya no es sólo una forma de simbolizar la información geomorfológica de forma clara y vistosa, sino que se trata de un instrumento básico para el análisis aplicado. Actualmente una primera versión de la leyenda adaptada a ArcGIS está disponible en la dirección anteriormente mencionada: <http://www.unil.ch/igul/page19238.html>, aunque se esperan versiones posteriores cada vez más enfocadas al trabajo en sistemas de información geográfica.

Para Fuentes Carrionas hemos realizado algunas adaptaciones a la leyenda IGUL. En concreto para el estudio de la dinámica geocológica de Fuentes Carrionas es especialmente interesante saber dónde se encuentran las formas periglaciares activas. Por ello se intercambiaron los colores de las formas glaciares (a color rosado) y periglaciares (morado, con dos tonos, el claro para las formas heredadas y el oscuro para las formas activas). También se han desarrollado algunos símbolos nuevos, como las laderas de bloques.

2.2.2. Metodología aplicada al estudio del glaciario

La metodología básica de estudio ha sido la observación directa en trabajo de campo, que luego se plasmó en el mapa geomorfológico de Fuentes Carrionas. El estudio de depósitos ha sido una herramienta auxiliar disponible en escasas circunstancias, ya que apenas existen infraestructuras dentro del área de estudio que hayan permitido el afloramiento de buenos perfiles. En la mayoría de los casos es la propia erosión fluvial la encargada de crear cortes susceptibles de estudio. Por otro lado solamente se han considerado los cortes con un espesor suficiente y que se hayan mostrado relevantes para la descripción de la evolución glaciario del macizo.

2.2.2.1. El estudio morfoestratigráfico

Una vez identificadas las formas de origen glaciario se ha establecido una hipótesis de evolución glaciario, a partir del estudio de las formas de erosión y acumulación glaciario observadas. Para ello hemos desarrollado una interpretación morfoestratigráfica de los restos glaciares. La morfoestratigrafía consiste en la subdivisión de unidades sedimentarias en función de su forma superficial (Hughes 2010a). En este caso la correlación de formas se realiza gracias a su posición relativa, su altitud o su estado de conservación. También es posible establecer una datación morfoestratigráfica en función del desarrollo del suelo sobre la forma (Hughes 2010a), pero en este caso no hemos acudido a dicha técnica. Para la identificación de fases glaciares nos hemos basado en el trabajo previo de Pellitero (2008a), que propone cuatro fases posteriores al Último Máximo Glaciario. Finalmente se ha correlacionado lo observado aquí con estudios de otras áreas glaciadas cercanas, algunas de ellas con dataciones que determinan la edad de las fases de equilibrio allí identificadas.

2.2.2.2. La datación de depósitos

En los lugares que ha sido posible se han realizado dataciones de depósitos glaciares y yuxtaglaciares. En concreto se han datado cuatro muestras de sedimentos lacustres y un sedimento fluvial, mediante los sistemas de AMS para estimación de ^{14}C (Carbono 14) y OSL.

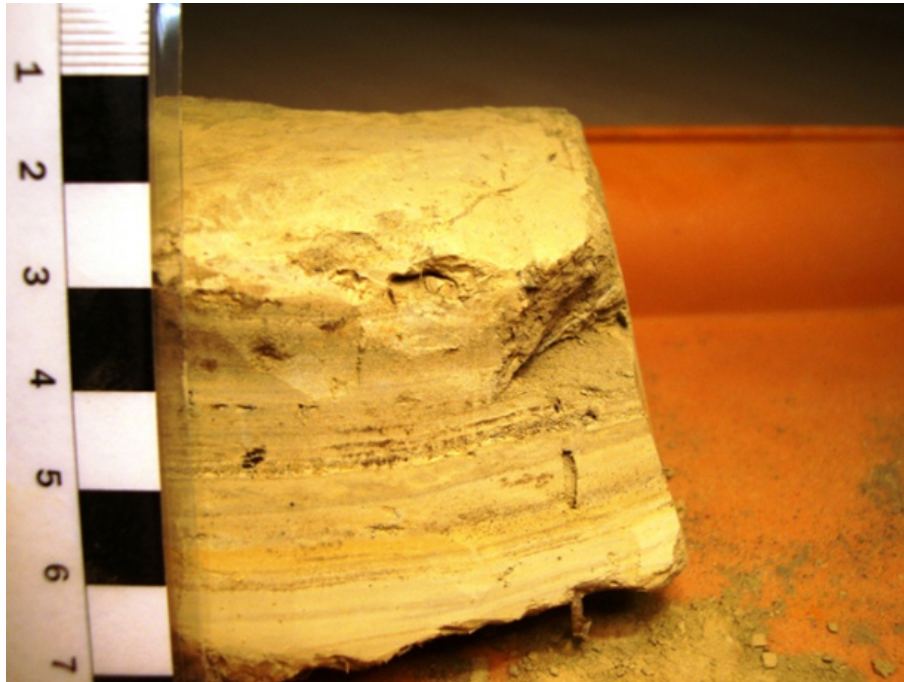


Figura 2.5: Muestra de sedimento lacustre obtenida en Vega Naranco del cual se ha realizado una de las dataciones de ^{14}C .

El decaimiento de ^{14}C es una técnica que permite datar la edad de un elemento de origen orgánico con un límite máximo de 60.000 años. El método se basa en que los organismos vivos absorben el carbono atmosférico, que mantiene una relación constante entre ^{14}C y ^{12}C . Cuando los organismos mueren esta relación se altera, ya que el ^{14}C , más inestable, se desintegra progresivamente (Plastino et al. 2001). El AMS (Acelerador Mass Spectrometrer) es un nuevo desarrollo que permite contar cantidades ínfimas de ^{14}C , lo que ha permitido datar el material orgánico atrapado en sedimentos lacustres en lagos de origen glaciar. Un problema es que el cálculo de la edad asume que la actividad del ^{14}C ha sido constante en el tiempo, cosa que no es verdad. Por ello es necesario calibrar los resultados mediante curvas de calibración prefijadas. En nuestro caso se ha usado la curva publicada por Reimer et al. (2009), por lo que todos los datos que se ofrecen están calibrados.

Otro problema asociado a la datación de material orgánico atrapado por formas glaciares mediante ^{14}C , como por ejemplo los sedimentos de un lado de obturación o sobreexcavación glaciar es que no data directamente elementos propios del glaciar, por lo que la edad ha de ser considerada como mínima, asumiendo que hay un hiato entre que ocurre la recesión del glaciar y la sedimentación de los materiales datados (Hubbard y Glasser 2005).

La datación por OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) se aplica sobre sedimentos cuarcíticos y feldespáticos, y mide el “blanqueamiento” de los granos cuando son transportados en superficie. Es un método adaptado a sedimentos fluviales que presenta ciertas dificultades en los sedimentos glaciares, aunque ya ha sido empleado en otras ocasiones en este tipo de sedimentos (Lewis et al. 2009). En primer lugar hemos de tener la seguridad que el sedimento arenoso no fue transportado de manera subglaciar, evitando el contacto con la luz solar. En segundo lugar el transporte en corrientes de alta turbidez dificulta el correcto blanqueamiento de los sedimentos (Hubbard y Glasser 2005). Teniendo en cuenta dichas limitaciones Richards (2000) cita varios sedimentos como susceptibles de ser datados mediante OSL: material glaciofluvial o glaciolacustre, horizontes arenosos y limosos en flujos expuestos en morrenas laterales y terminales. En nuestro caso el sedimento datado pertenece a este último grupo.

Gracias a las dataciones hemos conseguido establecer unos límites del glaciario asociados a un momento concreto, lo cual amplía el conocimiento sobre la evolución glaciario dentro de la Cordillera Cantábrica.

2.2.2.3. El cálculo de la ELA (línea de equilibrio glaciario)

Una vez establecida la evolución glaciario de Fuentes Carrionas hemos calculado la altitud de la línea de equilibrio glaciario (ELA) para cada fase identificada. La ELA se define como la altitud teórica que separa la zona de ablación y acumulación anual de nieve en un glaciario, en la cual por tanto la acumulación y ablación de nieve son iguales (Benn y Evans 1988). Nuestra intención es poder comparar los resultados del macizo de Fuentes Carrionas con otros de su entorno, ya que la reconstrucción de paleoELAS puede aportar interesantes interpretaciones paleoambientales (Serrano y Gutiérrez 2002). A la hora de deducir condiciones ambientales a partir de la paleoELA hemos utilizado la conocida fórmula desarrollada por Ohmura et al. (1992) que pone en relación la temperatura media estival y la precipitación en dicha Línea de Equilibrio Glaciario. Este trabajo ha servido para inferir condiciones paleoambientales durante las glaciaciones en macizos deglaciados de todo el mundo, pero posee la debilidad de que necesita el conocimiento de una de las dos incógnitas: o bien conocemos la precipitación anual durante la fase glaciario o bien conocemos la temperatura media estival. Este problema ha sido resuelto en algunas ocasiones mediante el cálculo de estas incógnitas por medio de otros proxys, como por ejemplo la distribución comparada de coleópteros

en la actualidad y durante las fases glaciares (Coope et al. 1998) o análisis de espeleotemas o polínicos (Carr et al. 2010), no sin asumir afirmaciones dudosas. En otras ocasiones el autor asume un régimen de temperaturas similar durante el UMG, por lo que el cambio en la ELA es identificado como cambio en las temperaturas (Hughes et al. 2007, Hughes 2010b). Ambas soluciones ofrecen resultados aún inexactos, por lo que algunos trabajos se resisten a deducir valores climáticos a partir de las ELAs (Serrano et al. 2012). De hecho la fórmula propuesta por Ohmura et al. (1992), que se basó en los datos recogidos en decenas de glaciares de todo el mundo -y por tanto no tiene en cuenta diferencias regionales- ha sido puesta en duda y corregida por varios trabajos posteriores. Estos trabajos se basan en que la dinámica glacial tiene otras variables, tales como la radiación solar o la topografía previa, que no son tenidas en cuenta (Carr y Coleman 2007, Coleman et al. 2009, Carr et al. 2010). Un aporte interesante ha sido el factor grado-día (*degree-day factor*), que computa la diferencia entre climas continentales y marítimos (Braithwaite 2008, Hughes y Braithwaite 2008), para inferir la precipitación a partir de la temperatura media anual. Sin embargo los resultados no difieren demasiado de los conseguidos con la fórmula de Ohmura et al. (1992), la cual exponemos a continuación:

$$P = 645 + 296T + 9T^2$$

Donde P= Precipitación anual; T= Temperatura media de los meses estivales.

Esta situación de incertidumbre es común con otros estudios paleoambientales, tales como los que computan la relación ^{18}O y ^{16}O en sedimentos marinos, en los que no se conoce la relación exacta entre temperaturas medias y abundancia de isótopos (Arppe y Karhu 2010), los estudios de espeleotemas o los paleobotánicos, por lo que solamente se puede establecer una propuesta “ambiental” o, a lo sumo, temperaturas medias más probables o variaciones más probables de temperaturas relativas, con un gran margen de error (Muñoz 2007). En comparación a estos *proxis*, el estudio del glaciario es, por un lado más directo, ya que los glaciares responden de manera directa a variaciones climáticas, y por otro más accesible.

Para el cálculo de la ELA hemos seguido tres métodos, que han probado ser los más rigurosos entre todos los existentes (Benn y Hulton 2010):

- el método **Area Accumulation Ratio (AAR)**: Este método ha ofrecido valores satisfactorios en áreas glaciadas cercanas a nuestra área de estudio (Serrano y González Trueba 2004a,

González Trueba 2006, Cowton et al. 2009, Serrano et al. 2011a). Fue desarrollado por E. Brückner y E. Richter en los glaciares de los Alpes a finales del S. XIX (Serrano y González 2004a). Se han propuesto distintos valores de ubicación del área de acumulación, variando entre 0.75 y 0.5. En este trabajo se ha usado el factor 0,67 como el más apropiado para la determinación de la línea de equilibrio glaciar en glaciares de valle de latitudes templadas, siguiendo a Kern y László (2010).

- El método **Area-Altitude Balance Ratio (AABR)**: Es un método desarrollado por Osmaston (1965) para su aplicación en glaciares tropicales, aunque también ha sido aplicado en glaciares en Alaska y en paleoglaciares de Reino Unido (Carr et al. 2010), existiendo actualmente una hoja de Excel preparada para su cálculo (Osmaston 2005) y valores de corrección adaptados a diferentes ambientes glaciares (Rea 2009). Se basa en el principio de equilibrar el balance de masas por encima y por debajo de la ELA, por lo que tiene en cuenta distintos balances de masas en función del tipo de glaciar (Carr et al. 2010). Además tiene la ventaja diferencial con respecto al método AAR de considerar las variaciones de la topografía supraglaciar. Ha sido utilizado por Santos (2010) en Alto Sil, llegando a la conclusión que los valores de ELA mediante AAR y los valores mediante AABR teniendo en cuenta un balance de masas alto (2.19) eran idénticos. Benn y Lehmkuhl (2000) sugieren que este método solamente se utilice en caso de que se conozca un índice de balance de masas actual para la región, por lo cual su aplicación en montañas completamente deglaciadas sería dudosa.
- El método **AA (Area-Altitude)** o método de **Kurowski**, desarrollado por este autor a finales del S. XIX y modificado por Sissons (1980). Es idéntico al método AABR, pero no asume balances de masas diferentes para distintos tipos de glaciares, sino que ésta siempre es igual a 1. Es por tanto un valor menos exacto que el anterior, pero su cálculo es un paso intermedio para el cálculo de la ELA por AABR (Osmaston 2005).

Para poder aplicar cualquiera de estos tres métodos es necesario modelizar la superficie del glaciar en cada fase. Para ello se ha utilizado la cartografía geomorfológica creada a escala 1:10.000 para trazar los límites de las distintas áreas glaciadas, se ha corregido la topografía subglaciar, eliminando de la misma deslizamientos o terrazas fluviales postglaciares. Posteriormente, con la ayuda de un SIG, se ha creado un MDT ráster de la topografía supraglaciar de cada lengua para - usando operaciones de análisis espacial- determinar el área de acumulación glaciar. Ha de advertirse

que el cálculo de la ELA se hace por glaciares. Así en las fases de UMG y Retroceso I las distintas lenguas glaciares tenían como origen el pequeño domo de Tres Provincias, por lo que comparten una única ELA independiente de las condiciones topoclimáticas que determinaron un mayor o menor desarrollo de las lenguas glaciares. Por otro lado el cálculo de ELAs en glaciares con cabecera en icefield es problemática (Golledge 2007, Vieira 2008, Serrano et al. 2010), ya que normalmente no existen formas que permitan inferir el espesor del icefield. En nuestro caso el tamaño del casquete de hielo es mínimo en comparación a la extensión de los glaciares de valle, por lo que el error ha de ser también mínimo. En todo caso hemos realizado correcciones a la superficie del glaciar usando la hoja de Excel *Profiler V.2* (Benn y Hulton 2010), que ya ha sido utilizada con éxito en casquetes glaciares de la Península Ibérica (Rodríguez Rodríguez et al. 2011). Las correcciones realizadas han arrojado un casquete de tamaño mínimo, con un espesor de unos 25 metros, que por otro lado son coherentes con la morfología en el entorno de Tres Provincias, ya que al SW del casquete encontramos las Agujas de Cardaño, pequeños *nunataks* que emergían sobre el hielo.



Figura 2.6: Vista hacia el E del área ocupada por el pequeño casquete glaciar de Tres Provincias. En primer término las Agujas de Cardaño.

2.2.3. Metodología aplicada al estudio del periglacialismo

El método seguido ha sido en primer lugar la localización y análisis de las formas periglaciares, tanto heredadas como supuestamente activas en función de su tamaño, colonización vegetal o

liquénica. Se ha tenido en cuenta de manera especial la distribución de los glaciares rocosos y su relación morfoestratigráfica con las formas glaciares, debido a que los glaciares rocosos son geoindicadores fiables de la existencia de *permafrost* (Barsch 1996). En segundo lugar se han buscado conocer la dinámica térmica del suelo. Desde un punto de vista geomorfológico, la temperatura del suelo es mucho más importante que la del aire y la relación entre ambas no es lineal (Thorn et al. 1999), viéndose influenciada en gran medida por la radiación, la cubierta nival, el relieve, el tipo de sustrato, la humedad y la vegetación.

El conocimiento del régimen térmico del aire aún es muy deficiente en la Cordillera Cantábrica, pero es aún más pobre el del suelo, ya que hasta ahora se ha usado como auxiliar de estudios periglaciares en unos pocos trabajos en Picos de Europa (Serrano y González Trueba 2004b, González Trueba 2007) o el Alto Sil (Santos 2010), además de en glaciares rocosos en varios macizos de la Cordillera Cantábrica (Santos et al. 2009). Todo ello a pesar de que es muy importante para poder comprender la distribución de los procesos geomorfológicos en montaña y, en particular, de las formas de origen periglacial y nival. En este aspecto se han usado dos métodos:

2.2.3.1. La instalación de termómetros enterrados

Se han instalado un total de 14 termómetros en Fuentes Carrionas, entre los 1900 y 2400 metros de altitud aproximadamente, en todas las orientaciones. Como el objetivo era reconocer el régimen térmico del suelo en un gradiente altitudinal significativo y para cada orientación, se destinaron todos los recursos (termómetros) existentes a medir directamente la temperatura del suelo, desestimando la toma de temperaturas en superficie por su coste y complejidad técnica. Ello ha provocado, a priori, la limitación de desconocer la temperatura atmosférica equivalente, lo que imposibilitó en principio obtener la velocidad de penetración de la helada atmosférica en el suelo. Los termómetros se colocaron a una profundidad aproximada de 10 centímetros en el suelo, aunque en el caso del termómetro instalado a mayor altitud en el Espigüete la ausencia de suelo en el entorno hizo que fuera enterrado en un regolito de gravas sin matriz fina, en el que la ventilación es posible, y en que de hecho el termómetro se averió en uno de los dos años que ha estado emplazado.

Los termómetros utilizados han sido de dos tipos: 11 de ellos son del tipo *i-button*, los cuáles se han instalado protegidos por un bote de plástico al que se realizaron incisiones para que circulase el

aire. De entre los *i-button* hay 3 que ofrecen un nivel de error de 0.05°C , mientras que los restantes ofrecen un error de 0.5°C . También se han usado 3 termómetros de tipo “*UTL data logger*”. Éstos son termómetros específicamente desarrollados para tomar temperaturas de suelos, se instalan en contacto directo con el suelo, y ofrecen un nivel de error de 0.05°C .

La instalación de termómetros ha estado limitada a la disponibilidad de los mismos. Así durante la campaña de 2009-10 solamente se dispuso de 5 termómetros, de los cuáles instalamos dos en la cara N del Espigüete y tres en la cara W del pico Tío Celestino. Durante la temporada 2010-11 se instalaron los 9 termómetros restantes y se repusieron los 5 enterrados el año anterior. El nivel de efectividad de los termómetros ha sido aceptable, aunque no exento de problemas. Un total de cuatro termómetros, todos ellos del modelo *i-button*, se averiaron durante el invierno, por lo que no se obtuvo ningún registro de los mismos. En tres de dichos casos el bote que los protegía estaba inundado, mientras que en el cuarto estaba roto. En el caso del termómetro de Lomas W 1900 se averió de forma consecutiva los dos años, por lo que no tenemos datos del mismo.



Figura 2.7: Termómetro enterrado tipo UTL data logger en la cara N del pico Espigüete, a 1889 metros de altitud.

Hemos obtenido también registros térmicos obtenidos por otro proyecto promovido por el CIFA (Centro de Investigación y Formación Agraria de Cantabria) sobre predicción de distribución de

CAPÍTULO 2. OBJETIVOS Y MÉTODOS

especies herbáceas en función de factores climáticos y geomorfológicos, cuyos responsables son Joaquín Bedia y Carlos Busqué. Para dicho proyecto se instalaron 10 termómetros modelo “Hobbo” en la superficie del suelo y enterrados a 10 cm. desde la localidad de Barrio, a 700 metros de altitud, hasta la cumbre de Peña Prieta, a 2530 metros, a lo largo de los valles de Riofrío y Prado Hernando, en el límite N del área de estudio. Después de depurar los datos erróneos y ausentes, hemos tenido en cuenta los datos de las estaciones por encima de los 1500 metros que ofrecían una continuidad suficiente, con datos para los inviernos de 2007-08 y 2008-09 (Tabla 2.3).

Tabla 2.3 *Termómetros enterrados en Fuentes Carrionas.*

Lugar	Elevación (m)	Intervalo (años)	Orientación	Proyecto
Espigüete N 1950	1889	2009-10	N	Propio
Espigüete N 2150	2016	2010-11	N	Propio
Lomas W 1900	1911	Sin datos	W	Propio
Lomas E 1900	1918	2010-11	E	Propio
Lomas W 2150	2163	2009-11	W	Propio
Lomas W 2400	2417	2009-11	W	Propio
Lomas E 2150	2169	2010-11	E	Propio
Lomas E 2400	2412	2010-11	E	Propio
Lomas N 2400	2415	2010-11	N	Propio
Curavacas S 1900	1882	2010-11	S	Propio
Curavacas S 2150	2143	2010-11	S	Propio
Curavacas S 2400	2346	2010-11	S	Propio
Curavacas N (2)	2272	2010-11	N	Propio
Curavacas N (1)	2277	2010-11	N	Propio
Braña Jerena	1301	Sin datos	N	CIFA
Villaluenga	1400	2007-09	E	CIFA
Campera Larga	1552	2007-08	S	CIFA
Cohora	1699	Sin datos	NE	CIFA
Las Conerías	1815	2008-09	Plano	CIFA
El Cordal	1841	Sin datos	Plano	CIFA
i-metos Riofrío	1941	2007-09	Plano	CIFA
Cubil de Can	2059	2007-09	Plano	CIFA
Lago Peña Prieta	2299	2007-09	Plano	CIFA
Peña Prieta	2535	2007-09	N	CIFA

Los termómetros han sido instalados y recogidos durante los meses de verano, por lo que en su mayoría no poseemos un registro anual completo, faltando alguno de los meses estivales que, por otro lado, ofrecen menos interés al permanecer las temperaturas continuamente por encima de 0°C, como se ha comprobado en todos los termómetros que han tomado registros estivales, incluso los de mayor altitud. Por ello todos los índices calculados que se van a presentar y analizar

se refieren al intervalo entre el 1 de octubre y el 31 de junio, a excepción de algunos termómetros que carecen de registros en algunos de los extremos. Con ello pretendemos unificar el intervalo para poder comparar los resultados.

2.2.3.2. La medición de BTS (temperatura basal del manto nival)

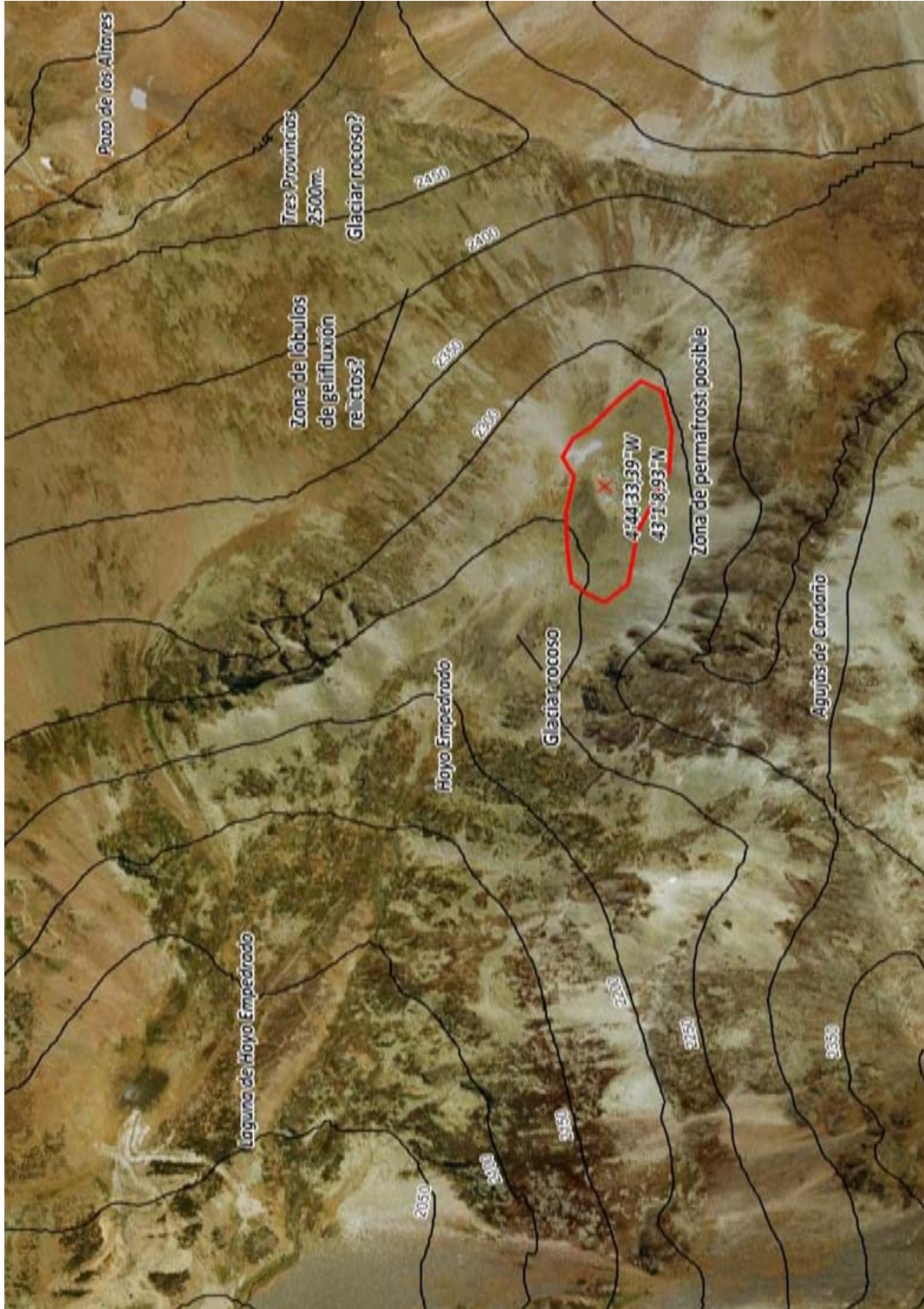
Las mediciones BTS (*Basal Temperature of Snow*) es uno de los métodos más utilizados para encontrar *permafrost* en áreas alpinas (Haeberli 1973). Consiste en la toma de la temperatura del manto basal de la cubierta nival a final del invierno (de febrero a abril). En este momento la cobertera nival aísla la base del manto nival de la influencia atmosférica, por lo que la temperatura registrada mostrará la influencia del subsuelo. Si la temperatura registrada es menor de -3°C el *permafrost* es “probable”, entre -2°C y -3°C es “posible” y con más de -2°C es “improbable”. Se trata de una aproximación estadística, es decir, no consigue demostrar la existencia de *permafrost*, sino una primera aunque significativa aproximación, ya que la temperatura registrada suele coincidir con la temperatura media anual del suelo en ese lugar (King 1992). Por último el espesor de nieve necesario para el aislamiento completo de la influencia atmosférica ha sido fijado entre 80-100 centímetros por Haeberli (1973) y King (1992), aunque este mismo autor afirma que a finales de primavera es posible realizar las mediciones con únicamente 60 cm. de nieve (King, comunicación personal).

Los trabajos de Santos et al. (2009) y Redondo et al. (2010), quienes realizan mediciones BTS en las proximidades del Hoyo Empedrado, en la cabecera del valle de Lechada al pie de las Agujas de Cardaño, presentan temperaturas negativas de -3°C en las inmediaciones de una acumulación de bloques que identifican como una morrena de nevero, y que nosotros interpretamos como un lóbulo protalud (Mapa 2.1). Dichas temperaturas son compatibles con la existencia de *permafrost* probable según Hoelzle (1992). Estas mediciones se realizaron probablemente en invierno de 2008, un año de fuertes nevadas, ya que los autores apuntan a un espesor de varios metros de nieve en el área en cuestión. Nuestra intención fue confirmar la existencia de *permafrost* en ese entorno o bien desmentirla.

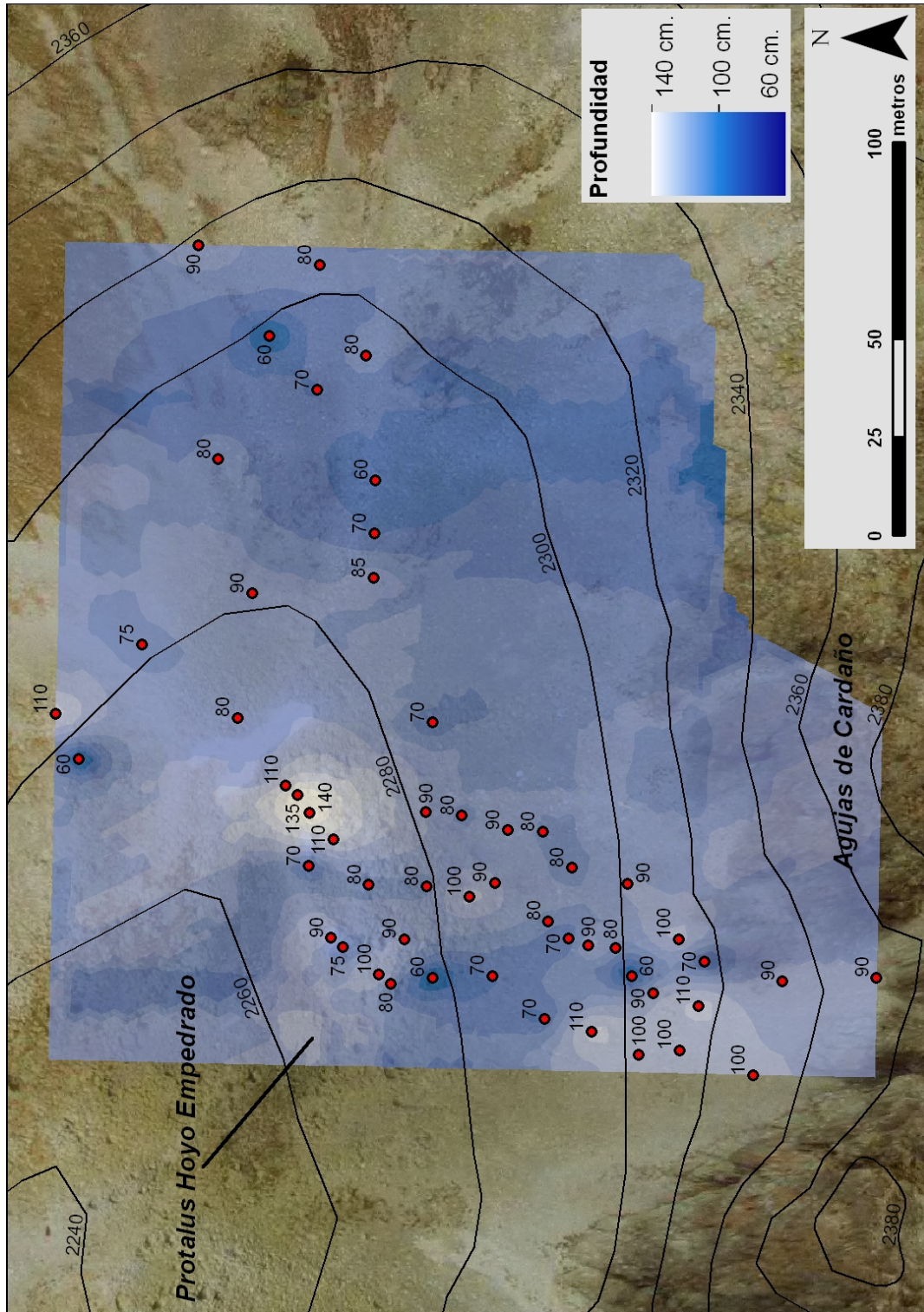
Para ello realizamos las mediciones BTS el 31 de marzo de 2011. En total se realizaron 54 mediciones en las inmediaciones del lóbulo protalud de Hoyo Empedrado y en las laderas inmediatamente al S y al E del mismo (Mapa 2.3). El espesor máximo de la cobertera nival fue de 140

CAPÍTULO 2. OBJETIVOS Y MÉTODOS

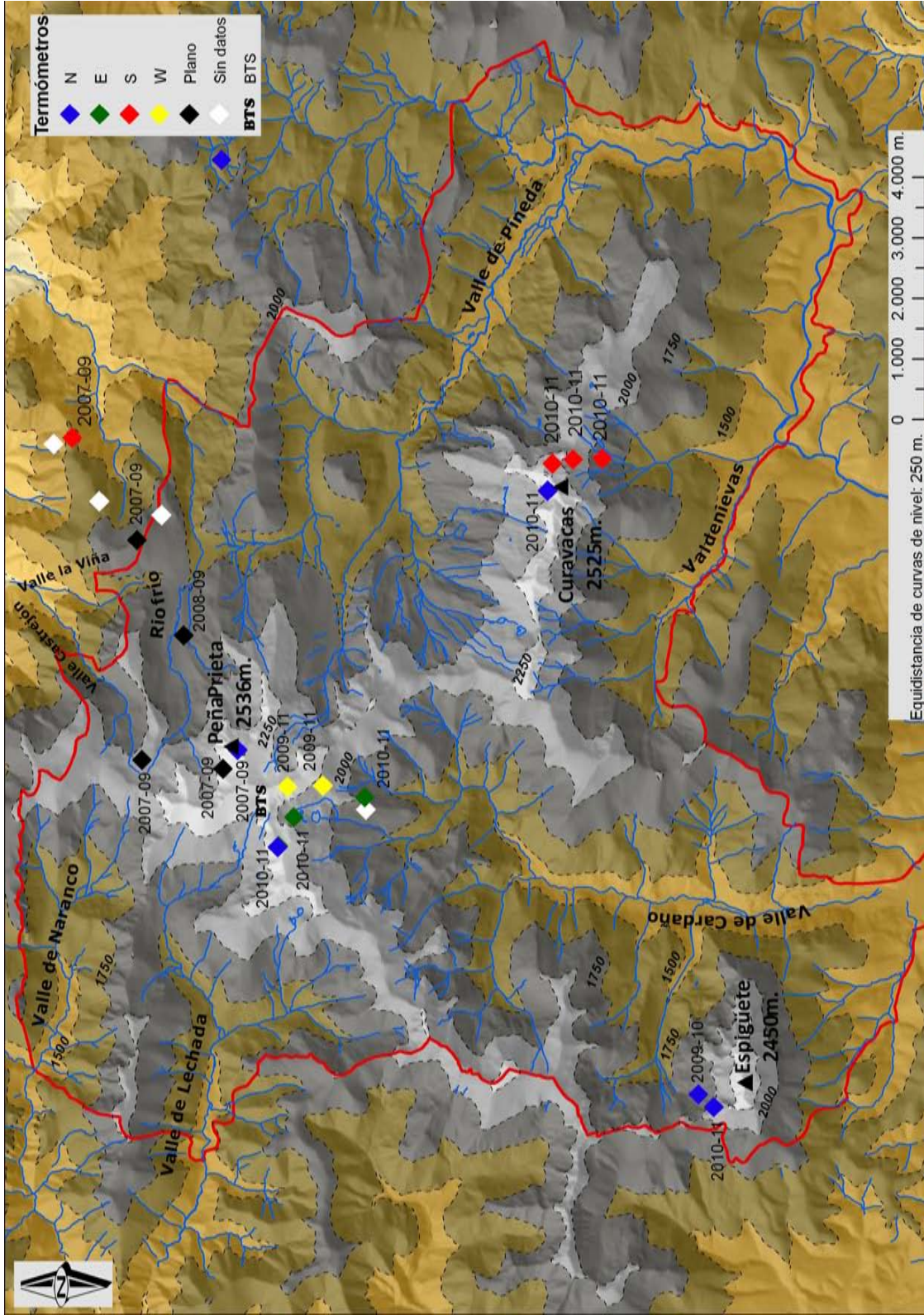
cm., mientras que 15 de las mediciones se tomaron con espesores inferiores a los 80 cm., siendo la medición aceptada más baja la realizada con 60 cm. de espesor de nieve.



Mapa 2.1: Croquis del área de supuesta ubicación de *permafrost* en las cercanías del pico Tres Provincias.



Mapa 2.2: Espesores de nieve medidos en los registros BTS en Hoyo Empedrado.



Mapa 2.3: Situación de los termómetros enterrados y de las mediciones BTS. El intervalo de años ofrecidos por cada termómetro se indica al lado del mismo.

El clima: un medio de montaña atlántica con influencias mediterráneas



CAPÍTULO 3. EL CLIMA: UN MEDIO DE MONTAÑA ATLÁNTICA CON INFLUENCIAS MEDITERRÁNEAS

El macizo de Fuentes Carrionas constituye un espacio que por su situación latitudinal, por su configuración morfológica con respecto a las principales masas de aire que le afectan y por su altitud, podría definirse como de transición entre la montaña atlántica y la montaña mediterránea. Su situación hace que la mayor parte del año el área de estudio se encuentre bajo el influjo del Frente Polar, generador de tipos de tiempo fundamentalmente inestables (Morales y Ortega 1995): el paso de borrascas es casi continuo durante gran parte del año. Sin embargo en verano domina el influjo del Anticiclón de las Azores, que emite vientos suaves y cálidos y es responsable de una relativa estabilidad meteorológica, situación sinóptica puede repetirse en cualquier momento del año. En verano la existencia de aire frío en altura, junto con la formación de bajas presiones relativas en capas bajas, consecuencia del caldeoamiento de la superficie a lo largo del día, y unido al efecto convectivo que provocan las barreras montañosas, hacen que sea frecuente la formación de tormentas. Ello por un lado disminuye la aridez estival propia del clima mediterráneo y por otro -junto a las nieblas frecuentes en el fondo de los valles y las caras N- suaviza en gran parte las altas temperaturas veraniegas.

El área de estudio recibe menos precipitaciones que otras alineaciones montañosas más noroccidentales, como los Picos de Europa, cuya situación hace que las masas de aire provenientes del Cantábrico choquen con sus laderas cargadas de humedad. Sin embargo es frecuente el ascenso de masas nubosas desde la Liébana, que solamente llegan a afectar a la vertiente septentrional del macizo (Figura 3.1).



Figura 3.1: Vista hacia el N desde el Pico Curavacas. Situación típica de verano con nieblas persistentes en los valles cántabros que se disipan al acceder a la divisoria, donde el tiempo está despejado. La imagen está tomada el 28 de julio de 2008.

Por último la elevada altitud de todo este sector hace que tanto las temperaturas medias como sobre todo las mínimas sean muy bajas con respecto a comarcas adyacentes como la Liébana, con

un periodo libre de heladas que en ocasiones es mínimo. Una consecuencia de todo ello son las fuertes nevadas que se producen sobre todo en los meses invernales y primaverales.

A continuación vamos a detallar todas estas características basándonos en los datos disponibles de estaciones meteorológicas dentro del área de estudio o adyacentes a la misma. No existen estaciones termopluviométricas oficiales en el área de estudio, por lo que hay que recurrir a los datos de estaciones adyacentes. En concreto hemos utilizado las estaciones de Besande, Tama, el Campo y Camporrendondo de Alba para realizar una interpolación de los gradientes de temperatura y precipitación en Fuentes Carrionas. Se han seleccionado estas tres estaciones por varias razones:

- Se encuentran cerca del área de estudio.
- Cubren todas las orientaciones.
- Poseen un gradiente altitudinal entre ellas suficiente, de más de 1000 metros entre los 270 de Tama y los 1280 de Besande.
- Poseen un rango temporal muy parecido, ya que los cuatro acaban en el año 2003 y comienzan a tomarse datos en el primer lustro de los años 60.

Es por ello que los datos se consideran suficientemente uniformes y representativos para realizar una extrapolación de los datos climáticos más relevantes: las temperaturas medias anuales y estivales y las precipitaciones medias. En todo caso se han usado otros valores para comparar los resultados y ambientes. Se han tenido en cuenta los valores de las estaciones de Triollo, bien ubicada al S del área de estudio pero con un intervalo de datos inconsistente con el resto de estaciones, y de la estación instalada por el CIFA (Centro de Investigación y Formación Agraria) en el sector de Riofrío, ubicada a 1945 m.s.n.m. en pleno área de estudio, pero con un rango de datos de apenas 3 años. Desafortunadamente esta estación no dio resultados de precipitaciones coherentes, por lo que fueron desestimados.

En el caso de la correlación entre altitud y valores climáticos era necesario un mayor número de estaciones, con el objetivo de obtener rectas de regresión más robustas. Por ello hemos añadido los datos de otras seis estaciones termopluviométricas y trece pluviométricas, todas cercanas a Fuentes Carrionas. Las estaciones termopluviométricas son Compuerto, Velilla, Cervera, Triollo, Requejada y Riaño, mientras que las que sólo ofrecen información de precipitaciones son Casavegas,

La Lastra, Lores, Santibáñez de Resoba, Ruesga, Polentinos, Resoba, Boca de Huérgano, Portilla de la Reina, Prioro, Valdeón, Potes y Valdeprado. Los datos han sido descargados del Sistema de Información Geográfico Agrario del Ministerio de Medio Ambiente, Rural y Marino, en <http://sig.marm.es/siga/>, entre los días 15 y 16 de junio de 2011.

3.1. Las temperaturas

Como ya hemos comentado el régimen de temperaturas viene marcado por sus valores bajos en relación a sectores adyacentes. La temperatura media anual del fondo del valle del Carrión ronda los 8°C (8,3°C en Triollo, Figura 3.2), valores por tanto bajos. Si analizamos la media del mes más frío, generalmente enero, observamos que éstas se encuentran alrededor de los 0°C, aunque es posible que a medida que ascendemos las laderas del macizo, sobre todo en la vertiente meridional, encontremos fenómenos de inversión térmica, ya que en el observatorio de Triollo se ha registrado una media de 200 días de niebla al año, siendo en enero la media de 15 días.

Además de intenso, el frío es duradero, reduciéndose el periodo libre de heladas (media de las mínimas superior a 7°C) a los dos meses estivales (julio y agosto) en el fondo de valle, por lo que seguramente el período libre de heladas desaparezca en orientaciones septentrionales y altitudes medias. Como consecuencia el invierno se prolonga de finales de octubre hasta mediados o finales de mayo, con un período vegetativo muy corto que impide la mayoría de los cultivos.

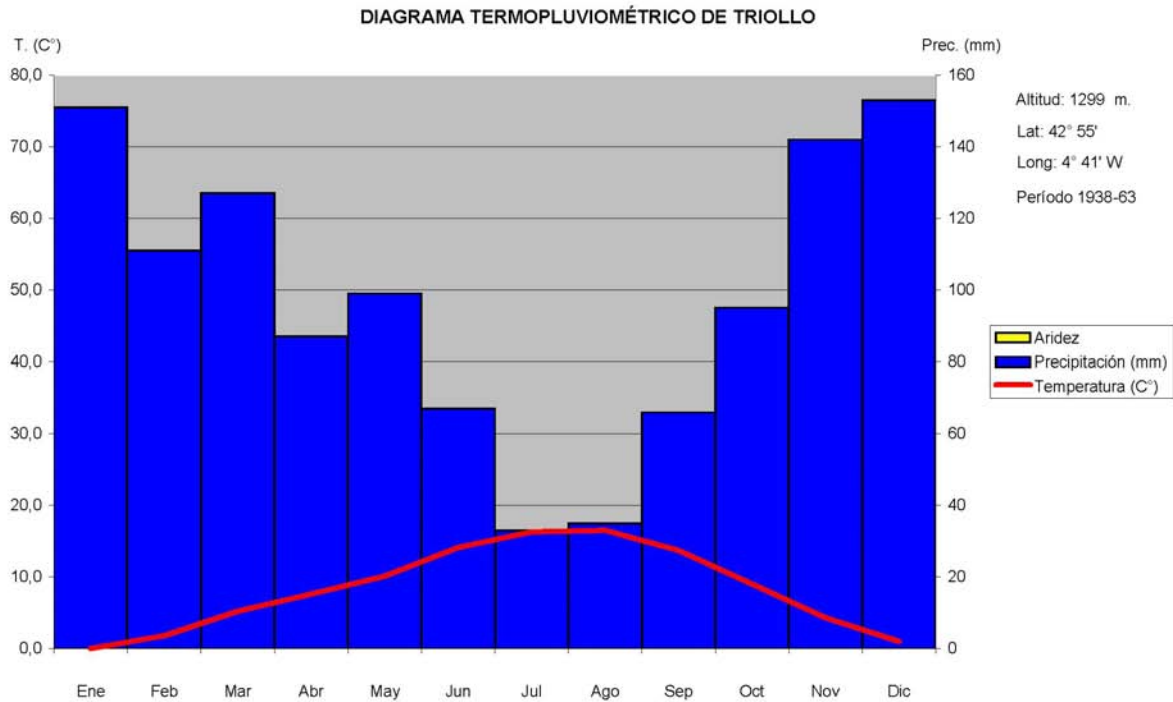


Figura 3.2: Diagrama termopluviométrico de Triollo.

Después de un largo invierno, que se solapa al desarrollo de las estaciones intermedias, llegamos a un verano que en ningún caso es caluroso (Pellitero y Serrano, 2008). Las temperaturas medias no llegan a los 17°C de media en el mes más caluroso, que suele ser julio. Las nieblas que aparecen frecuentemente durante las mañanas de verano son en parte responsables de esta suavidad estival. Se forman bien cuando los vientos del Norte traen masas de aire húmedas procedentes del Cantábrico que se condensan al ascender por las laderas de la Liébana, creándose estratocúmulos que impiden la radiación solar, bien por el conocido fenómeno de inversión térmica nocturna (Figura 3.3). Éste se forma cuando las brisas de montaña, que comienzan a soplar al caer la tarde por el rápido enfriamiento los sectores montañosos que quedan a la sombra, contribuye a refrescar los fondos de los valles durante la noche.



Figura 3.3: Un día típico de verano en las turberas de Riofrío (valle de la Viña), en el extremo N del área de estudio. Imagen tomada el 31 de agosto de 2009.

3.1.1. Correlación entre la altitud y la temperatura

A partir de los datos de las estaciones consideradas hemos calculado el gradiente altitudinal local para Fuentes Carrionas. Como puede observarse en la Tabla 3.1 el nivel de correlación del mismo es bueno con respecto a las estaciones analizadas.

Tabla 3.1 *Correlación entre altitud y temperatura media anual.*

	N	Correlación	Significatividad
ALTITUD y TEMPERATURA	10	-0,959	0,000

Por tanto existe una relación lineal inversa de la temperatura media anual y la altitud, que puede resumirse en la siguiente fórmula:

$$T = -0,005A + 14,25$$

Esta fórmula establece un gradiente aproximado de -0.5°C cada 100 metros, gradiente que evidentemente ha de considerarse como una media, ya que no tiene en cuenta los efectos de solana-umbría que determinan la distinta radiación solar ni la exposición a los vientos dominantes.

Aplicándola a todo el territorio de Fuentes Carrionas obtenemos que la temperatura media en las cumbres más altas del macizo se encuentra entre 1°C y 2°C (Mapa 3.1).

A pesar de ofrecer datos únicamente de un año, algunos interpolados a partir de los datos más completos de la estación termopluviométrica instalada por el CIFA en Barrio (813 m.s.n.m.), la estación de Riofrío presenta unos valores media muy similares a los propuestos por la extrapolación que hemos realizado. Así la temperatura media de Riofrío es de 4,25°C, cuando por interpolación debería encontrarse en los 4,5°C, con temperaturas medias muy suaves en los meses estivales (Figura 3.4). Esta estación avala por tanto los datos obtenidos por extrapolación.

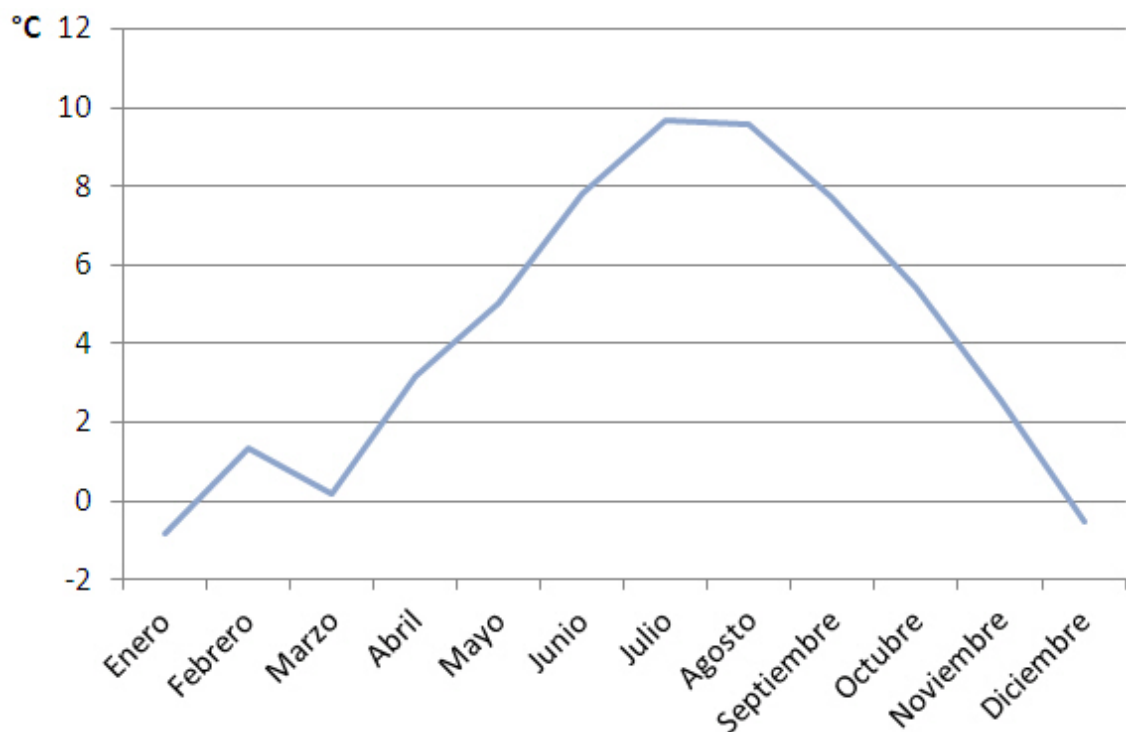
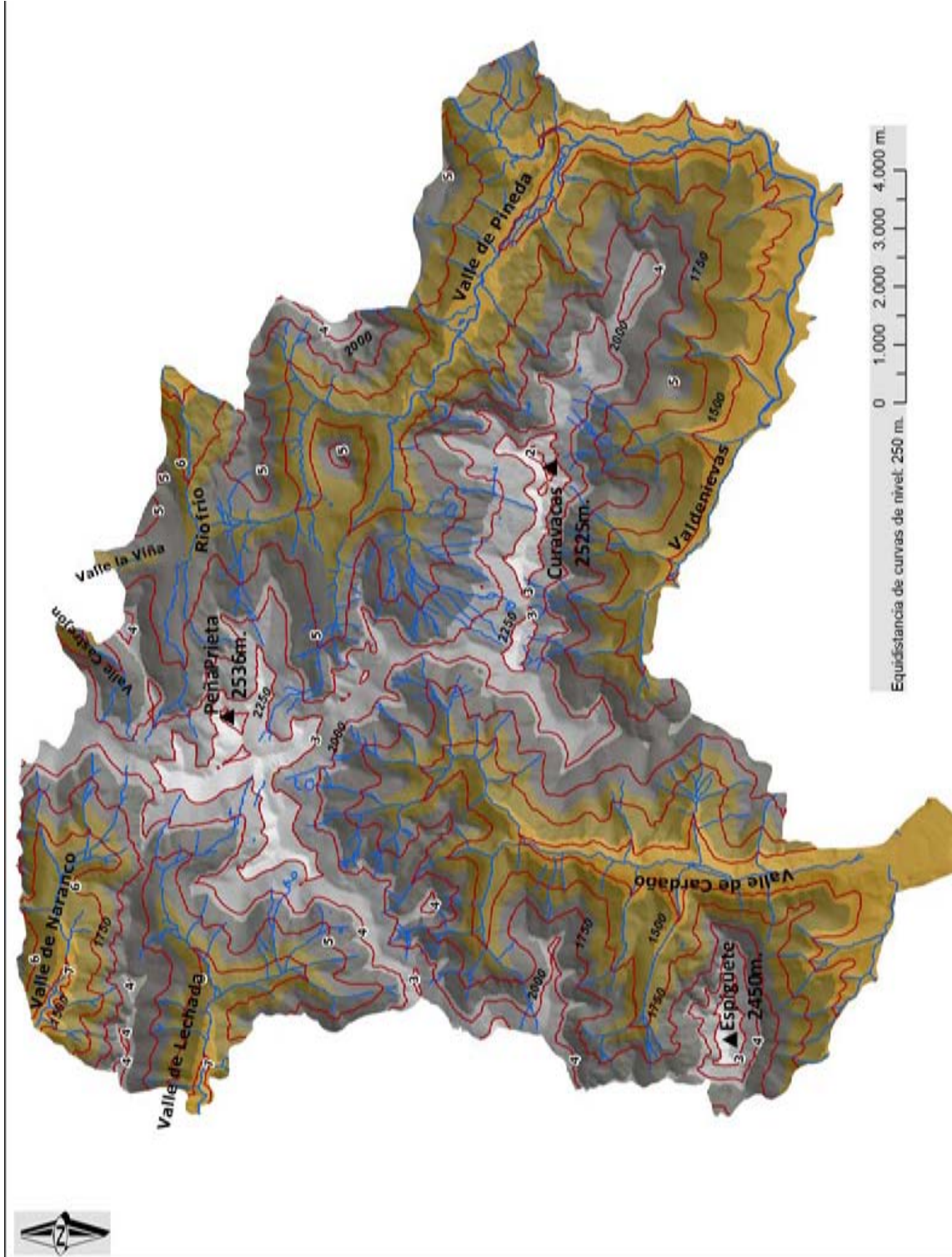


Figura 3.4: Temperaturas medias mensuales en la estación de Riofrío (1945 m.s.n.m.).



Mapa 3.1: Mapa de isotermas en Fuentes Carrionas. Equidistancia de isotermas: 1°C.

3.1.2. Correlación de altitud y temperatura media estival

De gran importancia para el cálculo de paleotemperaturas a partir de la línea de equilibrio glaciar (ELA) es el valor de la temperatura media de los meses estivales, ya que se supone que solamente en estos meses los glaciares experimentan unas temperaturas positivas capaces de inducir la fusión nival (Ohmura et al. 1992). La Tabla 3.2 de correlaciones entre la altitud y la temperatura media de los meses veraniegos (junio, julio y agosto) en Fuentes Carrionas indica una relación fuerte e inversa entre las dos variables, aunque algo menos que para la temperatura media anual:

Tabla 3.2 *Correlación entre altitud y temperatura media estival.*

	N	Correlación	Significatividad
ALTITUD y T ^a VERANO	10	-0,903	0,000

Dicha relación puede resumirse en la siguiente fórmula de correlación lineal:

$$T = -0,004A + 20,11$$

Por tanto el gradiente altitudinal de las temperaturas medias estivales es de solamente 0.4°C/100 metros, sensiblemente menor que la media anual, y un dato a tener en cuenta para los cálculos de temperaturas en la ELA. Por otro lado las temperaturas extrapoladas para los meses estivales a partir de este gradiente están claramente sobreestimadas con las ofrecidas para la estación de Riofrío. La estimación es de 12,5°C, mientras que la realidad es de una temperatura media de 9,5°C. Hay que tener en cuenta el efecto de las frecuentes nieblas estivales sobre la temperatura en los valles más septentrionales de Fuentes Carrionas. Con vistas a la reconstrucción de la ELA es necesario admitir que desconocemos las condiciones estivales de nubosidad en durante el Pleistoceno. Por todo ello, en este caso el resultado de ascenso de la ELA solamente puede darnos una visión general del ambiente pleistoceno, no conclusiones sobre cambios de temperaturas sin un margen de error suficiente.

3.2. Las precipitaciones

A pesar de no ser encontrarse a barlovento de las principales masas de aire húmedo, el área de estudio recibe unas precipitaciones abundantes que, en la totalidad de su territorio, superan

los 1.100 mm anuales (1166 mm en Triollo a 1299 metros de altitud, ver Figura 3.1). A pesar del citado efecto de sombra pluviométrica creado por los Picos de Europa, Fuentes Carrionas, debido a su altitud, actúa como activa pantalla condensadora de las masas húmedas que ascienden desde la vecina Liébana, o desde las llanuras castellanas. Este área, como el resto de la Cordillera Cantábrica, está fuertemente influido por las oscilaciones del frente polar, determinando éstas la mayoría de las precipitaciones actualmente (López Moreno et al. 2011).

Las vaguadas de aire Polar Marino del NW o SW, las coladas de aire Ártico Marino del N o NNE, la circulación zonal del W, así como las gotas frías que penetran del N o NW, dejan abundantes precipitaciones. En cuanto a su distribución temporal, las precipitaciones se reparten de manera desigual, concentrándose mayoritariamente entre octubre y marzo (Morales y Ortega 1995), con máximo secundario en mayo y un mínimo estival relativamente atenuado, sin que se suela llegar a situaciones de aridez estival, sobre todo en las cumbres. Durante los meses más húmedos - de octubre a abril - las medias mensuales suelen superar los 100 mm, lo que supone un aporte ingente de agua a la red hidrográfica. Por último, una característica mediterránea en las precipitaciones es el hecho de que éstas se concentren en pocos días, alrededor de 130, lo que evidencia un régimen de precipitaciones intensas y concentradas en determinados días de gran inestabilidad. Esta característica se diluye en gran medida en la vertiente septentrional, donde la influencia atlántica se hace cada vez más patente.

Como observamos en la Tabla 3.3 existe una relación fuerte y directa entre la altitud y la precipitación, aunque menos clara que en las temperaturas.

Tabla 3.3 *Correlación entre altitud y temperatura media anual.*

	N	Correlación	Significatividad
ALTITUD y PRECIPITACION	23	0,667	0,001

A partir de los datos el software estadístico SPSS propone los siguientes modelos de regresión para calcular la variabilidad de las precipitaciones a partir de la altitud (Tabla 3.4).

Tabla 3.4 Resumen del modelo de regresión y estimaciones de los parámetros para los mismos. La variable independiente es ALTITUD, y la variable dependiente es PRECIPITACION.

Ecuación	Resumen del modelo			Estimaciones de los parámetros					
	R cuadrado	F	gl1	gl2	Sig.	Constante	b1	b2	b3
Lineal	0,445	16,837	1	21	0,001	530,925	0,494		
Logarítmica	0,431	15,898	1	21	0,001	-1143,413	318,705		
Inversa	0,401	14,031	1	21	0,001	1244,059	-162944,471		
Cuadrático	0,445	8,029	2	20	0,003	509,487	0,565	-4,54E-005	
Cúbico	0,460	5,405	3	19	0,007	1130,708	-2,738	0,004	-1,69E-006
Compuesto	0,557	26,413	1	21	0,000	580,520	1,001		
Potencia	0,553	25,996	1	21	0,000	89,007	0,356		
S	0,524	23,117	1	21	0,000	7,154	-183,491		
Crecimiento	0,557	26,413	1	21	0,000	6,364	0,001		
Exponencial	0,557	26,413	1	21	0,000	580,520	0,001		
Logística	0,557	26,413	1	21	0,000	0,002	0,999		

Por tanto las ecuaciones que mejor estiman la precipitación a partir de la altitud son las siguientes:

Modelo compuesto:

$$P = 580,520 * 1,001^A$$

Modelo crecimiento:

$$P = e^{6,364+0,001A}$$

Modelo exponencial:

$$P = 580,520 * e^{0,001A}$$

Modelo logístico:

$$P = 1/((1/1338) + 0,002 * 0,999^A)$$

Donde P = Precipitación media anual; A = Altitud (m).

A pesar de ser los modelos matemáticamente más ajustados, los resultados que ofrecen cuando se modeliza la precipitación a 2500 metros son exagerados, con valores entre 6000 y 7000 mm. Por ello hemos optado por utilizar el modelo lineal y el modelo potencia. Ambos poseen un nivel de significación algo menor, pero los resultados que ofrecen son más plausibles. Sus fórmulas son las siguientes:

Modelo lineal:

$$P = 530,925 + 0,494A$$

Modelo potencia:

$$P = 89,007 * A^{0,356}$$

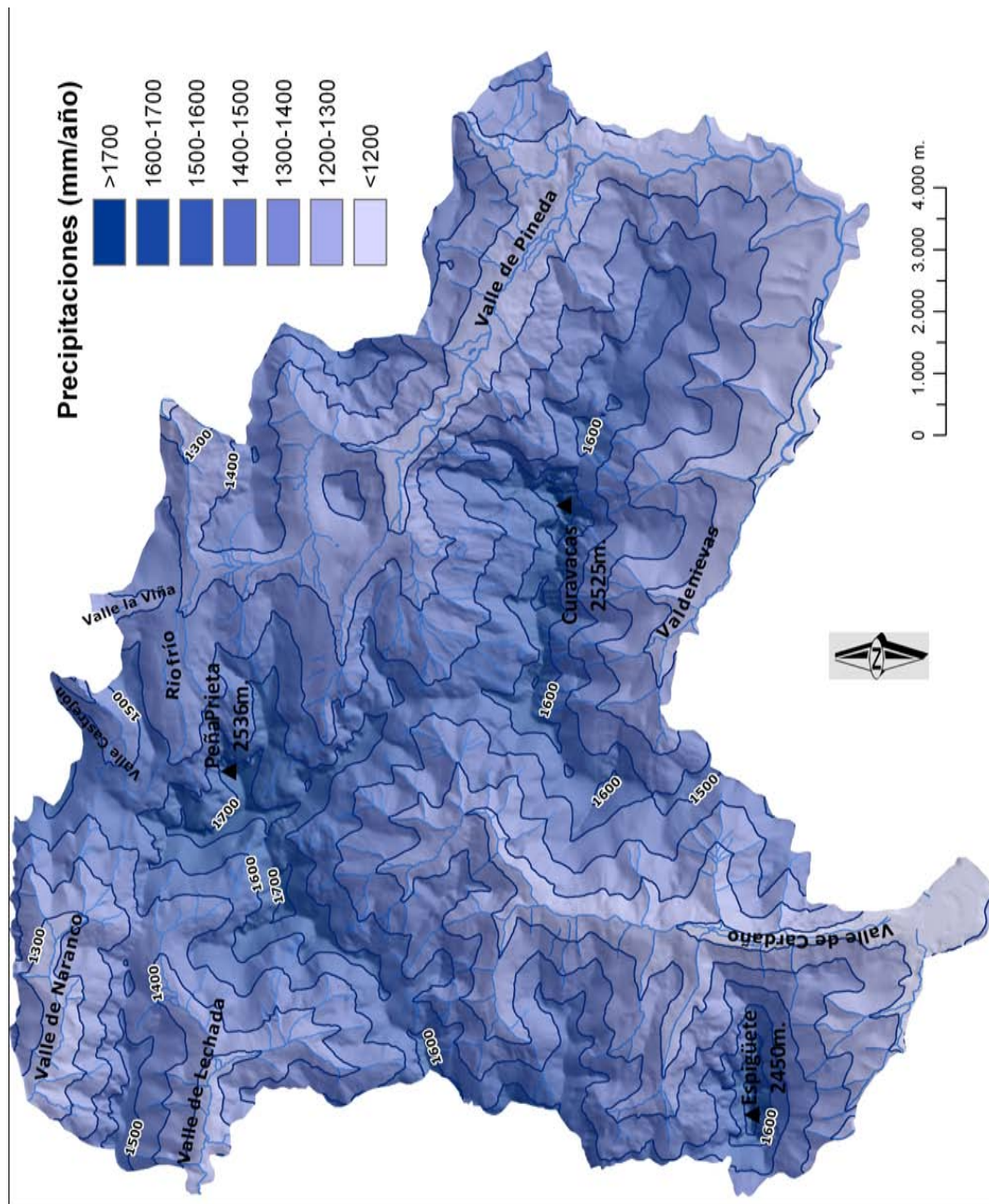
Donde P = Precipitación media anual; A = Altitud (m).

Los resultados por altitud aplicando estas ecuaciones son los siguientes (Tabla 3.5).

Tabla 3.5 Modelo de precipitaciones y temperaturas para distintas altitudes en Fuentes Carrionas, calculado a partir de las estaciones de Tama (Liébana, 270 m.s.n.m., al N del área de estudio), Besande (León, 1280 m.s.n.m., al W del área de estudio), el Campo (la Pernía, 1185 m.s.n.m. al E del área de estudio) y Camporredondo de Alba (1253 m.s.n.m. al S del área de estudio).

Altitud	Precipitación		T ^a media anual (°C)	T ^a media estival (°C)
	M. lineal	M. potencia		
1000	1024,00	1040,94	9,25	16,11
1100	1074,33	1076,86	8,75	15,71
1200	1123,73	1110,74	8,25	15,31
1300	1173,13	1142,85	7,75	14,91
1400	1222,53	1173,40	7,25	14,51
1500	1271,93	1202,58	5,75	14,11
1600	1321,33	1230,53	6,25	13,71
1700	1370,73	1257,37	5,75	13,31
1800	1420,13	1283,22	5,25	12,91
1900	1469,53	1308,16	4,75	12,51
2000	1518,93	1332,27	4,25	12,11
2100	1568,33	1355,61	3,75	11,71
2200	1617,73	1378,25	3,25	11,31
2300	1667,13	1400,23	2,75	10,91
2400	1716,53	1421,61	2,25	10,51
2500	1765,93	1442,42	1,75	10,11
2536	1783,71	1449,78	1,57	9,96

Por tanto las precipitaciones en las cumbres han de oscilar entre los 1700 y 1400 mm (Mapa 3.2), mientras que en los valles la precipitación se sitúa siempre por encima de los 1000 mm. gran parte de esta precipitación cae en forma de nieve, como se comenta en el siguiente apartado.



Mapa 3.2: Mapa de precipitaciones en Fuentes Carrionas calculado a partir de la altitud y los datos de las estaciones limítrofes. La extrapolación no tiene en cuenta el efecto pantalla ni la orientación de las laderas.

3.3. La nieve

Una característica propia de este sector montañoso son las nevadas. El período de nevadas coincide casi exactamente con el de lluvias más importantes, por lo que éstas suelen ser muy abundantes. El número de días con nevadas depende en gran medida de la altitud, de manera que observatorios relativamente bajos, como el de Cervera (996 metros de altitud), registran precipitaciones de nieve unos 26 días al año, principalmente de diciembre a marzo. Por el contrario el observatorio de Triollo, situado situado 300 metros por encima registra casi el doble de días con precipitaciones de nieve (44 días), por lo que en las cumbres el número medio de días de nieve rondará los 80 días. La temporada de nevadas comienza en octubre y se prolonga hasta mayo. Los meses más nivosos suelen ser los centrales del invierno, en especial enero y febrero, aunque con gran variedad de situaciones en función de los años. Tampoco son extrañas las nevadas tardías, entre marzo y mayo, sobre todo en las áreas cimera. Entre abril y mayo suele comenzar la fusión nival, que culmina en los meses de junio. Es por ello que los caudales máximos en los ríos son finiprimaverales, mientras que los mínimos suelen darse a mediados de otoño, cuando todavía las nevadas no han llegado y las lluvias recargan los acuíferos o son absorbidas por la vegetación, sin llegar a acceder en su mayoría a la red hídrica.

Sin embargo este hecho depende en gran medida de las características pluviométricas del año en cuestión, en un entorno donde la variabilidad del manto nival es la norma. Si observamos la Figura 3.5 de disponibilidad hídrica en forma de nieve en las cabeceras de las distintas cuencas hidrográficas que avanan Fuentes Carrionas, podemos constatar varias realidades.

- Las acusadas diferencias anuales: por ejemplo en marzo de 2005 el volumen acumulado era más del doble del volumen disponible en marzo de 2004.
- La variabilidad estacional: no hay un patrón claro de permanencia de la capa nival, y por ejemplo 1990, 1991, 1998, 2005 y 2009 registraron más nieve acumulada en primavera que en invierno, mientras que en 1993, 1994, 1999, 2000 y 2006 el pico de disponibilidad nival fue invernal, con fusiones tempranas a principio de primavera.
- Una tendencia al aumento de disponibilidad a partir del año 2000. Posiblemente esta tendencia se deba a una mejor toma de datos a partir del hiato 2000-2003, en el que prácticamente no hay datos.

Las diferencias acusadas en las cantidades se deben a que los datos de Deva incluyen la nieve almacenada en Picos de Europa y cara N de la Sierra del Solvorón, y los de Riaño otros macizos como Mampodre o Sierra Cebolleda, mientras que los datos del Carrión se refieren exclusivamente a Fuentes Carrionas.

Dentro de los años que hemos realizado trabajo de campo en 2007 las nevadas invernales fueron muy copiosas, y sin embargo en 2008 la capa de nieve estuvo ausente del macizo hasta abril, momento en que, a favor de una situación de lluvias abundantes, se formaron espesores de nieve considerables, lo que propició la permanencia de la nieve en las cumbres hasta casi el mes de julio. 2009 fue un año de escasez de nevadas, 2010 podría considerarse un año normal y 2011 tuvo abundantes nevadas en invierno, pero éstas desaparecieron en primavera, por lo que la disponibilidad de nieve no se prolongó tanto como en 2008. Además una súbita subida de las temperaturas ocasionada por una cresta de aire Tropical Marino o, en la mayoría de los casos, la advección de borrascas del W o SW pueden provocar la fusión temprana del manto nival en los valles y laderas bajas en cualquier momento del invierno (Figura 3.6).

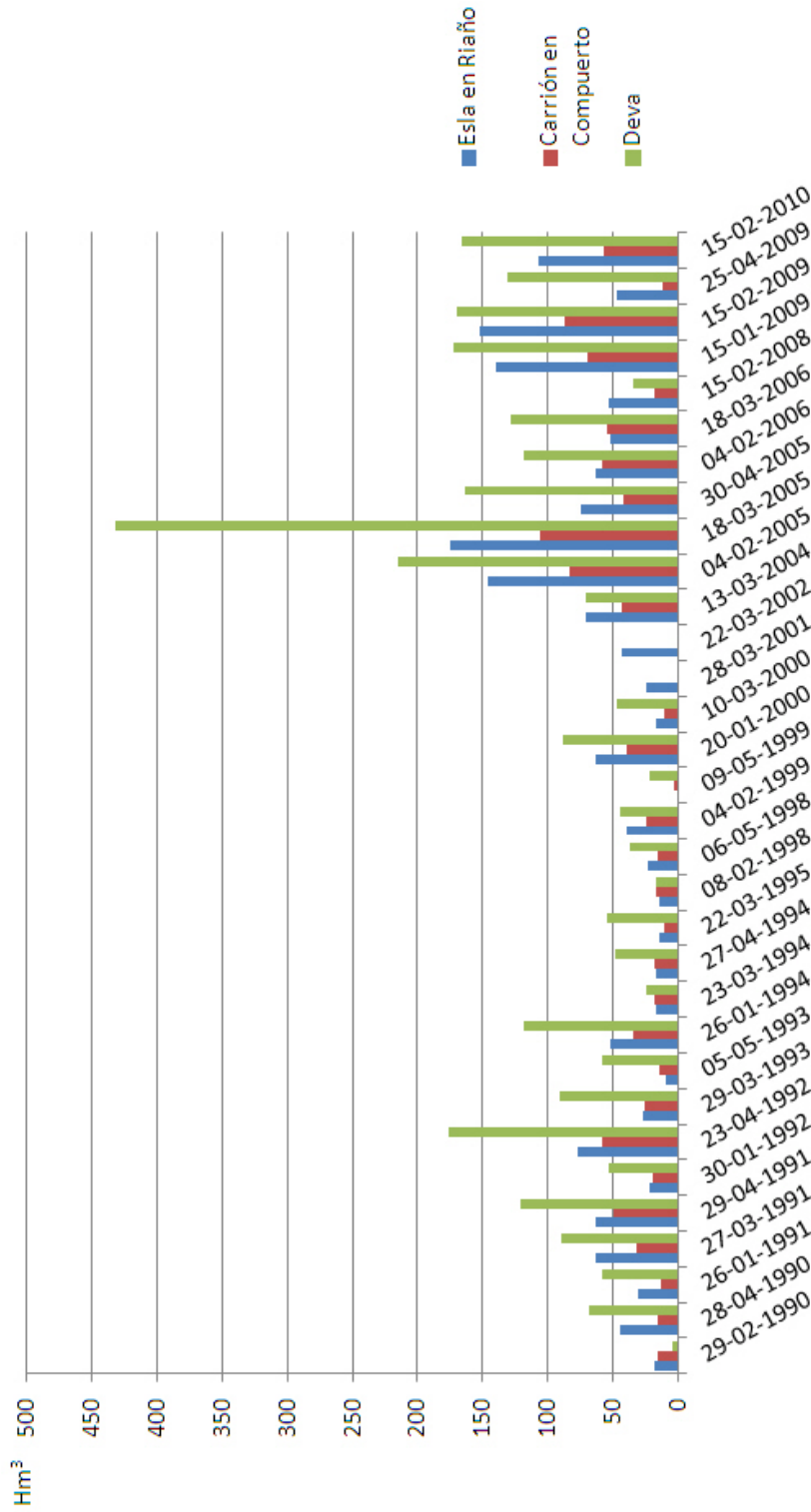


Figura 3.5: Temperaturas medias mensuales en la estación de Riofrío (1945 m.s.n.m.). Volumen de agua en forma de nieve en la cuenca de los tres ríos principales que avenan Fuentes Carrionas. No hay datos para los años 1996, 1997, 2002 en el Carrión y Deva y 2003. Fuente: <http://servicios2.marm.es/sia/visualizacion/descargas/series.jsp>



Figura 3.6: Surcos originados por la precipitación de lluvia sobre el manto nival. Esta imagen está tomada el 31 de marzo de 2011 en el sector de Hoyo Empedrado, a 2350 metros de altitud.

3.4. El viento

El viento es un meteoro de vital importancia para analizar la distribución de la nieve, las precipitaciones y la nubosidad. Además los espacios expuestos al viento son más hostiles a la colonización vegetal, por lo que también son más proclives a los procesos geomorfológicos. No hemos encontrado datos de viento en las estaciones termopluviométricas. Sin embargo una vez más los datos recogidos por el CIFA en el área de Riofrío son de una calidad suficiente. Si bien el rango de datos abarca únicamente un año -sin datos para el mes de abril- la calidad de los datos viene dada por un lado por la altitud de la estación (1945 m.s.n.m.), que nos da una idea de lo que ocurre en altura en Fuentes Carrionas, y por otro por su posición relativa, en una cresta montañosa, y por tanto libre de abrigo.

Los resultados nos ofrecen una doble lectura: por un lado el viento es un elemento persistente e importante, ya que no hay ningún mes en el que no se registren vientos por encima de los 45 km/hora. Por otro éste tiene un componente marcado que puede verse en las figuras de la 3.7 a la 3.17, de frecuencias (número de veces que se registra) de viento por meses, para el año 2008:

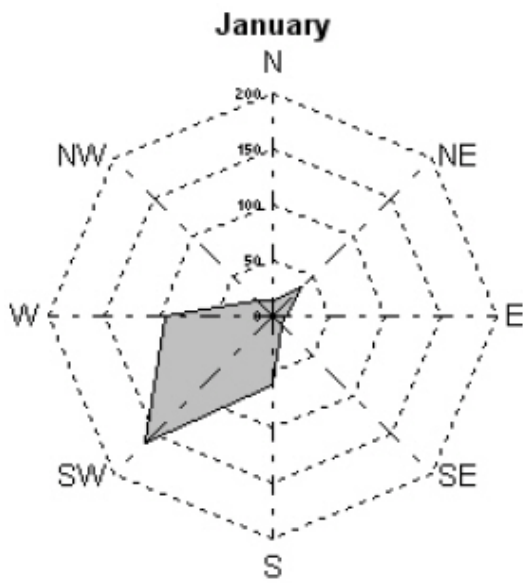


Figura 3.7: Enero

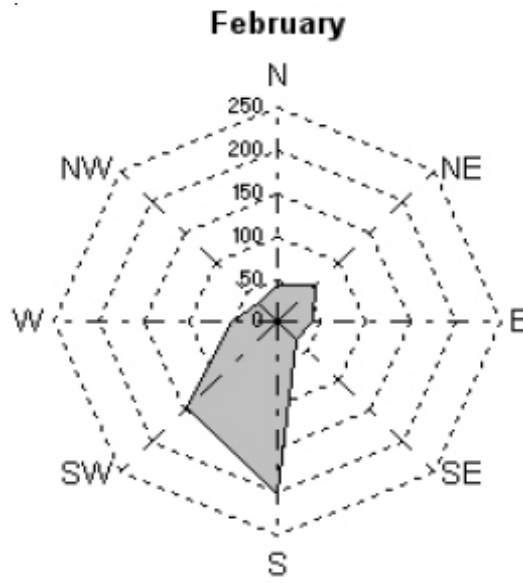


Figura 3.8: Febrero

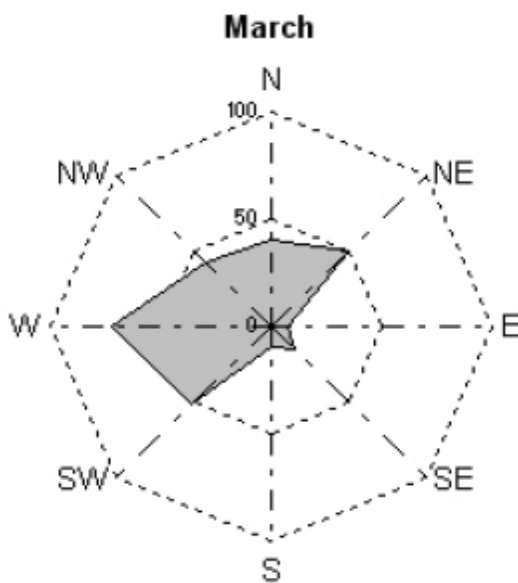


Figura 3.9: Marzo

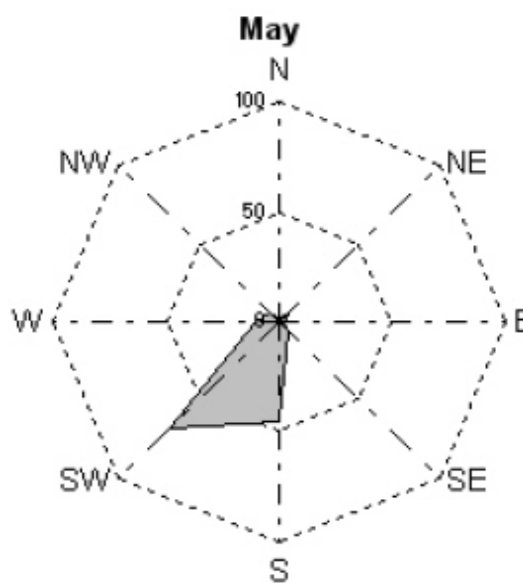


Figura 3.10: Mayo

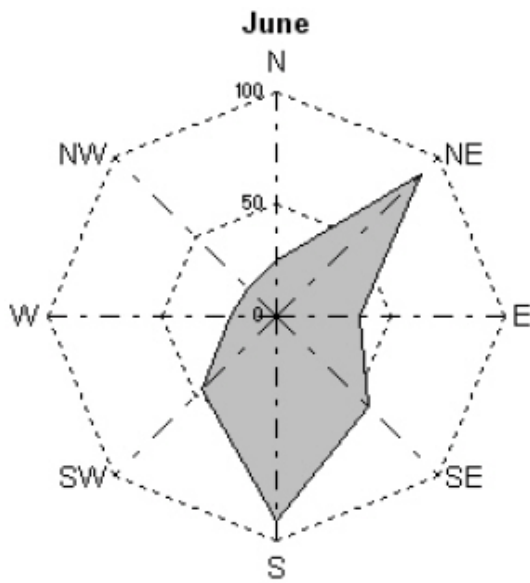


Figura 3.11: Junio

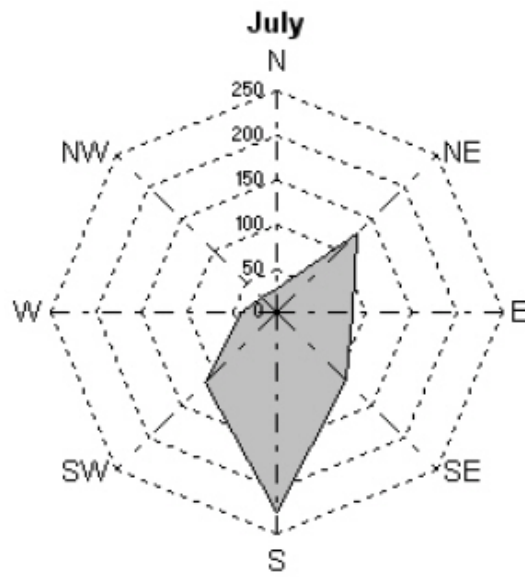


Figura 3.12: Julio

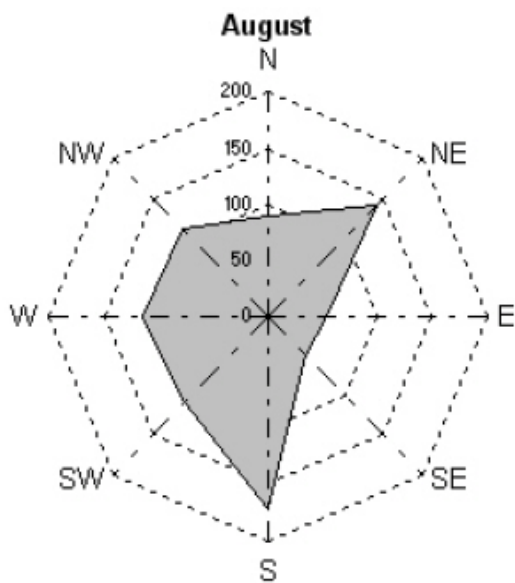


Figura 3.13: Agosto

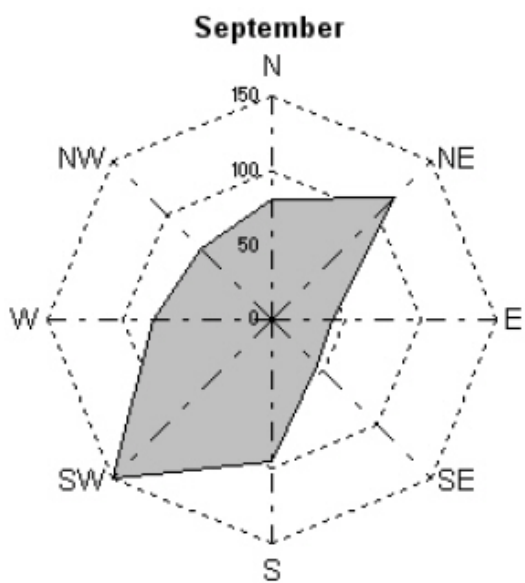


Figura 3.14: Septiembre

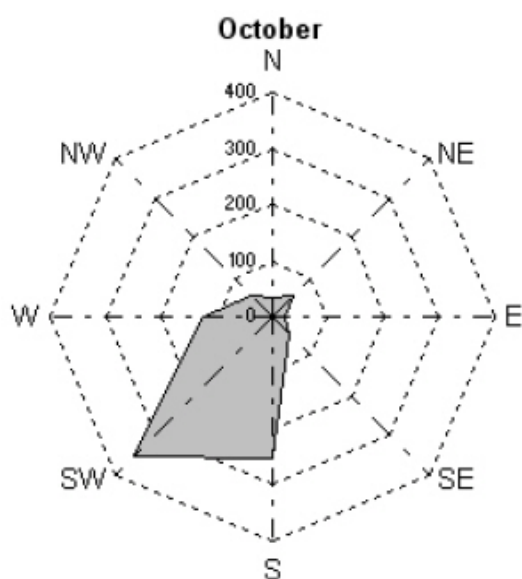


Figura 3.15: Octubre

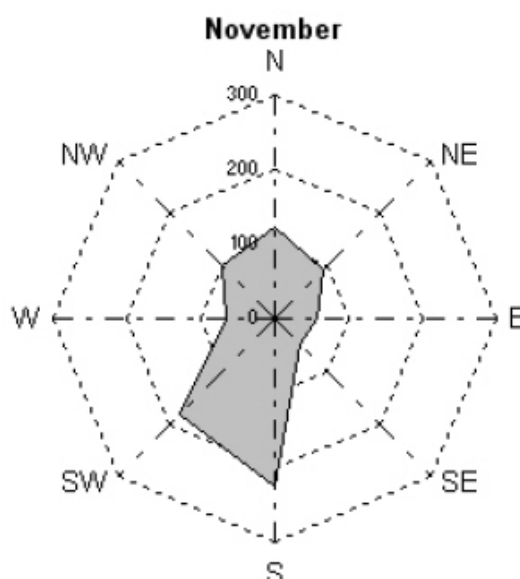


Figura 3.16: Noviembre

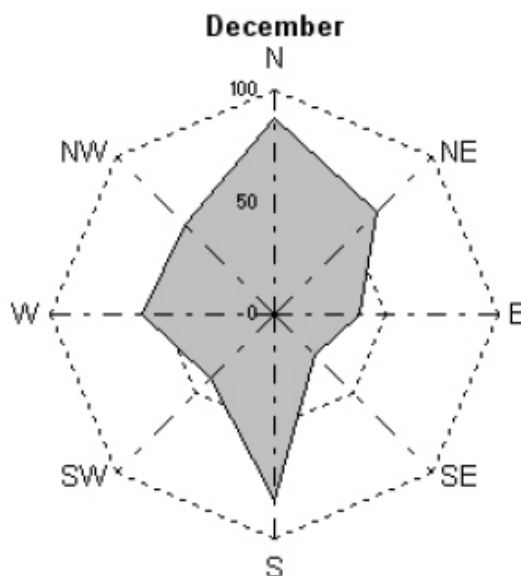


Figura 3.17: Diciembre

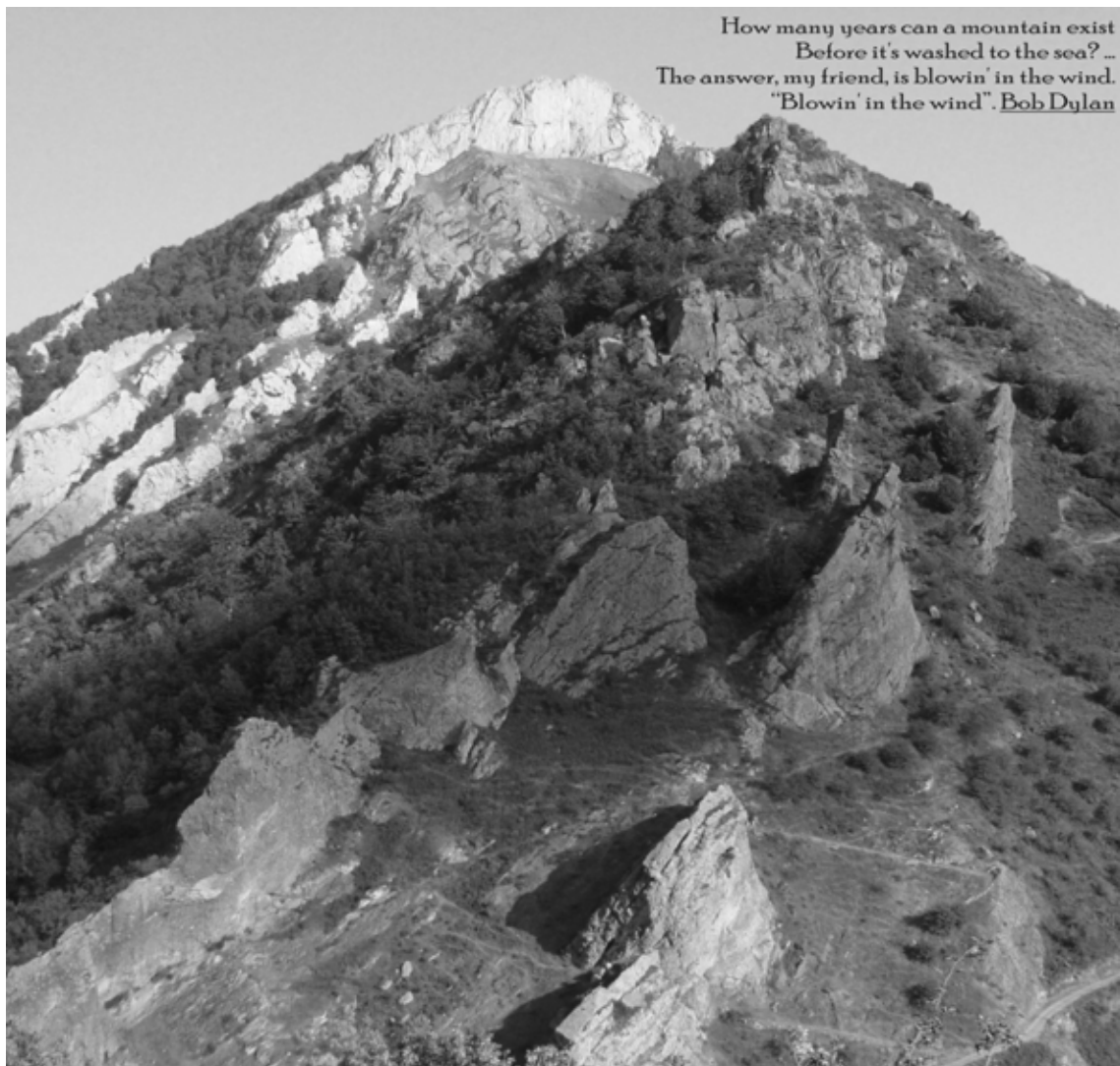
Los datos aportados corresponden a un año con unas características especiales de muy baja innivación y estabilidad atmosférica durante los meses de enero y febrero, con nevadas tardías en marzo. En todo caso la tendencia general es a la prevalencia de los vientos del tercer cuadrante y, en menor medida, del segundo y cuarto. Por tanto los vientos de componente W dominan sobre todo en otoño (de octubre a diciembre) y primavera (en este caso de febrero a mayo). Estos vientos suelen ser responsables de las precipitaciones, ya que marcan el paso de frentes por Fuentes Carrionas. En verano dominan los vientos del N y NE, responsables de las nieblas en los valles

septentrionales vertientes a la Liébana, que suelen disiparse al descender por la vertiente S, y se forman cuando el centro del anticiclón de las Azores se mantiene en la latitud de la Península Ibérica pero ligeramente al W de la misma, propiciando la llegada de vientos cargados de humedad desde el Cantábrico. Los vientos de componente septentrional también tienen importancia, junto con los de procedencia NW, en invierno. En esta estación los vientos del N, en una situación sinóptica de advección de aire polar marino traen fuertes nevadas y bajadas de temperaturas.

Como conclusión podemos afirmar que el clima de este sector de la Montaña Palentina se caracteriza por:

- Inviernos fríos, largos, con fuertes y prolongadas heladas.
- Veranos templados, sin periodo de aridez estival, siendo muy breves las estaciones intermedias.
- Precipitaciones fundamentalmente otoñales e invernales y en forma de nieve, con gran variación en función del año.

Marco Geológico



El macizo de Fuentes Carrionas se encuadra en el Macizo Asturiano, la porción occidental de la Cordillera Cantábrica, formada por rocas paleozoicas (IGME 1985). A pesar de su unidad geográfica (constituye un continuo montañoso de más de 400 km. de longitud), la complicada geología de la Cordillera Cantábrica hace que no se avenga con facilidad a ninguno de los modelos de cordillera existentes. Desde el punto de vista orogénico esta cordillera podría encuadrarse como intracontinental o intracratónica, formada por el choque de la subplaca Ibérica con la placa Europea, al igual que los Pirineos, aunque en este caso la colisión fue con la corteza del margen cantábrico, con el que forma una doble cuña (Alonso et al. 2007).

Desde el punto de vista morfoestructural no es una cordillera alpina porque faltan los mantos de corrimiento y cabalgamiento alpino, ya que los existentes corresponden a la orogenia hercínica. No se trata de un macizo de bloques levantados y hundidos, al estilo de la Cordillera Central, ya que existen cabalgamientos como el del frente de los Picos de Europa sobre las fosas de Valdeón y Liébana, y en ocasiones el juego de bloques no tiene significación geomorfológica. Ejemplos de esto son los bloques de Cosgaya y Ledantes y los cabalgamientos de Riofrío, donde las máximas alturas las determina la erosión diferencial, quedando predominantemente en los conglomerados de la Fm. Curavacas, o en el valle de Mazobre, excavado a lo largo de un cabalgamiento donde el bloque cabalgante al N, es netamente más bajo que el bloque cabalgado, donde se encuentra el Pico Espigüete.

Por último tampoco se trata, a pesar del ejemplo anterior y de estar armada en materiales primarios, de una cordillera de tipo apalachense, en la que la erosión diferencial determina la disposición de cumbres y valles. El valle de Cardaño discurre en sentido N-S, cortando formaciones permeables e impermeables, duras y blandas, que aquí presentan una disposición marcadamente paralela. La divisoria entre el río de Cardaño y los valles de Hoyo de Vargas y Gustalapedra se mantiene por encima de los 2000 metros a pesar de estar modelada en calizas, areniscas, cuarcitas, conglomerados, pizarras, lutitas, aunque existan diferencias de detalle. No se cumple por tanto la premisa de Bertrand, según la cual la erosión ha estado guiada sobre todo por la erosión diferencial entre las calizas y los conglomerados por un lado y las pizarras por otro (Bertrand 1971, Bertrand y Bertrand 1984). En ese caso los valles discurrirían exclusivamente en dirección E-W, la dirección dominante de las estructuras, que son claramente cortadas en muchos lugares (valles de Pineda, Cardaño, Yuso, Cares, Deva, Pisuerga. . .).

Es por tanto una cordillera que localmente puede reunir características de varios tipos de cordilleras, pero que no puede resumirse geológicamente en ninguno. Aquí el principal agente creador del relieve ha sido el levantamiento tectónico alpino, que reactivó antiguas fallas hercínicas y levantó unos sectores en mayor medida que otros, seguramente por el empuje del zócalo prehercínico infrayacente (Gallastegui et al. 1997). Dicho levantamiento se realizó a partir de dos frentes de cabalgamiento, uno situado en el Golfo de Vizcaya, en el Banco le Danois y otro en el contacto con la Cuenca del Duero, al S (Gallastegui 2000). Por ello podríamos definir la Cordillera Cantábrica como un zócalo deformado (Serrano 1998a) compuesto por un gran pilar tectónico o “*horst*” de materiales del zócalo destacado sobre cuencas al N y S, que, si aumentamos la escala, presenta diferencias originadas por el juego de fallas. Yendo a una escala aún mayor, el bloque presenta en detalle un relieve de tipo pseudoapalachense que responde al contraste litológico, aunque sin una clara alineación de crestas y valles con una dirección dominante. Así por ejemplo al llegar a la Cordillera Cantábrica desde el S por la CL-615, en primer lugar encontraremos el frente que destaca la Cordillera Cantábrica sobre la Cuenca del Duero, a la altura de Guardo. En la Ruta de los Pantanos, alrededor del km. 20 veremos el escarpe de falla del Espigüete-Peña del Tejo-Santa Lucía, reactivado durante la orogenia alpina, que crea diferencias morfológicas dentro del bloque. Si en Cardaño de Abajo nos desviamos en dirección a Cardaño de Arriba a derecha e izquierda del valle encontraremos un cordal en el que se suceden crestas y collados, formados los primeros en los materiales resistentes (calizas, cuarcitas, conglomerados) y los segundos en los materiales débiles (pizarras y lutitas principalmente), ejemplo de modelado pseudoapalachense de detalle.

Desde el punto de vista estructural Fuentes Carrionas se encuentra en la Región del Pisuerga - Carrión (Julivert 1971). Es un área caracterizada por la complicada estructura tectónica y la variedad litológica, donde las estructuras se formaron durante la Orogenia Hercínica, para ser arrasadas durante el Mesozoico y volver a reactivarse en la Orogenia Alpina, en la mayoría de los casos con rejuego de fallas y cabalgamientos previos.

La aproximación a la geología del macizo de Fuentes Carrionas es necesaria para comprender la configuración de crestas y valles, así como la traducción en el relieve de los procesos erosivos y sedimentarios ocurridos durante el Cuaternario. Vamos a realizar esta aproximación desde tres puntos de vistas: la litología, para conocer el sustrato del área de estudio, las estructuras, que en ocasiones poseen cierta importancia en la configuración del relieve, y la historia geológica, que nos

permitirá entender cómo ha evolucionado el macizo desde la sedimentación de los materiales que lo componen hasta el Cuaternario.

4.1. Litología

Como ya se ha apuntado la variedad litológica es la dominante en la mitad E del macizo y también en su extremo meridional: En estos sectores afloran hasta 12 de las 15 formaciones existentes dentro del área de estudio, algunas de ellas con extensiones muy reducidas. Por el contrario el cuadrante noroccidental posee una casi absoluta monotonía litológica, y los afloramientos son, en general, muy extensos (ver Mapa 4.1). A continuación vamos a describir por orden cronológico cada una de las formaciones que componen el sustrato del macizo de Fuentes Carrionas, siguiendo la secuencia estratigráfica establecida por Rodríguez y Heredia (1987) y Rodríguez (1994).

4.1.1. Silúrico

4.1.1.1. Fm. Arroyacas

Constituye una formación principalmente pizarrosa, con intercalaciones cuarcíticas. Aflora en una amplia franja con dirección WNW - ESE en el extremo nororiental del área de estudio, desde las laderas del Pico Lezna a las de Horca de Lores, en la vertiente septentrional del valle de Pineda y en el curso bajo del arroyo Araúz, en el valle que existe entre los estrechamientos de la Canal del Rey y Santa Marina. Así mismo aflora en el límite septentrional del macizo, en el valle de Riofrío. Por la facilidad de meteorización mecánica de las lutitas y su degradación en un coluvión arcilloso muy erosionable tanto por el arroyamiento como por la acción glaciár, suele dar lugar a laderas suaves y valles amplios. No suele aflorar directamente al estar recubierto por formaciones superficiales glaciares o fluviales, como ocurre en el valle de Riofrío a la altura de la Lomba del Toro o bien por deslizamientos rotacionales o traslacionales, como el de Horca de Lores (Figura 4.1). El afloramiento más claro se encuentra detrás del refugio de pescadores de Santa Marina.



Figura 4.1: Formación Arroyacas en el valle de Riofrío.

4.1.2. Devónico

4.1.2.1. Formación Carazo

Está constituida por areniscas con pizarras interestratificadas con dos potentes bancos cuarcíticos en su miembro inferior (Rodríguez y Heredia 1987). Es una formación resistente a la erosión que aflora al NE del área de estudio en una estrecha banda de dirección paralela desde el Hospital, pasando por Riuplanes, hasta la Peña Carazo, que da nombre a la formación. En cuanto a la morfología resultante en esta formación hay que destacar por un lado su resistencia a la erosión, en especial el miembro cuarcítico inferior, lo que deriva en la formación de crestas cuarcíticas con canchales a su pie. Por otro lado su variedad litológica, con alternancia de estratos duros y blandos, y el contraste de las cuarcitas que configuran la base de la formación con las pizarras de la Fm. Arroyacas, hace que las laderas que poseen este sustrato sean proclives a la ocurrencia de grandes deslizamientos. Tal es el caso de los deslizamientos de Riuplanes y de Peña Quebrada (Figura 4.2).



Figura 4.2: Vista hacia el NE de los valles de Pineda y Araúz desde el Collado de Pando. Pueden distinguirse las peñas de Horca de Lores y Carazo, ambas construidas en el sustrato cuarcítico de la formación Carazo, y los valles erosionados en las débiles pizarras de la Fm. Arroyacas.

4.1.2.2. Formación Lebanza

Se trata de una formación casi exclusivamente caliza con algunas pizarras en su base y un espesor total de 113 metros (Rodríguez y Heredia 1987). Aflora en los flancos del anticlinal de Carazo, en dos bandas distantes unos 2 km. entre sí, ambas en el cuadrante nororiental del mismo. El afloramiento meridional es estrecho y alargado, situándose a lo largo del cabalgamiento que

pone en contacto la estructura anticlinal de Carazo, armado en materiales del Silúrico y Devónico Inferior, con el anticlinal de Polentinos, de materiales del Devónico Superior. Es el afloramiento en el que se dieron algunos de los deslizamientos de amplio radio de Riuplanes, quedando la cicatriz del mayor en esta formación. El afloramiento septentrional se encuentra en la ladera oriental del pico Lezna. También aparece en el cabalgamiento de Riofrío, en la vertiente septentrional de Peña Quebrada, donde, junto con las formaciones de Arroyacas, Carazo y Abadía, se ve afectado por los deslizamientos de dicha vertiente. Los afloramientos calizos en esta formación suelen dar lugar a áreas cóncavas, tales como fondos de valles, dada su relativa friabilidad en comparación a las areniscas y cuarcitas que contactan con ellos. Así parte del valle de Pineda, los valles del arroyo Hontanillas y del Agua del Manzano, y los rellanos de la Dehesa de Picorbillo han sido excavados a favor de las calizas de Lebanza (Figura 4.3).



Figura 4.3: Karst parcialmente exhumado sobre las calizas de Lebanza en el collado de Picorbillo.

4.1.2.3. Formación Abadía

Aflora en tres sectores dentro del área de estudio, los tres alejados entre sí, lo que nos confirma la complejidad geológica del macizo de Fuentes Carrionas. Al igual que la anterior formación aflora en el flanco del anticlinal de Carazo, en el collado de Picorbillo, aunque en una extensión muy escasa

dentro del área de estudio, ya que sobre todo constituye el sustrato de las Majadas de Lores, al N del valle de Pineda, en un sinclinal estrecho y muy fracturado con charnela E-W, al N del citado anticlinal de Carazo (Figura 4.4). También aparece en el cabalgamiento de Riofrío, en el valle del mismo nombre. Por último aflora en una banda de unos 6 km. de largo y 300 metros de ancho en el valle de Cardaño, con una disposición transversal a dicho valle, por lo que también aparece en la cabecera del Valcabe y del Vallejo. Es una formación pizarrosa con intercalaciones de caliza, fácilmente erosionable, por lo que suele constituir collados cuando aflora en los cordales, o bien laderas y valles.



Figura 4.4: Vista hacia el NE de las Majadas de Lores, desde el collado de Picorbillo. Puede verse en primer término (a) las pizarras de la Fm. Abadía, y en segundo término (b) una cresta de calizas de la Fm. Lebanza.

4.1.2.4. Formación Gustalapedra

Ocupa la charnela del anticlinal de Polentinos, aflorando en el extremo oriental del área de estudio, en la Rabina y el valle del arroyo Calero, y otra vez en la mitad occidental -al otro lado del paquete conglomerático del Curavacas- entre la cabecera del valle de Valdenievas y el de Valcabe, cruzando transversalmente el valle de Cardaño a la altura de Cardaño de Arriba. Aquí forma el labio cabalgante del anticlinal de Polentinos (cortado a la altura de la charnela por dicho cabalgamiento) sobre los apretados pliegues que corta el arroyo Cardaño entre la localidad de Cardaño de Arriba y el valle de Mazobre. El nombre de la formación viene dado por el valle de Gustalapedra, situado en la vertiente occidental del Pico Murcia, fuera del área de estudio. Esta formación se compone de capas alternantes de pizarras negras y calizas arcillosas negras (Van Veen 1965) siendo dominantes las capas de pizarra. Morfológicamente esta formación origina valles amplios y collados, dada su

escasa competencia: el valle del arroyo Calero, el collado y valle de Ramacedo, o el de la Cerezuela son consecuencia de la erosión diferencial sobre estas pizarras (Figura 4.5).



Figura 4.5: Vista de la Fm. Gustalapedra en la cabecera de la Cerezuela. Las friables pizarras son proclives tanto a la erosión mecánica como a la alteración química, con lo que se crean formaciones superficiales con cantos y matriz arcillosas, en las cuales existen fenómenos de solifluxión como los que pueden verse en la imagen.

4.1.2.5. Formación Cardaño

Formación poco potente, unos 60 m. según Van Veen (1965). Aflora en el macizo de Fuentes Carrionas al E y W del sinclinal conglomerático del Curavacas. Es una de las formaciones que arma el flanco del anticlinal de Polentinos, constituyendo el afloramiento calizo que da nombre al valle y arroyo de Calero, al E del valle de Pineda. En el valle de Cardaño aflora en una banda de unos 100 metros de ancho transversal al valle al N de Cardaño de Arriba, desde el Pico Murcia hasta el arroyo Hormigales, ya afluente del Valdenievas. En la confluencia entre el arroyo Valcabe y Cardaño se pueden observar sus características litológicas, que se pueden resumir en una alternancia de calizas grises y lutitas más oscuras (Rodríguez 1994) (Figura 4.6).



Figura 4.6: Afloramiento de la Fm. Cardaño en la confluencia del arroyo Valcabe y el arroyo Cardaño. Puede observarse la alternancia de lutitas oscuras y calizas grises.

4.1.2.6. Formación Murcia

Es una de las que más espacio ocupa dentro del área de estudio, y una de las que poseen mayor significación morfológica. Está compuesta principalmente por areniscas y cuarcitas, en bancos potentes (Rodríguez 1994). Es por tanto una formación resistente a la erosión (Figura 4.7), que siempre crea crestas en los cordales y escalones o resaltes cuando aflora en las laderas (por ejemplo forma el resalte que salva la cascada de Mazobre, en el valle del mismo nombre). Aflora en una ancha banda de disposición ESE-WNW. Esta banda posee una anchura máxima de más de 4 km. en el sector del Pico Lagunillas. Así el cordal cimero desde el Hospital hasta el Pico Lagunillas está modelado en estas cuarcitas, que también provocan los relieves destacados del Resollar, Coruño y Hormigales. Al NW de Vidrieros desaparece parcialmente por debajo del sinclinal del Curavacas, por lo que el afloramiento se estrecha hasta los 500 metros de ancho en el valle de Valdenievas y de Cardaño, donde forma los relieves de Canchas de Ojeda, el Castillo y Pico Murcia, el cual da nombre a la formación. Estructuralmente arma unos de los flancos del anticlinal de Polentinos, el

sinclinal de Hormigales y la charnela del anticlinal de Vidrieros en el valle del Carrión-Valdenievas, además de la continuación del anticlinal de Polentinos y los pliegues anticlinales entre Cardaño de Arriba y Mazobre, citados para la Fm. Gustalapedra. Por último también aflora al pie de los cabalgamientos del Espigüete, junto con las formaciones de Vidrieros y Vegamián. Los extensos afloramientos cuarcíticos consecuencia de esta formación poseen una gran significación morfológica en el macizo. Casi todo el modelado cuarcítico (campos, laderas y corrientes de bloques, o los *tors* cuarcíticos), que se explicará en el Apartado 6.3.2, se creó en esta formación. Gran parte del modelado periglaciario, en especial los lóbulos protalud y glaciares rocosos, también se ubican preferentemente en esta formación.



Figura 4.7: Detalle de las cuarcitas de la Fm. Murcia. La gran resistencia química de la cuarcita y su dureza hace que la crioclastia actúe sobre todo en las líneas de debilidad, creando formaciones superficiales de bloques sin casi matriz.

4.1.2.7. Formación Vidrieros

Está constituida principalmente por calizas de color oscuro, aunque también hay intercalaciones margosas y pizarrosas. Posee un espesor de unos 70 m. para Rodríguez (1994). Suele aflorar asociado a la Fm. Murcia, ya que constituye el estrato inmediatamente superior, resultando sus

afloramientos en áreas deprimidas generalmente, sobre todo si se encuentra adyacente a las cuarcitas. Ejemplos de ellos son el collado de Pando, entre el Pico Lagunillas y el Pico de las Huelgas (cuarcíticos), excavado a favor de esta formación, y que constituye el punto más bajo del cordal de Hoya Continua - Curavacas - Lagunillas, o los collados de Arra en el cordal entre el Pico Murcia y el Espigüete. Estructuralmente se encuentra en el anticlinal de Polentinos y el sinclinal de Vidrieros en el valle del Carrión y en todos los pliegues al S de Cardaño de Arriba en el valle de Cardaño, así como al pie de los cabalgamientos del Espigüete. Es también la formación más extensa del valle de Mazobre (Figura 4.8).



Figura 4.8: Vista hacia el W del Collado de Arra en el valle de Mazobre. El sustrato aflorante es la caliza de la Fm. Vidrieros, cuyo color contrasta con la Caliza de Montaña que tapiza la superficie, aquí resultado de un desprendimiento de grandes dimensiones en la cara N del Espigüete.

4.1.3. Carbonífero

4.1.3.1. Formación Vegamián

Se trata de una formación pizarrosa de un tono negro característico, de unos 20-30 metros de espesor (Rodríguez 1994). Aflora unos 500 metros al N de Cardaño de Arriba en una banda de disposición WNW-ESE, a lo largo de los valles de Valcabe (el fondo de éste está excavado en

la formación Vegamián), Cardaño y Vallejo, entre el pico de Canchas de Ojeda y Hoya Continua. En el valle de Valdenievas aflora a media ladera en su mitad N, para luego desaparecer debajo del sinclinal de Curavacas. También existe un pequeño afloramiento en el extremo SE del área de estudio. Estructuralmente arma la charnela del sinclinal de Hormigales. Su escasa dureza hace que provoque relieves cóncavos o deprimidos, como el collado de Vallejo, al N de Canchas de Ojeda o el de Peñas Zahurdias, al N del Pico Murcia (Figura 4.9).



Figura 4.9: Vista hacia el E del valle de Valcabe desde el collado de Peñas Zahurdias o Caburdias. En primer término puede verse un afloramiento de la formación Vegamián. La disposición del afloramiento WNW-ESE es la misma que sigue el citado valle.

4.1.3.2. Formación Alba

Es una formación delgada (unos 10 metros de espesor) fundamentalmente caliza con una escasa significación en Fuentes Carrionas. Los afloramientos son siempre poco extensos, ya que suele estar tectonizada o pasar lateralmente a una composición lutítica, imposible de diferenciar de las lutitas de la formación suprayacente (Rodríguez 1994), la Fm. Cervera. Por ello aflora en escasos espacios inmediatamente al N de los afloramientos de la Fm. Vegamián en el valle de Valcabe y Cardaño.

4.1.3.3. Formación Calizas de Montaña

La formación Calizas de Montaña es una de las más destacadas dentro del macizo de Fuentes Carrionas, ya que es el sustrato principal del Pico Espigüete, pico del Tejo y Santa Lucía, todos ellos al S del área de estudio. Es también una de las primeras formaciones en ser descrita, ya que su nombre fue dado por Ezquerro de Bayo en 1844 (IGME 1985). Siendo siempre una formación caliza, ésta cambia lateralmente según se trate de sustrato autóctono o alóctono, habiendo calizas negras masivas (como las del SE del pico Santa Lucía), calizas brechoides o calizas claras arrecifales (como las del Espigüete). Es una formación estratigráficamente coetánea a la Fm. Cervera, ya que en el área de La Lastra (ladera S del pico Santa Lucía) constituye un litosoma en la base de ésta (IGME 1985), con un espesor de unos 50 metros. Sin embargo en el pico del Tejo y sobre todo en el Espigüete los cabalgamientos alóctonos hacen que el espesor de calizas acumulado sea de varios cientos de metros. La Caliza de Montaña tiene una gran importancia morfológica en el relieve de Fuentes Carrionas. Por un lado su dureza y carácter masivo hace que siempre produzca relieves destacados. Como resultado el pico Espigüete, donde además las escamas calizas cabalgan unas sobre otras como ocurre en los Picos de Europa, destaca entre 400 y 600 metros sobre los relieves circundantes (Figura 4.10). Por otro lado la disolución kárstica, en ocasiones reforzada por la acción de los glaciares, ha formado un relieve subaéreo diferenciado de lapiaces, simas y dolinas, y otro subterráneo de cuevas y galerías.



Figura 4.10: Vista hacia el S de la cara N del Pico Espigüete, el afloramiento de Calizas de Montaña más extenso del área de estudio. Puede verse cómo el pico destaca unos 400 metros sobre el cordal cimero de Arra-Majada Cimera, cuyo sustrato son las calizas, areniscas y conglomerados de las formaciones Vidrieros y Curavacas.

4.1.3.4. Formación Cervera

Esta formación es estratigráficamente coetánea a la Fm. Calizas de Montaña, pudiendo decirse que ésta pasa lateral y verticalmente a la Fm. Cervera (Van Veen 1965). Sin embargo suele aparecer infrayacente a las Calizas de Montaña, casi siempre con contactos cabalgantes (Figura 4.11). Aflora en el extremos S de Fuentes Carrionas, al pie de los cabalgamientos de Espigüete y el Tejo, al SE, en la ladera N del pico Santa Lucía y en el valle de Cardaño, en una banda inmediatamente al N de la FM Vegamián (sector de Valcabe - Alto del Navarro - Pico Vallejo). Es una formación esencialmente turbidítica, con alternancia de pizarras oscuras y bancos de arenisca, siempre mucho más delgados que los estratos pizarrosos (Van Veen 1965), con un espesor total que varía desde los menos de 100 metros en el valle de Cardaño a los más de 500 al S del Espigüete. Cabe destacar que esta formación reposa discordante con la también carbonífera Fm. Vegamián. Ello quiere decir que se trata de la primera formación sinorogénica testigo de la orogenia herciniana o varisca.



Figura 4.11: Vista hacia el E del cabalgamiento de las Calizas de Montaña (a la izquierda) sobre las pizarras de la Fm. Cervera (a la derecha) en el extremo S del valle de Cardaño. Una explicación morfoestructural puede encontrarse en la Figura 4.37.

4.1.3.5. Formación Potes

Constituye el equivalente septentrional de la Fm. Cervera. Aflora de manera generalizada en la Liébana, pero solamente de manera marginal al N del Fuentes Carrionas, en una banda de dirección WNW-ESE al N de la sierra de Oropiñas (valle de Naranco), formando el collado de Cubil de Can, y el fondo de los puertos de Riofrío. Litológicamente es una formación parecida a la Cervera, con alternancia de pizarras y areniscas o grauvacas, en un contexto de cuenca submarina cercana a una cordillera en levantamiento, con un ritmo de deposición muy rápido, lo que ha permitido que el espesor total de la formación llegue a unos 2000 metros (Rodríguez 1994). Morfológicamente es una formación fácilmente erosionable, en la que las morfogénesis fluvial y glacial han creado collados y valles (Figura 4.12). Ocasionalmente existen olistolitos calizos del miembro calizo Dobres-Piedrasluengas (IGME 1994) intercalados en esta formación. En Fuentes Carrionas existen afloramientos de esta clase en la ladera N de la sierra de Oropiñas.



Figura 4.12: Vista hacia el NE del collado de Cubil de Can, excavado en las pizarras de la Fm. Potes. La superficie del collado es resultado de la erosión glaciara, mientras que la erosión remontante del Río Frío, que trabaja sobre todo en las débiles pizarras, está excavando una profunda cárcava, que hace aflorar la citada formación.

4.1.3.6. El grupo Pando

Reposando discordantes sobre todas las formaciones anteriormente citadas encontramos un conjunto de sedimentos, predominantemente siliciclásticos, agrupados bajo el nombre de grupo Pando (Rodríguez 1994), que suponen el sustrato de los relieves más importantes de Fuentes Carrionas, a excepción del Espigüete. Si los depósitos de la Fm. Cervera y Fm. Potes nos hablaban de una cuenca submarina sobre la que se depositaban potentes bancos de turbiditas, en un contexto de levantamiento de una cordillera, los sedimentos del grupo Pando son resultado de una segunda fase orogénica, en un contexto de abanicos aluviales formados al pie de una cordillera sobre un sustrato submarino subsidente. Así, en las zonas más próximas a los relieves de la cordillera se depositan continuamente aluviones de clastos calizos, areniscosos y cuarcíticos con una matriz areno-arcillosa silícea, que en áreas más distales y profundas pasan a turbiditas. El continuo levantamiento del continente hace que el aporte de sedimentos sea abundante, mientras que por debajo del nivel del mar se construye una plataforma con los sedimentos arcillosos, que son los que llegan

a los sectores más alejados del área-fuente (ver Figura 4.13). El resultado son 2000 metros de espesor de depósitos, conglomerados y lutitas principalmente, pero también bancos areniscos y miembros calizos, formados en un ambiente de plataforma donde los aportes terrígenos fueron más escasos (Rodríguez 1994). Al ser los últimos sedimentos depositados durante la orogenia varisca son los menos deformados de todo el área de estudio, a excepción de los depósitos cuaternarios. Sólo los últimos movimientos de la orogenia varisca, y sobre todo la orogenia alpina han afectado a las formaciones del Grupo Pando, por lo que las estructuras creadas en estos sustratos están menos apretadas, erosionadas y tectonizadas que las anteriores, lo cual tienen una clara significación morfológica: las formaciones del Grupo Prioro conforman los relieves más destacados de Fuentes Carrionas, entre el pico Curavacas al SE y la sierra de Oropiñas al NW. Dentro de este grupo podemos distinguir dos formaciones principales y dos secundarias, que vamos a describir de muro a techo.

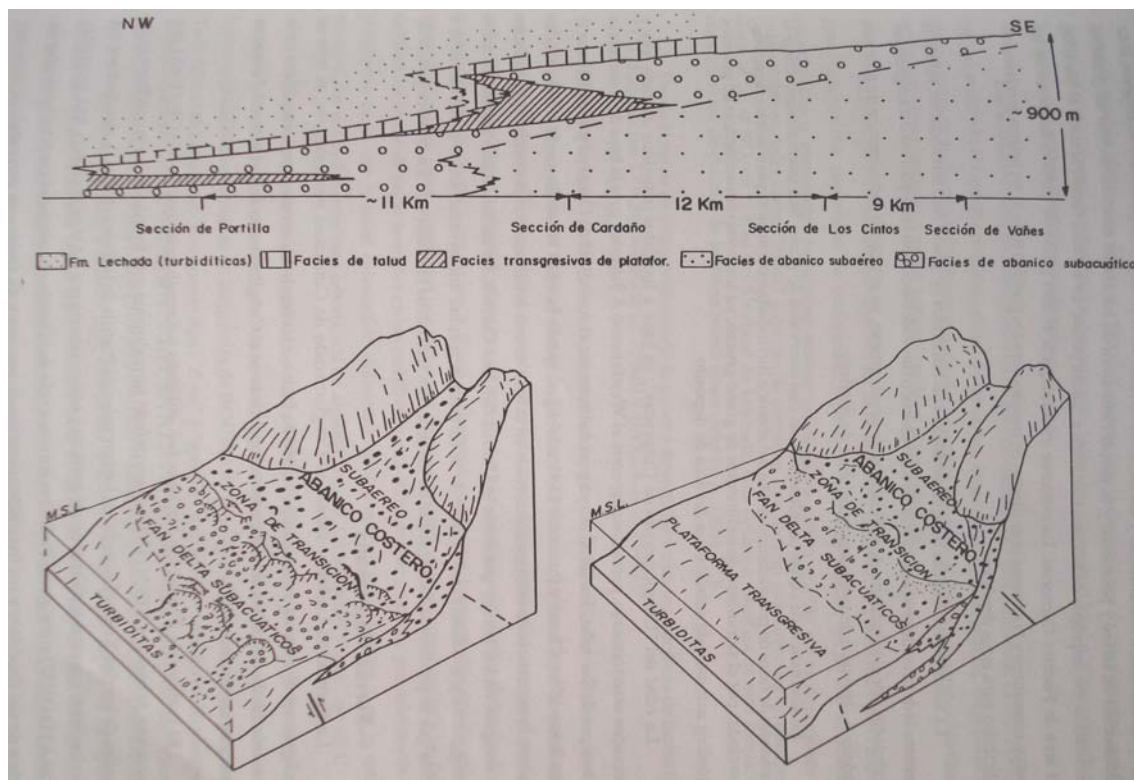


Figura 4.13: Modelo deposicional de los materiales del Grupo Pando, según Colmenero et al. (1988). Rodríguez (1994).

El Conglomerado de Triollo

Se trata de una formación local, base de la formación Curavacas, cuyos únicos afloramientos dentro del área de estudio se encuentran en el valle de las Lamas, al N del pico del Tejo. Consiste

en un conglomerado de cantos calizos con matriz calcárea, testigo de la destrucción de relieves próximos durante la orogenia varisca. Morfológicamente en esta formación existe un relieve que mezcla el relieve kárstico, con pequeñas cuevas originadas por la disolución de la matriz, con relieves ruiformes propios de los conglomerados (Figura 4.14).



Figura 4.14: Detalle de los conglomerados de la Fm. Triollo en la boca de una de las estrechas cuevas típicas de los afloramientos de esta formación.

Conglomerado de Curavacas

Es la formación más importante desde el punto de vista morfológico dentro de Fuentes Carriónas. El afloramiento más extenso ocupa el área central del macizo, en la que nacen todos los ríos que lo drenan, desaparece de forma brusca al E del valle del Hospital, donde afloran los materiales silúricos y devónicos de las Unidades Palentinas, y vuelve a aflorar en la mitad meridional al SE, en el sector de los Cintos. En la parte septentrional aflora alternativamente con la formación Lechada, aunque ya en bancos menos masivos que los del cordal del Curavacas. También hay bancos conglomeráticos en el valle de Cardaño, en el cordal de las Hoyas de Martín Vaquero y en Alto Prieto. Por último aflora en el extremo meridional del área de estudio, al SE de Cardaño de Abajo.

Esta formación está compuesta por espesos bancos de conglomerados formados por cantos

y bloques areniscosos, cuarcíticos y calizos, redondeados o subredondeados, empastados en una matriz silíceica muy resistente a la erosión (Figura 4.15). Se trata del afloramiento conglomerático más extenso y de mayor espesor de toda la Cordillera Cantábrica, y en él existen formas de modelado ligadas a esta roca, y por tanto ausentes del resto del macizo. Los relieves del sector Curavacas - Hoya Continua, con una altitud mínima de 2350 metros, de Peña Prieta - Cubil del Can, con más de 2400 metros de altitud, del cordal Tío Celestino- Alto del Calderón, con más de 2300 metros, así como otros de menor altitud, pero siempre destacados sobre su entorno (Lezna, Oropiñas, Portillo de las Yeguas, Zamburría, Alto de Navarro) tienen como sustrato el Conglomerado del Curavacas. Ello se debe a varias razones:

- Su gran resistencia a la erosión mecánica y química.
- Su espesor, que en el área del pico Curavacas llega a los 1000 metros.
- Su carácter masivo, ya que los bancos conglomeráticos presentan un espesor de unos 20 metros con escasez de líneas de debilidad, tales como planos de estratificación o bancos lutíticos o areniscosos.



Figura 4.15: Vista en detalle del Conglomerado del Curavacas

Debido a sus características sedimentarias, comentadas anteriormente para todas las formaciones del grupo Prioro, el Conglomerado del Curavacas cambia progresivamente de muro a techo a una formación cada vez más pizarrosa, propia de facies bentónicas, llamada formación Lechada.

Formación Lechada

Es la formación que ocupa una mayor extensión dentro del macizo de Fuentes Carrionas, y sucede verticalmente o se interdigita con el Conglomerado del Curavacas en las mismas estructuras en las que éste se encuentra. El valle del Ves, la cabecera del valle de Cardaño, los valles de Lechada y Naranco, de Peñas Malas, Hoyos de Vargas y Reñuela se han excavado principalmente en esta formación, así como la ladera septentrional del valle de Riofrío. En el extremo S del macizo vuelve a aflorar en las cercanías del pantano de Camporredondo, al S de Cardaño de Abajo. Se trata de una formación turbidítica, propia de ambientes bentónicos, con un espesor de hasta 1.500 metros (Rodríguez 1994). Posee también algunas intercalaciones areniscosas (areniscas de Hoya Calderona) y olistolitos calizos (miembro calizo del Ves). Su relativa friabilidad provoca que arme relieves cóncavos, abiertos y poco destacados. Así en nuestra área de estudio gran parte de los valles han sido excavados en esta formación, dando como resultado siempre valles amplios de pendientes moderadas o suaves, así como collados como el del Ves (Figura 4.16). Una excepción a esta regla es el cordal del pico de las Lomas - Cuartas, con una altitud media por encima de los 2400 metros, cuyo sustrato es predominantemente areniscoso. En este caso la cercanía de la intrusión granodiorítica de Peña Prieta, que en este sector no aflora de forma continua sino en diques, ayuda a explicar dicha excepción.



Figura 4.16: Vista hacia el E del valle del Ves desde el collado del mismo nombre, donde puede verse en primer término las lutitas de la Fm. Lechada, en segundo término el amplio valle labrado por la erosión glaciaria en dichas lutitas y al fondo el cierre del valle, con laderas más verticales, cuando la erosión glaciaria corta los conglomerados de la Fm. Curavacas, entre el Curavacas y el Lezna. Los afloramientos de color gris claro a la izquierda de la imagen corresponden a bancos calizos.

Miembro calizo del Ves

Es un grupo de intercalaciones calizas dentro de la Fm. Lechada, diferenciadas de ésta desde los trabajos de Van Veen (1965) y Savage (1967) debido a su contraste con las facies turbidíticas de la Fm. Lechada. Está formado por calizas de color claro sobre las que se han dado activos procesos de karstificación. Por su relativa dureza forman relieves destacados con respecto a la Fm. Lechada, como por ejemplo la Calar del Ves o las crestas del collado de Robadoiro (Figura 4.17).



Figura 4.17: Calizas del miembro del Ves en la cabecera del valle de Naranco, desde el collado de Robadoiro. Nótese como las calizas destacan sensiblemente sobre las pizarras de la Fm. Lechada debido a su mayor resistencia a la erosión.

4.1.4. La intrusión granodiorítica de Peña Prieta

Las granodioritas de Peña Prieta son una de las formaciones más particulares de Fuentes Carrionas. Se trata de una intrusión o “stock” de materiales del manto superior ubicado entre los conglomerados de la Fm. Curavacas y las lutitas de la Fm. Lechada. La superficie principal del afloramiento, de unos 4 km² (Gallastegui et al. 1990), ocupa la divisoria entre las redes del Yuso, Riofrío y Carrión, entre los picos de Peña Prieta, Tres Provincias y Tío Celestino. Sin embargo existen diques granodioríticos en un entorno de 1.5 km., sobre todo al W del afloramiento principal, en los picos de Lomas-Cuartas y los valles de Lechada y Hoyos de Vargas. De hecho hemos encontrado diques granodioríticos mucho más lejanos, como el que aflora en la cara N de Peña Quebrada, a 5.8 km, que no aparece en el mapa geológico 1:50.000 (Figura 4.18).



Figura 4.18: Intrusión granodiorítica en la cara N de Peña Quebrada. Puede verse el centro compuesto de granodioritas y los dos flancos de metamorfismo en el contacto del dique con las formaciones adyacentes.

Petrológicamente es un granito de grano muy fino y un color blanco característico, que facilita su identificación en depósitos fluviales y glaciares, por lo que es un excelente trazador de los límites del glaciario en Fuentes Carrionas, ya que prácticamente todas las lenguas glaciares tuvieron su origen en este afloramiento. Morfológicamente los afloramientos granodioríticos permiten un modelado glaciar y periglacial particular, caracterizado por las afiladas aristas, como las conocidas Agujas de Cardaño, y los espesos taludes de derrubios, cuyos bloques contrastan con los taludes de derrubios conglomeráticos, compuestos preferentemente por cantos. Como curiosidad cabe destacar que Casiano de Prado visitó en 1850 este macizo en busca de un afloramiento granítico que justificara los bloques y cantos existentes en las terrazas fluviales de la red del Esla, en una de las primeras exploraciones geomorfológicas de la ciencia española (González Trueba y Serrano 2007). Al no encontrar este afloramiento, pero sí bloques erráticos graníticos en toda la zona, los interpretó como proveniente de un glaciar con origen en una hipotética cordillera totalmente erosionada, que ubicó en el Golfo de Vizcaya.

Su origen ha sido interpretado como una intrusión posttectónica en condiciones de relajamiento de la corteza (Gallastegui et al. 1990), ya que no deforma las estructuras encajantes y la intrusión

posee una forma circular característica. Originalmente estaría cubierta por una cobertera sedimentaria de varios cientos de metros de espesor que fue erosionada durante el Secundario, ya que la edad de la intrusión ha sido datada en el Pérmico (276 ± 1 m.a., Gallastegui et al. 1992).



Figura 4.19: Vista hacia el N desde el Pozo de las Lomas. Toda la cabecera de las Lomas está labrada en las granodioritas, cuya ruptura por crioclastia produce espesos canchales al pie de los cantiles.

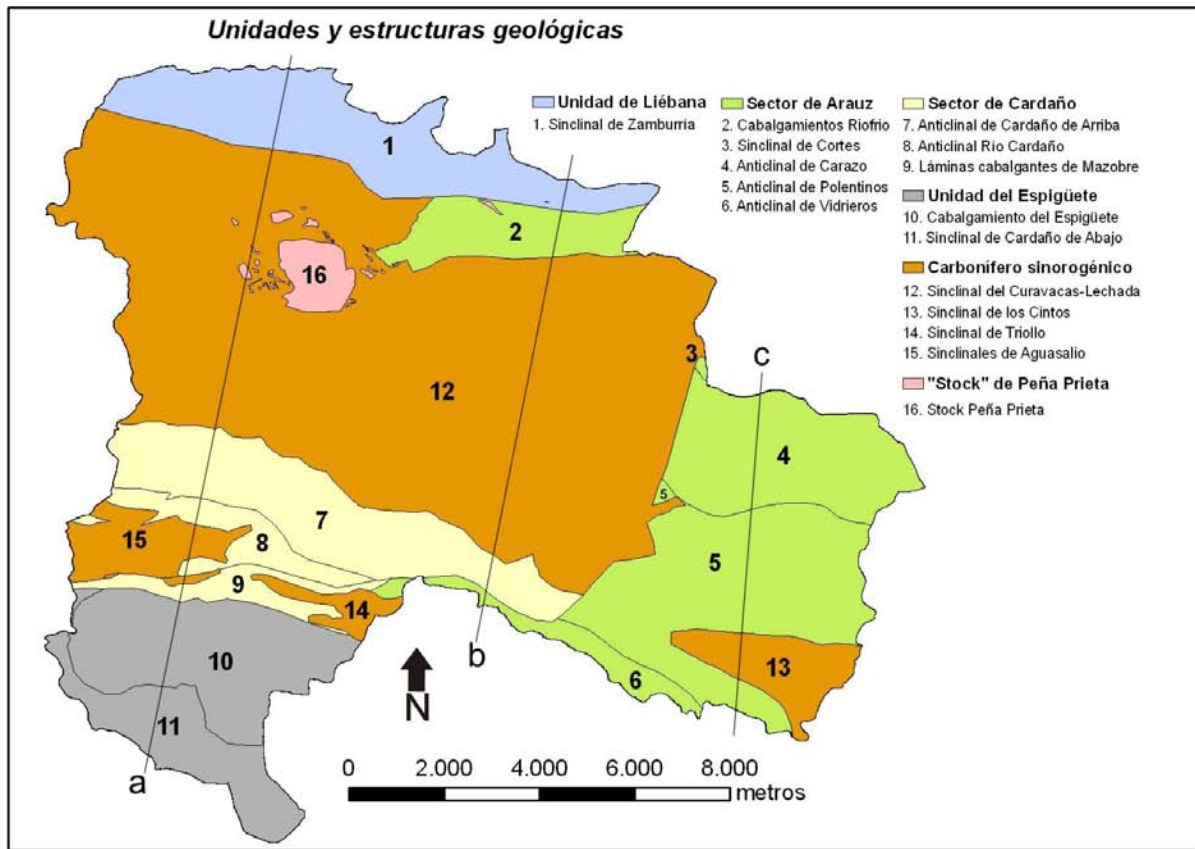
4.2. Organización Estructural

El macizo de Fuentes Carrionas, que como hemos visto está formado exclusivamente por rocas paleozoicas, es consecuencia en primer lugar de la orogenia Hercínica o Varisca, que afectó a gran parte de Europa Occidental y Norteamérica durante el Carbonífero. Concretamente se encuadra en la llamada Zona Cantábrica (Julivert et al., 1972), la más occidental del Macizo Ibérico, ya que más al E, hasta los Pirineos, dominan los pliegues desarrollados sobre materiales secundarios durante la orogenia alpina. Julivert (1971) dividió la Zona Cantábrica en distintas regiones. El macizo de Fuentes Carrionas se sitúa en el centro de la región Pisuerga-Carrión, caracterizada por una estructura epidérmica, ya que al ser la zona más exterior del levantamiento hercínico los esfuerzos tectónicos fueron principalmente horizontales, reflejados en pliegues y sobre todo mantos de cabalgamiento y corrimiento.

La región Pisuerga-Carrión está compuesta por dos unidades geológicas principales, ambas representadas en el macizo de Fuentes Carrionas:

- a) Las Unidades Palentinas (Rodríguez 1994), que a su vez se dividen en tres subunidades. La Unidad el Alto Carrión está caracterizada por la presencia de pliegues y mantos de cabalgamiento y corrimiento vergentes al S que afectan a unidades alóctonas de materiales sedimentarios (principalmente marinos) silúrico – devónicos. La Unidad de la Liébana se caracteriza estructuralmente por pliegues amplios, profundos y bien definidos, con una fracturación mucho menor que en el caso de la Unidad Alto Carrión, que afectan a materiales desde el Silúrico hasta el Carbonífero Inferior. La Unidad del Espigüete está compuesta por cabalgamientos de dirección NNW-SSE formados en Calizas de Montaña, y constituye el extremo S de la región, ya que al S de la falla Ruesga-León se ubica el Domo de Valsurbio.
- b) Los mantos carboníferos, formados por sedimentos sintectónicos carboníferos (Fm. Curavacas, Lechada. . .) que no se ven afectados por la fase orogénica que formó los pliegues y cabalgamientos anteriormente citados, sino por una fase posterior. En consecuencia están dispuestos en amplios pliegues, reposando discordantes sobre las Unidades Palentinas.

No siendo más que abstracciones creadas para comprender mejor la geología de este sector, las unidades pueden dividirse en estructuras, que son las que constituyen el verdadero armazón del relieve, y que describimos a continuación (Mapa 4.2).



Mapa 4.2: Estructura geológica del macizo de Fuentes Carrionas, los cortes a, b y c están simbolizados con líneas de puntos.

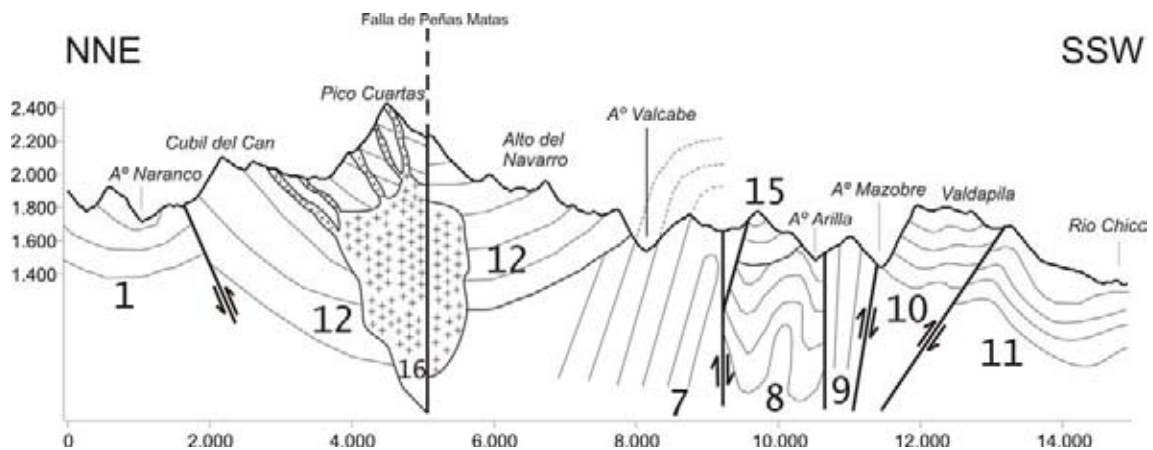


Figura 4.20: Corte estructural a, siguiendo aproximadamente la dirección del río Cardaño. Los números de las estructuras están referidos a la leyenda del Mapa 4.2.

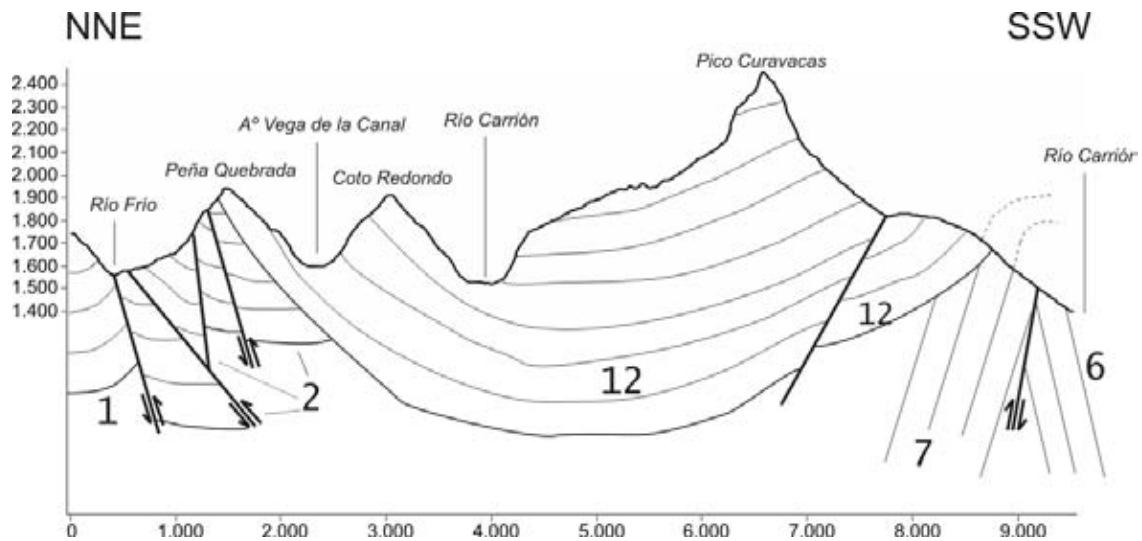


Figura 4.21: Corte estructural b, perpendicular a la charnela del sinclinal de Curavacas. Los números de las estructuras están referidos a la leyenda del Mapa 4.2.

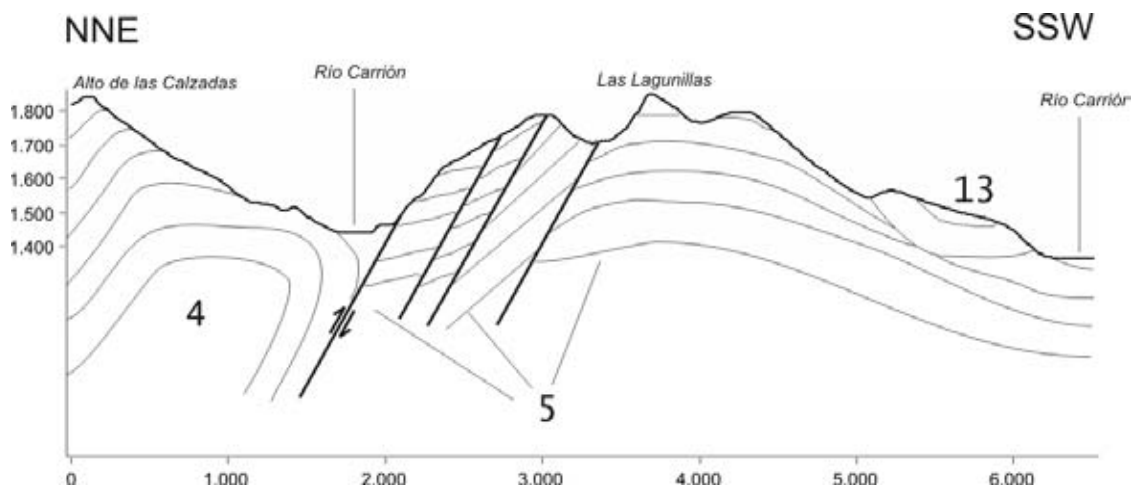


Figura 4.22: Corte estructural c, paralelo al Carrión en su disposición N-S. Los números de las estructuras están referidos a la leyenda del Mapa 4.2.

4.2.1. La Unidad de Liébana

1. El sinclinal de Zamburría

La Unidad de Liébana es la que ocupa menos extensión en el macizo. Se sitúa en el extremo N del mismo, al N del cabalgamiento de Riofrío, por lo que arma la mitad septentrional del valle de Riofrío, el cordal de Zamburría, el collado de Cubil del Can y el valle de Naranco, a excepción de su extremo S. Esta unidad posee como única estructura en Fuente Carrionas el sinclinal de Zamburría (Maas 1974), que se continúa al E de las turberas de Riofrío por el cordal de la Braña. Se trata de un sinclinal amplio que hacia el W se estrecha, verticalizando sus flancos, y que al S

se hunde debajo del cabalgamiento que discurre a lo largo del valle de Riofrío. Está armado en lutitas, conglomerados y calizas de las formaciones del Grupo Pando (Curavacas, Lechada y Ves), dispuestos en buzamientos de 60° en ambos flancos (ver Figura 4.23). Este sinclinal posee una continuidad estructural con el anticlinal de Ledantes, inmediatamente al N y ya fuera del área de estudio, por lo que se incluye en la unidad de Liébana. Rodríguez (1994) lo incluye dentro de la unidad de mantos carboníferos. En todo caso se trata de un área de transición desde los citados mantos a los amplios pliegues en materiales pizarrosos (fundamentalmente de la Fm. Potes) que caracterizan la Liébana, ya que incluso al S de este sinclinal, al pie de la Sierra de Oropiñas, afloran las turbiditas de la Fm. Potes.



Figura 4.23: Corte estructural c, paralelo al Carrión en su disposición N-S. Los números de las estructuras están referidos a la leyenda del Mapa 4.2.



Figura 4.24: Vista hacia el NE del Pico Zamburría desde el valle de Riofrío. El pico está formado en la charnela del sinclinal del mismo nombre, del que vemos su flanco S. La alternancia entre las lutitas de la Fm. Lechada, cubiertas por suelo y vegetación, y los conglomerados de la Fm. Curavacas, que forman los resaltes rocosos, nos permite adivinar la estructura del sinclinal.

4.2.2. La Unidad de Alto Carrión

Ocupa tres sectores dentro del macizo de Fuentes Carrionas. En el valle del Carrión es el sustrato existente al E del valle del Hospital, a excepción de la esquina sudoriental del mismo. En el SW ocupa el valle de Cardaño hasta la confluencia de éste con el valle de Valcabe, a excepción de los sinclinales de Aguasalio y Triollo, y también el flanco S del valle de Valdenievas. Por último, al N del sinclinal del Curavacas (extremo NE del macizo), los cabalgamientos de Riofrío pertenecen a esta unidad. Esta unidad posee a su vez dos sectores diferenciados dentro del área de estudio, aunque algunos autores creen que son dos áreas de un mismo sector, ya que sus estructuras tienen continuidad por debajo del sinclinal del Curavacas, cuya falla, que influye escasamente en estas estructuras (Van Veen 1965) marca el límite entre ambos sectores:

4.2.2.1. El sector Araúz

Ocupa todo el extremo nororiental y oriental del macizo, a excepción de la esquina SE del mismo, donde aparece el sinclinal de los Cintos. Pueden distinguirse cuatro estructuras principales:

2. Los cabalgamientos de Riofrío: Estructura situada al NE del macizo, en la ladera N de Peña Quebrada, la divisoria Cantábrico-Duero y el valle al N de la Panda de Fuentes Carrionas. Consiste en una serie de cabalgamientos de vergencia N que afectan a las litologías más antiguas del macizo, las formaciones silúricas y devónicas de Arroyacas, Carazo, Lebanza y Abadía. Dichos cabalgamientos tienen continuidad al E, ya fuera del área de estudio, en el sector de Tañuga-Pico Pumar.

3. El sinclinal de Cortés: Es la estructura que se encuentra inmediatamente al S de los cabalgamientos de Riofrío y Tañuga. Su flanco S ocupa un área muy pequeña del extremo NE del macizo en las cercanías del Collado de Picorbillo, en la ladera septentrional del valle de Pineda. Se trata de un sinclinal muy estrecho, fallado y vertical, en el que afloran las pizarras y calizas de las formaciones Abadía y Lebanza.

4. El anticlinal de Carazo: Se desarrolla al N de un cabalgamiento que va desde la confluencia del Carrión con el Araúz, en Santa Marina, hasta el valle del Hospital, donde se hunde por debajo del sinclinal de Curavacas, al cual no afecta. Este cabalgamiento es un elemento de inestabilización que implica el desarrollo de los deslizamientos rotacionales en el valle de Riuplanes. Se trata de un anticlinal en forma de cofre, con flancos subverticales y una amplia charnela de buzamientos

horizontales y pequeño pliegues secundarios. Dicha charnela arma los picos de Horca de Lores y Peña Carazo, en las areniscas de la Fm. Carazo, que junto a la Fm. Arroyacas (pizarras) componen esta estructura. El sinclinal ocupa la mayoría del valle de Pineda desde el Estrecho hasta Santa Marina, donde el río Carrión parece seguir una dirección ortoclinal. Sin embargo, desde Santa Marina el valle del Carrión adquiere una dirección N-S que corta de manera cataclinal el flanco S del anticlinal de Carazo así como la siguiente estructura inmediatamente al S.

5. El anticlinal de Polentinos: Ocupa todo el cuadrante SE del área de estudio excepto el sinclinal de los Cintos, que reposa disconforme sobre éste. Se sitúa al S del anticlinal de Carazo, por el cual es cabalgado. Constituye la prolongación oriental del sector de Cardaño, pero se distingue de éste porque se trata de un anticlinal con buzamientos suaves, al contrario que el sector de Cardaño, dominado por anticlinales de buzamientos subverticales y láminas cabalgantes. El límite entre el anticlinal de Polentinos y el citado sector de Cardaño es la falla del Curavacas. El centro de esta estructura, en el valle del A^o Calero, está labrado en las pizarras y calizas de las formaciones Gustalapedra y Cardaño, mientras que más al W dominan las duras cuarcitas de la Fm. Murcia, cuya continuidad hacia el W sólo es interrumpida por ocasionales afloramientos de la Fm. Vidrieros en algunas fallas cabalgantes existentes dentro de la estructura, como la que puede verse en el circo del Lagunillas (Figura 4.25). En su flanco S afloran también calizas de la Fm. Alba y pizarras de la Fm. Cervera.



Figura 4.25: Vista hacia el N de los cabalgamientos en el circo de Lagunillas, en la charnela del anticlinal de Polentinos. Puede verse que entre los dos cabalgamientos centrales afloran las calizas de la Fm. Vidrieros.

6. El anticlinal de Vidrieros: Se trata de un pequeño anticlinal con límites bien definidos: al N el cabalgamiento de Vidrieros lo separa de los anticlinales de Polentinos y Cardaño de Arriba, al W una falla secundaria de la falla de Curavacas lo separa de las estructuras del valle de Cardaño, mientras que por el S otro cabalgamiento lo separa del sinclinal de Triollo y las estructuras calizas del pico Santa Lucía, ya fuera del área de estudio. Está armado en cuarcitas de la Fm. Murcia y calizas de la Fm. Vidrieros -cuyos estratos se encuentran fuertemente apretados y verticalizados- y dividido en dos por la falla de Curavacas. Cabe destacar que, a pesar de poseer litologías relativamente duras, ocupa el fondo de los valles de Carrión y Valdenievas, tal vez debido a la fuerte tectonización de los materiales en este sector.

4.2.2.2. El sector de Cardaño

Ocupa el extremo SW y S del área de estudio, el valle de Valdenievas, el último tramo del valle del Carrión y todo el valle de Cardaño al S de la confluencia entre éste y el valle de Valcabe. Está compuesto por una sucesión de anticlinales de buzamientos verticales cuyos contactos suelen ser por cabalgamientos. La red de cabalgamientos llega a ser tan densa que no permite el desarrollo

más que de láminas monoclinales en el valle del río Cardaño. Estas estructuras, como en muchas ocasiones en la Montaña Palentina, carecen de significación en el relieve. En algunos lugares los pliegues y cabalgamientos de las Unidades Palentinas están fosilizados por estructuras armadas en los conglomeraos sinorogénicos de Curavacas y Triollo, los cuáles hemos incluido en la siguiente unidad. En nuestra área de estudio este sector se divide en varias estructuras:

7. El anticlinal de Cardaño de Arriba: Constituye la prolongación occidental del anticlinal de Polentinos; al situarse inmediatamente al S del sinclinal de Lechada se encuentra parcialmente fosilizado por éste. Se trata de un anticlinal de dirección NNW-SSE, estrecho y de buzamientos altos, alrededor de los 60° , cuyo labio S está cortado por el cabalgamiento de Cardaño de Arriba, que monta esta estructura sobre el anticlinal del río Cardaño, el cual tiene su continuación hacia el E con el cabalgamiento de Vidrieros. Es una de las estructuras en que existen más formaciones representadas, siempre en bandas estrechas. Así encontramos una sucesión completa desde el Devónico Medio (Fm. Abadía) hasta el Carbonífero Inferior (Fm. Cervera). Al E del cordal de Canchas de Ojeda-Alto Prieto, en el valle de Hormigales, el extremo N del anticlinal forma un sinclinal en las formaciones Vegamián y Cervera, el de Hormigales (Figura 4.26), que conecta esta estructura con el anticlinal de Polentinos.



Figura 4.26: Vista hacia el W desde el valle de Valdenievas. En el centro la charnela del sinclinal de Hormigales, en el que únicamente destacan los afloramientos de cuarcitas de la Fm. Murcia. Encima de éstas reposan, discordantes, los conglomerados de la Fm. Curavacas, que arman la cumbre de Hoya Continua, al N y fosilizan parcialmente esta estructura.

8. El anticlinal del río Cardaño: Es la continuación occidental del anticlinal de Vidrieros en el valle de Cardaño. Se sitúa inmediatamente al S del cabalgamiento de Cardaño de Arriba y limita

al S, a través de una falla vertical, con los cabalgamientos de Mazobre. Se trata realmente de un anticlinal y un sinclinal muy apretados, con buzamientos subverticales. Está armado en los mismos materiales que en anticlinal de Vidrieros -constituye su continuación occidental en el sector de Cardaño- a los que se añaden las formaciones estratigráficamente aledañas, la Fm. Cardaño y la Fm. Vegamián.

9. Las láminas cabalgantes de Mazobre: Las fallas y cabalgamientos son tan frecuentes en el valle de Cardaño que fragmentan completamente las estructuras alóctonas originales (las Unidades Palentinas). Como consecuencia de ello los afloramientos de formaciones silúricas y devónicas son extraordinariamente variados, y la morfología del valle no sigue las estructuras ni los contrastes litológicos. Entre los valles de Arilla y Mazobre dicha tectonización alcanza su grado máximo, y las fallas y cabalgamientos se suceden cada pocos cientos de metros. Éstas están formadas principalmente sobre las calizas de la Fm. Vidrieros, pero también aparecen las formaciones Murcia y Vegamián. Gran parte de esta estructura ha sido fosilizada, al E y W del valle de Cardaño, por los sinclinales de Aguasalio y Triollo. El cabalgamiento de Triollo limita esta estructura con la inmediatamente meridional, la unidad del Espigüete.

4.2.3. La Unidad de Espigüete

Se trata de una unidad perfectamente diferenciada de las anteriores desde los puntos de vista tectónico, litológico y morfológico (Rodríguez 1994). En ella afloran principalmente las Calizas de Montaña, y secundariamente formaciones infrayacentes (Vidrieros, Cervera y Murcia). Las estructuras son una vez más cabalgantes, pero los cabalgamientos se sitúan de manera perpendicular a los del sector de Cardaño, ya que si éstos eran principalmente de dirección WNW-ESE o incluso W-E, éstos se disponen en dirección meridiana. El resultado son relieves claramente contrastados sobre el resto de las estructuras, tanto las existentes al N, las cuáles cabalgan la unidad del Espigüete como las del S, a las cuáles esta unidad cabalga.

10. El cabalgamiento de Espigüete-Pico del Tejo: La estructura del Espigüete está formada por láminas de las Calizas de Montaña que cabalgan unas sobre otras y a la vez sobre las estructuras situadas más al S. La sobreacumulación de capas de caliza, al estilo de los Picos de Europa, tiene como resultado un espesor calizo de alrededor de 1000 metros, que hace que esta estructura destaque sobre el relieve circundante. Ello es más evidente en el límite W de la estructura, ya que

en el valle de Valverde, en la provincia de León, las Calizas de Montaña sobresalen bruscamente sobre el valle excavado en las lutitas de la Fm. Cervera. Al E, sin embargo, estos cabalgamientos son menos sobresalientes, ya que la acumulación de escamas calizas es menor. Como resultado los picos del Tejo y de Santa Lucía, perteneciendo a la misma unidad, son relieves menos enérgicos (ver Figura 4.11 y Figura 4.43).

11. El sinclinal de Cardaño de Abajo: Ocupa el extremo SW del área de estudio. La principal estructura en este sector es la Falla de León-Resoba, que delimita la Unidad del Alto Carrión con los mantos del Esla y el Domo de Valsurbio. En el área de estudio la mayoría del sustrato está compuesto por un amplio afloramiento de las pizarras de la Fm. Cardaño, cuya respuesta dúctil a los esfuerzos tectónicos provoca la ausencia de anticlinales y sinclinales bien definidos. Inmediatamente al S, y discordante sobre este afloramiento, existe un sinclinal armado en los sedimentos sinorogénicos de las Fm. Lechada y Curavacas, los situados más al SW de todos los afloramientos sinorogénicos carboníferos.

4.2.4. Los mantos carboníferos sinorogénicos

Están armados en las formaciones sinorogénicas de Lechada, Curavacas y Triollo, y fosilizan estructuras, fallas y cabalgamientos como los de Araúz, por lo que su formación ha de ser forzosamente posterior a la de éstos. En superficie se podrían asemejar a mantos de cabalgamiento -corrimento como el de Picos de Europa, pero no es así, porque se trata de estructuras autóctonas posteriormente plegadas generalmente en sinclinales de amplio radio, cuyo grado de deformación es mucho menor al de cualquier otra estructura paleozoica de Fuentes Carrionas.

12. El sinclinal de Curavacas-Lechada: Se trata de la estructura de mayor extensión de todo el área de estudio. Ocupa todo el extremo noroccidental del macizo de Fuentes Carrionas, es decir: los valles leoneses de Lechada, Concejo y Naranco, donde se encuentra su flanco N, la cabecera del valle de Cardaño hasta el cordal del Alto del Navarro, el área de Fuentes Carrionas propiamente dicha, con los cordales de Peña Prieta-Tío Celestino-el Ves, y el de Hoya Contina-Curavacas hasta el Monte las Huelgas, así como todo el valle del Carrión hasta el Lezna. Constituye una estructura sinclinal simple (Figura 4.21), con buzamientos débiles que no sobrepasan los 30° en el flanco S y buzamientos más verticales, entre 50° y 70° en el flanco N. La charnela del sinclinal pasa por la Vega de Cantos - Alto del Ves - Pico Cuartas (Figuras 4.27, 4.28 y 4.29). Este sinclinal está dividido

en dos estructuras por la falla postorogénica de Peñas Matas, en cuyo centro además aflora el stock granítico de Peña Prieta, una estructura intrusiva posterior a su formación. Al W de dicha falla Van Veen (1965) llama a la estructura sinclinal de Lechada. Éste tiene como sustrato principal las lutitas de la Fm. Lechada, con un solo afloramiento continuo de los conglomerados, el que forma el cordal de Cubil del Can-Oropiñas. Al E de la falla de Peñas Matas el sinclinal del Curavacas posee en su centro afloramientos lutíticos, sobre todo en la cabecera del valle de Cardaño y en el sector del Ves, pero la mayoría del sinclinal está formado por los conglomerados de la Fm. Curavacas, lo que determina un relieve mucho más enérgico y unas mayores altitudes en los cordales. El gran espesor de los conglomerados de la Fm. Curavacas en este sector, su dureza relativa y su escasa tectonización hace que este sinclinal destaque también sobre los relieves generados en las Unidades Palentinas unos 400 metros (Figura 4.30).

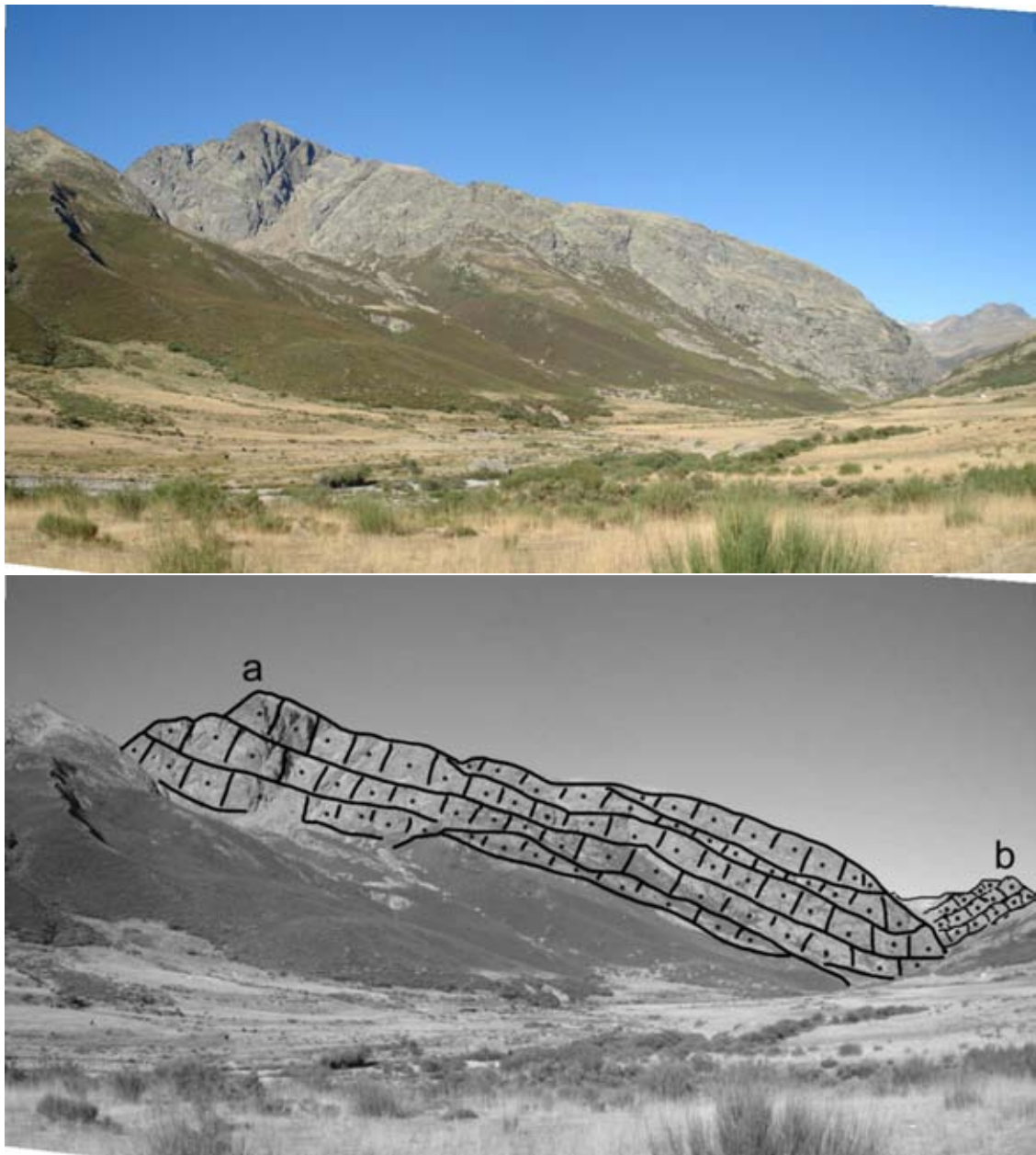


Figura 4.27: Vista al W del flanco E del sinclinal desde el valle de Pineda, puede verse a) el pico Curavacas, situado en el flanco S del sinclinal, el cual posee un buzamiento de unos 20° que va reduciéndose hasta la charnela, y b) Peña Prieta, situada en el flanco N del sinclinal.

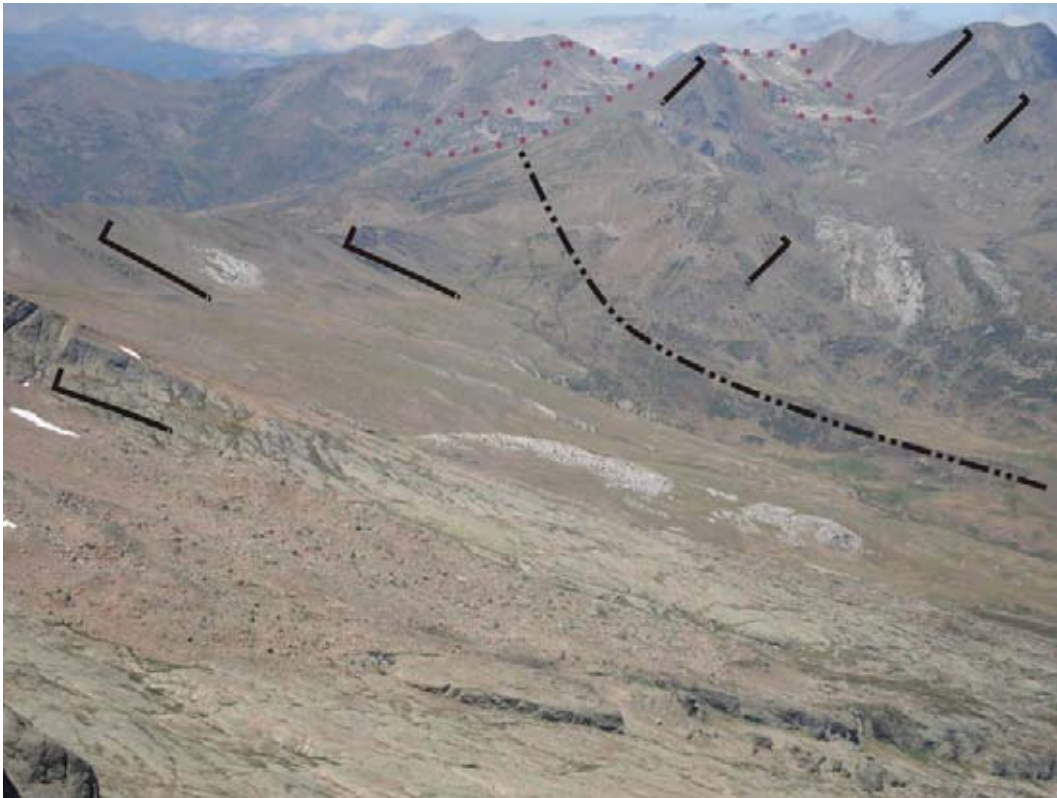


Figura 4.28: Vista hacia el NW de la charnela del sinclinal desde el Pico Curavacas, en traza negra. Los buzamientos han sido indicados con líneas a ambos lados de la charnela. En línea de puntos con color morado se ha destacado el afloramiento de granodioritas de Peña Prieta.



Figura 4.29: Cabalgamiento del flanco N del sinclinal sobre los materiales de la Fm. Potes en el valle de Naranco, al NW del área de estudio. Figuras 4.27, 4.28 y 4.29: Distintas vistas del sinclinal de Curavacas-Lechada.

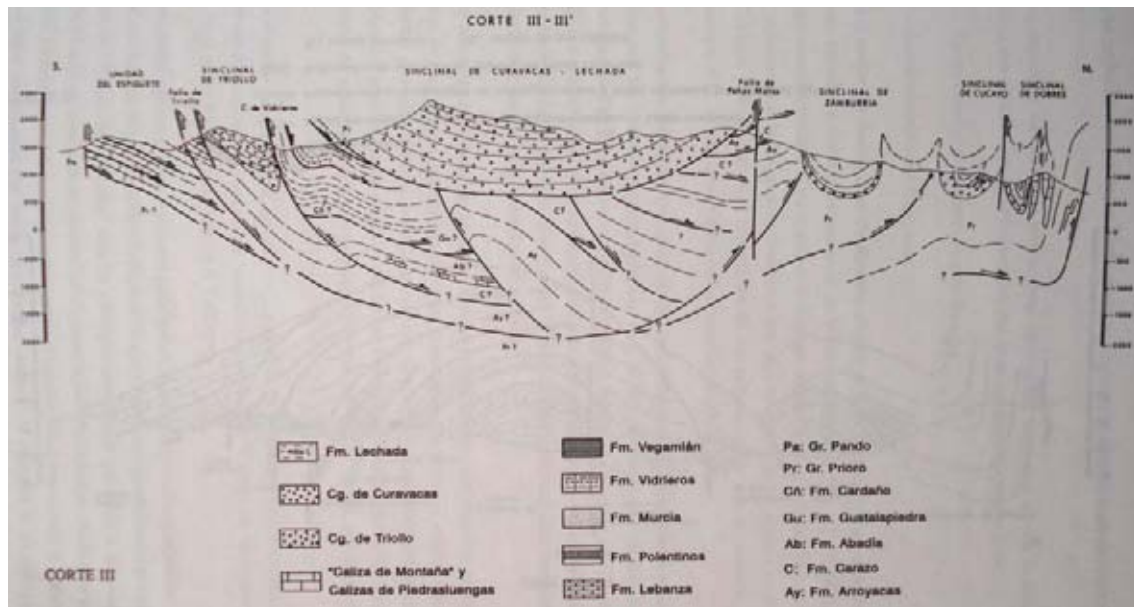


Figura 4.30: Corte geológico esquemático N-S del sinclinal del Curavacas a la altura del meridiano del Pico Curavacas. Extraído de Rodríguez (1994).

13. El sinclinal de los Cintos: Se sitúa en el extremo sudoriental del área de estudio, a la altura del último codo que traza Carrión aguas arriba de Vidrieros. Posee las mismas características tectónicas que el sinclinal de Curavacas, pero el menor espesor de los conglomerados en este sector provoca que la estructura carezca de significación en el relieve, al contrario del primero. Está compuesto principalmente de conglomerados, aunque existen también pequeños lentejones de lutitas. Ello se debe a que este afloramiento se sitúa en el lugar más cercano al área-fuente, situada al S-SE, por lo que los conglomerados depositados en esta área debieron hacerlo en condiciones subaéreas, en un ambiente fluvial, con relleno sedimentario de un valle al pie de relieves muy enérgicos (Rodríguez 1994).

14. El sinclinal de Triollo: Ocupa una gran parte del valle de Lamas, al N del pico del Tejo, hasta el cordal de Alto Prieto, así como el área más baja de la vertiente N del valle de Mazobre. Hacia el E tiene continuidad, ya fuera del área de estudio, en el cordal del Alto de las Portillas entre el valle de Valdenievas y el de Valdetriollo. Se trata de un pequeño afloramiento de los conglomerados de Curavacas y Triollo dentro de la zona de Cardaño, consecuencia del relleno de un paleovalle durante el Carbonífero. Dicho relleno se hizo en una primera fase con materiales locales (que resultaron en el conglomerado de Triollo) y en una segunda con materiales más distales, los conglomerados de la Fm. Curavacas.

15. Los sinclinales de Aguasalio: Ocupa los cordales existentes entre el valle de Valcabe y

el Mazobre, en el sector de las Hoyas de Martín Vaquero, la Cerezuela y el Castillo. Hacia el W el sinclinal continúa como un relieve monoclinal con buzamiento N, en el sector de Gustalapedra (León). Se trata de otro afloramiento de la Fm. Curavacas que reposa discordante sobre las Unidades Palentinas. En este caso el afloramiento está muy fracturado por fallas verticales con levantamiento del bloque septentrional (Rodríguez 1994). El resultado es que la estructura está dividida en dos pliegues sinclinales entre los que afloran materiales carboníferos y devónicos preorogénicos. También existen fallas secundarias que hacen aflorar materiales pre-Curavacas en el centro de los sinclinales (Figura 4.31).



Figura 4.31: Vista del flanco S del sinclinal de Aguasalio desde la cabecera del valle de Mazobre. Puede verse 1. El cordal cimero formado en las pizarras de la Fm. Vegamián, con un relieve más suave y colonización de pastos, 2. El frente S del sinclinal y 3. Un afloramiento de Calizas de Montaña, que sigue la dirección de una falla.

16. El “stock” de Peña Prieta: coincide con el afloramiento granodiorítico de Peña Prieta, que ha sido comentado en el Apartado de litología 4.1. Constituye una intrusión de material granítico en la charnela del sinclinal de Lechada. Está dividido en dos sectores por la falla de Peñas Matas, que desplaza el bloque meridional unos 200 metros al NE con respecto al bloque septentrional.

4.3. Las Morfoestructuras

Desde un punto de vista morfoestructural nos encontramos ante un tipo de relieve que García Fernández (2006) definió como “Relieve fallado en zócalos paleozoicos con cobertera sedimenta-

ria". Dicha definición advierte un territorio extraordinariamente complejo en cuanto a su geomorfología estructural. El relieve viene determinado en ocasiones en función de los contrastes litológicos, mientras que en otras ocasiones son las fallas y cabalgamientos los responsables de los desniveles. La escasa significación de la tectónica hercínica -con la amalgama de pliegues, fallas y cabalgamientos que hemos descrito anteriormente- en el relieve final tiene como consecuencia una dificultad añadida a la hora de identificar las morfoestructuras. El resultado es que no existen trabajos de geomorfología estructural que aborden Fuentes Carrionas en detalle. El presente Capítulo solamente pretende ser una somera descripción de las morfoestructuras más destacadas del área de estudio.

4.3.1. El bloque cabalgante del Espigüete

Abarca las estructuras geológicas del Cabalgamiento del Espigüete y el sinclinal de Cardaño de Abajo. Morfológicamente supone un frente de cabalgamiento que destaca 1100 metros sobre la base del valle del río Chico al S en el sector del Espigüete, aunque el salto se reduce a menos de 700 metros en el pico del Tejo. La estructura levantada es el resultado del cabalgamiento de las Calizas de Montaña sobre las deleznales pizarras de la Fm. Cervera, en las que están labrados los valles del río Chico al W de Cardaño de Abajo y la confluencia entre el Carrión y el Cardaño, hoy ocupado por el embalse de Camporredondo. Al N el límite es también un cabalgamiento, ya que las escamas de Mazobre montan las calizas del Espigüete y Peña del Tejo, aunque en esta ocasión el eje del cabalgamiento, prácticamente vertical, determina la ausencia de frente en los valles de Valcabe y Lamas, cuya mitad N ya posee las características de la complicada estructura del valle de Cardaño. Se trata de una unidad eminentemente caliza, lo que determina la existencia de una morfología peculiar en el conjunto del macizo. Así, la resistencia mecánica y la debilidad a la disolución química, unida a la acción de la erosión glaciaria en la cara N del Espi, han tenido como consecuencia la excavación de un espectacular pilar calizo, a cuyo pie se desarrollan, en la cara S, extensos glaciares de acumulación.

La acumulación de escamas cabalgantes en dirección W ha determinado por un lado que este flanco sea más alto que el flanco oriental y por otro un cambio de dirección en las estructuras los cordales del valle de Cardaño, generalmente de dirección N-S, que aquí pasan bruscamente a dirección E-W. Esto ha obligado al río Cardaño a atravesar dicho cordal encajándose en un boquete cataclinal labrado en las Calizas de Montaña. Esta garganta sólo es explicable por el gran tirón

hídrico desde el S consecuente al levantamiento de este bloque. La Caliza de Montaña provoca, así mismo, la existencia tanto de mesoformas kásticas como de una red de cuevas y galerías muy desarrollada.



Figura 4.32: Vista hacia el E del bloque cabalgante del Espigüete, desde el lado leonés. A pesar de que estructuralmente el bloque cabalga sobre el S y el E, y es cabalgado por las estructuras al N, la mayor resistencia de las calizas a la erosión ha determinado su posición destacada en todas direcciones.

4.3.2. El “pseudosinclinal colgado” de Curavacas-Lechada

El sinclinal de Curavacas-Lechada es la estructura más extensa y sencilla de las existentes dentro del macizo de Fuentes Carrionas, debido a haber sido afectada solamente por la Fase Palentina de la orogenia varisca y por los esfuerzos de la orogenia alpina. Además de su simplicidad estructural su composición, mayoritariamente conglomerática en su mitad E y en sus flancos N y S hace que se presente generalmente destacado sobre el resto de las estructuras, configurando una estructura que sobresale de manera muy enérgica en sus límites E, S y N, pero que hacia el W de la falla de Peñas Matas va perdiendo significación morfológica por dos razones:

begin

- Que los afloramientos conglomeráticos escasean a medida que nos movemos al NW. Ello es debido a que el área fuente de los conglomerados se situaba al SE, mientras que hacia el NW las facies son cada vez más lutíticas, consecuentes a una transición desde abanicos costeros a formaciones turbidíticas submarinas (ver Figura 4.13).

- Que los cabalgamiento de la Unidad de Picos de Europa desde el NNW, de la Unidad del Ponga desde el NW y de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central desde el W han conllevado una mayor tectonización en esta dirección.

Por ello no podemos hablar de un sinclinal colgado *sensu stricto*, sino de un “pseudosinclinal colgado” (García Fernández 2006).

Dentro del macizo de Fuentes Carrionas el sinclinal de Curavacas-Lechada destaca, por su significación morfológica, su frente S. Desde el pico de Peñas Matas hasta el Monte las Huelgas dicho frente sinclinal forma un continuo de cumbres sólo interrumpido por el boquete labrado por el río de Cardaño. Dicho frente sin embargo no posee una altitud unitaria, sino que ésta está determinada por la potencia del paquete conglomerático aflorante. Así en el extremo W el frente conglomerático es de aproximadamente 480 metros de espesor, de los cuales 100 son en realidad pizarras intercaladas, y 58° de buzamiento N, por encima del cual afloran las débiles lutitas de la Fm. Lechada. El resultado es un frente que destaca unos 500 metros sobre el valle de Valcabe. Hacia el ESE el espesor de los conglomerados aumentan, y éstos además son más masivos, sin intercalaciones pizarrosas y dispuestos en estratos menos inclinados, lo que redundará en crestas cada vez más altas. En el área del Pico Curavacas el espesor de los conglomerados sobrepasa los 1000 metros, con un buzamiento de 30° (Rodríguez 1994). El resultado es un imponente escalón de 1.100 metros de desnivel entre el fondo del valle de Valdenievas y los picos de Curavacas - Curruquilla. Dicho escalón puede dividirse, por otro lado, en dos partes: desde la base hasta los 1700-1800 metros la ladera es una pendiente anaclinal regularizada de menos de 30° de inclinación media labrada en los materiales cuarcíticos y calizos de las Fm. Vidrieros y Murcia, por encima de la que aparece un contrafuerte conglomerático de unos 600 metros de altura y pendientes subverticales, sólo interrumpido por retazos de rellanos estructurales (los picos de Coruño, el Resollar y Hormigales).

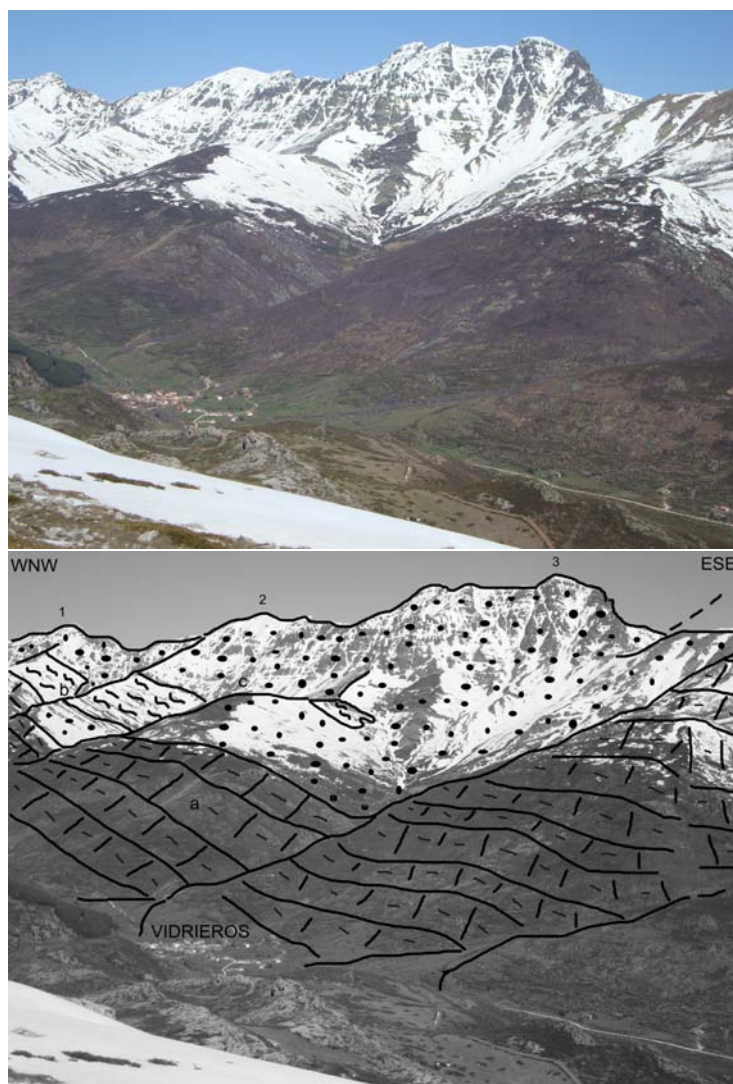


Figura 4.33: Vista hacia el NW del frente de Hoya Contina (1) - Curruquilla (2) Curavacas (3) desde el pico de Santa Lucía. Pueden distinguirse los dos sectores de la ladera mencionados, el inferior (a) de pendientes regularizadas tallado en cuarcitas y calizas, y el superior labrado en pizarras (b) y conglomerados (c). Nótese que la altitud crece a medida que el afloramiento de conglomerados es más masivo. La falla del Hospital, marcada con una línea discontinua, provoca la disminución de la altitud del cordal cimero.

Tanto el flanco E del sinclinal de Curavacas, en el sector de Los Escalones, como el N, en la Sierra de Oropiñas, comparten las características expuestas para el flanco S, formando relieves destacados a favor de los frentes conglomeráticos del sinclinal (Figura 4.33). En el caso del frente de la Sierra de Oropiñas éste es estructuralmente un frente de cabalgamiento, pero creemos que su sobreelevación se debe a la diferencia litológica entre los duros bancos conglomeráticos de la Fm. Curavacas y las pizarras de las formaciones Lechada y Potes que afloran en el fondo del valle de Naranco.

El centro del sinclinal, por el contrario, ofrece contrastes en función de la litología. En el entorno

de Vega de Cantos el eje sinclinal está compuesto por conglomerados, y el relieve es enérgico debido a la erosión glaciaria. Por el contrario en la cabecera del río Cardaño y el sector del Ves, donde el eje sinclinal se sitúa en las lutitas de la Fm. Lechada, el relieve es más suave, incluso en las áreas glaciadas (ver Figura 4.16).

4.3.3. El sinclinal colgado de Zamburría

En el Capítulo de estructuras geológicas se han descrito cuatro sinclinales más armados en facies detríticas, son los sinclinales de Cintos, Zamburría, Triollo y Aguasalio. De estos tres solamente el primero tiene significación morfológica. Se trata de un sinclinal colgado de unos 5km. de largo por 1 kilómetro de ancho, que destaca unos 300 metros sobre el valle de Riofrío, en su flanco S y más de 500 metros sobre el fondo del valle de Ledantes al N, y que ha sido disectado por el arroyo de la Viña (sector de las turberas de Riofrío), aunque posiblemente la disección fuera de N a S antes de la captura de la cabecera de Riofrío por la red del Deva (Figura 4.23).

4.3.4. La intrusión granodiorítica de Peña Prieta

Es el afloramiento granítico más extenso de la Cordillera Cantábrica, que además origina el conjunto de cumbres más altas del macizo de Fuentes Carrionas. Al tratarse de una intrusión granodiorítica postorogénica (Gallastequi et al. 1990), su planta es redondeada, con una densa red de diques radiales (Rodríguez 1994). El límite estructural al S viene dado desde el punto de vista geológico por la falla de Peñas Matas, aproximadamente en el paralelo que corta el Pozo de las Lomas, por el cordal del Tres Provincias - Tío Celestino al E, Tres Provincias-Hoyo Empedrado al N y pico Lomas al W. Es por tanto un afloramiento poco extenso (unos 2 km²), dándose la paradoja que la Peña Prieta, que da nombre a la morfoestructura, es un pico conglomerático. Sin embargo los citados diques extienden la influencia del plutón alrededor del afloramiento granítico. Así morfoestructuralmente nos encontramos ante un lacolito granítico con cumbres de más de 2400 metros de altitud, entre el pico Cuartas y el Cubil del Can, levantado con respecto a la estructura encajante con una típica forma redondeada. Dicha forma es hoy casi irreconocible por la erosión glaciaria, que ha excavado profundos circos glaciares en todas direcciones, pero se constata en el hecho de que constituye la divisoria de aguas entre seis ríos, pertenecientes dos de ellos a la cantábrica red del Deva (el río Frío y el A^o de Castrejón), dos a la red del Esla (el A^o Naranco y

el Río de Lechada), y dos a la red del Carrión (el Carrión y el Cardaño).



Figura 4.34: Vista del stock de Peña Prieta desde el Pico de las Lomas. Como puede observarse el lacolito ha sido fuertemente erosionado por el glaciario cuaternario, resultando un modelado mixto glaciar y periglacial peculiar: las “Agujas de Cardaño”, en primer término.

4.3.5. Los relieves en línea de falla

El modelo general de orogénesis de la Cordillera Cantábrica durante la fase alpina establece que el levantamiento general tuvo lugar a partir del reajuego de líneas de falla hercínicas (Pulgar et al. 1999). Este axioma no es fácil de confirmar en el campo, donde la mayoría de las fallas no han dado lugar a escarpes significativos, a excepción de los cabalgamientos citados. Es difícil establecer qué fallas han resultado en escarpe y cuáles simplemente han supuesto una línea de debilidad aprovechada por la erosión. En todo caso este segundo supuesto aparece como mucho más frecuente que el primero.

Entre los escarpes de falla solamente se han distinguido unos pocos ejemplos, localizados generalmente en fallas inversas. Los escarpes suelen tener altitudes modestas y, en todo caso, parecen deberse en mayor medida a contrastes litológicos entre los labios de falla. Como ejemplo la falla inversa que pone en contacto las calizas de la Peña del Tejo con las pizarras de la Fm. Cervera en el entorno del embalse de Camporredondo posee solamente unos 20 metros de desnivel en su escarpe

(Figura 4.35). También pueden verse escarpes de falla en la falda S del pico Lagunillas, unos 2 km. al E de Vidrieros, con un escarpe de alrededor de 50 m. en los que el factor principal vuelve a ser el contraste litológico entre los conglomerados y las débiles pizarras de la Fm. Vegamián. En las cercanías de la falla inversa de Peña del Tejo se distingue un escarpe de falla, paralelo a la dirección del río Cardaño y exagerado en su tramo más meridional por un deslizamiento ocurrido a lo largo de la línea de falla. (Figura 4.35).



Figura 4.35: Escarpes de falla en la ladera S y W de la Peña del Tejo, en la desembocadura del río Cardaño. Las fallas, con un pequeño escarpe, individualizan tres bloques, el más meridional, hundido con respecto a los otros dos, el situado al W, hundido sobre el bloque oriental pero elevado sobre el bloque meridional, y el oriental, elevado sobre los otros dos. El escarpe de falla entre el bloque occidental y oriental, ambos calizos, ha sido exagerado por un deslizamiento rotacional a lo largo de la línea de falla.

La cara N de Peña Quebrada responde también a esta tipología tectónica, pues se trata de un cabalgamiento de los conglomerados de la Fm. Curavacas sobre las Unidades Palentinas, en este sector fuertemente tectonizadas. El escarpe ha sido exagerado por los múltiples deslizamientos que han ocurrido en este sector, como se expondrá en el Capítulo 7.

Los valles de línea de falla son mucho más frecuentes. Aprovechan la debilidad estructural creada por la cizalla de la falla y por el contraste litológico en las ocasiones que pone en contacto dos rocas diferentes. En el macizo de Fuentes Carrionas abarcan desde algunos de los valles principales, como el de Riofrío hasta pequeños valles tributarios de los valles principales, siendo esta segunda tipología la más frecuente. Los valles de Mazobre, Lamas, Arilla y el circo del Castillo, que drenan al Cardaño, el valle de Valdenievas, el de Lagunillas y el de Calero, afluentes del Carrión, y el citado valle de Riofrío están excavados siguiendo líneas de falla. Un buen ejemplo de pequeño valle en línea de falla es el que baja desde la dehesa de Picorbillo hasta el valle de Pineda, poco excavado debido a que aprovecha una pequeña falla-desgarre de detalle (Figura 4.36).

4.4. LA HISTORIA GEOLÓGICA Y LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS HASTA EL PLEISTOCENO SUPERIOR



Figura 4.36: Vista hacia el N desde el Monte las Huelgas del collado de Picorbillo. La erosión fluvial ha drenado dicho collado aprovechando una línea de falla-desgarre dextral.

Así mismo algunos collados en los cordales cimeros tienen su origen en fallas que introducen una línea de debilidad. Es el caso del collado de Robadoiro, entre el río Naranco y el Riofrío, los de Ramacedo, Cerezuela, Arra y Lamas en el valle de Cardaño, el del Hospital, Pando y Linares en el valle del Carrión, y el del Coteru de Hierbas Dulces, entre la Vega la Canal y el valle de Riofrío.

4.4. La historia geológica y la evolución del relieve del Macizo de Fuentes Carrionas hasta el Pleistoceno Superior

4.4.1. La Era Primaria

Los sedimentos más antiguos que afloran en el macizo pertenecen a finales del Silúrico (440 m.a.). Durante todo el Silúrico y Devónico la sedimentación es propia de un medio marino más o menos profundo y tectónicamente tranquilo, pero que se encontraría al S o SW de la situación actual de las formaciones de esa edad, ya que se movilaron en grandes láminas alóctonas durante la orogenia varisca (VVAA 1994). Hasta el Carbonífero Inferior (360-326 m.a.) la situación del macizo es la de una plataforma marina con aportes sedimentarios muy limitados, en un ambiente

de tranquilidad tectónica.

El primer evento reconocible de modo extensivo en la Cordillera Cantábrica fue la orogenia Varisca, que tuvo lugar durante el Carbonífero Superior (Namuriense, Westfaliense y Estefaniense) al chocar Gondwana al S y Laurentia-Báltica al N. En la zona de colisión se formó una inmensa cordillera de 1000 km. de anchura (Alonso et al. 2007). En Fuentes Carrionas el comienzo de la orogenia varisca durante el Namuriense (326-315 m.a.) se traduce en el emplazamiento de los Mantos Palentinos desde el S o SW. La denudación y sedimentación de materiales desde estos relieves origina, en unas condiciones de cuenca submarina, las formaciones de Cervera y Potes, cuyos espesores mayores de 1000 metros indican una actividad tectónica y erosiva intensa (Rodríguez y Heredia 1987). Al mismo tiempo se depositan, en un medio marino somero situado más al N, las calizas arrecifales de la formación Calizas de Montaña. Durante todo el Westfaliense (315-306 m.a.) tiene lugar la denudación de los Mantos Palentinos, el levantamiento desde el SW de los pliegues y mantos del Esla y del Domo de Valsurbio, cuya erosión origina el depósito de los mantos sinorogénicos de Fuentes Carrionas (conglomerados, lutitas y calizas de Triollo, Curavacas, Lechada y Ves), en condiciones subaéreas hacia el S y submarinas más profundas cuanto más hacia el N (VVAA 1994). Esta fase orogénica, claramente identificada por la discordancia de los materiales previos a la Fm. Triollo con éstos y sobre todo con los conglomerados del Curavacas, ha sido llamada Fase Palentina (Wagner 1959).

El penúltimo evento orogénico varisco, durante el Westfaliense D tiene como consecuencia en Fuentes Carrionas el reapretamiento del manto de depósitos sinorogénicos de Fuentes Carrionas y el cabalgamiento del mismo sobre la unidad del Alto Carrión, como por ejemplo en los cabalgamientos de Curavacas y Riofrío (Rodríguez y Heredia 1987). Dicha fase ha tomado el nombre de Fase Leónica. Posteriormente a dicha fase, entre el Estefaniense (306-299 m.a.) y el Pérmico (299 - 251 m.a.) sólo merecen señalarse ciertos reajustes que provocan fracturas profundas, coetáneos al levantamiento de los Picos de Europa en la última fase del orógeno varisco, la Fase Astúrica (Wagner 1959). Dichas fracturas serán aprovechadas durante el Pérmico para la intrusión de materiales del manto. Así durante la Era Primaria quedan emplazadas todas las unidades litoestratigráficas que arman el relieve actual, así como la mayoría de las fallas y cabalgamientos que absorberán los esfuerzos de la orogenia Alpina durante el Terciario.

4.4.2. La Era Secundaria

En este Apartado hablaremos de la situación tectónica del área de estudio durante finales del Primario (Pérmico), momento en que cesa la orogenia varisca, y el Secundario. No existen afloramientos secundarios en el área de estudio, lo que limita en gran medida el estudio de las condiciones tectónicas y paleoecológicas del Macizo de Fuentes Carrionas. Solamente algunas fracturas parecen haberse formado durante dicha era, mientras que para ver las relaciones basamento-cobertera hay que ir hasta el sector de Valdecebollas, unos 16 km. al E, donde se encuentran los primeros afloramientos triásicos, o unos 11 km. al S, donde afloran unas delgadas capas de materiales cretácicos verticales o invertidos que constituyen el límite meridional de la Cordillera Cantábrica en este sector.

No obstante los trabajos de Geología que estudian este sector describen esta etapa como de distensión y relativa estabilidad tectónica. A partir del Pérmico existen unas condiciones de estiramiento cortical y de erosión de la cordillera hercínica, en un ambiente principalmente continental, tal y como atestiguan los afloramientos de conglomerados de Campoo o de Peña Sagra, que progresivamente fue inundado desde el N y el NE, dando lugar a depósitos evaporíticos (margas de Valdeolea), aunque no está claro que llegase a inundar al área de estudio, que se mantiene durante todo el Secundario como un margen continental pasivo. Localmente este estiramiento de la corteza por la formación de un rift al N, preludio de la apertura del Golfo de Vizcaya, conlleva el aumento del gradiente geotérmico en la zona y el ascenso de materiales magmáticos desde el manto superior. En este contexto se forma el stock granodiorítico de Peña Prieta, datado en 276 millones de años (Gallastegui et al. 1990 y 1992).

A partir del Jurásico el rift que se desarrolla al N provocará la apertura del Golfo de Vizcaya y el giro de la subplaca ibérica en sentido antihorario. Localmente esta distensión se refleja en la apertura de fallas normales, la más importante de las cuáles para nuestra área de estudio es la falla de Ubierna - Ruesga (Pulgar et al. 1999). Dichas fallas serán importantes en la configuración del relieve actual, ya que durante la orogenia alpina van a rejugarse como fallas inversas con levantamiento del bloque septentrional (Espina et al. 1996). Ello determinará mayores altitudes en las sierras de dicho bloque (Espigüete, Curavacas) que en las del bloque meridional (Orvillo, Brezo) (Alonso et al. 2007). El adelgazamiento cortical por juego directo de dichas fallas durará hasta el Cretácico Superior. Durante toda esta era el área de estudio se encuentra en una plataforma continental somera sobre la que supuestamente se depositan sedimentos con un espesor escaso, completamente

erosionados en el centro de la cordillera, pero que afloran en todo su borde meridional.

4.4.3. La Orogenia Alpina

El contexto distensional provocado por la apertura del Mar de Tethys al SE y el Golfo de Vizcaya al N, que provocó la formación de cuencas sedimentarias durante todo el Secundario en la Península Ibérica cambia a principios del Terciario. La placa africana comienza a empujar a la subplaca Ibérica desde el S, y la rotación antihoraria de la Península Ibérica cesa, siendo sustituida por una compresión aproximadamente SE-NW que origina la cordillera de choque de los Pirineos y la subducción de parte de la Placa Ibérica en el Golfo de Vizcaya, lo que lleva asociado el cierre parcial del mismo y el levantamiento de la Cordillera Cantábrica (Gallastegui 2000). Esta orogénesis comprende *sensu lato* desde el Maastrichtiense (71 M.a.) hasta el Mioceno Superior (5.3 M.a.), aunque en el caso de la Cordillera Cantábrica la orogénesis se reduce al intervalo entre el Eoceno Medio (40-45 M.a.) y el Mioceno Inferior (16.4 M.a.) (Alonso et al. 1996, Gallastegui 2000). Mabesoone (1961) siguiendo el modelo de tres fases de levantamiento alpino, propone el levantamiento fundamental durante las fases pirenaica (Eoceno - Oligoceno) y sálica (Oligoceno - Mioceno). Fruto de este levantamiento y el hundimiento relativo de la Cuenca del Duero se depositan las facies detríticas en dicha cuenca hasta las Calizas de los Páramos, y la posterior creación de la “superficie de erosión fundamental de la meseta”, la cual vertía hacia el SE, es decir, hacia la red del Ebro. Posteriormente la última fase de la orogenia alpina, la rodánica (Mioceno Superior), marca el levantamiento relativo de la Cordillera Cantábrica con respecto a la Cuenca del Duero, que pasa a su vez a drenar hacia el Atlántico. El nuevo levantamiento conlleva una fuerte erosión de la cordillera, depositándose a sus pies las rañas de Guardo, de edad Plio-Pleistocena.

La deformación alpina se resolvió mediante la reactivación de las estructuras previas: reactivación de cabalgamientos variscos, de fallas normales relacionadas con la formación de cuencas permo-mesozoicas (Pulgar et al. 1999), compresión de estratos y acentuación de los buzamientos prealpinos (Bertrand 1971). En el Macizo de Peña Prieta y Alto Carrión esto se refleja en el levantamiento relativo de todo el bloque N con respecto a los bloques al S de la falla de Ruesga-León. Este levantamiento ha sido interpretado como el resultado de la duplicación en profundidad del zócalo prehercínico en este sector (Gallastegui et al. 1997). Dicha elevación es bien visible en superficie en el entorno del pantano de Camporredondo, donde encontramos el bloque levantado

4.4. LA HISTORIA GEOLÓGICA Y LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS HASTA EL PLEISTOCENO SUPERIOR

(Espigüete, Pico del Tejo) sobre el área deprimida ocupada posteriormente por el valle del Carrión (Figura 4.37). Esta falla parece haber sido activa hasta el Pleistoceno, como mostraremos más adelante. Localmente otras fallas y cabalgamientos variscos rejuegan, en general con dirección de fallas y cabalgamientos E-W y vergencia S, levantando verticalmente unos bloques con respecto a otros. Así el cabalgamiento de Pico Murcia - Cardaño de Arriba - Vidrieros levanta todo el sector de Curavacas - Peña Prieta sobre el de Hoyas de Martín Vaquero - Alto Prieto - Valdenievas.

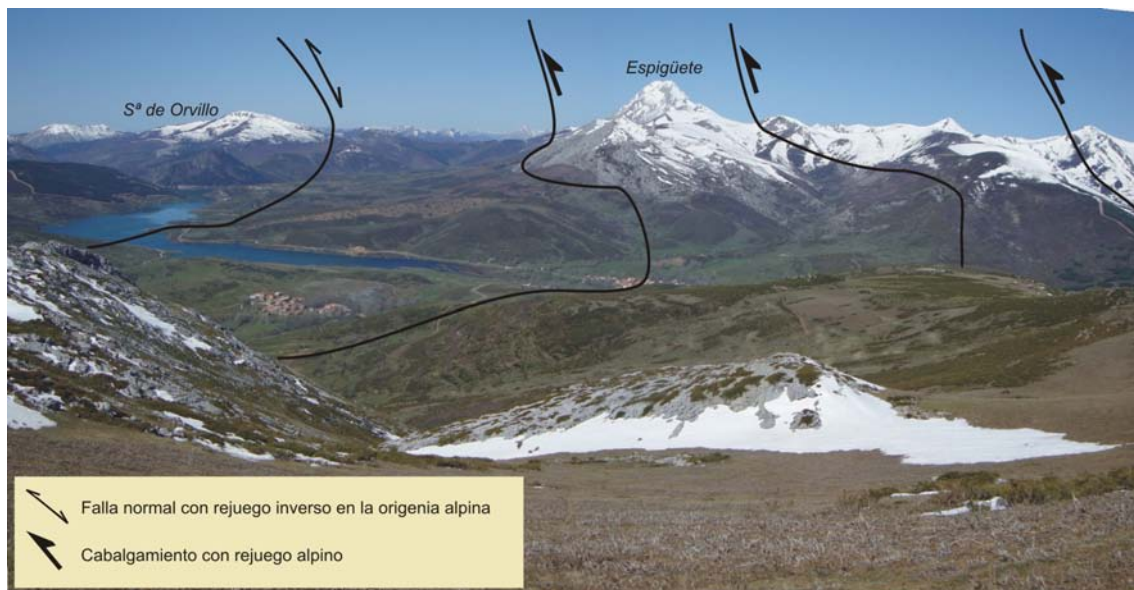


Figura 4.37: Vista hacia el W del Valle del Carrión desde el Pico Santa Lucía. Pueden observarse algunos de los distintos cabalgamientos vergentes al S que componen el bloque levantado al N de la falla de Ruesga (falla normal que rejuega durante la orogenia alpina como inversa).

También durante esta orogenia se produce el reapretamiento del sinclinal de Lechada-Curavacas, deducido a partir de clivajes subverticales en el eje de dicho sinclinal (Rodríguez 1994 y Pulgar et al. 1999). El resultado será el levantamiento relativo de dicho sinclinal con respecto a su entorno -sin que se pueda descartar el cabalgamiento parcial del mismo sobre los anticlinales de Polentinos, Vidrieros y Cardaño de Arriba al ejercer un movimiento rotacional sobre el contacto discordante correspondiente a la Fase Palentina (ver Figura 4.21)- por lo que las máximas alturas de la Montaña Palentina, a excepción del Pico Espigüete, se darán dentro de dicha estructura.

Por último durante este período también se genera la falla de Ventaniella, de gran significación cartográfica y continuidad, ya que se sigue, en dirección NW-SE, varios cientos de kilómetros desde la cuenca mesozoica asturiana hasta los relieves de cobertera mesozoica del N de Palencia. Sin embargo esta falla es poco generadora de relieve, ya que solamente conlleva un desgarre dextrógiro

y un ligero levantamiento relativo del bloque septentrional (Alonso et al. 2007). Dicha falla pasa al S del Pico Espigüete, justo en el borde del área de estudio de este trabajo.

4.4.4. La Etapa Post-Alpina. El Desmantelamiento de la cordillera por la erosión fluvial

Una vez finalizados los esfuerzos principales de levantamiento de la Cordillera Cantábrica, a finales del Mioceno, la erosión comienza a atacar el macizo de Fuentes Carrionas. En este caso la fuerte disimetría entre las vertientes cantábrica y atlántica, esta última a través de la cuenca del Duero, provoca una erosión mucho más efectiva en la vertiente septentrional, aún activa actualmente. La erosión remontante del sistema del Deva va a vaciar la Liébana, cuyo sustrato es fundamentalmente pizarroso, conformando lo que se ha llamado una cuenca de disección (Bertrand y Bertrand 1984): valle intramontano en el que la erosión diferencial es su principal agente modelador. Sin embargo la divisoria permanecerá inalterada durante todo el Terciario hasta finales del Plioceno, momento en que se depositan las rañas de piedemonte al S de la Sierra del Brezo, en la Cuenca del Duero. Todos estos depósitos se encuentran en posición horizontal, por lo que marcan el final de la subsidencia de la Cuenca del Duero, el inicio de la estabilidad tectónica general y, por tanto, el inicio del mayor tirón hídrico de la vertiente cantábrica. Es por ello que las capturas fluviales en este sector de la Cantábrica son de detalle, como la del Puerto de Riofrío, o la del Puerto de San Glorio (Figura 4.38).

4.4. LA HISTORIA GEOLÓGICA Y LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS HASTA EL PLEISTOCENO SUPERIOR

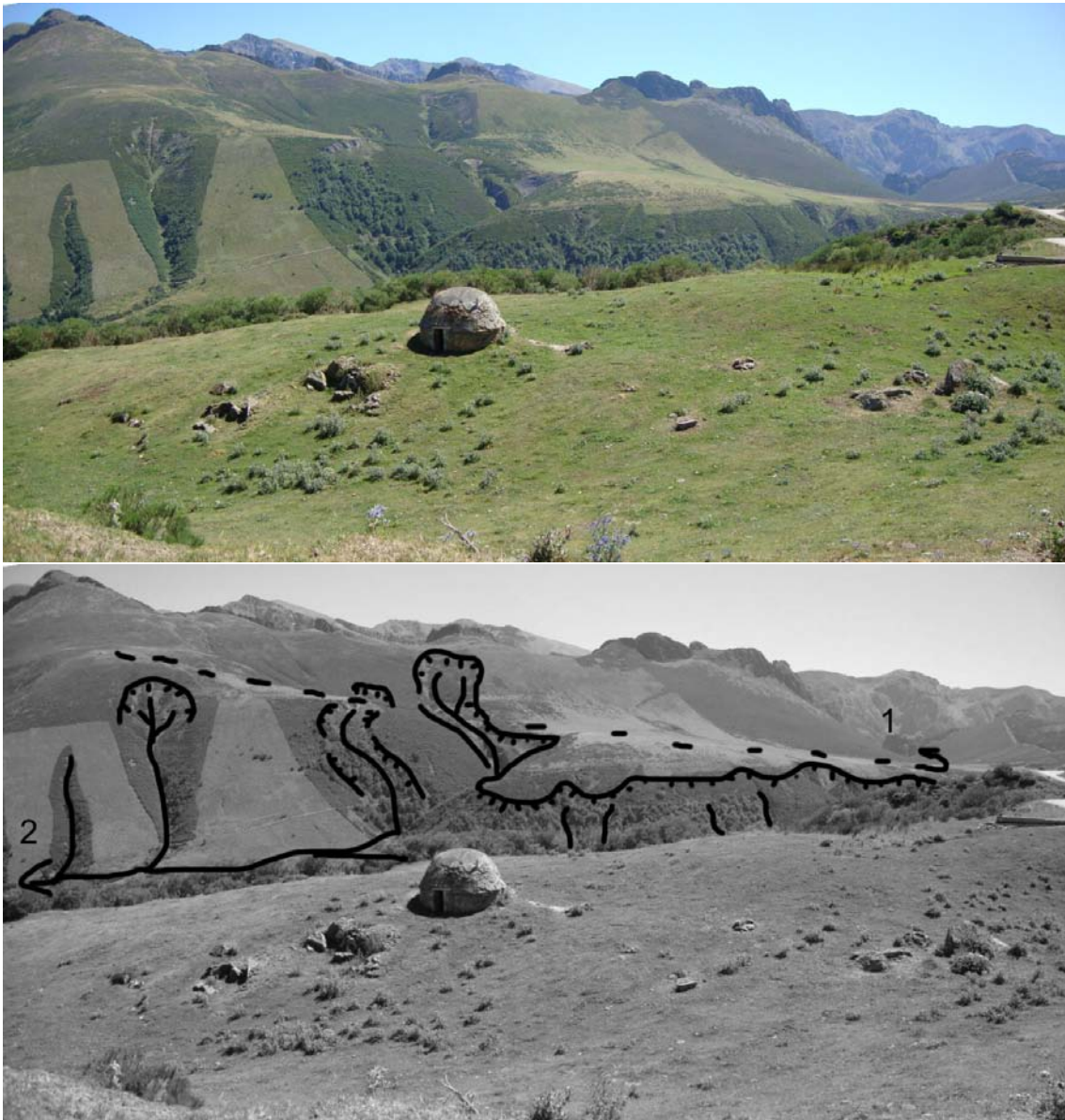


Figura 4.38: Vista hacia el SE del Puerto de San Glorio. Puede apreciarse un paleovalle vertiente hacia el valle de Naranco, al fondo, afluente del río Yuso (1). La red del Deva, mucho más enérgica que la del Yuso, como denotan las cabeceras de erosión torrencial en primer término, ha capturado dicho valle (2), que pasa a drenar en dirección N.

Pocos trabajos abordan la reconfiguración de la red hídrica en la Cordillera Cantábrica desde finales del Terciario, ya que los depósitos terciarios intamontanos son muy escasos. En este sentido, y para el extremo NW de la Cuenca del Duero, en su límite con la del Sil-Miño, García de Celis (1997) y más recientemente Santos-González (2010) apuntan a un nivel de base de los valles a 1500 metros en el sector de Laciana-Babia, con una dirección general del drenaje hacia el E, por la red del Luna y del Omaña. Esta red sólo ha sido capturada recientemente por la red del Sil, mucho

más competente, existiendo actualmente espectaculares cambios de pendiente y codos de captura, como los de los alrededores del Puerto de la Magdalena. Más cerca del macizo de Fuentes Carrionas los trabajos sedimentológicos y geomorfológicos de Nossin (1959) y Mabessone (1961) analizan la configuración del Pisuegra durante el Terciario y Cuaternario. Por otro lado los estudios realizados para completar las hojas del mapa geológico 1:50.000 de Guardo y Prádanos de Ojeda, publicados en la I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero en 1979 amplían la información sobre el relleno de esta cuenca desde la Cordillera Cantábrica. A partir de estos estudios y de investigaciones propias podemos describir los siguientes indicios de la evolución del relieve en el Terciario:

- **Depósitos detríticos al pie de la Cordillera Cantábrica:** de entre los depósitos detríticos existentes en la Cuenca del Duero, que puedan ser de interés para conocer la evolución del relieve de la misma, podemos enumerar de más antiguo a más nuevo:

1. La Facies Cuevas (Mabesoone 1961), depositada en el Oligoceno al S de la sierra del Brezo. Formada por cantos calizos cretácicos, levantada y plegada, indica una fase de levantamiento en la que la cobertera mesozoica no había sido desmantelada, por lo que el frente de cordillera quedaba más al S que el actual.
2. El sistema poligénico de Aviñate (Colmenero et al. 1982). De composición variada pero con materiales paleozoicos, provenientes del Domo de Valsurbio, y edad miocena (Manjón et al. 1982a), indica el final del levantamiento principal de la Cordillera Cantábrica, con una orogénesis que ya ha migrado hacia el N (el área montañosa actual).
3. El abanico de Guardo. Compuesto por materiales cuarcíticos y areniscosos de procedencia carbonífera, fundamentalmente del Domo de Valsurbio, depositado en el Mioceno Superior (Manjón et al. 1982b), indica un momento en que el sector de Guardo presentaba un levantamiento relativo importante, formándose a su pie un abanico en el que dominarían los transportes tipo flujo de derrubios.
4. El abanico de Cantoral de la Peña, coetáneo al de Guardo (Manjón et al. 1982b). Indica un drenaje de los conglomerados de la Fm. Curavacas hacia el E, a través de la red del Pisuegra, ya que los sedimentos evidencia su depósito en un ambiente fluvial.
5. La raña de Guardo. Formada por materiales exclusivamente paleozoicos con presencia de conglomerados cuarcíticos, de edad Plio-Pleistoceno (Colmenero et al. 1982), indica el dre-

4.4. LA HISTORIA GEOLÓGICA Y LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS HASTA EL PLEISTOCENO SUPERIOR

naje de los relieves energicos intramontanos a través del Carrión y su depósito al pie de la Cordillera Cantábrica.

- **Superficies de erosión y valles muertos:** Caben destacar los retazos existentes en la Sierra del Brezo. En primer lugar existen retazos de superficies de erosión muy antiguas, situadas a unos 1600 metros de altitud, esto es, 400 metros por encima del nivel actual de los valles, en los alrededores del santuario de la Virgen del Brezo y siempre talladas en calizas de la Fm. Caliza de Montaña. Estas superficies están suavemente basculadas en dirección S. Según nuestra hipótesis dichas superficies serían correlacionables con los conglomerados calcáreos de la Facies de las Cuevas (Mabessone 1961), del Oligoceno Medio. Hay que destacar dos cuestiones: de ser cierta esta hipótesis las superficies de erosión habrían sufrido el rejuego tectónico de la fase sálica (Mioceno). Por otro lado la Facies de las Cuevas ha sido descrita por Mabesoone (1961) como un conglomerado calizo formado por calizas cretácicas, y por tanto testigos de la cobertera mesozoica que cubría toda la Cordillera Cantábrica, por lo que esta superficie de erosión que describimos se habría formado una vez desmantelada dicha cobertera mesozoica. En segundo lugar se ha preservado el valle muerto de la Sierra del Brezo, de dirección ortoclinal (W-E) y actualmente drenado por los arroyos que vierten al Carrión por su margen izquierda entre Triollo y Velilla, cuya dirección es N-S, y por los arroyos de la red del Valdavia en el S. Dicho valle drenaba la cara N de la sierra de la Peña, desde Peña Mayor hasta el meridiano de Velilla de la Peña, donde desaparece. Posteriormente dicho valle ha experimentado al menos dos etapas erosivas, lo cual puede apreciarse en los dos valles que conectan la red del Valdavia con éste a la altura de Villafría de la Peña, uno colgado 70 metros sobre el otro.



Figura 4.39: Vista hacia el E del valle de la Virgen del Brezo. Tanto la cumbre que vemos en frente como desde la que está tomada la foto presentan un perfil llano, a pesar de los buzamientos verticales de la Caliza de Montaña, por lo que pueden considerarse retazos de una superficie de arrasamiento terciaria (1). En una segunda fase la red se adaptó a las estructuras en dirección W-E (2). Una tercera etapa de disección desde la Cuenca del Duero captura el paleovalle dejando una red de collados como retazos de la anterior red de drenaje, aunque más al W (fuera de la imagen) el paleovalle se ha conservado casi intacto a lo largo de 7 km.

Retazos de superficies de erosión colgadas aparecen también en la falda del frente de Peña Labra - Tres Mares - Cuchillón, en La Pernía, unos 100 metros por encima del nivel de base del valle actual. Dichas superficies indican un nivel general de arrasamiento que Pellitero y Serrano (2008) sitúan como coetáneo de los depósitos fluviales de Cervera de Pisuerga y Alto del Páramo, que comentaremos más adelante.



Figura 4.40: Panorámica comentada del frente de Peña Labra - Tres Mares - Cuchillón desde el entorno de Lebanza. T: Escarpe en conglomerados triásicos. H: Crestas y agujas en calizas paleozoicas. C: Circo y cubeta glaciar. S: Superficie de arrasamiento I. s: Superficie de arrasamiento II. G: Glacis. Imagen y comentario tomados de Pellitero y Serrano (2008).

- **Valles en disposición NW-SE:** Abundan en la Montaña Palentina los valles con una disposición transversal a la dirección general de avenamiento actual: el valle de Tosande, que continuaría

4.4. LA HISTORIA GEOLÓGICA Y LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS HASTA EL PLEISTOCENO SUPERIOR

más allá del Alto de Burrián hacia el W, antes de que la red del Rivera lo capturase a partir de ese sector, el propio valle del Rivera o el citado paleovalle del Brezo.

- **Terrazas fluviales colgadas intramontanas:** En la Cuenca del Duero, durante el Pleistoceno la red se organiza con una dirección NW-SE, depositándose las terrazas más altas (+100), de las que los retazos más cercanos al macizo de Fuentes Carrionas son las terrazas de Otero de Guardo en la red del Carrión y Cervera de Pisuerga en la del Pisuerga (Nossin 1959) (Figura 4.32). Los niveles de terrazas colgadas, correlacionables también con glaciares y niveles de arrasamiento en los Redondos (Pellitero y Serrano 2007), han sido descritos como terrazas fluviales (Nossin 1959). En el caso de la de Cervera de Pisuerga, es testigo de una etapa en la que el Pisuerga circulaba en dirección meridiana a través del Paso del Brezo (Nossin 1959 y Mabesoone 1961).

- **Codos de captura:** Son evidentes los codos formados por el Carrión en todo su recorrido intramontano, que serán discutidos más adelante. También la captura de la red del Camesa de toda la cabecera del Pisuerga, que Nossin (1959) data en el Pleistoceno Inferior-Medio, provoca que éste describa un codo en dirección E en Cervera de Pisuerga. A su vez el mayor tirón hídrico de la red del Pisuerga redundará en una profundización de todos los valles tributarios, incluido el Carrión, con capturas de detalle tanto en la Cuenca del Duero (Mabesoone 1961) como intramontanas, sobre todo por parte del río Rivera.



Figura 4.41: Vista hacia el SE del valle del río Rivera, afluente del Pisuerga, desde el collado de la Cañada, en las inmediaciones de Santibáñez de Resoba. Al fondo puede apreciarse la terraza +120 del Pisuerga, de disposición meridiana, sobre la que se asienta el Parador Nacional, el edificio de color salmón.

Para el caso concreto de Fuentes Carrionas son otros los indicios que hay que tener en cuenta a la hora de describir la dinámica geomorfológica preglaciar . Así en nuestro área de estudio y sus inmediaciones podemos describir, a pesar de la destrucción de formas que la erosión glaciar ha provocado en los relieves previos, los siguientes indicios de morfogénesis precuaternaria:

- **Los rellanos estructurales al S del frente del Curavacas.** Consisten en tres retazos casi completamente erosionados por la red que drena dicho frente en dirección N-S. De W a E tenemos el de la falda S del pico Curruquilla, que no llega a constituir un rellano pero sí una suavización brusca de la pendiente sin que exista ningún cambio litológico que la justifique, y que se sitúa alrededor de los 1930 metros de altitud. Seguidamente encontramos el del Resollar, en la falda del Curavacas, este sí un rellano claramente formado a 1915 metros de altitud, aunque coincide con un afloramiento de pizarras dentro de la Fm. Curavacas. Por último el de Coruño, a 1815 metros de altitud, es el más amplio de todos. Tampoco coincide con ningún cambio litológico, ya que se sitúa completamente dentro de la Fm. Murcia. Dicha formación posee alternancia del pizarras pero en este caso el collado de Coruño está formado por cuarcitas, como atestiguan los

4.4. LA HISTORIA GEOLÓGICA Y LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS HASTA EL PLEISTOCENO SUPERIOR

campos de bloques que se han creado a sus pies. Por último, siguiendo hacia el E encontramos el rellano de la Dehesilla, que no constituye un collado ya que no posee cresta al S, como los de Coruño y Resollar. Éste se encuentra a 1728 metros de altitud aproximadamente. Todos estos collados están alineados entre sí y también con el amplio collado de Linares, cuyo punto más bajo son los 1616 metros y que está excavado en las pizarras y calizas de la Fm. Abadía. Estos rellanos estructurales serían por tanto los retazos de un paleovalle muy antiguo, con toda seguridad terciario, colgado entre 300 y 500 metros por encima del nivel actual del Carrión, que tendría su cabecera en el entorno de las Canchas de Ojeda y que circularía de manera subsecuente (más lógica que la configuración hidrográfica del Carrión actual, que corta los estratos del sinclinal de Triollo, el anticlinal de Vidrieros, los sinclinales de los Cintos y Polentinos), drenando este entorno hacia el Pisuerga a través del valle de Resoba.

- **La alineación del valle de Araúz con el collado de Tañuga al NE del área de estudio.** Este collado, como el de Linares, está excavado en las pizarras y calizas de la Fm. Abadía y con una altitud de 1646 metros, por lo tanto unos 250 metros por encima del fondo del valle de Pineda. Posteriormente el valle habría sido capturado por el actual Araúz, de dirección meridiana, cortando las areniscas de la Fm. Carazo en un surco cataclinal, la llamada Canal del Rey. El actual valle de Pineda drenaría también hacia el valle de la Pernía por el collado de Picorbillo, que posee una evidente continuidad morfológica con el collado de Tañuga (Figura 4.42).

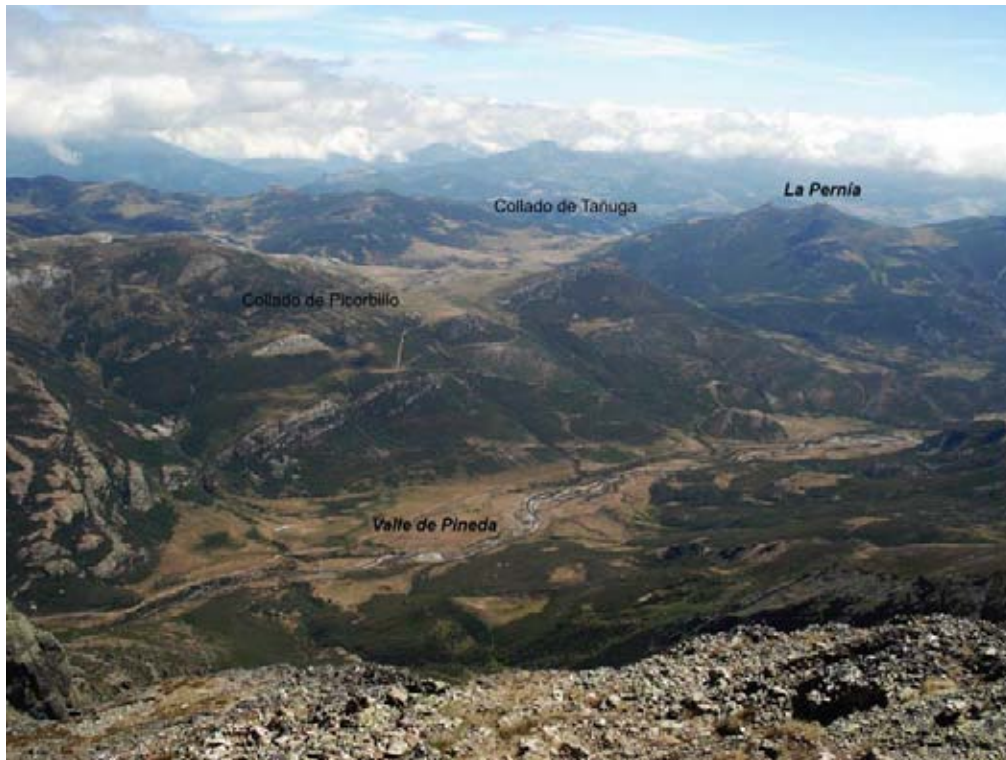


Figura 4.42: Vista hacia el NE desde el pico Curavacas. Los collados de Picorbillo y Tañuga, ambos muy anchos, serían retazos del valle de un “paleoPineda” que drenaba hacia la Pernía.

- **La propia configuración de la red hídrica, en especial del río Carrión.** Si observamos la red hídrica dentro del macizo de Fuentes Carrionas y su entorno podemos deducir dos direcciones preferentes: dirección paralela y meridiana. Los valles y ríos que poseen un nivel de base más alto, el río Frío, el Lechada, el Carrión y el Naranco presentan una configuración paralela con una excepción: el valle de Cardaño es de dirección meridiana. La erosión remontante desde la red del Cantábrico impone un cambio a dirección meridiana, como puede observarse en la Figura 4.38, y como ocurre también en el entorno de las turberas de Riofrío. Sin embargo entre todos los trazados destaca por singular el del río Carrión. Desde su nacimiento hasta su salida a la cuenca sedimentaria del Duero en Guardo el Carrión cruza en boquetes cataclinales el anticlinal de Polentinos, el sinclinal de Triollo y el Domo de Valsurbio. Para ello dibuja un trazado donde los codos son más abruptos cuanto más nos acercamos a sus fuentes, con un total siete codos. Todo ello indica que un “paleoCarrión” fue capturando valles de disposición W-E desde el frente de levantamiento de la Cordillera Cantábrica. Dichas capturas han de ser forzosamente antiguas, al contrario que las capturas de la red cantábrica sobre la del Duero: actualmente el Carrión es el sistema de menor tirón hídrico del entorno y sufre capturas locales tanto por parte de la red del Pisuerga (erosión remontante del Rivera visible en el

4.4. LA HISTORIA GEOLÓGICA Y LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS HASTA EL PLEISTOCENO SUPERIOR

Alto de la Varga) como de la red del Esla (erosión remontante del río Muela sobre el río Grande, que puede verse en el Puerto de Picones, en la CL-615, 3 km. al N de Besande).

Hay que reconocer que, a diferencia de lo expuesto por Frochoso en el valle del Nansa (1990) no hemos encontrado depósitos de bloques desconectados de sus áreas de origen que indiquen una circulación a través de los actuales collados, a excepción de un bloque conglomerático en el collado de Picorbillo que puede tener bien origen torrencial bien origen glaciar. Los únicos depósitos supuestamente preglaciares que hemos analizado son las “gonfolitas” al pie de picos calizos.

4.4.4.1. Los derrubios cementados calizos del Alto de la Varga

Dentro de este contexto preglaciar presentado anteriormente existen retazos de glaciares de acumulación al pie de los cantiles calizos, análogos a los que Obermaier (1914) llamó “gonfolitas” en los Picos de Europa, estudiadas en detalle por Castañón y Frochoso (1986), quienes las identificaron como preglaciares, y que también han sido descritas por García de Celis (1997) en Peña Ubiña. En nuestro área de estudio encontramos un paquete continuo de derrubios calizos cementados de más de 60 metros de espesor en la ladera S del Espigüete, que será comentado más adelante, pero que en todo caso indica unas condiciones dinámicas relativamente estables en el entorno del Río Chico, ya que los derrubios presentan un buzamiento en dirección de la pendiente. También encontramos estos derrubios en el Alto de la Varga, fuera del área de estudio pero en un entorno morfológicamente interesante, ya que se trata de la divisoria de aguas entre la red del Pisuegra y el Carrión, y además el collado se ha formado aprovechando la línea de falla de León, por tanto en un lugar tectónicamente activo.

Encima del citado collado encontramos al menos dos escalones en los que afloran los derrubios calizos cementados, en ocasiones en contacto con las Calizas de Montaña y en ocasiones en contacto con las pizarras de la Fm. Cervera. Unos 150 metros por encima del nivel del collado comienza la pared S del pico Santa Lucía, que no es más que un frente cabalgante asociado a la falla de León, predominantemente calizo pero en el que afloran, en su base, calizas, areniscas y pizarras de la Fm. Vidrieros. Es interesante destacar que en dicha pared existe un hueco, el llamado “beso” que no es sino una antigua galería kárstica completamente exhumada y que constituye un testigo de un nivel de base de la escorrentía subálvea mucho más alto que el actual (Figura 4.43).

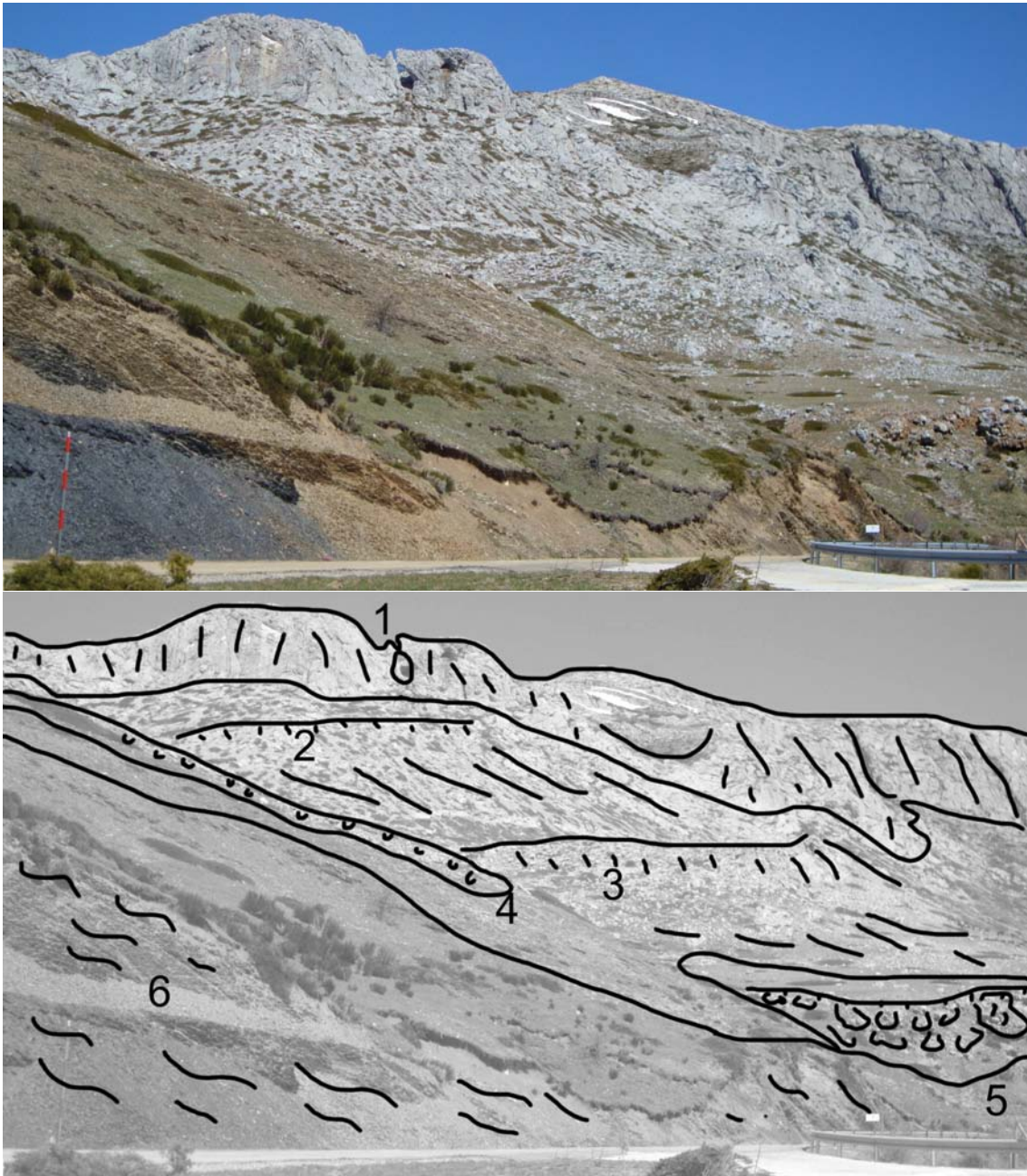


Figura 4.43: Imagen interpretada de las formas y depósitos de la cara S del Pico Santa Lucía desde el Alto de la Varga. 1. Paleogalería de origen kárstico. 2. Cicatriz deslizamiento. 3. Cuerpo deslizamiento formado por sustrato. 4. Cuerpo del deslizamiento formado por derrubios ordenados cementados deslizados (Depósito 2). 5. Derrubios secundarios originados por el deslizamiento (Depósito 1). 6. Pizarras Fm. Cervera.

A continuación incluyo la descripción de los depósitos calizos:

Depósito 1.

- **Situación fisiográfica:** Depósito oriental del Alto de la Varga, situado al pie de un escalón rocoso de unos 4 metros de altitud y calizas de la Fm. Caliza de Montaña, que a su vez se encuentra separado de la pared S del pico Santa Lucía unos 240 metros. El depósito se encuentra unos 10

4.4. LA HISTORIA GEOLÓGICA Y LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS HASTA EL PLEISTOCENO SUPERIOR

metros por encima del nivel del Alto de la Varga.

- **Descripción:** hemos distinguido tres pisos dentro del depósito, descritos de muro a techo:

- a) Altitud muro: 1433 metros. Íd. Techo: 1446 metros. Descripción: Depósito caótico, sin estratificación visible, heterométrico, carbonatado, con dominio de bloques, matriz limo-arcillosa no consolidada más que en superficie. Muy duro por carbonatación epidérmica. Litología: Caliza de Montaña. Observaciones: En su muro afloran las pizarras de la Fm. Cervera, y en el contacto entre el depósito y las pizarras hay fuentes, que puede que anteriormente se encontrasen más arriba, porque el contacto de este piso y el superior es un extraplomo de unos 2 metros de profundidad. Interpretación: Depósito con organización caótica con ejes mayores en todas direcciones. Depósito de ladera sin clasificación ni procesos secundarios, excepto karstificación, clastosoportado, algo carbonatado y karstificado.

- b) Altitud techo: 1450 metros. Descripción: Depósito caótico y muy heterométrico con megabloques en posición planar y bloques más pequeños levantados, carbonatados e imbricados (o quizá un gran bloque estratificado y partido), con bolsones de cantos más pequeños y matriz arcillosa. Muy duro. Litología: Caliza de Montaña. Interpretación: Porción deslizada con bloques planares "megabloques" dominantes, sobre derrubios de gravedad. Se trataría de un deslizamiento masivo con grandes bloques de más de 3 metros y porciones desgajadas de depósitos gonfolíticos más finos. Muy heterométrico, con bloques levantados (¿tectónico?) (Figura 4.44).



Figura 4.44: Detalle del piso b del depósito 1 en el Alto de la Varga.

c) Altitud techo: 1451 metros. Descripción: Depósito masivo, sin estratificación, fuertemente homométrico (unos 3 cm. de eje mayor de clastos), matriz heterométrica con arenas, gravas y limos. Textura de gravas y cantos con dominante de gruesos, sin organización en los cantos. Muy duro. Litología: Caliza de Montaña. Interpretación: Depósito de gravas homométrico de origen periglacial.

- **Hipótesis morfo genética:** Parece tratarse de un depósito secundario originado durante una fase de gran inestabilidad en la ladera S del pico, posiblemente como consecuencia de deslizamientos. Dichos deslizamientos no está claro si se debieron a razones tectónicas (nos encontramos en la línea de falla de Cardaño-Cervera), al descalzamiento por la erosión remontante de la red del Rivera o a ambos procesos. Esta interpretación se ve reforzada por el hecho de que el depósito se encuentra al pie de un cantil calizo de unos 4 metros de altura extremadamente tectonizado (Figura 4.45).



Figura 4.45: Vista hacia el E desde el rellano del depósito 2 (Figura 4.47). En primer plano podemos ver el escalón está formado en calizas muy tectonizadas, que originan el depósito secundario (depósito 1) a su pie. Al fondo la carretera aprovecha el collado de Peña Escrita, entre dos vertientes erosionadas por la red del Rivera.

Depósito 2.

- **Situación fisiográfica:** Depósito occidental del Alto de la Varga, situado al pie de la pared S del pico Santa Lucía. El depósito posee un frente destacado unos 50 metros sobre el collado del Alto de la Varga, detrás del cual hay un rellano y otro pequeño frente de unos 10 metros, el cual enlaza con la pared caliza del pico Santa Lucía. A pesar de estar constituido por derrubios de ladera, estos buzcan de manera general a contrapendiente unos 30° hacia el N, lo que hace necesario que un proceso secundario al de su formación los basculase (Figura 4.48)



Figura 4.46: Vista del depósito 2 desde la cresta caliza tectonizada. Se pueden apreciar dos frentes dentro del depósito, separados por un rellano. Para ver un detalle del buzamiento del depósito consultar Figura 4.48.

- **Descripción de muro a techo:** El depósito tiene su muro en los 1484 metros, pero no hay perfiles limpios que permitan describirlo en sus primeros 25 metros, sino que hay una rampa de unos 30° que corta el depósito, casi siempre de finos pero con algún bloque que aplasta y protege el depósito cementado inferior. Se puede observar una granoclasificación directa de muro a techo de gravas a cantos en bancos de 50 cm (Figura 4.47), pero a veces se empastan megabloques.



Figura 4.47: Depósito 2. Puede verse la granoclasificación y disposición en bancos de 50 cm. aproximadamente.

El depósito reposa sobre el sustrato de Caliza de Montaña, hecho que se ve en un frente en el que se distingue también que ambos, sustrato y depósito, poseen un buzamiento de unos 30° N, esto es, a contrapendiente(Figura 4.48).

4.4. LA HISTORIA GEOLÓGICA Y LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS HASTA EL PLEISTOCENO SUPERIOR

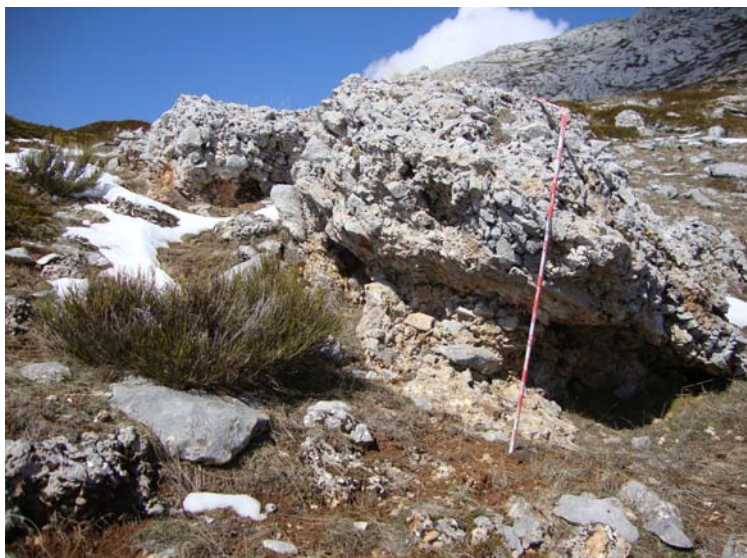


Figura 4.48: Detalle del depósito 2 buzando unos 30° hacia el N (la derecha de la imagen).

Por encima de los 1502 el depósito presenta cortes que permiten describirlo en tres pisos:

- a) Altitud muro (visible): 1502 metros. Íd. techo: 1514 metros. Descripción: Depósito con 3 subfacies, con un horizonte inferior con 5 metros de espesor visible, estratificación de gruesos sin deformar, textura de finos heterométrica, con arenas y limos y fábrica variada, con cantos planares, verticales y subverticales, un horizonte intermedio de unos 20 cm. con cantos y gravas finos y matriz muy abundante y más fina, y un horizonte superior con cantos y gravas con estratificación horizontal y posición planar, de unos 40 cm. Muy duro. Litología: Caliza de Montaña.
- b) Altitud muro: 1508 metros. Descripción: Facies gruesa, con cantos y bloques en ocasiones orientados a la pendiente y luego levantados y otros levantados en origen, matriz arcillosa muy poco abundante aunque a muro es más arcilloso. Muy duro. Litología: Caliza de Montaña, con alguna pizarra.
- c) Altitud muro: 1514 metros. Íd. Techo: 1548 metros. Descripción: Depósito estratificado en bancos de 1 metro de espesor con gravas y cantos angulosos y matriz con arenas y limos. Los estratos se encuentran levantados unos 20° en dirección NE, a contrapendiente, y el depósito tiene algún canto de pizarra o arenisca. Homométrico, sin organización clara de detalle pero con estratificación. Muy duro. Litología: Caliza de Montaña. Interpretación: Depósito periglacial.

- **Hipótesis morfo-genética:** Aparentemente se trata de un depósito cementado originado al pie de una pared rocosa caliza con una base de pizarras y areniscas, pero existe el problema de interpretación de que el depósito buza, en casi todo su perfil, entre 20° y 40° a contrapendiente, creando un escalón que, hacia el E pasa a estar formado directamente sobre el sustrato calizo muy tectonizado, por lo que un proceso secundario tiene que haber afectado a ambos. La interpretación es que los derrubios cementados correspondientes al depósito 2 son bastante antiguos, tal vez coetáneos a los citados por Nozal y Gracia (1990) al pie de la Sierra del Brezo. Posteriormente los derrubios y el sustrato calizo más al E han sido afectados por un deslizamiento que puede tener como origen la actividad tectónica ligada a la falla de León. Producto de esa fase dinámica son la segunda familia de depósitos cementados, los del depósito 1. Por último, la erosión remontante de la red del Rivera ha ido erosionando la ladera y desmantelando el deslizamiento, hasta dejar el retazo existente en la actualidad.

Como conclusión el estudio geomorfológico y sedimentológico del Alto de la Varga nos indica:

1. Unas condiciones climáticas determinadas en el momento de su formación que provocan la formación de gonfolitas más gruesas a muro y más finas a techo con más matriz a muro (¿condiciones más húmedas y templadas que pasan a frías y secas?), correspondientes al depósito 2.
2. Una situación de relativa actividad neotectónica, con un deslizamiento rotacional profundo que afecta al sustrato y a la formación superficial (depósito 2), y que origina el depósito 1. Dicha actividad ha sido propuesta por Nozal y Gracia (1990) en la cara S de la Sierra del Brezo durante el Pleistoceno Inferior.
3. Un nivel de base de los valles colgado con respecto al actual, y, en todo caso, coherente con el collado de Peña Escrita (Figura 4.45), que se desarrolla inmediatamente al E, y tres hombreras (en la primera de las cuáles se sitúa Santibáñez de Resoba) que conectan el collado con la terraza colgada del Parador de Cervera de Pisuerga. Dicha terraza ha sido descrita por Nossin (1959) y en ella aparecen gran cantidad de cantos rotos, que Mabesoone (1961) atribuye a un periodo periglacial, y que bien puede ser previo a las condiciones de formación de la terraza, que Nossin (1959) considera templadas y húmedas.
4. Una posterior profundización de la red del Pisuerga, posiblemente correspondiente al momento

en que la red del Camesa captura la del "paleoPisuerga" y éste deja de circular en dirección S a través del Portillo de la Braña (Nossin 1959, Mabesoone 1961).

Una datación de estos depósitos permitiría ubicarlos en el desarrollo paleogeográfico de la Cordillera Cantábrica, pero siguiendo la continuidad expuesta en el punto 3 creemos que el deslizamiento es coetáneo a la terraza T1 (+100) del Parador Nacional de Cervera de Pisuerga.

4.5. Conclusiones (Fases Erosivas desde el Mioceno Superior hasta el Pleistoceno Superior)

En función de todos los indicios expuestos anteriormente se propone una hipótesis de evolución del relieve entre el final del levantamiento principal de la Cordillera Cantábrica (Mioceno Superior) y la crisis climática que originó el relieve glaciar durante el Pleistoceno Superior. Se propone también una correlación de los distintos eventos y fases que afectan al macizo de Fuentes Carrionas con dataciones de depósitos o formas supuestamente coetáneos existentes en sus márgenes.

1. **Oligoceno Medio-Superior:** Se produce un primer levantamiento de la Cordillera Cantábrica, a partir del que se depositan conglomerados calizos como los de la Fm. Cuevas. Las principales formaciones erosionadas corresponden a los materiales mesozoicos de la orla y cobertera montañosa, que hoy afloran en estrechas franjas al S de la sierra del Brezo. Inmediatamente después de la fase pirenaica se crearía una superficie de arrasamiento, de la que han quedado retazos en el entorno del santuario de la Virgen del Brezo. Dicha superficie fue luego basculada y levantada por esfuerzos tectónicos posteriores.
2. **Mioceno Medio-Superior:** Segunda fase de levantamiento de la Cordillera Cantábrica, que deforma la Fm. Cuevas. Como consecuencia de este levantamiento se deposita el abanico de Vega de Riacos (Mabesoone 1961), también llamada de Aviñate (Manjón et al. 1982b), compuesto por materiales carboníferos (calizas, areniscas) del borde meridional del Domo de Valsurbio, lo que indica que la cobertera mesozoica ya ha sido desmantelada. Puede ser el momento de creación de la superficie de erosión en la Sierra del Brezo (Figura 4.39).
3. **Mioceno Superior:** Se trata de la fase de construcción de la superficie de erosión fundamental en la Cuenca del Duero (Mabesoone 1961). En la Cordillera Cantábrica los valles tenían

un drenaje preferente en dirección paralela. Así Frochoso (1990) propone que el valle de Polaciones drenara hacia la Liébana, al W. En el macizo de Fuentes Carrionas los collados de Picorbillo y Tañuga, y los rellanos estructurales del S del frente del Curavacas sugieren un drenaje en dirección a la Pernía. El valle de Riofrío aun no habría sido capturado por la red del Deva y drenaría así mismo hacia el Pisuerga, lo cual quedaría confirmado por la creación del abanico de Cantoral, en el meridiano de Cervera de Pisuerga, compuesto principalmente por conglomerados de la Fm. Curavacas. La red del Esla ya habría capturado los relieves intramontanos, ya que el abanico de Cegoñal presenta materiales procedentes de los relieves carboníferos más septentrionales de la red del Esla (Manjón et al. 1982a). Por último la red del Carrión no habría llegado a capturar las cuencas intramontanas (como la de Camporredondo), como demuestra el abanico de Guardo. Sin embargo este momento marca el inicio de un “paleoCarrión” con mayor tirón hídrico que la red del Esla y del Pisuerga, por lo que iniciará la captura de la cuenca intramontana de Camporredondo en primer lugar y luego de la cabecera de Fuentes Carrionas. Para esta fase Frochoso (1990) propone un clima cálido y húmedo en el sector septentrional de la cordillera, clima compatible con lo propuesto por Hernández Pacheco (1915) para la Cuenca del Duero, ya que es la fase en que se depositan las Calizas de los Páramos.

4. **Mioceno Superior - Plioceno:** La fase rodánica provoca un tercer levantamiento relativo de la Cordillera Cantábrica sobre la Cuenca del Duero, que pasa a su vez a drenar al W, por lo que los ríos pasarán progresivamente a tener un mayor tirón hídrico de W a E. El Carrión, que posee un mayor tirón hídrico con respecto al paleoPisuerga, captura las cabeceras de Fuentes Carrionas, así como la cara N de la Sierra del Brezo, creando el valle muerto de la Rasa (Figura 4.39). El proceso de capturas culmina con el depósito a pie de cordillera de extensos aluviones, las rañas. El ambiente paleoclimático ha sido propuesto como cálido y árido en el centro de la Cuenca del Duero, aunque más húmedo en los relieves de la Cordillera Cantábrica (Solé 1952).
5. **Pleistoceno Inferior:** Fase de estabilidad tectónica, aunque con algunos impulsos neotectónicos ligados a reajuegos locales de fallas, como los descritos por Nozal y Gracia (1990) o los propuestos en el Alto de la Varga en este trabajo. En esta fase se depositan las terrazas de Otero de Guardo en la red del Pisuerga y Cervera de Pisuerga, en un ambiente cada vez más

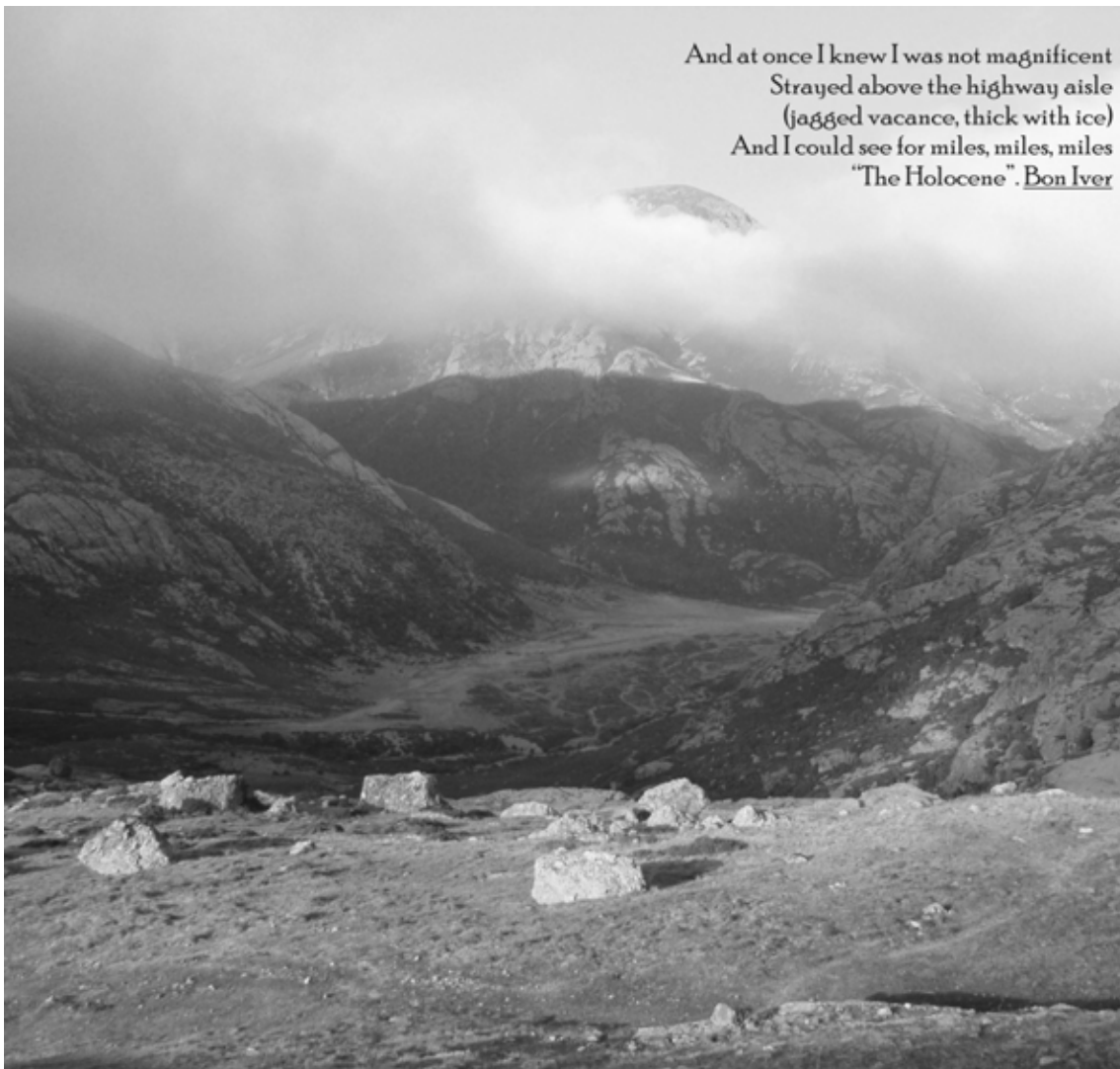
4.5. CONCLUSIONES (FASES EROSIVAS DESDE EL MIOCENO SUPERIOR HASTA EL PLEISTOCENO SUPERIOR)

frío, como indican los derrubios cementados del Alto de la Varga y la cara S del Espigüete.

6. **Pleistoceno Medio:** Fase de captura de la red del Camesa sobre la del Pisuega (Nossin 1959), que pasa a tener un mayor tirón hídrico, por lo que erosiona los collados entre ésta y la red del Carrión. También en este momento la red del Deva capturará las cabeceras de Riofrío y la Tarna, ya que el glaciario pleistoceno se adapta a dichas capturas (Bertrand y Bertrand 1984). Esta fase ha sido correlacionada con la formación de la terraza +70 en la red del Pisuega por Mabesoone (1961).
7. **Pleistoceno Superior:** Morfogénesis glaciario generalizada en el macizo de Fuentes Carrionas.

El glaciario en el macizo de Fuentes

Carrionas



5.1. Antecedentes: los estudios sobre glaciario en la Cordillera Cantábrica

El estudio del glaciario en la Cordillera Cantábrica constituye una línea de investigación que, aunque iniciada ya en el siglo XIX, ha recibido una atención escasa hasta finales del siglo XX, estando en la actualidad en pleno desarrollo, con importantes avances en los últimos años en diversos macizos.

La influencia del glaciario en el relieve del noroeste ibérico es mencionada por algunos trabajos pioneros, meramente descriptivos y que constituyen escuetas referencias dentro de obras más generales. Entre estos estudios, están los realizados por de Prado (1852, 1858), Saint-Saud (1893, 1922), Penck (1897), Hult (1899), Carballo (1911), Aragón (1913), Taboada (1913), Hernández Pacheco (1914), Obermaier(1914) e Iglesias (1927). Tras éstos, aparecen otros que, o bien analizan el modelado glaciario con un mayor grado de detalle, o bien realizan una síntesis de varias áreas glaciadas, atendiendo principalmente a las formas y el máximo desarrollo de glaciares. Los trabajos llevados a cabo por Stickel (1929), Vidal Box (1943, 1957, 1958), Hernández Pacheco (1949), Nussbaum y Gigax (1953), Martín Galindo (1953), Llopis (1954, 1957), Llopis y Jordá (1957) se enmarcan en esta línea. En general, estos autores ponen en evidencia la existencia en el pasado de pequeñas lenguas glaciares en algunos valles, de entre 3 y 6 km en los enclaves más favorables, con los frentes más bajos situados alrededor de los 1000 metros y con un marcado gradiente latitudinal N-S y W-E. Algunas referencias apuntan también a un glaciario a baja cota en la parte oriental de la Cordillera (Gómez de Llarena 1948, Hernández Pacheco 1961, Lotze 1963, Koop 1965) y en las montañas galaico-leonesas (Schmitz 1969). Estos trabajos tienen como denominador común el hecho de correlacionar las distintas fases de extensión de los glaciares a las fases tradicionales alpinas (Würm, Riss, Mindel, Günz). Este axioma ha sido revisado desde los años 80 y 90 por autores que defienden la teoría monoglaciaria, que plantea que la gran mayoría de los depósitos glaciares fueron originados en la última glaciación (el Würm), la cual borró los restos de glaciaciones anteriores. A partir de la disponibilidad de dataciones absolutas en los años 90 y sobre todo en la última década, esta teoría se ha visto ampliamente confirmada. Es también a partir de los años 80 cuando se aborda con mayor profundidad el estudio del glaciario en la Cordillera Cantábrica. Vamos a realizar un recorrido somero por los trabajos que afectan al entorno de esta tesis para

posteriormente identificar los antecedentes en el estudio del glaciario de Fuentes Carrionas.

El relieve glaciario del NW de la Península Ibérica, en el límite entre la Cordillera Cantábrica y las Montañas Galaico-Leonesas, o ya plenamente inserto en éstas, fue tratado por Taboada (1913), Llopis (1954), Hernández Pacheco (1949a, 1958), Schmitz (1969), Pérez Alberti (1979, 1988, 1991), Marcos et al. (1980), y Suárez (1987). A partir de la década de los 90 del siglo XX los estudios llevados a cabo desde la Universidad de Santiago de Compostela profundizan en la evolución glaciario del NW español, y muestra la existencia de restos glaciares a cotas bajas. (Pérez Alberti et al. 1992a, 1992b, 1995a, 1995b; Rodríguez Guitián et al. 1995, 1996a, 1995b, Valcárcel et al. 1996a, 1996b, Pérez Alberti y Valcárcel 1998, Valcárcel 1996, 1998, 2001, Valcárcel y Pérez Alberti 1998, 2002), confirmados por otros (Kossel 1996). También ha habido aportes recientes, entre los que cabe destacar el de Vidal Romaní y Fernández (2006), Cowton et al. (2009) y Rodríguez Rodríguez et al. (2011). Estos estudios demuestran un desarrollo notable del glaciario hasta cotas de 600-900 m. en algunos casos, pero con origen en sierras que, como la Sierra de Xistral, apenas supera los 1000 metros (Pérez Alberti y Valcárcel 1998). Se trata pues de un glaciario atlántico, en el que la situación con respecto a los frentes polares permitió una innivación abundante (Pérez Alberti y Valcárcel 1998). El resultado es una tipología variada de glaciares, desde los "icefield" de Manzaneda o Peña Trevinca-Segundera hasta los pequeños glaciares de circo de O Courel, con extensiones glaciadas que llegaron a los 440 km² en el icefield de Peña Trevinca-Segundera (Cotown et al. 2009)¹. Dicho glaciario pierde importancia rápidamente hacia el interior de la Cuenca del Duero. Así la Sierra de Teleno, que alberga el pico más alto de este sector con 2188 metros, pero al abrigo de varias alineaciones montañosas tanto al N como al W, presenta un glaciario marginal con glaciares de circo orientados al primer cuadrante (Luengo 1992, 2002).

El glaciario en la parte occidental de la Cordillera Cantábrica es en general de tipo alpino, con circos orientados principalmente al N, NE y E, y lenguas glaciares en ocasiones coalescentes pero de limitada extensión, con longitudes máximas entre 10 y 15 kilómetros y frentes entre 850 y 1300 metros en la cara N (Jiménez 1996, Rodríguez 2009), y entre los 1100 y 1300 m. en la Cuenca del Duero (García de Celis y Martínez Fernández 2002, González Gutiérrez 2002a). Una excepción a esta regla es el glaciar del Alto Sil y Babia. Según la reconstrucción de Santos (2010) este sector habría albergado un gran icefield de más de 480 km² con una longitud de 51 km. en el caso de

¹Valcárcel (comunicación personal) afirma que esta extensión es muy superior, ya que Cotown et al. (2009) no incluyen el glaciar de Bibey en esta estimación.

la lengua del Sil. Esta lengua habría descendido hasta los 725 metros de altitud. La instalación de dicho glaciar tuvo que ver con la existencia de una amplia superficie original por encima de 1500 metros de altitud, valor aproximado de la ELA en la fase de máximo. En todo caso esta fase de gran avance pudo no ser würmiense, sino pertenecer al Pleistoceno Medio o incluso Inferior (Jalut et al. 2010, Santos 2010).

Este sector ha sido estudiado con bastante detalle, pero en general de manera poco integrada, ya que los estudios suelen compartimentarse por vertientes, salvo algunas excepciones (Serrano et al. 2012). En la vertiente septentrional existen multitud de trabajos, entre los que cabe destacar los trabajos de la Universidad de Oviedo, con estudios de glaciario en el Narcea (Alonso 1986, 1992 y 1993; Alonso y Flor (1993), Somiedo (Menéndez 1994, Rodríguez 2009a), Ubiña (Castañón 1983), Redes (Jiménez 1994 y 1996) y Cebollada (Rodríguez 2009b). Este mismo sector de la Divisoria Cantábrica pero en su vertiente S fue tratado parcialmente en algunos de los trabajos de V. Alonso citados arriba (Alonso 1993), Alonso y Suárez (2004) o Menéndez (1994), pero son los trabajos desde la Universidad de León y Valladolid los que más han ocupado del glaciario en este sector. Se han abordado estudios sobre el Alto Sil (Redondo 2002), Babia-Omaña (García de Celis 1993, 1997a, 1997b, 2002, García de Celis y Martínez Fernández 2002), Luna y Alto Bernesga (García de Celis y Martínez Fernández 2002), Puerto de San Isidro (Rodríguez Pérez 1995) cabeceras del Torío y Curueño (González Gutiérrez 2001, 2002a, 2002b), Mampodre (Arenillas y Alonso 1981) y Porma y Esla, que parcialmente atienden nuestro área de estudio (Alonso 1987). Recientemente la tesis de Santos (2010) ha supuesto una puesta al día del estudio del glaciario pleistoceno en el Alto Sil, y se encuentran a punto de publicar trabajos sobre la Sierra de Cebollada (Serrano et al. 2012). Aun así siguen existiendo áreas glaciadas sin estudiar de manera detallada, o con aportes tangenciales, tales como el sector de Coriscao (Alonso 1987), el área de Valgrande (Fernández Martínez et al. 2011), el Alto Porma, Peña Ten o las montañas de Riaño. Tal vez sea la comarca de Babia, que junto al Sil conformó una de las áreas glaciadas más extensas de la Cordillera Cantábrica, la que necesite un análisis más detallado del glaciario para fijar los límites de este gran campo de hielo pleistoceno.

Al N de Fuentes Carrionas, los Picos de Europa son el macizo más alto de la Cordillera Cantábrica (2648 m. de altitud máxima), el que albergó un glaciario más extenso, con dos domos glaciares en los macizos occidental y central de los que sobresalían algunos picos a modo de *nunataks*, y de

los cuáles descendían lenguas glaciares hasta altitudes entre los 450 y 1130 metros (Serrano et al. 2012), y un glaciario de tipo alpino en el sector oriental que, no obstante su menor desarrollo, alcanzaba igualmente la cota 800 metros (González Trueba y Serrano 2009). Es también el macizo cuyo glaciario ha suscitado un mayor interés por parte de la comunidad científica. Los primeros antecedentes que hacen alusión al glaciario del macizo y su impronta morfológica se encuentran ya en los testimonios de algunos de los viajeros, geógrafos y naturalistas decimonónicos que exploran el macizo (De Prado 1858, Saint-Saud 1893, 1922, Penck 1897). En las primeras décadas del s. XX, junto a las aportaciones puntuales de Hernández Pacheco (1914), destacará especialmente el trabajo de Hugo Obermaier (1914) sobre el glaciario pleistoceno del macizo. Posteriormente se han realizado nuevas aportaciones en cuanto a reconstrucción de algunos de los principales flujos y morfológicas asociadas, las cuales ya correlacionan la morfológica glaciario al UMG (Frochoso 1980, Alonso et al. 1981, Clark 1981, Frochoso y Castañón 1986, 1998, Flor y Bailón 1989, Castañón y Frochoso 1992a, 1992b, Gale y Hoare 1997), o al mismo con sucesivas fases de retroceso posteriores (Serrano y González Trueba 2002, González Trueba 2006a, Serrano et al. 2011a).

Por último existen varios trabajos que aluden a un hecho diferencial del glaciario en Picos de Europa: el glaciario histórico. En estos trabajos se apunta la existencia de cuerpos de hielo actuales en algunas de las localizaciones más favorables de los Picos de Europa, herencia de la Pequeña Edad del Hielo (González y Alonso 1994, 1996, Frochoso y Castañón 1995, 1998, Alonso y González 1998, Castañón y Frochoso 1998). La discusión asociada a este hecho ha sido aclarada por recientes aportes de nuestro grupo de trabajo (Serrano y González Trueba 2002, González Trueba 2005, 2006b, González Trueba et al. 2008, Serrano et al. 2011b). El creciente interés de la geomorfología -en especial aquella de origen glaciario- de Picos de Europa ha llevado a la publicación de trabajos divulgativos de ésta, tales como los mapas geomorfológicos a escala 1:25.000 de los tres macizos que componen los Picos de Europa (González Trueba 2007, González Trueba y Serrano 2009, 2011) o la guía geológica del P.N. Picos de Europa (Rodríguez Fernández 2011).

En el entorno de Fuentes Carrionas existen trabajos de glaciario en especial para las cabezales de la red del Esla, en los valles de Gustalapedra y Valponguero (Alonso 1987), así como de la Peña Bistruey (Gómez Lende 2005). La Sierra del Orvillo, Horca de Lores, sectores del Lezna, Pico Pumar-Llaos, Sierra del Brezo son áreas que todavía necesitan un conocimiento más profundo de la morfológica glaciario heredada y la dinámica asociada, con solamente aportes tangenciales que

describen de manera somera el glaciario de estas áreas (Frochoso y Castañón 1996, Fernández Martínez y Fuertes 2002b). Se trata en general de glaciares de circo con lenguas poco desarrolladas en orientaciones preferentes (N, NE y E). Representan un glaciario marginal debido principalmente a la escasa altitud de las crestas que los alimentaron, alrededor de los 2000 metros.

Al E de Fuentes Carrionas y Picos de Europa entramos en el dominio estructural de la Montaña Cantábrica, desarrollada sobre un sustrato mesozoico de cobertera sedimentaria, en el que las altitudes son generalmente más modestas que las del Macizo Asturiano, más bajas hacia el E. Sin embargo el glaciario también estuvo presente durante el Pleistoceno, y fue objeto de estudio a mediados del S. XX por parte de Hernández-Pacheco (1944) quien describe la morfología de Campoo y Valdecebollas, y de discusión por Gómez de Llarena (1948) en la Sierra de Aralar, entre Guipúzcoa y Navarra ya en la unión con los Pirineos. Recientemente se ha publicado un artículo que revisa la extensión del glaciario en dicha sierra (Rico 2011). A finales del S. XX Frochoso (1990) y Castañón y Frochoso (1986), tratan la Sierra de Peña Sagra, mientras que Serrano (2000), Serrano y Gutiérrez (2000), Serrano y González Trueba (2004) y Pellitero y Serrano (2008) vuelven a realizar estudios de glaciario en Valdecebollas y Alto Campoo. Es un glaciario en general de escasa extensión, con un desarrollo preferente hacia orientaciones N, E y NE y prácticamente ausente de las orientaciones S, con glaciares de circo o valle que no llegan a los 10 km. de extensión. Dichos glaciares se desarrollaron en ocasiones a una altitud modesta, tales como los de Castro Valnera y Asón o los de Aralar, a favor de condiciones topoclimáticas especialmente favorables a la innivación, que permitieron un límite de nieves perpetuas 400 por debajo de los deducidos por la interpolación de otros macizos glaciados tanto por Obermaier en 1914 como por Nussbaum y Gigax en 1953 (Koop 1965).

Precisamente el sector de Castro Valnera es una excepción a las características del glaciario en la Montaña Cantábrica. A pesar de su escasa altitud (1718 metros en Castro Valnera) el macizo soportó durante el Pleistoceno un casquete glaciar del que descendían lenguas tanto hacia el Cantábrico como hacia la red del Ebro al S. Dichas lenguas alcanzaron cotas tan bajas como los 400 metros en la cara N y 800 metros en la S (Serrano y Gutiérrez 2002, Serrano et al. 2012). Este hecho diferencial ha suscitado el interés de científicos, que en un primer momento se centraron en su descripción como formas glaciares en montañas de muy baja altitud (Saenz 1935, Hernández Pacheco 1961, Lotze 1963, Hazera 1968, Serrano 1995 y 1996) y posteriormente en

la reconstrucción de su evolución, con recientes aproximaciones cronológicas (Serrano y Gutiérrez 2002, Turú et al. 2008, Serrano et al. 2012).

Muchos de estos trabajos han servido para realizar interesantes aportaciones de síntesis, como las de Nussbaum y Gigax (1953), Clark (1981), Alonso et al. (1981), Castañón y Frochoso (1992a y 1992b), Frochoso y Castañón (1998). Estos trabajos redundan en los problemas encontrados a la hora de identificar restos glaciares, como el ya citado de Castañón y Frochoso (1992b), en los casos especiales de glaciario de baja altitud (Martínez de Pisón y Arenillas 1979, 1984).

Como conclusión, aunque el acervo científico en cuanto a glaciario es extenso en el tiempo y en número de obras, todavía dista de ser completo. Aún se está lejos de conocer no sólo los detalles de la dinámica de avance y retroceso glaciar y los procesos asociados en las diferentes fases sino, incluso, los límites precisos que alcanzó la glaciación en numerosos valles (Santos 2010). Este trabajo, en su capítulo sobre evolución glaciar, viene a cubrir este hueco en el macizo de Fuentes Carrionas, hueco reconocido por Frochoso y Castañón (1998), y además pretende hacerlo de una manera integrada, es decir, obviando límites políticos e hidrológicos y abordando el macizo en su conjunto, con sus vertientes cantábrica (cántabra) y duriense (leonesa y palentina).

5.2. Evolución y estado de la cuestión en Fuentes Carrionas

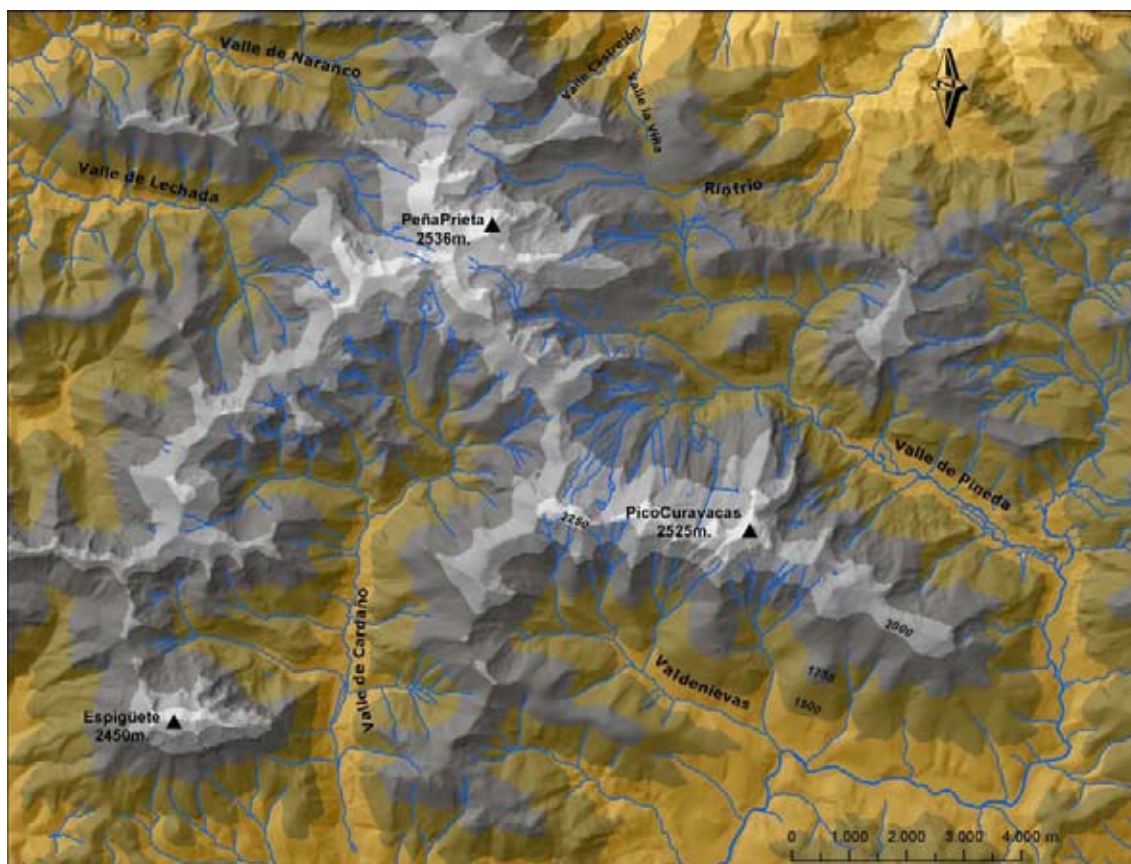
La presencia de relieve glaciar en la Montaña Palentina es un hecho conocido desde mediados del S. XIX. En sus viajes por la Cordillera Cantábrica Casiano de Prado (1852) ya habla de algunos restos de origen glaciar en el valle de Cardaño y los valles de Lechada y Naranco. De hecho en su búsqueda de una fuente para los bloques de granito que observaba en las terrazas fluviales de los ríos Esla y Yuso, llega a cruzar el macizo por el collado de Robadoiro, e incluso cita la existencia de un glaciar en el Cubil del Can, posiblemente en su cara NE (González Trueba y Serrano 2007). Más tarde Saint-Saud recorre también esta comarca, relatando la actividad de extracción de nieve de los habitantes de Valverde de la Sierra, al pie del Espigüete, que en verano recogían este valorado producto en los neveros permanentes de la cara N del citado pico para venderla en León (Saint-Saud 1893). Por otro lado algunos autores autóctonos, como Díaz-Caneja (1914), recorren esta comarca y también citan las marcas de relieve glaciar más obvias. No obstante la primera cita en una publicación científica se debe a Hernández-Pacheco (1949b) el cual estudia en detalle el relieve glaciar de Alto Campoo, y alude al relieve glaciar de Fuentes Carrionas. No es hasta los

años 50 cuando Nussbaum y Gigax (1953) contextualizan el glaciario en Fuentes Carrionas dentro de la Cordillera Cantábrica. Aunque es un trabajo superficial, que solamente cita las formas glaciares visibles desde la carretera, como la voluminosa morrena frontal de Cardaño y el lago de cierre morrénico que ésta originó. Sin embargo este dato ha de tomarse con cautela: la morrena era visible en 1952, pero no así el lago, ya que todo el valle del Cardaño al S de Puente Agudín está bajo el embalse de Camporredondo desde 1930, fecha de puesta en explotación del citado embalse (Fuente: <http://www.sepreem.es>). Entre los años 50 y 80 se suceden varios trabajos de geología en la Montaña Palentina. Uno de ellos, el de Savage (1967) cita algunas de las formas glaciares más evidentes en los valles de Lechada, Naranco y Riofrío, tales como la transfluencia de Bobias o la gran morrena central de Riofrío.

No será hasta los años 80 cuando Alonso Otero y Alonso Herrero (Alonso et al. 1981, Alonso 1987) estudien más en profundidad los glaciares del macizo del Curavacas - Peña Prieta, aunque los trabajos más detallados versen precisamente sobre la vertiente leonesa (Alonso 1987). Es por fin a mediados de los años 90 cuando otros investigadores, interesados en abordar el glaciario en la Cordillera Cantábrica de manera integral, realizan estudios detallados sobre el Alto Carrión. De este interés, suscitado sobre todo por la intención de establecer el máximo glaciar en la Cordillera Cantábrica, surgen los trabajos de Castañón (1989) y Frochoso y Castañón (1996). En ellos se describe de manera general la morfología glaciar de Fuentes Carrionas, se construye una cartografía glaciomorfológica del Alto Carrión a escala 1:50.000, se establece un máximo glaciar y se cita la existencia de fases interiores de equilibrio glaciar. Ello introduce la posibilidad de estudiar la evolución morfodinámica y por tanto climática en este sector, evolución análoga a la de otros lugares de la Cordillera Cantábrica, descritos con más detalle en esas fechas.

A continuación vamos a describir las formas de origen glaciar en Fuentes Carrionas. La cantidad de formas y depósitos existente hace que abordemos su exposición de forma fragmentada. Hemos escogido una descripción por valles, que ayuda a reconocer las interrelaciones morfoestratigráficas entre formas, las cuáles se resumen al final de cada valle. En segundo lugar se expondrán las características comunes a las formas glaciares desde un punto de vista unificado para todo el área de estudio, y se expondrán conclusiones sobre la dinámica erosiva y de acumulación en el macizo de Fuentes Carrionas. Por último se propone una división de la morfogénesis glaciar en distintas fases, junto con un planteamiento cronológico coherente con la morfoestratigrafía y una hipótesis

paleoambiental.



Mapa 5.1: Situación de los valles glaciares de Fuentes Carrionas.

5.3. Formas de origen glaciar en los valles del macizo de Fuentes Carrionas

5.3.1. El valle de Naranco

El valle de Naranco se sitúa en el extremo noroccidental del macizo de Fuentes Carrionas. Posee su cabecera en la cara NW del Cubil de Can, (2.412 m.), y en un cordal de disposición meridiana que conecta esta cumbre con el Portillo de las Yeguas (2141 metros), manteniéndose siempre por encima de los 2000 metros. El flanco S del valle de Naranco está festoneado por el frente sinclinal de la Sierra de Oropiñas, de entre 400 y 600 metros de altura, mientras que su flanco N posee alturas mucho más modestas, entre 300 y 60 metros de altura. El fondo de valle se sitúa, en su desembocadura en el valle del Yuso, en los 1390 metros, siendo un valle relativamente llano hasta prácticamente su cabecera, lo cual es consistente con el hecho de tratarse de un valle de escaso

tirón hídrico, cuyos afluentes por el N han sido capturados por la red del Deva, a excepción del arroyo de Tarna. El arroyo de Naranco, principal curso de agua del valle, tiene una dirección general W. (Figura 5.1).

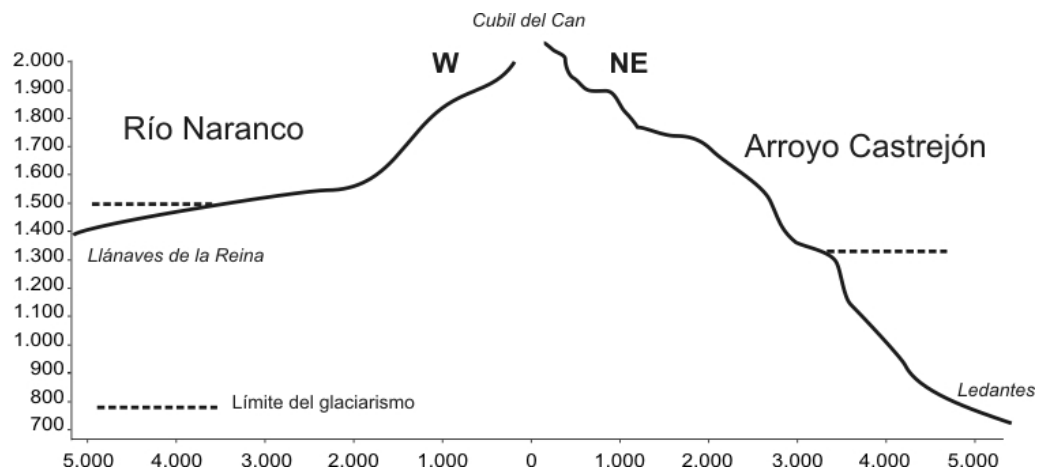


Figura 5.1: Corte longitudinal de los valles de Naranco y Castrejón.

La escasa altitud de la cabecera, a excepción de la cumbre del Cubil de Can y la orientación W, poco favorable para la acumulación de nieve en la Cordillera Cantábrica, constituyen un entorno donde el glaciario debería ser marginal. Sin embargo la orientación septentrional y la configuración morfoestructural de la Sierra de Oropiñas, con un frente de laderas casi verticales de 500 metros de altura, propició la instalación de glaciares de valle en dicha sierra. Además, durante las fases de máxima extensión del glaciario, el valle de Naranco recibió aportes de hielo desde el vecino valle de Lechada a través del Boquerón de Bobias (Savage 1967, Alonso et al. 1981). Ello explica una morfología glaciario mucho más desarrollada de lo esperado en un valle de orientación desfavorable y una modesta altitud en su cabecera, además del citado efecto pantalla que los Picos de Europa provocan en las precipitaciones. En esta morfología glaciario tienen especial relevancia las formas de acumulación y los depósitos de origen glaciario, que aquí están muy bien representados y preservados, al contrario de lo que ocurre en los valles de Lechada o Cardaño.

Podemos dividir el valle en dos sectores, aguas arriba y aguas abajo del complejo morrénico frontal de Vega Naranco, a unos 1460 metros de altitud. Aguas abajo el valle es completamente fluvial tanto en el fondo como en su sector septentrional, sin embargo el frente de la Sierra de Oropiñas posee claras huellas de acción glaciario que alimentaron voluminosas morrenas frontales, las cuáles llegan a invadir el fondo del valle, obligando al arroyo de Naranco a desviarse hacia el N. Aguas arriba del complejo morrénico frontal el valle es mucho más abierto, con un fondo plano y

paredes verticales, propio de la morfología glaciar.

5.3.1.1. La sierra de Oropiñas

El frente de la sierra de Oropiñas posee en total cinco circos glaciares, que alimentaron otras tantas lenguas glaciares, mientras que el dorso sinclinal, la cara S, permaneció deglaciada a excepción de un circo glaciar en dirección SE desarrollado a favor de una pequeña cresta de dirección N-S, la Hoya de Santiaguín. Todos los circos de la cara N poseen un gran desnivel de origen morfoestructural, con pendientes casi verticales hasta los 1600 metros de altitud. Las cumbres oscilan entre los 2100 y los 1950 metros de altitud, pero los circos glaciares no formaron cubetas ni umbrales glaciares, sino que tienen continuidad con pendientes acentuadas hasta las morrenas terminales, con artesas glaciares claras, pero poco profundas (en ningún caso más de 100 metros). Así todos los valles glaciares de la Sierra de Oropiñas comparten las mismas características (Mapa 5.2):

- Grandes circos en los que la erosión glaciar no es la principal responsable de las paredes verticales, aunque sí que existen retazos de recuencos glaciares en los circos más occidentales, los más altos.
- Abundancia de grietas que funcionan como canales de aludes hoy en día, y que durante el máximo glaciar abastecieron los glaciares tanto de nieve como de material morrénico.
- Artesas poco marcadas, que indican lenguas glaciares que descendían rápidas y paralelas a la pendiente, lo cual impidió que confluyesen entre ellas y erosionasen el sustrato.
- Voluminosas morrenas frontales que marcan con claridad el frente glaciar, ya en el fondo del valle de Naranco (Figura 5.2).



Figura 5.2: Vista hacia el S de uno de los valles glaciares de la Sierra de Oropiñas, con la morrena frontal en primer término. Obsérvese la continuidad de la artesa desde las paredes del circo glaciar hasta la morrena frontal, sin umbrales glaciares destacables.

Las morrenas poseen en general un espesor considerable, siendo la mayor la del Pico la Calar, con 50 metros de espesor, que destaca de tal manera en el centro del valle que se ha instalado en su cresta una torreta de vigilancia de incendios (Figura 5.3). Inmediatamente al W encontramos otra morrena frontal muy similar, siendo estos dos los únicos retazos de glaciario en ambos valles. En el valle más occidental se conservan dos morrenas laterales que han sido erosionadas en su unión, mientras que los dos valles más orientales, los que poseían circos más bajos, sólo conservan retazos de morrenas laterales que indican pequeñas lenguas que ya no llegaban al fondo del valle, sino que morían alrededor de los 1590 metros en el circo más occidental y los 1480 metros en el inmediatamente más oriental.

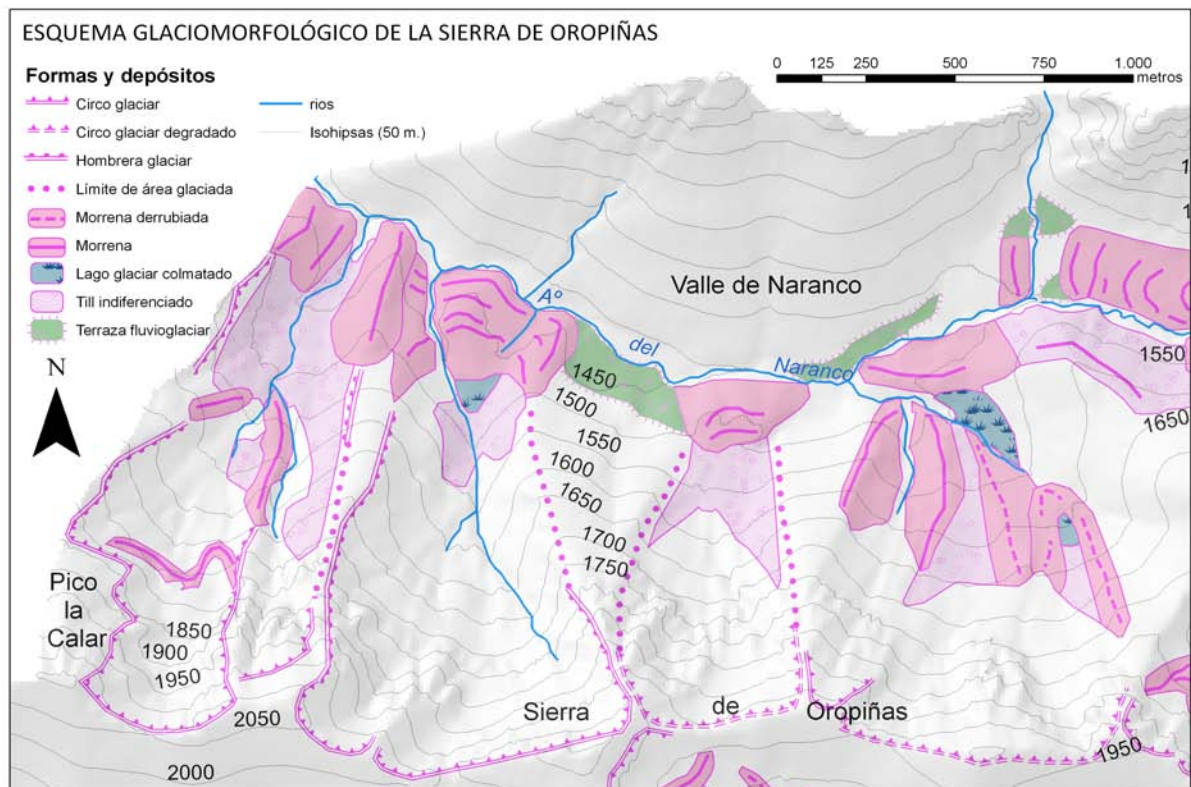
Todos los depósitos morrénicos citados, excepto en los dos valles más orientales, poseen retazos de varias morrenas adosadas, que nos indican pulsaciones dentro de la misma fase, pero que no nos permiten hablar de fases distintas. El glaciar más occidental alimentó, además, un lago proglaciar que quedaba cerrado por la morrena frontolateral derecha del glaciar inmediatamente al W. El resultado actual es un rellano de obturación, el cual alberga depósitos susceptibles de ofrecer una datación del Último Máximo Glaciar.



Figura 5.3: La morrena frontal más voluminosa de la Sierra de Oropiñas, aprovechada para la instalación de una torreta de vigilancia de incendios.

Es característico de esta sierra la ausencia de morrenas que indiquen fases de estabilidad en altura, a excepción del circo más occidental y elevado de los que componen el frente montañoso, en la Peña la Calar. Ésta posee restos morrénicos de al menos dos fases de retroceso. En primer lugar se conserva una morrena lateral que indica una fase en la que el glaciar moría a 1520 metros de altitud y ya no llenaba toda la artesa, ya que está separada casi 200 metros de la pared oriental de la misma. En segundo lugar hay una morrena frontal muy degradada y prácticamente cubierta en su interior por derrubios procedentes de la pared del circo, que se sitúa a 1730 metros de altitud. Dicha morrena parece situarse en un rellano a favor de un dorso de estrato conglomerático, lo que permitió la acumulación de nieve y su mantenimiento por encima de la ELA en una de las fases de retroceso acontecidas después del máximo glaciar.

La ausencia de rellanos estructurales por encima de los 1600 metros en los demás circos del frente de Oropiñas tuvo como resultado la sobreacumulación de nieve por debajo de la ELA local en las fases de retroceso, por lo que no se llegaron a formar aparatos glaciares.



Mapa 5.2: Esquema glaciomorfológico de la cara N de la sierra de Oropiñas.

Como hemos apuntado el glaciario proveniente de la cabecera del valle de Naranco no llegó a ocupar todo el valle, que a partir de los 1460 metros de altitud presenta un perfil fluvial alterado por los depósitos glaciares de la sierra de Oropiñas. Desde esta altitud hasta su cabecera el valle tiene un fondo de valle ancho y plano, un perfil de ladera escalonado, y una serie de depósitos que nos confirman la influencia del glaciario sobre el mismo, influencia que vamos a analizar a continuación.

5.3.1.2. El valle glaciar de Naranco en su cabecera: la Vega de Naranco

Las formas de erosión glaciar

La Vega de Naranco tiene la característica forma de U en su perfil transversal, aplanado en el fondo del valle por el depósito de sedimentos postglaciares. Así puede seguirse una hombrera glaciar en ambos lados del valle. En el lado derecho dicha hombrera parte desde los 1760 metros en las laderas del Cubil de Can y va descendiendo hasta los 1630 metros, para desaparecer aguas abajo del arroyo de Vega de Tarna, donde el glaciar aparentemente dejó de erosionar las crestas

conglomeráticas para comenzar a depositar material que posteriormente ha sido fosilizado por derrubios de laderas provenientes de dichas crestas. En el lado izquierdo el valle presenta una hombrera glaciar que comienza en el contacto con una morrena lateral a 1680 metros y continua a lo largo del giro del valle hacia el W a la altura del Refugio Tajahierro, a partir de donde pierde altura rápidamente para morir en la conexión con la morrena frontolateral que marca el máximo glaciar en este valle, aproximadamente 1 km. aguas abajo del citado giro (Figura 5.4).



Figura 5.4: Vista hacia el NW de Vega Naranco desde el camino a Bobias. Se distingue la hombrera glaciar en el lado izquierdo del valle glaciar mientras que las crestas de Vega de Tarna no tienen restos de erosión glaciar. El glaciar del Último Máximo Glaciar, ya por debajo de su ELA, solamente erosionaba el ángulo interior del giro, mientras que depositaba material en el ángulo externo. La pequeña caseta con techo de ladrillo a la izquierda de la imagen se sitúa sobre el complejo morrénico frontal de la fase de Retroceso I.

La hombrera glaciar conecta con las tres áreas de acumulación de hielo que alimentaban el glaciar de Vega Naranco. En el lado izquierdo del glaciar existen dos pequeños circos glaciares que, a pesar de su escasa altitud (la cresta se encuentra aquí a 1984 metros de altitud) alimentaron lenguas que en principio confluían con el glaciar principal. Inmediatamente al E el Boquerón de Bobias fue identificado en los primeros trabajos geomorfológicos en esta área (Savage 1967, Alonso 1987) como un collado de difluencia glaciar entre los valles de Lechada y Naranco. Por último, en el extremo SE del valle encontramos el circo glaciar del Cubil del Can. Este circo se formó, al igual

que los vecinos circos de Oropiñas, a partir del frente sinclinal de Lechada, en conglomerados de la Fm. Curavacas, por lo que comparte sus características de paredes verticales de gran desnivel, ausencia de escalonamiento y planta abierta, alejada de la forma en herradura típica. La lengua que bajaba desde el Cubil del Can creó una artesa con dos hombreras glaciares, la meridional más marcada, que enlazan con la hombrera glaciaria de Vega Naranco a aproximadamente 1715 metros de altitud (Figura 5.5).

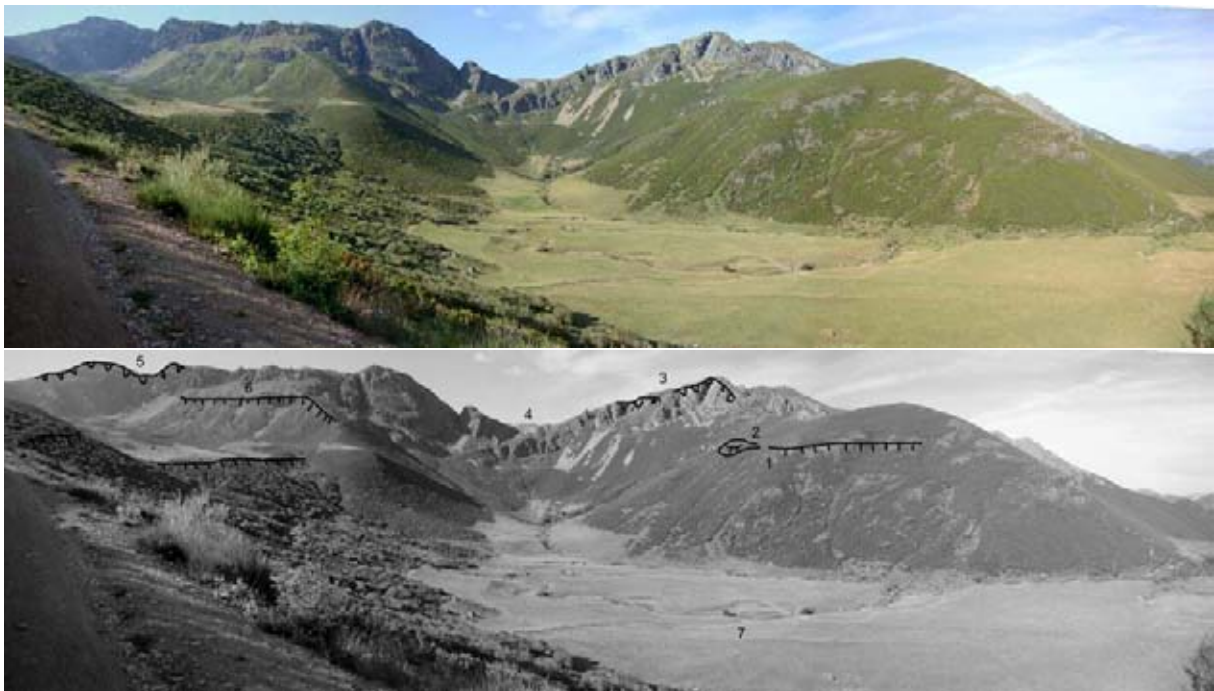


Figura 5.5: Panorámica de la cabecera de Vega Naranco desde el camino que sube al Cubil del Can. 1. Hombrera del Último Máximo Glaciar en Vega Naranco. 2. Retazo de morrena lateral de la misma fase. 3. Circos glaciares de Bobias. 4. Boquerón de Bobias (collado de transfluencia). 5. Circo glaciar del Cubil del Can. 6. Hombrera del glaciar de Cubil del Can. 7. Complejo glaciolacustre de Vega Naranco.

Las formas de acumulación y los depósitos glaciares

Los restos morrénicos depositados por glaciares provenientes de los picos de Cubil del Can, Bobias y Tres Provincias (a través del collado de difluencia mencionado) se distribuyen en el valle de Naranco desde los 1463 metros hasta los 1960 metros, constituyendo el sistema mejor preservado de depósitos glaciares y yuxtaglaciares de todo el macizo de Fuentes Carrionas (Mapa 5.3). La variedad litológica que introducen las granodioritas -exclusivamente provenientes del valle de Lechada- en los depósitos nos permite, además, describir de una manera mucho más precisa la evolución del glaciario en este valle que en los demás valles del macizo.

Una morrena lateral que desaparece en la confluencia entre dos arroyos es el depósito más

bajo (Figuras 5.6 y 5.7). Entre los 1506 y 1542 metros el fondo de Vega Naranco alberga un complejo morrénico frontal en el que se pueden distinguir hasta 9 cordones morrénicos. En una posición interior a éstos desde el punto de vista del flujo glaciar una llanura evidencia la existencia de un paleolago de obturación morrénica actualmente colmatado. El siguiente grupo de morrenas frontales se encuentra en los laterales del valle, entre los 1600 y 1700 metros. Son las morrenas frontales de los glaciares de Bobias y Cubil del Can, las cuales ya no llegaban a ocupar el fondo del valle. Por último un grupo de morrenas frontales acantonadas al pie de los cantiles del Cubil del Can atestiguan una última fase de glaciares de circo. En primer lugar vamos a describir los depósitos glaciares, que iremos explicando de manera diacrónica, para pasar, más adelante, a describir el complejo sedimentario de Vega Naranco, donde se mezclan depósitos glaciares, lacustres y eluviales.

El depósito más distal del las áreas-fuente de hielo es una morrena frontolateral que discurre en el margen izquierdo del arroyo Naranco, desde los 1616 hasta los 1460 metros de altitud, con una longitud de aproximadamente 800 metros. Esta morrena se formó adosada a la pared S de la artesa glaciar para abandonarla a partir de los 1510 m. de altitud, creando una evidente cresta de unos 300 metros de longitud y entre 5 y 10 metros de altura. Un camino forestal ha cortado recientemente el depósito morrénico prácticamente en su frente, lo que nos ha permitido analizar su composición, hecho poco frecuente en el macizo.



Figura 5.6: La morrena terminal del valle de Naranco. Nótese el corte que la pista forestal ha ocasionado en su frente. Foto de E. Serrano.

Aunque muy deteriorado por la caída de material desde su techo, el análisis sedimentológico de la morrena fue posible encontrando los siguientes niveles de muro a techo (Figura 5.7):

1. **Espesor: 3m.** Bloques, cantos y gravas, en matriz arcillo-arenosa, con una estructura incipiente (bloques y cantos en posición yacente) pero sin clasificación aparente. Color marrón

grisáceo, Dureza 4. Presenta bloques subglaciares con forma balística y estriados, además de bloques de granito arenizados. Pizarras y granitos están fuertemente alterados. Interpretación: Till resedimentado.

Media: 8.59.

Mediana: 7.

Centilo: 2 metros de diámetro. Granodiorita. Subredondeado.

Cantos aristados: 0 %.

Cantos subaristados: 48 %.

Cantos subredondeados: 36 %.

Cantos redondeados: 16 %.

Composición litológica:

Cuarcita (proveniente de conglomerado): 80 %.

Conglomerados: 4 %.

Granodiorita: 12 %.

Pizarra: 4 %.

Muestras: 50 individuos.

2. **Espesor: 40 cm.** Cantos y gravas con bloques muy escasos, en matriz arenosa en estructura laminar con *ripple marks*. Presenta clasificación con arenas a techo y cantos y gravas a muro. Un análisis de fábrica somero nos permite confirmar una dirección N-S-SW de arenas y cantos, con una inclinación de unos 45° (dirección opuesta a la de situación del glaciar). Color alternante negro y marrón claro. Dureza 2. Interpretación: depósito proglaciar: Arenas y cantos yuxtaglaciares en estructura laminar con *ripple marks*.
3. **Espesor: 40 cm.** Cantos y gravas en matriz limo-arenosa, sin estructura ni clasificación, con orientación en dirección a la pendiente y presencia de raíces. Color marrón. Dureza 4. Interpretación: Depósito coluvial. Presencia de un bloque granítico poco alterado.

4. **Suelo.**

El análisis litoestratigráfico de la morrena ofreció los siguientes resultados:

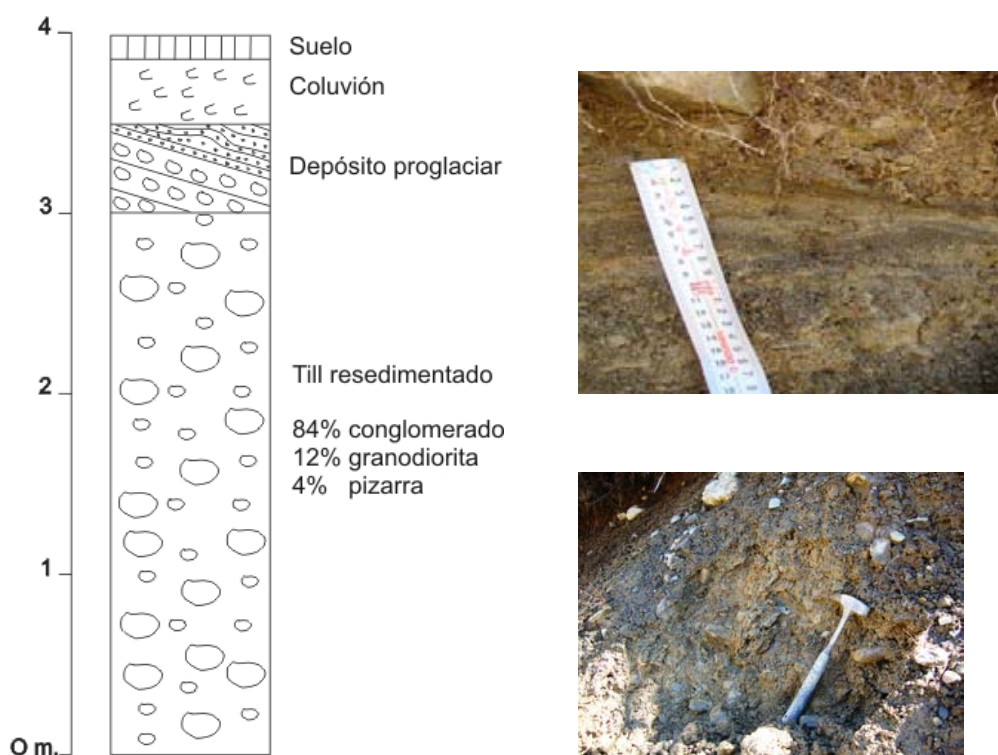


Figura 5.7: Corte litoestratigráfico de la morrena terminal del valle de Naranco e imágenes de las facies existentes.

Existe una parte del perfil no visible de unos 4 metros que no ha podido describirse. Cabe destacar en el análisis litológico del till resedimentado la escasez de la granodiorita con respecto a los cantos cuarcíticos conglomeráticos, a la inversa de lo que veremos más adelante en las morrenas frontales de Vega Naranco. Ello se debe probablemente a la arenización de la granodiorita, que ha supuesto la destrucción de los cantos y bloques menos voluminosos. En todo caso se puede afirmar que en el UMG la transfluencia glaciaria de Bobias funcionaba, ya que había transporte de granodioritas hacia el valle de Naranco. La existencia de un banco de arenas más o menos continuo en este depósito, de entre 15 y 20 cm. de espesor, nos permitió tomar una muestra para datación por OSL, con la que hemos datado de manera directa el UMG en el macizo.

En la margen derecha existe otra morrena en el valle del arroyo Valpriego, que la corta transversalmente, aguas arriba del refugio Tajahierro. Sin embargo en este caso la hipótesis más plausible es que se trate de la morrena frontolateral de un pequeño glaciar de orientación N al pie del pico Robadoiro, que también ha dejado un pequeño circo poco marcado (Figura 5.8).



Figura 5.8: Vista del refugio del club Tajahierro, con la morrena frontolateral formada por un pequeño glaciar de orientación N, posteriormente cortada por el arroyo de Vega de Tarna. Foto E. Serrano.

Aproximadamente 400 metros al NE del corte sedimentario de la morrena del UMG comienza el complejo morrénico frontal de Vega Naranco. Éste constituye el sistema de morrenas frontales mejor conservado de Fuentes Carrionas, y así ha sido identificado por todos los investigadores que han descrito el glaciario de este valle (De Prado 1852, Savage 1967, Alonso 1987, Castañón 1989), identificando estos dos últimos autores este complejo como depositado en el Máximo Glaciar. Se trata de un grupo de hasta 10 morrenas frontales, cuyas crestas se sitúan distantes entre sí una media de 50 metros, aunque tanto la más occidental como la más oriental se encuentran separadas alrededor de 150 metros de las morrenas situadas en el centro del complejo. Los vanos intramorrénicos, susceptibles de haber albergado lagunas, han sido completamente drenados por el arroyo de Naranco, a excepción del vano más occidental, cubierto por los aportes del abanico aluvial postglaciar proveniente del Boquerón de Tarna y del más oriental, cortado por el arroyo de Vega de Tarna. La altura de las crestas morrénicas es creciente hasta la penúltima morrena contando desde el frente hacia el interior (Tabla 5.1 y Figuras 5.9 y 5.10).

- Morrena 1: 1503 m.

- Morrena 2: 1510 m.

- Morrena 3: 1517 m.

- Morrena 4 (parcialmente derrubida): 1517 m.

- Morrena 5: 1520 m.

- Morrena 6: 1523 m.

- Morrena 7: 1531 m.

- Morrena 8 (caseta ganadera, bloques): 1540 m.

- Morrena 9: 1535 m.

- Morrena 10 (parcialmente derrubida): 1540 m.

Altitud de la cresta de las morrenas frontales de Vega Naranco, de W a E

La morrena 8 se distingue claramente por ser la más voluminosa, poseer una caseta ganadera y algunos bloques graníticos de gran tamaño, e incluso continuar en la margen izquierda del arroyo Naranco. Por el contrario la última morrena se encuentra exenta de todas las demás, no se ha conservado en toda su extensión, sino que sólo queda un retazo de la misma, y posee un gran bloque conglomerático en su cresta. No existen perfiles limpios que permitan realizar un análisis sedimentológico del complejo, por lo que hemos recurrido a la identificación de la litología de los bloques erráticos visibles, tanto los parcialmente enterrados como los totalmente emplazados sobre la morrena. Dicho análisis suele ser orientativo, pero los resultados meridianamente claros y contrastados ofrecen una alta fiabilidad.

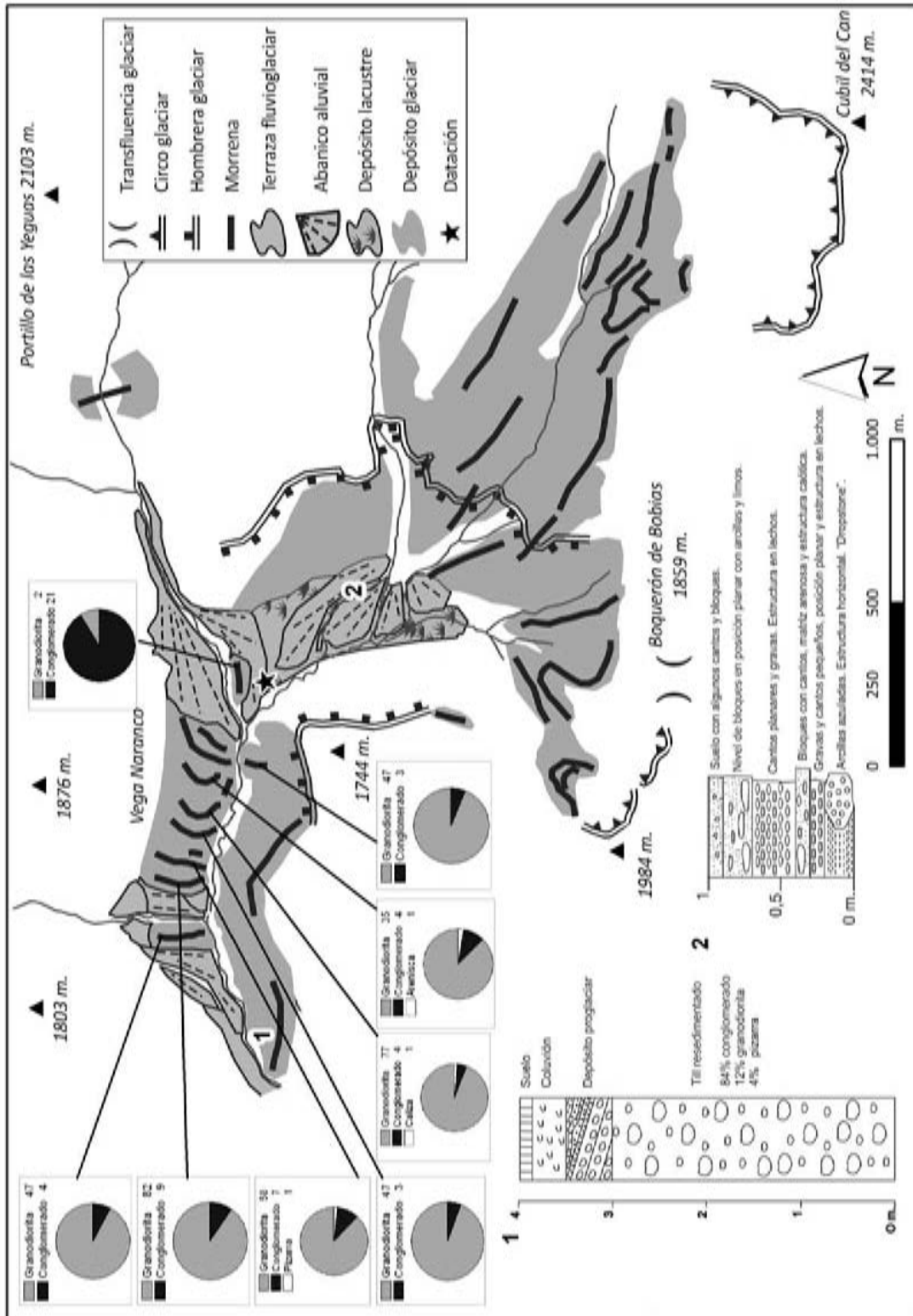


Figura 5.9: El complejo morrénico frontal de Vega Naranco desde la subida al Boquerón de Bobias. Se distinguen todas las morrenas excepto la 4, un retazo derrubiado que queda escondido por la vertiente meridional de Vega Naranco. Se ha marcado el lugar de extracción de las muestras para datación por radiocarbono (N1 y N2).



Figura 5.10: Vista de las morrenas 8 y 10 desde el refugio Tajahierro. Obsérvese la morrena más voluminosa (morrena 8) que posee continuidad al otro lado del arroyo Naranco. También se ha marcado la morrena 10, la más oriental del complejo.

5.3. FORMAS DE ORIGEN GLACIAR EN LOS VALLES DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS



Mapa 5.3: Esquema glaciomorfológico del valle de Naranca.

El estudio de la litología de bloques del complejo morrénico frontal ofrece unos resultados sorprendentes, ya que las nueve morrenas más occidentales (de las que se ha realizado la identificación de bloques en siete) presentan una composición de bloques muy característica en la que predominan los bloques granodioríticos sobre cualquier otra litología. Ello se debe en primer lugar a que los conglomerados tienden a desagregarse principalmente en los cantos rodados que componen su textura, mientras que los granitos tienden a desagregarse en bloques. Es muy probable que la estructura sedimentaria del till de estas morrenas sea parecida a la de la morrena frontolateral del UMG. En segundo lugar el aporte de bloques graníticos evidencia la actividad de la transfluencia glaciaria del Boquerón de Bobias, que posiblemente aportara la mayor parte del hielo al glaciar de Naranco, lo que explicaría la omnipresencia de granitos en las morrenas. Este hecho se ve confirmado en el análisis de la litología de bloques de la morrena más interior, en la cual los granitos son claramente minoritarios, así como en general la presencia de bloques identificables. Por tanto la transfluencia glaciaria del Boquerón de Bobias tuvo que dejar de funcionar en el momento de creación de la última morrena frontal del complejo, y los pocos bloques graníticos que posee vendrían de la removilización de depósitos previos (ver Mapa 5.3).

La uniformidad litológica, la cercanía entre los frentes morrénicos (Figura 5.11), la gran cantidad de morrenas frontales, sin igual en todo el macizo de Fuentes Carrionas, y la altitud creciente de las crestas morrénicas con apariencia cabalgante (Figura 5.9), en especial entre las morrenas 2 y 8, permiten establecer la hipótesis de que éstas no sean testigo de 10 pulsaciones del glaciar de Naranco, sino que en realidad las crestas de la 2 a la 8 sean en realidad morrenas de empuje (*push moraines*). Siguiendo esta hipótesis se trataría de una morrena de empuje de gran tamaño (alrededor de 500 metros de longitud) para cuya formación sería necesaria la existencia de *permafrost* en el margen proglaciario, ya que aporta una resistencia adicional al sedimento que permite la propagación de la fuerza de empuje del glaciar varios cientos de metros por delante del frente glaciario (Bennett 2001). De ser así, la morrena 8 indicaría una pulsación glaciaria dentro de la fase de Retroceso I con un rápido avance del glaciar de Naranco, un aporte de hielo desde el valle de Lechada abundante, con gran cantidad de sedimento incorporado al glaciar -como atestigua una morrena voluminosa, con gran cantidad de bloques graníticos- y un entorno con *permafrost* en el margen proglaciario.



Figura 5.11: Vista desde el NW del complejo morrénico de Vega Naranco. A pesar de la erosión que han sufrido las crestas, todavía puede observarse un cabalgamiento progresivo de las más orientales sobre las más occidentales.

Las morrenas descritas anteriormente provocaron el cierre del valle de Naranco una vez retirado el hielo a posiciones más altas. Las aguas de fusión glaciario y nival durante las últimas fases glaciares y más tarde las aguas de fusión nival y pluviales, provenientes de los circos de Bobias y Cubil de Can, inundaron la Vega Naranco creando un lago de obturación glaciario que se ha ido colmatando, y que posteriormente ha sido drenado completamente por el arroyo Naranco. Hemos encontrado cuatro perfiles en el complejo de obturación, de los que tres tenían una entidad suficiente para ser analizados.

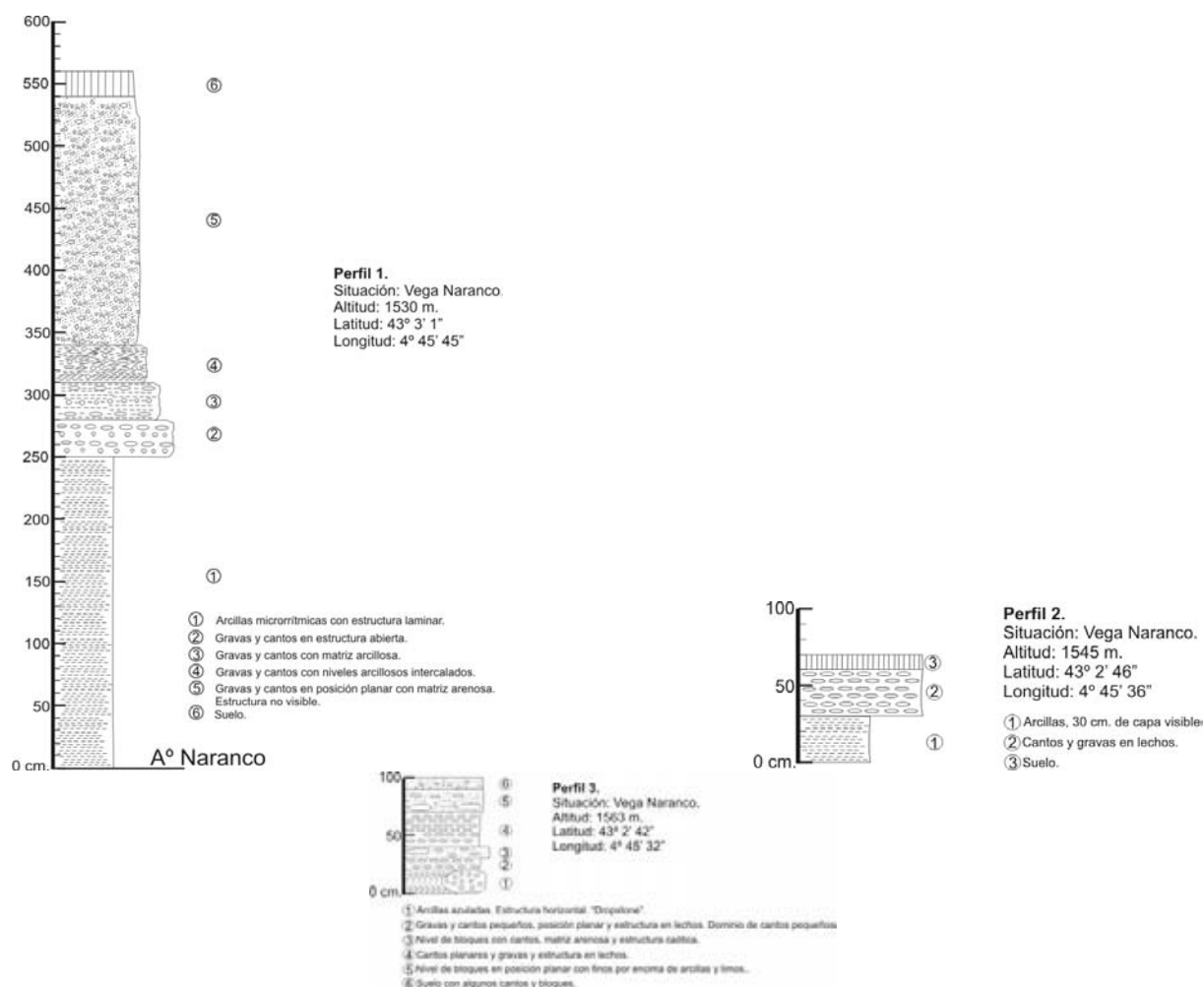


Figura 5.12: Perfiles en el complejo de obturación de Vega Naranco

Del análisis sedimentológico de los perfiles podemos concluir la existencia de las siguientes unidades, de muro a techo (Figura 5.13):

1. Una facies lacustre, con arcillas en estructura laminar y ritmos de deposición de alrededor de 1 mm, ocasionalmente con *dropstones*. No se conoce el muro de dicha formación, de la que se han observado aproximadamente 2.5 metros de espesor en las cercanías del arroyo de Naranco.
2. Una facies de gravas y cantos en estructura horizontal, que marca el fin de las condiciones lacustres en Vega Naranco y el paso a unas condiciones de aporte aluvial, al principio con ausencia de finos para, progresivamente, ir depositando arcillas y arenas. El aporte principal viene de los arroyos de Bobias y, sobre todo, del circo del Cubil del Can, cuyo arroyo deposita al pie de la antigua hombrera glaciar un abanico aluvial.

3. Una fase con aportes coluviales y solifluxión generalizada. Los sedimentos glaciolacustres de la unidad basal del complejo fueron enviados para su datación mediante radiocarbono a la Queen's University Belfast (Reino Unido). Los resultados fueron poco claros ya que las dos muestras, situadas una 2,5 metros por encima de la otra, ofrecieron datos inversos: la superior (N2) se dató en 28630-28330 años cal. B.P., y la inferior (N1) en 16900-16740 cal. B.P.

Caben dos explicaciones: la primera, que ambos datos o alguno de ellos sea erróneo. Esta posibilidad fue discutida con la responsable del laboratorio de la Queen's University Belfast, Paula Reimer, investigadora de reconocido prestigio en el campo de la datación por radiocarbono, cuyo comentario fue el siguiente "Es muy poco probable que los depósitos hayan sido contaminados en su manipulación. Parece más probable que hubiese diferencias en los compuestos de carbono depositados en el sedimento con materiales más antiguos, resistente a la desintegración en N-2" (Reimer, comunicación personal). Dentro de esta primera explicación la datación más antigua (28630-28330 años B.P.) estaría sobreestimada, al situarse prácticamente en el techo actual del perfil.

Otra explicación sería que el depósito donde se extrajo N1, a pesar de encontrarse a solamente 10 metros de distancia de N2, y en una posición más interior dentro del complejo glaciolacustre (más cercano a la morrena frontal de obturación) sea un depósito removilizado proveniente de N2. Sin embargo, debido a la profundidad de sedimentos que suponemos existen todavía debajo de ambas muestras, de la datación por OSL realizada a la morrena del Último Máximo Glaciar, y de los comentarios de P. Reimer nos inclinamos por identificar como sobreestimada la datación N2, lo que significaría que durante los 16740 años B.P. existiría todavía un lago en Vega Naranco, y el glaciar se habría retirado por encima de este punto.

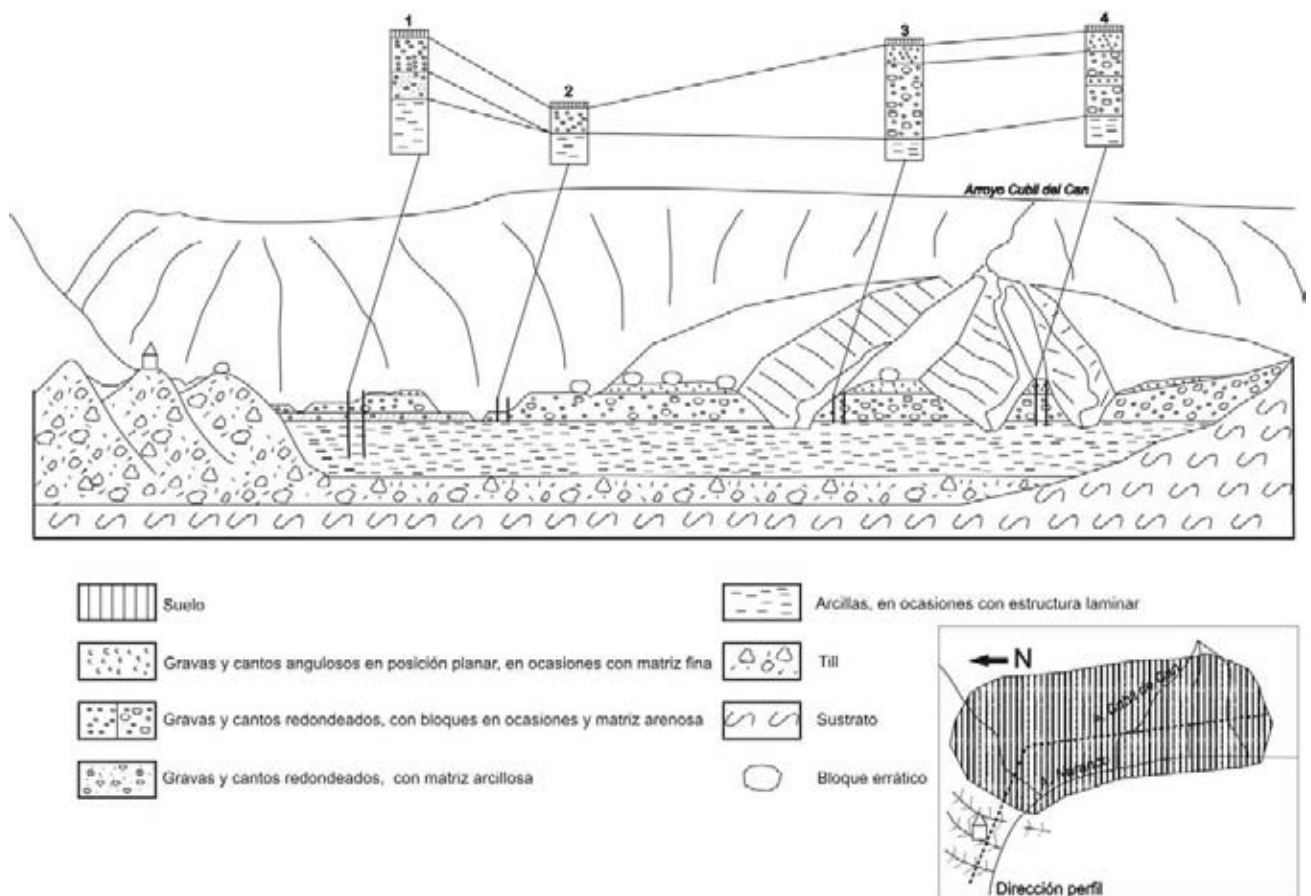


Figura 5.13: Esquema sedimentológico del complejo de obturación glacial de Vega Naranco.

Por encima del complejo morrénico y glaciolacustre de Vega Naranco existen restos morrénicos de fases posteriores de retroceso que completan la evolución glacial. Al pie del Boquerón de Bobias y de los circos de Bobias hay una serie de morrenas frontales. En segundo lugar en el margen oriental de la transfluencia glacial encontramos una morrena lateral que desciende en dirección a la pendiente desde los 1730 a 1600 metros. Por su forma ha de tener origen en un glaciar proveniente de dicha transfluencia, marcando una etapa en que el hielo de Lechada ya no llegaba hasta el fondo de Vega Naranco. Adyacente a ella encontramos dos morrenas frontales, una de ellas cortada por el arroyo de Bobias, cuya principal característica es la abundancia de bloques exclusivamente conglomeráticos. Son morrenas de un pequeño glaciar proveniente del circo de Bobias, que marca por tanto una pulsación en la que la transfluencia glacial ya no era activa. Por último existen dos morrenas adosadas al circo de Bobias, testigo de la última pulsación glacial en este sector (Figura 5.14).



Figura 5.14: Vista hacia el S del Boquerón de Bobias desde Vega Naranco. 1. Morrena proveniente de la transfluencia desde el valle de Lechada. 2. Morrenas formadas por el glaciar del circo de Bobias (una vez retirada la transfluencia glaciar). 3. Morrena frontal al pie del circo de Bobias (no visible).

Por último existen morrenas asociadas a un glaciar proveniente exclusivamente del circo de Cubil del Can, que se reparten desde el fondo de Vega Naranco hasta el circo propiamente dicho. A excepción de las morrenas de circo más altas y de la morrena que desciende hasta Vega Naranco (visible en la Figura 5.5) las morrenas intermedias tienen una escasa significación morfológica y difícil interpretación en el campo, por lo que han sido identificadas principalmente a partir de ortoimágenes en 3D. Podemos distinguir tres familias de morrenas: en primer lugar un grupo de morrenas laterales que se interrumpen bruscamente al llegar a la hombrera glaciar de Vega Naranco, a 1720 metros de altitud y que marcaría una etapa de confluencia entre los glaciares de Lechada-Transfluencia de Bobias y Cubil del Can. La segunda familia, con dos morrenas que caen desde dicha hombrera hasta el fondo de Vega Naranco, a 1600 metros, y que marcan por tanto una fase en la que el glaciar de Lechada-Transfluencia de Bobias ya no existía. Por último existe un grupo de morrenas laterales y frontales que marcan hasta 5 pulsaciones en una fase de glaciar de circo, con frentes desde los 1860 hasta los 1960 metros de altitud (Figura 5.15).

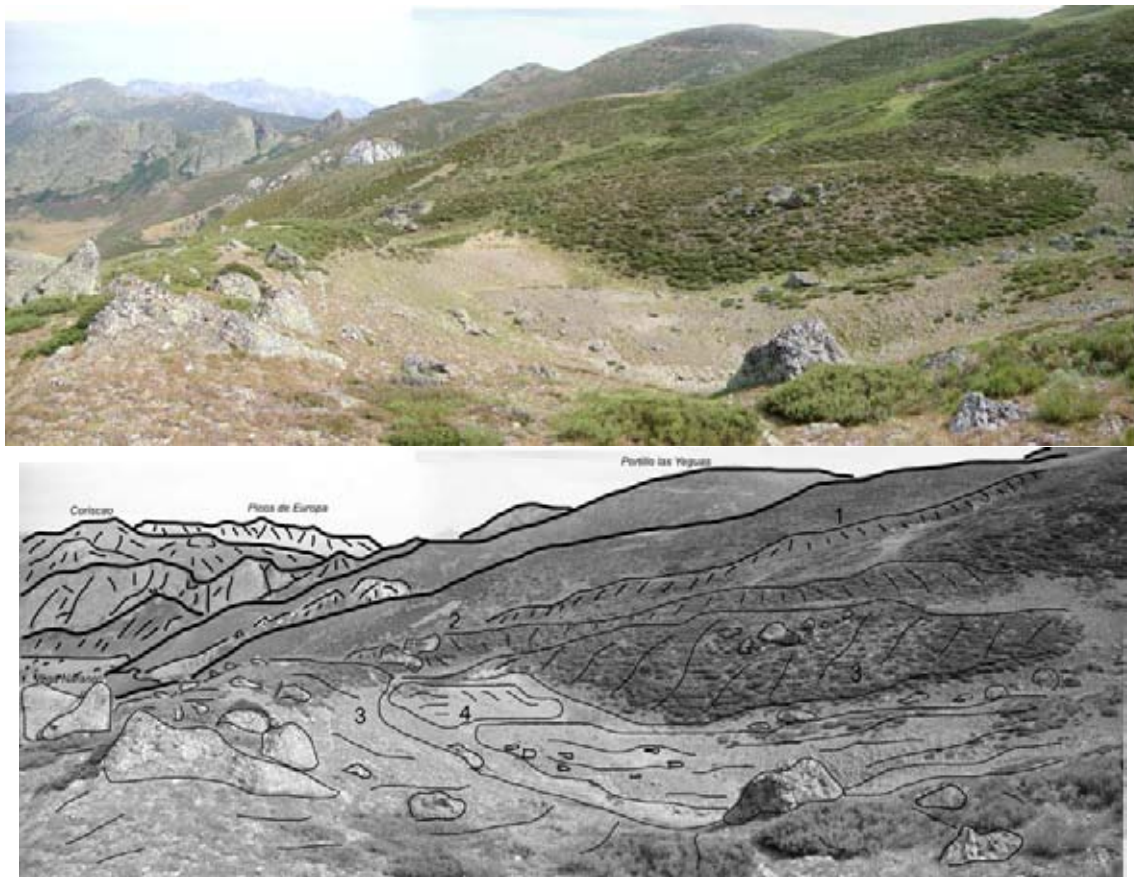


Figura 5.15: Vista hacia el N de las morrenas frontales y laterales del Cubil del Can, en la imagen se han numerado del 1 (más exterior) al 4 (más interna) hasta cuatro pulsaciones dentro de la misma fase, en la que el glaciar quedaba confinado al circo de alimentación.

5.3.1.3. La evolución glaciar en el Valle de Naranco

La abundancia y variedad de formas y depósitos dentro del valle de Naranco nos permitirá establecer hasta diez momentos de equilibrio glaciar (en función de si el complejo morrénico de Vega Naranco sea o no una morrena de empuje), aunque muchas de ellas son sólo pulsaciones dentro de fases glaciares. Todo ello se combina con tres dataciones, -una de las cuáles hemos puesto en duda- que nos permitirán establecer una hipótesis cronológica con una exactitud aceptable.

El complejo morrénico frontal fue identificado por Alonso (1987) como desarrollado durante dos fases glaciares distintas. Por el contrario Castañón (1989) afirma que las morrenas se encuentran tan cerca que este hecho es poco probable, tratándose de pulsaciones de una misma fase. El modelo que presentamos para el glaciario de todo el macizo de Fuentes Carrionas, consistente con lo propuesto para Picos de Europa por otros autores (González Trueba 2007, Jiménez 1996, Moreno et al. 2009, Serrano et al. 2012), propone una fase de máximo muy corta en el tiempo y otra fase

Retroceso, muy pulsante y más estable. Según este modelo todo el complejo morrénico de Vega Naranco se habría originado en esta segunda fase, mientras que para la fase de UMG el glaciar habría avanzado unos 500 metros aguas abajo. Dicho modelo es desarrollado a continuación (Mapa 5.4).

El Último Máximo Glaciar dentro del valle de Naranco está marcado por la existencia de un glaciar de aproximadamente 3.8 km. de longitud máxima desde el circo de Cubil del Can hasta el frente de Vega Naranco. Dicho glaciar tenía tres áreas de alimentación: el citado circo, el circo de Bobias y la transfluencia glaciar del Boquerón de Bobias. La hombrera glaciar del valle de Lechada nos permite estimar en que el espesor de la lengua de hielo que transfluía hacia Vega Naranco desde este valle durante el Máximo Glaciar era de aproximadamente 200 metros, de los cuáles una lengua de entre 100 y 140 (dependiendo del espesor de los sedimentos glaciares en el valle de Lechada, que desconocemos) atravesaba el Boquerón de Bobias en dirección a Vega Naranco. La hombrera de Vega Naranco nos indica que el hielo llegaba, en la confluencia entre las tres áreas-fuente, hasta los 1680 metros de altitud. El glaciar poseía por tanto un espesor mínimo de 140 metros, a los que hay que añadir el espesor de los sedimentos alojados en el complejo glaciolacustre de Vega Naranco. A partir del recodo del refugio Tajahierro el glaciar perdía rápidamente espesor, como denota la hombrera glaciar izquierda, que tiene su continuidad con una morrena lateral a 1616 metros de altitud. Siguiendo a Litchenecker (en Serrano y González 2004a) a partir de los 1616 metros de altitud nos encontraríamos en la zona de ablación, por lo que el glaciar del UMG comenzaría a abandonar material morrénico en sus márgenes. Finalmente el glaciar de Vega Naranco desaparece alrededor de los 1460 metros de altitud, frente de la morrena lateral que constituye el último retazo de dicho glaciar.

La cara N de la Sierra de Oropiñas presenta, durante el UMG, seis aparatos glaciares que, partiendo de otros tantos circos, llegaban hasta el fondo del valle en el caso de los tres más occidentales y hasta una altitud aproximada de 1513 metros en los más orientales, los cuáles, junto con la morrena lateral del glaciar de Vega Naranco, cerraban un lago yuxtaglaciario en el entorno de Vega Redonda. Los tres glaciares occidentales de Oropiñas presentaron en consecuencia frentes significativamente por debajo del glaciar de Vega Naranco, (1450, 1420 y 1400 metros, de E a W) con lenguas que no superaban el kilómetro y medio desde el la cresta cimera hasta la morrena frontal.

La datación del depósito yuxtaglaciario de la morrena lateral de Vega Naranco ha ofrecido una edad para esta fase de Máximo Glaciar de 36028 ± 2350 años B.P. (MIS 3, evento Heinrich 4).

La fase de Retroceso I se caracteriza por ser una fase de estabilidad glaciaria prolongada y muy pulsante, que ha dejado gran cantidad de restos dentro de Vega Naranco, por lo que fue identificada como la fase de máximo por otros investigadores que estudiaron este valle (Alonso 1987, Castañón 1989). Durante esta fase el glaciar de Naranco deposita el complejo morrénico frontal de Vega Naranco, con hasta 10 morrenas frontales. Aceptando la teoría de las morrenas de empuje este complejo es testigo de al menos tres pulsaciones dentro de la misma fase. La primera originaría la morrena 1, la más distal, en cuyo retroceso se depositaría el till correspondiente a las morrenas de la 2 a la 7. La tercera pulsación, de avance, formaría las morrenas 8 y 9, a la vez que crearía las morrenas de empuje de la 2 a la 7. Desechando dicha hipótesis nos encontraríamos con hasta 8 pulsaciones que depositaron otras tantas morrenas (de la 2 a la 9), aunque claramente la pulsación correspondiente a la morrena 8 sería de avance, lo que significó el depósito de mayor cantidad de till.

En todas estas fases el aporte de hielo principal seguiría siendo a través de la trasfluencia glaciaria desde el valle de Lechada. Por último la morrena 10 corresponde a una fase en la cual el hielo del Boquerón de Bobias ya no conectaba con el glaciar de Naranco, por lo que el aporte de granitos se interrumpe. Durante esta fase la trasfluencia glaciaria moría a unos 1610 metros, al pie del Boquerón de Bobias. En la sierra de Oropiñas los tres glaciares más occidentales retrocedieron ligeramente durante esta fase. Los tres circos glaciares más orientales no presentan restos de ninguna fase de retroceso aunque suponemos que, por correlación con lo acontecido en el resto de la sierra, el hielo no desaparecería de ellos todavía en esta fase de Retroceso I.

La datación de los depósitos lacustres de Vega Naranco ofrece unos resultados problemáticos para esta fase. Si la datación más antigua fuese cierta esta fase debería ser anterior a los 28630-28330 años cal. B.P. (Reimer et al. 2009), es decir, todavía en el MIS3, pero durante el evento Heinrich 3. Si ésta fuese incorrecta el complejo morrénico se debería haber formado en algún momento anterior a los 16900-16740 CAL. B.P. (Reimer et al. 2009) datados en el depósito lacustre más profundo. En ese caso el complejo morrénico frontal de Vega Naranco bien podría haberse formado durante el MIS 2 (entre 20.000 y 18.000 años B.P.), el máximo glaciario en Europa (Ehlers et al. 2006) y un momento de equilibrio glaciario posterior al máximo en la Cordillera Cantábrica

(Moreno et al. 2009; Serrano et al. 2011a).

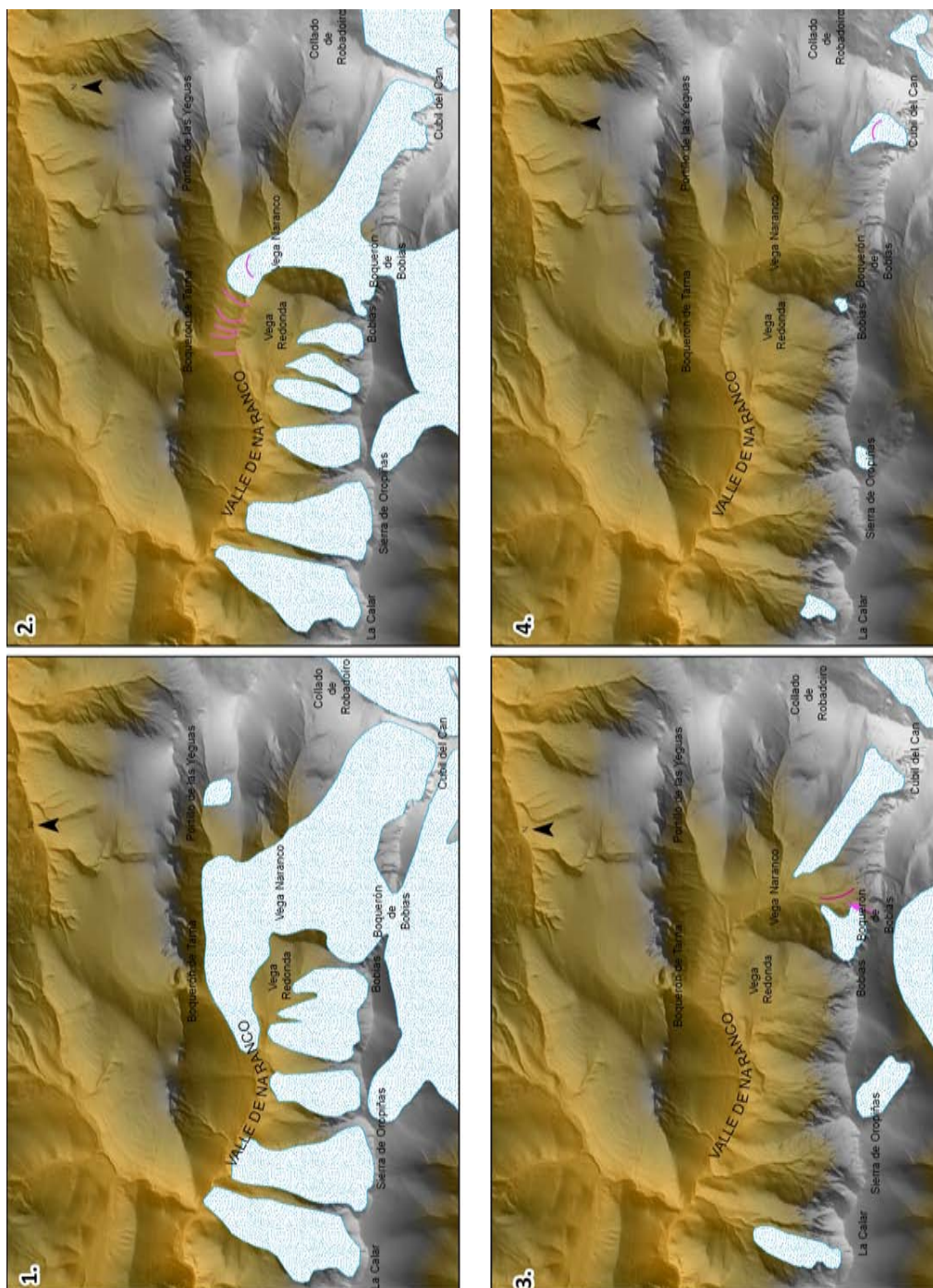
Posteriormente a la fase de Retroceso I encontramos los restos de una segunda fase de equilibrio, que llamaremos Retroceso II, en la cual Vega Naranco se encuentra libre de hielo y, posiblemente, estuviera ocupada por el lago de obturación morrénica analizado anteriormente. Las morrenas adscritas a esta fase sitúan los frentes de los dos glaciares existentes en la cabecera del valle de Naranco (el de Bobias y el de Cubil del Can) a aproximadamente 1600 metros de altitud. En este momento el lago de Vega Naranco debería recibir una gran cantidad de sedimentos desde ambos frentes glaciares y desde los mantos de till depositados en las laderas. El glaciar de Lechada ya no transfluía a través del Boquerón de Bobias, depositando una morrena lateral adosada a dicha transfluencia que indica su limitación al valle de Lechada. En la sierra de Oropiñas solamente el glaciar más occidental, que desciende desde la peña La Calar posee una morrena frontal a 1580 metros de altitud. Hay que tener en cuenta que, como hemos comentado anteriormente, la configuración morfológica de esta sierra, un frente de cresta sinclinal de más de 300 metros de altura, prácticamente evita la acumulación de neveros por encima de los 1600 metros de altitud, por lo que una vez que la ELA local subió por encima de esta cota desaparecieron las condiciones necesarias para la formación de hielo en la sierra de Oropiñas. Podemos situar esta fase como coetánea a la del depósito de los sedimentos lacustres en Vega Naranco, anterior a los 16900-16740 CAL. B.P.

Por último existió una fase de equilibrio glaciar en la que solamente existieron tres glaciares de circo, que llamaremos Fase de Altura. En el circo de Cubil de Can existen restos de frentes glaciares entre 1850 y 1960 metros de altitud, en la que podemos distinguir hasta cuatro pulsaciones. En la más extensa el glaciar llegaría a desarrollar una pequeña lengua de 320 metros de longitud, mientras que en la menos extensa el hielo se limitaría a formar un glaciar de circo. En el circo de Bobias existen restos de un pequeño glaciar al pie de la cresta principal, glaciar que no excedería los 150 metros de longitud. Por último en la Sierra de Oropiñas el valle más occidental, único que presentaba restos de la segunda fase de retroceso, alberga una morrena frontal a 1780 metros de altitud que podemos adscribir a esta fase. Como veremos en los siguientes valles la existencia de al menos dos pulsaciones bien marcadas en la Fase de Altura nos hace proponer la hipótesis de dos subfases.

Como epílogo cabe destacar que la abundancia y variedad de formas y depósitos glaciares, yux-

taglaciares y lacustres, unida a la accesibilidad de este valle tanto desde la localidad de Llánaves de la Reina como desde el Puerto de San Glorio, hacen del valle de Naranco un laboratorio privilegiado donde explicar la evolución cuaternaria de la Cordillera Cantábrica.

5.3. FORMAS DE ORIGEN GLACIAR EN LOS VALLES DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS



Mapa 5.4: Evolución glaciar del Valle de Naranco: 1. Último Máximo Glaciar. 2. Retroceso I. 3. Retroceso II. 4. Fase de Altura. Las líneas rosadas indican morrenas de pulsaciones glaciares intrafase, que en el caso de la fase de Retroceso II, fue depositada por la transfluencia desde el valle de Lechada, indicada por la flecha.

5.3.2. El valle de Lechada

El valle de Lechada se encuentra inmediatamente al S del valle de Naranco, todavía en la vertiente leonesa del macizo. Este valle, que drena el río del mismo nombre, afluente del Yuso, presenta una dirección E-W en sus últimos 5.6 km. de recorrido, recibiendo aportes de arroyos desde cordales del Alto de Velasco-Valdorejo al S (entre 2000 y 1800 metros de altitud) y del dorso de la Sierra de Oropiñas al N, que como vimos oscila entre los 1900 y 2100 metros de altitud. Aguas arriba el valle se bifurca en dos valles, el del Concejo al S, que baja desde las cumbres de Peñas Matas-Pico Cuartas (entre 2200 y 2400 metros de altitud) y el de Lechada propiamente dicho, que desciende desde el macizo de Peña Prieta, en concreto desde el Pico Tres Provincias (2499 metros de altitud). En este trabajo se estudia solamente el sector del valle afectado por el glaciario, por lo que los tres kilómetros más occidentales del valle -aguas abajo del sector de la Calar aproximadamente- no se abordan en profundidad, aunque sí se han comentado las formas y depósitos interesantes o relacionados con la evolución cuaternaria del valle de Lechada.

5.3.2.1. Las formas de erosión glaciario

El valle de Lechada es, dentro de los valles analizados en este trabajo, el más uniforme desde el punto de vista morfoestructural, al situarse completamente dentro de la estructura del sinclinal de Lechada. Ello conlleva también una uniformidad litológica que contrasta con la variedad de valles cercanos como el de Cardaño o Riofrío. Desde el punto de vista morfológico esta característica tiene una consecuencia: la ausencia de morfoestructuras que escondan las marcas de la erosión glaciario o fluvial, tales como la erosión diferencial de distintas litologías, la existencia de rellanos, crestas o paredes de origen exclusivamente estructural o de deslizamientos inducidos por una alta tectonización. Es por ello que los efectos de la erosión glaciario son más claros en este valle que en cualquier otro del macizo de Fuentes Carrionas, a excepción de la cabecera del valle de Pineda.

Los perfiles longitudinales, cubetas, umbrales y circos

El valle de Lechada posee un perfil longitudinal en el que se pueden observar las características típicas de la erosión glaciario, con umbrales situados a distintas altitudes, salvados por pendientes acentuadas y con rellanos aguas arriba. Por el contrario una vez fuera del área glaciario el valle posee un perfil rectilíneo, aproximadamente aguas abajo de la Calar (Figura 5.16).

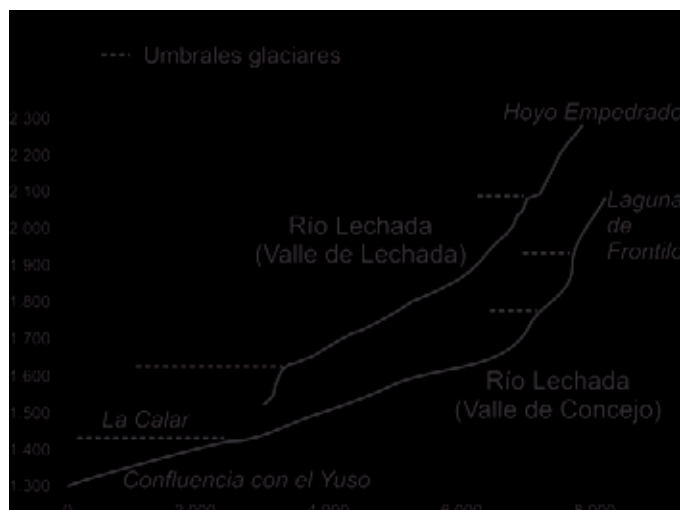


Figura 5.16: Perfil longitudinal del río Lechada desde sus cabeceras hasta su desembocadura en el Río Yuso.

El primer ejemplo de sistema umbral-cubeta se encuentra cerca del límite del área glaciada, en el pago de la Calar, que de hecho es la forma de erosión glaciaria más baja del valle (Figuras 5.17 y 5.18). Éste es uno de los pocos elementos de erosión glaciaria que tiene una componente morfoestructural en Lechada, ya que se ha formado a favor del afloramiento más extenso de calizas del Ves en el macizo de Fuentes Carrionas, aunque en el margen izquierdo del río de Lechada el umbral continúa parcialmente en areniscas de la Fm. Lechada, y aguas abajo también se continúa en un segundo umbral más bajo, parcialmente fosilizado por un abanico aluvial. El umbral posee una altitud creciente desde el centro del valle hacia el N. Así en el centro el desnivel es de apenas 15 metros, mientras que en su extremo de mayor altitud el salto llega a 90 metros. Las huellas de moldurado glaciario son claras en el umbral, aunque la esorrentía difusa ha creado un lapiaz tipo *rundkarren* (Figura 9.9) sobre las calizas que ha borrado las posibles estrías glaciares. En todo caso existen acumulaciones de till aguas arriba y aguas abajo del umbral, y pequeños cantos granodioríticos encajados en las diaclasas por toda la extensión del afloramiento calizo. El río de Lechada salva este obstáculo mediante una garganta y una cascada que funcionaba como garganta subglaciaria durante el Último Máximo Glaciario, ya que el glaciar aquí se encontraba muy por debajo de su línea de equilibrio, con una intensa circulación de aguas de fusión. La profundidad de dicha garganta subglaciaria es de aproximadamente 20 metros, y de 10 metros la cascada que salva gran parte del umbral. Aguas arriba del mismo existe una cubeta que ha sido colmatada por materiales postglaciares.



Figura 5.17: Vista de la margen izquierda del umbral, con la garganta subglaciar y la cascada en primer término.



Figura 5.18: Vista hacia el N desde el umbral de la Calar, pueden verse en primer lugar una acumulación de till, y en segundo término el modelado de un umbral glaciar, modificado en detalle por la erosión kárstica postglaciar.

Aguas arriba de la Calar el perfil longitudinal no ofrece soluciones de continuidad hasta la

confluencia entre el valle de Concejo y el de Lechada, ya que éste se encuentra colgado unos 100 metros por encima del primero. Ello indica una mayor erosión ejercida por el glaciar de Concejo que por el de Lechada. El valle de Concejo por su parte carece de umbrales hasta su cabecera. Ésta se puede caracterizar como un anfiteatro en que el confluyen cuatro valles glaciares provenientes de cinco circos. El más oriental es el de Hoyos de Vargas, que se encuentra a su vez colgado unos 200 metros por encima del de Concejo. Los otros tres valles (el de Riasvargas, alimentado por dos circos, el de Frontilo y el de Peñas Matas) confluyen prácticamente a la misma altitud, aunque sí se pueden distinguir pequeños umbrales a 1700 metros en Riasvargas y 1720 metros en Frontilo. Todo ello indica que el flujo mayor de hielo provenía del circo de Peñas Matas que, por otra parte, no posee ningún umbral sino que el valle comienza directamente desde las verticales paredes de la vertiente septentrional de esta montaña.

Finalmente el contacto entre los circos donde se acumulaba la nieve y los valles glaciares suele resolverse mediante umbrales, con la diferencia que en esta ocasión los umbrales presentan cubetas de sobreexcavación en su interior. Al haber experimentado una erosión glaciaria diferencial con respecto a los valles glaciares, ya que el flujo rotacional del hielo en los circos favorece la sobreexcavación (Benn y Evans 1998), a lo que se suma una acción erosiva más dilatada en el tiempo, que abarca todas las fases de retroceso posteriores al UMG, y la acentuación de la topografía escalonada por el depósito de morrenas frontales en el extremo de los umbrales, los circos suelen acabar en umbrales muy claros. Así encontramos umbrales glaciares en el contacto entre circos y valles glaciares en Hoyo Empedrado y los circos septentrionales de Lomas y Cuartas, en el valle de Lechada, y en Hoyos de Vargas, Riasvargas y Frontilo en el valle de Concejo. Hay que destacar que la altitud de los umbrales es consecuente con la altitud de las crestas que cierran los circos glaciares. Así los circos que poseen cresta a 2400 metros presentan sus umbrales alrededor de 2100 metros, mientras que los umbrales de Riasvargas y Frontilo, con cresta a 2200 metros de altitud, presentan umbrales a 1900 metros de altitud.

Aguas arriba del umbral en la confluencia entre el arroyo de Concejo y el de Lechada este valle posee un perfil longitudinal regular desde los 1600 hasta los 2000 metros de altitud. Aproximadamente en este nivel se encuentra la confluencia de cuatro circos glaciares que alimentan el glaciar de Lechada. Como en el caso del valle de Concejo el contacto entre los circos glaciares y el valle de Lechada se resuelve en un umbral glaciario tras el que existen cubetas más o menos desarrolladas.

Dichos circos poseen una forma longitudinal, originada por el hecho de encontrarse en un frente monoclinual, al igual que los circos septentrionales de Oropiñas, poseyendo además cubetas de escaso desarrollo (Figura 5.19).

Por el contrario el circo de Hoyo Empedrado, el más oriental, más alto (2200 metros de base) y excavado exclusivamente en granodioritas, posee un rellano más amplio, que permitió alojar algunas de las formas periglaciares mejor conservadas del macizo una vez retirado el hielo. Dicho circo carece de las paredes verticales que caracterizan un circo glaciar bien alimentado, a excepción de la pared S, flanqueada por las Agujas de Cardaño. Esta ausencia, junto con la preservación de una hombrera glaciar que comentaremos más adelante, nos ha permitido establecer la hipótesis de existencia de un pequeño casquete glaciar en el flanco S del pico Tres Provincias.



Figura 5.19: Vista al SW de los circos de Lomas y Cuartas desde la ladera del Pico Tres Provincias. Puede verse el escaso desarrollo de las cubetas glaciares y la planta alargada de los circos, originada por la disposición estructural de los mismos en un frente monoclinual. También puede observarse el desarrollo de formas periglaciares y nivales, tales como taludes de derrubios, conos de aludes y morrenas de nevero, todos ellos activos en la actualidad.

Los perfiles transversales, artesas y hombreras

La citada unidad litológica y estructural ha permitido la conservación de unos perfiles transversales glaciares en del valle de Lechada (Figura 5.20). Ésta se ve reflejada en dos formas principales, las hombreras glaciares y los valles en artesa, los cuáles nos indican el espesor del glaciar en su etapa de máximo.

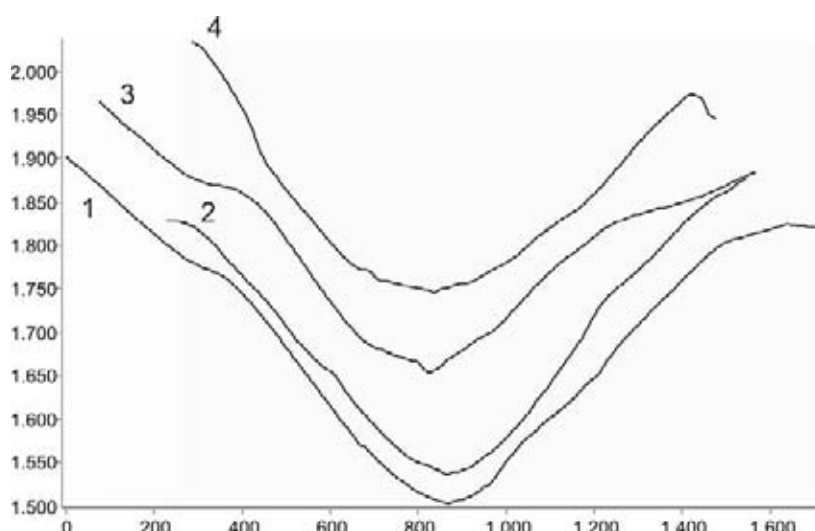


Figura 5.20: Cortes transversales en el valle de Lechada: 1. Confluencia del valle de Lechada y Concejo. 2. Valle medio de Concejo. 3. Valle medio de Lechada. 4. Alto valle de Lechada. En todos los cortes se puede distinguir el perfil en artesa, la hombrera glaciaria y la erosión fluvial postglaciaria en el centro del valle.

Los cortes transversales del valle muestran un perfil en artesa muy marcado dentro del valle glaciario de Lechada. Aguas abajo de la Calar el valle, ampliado a favor de un afloramiento pizarroso dentro de la Fm. Lechada y del contacto entre éste y el olistolito calcáreo, no muestra un perfil glaciario neto. En este punto el glaciario del UMG ya no ocuparía todo el valle preglaciario, por lo que su labor erosiva se encontraría muy debilitada. Desde la confluencia de los valles de Concejo y Lechada hasta la Calar el valle posee una forma de artesa con una hombrera que, en el caso de la margen derecha, desciende desde los 1780 hasta los 1590 metros (perfil 1, Figura 5.20). Dicha hombrera posee además registro sedimentario del paso del glaciario, ya que hay retazos de la morrena lateral del UMG y complejos de obturación lateral. La ladera izquierda carece de esta hombrera tan bien marcada a excepción de un retazo cercano a la Calar, que nos confirma un espesor del glaciario del UMG de aproximadamente 100 metros en este punto.

Aguas arriba de la confluencia Concejo-Lechada el valle de Concejo posee un perfil disimétrico (perfil 2, Figura 5.20). Éste mantiene su apariencia de artesa, con una hombrera erosiva poco marcada a 1750 metros de altitud en su ladera derecha. Sin embargo la ladera izquierda presenta una morfología más compleja, en la que se puede seguir un grupo de rellanos entre 1630 y 1700 metros de altitud que tienen su continuidad, hacia el S por el valle de Peñas Matas, en una de las morrenas laterales mejor conservadas de todo el macizo. Esta ladera izquierda está orientada hacia el E, y posee, a su vez, una erosión diferencial superior a la de la ladera W de su cordal cimero,

ya fuera del área de estudio. Interpretamos esta diferencia como el resultado de la deflación de nieve desde la ladera W y su acumulación en la E (el margen izquierdo del valle de Concejo), donde se formarían una serie de circos glaciares de escasa entidad durante el UMG. Durante la fase de Retroceso I dichos circos ya no serían activos, y el glaciar volvería a labrar una artesa sobre la anterior, creando el resalte visible actualmente (Figura 5.21).

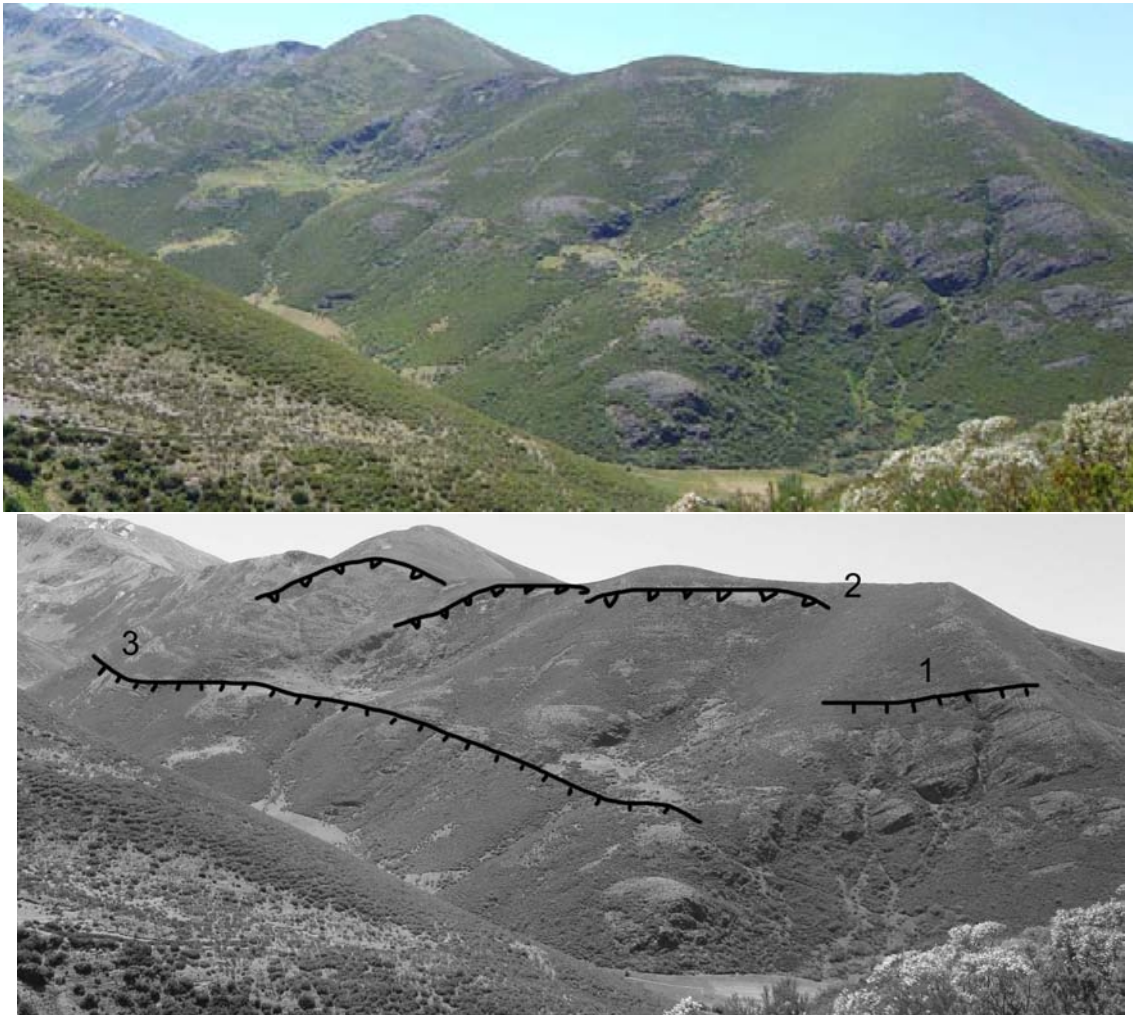


Figura 5.21: Vista de la ladera E del Alto Velasco. 1. Hombreira del Máximo Glaciar. 2. Circos glaciares activos durante el Máximo Glaciar. 3. Hombreira de la fase de Retroceso I.

Esta situación se mantiene hasta la confluencia de todas las cabeceras glaciares del valle de Concejo, donde el contacto del fondo de valle es directo con los circos de Frontilo, Hoyo de Vargas, mientras que en la cabecera de Peñas Malas, algo retranqueada hacia el S, sí se desarrolla un valle en artesa de unos 800 metros de longitud.

El valle de Lechada aguas arriba de la confluencia con Concejo posee un perfil claramente

glaciar, con una hombrera casi continua unos 200 metros por encima del fondo de valle (perfil 3, Figura 5.20), cuyo fondo plano se debe a la acumulación de sedimentos glaciares y proglaciares durante las fases de retroceso. Esta hombrera es perceptible aguas arriba y abajo del Boquerón de Bobias, aunque aguas arriba se conserva principalmente en la ladera septentrional, ya que en la meridional se formaron los circos del pico Cuartas y pico Lomas. En esta ladera septentrional es patente la diferencia entre la ladera supraglaciar, cubierto de un campo de bloques granodioríticos, con una pendiente media entre 25° y 30° y la ladera intraglaciar, cubierta de un manto de till y con pendientes superiores a los 30° (Figura 5.22).



Figura 5.22: Vista hacia el NW del Alto Lechada desde el pico de las Lomas, puede verse en primer término el límite superior glaciar, por encima del cual se desarrolló un campo de bloques supraglaciar.

Los collados de transfluencia glaciar

Los collados de transfluencia glaciar nos indican la dirección de las masas de hielo, siendo esenciales para comprender la morfología glaciar de Lechada y los vecinos valles de Naranco y Cardaño. En el valle de Lechada encontramos dos collados de transfluencia glaciar, ambos aguas arriba de la confluencia Lechada-Concejo. En primer lugar el collado del Boquerón de Bobias (Figura 5.23) indica una transfluencia glaciar hacia el valle de Naranco que, como indicamos en el capítulo correspondiente a dicho valle, debió poseer un espesor de entre 100 y 140 metros de hielo en el UMG, reconstruido a partir de la hombrera glaciar de Lechada. Su situación, perpendicular a la dirección de la cabecera del valle de Lechada, interpretada como un paleovalle capturado por la red del Lechada a la del Naranco (Savage 1967), hizo que durante la etapa que se mantuvo activo drenara la mayoría del hielo procedente de dicha cabecera. Una morrena lateral marca el momento

en que esta transfluencia deja de funcionar, ciñéndose el hielo al valle de Lechada.



Figura 5.23: Vista hacia el NW del Boquerón de Bobias desde el Pico Cuartas.

El segundo collado lo encontramos en la cabecera misma del valle de Lechada, entre el Pico Lomas y las Agujas de Cardaño. Constituye en realidad parte del casquete de hielo que durante el UMG y posiblemente la fase de Retroceso I se creó en el sector del pico Tres Provincias y cuyos límites aproximadamente eran el citado pico al N, el pico de Tío Celestino al SE y el pico Lomas al SW. En medio de dicho casquete emergían como *nunataks* las Agujas de Cardaño. Al W de las Agujas de Cardaño encontramos el citado collado, a 2300 metros de altitud, por el cual el hielo procedente de la cara E del Pico Lomas accedía al valle de Lechada (Figura 5.24).



Figura 5.24: Vista hacia el E del collado de Lomas desde el pico del mismo nombre. En segundo plano se encuentran las Agujas de Cardaño, que emergerían parcialmente del hielo durante el UMG. Al fondo la llanura entre Tres Provincias, Tío Celestino y Agujas de Cardaño, situada en el centro del “icefield” que nutrió de hielo los tres valles principales de Fuentes Carrionas.

5.3.2.2. Las formas de acumulación glaciár y los depósitos

Al contrario de lo que ocurre en el vecino valle de Naranco, el valle de Lechada es escaso en formas de acumulación que permitan proponer unos límites claros a los glaciares que lo ocuparon durante las fases de estabilidad glaciár próximas al UMG. Los retazos morrénicos de las fases de equilibrio más antiguas son escasos, siendo las pertenecientes a pequeños glaciares de circo las únicas que se han preservado de manera general. Esta ausencia sin embargo no parece deberse a que éstas hayan sido erosionadas, sino precisamente a que los procesos de colmatación de sedimentos de los fondos de valle han acabado por enterrarlas. Por otra parte las laderas presentan un recubrimiento uniforme de till en el que destacan por su color los bloques granodioríticos, más o menos alterados. Además, la abundancia de morrenas por encima del Boquerón de Bobias nos permitirá describir varias pulsaciones durante la fase de Retroceso II.

La ausencia de morrenas frontales en el valle de Lechada.

Ya se ha comentado la ausencia de morrenas frontales reconocibles a simple vista dentro del valle de Lechada, tanto en el valle principal como en los valles de Concejo y Alto Lechada, al contrario de lo que ocurre en Vega Naranco. Sin estos testigos la definición de límites glaciares desde el UMG se complica, ya que la conservación de morrenas laterales es en general más problemática (son más

sensibles a procesos gravitacionales) y las formas de erosión, tales como hombreras y artesas bien pueden conservarse desde glaciaciones más antiguas, bien ser debidas a causas estructurales.

Dentro del valle de Lechada además existe una preservación diferencial de tills y morrenas: la margen derecha del valle suele presentar una cobertura de till más o menos constante, mientras que en la izquierda suele aflorar el sustrato. ¿Dónde se encuentran los materiales depositados por el glaciar en dicha ladera? La respuesta es en el fondo del valle, fosilizando las morrenas frontales.

La margen izquierda del Río de Lechada recibe aportes de valles tributarios que drenan la cara N del Alto de Velasco. El contacto entre dichos valles tributarios y el valle de Lechada se resuelve en potentes abanicos aluviales colgados actualmente 10 metros sobre el nivel del río, alimentados de material de la antigua morrena lateral del glaciar de Lechada en este sector (Figura 5.25). Este modelo de aportes desde la ladera izquierda hasta el fondo del valle se puede extrapolar al resto del valle hasta prácticamente las cabeceras (Figura 5.26).



Figura 5.25: Abanico aluvial en la desembocadura del valle de Aceitor en el valle de Lechada. Al fondo a la izquierda el Alto de Velasco, con 2018 metros de altitud. Dicho valle albergó un lago de obturación glaciar durante el UMG.



Figura 5.26: Ladera izquierda del valle de Lechada. La ausencia de depósitos en la ladera contrasta con su abundancia al pie. En este caso tenemos a la derecha un abanico aluvial y a la izquierda un depósito de flujo de derrubios, con los dos levées laterales identificables.

Reconocida esta dinámica, es posible distinguir tres sectores donde, a partir principalmente de la fotografía aérea 3D, se consiguen distinguir formas identificables como morrenas frontales, aunque casi completamente fosilizadas por los aportes sedimentarios desde las laderas y desde los cursos de agua proglaciares.

1. El más bajo se sitúa 600 metros al E de la Calar, en el fondo del valle de Lechada, a aproximadamente 1450 metros de altitud. Se trata de un depósito en el que se pueden distinguir tres cordones, con abundantes bloques en su superficie, entre los cuáles se desarrollan vanos frecuentemente encharcados. Este complejo morrénico frontal señala una fase de retroceso inicial aproximadamente 1 kilómetros aguas arriba del frente del UMG, coherente con la fase de Retroceso I descrita en el glaciar de Vega Naranco (Figura 5.27).

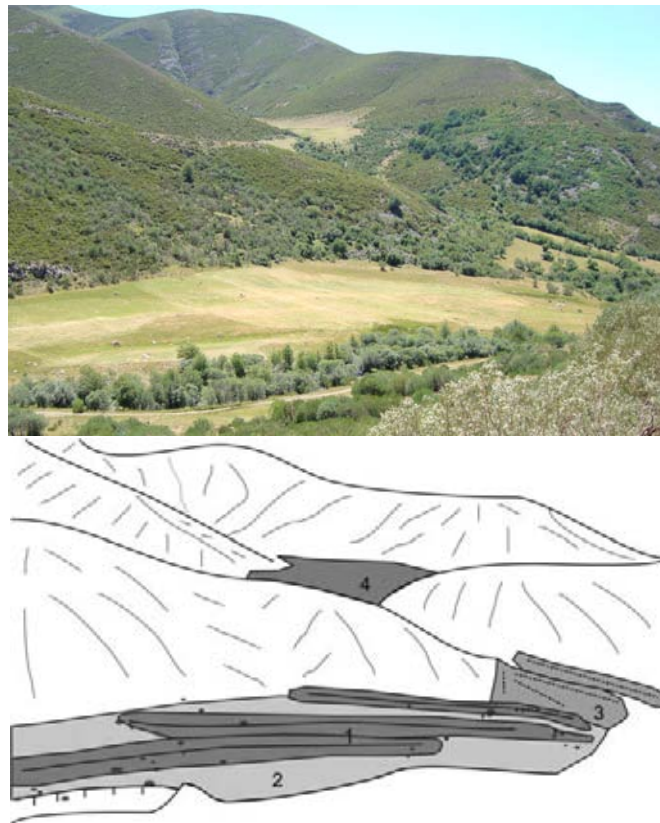


Figura 5.27: Vista e interpretación del complejo morrénico frontal de Lechada. 1. Morrenas frontales. 2. Terraza fluvioglaciaria. 3. Abanico aluvial. 4. Complejo de obturación glaciaria.

2. La siguiente morrena frontal se encuentra a 1541 metros de altitud en el valle de Concejo, también ocupando el fondo de valle. Se sitúa detrás de un pequeño umbral rocoso de 10 metros de desnivel, destacando un máximo de 6 metros por encima. Es la forma más dudosa, ya que no destaca más de 5 metros sobre el nivel general de la terraza que la fosiliza, aunque tiene algunos bloques en superficie.
3. El último complejo morrénico de este tipo se sitúa en el valle de Lechada aguas arriba del umbral de confluencia con el valle de Concejo, entre 1656 y 1720 metros de altitud. Es un conjunto de hasta seis morrenas frontales de las cuáles la más interna es la mejor conservada de todas, sobre la cual se ha construido un refugio ganadero, y que es la continuidad de la morrena que se apoyó al pie del Boquerón de Bobías, marcando el momento en que éste dejó de ser activo. Las morrenas han sido fosilizadas parcialmente por aportes coluviales y aluviales, pero a diferencia de los casos anteriores, están actualmente siendo reveladas y erosionadas por la acción del arroyo de Lechada, cuyo poder erosivo viene dado por el desnivel

de unos 140 existente entre el valle colgado de Lechada y el de Concejo. Ello nos ha permitido describir un depósito yuxtaglaciario adosado a una de estas morrenas (Figura 5.28 y 5.29).



Figura 5.28: El complejo morrénico de Lechada: 1. Boquerón de Bobias. 2. Morrenas de la fase de equilibrio por debajo de Bobias. 3. Depósito de till (morrena frontal enterrada). 4. Depósito yuxtaglaciario.



Figura 5.29: Se trata de un depósito originado por una corriente (es posible que de fusión glaciario, pero también de un arroyo de circulación mucho más reciente) que finalmente es fosilizado por un depósito coluvial proveniente de la cercana ladera. Aunque el escaso espesor visible de un metro nos impide afirmar que el depósito aquí aflorante posea un valor para la explicación de la evolución glaciario del valle de Lechada, sí permite ilustrar los procesos de sedimentación que han acabado por fosilizar las morrenas frontales en el fondo del valle de Lechada.

Morrenas laterales, mantos de till y terrazas fluvio-glaciares.

Aguas abajo de la Calar no hay evidencias morfológicas de la presencia del glaciario. Aproximadamente 500 metros aguas abajo de la Calar (al W) existe una terraza fluvio-glaciario compuesta por bloques en ocasiones métricos que se prolonga casi 1 Km. hacia el W (Figura 5.30). Dada la

energía necesaria para el transporte de dichos bloques entendemos que se trataría de una terraza muy cercana al glaciar. Un abanico aluvial proveniente de la falda S de la Calar, en el contacto entre calizas de la Fm. Ves y pizarras de la Fm. Lechada ha fosilizado gran parte del valle al W de la Calar, mientras que el río Lechada se ha encajado sobre esta rampa alrededor de 25 metros. De ellos unos 8 metros corresponden al perfil del abanico aluvial, mientras que los restantes se encuentran encajados en el sustrato.



Figura 5.30: Vista de la terraza fluvio-glacial del Río de Lechada. Nótese el tamaño de los bloques que la forman.

En la ladera N del valle existe una pequeña cantera, abierta para abastecer de material para construcción del camino forestal que recorre el valle. Dicha cantera ofrece un perfil de unos 4 metros de un depósito compuesto por pizarras y areniscas de la Fm. Lechada con estructura abierta, cantos aristados y subaristados de entre 10 y 2 cm. de eje mayor, ordenados en dirección a la pendiente, con algún nivel más arcilloso. Se trata de un típico depósito periglacial que no tendría más interés si no se encontrase, englobado en el mismo, un bloque de 1 metro de diámetro de arenisca con abundantes estrías glaciares. La uniformidad litológica del depósito periglacial nos informa de la ausencia de till ladera arriba, pero el bloque inequívocamente nos indica la presencia de un glaciar cuyo límite superior se encontraba al menos donde está hoy dicho bloque (Figura 5.31).



Figura 5.31: Errático fosilizado por los derrubios de ladera de la margen derecha del valle de Lechada, y descubierto por una pequeña cantera.

Tanto el lado E como el lado W del umbral de la Calar está tapizado de till, cuya situación nos hace considerarlo como till subglaciar del UMG. El camino corta en parte el depósito glaciar, lo que nos ha permitido caracterizarlo (Figura 5.32).

Se trata de un depósito caótico, de cantos y bloques de arenisca (72%), granodiorita (16%), caliza (8%) y pizarra (4%), de los cuáles un 16% son aristados, un 32% subaristados, un 28% subredondeados y un 24% redondeados, con una matriz arcillo-arenosa, y un grado de consolidación alto. El depósito presenta cantos y bloques estriados, fundamentalmente areniscosos, y bloques granodioríticos fuertemente alterados. El hecho de presentar una buena consolidación, su posición en el centro del valle y su composición, con bloques provenientes principalmente de la Fm. Lechada muchos de ellos estriados, nos hace interpretarlo como un till subglaciar. Por otro lado el grado de alteración de los bloques graníticos nos indica un depósito antiguo, aunque sin que podamos precisar la edad.



Figura 5.32: Bloque granodiorítico empastado en till, en el que una vena más resistente ha propiciado una alteración diferencial.

Desde este punto hacia el E el camino que asciende por el valle de Lechada corta casi ininterrumpidamente depósitos de till adosado a la ladera. Por encima, desde los 1880 metros en el contacto con el circo de Hoya de Santiaguín hasta los 1640 metros al W de la confluencia entre los valles de Concejo y Lechada, puede seguirse una morrena lateral que marca el límite máximo del glaciar de Lechada durante el UMG. Esta morrena no tiene continuidad en el lado izquierdo del valle de Lechada.

En el valle de Concejo la vertiente derecha presenta un recubrimiento de till desde prácticamente el fondo de valle hasta el nivel de 1800 metros, afectado en ocasiones por flujos de derrubios postglaciares. Este recubrimiento desaparece desde la confluencia con el valle de Hoyos de Vargas, y que marca el momento de máximo glaciar, con una masa de hielo de aproximadamente 250 metros de espesor en el valle de Concejo. Aguas arriba de la confluencia entre los valles de Hoyos de Vargas, Frontilo y Peñas Malas, en este último valle, existe una morrena lateral bien conservada 100 metros por encima del fondo de valle (Figura 5.33), que marca una fase de retroceso estable, la cual también es responsable de labrar la hombrera mostrada en la Figura 5.22.



Figura 5.33: Vista hacia el N del valle de Peñas Malas desde la cima del mismo nombre. Con una flecha se marca la morrena lateral izquierda, mientras que con una línea se resalta la morrena lateral derecha, perteneciente a una fase menos extensa que la primera.

Por último existen retazos morrénicos de fases de glaciar de circo en las cabeceras de Frontilo y Hoyos de Vargas, en ambos casos cerrando lagunas aún hoy inundadas (Figura 5.34). En el valle de Peñas Malas puede distinguirse en la margen derecha un escalón que desciende hasta el fondo de valle, y que interpretamos como una morrena lateral de un glaciar de valle de unos 500 metros de longitud que se circunscribía exclusivamente al valle de Peñas Malas. En el caso de Hoyos de Vargas existen también dos retazos morrénicos de una fase de retroceso con una pequeña lengua de unos 500 metros de longitud que llegó a tocar el fondo del valle de Concejo para, en sucesivas pulsaciones, quedar colgada por encima del umbral de contacto con el valle de Concejo. En esta fase de Altura la cara N de Peñas Malas, con una orientación muy favorable a la acumulación y conservación del hielo, debió albergar un glaciar, pero no existen restos que lo atestigüen.

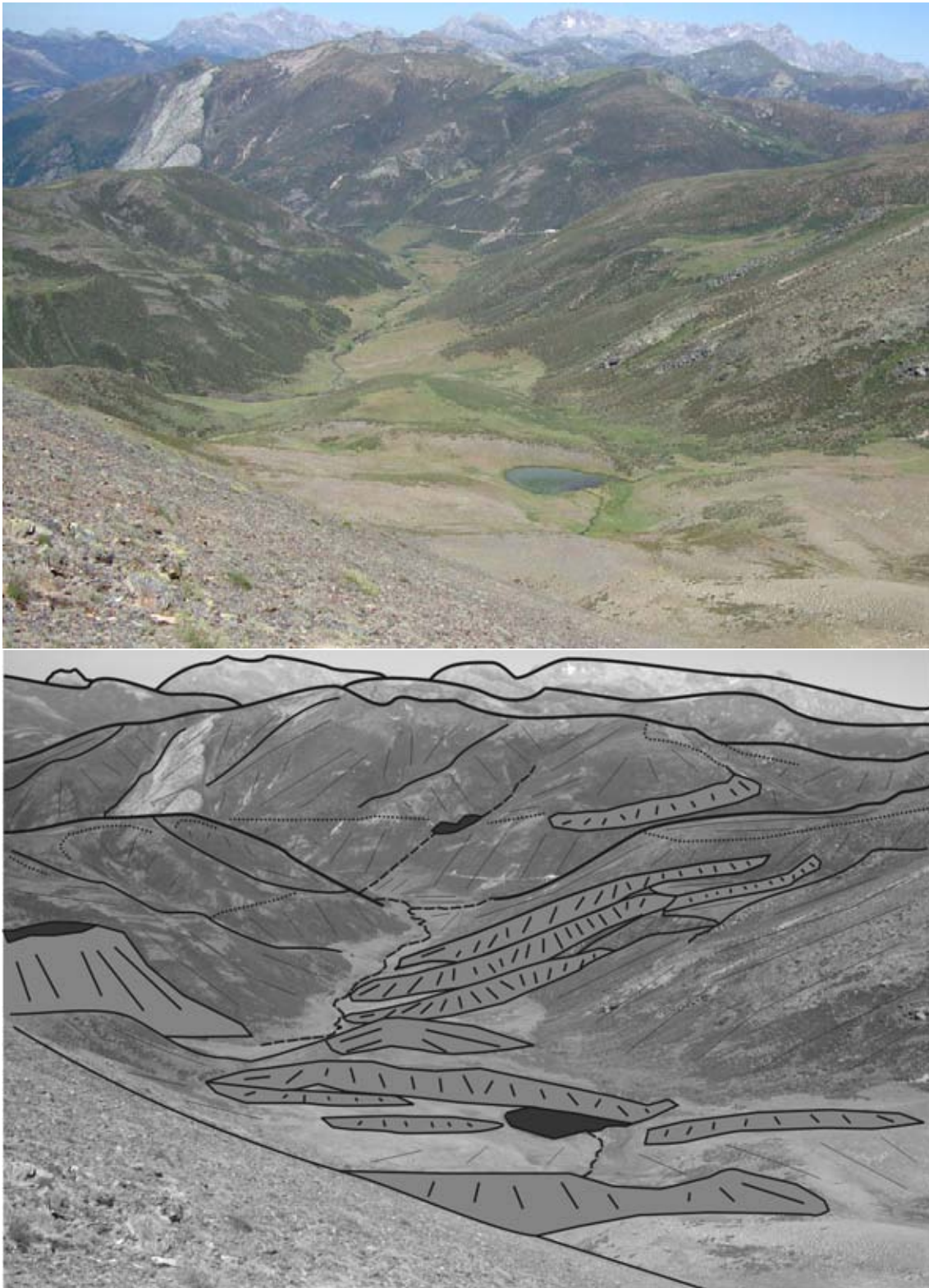


Figura 5.34: Imagen interpretada de la vista hacia el N del valle de Concejo desde el pico de Hontanillas, con el pozo de Frontilo en primer término. En color gris claro han sido destacadas las morrenas, tanto en primer término las de Frontilo como en segundo término las de Hoyos de Vargas y al fondo la morrena lateral del UMG del valle de Lechada. En color gris oscuro aparece el pozo de Frontilo y otros complejos de obturación glacial, hoy colmatados. En línea de puntos los elementos de erosión glacial (circos y hombreras glaciares).

Por encima del umbral de contacto con el valle de Concejo el valle de Lechada posee un recubrimiento de till casi continuo tanto en el fondo del mismo como en la ladera septentrional, mientras que la ladera meridional suele aparecer exenta de depósitos glaciares y ocupada por taludes de derrubios. En concreto la ladera septentrional posee el recubrimiento de la citada morrena lateral del UMG, la cual comienza en el circo de Hoya de Santiaguín. Este circo, de orientación SE y una altura máxima de 2050 metros, es el único que alimentaba de hielo al glaciar por la margen derecha, y a pesar de su pequeño tamaño y escasa altitud posee un registro morrénico que evidencia al menos una fase de equilibrio post-máximo, con una morrena frontal a 1827 metros de altitud. Dicha morrena cerró un lago de obturación glaciar actualmente colmatado, mientras que por encima se desarrolla un llambrial de rocas aborregadas delimitado por el circo mismo al W y por morrenas laterales al E, con un pequeño retazo morrénico frontal a 1940 metros de altitud. Según la reconstrucción del glaciario en Lechada el hielo de la Hoya de Santiaguín confluía con el glaciar principal durante la etapa de UMG y la de Retroceso I, por lo que las morrenas propias han de pertenecer a fases posteriores (Figura 5.35).

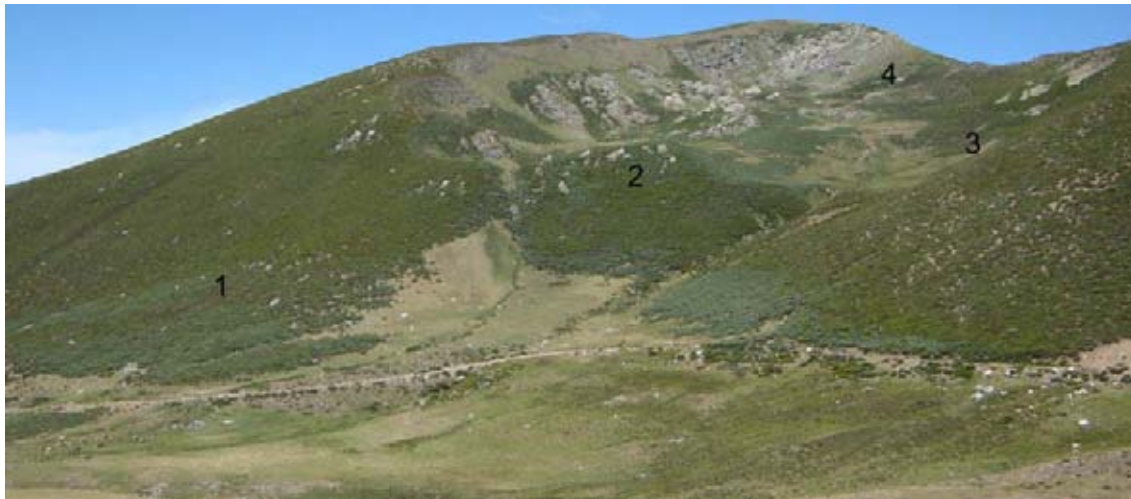


Figura 5.35: Vista de la Hoya de Santiaguín. 1. Morrena lateral del UMG. 2. Morrena frontal de glaciar de circo. 3. Morrenas laterales. 4. Retazo morrénico frontal (Fase de Altura).

Aguas arriba de Hoya Santiaguín una morrena lateral adosada al margen derecho del valle, correlacionable con el complejo morrénico frontal de Lechada anteriormente citado, marca una fase de equilibrio en la que el glaciar de Lechada no transfluía por Bobias hacia Vega Naranco. Esta morrena tiene una clara continuidad hacia la cabecera del valle, provocando en su raíz el cierre de la laguna de Hoyo Empedrado, a 2073 metros de altitud. Esta laguna se encuentra en realidad en el

vano intramorrénico de dos morrenas muy próximas que aguas abajo se junta en la citada morrena lateral de Lechada. Ésta es la morrena más voluminosa de todo el valle, la cual marca una etapa de equilibrio prolongado con un glaciar de valle de unos 2,5 kilómetros de longitud, 100 metros de espesor y una línea de equilibrio alta, ya que comienza a construir su morrena lateral desde los 2080 metros de altitud.

En el fondo del valle, desde los 1720 hasta los 1820 metros de altitud hay un recubrimiento continuo de material morrénico, con una superficie irregular en la que existen algunos lomos tipo drumlin en dirección al flujo glaciar. No existen cortes que nos permitan deducir si se trata de till de fondo o supraglaciar, pero en todo caso no marcan fase de equilibrio alguna. A 1860 metros de altitud existe un pequeño umbral. Aguas arriba encontramos hasta cuatro morrenas frontales que marcan una fase de equilibrio, en la que existía un pequeño glaciar de valle de apenas 500 metros de desarrollo longitudinal. La morrena lateral de dicha fase configuraría, junto con la gran morrena de Lechada, el cierre de la laguna de Hoyo Empedrado. Delante de dicho umbral, a una altitud aproximada de 1820 metros existe un rellano frecuentemente encharcado que interpretamos como un paleolago proglaciar hoy colmatado.

Remontando el valle las siguientes morrenas frontales que encontramos se encuentran en un rango entre 1910 y 1980 metros, y son longitudinales la dirección del valle. Dichas morrenas marcan una fase de glaciares de circo acantonados en la cara N del Pico Cuartas y Lomas, pero con una extensión suficiente para salvar los distintos umbrales existentes (Figura 5.36) hasta alcanzar el valle de Lechada. Existe también una morrena frontal adosada a la ladera septentrional del Hoyo Empedrado, al pie de las Agujas de Fuentes Carrionas, que puede asociarse a dicha fase, en la cual el glaciar de Hoyo Empedrado habría quedado acantonado en el circo glaciar (ver Figura 6.59).

El último retazo glaciar corresponde a una morrena frontal en un pequeño umbral a 2170 metros de altitud en la cara N del Pico Cuartas, la cual encierra una pequeña laguna. Es posible que existiese también algún glaciar adosado a la pared N del Pico Lomas, acantonado en otro rellano a 2200 metros de altitud, pero los taludes de derrubios, aun activos, han fosilizado las huellas de dicho glaciar.

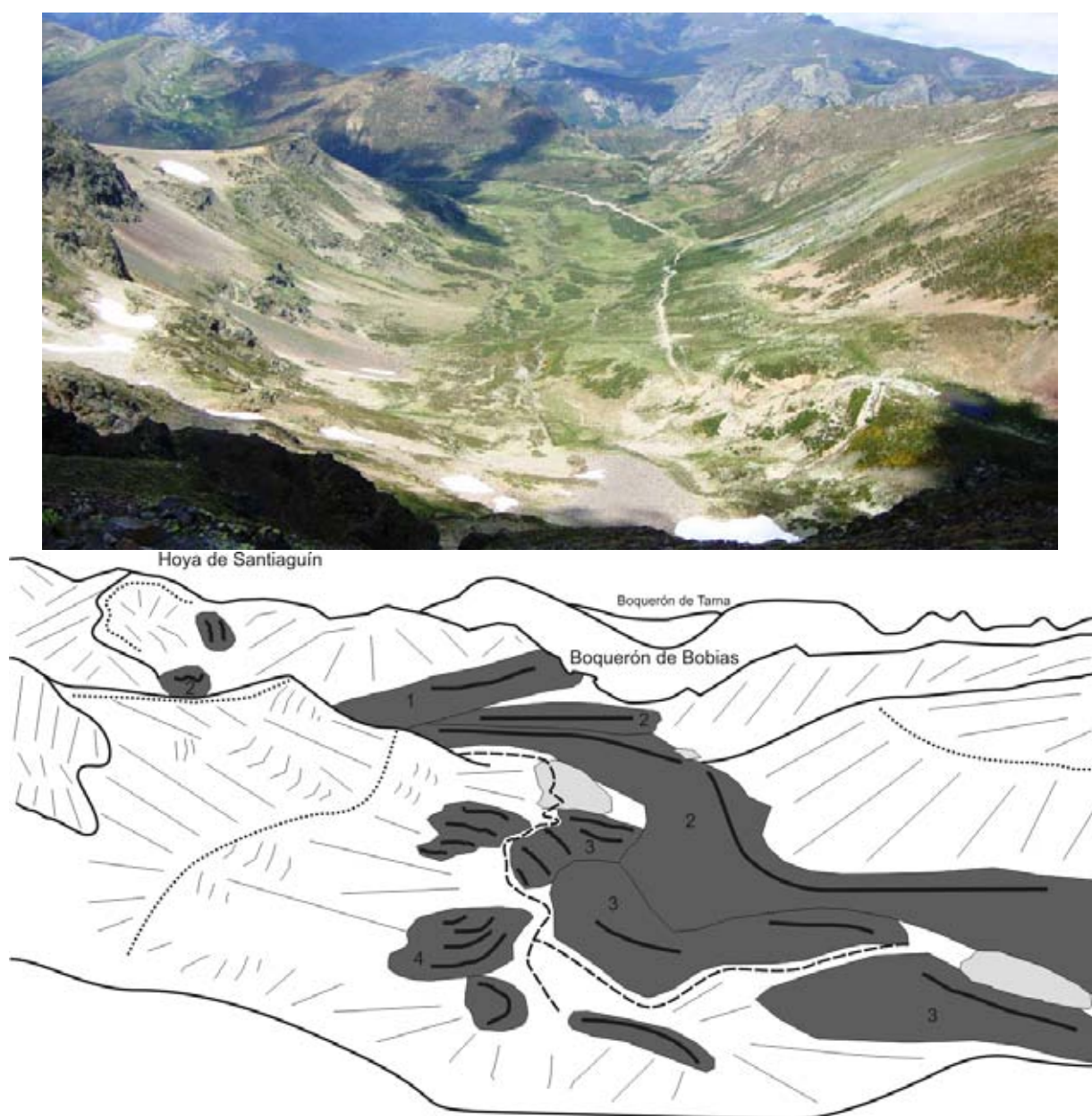


Figura 5.36: Vista interpretada del valle de Lechada desde el Pico Lomas. Las morrenas han sido coloreadas de gris oscuro y las áreas lacustres, tanto inundadas como colmatadas, en gris claro. Las formas de erosión glaciár (circos y hombreras) se presentan en una línea de puntos. 1. Morrena lateral del UMG y Retroceso I. 2. Morrenas de la fase Retroceso II (Post-Bobias). 3. Morrenas de la fase Retroceso II (Interior). 4. Morrenas de la fase de Altura.

5.3.2.3. La dinámica glaciár del valle de Lechada

Como hemos visto en el valle de Lechada asistimos a una contradicción de difícil respuesta en cuanto a la dinámica glaciár: ¿cómo es posible que el valle de Lechada propiamente dicho, con una cabecera a casi 2500 metros y una favorable orientación septentrional poseyera una capacidad erosiva menor que el valle de Concejo, con cabeceras entre los 2000 y 2300 metros de altitud

y orientaciones predominantemente septentrionales, pero también W y E?. Esta contradicción se resuelve con dos elementos explicativos. Por un lado el Boquerón de Bobias, transfluencia glaciar que, debido a su favorable orientación perpendicular a la dirección del hielo (Benn y Evans 1998) procedente de la cabecera del Lechada, drenó la mayoría del hielo de dicho glaciar hacia el valle de Naranco. Por otro lado la extensa ladera W del valle de Concejo, con una altitud modesta (entre 2200 y 1800 metros de altitud) pero suficiente para acumular la nieve transportada por el viento desde el vecino valle de Aceitor, creando pequeños circos que sobrealimentaron de hielo el glaciar de Concejo en el UMG, cuando la ELA se situaba a 1750 metros. En el momento que el ascenso de la ELA rebasó el umbral de los 1800 metros de altitud el glaciar de Concejo respondió con una retirada mucho más repentina que el glaciar de Lechada hacia sus cabeceras, donde se acantonaron los glaciares en altura. Cabe destacar la buena preservación de formas y depósitos glaciares en las laderas de este valle, tales como las potencialmente inestables morrenas laterales. Ello indica una etapa paraglaciar poco significativa en Lechada, sobre todo en la margen derecha del glaciar, y avala la tesis de un fuerte control estructural y litológico en los procesos gravitacionales, como ya indicaron Martínez et al. (2005). Por último encontramos morrenas frontales bien conservadas en las cercanías de los circos de cabecera.

Así, siguiendo el modelo de que hemos aplicado a Fuentes Carrionas, podemos inferir la siguiente evolución glaciar del valle de Lechada (Mapa 5.5):

1. Durante la etapa de máximo, o Último Máximo Glaciar, el valle de Lechada estuvo ocupado por un glaciar de aproximadamente 7.500 metros de longitud desde el *icefield* de Tres Provincias hasta el frente glaciar y 6100 metros desde la cabecera de Peñas Malas hasta el mismo frente. El glaciar estaría alimentado por 18 circos glaciares, nueve que alimentaban el glaciar de Concejo y nueve que alimentaban el glaciar de Lechada. Además el *icefield* de Tres Provincias y la transfluencia glaciar de Lomas-Agujas de Cardaño vertían hielo hacia el valle de Lechada. Éste a su vez emitía la mayoría de su hielo a través del Boquerón de Bobias en dirección a Vega Naranco. El resultado es que los espesores del glaciar de Lechada variaban aguas arriba y abajo de la citada transfluencia, pasando de 250 a 150 metros de espesor de la lengua de hielo.

El glaciar de Concejo, por el contrario, recibía gran cantidad de hielo tanto de los altos circos de Hoyos de Vargas, Frontilo y Peñas Malas como de la cara N del Alto de Velasco,

de altitud modesta (entre 1900 y 2000 metros) pero orientación favorable. El resultado era una lengua glaciaria de 300 metros de espesor en la confluencia de las lenguas de Hoyos de Vargas, Frontilo y Peñas Matas. Durante los últimos 2.5 kilómetros el glaciar de Lechada, ya con los aportes de los dos valles principales, formaba una lengua cuyo espesor de hielo disminuía desde los 300 metros hasta aproximadamente 100 metros en el umbral de la Calar, a partir de donde reducía rápidamente su espesor hasta desaparecer a los 1360 metros de altitud. Cabe destacar que incluso durante esta etapa de máximo las laderas occidentales de Tres Provincias y Pico Cuartas (el llamado Campo de Gibraltar), situadas entre los 1900 y 2500 metros de altitud, se encontraban libres de glaciares, configurando las superficies no glaciadas más altas de la Cordillera Cantábrica, en las cuáles los procesos y formas asociados a la presencia de *permafrost* fueron activos.

2. Durante la fase de Retroceso I el glaciar de Lechada se estabiliza alrededor de 1400 metros al E del frente anterior, un retroceso mayor que en el caso de Naranco. Ello se debe a que los circos de Alto de Velasco, de escasa altitud, dejan de ser activos en esta etapa, como demuestra la hombrera que el glaciar de Concejo labra a su pie, y que es continuación de la morrena lateral de Peñas Malas. Tanto la hombrera como la morrena indican que el glaciar de Concejo poseía un espesor mucho más reducido que en la etapa anterior, con alrededor 100 metros de hielo. En esta etapa el glaciar de Lechada posee un espesor similar, rondando los 100 metros. El Boquerón de Bobias continuaba transfiriendo hielo hacia Vega Naranco, aunque en menor cantidad que en la fase anterior. También seguían activas tanto la transfluencia desde el valle de Lomas a través de la transfluencia de las Agujas de Cardaño como el *icefield* de Tres Provincias. Por el contrario es probable que el glaciar de la Canaleta, al N de Tres Provincias, hubiese desaparecido, ya que poseía una orientación W muy desfavorable. Del mismo modo los circos de la cara E del Campo de Gibraltar estarían libres de hielo, y el glaciar de Lechada excavaría aquí una artesa con hombreras a 1890 metros aproximadamente. Esta fase de Retroceso I no es tan pulsante como en el caso de Vega Naranco. Hay que recordar que el glaciar de Lechada regula su volumen de hielo a través de Bobias, por lo que el flujo hacia el W es más estable, mientras que las pulsaciones "intrafase" tienen su plasmación en el complejo morrénico de Vega Naranco.

3. La fase de Retroceso II es una fase claramente pulsante. Tal es así que podemos distinguir dos

subfases principales dentro de la misma. Los glaciares de Concejo y Lechada se individualizan como cuerpos de hielo independientes, quedando el glaciar de Lechada siempre colgado por encima del umbral de contacto de ambos. En una primera pulsación, muy corta, el glaciar de Concejo todavía recibe aportes de los valles tributarios, dejando una morrena a 1551 metros de altitud. Sin embargo la pulsación más estable dentro de esta fase viene marcada por la individualización de lenguas glaciares. En este momento el glaciar de Hoyos de Vargas deposita tres morrenas frontolaterales en el umbral de contacto con el valle de Concejo, entre los 1650 y los 1850 metros de altitud. En el valle de Peñas Malas existía un glaciar cuyo frente se encontraba aproximadamente a 1710 metros de altitud. Los tres circos al N del Pico Guadañas, donde se ubica hoy la laguna de Frontilo, estaban ocupados por glaciares que confluían entre ellos pero no eran capaces de formar una lengua, por lo que su frente se encontraba aproximadamente a 1830 metros de altitud.

El valle de Lechada, a pesar del ascenso general de la ELA, continuaba bien alimentado por circos de altitud considerable (entre 2300 y 2400 metros) y orientación N. Sin embargo el glaciar ya no poseía el espesor suficiente para transfluir hacia Vega Naranco, depositando la voluminosa morrena lateral derecha que se conserva al pie del Boquerón de Bobias. Esta morrena tiene su continuidad hasta conectar con el complejo morrénico frontal de Lechada, entre 1650 y 1730 metros de altitud. Estos restos marcan la existencia de un glaciar de valle de 4 kilómetros de longitud todavía en esta fase. El circo de Hoya Santiaguín quedaría colgado por encima de esta lengua, depositando su morrena frontal a 1820 metros.

En una segunda pulsación, que por su distancia con la anterior podría considerarse una fase independiente -aunque no tiene una correlación clara con lo ocurrido en otros valles del macizo- el glaciar de Lechada tuvo una etapa de equilibrio con frentes entre 1830 y 1880 metros de altitud. Es también la fase de actividad del lago proglaciar a 1820 metros y de cierre del pozo de Hoyo Empedrado por la morrena lateral del glaciar que moría a 1830 metros.

En este momento el icefield de Tres Provincias habría desaparecido, como se demuestra por el escaso aporte de hielo desde el Hoyo Empedrado, ya que la morrena lateral de Lechada nace prácticamente en el centro del umbral de contacto entre Hoyo Empedrado y Lechada. Sin embargo es posible que la transfluencia de las Agujas de Cardaño siguiese siendo activa.

4. La fase de Altura es una de las mejor representadas dentro del valle de Lechada. Existen

morrenas frontales bien conservadas en casi todos los circos glaciares con una altitud y orientación favorables. Los glaciares se acantonan preferentemente en orientaciones N, a la sombra de paredes que limiten la insolación. Es el caso por ejemplo del Hoyo Empedrado, que a pesar de tener una dirección E-W en el circo albergó un glaciar que se apoyaba en el pie de las Agujas de Cardaño, en orientación N, depositando una morrena frontal longitudinal al valle, a 2270 metros de altitud. En la cabecera de Lechada el glaciar de Cuartas llegó a sobrepasar el primer umbral a 2130 metros y descender hasta el fondo de valle, a 1920 metros de altitud. La transfluencia de Agujas de Cardaño ya no sería activa, pero en la cara N del pico Lomas habría otro glaciar con su base a aproximadamente 2160 metros. Un retazo morrénico a 1940 metros indica un pequeño cuerpo de hielo en la cabecera de Hoya Santiaguín, que pudo haberse formado en esta fase o en la segunda pulsación de la fase anterior. En el valle de Concejo los circos de Hoyos de Vargas y Frontilo poseían pequeños glaciares que no formaban lengua, pero que construyeron dos morrenas frontales que indican dos pulsaciones dentro de la misma fase. Por el contrario la cara N de Peñas Malas carece de morrenas frontales que indique un glaciar en esta fase, a pesar de su favorable orientación. Ello se debe a que la base de la pared del circo, a 1830 metros de altitud, quedó decididamente por debajo de la ELA. Aun así es posible que existiera un pequeño glaciar de pared que aprovechaba un rellano a 1990 metros de altitud, que en su extremo W presenta una pequeña morrena (Figura 5.37).



Figura 5.37: Vista hacia el W de la cara N de Peñas Malas, con una pequeña morrena testigo de un glaciar mínimo alojado a 1990 metros de altitud.

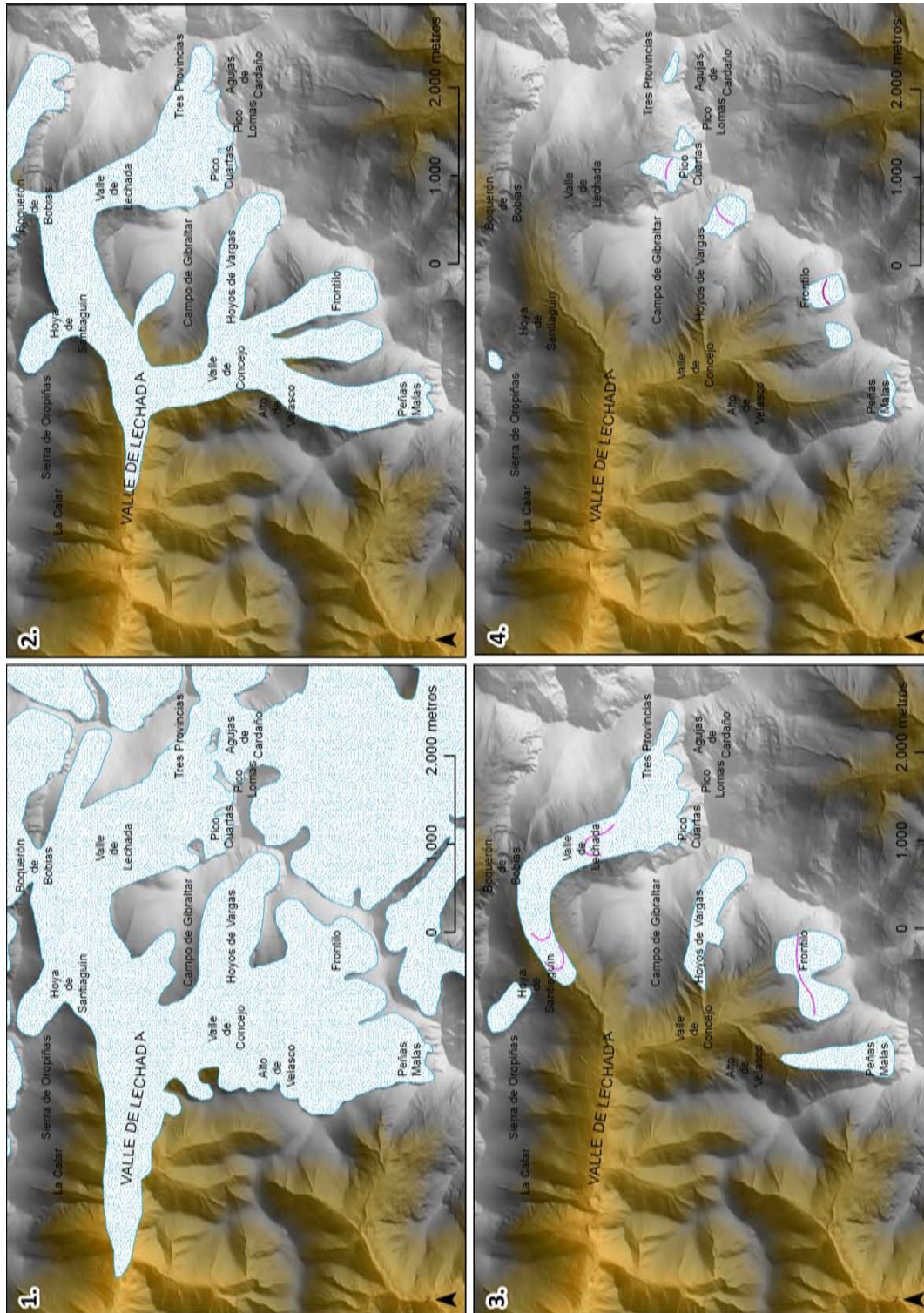
5.3.2.4. Conclusiones

El glaciario en Lechada responde tanto a factores dinámicos locales como a factores climáticos. La variedad de orientaciones, los aportes desde valles vecinos y desde el *icefield* de Tres Provincias y la transfluencia hacia Vega Naranco son fundamentales para explicar la configuración y extensión de los glaciares desde el UMG. Es debido a la orientación W y SW, especialmente desfavorable, que las superficies preglaciares de Tres Provincias y Campo de Gibraltar se han mantenido hasta hoy. Por el contrario la existencia de un extenso cordal de orientación E permitió la sobreacumulación de hielo en el valle de Concejo, definiéndolo como el valle glaciario principal a costa del valle de Lechada, con cabeceras mucho más altas. Sin embargo una vez que las circunstancias climáticas provocaron un ascenso de la ELA por encima de los 1900-2000 metros, el glaciar de Lechada se comportó de una manera mucho más estable que el glaciar de Concejo, al poseer una alimentación desde circos muy altos. Este último experimentó un fuerte retroceso del que sólo se salvó el glaciar de Hoyos de Vargas, alimentado desde un circo por encima de los 2400 metros.

No hemos realizado dataciones dentro del valle de Lechada, por lo que proponemos una cronología afín a la de Naranco. Además el registro conjunto de Vega Naranco y Lechada, propiciado por la transfluencia del Boquerón de Bobias nos permite discriminar una fase de máximo, una fase de Retroceso I con al menos 3 pulsaciones principales, una fase de Retroceso II con otras tres pulsaciones principales y una fase de Altura con dos pulsaciones.

Ambos valles guardan como conclusión un registro paleoclimático extenso y detallado, cuyo estudio en detalle sólo se ha abordado en este trabajo desde el punto de la morfología glaciario.

5.3. FORMAS DE ORIGEN GLACIAR EN LOS VALLES DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS



Mapa 5.5: Evolución glacial del valle de Lechada. 1. Último Máximo Glaciar. 2. Fase de Retroceso I. 3. Fase de Retroceso II. 4. Fase de Retroceso III. Las líneas de color rosa reflejan el límite de pulsaciones glaciares intrafase.

5.3.3. El valle de Cardaño

El valle de Cardaño, situado exclusivamente en la parte palentina del macizo de Fuentes Carrionas, es un valle peculiar. En primer lugar es el único valle cuya disposición es claramente meridiana, en dirección N-S. Es por tanto un valle cataclinal que corta varias estructuras, cuya dirección dominante es E-W. Es también el valle con cabeceras a una mayor altitud media. Desde el Pico del Tejo al E, y ya desde el la misma boca del valle al W, con la imponente muralla del Espigüete, no existen en el valle un solo collado por debajo de los 1950 metros que lo comunique con los valles leoneses de Gustalapedra y Lechada, al W, o con Pineda y Valdenievas. Esta altitud media va haciéndose más alta hacia el N, hasta el punto que a partir del paralelo de Cardaño de Arriba todo el cordal cabecero se encuentra por encima de los 2100 metros de altitud, hasta los 2450 metros de las cimas más altas de Cuartas, Lomas y Tío Celestino.

Como consecuencia del punto anterior, el valle de Cardaño albergó, a pesar de su orientación S, el segundo glaciar más largo del macizo (14 kilómetros) llegando a superar los propios límites del valle y ocupar parcialmente la vega del Carrión en el entorno de Cardaño de Abajo, en un frente glaciar en espátula. La razón hay que buscarla en la abundancia de circos glaciares, con orientaciones, tipología y alturas muy variadas, que aportaron hielo a la lengua principal desde todas las vertientes durante el Último Máximo Glaciar.

Por último es uno de los valles cuya reconstrucción glaciar es más complicada por tres razones:

1. Por su especial dinámica glaciar en la que la lengua que descendía desde el entorno de Peña Prieta-Tres Provincias sufre una fuerte ablación y, próxima a su desaparición, recibe el brusco y abundante aporte de hielo desde la cara N del Pico Espigüete.
2. Por la escasez de depósitos y formas de acumulación glaciar, quedando como prácticamente únicos testigos la bien conservada morrena frontal del Último Máximo Glaciar y las morrenas de las últimas fases de retroceso, en la cercanía de las cabeceras.
3. La ausencia de formas de erosión glaciar claras, tales como cubetas y umbrales, artesas y hombreras glaciares, las cuáles en muchos casos pueden ser confundidas con formas estructurales.
4. La excepcional complejidad estructural y litológica con respecto al resto del macizo de Fuentes

Carrionas, con una gran mayoría de las rocas y estructuras del macizo representadas dentro del valle de Cardaño.

Con estos condicionantes analizaremos las formas glaciares y su evolución dentro del valle de Cardaño, creando una propuesta de evolución glaciario del mismo.

5.3.3.1. Las formas de erosión glaciario

Fuera de los circos glaciares, cuyo estudio abordaremos conjuntamente para todo el macizo por la información paleoambiental que proporciona una descripción unitaria de los mismos, las formas de erosión glaciario dentro del valle de Cardaño son escasas, puntuales y poco claras, siempre susceptibles de confusión con formas estructurales.

Los perfiles longitudinales

El valle de Cardaño es el que posee un perfil longitudinal menos representativo de la morfología glaciario. A pesar de haber estado glaciado en toda su extensión posee un perfil casi característico de la erosión fluvial hasta su cabecera, donde existen cubetas y umbrales en todo caso menos desarrollados que en los otros valles. Hay que destacar que en los valles tributarios que tienen cabeceras orientadas al N o al E, como es el caso del de Valcabe o del Pozo de las Lomas, la mayor acumulación de hielo ha permitido a los glaciares la excavación de cubetas y umbrales. Por el contrario los valles en orientaciones desfavorables, como el de Valmediano o el Hormaz poseen un perfil rectilíneo.

El perfil del valle de Cardaño es prácticamente independiente de las litologías. El valle atraviesa perpendicularmente formaciones muy variadas, con buzamientos que van desde la vertical a la horizontal, aunque en general fuertemente tectonizadas. Solamente aguas arriba de Cardaño de Arriba, en la confluencia entre el río Cardaño y el arroyo Valcabe existe un pequeño umbral de entre 30 y 60 metros de desnivel que puede ser atribuible a que los glaciares coalescentes de ambos valles salvaban el contacto cabalgante entre el sinclinal de Lechada y las Unidades Palentinas. Es de destacar que, a pesar de cruzar la Unidad del Espigüete transversalmente, el río Cardaño carezca de ningún cambio brusco de pendiente en su parte final (Figura 5.38).

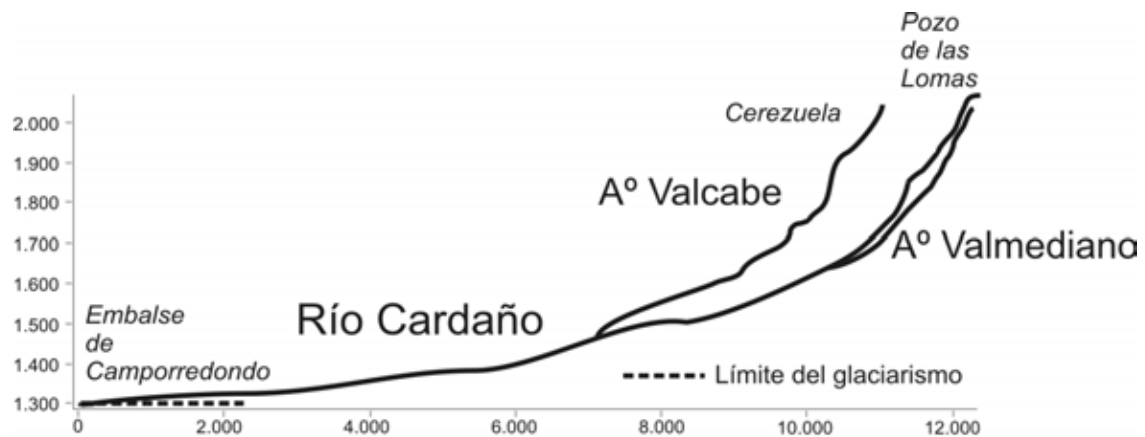


Figura 5.38: Perfiles longitudinales del río Cardaño y sus principales tributarios.

Los perfiles transversales

El valle de Cardaño estuvo glaciado durante toda su extensión durante el Último Máximo Glaciar y la fase de Retroceso I. Si bien las morrenas frontales, las más espectaculares y características de todo el macizo de Fuentes Carrionas, nos indican la extensión longitudinal del glaciario con precisión, y así han sido descritas por varios autores (Nussbaum y Gigax 1953, Castañón 1989, Frochoso y Castañón 1996, Fernández Martínez y Fuertes 2009b), la extensión lateral, y por tanto el espesor de hielo dentro del valle han continuado desconocidos hasta ahora. Fernández Martínez y Fuertes (2009b) exponen que la búsqueda de geomarcadores tales como los bloques erráticos de granodiorita a media ladera podrán solucionar esta duda, y así ha sido en algunos casos, pero en la mayoría de los valles tributarios al río Cardaño no he encontrado bloques erráticos. En los valles tributarios por el W existieron glaciares que confluían con el principal de Cardaño, por lo que poseían su propia dinámica, mientras que en los del E, libres de glaciares al S de Hoya Continua o con pequeños glaciares de circo, los erráticos han debido de ser erosionados, se hallan enterrados o nunca fueron emplazados.

Es por ello que, si bien las formas de erosión glaciario en el valle son muy poco evidentes más allá de los circos glaciares cabeceros, se hace necesario un estudio de los perfiles del valle en busca de huellas de erosión glaciario que nos permitan fijar el límite altitudinal máximo del glaciario.

La presencia de circos glaciares nos permite admitir que todas las cabeceras del río Cardaño se encontraron glaciadas al N del pico del Vallejo. Es más, todos los valles que drenan el cordal entre el Alto de Calderón y el alto de las Guadañas poseen interfluvios muy poco marcados, a excepción del valle de las Lomas. Todo este intervalo de cordales, si bien poseía hasta 5 circos

glaciares diferentes, funcionó como una sola área de acumulación glaciár durante el UMG (Figura 5.39).



Figura 5.39: Vista hacia el NE del cordal de Lomas-Cuartas-Guadañas desde la Lomba. Puede distinguirse cómo los interfluvios entre los distintos circos se encuentran erosionados, lo que indica que el hielo los ocupaba durante el UMG, creándose un gran circo que alimentaba el glaciár de Cardaño.

Es por ello que no existen hombreras glaciares pertenecientes a dicha fase en la cabecera del Cardaño, aunque sí podemos encontrar hombreras de una fase posterior. Esta situación se repite en los valles de Hontanillas, Valcabe, Arrilla y Mazobre en las vertientes N y E. Sin embargo en las vertientes S y W, fuera de la cabecera del río Cardaño, se observan rupturas de pendiente con altitudes equivalentes, las cuáles pueden seguirse a lo largo del valle. La primera ruptura de pendiente al S de los circos coalescentes de la cabecera del río Cardaño, que interpretamos como hombrera glaciár, se encuentra en el valle de Valmediano. Dicho valle posee además un recubrimiento de till, pero carece de un circo glaciár bien marcado en su cabecera. A unos 1900 metros de altitud en el interfluvio entre Valmediano y el Hormax la ladera cambia su perfil (Figura 5.40).

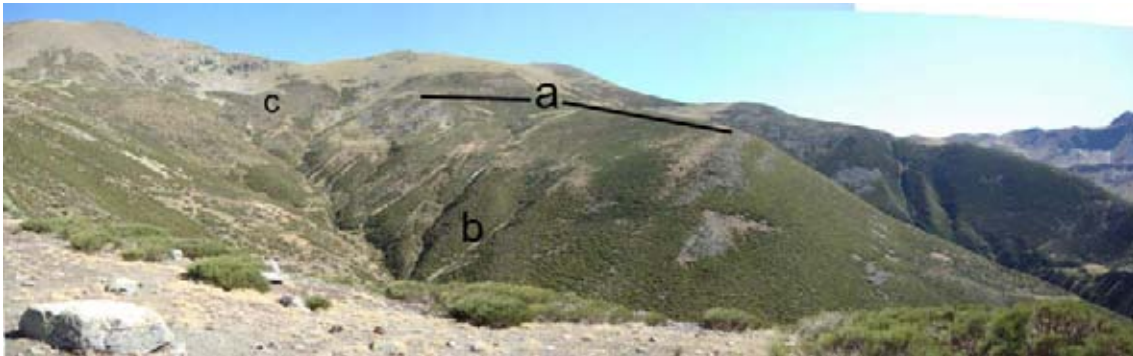


Figura 5.40: Vista hacia el SE del valle de Valmediano desde la Lomba. Puede observarse: a) Una ruptura de pendiente que interpretamos como una hombrera glaciar. b) Una morrena lateral, que no llega a cubrir todo el valle y que interpretamos como testigo de una fase posterior a la formación de la hombrera glaciar. c) Una pequeña morrena frontal al pie de un circo muy poco marcado, que interpretamos como testigo de una tercera fase.

Esta hombrera indica la existencia de un glaciar que llegaba hasta los 1900 metros de altitud en este sector, la cual puede seguirse en los perfiles de la vertiente E del valle de Cardaño, a 1900 metros en el sector de la Campiza, 1800 en la Cuesta y Ramacedo y 1700 metros en la Cerra (Figura 5.41). Dicha hombrera solamente aparece en los interfluvios de los valles tributarios al E del Río Cardaño, valles que no fueron ocupados por el hielo o que poseyeron pequeños glaciares de circo. Este retazo de erosión glaciar se borra definitivamente en el extremo S del valle, en el afloramiento calizo del Espigüete - Peña el Tejo. Ello a pesar de que las calizas son rocas que mantienen la morfología glaciar, al ser poco proclives a la erosión mecánica o a la alteración superficial. Este hecho, junto con la regularidad de la pendiente en este sector que apuntamos en el estudio de los perfiles longitudinales, puede interpretarse por la existencia de una garganta kárstica preglaciar retocada levemente por la erosión glaciar.

En la vertiente W del valle de Cardaño, en la confluencia del río Cardaño y el arroyo Valcabe, la ladera del Alto del Tío Navarro y la ladera de la Cuesta (Figura 5.43) poseen los ejemplos más claros de artesa y hombrera del glaciar del UMG, conservada bien en los conglomerados de la Fm. Curavacas que afloran en la parte superior del pico. Como puede verse en la Figura 5.42 esta hombrera se encuentra entre los 1750 y 1800 metros de altitud. Sin embargo, tanto en esta Figura como la 5.41 el perfil de la ladera del Pico Vallejo es prácticamente continuo. Ello se debe a que esta ladera está labrada en las pizarras de la Fm. Vegamián, y su superficie ha quedado deformada tanto por solifluxión como por deslizamientos postglaciares.

5.3. FORMAS DE ORIGEN GLACIAR EN LOS VALLES DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS

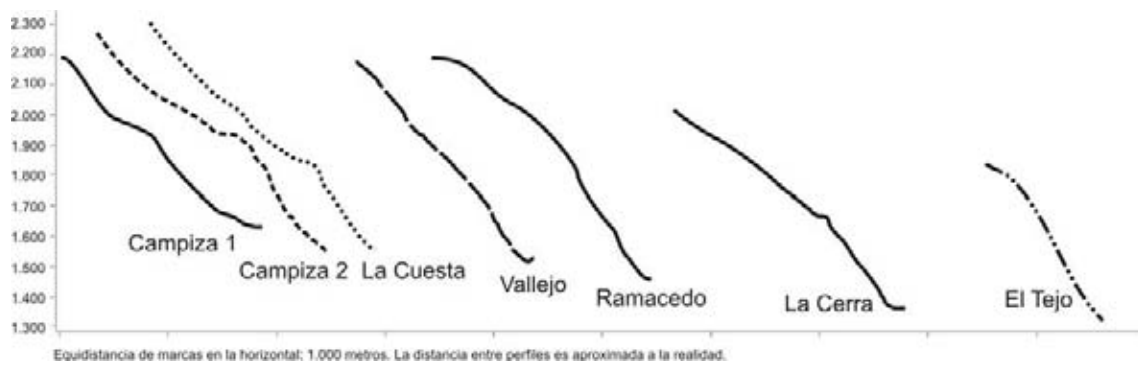


Figura 5.41: Transectos en la margen izquierda del río de Cardaño. Los perfiles se encuentran ordenados en la dirección de las aguas, es decir, de N a S de manera general. La distancia entre perfiles es aproximada, ya que se ha ajustado únicamente en la base de los mismos.



Figura 5.42: Perfil transversal del valle de Cardaño antes de su confluencia con el valle de Valcabe.



Figura 5.43: Vista hacia el NE del valle de Lomas desde el camino del mismo nombre, unos 500 metros al N de Cardaño de Arriba. Puede apreciarse un valle no glaciado colgado sobre la artesa glaciario del UMG. La morrena ubicada inmediatamente al S del umbral confirma la existencia de un glaciar con un espesor de unos 300 metros por encima del nivel de base actual.

Solamente en uno de los valles tributarios al de Cardaño hay hombreras glaciares equivalentes a la del UMG. En el valle de Valcabe puede seguirse una hombrera a unos 1800 metros de altitud en la margen izquierda del arroyo del mismo nombre. Esta hombrera está labrada en conglomerados, mientras que la artesa resultante es, en su mitad N, una superficie pulida por el glaciar. Dicha hombrera se ve interrumpida por los valles de Hontanillas, Valcaliente y Peñas Zahurdias, que también poseen evidencias de erosión glaciario (Figura 5.44). Aguas arriba de este último arroyo la hombrera está labrada en las cuarcitas de la Fm. Murcia, para acabar formando el umbral de Cerezuela, origen del flujo de hielo mejor alimentado del valle de Valcabe (Figura 5.45).

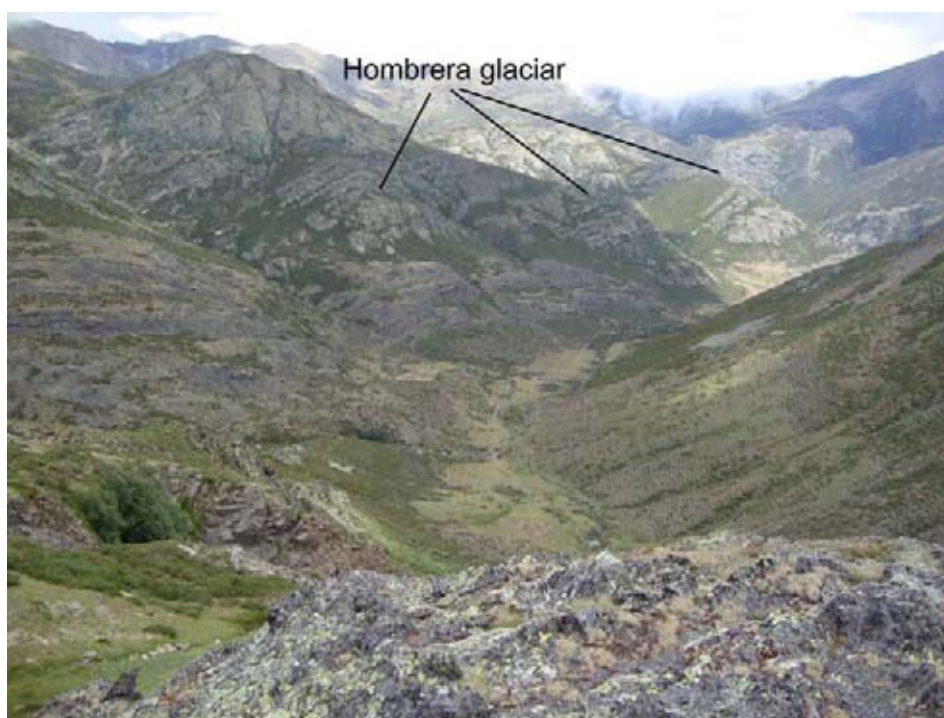


Figura 5.44: El valle de Valcabe desde el Pico Murcia, han sido destacados los retazos de la hombrera glaciari del UMG.



Figura 5.45: Vista hacia el SW de la cabecera del valle de Valcabe con el pico Murcia al fondo. La hombrera glaciari es aquí continua hasta el umbral de Cerezuela, que marca el final de la misma.

Por debajo de estas hombreras no se desarrolla una artesa glaciari con una forma de U más o menos típica. Tanto en el valle de Cardaño como, sobre todo, en la confluencia de éste con valles tributarios, puede observarse otra hombrera más baja, testigo de otra fase glaciari con un menor espesor de hielo. El resultado es un sistema de dos artesas, una encajada dentro de otra, que nos obliga a asumir que el nivel de base del glaciari del UMG no se encontraba en el nivel de base del valle actual, sino unos 100 metros más alto que éste. Esta segunda hombrera y artesa glaciari es visible en particular en el tramo del valle del arroyo Cardaño entre la confluencia de éste

con el arroyo Valcabe y La Lomba (Figura 5.46). Dicha artesa correspondería a un glaciar de unos 150 metros de espesor que se corresponde con un glaciar de 100 metros de espesor también en el valle de Valcabe, donde también puede apreciarse la doble artesa. Sin embargo, aguas abajo de la confluencia entre ambos ríos no existen retazos claros de una segunda artesa glaciar. Ello podría indicarnos que el glaciar, muy adelgazado, era escasamente competente en esta área como para excavar una artesa, por lo que se encontraría por debajo de su ELA.



Figura 5.46: Imagen de la hombrera inferior del glaciar de Cardaño desde el valle del Ves. Los retazos de la hombrera han sido marcados con flechas, hay que destacar que la disposición de los estratos en este sector es vertical con buzamientos perpendiculares a la dirección del valle, por lo que se descarta el origen estructural de las hombreras.

Aguas abajo de Cardaño de Arriba las huellas de erosión glaciar en el valle de Cardaño son muy escasas, sobre todo en la vertiente occidental, ya que los valles de Valcabe, Castillo, Arrilla y Mazobre sí estuvieron glaciados, en virtud de su orientación E muy favorable a la acumulación de nieve, pero su conexión con el valle de Cardaño no presenta ningún tipo de umbral, ni se observan espolones truncados que indiquen a qué nivel llegó el hielo en el valle. Hay que tener en cuenta que a partir de Cardaño de Abajo el glaciar de Cardaño circulaba bastante por debajo de su ELA, por lo que su labor de erosión era tan poco efectiva como la de las lenguas tributarias y, en el caso del valle de Mazobre, claramente menos efectiva.

En este sentido los valles de Arrilla y Mazobre sí presentan formas de erosión que nos permiten reconstruir el espesor del glaciar. La mitad S del valle de Mazobre coincide con la cara N del Espigüete, donde hay tres circos glaciares bien marcados. Además de dichos circos en esta cara N podemos ver la diferente labor erosiva que los glaciares han ido dejando sobre la superficie caliza.

En concreto se distingue una gran área de acumulación al NE y una hombrera que pone en contacto los circos NW y NE a 1950 metros de altitud. Dentro de esta área se excavaron los circos glaciares anteriormente comentados. El contacto con el fondo del valle presenta otra segunda hombrera a 1700 metros, que fue excavada en una fase de equilibrio posterior. Por último en el contacto entre el circo NW y el valle de Mazobre se observa una superficie con una erosión glaciaria más reciente, que fue ocupada por un glaciar en otra fase de retroceso posterior a las dos anteriores. En el NE el glaciar de esta fase sobreexcavó los circos glaciares, y la cubeta del Refugio de Mazobre (Figura 5.47).

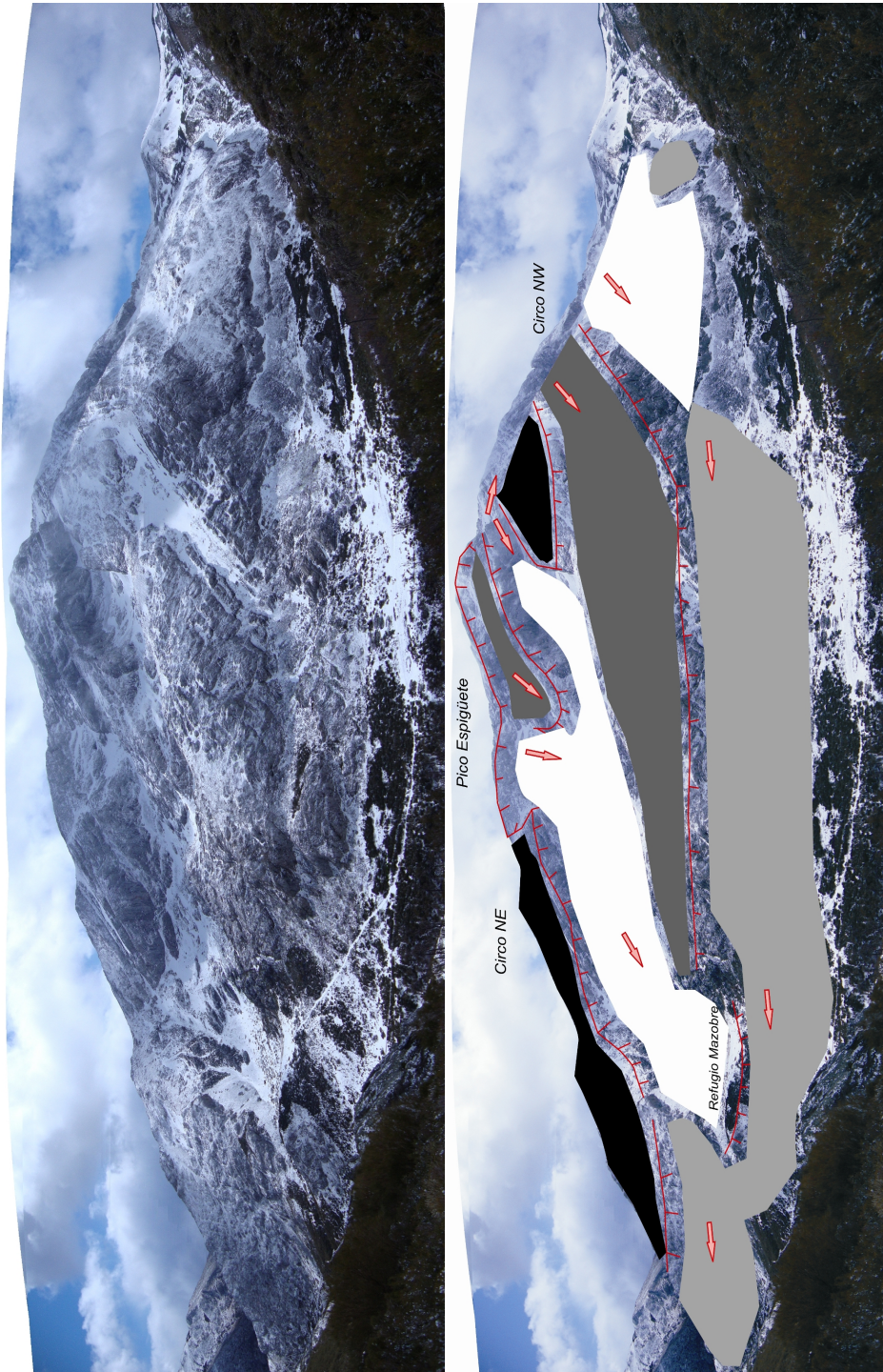


Figura 5.47: Vista hacia el S de la cara N del Espigüete desde el interfluvio Arrilla-Mazobre. Se han destacado las distintas hombreras y umbrales glaciares mediante las líneas rojas, y la dirección de hielo mediante las flechas. El color gris degradado indica desde una erosión glacial nula (*nunataks*, en color negro) a áreas ocupadas por glaciares durante al menos tres fases de equilibrio glacial (blanco).

Inmediatamente al N los circos de Arra, aunque con una altitud modesta (2000 metros) estaban orientados hacia el E, mientras que la vertiente N de Arrilla, en el frente del sinclinal de Aguasalio, hay circos en una orientación muy desfavorable (S) pero que presentan evidencias de erosión glaciar. De entre ellas cabe destacar los espolones truncados que existen en el sector de Majada Cimera, entre la Hoya de Martín Vaquero y el Cerro del Sillar. Por tanto Arrilla y Mazobre estarían cubiertos por el hielo, confluyendo el segundo con el glaciar del Espigüete como un gran circo de orientación general E.

El valle de Mazobre posee además una artesa secundaria en la que se ha preservado una superficie caliza aborregada en la ladera del interfluvio entre éste y Arrilla, que confirma una fase de erosión glaciar en la que las lenguas de estos dos valles estaban diferenciadas, por un lado la de Mazobre, mejor alimentada por los aportes del Espigüete, circulando en dirección E y por otro lado la de Arrilla, con retazos glaciares en orientación meridional pero ocupada parcialmente por el hielo del glaciar de Cardaño.

Mesoformas y microformas de erosión glaciar

El valle de Cardaño no presenta abundantes meso y microformas de erosión glaciar en superficie. Las rocas aborregadas y restos de pulimento glaciar son escasos, ya que la cobertura edáfica ha prosperado sobre las mismas, sobre todo en las superficies pulidas en pizarras. En las cabeceras, donde el glaciario ha sido más constante, los procesos paraglaciaros y periglaciares de caída de bloques o desprendimientos han cubierto gran parte de las superficies erosionadas por el hielo. A todos estos procesos escapan las superficies calizas del pico Espigüete, donde, sin embargo, la erosión kárstica ha atacado fuertemente las superficies glaciares, creando lapiazes donde las marcas de erosión glaciar han desaparecido. Solamente en las ocasiones en que un recubrimiento edáfico o de cualquier formación superficial ha protegido la superficie pulida ésta se revela claramente cuando esta capa superficial desaparece. Esto ha ocurrido en el fondo del valle de Cardaño unos 500 metros al N del Puente Agudín, lugar descrito por primera vez en Fernández Martínez y Fuertes (2009b). Aquí una superficie pulida por el glaciar, con claras estrías glaciares, protegida por un till resedimentado, ha quedado revelado por los trabajos de adecuación de la carretera que comunica la Ruta de los Pantanos con Cardaño de Arriba (Figura 5.48).



Figura 5.48: Superficie pulida por el glaciar de Cardaño.

Existen en el valle de Cardaño otras superficies pulidas, aunque nunca con estrías glaciares claras, las cuales solamente hemos encontrado en bloques empastados en till. Sin embargo sí existen superficies pulidas, aunque las morfologías de erosión glaciar no sean nada claras. Encontramos estas superficies sobre todo en el entorno del circo de Guadañas, una superficie conglomerática pulida por el glaciar (Figura 5.49). También los umbrales existentes en las Lomas presentan rocas aborregadas.



Figura 5.49: Vista hacia el W del circo de Guadañas desde la Llomba, erosionado por el glaciar.

5.3.3.2. Formas de acumulación y depósitos

El glaciar de Cardaño depositó uno de los complejos morrénicos más espectaculares de la Cordillera Cantábrica, entre 800 y 1600 metros al SE de Cardaño de Abajo. Las dos morrenas más distales están prácticamente adosadas, y separadas unos 200 metros con la tercera (Figura 5.50). Estas tres morrenas han sido profundamente erosionadas, por lo que apenas conservan su espesor original, aunque sí mantienen la forma de cresta transversal al valle.



Figura 5.50: Vista del complejo morrénico frontal de Cardaño de Abajo, con las morrenas frontales numeradas de más distal a más próxima. Con asterisco está marcado el afloramiento de till más distal del glaciar de Cardaño que ha sido encontrado.

La cuarta morrena es también la mejor conservada y más espesa, destacando unos 5 metros sobre las llanuras intra e intermorrénicas, lo que hace que aparezca como una isla alargada cuando

el embalse alcanza su nivel máximo. Además la morrena posee una continuidad en sus dos flancos con dos morrenas laterales, lo que permite reconstruir con gran exactitud el frente glaciar en el momento de su formación. En este momento el glaciar ya no ocuparía todo el valle, sino que permanecería adosado a la ladera izquierda, mientras que estaba exento de la derecha (Figura 5.51).



Figura 5.51: Vista del pantano de Camporredondo en su momento de máxima capacidad. Con las flechas se ha resaltado la morrena 4, la única que destaca en el complejo con el embalse lleno.

Este complejo morrénico se encuentra hoy casi completamente anegado por las aguas del embalse de Camporredondo. Solamente en los meses de estiaje, con mínimos de agua embalsada, es posible distinguir cuatro morrenas frontales que, por su forma, llegaron a atravesar todo el fondo de valle, mientras que cuando el embalse está al máximo de su capacidad solamente la morrena cuarta se puede distinguir (Figuras 5.52 y 5.54).

En el talud de la carretera P-210 (conocida como la Carretera de los Pantanos) en el km. 31 aparece un afloramiento de till. Este afloramiento ha sido descrito por primera vez en Fernández et al. (2009). Se sitúa a una altitud de 1320 metros -lo que indica un espesor considerable de hielo aún en este sector distal, ya que la morrena frontal más distal está a 1290 metros de altitud- y tiene unos 50 metros de largo, aunque no es continuo, sino que está formado por varios bolsones de till con afloramientos del sustrato (pizarras de la Fm. Cervera) intercalados, para desaparecer definitivamente apoyado en un torreón de conglomerados de la Fm. Curavacas (Figura 5.52). Actualmente se presenta muy degradado por la caída de material desde su techo, lo que dificulta su estudio. Sin embargo sí podemos afirmar que posee abundantes cantos y bloques granodioríticos, provenientes del entorno de Tres Provincias, así como bloques de pizarra y arenisca, con escasos bloques conglomeráticos.

5.3. FORMAS DE ORIGEN GLACIAR EN LOS VALLES DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS

En el perfil más desarrollado se pueden distinguir cinco facies litoestratigráficas de techo a muro:

1. 40 cm. Suelo.
2. 1.5 metros. Depósito estratificado con cantos y bloques, matriz fina con niveles exclusivamente arcillosos intercalados de unos 20 cms. Depósito coluvial postglaciar.
3. 2 metros. Depósito con cantos y bloques en posición a favor de la pendiente, openwork (sin matriz fina). Derrubios ordenados yuxtaglaciares o postglaciares, depositados en un ambiente periglacial riguroso.
4. 3 metros. Depósito masivo de estructura cerrada con matriz fina, bloques de granito arenizado (con hasta 3 cm. de alteración postdeposicional), cantos y gravas redondeados (todos cuarcitas, puede que de la Fm. Curavacas), subredondeados y subangulosos. Presencia de un bloque estriado. Till supraglaciar.
5. Sustrato pizarroso/conglomerático.

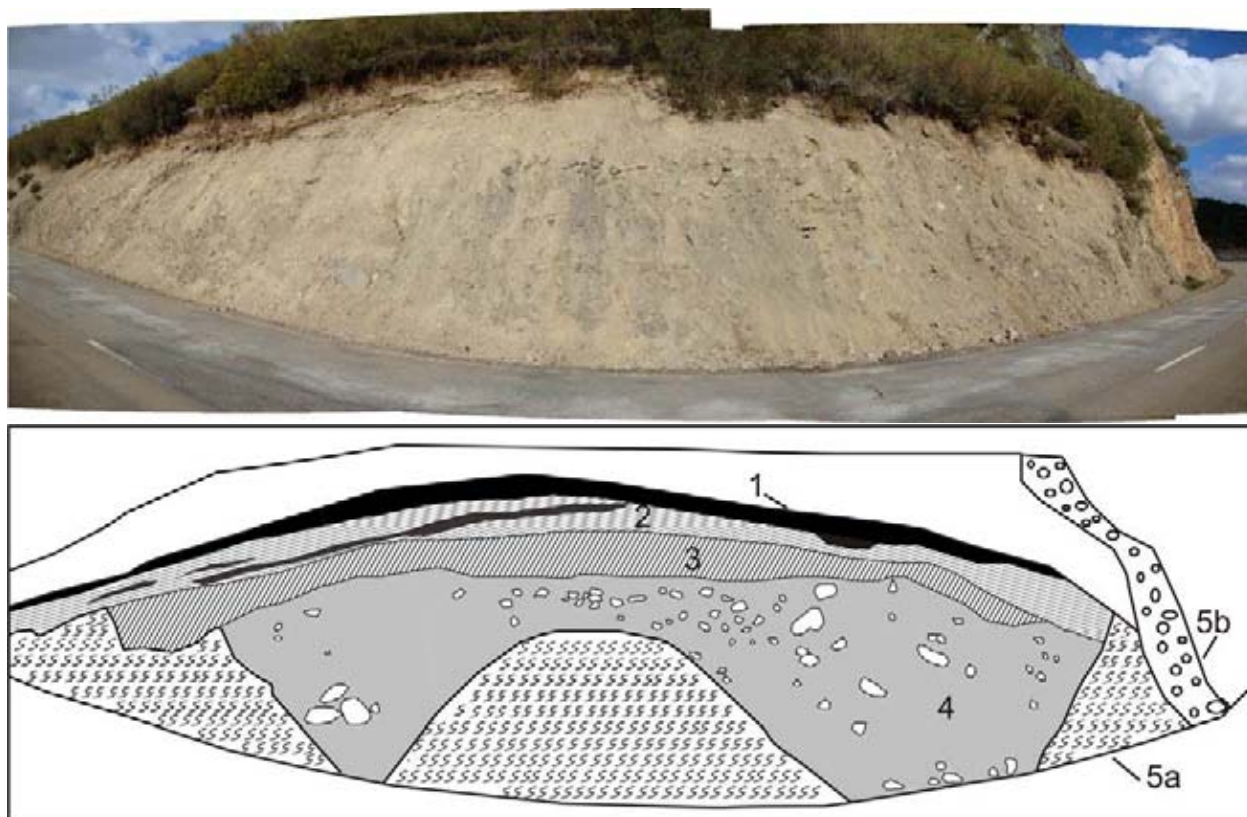


Figura 5.52: Imagen interpretada del depósito de till de la Carretera de los Pantanos, km. 33, a una altitud de 1300 metros. Los números corresponden a las cinco facies identificadas anteriormente.

Este depósito indica por un lado la existencia de un glaciar en este punto y por otro unas condiciones periglaciares rigurosas -necesarias para la génesis de los derrubios ordenados de estructura abierta- coetáneas o inmediatamente posteriores al depósito del till. Esta facies es correlacionable con el depósito periglacial descrito en el frente del glaciar de Lechada (ver Apartado 5.3.2). El depósito coluvial superior indica condiciones periglaciares menos rigurosas, que permiten la formación de suelo y la soliflucción.

En la margen derecha del valle el glaciar de Cardaño depositó una serie de morrenas laterales adosadas a la ladera de Valdepicos, sobre las cuáles se asienta el pueblo de Cardaño de Abajo. La más alta y exterior se sitúa 200 metros por encima del nivel de base actual, marcado por el pantano de Camporredondo. Las otras tres, adosadas a ésta, van descendiendo en cota y marcando fases de retroceso del frente glaciar. Estas morrenas laterales obturaron durante la presencia del glaciar de Cardaño -y al menos hasta hace 6000 años- el valle de Río Chico, que drena la cara S del Espigüete y los relieves menores de Cruz Armada y Cabalamaja, ya fuera del área de estudio.

Actualmente el río Chico ha sido capaz de cortar esta morrena lateral y drenar el paleolago, creando perfiles que nos han permitido estudiarlo en detalle. Por sus reducidas dimensiones y las conexiones dinámicas entre depósitos y formas vamos a estudiar este valle como un solo sistema.

El complejo de obturación glaciar de Río Chico.

Como hemos comentado el glaciar de Cardaño discurría en el entorno de lo que hoy es Cardaño de Abajo encajado entre los relieves de Peña Tejo y Valdepicos. Al S de Valdepicos se encontraba la salida del pequeño Río Chico. El glaciar de Cardaño ocupó parcialmente este valle depositando una morrena transversal al mismo unos 300 metros al W de Cardaño de Abajo, la cual es continuación de la de Valdepicos y tiene aparentemente continuidad al S del Río Chico, donde se ven algunos bloques erráticos calizos, aunque morfológicamente la morrena desaparece. El corte del Río Chico sobre la morrena, con hasta 6 metros de till aflorando, aunque retrabajado por la erosión laminar, nos ha permitido describirla. Ésta posee dos facies bien diferenciadas (Figura 5.54):

1. **De 0 a 3 metros:** (Dmm) Diamicton con matriz arcillosa, sin arenas ni gravas, color gris, y centilo cuarcítico de 30 cm. de diámetro. La fracción gruesa presenta una media de tamaño de eje mayor de 7.5 cm., con mayoría de cantos subaristados y subredondeados, con las siguientes litologías: caliza 50 %, arenisca 26 %, pizarra 4 % y cuarcita 20 %. Interpretación: Till subglaciar.

2. **De 3 a 6 metros:** (Dmm) Diamicton de textura limo-arenosa con abundantes gravas, color marrón y centilo calizo de 60 cm. de diámetro con estrías glaciares. La fracción gruesa presenta un tamaño de eje mayor de 7.6 cm., con mayoría de cantos subaristados y subredondeados, y las siguientes litologías: caliza 36 %, arenisca 38 %, pizarra 14 % y cuarcita 12 %. Interpretación: Till supraglaciario.



Figura 5.53: Corte de la morrena lateral del glaciar de Cardaño por el Río Chico. Los números corresponden a las dos facies descritas anteriormente.



Figura 5.54: Bloque estriado correspondiente al centilo de la facies 2.

Al W de esta morrena el valle presenta un fondo plano entre 1350 y 1320 metros. Unos 5 metros por encima hay otra terraza que conecta con los abanicos aluviales que descienden desde

la cara S del Espigüete (Figura 5.55).

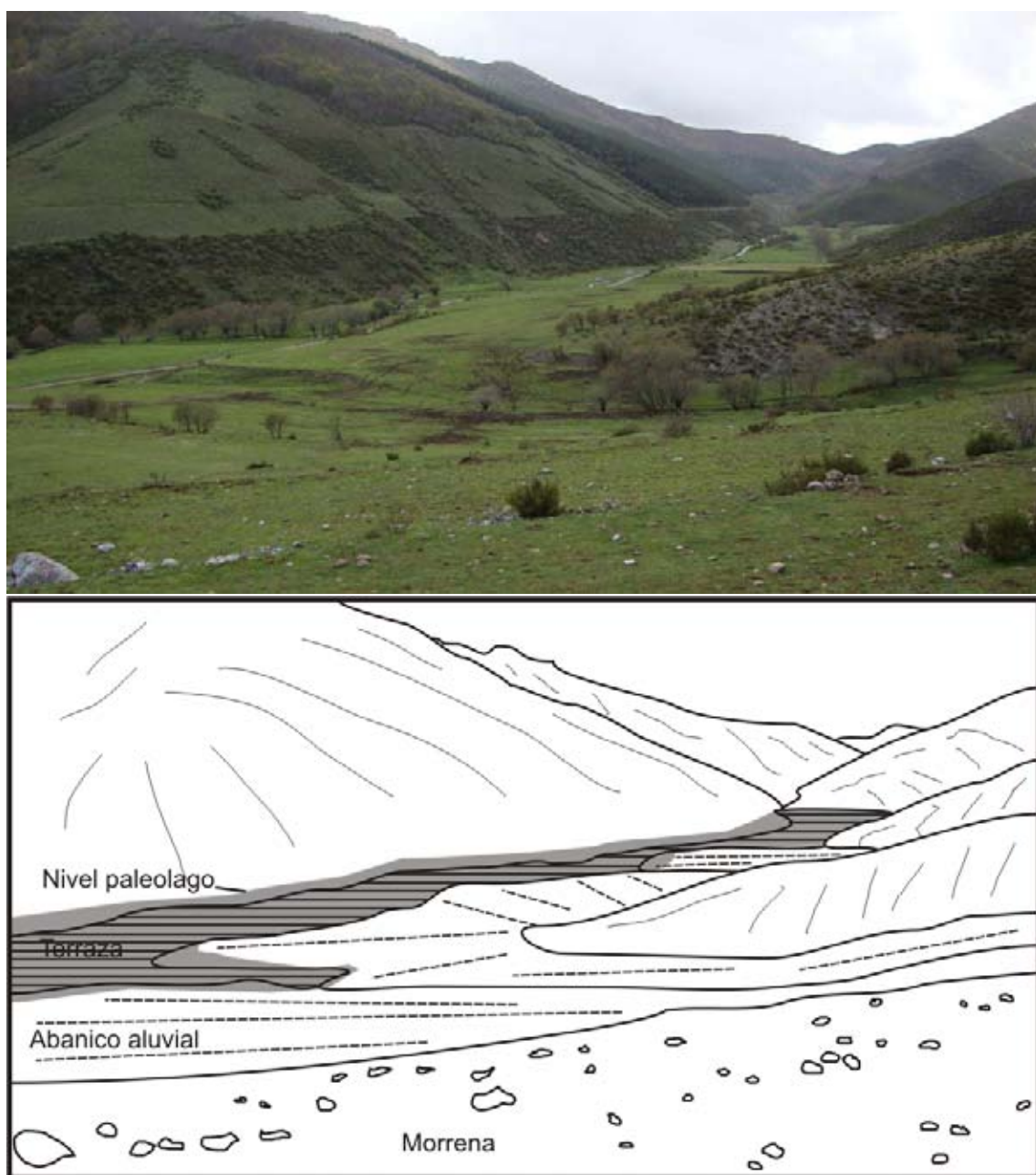


Figura 5.55: Vista hacia el W del valle de Río Chico, con interpretación morfológica. El nivel del paleolago ha sido deducido del nivel máximo de sedimentos lacustres encontrados en los abanicos aluviales.

Un corte en dicho abanico-terracea nos ha permitido distinguir las siguientes facies, de muro a techo:

1. Depósito lacustre. 4 metros de espesor. En los dos últimos metros presenta imbricaciones por accesos de material desde el abanico aluvial.

2. Depósito aluvial, cantos pizarrosos subredondeados en posición planar. 40 cm.
3. Suelo. 20 cm.

Hacia el W la terraza fluvial sigue estando formada en ritmitas hasta los 1344 metros de altitud, que sería el nivel máximo del lago, mientras que el depósito aflorante de ritmita más bajo se encuentra a 1322 metros. Esto nos da un espesor de 22 metros de ritmitas, aunque es posible que existiesen otras facies intercaladas. Se recogieron muestras de sedimento tanto en el punto más alto como en el más profundo. Dichas muestras fueron enviadas al laboratorio de Radiocarbono de la Queen's University Belfast, donde las dataciones por AMS arrojaron los siguientes resultados:

Tabla 5.1 *Dataciones realizadas en el paleolago de Cardaño de Abajo.*

CÓDIGO MUESTRA	ALTITUD	EDAD B.P. cal (Reimer et al. 2009)
C-L1	1344	5750-5660
C-L2	1322	15570-15240

Estas dataciones indican que el lago estuvo activo al menos 10000 años desde 15500 hasta 5500 B.P., con una tasa de sedimentación de 2.24 mm.a^{-1} , valor que comparado con los registrados en otros lagos de origen glaciar cercanos (Moreno et al. 2009, Jalut et al. 2010, Serrano et al. 2011a) es exagerado, con hasta 10 veces más sedimentación que otros lagos en el mismo intervalo temporal. Por otro lado la edad mínima del lago es evidentemente más joven al momento en que el glaciar de Cardaño depositó la morrena que cerró el valle de Río Chico. Dos razones puede haber para estas anomalías:

1. Al tratarse de un lago yuxtaglaciario, formado en un ambiente periglaciario relictístico, con una cuenca de drenaje moradamente extensa, la tasa de sedimentación es exagerada pero correcta. En ese caso sería cierta la premisa siguiente:
2. El depósito más profundo que hemos datado no corresponde al fondo del valle, por lo que existen ritmitas por debajo del nivel 1422 correspondientes a la evolución del lago desde el UMG hasta 15000 B.P. Como alternativa podemos sospechar la siguiente premisa:
3. Existe una contaminación por carbonatos (no olvidemos que el aporte principal de agua viene desde la cara S del Espigüete) que ha propiciado una edad exageradamente joven para las dos muestras.

Formas de acumulación aguas arriba de Cardaño de Abajo

Aguas arriba de Cardaño de Abajo la margen derecha del Río Cardaño presenta un recubrimiento de till casi continuo que, posteriormente a su depósito, fue retrabajado en su base formando una terraza fluvio-glaciaria en las cercanías de Puente Agudín. Esta terraza se encuentra aproximadamente 10 metros por encima del nivel del río, y ha sido regularizada y aprovechada como terraza del cultivo, actualmente pastizal para ganado. La construcción de la carretera de los Pantanos ha hecho aflorar un corte de 5 metros de espesor medio, que presenta tres facies, de muro a techo:

Nivel a: 4 metros de espesor que al N desaparece prácticamente del perfil, aunque puede pensarse que siga en profundidad. Diamicton con gravas, muy pocos cantos y grandes bloques erráticos. Textura limosa con gravas, baja clasificación, estructura no visible, contacto no visible, dureza máxima (5) y color grisáceo. Interpretado como till subglaciario (Figura 5.56).



Figura 5.56: Vista del nivel inferior del afloramiento de Puente Agudín.

Nivel b: Espesor de 1 metro al S que inmediatamente al N pasa hasta 4 metros, con tres horizontes. De muro a techo.

1. Cantos y gravas en matriz areno-limosa con arcillas y arenas gruesas. Estructura horizontal. Sin alteración postdeposicional, contacto de estratos gradual, mala clasificación, consolidación 3. Presencia de granitos alterados después de la sedimentación (arenizados). Espesor 1,5 metros. Terraza fluvial.

2. Lentejón arenoso, con arenas, limos y arenas gruesas, bien clasificado, con estructura horizontal, sin gruesos, contacto gradual y consolidación mínima (1). Espesor 30 cm.
3. Gravas y cantos con textura areno-limosa, mal clasificado, sin estructura aparente (cantos en posición planar), contacto neto. Consolidación 4.

Interpretamos este nivel como una terraza fluvial (Figura 5.57).

Nivel c: Espesor de 1 metro. Nivel de cantos y gravas reabajados por el hombre. Terraza de cultivo.



Figura 5.57: Imagen interpretada de los dos niveles superiores en el afloramiento de Puente Agudín.

Hacia el N encontramos el boquete cataclinal del río Cardaño en las calizas de la Fm. Caliza de Montaña, que propiciaron las crestas del Espigüete y Peña del Tejo. En este boquete, de unos 2200 metros de longitud, se da una característica que es común con lo ocurrido en el valle de Mazobre, especialmente en su parte más baja, y en el valle de Lamas: no existen formas de acumulación glaciaria claras en las laderas, lo que nos impide descubrir el espesor del glaciar durante las distintas fases. En cambio sí encontramos depósitos glaciares en el fondo de valle que no son sino las

morrenas laterales removilizadas por procesos gravitacionales, aluviales y coluviales durante la fase paraglaciar.

Así en el valle de Cardaño encontramos espesos abanicos de origen mixto (aluviales, depósitos de flujos de derrubios, caída de bloques) cuyas características sedimentológicas responden a la de un till removilizado. Estos depósitos presentan distintos grados de cementación en función del contenido en carbonatos de su matriz. La forma es por tanto correspondiente a una etapa postglaciar que afectó a depósitos glaciares. La altura de origen del material en ocasiones puede seguirse por la raíz de los flujos de derrubios que crearon la forma, como en el caso de la vertiente E del Espigüete, en la que varios flujos de derrubios con raíz aproximada en los 1650 metros acumularon depósitos en el fondo del valle de hasta 5 metros de espesor, los cuáles han fosilizado microformas de erosión glaciar como las estrías glaciares de Agudín, o en el caso que se presenta a continuación en la ladera de la Peña del Tejo (Figura 5.58). **Nivel c:** Espesor de 1 metro. Nivel de cantos y gravas retrabajados por el hombre. Terraza de cultivo.



Figura 5.58: Vista hacia el E de un abanico de origen mixto al pie de la Peña del Tejo, en el valle de Cardaño. El área-fuente del material está indicada y marca la altura máxima del glaciar en este punto.

El estudio de estos depósitos nos permite reinterpretar la hipótesis de Castañón (1989) según la cual los depósitos cementados al fondo del valle corresponderían con derrubios de ladera preglaciares cementados, al estilo de los encontrados en las caras S del Espigüete o Pico Santa Lucía, y de las “gonfolitas” de Picos de Europa (Obermaier 1914). La variedad litológica, con cantos de arenisca, caliza, cuarcita y granodiorita nos permite confirmar que son restos de la morrena lateral del UMG que, durante la fase paraglaciar, han sido derrubiados por procesos gravitacionales, tales como flujos de derrubios y transporte torrencial. La roca aborregada, con estrías glaciares perfectamente conservadas descubierta hace pocos años por Fernández Martínez y Fuertes (2009b) confirma esta corrección. A continuación aparece una descripción de un corte en estos depósitos en la carretera entre Puente Agudín y Cardaño de Arriba, en el km. 1.

Carretera a Cardaño de Arriba. Depósito mixto proveniente de un cono de deyección mixto (flujos de derrubios, caída de bloques y erosión torrencial) que proviene de la morrena lateral del glaciar de Cardaño. El depósito tiene unos 10 metros de espesor total pero vamos a describir los 4 últimos. Posee dos horizontes de 2 metros cada 1:

- a **El más alto:** Depósito de cantos y bloques con matriz arenosa (gruesa sin arcillas), estratificación horizontal, que se aprecia mejor a techo que a muro. Posee paquetes arenosos centimétricos (30 cm.) con gravas y arenas gruesas, bien clasificados, las gravas están poco trabajadas (subredondeadas a aristadas).

- b **El más bajo,** dividido en 3 subhorizontes de techo a muro: **1.** Cantos y bloques en posición planar con matriz arenosa y cementado. **2.** Cantos y bloques en posición planar, estratificados y sin matriz. **3.** Caótico, bloques y cantos con matriz, muy heterométrico, muy duro, carbonatado. Fábrica variada con cantos verticales e inclinados.

Al N del boquete cataclinal calizo el valle de Cardaño los depósitos glaciares del valle de Cardaño presentan una disimetría marcada. Mientras que al W la mayoría de los valles presentan cabeceras con circos glaciares y también formas y depósitos provenientes de los glaciares propios, los valles de la vertiente oriental presentan un glaciario “progresivo” de S a N. Esto quiere decir que los valles más meridionales, Ramacedo y Lamas, carecen de cabeceras deglaciadas, por lo que todas las formas y depósitos glaciares han de estar originados por el glaciar de Cardaño, los valles de la Cuesta y Vallejo sólo presentan los restos de pequeños glaciares de circo colgados por encima del

nivel del glaciar de Cardaño y sólo a partir de la cara NW de Hoya Contina los valles orientales estuvieron completamente glaciados (Figura 5.60). Esto les hace mucho más adecuados para el estudio del glaciar de Cardaño que los de la vertiente occidental, ya que la mayoría de formas y depósitos están originadas por el glaciar principal.

El fondo de valle es una sucesión de pequeños umbrales y rellanos, en muchas ocasiones ocupados por los abanicos aluviales de los valles laterales. En estos umbrales se conservan sendos bloques erráticos ubicados en el cauce del río Cardaño, pero cuyo tamaño hace imposible que hayan sido transportados por dicho río. Ambos son conglomerados de la Fm. Curavacas, y se encuentran ubicados en formaciones de las Unidades Palentinas (Figura 5.59).



Figura 5.59: Bloque conglomerático encajado en la garganta del río Cardaño al S de Cardaño de Arriba. El entorno litológico es de cuarcitas de la Fm. Murcia.

Aguas arriba de Cardaño de Arriba el fondo de valle presenta un recubrimiento de till discontinuo, donde no se han formado terrazas fluviales o bancales que los hayan alterado. Aquí encontramos, además, algunos de los bloques erráticos de mayor tamaño del valle, de origen conglomerático (Figura 5.61).

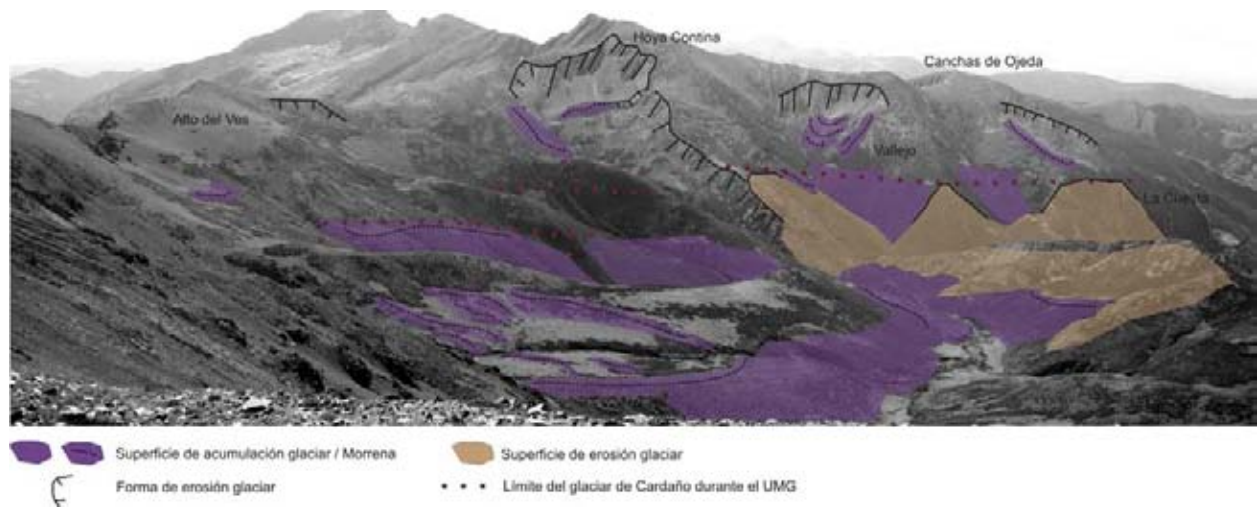


Figura 5.60: Vista interpretada hacia el SE del cordal de Canchas de Ojeda-Hoya Contina, con los valles orientales tributarios al Cardaño, desde el pico Cuartas.



Figura 5.61: Bloque errático en el valle de Cardaño, unos 500 metros aguas arriba de la localidad de Cardaño de Arriba.

En cuanto a los valles tributarios inmediatamente al N del afloramiento calizo de Espigüete-Peña del Tejo se abre el valle de Lamas, en la vertiente oriental del valle de Cardaño. Este pequeño valle no poseyó cabeceras glaciares durante el Cuaternario, pero estuvo ocupado por el glaciar de Cardaño, que construyó un complejo de obturación lateral parcialmente desmantelado en la etapa paraglaciar (formando otro espeso abanico en el contacto entre éste y el valle de Cardaño), que nos vuelve a indicar un glaciar de al menos 200 metros de espesor en el UMG, el cual se internaba aproximadamente 1000 metros dentro del valle, lo cual es avalado por la existencia de una capa

de till que cubre todo el fondo y laderas del mismo (Figura 5.62). El siguiente valle en la vertiente oriental del Cardaño, el de Ramacedo posee las mismas características: nunca estuvo glaciado y posee un complejo de obturación lateral que confirma un espesor mínimo para el glaciar de Cardaño de 200 metros (Figura 5.63).



Figura 5.62: Vista del complejo de obturación lateral de Lamas.



Figura 5.63: Vista del complejo de obturación lateral de Ramacedo.

En el interfluvio entre Lamas y Ramacedo, estructuralmente dentro del Sinclinal de Triollo, en el cual no se han encontrado granodioritas (DIGME 1985 y Rodríguez Fernández 1994) hemos encontrado bloques granodioríticos casi completamente enterrados a 1711 metros de altitud. Descartado el origen estructural podemos aceptar un origen glaciar del depósito, el cual por tanto

indicaría un glaciar con un espesor de 300 metros.

Aguas arriba de Ramacedo los valles de la Cuesta y Vallejo poseen un recubrimiento de till en el fondo de valle que ha sido posteriormente erosionado por los arroyos que drenan estos valles, dando una morfología característica con pequeñas cabeceras de flujos de derrubios, que indican un espesor de la capa de till de unos 10 metros en los fondos de valle. Esta capa de till está desconectada de las morrenas frontales existentes en los circos, lo cual indica que los glaciares de circo no eran coalescentes con la lengua glaciar de Cardaño. Por el contrario los interfluvios no suelen poseer recubrimiento de till. En el interfluvio entre Vallejo y Hoya Contina encontramos una ladera con dos morrenas separadas 150 metros en la vertical entre sí, entre las que se desarrolla una superficie de erosión glaciar. Estas morrenas indican dos fases de equilibrio glaciar en el valle de Cardaño, coherente con la artesa glaciar doble existente en este sector del valle. Seguidamente al N se abre el valle de Hoya Contina N o valle del Ves. En él encontramos el mismo recubrimiento de till que en los valles anteriormente citados. Pero en este caso hay morrenas laterales que indican la coalescencia del glaciar de Hoya Contina N con el de Cardaño. También existe una morrena frontal que marca una fase de glaciar de circo posterior al UMG.

Los últimos valles de la vertiente oriental del valle de Cardaño antes de la cabecera de Tío Celestino-Lomas son los de Valmediano y el Holmaz. Estos presentan características parecidas a los de Ramacedo y Vallejo, ya que poseen circos de escaso desarrollo con morrenas frontales al pie, desconectados de las acumulaciones de till que marcan el límite del glaciar principal en este punto, el cual se situaba aproximadamente a 1950 metros de longitud. En este caso interpretamos esas morrenas como fases de equilibrio posteriores al UMG, en el que estos circos confluirían con el glaciar de Cardaño, cuyo flujo principal, por otro lado, circulaba más al E. En concreto en el valle de Valmediano (sector de la Campiza) existe una morrena lateral perteneciente al glaciar de Cardaño, el cual transfluía por tanto por encima del umbral de Las Lomas hacia este valle (ver Figura 5.41).

El umbral de la Loma podría ser considerado el límite oriental de la cabecera del valle de Cardaño. Su carácter aborregado es producto de la abrasión del glaciar de Cardaño, el cual durante el UMG y la primera fase de Retroceso superaba este obstáculo hacia Valmediano. La morrena lateral anteriormente citada es prueba de ello, pero también encontramos otros indicios. Así al pie de la Loma, en su lado W, existe una morrena frontolateral que alcanza el fondo de valle de

Valmediano, depositada por un glaciar de Cardaño ya en retroceso. Además la superficie de la Loma, modelada en pizarras de la Fm. Lechada, está salpicada de bloques erráticos conglomeráticos y granodioríticos (Figura 5.64).



Figura 5.64: Bloque errático granodiorítico sobre sustrato de pizarra en las Lomas.

La margen occidental de valle de Cardaño posee una mayor complejidad en cuanto a depósitos y formas de acumulación glaciar, ya que a los creados por la lengua principal hay que añadir los depositados por las secundarias, originadas en el cordal que va desde el Espigüete hasta las Guadañas, el cual posee una disposición N-S que permite los circos en orientación E, siempre bien alimentados de nieve.

El valle de Mazobre

Se trata del valle que se abre al N del Espigüete, por lo que recibió todo el hielo que se acumulaba en los tres circos de la cara N de dicho pico, además de los circos de Arra, en orientación E y el de Hoya de Martín Vaquero, en orientación S. Por su gran espesor de hielo acumulado durante el UMG el valle carece de morrenas atribuibles a esta fase. Existe un recubrimiento de till bastante continuo en el fondo del valle y en las cabeceras de Arra. Este recubrimiento es en ocasiones till de fondo alojado directamente por el glaciar, pero en otras se trata de material morrénico removilizado y acumulado en el fondo del valle y laderas bajas, que suele ser bastante inestable. La diferenciación entre ambos es problemática por la ausencia de cortes, y solamente en los circos

de Arra hemos conseguido distinguir till alojado por la cantidad de bloques estriados presentes en superficie. Por el contrario el camino de la cascada de Mazobre corta un depósito bastante espeso de till removilizado, muy suelto y susceptible de caídas de bloques y deslizamientos, que ya han obligado a la construcción de muros para proteger dicho camino.

Por otro lado existen abundantes restos de fases de retroceso dentro del valle de Mazobre. En el extremo E del valle el interfluvio de Mazobre-Arrilla presenta un recubrimiento morrénico que ha sido posteriormente afectado por deslizamientos en Mazobre. Se trataría de una morrena media entre los glaciares de Arrilla y Mazobre que se construyó entre dos crestas estructurales a 1640 metros de altitud. En la cara N del Espigüete encontramos una morrena frontal a 1558 metros, depositada por un glaciar que se alimentaba desde los tres circos más orientales (Figura 5.65). Esta morrena cerró posteriormente un lago de obturación glaciar del que hoy queda una pequeña turbera. La morrena es bien visible ya que sobre ella se ha construido un refugio de montaña. El circo glaciar más occidental de los tres que alimentaban el glaciar citado anteriormente posee además morrenas frontales en sus umbrales a 1690 y 1916 metros de altitud.



Figura 5.65: Vista hacia el E de la morrena frontal de Espigüete Este, colgada sobre el valle de Mazobre. El refugio se ha construido en la misma morrena.

El circo occidental por su parte presenta una morrena lateral inmediatamente al N de la Sima del Anillo, la cual está compuesta casi exclusivamente por bloques calizos, que destacan sobre el sustrato pizarroso de este sector. A una fase posterior corresponde el complejo morrénico frontal situada dentro del circo, entre los 1740 y los 1860 metros de altitud. Esta morrena se desarro-

lla principalmente al E del circo, ya que en la parte W es fosilizada por el desprendimiento que ocupa este sector. Finalmente existe una morrena frontal a 2030 metros de altitud, depositada por un glaciar de circo acantonado en las paredes en las que actualmente se desarrolla el nevero semipermanente (Figura 5.66).



Figura 5.66: Panorámica hacia el W del circo NW del Espigüete. 1. Morrena lateral de Arra. 2. Complejo morrénico frontal de Espigüete NW. 3. Morrena frontal de glaciar de circo.

Al N del Espigüete los circos de Arra, a pesar de su escasa altitud, presentan morrenas que atestiguan una compleja evolución glaciar. En concreto por encima del umbral de la Cascada de Mazobre existen dos morrenas laterales que indican una fase de equilibrio glaciar con una lengua que se alimentaba desde los circos de Arra al W y Hoya de Martín Vaquero al N (Figura 5.67). Por último tanto los circos de Arra N como Arra S poseen morrenas frontales testigo de una fase de glaciares de circo, ya sin desarrollo de lenguas.

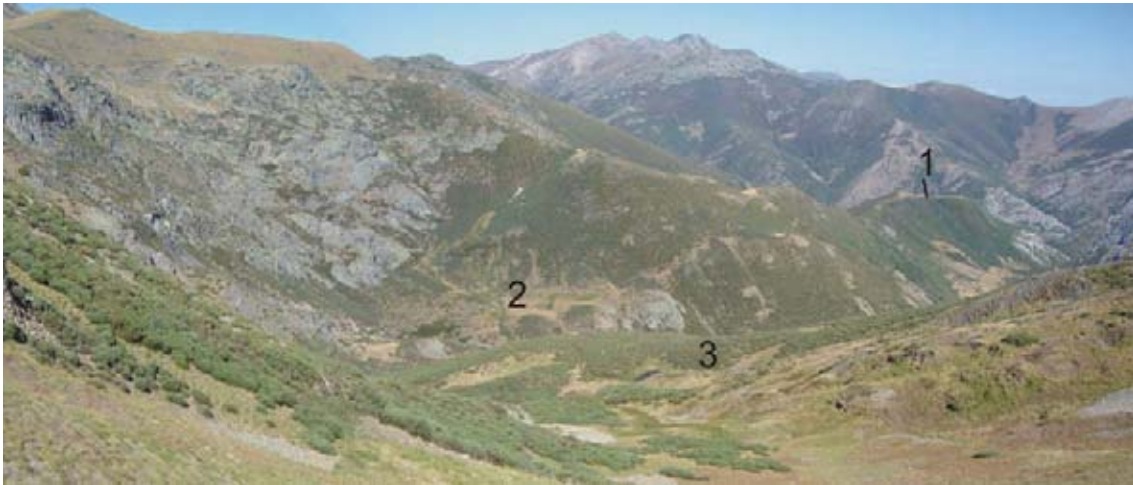


Figura 5.67: Vista hacia el E del valle de Mazobre desde los circos de Arra. 1. Morrena central divisoria entre Mazobre y Arrilla. 2. Morrena lateral fase de retroceso. 3. Morrena frontal fase de circo.

El valle de Arrilla

Es un pequeño valle con cabeceras disimétricas, que en la vertiente septentrional se sitúan por encima de los 2000 metros, mientras que la S es un cordal de apenas 1800 metros de altitud máxima, que hacia el E se reduce hasta 1600 metros. Al pie de los tres circos glaciares de orientación S encontramos morrenas frontales y laterales, testigos de fases de retroceso. Sin embargo todo el valle presenta un recubrimiento de till por debajo de los 1700 metros. Dicho manto tiene bien marcado su límite porque en el contacto de éste con los derrubios de ladera se forman fuentes en las que nacen arroyos tributarios del Arrilla. El interfluvio entre este valle y el de Mazobre está ocupado parcialmente por una morrena central, que tanto los glaciares de Arrilla-Cardaño como el de Mazobre construyeron por debajo de 1700 metros. Dicha morrena se apoya sobre la divisoria preglaciar entre los dos valles. No se descarta la existencia de depósitos de obturación lateral del glaciar de Cardaño, sin embargo el principal rellano existente en el valle, situado a 1600 metros de altitud, tiene un origen estructural. Por último en el contacto entre Arrilla y el valle principal de Cardaño hay una morrena lateral del glaciar de Cardaño que, por su altitud, tuvo que originarse durante una de las fases de Retroceso, ya que el glaciar en ese momento apenas alcanzaría los 100 metros de espesor (Figura 5.68). Esta morrena y un rellano en la ladera oriental del valle de Cardaño, interpretado como una terraza de kame, aunque situado unos 40 metros por debajo del nivel de la morrena, son los únicos retazos de acumulación glaciar en el valle de Cardaño entre Cardaño de Arriba y Mazobre.



Figura 5.68: Vista hacia el SW de la morrena lateral de Arrilla desde el valle de Cardaño.

El Castillo

Al no tratarse de un valle propiamente dicho, sino de un circo glaciar colgado directamente sobre el valle de Cardaño no posee una gran variedad de depósitos glaciares. El glaciar del Castillo sin embargo llegó a depositar dos morrenas frontolaterales que indican un frente a unos 1463 metros de altitud, por lo que ha de pertenecer a una fase posterior al UMG, en el que el glaciar de Cardaño alcanzaba al menos los 1600 metros en ese punto. También existe una pequeña morrena frontal a 1760 metros de altitud, testigo del último glaciar presente en este circo (Figura 5.69).



Figura 5.69: Vista hacia el SW del circo del Castillo. Con numeración se han destacado las dos familias de morrenas, sobre las que se asienta un lóbulo protalud formado durante una fase posterior.

El valle de Valcabe

Es el valle de más largo y extenso de los tributarios al Cardaño, con 3677 metros de longitud. Posee cabeceras bien alimentadas en los circos de Pico Murcia y Cerezuela. Además el glaciar de Valcabe recibía aportes desde los valles de Valcaliente y Hontanillas. Al igual que otros valles de Cardaño posee un recubrimiento de till principalmente en el fondo del valle, la ladera septentrional prácticamente exenta de morrenas, al contrario que la meridional. En el extremo E del valle encontramos un rellano unos 4 metros sobre el fondo de valle en el lado S del valle. Este rellano ha sido afectado por deslizamientos, uno de los cuáles ocurrió en primavera de 2009, permitiéndonos constatar que todo el perfil estaba compuesto por till. Interpretamos esta forma como una morrena lateral que cierra una terraza de kame al S , con la que no hay diferencia morfológica.

Hacia el W el valle de Valcabe presenta dos morrenas principales. En el lado N, pero exenta de la ladera septentrional, encontramos una morrena lateral del glaciar que provenía del circo S del Pico Murcia, el de Cerezuela, sobre la que se asienta un chozo ganadero. Opuesto a éste encontramos la morrena meridional de Valcabe, que continúa aguas arriba hasta contactar con el umbral de Cerezuela. Se trata de una morrena muy voluminosa, de hasta 100 metros de espesor, que ha formado un complejo de obturación lateral en el sector del Castillo W, hoy colmatado (Figura 5.70). Estas tres morrenas pueden ser atribuidas a una fase de retroceso en la que el glaciar de Valcabe quedaba confinado en el valle, y en la que parece claro que la principal fuente de hielo estaba en el circo de Cerezuela. Este circo aún hoy en día recibe una cantidad de nieve mucho más abundante que otros por deflación desde la vertiente leonesa, lo cual permite la actividad de procesos nivales tales como aludes o abrasión nival, así como de soliflucción activa.



Figura 5.70: Vista panorámica de la morrena lateral de Valcabe.

En el valle de Peñas Zahurdias no existen morrenas que nos indiquen fases de retroceso a excepción de las morrenas frontales al pie del circo glaciar al N del Pico Murcia, correspondiente a

un pequeño glaciar que ya no llegaba a desarrollar una lengua valle abajo. Dichas morrenas han sido interpretadas por Fernández Martínez y Fuertes (2009b) como un glaciar rocoso incipiente. Por su discontinuidad actual con el talud de derrubios que alimentaría de clastos el glaciar rocoso (en la Figura 5.71 puede distinguirse que la morrena encierra un hueco ocupado por un nevero) hemos interpretado que es una morrena glaciar, la cual pudo actuar durante la fase de deglaciación como morrena de nevero.



Figura 5.71: Vista hacia el S del circo N del Pico Murcia con la morrena al pie.

Los valles de Valcaliente y Hontanillas

Son valles tributarios del valle de Valcabe. Las formas de acumulación glaciar y depósitos son extraordinariamente escasas en estos valles. Al pie del pequeño circo de Peñas Malas, en la cabecera de Valcaliente, hay una acumulación de sedimentos que, en el fondo del valle, contacta con otra formación impermeable, la interpretación es que la formación superior sea un coluvión mientras que la inferior sea algún tipo de till.

En el valle de Hontanillas la cabecera se presenta como un circo muy abierto sin morrenas al pie que indiquen una fase de equilibrio alojada en altura, aunque al E hay una acumulación de till sin forma definida, que pudo corresponder a alguna de estas fases de retroceso. A partir del umbral glaciar a 1950 metros, que coincide con un cambio de dirección del valle de SE a S, éste presenta en sus laderas una acumulación de till continua desde el fondo hasta los 1750 metros de altitud

aproximadamente (Figura 5.72), lo que indica que un glaciar de 100 metros de espesor ocupó este valle, el cual confluía con el de Valcabe en el tramo más distal del mismo.



Figura 5.72: Vista hacia el S del valle de Hontanillas. Puede verse el recubrimiento de till en las laderas y el fondo del mismo, afectado por erosión laminar y flujos de derrubios.

Las formas de acumulación y depósitos en la cabecera del glaciar de Cardaño

La cabecera formada por el cordal de Guadañas-Cuartas-Lomas-Agujas de Cardaño-Tío Celestino fue la principal área de acumulación del glaciar de Cardaño junto con la cara N del Espigüete. Es también el entorno con más abundancia de formas y depósitos glaciares, testigos sobre todo de sucesivas fases de retroceso, ya que las morrenas de la fase de máximo se encuentran fuera de este área. En este entorno encontramos morrenas desde el fondo del circo, a 1600 metros de altitud, hasta prácticamente las cumbres, con retazos por encima de los 2300 metros de altitud.

Al igual que en gran parte del valle de Cardaño, este sector posee en muchas ocasiones un recubrimiento continuo de till. En la Figura 5.60 puede verse que el fondo y las laderas del arroyo Lomas (el arroyo de Cardaño en su cabecera) están cubiertos por un manto de till durante los primeros 100 metros. Cuando el glaciar quedaba exento de una pared rocosa, construía una morrena al depositar el material arrastrado. Así ocurre con las morrenas laterales occidental y oriental que flanquean al arroyo Lomas aguas arriba del umbral del Ves, las cuáles marcan una fase de retroceso significativo del glaciar, con más de 8 kilómetros de retroceso desde el frente en Cardaño de Abajo hasta el umbral del Ves, punto aproximado del frente glaciar en esta fase.



Figura 5.73: Panorámica hacia el W del valle de Guadañas desde la subida a Lomas. 1. Morrena lateral. 2. Morrenas frontales de la fase de retroceso de Guadañas-Cuartas. 3. Terraza fluvioglacial contemporánea a esta fase.

Aguas arriba seguimos encontrando morrenas que indican fases de retroceso. En la confluencia entre los arroyos de Lomas y Guadañas hay una serie de morrenas frontales que indican otra fase de equilibrio interior a la anteriormente citada. El glaciar que las construyó provenía de los circos de Guadañas y Cuartas SE, mientras que el de Lomas debería quedar colgado sobre éste en esta fase. Las aguas de fusión de este glaciar habrían formado la terraza fluvioglacial existente inmediatamente aguas abajo (Figuras 5.73 y 5.74), la cual presenta un corte en el puente de Lomas que permite estudiarla. Se trata de un corte de unos 4 metros, que presenta las siguientes formaciones, de muro a techo:

1. **De 0 a 2.7 metros:** Formación de matriz arcillo-arenosa de color gris muy endurecida con gravas y bloques graníticos y areniscosos. Los bloques graníticos en ocasiones están fuertemente arenizados. La interpretamos como un till subglaciar.
2. **De 2.7 a 3.5 metros:** Formación estratificada con láminas de cantos y bloques en base, en disposición inclinada en dirección de flujo, que verticalmente pasan a gravas y cantos y posteriormente a un lentejón de arenas de unos 20 cm. de espesor, lo que indica una energía decreciente en el flujo en el que se depositaron. Esta formación es poco continua ya que lateralmente pasa a un banco de bloques prácticamente sin matriz. Interpretamos esta formación como una terraza fluvioglacial.
3. **De 3.5 a 4 metros:** Coluvión de cantos y gravas pizarrosos en dirección a la pendiente, sobre el que se ha desarrollado un suelo bastante profundo con un horizonte B reconocible, y con

una alteración significativa de las pizarras a arcillas.



Figura 5.74: Corte de la terraza fluvio-glacial.

Esta terraza será el lugar que albergue el aparcamiento del acceso palentino a la estación invernal de San Glorio si ésta se construye finalmente.

Siguiendo aguas arriba en los circos de Guadañas y Cuartas existen morrenas frontales que indican fases de retroceso con glaciares de circo. La abundancia de morrenas en el circo de Guadañas con respecto al de Lomas, con un complejo de obturación colmatado y varias morrenas frontales, indica la mejor alimentación comparativa de aquél a pesar de poseer cabeceras a menor altitud media que Lomas (unos 2200 metros frente a unos 2400). Esto se debe a que el circo de Guadañas está orientado al E mientras que el Lomas posee orientación preferentemente S, lo cual nos indica la importancia de la orientación a la hora del desarrollo de glaciares durante las fases de retroceso.

En cuanto al glaciar de Lomas éste quedó colgado unos 80 metros por encima del nivel de base en las fases de retroceso, formando una lengua que registró sucesivos retrocesos, como puede verse en el sector de La Lomba. El glaciar era ya poco espeso, como certifican unas morrenas laterales muy bien conservadas, en especial la occidental (Figura 5.75). El último complejo morrénico frontal se sitúa inmediatamente al pie del Pozo de las Lomas, a 1960 metros de altitud, y debió encerrar un pequeño lago de obturación glaciar hoy drenado por el arroyo Lomas. Aguas arriba del Pozo de las

Lomas hay un recubrimiento de till bastante irregular, compuesto exclusivamente por granodioritas. La última morrena frontal de este valle queda colgada por encima del umbral de 2250 metros, al pie de las Agujas de Cardaño, y fue depositado por un pequeño glaciar de circo con orientación E formado al pie del pico Lomas.



Figura 5.75: Vista hacia el W del Pozo de las Lomas, el umbral glaciar y las morrenas frontales y lateral occidental del glaciar de Lomas.

5.3.3.3. La evolución glaciar del valle de Cardaño

Como hemos adelantado la reconstrucción de la evolución glaciar del valle de Cardaño es la más problemática de todos los valles del macizo de Fuentes Carrionas (Mapa 5.6). La confusión entre formas de erosión glaciar y estructurales y la situación de las acumulaciones de till, frecuentemente deslizadas y depositadas en el fondo del valle, no permiten una fácil estimación de los límites glaciares en especial en las fases más antiguas descritas, las que depositaron el complejo morrénico frontal y lateral de Cardaño de Abajo.

La fase de UMG es la que posee menos formas actualmente, por lo que la reconstrucción de los límites del glaciario es menos exacta. Es evidente que el glaciar tuvo que alcanzar los 14 kilómetros de longitud desde el casquete de las Agujas de Cardaño hasta la morrena frontal de Cardaño de Abajo, ya que ésta posee bloques granodioríticos. Sin embargo la existencia de este glaciar exige espesores de hielo de varios cientos de metros en el valle de Cardaño, espesores que no tuvieron una significación morfológica reseñable en el valle, en especial en el sector entre Cardaño de Arriba y el valle de Mazobre. Aun así la combinación de formas de erosión en las áreas de cabecera y de formas de acumulación y depósitos por debajo de la ELA nos permiten proponer una

hipótesis de extensión para el glaciar de Cardaño:

En la cabecera el glaciar se alimentaba principalmente desde los circos de Guadañas, Cuartas y Lomas al NW y del icefield de las Agujas de Cardaño al N. En el NE los circos del Alto del Ves aportaban menos hielo, mientras que el de Hoya Contina NW, con una orientación favorable, completaba la alimentación de hielo. El glaciar de Cardaño ocupaba toda la superficie entre el Pico Guadañas y el Tío Celestino, incluido el interfluvio de la Lomba. Existe la posibilidad de que hubiera una transfluencia desde el circo Hontanillas, al S del circo de Guadañas, a través del cordal entre el pico del mismo nombre y el de Tío Navarro, que presenta un aspecto romo. Sin embargo no hemos encontrado bloques erráticos que permitan confirmar esta hipótesis, a pesar de lo cual la adoptamos, ya que parece lógico que así ocurriera, en vista de los espesores alcanzados por el hielo aguas abajo del valle de Cardaño.

A su salida del área de acumulación, entre los picos de Tío Navarro y Hoya Contina, el glaciar poseía unos 350 metros, con un nivel superior alrededor de los 1800 metros, como atestigua la hombrera y valle colgado de Vallejo. Aquí recibía un aporte del circo glaciar de Canchas de Ojeda NW. Unos 1500 metros aguas abajo el glaciar de Cardaño recibía el primer gran aporte de hielo desde la lengua de Valcabe. Ésta se alimentaba desde los circos de la Cerezuela, desde los circos del Pico Murcia N y SE, desde la cabecera de Valcaliente y desde el circo de Hontanillas. En total este glaciar poseía un espesor y capacidad inferior al de Cardaño, con alrededor de 150 metros de espesor, por lo que en la confluencia de los dos el de Valcabe se presenta colgado unos 60 metros con respecto al de Cardaño.

A partir de este momento la lengua del glaciar de Cardaño adquiere una dirección S, con un aporte de hielo desde el circo del Castillo, y un espesor aproximado de 350 metros que se va reduciendo progresivamente a medida que el glaciar discurre valle abajo. Los depósitos de obturación lateral de Lamas y Ramacedo, así como los bloques granodioríticos encontrados en el interfluvio entre ambos valles confirman un glaciar de 250 metros de espesor en este sector. Sin embargo estos valles se encuentran en frente de los valles de Mazobre y Arrilla, es decir, de la cara N del Espigüete. Como expusimos al principio de este Apartado la cara N del Espigüete funcionó como un reservorio de hielo secundario con respecto a la cabecera del Cardaño, pero de gran importancia, y además muy cercano a la lengua principal del valle de Cardaño. Por ello podemos suponer que el aporte desde el Espigüete supone un notable aumento de volumen de hielo para el glaciar de Cardaño, que

de otra manera no hubiese llegado hasta su frente a 1290 metros de altitud. Debido precisamente a los espesores de hielo supuestos gracias a los depósitos laterales de Lamas y Ramacedo podemos afirmar que el glaciar de Espigüete superaba ampliamente el interfluvio Mazobre-Arrilla, creándose un solo glaciar de valle que recogía el hielo de los circos del Espigüete, Arra y Hoyas de Martín Vaquero, para inmediatamente confluir con el glaciar de Cardaño. Éste discurría perdiendo espesor por la garganta cataclinal que corta el afloramiento de Espigüete-Peña del Tejo, para salir de ésta con un espesor aproximado de 150 metros. Una vez que el glaciar ocupaba la depresión estructural de Río Chico-Cardaño de Abajo (hoy inundada en su mayoría por el embalse de Camporredondo) el glaciar se extendía (tal y como atestigua la morrena exterior de Cardaño de Abajo, que invade parcialmente el valle de Río Chico) y perdía rápidamente espesor hasta su frente a 1290 metros de altitud.

La fase de Retroceso I es igualmente problemática en el valle de Cardaño. En otros valles es una fase estable y muy pulsante, cercana al frente del UMG. En el complejo morrénico de Cardaño de Abajo existen varias morrenas de retroceso que, sin embargo, se encuentran muy próximas al último retazo morrénico a 1290 metros. Sin embargo en el valle de Cardaño y valles adyacentes sí que se advierte una reducción notable del espesor del glaciar. Es decir, con menos hielo el glaciar fue capaz de avanzar hasta casi el límite anterior. Ello podría deberse al aporte de material rocoso desde las paredes deglaciadas en la fase anterior, formándose un glaciar en el que el hielo quedaría protegido de la fusión por la masa de derrubios que transportaba. El resultado fueron voluminosas morrenas frontales y laterales, como la morrena frontal que cierra el valle al SE de Cardaño de Abajo o las morrenas laterales sobre las que se asienta esta localidad. El glaciar de Cardaño se seguía alimentando desde los circos glaciares de su cabecera, así como del icefield de Tres Provincias. La difluencia por encima de la Llomba continuaba siendo activa pero, en una segunda subfase el hielo que difluía hacia el valle de Valmediano no llegaba a ocupar el fondo del mismo, como atestigua la morrena frontolateral en la margen W de dicho valle. Por el contrario la transfluencia desde el valle de Hontanillas habría dejado de ser activa. En total en la cabecera del glaciar de Cardaño se originaba una lengua de aproximadamente 150 metros de espesor que, sin embargo, ejerció una considerable labor erosiva en las laderas de Alto Navarro y Hoya Contina, dejando colgados los valles de el Ves (dando lugar a la cascada del mismo nombre), la Cuesta y Vallejo. El glaciar de Canchas de Ojeda NW quedaba en esta fase colgado por encima del de Cardaño.

La confluencia con el glaciar de Valcabe seguiría existiendo, pero éste solamente aportaba un espesor de hielo de 100 metros. El glaciar resultante discurría aguas abajo reduciendo su volumen y recibiendo solamente el aporte del glaciar del Castillo hasta su confluencia con el valle de Mazobre, donde el glaciar de Cardaño apenas llega a los 100 metros de espesor. En este punto el glaciar de Mazobre, alimentado por los cercanos circos de Arra y Espigüete N aportaba, sin embargo, un espesor de hielo de aproximadamente 140 metros. El glaciar resultante discurre en dirección S perdiendo espesor, que en el entorno de Puente Agudín sería de apenas 50 metros, para presentar su morrena frontal a 1306 metros de altura, la única que actualmente emerge del embalse de Camporredondo cuando éste se encuentra lleno.

La fase de Retroceso II está bien representada en especial en el valle de Cardaño, pero no tanto en los valles adyacentes, así los glaciares de orientación W o de orientación meridional desaparecen en esta fase o quedan reducidos a pequeños glaciares de circo. Como ocurre en los casos de Naranco y Lechada podemos distinguir varias pulsaciones dentro de esta fase, en especial en los glaciares de mayor desarrollo de la cabecera del valle de Cardaño. El icefield de Tres Provincias desaparece. Sin embargo el circo de las Lomas, al pie de las Agujas de Cardaño, sigue siendo un importante área de acumulación de hielo, al igual que los altos circos de Cuartas y Guadañas, de orientación E. Alimentado por estos tres circos se forma el glaciar más extenso del valle que descendía a lo largo del valle de Cardaño hasta los 1538 metros de altura, depositando morrenas laterales a ambos lados al pie de la Llomba y Tío Navarro. Este glaciar presenta varias pulsaciones de retroceso, en las cuáles las lenguas provenientes de los diferentes circos quedaban individualizadas. En concreto los glaciares de Cuartas y Guadañas formaron en esta pulsación un solo glaciar cuyo frente quedaba a 1678 metros de altitud mientras que el glaciar de Lomas quedaba colgado por encima de ellos con un frente muy bien marcado a 1830 metros. Mientras en el cordal entre Tío Celestino y el Alto del Ves los glaciares, orientados al SW, retroceden rápidamente para quedar acantonados al pie de los circos. No existen morrenas frontales atribuibles a esta fase en el circo de Hoya Contina NW, por lo que suponemos que el glaciar quedó a medio camino entre la artesa del valle de Cardaño y la morrena de la Fase de Altura. El valle de Valcabe albergaba un glaciar que llegaba hasta 1520 metros, dejando una morrena frontolateral hoy parcialmente conservada, depositando también la morrena del chozo de Valcabe. Al igual que ocurría en el Alto del Ves, los glaciares de Hontanillas, Castillo, Canchas de Ojeda NW, y Arrilla se redujeron a pequeñas masas de hielo al pie de los circos.

En el valle de Mazobre la cara N del Espigüete presenta en esta fase dos glaciares diferenciados. Al E los tres circos más orientales alimentan un glaciar que deposita la morrena sobre la que hoy se sitúa el refugio de Mazobre. Al NW el circo principal alimenta una lengua que desciende hasta el fondo del valle. No conocemos su límite ya que sólo quedan de esta fase la morrena lateral de la Sima del Anillo y una bella superficie de erosión glaciar que individualizó un pequeño “nunatak” a 1700 metros de altitud, pero es seguro que el glaciar llegó por debajo de la Cascada de Mazobre.

Aguas arriba de dicha cascada los circos de Arra formaron una superficie glaciar que no llegaba a desarrollar una lengua que superara el umbral de la cascada.

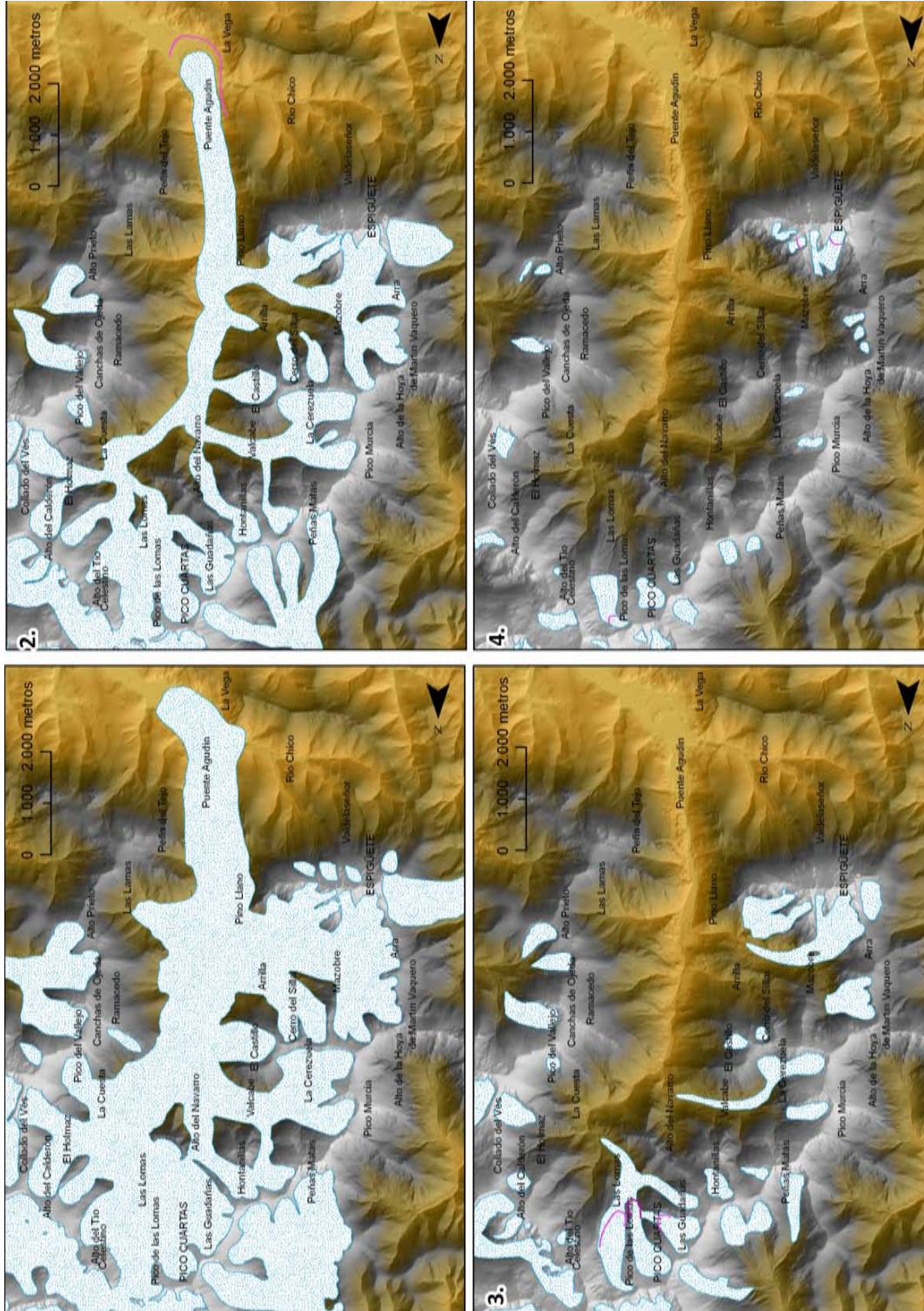
La fase de Altura posee un claro desarrollo diferencial en el valle, con los glaciares alojados exclusivamente en los circos de mejor orientación (en especial orientación N), mucho menos en orientación E y prácticamente ausentes en otras. El desarrollo de las lenguas glaciares también tendrá mucho que ver con la existencia de paredes rocosas que protejan a los glaciares de la insolación. Dentro de esta fase, en los circos glaciares más altos y mejor orientados, pueden observarse dos pulsaciones, hecho consistente con lo observado en los demás valles de Fuentes Carrionas, interpretado como dos subfases que tuvieron lugar en el Tardiglaciar por González Trueba (2006) en Picos de Europa o por Pellitero et al. (2011) para el conjunto de la Montaña Cantábrica Central (Picos de Europa, Montaña Palentina, Divisoria y sierras de Valdecebollas y Peña Sagra). En la cabecera de Cardaño existen glaciares en esta fase en los circos de Guadañas, Cuartas y Lomas, con frentes entre los 1960 metros de Lomas (el único circo con una orientación E y NE protegida de la insolación), y 2000 metros en los demás. La segunda subfase está representada en Cuartas por un pequeño glaciar adosado a la pared del circo, que deja una morrena a 2220 metros de altitud, y otra morrena frontal que cierra un glaciar acantonado en el circo de las Lomas, en un rellano a 2250 metros de altitud.

Existen glaciares de circo también en Hoya Contina NW (coetáneo a un glaciar rocoso adyacente), Pico Murcia N y la Cerezuela. El glaciar más grande de esta fase en el valle de Cardaño se desarrolló en la parte occidental de la cara N del Espigüete. Un glaciar de unos 800 metros de longitud ocupó todo el circo sobre el que actualmente se desarrollan extensos lapiaces, simas y dolinas, dejando un complejo morrénico por encima de la Sima del Anillo, entre 1850 y 1790 metros de altitud. En la parte oriental existieron glaciares de circo que depositaron morrenas frontales a 1900-1920 metros de altitud. La segunda subfase dejará en el Espigüete un pequeño glaciar en la

cara NW con un frente morrénico a 2020 metros de altitud, sobre el que actualmente se asienta una de las pocas praderas existentes en la cara NW del Espigüete.

A pesar de haber albergado uno de los glaciares de mayor extensión y espesor durante la fase de máximo, esta última fase de Altura está marcada por una deglaciación casi general en el valle de Cardaño. Ello confirma la existencia de unas condiciones marginales para el glaciario en las que la orientación de los circos glaciares juega un papel vital en la creación de hielo. Es por ello que el valle de Cardaño, a excepción del Espigüete (con circos en orientación N) carecerá casi completamente de glaciares en esta fase, dada la dominante orientación S, y secundariamente E y W de los circos en este sector. Precisamente la orientación favorable, al abrigo de altas paredes, permitió la instalación del glaciar del Espigüete hasta un límite anormalmente bajo en el contexto del valle de Cardaño.

5.3. FORMAS DE ORIGEN GLACIAR EN LOS VALLES DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS



Mapa 5.6: Evolución glaciar del valle de Cardaño. 1. Último Máximo Glaciar. 2. Retroceso I. 3. Retroceso II. 4. Fase de Altura. Las líneas rosadas indican morrenas de pulsaciones intrafase.

5.3.3.4. Los valles glaciares de Pineda-Riofrío

El glaciario en nuestra área de estudio es, como en la mayoría de los casos de la Cordillera Cantábrica, de tipo alpino (Embleton, 1972). Esto quiere decir que circos, umbrales y artesas glaciares son las formas dominantes, formas excavadas por glaciares de tipo lengua que se encajaron en un relieve preexistente, ejerciendo una labor que, en la mayoría de los casos, es de retoque. Este hecho no es óbice para que existan algunas situaciones en las que los glaciares superan esa adaptación al relieve previo. Uno de esos casos es el de los glaciares de la cabecera del Carrión - Riofrío, en el límite entre Cantabria y Palencia. Si bien no se llegó a formar un domo glaciar a excepción del pequeño domo al S del pico Tres Provincias, podemos afirmar que, durante el Último Máximo Glaciar, todo el área que hoy constituye los Puertos de Riofrío y Vega de Cantos estaba ocupada por un gran campo de hielo delimitado por los cordales del Curavacas al S, Zamburría al N y el cordal de Cubil del Can, Peña Prieta, Hoya Contina al W. Este campo dejaba ciertos cordales intermedios a modo de *nunataks*, tales como el Coto Redondo, los cordales del Alto del Ves y la Panda de Fuentes Carrionas, y fluía en dirección general E, a través de cuatro lenguas diferentes:

- La del arroyo de Castrejón, que drenaba principalmente el hielo proveniente del circo de Cubil del Can NE, dirección que mantenía dicha lengua, cuyas aguas vertían a la vertiente atlántica a través del río Vejo.
- La de las turberas de Riofrío, que en dirección N constituía una difluencia del glaciar de Riofrío hacia el arroyo de la Viña y finalmente la vertiente atlántica.
- La del valle de Riofrío, en dirección E, cuyo glaciar, al igual que los tres anteriores, drenaba principalmente el hielo proveniente de los circos de Cubil del Can, los Altares y Campollo, y que constituía la cabecera del río Frío que, junto al Vejo, forma el Quiviesa.
- La del valle de Pineda, que además de recibir los hielos provenientes de la cara N del cordal Hoya Contina-Curavacas-Monte las Huelgas, drenaba los hielos procedentes de Fuentes Carrionas y, a través de la difluencia de Vega la Canal, el hielo del circo de Los Covachos y parte del hielo del glaciar de Riofrío, ya que toda la cabecera presentaba una inclinación general hacia la red del Duero, con capturas en todo caso preglaciares hacia la vertiente atlántica (Bertrand y Bertrand 1984).

Este campo glaciar contrastaba con la práctica ausencia de glaciares en la cara S del cordal del Curavacas. Tan extraña realidad hizo que Alonso et al. (1981) solucionasen esta dicotomía aduciendo a la posible existencia de “glaciares de canalizo” en la cara S del Curavacas, cuyos restos habrían sido posteriormente fosilizados por los espesos taludes de derrubios hoy presentes. Ello pone de manifiesto la importancia de las orientaciones a la hora de la ocurrencia del hecho glaciar en este macizo. En efecto los valles con circos en orientación E y NE fueron los que desarrollaron un glaciario más extenso durante el UMG, mientras que para las fases de retroceso fue haciéndose cada vez más importante la orientación septentrional, menos favorable para la acumulación de nieve pero mejor orientada para la protección de la insolación. Podemos afirmar que la cara S del Curavacas constituye un geotopo especialmente desfavorable a la permanencia de la nieve y su conversión en hielo glaciar por varias razones:

- La marcada orientación paralela del cordal del Curavacas, con la casi absoluta ausencia de cordales secundarios de importancia que introdujeran una cierta variedad de orientaciones.
- La acusada pendiente existente en el frente meridional del sinclinal del Curavacas, que constituye tal cara S, lo cual expone a la roca de manera directa a la radiación solar incluso en el invierno, cuando el ángulo de incidencia de ésta es más oblicuo.
- El color oscuro de la roca, que permite un mayor calentamiento de la misma por la menor reflexión de la radiación incidente.

Como resultado de esta evolución glaciar compleja los valles de Pineda y Riofrío -entendidos en sentido amplio como todas las cabeceras del Carrión y Riofrío- presentan una morfología glaciar en la que las formas de erosión constituyen principalmente registros de la citada fase de “campo de hielo”, mientras que las formas de acumulación se reparten altitudinalmente: las correspondientes a las fases de máximo hay que buscarlas entre los 1600 y 1200 metros de altitud, y las últimas fases de retroceso dejaron sus depósitos por encima de 1800 metros generalmente. A pesar de tener una historia glaciar común, vamos a tratar por un lado la cabecera del Carrión y por otro los valles de Riofrío y Castrejón.

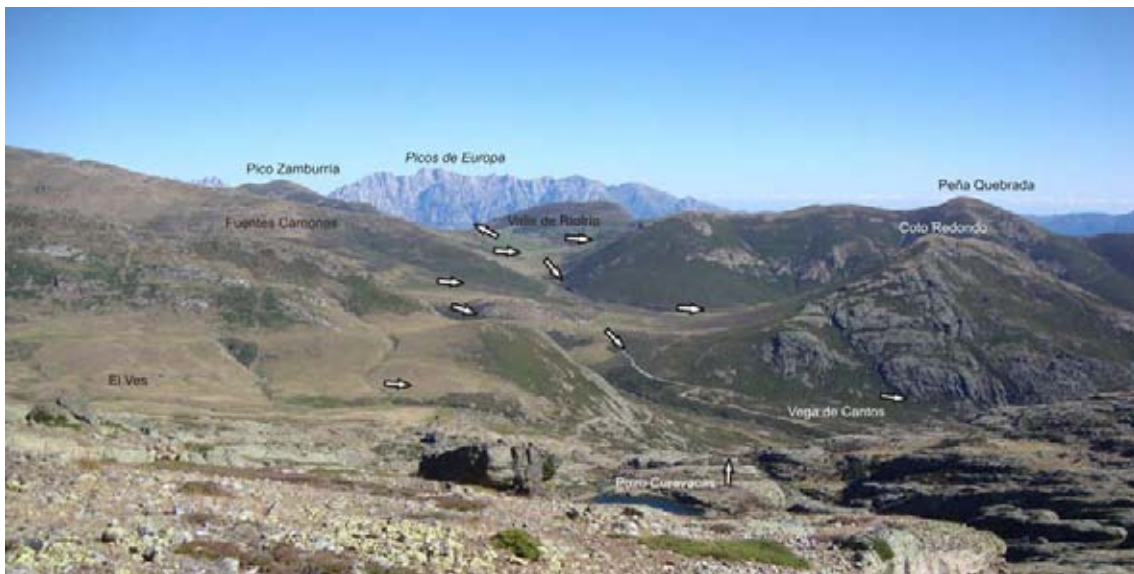


Figura 5.76: Vista del alto valle de Pineda desde la ladera N del Pico Curruquilla. Las flechas indican las direcciones del hielo del campo glaciar de Pineda durante el UMG y la fase de Retroceso I.

5.3.4. Las formas del valle glaciar del Carrión

5.3.4.1. Macroformas erosivas de origen glaciar en el Carrión y valles tributarios

El valle del Carrión (valle de Pineda)

Los dos valles principales que vierten hacia el S, el del Carrión y el de Cardaño, presentan los perfiles más suaves y menos típicamente glaciares de todos los del área de estudio. La red de drenaje del Carrión es la de menor tirón hídrico de todo el entorno, como puede comprobarse en el hecho de que ha sufrido o va a sufrir capturas por parte de la red del Esla en el valle de Valverde de la Sierra y del Pisuerga en el puerto de la Varga (ver Apartado 4.4.4). Los glaciares se adaptaron, por tanto, a la escasa pendiente erosionando los valles lateralmente de manera preferente, aunque también con salvedades.

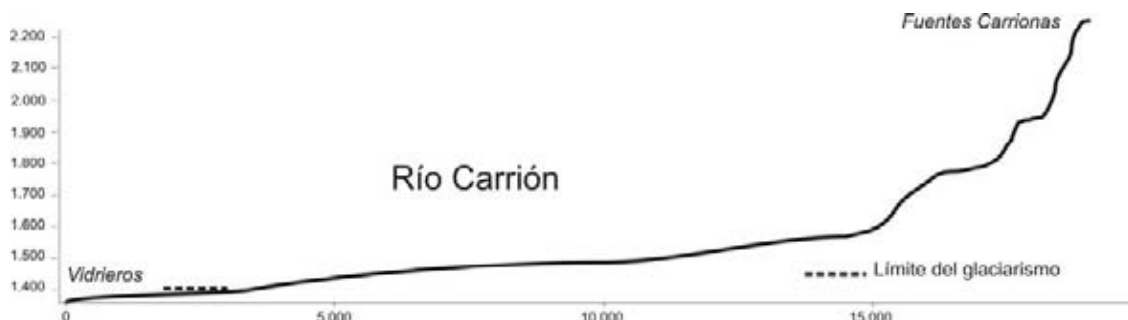


Figura 5.77: Perfil longitudinal del Carrión dentro del área de estudio.

Si observamos el perfil longitudinal del valle del Carrión, podemos confirmar un perfil muy suave que apenas sufre variaciones por encima del límite de la erosión glaciaria. Sin embargo alrededor de los 1600 metros, donde el valle se excavó en los potentes conglomerados de la Fm. Curavacas, el perfil cambia a escalonado, arquetípico de la erosión glaciaria (Figura 5.77). Hay que destacar que el glaciar del Carrión consiguió excavar el valle hasta el nivel de base preglaciaria, a unos 1500 metros de altitud, varios kilómetros dentro del sinclinal del Curavacas. Así el entorno de la Vega de Cantos debe su altitud de base, entre 1500 metros y 1600 metros, a la erosión producida por un glaciar de considerable espesor y capacidad erosiva. Aguas abajo del Estrecho el valle se amplía considerablemente. La escasa pendiente, las litologías blandas de las formaciones Arroyacas y Carazo, sobre las que la erosión fluvial habían labrado un valle preglaciario amplio y el menor aporte de hielo desde los circos situados al E del Pico Curavacas, provocaron que en este tramo el glaciar abandonase su labor erosiva para simplemente ocupar el valle y depositar los materiales arrancados aguas arriba.

Por otro lado los valles tributarios al Carrión desde el cordal Hoya Contina-Curavacas-Lagunillas sí poseen grandes diferencias entre los que albergaron glaciares y los que no. Ello se debe a que salvan un desnivel importante (entre 500 y 600 metros) en menos de 2 km., como ocurre en los arroyos de Resollar, Postil de Soña, Pando, Agua del Manzano (Figura 5.78) o Riuplanes. La consecuencia es una mayor capacidad erosiva tanto de los torrentes como de los glaciares, por lo que las diferencias entre los valles glaciados y no glaciados son claras. Cabe destacar que en muchos de los valles glaciados la excavación de cubetas-umbrales parece independiente de la alternancia de litologías duras y blandas. Tal es el caso en el valle de Lagunillas y Agua del Manzano. Parece confirmarse que la propia dinámica erosiva del glaciar, producto del flujo del fondo glaciario y el espesor del mismo es la principal responsable de este perfil (Boulton 1974), aunque obviamente en los lugares con litologías contrastadas dicha dinámica ahondará sobre los estratos blandos y salvará los más duros.

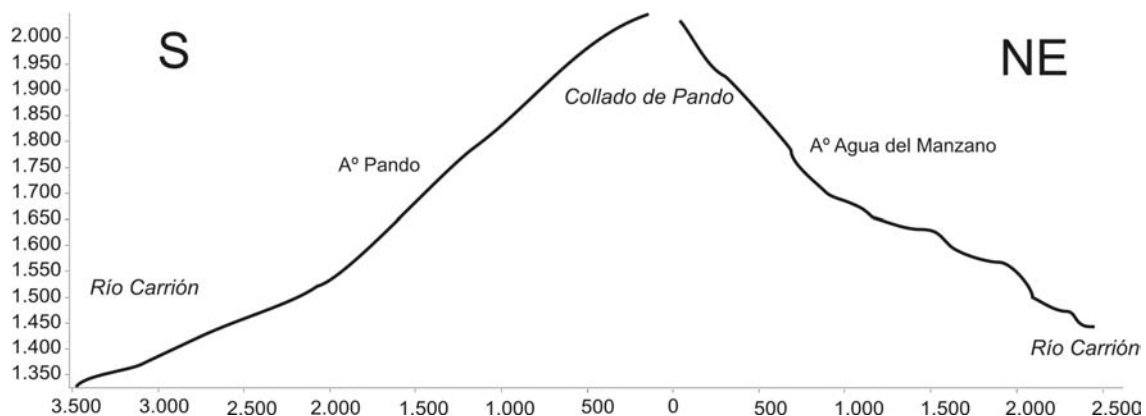


Figura 5.78: Perfiles longitudinales de dos valles tributarios al Carrión desde collado de Pando. El valle septentrional albergó un glaciar mientras que el meridional no.

La cabecera del Carrión se caracteriza desde el punto de vista geológico por una uniformidad que contrasta con el aledaño valle de Cardaño. Casi toda el área de cabecera está encuadrada en el amplio sinclinal de Curavacas-Lechada, en el que las litologías se limitan a conglomerados, areniscas, pizarras y pequeños retazos calizos, con intrusiones granodioríticas ocasionales. Los buzamientos son en general suaves, llegando a la horizontal en el sector del Coto Redondo-Vega de Cantos, con escasez de fallas. Donde el sustrato es exclusivamente conglomerático la incidencia de los procesos postglaciares ha sido escasa. Ello ha servido para que el relieve glaciar alcance aquí su máxima expresión y belleza, con algunas de las formas de erosión más claras de toda la Cordillera Cantábrica. La Vega de Cantos (Figura 5.79), lugar de confluencia de lenguas glaciares, los valles de Reñuela y Fuentes Carrionas, los circos del Curavacas y el Ves y la transfuencia desde el valle de Riofrío, poseen una morfología claramente glaciar. Por el contrario, al E de la Cola del Curavacas el panorama cambia radicalmente: el valle de Pineda se adentra en las Unidades Palentinas, y se hace más irregular, abierto y afectado por procesos gravitacionales.



Figura 5.79: Vista hacia el E de la Vega de Cantos desde los Escalones.

La Vega de Cantos se caracteriza por un relieve de erosión glaciár con paredes casi verticales en las que aflora directamente el conglomerado del Curavacas, y un fondo llano producto de un relleno postglaciár de la artesa. En estas laderas puede seguirse una hombrera superior, entre los 1.900 y los 1.850 metros de altitud, y una hombrera inferior, y por tanto posterior a ésta, entre los 1.700 y los 1.650 metros de altitud (Figura 5.79). Esta segunda hombrera se encajaría en la primera, siguiendo el modelo descrito en la Figura 5.80.

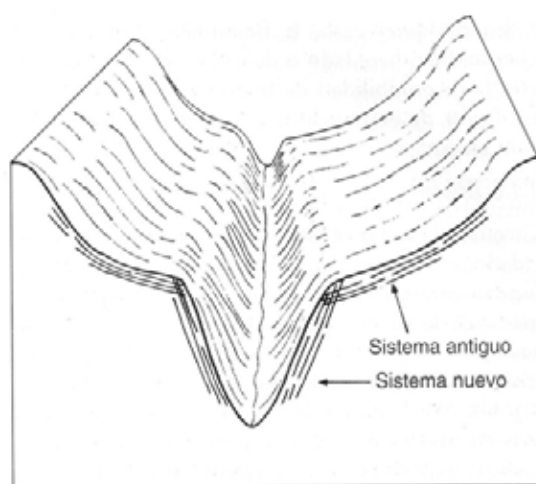


Figura 5.80: Artesa doble construida por dos sistemas glaciares distintos. Modificado de Gutiérrez Elorza (2001).

Tal modelo de artesa doble puede seguirse con mayor o menor facilidad en todas las laderas de Vega de Cantos con una excepción, la ladera occidental del Coto Redondo, que posee un perfil en U perfecto desde la base hasta la cima (Figura 5.81). La mayoría de los glaciares tributarios se conectaban con esta gran artesa a través de umbrales glaciares, que han provocado que los valles labrados por ellos se encuentren actualmente colgados con respecto al nivel de base de Vega de Cantos. Así el nivel de base del valle glaciár que drena el N del Pico Curavacas y Curruquilla se encuentra colgado unos 200 metros sobre Vega de Cantos, al igual que el Ves, Fuentes Carrionas y los Puertos de Riofrío, mientras que el valle del Rebeco se encuentra 320 metros por encima del valle del Carrión. Éste a su vez poseería un gran umbral glaciár en la salida de la Cola del Curavacas, con un gran salto de unos 200 metros de desnivel que habría creado una cascada de “seracs” en el área del Estrecho.



Figura 5.81: Vista hacia el NE de la ladera occidental del Coto Redondo, desde el Pozo Curavacas. Destaca la forma de U casi perfecta y la hombrera excavada por el glaciar de Fuentes Carrionas al incidir transversalmente el valle glaciar previo. La ausencia de una artesa doble se debe a que los glaciares de la segunda fase se encajaron por debajo de esta artesa.

La salida del sinclinal del Curavacas hacia el E se hace por el entorno del Estrecho, entre las laderas N de la Cola del Curavacas y S del Lezna. En ambas existen artesas marcadas, en especial la artesa inferior, excavada por un glaciar que en este punto todavía sería morfológicamente competente para erosionar lateralmente las paredes de conglomerado.

Aguas abajo de la Cola del Curavacas, el valle glaciar del Carrión entra en los mantos cabalgantes de las Unidades Palentinas, de una litología más variada y, en general, menos resistente que los conglomerados. Además el glaciar recibió aportes de hielo menos voluminosos por parte de los valles tributarios por su margen meridional (el Hospital, Riuplanes, Agua del Manzano y Lagunillas), mientras que por el N los aportes de hielo son nulos. El resultado es un valle glaciar en el que las formas de erosión se hacen más difusas, en unas ocasiones porque el glaciar no hace más que resaltar el contraste litológico entre formaciones más o menos resistentes, como ocurre en su margen septentrional, y en otros casos porque los abundantes movimientos en masa han modificado considerablemente el perfil de las laderas. Aun así es posible descubrir el límite superior del glaciar del Carrión a partir de formas de erosión en algunos interfluvios entre los valles tributarios del

Carrión por el S. Estos retazos nos marcan un glaciar que claramente rebasaría el interfluvio de Santa Marina entre el Carrión y el Araúz (Figura 5.82).

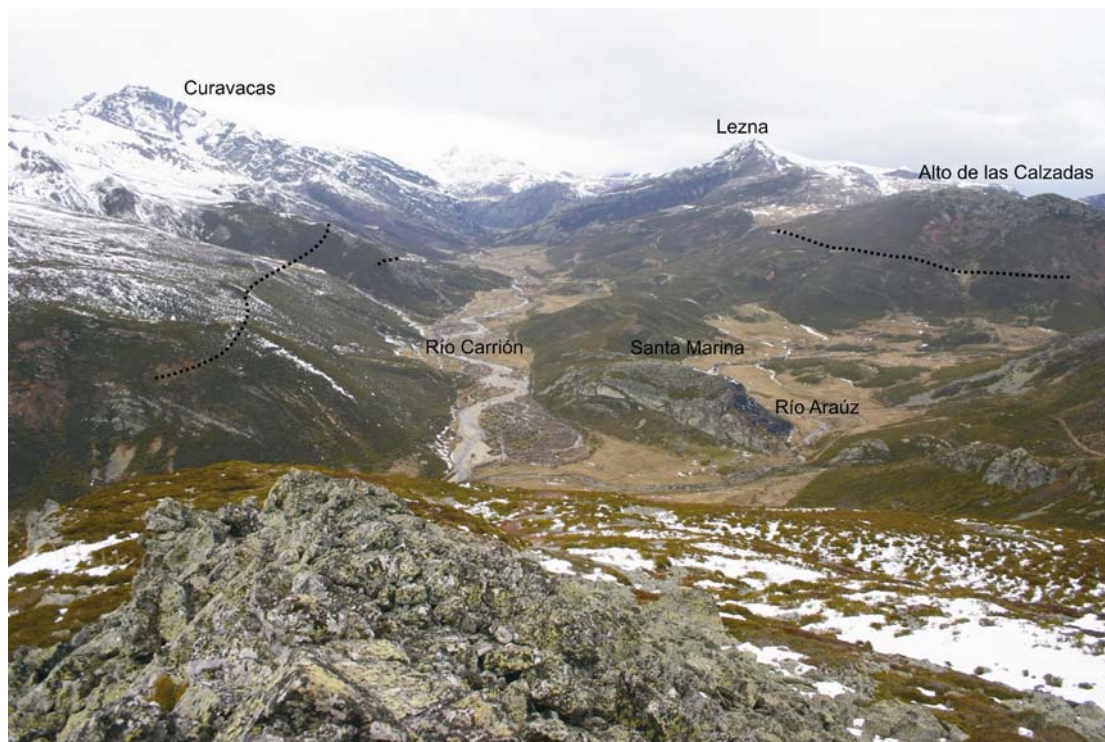


Figura 5.82: Vista hacia el W del valle de Pineda desde la Peña Carazo. Las líneas marcan retazos de la artesa glaciar del Carrión. Imagen de Manuel Gómez Lende.

En todo caso es posible reconstruir una evolución glaciar a partir de valles que han quedado colgados respecto al nivel actual del valle de Pineda. En concreto el valle del arroyo del Canalón, que drena la cara SE del Pico Lezna, se encuentra colgado unos 60 metros sobre el valle de Pineda. Esta ruptura de pendiente se debe posiblemente a la existencia de un estrato de areniscas especialmente resistente, pero puede seguirse a partir de este punto una pequeña hombrera en la ladera que, poco a poco, disminuye de altitud hasta los 1.510 metros, para desaparecer en las inmediaciones de Santa Marina (Figura 5.83).



Figura 5.83: Vista parcial del valle de Pineda desde la Vega de Correcaballos, en la ladera de la derecha puede distinguirse la hombrera que constituiría el límite del glaciar del Carrión durante la segunda fase glaciár, la fase de Retroceso I.

En la ladera meridional la conexión del valle del arroyo del Agua del Manzano con el de Pineda se resuelve gracias a una ruptura de pendiente que nos indica la existencia de un valle colgado de origen glaciár (Figura 5.85). La diferencia de altitud es de unos 110 metros con respecto al nivel actual del valle, y, dadas las altitudes y evolución del glaciar de este valle tributario, es una forma producto de la primera fase de máximo glaciár (Figura 5.84).



Figura 5.84: Vista desde el N del contacto entre el valle del arroyo del Agua del Manzano y el valle de Pineda.

Aguas abajo del valle de Pineda, en las laderas del Pico Lagunillas el perfil regularizado de la ladera se ve claramente interrumpido (Figura 5.85), señalando el límite superior del glaciario durante el máximo glaciario. Esta ruptura puede seguirse a lo largo de toda la ladera del Pico Lagunillas, tanto en su vertiente N como en la vertiente E, una vez que el valle de Pineda ha girado para tomar una dirección meridiana, hasta casi el último vestigio de glaciario, a 1380 metros de altitud.



Figura 5.85: Vista de la ladera oriental del Pico Lagunillas desde el valle del arroyo Calero. En la parte baja de la ladera se ha marcado con una línea roja la situación de la hombrera que señala el límite del área glaciada durante el Máximo Glaciar.

Discusión: ¿formas de erosión glaciær aguas abajo del frente de la Rabina?

Como veremos posteriormente, no hemos encontrado depósitos glaciær aguas abajo de la Rabina. Sin embargo la forma de las laderas indican un escalón hasta el sector de la Torca, 2 km. al E de Vidrieros. Se trata de una posible hombrera que excava la base tanto de la ladera S y E de Lagunillas como de la ladera N de Santa Lucía. Esta hombrera se mantiene alrededor de los 1400 metros de altitud en la margen derecha del río Carrión, mientras que en la margen izquierda a esta altitud hay un rellano a esa misma altitud, que puede interpretarse como rellano de obturación lateral (Figura 5.86).



Figura 5.86: Rellano en la margen izquierda del Carrión, 1,5 km. al E del Refugio de Pescadores.

La interpretación de estas formas como de origen glaciar implica aceptar que el glaciar del Carrión durante el UMG tuvo una extensión 3,5 kilómetros mayor que la propuesta inicialmente. Este es un hecho asumible, ya que esta extensión implicó un descenso de la cota del frente glaciar de apenas 30 metros. Por otro lado no existe ningún resto de morrena frontal en el sector de la Torca que avale esta teoría.

La Vega de la Canal

Con este nombre se conoce al valle abierto por la transfluencia glaciar desde el glaciar de Riofrío hacia el Carrión. Se trata de un valle preglaciar, ya que antes de la captura del Riofrío todo el sector al N de Peña Prieta drenaba hacia la red del Duero, como atestigua la inclinación general de los valles de la Canal, Riofrío y turberas de Riofrío hacia el S, sobre cuyo fondo la red del Deva (con dirección N y E) se ha encajado posteriormente. Sin embargo la labor erosiva glaciar es indudable, ya que la transfluencia glaciar en este lugar amplió el valle y le dio la característica forma de artesa. Este valle corta en sentido cataclinal los estratos de las formaciones carboníferas, silúricas y devónicas del margen N del sinclinal del Curavacas y de los mantos cabalgantes de Riofrío. Es por ello que la resistencia de la litología a la erosión es mayor en este punto, por lo que el glaciar elaboró un pequeño umbral de unos 40 metros en su salida hacia el valle de Reñuela. La citada artesa, en el contacto entre este valle y el valle de Reñuela, presenta sus hombreras alrededor de 1880 metros de altitud (Figura 5.87). La artesa es menos regular que en los lugares excavados a favor de los estratos, ya que los procesos postglaciares provocan caída de bloques y erosión diferencial en la roca, en especial en las formaciones precarboníferas, más variadas litológicamente.



Figura 5.87: Vista de la Vega Canal desde la cima del Curavacas. Se ha indicado a) las hombreras labradas por el glaciar del UMG en la transfluencia hacia el Carrión. Puede verse también la niebla que frecuentemente cubre el extremo N de Fuentes Carrionas.

En el extremo N de Vega la Canal, en el contacto con el valle de Riofrío puede verse una hombrera a 1815 metros en el lado occidental del valle, mientras que en el lado oriental es una morrena lateral bien conservada la que marca el límite del glaciar. La diferencia de altitud entre esta hombrera y las situadas más al S, anteriormente citadas, podría sugerir una dirección del glaciar de S a N. Sin embargo la pendiente general de todo este sector es de N a S, ya que las lenguas glaciares tendían a concentrarse en el sector de Vega de Cantos, el punto más bajo a 1500 metros de altitud, situado al S de Vega la Canal. Esta aparente contradicción nos está indicando una segunda fase del glaciar de Riofrío-Carrión, de la cual pueden verse otros restos (fundamentalmente morrenas) en los sectores de Vega la Canal y Reñuela.

El valle de los Covachos

El valle de los Covachos es un pequeño valle de dirección oriental abierto en el amplio interfluvio entre los valles de Fuentes Carrionas y Riofrío. Es un valle muy abierto hacia la Vega Canal. A pesar de constituir un área de acumulación glaciar durante el Pleistoceno, carece de una morfología glaciar clara más allá de rocas aborregadas, ya que el circo es uno de los menos marcados de Fuentes Carrionas, por lo que el glaciar de Covachos se limitó a retocar las formas preglaciares. Por ello la artesa glaciar es muy poco marcada, y solamente en el lado N puede verse un pequeño

resalte entre los 1950 y 1920 metros de altitud que consideramos excavado por un glaciar. Al igual que el valle de Fuentes Carrionas, presenta una clara disimetría, con áreas de erosión glaciar en la mitad S y la mitad N cubierta por mantos de till, con el único resalte citado. Debido a una morfología glaciar más marcada en el cordal S que en la cara W, la más alta del valle, parece claro que el glaciar de Covachos tenía su principal área de acumulación en este sector, del cual el hielo giraba en dirección E hacia la Vega la Canal (Figura 5.101).

El valle de Fuentes Carrionas

Este valle posee una morfología glaciar fuertemente disimétrica, claramente influida por el sustrato sobre el que se ubica. Así su mitad meridional está labrada en conglomerados, y aquí encontramos la artesa glaciar bien conservada con la hombrera 250 metros sobre el fondo del valle actual, y umbrales de contacto entre los circos glaciares de Hoya Calderona, Agujas de Fuentes Carrionas y Tío Celestino y el fondo de valle. El modelado glaciar más claro puede verse en el contacto entre la Hoya Calderona y Fuentes Carrionas, donde el glaciar de Hoya Calderona labró una artesa secundaria, con un llambrial en su fondo, hasta la hombrera excavada por el glaciar de Fuentes Carrionas durante una fase de retroceso (Figura 5.88). La cabecera principal es el circo de Fuentes Carrionas, que conecta con el fondo del valle también mediante sendos umbrales a 2200 y 2100 metros de altitud. Estos umbrales coinciden con planos de estratificación, ya que en la cara S del valle de Fuentes Carrionas los conglomerados presentan aproximadamente un buzamiento S de unos 60°, mientras que en los circos glaciares se han excavado cubetas en capas de pizarras y areniscas de la Fm. Lechada, comparativamente más débiles que los conglomerados. La excepción está en el circo de Fuentes Carrionas, de fondo casi plano y excavado parcialmente en granodioritas.

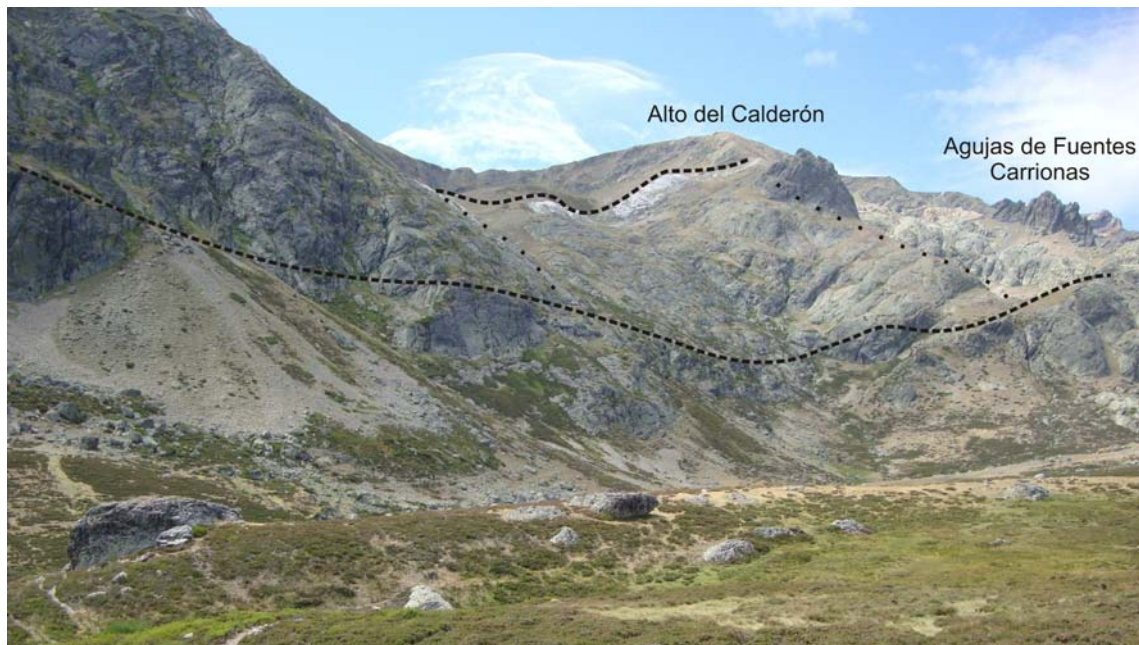


Figura 5.88: Vista del circo de Hoya Calderona desde el valle de Fuentes Carrionas. Se han marcado con una línea discontinua las dos hombreras glaciares que marcan dos fases dentro del glaciar de Fuentes Carrionas. Una vez que el glaciar disminuyó su volumen hasta el límite de la hombrera inferior, el glaciar de Hoya Calderona descendía desde su circo mediante una lengua que excavó una pequeña artesa secundaria, indicada con la línea de puntos. La superficie de erosión glaciar labrada por esta lengua se conserva actualmente.

Sin embargo la mitad septentrional del valle está excavada en las pizarras de la Fm. Lechada, a favor de un buzamiento general de aproximadamente 30° S. Posiblemente esta ladera sería una ladera regularizada a favor de un dorso estructural antes de que se instalase el glaciar, por lo que éste se extendió por esta suave ladera depositando abundante material morrénico. Los procesos erosivos postglaciares (deslizamientos, soliflucción, arroyamiento) han acabado por dar forma a una ladera irregular pero de pendiente suave conocida con el expresivo nombre de la Panda de Fuentes Carrionas.

El valle de Reñuela

Se conoce como valle de Reñuela o Reculera al valle que rodea el Coto Redondo por el N y el E, drenando las caras S de la Peña Quebrada y pico Pumar, así como la W del Lezna. Se trata de un valle con una gran uniformidad litológica, al estar compuesto exclusivamente por conglomerados con un buzamiento aproximado de 60° en dirección S. La morfología del valle es claramente glaciar, con fondo casi plano y paredes abruptas (Figura 5.89), aunque algunas de las hombreras, en especial en la cara W del Lezna, tienen un origen estructural.



Figura 5.89: Vista de la artesa glaciar de Reñuela desde la transfluencia glaciar de Riofrío, en el sector de Vega la Canal.

En la ladera meridional de la Peña Quebrada encontramos una hombrera que puede seguirse durante 1500 metros hacia el E casi sin pérdida de altura, a 1790 metros de altitud. Esta hombrera no posee depósito de till encima, pero por su regularidad parece ser de origen glaciar. Sin embargo este nivel no se ha conservado de la misma manera en la ladera N del Coto Redondo, que posee un cambio de pendiente de origen estructural cuyo nivel asciende de W a E, donde alcanza los 1790 metros. Dicho cambio de pendiente responde a un estrato conglomerático que ofreció resistencia al glaciar de Reñuela, ya que éste sólo fue capaz de erosionarlo parcialmente en el codo que éste realizaba para pasar de dirección W-E a N-S. Un glaciar de una fase posterior fue capaz de abrir un boquete en este estrato resistente, de tal manera que hoy no existe un umbral en el mismo. Tanto en la cara W del Lezna como en la E del Coto Redondo tampoco se aprecian fácilmente las formas de erosión glaciar. Aquí el valle atraviesa perpendicularmente los estratos conglomeráticos, y los valles tributarios que caen desde las cumbres de Lezna y Coto Redondo, de gran desnivel y abundantes marcas de procesos gravitacionales (flujos de derrubios y deslizamientos traslacionales

principalmente), han borrado las formas glaciares. De esta forma sólo pequeños retazos de la artesa del glaciar del UMG pueden seguirse en ambas laderas, aunque sí puede seguirse la continuidad entre éstas y el circo de Lezna NW (Figura 5.90).



Figura 5.90: Vista panorámica hacia el S del valle de Reñuela desde la Peña Quebrada. Se han señalado el circo de Lezna NW, los retazos de artesa glaciaria y el deslizamiento de Lezna W.

El circo-valle del Ves

Es el más occidental de todos los circos que alimentaron el gran glaciar del Carrión, marcando su cordal occidental el límite de nuestra área de estudio por poniente. Se sitúa entre los picos de la Curruquilla, en su esquina surentrioral, la Hoya Continua, en su esquina suroccidental y el cordal del Alto del Ves en su parte N, mientras que en su margen oriental se encuentra su salida hacia el valle del Carrión, en el umbral glaciario conocido como Los Escalones, y, más al S, el cordal que lo individualiza del Circo de La Curruquilla. Funcionó como un circo durante el UMG, estando completamente cubierto de hielo, pero su tamaño hace que sea necesario su estudio como valle. Es un valle labrado principalmente en las débiles pizarras de la Fm. Lechada. Posee así mismo la característica de contar con un afloramiento calizo -llamado "La Calar" y perteneciente al miembro del Ves (Van Veen 1965)- que, debido a su mayor resistencia, ha quedado destacado sobre el nivel general del circo, como un auténtico dorso de ballena en el que no existen marcas de la abrasión glaciaria debido a que han sido borradas por un karst nival activo en la actualidad (Figura 5.91).



Figura 5.91: Panorámica del Ves desde el collado del mismo nombre. Pueden verse dos de las características expuestas: a) la ausencia de umbrales y la escasa altura de las paredes del circo. b) El afloramiento calizo que caracteriza este circo, el cual destaca por su color gris claro.

Al estar casi completamente labrado en materiales blandos, el circo y valle del Ves posee unas características particulares:

- Carece de umbrales definidos, a excepción del umbral superior donde se ubican los dos Pozos del Ves, que se asienta sobre los conglomerados del Curavacas, y el umbral de contacto con la Vega de Cantos. La mayoría de su superficie es una continua rampa de unos 15° de pendiente que pone en contacto la base del circo, a unos 2100 metros de altitud con la base del valle a 1700 metros.
- Posee una forma rectangular, siendo su eje transversal casi tan ancho como el longitudinal (1700 metros de anchura por 2770 metros de longitud).
- Las paredes tanto del circo como de la artesa glaciaria tienen una altura escasa, comparadas con las de circos adyacentes, así éstas oscilan entre los 200 metros de la pared del circo en las inmediaciones del Pico de la Curruquilla a menos de 100 metros en el Collado del Ves, punto más bajo del cordal del Curavacas - Peña Prieta. Además éstas no llegan a ser verticales más que en la pared meridional del circo.

El Circo del Ves es uno de los mejores para reconstruir la evolución glaciaria del Alto Carrión, al poseer formas de acumulación y depósitos adscritos a varias fases glaciares. Sin embargo en cuanto a formas de erosión es bastante escaso. Solamente las paredes del circo atestiguan la erosión glaciaria. Éstas poseen un desarrollo vertical mayor en el extremo S y W, donde afloran los

conglomerados, pero en este extremo E lo difuso del cordal entre la artesa de La Curruquilla y la del Ves a partir de los 1.940 metros de altitud nos indica que ambos glaciares estuvieron conectado al menos durante la fase de equilibrio glaciario más extensa. Durante esta fase el glaciar taparía por completo el afloramiento calizo oriental, pero no llegó a transfluir hacia el valle de Cardaño por el Collado del Ves, ya que no existen formas ni depósitos que atestigüen esta posibilidad.

El circo glaciar del Curavacas

El circo del Curavacas - Curruquilla es el mayor circo glaciar de toda la Montaña Palentina por su tamaño. Su cabecera la forma un cordal con picos por encima de los 2.500 metros de altitud, y cuyo punto más bajo se encuentra a 2.330 metros de altitud. La orientación de este cordal en dirección W-E, junto con la citada altitud, conformó un geotopo con unas condiciones muy favorables a la acumulación nival y formación de hielo glaciar. Estas condiciones, atenuadas actualmente, son sin embargo suficientes para la permanencia de los neveros más extensos de la Montaña Palentina.

Debido a su gran extensión, y la prolongada acción del glaciario en este entorno, el circo del Curavacas - Curruquilla posee una amplia y compleja variedad de formas de origen glaciar. Estas formas son sobre todo erosivas, escaseando las formas de acumulación glaciar. Esto se debe, sin duda, a que las morrenas laterales sólo se depositan en las áreas de ablación (Lichtenecker, leído en Serrano y González Trueba 2004a), que se encontrarían en la mayoría de las fases estudiadas por debajo del límite inferior del Circo de Curavacas - Curruquilla. De hecho la mayoría del circo es un afloramiento rocoso fuertemente pulido por la acción de los hielos (Frochoso y Castañón 1996).

La forma más evidente es el propio circo, el cual posee unas peculiares características: un índice de longitud/anchura muy bajo (1,17) y un índice longitud /profundidad bastante alto (3), con una prolongada pendiente de unos 20° de inclinación media que pone en contacto los 1.600 metros de la base del circo con los casi 2.300 metros de la base de las paredes superiores del mismo (Figura 5.92). Por otro lado la forma casi ortogonal del mismo nos revela la inexistencia de un relieve previo que ordenara la acumulación de hielo, hecho que se corrobora con la existencia de una larga rampa que conecta la cumbre del Curavacas con el valle de Pineda, que se mantuvo libre de hielo y por tanto es testigo del relieve previo (la Cola del Curavacas). Tal hecho no es extraño si tenemos en cuenta la gran dureza de la formación conglomerática y la altísima permeabilidad de la formación superficial resultante de la meteorización de esta roca, las pedreras somitales de cantos y bloques

redondeados. El contacto entre el circo y la artesa del Carrión se resuelve en un umbral glaciar doble de unos 200 metros de desnivel, compartido con el circo del Ves, conocido con el revelador nombre de Los Escalones.



Figura 5.92: Imagen cenital de los circos glaciares del Curavacas y la Curruquilla. Elaborada a partir de ortofotografía (vuelo PNOA 2004) y un modelo digital de terreno.

Dentro del mismo circo del Curavacas pueden distinguirse dos hombreras que marcan dos artesas encajadas una sobre otra. La más extensa es también la menos marcada, y fue excavada por un glaciar que tenía su acumulación desde el pico Curavacas hasta la Curruquilla. En el extremo occidental esta hombrera desaparece a 2080 metros de altitud, lo que quiere decir que a partir de esta altitud el glaciar del Curavacas y del Ves confluían. En el extremo oriental esta artesa marca el límite superior del glaciar desde los 2080 m. hasta los 1980 metros, altitud a la que la difluencia del valle oriental del Curavacas y la lengua principal confluían. Encajada sobre ésta hay otra artesa marcada por dos hombreras que descienden desde los 2100 metros hasta los 1800 metros, donde la hombrera occidental desaparece en las inmediaciones del Pozo Curavacas. Esta segunda artesa habría sido excavada por un glaciar originado exclusivamente en el circo del Curavacas, mientras que el pie del circo de la Curruquilla está ocupado por un glaciar rocoso. Entre ambas hombreras encontramos aun otra en el extremo occidental del circo, que no tiene su equivalente en el extremo oriental. Esta hombrera marcaría una fase de individualización de los glaciares de

Curavacas-Curruquilla con el del Ves (Figura 5.93).



Figura 5.93: Vista del circo del Curavacas, con el Pozo Curavacas en primer término, el cordal del Curavacas - Aguja del Pastel al fondo a la izquierda, y el collado y pico de la Curruquilla a la derecha. Las flechas indican las hombreras de la artesa principal y la artesa secundaria, encajada dentro de la primera.

Una de las formas más sorprendentes es la llamada Aguja del Pastel, un pico aislado y de difícil acceso de unos 200 metros de altura que, en un entorno de glaciación marginal como es la Montaña Palentina, se presenta como un espectacular *horn*: una aguja conglomerática que quedó rodeado de hielo por todos sus lados, los cuáles labraron las verticales paredes que lo caracterizan. La calidad paisajística de esta forma se ve completada por la presencia de algunas especies vegetales endémicas en los rellanos de sus paredes, así como la formación en invierno de cascadas de hielo. Otra de las formas de erosión mayores es el valle glaciario secundario presente en el extremo oriental del circo. Éste, naciendo en una difluencia glaciaria a 2.100 metros en el lugar conocido como Huerto Chico (Figura 5.94), apenas se encaja 50 metros en el sustrato, y volvía a confluír 560 metros más al N, a 1980 metros de altitud. Su escaso encajamiento indica una corta persistencia del hielo en el mismo. De ser esta presencia más prolongada el hielo hubiese conseguido encajarse más, ya que el nivel de base del valle del Carrión (a 1.510 metros de altitud) se encuentra actualmente 380 metros por debajo del nivel de base de esta artesa glaciaria secundaria. Dentro de esta artesa secundaria el glaciar del Curavacas depositó uno de los bloques erráticos más grandes del macizo, de aproximadamente 500 m³.



Figura 5.94: Vista hacia el N desde el circo del Curavacas, a la derecha se puede ver el collado de difluencia glaciario que daba origen a una lengua de hielo diferenciada que volvía a confluir con la principal a 1980 metros de altitud.

Por último los umbrales glaciares marcan contactos entre lenguas glaciares más o menos competentes o áreas de resistencia de la roca. El circo del Curavacas contacta mediante el umbral de los Escalones con el valle del Carrión, pero dentro del mismo los umbrales son escasos. El mejor marcado es el que pone en contacto el Huerto Grande y el Huerto Chico -ya dentro del circo N del Curavacas propiamente dicho- con 150 metros de desnivel. La cubeta del Pozo Curavacas también está rodeada, al E y SE, por un pequeño umbral de unos 50 metros de altura.

Los valles glaciados al este del circo del Curavacas

Situado inmediatamente al E del circo del Curavacas, el circo y valle glaciario del Hoyo Desconocido es el que posee una morfología más claramente glaciario de toda el área de estudio. Su cabecera se encuentra a 2.209 metros, en la llamada Cola del Curavacas, posee una dirección claramente septentrional y unas dimensiones modestas, con una longitud de 1123 metros, una anchura de 500 metros de media y una profundidad con respecto a los cordales que lo flanquean de entre 100 y 200 metros, por lo que su nivel de base se encuentra alrededor de los 1850 metros de altitud. Su contacto con el valle de Pineda se resuelve en una espectacular caída de 300 metros hasta la base de éste, por lo que el valle del Hoyo Desconocido constituye un buen ejemplo de valle colgado de origen glaciario, y nos confirma un espesor del glaciario del Carrión rondando los 400 metros en este punto para la fase de máximo glaciario (Figura 5.95).



Figura 5.95: Vista hacia el S de la cara N del Curavacas con el Hoyo Desconocido al E destacado con una flecha. Puede verse también la acción erosiva del glaciar del Carrión sobre los conglomerados del Curavacas.

En cuanto a las formas de erosión las más evidentes son el circo, con una pared casi vertical de algo menos de 100 metros de altura, conectado con un valle glaciar con un perfil en U muy marcado, que se va abriendo hacia el N a medida que se acerca al valle principal del Carrión, y que acaba en un umbral doble: el primero a 1800 metros de altitud y el segundo a 1700 metros, marcando el nivel del glaciar del Carrión durante las dos primeras fases glaciares identificadas. No existen cubetas ni umbrales principalmente porque la erosión glaciar siguió el buzamiento de los estratos, que aquí es de unos 30°N.



Figura 5.96: Vista panorámica del circo y artesa del Hoyo Desconocido, que constituye un ejemplo de erosión glaciaria con una escasa modificación postglaciaria.

Siguiendo el cordal del Curavacas hacia el E encontramos el valle del Hospital, cuya cabecera se encuentra en un collado a 2.150 metros de altitud. En realidad el glaciar del valle del Hospital se formó al abrigo de la pared oriental del Curavacas, la más escarpada de todas las que conforman este pico, con 550 metros de desnivel en 700 metros de distancia y orientación al E. Esta pared constituye el frente oriental del sinclinal del Curavacas, y marca el extremo oriental del valle del Hospital, al continuar en la llamada Cola del Curavacas hasta conectar con el valle del Carrión en El Estrecho. El flanco occidental es un cordal notablemente más bajo, ya que su cima se encuentra escasamente por encima de los 2.200 metros, cayendo gradualmente hacia el valle de Pineda.

Nos encontramos ante un valle de gran desnivel, el cual desarrolló un glaciario de mayor magnitud que todos los valles situados más al E debido a los aportes de nieve que caía del cordal cimero del Curavacas. El valle del Hospital posee una amplia variedad de formas de erosión y acumulación que nos han permitido, en algunos casos, reconstruir mejor que en ningún otro lugar del área de estudio algunas de las fases de evolución glaciaria identificadas.

El circo glaciario del Hospital no responde al típico modelo de circo en herradura, al no haberse conformado a partir de un cordal cimero uniforme. Así, aunque la cabecera esté situada en el mencionado collado del Hospital, el área de acumulación principal del glaciar se sitúa en su esquina

sudoccidental, al abrigo de la mencionada pared E del Curavacas. Esta pared, por sus dimensiones y formas, entre las que abunda el relieve conglomerático ruiniforme, propio de la disgregación de los potentes estratos conglomeráticos a partir de diaclasas transversales, el cual desaparece en la cara N (que sí estuvo glaciada en su totalidad), no puede considerarse como un circo glaciar *sensu stricto*. Aunque no podido reconstruir con fiabilidad el límite superior del área glaciada o *trimline* (Benn y Evans 1998), sí podemos afirmar que el glaciar nunca llegó a cubrir la pared occidental.

Partiendo de este circo glaciar se desarrollaba un valle en artesa muy abierto a favor de una falla, así como de estratos pizarrosos situados en la base de la Fm. Curavacas, menos resistentes a la erosión glaciar, que arman parte de la mitad más oriental del valle. Este valle está dividido en dos plataformas separadas por un umbral glaciar en el cual existen claras marcas de abrasión glaciar. La plataforma superior tiene unos 1800 metros de altitud media, mientras que la inferior se encuentra casi a la misma altitud que el valle de Pineda (Figura 5.97).



Figura 5.97: Vista de la plataforma inferior del valle del Hospital desde el valle de Pineda, con las morrenas laterales y la morrena frontal que marca el final del glaciar del Hospital durante la tercera fase. Al fondo destacado con una línea intermitente de color rojo, el umbral glaciar y la plataforma donde se acantonó el glaciarismo durante la Fase de Altura.

El valle de Riuplanes

Se sitúa inmediatamente al E del Hospital. Se trata de un valle amplio labrado en una gran variedad de rocas (cuarcitas, areniscas, pizarras o calizas), ya casi totalmente dentro de la Unidad Alto Carrión. La cabecera del valle la forma el cordal Monte las Huelgas-Lagunillas, con una altitud que oscila entre los 2.243 metros del extremo sudoccidental del valle y los 2.065 del extremo sudoriental.

El valle de Riuplanes posee dos circos glaciares cuyas lenguas confluía durante la fase de Máximo

Glaciar a unos 1.770 metros de altitud. Ambos circos poseen, al contrario que el caso del valle del Hospital, la característica forma de herradura, siendo el más occidental -el de Pozo Oscuro- más escarpado y profundo, debido sin duda a la mayor altitud de sus picos de cabecera y a la roca conglomerática en la que está labrada su mitad occidental (Figura 7.34). Por el contrario el circo de Riuplanes, más al E, está labrado íntegramente en cuarcitas de la Fm. Murcia, y los picos de su cabecera son más bajos. El resultado es un circo escasamente excavado y con paredes que poseen una pendiente relativamente débil.

Las artesas glaciares que partían de ambos circos, así como la labrada por el glaciar resultante de la unión de ambos glaciares cimeros, han sido intensamente degradadas por los abundantes deslizamientos rotacionales y avalanchas de rocas que caracterizan a este valle, por lo que es difícil hacer una recopilación de este tipo de formas en Riuplanes. En el caso del glaciar de Riuplanes éste no llegó a excavar una artesa, sino que el glaciar comenzaba a depositar material morrénico en sus márgenes. En el glaciar de Pozo Oscuro sí se distinguen restos de una artesa glaciar, aunque fuertemente degradada, en su pared occidental, mientras que en la oriental los citados movimientos de masa han modificado completamente el perfil glaciar previo.

El valle del Agua del Manzano

Siguiendo hacia el E encontramos el último valle que drena la cara N del Macizo del Curavacas, el valle del Agua del Manzano. Su cabecera oscila entre los 2134 metros del punto más alto, el Pico Lagunillas, y los 2043 metros de más bajo, en el collado del Pando. Este valle está excavado principalmente en las cuarcitas de la Fm. Murcia, que ocupan todo su espacio al E del arroyo y parte del mismo al W. En la cabecera afloran pizarras de la Fm. Vidrieros, mientras que en la parte más baja del valle encontramos también areniscas y pizarras de las formaciones Carazo y Lebanza. Esta variedad litológica, junto con la existencia de una falla cabalgante aprovechada como línea de debilidad explotada por la erosión fluvial y glaciar conforman un valle amplio, en el que las formas de erosión glaciar son escasas, al haber realizado el glaciar una labor más de pulido que de incisión.

Como consecuencia el circo glaciar es poco profundo y carece de las paredes verticales existentes en otros circos del área de estudio. Por el contrario es un circo muy ancho, con más de 1000 metros de desarrollo transversal, aunque la mayor parte de éste, en especial la parte más oriental del mismo, estuviera deglaciada tempranamente. En este circo caben distinguirse dos sectores: el más occidental, labrado en pizarras, llega hasta casi la cabecera del cordal (el citado collado de

Pando), y posee una forma irregular. Se caracteriza por la ausencia de vegetación y de regolito a pesar de la débil pendiente debido a la abrasión nival (ver Apartado 6.4.2.2). El sector occidental, sin embargo, es más escarpado, poseyendo una cabecera deglaciada más amplia que, además, ha venido abasteciendo al circo de abundantes bloques desgajados por crioclastia. El resultado es que las paredes del circo han sido completamente fosilizadas por un canchal cuarcítico (Figura 5.98).



Figura 5.98: Circo glaciar del valle del arroyo del Agua del Manzano desde el interior del valle. Pueden distinguirse los dos sectores mencionados: a la derecha de la imagen el sector pizarroso que incide en el collado del Pando, y en que puede apreciarse el afloramiento de la roca *in situ*. A la izquierda el sector cuarcítico, con crestas que conforman la pared y un espeso recubrimiento de bloques que prácticamente la fosilizan.

El valle glaciar del arroyo del Agua del Manzano carece de umbrales bien definidos, al no haber casi capas de estrato duras que introduzcan una resistencia mayor a la erosión. En este sentido encontramos un umbral que sólo afecta a la mitad oriental del circo coincidiendo con el inicio del afloramiento de cuarcitas, las cuáles no pudieron ser erosionadas por un glaciar de muy escasa competencia erosiva; al pie de este umbral se ha formado una pedrera postglaciar. Además la plataforma existente en la actualidad a 1.575 metros de altitud bien puede ser simplemente un complejo de obturación glaciar, sin que exista ningún escalón labrado en el sustrato. Las paredes de

la artesa son poco marcadas, y por tanto sus límites difícilmente discernibles. Sin embargo sí puede distinguirse cómo la erosión glaciaria corta la formación de ladera de bloques que caracteriza a las vertientes regularizadas del Pico Lagunillas.

El valle de Lagunillas

El circo y artesa glaciaria de Lagunillas es el valle glaciado más oriental del área de estudio. Se sitúa en el extremo E del cordal cimero del Macizo del Curavacas, en su caída hacia el valle de Pineda, el cual aquí ya traza una dirección meridiana. Su cabecera se sitúa en los 2134 metros del Pico Lagunillas, y posee dirección W - E, que, como ocurre en otros valles estudiados, aprovecha una falla normal (Rodríguez 1994).

El valle de Lagunillas responde en gran medida a la forma arquetípica de un valle glaciario: un circo en forma de herradura, paredes verticales con un fondo plano que conforman un perfil transversal en forma de U, y un perfil longitudinal escalonado que se resuelve en sucesiones de cubetas y umbrales. Así el circo de Lagunillas posee unas paredes casi verticales en su cabecera, para formar inmediatamente una cubeta y un umbral a 1.860 metros de altitud. El glaciario formó otra cubeta más, a 1.660 metros de altitud, a partir de la cual la artesa glaciaria dejó de existir, no habiendo un valle glaciario excavado propiamente dicho. Desde los 1.660 metros del umbral bajero hasta los 1420 metros de altitud del valle de Pineda el glaciario descendía sin prácticamente erosionar el relieve previo (Figura 5.99).



Figura 5.99: Vista hacia el W del valle glaciar de Lagunillas desde Peña Carazo. Imagen de Manuel Gómez Lende

5.3.4.2. Mesoformas y microformas erosivas de origen glaciar en el Carrión y valles tributarios

El valle de Pineda alberga los mejores ejemplos de meso y microformas de erosión glaciar de Fuentes Carrionas. Ello se debe a que los cantos de cuarcita y arenisca que forman el conglomerado del Curavacas son extremadamente resistentes a la erosión mecánica y prácticamente inmunes a la erosión química, como también lo es el cemento silíceo, por lo que el pulido glaciar se preserva mejor que en formaciones pizarrosas, cuarcíticas o calizas. Existen superficies pulidas por el glaciar en el fondo del valle de Pineda, rocas aborregadas en las que, por otro lado, no hemos podido descubrir estrías glaciares bien conservadas. El cordal de Santa Marina es uno de ellos: con una forma redondeada en su cumbre y depósitos glaciares en la Vega del Rey, fue claramente erosionado por el glaciar del Carrión durante el UMG, pero ni las pizarras de la Fm. Arroyacas ni las cuarcitas de la Fm. Carazo guardan estrías glaciares en este cordal. En la Vega de Correcaballos existe un afloramiento conglomerático situado en el centro del valle con una clara morfología de roca aborregada, con el dorso suavemente inclinado en la dirección de origen del flujo glaciar y un salto

brusco en la dirección de erosión del glaciar, debido al arrastre de rocas desgajadas del frente por el glaciar (Benn y Evans 1998). El refugio que ofrece este frente ha sido utilizado secularmente por pastores, y hoy existe un chozo a su pie (Figura 5.100).



Figura 5.100: Vista hacia el W (dirección de la que provenía el glaciar del Carrión) de la Vega de Correca-ballos, con la roca aborregada y el chozo al pie.

Sin embargo es en las cabeceras donde las formas de erosión glaciar son más evidentes, toda vez que los glaciares han estado presentes durante más tiempo en estos lugares y ha quedado menos tiempo para su borrado. En el valle de los Covachos las rocas aborregadas se concentran en especial en la ladera S, de orientación septentrional, que, a falta de un circo glaciar muy marcado, indican una erosión glaciar generalizada en este valle. Dentro de esta área de pulido glaciar podemos distinguir un sector donde éste se conserva mejor, justo por encima de morrenas frontales que indican una fase de retroceso reciente (Figura 5.101). Al E de este sector el pulido glaciar es menos uniforme, ya que las áreas donde aflora la roca son menos frecuentes y su topografía más irregular.

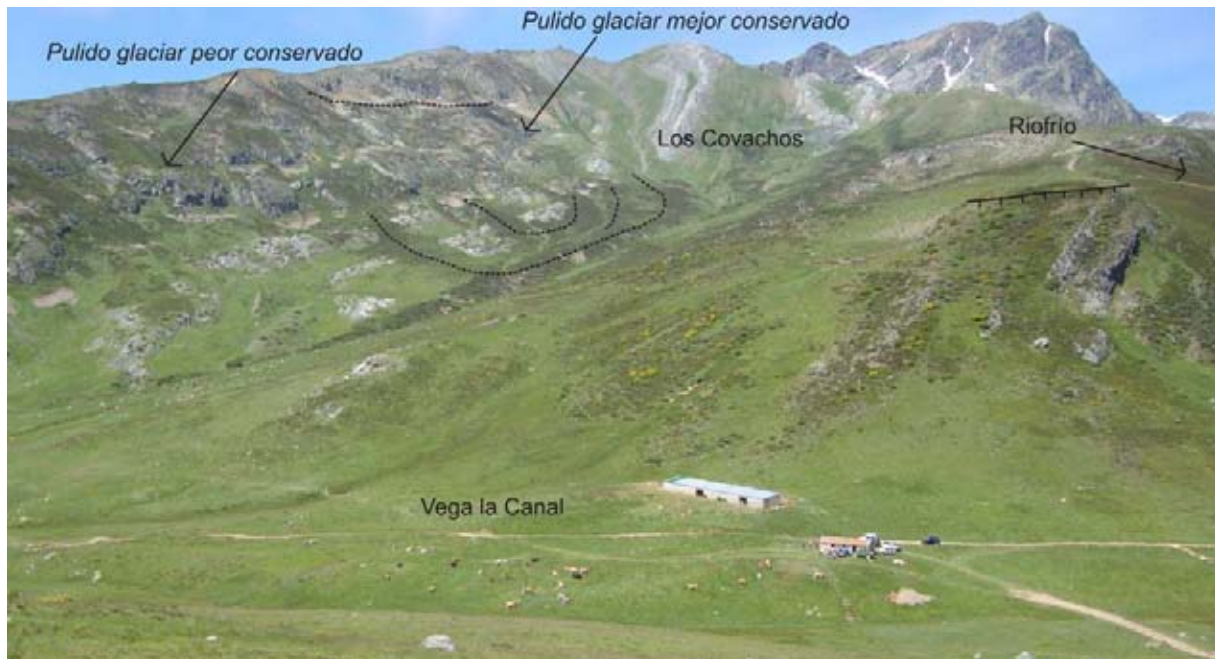


Figura 5.101: Vista hacia el SE de la superficie de erosión glaciar en el valle de Covachos.

En el valle de Fuentes Carrionas se suceden las rocas aborregadas por encima de los 2000 metros, en el contacto entre los circos de Fuentes Carrionas, Tío Celestino y Hoya Calderona con el fondo del valle. Estas superficies de erosión se conservan de manera especialmente clara en el contacto entre la Hoya Calderona y el valle de Fuentes Carrionas. En algunas ocasiones estos circos han sido profundamente erosionados quedando auténticos *horns* en el interfluvio entre dos circos, las llamadas Agujas de Fuentes Carrionas (Figura 5.102).



Figura 5.102: Vista de una de las Agujas de Fuentes Carrionas, horns erosionados por la extraordinaria acumulación de hielo en estos circos orientados al NE, en la ladera meridional de Fuentes Carrionas. Al fondo puede apreciarse la ladera N de valle de Fuentes Carrionas: la Panda de Fuentes Carrionas. También en el valle-circo del Ves encontramos rocas aborregadas, como el citado sector de la Calar del Ves.

Es en el circo del Curavacas-Curruquilla donde se concentra la mayor variedad y calidad de microformas de erosión glaciaria de todo el macizo de Fuentes Carrionas. Hay que recordar que este circo está exclusivamente labrado en conglomerados, que aquí presentan buzamientos débiles (entre 20° y 40°) en dirección paralela a la que siguió el glaciar de Curavacas y bancos de sedimentación de más de 20 metros de espesor. Además el glaciario aquí, al abrigo de un cordal de más de 2400 metros de altitud y orientación N, fue más persistente que en otros entornos de Fuentes Carrionas. Por último los aportes postglaciares desde las paredes del circo han sido escasos, no llegando a enterrar las formas glaciares más que en las superficies más cercanas a dichas paredes.

En cuanto a las mesoformas tenemos una amplia representación. En primer lugar encontramos cubetas de sobreexcavación, entre las que destaca la que forma el Pozo Curavacas, un lago de sobreexcavación glaciaria con cierre morrénico en su extremo noroccidental. La presencia del lago coincide con un cambio en la inclinación de los estratos conglomeráticos, que pasan de buzarse unos 30° al N a presentarse casi horizontales. Es debido a este cambio estructural que el glaciar excava la cubeta, ocupada por un lago de 2.82 hectáreas de extensión y 12 metros de profundidad (Díaz Caneja 1917). También existen cubetas de sobreexcavación más pequeñas y en parte colmatadas en el Huerto Grande y Huerto Chico.

Superficies de abrasión y rocas aborregadas son las formas de erosión que más espacio ocupan, extendiéndose por todo el centro del circo. Su estado de conservación es variable, siendo mejor en paredes inclinadas y en las partes altas del circo, ya que en el primer caso se ven protegidas de la erosión fluvial, periglacial y nival posterior, mientras que en el segundo estas superficies de abrasión son más recientes.

Al N del pico Curruquilla, inmediatamente al S del Pozo Curavacas, en las inmediaciones de las paredes rocosas y en el valle colgado al W del circo Curavacas no encontramos superficies de erosión glacial, ya que éstas han sido cubiertas por formaciones periglaciares o mantos de till.

Aguas abajo del Pozo Curavacas, y a la misma altura hacia el E, encontramos formas de una conservación relativamente deficiente. Solamente las formas más grandes, como las rocas aborregadas permanecen (Figura 5.103). Sin embargo la mayoría de microformas de erosión se ha perdido.



Figura 5.103: Roca aborregada en el umbral del Pozo Curavacas. Obsérvese cómo la roca guarda la morfología redondeada, pero no se mantienen estrías o acanaladuras.

Inmediatamente por encima del Pozo Curavacas, en los lugares donde no hay recubrimientos de till, el nivel de conservación de microformas glaciares es creciente: se conservan a veces superficies pulidas, mucho mejor en las paredes verticales, y las acanaladuras se han mantenido incluso en lugares donde la conservación en general ha sido mala. La conservación diferencial de las microformas puede deberse al dismantelamiento parcial de una capa de till que eventualmente podría

haber protegido estas formas en algunos lugares. En este sector las estrías y acanaladuras poseen una dirección predominante NNW ó NW.

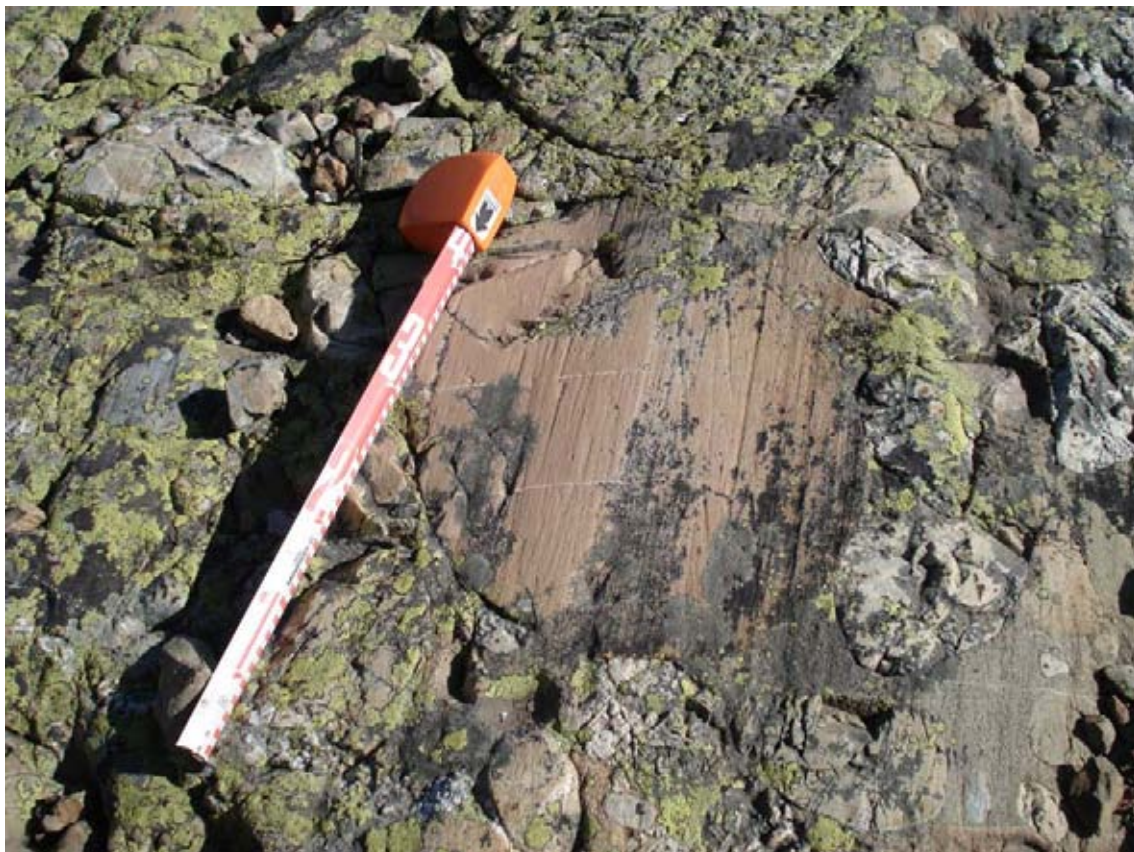


Figura 5.104: Detalle de un clasto arenoso estriado, con estrías de doble dirección, hacia el N y NNW (el N vendría marcado por la regla).



Figura 5.105: Acanaladura unos 300 metros al SE del Pozo Curavacas, que se puede adivinar al fondo.



Figura 5.106: Estrías conservadas en una pared vertical en las inmediaciones del Pozo Curavacas.



Figura 5.107: Una de las superficies de erosión glacial mejor conservadas en las inmediaciones del Pozo Curavacas, unos 250 metros al SW del mismo. Pueden verse en primer término estrías y acanaladuras con una dirección general NW y en segundo término marcas de arrancamiento de bloques tipo *muschelbruch* (Benn y Evans 1998).

Por encima de los 2000 metros, en el centro del circo Curavacas y al pie de la Aguja del Pastel encontramos la superficie de erosión glacial mejor conservada, en la que las microformas presentan una frescura notable. Podemos encontrar estrías, acanaladuras y rocas aborregadas con pulidos a

contrapendiente. La dirección de las estrías es doble, por un lado encontramos algunas con dirección NNW, pero la mayoría presentan dirección N. Esto nos indujo a deducir la existencia de una fase de máximo glaciar en el que éste tuviera una dirección general NNW y otra más reducida en el que el glaciar estuviera acantonado en dirección N (Pellitero 2008a, 2008b). Localmente aparecen otras direcciones, sobre todo cuando el hielo debía sortear algún obstáculo.

Actualmente interpretamos que estas diferencias en la conservación del pulido son de origen nival. Las estrías mejor conservadas y el pulido a contrapendiente se deberían también a esta dinámica, que será descrita en el Apartado 6.4.2.2. En todo caso la sobreacumulación nival también puede haber contribuido a mantener el pulido glaciar, al limitar la meteorización de la roca, en especial la acción de la crioclastia.



Figura 5.108: Vista hacia el S del área de pulimento glaciar mejor conservado, entre la Aguja del Pastel y la Curruquilla.



Figura 5.109: En primer término acanaladura con estrías en dirección E, en este caso una dirección local ya que el hielo debía salvar el pequeño umbral situado en segundo término, resultando un pulido a contrapendiente.

Estos extensos campos de erosión glaciár sólo se ven interrumpidas por umbrales y bordes de artesas encajadas entre sí, importantes para la reconstrucción de la evolución glaciár del circo, y por la red de diaclasas, en ocasiones explotada por los arroyos. Algunos de éstos han formado gargantas que, debido a su profundidad, interpretamos como subglaciares, es decir, formadas por aguas de fusión que fluyen a presión debajo del glaciár, y cuya capacidad erosiva es muy alta.



Figura 5.110: Imagen del umbral que pone en contacto el Huerto Grande (desde donde está tomada la foto) y el Huerto Chico. Puede verse el nivel de erosión glaciario (línea en rojo), áreas de abrasión glaciario (sombreado rojo) y la garganta subglaciario central, la cual aprovecha una diaclasa previa.

Al E del circo del Curavacas el valle de Hoyo Desconocido posee, como se ha explicado anteriormente, una morfología exclusivamente glaciario, lo que hace que gran parte de su superficie sea un llambrial, una superficie erosionada uniformemente por el glaciario que conectaba con el del Carrión. Por último el valle del Hospital posee rocas aborregadas en conglomerados con surcos glaciares (*sensu* Benn y Evans 1998, Figura 5.111) visibles desde las ortofotos. Sin embargo hacia el E los circos y valles de Riuplanes, Agua del Manzano y Lagunillas carecen de meso y microformas glaciares, debido a su posterior retoque por la esorrentía, por procesos gravitacionales o por edafización.

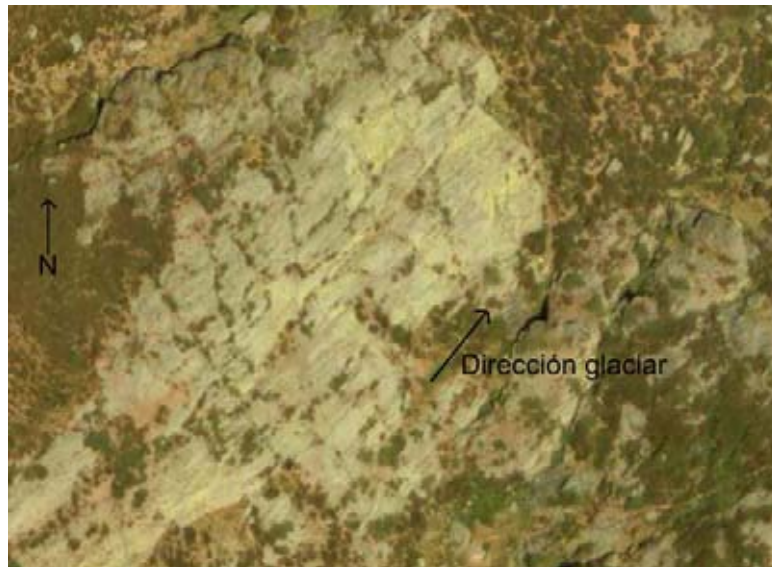


Figura 5.111: Vista desde una ortofoto de los surcos glaciares del Hospital.

5.3.4.3. Formas de acumulación y depósitos glaciares

Si las formas de erosión glacial nos dan indicios de la existencia de glaciario, o de la presencia de varias fases glaciares, las pruebas han de buscarse en las formas de acumulación glacial, ya que mientras las primeras pueden ser originadas o alteradas por agentes erosivos hasta conformar una apariencia glacial, las formas de acumulación glacial proporcionan información más sólida.

Al igual que hemos hecho con las formas de erosión glacial, vamos a dividir el valle del Río Carrión en dos sectores. Aguas arriba de la Cola del Curavacas está el sector de Vega de Cantos, y aguas abajo el valle de Pineda. La distribución de las formas de acumulación glacial es prácticamente inversa a las de erosión: allí donde éstas abundan aquéllas escasean y viceversa.

Así en toda la Vega de Cantos son escasos los depósitos morrénicos o de cualquier tipo de till, aunque sí sean abundantes los fluvioglaciares. De entre los primeros podemos destacar tres tipos:

- Till subglacial: En el entorno de Vega de Cantos son especialmente espesos en el valle de Reñuela. (ver Figura 5.89).
- Depósitos de till indiferenciado: Se encuentran al pie de los umbrales del Curavacas y valle del Rebeco. Se trata de acumulaciones sin una forma determinada pero que dada situación, la relativa abundancia de bloques en la misma, y la abundante colonización vegetal, que nos habla de un depósito formado por procesos totalmente inactivos actualmente, nos hace pensar en un origen glacial. Se trata de till formado por la caída de material glacial en una

hipotética fase de equilibrio en la que las masas de hielo del Curavacas y de Hoyo Desconocido quedaron retraídas más allá de los umbrales de contacto con la artesa de Vega de Cantos.

- Morrenas: Son poco abundantes, ya que en este sector domina la abrasión glaciár sobre el depósito de material transportado. Aún así podemos distinguir tres morrenas laterales. Encontramos en primer lugar un par de morrenas que caen al fondo de Vega de Cantos desde la artesa glaciár de Fuentes Carrionas, formando una rampa que salva los 150 metros de desnivel que existen entre ambas, desnivel labrado por los glaciares de las dos primeras fases de evolución glaciár, como ya se apuntó en el capítulo de formas de erosión. Al encontrarse por debajo del límite superior de la artesa de la segunda fase de evolución glaciár en Vega de Cantos, consideramos estas morrenas como testigo de una tercera fase glaciár en el Alto Carrión (Figura 5.112).



Figura 5.112: Morrena lateral del glaciár de Fuentes Carrionas, la cual llega hasta el fondo de la Vega de Cantos.

Siguiendo hacia el E encontramos una morrena lateral afectada por un deslizamiento traslacional, catalogado como Lezna I, (ver Apartado 7.2.5) en la ladera S del Pico Lezna. Esta morrena

se encontraría originalmente a unos 1.850 metros de altitud, en el lateral septentrional del glaciar del Carrión. Debido a su situación parece marcar el *trimline* glaciar para este sector durante la fase de Máximo Glaciar. Actualmente la mayoría del material morrénico se encuentra en el fondo del valle del Carrión, estrechando considerablemente el mismo, por lo que obliga al río a desviarse ligeramente hacia el S y a discurrir encajado entre este deslizamiento y la pared septentrional de la Cola del Curavacas (Figura 5.113). En este caso la morrena lateral carece de la forma característica, aunque este hecho no nos impide reconocerla como tal, por su situación, su espesor y las características sedimentarias de la misma, que además han facilitado su acarcavamiento en su extremo occidental.

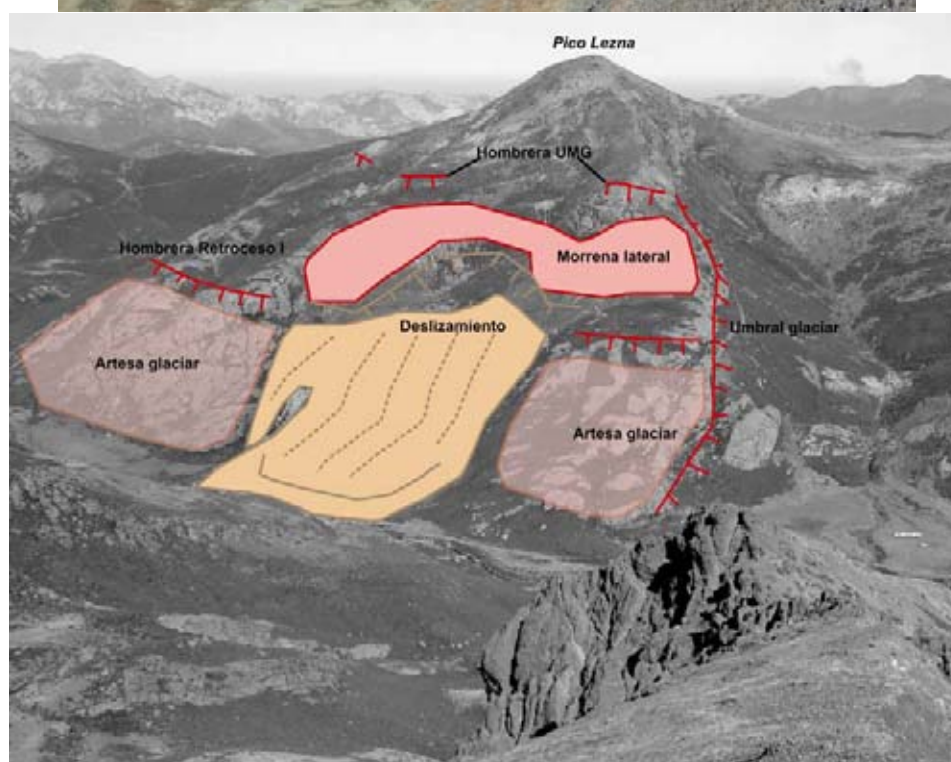


Figura 5.113: En esta imagen de la cara S del Pico Lezna se aprecia la morrena lateral afectada por un deslizamiento, cuya lengua ha invadido gran parte del valle del Carrión. También se observa a los lados del deslizamiento la superficie de abrasión glaciar que dibuja el lateral septentrional de la artesa glaciar del Carrión, artesa que se hace mucho menos clara a la derecha de la imagen, hacia el E. Esto se debe, en gran medida a que el Pico Lezna marca el límite oriental de las espesas capas conglomeráticas de la Fm. Curavacas, comenzando las formaciones de Araúz, caracterizadas por la alternancia de formaciones rocosas.

Aguas abajo de la Cola del Curavacas, en el valle de Pineda, las formas de acumulación glaciaria son una constante que tapiza el fondo y las laderas del mismo, aunque en el primer caso se encuentran frecuentemente fosilizados por depósitos aluviales, fluviales y fluvio-glaciares. Finalmente, y como resultado de todo el proceso de erosión glaciaria, en la parte más distante de los circos afectada por glaciario, abundan las morrenas laterales y los complejos morrénicos frontales, testigos del avance máximo durante algunas de las etapas de glaciario propuestas. Al igual que en Vega de Cantos, podemos dividir los depósitos glaciares en tres grupos:

Depósitos de till subglaciario, till indiferenciado y bloques erráticos: Son abundantes en el valle de Pineda, en especial en el fondo de valle y en la ladera septentrional, ya que la ladera meridional está más influida por los aportes de los valles glaciares tributarios antes descritos. También son más abundantes y espesos en las cercanías de la Cola del Curavacas. Por encontrarse en muchos casos fosilizados no han sido cartografiados, pero en los lugares en que el Carrión ha erosionado los depósitos fluviales suelen aparecer bloques de tamaño considerable con marcas de abrasión glaciaria (Figura 5.114). Sin embargo sí afloran en el contacto entre la Cola del Curavacas y el valle de Pineda. La ladera septentrional se encuentra tapizada de un depósito en el que pueden observarse bloques conglomeráticos de tamaño métrico, así como algún canto granítico. Cerca del fondo de valle a unos 1.500 metros de altitud, siguiendo la hombrera que marcaría la artesa de la fase de Retroceso I, existen grandes bloques erráticos, como el que aparece en la Figura 5.115.

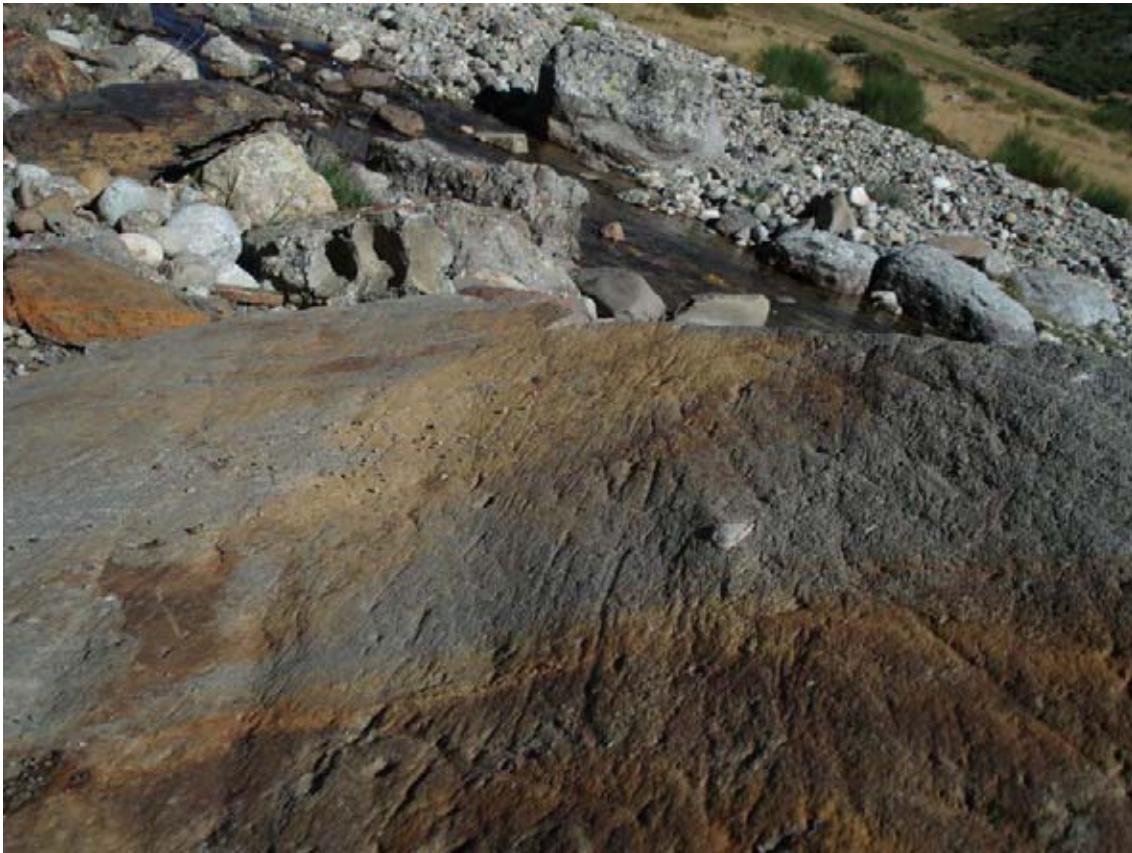


Figura 5.114: Marcas de abrasión glaciaria (estrías) en un bloque fosilizado por depósitos fluvio-glaciares y posteriormente revelado por la erosión fluvial del Carrión.



Figura 5.115: Bloque errático de gran tamaño, situado a 1.500 metros de altitud en la Vega de Correcaballos.

En ocasiones estos depósitos de till indiferenciado poseen una innegable importancia en la reconstrucción de la evolución glacial del Alto Carrión. Por ejemplo el depósito encontrado en el área de Piedra Merendera, adosado al deslizamiento de Horca de Lores, ha permitido constatar que el glaciar del máximo superó el cordal de Santa Marina, llegando a ocupar la Hoya Juncal, aunque ésta carece de marcas de glaciario claras, debido a su temprana deglaciación y la posterior actividad periglacial y paraglacial, que fosilizó las formas glaciares bajos depósitos coluviales (Figuras 5.116 y 5.117).



Figura 5.116: Bloque errático alojado sobre el depósito de till de Piedra Merendera. Al fondo el valle de Pineda ya en dirección meridiana.



Figura 5.117: La Hoya Juncal desde el depósito de till de Piedra Merendera, el cual sólo pudo ser depositado por un glaciar que fluía desde el valle de Pineda, que se encuentra detrás del pequeño cordal que queda en término medio, el cual acaba en el pequeño pico de Santa Marina, a la izquierda de la imagen.

Morrenas laterales: Por su forma alomada y alargada en dirección paralela al valle de Pineda, poseen la ventaja de ser fácilmente distinguibles. Señalan el límite altitudinal del glaciar durante alguna de sus fases de equilibrio. Los restos de morrenas laterales han sido descritos como indicadores del paso de condiciones de alimentación de hielo a condiciones de ablación en del glaciar

(Lichtnecker, en Serrano y González Trueba 2004a), aunque la posibilidad de haber sido erosionadas una vez depositadas limita su fiabilidad para el cálculo de la altitud de la línea de equilibrio glaciar. Su escasez en las laderas del valle de Pineda hasta el sector de Santa Marina, en donde comienzan a ser fácilmente distinguibles, parece indicar que aguas arriba de Santa Marina aun dominaron condiciones de acumulación glaciar, al menos durante el Máximo Glaciar. Por otro lado la abundancia de deslizamientos en masa en la ladera meridional no nos permite asegurar esta hipótesis, ya que pueden haber existido morrenas laterales posteriormente deslizadas.

En la ladera septentrional del valle de Pineda encontramos dos pequeños restos de morrenas laterales aguas arriba de Santa Marina. En primer lugar podemos distinguir una morrena lateral cerca del fondo de valle, en el pago del Hospital. Esta morrena es más distinguible por su lado S, ya que destaca unos 25 metros sobre el nivel actual del Río Carrión, mientras que por el N el abanico aluvial formado por el arroyo del Canalón prácticamente ha fosilizado la morrena (ver Figura 8.5). Este resto marca una discordancia en el sistema de evolución glaciar que explica todos los demás vestigios de acción glaciar, por lo que lo atribuiremos a un retroceso dentro de la pulsante fase segunda, o de Retroceso I, ya que no puede tratarse de un resto de la fase tercera, al no poder existir al mismo tiempo un glaciar que bajaba desde la Vega de Cantos ocupando el fondo del valle de Pineda y otro que, bajando desde el valle del Hospital, depositara una morrena frontal en el mismo fondo de valle. En segundo lugar hay un vestigio de lo que debió ser la morrena lateral del máximo glaciar en el pago de Picorbillo, en la ladera septentrional del valle de Pineda. Esta morrena se encuentra a una altitud de 1680 metros de altitud y cierra un pequeño complejo de obturación lateral, que llega a inundarse en momentos de lluvias y fusión nival (Figura 5.118).



Figura 5.118: Morrena lateral del glaciar del Carrión desde el collado de Picorbillo.

A partir del pago de Santa Marina las morrenas laterales son mucho más evidentes, coincidiendo con el giro de 90° que el glaciar realizaba siguiendo la dirección previa del valle de Pineda. Una de las más claras es la que jalona la ladera S a partir del valle del arroyo del Agua del Manzano hasta los 1.590 metros de altitud, inmediatamente antes del citado giro en el valle de Pineda. En realidad se trata de dos morrenas laterales adosadas, la primera a la altitud indicada, y la segunda a 1.500 metros. Estas dos morrenas corresponderían a las dos primeras fases de evolución glaciar, ya que la mayor presenta cierta continuidad con la artesa glaciar descrita para el último tramo glaciado del valle de Pineda (Figura 5.119), mientras que la segunda pierde altitud progresivamente, aunque al ser cortada por un deslizamiento traslacional no podemos afirmar que conecte con el complejo morrénico frontal de la Rabina.



Figura 5.119: Vista hacia el S de la morrena lateral doble de Santa Marina S desde el fondo del valle de Pineda. Pueden distinguirse la alineación superior y la inferior, unos 60 metros más baja. Al W un deslizamiento ha modificado la misma, hecho que también ocurre en el E de la morrena, fuera de la imagen.

En la ladera septentrional, correspondiente al cordal de Santa Marina, no existen morrenas laterales del máximo, aunque sí se puede seguir una alineación morrénica cercana al fondo del valle actual, y que se correspondería con uno de las pulsaciones proximales de la primera fase de retroceso, ya que contactan con una de las últimas morrenas frontales de la Rabina. Esta morrena que de hecho ha sido parcialmente erosionada por el arroyo Araúz, presenta una disposición N-S y posiblemente llegaría a obturar la circulación de este arroyo. Esta morrena corresponde a la misma pulsación que la del Hospital, anteriormente comentada.

En el último tramo del valle glacial aguas abajo de Santa Marina existen morrenas laterales a ambos lados del valle, ya pertenecientes únicamente a la fase de Máximo Glaciar, aguas abajo del complejo morrénico frontal de la Rabina. En primer lugar en la ladera occidental encontramos una morrena lateral bastante bien conservada, que genera un pequeño escalón en la ladera, y que poco a poco va descendiendo desde los desde los 1.460 a los 1.420 metros de altitud a lo largo de unos 600 metros, para desaparecer en frente de la morrena frontolateral que marca el límite del área glaciada en el valle del Carrión (ver Figura 5.85).

Esta morrena se encuentra a 1.390 metros de altitud, cerca del pago de la Rabina, y está exenta de la ladera oriental del valle de Pineda, lo cual indica que el glaciar aquí ya no llegaba a ocupar todo el valle previo, sino que estaba apoyado en su parte oriental. Posee una característica forma alomada y alargada, con abundantes cantos y bloques conglomeráticos, y destaca entre 5 y 10 metros sobre el fondo actual del valle, aunque este nivel no es el de base de la artesa, ya que ésta ha sido rellenada por aportes tanto del Río Carrión como, sobre todo, por el abanico del arroyo

Calero (Figura 5.120). En el valle del arroyo Calero las formas glaciares han sido fosilizadas por el citado abanico aluvial, sobresaliendo únicamente algunos bloques conglomeráticos, los cuáles permiten reconstruir la altitud máxima del flanco occidental del glaciar del Carrión en este valle en los 1.420 metros de altitud.



Figura 5.120: Morrena frontolateral de la Rabina, que marca la máxima extensión del glaciar en el valle de Pineda. Al fondo puede distinguirse el perfil de valle en artesa del valle de Pineda en las cercanías de Santa Marina.

Morrenas frontales: Existe en el valle de Pineda un extenso complejo morrénico frontal, situado unos 500 metros aguas arriba de la morrena frontolateral de la Rabina (Figuras 5.121 y 5.122). Ocupa toda la anchura del valle, y su desarrollo longitudinal llega a los 1500 metros desde el frente del arco morrénico más avanzado hasta el frente del arco más retrasado. Su nivel de conservación es en general deficiente, habiendo sufrido los arcos una pérdida de volumen que dificulta en muchos casos su reconocimiento. Aún así hemos podido distinguir siete arcos morrénicos frontales, con distintos grados de conservación. El arco más avanzado apenas destaca unos 3 metros sobre el nivel general del valle, por otro lado marcado por el relleno del mismo por parte del abanico aluvial del arroyo Calero. Unos 300 metros al N de éste, encontramos un complejo de hasta cinco arcos mucho

más visibles, que llegan a destacar una veintena de metros sobre el nivel del valle e incluyen en su masa varios bloques conglomeráticos de gran tamaño. Estos bloques llegan a instalarse remontando la ladera E del valle de Pineda, lo que indica que el glaciar llegó a ocupar todo el valle. El arco más interno, situado en el recodo que el valle de Pineda traza en Santa Marina, posee la característica de haberse mantenido mucho menos degradado. Éste presenta dos alineaciones morrénicas ya exentas de la ladera, lo que indica que el glaciar no llegaba a ocuparla en toda su anchura. La cantidad de arcos morrénicos, cercanos entre sí, parecen indicarnos que nos encontramos ante los vestigios de una fase de equilibrio prolongada, en la que no faltaron etapas de avance y retroceso. Por todo ello adscribimos este complejo a la segunda fase de equilibrio glaciar.



Figura 5.121: El complejo morrénico frontal de la Rabina, desde la ladera oriental del Pico Lagunillas, en esta imagen destaca el alto grado de degradación de los arcos morrénicos, que no obstante pueden distinguirse por la colonización de matorral. Esto se debe a que la abundancia de bloques en estos depósitos hace que sean poco propicios al aprovechamiento como pastizal, siendo los últimos que el ganado aprovecha.



Figura 5.122: Imagen hacia el W del sector de la Rabina. Han sido destacadas con una línea roja intermitente: a la izquierda de la imagen, morrenas de empuje que conforman una familia de hasta cinco arcos morrénico; en el centro de la toma, el primer arco del complejo morrénico de la Rabina . En el contacto entre la ladera y el fondo de valle se encuentra la morrena lateral del Máximo Glaciar, resaltada con una línea roja continua.

Depósitos glaciolacustres

Los depósitos glaciolacustres son bastante abundantes en todo el área de estudio, correspondiendo en general con fases de estabilización de los frentes glaciares, que conforman el cierre morrénico necesario para la formación del lago, y la posterior retirada del frente, que a partir de ese momento pasa a alimentar con aguas de fusión glacial el lago. Estos lagos suelen tener una escasa continuidad, ya que por un lado las fuertes pendientes existentes en el macizo permite la incisión por parte del arroyamiento del débil cierre morrénico, por lo que el lago acaba drenándose, y por otro los aportes de agua de fusión glacial suelen estar muy cargados de sedimentos, por lo que la cubeta del lago se colmata con rapidez, evolucionando, en muchos casos, a turberas y más tarde a llanuras de obturación glacial, en ocasiones mal drenadas.

En el valle de Pineda existen dos lugares en los que actualmente no existe una llanura de obturación glacial, pero presencia de ritmitas ha sido deducida por la localización y las características de la superficie, o bien ha sido directamente constatada.

El primero de estos dos lugares es el área más oriental de la Vega de Cantos. En este lugar habría existido un lago cerrado por el deslizamiento de la cara S del Pico Lezna, el cual forma el lugar llamado El Estrecho, y posteriormente habría sido drenado de forma natural por la incisión del Carrión. La existencia de un área de material más fino (aunque sin cortes que nos permitan confirmar la presencia de ritmitas en este lugar) en este lugar sería la consecuencia de la presencia de este lago.

El segundo lugar en el que posiblemente existiese un lago proglaciar sería el tramo del valle de Pineda entre Vega de Correcaballos y Santa Marina, justo aguas arriba del primer codo del Carrión. A partir del valle del arroyo del Agua del Manzano el valle de Pineda se estrecha, y desaparece el sistema de terrazas existente en Vega de Correcaballos. Aquí todo el fondo del valle se resume en una llanura de inundación, en la cual el río traza un lecho anastomosado, con abundantes brazos, que van cambiando, abandonándose y ocupándose en cada avenida. Este hecho ha sido secularmente bien conocido, y el camino tradicional entre la Liébana y Cervera de Pisuerga, que recorre todo el valle de Pineda, se encarama aquí en la ladera de Santa Marina. Es uno de los pocos lugares donde existen vestigios de la calzada del camino tradicional. Es en este fondo de valle donde D. Alejandro Díez Riol (comunicación personal) encontró ritmitas, hecho no está documentado por ninguna publicación o imagen. Sin embargo esta localización es muy lógica, ya que unos 500 metros aguas abajo se encuentra el complejo morrénico frontal de la Dehesa de Resoba. Como ya hemos apuntado en el capítulo de formas glaciares, las morrenas de este complejo llegan a ocupar la totalidad de la anchura del valle. Por tanto es fácil imaginar que estos arcos sirvieron de cierre para un lago que fue rellenándose de esas ritmitas, aportes de sedimentos provenientes tanto de los valles que drenan el cordal del Curavacas por el N, que todavía estarían parcialmente glaciados.

Terrazas fluvioglaciares

Corresponden a depósitos fluviales pero que, por la presencia cercana del glaciar, que abastece de derrubios a tales aguas, poseen unas características propias. Encontramos este tipo de terrazas en dos sectores dentro del valle del Carrión. El sistema fluvioglaciar de la Rabina es una terraza proglaciar *sensu stricto*. Se encuentra inmediatamente aguas abajo del complejo morrénico de la Rabina, por lo que ha de ser coetáneo. Su situación, dentro del pequeño fondo de valle que labró el Carrión encajándose en los glaciares preglaciares (o bien en la pequeña artesa glaciar, si aceptásemos la hipótesis de un glaciar que llegó hasta el pago de la Torca) y sus características sedimentológicas, con abundancia de cantos y bloques de gran tamaño, son evidencias que nos confirman su carácter fluvioglaciar. Posee un espesor considerable, encontrándose su techo unos 20 metros por encima del nivel actual del río. El sistema está compuesto por dos terrazas a ambos lados del Río Carrión. La más alejada del glaciar se encuentra en la margen izquierda, ocupando casi todo el fondo de valle entre La Rabina y el último codo del Carrión. Su altitud oscila entre los 1.369 y los 1.390 metros de altitud, y su longitud es de 1.100 metros, con una pendiente media de

1º. La más cercana se encuentra en la margen derecha, inmediatamente aguas arriba de la anterior, su altitud oscila entre los 1390 y los 1383 metros, con una longitud de 276 metros, por lo que su pendiente es de poco más de 1° (Figura 5.123). Ambas ocupan el lado interior de dos meandros de amplio radio que el Río Carrión traza en este lugar, presumiblemente llegaría a ocupar todo fondo del valle, pero la posterior actividad erosiva del río, centrada en el lado exterior de los meandros, los ha confinado en su posición y extensión actuales. Como una pequeña conclusión hay que afirmar que estas terrazas no pertenecen al conjunto de formas originadas bajo procesos paraglaciar, ya que su formación no obedece a la retirada del glaciar del Carrión, sino precisamente a su presencia y la emisión de material detrítico desde éste. En este sentido este sistema de terrazas difiere del otro sistema fluvio-glaciar existente en el área de estudio, el de Vega de Cantos, el cual sí se ha originado por removilización de material glaciar una vez que ocurrió la retirada de los hielos.



Figura 5.123: Imagen hacia el E desde las cercanías de Puente Pucherín. Puede verse como la terraza fluvio-glaciar que observamos por detrás de la caseta destaca varios metros sobre el nivel actual del río, que también ha depositado posteriormente una terraza fluvial más baja en este sector.

El conjunto fluvio-glaciar de Vega de Cantos, como ya se ha apuntado anteriormente se ha formado en virtud de la removilización del till, tanto del fondo como de las laderas que drenan hacia este punto, dentro del llamado período paraglaciar (Ballantyne 2002), junto con los aportes

fluvioglaciares desde los glaciares de la tercera fase de equilibrio glaciario, en la cual los frentes glaciares se encontraban colgados sobre la artesa de Vega de Cantos. En cuanto a sus características se trata de una llanura casi perfecta salpicada de grandes bloques conglomeráticos, resultado del transporte glaciario y de la caída de rocas desde las abruptas laderas de la artesa que el glaciar del Carrión labró (Figura 5.124). El depósito que forma esta llanura es bastante uniforme, con abundancia de elementos de tamaño canto y grava. Esta composición se hace más evidente en su extremo meridional, donde el Río Carrión discurre en un cauce anastomosado, con abundantes marcas de meandros abandonados, propio de formaciones ricas en gruesos que el río no es capaz de evacuar de forma efectiva. Este cauce se encuentra unos dos metros por debajo del extremo occidental, el cual se encuentra sobreelevado debido a los aportes del abanico aluvial formado por la desembocadura del arroyo de Rañuela sobre la Vega de Cantos. Hacia su límite occidental la Vega de Cantos presenta una rampa labrada en las morrenas y till indiferenciado provenientes del Circo del Curavacas, el Ves y Fuentes Carrionas. Hay que tener en cuenta la existencia de un lago en Vega de Cantos cerrado por el deslizamiento del S del pico Lezna, hecho que se expone en el capítulo 7.



Figura 5.124: 100. Vista hacia el E de la Vega de Cantos. Pueden distinguirse los dos niveles, el septentrional creado por el abanico aluvial del arroyo de Rañuela, y el meridional, que es la terraza fluvioglaciaria *sensu stricto*, caracterizada por la abundancia de elementos de tamaño grava o canto.

Los Covachos

Como se comentó en las formas de erosión glaciar, el valle de los Covachos presenta prácticamente todas sus formas de acumulación y depósitos en su mitad N. En esta mitad existe un recubrimiento uniforme de till que ha sido erosionado por el arroyamiento concentrado en el centro del valle. En su extremo N la divisoria con el valle de Riofrío presenta retazos de morrenas centrales testigo de un momento en que los glaciares de ambos valles estaban unidos (Figura 5.125).



Figura 5.125: Vista hacia el E del lomo morrénico que separa el valle de Riofrío (izquierda, al N) con el de Covacho (derecha, al S).

Por debajo de este retazo encontramos el resto de hombrera glaciar citado en las formas de erosión, e interior a él el citado manto de till, donde pueden verse algunos retazos morrénicos laterales a 1860, 1840 y 1813 metros, con dirección NE. Estos retazos corresponden a fases de retroceso en las que claramente el glaciar tenía una dirección de flujo SW-NE. En el lado S del valle los mantos de till desaparecen. Por el contrario encontramos algunas morrenas frontales que, aunque muy degradadas, marcan claramente fases de retroceso en las que el glaciar ya solamente ocupaba parte del valle. En primer lugar entre los 1880 metros y los 1810 encontramos las morrenas frontales correspondientes a dos pulsaciones de una fase en la que el glaciar poseía apenas 800 metros de longitud. Por último acantonada en la pequeña pared del circo al S del valle, una morrena frontal nos marca una fase con un pequeñísimo glaciar de 2,5 hectáreas de extensión (ver Figura 5.101).

Vega la Canal

Al ser esencialmente un valle de transición entre los glaciares de Riofrío y Vega de Cantos, el valle de Vega de Cantos guarda morrenas tanto de las fases de campo de hielo como de la fase de individualización de lenguas. De estas primeras fases encontramos fundamentalmente morrenas laterales. En la margen oriental del valle se puede seguir una morrena lateral a 1770 metros de altitud que marca la continuidad entre los valles de Riofrío y Reñuela (Figura 5.128). Esta morrena cerró un complejo de obturación lateral hoy colmatado. Dicha morrena pertenecería a una de las fases de retroceso, ya que inmediatamente al S la hombrera de Reñuela se encuentra a 1810 m.



Figura 5.126: Vista hacia el E de la morrena lateral de Vega la Canal desde los Covachos.

Aguas abajo del boquete cataclinal Covachos-Reñuela en Vega la Canal, y por tanto del umbral que se desarrolla en este boquete, volvemos a encontrar morrenas laterales en esta ocasión a ambos lados del valle de Vega la Canal-Reñuela. La morrena lateral izquierda (Figura 5.129) marca una fase de equilibrio a 1715 metros de altitud que además marca cómo el glaciar giraba hacia el E por el valle de Reñuela en vez de continuar en dirección S hacia Vega de Cantos. Este hecho se confirma en la margen derecha del glaciar donde existe otra voluminosa morrena lateral.

Esta morrena cierra, junto a la que dejó el margen izquierdo del glaciar de Fuentes Carrionas durante la misma fase, un complejo de obturación lateral que albergó un lago desde el momento de depósito de dichas morrenas. Este lago ha ido colmatándose progresivamente. Actualmente esa área es conocida como Los Pozos, ya que a excepción de finales de verano está continuamente encharcado, y posee una de las turberas más extensas de Fuentes Carrionas (Figura 5.127).



Figura 5.127: Vista de la morrena lateral izquierda de Vega la Canal. El glaciar discurría de izquierda a derecha de la imagen, hacia el valle de Reñuela (al fondo a la derecha).



Figura 5.128: Vista hacia el SW de la morrena lateral derecha de Vega la Canal-Reñuela. Esta morrena atestigua que el glaciar de Vega la Canal en esta fase comunicaba con el glaciar de Carrión a través de Reñuela. Entre esta morrena y la morrena lateral del Carrión se formó un complejo de obturación aun hoy parcialmente activo, como se puede observar en el área encharcada a la izquierda de la imagen.

Los depósitos situados en Vega la Canal correspondientes a la fase de individualización de lenguas han sido descritos en el Apartado sobre el valle de Riofrío.

El valle de Reñuela.

Al contrario que la Vega la Canal el valle de Reñuela carece de morrenas frontales que atestigüen un frente glaciar dentro del valle. Ello a pesar de que este valle sí posee un circo glaciar, el de Lezna NW, en su interior. Sin embargo las formas glaciares en este valle están prácticamente destruidas por procesos gravitacionales (esencialmente flujos de derrubios, aunque también deslizamientos) y por la arroyada concentrada (Figura 5.129). El resultado es que sí se pueden identificar mantos de till, pero en ningún caso morrenas a excepción de las dos morrenas citadas que se adentran

en Reñuela desde Vega la Canal. Así por debajo de los afloramientos conglomeráticos de Peña Quebrada y Lezna existe un recubrimiento continuo de till entre los 1720 y el fondo del valle, aunque las laderas están regularizadas y afectadas por acarreamiento y flujos de derrubios.



Figura 5.129: Imagen del circo NW del Lezna. Pueden verse los mantos de till, completamente recubiertos de till. Hemos supuesto que los arroyos han excavado hasta el contacto entre dos mantos de till diferentes, uno superior más permeable (supraglaciario) y otro inferior (de fondo) esencialmente impermeable. En el contacto entre ambos aflora el acuífero, y la abundancia de agua hace que aquí se desarrolle pastizal, cuyo verde claro contrasta con el verde oscuro del matorral.

Se ha encontrado un depósito de granodioritas redondeadas en superficie entre 1920 y 1950 metros de altitud en la ladera SW de Peña Quebrada. Este depósito se encuentra unos 100 metros por encima del límite supuesto del glaciario en este sector durante el UMG. Se compone de bloques granodioríticos subredondeados y subangulosos en una matriz arenosa que pasa a arcillosa en los afloramientos de pizarra, con algún canto procedente de la Fm. Curavacas. El depósito se encuentra siguiendo una cresta secundaria de Peña Quebrada, llamada Coterro Petis, entre 1930 y 1957 metros de altitud y orientación WSW-ENE. El mapa geológico no indica ningún dique granodiorítico tan distante del “stock” de Tres Provincias, y el hecho de encontrarse en una cresta descarta el depósito gravitacional desde un relieve superior o el depósito fluvial: ¿debería tratarse de una morrena lateral muy degradada correspondiente a una fase en la que en Fuentes Carrionas

hubiese un gran domo glaciar que cubriese casi completamente el Coto Redondo y transfluyese hacia el valle de Riofrío por encima de la Peña Quebrada?



Figura 5.130: Vista de alguno de los bloques granodioríticos situados entre 1920 y 1950 metros en la cresta entre Coto Petis (al fondo) y la Peña Quebrada.

Esta hipótesis pierde fuerza si observamos la cara N de Peña Quebrada, una cicatriz de deslizamiento por la que se ha dado a esta montaña su expresivo nombre. En ella vemos un dique granodiorítico de unos 10 metros de espesor con un buzamiento subvertical, que se ha abierto en el contacto entre el sinclinal de Curavacas-Lechada y los cabalgamientos de Riofrío. Este contacto, con su variedad litológica, es en gran parte responsable de la debilidad estructural de este sector, que ha provocado abundantes desprendimientos y deslizamientos. La dirección de este dique (WSW-ENE) y la disposición subvertical del dique, que implica un afloramiento en superficie estrecho, es coherente con la dirección y características del depósito superficial citado. En este caso la cresta que une el Coto Petis y la Peña Quebrada sería estructural, originado por la erosión diferencial de los conglomerados, las granodioritas y las pizarras. Por otro lado este hecho implica el descubrimiento del dique granodiorítico más distal del “stock” de Peña Prieta- Tres Provincias, y el reconocimiento de la importancia de la estructura en el desencadenamiento de procesos gravitacionales de gran tamaño.



Figura 5.131: Vista desde el E de la cara N de Peña Quebrada. En primer término puede verse el dique granodiorítico y las aureolas de metamorfismo de contacto por encima y debajo del mismo.

El valle de Fuentes Carrionas

Al igual que el valle de Covachos, el valle de Fuentes Carrionas está marcado por la disimetría entre su mitad S y W, esencialmente un área de acumulación con varios circos en muchas ocasiones coalescentes, umbrales de contacto con el fondo del valle y restos morrénicos correspondientes a fases de retroceso con glaciares acantonados en altura, y la mitad N y E, donde no existen circos glaciares, por lo que se trata de un área de acumulación donde los distintos glaciares han depositado material morrénico (till de fondo y till supraglaciario) que posteriormente ha sido re TRABAJADO una vez retirado el glaciar. En este lado N (la Panda de Fuentes Carrionas) hay un recubrimiento continuo de till desde el fondo del valle hasta los 1950-1860 metros de altitud en sentido descendente de W a E. En el centro del valle, entre los 1900 y 1880 metros de altitud, un deslizamiento originado precisamente en el contacto entre el till y la ladera regularizada marca una clara discontinuidad en la ladera, al hacer aflorar el acuífero que se forma entre el till supraglaciario y el till de fondo o el sustrato. El material deslizado se ha acumulado en el fondo del valle, provocando un desvío hacia el S del Río Carrión (Figura 5.132).



Figura 5.132: Vista del frente del citado deslizamiento rotacional que ha afectado únicamente al till supra-glaciar.

Por encima de este límite comienza a aflorar el sustrato, pero existen algunos lomos morrénicos reconocibles por su colonización de matorral que siguen la clara pauta longitudinal de una morrena lateral. Se trataría de las morrenas laterales del UMG, mientras que el afloramiento más espeso y continuo correspondería a pulsaciones de retroceso del glaciar desde esta fase a la primera fase de retroceso.

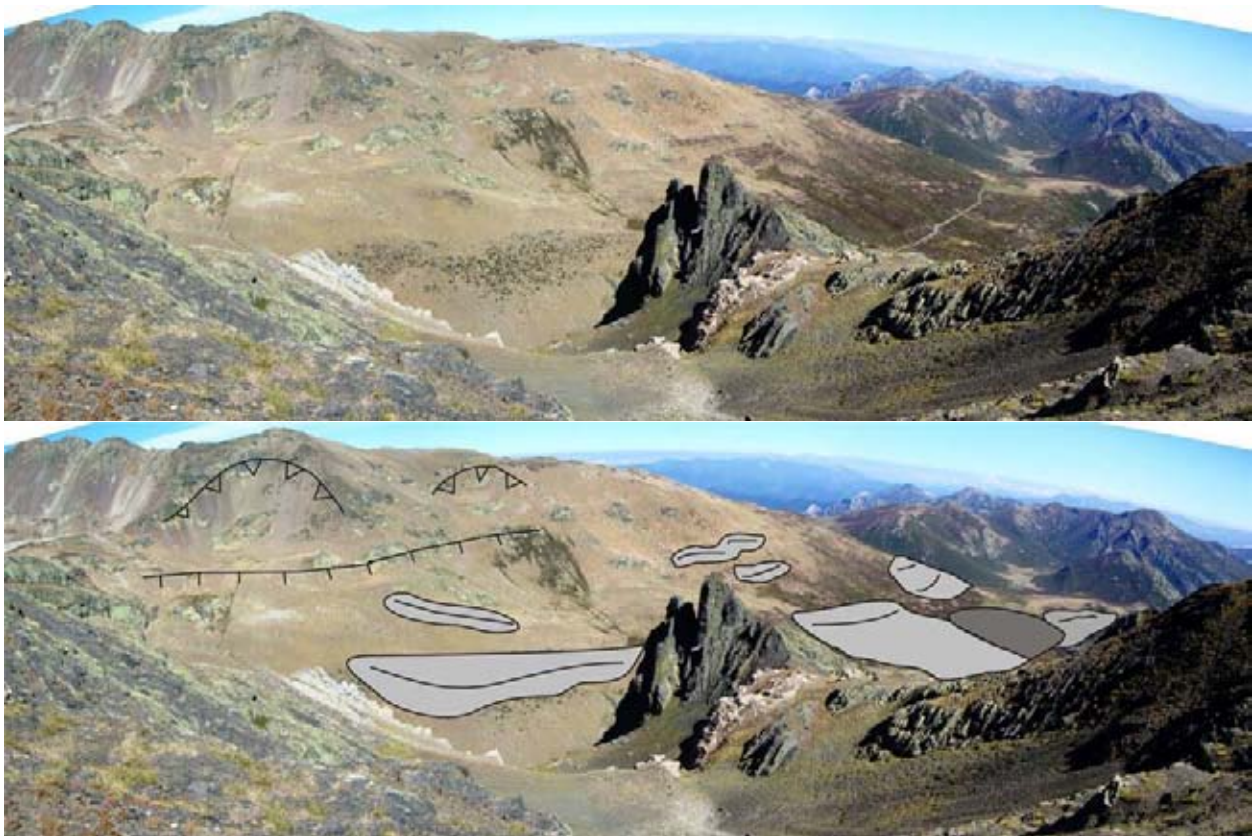


Figura 5.133: Vista hacia el NE interpretada de la Panda de Fuentes Carrionas desde los circos de Tío Celestino-Altos del Ves.

También entre los 2000 metros y los 1850, al W del citado deslizamiento, el recubrimiento de till presenta una morfología alomada que identificamos como una morrena lateral de la fase de Retroceso I, que rápidamente pierde altura hacia el E para girar hacia el SE en dirección a la Vega de Cantos. Esta morrena marcaría un glaciar que, en la citada fase de equilibrio, no difluía hacia Reñuela sino que circulaba, con una sola lengua, hacia Vega de Cantos. A partir de esta fase se formó el citado lago interglacial de los Pozos, cuya superficie está hoy ocupada por charcas estacionales y turberas.

Por debajo de esa morrena lateral todavía encontramos otra mucho menos degradada, que se sigue al lado S del Río Carrión por otra morrena de igual altitud, correspondiente a una etapa de equilibrio en la que el glaciar del Carrión llegaba muy reducido a Vega de Cantos, sin llegar a confluír con los glaciares de Ves o Curavacas. Sobre esta morrena la actividad erosiva del Carrión es intensa aun hoy día, y son frecuentes los acarcavamientos y pequeños deslizamientos sobre el till que la compone (ver Figura 5.112).

Ya por encima de los umbrales de contacto entre el valle de Fuentes Carrionas y los circos

que alimentaron el glaciar durante el UMG y fases de retroceso inmediatas, encontramos morrenas frontales depositadas por glaciares de circo. En concreto la Hoya Calderona presenta un cierre morrénico que ha propiciado la creación de un lago de obturación glaciar. Por último el circo de Fuentes Carrionas, el más alto de la red del Carrión, donde se encuentran las fuentes del mismo, posee un complejo morrénico frontal formado principalmente por bloques de granodiorita con hasta cuatro morrenas frontales excelentemente conservadas que cierran el Pozo de Fuentes Carrionas y una pequeña laguna secundaria (Figura 5.134).



Figura 5.134: Vista hacia el SE del complejo morrénico y lagunas de Fuentes Carrionas desde el pico Tres Provincias. La parte del circo de Fuentes Carrionas al E del pico Tío Celestino es precisamente la que está excavada en granodioritas, y es, por tanto, el área fuente principal de los bloques alojados por el glaciar de circo en el complejo morrénico frontal.

Debido a su altitud, por encima de los 2200 metros, y a una orientación favorable a la acumulación glaciar, parece lógico que este circo hubiese desarrollado un glaciar de mayores dimensiones a las del que depositó el citado complejo morrénico durante la fase de glaciares de circo. Este glaciar habría traspasado el umbral de 2200 metros y descendido hacia el valle de Fuentes Carrionas. En ese caso el glaciar del complejo morrénico de Fuentes Carrionas correspondería a una segunda pulsación dentro de esta fase, hecho que hemos visto ha ocurrido en otros circos adyacentes, como el de Pozo de las Lomas, el Hoyo Empedrado o la cara N del Espigüete.

El Ves.

El circo del Ves posee una amplia variedad de formas y depósitos de origen glaciar que, debido a su amplitud y relativa suavidad del fondo de valle, se han conservado hasta la actualidad solamente afectadas localmente por procesos torrenciales y por la soliflucción.

Prácticamente todo el fondo del circo-valle del Ves está tapizado de till subglaciar. Solamente los circos, el extremo occidental del circo y el lomo calizo central carecen de dicho recubrimiento. En superficie el manto de till se presenta con una superficie alomada en la que afloran pocos bloques en comparación a los depósitos de till supraglaciar. Al corte, que aflora frecuentemente en los márgenes de los arroyos que disectan esta formación superficial, el till se presenta con un color blanquecino y un alto grado de consolidación, con una matriz arcillosa y cantos y bloques empastados. Éstos suelen encontrarse estriados, como puede verse en la figura 5.138, presentan una orientación preferente en dirección al flujo glaciar y en ocasiones la típica morfología barlovento-sotavento (*stoss-and-lee*, Benn y Evans 1998), con una superficie suavizada en el lado de proveniencia del flujo glaciar y un frente fracturado en el frente contrario, al estilo de pequeñas rocas aborregadas (Figura 5.135). Este manto llega a tener un espesor de 40 metros al E del lomo calizo del Ves, sin embargo a medida que nos desplazamos al W pierde espesor para desaparecer por encima del umbral glaciar difuso que discurre, de N a S, en el extremo occidental del valle. Su presencia en un espesor considerable indica la estancia prolongada de un aparato glaciar de tipo templado en un mismo lugar (Gutiérrez Elorza 2008), tal y como hemos supuesto para las dos fases descritas anteriormente. Este depósito está experimentando actualmente una activa erosión por arroyamiento, formándose profundas cárcavas.



Figura 5.135: 7. Bloque empastado en lodgement till tipo "stoss-lee" (Benn y Evans 1998) en las cercanías de la calar del Ves. La dirección del glaciar era de SW a NE (de arriba a la izquierda a abajo a la derecha).

Una de las formas de acumulación glaciár más evidentes en este valle es una voluminosa morrena lateral adosada a la ladera meridional del Alto del Ves. Esta morrena, de unos 500 metros de longitud, cerró la circulación hidrológica y de sedimentos en esta ladera, creándose un extenso depósito de obturación lateral que, aún hoy, posee un drenaje deficiente en el extremo oriental del mismo (Figura 5.136). Estos depósitos de obturación lateral indican la existencia de una etapa de estabilización prolongada del frente del glaciar al que se asocian (Jiménez 1996). Nosotros asociamos este depósito a la fase segunda de evolución glaciár del sistema del Carrión, la cual por tanto sería una fase de estabilidad prolongada, en la que los glaciares presentarían una extensión similar pero un espesor significativamente inferior al del UMG. También en esta segunda fase se comenzaría a depositar la morrena lateral adosada a La Calar del Ves. Esta morrena puede distinguirse por la abundancia de bloques erráticos depositados en su superficie, poco frecuentes en el till subglaciár.



Figura 5.136: Morrena lateral en el extremo septentrional del circo del Ves. Se distingue el depósito de obturación lateral en la izquierda de la imagen.

En una tercera fase el glaciar del Ves habría quedado confinado detrás del umbral de los Escalones, por lo que ya no conectaría con el aparato del valle del Carrión. Fruto de esta fase de estabilidad sería la morrena frontal inmediatamente anterior al umbral anteriormente citado. Tal morrena, a pesar de no ser excesivamente voluminosa, sí posee una gran cantidad de bloques de gran tamaño, lo cual facilita su identificación. Su posición, interior a la gran morrena lateral anteriormente mencionada, hace que sea necesariamente posterior a la misma (Figura 5.137). Posterior a la retirada del glaciar, como consecuencia de la obturación provocada por esta morrena frontal, se formaría en el centro del pago del Ves un lago intramorrénico hoy colmatado por materiales aluviales. Adscribimos también a la tercera fase la morrena central que separaría los glaciares de la Curruquilla y el Ves (Figura 5.138).



Figura 5.137: Vista hacia el N desde la morrena frontal del Ves hacia la morrena lateral de la fase II, la cual es claramente anterior a la primera, tanto por su desarrollo longitudinal más allá del límite marcado por tal morrena frontal como por su mayor altura.



Figura 5.138: Divisoria del Circo del Ves y de la Curruquilla: a) morrena central que separa ambos circos.

Por último, en una fase de glaciares de circo, se depositarían las morrenas que cierran ambos Pozos del Ves, distinguiéndose aún entre ellos dos pequeñas morrenas que indican una fase intermedia entre la responsable del cierre del pozo inferior y la que cerró el pozo superior (Figura 5.139). Más al W del circo ya no existirían glaciares, instalándose condiciones de tipo periglacial responsables de taludes y conos de derrubios, movimientos en masa y formas de solifluxión.



Figura 5.139: Vista del umbral superior doble del Ves. En primer término la llanura donde se encuentra el somero Pozo del Ves inferior. Pueden verse la morrena de cierre del Pozo del Ves superior con dos pequeñas morrenas laterales que señalan un flujo glaciar que conectó los dos umbrales.

El circo del Curavacas

El circo del Curavacas se caracteriza por la escasez de formas de acumulación glaciar, ya que éstas se encuentran en las áreas de ablación del glaciar. En el Máximo Glaciar y Retroceso I, éstas se encontraban unos 10 kilómetros aguas abajo de este circo. Por tanto todas las acumulaciones morrénicas serán de etapas posteriores. La predominancia de superficies de abrasión en el circo del Curavacas tiene dos interpretaciones morfoestratigráficas posibles. Por un lado la mencionada ablación por debajo del circo durante las fases de glaciario más extenso. Por otro lado la erosión postglaciar de los mantos de till. Podemos hacer referencia a la existencia de mantos de till diseminado por el fondo del circo, aunque mucho más abundante en la parte más baja del

mismo, ya en las cercanías del umbral glaciar que cae hacia el Carrión y en las inmediaciones del Pozo Curavacas (Figura 5.140). Este till en ocasiones es sustituido por bloques erráticos en lugares donde el material fino habría sido erosionado y sedimentado en los lugares cóncavos.



Figura 5.140: El Pozo Curavacas con el circo de Curavacas al fondo. En el plano medio hay una superficie colonizada por arbustos de *Vaccinium myrtillus* y *Cytisus purgans*, correspondiente a un área de acumulación de till.

Encontramos así mismo tres morrenas de una gran importancia en la reconstrucción de la dinámica paleoambiental. En el extremo occidental del circo encontramos una morrena de forma longitudinal que interpretamos como una morrena central que separaba los aparatos del Ves y Curavacas- Curruquilla en una fase de retroceso posterior al máximo (ver Figura 5.138). Aledaña a ésta se encuentra la morrena frontal de un glaciar que bajaba desde el Pico de la Curruquilla, y cuyo extremo más oriental cierra el Pozo Curavacas. Esta morrena se habría formado en una tercera fase caracterizada por la individualización de los frentes glaciares del Curavacas y la Curruquilla, aunque puede que ambos glaciares se mantuviesen conectados en sus cabeceras (Figura 5.141). El glaciar del Curavacas caería desde el SE hacia el actual Pozo Curavacas e incluso sobrepasándolo, para morir en el contacto con la artesa glaciar del valle del Carrión. Aquí existe una acumulación de material glaciar adosado a la ladera S del mismo que interpretamos como caído desde el Circo del Curavacas (Figura 5.142).



Figura 5.141: Vista hacia el N de la morrena frontal situada a 1800 metros en el circo del Curavacas. A la izquierda de la imagen puede verse la morrena lateral del Ves, y a la derecha la artesa labrada por el glaciar del Carrión.



Figura 5.142: Acumulación de till al pie del circo Curavacas.

Además de las encontramos dentro del circo otros dos retazos morrénicos frontales pertenecientes a glaciares que mantuvieron un frente estable en este circo. Ambos retazos se encuentran en la zona oriental del circo, uno al W del Lomo Central y otro dentro del valle de glaciar situado

entre el Lomo Central y el Oriental, ocupado por la lengua glaciaria originada en la difluencia del circo del Curavacas. Estas morrenas frontales se encuentran entre 1800 y 1820 metros de altitud, por lo tanto el glaciar que los depositó sería coetáneo al glaciar que depositó la morrena frontolateral del Pozo Curavacas.

Al pie de la difluencia glaciaria de Huerto Chico se conserva una morrena lateral muy derrumbada, pero que mantiene un bloque errático de gran tamaño (Figura 5.143). Esta morrena, que se desarrolla entre los 2170 y los 1957 metros de altitud, confirma la difluencia de una lengua de hielo por el valle paralelo al de la cara N del Curavacas, lengua que necesariamente tenía que estar exenta del cuerpo principal del glaciar del Curavacas (el que descendía hacia el Pozo Curavacas) para depositar dicha morrena.

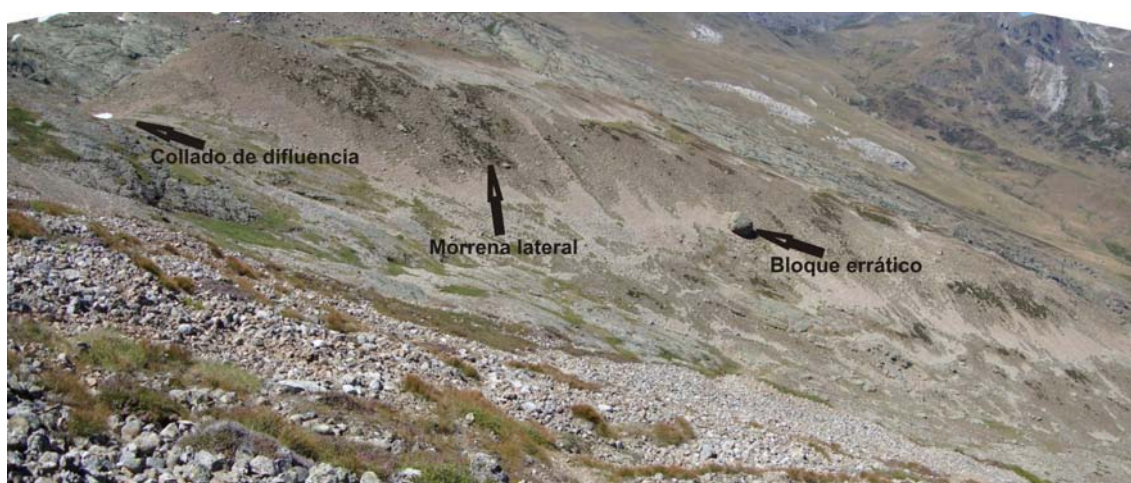


Figura 5.143: Vista hacia el NW de la morrena de Huerto Chico, originada por una difluencia glaciaria proveniente del circo Curavacas.

Por último, a una altitud de 2.200 metros, cerrando el pequeño circo que se forma entre la cumbre del Curavacas y la Aguja del Pastel encontramos una pequeña morrena frontal (Figura 5.144) que marcaría una cuarta fase, en la que compartirían el espacio del Circo Curavacas - Curruquilla un glaciar en el extremo oriental y un glaciar rocoso en el occidental (ver Apartado 6.3.4.3). Al igual que ocurre en Fuentes Carrionas, esta morrena se encuentra por encima del nivel teórico de equilibrio para la Fase de Altura, marcado por glaciares de circo aledaños como el del Ves, el Hospital, Pozo Oscuro o Lagunillas. Es por ello que adscribimos esta morrena a un glaciar desarrollado dentro de esa segunda pulsación dentro de la Fase de Altura que solamente afectó a los circos más altos y mejor orientados.



Figura 5.144: Morrena frontal a 2200 metros de altitud, al pie de la Aguja del Pastel, en la parte distal del Circo del Curavacas, cuya cumbre principal aparece al fondo.

El Hoyo Desconocido

El valle del Hoyo Desconocido prácticamente carece de formas de acumulación glaciár, bien porque durante las sucesivas fases nunca existió un frente glaciár estabilizado dentro del mismo, bien porque éstos hayan sido erosionados posteriormente. Sí que se aprecia, al igual que en el caso del Curavacas, una pequeña morrena frontal a 1920 metros de altitud y un amontonamiento de material posiblemente morrénico al pie del umbral de contacto con el valle de Pineda, flanqueado por el Carrión. Es posible que, como hemos supuesto para el Curavacas, existiese una fase de equilibrio en la que el glaciár del Hoyo Desconocido estuviese colgado, desconectado del fondo del valle de Pineda y emitiendo material hacia éste. Esta fase debió ser forzosamente posterior a la segunda fase de equilibrio o fase Retroceso I, ya que el material se encuentra en el fondo de la Vega de Cantos, aun glaciada durante esa fase. Un glaciár de circo con una pequeña lengua habría construido la citada morrena frontal durante una fase de retroceso posterior.

El Hospital

El fondo de este valle presenta una cobertura discontinua de till, en especial entre el umbral cimero y el umbral bajero. Estos depósitos probablemente fueron sedimentados por el aparato co-

respondiente al UMG, cuando la lengua proveniente de Fuentes Carrionas llegaba a cubrir el valle del Carrión hasta los 1800 metros formando, a la salida de la Cola del Curavacas, un umbral a favor de los materiales menos competentes existentes a partir de este punto, por lo que gran cantidad de material era abandonado en la parte basal del glaciar al pie de dicho umbral, precisamente en el valle del Hospital. Montado sobre este till indiferenciado encontramos un complejo morrénico frontolateral muy bien conservado, con dos voluminosas morrenas laterales y una morrena frontal caracterizada por la abundancia de grandes bloques de conglomerado, provenientes de la removiliación del till alojado por el glaciar del Carrión en la citada fase del UMG. Tal complejo se interna dentro del valle de Pineda hasta los 1.460 metros de altitud, obligando al actual Carrión a desviarse hacia el N. Su gran desarrollo indica una etapa de equilibrio larga. Es por ello que adscribimos este complejo a una etapa tercera, en la cual el valle de Pineda se encontraría deglaciado en este lugar, situándose el frente del glaciar de Fuentes Carrionas al menos en Vega de Cantos (ver Figura 5.97).

Por último, y ya en el umbral cimero, se puede distinguir claramente una morrena frontal construida por un glaciar acantonado al abrigo de la pared oriental del Pico Curavacas. Esta morrena indica la existencia de un glaciar de circo, que no llegaba a ocupar todo el umbral superior, y que provocó la formación de un lago de obturación glaciar. Dicho lago subsiste actualmente, aunque la progresiva colmatación de la cubeta que ocupa ha reducido su extensión. Posteriormente a la desaparición del glaciar se instalan al abrigo de la pared del Curavacas condiciones periglaciares, que, ayudadas por el fuerte desnivel y la descompresión paraglaciar, favorecen la caída de material desde dicha ladera, formándose voluminosos taludes de derrubios, los cuáles han fosilizado parte del circo (Figura 5.145).



Figura 5.145: El umbral superior del valle del Hospital desde el collado del mismo nombre. Puede verse en primer plano las pizarras a favor de cuya debilidad fue excavado el valle y collado del Hospital, posteriormente ampliado por la erosión glaciar. En el plano intermedio el lago de obturación glaciar de Hoyo Muerto, con la morrena frontal de la fase de equilibrio glaciar de Altura. A su izquierda el pie de la Pedrera Pindia, apoyada en la pared oriental del Curavacas. Al fondo el valle de Pineda, nivel de base del glaciar del Hospital durante la fase de Retroceso II.

Riuplanes

El reconocimiento de formas de acumulación glaciar en Riuplanes pasa por los mismos problemas que el de formas de erosión. Los deslizamientos rotacionales existentes por debajo de los 1.750 metros de altitud dificultan en gran medida la reconstrucción de la evolución glaciar del valle de Riuplanes, y sobre todo, el límite superior del glaciar del Carrión durante las dos primeras fases en su lado meridional. La consecuencia es que todas las morrenas que han quedado actualmente, a excepción tal vez de la más exterior del glaciar de Pozo Oscuro, corresponden a fases en las que los glaciares ya no conectaban con el glaciar del Carrión.

Así encontramos al W del valle los restos de un glaciar que descendía desde el circo de Pozo Oscuro. En primer lugar una familia de morrenas laterales que forman un conjunto bastante extenso y poco afectado por los movimientos en masa postglaciares. En ella las morrenas más bajas y exteriores, y también las más voluminosas, llegan hasta los 1.500 metros de altitud, por lo que el glaciar que las depositó posiblemente conectaría con el glaciar del Carrión, que en la segunda fase de equilibrio glaciar habría depositado sus morrenas laterales a esta altitud. Todas las morrenas interiores corresponderían bien a pulsaciones de retroceso pertenecientes a esta segunda fase bien a la tercera. Por último la voluminosa morrena que cierra el Pozo Oscuro, a 2.045 metros de altitud (ver Figura 7.34), pertenecería a la última fase de equilibrio glaciar. Esta morrena fue afectada

por procesos gravitacionales que, por tanto, tuvieron lugar una vez el valle estuvo completamente deglaciado.

El glaciar de Riuplanes, al E del valle, depositó una voluminosa morrena lateral en su extremo oriental desde los 1940 hasta los 1740 metros de altitud, la cual ha podido ser identificada gracias al deslizamiento que la afecta en parte, y que deja al descubierto un buen corte de la misma. Debido a su volumen suponemos que esta morrena corresponde a la segunda fase de equilibrio glaciar, no pudiendo determinar con seguridad el límite inferior del glaciar durante esta fase. No encontramos vestigios de ninguna otra fase glaciar en el circo de Riuplanes, excepto de una fase de altura en la que las condiciones del circo serían ya marginales para el glaciario, al haberse formado en ese momento un arco morrénico depositado por un glaciar de muy pequeña extensión, adyacente a un glaciar rocoso (Figura 5.146).



Figura 5.146: El circo de Riuplanes desde su cabecera. Puede verse que se trata de un circo muy poco marcado, excavado por un glaciar poco competente. a) En primer término un arco morrénico de escaso volumen. b) Inmediatamente al NW un pequeño glaciar rocoso. Destacada con una línea roja intermitente hemos marcado la morrena lateral que marca el límite del glaciar de Riuplanes durante el UMG o la fase de Retroceso I.

El valle del Agua del Manzano

Este valle posee una relativa abundancia de formas de acumulación glaciar. La distribución de

tales formas no es uniforme, ya que la ladera occidental del valle carece de morrenas laterales que se correspondan a las existentes en la ladera oriental. Sí existen acumulaciones de till en esta ladera, en especial en las inmediaciones del complejo de obturación glaciario mencionado, pero inmediatamente aguas arriba lo que encontramos es la roca más o menos cubierta por un suelo de escaso espesor. Por el contrario la ladera E posee depósitos morrénicos muy evidentes.

En primer lugar mencionaremos una morrena adosada al límite oriental de la artesa glaciario, y que se correspondería con la fase de Máximo Glaciario. Es una morrena lateral de escaso volumen, que indica una situación de estabilidad poco prolongada del glaciario. En esta fase el glaciario contactaría con el aparato del valle de Pineda, ya que esta morrena contacta, casi sin solución de continuidad, con una morrena lateral depositada por el glaciario del Carrión a 1600 metros de altitud. En una posición algo más interior del valle se desarrolla un complejo morrénico lateral en el que existen hasta tres morrenas adosadas cada una a la anterior, entre las que debió de haber vanos intramorrénicos hoy colmatados y convertidos en llanuras usadas como pastizal. Este complejo, situado casi en mitad del valle, nos indicaría que la mitad oriental del mismo dejó de estar glaciada ya desde la segunda fase de equilibrio (Figura 5.147). Estas morrenas mueren al pie de un complejo de obturación situada a 1.575 metros de altitud, el cual fue cerrado por till del glaciario del Carrión (la morrena que lo cierra posee bloques conglomeráticos de la Fm. Curavacas). Hemos adscrito este complejo a las fases segunda y tercera de evolución del glaciario en el Macizo del Curavacas. Por tanto entre esta segunda y tercera fase el glaciario del Agua del Manzano se encontraba acantonado en el valle que lo albergaba, dejando de conectar con el glaciario del Carrión en la última de estas fases.



Figura 5.147: El valle del arroyo del Agua del Manzano. Pueden verse varias morrenas señaladas con una línea de puntos.

No existen indicios de una cuarta fase de equilibrio glaciar en este valle, por lo que interpretamos que las condiciones dominantes durante la Fase de Altura aquí fueron periglaciares, como lo atestigua el glaciar rocoso existente al pie de los canchales cuarcíticos que fosilizan parte del circo glaciar.

El valle de Lagunillas

El valle de Lagunillas posee formas de acumulación suficientes para describir una evolución glaciar que ya desde la segunda fase es independiente de la del glaciar del Carrión. El glaciar de Lagunillas experimentó varias etapas de equilibrio, quedando el glaciar acantonado en dos ocasiones en el umbral bajero (1660 m.) y en el umbral cimero (1880 m.), hecho que atestiguan sendas morrenas frontales (Figuras 5.148 y 5.149 respectivamente) que cierran complejos de obturación glaciar, ambos casi completamente colmatados de sedimentos.



Figura 5.148: El umbral bajero visto desde el umbral cimero de Lagunillas, con la cubeta cerrada por una morrena frontal y colmatada por sedimentos. La línea roja señala la morrena que cierra el complejo de obturación que ocupa tal umbral. La línea de color violeta seña el lóbulo protalud de Lagunillas.



Figura 5.149: Vista de la cubeta y el umbral cimero, en los que se distingue claramente la morrena frontal actualmente cortada por un arroyo que drena la cubeta, y que se corresponde con fase cuarta del glaciario en el área de estudio.

Aguas abajo del umbral bajero podemos encontrar una familia de morrenas laterales, resto de al menos tres momentos de equilibrio glaciario. El más exterior de ellos se ve interrumpido a los 1.500 metros, por lo que interpretamos este punto como el de contacto del glaciar de Lagunillas con el del Carrión (Figura 5.150). Interiores a éstas encontramos morrenas correspondientes a dos momentos de equilibrio en las que el glaciar ya no llegaría a la altitud de contacto con el glaciar del Carrión (el cuál, además, habría retrocedido aguas arriba del valle de Pineda). Estas últimas morrenas las interpretamos como correspondientes a la segunda fase de equilibrio glaciario, caracterizada por un equilibrio estable durante un prolongado periodo de tiempo con pequeñas pulsaciones (Figura 5.151).

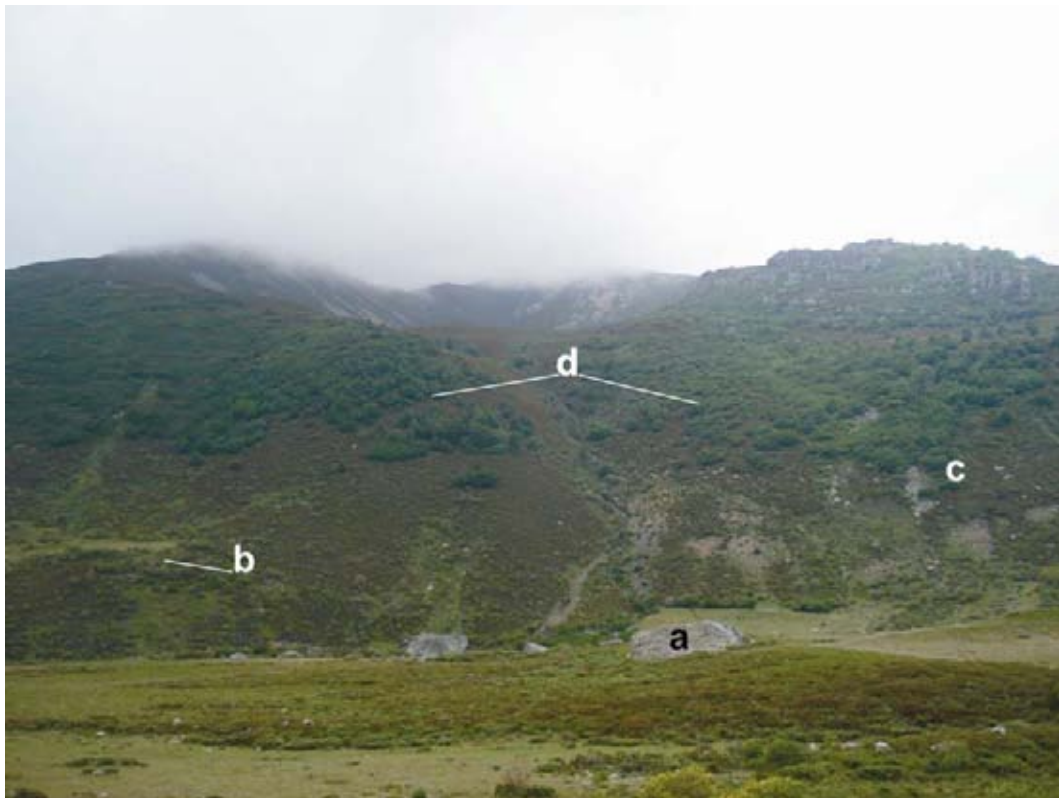


Figura 5.150: El circo de Lagunillas desde el área de la Rabina. a) Morrena frontal de la fase de Retroceso I del glaciar del Carrión. b) Morrena lateral del UMG del glaciar del Carrión. c) Hombreira del UMG del mismo glaciar. d) Morrenas laterales del glaciar de Lagunillas en el UMG.



Figura 5.151: Morrenas laterales de la segunda fase de equilibrio glaciar en el valle de Lagunillas, correspondientes a dos pulsaciones que adscribimos a la misma fase.

5.3.4.4. Evolución glaciar del valle del Carrión

A partir de los indicios proporcionados por las formas de erosión y acumulación glaciar hemos elaborado el siguiente modelo de evolución glaciar del valle del Carrión (Mapa 5.7). Hay que tener en cuenta que durante las etapas de mayor extensión el glaciar del Carrión responde tanto a la dinámica de acumulación del mismo como del aledaño valle de Riofrío, con el cual estaba conectado.

El Máximo Glaciar

A esta fase se adscriben multitud de formas de erosión, tales como circos, umbrales y artesas glaciares, rocas aborregadas, superficies de abrasión glaciar, estrías y acanaladuras, muy frecuentes en los valles glaciares excavados dentro del sinclinal del Curavacas. Así en esta fase el glaciar del Carrión excavaría las artesas de Vega de Cantos, Reñuela, Vega la Canal y Lezna en su cara meridional. También se habría formado durante esta fase la hipotética artesa del Carrión aguas abajo de la Rabina, hasta el sector de la Torca. Algunos circos, como los de orientación S en el Ves o en Fuentes Carrionas, solamente fueron activos en esta fase.

En cuanto a formas de acumulación pertenecen a esta fase la morrena frontal de la Rabina (si

no aceptamos la hipótesis de un glaciar más extenso), que marca el límite del glaciar del Carrión en esta fase, la morrena lateral más alta que puede seguirse en la ladera oriental y septentrional del pico Lagunillas hasta el arroyo del Agua del Manzano, los restos morrénicos adosados al deslizamiento de Horca de Lores, el resto morrénico de las cercanías del collado de Picorbillo, y el de la ladera meridional del Pico Lezna, todos ellos en el valle de Pineda, además de las morrenas laterales que tapizan la Panda de Fuentes Carrionas por encima de los 1900 metros y mantos de till de Reñuela. La escasez de depósitos morrénicos parece indicar que esta fase de equilibrio no debió de ser demasiado prolongada, por lo que no generó vastas acumulaciones glaciares. La dinámica glaciar era la siguiente:

Durante esta fase todos los valles glaciares de la cara N del cordal del Curavacas confluyeron en un sólo glaciar (el glaciar del Carrión) que tuvo su frente en los 1.395 o bien en los 1350 metros de altitud. Este glaciar nacía en el sector de Vega de Cantos, en un campo de hielo que también recibía aportes desde el circo de los Covachos, desde el glaciar de Riofrío a través de la transfluencia glaciar de Vega la Canal. Debido a la inclinación general de todo el área de Riofrío y a la artesa conservada en Vega la Canal, se deduce que esta transfluencia drenaba de hecho la mayor parte del hielo proveniente de la cara N de Peña Prieta, con un aporte de hielo de entre 140 y 160 metros de espesor, que al llegar a Reñuela difluía al S y al E, rodeando el Coto Redondo, y recibiendo el aporte del circo NW del Lezna. Una última rama estaba constituida por el propio valle de Fuentes Carrionas, en cuya cabecera se encontraba el *icefield* de Tres Provincias, aunque, dada la inclinación de la superficie anteriormente ocupada por el domo glaciar, es probable que el aporte desde el mismo fuese escaso, y el hielo se acumulase preferentemente tanto en el circo de Fuentes Carrionas como en los de Hoya Calderona y Agujas de Fuentes Carrionas.

Así en Vega de Cantos durante el Máximo Glaciar el espesor del hielo era de al menos 320 metros, ya que la base actual de la Vega de Cantos se encuentra cubierta de sedimentos postglaciares. El glaciar a partir de este punto circulaba en dirección E salvando el umbral de los Escalones en el punto que recibía el aporte del glaciar de Hoya Desconocido. Una vez entraba en el actual valle de Pineda el glaciar perdía espesor progresivamente, aunque se mantenía alimentado por los aportes desde el Hospital, Riuplanes y Agua del Manzano. Así en Correcaballos, al pie del collado de Picorbillo, el glaciar mantenía un espesor mínimo de 210 metros. En Santa Marina el glaciar superaba el pequeño cordal con el mismo nombre, e invadía la Hoya Juncal hasta el Prado del

Rey, apoyándose en el deslizamiento de la cara W de la Horca de Lores y cortando la circulación meridional del arroyo de Araúz.

En este punto el glaciar cambiaba a dirección S, y perdía rápidamente espesor, ya que solamente recibía el aporte desde el circo de Lagunillas, para desaparecer bien en el sector de la Rabina, bien en el de la Torca, 3,5 kilómetros (pero solamente 50 metros de desnivel) aguas abajo.

La ELA se sitúa entre los 1740 y 1750 metros de altitud. El área de acumulación principal era el campo de hielo aguas arriba del Estrecho, mientras que el valle de Pineda constituía el área de ablación.

Fase de Retroceso I

Después de esta fase de máximo se puede distinguir una primera fase de retroceso, (fase de Retroceso I) caracterizada por una extensión algo menor del glaciario y una estabilización mucho más prolongada, lo que llevó a la formación de acumulaciones morrénicas frontales y laterales espesas, las cuáles han llegado a la actualidad en un aceptable estado de conservación. Esta fase cuenta con abundantes pulsaciones, como lo demuestra el complejo morrénico frontal de la Rabina, no pudiendo sus morrenas definir fases propiamente dichas por su adyacencia unas de otras y la nula significación morfológica de las teóricas subfases más allá del citado complejo.

Además de los dos complejos morrénicos frontales ya citados, pueden adscribirse a esta fase las morrenas laterales existentes en el valle de Lagunillas por debajo del primer umbral, el nivel más bajo de la morrena lateral de Santa Marina, las morrenas laterales que flanquea el lado oriental de los valles del arroyo del Agua del Manzano y Riuplanes, la morrena lateral que recorre gran parte de la Vega de Correcaballos en el valle de Pineda, los depósitos de till subglaciar del Ves, su morrena y complejo de obturación lateral, las morrenas laterales de Vega la Canal y la morrena lateral más voluminosa de Fuentes Carrionas.

Por el contrario las formas de erosión directamente atribuibles a esta fase son escasas. Caben destacar las artesas dobles, donde el nivel más bajo se originó en esta fase, en especial en el contacto entre los circos de Curavacas y Hoyo Desconocido con la Vega de Cantos, y en el contacto entre el umbral de Hoya Calderona y Fuentes Carrionas.

El glaciar en Vega de Cantos recibía los mismos aportes que en la fase de UMG, con la única variación de que la transfluencia desde la Vega la Canal solamente circulaba por Reñuela y no a través de los Pozos, al W del Coto Redondo. Este hecho lo constatan las morrenas al SE y SW

del chozo de Vega la Canal, depositadas por los glaciares de Fuentes Carrionas y Reñuela. En el lugar que dejó de funcionar como transfluencia glaciar se formó un lago. El glaciar de Carrión poseería en Vega de Cantos un espesor mínimo de 150 metros, y salía del sinclinal del Curavacas a través de una artesa glaciar en los Escalones que indica que mantenía los 150 metros. En el valle de Pineda el glaciar del Carrión recibía los aportes del glaciar del Hospital, Riuplanes y Agua del Manzano y llegaba hasta el pago de Santa Marina sin difluir hacia la Hoya Juncal. El valle de Lagunillas quedaba, en esta fase, desconectado del glaciar del Carrión. Dentro de esta fase se puede observar una pulsación responsable de la morrena lateral al N del valle del Hospital, en la Vega de Correcaballos, y que indicaría un glaciar que permaneció un tiempo lo suficientemente estable como para depositar dicha morrena, el cual recorría el valle de Pineda con un espesor de apenas 20 metros (espesor mínimo).

La ELA para esta fase se situaba prácticamente en el mismo umbral que la fase anterior, alrededor de los 1750 metros de altitud. El área de ablación comenzaba ya en el sector de Reñuela y la Vega de Cantos.

Fase de Retroceso II.

La siguiente fase de equilibrio glaciar se sitúa dentro de los valles tributarios al Carrión, por lo que el glaciar que ocupaba el valle de Pineda habría desaparecido. Esta fase ya fue citada por el estudio de Frochoso y Castañón (1996) como una fase de estabilización por encima de los valles colgados que confluyen hacia la Vega de Cantos. En dicha fase la desconexión de los distintos aparatos glaciares hace que encontremos 11 aparatos glaciares diferentes en la antigua superficie del glaciar del Carrión. La consecuencia es la mayor importancia de las condiciones topoclimáticas de cada valle en la formación y el desarrollo de los glaciares. Entre estas condiciones la altitud, la orientación de los circos, la protección de paredes o la pendiente influyen en un mayor o menor desarrollo de los glaciares.

En esta fase se desarrollarían glaciares en:

- El valle de Lagunillas, estancándose en el umbral bajero del mismo, donde ha quedado una morrena frontal bastante clara.
- En el valle del arroyo del Agua del Manzano, donde queda una llanura de obturación cerrada por dos morrenas frontales, testigo de esta fase.
- En el valle de Riuplanes, en el circo de las Huelgas, donde existiría un glaciar de circo.

- En el valle de Riuplanes, bajando desde el circo del Pozo Oscuro un glaciar que prácticamente contactaba con el valle de Pineda, depositando una morrena lateral empotrada en la morrena lateral de la fase de Retroceso I.
- En el valle del Hospital, donde el glaciar invadió el valle de Pineda y depositó una morrena frontal bien conservada. Esta morrena es la principal prueba de la deglaciación del valle de Pineda durante esta fase.
- En el valle de Hoyo Desconocido, con el frente a 1920 metros de altitud, por encima de la artesa del Carrión.
- En el circo del Curavacas, donde el glaciar quedó acantonado por encima de la artesa del Carrión en Vega de Cantos. Durante esta fase el glaciar del Curavacas - Curruquilla depositó una morrena frontal que cierra parcialmente el Pozo Curavacas, así como material morrénico que caía hacia la Vega de Cantos, donde existe una acumulación de material glaciar al pie de la pared meridional de la artesa glaciar, y las morrenas frontales existentes al E del Pozo Curavacas.
- En el Ves, donde el glaciar depositó una morrena frontal también por encima del umbral de Los Escalones.
- En Fuentes Carrionas, cuyo glaciar llegaba a asomarse a la Vega de Cantos, como lo indican las dos morrenas laterales que marcan una lengua glaciar de muy poca anchura pero gran desarrollo longitudinal.
- En el circo de Lezna NW, por su altitud y orientación (aunque no existen evidencias geomorfológicas claras).
- En el valle de los Covachos, donde el glaciar, adosado al extremo S del circo depositó un complejo morrénico frontal a 1800 metros de altitud.
- En el sector de Vega la Canal, donde el glaciar de Riofrío deposita un complejo morrénico frontal (ver Apartado 5.3.5).

El desarrollo de los aparatos glaciares depende principalmente de la altitud. Así los glaciares de mayor extensión coinciden con los que tienen circos a mayor altitud, o que posean paredes labradas

en los relieves más destacados. Sin embargo la altitud de las líneas de equilibrio glaciar (ELAs), que dentro de esta fase muestran un amplio rango de altitudes -van desde los 1.770 a los 2.002 metros de altitud- dependen en mayor medida de la orientación general del circo. En este sentido los circos orientados genéricamente hacia el E poseen líneas de equilibrio glaciar por debajo de 1900 metros. Ello indica que las condiciones de alimentación nival fueron óptimas en orientaciones hacia el E. Mientras, los valles glaciares con orientación N tuvieron condiciones de alimentación glaciar menos favorables, seguramente porque los vientos dominantes del W producían un efecto de deflación en estos circos para acumular la nieve en los protegidos valles de dirección oriental.

Fase de Altura.

Se ha identificado una última fase de equilibrio glaciar en la cual los glaciares se circunscriben a los circos más altos y protegidos, es decir, aquellos que poseen una orientación y altitud adecuada, mientras que en orientaciones menos favorables y altitudes menores se desarrollan glaciares rocosos. Éstos llegan a coincidir en altitud con los glaciares, o tienen su origen en las morrenas depositadas por los mismos. Por tanto durante esta fase se daría un ambiente glaciar y periglaciar que denota un enfriamiento con condiciones de alimentación nival menos abundante (Pellitero et al. 2011).

Existieron masas de hielo durante esta fase en los siguientes circos:

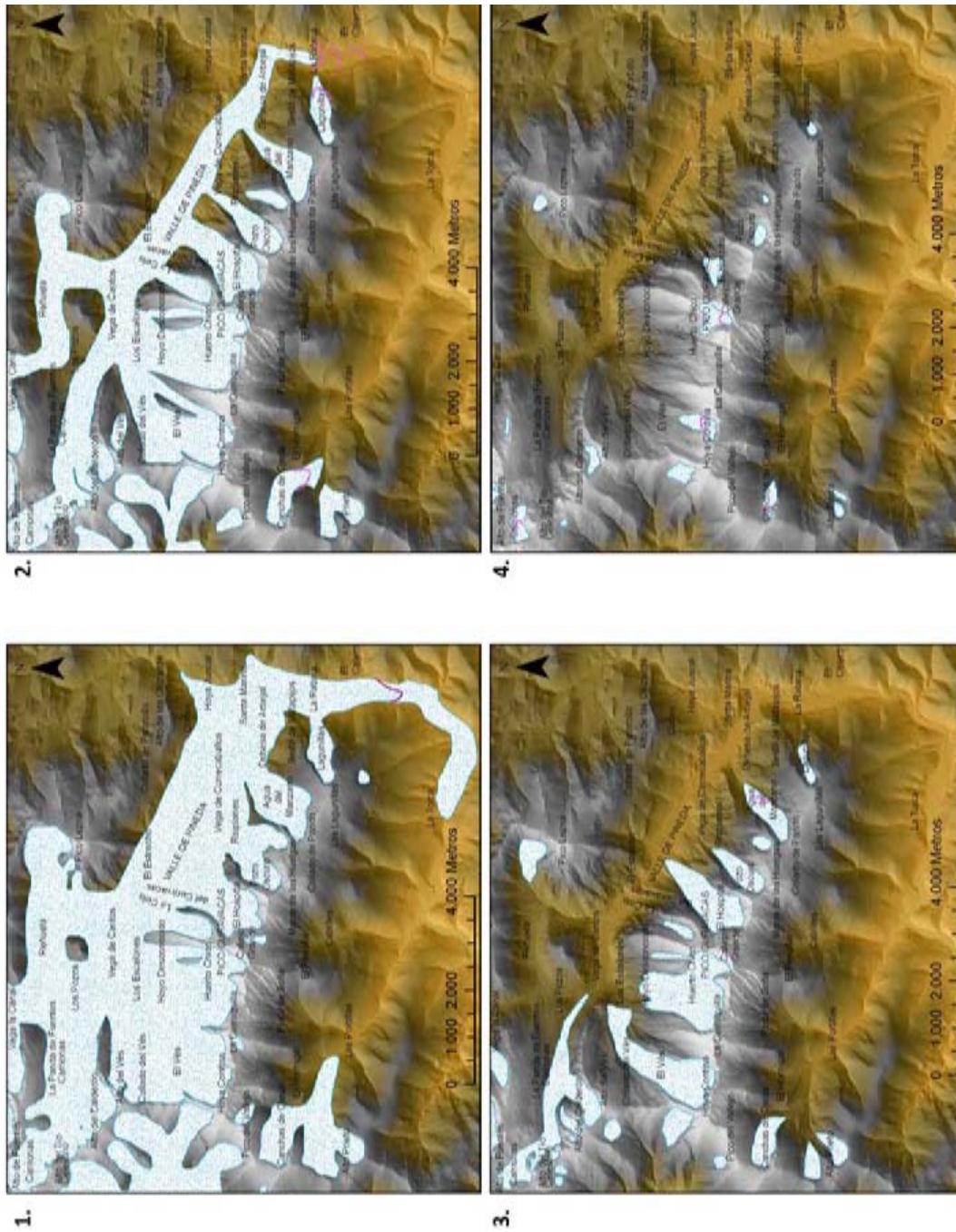
- El circo de Lagunillas, donde el glaciar depositó una morrena frontal que creó un pequeño lago, posteriormente colmatado.
- El circo del Pozo Oscuro, donde un pequeño glaciar de circo formó una voluminosa morrena que aun actualmente cierra el llamado Pozo Oscuro.
- En el circo del Hospital, que presenta una morrena a partir de la cual se creó un pequeño lago.
- En el circo de Hoyo Desconocido, con un pequeño glaciar adosado a la pared del mismo.
- En el circo del Curavacas, donde hay una morrena a 2065 metros de altitud, que indica un glaciar que procedía del circo nororiental, entre el pico Curavacas y la Aguja del Pastel.
- En el circo del Ves, donde se conservan dos pequeñas lagunas -los Pozos del Ves- cerrados por acumulaciones morrénicas.

- En el circo de Hoya Calderona, donde un glaciar de circo depositó una morrena frontal que provocó la formación de la laguna que hoy existe en ese lugar.
- En el circo de Fuentes Carrionas, donde el complejo morrénico frontal cerró las Lagunas de Fuentes Carrionas, nacimiento del Río Carrión.
- En los Covachos, con otro pequeño glaciar adosado a la pared S del circo.

En todos los casos se trata de glaciares de circo, lo que confirma un glaciario marginal. Sin embargo se aprecia que los frentes glaciares se encuentran más o menos a la misma altitud (alrededor de los 2000 metros) independientemente de la altitud de las crestas y circos donde se almacenaba la nieve. De hecho la segunda morrena frontal más baja de esta fase (la de Lagunillas), corresponde a la cresta más baja de todos los espacios glaciados.

Por analogía a lo comprobado en los circos de Lomas, Espigüete N o Pozos de los Altares podríamos suponer que los dos circos más altos del valle de Carrión (los de Curavacas y Fuentes Carrionas) deberían haber desarrollado glaciares de mayor entidad durante esta fase. Por otro lado sí que existen huellas de un glaciario reciente en el circo del Curavacas, las citadas superficies de abrasión glaciar óptimamente conservadas, mientras que en el valle de Fuentes Carrionas hay un pequeño lomo en el sector del Chozo de Fuentes Carrionas, a 1870 metros de altitud, que podría ser el resto de una morrena frontal, aunque su deficiente conservación no parece coherente con su relativa juventud. De aceptar estos restos como herencia de glaciares formados en la Fase de Altura, los glaciares de Fuentes Carrionas y Curavacas presentarían frentes a 1870 y 1880 metros respectivamente. En ese caso las morrenas frontales a 2180 y 2060 metros respectivamente corresponderían a una segunda pulsación dentro de la Fase de Altura, coherente con las morrenas encontradas a mayor altitud en Espigüete N (2046 metros), Pozo de los Altares (2191 metros) y Pozo de las Lomas (2263 metros).

Sigue teniendo importancia la orientación, que determina que los glaciares solamente se desarrollen en circos orientados al primer cuadrante, con ELAs más bajas para los glaciares con orientación E, así como la entidad de las paredes que protegen el glaciar, lo que permite la existencia de un glaciar con ELA a menos de 1.900 metros en el Hospital. Este glaciar existió sin duda por la protección del frente sinclinal del Pico Curavacas, que en este sector presenta paredes de más de 400 metros de altura.



Mapa 5.7: Evolución glaciar del valle del Carrión y de Valdenievas: 1. Último Máximo Glaciar. 2. Retroceso I. 3. Retroceso II. 4. Fase de Altura. Las líneas rosadas indican morrenas de pulsaciones glaciares intrafase. El glaciar de los Covachos ha sido incluido en el mapa de Riofrío por razones de espacio.

5.3.5. Los valles glaciares de Riofrío, Castrejón y las transfluencias de la Viña y Vega la Canal

Situados en el extremo NE de Fuentes Carrionas, estos valles son los únicos que administrativamente se encuentran en la comunidad autónoma de Cantabria. Así mismo son los único que drenan sus aguas hacia el Mar Cantábrico a través del Deva, por lo que poseen una personalidad diferenciada a los valles de la Cuenca del Duero. Esta personalidad viene principalmente dada por el desnivel que salvan los valles, ya que tenemos por un lado la cumbre de Fuentes Carrionas, Peña Prieta con 2536 metros de altitud y, por otro, un nivel de base en la cubeta de la Liébana a 270 metros de altitud, desnivel que el río Frío-Deva desciende en apenas 22 km. Como comparación, a esa distancia el Carrión discurre a 1310 metros de altitud, y el río Yuso, que drena los valles de Lechada y Naranco, a 1130 metros.

Este gradiente altitudinal y el hecho de tener sus cabeceras en la alineación montañosa más septentrional de Fuentes Carrionas tiene un efecto climático doble: por un lado es el entorno que recibe más precipitaciones dentro del macizo, al encontrarse relativamente menos abrigado de la pantalla de los Picos de Europa que la mitad los valles de Lechada y Naranco. Por otro lado los vientos del N, provenientes del Mar Cantábrico y por tanto cargados de humedad, ascienden estas abruptas laderas, condensando dicha humedad y provocando frecuentes nieblas que minimizan la radiación solar. Estas características sin lugar a dudas jugaron un papel en la formación y desarrollo de glaciares durante el Cuaternario.

5.3.5.1. Las macroformas de erosión glaciár: umbrales y artesas glaciares

En el valle de Riofrío los perfiles longitudinales están fuertemente condicionados por las características expuestas. Así encontramos tres sectores claramente diferenciados (Figuras 5.152 y 5.153):

- El sector de cumbres: común a los demás valles, pone en contacto los cordales cimero entre 2200 y 2400 metros con los puertos, entre 1750 y 2000 metros. Presenta pendientes abruptas donde la erosión glaciár ha jugado un papel dominante.
- El sector de los puertos: valles amplios por encima de los 1750 metros de altitud que drenaban hacia el Duero y sólo recientemente han sido capturados por la red del Deva, aunque

dicha captura tuvo lugar antes del UMG, ya que las formas y depósitos indican que los glaciares se adaptaron a este sistema de drenaje. En el caso del valle de Castrejón este sector está prácticamente ausente, ya que la erosión remontante ha avanzado hasta el circo glaciar.

- El sector de los valles: por debajo de los 1750 metros de altitud, dominado por unas pendientes muy acentuadas (el valle de la Viña presenta laderas con pendientes alrededor de 45° , el de Castrejón alrededor de 39° y el de Riofrío, en laderas no glaciadas, unos 28°). En este entorno las laderas no presentan pendientes regularizadas, y los procesos gravitacionales y la erosión por arroyada son altamente efectivos).

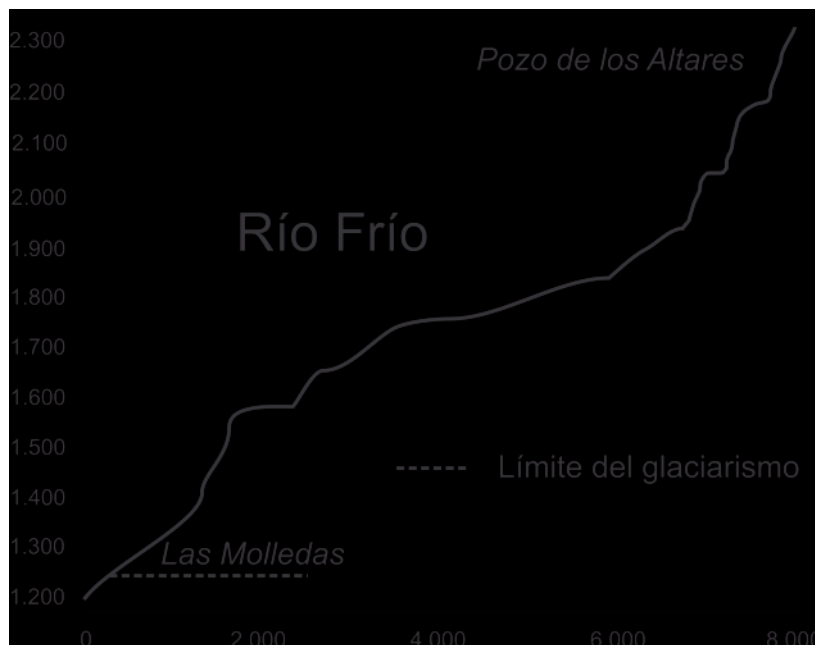


Figura 5.152: Perfil longitudinal del río Frío. Pueden distinguirse los tres sectores mencionados con límites en 1700 y 2000 metros de altitud, entre los que se desarrolla el área de puertos.

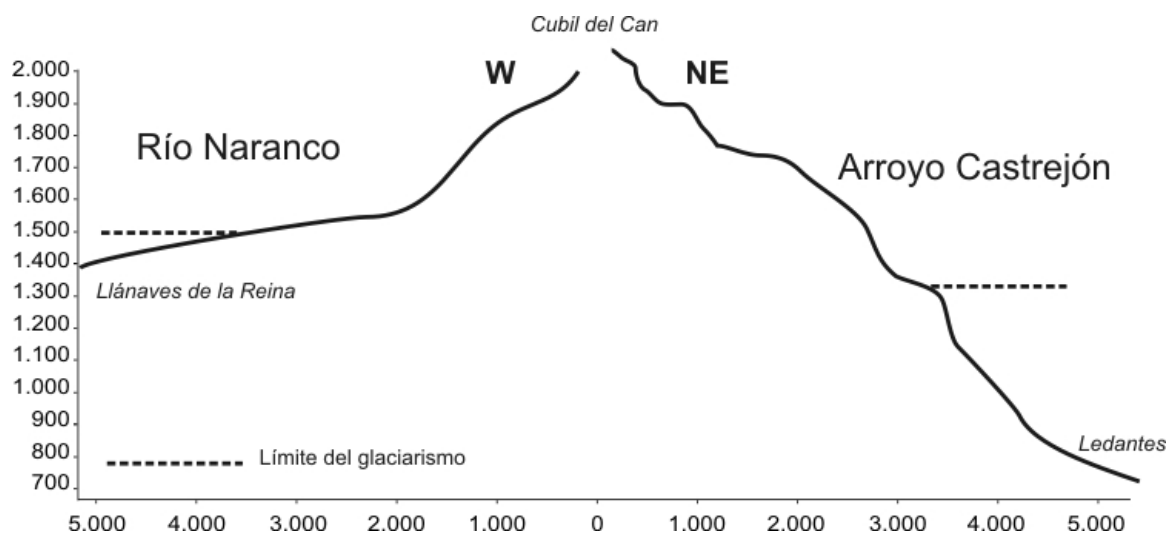


Figura 5.153: Perfil longitudinal comparado de los valles de Naranco y Castrejón, pueden verse las marcadas diferencias entre los perfiles de una red de drenaje hacia el Duero y una red de drenaje hacia el Cantábrico.

El mayor tirón hídrico propició que los glaciares de este sector, una vez abandonada la zona de puertos, descendiesen rápidamente para alcanzar los frentes glaciares más bajos del área de estudio. En su descenso los glaciares fueron efectivos en la erosión longitudinal de los valles. Así tanto los valles de Castrejón como de Riofrío poseen un perfil escalonado característico. Por otro lado los dos umbrales más claros, el de 1700 metros en el caso del río Frío y el de 1800 metros en el arroyo Castrejón se debe a que éste es el límite que la erosión fluvial ha alcanzado en los dos valles. Dicha erosión comenzó con anterioridad al glaciario pleistoceno pero ha continuado una vez que los glaciares se retiraron del macizo de Fuentes Carrionas.

Prueba de ello es la escasez de formas glaciares en los valles de Castrejón y la Viña aguas abajo de las turberas de Riofrío: dichas formas han sido derrubadas por la erosión torrencial, los flujos de derrubios y los deslizamientos (Figuras 5.154 y 5.155). Sin embargo por encima del límite de la erosión remontante se suceden los umbrales y cubetas, hasta dos en el caso del arroyo Castrejón y cuatro en el río Frío, donde la colmatación de antiguas cubetas ha suavizado el perfil aguas arriba de la difluencia hacia el sistema del Carrión.



Figura 5.154: Solamente 300 metros separan ambas imágenes. 1. Vista de las turberas de Riofrío (1760 metros de altitud) en el camino entre Barrio y el valle de Riofrío.



Figura 5.155: 2. Vista hacia la confluencia de los valles de Castrejón y de la Viña en el mismo camino, 300 metros al N.

También la erosión lateral del glaciario posee un carácter diferencial en el valle de Riofrío. Como es evidente los glaciares ejercieron una labor erosiva mucho más intensa en el área de los puertos, donde por un lado el glaciar discurría más despacio y ocupaba todo el valle, y por otro no ha habido procesos geomorfológicos postglaciares de importancia. Por el contrario en los valles capturados el glaciar aumentaba su velocidad, por lo que no ocupaba toda su anchura, y los procesos gravitacionales han sido muy intensos. De esta manera las formas de erosión glaciar se concentran en el área de los puertos casi exclusivamente, con escasas formas de erosión glaciar por debajo de los 1700 metros en el valle de Riofrío y ninguna en los valles de la Viña y Castrejón (Figura 5.159). Solamente en el valle de Riofrío, en el sector del Prado de Toro hay vestigios de erosión glaciar. Como puede verse en el perfil 3, el valle de Riofrío presenta una clara disimetría en este tramo. La

ladera S está completamente afectada por deslizamientos acumulados desde la cara N de la Peña Quebrada, pero la ladera N mantiene una morfología con pendientes abruptas que atribuimos a la erosión glaciár. Dentro de esta ladera cabe destacar la acción erosiva fluvial que, forzada por los deslizamientos citados, está sobreexcavándola e inestabilizándola (Figura 5.157).



Figura 5.156: Perfiles transversales en el valle de Riofrío. 1. Perfil de S a N del valle de Riofrío desde los Covachos al pico Zamburría. 2. Perfil de W a E en las turberas de Riofrío, desde el pico Zamburría hasta el Castro Negro. 3. Perfil de S a N del valle de Riofrío desde la Peña Quebrada hasta el Cordal, sector del Prado del Toro. 4. Perfil de NW a SE del valle de Castrejón desde el Faro Robadoiro hasta el Pico Zamburría.



Figura 5.157: Vista hacia el N del valle de Riofrío desde la ladera occidental de Peña Quebrada, en el sector del Prado del Toro.

Aguas arriba, en los Puertos de Riofrío, encontramos tres valles con registros erosivos glaciares:

- Al S el valle de Vega la Canal, que alimentaba por el N el glaciar del Carrión, cuyas formas erosivas han sido comentadas en el Apartado 5.3.4.
- Al N la transfluencia glaciar de la Viña, en dirección septentrional, labró una artesa glaciar con hombreras alrededor de los 1900 metros, como puede verse en el perfil 2 de la figura 5.161. La preservación de esta artesa es variable. En su extremo occidental guarda una hombrera a 1950 metros y otra a 1860 metros de altitud, mientras que en el extremo oriental la forma de artesa se mantiene hasta prácticamente la cumbre del Cueto Negro (Figura 5.158).

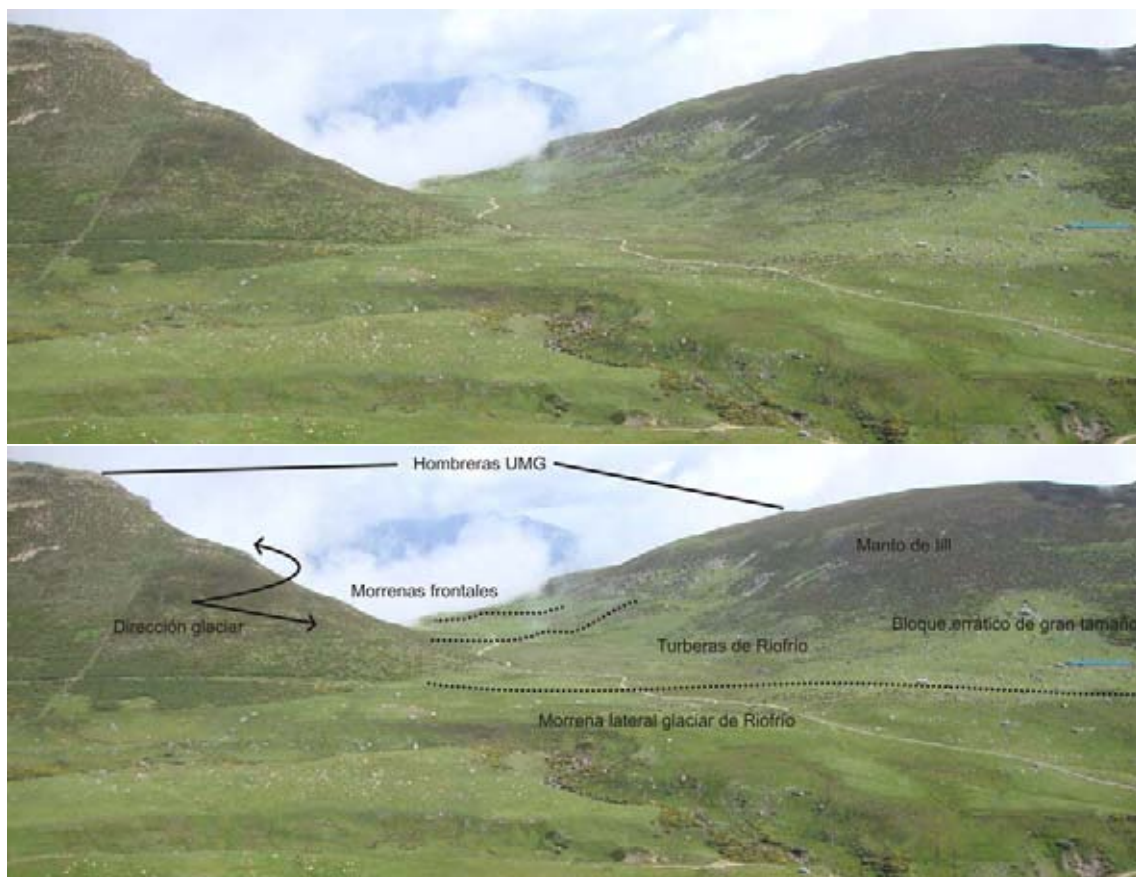


Figura 5.158: Vista hacia el N de la transfluencia glaciar de la Viña desde la Mojonera de Vega la Canal.

- En el centro y hacia e W alto valle de Riofrío posee también una morfología glaciar bien marcada, ya que es una artesa amplia con un fondo suavemente inclinado hacia el E entre los 1850 y 1750 metros de altitud cuyo contacto con los circos de Campollo, Altares y Cubil del Can se resuelve mediante abruptos umbrales. Esta morfología es más patente en su ladera meridional, donde el glaciar del UMG excavó una hombrera glaciar, en ocasiones coronada por depósitos morrénicos, aunque en la ladera septentrional la hombrera también ha quedado

marcada en el giro hacia el N del glaciar en dirección a la Viña (Figura 5.159).



Figura 5.159: Vista hacia el E de la artesa glaciar de Riofrío desde el Pico de los Altares.

Los umbrales de contacto entre la artesa de Riofrío y los circos de Campollo, Altares y Cubil del Can, poseen diferencias motivadas principalmente por la litología, diferente en los tres casos. El umbral de Campollo, excavado en areniscas devónicas de la Fm. Carazo y calizas de la Fm. Lebanza, sigue prácticamente la dirección W-E de las estructuras que modela, e incluso reproduce las diferencias litológicas de las formaciones pertenecientes a los cabalgamientos de Riofrío, estructura caracterizada por la profunda tectonización. Debido a la mayor resistencia a la erosión mecánica de las calizas el umbral se sitúa en éstas a 2050 metros, mientras que en las areniscas desciende hasta los 1940 metros.

El umbral de los Altares, excavado en los bancos conglomeráticos de la Fm. Curavacas, posee la característica canónica de los umbrales glaciares, ya que entre su dorso y su frente hay prácticamente un ángulo de 90°. Dicho umbral se encuentra a 2040 metros de altitud, y no es el único, ya que hasta el circo de los Altares se suceden otros dos umbrales con las mismas características que éste, a 2160 y 2300 metros (Figura 5.160). Estos umbrales siguen la estructura de los bancos conglomeráticos, que aquí presentan un buzamiento de unos 45° hacia el SW.



Figura 5.160: Vista desde el N de la cara N de Peña Prieta y el circo de los Altares, con los tres umbrales indicados.

Por último el umbral de contacto del valle de Riofrío con el Cubil del Can, el más occidental, salva un desnivel parecido al de los Altares, ya que la cubeta de sobreexcavación del circo Cubil del Can NE está excavada sobre el mismo estrato conglomerático que el de los Altares. Sin embargo el contacto, siendo abrupto, lo es mucho menos que en el caso anterior. Ello se debe a que la mayor parte del umbral está excavada en las pizarras de la Fm. Lechada, menos resistentes que el conglomerado del Curavacas. El resultado es un umbral suave en el que además la erosión torrencial está siendo actualmente muy efectiva en la destrucción del mismo (Figura 5.161).



Figura 5.161: Vista hacia el SW del umbral del Cubil del Can desde el pico de los Altares. Puede verse el perfil menos abrupto del mismo y la efectiva erosión torrencial de la cabecera del río Frío sobre el mismo.

Partiendo del circo de Cubil del Can en dirección N se desarrolla el valle glaciar más occidental y alto del sector de Riofrío. Éste comparte cabecera con el valle glaciar de Riofrío pero su alimentación provenía exclusivamente del circo del Cubil del Can, un área de acumulación glaciar situado por encima del umbral citado, del cual una lengua difluía en dirección NE hasta este valle y en dirección E (por el último umbral citado) hacia Riofrío. Se trata del valle de Castrejón. Este valle guarda la forma de artesa glaciar hasta los 1800 metros de altitud, a partir de los cuáles la erosión torrencial ha borrado cualquier vestigio de erosión glaciar. En particular la mitad S del valle es una superficie de erosión glaciar bastante bien conservada, mientras que la mitad N está ocupada por morrenas laterales y mantos de till (Figura 5.162).



Figura 5.162: Vista hacia el E desde el Collado de Robadoiro al circo del Cubil del Can y el valle de Castrejón, a la izquierda. A la derecha puede apreciarse el valle de Riofrío. El glaciar que tenía su origen en esta cabecera difluía en las dos direcciones citadas.

5.3.5.2. Mesoformas de erosión glaciar: circos glaciares, cubetas de sobreexcavación y colados de transfluencia

El valle de Riofrío carece prácticamente de cubetas de sobreexcavación a excepción de los circos cimeros al E del cordal Cubil del Can-Tres Provincias-Peña Prieta-Pico del Infierno. En este sector, el más alto de Fuentes Carrionas, tres circos que constituyen el área fuente del hielo del glaciar de Riofrío presentan sistemas de umbral-cubeta glaciar: el de Cubil del Can NE, el de los Altares y el de Campollo.

En el circo de Campollo la mayoría de la superficie está cubierta de depósitos de till que han fosilizado las formas de erosión glaciar, con solamente una cubeta bien marcada en el extremo oriental del circo, a 1990 metros de altitud, ocupada actualmente por una pequeña laguna estacional.

En el circo de los Altares existen tres umbrales con cubetas de sobreexcavación. En las dos inferiores el recubrimiento por till y derrubios postglaciares es prácticamente total, pero la cubeta superior es una superficie de erosión glaciar pura. Esta cubeta está excavada a partes iguales en calizas de la Fm. Ves y conglomerados de la Fm. Curavacas, por lo que el contraste de color entre litologías es muy claro. En el área sobreexcavada de los umbrales encontramos actualmente lagos (los Pozos de los Altares), de los cuáles los dos inferiores presentan una colmatación parcial, mientras que el más alto mantiene su extensión original (Figura 5.163). Por último el circo de Cubil del Can NE presenta, al igual que el de Campollo, un relleno glaciar y postglaciar que ha fosilizado cualquier cubeta o superficie de erosión.



Figura 5.163: Vista de la cubeta y pozo de los Altares desde la cima de Peña Prieta.

Los collados de transfluencia

Además de los citados valles de transfluencia glaciario de Vega la Canal, Castrejón y la Viña, existen dos pequeños collados de transfluencia glaciario a través de los que se emitían hielo hacia otros valles. En primer lugar a 1830 metros de altitud en el sector del Cordal existe un collado bien marcado en el que actualmente hay un área encharcada, ya que el drenaje se ve frenado por una morrena lateral de una fase de retroceso posterior a la responsable de dicha transfluencia (Figura 5.164). Al otro lado, en el valle de Prado Hernando, existen formas de acumulación glaciario (morrenas) que atestiguan la existencia de una lengua de hielo hasta los 1500 metros de altitud, a partir de los cuáles las morrenas desaparecen y el valle se estrecha.

En segundo lugar al S del valle de Riofrío, en el sector de Coter de Hierbas Dulces a 1830 metros de altitud, el cordal presenta una morfología aborregada que prueba el paso de una pequeña lengua de hielo que, pocos metros más abajo, confluía nuevamente con la del glaciario de Riofrío. También esta transfluencia estuvo activa únicamente durante el UMG, ya que a 1750 metros en el valle de Vega la Canal una voluminosa morrena lateral marca una estabilidad prolongada del campo glaciario de Riofrío por debajo del collado durante la primera fase de retroceso post-máximo.



Figura 5.164: Vista hacia el NE del Cueto Negro desde los Covachos. En frente entre la niebla se puede adivinar el collado de transfluencia glaciario hacia el valle de Prado Hernando y la morrena lateral que lo cierra por el S.

5.3.5.3. Las formas de acumulación y depósitos

Al igual que lo ocurrido con las formas de erosión glaciario, las formas de acumulación originadas por los glaciares de Riofrío poseen una conservación variable, dependiendo sobre todo de si se encuentran en el entorno de los Puertos, donde las pendientes suaves limitan la erosión, o en los verticales valles de la red del Deva, donde la erosión ha sido muy intensa. Como ocurre en las formas de erosión, también en esta segunda localización el valle de Riofrío, hacia el E, ha mantenido algunas formas de acumulación glaciario, prácticamente desaparecidas en los casos de Castrejón y la Viña por debajo de los 1700 metros.

El valle de Riofrío

El valle de Riofrío se divide en dos sectores, al W y E del boquete del Cordal, en las cercanías del chozo de Vega la Canal, a 1750 metros de altitud. Aguas abajo de este punto el valle de Riofrío, aunque menos escarpado que los valles septentrionales, ha sido afectado por los deslizamientos de Peña Quebrada, por lo que en toda su mitad S la preservación de formas de acumulación glaciario es prácticamente nula. Sin embargo el frente glaciario de Riofrío está bien conservado, con voluminosas morrenas frontolaterales y laterales que marcan el máximo glaciario más bajo de todo el macizo de Fuentes Carrionas a 1230 metros de altitud.

El complejo morrénico se conserva solamente en el lado derecho del glaciario. Está compuesto

5.3. FORMAS DE ORIGEN GLACIAR EN LOS VALLES DEL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS

por una voluminosa morrena frontolateral desde 1250 metros en el sector de las Molladas hasta 1450 metros en el pago de Buliezo. Por la que asciende el camino hacia los Puertos de Riofrío. Interior a ella dos pequeñas morrenas laterales con voluminosos bloques marcan una pulsación de retroceso del frente glaciar de Riofrío. Al E de esta morrena lateral encontramos morrenas laterales de pequeños glaciares de circo que descendían desde la cara N del interfluvio Peña Quebrada-Pico Pumar, ya fuera del área de estudio. Dichos glaciares pudieron ser coalescentes con el de Riofrío en algún momento del UMG, pero para el momento de formación de la morrena lateral de las Molladas ya no conectaban con éste. El resultado es que las aguas de fusión de estos glaciares se veían represadas por esta morrena lateral, formándose un complejo de obturación lateral en la cabecera de la Riega de Valdelaceba, hoy colmatado y aprovechado como pastizal (Figura 5.165).



Figura 5.165: Vista hacia el NE del valle de Riofrío desde la cumbre de Peña Quebrada.

Aguas arriba de los complejos morrénicos frontales, en la ladera meridional solamente al pie de Peña Quebrada parece haberse preservado till depositado por un glaciar de circo, que a su vez ocupaba la cicatriz del gran deslizamiento que tuvo lugar en este sector. En la ladera septentrional unos 600 metros al E de la transfluencia de Cueto Negro hacia el valle de Prado Hernando parte

una morrena lateral depositada por el glaciar de Riofrío entre 1760 y 1706 m.

Por debajo de esta morrena lateral, que marca el UMG, otra morrena lateral, que ha cerrado la pequeña charca que actualmente existe en el collado de transfluencia glaciar de Prado Hernando, marca una fase de retroceso muy cercana al UMG, con un glaciar de aproximadamente 150 metros de espesor que accedía hacia el valle de Riofrío (ver Figura 5.164).

Por encima de los 1750 metros se abren los Puertos de Riofrío, un valle glaciar amplio, totalmente cubierto por pastizales, en el que existen abundantes formas y depósitos glaciares, y que terminan bruscamente al SW en el frente de Peña Prieta-Cubil del Can, origen principal de los hielos que modelaron este entorno.

En los Puertos de Riofrío las formas de acumulación glaciar y los depósitos glaciares y yuxtaglaciares son dominantes. Al contrario que en otros altos valles de Fuentes Carrionas los frentes glaciares permanecieron aquí durante un tiempo suficientemente prolongado, y fueron capaces de transportar y abandonar suficiente material, como para crear un magnífico registro de las condiciones paleoambientales de este entorno. Dicho registro no se remonta a todas las fases glaciares propuestas desde el UMG, ya que durante las dos primeras fases el glaciar de Riofrío rebosaba ampliamente este entorno hacia los valles cántabros y hacia el Carrión. Los restos corresponden únicamente a las dos fases más recientes, y evidencian la existencia de varias pulsaciones dentro de cada fase.

En la ladera SW del Cueto Negro, entre la transfluencia de la Viña y el valle de Riofrío encontramos un recubrimiento de till sin significación morfológica pero con gran cantidad de bloques, algunos de ellos de gran tamaño, el cual es continuo hasta los 1855 metros.

A partir de este punto hacia el W el fondo del valle de Riofrío está tapizado casi por completo de till, en el cual son abundantes los bloques erráticos. Solamente en las áreas inundadas y colmatadas desaparece tal recubrimiento. Todo este complejo glaciar y yuxtaglaciario solamente ha sido atacado por la erosión remontante del río Frío recientemente, ya que éste no ha conseguido reducir el nivel general del valle, sino que se ha encajado en los mantos de till y depósitos obturación formando una línea de acarcavamiento activa, en la que son frecuentes los pequeños deslizamientos.

Existen básicamente tres complejos morrénicos de gran volumen, entre los cuáles se desarrollan áreas de obturación que otrora estuvieron inundadas y que han sido colmatadas y drenadas gracias a la erosión remontante del río Frío, pero que todavía mantienen grandes problemas de drenaje que

permiten la formación de pastizales siempre verdes y turberas. Esos tres grandes complejos son:

- Las morrenas frontolaterales del glaciar de Riofrío.

- La gran morrena lateral del glaciar de Campollo.

- Las morrenas frontolaterales de la pulsación de retroceso del glaciar de Riofrío.

a) Las morrenas frontolaterales del glaciar de Riofrío marcan con claridad una fase en la que éste llegaba hasta los 1750 metros de altitud. En el extremo E la morrena derecha posee dos retazos, uno adosado a la artesa del glaciar de Riofrío y otro unos 100 metros más al W, sobre el que circula el camino que sube hacia el circo de Campollo. Más hacia el W la morrena es cortada por el arroyo de Campollo. A partir de este punto la morrena meridional posee una gran significación morfológica, al quedar resaltada por la erosión conjunta del arroyo de Campollo al S y el río Frío al N. Incluso por su cresta circula uno de los abundantes canales que distribuyen el agua por Riofrío, asegurando la irrigación de los pastos. Sin embargo a partir de los 1790 metros esta morrena desaparece al incluirse en la voluminosa morrena lateral del glaciar de Campollo. Solamente a partir de los 1850 metros, la morrena vuelve a individualizarse, para finalmente desaparecer a 1875 metros fosilizada por los derrubios de ladera y morrenas posteriores de la cara N de Peña Prieta.

La morrena septentrional del glaciar de Riofrío posee también una conservación variable. Es visible en el inicio de la transfluencia de la Viña, ya que cierra lateralmente este valle individualizando el sector de las turberas de Riofrío de los Puertos de Riofrío. Hacia el W se mantiene adosada a la ladera N del valle hasta la cota 1790, a partir de la cual se ha conservado un sector de morrena lateral exento de la pared que ha encerrado un complejo de obturación lateral entre la pared y la morrena. Hacia el W esta morrena desaparece. Unos 60 metros por encima de esta morrena se conservan retazos de otra morrena lateral correspondiente a una fase anterior, estos restos giran en dirección N en la transfluencia de la Viña, por lo que marcan una fase en que ésta estaba activa (Figura 5.166).

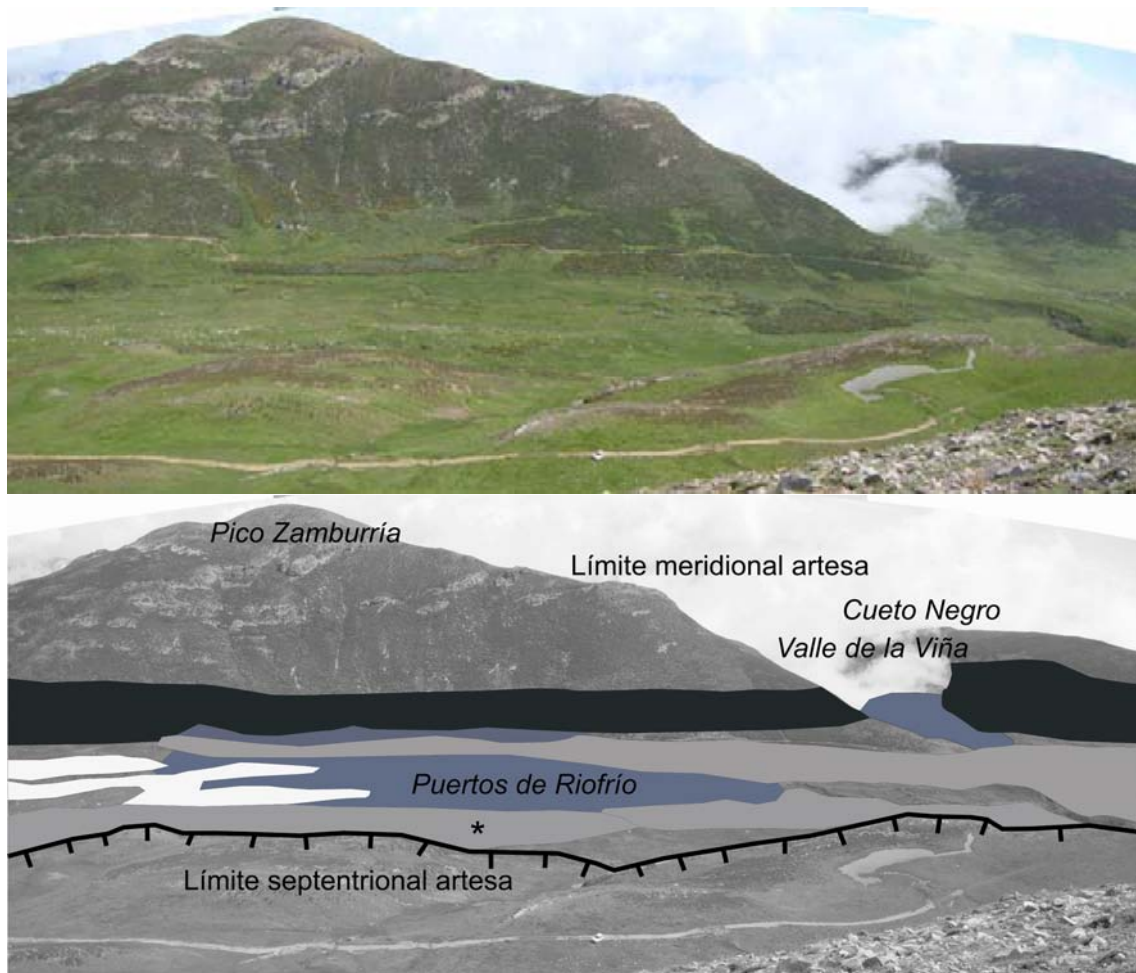


Figura 5.166: Vista interpretada hacia el N de los Puertos de Riofrío desde los Covachos. Las morrenas han sido dibujadas en gris más oscuro cuanto más antiguas sean. Los complejos de obturación han sido dibujados en azul. Todas las morrenas pertenecen al glaciar de Riofrío a excepción de la marcada con un asterisco, que fue depositada por el glaciar de Campollo.

En una situación interior a las morrenas laterales anteriormente citadas para el glaciar de Riofrío, encontramos un complejo morrénico bastante bien conservado que indica una fase de estabilidad de glaciar de valle con un desarrollo longitudinal mucho más limitado que el anterior, con frentes glaciares a 1790, 1820 y 1840 metros de altitud. En todos los casos a excepción del frente más bajo ambas morrenas frontolaterales se conservan, que han sido erosionadas en su frente por el río Frío. Las morrenas han sido parcialmente fosilizadas por los depósitos de colmatación de los lagos de obturación glaciar en las cercanías de los frentes, mientras que hacia el W se mantienen mejor conservadas al remontarse por encima del fondo del valle. Al igual que en el caso de la morrena lateral derecha del glaciar de Riofrío mencionada al principio de este Apartado, la morrena derecha de esta fase ha sido fosilizada por los derrubios y depósitos glaciares de la cara N de Peña Prieta

(Figuras 5.167 y 5.168).

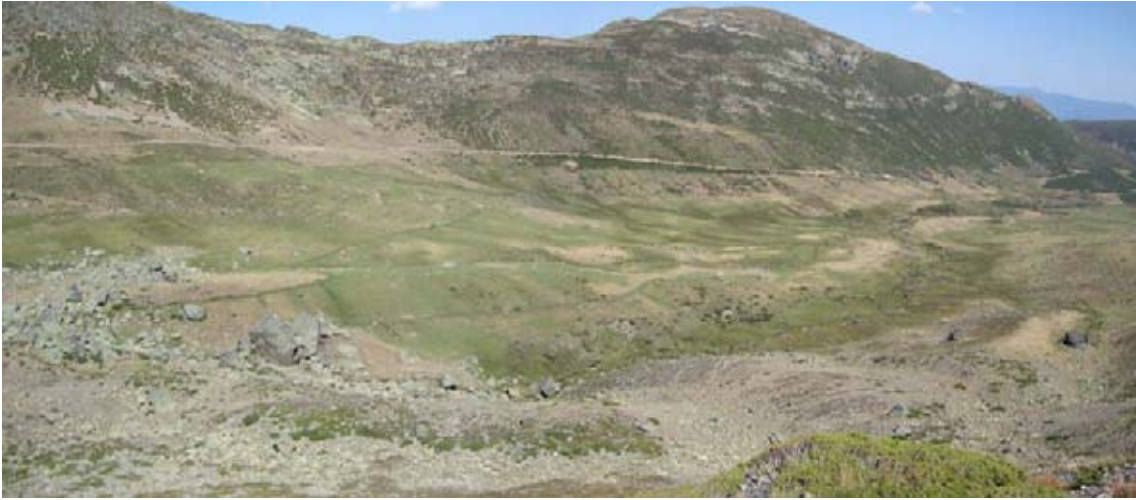


Figura 5.167: Vista hacia el NE de las morrenas frontales y laterales correspondientes a la pulsación de retroceso propuesta para el glaciar de Riofrío.

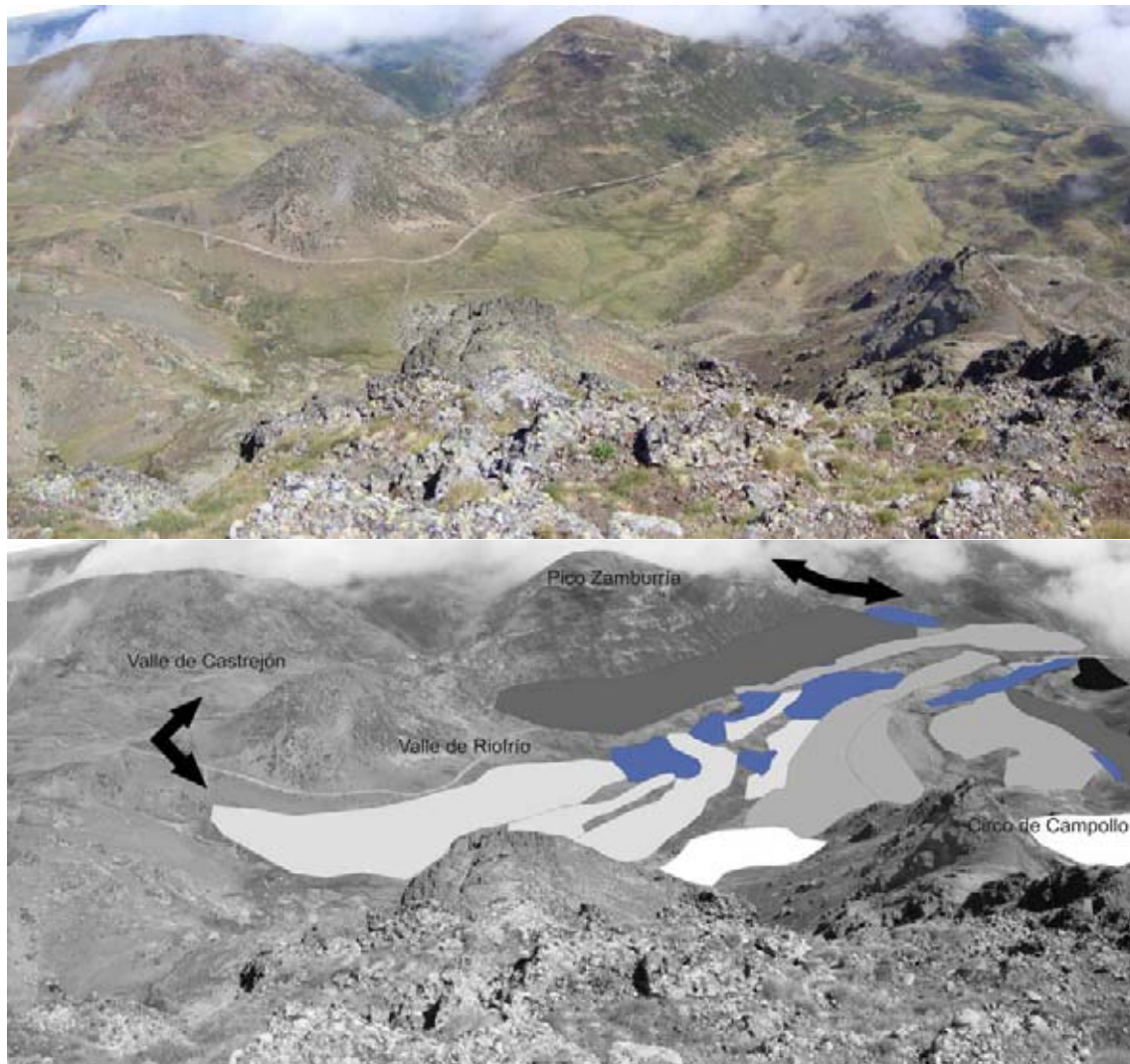


Figura 5.168: Vista panorámica interpretada del valle de Riofrío desde la Peña Prieta. En gris más oscuro cuanto más antiguas están marcadas las morrenas existentes, mientras que en azul aparecen los lagos colmatados y complejos de obturación. Las flechas indican la dinámica glacial durante el UMG y fase de Retroceso I.

Como puede verse en las figuras anteriores los complejos de obturación, tanto laterales como lagos de obturación glacial colmatados, son una constante en los Puertos de Riofrío. La escasa pendiente general y los obstáculos creados por las voluminosas morrenas y los campos de till depositados en este sector crearon condiciones de drenaje deficitario desde la retirada de los glaciares, condiciones que son poco a poco corregidas por la erosión de los ríos y arroyos vertientes al Cantábrico, pero que se mantienen en parte todavía. Estas condiciones ayudan por otra parte a la identificación de formas glaciares, ya que los entornos mejor drenados son las crestas morrénicas, cuyos pastos suelen secarse durante el verano antes que los fondos colmatados, creando un contraste evidente (ver Figura 5.167). Dentro de los complejos de obturación cabe destacar cuatro

por su claridad y por su interés paleoambiental para futuras investigaciones. Al margen quedan las turberas de Riofrío, tal vez el complejo de obturación más importante, situado en el valle de la Viña.

Dentro de los complejos de obturación lateral existen dos a ambos lados de las morrenas correspondientes al glaciar de Riofrío en su fase de equilibrio a 1700 metros de altitud. Se encuentran al S de la morrena derecha, entre ésta y el chozo de Vega la Canal, y al N de la morrena izquierda al pie del Pico Zamburría. Ambas conservan un drenaje deficiente que hace que estén prácticamente todo el año encharcadas, creándose turberas. La primera tiene el interés de constituir la divisoria entre la red del Duero y la del Cantábrico, y se sitúa morfoestratigráficamente entre el complejo morrénico de Vega la Canal (sobre el que se sitúa el chozo de Vega la Canal, divisoria también entre Cantabria y Palencia), y una morrena lateral del glaciar de Riofrío, que lo cierra por el N. Este entorno tiene la particularidad de que en las márgenes del complejo la abundante humedad en el suelo ha posibilitado la formación de bloques aradores (ver Apartado 6.3.5.3).

En el pago de la Mojonera de Vega Canal, entre los valles de los Covachos y Riofrío existen también complejos de obturación alojados entre las distintas morrenas laterales que el glaciar de Riofrío-Campollo, y más tarde únicamente el glaciar de Campollo, depositó aquí.

En una posición interior a las morrenas frontales que marcan la fase de equilibrio del glaciar de Riofrío a 1700 metros encontramos un antiguo lago de represamiento morrénico colmatado a 1780 metros de altitud. En dicho lago colmatado hemos podido describir un pequeño perfil ocasionado por la erosión torrencial. Se trata de una alternancia de niveles de cantos y gravas (gruesos torrenciales) y niveles de finos (aguas tranquilas) propia de canales anastomosados, ya que además los niveles no son continuos sino que cambian lateralmente. Las curvaturas que existen alrededor de las gravas en el nivel más bajo indicarían una situación de corriente tranquila en un entorno lacustre, que vemos en la Figura 5.169.



Figura 5.169: Cambio de facies en el depósito: la facies inferior corresponde a una facies torrencial enérgica, mientras que la superior corresponde a una facies de flujo tranquilo, que remueve arcillas provenientes de las facies lacustres.

El depósito tiene 95 cm visibles que se dividen de muro a techo en:

1. 0 - 20 cm. Cantos y gravas.
2. 20 - 50 cm. Arcillas y limos. Estructura horizontal.
3. 50 - 65 cm. Gravas en matriz limo -arcillosa.
4. 65 - 95 cm. Arcillas y limos sin estructura.
5. 95-105 cm. Suelo.



- ① Cantos y gravas con estructura horizontal .
- ② Finos limo-arcillosos con estructura horizontal.
- ③ Cantos y gravas con matriz limo-arcillosa .
- ④ Finos limo-arcillosos sin estructura visible.
- ⑤ Suelo.

Figura 5.170: Vista del depósito. Sobre la hierba un martillo proporciona la escala.

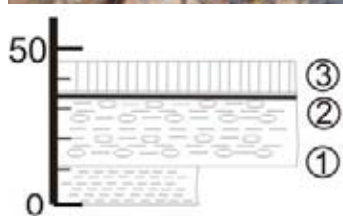
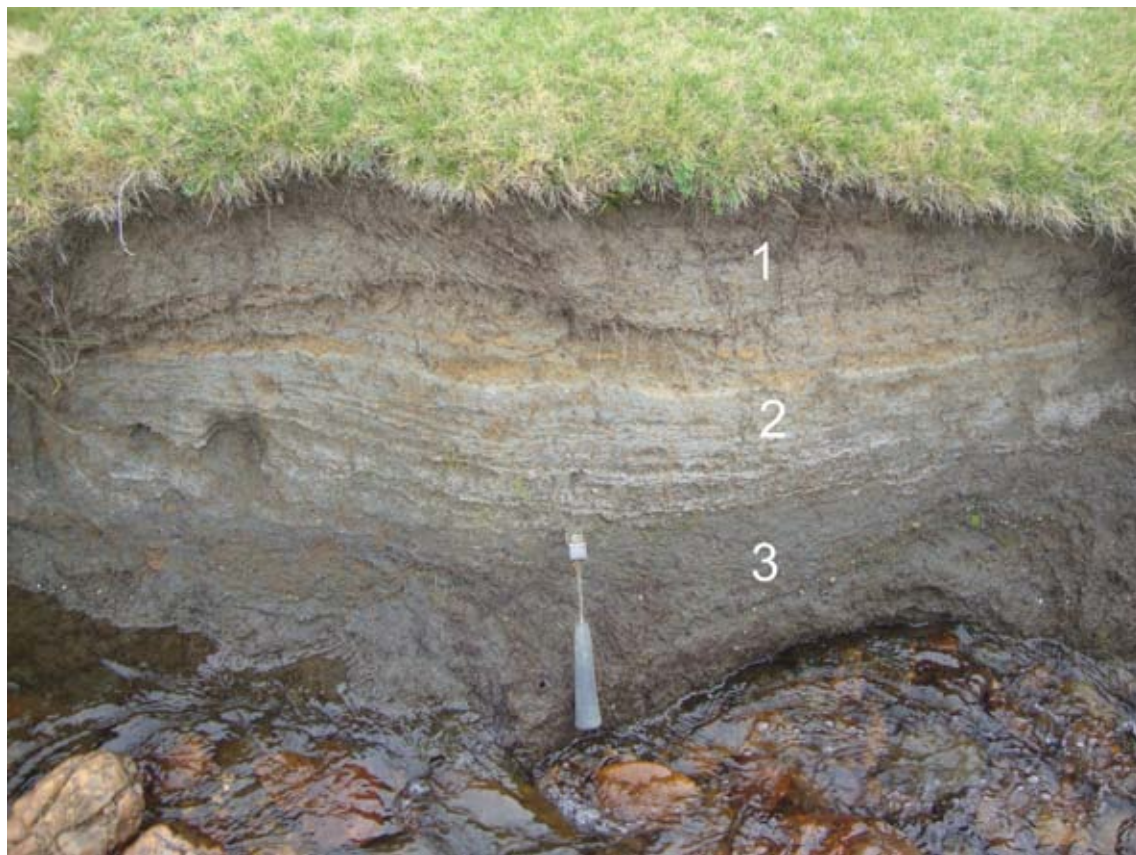
En una posición interna a las morrenas frontolaterales de la pulsación de retroceso del glaciar de Riofrío existen otras dos llanuras que no son sino lagos proglaciar obturados por morrenas. En

ellos hemos encontrado dos cortes de menos de 1 metro de espesor realizados por el río Frío, de los que se pudo extraer la siguiente información.

El primero es un depósito a 1798 metros de altitud, en la situación N 43° 02' 04"; W 04° 42'

33. El depósito tiene 3 horizontes:

1. 0 - 10 cm (visible) Depósito arcilloso con algo de limos y arenas. Sin estructura visible.
2. 10 - 40 cm. Depósito de limos y arenas con algunas gravas y estructura horizontal, a techo tiene un nivel enrojecido (¿horizonte B?)
3. 40 - 50 cm. Suelo.



Perfil 2.
Situación: Puertos de Riofrío.
Altitud: 1798 m.
Latitud: 43° 2' 04"
Longitud: 4° 42' 33"

- ① Finos limo-arcillosos sin estructura visible.
- ② Cantos y gravas con estructura horizontal con matriz limo-arcillosa. Nivel enrojecido a techo.
- ③ Suelo.

Figura 5.171: Imagen y diagrama del depósito lacustre a 1798 metros de altitud.

Este depósito podría indicar el momento de relleno de un lago yuxtaglaciario y el comienzo de una esorrentía suave con aguas someras una vez la esorrentía es capaz de erosionar el frente morrénico. Hay una gran probabilidad de encontrar ritmitas en profundidad.

El segundo es un depósito de unos 40 cm con gran cantidad de finos que nos hablan de un ambiente de aguas tranquilas o incluso lacustre. Existen arcillas grises uniformes, pero lo que no encontramos es laminación rítmica en estas arcillas, por lo que puede que se hayan removido. La situación es N 43°02'01"; W 4° 42' 50"; 1821 metros de altitud. Desafortunadamente no tenemos imagen de este corte. Los niveles dentro del corte son los siguientes:

1. 0 - 23 cm. Depósito de finos limo-arcillosos. Estructura horizontal gruesa.
2. 23 - 30 cm. Soliflucción con gravas y cantos en posición planar. Matriz limo-arcillosa.
3. 30 - 40 cm. Suelo



Figura 5.172: Diagrama del depósito lacustre a 1821 metros de altitud

b) La morrena lateral de Campollo es una de las morrenas más voluminosas y claras de Fuentes Carrionas. Esto es así en parte porque se monta sobre la morrena lateral del glaciar de Riofrío que anteriormente hemos citado. Sin embargo sí que es cierto que esta morrena marca una fase de estabilidad prolongada del glaciar de Campollo que, al contrario de lo que ocurre con el glaciar de Riofrío, carece de morrenas de valle interiores a ésta, ya que las morrenas siguientes se encuentran ya dentro del circo de Campollo, marcando una fase glaciár diferente. La pendiente regular de la cresta de esta morrena ha sido aprovechada para crear un canal de irrigación que nace del contacto entre la morrena y el sustrato a 1923 metros. En la margen derecha del glaciar de Campollo en la fase de formación de esta morrena también se depositó otra morrena lateral, aunque ésta se ha conservado peor que la anterior (Figura 5.173).



Figura 5.173: Vista hacia el ENE de las morrenas laterales del glaciar de Campollo.

c) Las morrenas en altura. Por encima de los Puertos de Riofrío, en las laderas de los cordales de Peña Prieta y los circos glaciares que rodean este pico, existen formas de acumulación que marcan una última fase de equilibrio glaciar con glaciares que, mayoritariamente, no llegaban a desarrollar lenguas glaciares.

En el circo de Campollo, por encima de los 1980 metros, hay morrenas frontales pertenecientes a dos glaciares de circo. En primer lugar un pequeño glaciar al pie de los Covachos depositó una morrena frontal tras la cual hay una pequeña laguna estacional. Unos 300 metros al W al pie de la cara SE de Peña Prieta y del pico del Infierno existe un voluminoso complejo morrénico frontal con dos pares de morrenas laterales y hasta tres morrenas frontales que también cierra una pequeña laguna estacional. Cabe destacar que entre las superficies ocupadas por los dos glaciares citados se formó un glaciar rocoso con origen en una de las morrenas exteriores del último complejo morrénico descrito (Figura 5.174).



Figura 5.174: Vista interpretada hacia el E de las morrenas frontales de la fase de glaciares de circo (Fase de Altura) en Campollo.

En la cara N de Peña Prieta, a favor de la pared de mayor desarrollo vertical de todo el macizo de Fuentes Carrionas, con 640 metros de altura, existió, una vez que el glaciar de Riofrío desapareció del valle -es decir, durante la fase paraglaciar-, un entorno altamente activo desde el punto de vista geomorfológico. En este entorno, protegido además de la insolación por la citada pared N de Peña Prieta, se formó un glaciar adyacente a formas periglaciares, tales como lóbulos protalud y glaciares rocosos. Las formas glaciares han sido posteriormente fosilizadas por un gran desprendimiento que afectó a la pared conglomerática, sin embargo todavía pueden reconocerse algunas morrenas frontales que han cerrado una pequeña laguna glaciar (Figura 5.175).



Figura 5.175: Vista hacia el NW de las morrenas al pie de Peña Prieta. La mayoría de los bloques corresponden al recubrimiento posterior por el desprendimiento de la cara N de este pico.

Por último el circo de los Altares es el situado a mayor altitud de todo el macizo de Fuentes Carrionas, con cordales cimeros que en ningún caso descienden por debajo de los 2400 metros de altitud. A ello se une la favorable orientación N y E, con una situación relativamente abierta a las borrascas del N con respecto a otros circos como el Curavacas o Espigüete. Todo ello hace de este circo uno de los mejor alimentados de nieve del macizo, por tanto uno de los que generaron mayor volumen de hielo y fueron capaces de mantener cuerpos helados mientras otros circos se encontraban deglaciados al final del Pleistoceno. Como hemos visto en las formas de erosión glaciár existen hasta tres umbrales glaciares en el circo de los Altares.

Cerrando el umbral inferior existe una morrena frontal en cuyo interior se encuentra el Pozo de los Altares Bajo, adyacente a un lóbulo protalud (Figura 5.176). En una situación interior a éste siguiendo el sentido del glaciár encontramos otra morrena frontal. En el segundo umbral es donde vamos a encontrar todos los demás complejos morrénicos, ya que el umbral superior está exento de morrenas frontales. En concreto entre los 2140 y 2180 metros hay un complejo morrénico con tres morrenas frontales bien conservadas, al interior de las cuáles se mantiene una pequeña laguna que llega a secarse al final del verano. Por último, adosado a la pared SW del circo, entre 2190 y 2220

m. de altitud, y parcialmente fosilizada por los activos taludes de derrubios existentes, encontramos la última morrena del circo de los Altares (Figura 5.177).



Figura 5.176: Vista del pozo de los Altares bajo cerrado por una morrena frontal. Nótase el lóbulo protalud que hay a la derecha de la imagen, alimentado por el talud de derrubios pero en cuya formación tuvo que ver con su situación yuxtágliar.



Figura 5.177: Vista hacia el W de las morrenas frontales del umbral intermedio del circo de los Altares, que constituyen el complejo morrénico frontal en altura más desarrollado de Fuentes Carrionas.

El valle de la Viña

Por debajo de 1700 metros el valle de la Viña carece de formas de acumulación glaciaria. La accidentada orografía y la vegetación nos han impedido establecer la existencia de depósitos glaciares en este entorno. Exactamente en la curva de nivel de 1700 metros la erosión del arroyo de la Viña ha permitido aflorar un depósito glaciario perteneciente a una morrena frontal. Éste se encuentra unos 50 metros por debajo de las turberas de Riofrío, en este mismo valle. Las turberas de Riofrío son las más extensas y mejor conservadas de todo el macizo de Fuentes Carrionas (Figura 5.178). Con una superficie aproximada de 5 has, ocupan una cubeta de sobreexcavación glaciaria cerrada por un complejo morrénico frontal al N, a 1750 metros de altitud. Las turberas se alimentan básicamente desde el acuífero subálveo que se forma entre las morrenas laterales del glaciario de Riofrío y el sustrato o el till subglaciario. Donde el contacto entre ambos aflora se crean fuentes cuyas aguas caen en la cubeta, en la que el drenaje es deficiente. Por otro lado las condiciones climáticas, frías y muy húmedas, con abundantes nieblas, permite la limitación de la evapotranspiración. Estas turberas han sido estudiadas desde el punto de vista palinológico por Menéndez y Florschütz (Florschütz y

Menéndez 1962, Menéndez y Florschütz 1963) junto con dataciones, la más antigua de las cuáles ofreció un registro de 10.210 ± 155 años B.P. aunque sin calibrar, a 7 metros de profundidad. Los resultados polínicos de este estudio proponen un ambiente de estepa en el entorno de Riofrío desde el Dryas Reciente, pero que rápidamente pasa a un entorno boscoso en el que el pino silvestre es la especie dominante.



Figura 5.178: Turberas de Riofrío y morrena frontolateral de la transfluencia de la Viña.

Al S de las turberas de Riofrío encontramos otra morrena lateral que cierra transversalmente (de W a E) la transfluencia glacial de las Viñas. Esta morrena marca por tanto el momento en que el glaciar de Riofrío, con un límite lateral aproximado a 1750-60 metros de altitud, dejó de transfluir hacia la Viña para circular exclusivamente hacia el E por el valle de Riofrío y el S por la Vega la Canal.

Por último las laderas del valle de la Viña, en especial la ladera occidental del Cueto Negro, presentan un recubrimiento de till con abundantes bloques, algunos del tamaño de una casa de dos pisos (como los de la Tenada del Alto de Riofrío). Este recubrimiento tiene su límite altitudinal en aproximadamente 1870 metros, que marcarían el límite lateral de esta difluencia durante el UMG.

La Vega la Canal

Esta difluencia glaciaria, que marca la divisoria entre la red del Duero y la del Deva, presenta una serie de formas de acumulación relacionadas con la existencia de un complejo morrénico frontolateral. Este complejo es difícilmente reconocible en el campo, ya que este entorno ha experimentado un continuo proceso de sedimentación fluvio-glaciaria y lacustre desde los Covachos al W y Riofrío al N que ha enterrado las formas glaciares. Aún hoy el drenaje en esta área es pobre, por lo que se forman turberas en los espacios inter e intramorrénicos. La morrena exterior se sitúa inmediatamente al N del abanico aluvial de los Covachos, desviado hacia el S por dicha morrena. Se pueden seguir tres morrenas frontolaterales muy tenues, la más interior de las cuáles ha sido aprovechada para construir el chozo y tenada de Vega la Canal (Figura 5.179).

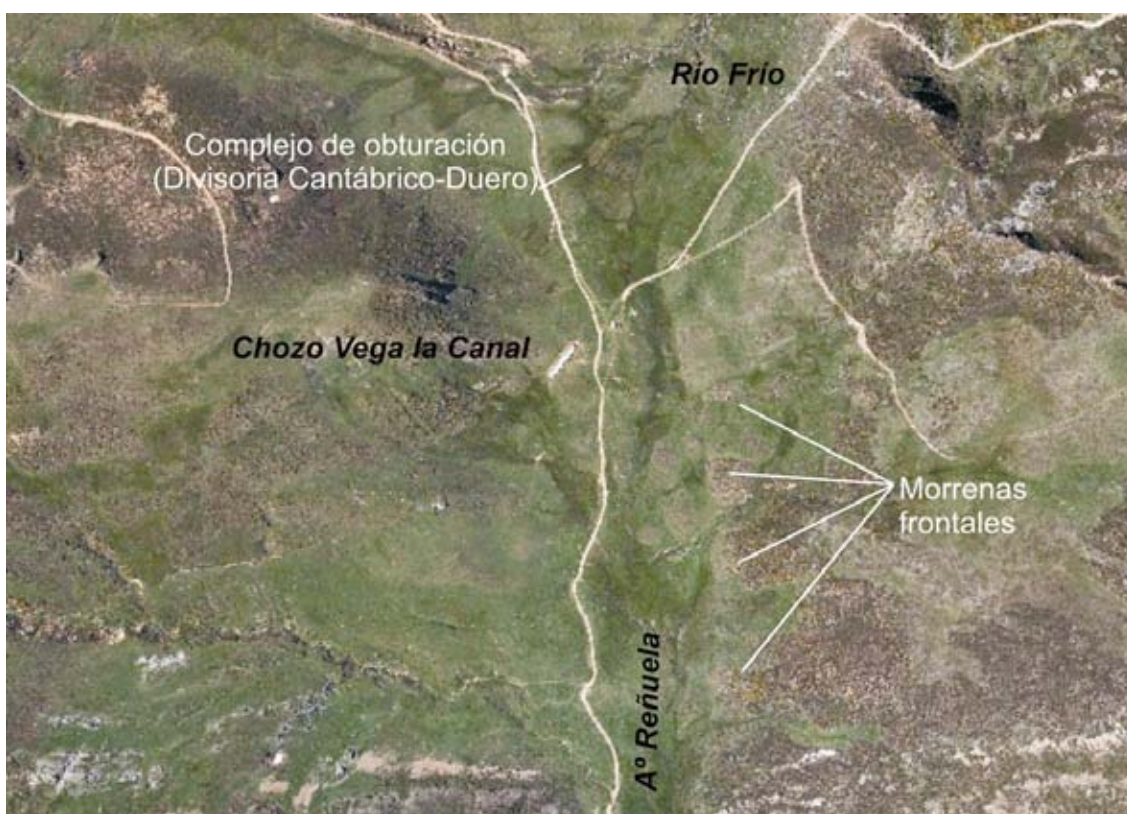
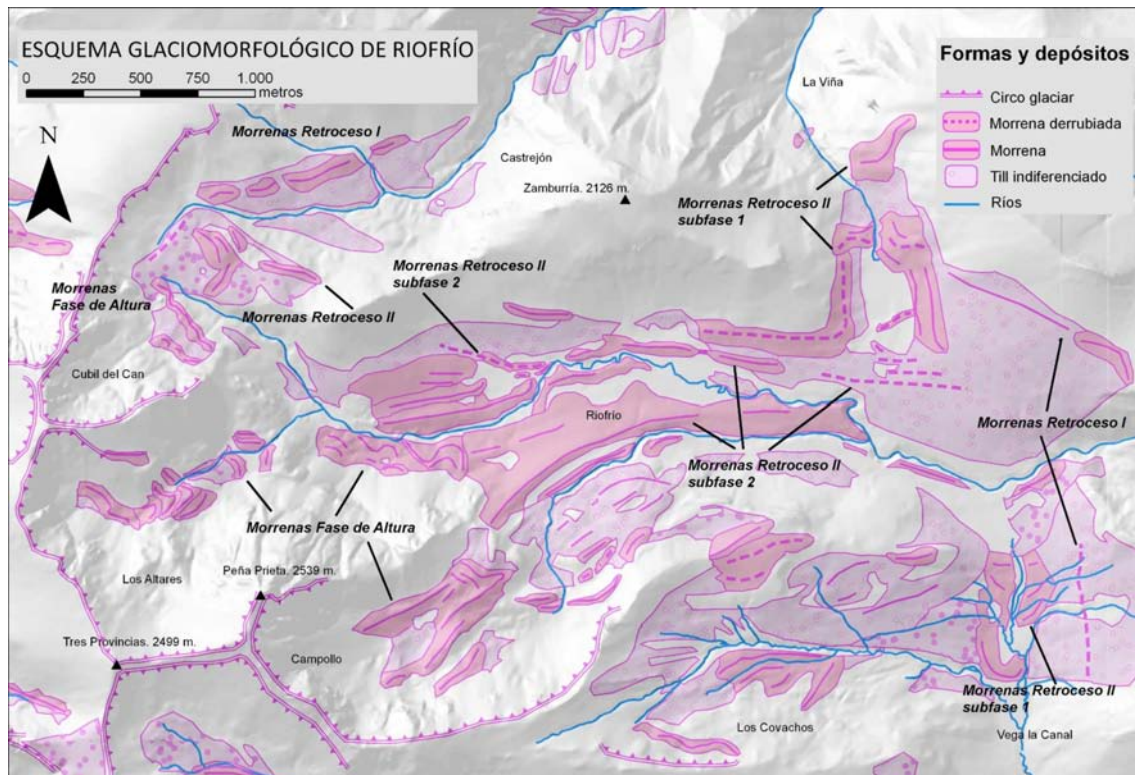


Figura 5.179: Ortoimagen del sector de Vega la Canal. Fuente: PNOA 2009



Mapa 5.8: Esquema Glaciomorfológico de Riofrío.

El valle de Castrejón

El valle de Castrejón, alimentado desde el circo de Cubil del Can, comparte con el valle de la Viña la inaccesibilidad del mismo por debajo de 1700 metros, por lo que para este pequeño sector de Fuentes Carrionas hemos recurrido exclusivamente a la fotografía aérea proporcionada por el ITACyL en su servidor WMS, disponible tanto en dos dimensiones como en 3D mediante el método de anáglifo o gafas polarizadas.

Por debajo de 1700 metros solamente se encuentran dos morrenas frontales depositadas en un rellano a favor de un estrato conglomerático a 1450 metros de altitud que pueden corresponderse con el límite del glaciar durante el UMG. Los abundantes flujos de derrubios y deslizamientos ocurridos entre la plataforma a 1450 metros y los 1800 metros -nivel a partir del cual el valle se abre y se hace practicable- parecen hacer aflorar mantos de till a ambos lados del arroyo de Castrejón.

Por encima de los 1800 metros el valle posee claras formas de acumulación glaciar. La más evidente es una voluminosa morrena lateral que recorre la ladera N del valle desde los 2010 hasta los 1900 metros de altitud. Dicha morrena lateral fue depositada por un glaciar que ya no ocupaba

todo el circo original del Cubil del Can, parte del cual queda en la parte exterior de la misma. De este sector del circo nace un arroyo que finalmente corta la morrena a 1920 m. Por tanto es una morrena perteneciente a una fase de retroceso. Cabe destacar que, al emplazarse sobre un sustrato principalmente calizo, la morrena posee pequeñas dolinas de recubrimiento o “boches”, ocurridas en el sustrato pero que han afectado al till. También aprovechando la forma de la morrena y su carácter impermeable, ya que suelen formar un acuífero subálveo de escasa profundidad, los ganaderos propietarios de estos puertos han creado una red de canales similar a la de los Puertos de Riofrío, que permite irrigar la superficie de los prados a manta y mantenerlos verdes a lo largo del verano (Figura 5.180).



Figura 5.180: Vista de la morrena lateral de Castrejón con los mencionados boches.

Toda la cabecera está cubierta por mantos de till de los que afloran ocasionalmente tramos calizos en los que el till ha sido erosionado. Al S del arroyo de Castrejón, ya en la ladera S del valle, una serie de morrenas frontales marcan una fase de retroceso, con un glaciar de circo del que solamente se desarrollaba una pequeña lengua de menos de 500 metros de largo, que moría entre 2020 y 2050 metros de altitud. Entre las morrenas frontales existen vanos intramorrénicos colmatados, e interiormente a este complejo hay una pequeña laguna sobre el manto de till utilizada como abrevadero del ganado que puebla este valle en verano (Figura 5.181).

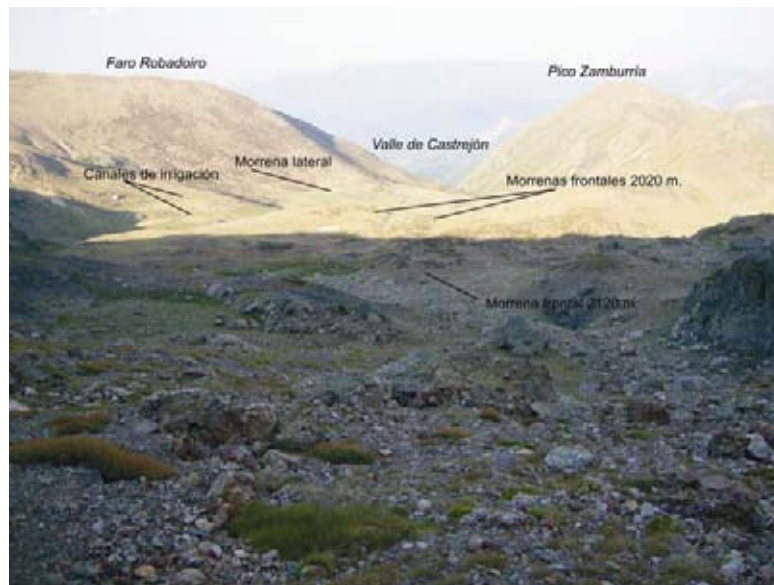


Figura 5.181: Vista de las morrenas frontales de Castrejón desde el circo de Cubil del Can NE.

A 2090 metros de altitud, ya dentro de la parte más protegida del circo del Cubil del Can NE (al pie del pico del Cubil del Can y del pico de los Altares), hay otra morrena frontal que marca una fase de retroceso marginal, con un glaciar de circo. Por último a 2120 metros una morrena frontal parcialmente fosilizada por derrubios de ladera marca la última pulsación glaciar visible en este valle. Decimos que es la última pulsación visible porque existen pistas de que hubiera glaciares más acantonados en el circo de Cubil del Can NW, pero los voluminosos taludes de derrubios plenamente activos que lo cubren impiden asegurarlo. Contamos con tres indicios que pueden confirmar esta hipótesis:

- La existencia de uno de los neveros permanentes más extensos al pie del pico de los Altares, entre 2215 y 2280 metros de altitud.
- El relato de Casiano de Prado (1852) quien, al cruzar el collado de Robadoiro, aseguró ver un glaciar en este circo.
- La propia actividad de los taludes de derrubios, que evidencia un ambiente periglacial activo.

5.3.5.4. La dinámica glaciar en Riofrío

Con respecto a todos los demás cuerpos de hielo reconstruidos en Fuentes Carrionas, el glaciar de Riofrío tenía dos características diferenciales durante sus etapas de máxima extensión:

1. Era el glaciar cuya cabecera, base y *trimline* lateral eran más altos de todo el Macizo de Fuentes Carrionas, ya que su cabecera se sitúa en los circos al pie de Peña Prieta y Cubil del Can, con cordales por encima de los 2500 metros, el fondo del valle en los Puertos de Riofrío se sitúa entre los 1720 y los 1900 metros de altitud y las formas glaciares evidencian un glaciar que lateralmente llegaba a aproximadamente 1930 metros de altitud.
2. Más que un glaciar de valle se trataba de un campo de hielo del que difluían varias lenguas. En concreto podemos distinguir cinco lenguas que tienen su origen en el glaciar de Riofrío: la de Castrejón, alimentada desde el circo de Cubil del Can NE; la de la Viña, alimentada desde la transfluencia al N del valle de Riofrío; la del Prado Hernando, alimentada desde una transfluencia a 1835 metros al E de la anterior; la de Riofrío propiamente dicha, que descendía hacia el E inmediatamente al S de la anterior, y la de Vega la Canal, que transfluía hielo desde Riofrío hacia el glaciar del Carrión en dirección S.
3. Una vez accedían a las laderas erosionadas por la red fluvial del Cantábrico, los glaciares provenientes de dicho campo de hielo descendían bruscamente, sin excavar formas de erosión glaciar. Además los depósitos quedaban en áreas de fuerte pendiente, muy proclives a ser derrubados.

Estas características diferenciales se reproducen en los glaciares de las fases de retroceso, que se caracterizaron por:

1. Ser glaciares más extensos y con límites altitudinales más bajos que el resto de los valles glaciares de Fuentes Carrionas, con más de 5 kilómetros de longitud en la fase de Retroceso II y más de 1 kilómetro en la Fase de Altura, y con límites tan bajos como los 1700 y los 1890 metros para estas dos fases.
2. Haber dejado una amplia variedad de formas glaciares, con morrenas frontales y laterales, campos de till, complejos de obturación lateral y lagos proglaciares, algunos de los cuales están colmatados.
3. Ser glaciares muy pulsantes, ya que se han conservado registros de varias pulsaciones dentro de cada fase. En concreto de la fase de Retroceso II encontramos al menos dos pulsaciones importantes, y tres dentro de la Fase de Altura.

5.3.5.5. La evolución glaciar en Riofrío

Así la evolución glaciar en las fases de UMG y Retroceso I puede ser reconstruida con relativa exactitud, pero en algunos casos los frentes glaciares no pueden ser establecidos, ya que han sido erosionados. Por el contrario podremos reconstruir con extraordinaria exactitud la evolución de las fases de Retroceso II y de Altura, una evolución por otro lado más compleja que en los demás valles de Fuentes Carrionas (Mapa 5.9).

Último Máximo Glaciar.

Los vestigios erosivos de esta fase son las artesas de Riofrío, Vega la Canal y la Viña, además de los collados de transfluencia de Prado Hernando y Cotero de Hierbas Dulces, y los circos glaciares cabeceros. Las formas de acumulación depositadas en esta fase que permanecen son las morrenas frontales del glaciar de Riofrío, en el sector de Buliezo, y Prado Hernando, junto con los mantos de till, en especial el que cubre la ladera W, SW y S de Castro Negro, en la Tenada del Alto de Riofrío.

Durante esta fase el glaciar de Riofrío presentaba una cabecera con tres circos principales (Cubil del Can, los Altares y Campollo). El hielo originado en Cubil del Can circulaba mayoritariamente hacia el valle de Castrejón, donde el hielo alcanzó los 1400 metros de altitud. Una pequeña parte de este hielo circulaba en dirección E hacia el valle de Riofrío, donde se unía a las lenguas provenientes de los otros dos circos citados. En total el glaciar de Riofrío poseía un espesor de hielo mínimo de 200 metros al N de Vega la Canal. Desde aquí el glaciar difluía en cuatro direcciones:

- Al N, por el valle de la Viña, una lengua de hielo de menos de 100 metros de espesor rebosaba el límite de la erosión remontante de la red del Deva, aunque desconocemos dónde acababa por fundirse.
- Al NE, por el collado de Prado Hernando hacia el valle del mismo nombre, una pequeña lengua de hielo recorría este valle hasta los 1500 metros de altitud.
- Al E, por el valle de Riofrío, una lengua con un espesor entre 100 y 130 metros llegaba a rebasar el cordal del Cotero de Hierbas Dulces-Peña Quebrada por una difluencia a 1827 metros de altitud. Además el glaciar recibía los aportes de hielo desde la cara N de Peña Quebrada y posiblemente de la cara N del pico Pumar, por lo que la lengua llegaba a descender hasta los 1200 metros de altitud en el sector de las Molledas.

- Al S a través de la transfluencia de Vega la Canal, donde se unía al glaciar de los Covachos, para finalmente confluir con el glaciar del Carrión a través del valle de Reñuela y los Pozos.

Fase de Retroceso I

Los vestigios más importantes que pueden adscribirse a esta fase son las morrenas laterales y frontolaterales. La morrena lateral de Castrejón fue depositada en esta fase, así como la morrena lateral al S del valle de Riofrío, a 1900 metros de altitud, la morrena lateral que cierra la transfluencia de Prado Hernando, al NE de la Tenada Alta de Riofrío, la morrena lateral en la ladera meridional de la Braña, y la morrena lateral al W del Cotero de Hierbas Dulces, depositada por el glaciar que fluía a través de transfluencia glaciar de Vega la Canal. Por último la morrena frontolateral de Buliezo, que posiblemente comenzara a ser construida por el glaciar de Riofrío-Peña Quebrada en la fase anterior, también pertenece a esta fase.

Los restos conservados permiten afirmar que el retroceso fue leve con respecto al UMG. Durante esta fase todas las transfluencias descritas para las fases anteriores siguen activas a excepción de la de Prado Hernando y la del valle de Riofrío por encima del cordal del Cotero de Hierbas Dulces-Peña Quebrada. El glaciar de Riofrío perdió entre 80 y 100 metros de su espesor con respecto a la fase anterior, aunque todavía llegaba a ocupar todo el fondo del valle. El glaciar de Castrejón tenía un espesor mínimo de 60 metros en esta fase, pero desconocemos dónde se encontraba su frente. El glaciar de la Viña debió rebasar el límite de erosión remontante de la red del Deva, pero su frente no se ha conservado. El glaciar de Riofrío, todavía alimentado -además de por la lengua proveniente de los Puertos de Riofrío- por el circo de Peña Quebrada, llegaba hasta aproximadamente los 1250 metros de altitud, construyendo la morrena de Buliezo aunque los glaciares del Pumar ya quedaban exentos de esta masa de hielo, y alimentaban el complejo de obturación lateral. Por último hacia el Carrión seguía funcionando la transfluencia de Vega la Canal, aunque en este momento con menos de 100 metros de espesor de hielo.

Fase de Retroceso II

Es a partir de esta fase cuando tenemos un registro excepcionalmente detallado en Riofrío. Los complejos morrénicos frontales de Vega la Canal y la Viña, atestiguan una fase de equilibrio con frentes a 1700, 1740 y 1745 metros de altitud, aunque no se ha conservado el equivalente en el valle de Riofrío. Dicha fase está registrada también por la morrena lateral al SE del pico Zamburría, la cual gira desde el valle de Riofrío hacia la Viña. En varias subfases siguientes el glaciar dejaba

otra morrena frontal a 1700 metros de altitud, a. Estas morrenas frontales son las que provocaron la interrupción del drenaje en este valle y la formación de lagunas de cierre morrénico que, en su proceso de colmatación, han evolucionado a las turberas de Riofrío y Vega la Canal.

La siguiente pulsación queda confinada al valle de Riofrío, ya que por debajo de los 1700 metros el valle de Riofrío está completamente deglaciado a excepción de algún glaciar de circo que pudiese existir en la cara N de Peña Quebrada, pero de cuya existencia no hay restos reconocibles. Los Puertos de Riofrío quedaron ocupados por dos glaciares separados por sendas morrenas laterales coalescentes entre sí.

Al N el glaciar de Riofrío, alimentado desde el circo de los Altares, tenía su frente glaciar a aproximadamente 1710 metros de altitud, un desarrollo longitudinal de más de 5 kilómetros y un espesor máximo de 50 metros. Era el glaciar de mayor longitud de Fuentes Carrionas en ese momento. En una subfase de retroceso este mismo glaciar deposita un complejo morrénico frontal entre los 1792 y los 1864 metros de altitud. En este momento se forma el lago proglaciar de Riofrío, a 1780 metros de altitud, represado por las morrenas frontolaterales del glaciar anterior. Inmediatamente después de la retirada del glaciar de este complejo morrénico frontal se forma el segundo lago proglaciar a 1825 metros de altitud.

Al S del glaciar de Riofrío el glaciar de Campollo tenía su origen en el circo del mismo nombre, y un desarrollo longitudinal de aproximadamente 2 kilómetros, con su frente a 1794 metros. Este glaciar, al contrario del de Riofrío, permanece bastante estable, lo que le permite construir la voluminosa morrena lateral izquierda que hemos descrito anteriormente, adosada a la morrena lateral del glaciar de Riofrío.

Las aguas de fusión de los dos glaciares mencionados, cargadas de sedimentos, son las que alimentan las terrazas fluvioglaciares y complejos de obturación en el sector de Vega la Canal, cerrados por las morrenas de la primera pulsación de esta fase.

Por otro lado la transfluencia desde el Cubil del Can hacia el valle de Riofrío deja de ser activa en esta fase. En el circo del Cubil del Can seguía existiendo un glaciar de aproximadamente 1 kilómetro de longitud cuyo frente quedaba colgado a 1970 metros de altitud, por encima del umbral de contacto del circo con el valle de Castrejón. Cabe destacar que este glaciar se alimentaba únicamente desde la parte del circo al pie del pico Cubil del Can, mientras que la mitad N del circo, a los pies del Collado de Robadorio, estaba ya deglaciada.

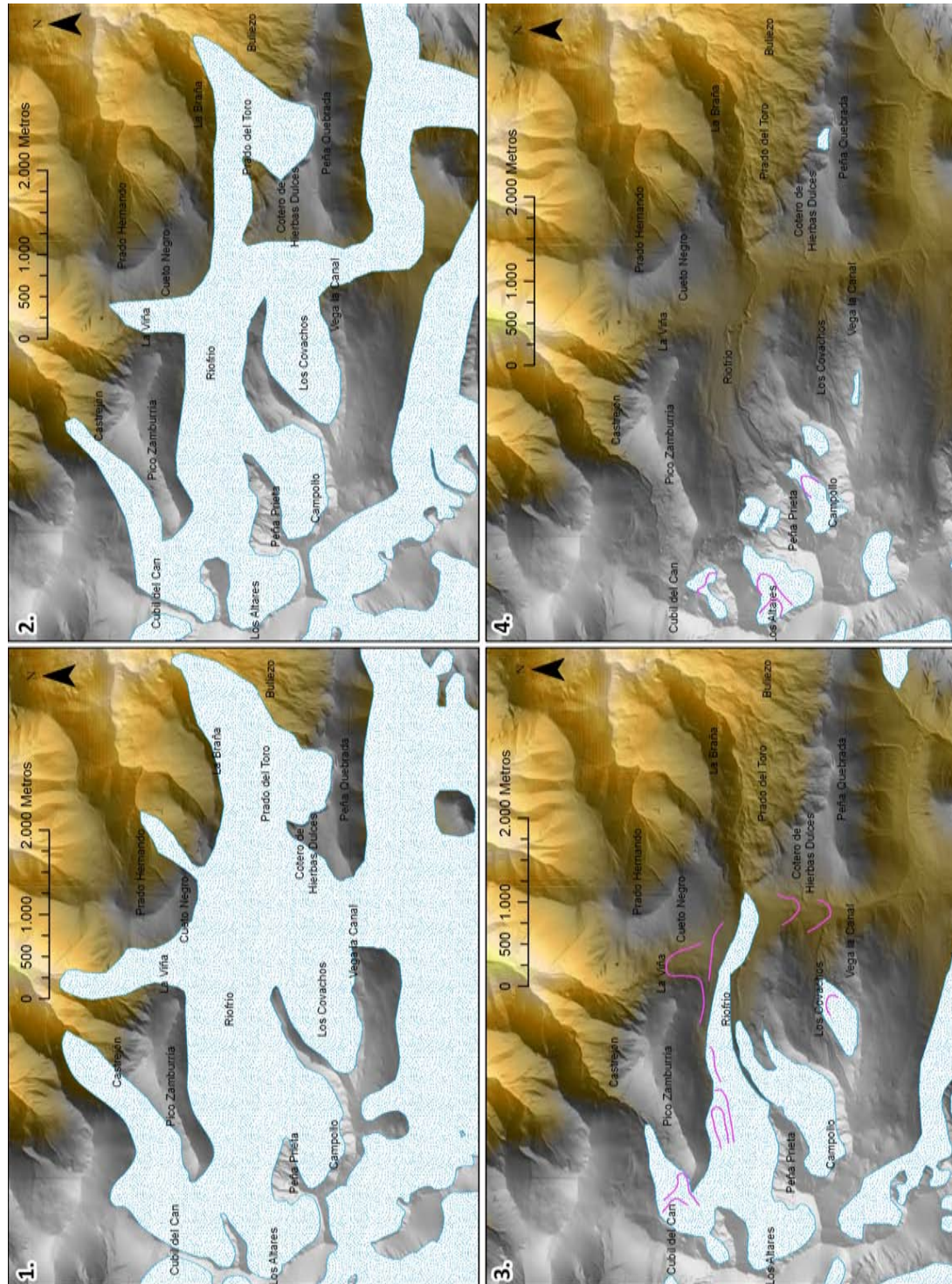
Fase de Altura

En esta fase solamente existen glaciares de circo en los sectores más altos de Riofrío, los tres circos cimeros de Cubil del Can, Altares y Campollo, aunque es posible que también existiera un glaciar adosado a la cara N de Peña Quebrada, que depositó material glaciar a 1850 metros de altitud. Al igual que hemos observado en otros circos por encima de los 2400 metros en Fuentes Carrionas, pueden distinguirse al menos dos subfases en esta Fase de Altura.

En el circo de Cubil del Can estas dos subfases se encuentran a 2080 y 2120 metros de altitud, y marcan glaciares de circo sin apenas desarrollo de lengua. En el circo de los Altares hay por lo menos tres subfases de equilibrio. La más extensa llega hasta los 2050 metros de altitud, con un glaciar de 1 kilómetro con origen en dos sectores del circo de los Altares: al pie de Peña Prieta, en el Pozo de los Altares Alto, y al pie del cordal Tres Provincias-Cubil del Can. En esta subfase se construye la morrena frontal que cierra el Pozo de los Altares Bajo. Una segunda pulsación habría desarrollado un glaciar de apenas 700 metros, alimentado únicamente desde este segundo sector, el cual ha dejado cuatro morrenas frontales reconocibles. Por último la pulsación más interna habría formado un pequeño glaciar de apenas 200 metros de longitud adosado a la pared del cordal Tres Provincias-Cubil del Can.

Al E del circo de los Altares, en la cara N de Peña Prieta, existió un glaciar de 390 metros de longitud con dos sectores separados por un umbral, uno por encima de 2025 metros y otro con su frente a 1890 metros. Se trata de un glaciar ubicado en un entorno fundamentalmente periglacial en este momento, pero protegido por una ubicación topoclimática favorable, con abundante alimentación nival, orientación N y protección de la insolación por la pared de la Peña Prieta.

Por último en el circo de Campollo se formaron dos pequeños glaciares, uno al pie del cordal de los Covachos, con orientación N y un frente al 1980 metros, y otro al pie del cordal de Peña Prieta-Pico del Infierno, con un desarrollo longitudinal de 1 kilómetro, ya que poseía una pequeña lengua que en todo caso no llegó a sobrepasar el umbral cimero, quedándose su frente a 2000 metros de altitud. Este glaciar también tuvo varias pulsaciones, que dejaron hasta tres morrenas de retroceso. Es posible que existiese un último glaciar adosado a la pared del circo en orientación E, pero la actividad morfogenética de esta pared ha hecho que se creen grandes taludes de derrubios, aún activos, que posiblemente hayan fosilizado los restos de este último glaciar.



Mapa 5.9: Evolución glaciar del sector de Riofrío: 1. Último Máximo Glaciar. 2. Retroceso I. 3. Retroceso II. 4. Fase de Altura. Las líneas rosadas indican morrenas de pulsaciones glaciares intrafase. El glaciar de los Covachos ha sido incluido en el mapa de Riofrío por razones de espacio.

5.3.6. Otros valles y circos glaciares

Desconectados de los grandes glaciares de Fuentes Carrionas, al pie de relieves enérgicos pero en orientaciones desfavorables, o simplemente alejados por cuestiones estructurales de aquellos, existieron algunos glaciares cuya descripción permite profundizar el ambiente existente durante finales del Pleistoceno en Fuentes Carrionas. Estos restos nos hablan de topoclimas marginales al glaciario aledaños a otros tan propicios que fueron capaces de crear las lenguas glaciares descritas anteriormente. Vamos a abordar su estudio de W a E.

5.3.6.1. El glaciar de Espigüete Oeste

En la cara W del Pico Espigüete, la menos favorable a la acción glaciario por encontrarse a barlovento de los vientos dominantes tanto en la actualidad como en el UMG, se desarrolló, una lengua glaciario cuyos restos son visibles actualmente. Pueden distinguirse principalmente unos restos morrénicos frontales a 1500 metros que rodean un afloramiento calizo donde hoy hay un aprisco. Flanqueando esta morrena existen dos restos de terraza colgados unos 100 metros sobre el fondo del valle, que interpretamos como de terraza fluvioglaciario. A 1650 metros en el pago de Los Caladillos, pueden verse restos morrénicos frontales flanqueados por sendas morrenas laterales que descienden desde la pared del pico. Por encima de ellos una segunda morrena frontal, mucho más clara, señala un glaciar de circo con un frente estabilizado a 1900 metros que se prolonga hacia el N al pie del Collado de Arra. Por encima de esta morrena los derrubios de ladera han fosilizado cualquier resto glaciario (Figura 5.182).

El glaciar de Espigüete W debió de estar activo durante el UMG y dos fases de retroceso posteriores, con frentes a 1500, 1650 y 1900 metros de altitud. El fuerte ascenso de la ELA entre las fases de Retroceso II y la Fase de Altura debió conllevar al paso de unas condiciones glaciares a periglaciares en este lugar, del que es testigo la pedrera que fosiliza parcialmente la cubeta glaciario.

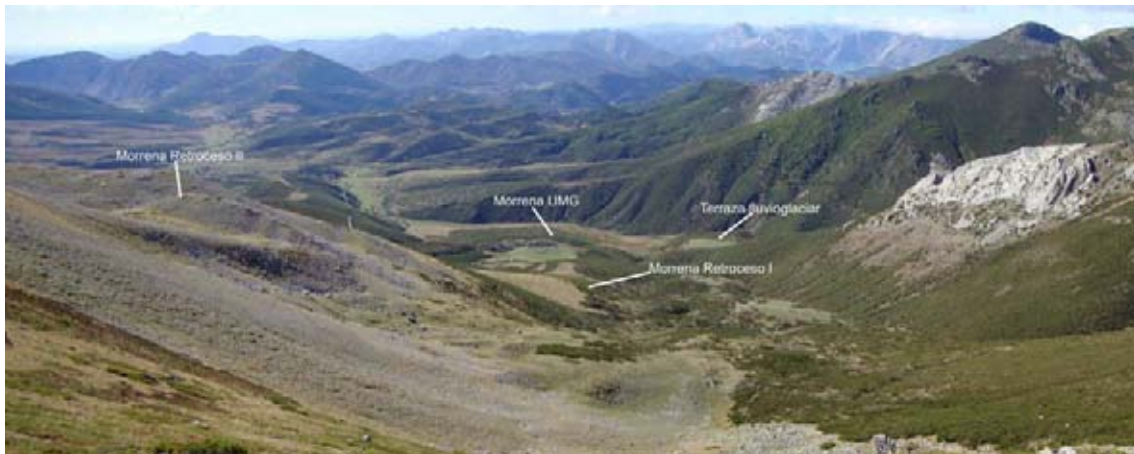


Figura 5.182: Vista hacia el WSW del complejo morrénico de Espigüete W desde el Collado de Arra.

5.3.6.2. Los circos glaciares de Espigüete Sur

Al igual que la cara S del Curavacas, la del Espigüete es un entorno poco propicio a la glaciación. Sin embargo la gran altitud de su cresta, siempre por encima de los 2400 metros, permitió la formación de pequeños glaciares de circo en la cara S del Espigüete durante el UMG. En concreto pueden distinguirse tres circos excavados por pequeños glaciares con orientación SSW, S y SSE, separados por frentes de cabalgamiento. En el extremo SW del pico existe, así mismo, una pequeña morrena frontal a 1800 metros, al pie de un circo muy degradado, y otro circo también degradado inmediatamente al E. Otras posibles formas de erosión y acumulación habrán sido fosilizadas por los abundantes derrubios provenientes de las paredes del Espigüete (Figura 5.183).

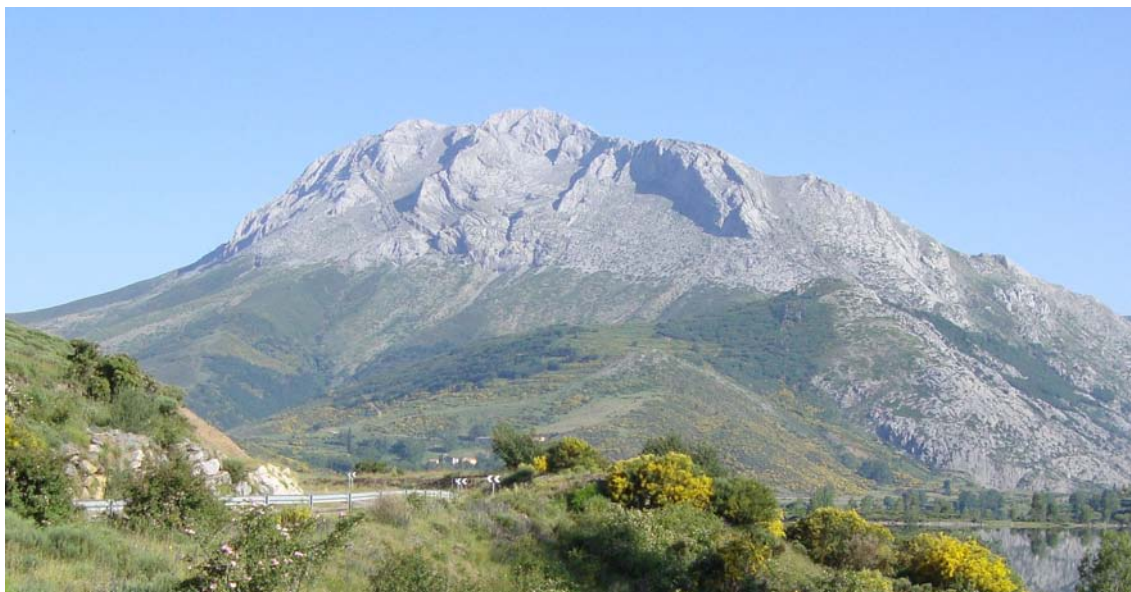


Figura 5.183: Vista de la cara S del Espigüete desde el Pantano de Camporredondo. Pueden verse los tres circos glaciares excavados sobre las calizas, y la ausencia de formas de acumulación al pie.

Todas estas formas indican un ambiente de glaciares de circo con una escasa alimentación durante el UMG, aunque decididamente por encima de la ELA regional. Como en otros casos, el ascenso de la ELA provocó la instalación de condiciones periglaciares en un entorno muy soleado y por tanto con escasa permanencia de nieve, lo que propició la abundancia de derrubios de ladera que han fosilizado casi cualquier forma de acumulación glaciaria.

5.3.6.3. El valle de Valdenievas

Al abrigo del cordal de dirección meridiana entre el pico Vallejo y el Alto Prieto, en dirección E, la cabecera del arroyo de Valdenievas albergó un pequeño aparato glaciario alimentado desde dos circos (Canchas de Ojeda y Alto Prieto), el cual llegó a formar una lengua de unos 2,5 km. de longitud. El carácter marginal de este glaciario vino dado por dos características del entorno: la escasa altitud de las cumbres que lo alimentaban, entre 1965 y 2199 metros, y su situación al abrigo de las cumbres del cordal del Curavacas y Peña Prieta al N, y Pico Cuartas-Pico Murcia al W.

El circo más meridional que alimentó este glaciario es el de Alto Prieto, que posee también las altitudes más modestas (la cumbre de Ramacedo sólo llega a 2015 metros). Este circo se puede dividir en dos sectores separados por el Alto Prieto. El meridional es el que posee las formas glaciares más rotundas, y está orientado de manera general a NNE. Las paredes tienen un desarrollo modesto, con alrededor de 100 metros de altura en su sector más escarpado, aunque nunca verticales. Sin

embargo el fondo del circo es amplio, formando prácticamente un cuadrado de 520 metros de lado, en cuyo fondo hay abundantes morrenas y un recubrimiento de till casi continuo. La gran cantidad de morrenas en el interior del circo es debido a que éste se ha encontrado por debajo de la ELA en todas las fases glaciares posteriores al UMG, por lo que se depositaba till en este entorno. Existe también una voluminosa morrena de nevero, inactiva en la actualidad (Figura 5.184).

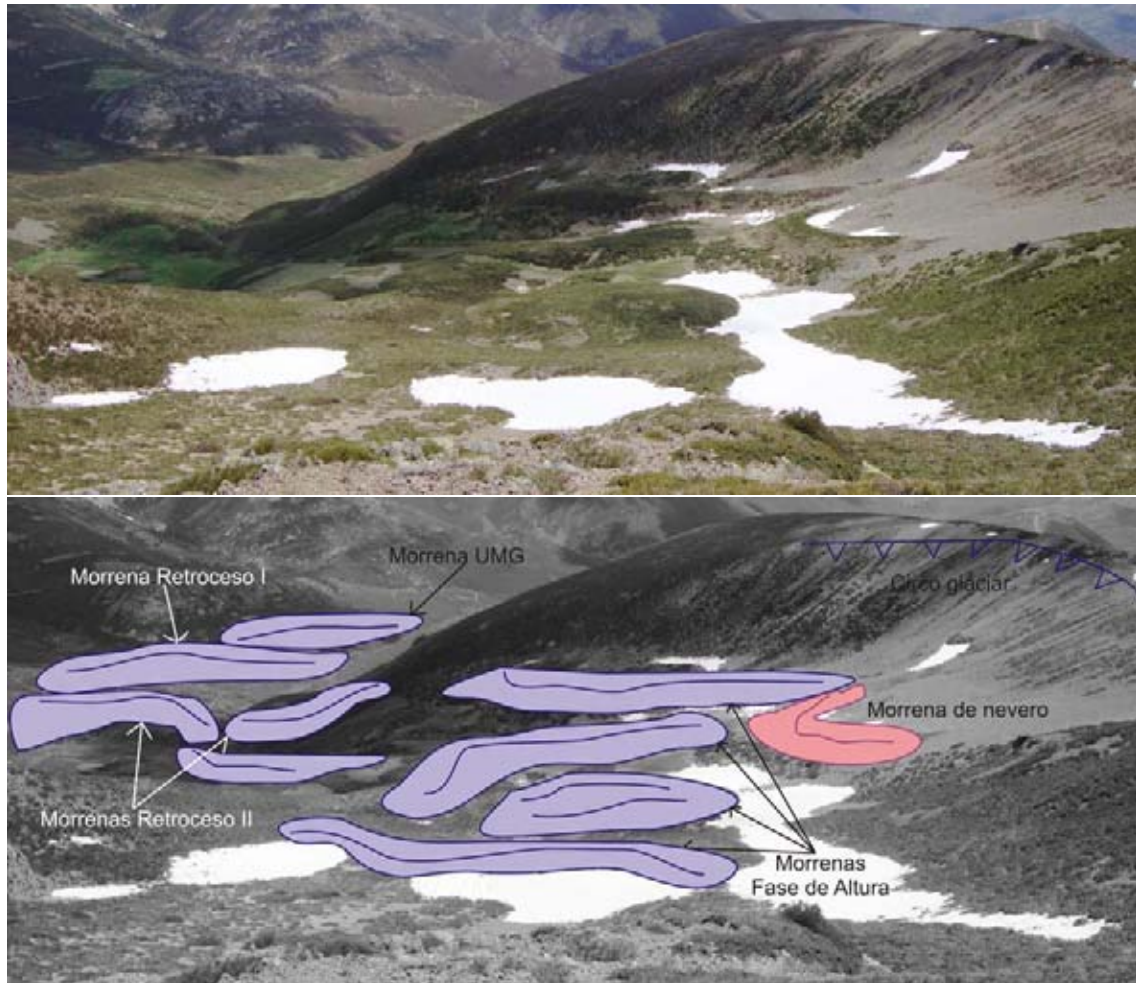


Figura 5.184: Vista interpretada hacia el NE del circo de Alto Prieto desde el pico del mismo nombre.

La parte septentrional del circo de Alto Prieto posee una orientación dominante al E, por lo que, si bien es favorable a la acumulación nival, lo es menos a la permanencia de la misma en condiciones marginales. El resultado es que el circo está mucho menos marcado, y sobre todo carece de todo el complejo morrénico existente en la parte meridional. Únicamente cabe citar una morrena lateral adosada a la vertiente septentrional que desciende desde los 1900 hasta los 1780 metros de altitud, y marca el límite septentrional del glaciar durante una de las fases de retroceso, la cual que se completa con otra morrena lateral menos desarrollada en el lado derecho del glaciar.

El circo de Canchas de Ojeda tiene su origen en un pequeño cordal secundario de orientación septentrional que llega a los 2200 metros de altitud máxima, compuesto por las cuarcitas de la Fm. Murcia. Durante el UMG el área de acumulación se extendía a la pared E del collado de Vallejo, pero el lado N del valle, al pie del pico Vallejo, carece de marcas que indiquen que estuviera glaciado. A partir de aquí el hielo giraba 90° en dirección W-E y en seguida volvía a girar 90° en dirección N-S, siguiendo el actual valle del arroyo del Hormigal, hasta confluir con los aparatos glaciares provenientes del Alto Prieto. A partir de la unión una sola lengua excavó una pequeña artesa en dirección W-E. Al no existir morrenas frontales correspondientes a este glaciar, hemos determinado que desaparecía en la confluencia del arroyo Valdenievas con el arroyo de las Puertas, por dos indicios:

- El cambio de forma del valle, de artesa a valle en V.
- La desaparición de las morrenas laterales que venía marcando el final de la artesa glaciar desde la confluencia de los glaciares de Valdenievas y Canchas de Ojeda, la meridional mucho más evidente que la septentrional, tapada por depósitos de ladera provenientes del escarpe cuarcítico de Hormigales (Figura 5.185).

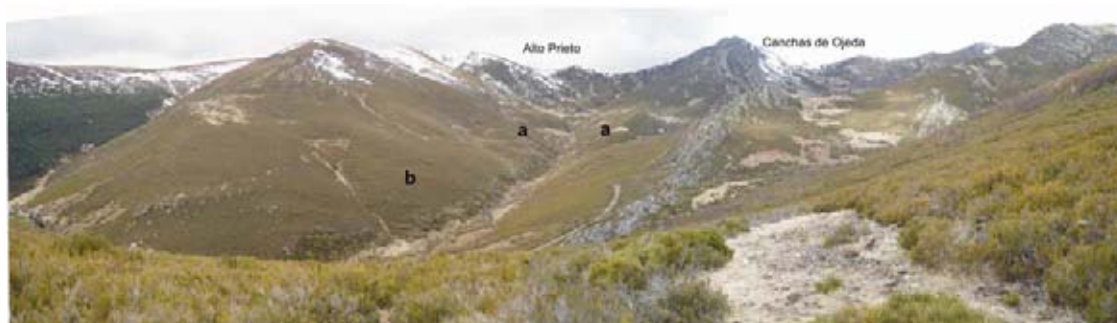


Figura 5.185: Vista hacia el W del valle glacial de Valdenievas desde el cordal que baja desde el Pico de la Curruquilla hasta el arroyo Valdenievas. Puede distinguirse a) la morfología glaciar del valle, con las morrenas frontolaterales de la primera fase de retroceso b) la acumulación morrénica lateral en la ladera S. El glaciar de Valdenievas se alimentaba desde los circos de Canchas de Ojeda y Alto Prieto.

Como consecuencia de este giro de 180° el circo es muy amplio, con una forma cuadrangular que poco se asemeja a la típica forma de herradura. Esto se debe principalmente a que la cabecera del circo es un cordal lineal que conecta bruscamente hacia el valle del arroyo del Hormigal. Así, mientras que el hielo situado más al E descendía directamente hacia ese valle, el hielo más occidental realizaba un giro de amplio radio, erosionando las débiles pizarras de la Fm. Vegamián, sobre las

que está excavado el Collado Vallejo, apoyándose en la ladera conglomerática meridional del pico de la Hoya Continua, donde han quedado restos de una morrena lateral y por último encajándose en la ladera oriental del valle de Hormigal. Hay que destacar que el contacto del circo con el valle de Hormigal se resuelve mediante un umbral glaciar de unos 100 metros de desnivel.

El circo de Canchas de Ojeda posee una variedad de formas de origen glaciar que nos permiten describir varias fases de equilibrio glaciar. Entre los 1570 y 1640 metros existe una familia de tres morrenas frontolaterales adosadas a la ladera occidental del citado valle, además de una llanura que debió funcionar como lago de obturación morrénica, hoy colmatado. Esta familia de morrenas indica un prolongado intervalo de equilibrio. También hemos adscrito a esta fase el voluminoso depósito de till que ocupa el umbral de contacto del circo de Canchas de Ojeda con el valle de Hormigales. Este depósito, conectado al E con una morrena lateral, y compuesto por una importante acumulación de till indiferenciado -posiblemente una morrena de fondo- nos indica tres evidencias:

- Que el glaciar de Canchas de Ojeda estaba muy bien alimentado de derrubios en esta fase.
- Que la lengua se apoyaba en la ladera conglomerática de Hoya Continua dentro del umbral superior, ya que este depósito posee abundantes bloques de conglomerado.
- Que la lengua no llegaba a ocupar todo el valle de Hormigales, sino que la mitad oriental del mismo se encontraba ya deglaciado y, por tanto, bajo condiciones periglaciares y paraglaciares que provocaron el depósito de espesos coluviones.

También de esta segunda fase sería el abanico fluvioglaciar que se distingue en el margen occidental del depósito glaciar mencionado (Figura 5.186).



Figura 5.186: Imagen hacia el NW del valle glaciar de Canchas de Ojeda. Puede verse a) el abanico fluvioglaciar que se formó en las márgenes del glaciar durante la primera fase de retroceso, b) su morrena lateral y c) el depósito de till indiferenciado correspondiente a la misma fase.

Por encima del complejo morrénico frontal una morrena a 1658 metros marca otra fase de equilibrio por debajo del umbral de 1800 metros. Por encima de este punto encontramos en primer lugar una morrena lateral adosada a la vertiente N del valle, y al pie de las Canchas de Ojeda varias formas de acumulación. En primer lugar una morrena frontolateral de un glaciar de circo que todavía descendía hasta los 1857 metros en su extremo E. Por último, ya de transición de lo glaciar a lo periglaciar, existirían dos pequeñas morrenas depositadas por glaciares de circo adosados al cordal de Canchas de Ojeda, uno al W, más alto y protegido, que cerraba un pequeño lago intramorrénico -hoy colmatado- y otro más al E, cuya morrena frontal constituía la raíz del glaciar rocoso de Canchas de Ojeda (Figura 5.187).



Figura 5.187: El circo de Canchas de Ojeda, con los restos glaciares principalmente de fases de retroceso. El activo aporte de derrubios desde las laderas de los Canchales de Ojeda permitió la formación de elementos periglaciares coetáneos al glaciario.

Todas las formas descritas permiten deducir la evolución glacial en el valle de Valdenievas. Durante el UMG las lenguas de Valdenievas y Canchas de Ojeda confluían formando un solo glaciar que llegaría hasta los 1.470 metros de altitud mínima, en la confluencia de los arroyos Valdenievas y Puertas. En una segunda fase el glaciar de Canchas de Ojeda ya no confluía con el de Valdenievas, sino que moriría a unos 1570 metros de altitud dentro del valle del arroyo del Hormigal. El glaciar de Valdenievas descendía hasta aproximadamente los 1555 metros en la confluencia entre el arroyo Valdenievas y Hormigales. En una tercera fase el glaciar de Valdenievas quedaba confinado en los circos de cabecera, con un frente a 1670 m. El glaciar de Canchas de Ojeda no posee restos claros de esta fase, aunque suponemos que la morrena frontal a 1650 metros pertenezca a esta fase. Por último la Fase de Altura presenta subfases en los dos circos de la cabecera del Valdenievas. En el de Alto Prieto la mitad septentrional carece de marcas que indiquen glaciario en esta fase. En la mitad meridional, por el contrario, se formaron dos pequeños glaciares: al E, adosado a la pared del glaciar, y en el S, donde el glaciar, muy pulsante, dejó una familia de morrenas bien desarrollada. Entre ellos una morrena de nevero indica un ambiente periglacial en su momento de formación.

En Canchas de Ojeda estas dos subfases se encuentran también, la primera está representada por una morrena frontal que desciende hasta 1800 metros. La segunda la identificamos por pequeñas morrenas de glaciares de circo en un entorno ya sólo localmente glaciario, ya que de ellas parten glaciares rocosos que descienden por el valle de Hormigales (ver Mapa 5.7)

5.3.6.4. El circo de Hormigales

Se trata de un pequeño circo glaciario orientado al E, situado en la ladera S del pico Hoya Continua y protegido por un cordal secundario conglomerático entre los 2200 y los 2100 metros de altitud. Debido a su orientación, abierta al SE, el glaciar que lo labró nunca llegó a poseer una gran entidad, limitándose a ser un pequeño glaciar de circo incluso en su momento de máxima extensión. Debido a esta escasa entidad y a una posterior erosión de los depósitos que dejara el glaciar -sin duda favorecida por las fuertes pendientes que existen en este sector- sólo podemos deducir la extensión del mismo por la ausencia de indicios de erosión glaciario aguas abajo del circo. El único vestigio del glaciar es el propio circo, que posee una pared casi vertical de unos 70 metros de altura, parcialmente ocupada por taludes de derrubios en su base (Figura 5.188).



Figura 5.188: Vista hacia el W del circo de Hormigales desde la ladera S de Hoya Continua. Es perfectamente visible la escasa competencia del glaciar que labró este circo.

5.3.6.5. El circo de Callejo Grande

Al pie del pico Curavacas, en la ladera S, la uniformidad del frente sinclinal que forma la pared meridional de Curruquilla-Curavacas se ve interrumpida por un gran pasillo, utilizado como vía normal de acceso a la cumbre del mismo. Este amplio pasillo abierto hacia el SSE es conocido con el expresivo nombre de Callejo Grande. Por su morfología en herradura hemos considerado que este pasillo es un circo excavado por un glaciar de muy pequeñas dimensiones. Hay que tener en cuenta que las condiciones locales del Callejo Grande (orientación S, alta pendiente y roca de color muy oscuro) hacen de este lugar poco proclive al mantenimiento de la nieve, y por tanto a la formación de hielo. Sin embargo durante el UMG este lugar se encontraba por encima de la ELA regional, y, al igual que ocurrió en el Espigüete, debió albergar un pequeño glaciar adosado al circo o al pie del mismo. Este hecho fue propuesto por Alonso et al. (1981), aunque Pellitero (2008a) negase esa posibilidad al no existir restos que atestigüen la glaciación. La ausencia de formas de acumulación glaciar se debe a la particular morfogénesis del Callejo Grande: El espeso talud de derrubios al pie del mismo ha fosilizado cualquier forma de acumulación glaciar, y en las paredes la crioclastia, muy activa al tratarse de un entorno por encima de 2200 metros libre de nieve gran parte del año, ha borrado cualquier resto de erosión glaciar fuera del propio circo. Al contrario de la cara N del Curavacas, donde existen amplios sectores pulidos por el glaciar, en este lugar el fondo, que en apariencia aparece pulido, no guarda ningún ejemplo de estría glaciar que permita confirmar esta hipótesis (Figura 5.189).



Figura 5.189: Vista del Callejo Grande desde el SE.

5.3.6.6. El circo de Lagunillas SE

Constituye el resto glaciar más al SE del área de estudio, al pie del pico Lagunillas. Es un cuenco glaciar poco marcado situado en orientación SE entre los 1900 y los 1760 metros de altitud. Carece de morrenas frontales que avalen su origen glaciar, ya que su base y gran parte de las laderas están cubiertas de una corriente de bloques cuarcíticos. Sin embargo la forma es bastante característica. Solamente debió de ser activo durante el UMG, ya que está situado aproximadamente a la altitud de la ELA regional de dicha fase en orientación SE (Figura 5.190).



Figura 5.190: Vista al NW del circo de Lagunillas SE.

5.4. Los patrones detectados en el glaciario de Fuentes Carrionas.

5.4.1. El análisis de los circos glaciares

Entendemos como circo glaciar la depresión semicircular, abierta ladera abajo por uno de sus lados y cerrada en los demás por paredes rocosas, con un fondo más o menos plano (Federici y Spagnolo 2004) cuyo proceso de formación es el siguiente: partiendo de una pequeña depresión donde la nieve se acumula y permanece de un invierno a otro, se forma un banco de neviza. Dicha depresión suele deberse a un relieve erosivo fluvial previo, y las condiciones en que permanece la nieve se deben al balance de innivación-fusión, que ha de ser siempre positivo, bien por sobrealimentación de la primera, bien por escasez de la segunda. Esta neviza se transforma en hielo y comienza a deslizarse ladera abajo, erosionando el sustrato. La abrasión glaciar derivada de dicho flujo, ayudada por la crioclastia presente en las paredes del circo, determinan la evolución del circo, por profundización de la cubeta y adelgazamiento de las paredes (De Blasio 2002).

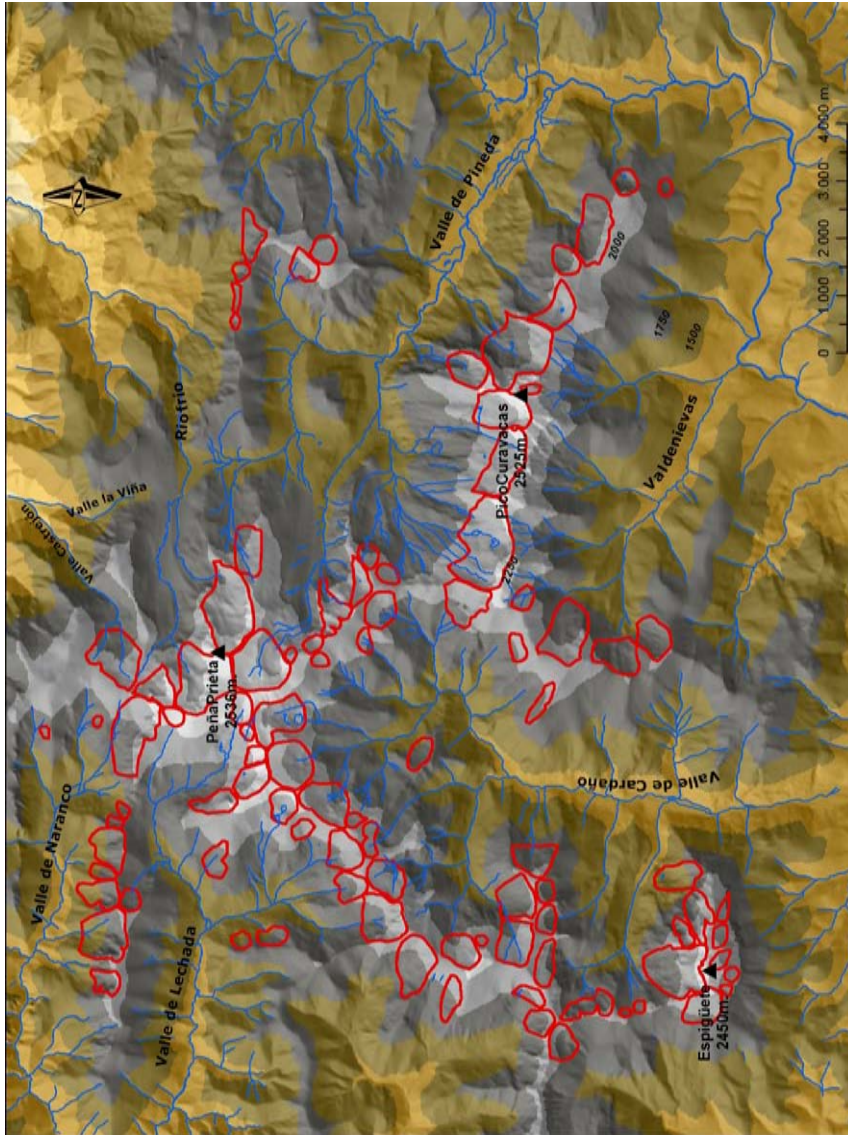
Los circos glaciares son una de las formas más evidentes de erosión glaciar, fundamentales para la identificación del glaciario como agente morfogenético. El análisis de los circos glaciares, su orientación, su forma, sus altitudes, pendiente y desnivel, nos pueden dar una información valiosa de las condiciones ambientales en que se desarrolló el glaciario en el área de estudio (Evans 1977). Por otro lado éste es un asunto controvertido, ya que otros autores (García Ruiz et al.

5.4. LOS PATRONES DETECTADOS EN EL GLACIARISMO DE FUENTES CARRIONAS.

2000) han supuesto que estadísticamente no hay una gran relación entre la altitud, la orientación o la pendiente con la forma de los circos. Otros afirman que los circos se adaptan principalmente a estructuras previas, que determinan en gran medida su orientación y forma, la cual no se debería por tanto principalmente a cuestiones topoclimáticas (Serrano 1998b). Esta idea ha sido rebatida por De Blasio (2002), quien demostró mediante modelos matemáticos que existe una relación necesaria entre las características topográficas de las laderas y la creación de circos glaciares, y que el proceso de creación y evolución de circos glaciares es retroalimentado a lo largo del tiempo. Es decir, que la creación de un circo glaciar favorece la sobreacumulación de nieve en ese sector, y por tanto la erosión del mismo en detrimento de áreas circundantes.

El análisis morfométrico de circos glaciares es uno de los estudios más tradicionales en geomorfología glaciar, y ha sido realizado para una gran cantidad de cordilleras en las más variadas zonas climáticas. Así han sido estudiados los circos glaciares de dominios atlánticos (Evans y Cox 1995), alpinos (Federici y Spagnolo 2004), mediterráneos (García Ruiz et al. 2000, Hughes et al. 2007), continentales (Toma 2001) e incluso antárticos (Aniya y Welch 1981). También existen trabajos de morfología de circos glaciares para la Cordillera Cantábrica (Ruiz Fernández et al. 2009, González Trueba 2006a), aunque en ningún caso tocan el Macizo de Peña Prieta.

Existen un total de 86 circos glaciares dentro del área de estudio. De ellos 8 circos se encuentran en el leonés valle de Naranco, 13 alimentaban el glaciar de Lechada, 25 el glaciar de Cardaño, ya en la vertiente palentina, y 22 el campo glaciar del Carrión-Riofrío. A ellos se suman los 4 circos glaciares cuyas lenguas confluían en el glaciar de Valdenievas, al S del Curavacas, y los circos al W y S del Pico Espigüete, que si bien entra dentro del área de estudio, no conectaban con el glaciar de Cardaño. En algunos casos los cordales que albergan estos circos glaciares son a su vez límite del área de estudio. En casos como éste hemos optado por incluir en el análisis los circos que se encuentren al otro lado del cordal, fuera del área de estudio. Esta decisión se justifica porque un análisis estadístico, por ejemplo, de las orientaciones, no puede ser ecuánime al haber eliminado circos de manera consciente sólo por encontrarse al otro lado del límite de estudio. Se han añadido 10 circos glaciares más, 5 en las laderas N y E del Pico Lezna, y 5 al W del cordal Espigüete - Peñas Malas (Mapa 5.10). Estos 86 circos componen una población suficiente como para realizar un análisis estadístico de los mismos (Mapa 5.10).



Mapa 5.10: Situación de los circos glaciares en el Macizo de Peña Prieta.

5.4. LOS PATRONES DETECTADOS EN EL GLACIARISMO DE FUENTES CARRIONAS.

Los circos glaciares se reparten en un gradiente altitudinal entre los 2534 del punto más alto del circo del Pozo de los Altares, al N del pico Tres Provincias, y los 1532 metros del punto más bajo del segundo circo más oriental de la Sierra de Oropiñas. En cuanto a las orientaciones, hay una marcada preferencia de orientaciones N, NE y E, hacia donde se orientan el 63 % de los circos glaciares, aunque los hay en todas las orientaciones (Figura 5.191).

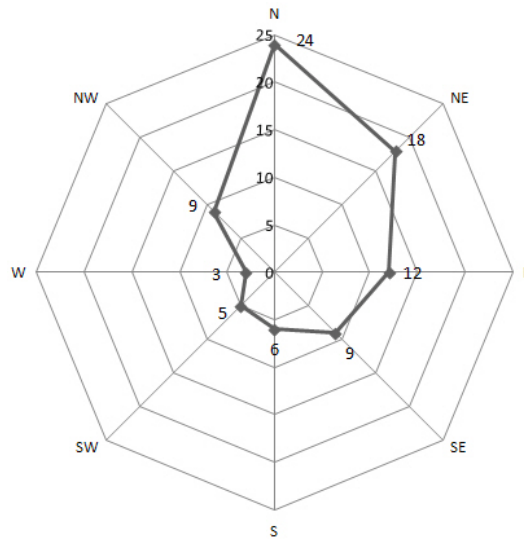


Figura 5.191: Distribución de los circos glaciares por orientaciones.

5.4.1.1. Análisis estadístico de la morfometría y orientación de circos

El análisis estadístico de la morfometría de circos glaciares comprende el estudio de diez variables que caracterizan la forma de los mismos. De entre estas variables dos son variables categóricas independientes -la orientación y la litología- y ocho son variables numéricas dependientes -la altitud máxima y mínima de los circos, el desnivel, la pendiente en grados, la anchura, la longitud, la relación anchura/longitud, la relación longitud/desnivel y la circularidad, entendida como la relación entre el perímetro del circo y la circunferencia de un círculo con el mismo área (Federici y Spagnolo 2004).

En cuanto a las variables categóricas vamos a realizar comparativas de varianzas (ANOVA) de las distintas categorías para determinar hasta qué puntos estas variables influyen en las demás. En el caso de las variables dependientes la correlación entre ellas se va a medir mediante el coeficiente de correlación de Pearson más la estimación de significación de dicho índice.

La incidencia de la orientación en la formación de circos glaciares

La orientación es un factor clave en la creación de circos glaciares. Según Evans (2006) a pesar de que ésta se ve influida por las estructuras previas, en cuanto la erosión fluvial comienza a incidir

en los frentes montañosos se crean nuevas orientaciones que las estructuras geológicas no habían sugerido. Sin embargo la orientación tiene una influencia notable en la formación de circos, en al menos 5 sentidos:

- Los contrastes entre la cara N y S en cuanto a radiación solar anual permiten que el manto nival permanezca más tiempo en las orientaciones de sombra.
- Las laderas a sotavento acumulan nieve nueva por deflación desde las cumbres o desde las laderas de barlovento.
- Además las laderas de sotavento sufren en menor medida la transferencia térmica del aire a la nieve, provocada por el viento cuando las temperaturas suben por encima del punto de fusión.
- Por el contrario las laderas de barlovento reciben más precipitación cuando ésta no es vertical.
- Las laderas orientadas al W reciben más calor ya que son soleadas por la tarde, cuando el aire ya ha sido calentado durante toda la mañana, siempre que la nubosidad sea uniforme.

Analizando la varianza de las distintas variables dependientes ordenadas según la variable independiente ORIENTACIÓN (ver Tabla 5.2) obtenemos que ésta ejerce una influencia estadísticamente significativa (significatividad menor a 0.05) en los valores de altitud mínima de los circos y desnivel de los mismos. Estos datos, consistentes con los expuestos para el Pirineo por García Ruiz et al. (2000) indican que la forma de los circos glaciares en planta no viene determinada por la orientación sino por otros factores. Sin embargo la orientación sí parece ser clave en el hecho de que los circos glaciares sean más o menos profundos. Una hipótesis, en consonancia con las conclusiones de modelos de desarrollo de circos (MacGregor et al. 2009), es que los fondos de circos sobreexcavados son modelados por glaciares pequeños; en este caso los correspondientes a la última de las fases glaciares observada, la cual es una fase de glaciares de circo acantonados únicamente en las exposiciones más favorables. El hecho de que los valores de altitud mínima sean significativos según orientación (por tanto en las orientaciones más favorables más bajos que en las desfavorables), mientras que los de altitud máxima no estén relacionados con la orientación sino más bien con la altitud de los cordales, hace que el desnivel de los circos sea también significativo, siendo los circos orientados al N, NE y E los que poseen un mayor desnivel.

Tabla 5.2 *Significatividad del análisis de las varianzas de las variables dependientes en relación a la orientación de los circos glaciares, junto con las medias de dichas variables.*

	Alt. mínima	Alt. máxima	Desnivel (d)	Longitud (L)	Anchura (W)	L/W	L/d	Circ.	Pend. (°)
N	1914	2169	255	585	594	1,06	2,34	1,12	24
NE	1801	2139	338	569	592	1,02	1,70	1,17	32
E	1886	2247	360	653	580	1,21	1,80	1,19	30
SE	1913	2217	303	583	569	1,02	1,92	1,14	28
S	1982	2153	171	301	445	0,70	1,74	1,17	30
SW	1978	2242	263	533	517	1,12	2,02	1,08	27
W	1958	2153	195	374	467	0,82	1,90	1,08	28
NW	2135	2413	278	447	456	1,03	1,75	1,08	30
Significatividad (p)	0,003	0,147	0,049	0,389	0,885	0,516	0,078	0,240	0,130

La incidencia de la orientación en el límite mínimo de formación de circos glaciares

Los límites altitudinales de los circos glaciares (puntos más bajo del cordal a partir del cual no se han formado circos glaciares) varían en función de un factor básico: la orientación. Como puede observarse en el Tabla 5.3, los circos glaciares llegan a existir en altitudes muy bajas en orientaciones que favorecen la persistencia de la nieve por su baja tasa de fusión (orientación N), por su sobreacumulación a sotavento de los vientos dominantes (orientación E) o a una mezcla de ambas (orientaciones NE). En el caso contrario, con orientaciones de gran insolación como la S o SW o de una pérdida neta de manto nival por deflación (orientación W), los límites altitudinales llegan a estar 500 metros por encima de los primeros. Las orientaciones NW y SE presentan valores medios, al presentar ventajas e inconvenientes a la formación de hielo glaciar y por tanto a la excavación de circos.

Tabla 5.3 *Valores mínimos a partir de los cuales existen circos glaciares por orientación.*

	ORIENTACIÓN							
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
ALTITUD	1852	1900	1985	2024	2100	2116	2396	2077

La incidencia de la litología en los circos glaciares

La influencia de la litología en la formación de circos glaciares es variada y en ocasiones controvertida, ya que algunos autores (Federici y Spagnolo 2004) niegan dicha influencia, en especial

para altitudes que durante el Pleistoceno reciente hayan estado muy por encima de la Línea de Equilibrio Glaciar (ELA). Sin embargo, en cordilleras de altitudes modestas, en las que el glaciario encuentra unas condiciones límite, la influencia de la litología sobre la forma y orientación de los circos es notable (Hughes et al. 2007). Por ejemplo, en nuestro caso las orientaciones S no siempre poseen circos glaciares por encima de la altitud límite, y esto puede deberse a que la conductividad de las formaciones existentes en ese lugar favorece el calentamiento de la roca y la fusión nival desde el fondo del manto. Por otro lado es evidente que la estructura y dureza de la roca condicionan su comportamiento mecánico frente a procesos físicos (crioclastia, abrasión y arrancamiento) y químicos (disolución o alteración). Este comportamiento tiene, teóricamente, consecuencias en la forma de los circos glaciares.

La variedad geológica existente en el área de estudio se ve reflejada en el modelado de los circos glaciares, cuyas litologías no son en absoluto uniformes. Como puede verse en el Tabla 5.4 dominan los circos conglomeráticos, excavados en la Formación Curavacas. Son también abundantes los circos excavados en lutitas y pizarras principalmente de la Formación Lechada. Los circos graníticos se encuentran exclusivamente en el sector de Peña Prieta - Tres Provincias. Los circos calizos, muy diferenciados morfológicamente del resto, se encuentran casi exclusivamente en las laderas del Espigüete, por tanto en las Calizas de Montaña. Existen también dos pequeños circos calizos excavados en la Formación Cervera, entre el Espigüete y el Pico Murcia (circos de Mazobre y Hoya de Martín Vaquero). Los circos excavados en cuarcitas corresponden a los situados en las formaciones de Vidrieros y Murcia, y por tanto se sitúan en una banda zonal que cruza los valles de Cardaño y Valdenievas. Por último los circos con litologías mixtas se sitúan en el contacto entre distintas formaciones. Cabe destacar que buena parte de los circos que conforman el área de Peña Prieta poseen litologías variadas, derivadas del contacto del "stock" de Peña Prieta con las formaciones Curavacas y Lechada, la cual a su vez tiene miembros calizos, como por ejemplo los circos de Los Altares y Fuentes Carrionas. En el sector de Riofrío los circos glaciares de Campollo y Llaos se excavaron parcialmente en la formación Carazo, principalmente areniscosa.

5.4. LOS PATRONES DETECTADOS EN EL GLACIARISMO DE FUENTES CARRIONAS.

Tabla 5.4 *Distribución de circos por litologías.*

	Frecuencia	Porcentaje	Porcentaje válido	Porcentaje acumulado
Caliza	8	9,8	9,8	9,8
Granodiorita	4	4,9	4,9	14,6
Lutita /Pizarra	20	24,4	24,4	39,0
Conglomerado	33	40,2	40,2	79,3
Cuarcita	8	9,8	9,8	89,0
Varios	9	11,0	11,0	100,0
Total	82	100,0	100,0	

Tabla 5.5 *Tabla de significatividad del análisis de las varianzas de las variables dependientes en relación a la orientación de los circos glaciares, junto con las medias de dichas variables.*

	Alt. mínima	Alt. máxima	Desnivel (d)	Longitud (L)	Anchura (W)	L/W	L/d	Circ.	Pend. (°)
Caliza	1858	2207	348	555	460	1,25	1,68	1,18	31
Granodiorita	2150	2403	252	547	339	1,48	2,04	1,10	27
Lutita /Pizarra	1940	2173	232	458	512	0,92	1,96	1,13	28
Conglomerado	1841	2163	321	579	559	1,09	1,79	1,14	30
Cuarcita	1812	2128	316	565	625	1,04	1,94	1,14	28
Varios	1984	2350	365	744	821	0,88	2,10	1,17	28
Significatividad (p)	0,000	0,004	0,068	0,247	0,002	0,110	0,516	0,868	0,767

El análisis de las varianzas refleja una significación muy fuerte de las altitudes mínimas y máximas con respecto a la litología (Tabla 5.5). Este resultado es engañoso, por cuanto los circos excavados en ciertas litologías (sobre todo los excavados en granodioritas, calizas y pizarras de Peña Prieta y los calizos del Pico Espigüete) corresponden a las cumbres más altas del macizo. Por tanto, si bien hay una relación (los circos más altos suelen estar excavados en granitos, calizas y conglomerados) dicha relación no es en ningún caso causa-efecto. En cuanto al resto de variables la significatividad es en general baja, sólo apreciable en el caso de la anchura, en contraste con los resultados conseguidos en los Pirineos (García Ruiz et al. 2000).

Por último la diferencia de albedo y conductividad térmica de las rocas afecta a la creación de circos glaciares. Es notable dentro de la Montaña Palentina que cordales con la misma orientación, altitud y pendiente, aparecen unos glaciados y otros libres de la acción de los hielos permanentes. Este hecho adquiere especial relevancia en las caras S del Pico Espigüete y Curavacas. Mientras que ésta carece de morfología glaciar a excepción del Callejo Grande, el primero mantiene tres circos

glaciares que, si bien no debieron ser activos durante demasiado tiempo, ya que no existen restos de formas de acumulación glaciaria a sus pies, sí que poseen las formas propias (paredes verticales y forma de herradura). La influencia de la litología parece la mayor razón para esta diferencia: mientras que la roca conglomerática (principalmente areniscas y cuarcitas) oscura del Pico Curavacas absorbe gran cantidad de radiación solar y la transmite de forma óptima a la roca (Figura 5.192), la Caliza de Montaña que arma el Espigüete posee una conductividad mucho menor, lo que pudo permitir la permanencia de un manto nival estable en una orientación y pendiente desfavorables (Tabla 5.6).

Tabla 5.6 Conductividad térmica de algunos materiales. Tomado de French (2007).

Material	Conductividad térmica
	$m^2/seg \times 10^{-7}$
Granito	15
Caliza	7
Dolomía	20
Arenisca	10
Pizarra	8
Cuarcita	45



Figura 5.192: Un ejemplo de absorción por albedo y transmisión térmica en la cara S del Curavacas. La roca puntiaguda en el centro del nevero absorbe más radiación solar y la transmite efectivamente al nevero, provocando un círculo de fusión alrededor de la misma.

Correlaciones entre variables cuantitativas

Al igual que lo expuesto por García Ruiz et al. (2000) pocas son las correlaciones interesantes que pueden inferirse del análisis estadístico, dada la variedad de circos y, sobre todo, la complejidad

de factores que juegan en su formación. Tal es así que el modelo de MacGregor et al. (2009) de evolución de circos glaciares tiene en cuenta 49 factores sólo para predecir la evolución en profundidad con respecto a la longitud.

■ **La relación entre la altura máxima y mínima y las demás variables.**

Se trata de una de las pocas correlaciones claras. La interpretación es que los circos más altos suelen ser también los más largos y anchos (por tanto los más extensos) y también los más profundos. Es una relación evidente, que deja claro que el tamaño de los circos tiene sobre todo relación con la efectividad y permanencia de los procesos glaciares y periglaciares, mayor cuanto más alto es el circo (Tabla 5.7).

Tabla 5.7 Pruebas T de relación entre la altitud máxima de los circos y las demás variables.

VARIABLE	CORRELACIÓN	SIGNIFICACIÓN
ALTITUD MÍNIMA	0.682	0.000
DESNIVEL	0.480	0.000
LONGITUD	0.492	0.000
ANCHURA	0.308	0.005
LONGITUD/ANCHURA	0.246	0.26
LONGITUD/DESNIVEL	0.146	0.190
PENDIENTE EN GRADOS	-0.106	0.345
CIRCULARIDAD	-0.45	0.687

■ **La relación longitud-anchura y longitud-desnivel**

Siguiendo a Federici y Spagnolo (2004) estos dos parámetros pueden indicar dos circunstancias diferentes:

- La relación longitud-anchura revela la evolución singlaciaria y postglaciaria del circo. Circos muy degradados por la erosión fluvial y periglaciaria presentarían una ratio L/A \leq 0.5. Los circos que han sido ocupados durante un largo período de tiempo por un glaciar de circo presentarían una ratio L/A entre 0.5 y 1. Por último los circos que alimentaron una lengua glaciaria de valle, pero que luego no tuvieron una fase de circo presentarían valores L/A superiores a 1.
- La relación longitud-desnivel expone la existencia o no de un relieve previo más o menos abrupto. Así en relieves previos de escasa pendiente (macizos antiguos) los circos no

tenderían a profundizar demasiado mientras que en relieves previos enérgicos (típicos de cordilleras alpinas) los desniveles son mayores.

En el caso de nuestra área de estudio no es posible hacer una explicación numérica tan tajante en cuanto a la relación longitud-anchura. Algunos de los circos más estrechos con respecto a su longitud corresponden a los de glaciares de valle, en los que luego no ha existido una fase de circo, como son los de Oropiñas, pero en otras, como el del Espigüete NE, sí que han sido ocupados por glaciares de circo.

Obviando la diferenciación entre cordilleras paleozoicas y mesozoicas, que en nuestro caso no se cumple, ya que la Cordillera Cantábrica ha experimentado un importante rejuego durante la orogenia alpina, sí que es verdad que se observa una relación acusada entre la estructura previa y este parámetro. Así los circos con el parámetro más alto son los de Alto Prieto, Fuentes Carrionas y Cubil del Can NE. Estos tres circos no tienen nada en común en cuanto a litología, y mucho menos en cuanto a altitud, ya que el primero es uno de los más bajos del macizo (2004 metros de altitud máxima) y Fuentes Carrionas está rodeado de picos de más de 2400 metros. Sin embargo los tres se encuentran o bien en dorsos de cuesta o bien en el afloramiento granodiorítico de Peña Prieta. Por el contrario los circos con un desnivel más acusado en relación a su longitud son que se encuentran en frentes de cresta estructural, como los de Llaos, Tío Celestino y Pico Cuartas 4.

■ **Otras relaciones entre variables (Tabla 5.8)**

La pendiente parece ser un indicador de la efectividad de la erosión glaciár. Los circos con más pendiente corresponden a aquellos más pequeños, más cortos y estrechos, en los que los glaciares apenas han modelado las laderas y los procesos periglaciares pronto han dejado de ser activos, quedando la soliflucción como único proceso activo, el cual únicamente retoca los circos.

La circularidad es un parámetro independiente de cualquier variable numérica o categórica. La única interpretación que se nos ocurre es que la muestra no es suficientemente representativa. Si este parámetro se calculase para una muestra mayor (por ejemplo toda la Cordillera Cantábrica) sí que podría darnos alguna conclusión significativa, en especial en relación a la altitud, orientación y litología.

Tabla 5.8 Coeficientes de correlación de Pearson entre las distintas variables morfométricas escogidas para la caracterización de circos glaciares.

		Alt. mínima	Alt. máxima	Desnivel (d)	Longitud (L)	Anchura (W)	L/W	L/d	Circ.	Pend. (°)
Alt. mínima	Correlación de Pearson	1	0,682(**)	-	-0,150	-0,102	-0,124	0,145	-0,158	-0,093
	Sig. (bilateral)		0,000	0,004	0,093	0,178	0,268	0,195	0,156	0,406
Alt. máxima	Correlación de Pearson	0,682(**)	1	0,480(**)	0,469(**)	0,492(**)	0,246(*)	0,146	-0,045	-0,106
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,190	0,687	0,345
Desnivel	Correlación de Pearson	-	0,480(**)	1	0,819(**)	0,522(**)	0,468(**)	0,016	0,131	-0,026
	Sig. (bilateral)	0,004	0,000		0,000	0,000	0,000	0,884	0,241	0,819
Longitud	Correlación de Pearson	-0,150	0,492(**)	0,819(**)	1	0,619(**)	0,515(**)	0,499(**)	0,074	-
	Sig. (bilateral)	0,093	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,583	0,516(**)
Anchura	Correlación de Pearson	-0,102	0,308(**)	0,522(**)	0,619(**)	1	-	0,409(**)	0,295(**)	-
	Sig. (bilateral)	0,360	0,005	0,000	0,000		0,263(*)	0,000	0,007	0,296(**)
L/A	Correlación de Pearson	-0,124	0,246(*)	0,468(**)	0,515(**)	0,263(*)	1	0,200	-0,179	-
	Sig. (bilateral)									0,286(**)

		Alt. mínima	Alt. máxima	Desnivel (d)	Longitud (L)	Anchura (W)	L/W	L/d	Circ.	Pend. (°)
	<i>Sig. (bilateral)</i>	0,268	0,026	0,000	0,000	0,017		0,071	0,108	0,009
L/D	<i>Correlación de Pearson</i>	0,145	0,146	0,016	0,499(**)	0,409(**)	0,200	1	-0,064	-
	<i>Sig. (bilateral)</i>	0,195	0,190	0,884	0,000	0,000	0,071		0,567	0,000
Circularidad	<i>Correlación de Pearson</i>	-0,158	-0,045	0,131	0,074	0,295(**)	-0,179	-0,064	1	0,160
	<i>Sig. (bilateral)</i>	0,156	0,687	0,241	0,508	0,007	0,108	0,567		0,151
Pendiente (°)	<i>Correlación de Pearson</i>	-0,093	-0,106	-0,026	-	-	-	-	0,160	1
	<i>Sig. (bilateral)</i>	0,406	0,345	0,819	0,51(**)	0,30(**)	0,286(**)	0,908(**)		
	<i>Sig. (bilateral)</i>	0,406	0,345	0,819	0,000	0,007	0,009	0,000	0,151	

(**) Significación estadística bilateral igual o superior al nivel 0.01 (*) Significación estadística bilateral igual o superior al nivel 0.05

5.4.1.2. Tipología de Circos

Dados los datos estadísticos y la observación de campo, se ha determinado la existencia de cinco tipos de circos glaciares, uno con un subtipo elegido en función de las especiales características que la litología caliza provoca en la formación de circos glaciares (Tabla 5.9). La significación estadística de esta tipificación queda confirmada por el Tabla 5.10:

Tabla 5.9 *Tipología de circos glaciares y recuento de los mismos.*

TIPO	N
1	14
2	19
3	12
3a	4
4	14
5	19

Tabla 5.10 *Significación estadística del análisis de la varianza de los principales parámetros considerados en relación con la tipología propuesta.*

	Significación de la ANOVA
Altitud máxima	0.000
Altitud mínima	0.000
Desnivel	0.000
Anchura	0.065
Longitud	0.000
Longitud/anchura	0.000
Longitud/desnivel	0.000
Circularidad	0.036
Pendiente en grados	0.000

Tipo 1

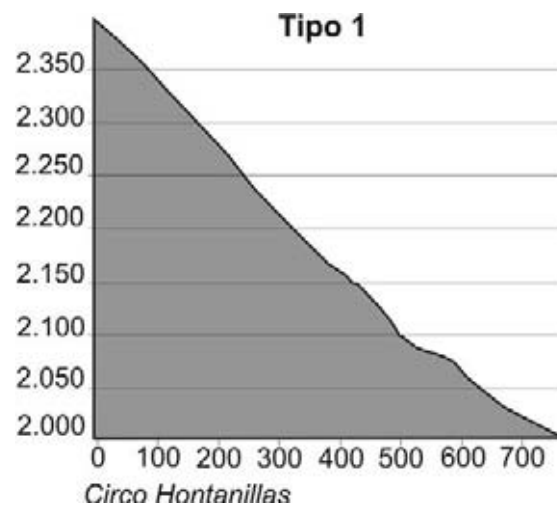


Figura 5.193: Perfil de un circo tipo 1

Circos muy poco profundos y marcados, aunque circulares. Suelen tener pendientes altas y carecer de rellanos, ya que la labor de retoque que los glaciares han ejercido en estos circos no ha sido suficiente para la formación de umbrales glaciares (Figura 5.193). Su desarrollo viene altamente condicionado por las orientaciones en que se desarrollan, principalmente S, W ó SW sólo con cabeceras por encima de 2245 metros, ya que por debajo -o incluso por encima en cuarcitas, como ocurre en la cara W del Pico Murcia- no se desarrolla glaciario. La mayoría de los 14 circos adscritos a esta tipología se encuentran en la cabecera del Valle de Cardaño, donde sólo el circo de las Lomas pertenece a una tipología diferente (Figura 5.194). Es por ello que estos circos se han desarrollado preferentemente en las lutitas y pizarras de la Formación Lechada, aunque también existen en conglomerados y calizas. En conclusión su elemento de control no es la litología, sino más bien la orientación poco favorable al glaciario y una estructura generalmente acinal (Figura 5.195).

5.4. LOS PATRONES DETECTADOS EN EL GLACIARISMO DE FUENTES CARRIONAS.



Figura 5.194: Circo de Guadañas 2, con orientación SE, ubicado en la cabecera del valle de Cardaño y excavado en la Fm. Lechada.



Figura 5.195: Circo del Ves 2, con orientación S, y excavado en lutitas de la Fm. Lechada.

Tipo 2

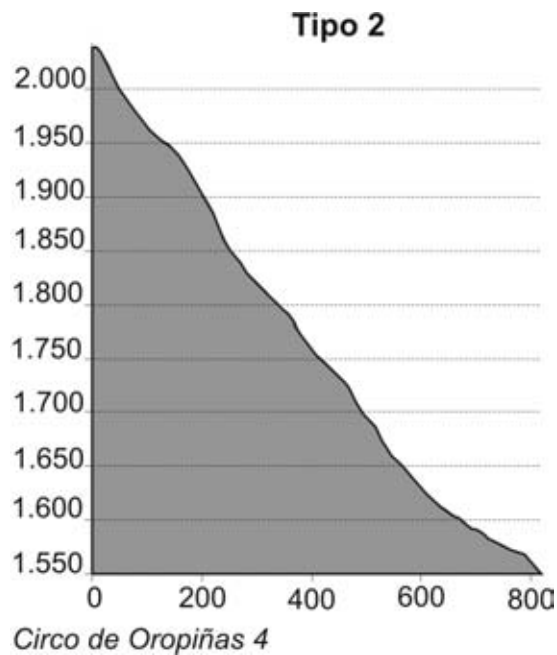


Figura 5.196: Perfil de circo tipo 2

Son circos de un gran desarrollo altitudinal (Figura 5.196), con paredes casi verticales, pero con una morfología en planta poco marcada, en la que no se da la típica forma de herradura. Hemos asignado 19 circos a esta tipología, la mayoría de los cuáles se encuentra en los leoneses valles de Lechada y Naranco, en la vertiente septentrional del cordal de Pico Cuartas-Pico de las Lomas y de la Sierra de Oropiñas. Los circos en la vertiente N de Peña Quebrada-Llaos, en el cántabro valle de Rio Frío, también pertenece a este tipo.

Son circos orientación N y NE ayudados por un frente estructural en conglomerados. En ellos el factor más importante es por un lado una orientación favorable, que permite el desarrollo de un circo en general con bajas altitudes (los circos glaciares más bajos que se analizan, los de Llaos 1,2,3 y 4 pertenecen a este tipo), y una configuración morfoestructural también favorable, ya que se encuentran en frentes de cresta o cuesta, lo que permite la existencia de paredes casi verticales (Figura 5.197). En ocasiones, como en Peña Quebrada, los circos han sido muy retocados por deslizamientos y desprendimientos, por lo que es muy probable que la erosión glaciar no haya sido el proceso dominante en la formación de los mismos, ya que son una mezcla de circo glaciar y cabecera de deslizamiento.



Figura 5.197: Circos glaciares de Cuartas y Oropiñas, ambos en cara N y ambos en frentes de cresta, lo que condiciona en gran medida su desnivel y las paredes verticales que jalonan el circo.

Tipo 3

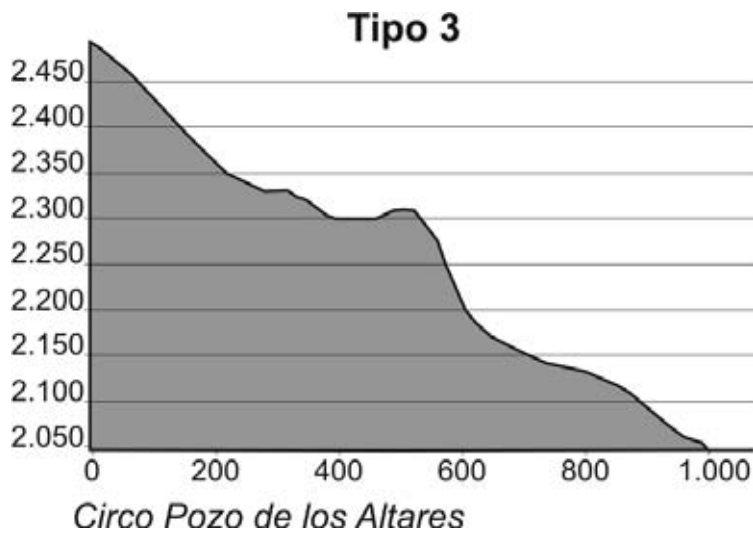


Figura 5.198: Perfil de circo tipo 3

Son los circos con una morfología más canónica: bien desarrollados, con paredes verticales de más de 100 metros de altura, con fondo plano (Figura 5.198), en ocasiones ocupados por lagos de obturación o sobreexcavación glaciaria, que indica una fase de glaciario de circo. A veces poseen varios umbrales, y neveros semipermanentes y morrenas de nevero aún activas. Son circos en general anchos y largos, con una forma en general circular, aunque esto depende también de la disposición de las estructuras: así los circos en granitos de Las Lomas y Hoyo Empedrado tienden a ser alargados, los conglomeráticos de Curavacas N o Cubil del Can tienen un mayor desarrollo transversal y el de Hoyos de Vargas, excavado en pizarras, es casi perfectamente redondo.

Son formas que, si bien son relictas de la erosión glaciaria, poseen gran cantidad de procesos activos actualmente. La crioclastia sigue influyendo en el retroceso de las paredes verticales, y en la acumulación de taludes y conos de derrubios a sus pies (Figura 5.199). La nieve también provoca gran cantidad de procesos activos. Al acumularse y caer, canalizada en las grietas de las paredes rocosas, provoca la acumulación de conos de aludes al pie de los canales de aludes. En total 12 circos pertenecen a esta tipología. Son aquellos que tienen sus cabeceras en los picos más altos del macizo de Peña Prieta, el de Hoyos de Vargas, a los pies del Pico Cuartas y los que se encuentran al N del cordal que va desde el Pico Curavacas al de Hoya Contina.



Figura 5.199: Circo de Campollo

Subtipo 3a

Hemos categorizado un subtipo a partir de la tipología 3 de circos glaciares. Esto se debe a que las características comunes de estos circos con los del tipo 3 (paredes verticales de cientos de metros, rellanos a sus pies, neveros permanentes, procesos de crioclastia activos, acumulación de conos de derrubios activas, Figura 5.200) sí que se cumplen, y a que son apenas 4 circos los adscritos a este subconjunto. Las razones de diferenciarlo son que al estar excavados en calizas (son los 4 circos de la cara N del Espigüete, Figura 5.201) la erosión kárstica previa ha jugado un papel importante, en particular al excavar hoyos -dolinas donde más tarde la erosión glaciaria contribuye a la sobreexcavación-. Además la filtración del agua de fusión nival hace que existan gran cantidad de simas, lo que impide la formación de lagos de origen glaciario. Los fondos suelen resolverse en llambriales, superficies rocosas ocupadas por lapiaces, o en acumulaciones de derrubios con presencia de dolinas nivales y simas.

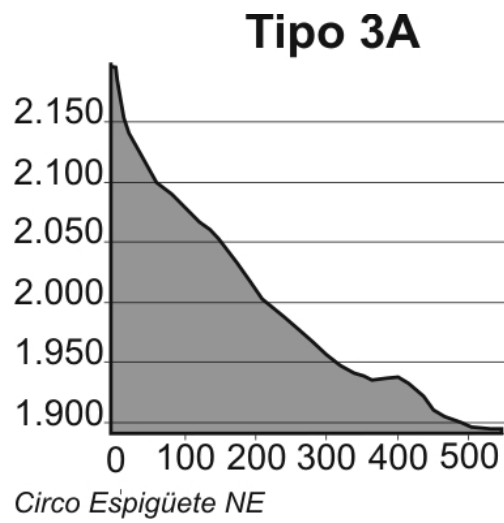


Figura 5.200: Perfil de un circo tipo 3a



Figura 5.201: Los circos al N del Espigüete, desde el alto del Tío Celestino. Como puede verse la cara N del Espigüete está excavada por el circo del NW, que aparece en la foto anterior, y tres circos coalescentes en la cara NE. Todos ellos poseen paredes verticales muy desarrolladas y extensos llambriales en los fondos del circo.

Tipo 4

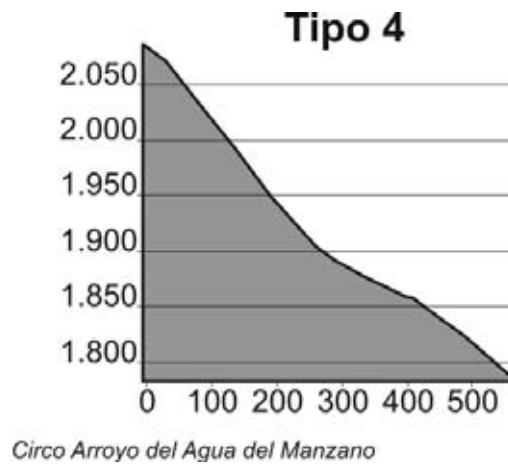


Figura 5.202: Perfil circo glaciar tipo 4

Son circos poco marcados, con paredes de pendientes relativamente suaves y sin rellanos bien definidos (Figura 5.202) debido a su escasa altitud y mala orientación. Componen este grupo 14 circos que se ubican en cordales de baja altitud, alrededor de los 2000 metros, tanto en el valle de Cardaño como en Pineda o Valdenievas, en orientaciones meridionales, W o SE. Frecuentemente tienen sólo una zona con paredes desarrolladas, por lo que adquieren formas variadas en superficie, especialmente suelen ser más anchos que largos, indicando una acumulación residual de hielo que no llegó a formar una lengua bien desarrollada (Figura 5.203). En el caso de los circos excavados en cuarcitas, éstos suelen estar ocupados, tanto en sus paredes como en su fondo, por canchales, existiendo en ocasiones glaciares rocosos de talud en su fondo. Ello indica una intensa actividad periglacial posterior o sincrónica a la excavación del circo. Esta actividad, en los circos excavados en pizarras o lutitas, ha llevado al retoque de las paredes, que evolucionan por soliflucción hacia laderas de escasa pendiente (alrededor de los 30°). Los circos de este tipo excavados en la cara S del Espigüete poseen paredes rocosas casi verticales y muy desarrolladas gracias a la concurrencia de frentes de cabalgamiento.



Figura 5.203: El circo de Canchas de Ojeda W desde el valle de las Lomas. Nótese la escasa profundidad del circo y su anchura. Tanto las paredes como el fondo han sido ocupados por canchales cuarcíticos.

Tipo 5

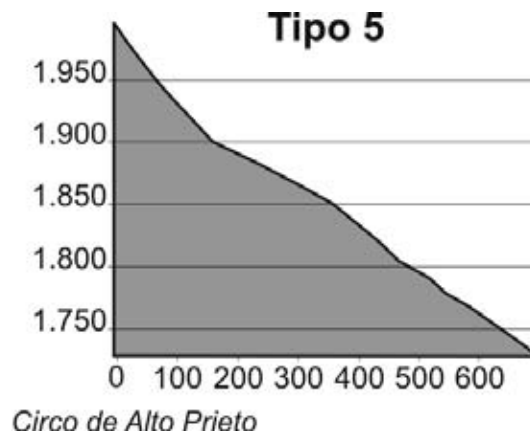


Figura 5.204: Perfil de circo glaciar tipo 5

Son circos que poseen las formas propias (paredes más o menos verticales, fondo plano y forma de herradura, Figura 5.204), dada su favorable orientación (N, E, NE sobre todo) pero que por su escasa altitud no están tan desarrollados con los de tipo 3. Los encontramos en todos los valles, en general en las cabeceras de valles secundarios en cordales alrededor de los 2000 metros, siendo en total 18 circos los adscritos a este tipo. La orientación es el factor primordial a la hora

de su evolución. En ellos la sobreacumulación nival provocó el desarrollo de lenguas glaciares que excavaron las paredes de los mismos, pero una vez que los glaciares desaparecieron, su evolución ha sido escasa, ya que los procesos periglaciares están atenuados por la baja altitud (Figuras 5.205 y 5.206). Esto no ocurre necesariamente con los procesos nivales: los circos orientados principalmente al E se sobrecargan de nieve, y en ellos los flujos de derrubios, los mantos de solifluxión y la terracillas ocupan una gran extensión.



Figura 5.205: Hoya de Santiaguín, circo glaciar orientado al SE en el Valle de Lechada.



Figura 5.206: Circos de Alto Prieto desde la ladera S del pico hoya Contina.

5.4.1.3. Conclusiones

El análisis estadístico de los circos glaciares es uno de los estudios de formas de erosión glaciár más utilizados. Su objetivo es descubrir la influencia que las condiciones ambientales (la altitud, la orientación o la litología sobre la que se asientan los circos) tienen en el desarrollo de los mismos. Es justo reconocer que los resultados ofrecidos por el análisis estadístico son bastante pobres, y sólo confirman lo observado en el trabajo de campo:

- La altitud es un factor clave en la formación de circos glaciares. Los circos más anchos y largos, más profundos y de mayor desnivel corresponden con aquellos en los que las cabeceras se encuentran por encima de los 2.400 metros.
- Junto con ello la orientación es el factor más determinante. Los circos con orientaciones favorables son también más anchos, largos y profundos. Ello se debe a que en las orientaciones favorables la erosión glaciár ha sido más efectiva y sobre todo más prolongada. Esta influencia llega a ser tan importante en un área límite para el glaciárismo, como es la Montaña Palentina, que existen laderas no glaciadas en orientaciones desfavorables (sobre todo caras W y S) hasta los 2.500 metros de altitud).
- La litología se revela como un factor secundario. La erosión glaciár es en general poco dependiente del sustrato sobre el que ejerce su labor. En el caso de las calizas de montaña, debido a la erosión kárstica previa, podemos encontrar una tipología de circo distinta, más profundo y con paredes verticales más desarrolladas. Por otro lado las diferentes características térmicas de las distintas rocas sí que pueden ser importantes a la hora de que exista o no glaciárismo en los lugares menos favorables, como hemos visto en el caso de las caras S del Espigüete y Curavacas.
- Más importancia tienen las estructuras geológicas como condicionante para la forma de los circos. Éstas han creado relieves previos (abruptos frentes de cresta o suaves dorsos) a los que la acción glaciár se ha adaptado. Así, los circos de tipo 2 deben su forma casi exclusivamente a factores estructurales.

Como comparación a lo observado en otros macizos, los resultados en Fuentes Carrionas coinciden con los ofrecidos en Pirineos por García Ruiz et al. (2000) en cuanto a que la menor altitud

determina un desarrollo del circo a lo ancho, en detrimento de la profundización. También compartimos la idea de Serrano (1998) en cuanto a la importancia de la estructura previa en la orientación de los circos. Sin embargo en un ambiente marginal para el glaciario como Fuentes Carrionas la orientación y la altitud son los factores clave, y la litología sólo emerge como factor secundario, de influencia local. En este sentido nuestros resultados difieren de la afirmación de Hughes et al. (2007) sobre la importancia de la litología en macizos de glaciario marginal.

5.4.2. Umbrales, artesas y valles colgados: la geomorfología glaciar en los valles

Una vez que el hielo se ha formado, tanto en los circos glaciares como en los domos de hielo, éste comienza a desplazarse ladera abajo. En su camino el hielo, en función de sus características mecánicas, es capaz de erosionar los valles de una forma característica, la cual ha propiciado la distinción de un modelado de origen glaciar. Éste tiene como características más importantes:

- La excavación de valles de paredes verticales y fondos aplanados. Frecuentemente el perfil lateral del valle, en forma de U, posee una hombrera a media ladera o en lo alto de la misma, la cual indica el límite superior del glaciar durante la fase de erosión del valle. Todo ello configura el “valle en artesa” típico del relieve glaciar.
- La creación de valles tributarios colgados con respecto al fondo del valle principal. Aquellos aportarían menos hielo que el primero (o ninguno), por lo que poseyeron menor capacidad erosiva, no consiguiendo profundizar el valle tanto como el principal.
- Un perfil longitudinal de valle característico, muy alejado del perfil continuo propio de los valles de origen fluvial. En los valles glaciares se suceden áreas planas o incluso deprimidas, las cubetas glaciares, con fuertes rupturas de pendiente que salvan grandes desniveles en poca distancia, los umbrales. El resultado es un perfil longitudinal escalonado.

Todas estas características se pueden encontrar en los valles del macizo de Fuentes Carrionas, pero con ciertas cautelas. En ocasiones la existencia de hombreras y artesas tiene un origen estructural, así las diferencias de dureza en las formaciones litológicas, algo muy común en el macizo, sobre todo en su mitad S, puede provocar la existencia de rupturas de pendiente en las laderas que no tienen porqué tener origen glaciar. En otras ocasiones los valles glaciares son fuertemente retocados durante la fase “paraglaciario” (Ballantyne 2002), inmediatamente posterior a la retirada

del hielo: la fusión del *permafrost*, la liberación de la compresión lateral que ejercía el hielo sobre las laderas y el ataque de la erosión fluvial o de la fusión nival sobre los débiles mantos de till abandonados por el glaciar en su retirada, crean el ambiente propicio para todo tipo de fenómenos gravitacionales que han destruido el relieve glaciar previo. Por último a pesar de ser un agente modelador poco selectivo, la conservación del relieve glaciar es mejor en litologías duras e uniformes, como los conglomerados, ya que una vez que los hielos se retiran la resistencia de las rocas a la erosión fluvial determina la calidad del relieve glaciar heredado que puede llegar hasta nuestros días.

5.4.2.1. El perfil longitudinal de los valles glaciares

El citado perfil escalonado que típicamente presentan los valles glaciados es resultado de la erosión diferencial en estratos duros y blandos que ejerce el glaciar y de la dinámica subglaciar. Sin embargo ésta característica no ha de usarse como prueba de la existencia de un glaciar, ya que las rupturas de pendiente pueden obedecer a otros factores, tales como erosión fluvial sobre distintas litologías, saltos de falla o capturas fluviales (Santos 2010). Esta característica puede identificarse en el macizo de Fuentes Carrionas con notables diferencias entre los distintos valles.

Los valles de la vertiente del Esla presentan perfiles poco pendientes hasta casi las cabeceras, lo que concuerda con una red hídrica con muy poco tirón y por tanto con escasa capacidad erosiva. Sin embargo en las cabeceras sí que se puede observar el perfil escalonado característico de los valles glaciares. Hay que destacar que dicho perfil no tiene que ver, en principio, con ningún tipo de cambio litológico o tectónico, por lo que su origen ha de ser exclusivamente glaciar. Así los contactos entre los circos y el valle principal suelen presentar un umbral, independientemente de tratarse de litologías duras (como en el caso de los circos de Hoyos de Vargas) o blandas (circos de Frontilo). Como excepción los valles de influencia estructural muy marcada, como los de la cara N de Oropiñas, carecen de cubetas. En los valles la influencia litológica es clara en la construcción de cubetas y umbrales, como ocurre en el pago de la Calar, un umbral a favor del afloramiento calizo, con una cubeta al E. Aguas arriba se suceden hasta tres umbrales-cubetas que indican claramente la erosión glaciar, mientras que aguas abajo el río posee un perfil continuo característico de la erosión fluvial.

Los dos valles principales que vierten hacia el S, el del Carrión y el de Cardaño, presentan los perfiles más suaves y menos típicamente glaciares de todos los del área de estudio. La red de drenaje

del Carrión es la de menor tirón hídrico de todo el entorno. Los glaciares se adaptaron, por tanto, a la escasa pendiente erosionando los valles lateralmente de manera preferente, aunque también con salvedades. Si observamos el perfil longitudinal del valle del Carrión (Figura 5.77), muy similar al de Cardaño podemos confirmar un perfil muy suave que apenas sufre variaciones por encima del límite de la erosión glaciaria. Sin embargo alrededor de los 1600 metros, el contacto de las cumbres con el fondo del valle sí que se resuelve en un perfil escalonado de cubetas y umbrales, arquetípico de la erosión glaciaria. Este perfil es más evidente en el valle del Carrión, ya que se labró en los potentes y duros conglomerados de la Fm. Curavacas. Hay que destacar que el glaciar del Carrión consiguió excavar el valle hasta el nivel de base preglaciaria, a unos 1500 metros de altitud, varios kilómetros dentro del sinclinal del Curavacas. Por otro lado los valles tributarios al Carrión desde el cordal Hoya Contina-Curavacas-Lagunillas sí poseen grandes diferencias entre los que albergaron glaciares y los que no. Ello se debe a que salvan un desnivel importante (entre 500 y 600 metros) en menos de 2 km., como ocurre en los arroyos de Resollar, Postil de Soña, Pando, Agua del Manzano o Riuplanes. La consecuencia es una mayor capacidad erosiva tanto de los torrentes como de los glaciares, por lo que las diferencias entre los valles glaciados y no glaciados son claras. Cabe destacar que en muchos de los valles glaciados la excavación de cubetas-umbrales parece independiente de la alternancia de litologías duras y blandas. Tal es el caso en el valle de Lagunillas y Agua del Manzano. Parece confirmarse que es la propia dinámica erosiva y de flujo del fondo del glaciar la que determina este perfil, aunque obviamente en los lugares con litologías contrastadas dicha dinámica ahondará los estratos blandos y salvará los más duros (ver Figura 5.78).

Los valles que vierten al Cantábrico poseen las características más marcadas de erosión glaciaria en sus perfiles longitudinales. Independientemente de que su mayor tirón hídrico haya creado en esta vertiente valles mucho más abruptos, los glaciares han sido más efectivos en la erosión longitudinal de los valles que en la creación de perfiles transversales en U. Así tanto los valles de Castrejón como de Riofrío poseen un perfil escalonado característico. Por otro lado los dos umbrales más claros, el de 1600 metros en el caso del Rio Frío y el de 1800 metros en el arroyo Castrejón se debe a que éste es el límite que la erosión fluvial ha alcanzado en los dos valles, la cual además ha borrado las formas de erosión glaciaria que hubiese. Por encima del límite de la erosión remontante se suceden los umbrales y cubetas, hasta dos en el caso del arroyo Castrejón y cuatro en el rio Frío, donde, una vez más, la colmatación de antiguas cubetas ha suavizado el perfil (Figura 5.166).

5.4. LOS PATRONES DETECTADOS EN EL GLACIARISMO DE FUENTES CARRIONAS.

Como conclusión los perfiles longitudinales de los valles del macizo de Fuentes Carrionas no pueden ser utilizados como prueba de la existencia de glaciares, ya que un perfil escalonado puede deberse a factores como la erosión remontante de una red hídrica de gran capacidad erosiva o a accidentes tectónicos. Además un perfil regular no significa tampoco la ausencia de hielo en ese valle, ya que bien la erosión fluvial y torrencial postglaciar, bien la acumulación de sedimentos en las cubetas hasta colmatarlos, o incluso procesos gravitacionales, pueden alterar el perfil del valle. Sin embargo sí que podemos extraer dos conclusiones positivas:

- A mayor pendiente mayor capacidad tendrá el glaciar para excavar longitudinalmente, ya que su velocidad de flujo ha de ser necesariamente mayor. El resultado es una mayor cantidad de cubetas y umbrales en los valles, tanto principales como tributarios, con mayor desnivel.
- A mayor espesor de hielo mayor erosión glaciar, por lo que el perfil escalonado está mejor representado en los lugares donde el glaciar tuvo mayor espesor, en las caras N del Curavacas, Espigüete, Peña Prieta o el cordal del Tío Celestino que en las caras W y S, donde el hielo carece de espesor y ve disminuida su capacidad erosiva.
- Las litologías duras son más proclives a mantener perfiles longitudinales escalonados, ya que la erosión preglaciar ha sido menor y la roca resiste mejor los procesos erosivos postglaciares.

5.4.2.2. Las cubetas glaciares

Dentro de la erosión longitudinal de los glaciares, una de las características más remarcables es la tendencia a sobreexcavar las superficies sobre las que discurre. Esta tendencia suele tener que ver con las diferencias en cuanto a competencia de la roca, siendo las rocas menos competentes por su naturaleza o tectonización sobreexcavadas por oposición a las más competentes, que sufren una menor erosión. Este proceso puede haber sido ya comenzado por la erosión y alteración preglaciar, para luego ser acentuada por la acción del hielo (Benn y Evans 1998). Las áreas con fuertes contrastes litológicos, o muy tectonizadas, son las más proclives a la sobreexcavación. También es posible que la propia dinámica del hielo determine una sobreexcavación del sustrato sin que tenga que haber una diferencia litológica. Así en los circos glaciares la dinámica subglaciar de abrasión rotacional y transporte permite una sobreexcavación del fondo de éstos. Esto también puede ocurrir en los valles, donde bruscas disminuciones de pendiente, en las cuáles la presión longitudinal que

ejerce el hielo sobre un punto aumenta con la disminución de la pendiente, resultan en la creación de cubetas de sobreexcavación.

Dentro de Fuentes Carrionas encontramos ejemplo de todos estos casos. En el circo de Curavacas N el Pozo de Curavacas es un ejemplo de cubeta de sobreexcavación asociada a una disminución brusca de la pendiente. Muy cerca de ésta el Pozo del Ves es una cubeta asociada a la dinámica erosiva de un circo glaciar. Todavía más al W el Pozo de las Lomas está asociado a la debilidad originada en el contacto entre las granodioritas y los conglomerados, contacto que se realiza a través de la falla transformante de Peñas Malas (Figura 5.207). El Pozo de los Altares, en la cara N de Peña Prieta está también excavado a favor del contacto entre calizas y conglomerados (ver Figura 5.163). Por último una tipología especial de cubeta, muy habitual en los Picos de Europa, son las cubetas glaciokársticas, resultado común de la erosión kárstica en dolinas y la sobreexcavación glaciar. En la cara NE del Espigüete podemos encontrar algunas cubetas cuya sobreexcavación puede estar relacionada con la conjunción de procesos kársticos y glaciares, aunque es difícil confirmarlo.



Figura 5.207: Pozos de las Lomas.

5.4.2.3. Los perfiles transversales

Tal vez sea en los perfiles transversales donde mejor se observe la labor erosiva de los glaciares, ya que ésta no se encuentra tan retocada como en los perfiles longitudinales, donde los ríos y arroyos ejercen una labor erosiva continua sobre los mismos. El perfil característico de un valle de erosión glaciar, en U, se debe a que éste es capaz de erosionar por igual en todo el contacto del mismo con el sustrato. El glaciar puede llegar a dejar una artesa cuyo perfil destaque sobre el perfil previo del valle, con dos hombreras en cada vertiente que indican el límite máximo de los hielos. Ello hace de las hombreras y artesas glaciares una de las formas más importantes en la reconstrucción de la extensión del glaciar, junto con las morrenas y mantos de till.

El valle del Carrión posee algunas de las formas de erosión glaciar más claras de toda la Cordillera Cantábrica. Especialmente en su cabecera el valle estuvo ocupado por un gran glaciar de varios cientos de metros de espesor (Castañón 1980, Frochoso y Castañón 1996, Pellitero 2008b) que labró una artesa de gran nitidez, principalmente en los masivos conglomerados de la Fm. Curavacas. En este sentido el valle del Carrión puede dividirse en dos sectores contrastados cuyo límite es la Cola del Curavacas: aguas arriba de ésta tenemos la Vega de Cantos, lugar de confluencia de lenguas glaciares, las de los valles de Reñuela y Fuentes Carrionas, los circos del Curavacas y el Ves y la transfluencia desde el valle de Riofrío, donde la erosión glaciar ha afectado a los materiales conglomeráticos y turbidíticos del sinclinal del Curavacas (ver Figura 5.79), mientras que aguas abajo se encuentra el valle de Pineda propiamente dicho, abierto sobre los mantos de las Unidades Parentinas, con gran alternancia de rocas y una morfología glaciar mucho menos marcada.

La Vega de Cantos se caracteriza por un relieve de erosión marcado, con paredes casi verticales en las que aflora directamente el conglomerado del Curavacas, intensamente erosionado por el glaciar, y un fondo llano producto de un relleno postglaciar de la artesa glaciar. En la ladera S de Vega de Cantos puede seguirse una hombrera superior, entre los 1.900 y los 1.850 metros de altitud, y una hombrera inferior, y por tanto posterior a ésta, entre los 1.700 y los 1.650 metros de altitud.

Tal modelo de artesa doble puede seguirse con mayor o menor facilidad en todas las laderas de Vega de Cantos hasta la Cola del Curavacas. La mayoría de los glaciares tributarios se conectaban con esta gran artesa a través de umbrales glaciares, que han provocado que los valles labrados por ellos se encuentren actualmente colgados con respecto al nivel de base de Vega de Cantos.

Así el nivel de base del valle glaciar que drena el N del Pico Curavacas y Curruquilla se encuentra colgado unos 200 metros sobre Vega de Cantos, al igual que el Ves, Fuentes Carrionas y los Puertos de Riofrío, mientras que el Hoyo Desconocido se encuentra 320 metros por encima del valle del Carrión.

Aguas abajo de la Cola del Curavacas, el perfil transversal se hacen más difuso, en unas ocasiones porque el glaciar no hace más que resaltar el contraste litológico entre formaciones más o menos resistentes, como ocurre en su margen septentrional, y en otros casos porque los abundantes movimientos en masa postglaciares han modificado considerablemente el perfil de las laderas. Así es casi imposible descubrir el límite superior del glaciar del Carrión a partir de formas de erosión, tal y como acontecía en Vega de Cantos.

Los valles de Lechada y Naranco poseen también formas claras de erosión glaciar en sus perfiles transversales. Especialmente marcado es el valle de Peñas Malas-Vargas. Aquí, una vez más, encontramos la confluencia de cuatro valles con circos glaciares en sus cabeceras (Concejo, Frontilo, Hontanillas N y Hoyos de Vargas) formándose una artesa glaciar a favor de la acumulación de hielo desde dichos circos. Mientras que en la vertiente E del valle de Concejo esta artesa se mantiene hasta la confluencia con el valle de Lechada, en la vertiente W la alimentación desde pequeños circos situados en el cordal del Alto de Velasco han evitado la formación de una hombrera glaciar en la fase del UMG. El valle de Lechada propiamente dicho posee también una artesa labrada en las turbiditas de la Fm. Lechada, y en su cabecera en las granodioritas de Peña Prieta. Esta artesa posee hombreras continuas que descienden progresivamente desde el circo de Hoyo Empedrado, en su vertiente septentrional, con el hiato que existe en la transfluencia glaciar del Boquerón de Bobias. En la vertiente meridional, por su orientación favorable al glaciario, se desarrollaron circos, umbrales y cubetas glaciares, por lo que la artesa glaciar sólo está bien marcada a partir del meridiano del Boquerón de Bobias. Sin embargo a partir de aquí y hasta la confluencia con el valle del Concejo el valle de Lechada posee una artesa glaciar bien desarrollada. Después de la confluencia de los arroyos de Concejo y Lechada la hombrera glaciar del máximo puede seguirse, si bien muy erosionada por los torrentes que bajan del cordal de Oropiñas. El valle aquí posee una característica forma de artesa que se pierde de manera brusca al W del afloramiento calizo de la Calar (Figura 5.208). El último retazo de la artesa justo antes del límite del glaciario lo encontramos en la vertiente S del valle de Lechada, en la desembocadura del valle de Aceitor, que

5.4. LOS PATRONES DETECTADOS EN EL GLACIARISMO DE FUENTES CARRIONAS.

se encuentra colgado unos 40 metros por encima del fondo del valle de Lechada. Aguas abajo del límite de glaciario el perfil cambia bruscamente, y el valle de Lechada se estrecha, con un perfil en V muy claro.



Figura 5.208: El tramo final de la artesa glaciario del valle de Lechada. Al fondo el afloramiento calizo de La Calar marca el final del glaciario de Lechada, ya que de este punto al W los perfiles transversales son los propios de un valle no glaciario.

Los valles vertientes a la red del Deva presentan un perfil transversal muy condicionado por la erosión fluvial remontante. El límite de ésta marca también el límite de los perfiles transversales en V, mientras que aguas arriba de la misma los valles llegan, incluso, a mantener perfiles glaciares, como es el caso del valle donde se ubican las turberas de Riofrío. Esta erosión remontante ha conseguido erosionar de manera desigual los valles de la red del Deva. De los tres principales dentro del área de estudio, el del arroyo Castrejón ha sido erosionado hasta prácticamente la cabecera, en el circo del Cubil del Can. Lo mismo ocurre con el valle del arroyo de la Viña, que ha sufrido una intensa erosión torrencial hasta prácticamente su cabecera, en la transfluencia glaciario donde hoy se ubican las turberas de Riofrío. En el valle de Riofrío solamente se ha mantenido una hombrera glaciario en la ladera N por debajo del límite de la erosión remontante, aunque muy afectada por deslizamientos. Por encima de dicho límite el valle de Riofrío presenta hombreras laterales marcadas, aunque en

general adaptadas a la estructura geológica y las diferencias litológicas, sobre todo en la hombrera meridional.

5.4.2.4. Los collados de transfluencia y difluencia glaciar

Estas formas, más allá de su importancia en la constitución del relieve, la cual es variable, tienen importancia como indicadores paleoambientales. Su presencia es síntoma de glaciares bien alimentados, que son capaces de superar el relieve heredado. Así en Fuentes Carrionas son formas presentes sobre todo en los valles glaciares mejor alimentados, los que tienen las cabeceras a mayor altitud y una orientación más favorable. Así la transfluencia de Bobias, la lengua glaciar difluente de Riofrío o la transfluencia de Reñuela fueron excavadas por glaciares que descendían desde el *icefield* de Tres Provincias. Los glaciares se adaptan más al relieve preglaciar cuanto más alejados de estas áreas cimerales se encuentran, como en los valles de Cardaño, Pineda (al E de la Cola de Curavacas) o Valdenievas.

Por otro lado los collados de difluencia y transfluencia nos permiten realizar una reconstrucción morfoestratigráfica de los límites del glaciar mucho más minuciosa que en los glaciares adaptados a los valles previos. Las transfluencias y difluencias suelen estar jalonadas de morrenas tanto laterales como frontales que indican cambios en la dinámica glaciar, típicamente cuando un glaciar deja de ocuparla para discurrir solamente por el valle original, como ocurre con el glaciar de Riofrío en la transfluencia a la Viña o Vega la Canal, o con el glaciar de Lechada en el Boquerón de Bobias. En estos entornos además suelen formarse complejos de obturación por las aguas atrapadas entre morrenas laterales y frontales, como los de las turberas de Riofrío. Por último las transfluencias glaciares proveen transporte de sedimentos en los que están alojadas litologías alóctonas, tal y como ocurre con las granodioritas en Vega Naranco o Reñuela, que proveen información de la dinámica glaciar en el momento de sedimentación del depósito.

5.4.3. Las formas de acumulación y los depósitos

El nivel de conservación de las formas de acumulación es variado. Los arcos morrénicos frontales no se conservan prácticamente en ningún caso para la fase de UMG, existiendo únicamente morrenas laterales (Pineda, Naranco) o solamente depósitos glaciares sin significación morfológica (Lechada). La primera fase de retroceso es, sin embargo, la que mejores morrenas frontales ha construido,

5.4. LOS PATRONES DETECTADOS EN EL GLACIARISMO DE FUENTES CARRIONAS.

con complejos morrénicos como el de Cardaño, Pineda, Naranco o Riofrío. Es también en esta fase donde encontramos algunas de las morrenas laterales más voluminosas y claras, como la de Peñas Matas, Castrejón, Reñuela, Pineda al N del pico Lagunillas o el Ves. Existen también una buena cantidad de morrenas laterales por encima de los 1800 metros que pertenecen a la fase de Retroceso II, tales como la de Hoyo Empedrado-Lechada o la gran morrena central de Riofrío, cuya conservación es debida a su menor edad. El registro de morrenas frontales de esta fase nos indica, además, que es una fase pulsante, en la que podrían distinguirse más subfases por lo menos en los valles de Lechada - Naranco, Riofrío y Cardaño, aunque el caso del valle de Pineda es más dudoso. Por último las pequeñas morrenas frontales adosadas a los circos glaciares nos habla de una última fase glacial marginal que, no obstante, afectó de manera bastante generalizada al macizo de Fuentes Carrionas, desde los circos de Lagunillas o Alto Prieto, que rondan los 2000 metros, hasta las altas cumbres de Peña Prieta o Curavacas. En dichas cumbres, de manera generalizada al pie de cumbres por encima de los 2400 metros y orientación favorable (N ó E de Espigüete, Pico Guadañas-Cuartas-Lomas, Tres Provincias, Peña Prieta, Tío Celestino, Curruquilla y Curavacas) existen al menos dos familias de morrenas frontales que nos indican dos subfases en esta Fase de Altura.

La dinámica hidrológica preglaciar estaba caracterizada por una red de arroyos que, naciendo en el contacto de los derrubios de ladera con el sustrato, rápidamente descendía hasta un nivel de base en general alto y estable para la Cuenca del Duero, y muy bajo y dinámico en el caso de la Cantábrica, con marcadas diferencias estacionales de máximos invernales y primaverales y estiajes más o menos intensos. Esta dinámica todavía es activa en el S del frente sinclinal del Curavacas y su prolongación hasta el Pico Lagunillas o en los enérgicos relieves erosionados por los arroyos de la Viña y Castrejón en el extremo N del área de estudio, mientras que el régimen es similar en todo el macizo.

El desarrollo de glaciares en el Macizo de Fuentes Carrionas tuvo como consecuencia un cambio drástico en esta dinámica. Por un lado la acumulación de hielo proveyó un mayor y más constante aporte hídrico a los ríos y arroyos, con una dinámica inversa de máximo estival y mínimos invernales. Por otro lado el hielo sobreexcavó las vertientes regularizadas preglaciares y creó trampas hidrológicas que interrumpieron la libre circulación de las aguas. El resultado es una gran cantidad de lagos y lagunas de los cuáles hoy sólo queda una parte, ya que la mayoría han sido colmata-

dos o drenados. Dichos (paleo)lagos proveen un registro sedimentario de primer orden que hace importante su identificación.

Encontramos dos tipos de paleolagos:

- Los de obturación lateral, que comienzan a formarse en una situación yuxtaglaciaria en el momento de presencia de hielo. Actualmente suelen encontrarse colmatados, formando llanuras a media ladera en Naranco (Vega Redonda), Lechada (al S de la Sierra de Oropiñas), Cardaño (lago de Cardaño de Abajo, valle de Lamas y Ramacedo), Riofrío y Vega la Canal o Pineda al pie del collado de Picorbillo. Algunos sólo han sido colmatados recientemente y se encuentran ocupados por turberas, como el del Ves, al N de la morrena lateral o Los Pozos, entre Vega la Canal y Vega de Cantos.
- Los lagos proglaciares, que generalmente están cerrados por una morrena frontal, y que en ocasiones inundan una cubeta de sobreexcavación glaciaria. Existen indicios de grandes paleolagos que se desarrollaron en el frente de los glaciares durante las fases anteriores: el paleolago de Vega Naranco y Carrión en Vega Correcaballos o los de Riofrío comparten esta característica. También pueden suponerse (aunque no hemos encontrado ningún depósito que lo avale) la existencia de paleolagos proglaciares al E de Cardaño de Abajo, cerrado por la morrena frontal de Cardaño.

5.5. La evolución glaciaria en Fuentes Carrionas

La reconstrucción de las formas glaciares realizado nos ha permitido proponer una evolución glaciaria para el macizo de Fuentes Carrionas desde el Último Máximo Glaciario hasta la completa deglaciación del mismo. Las escasas dataciones disponibles han posibilitado, no obstante, ubicar temporalmente dichas fases, y correlacionarlas con otros macizos glaciados durante el Pleistoceno. Finalmente los cálculos de ELA nos han ofrecido una valiosa información paleoambiental. Sin embargo siguen existiendo sombras en el conocimiento de la evolución pleistocena de este entorno. Una de las principales es no conocer en detalle la evolución geomorfológica anterior al UMG, en especial la incidencia y extensión del hielo durante las fases glaciares previas al Último Máximo Glaciario.

5.5.1. La existencia de fases glaciares previas al máximo

La existencia de fases glaciares previas a la llamada glaciación würmiense es un hecho constatado el clásico estudio de glaciario de Penck y Brückner (1909) en los Alpes, que propuso la existencia de cuatro glaciaciones principales. El modelo de cuatro glaciaciones fue impuesto y aplicado de manera general en gran parte de las cordilleras del mundo. En concreto en España pioneros del estudio del glaciario como Obermaier, Carandell, Fernández Navarro o Huguet del Villar (Bosque Maurel et al. 1992) delimitaron los límites de distintas fases glaciares atendiendo a este modelo, y los trabajos de Hernández Pacheco (1914), Nussbaum y Gigax (1953), o Alonso (1987) adaptan las formas glaciares de Fuentes Carrionas y áreas aledañas a las citadas fases glaciares alpinas. Posteriores estudios han revelado algunas incorrecciones, ya que muchos de los depósitos atribuidos a glaciaciones previas al Último Máximo Glaciar pertenecen en realidad a la última glaciación propuesta por Penck y Brückner, el Würm, y ninguna de las dataciones realizadas en elementos glaciares en la Cordillera Cantábrica pertenece a glaciaciones prewürmienses, aunque otros proxis paleoclimáticos sí que han identificado fases frías prewürmienses en entornos cercanos a Fuentes Carrionas (Muñoz 2007). Por ello la existencia de estas fases previas no se discute, e incluso ha sido identificada y datada en otras cordilleras cercanas, como Pirineos (Delmas et al. 2011), pero los modelos propuestos en ocasiones fallan en integrar los hallazgos en el contexto de una evolución prolongada del paisaje cuaternario (Ballantyne 2002).

Algunas dataciones con isótopos cosmogénicos en cristales de cuarzo en el SE gallego y N de Portugal obtuvieron edades muy antiguas para depósitos glaciares. Según éstas una fase de máximo que se situaría entre 250.000 y 300.000 BP, otra fase glacial en torno a los 120.000 - 150.000 BP y una tercera que se correspondería con los últimos 50.000 años (Vidal Romaní y Fernández 2006). En Grecia, Hughes et al. (2007) apuntan también a un máximo glacial muy antiguo, que retrasan a unos 450.000 BP. En las cercanías de Fuentes Carrionas, en el sistema kárstico de Fuente el Cobre-Sel de la Fuente, Muñoz (2007) describe un período frío en el MIS 6 (?157000 años BP), con una producción mínima de espeleotemas, al que siguen períodos de formación variable, relacionados con fases frías tipo Younger Dryas (como por ejemplo entre ?145.000-143.000 años BP), que se interrumpen otra vez entre ?75.000 y 60.000 BP y 27.000 y 6.500 BP, períodos que la autora considera como de avance glacial.

Nuestro modelo, a pesar de incluir varias fases de evolución, posee el problema de no integrar

la evolución del glaciario previo al Último Máximo Glaciar, ya que no hemos encontrado restos que nos permitan establecer esa evolución con seguridad. Sin embargo sí existen dos indicios que nos pueden hablar de un glaciario previo al del Máximo Glaciar, aunque tales indicios son débiles e indirectos:

- El Collado de Picorbillo. Este collado se abre en el cordal que forma la ladera septentrional del valle de Pineda desde el Pico Lezna hasta Santa Marina, el cual divide el valle de Pineda con los Llanos de Araúz y la Hoya Juncal (Figura 5.209). Inicialmente consideramos el collado de Picorbillo como un collado de transfluencia glaciar, ya que por su forma en cuna y su disposición en el medio de un cordal cuya línea de cumbre carece de discontinuidades excepto este collado, parecía la explicación más factible para su existencia. Pero posteriores investigaciones nos han permitido reconocer que el límite superior del glaciar durante el Máximo Glaciar (unos 1.660 metros de altitud) en este punto se encontraba más bajo que la altitud de este collado (1.768 metros). Además no se pudieron encontrar restos glaciares (morrenas, till, bloques erráticos conglomeráticos) de una posible difluencia al otro lado del collado. Sin embargo en las cercanías del Chozo de Picorbillo pudimos encontrar un bloque conglomerático a 1.757 metros de altitud. La existencia de un bloque cerca del collado, por encima de la morrena lateral del Último Máximo Glaciar sólo puede explicarse o bien por un depósito fluvio-torrencial muy antiguo de un momento en que un "Paleocarrión" drenaba hacia el valle de Araúz, hipótesis propuesta para la transición entre el Plioceno y Pleistoceno en el capítulo de Geología, o bien por haber sido depositado por un glaciar previo que transfluía parte de su masa a través de este collado.



Figura 5.209: Imagen de la ladera N del valle de Pineda desde el Pico de las Huelgas, con la situación de la morrena del máximo glaciar y el bloque errático de una fase previa?

- El deslizamiento rotacional de la Horca de Lores. Dicho deslizamiento ha sido catalogado como preglaciar, ya que presenta depósitos glaciares adosados al mismo a una altitud lógica, por lo que fueron depositados en el deslizamiento, y no posteriormente movilizados junto con el cuerpo deslizado. Ballantyne (2002) afirma que es interesante explicar la evolución de las laderas glaciadas como resultado de condiciones alternantes de tallado glaciar y destrucción paraglaciar. Los deslizamientos rotacionales en áreas deglaciadas tendrían su origen en la relajación de la tensión creada por la masa de hielo sobre las paredes de la artesa glaciar, por lo que es muy posible que este factor también influyese en la ocurrencia del deslizamiento de Horca de Lores, aunque ya hemos apuntado que la cicatriz del deslizamiento coincide con un plano de falla. El deslizamiento de Horca de Lores sería consecuencia de la relajación de la presión ocasionada por un glaciar previo al del Máximo Glaciar, y luego el glaciar de esta fase simplemente lo habría retocado. En este modelo encaja perfectamente la reactivación del deslizamiento observada al pie del mismo, y que pertenecería a la etapa paraglaciar posterior a la retirada del glaciar hace aproximadamente 36.000 años (ver Figura 7.32).

5.5.2. El Último Máximo Glaciar (UMG)

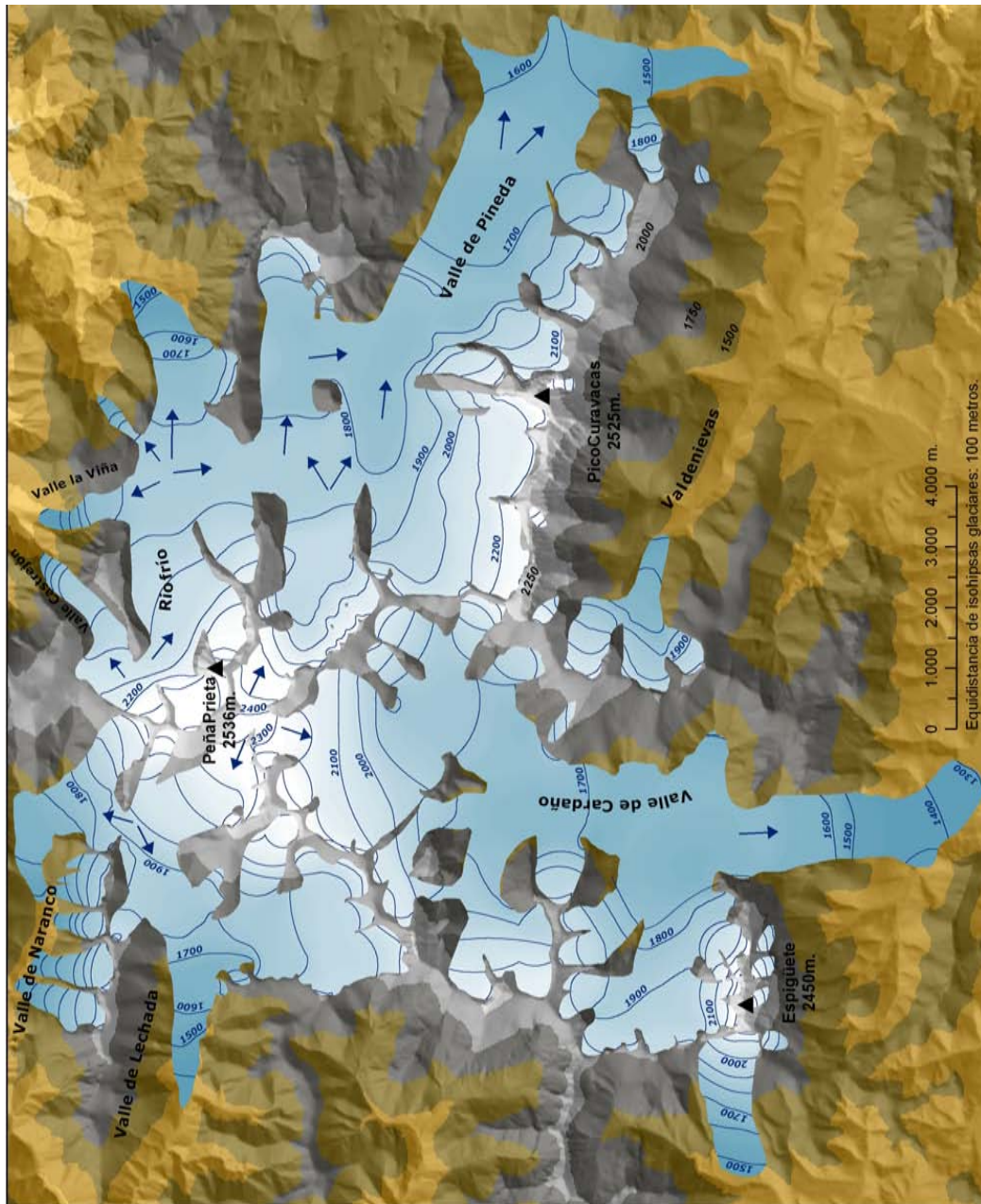
El Último Máximo Glaciar en Fuentes Carrionas es la fase de la cual existen menos restos, en especial formas de acumulación. Para reconstruir su límite máximo hemos acudido en general

a formas de acumulación degradadas, tales como morrenas laterales y frontolaterales. Más problemática ha sido su reconstrucción lateral, en especial el espesor de los glaciares en el interior de los valles. Para ello nos hemos fijado en formas de acumulación muy dispersas y, sobre todo, en las formas de erosión (circos, artesas y hombreras glaciares) que, si bien marcan la presencia de un glaciar, son imprecisas a la hora de fijar cuál es la fase glacial a la que pertenecen, aunque en este caso se ha optado por adjudicar todas al UMG y fechas posteriores. La hipótesis de que existan fases prewürmienses representadas en algunas de las formas de erosión no puede ser desestimada, y las revisiones realizadas en Alto Sil (Santos 2010) y sobre todo en Pirineos (Turú et al. 2011), en este último caso a partir de dataciones por cosmogénicos, abundan en esta idea para las formas erosivas más externas al sistema glacial.

Así el valle de Cardaño ha sido reconstruido básicamente a partir de la morrena frontal más exterior del pantano de Camporredondo, de los depósitos glaciares y yuxtaglaciares encontrados en la ladera oriental del valle de Cardaño, de las formas erosivas del valle de Cardaño, en especial la artesa aguas arriba de Cardaño de Arriba y de los circos glaciares cabeceros. El valle de Carrión ha sido reconstruido a partir de la morrena frontolateral terminal, de morrenas laterales más o menos bien preservadas en el sector de Santa Marina, del único retazo morrénico en la ladera N del valle de Pineda entre Santa Marina y el Estrecho y de formas de erosión bien conservadas en el sinclinal de Curavacas. El valle de Riofrío presenta una artesa más o menos bien conservada y mantos de till que permiten reconstruir el UMG con facilidad, y los valles leoneses (Lechada y Naranco), en especial el primero, presentan una hombrera continua con retazos morrénicos locales.

Durante el UMG los glaciares de Cardaño, Lechada, Naranco, Riofrío y Pineda estaban interconectados, creando un campo de hielo con una extensión proyectada de 9572 hectáreas, aproximadamente 9800 hectáreas de superficie real. Si añadimos las 250 hectáreas del glaciar de Valdenievas y los demás glaciares considerados -cara N de la Sierra de Oropiñas, cara W y S del Espigüete, Curavacas S y otros pequeños glaciares- la superficie cubierta de hielo en Fuentes Carrionas ascendió a 10490 hectáreas. El límite inferior conocido de las áreas glaciadas son los 1240 metros que el glaciar de Riofrío alcanzó en el valle del mismo nombre. Este límite inferior puede estar sobrestimado, ya que es posible que el glaciar de las Viñas o el de Castrejón hubieran alcanzado un límite inferior más bajo, pero sus marcas hayan sido erosionadas por procesos fluviales, torrenciales y coluviales en la abrupta vertiente cantábrica.

Los glaciares de Cardaño, Lechada y Carrión compartían cabecera en el pequeño domo de hielo de Tres Provincias, mientras que la lengua que descendía por el valle de Lechada se dividía en dos lenguas a la altura del Boquerón de Bobias, alimentando la lengua glaciar del Valle de Naranco. Al E las lenguas de Riofrío y Carrión crearon un campo de hielo conjunto que rodeaba el Coto Redondo. A partir de este campo descendían las lenguas de Carrión al SE, Riofrío al E, Prado Hernando al NE y la Viña al N. Por último ya casi en la cabecera de Cubil del Can NE, el hielo procedente de este circo discurría en dirección NE creando el glaciar de Castrejón, pero también fluía en dirección E para unirse al incipiente glaciar de Riofrío entre los picos de los Altares y Peña Prieta. Por su parte el glaciar de Valdenievas se alimentaba a la vez de los circos de Alto Prieto y Canchas de Ojeda, y también existieron pequeños glaciares de circo en las caras S del Curavacas y Espigüete, cara W del Espigüete (éste desarrolló una pequeña lengua), cara W del pico Canchas de Ojeda y cara W del Portillo de las Yeguas. La cara N de las Sierra de Oropiñas estuvo ocupada por lenguas glaciares de dirección septentrional, las tres más orientales unidas entre sí y las tres más occidentales exentas ya desde esta primera fase glaciar (Mapa 5.12).



Mapa 5.12: Extensión de los glaciares de Fuentes Carrionas durante el Último Máximo Glaciar.

5.5. LA EVOLUCIÓN GLACIAR EN FUENTES CARRIONAS

Los espesores de hielo variaban en función de la ubicación en artesas principales o tributarias, colgadas sobre éstas. La Tabla 5.11 ofrece una estimación de espesores de hielo que ha de considerarse como mínima, ya que no computa el relleno sedimentario postglaciar, que en algunos casos, como el valle de Riofrío, la Vega de Cantos o el valle de Pineda, ha de ser considerable. Solamente en el caso de la lengua de Riofrío los datos han de ser tomados con cautela, dada la compleja historia postglaciar de erosión torrencial y movimientos en masa.

Tabla 5.11 *Espesores de hielo en localizaciones del glaciar de Fuentes Carrionas y glaciar de Valdenievas.*

GLACIAR	LUGAR	ALTITUD FONDO	ALTITUD GLACIAR	ESPESOR MÍNIMO
Naranco	Cubil del Can NW	1703	1804	101
Naranco	Vega Naranco	1533	1650	117
Lechada	Boquerón de Bobias	1839	1915	76
Lechada	Confluencia Hoya Santiaguín	1670	1850	180
Lechada	Confluencia Lechada-Concejo	1527	1700	173
Lechada	La Calar	1350	1381	31
Cubil del Can NE	Circo Cubil del Can NE	1933	2022	89
Riofrío	Transfluencia los Altares	2039	2100	61
Riofrío	Valle Riofrío	1812	2000	188
Riofrío	Transfluencia Vega la Canal	1715	1861	146
Riofrío	Lengua Riofrío	1553	1723	170
Riofrío	Transfluencia la Viña	1742	1820	78
Carrión	Fuentes Carrionas	1735	1992	257
Carrión	Reñuela	1595	1745	150
Carrión	Pozo Curavacas	1786	2010	224
Carrión	El Ves	1719	1876	157
Carrión	Vega de Cantos	1503	1804	301
Carrión	Vega de Correcaballos	1473	1708	235
Carrión	Santa Marina	1427	1573	146
Cardaño	Pozo las Lomas	2052	2226	174
Cardaño	Confluencia Lomas-Cuartas- Hontanillas	1622	1817	195
Cardaño	Valle de Valcabe	1623	1840	217
Cardaño	Cardaño de Arriba	1418	1692	274
Cardaño	Cascada de Mazobre	1606	1890	284
Cardaño	Confluencia Mazobre-Cardaño	1342	1677	335
Cardaño	Puente Agudín	1308	1507	199
Valdenievas	Confluencia Valdenievas-Hormigales	1566	1634	68

Las lenguas glaciares de Lechada, Fuentes Carrionas, Riofrío, Curavacas, Valcabe y Mazobre eran las que transportaban una mayor cantidad de hielo, con espesores alrededor de los 200 metros

de hielo, debido principalmente por la orientación N y NE de sus cabeceras. Por el contrario las lenguas de Cuartas-Lomas-Hontanillas o Vega la Canal-Reñuela, poseían espesores menores derivados de orientaciones menos favorables. Los espesores de hielo máximos se alcanzaban en las confluencias entre varias lenguas de hielo, en especial en Vega de Cantos y en la confluencia entre Mazobre y Cardaño. En este último caso el aporte de hielo desde la cara N del Espigüete fue decisivo para que la larga lengua del glaciar de Cardaño consiguiese traspasar el muro calizo de Espigüete-Peña del Tejo y se expandiese por la cuenca intramontana de Camporredondo. Algo parecido ocurrió en el valle de Pineda, donde los aportes de hielo desde el cordal de Monte las Huelgas-Lagunillas (los glaciares del Hospital, Riuplanes, Agua del Manzano y Lagunillas) permitieron al glaciar del Carrión recorrer gran parte de este valle hasta el sector de Puente Teblo - La Venta, e incluso invadir parcialmente el valle del Araúz, superando el cordal de Santa Marina. En el caso de Riofrío puede apreciarse el caso contrario: a pesar de la magnífica alimentación desde los circos más altos del macizo -los cuáles también poseían una orientación favorable- el hecho de difluir en hasta cuatro lenguas diferentes evitó que éstas presentasen espesores notables y que, por tanto, desarrollase lenguas en los valles cántabros.

En cuanto a los glaciares exentos del gran glaciar de Fuentes Carrionas, solamente el de Valdenievas poseía un espesor considerable, aunque siempre inferior a los 100 metros. Los demás glaciares estaban situados en pendientes abruptas y orientaciones desfavorables. Ello conllevaba un desarrollo longitudinal exagerado para su escasa alimentación (como en el caso del Espigüete W), o directamente una fusión prematura, como en los glaciares orientados al S en este pico y en el Curavacas.

Cabe destacar que aledaños a los grandes glaciares existen áreas libres de glaciares ya desde esta primera fase. Especialmente significativos son los espacios de alta montaña del Tío Celestino y Tres Provincias que se encuentran orientados al SW y la mayoría de la cara S del Curavacas. Estas superficies preservadas de la erosión glaciar evidencian unas condiciones climáticas marginales para el glaciario, con unos vientos frecuentes del W y SW que ventaban la nieve hasta los circos en orientación N y E. Estas condiciones también imposibilitaban la creación de lenguas glaciares en caras S incluso por encima de 2400 metros, como ocurrió en el Curavacas. Cabe realizar dos salvedades a esta dinámica:

1. La presencia diferencial de glaciares de circo en orientación S en el Espigüete con respecto al

Curavacas, cuando las alturas son las mismas, e incluso ligeramente más altas en este último. Este hecho puede explicarse por la coloración de la roca caliza y el conglomerado. La primera es más clara que la segunda, por lo que refleja más la radiación solar y absorbe menos calor, lo cual da una posibilidad de fusión más retardada de la cobertera nival desde las paredes.

2. El pequeño casquete glaciar de Tres Provincias, aledaño a una de las zonas libres de glaciares indicada. Su situación se debe al abrigo relativo de los picos de Tío Celestino al S y Tres Provincias al N, y de las Agujas de Cardaño y el Pico de las Lomas al W. Ello evitaría la deflación de la nieve en esta plataforma y la creación, finalmente, de un domo de dimensiones muy reducidas.

La MELA (Mean Equilibrium Line Altitude) de todo el macizo durante el Último Máximo Glaciar se sitúa en los 1754 +28/-25 metros calculada con el método AAR. Si utilizásemos el método AABR, el cual tiene en cuenta la hipsometría del glaciar (Osmatson 2005), y el balance entre acumulación y ablación -que difiere en función de la ubicación zonal del glaciar (Rea 2009), con un índice BR (Balance Ratio) de 1.5 y 1.59 respectivos a glaciares actuales en Noruega y Alpes, los más parecidos ambientalmente al sector de Fuentes Carrionas en el UMG- el resultado son MELAs significativamente más altas, entre 1823 y 1818. El resultado mediante el más sencillo método de AA (Área Altitude), con 1857 metros, está a nuestro juicio claramente sobreestimado.

Los valores de la MELA pueden ser comparados con los de otros macizos glaciados aledaños, pero hay que conocer el método utilizado para dicho cálculo. Así para la fase de Máximo Glaciar en Picos de Europa la MELA se situaba en 1666 metros para el Macizo Central o de los Urrieles y 1722 metros para el Macizo Oriental o de Ándara (Serrano et al. 2012). El valor de Alto Sil propuesto por Santos (2010) fue calculado mediante el método AABR, y AAR, pero no tienen en cuenta la topografía glaciar de la vertiente N, ni tampoco la del glaciar de Babia, conectado con el del Alto Sil. Los valores presentados en trabajos más antiguos para el N de la provincia de León han sido calculados mediante el método de la altitud de fondo de circos glaciares (Tabla 5.3), poco fiable por los errores derivados de la reconstrucción del glaciar (González Trueba y Serrano 2004). Por último el valor para el Alto Nalón ha sido calculado mediante el método Lichteneker, en el cual la ELA se sitúa en la cota máxima de las morrenas laterales. Este método, a pesar de tener una lógica rotunda en cuanto a la dinámica glaciar (el glaciar comienza a depositar las morrenas laterales por la fusión del hielo en las márgenes del mismo), tiene la debilidad de que la dinámica

morfológica postglaciar puede haber borrado restos morrénicos más altos, por lo que ofrecen una ELA mínima (Tabla 5.12).

Tabla 5.12 Valores de la ELA durante el UMG en los distintos macizos glaciados cercanos a Fuentes Carrionas.

Macizo	MELA (m.)	Método	Cita
Fuentes Carrionas	1754 +28/-25	AAR	Presente trabajo
Fuentes Carrionas	1823/1818	AABR	Presente trabajo
Picos de Europa (Macizo Central)	1666	AAR	Serrano et al. (2011a)
Picos de Europa (Macizo Oriental)	1722	AAR	Serrano et al. (2011a)
Cebolleda	1655	AAR	Serrano et al. (2012)
Alto Campoo	1700	AAR	Serrano et al. (2012)
Montaña pasiega	1190	AAR	Serrano et al. (2012)
Alto Curueño	1600-1700	Altitud mínima circos glaciares	González Gutiérrez (2002a)
Valgrande-Ubiña-Somiedo-Villabandín	1550-1580	Altitud mínima circos glaciares	Frochoso y Castañón (1998)
Alto Nalón	1550	Lichteneker	Jiménez (1996)
Alto Sil	1528+-17	AABR/AAR	Santos (2010)
Ancares	1350	Varios	Valcárcel y Pérez Alberti (2002)
Sanabria	1687	AAR	Cotown et al. (2009)

La comparación de las ELAs durante el UMG, al margen de los posibles errores comentados ofrece un panorama de glaciación cada vez más limitada hacia el E, con la excepción del Alto Trueba, cuyas características climáticas locales han sido discutidas en varias ocasiones (Saenz 1935, Hernández Pacheco 1961, Lotze 1963, Hazera 1968, Serrano 1995 y 1996, Serrano et al. 2012). Hay que destacar que, a pesar de ofrecer una reconstrucción del glaciario muy pobre con respecto a la realidad, el clásico trabajo de Nussbaum y Gigax (1953) propone un acertado límite de las nieves perpetuas entre 1700 y 1800 metros para este sector. Sin embargo, a la luz de los datos presentados, no es tan clara la dicotomía entre cara N y cara S para la Cordillera Cantábrica, ya que las áreas glaciadas de orientación septentrional (Picos de Europa, Alto Nalón), no poseen ELAs significativamente más bajas que los de orientación S situados en el N de León. El presente trabajo incluye una reconstrucción glaciario en ambas caras, por lo que es de interés observar las diferencias entre orientaciones.

Debido a la interconexión de todas las lenguas glaciares de Fuentes Carrionas, la ELA no puede ser calculada por valles sin asumir un error. Dicho error es sin embargo pequeño, ya que las conexiones entre valles no son extensas, sobre todo en el caso del icefield de Tres Provincias. De las ELAs individuales de cada glaciar no puede desprenderse un comportamiento climático contrastado entre distintas orientaciones para la fase del UMG, más allá de la práctica ausencia de glaciares en orientación S, en la cual la ELA se situaba (en los casos en los que existían glaciares) en los 2005 metros de altitud. La orientación W debería haber sido una de las peores para el desarrollo de glaciario, y seguramente la orientación general W de los glaciares de Lechada y Naranco conllevó una ELA tan alta como los 1847 metros. Sin embargo el glaciar de Espigüete W presentaba una ELA a 1620 metros, posiblemente inducida por la abrupta topografía previa. Las dos lenguas principales, Cardaño y Carrión, presentan ELAs casi idénticas y muy parecidas a la MELA regional, alrededor de los 1750 metros. La variedad y abundancia de orientaciones de los circos que alimentaron ambas lenguas glaciares hace que fueran poco sensibles a diferencias locales. Por el contrario la lengua de Riofrío es paradójicamente la que presenta una ELA más alta y un frente más bajo. Ello se debe a que la mayor parte de la superficie glaciar se desarrolló sobre las altas y extensas cabeceras del valle de Riofrío, mientras que las lenguas que derramaban desde este campo de hielo pronto perdían volumen. Como conclusión, elementos como la topografía previa o la abundancia de áreas de acumulación -circos- son más importantes a la hora de ofrecer variaciones en la ELA local que los supuestos contrastes climáticos entre la cara N y S del macizo de Fuentes Carrionas. Ello nos lleva a concluir que dichos contrastes eran menos acusados que los existentes en la actualidad, sobre todo en lo que a precipitaciones se refiere. La circulación del frente polar más al S que en la actualidad, con un ángulo de incidencia S-SW más frecuente, hipótesis defendida por varios autores (Ruddiman y McIntyre 1981, Florineth y Schluchter 2000), puede ser la causa de esta situación.

5.5.3. La fase de Retroceso I

Esta fase se define por dos características:

- Un retroceso de los frentes glaciares limitado, que sin embargo coexiste con una considerable disminución en los espesores de hielo.
- Una estabilidad mayor que la fase de UMG, con la creación de complejos morrénicos frontales

extensos, testigos de una fase prolongada en el tiempo y muy pulsante.

En esta fase se construyen los complejos morrénicos frontales de Cardaño, con tres morrenas frontales claras, Pineda, con siete morrenas frontales (Pellitero 2008b) y Vega Naranco, donde se han identificado hasta 10 morrenas frontales correspondientes a otras tantas pulsaciones dentro de esta fase (Pellitero 2011). En el valle de Riofrío solamente una terraza de kame ha sido identificada como originada en esta fase, mientras que en la transfluencia de la Viña existen varias morrenas frontales que marcan pulsaciones dentro de esta fase y pulsaciones de transición entre las fases de Retroceso I y II. Cabe la posibilidad de una erosión torrencial postglaciar de morrenas frontales más bajas en este valle. Por último el valle de Lechada presenta unos retazos morrénicos frontales mucho menos claros que en casos anteriores. Para la reconstrucción de espesores hemos contado en primer lugar con morrenas laterales bien conservadas como las del Ves, Reñuela, la de Cardaño de Abajo o la del valle de Peñas Malas, en el glaciar de Concejo. También la existencia de artesas encajadas dentro de artesas más amplias, como ocurre en Vega de Cantos o el valle de Cardaño entre Cardaño de Arriba y las Lomas han ayudado a reconstruir el espesor de los glaciares durante esta segunda fase.

En cuanto a la dinámica glaciar ésta cambia muy poco en las áreas de cabecera, con simplemente una disminución en el espesor de hielo, aunque suponemos que el domo de Tres Provincias siga activo. Tal disminución en espesores tendrá una consecuencia diferenciada que vamos a intentar explicar de manera concatenada. Al no ocupar por completo las áreas glaciadas previamente, los glaciares durante esta fase pasan a depositar voluminosas morrenas laterales como las del Ves o Reñuela. También desaparecen algunas difluencias y transfluencias glaciares, como la del glaciar de Riofrío hacia Prado Hernando o la de este mismo glaciar con el de Pineda a través del sector de Los Pozos, creándose aquí un lago de obturación morrénica. Al final de la fase ocurre también la desconexión de los glaciares de Lechada y Naranco a través del Boquerón de Bobias. Algunos valles y circos orientados hacia cuadrantes poco favorables para el glaciario aparecen casi completamente deglaciados en esta fase, como el de Arrilla en el valle de Cardaño o los glaciares de orientación S del Espigüete y Curavacas (Mapa 5.13).

Otra consecuencia presumible del menor espesor general del hielo sería la activación de procesos paraglaciaros (deslizamientos, desprendimientos, activación de taludes de derrubios, flujos de derrubios, erosión torrencial de los débiles mantos de till ...) cuya consecuencia sería una mayor

alimentación de sedimentos al glaciar. Éstos, protegidos por dichos sedimentos de la fusión habrían descendido hasta alcanzar unos frentes muy cercanos a los del máximo, a la vez que habrían alimentado los voluminosos complejos morrénicos citados.

Los espesores de hielo para esta fase son sustancialmente inferiores a los de la fase anterior (Tabla 5.13). Solamente en la Vega de Cantos, donde aún confluyen los glaciares del Carrión, Ves, Curavacas, Hoyo Desconocido y Reñuela, se llega a los 200 metros de espesor mínimo. Como en la fase anterior el glaciar de Cardaño sigue aprovechándose del aporte de hielo desde el Espigüete para mantener su volumen en su trayecto a través del boquete cataclinal del Espigüete-Peña del Tejo. Por su parte los glaciares de Lechada y Naranco mantienen espesores modestos, mientras que el glaciar de Riofrío envía la mayoría de su hielo hacia Riofrío y Vega la Canal, con un aporte muy limitado ya hacia la Viña (el frente glaciar para este momento estaba a apenas 700 metros de la transfluencia).

Tabla 5.13 *Espesores de hielo en localizaciones del glaciar de Fuentes Carrionas y glaciar de Valdenievas en la fase de Retroceso I.*

GLACIAR	LUGAR	ALTITUD FONDO	ALTITUD GLACIAR	ESPESOR MÍNIMO
Naranco	Cubil del Can NW	1703	1747	44
Naranco	Vega Naranco	1533	1562	29
Lechada	Boquerón de Bobias	1839	1870	31
Lechada	Confluencia Hoya Santiaguín	1670	1764	94
Lechada	Confluencia Lechada-Concejo	1527	1594	67
Lechada	La Calar	1350	Deglaciada	
Cubil del Can NE	Circo Cubil del Can NE	1933	1976	43
Riofrío	Transfluencia los Altares	2039	2060	21
Riofrío	Valle Riofrío	1812	1911	99
Riofrío	Transfluencia Vega la Canal	1715	1775	60
Riofrío	Transfluencia Riofrío	1553	1621	68
Riofrío	Transfluencia la Viña	1742	1778	36
Carrión	Fuentes Carrionas	1735	1850	115
Carrión	Reñuela	1595	1690	95
Carrión	Pozo Curavacas	1786	1904	118
Carrión	El Ves	1719	1760	41
Carrión	Vega de Cantos	1503	1705	202
Carrión	Vega de Correcaballos	1473	1523	50
Carrión	Santa Marina	1427	1475	48
Cardaño	Pozo las Lomas	2052	2160	108
Cardaño	Confluencia Lomas-Cuartas- Hontanillas	1622	1725	103
Cardaño	Valle de Valcabe	1623	1700	77
Cardaño	Cardaño de Arriba	1418	1572	154
Cardaño	Cascada de Mazobre	1606	1700	94
Cardaño	Confluencia Mazobre-Cardaño	1342	1488	146
Cardaño	Puente Agudín	1308	1428	120
Valdenievas	Confluencia Valdenievas-Hormigales	1566	Deglaciada	

Los límites frontales reculan apenas entre 1000 y 1400 metros en el caso del glaciar del Carrión y Lechada, y alrededor de 500 metros en los glaciares de Cardaño, Riofrío y Naranco, que guarda el mejor registro sedimentario para las dos fases explicadas. El resultado es una MELA prácticamente idéntica e incluso algunos metros inferior a la del UMG, ya que el valor es de 1747 metros mediante AAR y 1807 metros mediante AABR (1.5 de balance de masas).

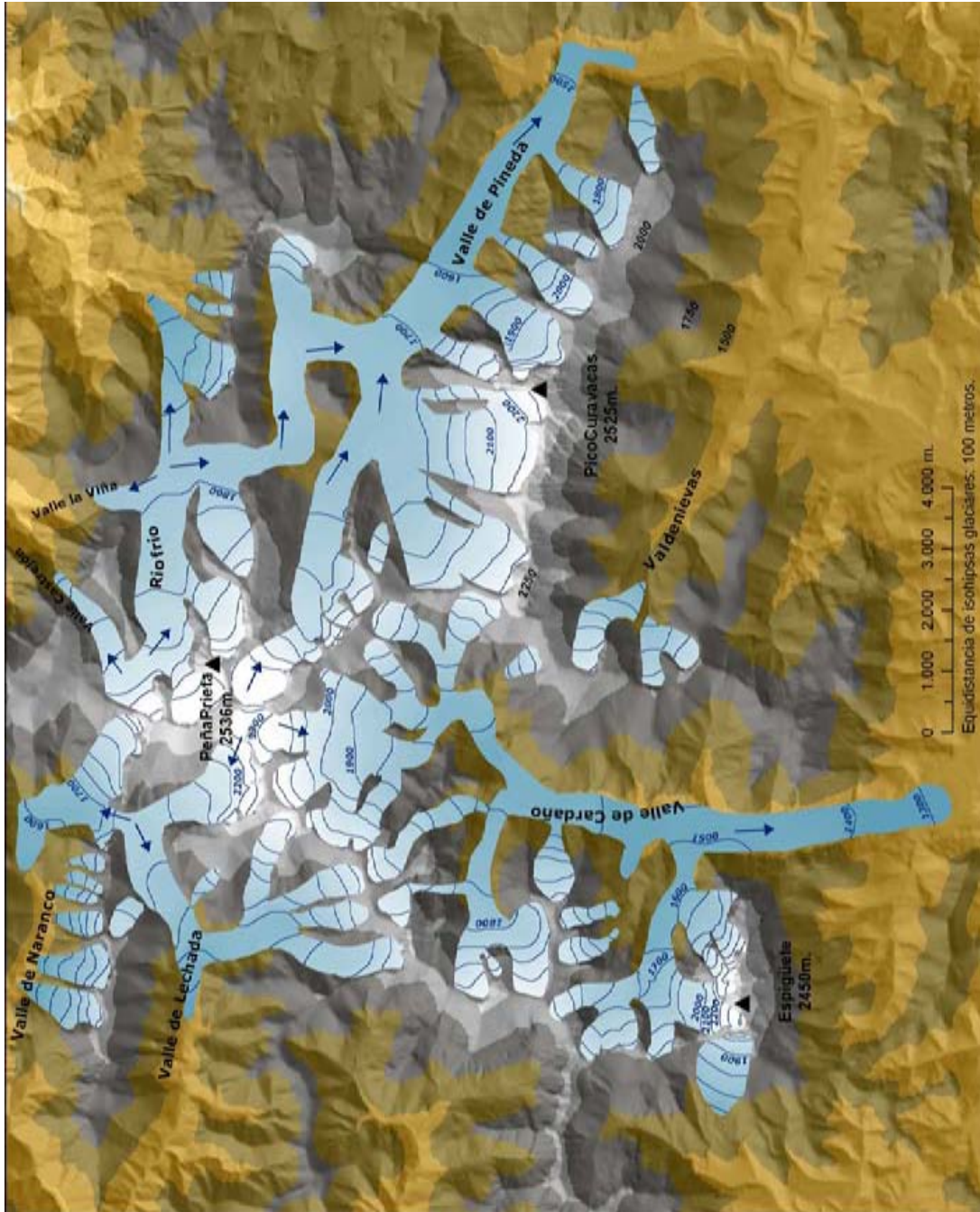
Tabla 5.14 Valores de la ELA durante la fase de Retroceso I en los distintos macizos glaciados cercanos a Fuentes Carrionas, los valores con asterisco (*) son idénticos a los del UMG, ya que no se ofrece otro valor o se interpretan ambas fases como pulsaciones del UMG.

Macizo	MELA (m.)	Método	Cita
Fuentes Carrionas	1747 +20/-22	AAR	Presente trabajo
Fuentes Carrionas	1807/1802	AABR	Presente trabajo
Picos de Europa (Macizo Central)	1736	AAR	Serrano et al. (2011a)
Picos de Europa (Macizo Oriental)	1747	AAR	Serrano et al. (2011a)
Cebolleda	1640	AAR	Serrano et al. (2012)
Alto Campoo	1775?	AAR	Serrano et al. (2012)
Montaña pasiega	1190*	AAR	Serrano et al. (2012)
Alto Curueño	1600-1700*	Altitud mínima circos glaciares	González Gutiérrez (2002a)
Valgrande-Ubiña-Somiedo-Villabandín	—	—	—
Alto Nalón	1550*	Lichteneker	Jiménez (1996)
Alto Sil	1528±17	AABR/AAR	Santos (2010)
Ancares	1350*	Varios	Valcárcel y Pérez Alberti (2002)
Sanabria	1687	AAR	Cotown et al. (2009)

Esta misma fase de retroceso estable muy cercana al UMG ha sido identificada en Picos de Europa (Serrano et al. 2011), quien afirma que las condiciones térmicas debieron ser muy similares, ya que la variación en la ELA se encuentra dentro del límite de error de cálculo de la misma mediante AAR, dándose la particularidad de la misma ELA para el Macizo Oriental que para Fuentes Carrionas. La misma situación ocurre en Cebolleda, una ELA media prácticamente idéntica a la fase anterior o incluso algo inferior. En Alto Campoo ha sido identificada una fase de equilibrio con ELA a 1770 metros, unos 70 metros por encima de la fase anterior, aunque no podemos correlacionar con esta fase con la de Retroceso I. En la Montaña Pasiega esta fase está ausente, o posiblemente sea simplemente una o varias de las pulsaciones del UMG. Más al W esta fase no ha sido identificada en las montañas leonesas, donde, por otra parte, existen todavía muchos interrogantes sobre la evolución glaciaria, ni en los trabajos de la vertiente septentrional, aunque se alude una vez más a pulsaciones en la fase de máximo (Jiménez 1996). Solamente en Ancares, en concreto en los valles de Suárbol y Balouta (Pérez Alberti y Valcárcel 1998 y Valcárcel y Pérez Alberti 2002) ha sido identificada una fase de estabilización post-máximo con frentes 200 metros por encima del UMG,

pero sin que conozcamos la situación de la ELA. Por último, aunque no ha sido identificada en los trabajos de Rodríguez Rodríguez (2011) y Cotown et al. (2009), es evidente que esta fase puede correlacionarse con alguna de las pulsaciones de retroceso post-máximo registradas en el entorno del Lago de Sanabria.

El análisis de las ELAs por glaciares confirma la hipótesis propuesta para explicar el hecho de que los valores de equilibrio glaciar sean más bajos que en el UMG. Cabe destacar el caso de los paleoglaciares de Cardaño y Lechada-Naranco, que son los que poseen una ratio perímetro-área mayor (0.0044 metros por metro cuadrado frente a 0.0038 y 0.0034 de Riofrío y Carrión respectivamente), lo cual indica que poseían mayor contacto con las laderas, en los que por tanto la cantidad de sedimento transportado sería también mayor. El resultado es que el desarrollo longitudinal de ambos valles es mucho mayor al que climáticamente les correspondía. En el caso de los glaciares de Riofrío y Carrión ambos presentan ELAs casi idénticas a la de la fase anterior. Las diferencias entre ambos glaciares han de tomarse con cautela, ya que una buena parte del hielo de Riofrío todavía fluía hacia el glaciar del Carrión a través de Reñuela. Por último los datos de los glaciares más pequeños, en principio los más sensibles a los cambios ambientales, sí ofrecen datos reveladores: mientras que la situación en los glaciares de Oropiñas es prácticamente idéntica a la del UMG, los glaciares con orientaciones menos favorables, los situados al S del Espigüete y Curavacas, desaparecen, instalándose condiciones periglaciares que llevan a la creación de glaciares rocosos como el de Curruquilla S. El glaciar de Espigüete W también sufre un retroceso considerable, con un ascenso de la ELA de 140 metros.



Mapa 5.13: Extensión de los glaciares durante la fase de Retroceso I.

5.5.4. La fase de Retroceso II

Esta fase está caracterizada por un retroceso acusado de los frentes glaciares. Como puede apreciarse en el cuadro 5.5, la mayoría de los valles se encuentran deglaciados, y los espesores son siempre escasos dentro de los valles. La mayoría de los glaciares de Fuentes Carrionas pasan a desaparecer de los colectores principales (valles de Riofrío, Pineda, Cardaño, Lechada y Naranco) para quedar acantonados en los valles tributarios, en forma de pequeños glaciares de valle con unos pocos kilómetros de longitud (Mapa 5.14). Altitudinalmente la mayoría de los frentes se sitúan entre los 1600 y 1700 metros de altitud. Una consecuencia es que transfluencias, difluencias y confluencias prácticamente desaparecen: los glaciares dejan de transferirse hielo y responderán a los cambios climáticos de manera individualizada, en función de su propia topografía y orientación. El domo de Tres Provincias también ha desaparecido en esta fase. Otra consecuencia es el cambio de una situación anterior de erosión glaciar dominante en los valles, con los glaciares como cintas transportadoras que exportaban el material arrancado desde las cabeceras hasta sectores alejados de las mismas, a otra en la que los glaciares depositarán sedimentos glaciares y yuxtaglaciares (morrenas, mantos de till, terrazas fluvio-glaciares) en el interior de los valles. Ello va a conllevar la interrupción generalizada de la dinámica hidrológica preglaciar, y por tanto la posterior formación de numerosos lagos, muchos de ellos hoy colmatados.

Por otro lado esta fase es fuertemente pulsante. El glaciar de Naranco, ya desaparecida la transfluencia de Bobias pasa de poseer un frente que desciende hasta Vega Naranco a quedar acantonado a 1700 metros de altitud, por encima de la artesa que él mismo labró en fases anteriores. El glaciar de Lechada deposita dos complejos morrénicos frontales diferentes a 1660 y 1850 metros de altitud, separados ambos más de 1 kilómetro. El glaciar de Riofrío y el de Campollo se encuentran separados en esta fase, y el primero deposita también tres sistemas morrénicos durante tres pulsaciones, el primero que todavía ocupa parcialmente las transfluencias de la viña y Vega la Canal, alrededor de los 1700 metros, y los dos siguientes limitados al valle de Riofrío, a 1790 y 1820 metros de altitud. En el valle de Cardaño distintas morrenas frontales y laterales nos relatan el proceso de separación de las lenguas de hielo de Lomas, Cuartas y Hontanillas, unidas al inicio de esta fase. En el valle del Carrión no es posible distinguir estas pulsaciones, aunque esta fase sí está bien representada por morrenas frontales y laterales. El valle de Valdenievas solamente presenta glaciares acantonados en los tres circos de cabecera, situación similar a la del glaciar de

5.5. LA EVOLUCIÓN GLACIAR EN FUENTES CARRIONAS

Espigüete W, un pequeño glaciar adosado a la pared de este pico. Por tanto, si bien nos hemos ceñido a un modelo de cuatro fases, la cantidad de depósitos y formas de acumulación nos indican una historia de avances y retrocesos glaciares muy compleja para esta fase.

Tabla 5.15 *Espesores de hielo en localizaciones del glaciar de Fuentes Carrionas y glaciar de Valdenievas en la fase de Retroceso II.*

GLACIAR	LUGAR	ALTITUD FONDO	ALTITUD GLACIAR	ESPESOR MÍNIMO
Naranco	Cubil del Can NW	1703	Frente glaciar	
Naranco	Vega Naranco	1533	Deglaciada	
Lechada	Boquerón de Bobias	1839	Deglaciada	
Lechada	Confluencia Hoya Santiaguín	1670	Frente glaciar	
Lechada	Confluencia Lechada-Concejo	1527	Deglaciada	
Lechada	La Calar	1350	Deglaciada	
Cubil del Can NE	Circo Cubil del Can NE	1933	Frente glaciar	
Riofrío	Transfluencia los Altares	2039	2060	21
Riofrío	Valle Riofrío	1812	1856	44
Riofrío	Transfluencia Vega la Canal	1715	Frente glaciar	60
Riofrío	Transfluencia Riofrío	1553	Deglaciada	
Riofrío	Transfluencia la Viña	1742	Frente glaciar	
Carrión	Fuentes Carrionas	1735	1750	15
Carrión	Reñuela	1595	Deglaciada	
Carrión	Pozo Curavacas	1786	Frente glaciar	
Carrión	El Ves	1719	Frente glaciar	
Carrión	Vega de Cantos	1503	Deglaciada	
Carrión	Vega de Correcaballos	1473	Deglaciada	
Carrión	Santa Marina	1427	Deglaciada	
Cardaño	Pozo las Lomas	2052	2108	56
Cardaño	Confluencia Lomas-Cuertas-Hontanillas	1622	Frente glaciar	
Cardaño	Valle de Valcabe	1623	1644	
Cardaño	Cardaño de Arriba	1418	Deglaciada	
Cardaño	Cascada de Mazobre	1606	Deglaciada	
Cardaño	Confluencia Mazobre-Cardaño	1342	Deglaciada	
Cardaño	Puente Agudín	1308	Deglaciada	
Valdenievas	Confluencia Valdenievas-Hormigales	1566	Deglaciada	

La comparación de la MELA, calculada a partir de todas las superficies glaciadas del macizo, con

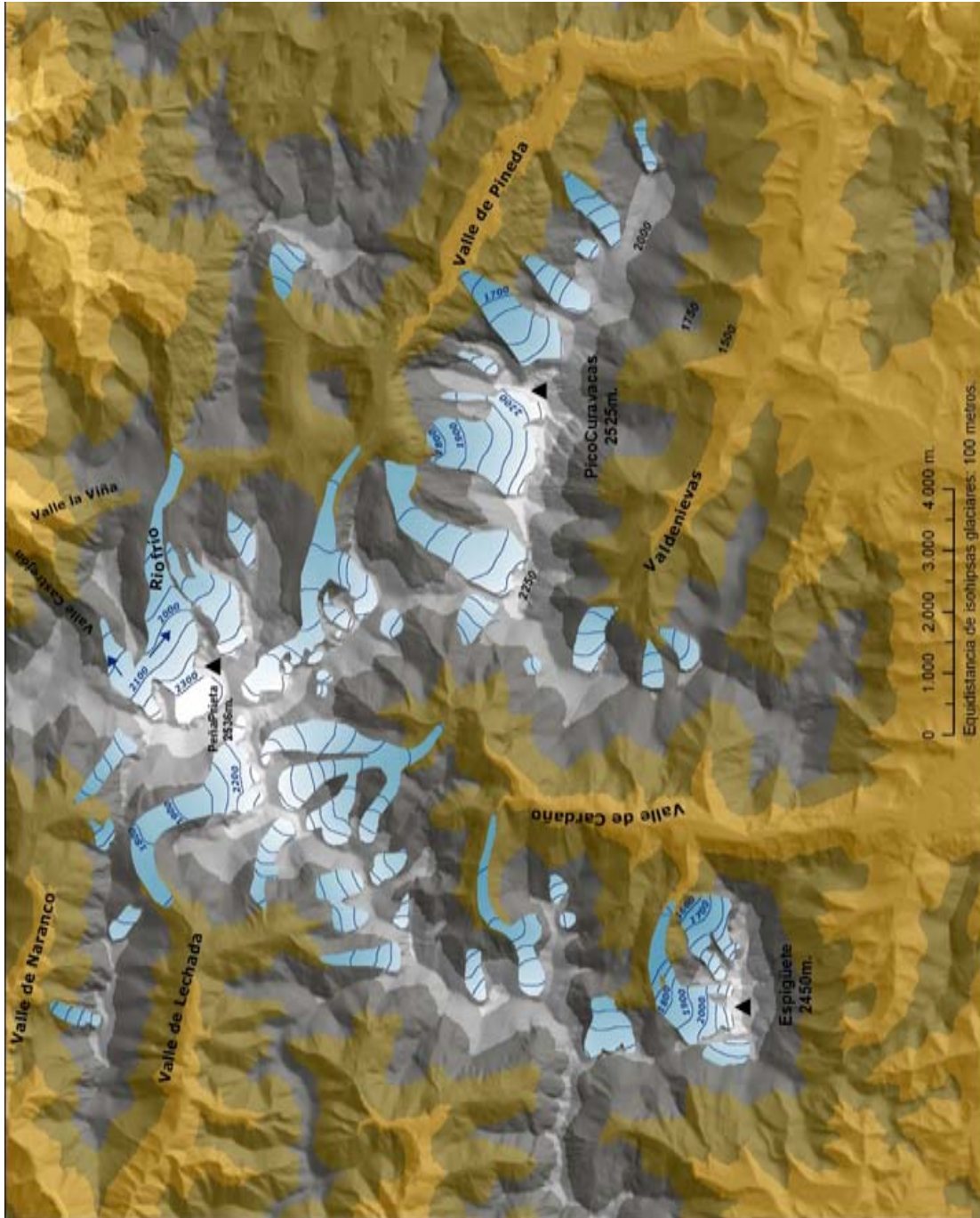
lo ocurrido en otros macizos no ofrece demasiadas dudas: nos encontramos ante una fase bastante generalizada dentro de la Cordillera Cantábrica, con la característica común de individualización de lenguas y el depósito de morrenas en el interior de los valles. Aunque no disponemos de datos de la ELA para los Picos de Europa, esta fase sí es citada por González Trueba (2006a) y Serrano et al. (2011a y 2012). Los glaciares del Sil, Ancares y Montaña Pasiega presentan para esta fase una ELA notablemente más baja que los demás casos estudiados, lo que confirma la persistencia del gradiente de glaciario en dirección NW-SE (Tabla 5.16).

Tabla 5.16 Valores de la ELA durante la fase de Retroceso II en los distintos macizos glaciados cercanos a Fuentes Carrionas, los valores con asterisco han sido calculados personalmente a partir de los datos ofrecidos por la cita, siguiendo el método Höfer (ver Serrano y González Trueba 2004).

Macizo	MELA (m.)	Método	Cita
Fuentes Carrionas	1880 +23/-28	AAR	Presente trabajo
Fuentes Carrionas	1932/1928	AABR	Presente trabajo
Picos de Europa (Macizo Central)	—		
Picos de Europa (Macizo Oriental)	—		
Cebolleda	1700	AAR	Serrano et al. (2012)
Alto Campoo	1775?	AAR	Serrano et al. (2012)
Montaña pasiega	1310	AAR	Serrano et al. (2012)
Alto Curueño	1800*	Höfer	González Gutiérrez (2002a)
Valgrande-Ubiña-Somiedo-Villabandín	—	—	—
Alto Nalón	1790*	Höfer	Jiménez (1996)
Alto Sil	1608	AABR/AAR	Santos (2010)
Ancares	1500	Varios	Valcárcel y Pérez Alberti (2002)
Sanabria	1775*	Höfer	Cotown et al. (2009)

La altitud de las ELAS locales asciende entre 100 y 150 metros con respecto a la fase anterior. En este caso las ELAs son ya diferenciadas para cada glaciar, ya que éstos no están conectados, sin embargo el comportamiento relativo a la fase de Retroceso I es muy parecido en todos los valles. Solamente el glaciar de Riofrío, que recorre las áreas de mayor altitud del macizo posee una ELA diferencial más alta, pero es una vez más un efecto topográfico. También es de destacar el ascenso en el glaciar de Espigüete W, que como vimos anteriormente, era especialmente sensible

a los cambios climáticos.



Mapa 5.14: Extensión del glaciario durante la fase de Retroceso II.

5.5.5. La Fase de Altura

Es la última fase fría con desarrollo de glaciares en Fuentes Carrionas. Se caracteriza por un glaciario marginal con glaciares de circo que en ningún caso llegan a desarrollar una lengua que sobrepase los límites del propio circo. Por otro lado la orientación de los glaciares es claramente preferente hacia el primer cuadrante, lo que indica unas condiciones límite en la que la menor insolación en cara N y la sobreacumulación nival en cara E pasan a ser factores decisivos en la formación de los glaciares (Figura 5.210). Es también una etapa de gran desarrollo de glaciares rocosos, éstos casi en cualquier orientación, lo que indica la existencia de un piso periglacial desarrollado. Así en la cara N existen glaciares por debajo de 1900 metros, pero la cara S aparece completamente deglaciada. Las laderas orientadas al E poseen glaciares por encima de los 2000 metros, formados gracias a la sobreacumulación nival en esta cara. Las caras NW y SE solamente presentan glaciares por encima de 2200 metros.

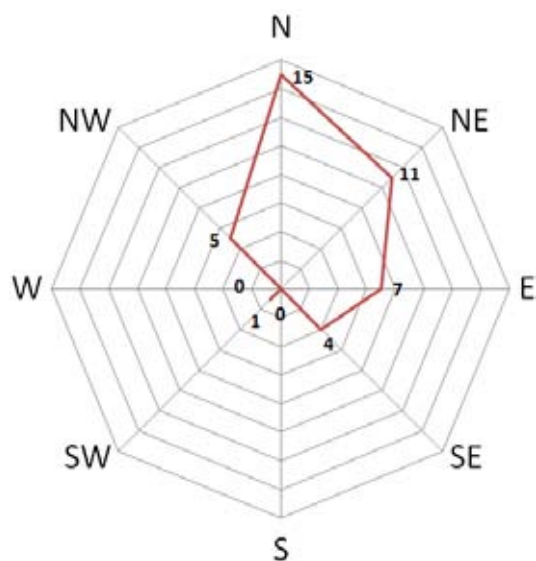


Figura 5.210: Orientación de los glaciares durante la Fase de Altura.

En un ambiente marginal para el glaciario son obviamente los picos más altos los que conservaron un glaciario más extenso. Así las caras N del Curavacas y Espigüete, los circos de los Altares, Campollo, Fuentes Carrionas, Lomas y Hoyos de Vargas mantienen glaciares de alrededor de 1 kilómetro de longitud, entre los que destaca el de los Altares, el más extenso en esta fase. Fuera de estas áreas con cimas por encima de 2400 metros los glaciares son de un tamaño mínimo, adosados a las paredes de los circos, depositando morrenas al pie de los circos que en muchas

ocasiones han originado lagos glaciares como el de Pozo Oscuro o el de Hoyo Muerto.

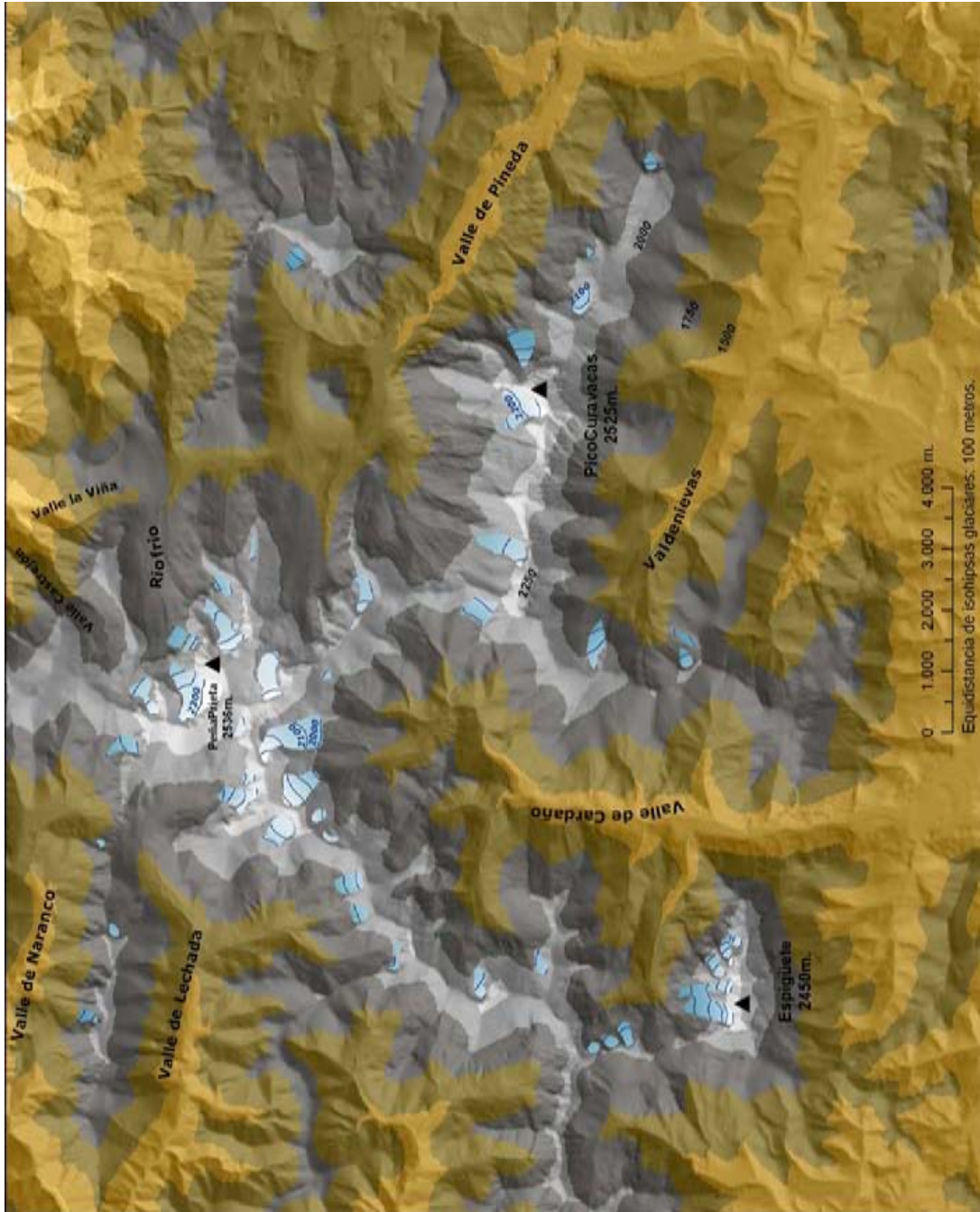
En los circos más altos puede identificarse una pulsación de retroceso aún más marginal, con glaciares de circo mínimos adosados a las paredes más altas y mejor orientadas. Estas últimas áreas glaciadas de Fuentes Carrionas estarían acantonadas en los circos de los Altares, Hoyo Empedrado, Cubil del Can, las Lomas, Cuartas, Hoyos de Vargas, el Ves, Curavacas y Espigüete N. Constituyen retazos glaciares acantonados en situaciones favorables en un macizo que ya carece de piso glacionival. Es posible por tanto distinguir dos subfases dentro de esta Fase de Altura.

Esta segunda subfase tiene sus frentes glaciares entre 2100 y 2200 metros de altitud, con una ELA alrededor de 2250 metros de altitud, siempre en orientación N. En esta fase los circos albergaban tanto glaciares como glaciares rocosos, de hecho en algunos casos ambos elementos están en estrecha relación, como en el circo de Hoyos de Vargas, donde a partir de hielo glaciado se formó un glaciar rocoso.

El ascenso de la MELA es de unos 150 metros con respecto a la fase de Retroceso II. Todavía existen en Fuentes Carrionas amplias extensiones por encima de dicha MELA, lo que permite que esta fase esté bien representada en este macizo. Algo parecido ocurre en Picos de Europa, con una ELA alta pero suficiente para mantener extensas áreas glaciadas, en especial en el Macizo Central (González Trueba 2007). Esa situación no se cumple en otros macizos glaciados de la Cordillera Cantábrica, que quedan para esta fase por debajo de la línea de equilibrio glaciario, por lo que aparecen deglaciados (Tabla 5.17). Es lo que ocurre en la Montaña Pasiega o en Alto Campoo, deglaciados en esta fase. En el Alto Curueño solamente se mantienen dos pequeños glaciares de circo al pie de los picos más altos, mientras que en el Alto Nalón Jiménez (1996) cita una fase de glaciares rocosos en la que no descarta la existencia de glaciares al pie de los circos más altos. Para el Alto Sil y Ancares la ELA asciende unos 200 metros, pero todavía es lo suficientemente baja para el desarrollo de glaciares de circo e incluso glaciares de valle en el caso del Alto Sil. Sin embargo es posible que la correlación de fases sea diferente en el caso del Alto Sil, y que esta fase de equilibrio no corresponda cronológicamente con los demás macizos, donde esta fase ha sido datada en 14.000-11.000 años B.P., mientras que Santos (2010) sitúa esta fase entre 16.000 y 13.000 años B.P. En Sanabria solamente se mantienen glaciares de circo al pie de Peña Trevinca.

Tabla 5.17 Valores de la ELA durante la Fase de Altura en los distintos macizos glaciados cercanos a Fuentes Carrionas. Los valores con asterisco han sido calculados personalmente a partir de los datos ofrecidos por la cita, siguiendo el método Höfer (ver Serrano y González Trueba 2004).

Macizo	MELA (m.)	Método	Cita
Fuentes Carrionas	2033 +19/-21	AAR	Presente trabajo
Fuentes Carrionas	2073/2077	AABR	Presente trabajo
Picos de Europa (Macizo Central)	2132	AAR	Serrano et al. (2011a)
Picos de Europa (Macizo Oriental)	2055	AAR	Serrano et al. (2012)
Cebolleda	1785	AAR	Serrano et al. (2012)
Alto Campoo	Deglaciado		Serrano et al. (2012)
Montaña pasiega	Deglaciado		Serrano et al. (2012)
Alto Curueño	1972*	Höfer	González Gutiérrez 2002a
Valgrande-Ubiña-Somiedo-Villabandín	—	—	—
Alto Nalón	Glaciares rocosos		Jiménez (1996)
Alto Sil	1750	AABR/AAR	Santos (2010)
Ancares	1700	Varios	Valcárcel y Pérez Alberti (2002)
Sanabria	1900*	Höfer	Cotown et al. (2009)



Mapa 5.15: Extensión del glaciario durante la fase de Retroceso II.

5.6. La problemática datación del Glaciarismo en la Cordillera Cantábrica y la Península Ibérica

La datación de las formas y procesos, en especial los glaciares, es esencial para relacionar estos hechos con los ocurridos en otros macizos, así como para crear un marco climático y geomorfológico general, útil para otro tipo de estudios como los paleobotánicos, paleozoológicos o arqueológicos. La disponibilidad de elementos datables mediante los métodos existentes y las limitaciones económicas han ocasionado que solamente realizásemos dataciones en dos valles, el de Río Chico, afluente del Cardaño, y el de Vega Naranco (Tabla 5.18). En el Apartado de metodología se han explicado los métodos de datación y cómo se escogieron los lugares por su significación morfoestratigráfica.

Tabla 5.18 *Dataciones realizadas en Fuentes Carrionas para este trabajo.*

**Las dataciones C14 han sido calibradas mediante la curva de Reimer et al. (2009).*

Muestra	Lugar	Altitud (m)	Método	Medio geomorfológico	Material	Edad bruta (C14 a. B.P.)	Error ±	Edad calibrada (años B.P.)*
C-L1	Lago de Cardaño de Abajo	1344	C14 AMS	Paleolago	Ritmitas	6831	50	5750-5660
C-L2	Lago de Cardaño de Abajo	1322	C14 AMS	Paleolago	Ritmitas	14275	49	15570-15240
N-L1	Vega Naranco	1533	C14 AMS	Paleolago	Ritmitas	15614	21	16900-16740
N-L2	Vega Naranco	1535,5	C14 AMS	Paleolago	Ritmitas	25591	23	28630-28330
M-1	Vega Naranco	1463	OSL	Morrena	Arenas			36028±2350

Los resultados han sido en ocasiones poco concluyentes para la reconstrucción paleoambiental, como en el caso del paleolago de Cardaño de Abajo, en el que las dataciones fueron más recientes de lo esperado, hecho que interpretamos por no haber llegado a datar el fondo del lago. La única conclusión obtenida de esta datación es la existencia de un lago hasta por lo menos los 5660 años B.P. Sin embargo las dataciones de Vega Naranco, a pesar de los problemas comentados con la datación inversa, sí ofrecen fechas para al menos dos fases glaciares.

El Último Máximo Glaciar para Fuentes Carrionas puede situarse en los **36028±2350 años B.P.**, edad de la morrena frontolateral de Vega Naranco. Esta edad es comparable a otras data-

ciones de la máxima extensión glaciaria en la Cordillera Cantábrica y Pirineos. En Picos de Europa el máximo glaciario es anterior a 35.283 ± 440 cal. a. B.P. en el Dujé (Serrano et al. 2011a), mientras que en el Macizo Occidental las dataciones llevadas a cabo por Moreno et al. (2009) muestran un máximo glaciario alrededor de 40.000 B.P. Jiménez y Farias (2002) obtienen una edad de 29.000 años en un valle lateral cerrado por una morrena en Redes, remarcando que se trata de una fecha mínima y que el máximo glaciario puede corresponderse con una fase anterior. En el valle de Trueba (Montaña Pasiega) una turbera alojada al interior de las morrenas externas ha sido datada anterior a 29.149-28.572 cal a. BP (Serrano et al. 2012), por lo que el máximo ha de ser previo a esa fecha.

González Díez et al. (1996) establecen una edad máxima para el UMG en Cantabria de 33.000 años a partir de la datación de deslizamientos que no han afectado a formas glaciares, aunque en este caso la relación entre los deslizamientos y las formas glaciares es dudosa a la luz de los datos ofrecidos por el citado trabajo. Valcárcel y Pérez Alberti (2002) consideran que el máximo glaciario se situaría antes de los 30.000 años BP en el noroeste ibérico, a partir de la datación de depósitos periglaciares costeros. Jalut et al. (2010) data el UMG en el Alto Sil entre 60.000 y 35.000 años BP, ofreciendo la fecha de 44.000 años BP como la más posible. Por último Rodríguez Rodríguez et al. (2011) data el UMG en Sanabria antes de 25,6 ka. B.P. Todas las dataciones realizadas en la Cordillera Cantábrica y su entorno señalan el período de máxima extensión de los glaciares en MIS3, adelantado al máximo glaciario Pleistoceno (LGM) del norte y noroeste de Europa, hecho ya apuntado en Pirineos y otras montañas mediterráneas por Hughes y Woodward (2008), Lewis et al. (2009) y García Ruiz et al. (2003 y 2010b), y confirmado mediante diferentes métodos por Moreno et al. (2010). Por otro lado también existen dataciones del máximo avance durante el LGM (Pallás et al. 2007, Delmas et al. 2008) en Pirineos, que están siendo puestas en discusión, sobre todo porque las divergencias en cuanto a dataciones pueden deberse a distintos métodos (García Ruiz et al. 2010, Delmas et al. 2011). En este sentido la datación en la que nos apoyamos constituye la primera mediante OSL en la Cordillera Cantábrica, y a pesar de usar un método distinto avala los resultados ofrecidos por el Carbono 14 en otros macizos del NW ibérico.

Otras evidencias de fases frías en Europa señalan avances de los casquetes polares en el norte de Europa durante el MIS 3, MIS 4 y MIS 5, entre 100 y 60-59 ka. B.P. (Svendsen et al. 2004), acordes con las fases de aguas frías del margen Ibérico entre 60 y 65 ka. BP (Martrat et al. 2007). Entre los 65 Ka. B.P. y el LGM noreuropeo se han contabilizado seis fases de aguas frías (Eventos

Heinrich), una de las cuáles, la fase 4, se sitúa entre 39-40 Ka. B.P. Serían estos periodos de aguas oceánicas frías, que aportarían masas de aire frías y parcialmente húmedas desde el N y NW, así como masas menos frías pero más húmedas del SW, favorables al aporte de una intensa innivación con anterioridad al LGM, haciendo de este el avance glaciario más extenso del Pleistoceno reciente en la Montaña Cantábrica.

Las fases de Retroceso I y II han sido generalmente propuestas como una sola fase de retroceso dentro de los trabajos sobre evolución glaciario en la Cordillera Cantábrica. Nuestras dataciones no consiguen aclarar la situación cronoestratigráfica de estas fases. La datación del paleolago de Vega Naranco ofrece una edad en la que la fase de Retroceso I, que originó el cierre morrénico de dicho lago ya ha finalizado, pero existe una situación de aporte de sedimentos al mismo. A falta de un estudio profundo de la sedimentología del lago, proponemos la edad mínima de **16900-16740 años B.P.** para la fase de Retroceso II, en la cual los frentes glaciares, muy cercanos al lago, lo abastecían de agua y sedimentos. Esta edad es próxima al LGM global, en especial al LGM datado profusamente en los Alpes (Ivy-Ochs et al. 2008). Por lo tanto la fase de Retroceso I se situaría entre los 18.000 y los 38.000 años B.P. Recordemos que se trata de una fase de equilibrio con multitud de pulsaciones, visibles en los complejos morrénicos frontales de casi todos los valles estudiados, por lo que es probable que fuese una fase prolongada en el tiempo. Los sedimentos marinos y sondeos en el hielo definen un MIS3 final menos frío que la crisis climática ocurrida alrededor del 38000 BP, pero con un patrón climático complejo caracterizado por los cambios climáticos abruptos entre los 38000 y 29000 años (Martrat 2007, Moreno et al. 2012), con una evolución a un ambiente más frío entre 29000 y 18000 años BP. La fase oscilante de Retroceso I bien podría corresponder a la crisis climática acontecida entre estos 29000 y 18000 años, lo cual coincide tanto en morfología (extensión parecida a UMG) como en fecha con lo propuesto por Serrano et al. (2011a) para Picos de Europa. La fase de Retroceso II se habría originado alrededor de esos 18.000 años BP. La única datación que existe de esta fase en Fuentes Carrionas es la de Menéndez y Florschütz (1963), que datan las turberas de Riofrío, formadas en un complejo de obturación de esta fase, anteriores a 10.210 BP, que ha de tomarse como una edad mínima, ya que a los problemas metodológicos de una datación de C-14 tan temprana hay que añadir que el sondeo no llegó al muro del depósito.

Como marco de comparación, la datación de la fase de equilibrio post-máximo en la Cordillera Cantábrica oscila entre varias cifras. Esta fase se ha datado en 20.600 años BP en Redes, (Jiménez

y Farias 2002) y 17.400 BP en la Sierra del Caurel (Pérez Alberti y Valcárcel 1998). Moreno et al. (2009) data entre 20000 y 18000 años BP una segunda fase de deglaciación en el lago Enol, en el macizo occidental de Picos de Europa. En el macizo central una tasa de material orgánico mínima ha sido encontrada en los sedimentos lacustres de Campo Mayor entre $21,400 \pm 110$ y $31,027 \pm 368$ años cal. B.P., proponiéndose como una fase de avance glaciar más próximo a la primera fecha (Serrano et al. 2011a). Todos ellos podrían estar datando una misma fase, que ocuparía no un momento sino un rango de 10.000 años *grosso modo*, en el cual los glaciares mantuvieron un frente en equilibrio próximo al del UMG.

Esta hipótesis nos obliga a aceptar otra: si, según los datos extraídos de sedimentos marinos, las aguas marinas fueron más frías entre los 29.000 y 18.000 años BP, pero la máxima extensión glaciar tuvo lugar alrededor del 40.000 BP, necesariamente tenemos que hablar de un ambiente ligeramente menos frío pero mucho más húmedo para esta primera fase, que, después de la mejora climática entre 38000 y 29000 BP, fue evolucionando a un entorno cada vez más frío pero también más seco en el NW ibérico. Esta hipótesis está de acuerdo con la propuesta de Valcárcel y Pérez Alberti (2002), y con las conclusiones de Allen et al. (1996), que indican déficit hídrico en el suelo entre el 20.000 y 15.000 BP.

Por último, la **Fase de Altura** no ha sido datada en Fuentes Carrionas, a pesar de que los resultados del paleolago de Cardaño de Abajo corresponden a fechas por encima y por debajo del evento que originó esta fase, que por otra parte es reconocido en multitud de trabajos, recibiendo el nombre general de Tardiglaciar, que ocurrió entre el 15.000 y el 10.000 BP (Serrat 1979 y Jalut et al. 1982). En Fuentes Carrionas esta fase se presenta como un avance glaciar con dos pulsaciones, la primera más fría, en las que una de las características principales es la formación de glaciares rocosos, hecho común con otras áreas aledañas (Menéndez 1994, Jiménez 1996, Frochoso y Castañón 1998, González 2002, Redondo 2002, Santos 2010, Pellitero et al. 2011). De estas dos fases la primera la podríamos relacionar con el **Dryas Antiguo (16.000 -13.000 BP)** y la segunda con el **Dryas reciente (11.000-10.000 BP)**, momento en que los Picos de Europa (González Trueba 2006a) y Fuentes Carrionas serían los únicos macizos glaciados de la Cordillera Cantábrica. El Tardiglaciar es un periodo de avances glaciares en Europa (Svendsen et al. 2004, Ehlers et al. 2006, Cossart et al. 2011), bien documentado en los estudios de sedimentos marinos (Vidal et al. 1997, McManus et al. 2004).

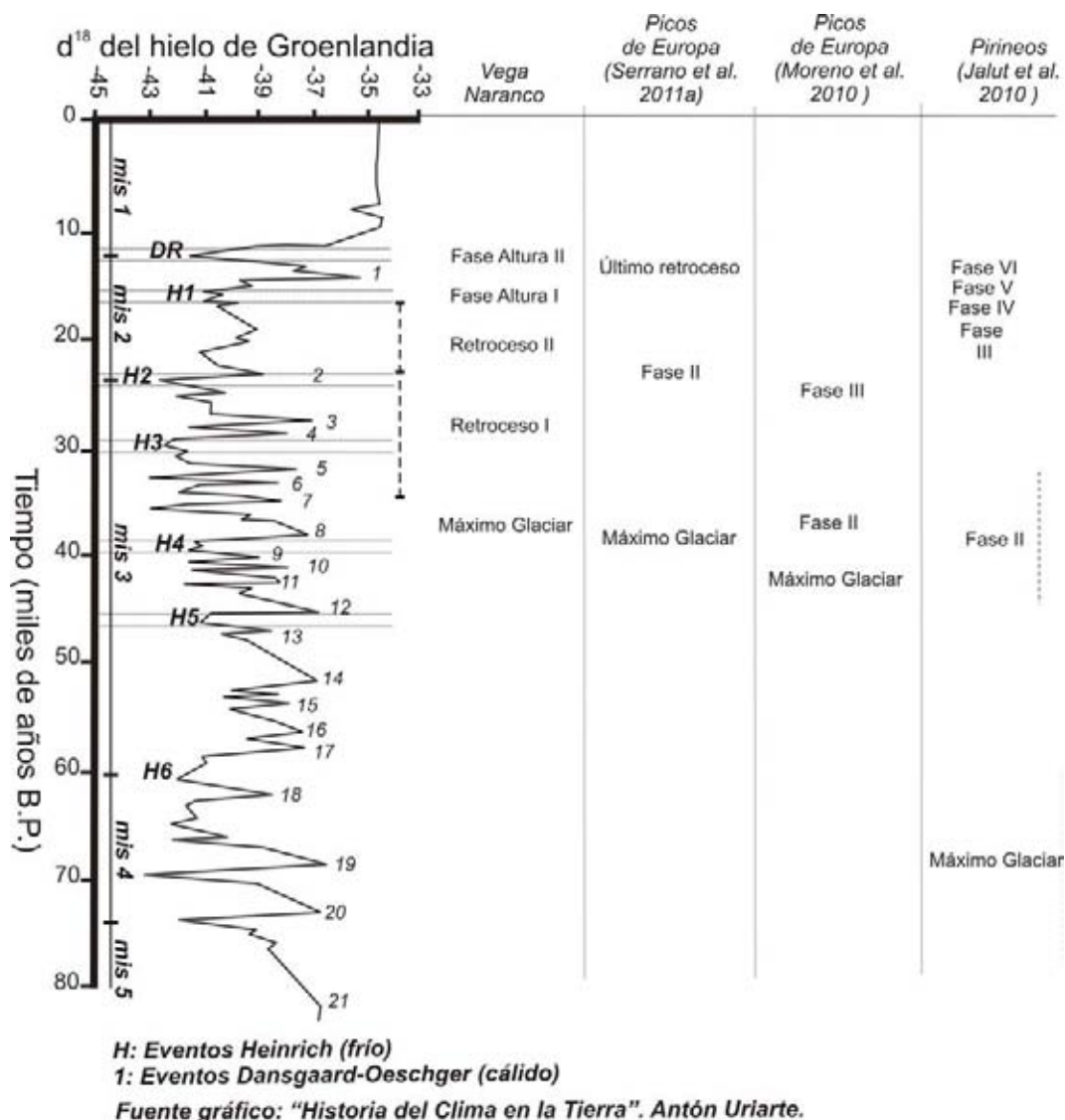


Figura 5.211: Correlación de la evolución glacial de Fuentes Carrionas con otros macizos representativos.

5.7. El paleoambiente durante la glaciación

A partir de los datos de ELAs, en especial a partir de la elevación de la misma desde el Último Máximo Glaciar, es posible proponer una hipótesis de evolución climática en Fuentes Carrionas. La conocida fórmula de Ohmura et al. (1992) permite poner en relación la precipitación anual con la temperatura media de los meses de verano (típicamente Junio, Julio y Agosto) en la ELA. El problema, anteriormente expuesto en la metodología, es el desconocimiento de ambos factores durante el Cuaternario, que en ocasiones se ha solucionado estimando que el único responsable de la variabilidad en la ELA es el cambio en las temperaturas (Hughes 2007). Este método choca con

la afirmación de un Último Máximo Glaciar más antiguo en la Península Ibérica que en los Alpes debido precisamente a una mayor precipitación relativa durante los 38.000 - 40.000 BP que los 18.000 - 20.000 años BP, el LGM alpino.

A partir de la fórmula comentada, y de los modelos de gradiente altitudinal expuestos en el capítulo sobre el clima, hemos determinado una MELA actual alrededor de los 3750 metros de altitud, donde existirían unas condiciones con 2380 mm de precipitación anual y una temperatura media estival alrededor de 5.11°C, con una temperatura media anual de -4.5°C (Tabla 5.19). Por tanto el ascenso de la MELA desde el Último Máximo Glaciar es de 2000 metros desde el UMG y la fase de Retroceso I, 1872 metros en la fase de Retroceso II y 1660 metros en la Fase de Altura (Tabla 5.20). Hay que tener en cuenta que la MELA es una estimación regional, por lo que pueden existir glaciares muy por debajo de esta línea, como de hecho ha ocurrido en Picos de Europa (González Trueba 2007).

Tabla 5.19 *Datos climáticos medios en Fuentes Carrionas, la MELA climática, calculada a partir de Ohmura et al. (1992) aparece destacada en negrita.*

Altitud	Precipitación anual	Temperatura meses estivales (°C)
1000	1024	16,11
1500	1271	14,11
2000	1519	12,11
2500	1766	10,11
2536	1784	9,96
3000	2013	8,11
3500	2507	6,11
3750	2383	5,11

Tabla 5.20 *Línea Media de Equilibrio Glaciar en Fuentes Carrionas (Montaña Palentina).*

M.E.L.A. Último Máximo Glaciar	1754
M.E.L.A. Retroceso I	1747
M.E.L.A. Retroceso II	1878
M.E.L.A. Fase de Altura	2090
M.E.L.A. Fase de Altura (II)	2250
M.E.L.A. climática actual	3750

Dicho ascenso de la ELA ha podido deberse tanto a un aumento de las temperaturas como a una disminución de las precipitaciones. Al desconocer ambas incógnitas para el Cuaternario, hemos propuesto dos escenarios de cambio climático diferente: uno en el que las precipitaciones son

idénticas para todas las fases estudiadas. Las variaciones en altitud de las ELAs las equiparamos a valores de cambio de temperatura estival utilizando el gradiente calculado para la Montaña Palentina de 0.4°C/100 metros (Tabla 5.21).

Tabla 5.21 Modelo paleoclimático suponiendo unas precipitaciones estables.

Fase	Nombre (referencia)	Edad antes del presente	Disminución T ^a verano (°C)	Var. precipitación
UMG	Evento Heinrich 4?	38-40 ka.	7,98	-
Retroceso I	MIS 3-2	29-19 ka.	8,01	-
Retroceso II	LGM	18 ka.	7,48	-
Fase de Altura	Dryas Antiguo	16-15 ka.	6,64	-

El segundo escenario, hipotético pero más real si tenemos en cuenta los aportes de otros *proxis* paleoclimáticos (Moreno et al. 2010, Jalut et al. 2010, Naughton et al. 2007), modeliza la variación de la temperatura estival de acuerdo con variaciones de precipitación propuestas hipotéticamente (Tabla 5.21). Los valores de temperatura se calculan en función de la fórmula de Ohmura et al. (1992) y no en función de un gradiente altitudinal válido actualmente pero que pudo no serlo en el Pleistoceno. Es por ello que los valores pueden ser diferentes para un mismo valor de precipitación. Para realizar la estimación hemos tenido en cuenta que en el área de estudio la NAO (Northern Atlantic Oscillation) es la responsable de la mayoría de las lluvias, y, en menor medida de las temperaturas (López Moreno et al. 2011). A partir de estudios paleoclimáticos sabemos que el Dryas Antiguo, representado en Fuentes Carrionas en la Fase de Altura, fue una etapa seca, relacionada con la reducción de los aportes de humedad desde el Atlántico N, que los valores de reducción de temperaturas para esta fase en Europa están entre -9°C y -12°C (Arppe y Karhu 2010). Los registros de paleotemperaturas en la Península Ibérica confirman una fase muy fría (Moreno et al. 2012), en la que el límite inferior de los glaciares rocosos se encontraba aproximadamente a 1950 metros en Fuentes Carrionas. Ésta es la fase de referencia que vamos a seguir para deducir los datos de las demás, usando la fórmula de Ohmura et al. (1992).

Según este escenario el UMG en la Cordillera Cantábrica, alrededor de 40000 BP, es una etapa fría para Abreu et al. (2003) y Cacho et al. (1999), aunque puede que menos que las dos fases de Retroceso, pero sí algo más húmeda (Vegas et al. 2010, Uzquiano et al. 2011). En todo caso la diferencia con respecto a la fase de Retroceso I ha de ser escasa, dada la mínima diferencia en las ELAs, por lo que proponemos unas precipitaciones un 30% superiores a las actuales. El resultado

serían unas temperaturas en la ELA 9,54°C inferiores a las actuales.

La fase de Retroceso I ha sido propuesta como una suma de pulsaciones frías en un intervalo de tiempo alrededor de 10.000 años. Las condiciones según los trabajos estudiados son decididamente más húmedas que en la fase de Retroceso II (el LGM global), por lo que vamos a suponer unas temperaturas un 20 % superiores a las actuales para la ELA. Sería relativamente más seca con respecto al UMG, pero algo más fría, con el resultado de glaciares con un desarrollo muy parecido, y un ambiente frío en el que la colonización vegetal es muy escasa.

La fase de Retroceso II, identificada como ocurrida en el LGM (≈ 18.000 BP), fue una fase relativamente más húmeda que la Fase de Altura, e incluso puede que menos fría por lo menos en el Mediterráneo (Naughton et al. 2007). Proponemos unas precipitaciones análogas a las actuales en la MELA a 1878 metros, que darían una temperatura media estival de 2,54°C, es decir, exactamente 10°C inferiores a las actuales.

La Fase de Altura fue una fase fría y muy seca, lo cual es también coherente con el desarrollo de glaciares rocosos. Por todo ello no es exagerado suponer una precipitación en la ELA de alrededor de 1200 mm, un 20 % inferiores a las actuales, según las cuales los valores de temperatura estivales serían 9,8°C inferiores a los actuales. El resultado es un descenso térmico similar al del LGM, tal y como, por otro lado, sugieren Abreu et al. (2003) y Vegas et al. (2010).

Tabla 5.22 *Modelo paleoclimático suponiendo variaciones en las precipitaciones.*

Fase	Nombre (referencia)	Edad antes del presente	Disminución T ^a verano (°C)	Var. precipitación
UMG	Evento Heinrich 4?	38-40 ka.	9,54	+30 %
Retroceso I	MIS 3-2	29-19 ka.	9,96	+20 %
Retroceso II	LGM	18 ka.	10	-
Fase de Altura	Dryas Antiguo	16-15 ka.	9,8	-20 %

Los resultados obtenidos pueden ser hipotéticos, pero en todo caso han de ser más fiables que los resultados conseguidos ignorando la variable precipitación. Además subrayan cómo una variación sustancial (pero no radical) del aporte de precipitaciones puede ocasionar una oscilación de los glaciares sin que la temperatura haya variado notablemente. Por otro lado este modelo falla al integrar las temperaturas estivales a temperaturas anuales, ya que el método de Ohmura solamente permite poner en relación las temperaturas estivales. Por todo ello este es un proxi paleoclimático válido, pero cuyos resultados han de ser tomados con cautela y comparados a otros. En este sentido

las formas periglaciares son geoindicadores adecuados para el calibrado de esta hipótesis. (Tabla 5.22).

5.8. Conclusiones

- El modelo presentado en este trabajo propone cuatro fases de equilibrio glaciar post-máximo. Empero, hay que tener en cuenta que este equilibrio no es estable en absoluto: dentro de cada fase hay una gran cantidad de pulsaciones que complican la interpretación de las mismas. Además existen fases a las que hemos adscrito, en un intento de mantener este modelo, complejos morrénicos frontales en ocasiones distantes entre sí. Hay que comprender que la reacción de cada glaciar a los cambios ambientales es única, en especial cuando las áreas de acumulación son reducidas y no hay conexiones entre lenguas. Un mismo cambio en las condiciones de alimentación o de temperatura puede ocasionar un retroceso significativo en un glaciar y no en otro cercano pero de distinta orientación, área-fuente. En este sentido este trabajo propone un proceso de deglaciación más complejo en Fuentes Carrionas que el propuesto para otros macizos cercanos. Ello es así simplemente porque muchos de los trabajos realizados en macizos aledaños abarcan una extensión amplia y consecuentemente son menos detallados.
- Se confirma un Último Máximo Glaciar en el MIS-3 para la Cordillera Cantábrica, coincidiendo de manera general con el evento Heinrich 4.
- Se propone un rango de edades entre 29000 y 18000 BP para la fase de Retroceso I. Esta fase no se encontraría en un momento dentro de este rango sino que abarcaría una buena parte de él, dándose por tanto como una fase de equilibrio prolongado y frentes pulsadores, responsables de la formación de complejos morrénicos frontales extensos.
- Se propone que la fase de Retroceso II coincida con el LGM centroeuropeo, es decir, 18000 años BP, a partir de la datación del paleolago de Vega Naranco. Esta fase de individualización de lenguas dentro de los valles es también muy pulsante, con complejos morrénicos frontales que ubicados a más de 150 metros de altitud de diferencia en la misma fase.
- Se fija la Fase de Altura, caracterizada por el glaciario de circo en orientaciones favorables,

como Tardiglaciár. En la cual se incluyen dos subfases correspondientes al Dryas Antiguo y Dryas Reciente.

- La variación de las temperaturas estivales es del orden de 9°C-10°C para todas las fases glaciares, siendo los cambios en el régimen de precipitaciones un factor clave para la distinta extensión de los glaciares en las diferentes fases de equilibrio glaciár. Así el UMG, una fase húmeda y fría, determinó un aporte nival abundante, que derivó en los glaciares más extensos del Pleistoceno Superior. La fase de Retroceso I es comparativamente más seca, pero también muy fría: como consecuencia los glaciares son extensos pero menos voluminosos. La fase de Retroceso II podría haber sido la fase más fría, pero una menor humedad relativa conllevó un desarrollo glaciár más marginal. Finalmente en la Fase de Altura, debido a las condiciones secas de la misma, solamente se desarrollaron glaciares de pequeño tamaño, en un ambiente predominantemente crionival en la alta montaña.

Tabla 5.23 CUADRO DE ELAS EN EL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS * La ELA entre paréntesis se ha calculado para cada lengua independientemente. El valor exento es para todo el glaciar de Fuentes Carrionas.

*2 Esta datación es la más nueva del lago de Naranco. Es una datación por tanto indirecta, ya que indica que en este momento el glaciar de Naranco se había retirado de Vega Naranco (donde estuvo en las fases I y II), por lo que relacionamos la fase III (el glaciar de Cubil de Can ya no llegaba al fondo de Vega Naranco) con este momento.

*3 El glaciar rocoso de Tres Provincias W no está relacionado con ninguna forma datable, por lo que podría haberse originado en cualquiera de las cuatro fases frías identificadas.

Valle Fase	FASE I (ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR)			FASE II (FASE DE ESTABILIZACIÓN)			FASE III (FASE DE INDIVIDUALIZACIÓN DE LENGUAS)			FASE IV (GLACIARES DE CIRCO)		
	Altitud frente	Altitud ELA	Frente glaciares rocosos	Altitud frente	Altitud ELA	Frente glaciares rocosos	Altitud frente	Altitud ELA	Frente glaciares rocosos	Altitud frente	Altitud ELA	Frente glaciares rocosos
Carrión	1400	1754 (1747)*	—	1430	1747 (1747)	—	1604	1883	—	1978	2084	1727
Riofrío	1240	1754 (1849)	—	1373	1747 (1800)	—	1690	1979	—	1896	1944	1850
Valdenievas	1470	1745	—	1560	1785	—	1687	1878	2062	1875	1952	1886
Cardaño	1290	1754 (1734)	—	1317	1747 (1678)	—	1584	1904	—	1960	2090	1911
Lechada	1329	1754 (1847)	2140? ³	1456	1747 (1762)	2140?	1669	1874	2140?	1918	2076	2140?
Naranco	1462	1754 (1847)	—	1500	1747 (1762)	—	1595	1820	—	1905	1989	—
Oropiñas	1377	1668	—	1412	1672	—	1554	1792	—	1761	1857	—

	FASE I (ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR)			FASE II (FASE DE ESTABILIZACIÓN)			FASE III (FASE DE INDIVIDUALIZACIÓN DE LENGUAS)			FASE IV (GLACIARES DE CIRCO)		
<i>Espigtiete W</i>	1412	1620	—	1586	1761	—	1933	1987	—	—	—	—
<i>Espigtiete S y Curavacas S</i>	1741	2005		—	—	2046	—	—	—	—	—	—
<i>Dataciones</i>	36028±2350 años B.P. (OSL)						16900-16740 B.P. cal. (Reimer et al., 2009) (C14) ^{*2}					

El modelado periglacial



La comarca está a mucha altura y el despoblado es de cerca de cuatro leguas, sin abrigo alguno, pues no se encuentra ni un árbol donde guarecerse, siendo raro el año que en la estación del frío no se encuentren cadáveres de personas ateridas "Diccionario Geográfico". Pascual Madoz.

Podemos definir el modelado periglaciario como aquel que ha sido originado por procesos fríos no glaciares (French 2007). Dentro de esta amplia definición caben las formas originadas por la existencia de *permafrost*, o suelo permanentemente congelado, las que evolucionan por causa del congelamiento y fusión cíclico o estacional, y, por último, las que son el resultado de la acción de la nieve. Este último caso es un tipo de morfología especial que no tiene tanto que ver con las propiedades térmicas de la nieve como sus propiedades mecánicas. Es por ello que en ocasiones la morfología nival se estudia de manera separada (Santos 2010). En este trabajo, siguiendo a French (2007) se incluye la morfología nival en este apartado.

6.1. Antecedentes

A pesar de que fuera utilizado por primera vez a principios del S. XX por el geólogo polaco Lozinski en 1907, el medio periglaciario ya había sido descrito por exploradores que recorrían el N de Rusia y de Canadá. En este último entorno destaca la labor minera de los buscadores de oro, que se encontraban con la dificultad añadida de tener que fundir el *permafrost* para acceder al mineral (French 2007). Ya durante la primera mitad del S. XX los estudios periglaciares se centran en ambientes de montaña de Europa, especialmente los Alpes, para posteriormente integrar ambientes menos accesibles, tales como las áreas polares o entornos menos conocidos pero con un amplio ambiente periglaciario, como los Andes, el Himalaya o Tibet.

En España el estudio del periglaciario (actual y heredado) arranca de manera preferencial en los años 50 del S. XX, aunque el trabajo de García Sainz (1935) ya aborda la morfología periglaciaria de un sector de Pirineos. La celebración del V Congreso Internacional del INQUA en Madrid en 1957 parece ser el evento que anima al estudio del periglaciario en España (Castañón y Frochoso 1994, Martínez de Pisón 1994). Los resultados son publicados por Hamelin (1958). En ellos puede verse que la mayoría de los estudios presentados pertenecen a Pirineos, y secundariamente al Sistema Central. Posteriormente se suceden los estudios de formas periglaciares, principalmente en Pirineos, con más de 60 referencias entre los años 80 y 90 (Chueca et al. 1994), aunque existen trabajos en todos los sistemas montañosos españoles y en los archipiélagos.

En la Cordillera Cantábrica el citado trabajo de Hamelin (1958) evidencia lo escaso y fragmentado del conocimiento del periglaciario. Los estudios más detallados pertenecen además a depósitos de entornos costeros. Solamente los trabajos de Llopis (1954, 1957a, 1957b) en Sana-

bria, Ancares y Asturias abordan parcialmente el periglaciario en montaña. Durante los años 60 y 70 los estudios sobre periglaciario siguen en la línea del estudio de depósitos costeros, como los de Asensio (1971 y 1974), Martínez Álvarez (1961) o Mary (1986). No faltan sin embargo trabajos sobre periglaciario en montaña, como el de Hernández Pacheco (1959), aunque posteriormente se ha demostrado que la forma estudiada era de origen glaciar (González Trueba 2006), o los más concretos de Hazera (1968), Brosche (1978) y Clarck (1981). Estos dos últimos pueden considerarse los primeros trabajos que describen formas periglaciares activas y heredadas en la Cordillera Cantábrica, aunque solamente se trate de estudios generales, sin alcanzar un nivel detallado de análisis.

Solamente entre finales de los años 80 y primera mitad del S. XXI se han ido publicando trabajos de periglaciario en la Cordillera Cantábrica, preocupándose de abarcar el estudio de todo tipo de formas periglaciares, en muchas ocasiones heredadas y por tanto en relación directa con la morfología glaciar. Dentro de estos estudios se han privilegiado las descripciones de glaciares rocosos (ver Apartado 6.3.4 para bibliografía detallada) y formas periglaciares de influencia litológica, especialmente en cuarcitas (ver Apartado 6.3.2 para bibliografía detallada), también un buen número de tesis han abordado morfologías glaciares y periglaciares, tanto heredadas como actuales, de forma conjunta. Caben destacar de W a E los trabajos de Pérez Alberti (1991) y Valcárcel (1998) en Galicia y Ancares, García de Celis (1997), González Gutiérrez (2001) y Santos (2010) en el N de León, González Trueba (2006) en Picos de Europa o Frochoso (1990) en el valle del Nansa. También la tesis de Castañón (1989), aunque centrada en el relieve glaciar, posee interesantes aportes en cuanto a morfología periglaciaria, además de abarcar una amplia porción de la Cordillera Cantábrica. Otras formas han recibido menor atención, y son escasos los trabajos que hablan sobre pedreras (Serrano y González Trueba 2004b), relieve de origen nival (Castañón 1984 y 1986, Carrera y Valcárcel 2010, Santos et al. 2010a y 2010b, González Trueba y Serrano 2010).

Los trabajos recientes incorporan al análisis de las formas el estudio de los valores de movimiento y de las variables ambientales (temperatura y precipitación) en que se localizan, como ocurre en los trabajos de Redondo et al. (2010) o Carrera y Valcárcel (2011). En este sentido una de las líneas de investigación más prometedoras, aunque más relacionada con el ambiente periglaciario que con la morfología periglaciaria, es el estudio de las cuevas heladas, último reducto de *permafrost* en la Cordillera Cantábrica. Existe una tesis en marcha sobre morfología kárstica y *permafrost* en Picos

de Europa en la Universidad de Cantabria.

En Fuentes Carrionas los precedentes de estudio del periglaciario son escasos: los primeros en citar formas periglaciares, tanto heredadas (glaciares rocosos) como activas (terracillas) son Brosche (1978) y Clarck (1981), quienes coinciden en destacar la extensión que estas últimas alcanzan en el sector de Cubil del Can. Posteriormente tanto Castañón (1989) como Frochoso y Castañón (1996) describen formas de relieve en el macizo de Peña Prieta, aportando una cartografía geomorfológica de síntesis, pero que ya ubica las formas más importantes, como los glaciares rocosos más extensos o los taludes de derrubios. Finalmente, y de forma simultánea, tanto desde la Universidad de León (Santos et al. 2009, Fernández Martínez y Fuertes 2009a, 2009b), como desde la Universidad de Valladolid (Pellitero 2008a, 2009, Pellitero et al. 2011) se ha abordado el periglaciario de Fuentes Carrionas.

6.2. El régimen térmico de suelos en Fuentes Carrionas

El régimen térmico del suelo refleja, de manera atenuada, las oscilaciones del régimen térmico atmosférico, con la salvedad del período invernal. En este momento, y dependiendo de lugares, la permanencia del manto nival provoca una estabilidad térmica del suelo alrededor de los 0°C de temperatura, lo que se conoce como “efecto cortina” (Williams y Smith 1989). Por tanto la altitud, la orientación (que determina la insolación) y la permanencia del manto nival determinan el régimen térmico del suelo.

6.2.1. Parámetros de medición

Dentro del mismo merecen un análisis los parámetros recogidos en la Tabla 6.1. Los correspondientes a las temperaturas en superficie solamente han podido obtenerse de los termómetros instalados por el proyecto del CIFA (ver Apartado 2.2.3.1).

6.2. EL RÉGIMEN TÉRMICO DE SUELOS EN FUENTES CARRIONAS

Tabla 6.1 Datos de los termómetros enterrados en Fuentes Carrionas.

TERMÓMETRO	Tª media	Nº días i=0°C	Ciclos de hielo- deshielo	Índice de helada	Índice de fusión	Altitud aproxima- da	Orientación	Tª media superficie	Nº días i=0°C superficie	Índice de helada superficie	Índice de fusión su- perficie
Lomas W 2400 09-10	3,52	160	58	-379,33	518,08	2417	W				
Lomas W 2150 09-10	6,09	133	12	-34,00	793,58	2163	W				
Espigüete N 1900 09-10	4,53	191	2	0,00	459,17	1889	N				
Espigüete N 2150 10-11	3,54	178	14	-66,92	761,50	2016	N				
Curavacas N 2400 10-11 (1)	2,38	233	4	0,00	209,83	2277	N				
Curavacas N 2400 10-11 (2)	2,72	229	2	0,00	312,92	2272	N				
Lomas N 2400 10-11	2,69	214	8	-109,17	160,67	2415	N				
Lomas E 2400 10-11	3,87	207	4	-69,83	139,50	2412	E				
Lomas E 2150 10-11	4,68	170	24	-66,92	367,17	2169	E				
Lomas E 1900 10-11	7,80	44	6	-6,50	1065,58	1918	E				
Curavacas S 1900 10-11	7,49	0	0	0,00	1234,07	1882	S				
Curavacas S 2150 10-11	5,69	32	6	-0,04	780,33	2143	S				
Curavacas S 2400 10-11	4,99	125	6	-77,01	586,22	2346	S				
Lomas W 2150 10-11	5,42	98	36	-5,48	1161,65	2163	W				
Lomas W 2400 10-11	2,69	123	54	-237,37	690,76	2417	W				
Peña Prieta 2007-08	0,85	178		-63,31	297,34	2535	NW	1,25	241	-123,11	463,20
Lago Peña Prieta 2007-08	0,65	150		-188,62	365,19	2299	Plano	1,34	208	-328,00	688,23

CAPÍTULO 6. EL MODELADO PERIGLACIAR

TERMÓMETRO	Tª media	Nº días i=0°C	Ciclos de hielo- deshielo	Índice de helada	Índice de fusión	Altitud aproxima- da	Orientación	Tª media superficie	Nº días i=0°C superficie	Índice de helada superficie	Índice de fusión su- perficie
i-metos Riofrio 2007-08	3,12	76		-10,16	726,86	1941	Cresta	3,73	165	-216,00	1072,58
Campera Larga 2007-08	5,16	29		-1,90	1288,78	1552	S	6,02	84	-53,21	1554,09
Peña Prieta 2008-09	3,13	127		-27,42	1054,19	2535	NW	4,01	174	-64,70	1274,94
Lago Peña Prieta 2008-09	1,04	146		-261,49	546,49	2299	Plano	1,50	212	-425,29	835,95
i-metos Riofrio 2008-09	3,92	39		-12,75	1036,17	1941	Cresta	4,80	151	-140,00	2017,00
Conerías 2008-09	3,32	0	0		903,28141671815	2059	Plano	3,74	17	-6,35	960,39
Cubil de Can 2007-08						2059	Plano	3,39	183	-226,00	1154,16
Cubil de Can 2008-09	Incompleto	Incompleto		Incompleto	Incompleto	2059	Plano	Incompleto	Incompleto	Incompleto	Incompleto

6.2.1.1. La temperatura media

En ninguno de los termómetros hemos obtenido temperaturas medias inferiores a 0°C de temperatura, teniendo en cuenta que hemos eliminado los meses estivales. La distribución de las temperaturas medias está claramente condicionada por la altitud (Figura 6.1). Además la orientación S presenta temperaturas más altas para la misma altitud que las demás, debido a la insolación. Por la razón inversa, y por el prolongado efecto cortina los termómetros en orientación N presentan temperaturas anormalmente bajas incluso en baja altitud. También los termómetros en orientación W presentan temperaturas medias más bajas que los de orientación E. Ello se debe a que se encuentran más expuestas a los vientos dominantes (ver Figuras 3.7 a 3.17) especialmente en invierno. Como consecuencia la nieve es venteadada, el efecto cortina desaparece y las temperaturas en orientación W bajan significativamente de 0°C durante el invierno. Otros índices confirmarán esta dinámica. Por último los termómetros situados más al N, tienen temperaturas más bajas, al situarse en el entorno de nieblas persistentes que se ha descrito en los valles cántabros que vierten al Deva.

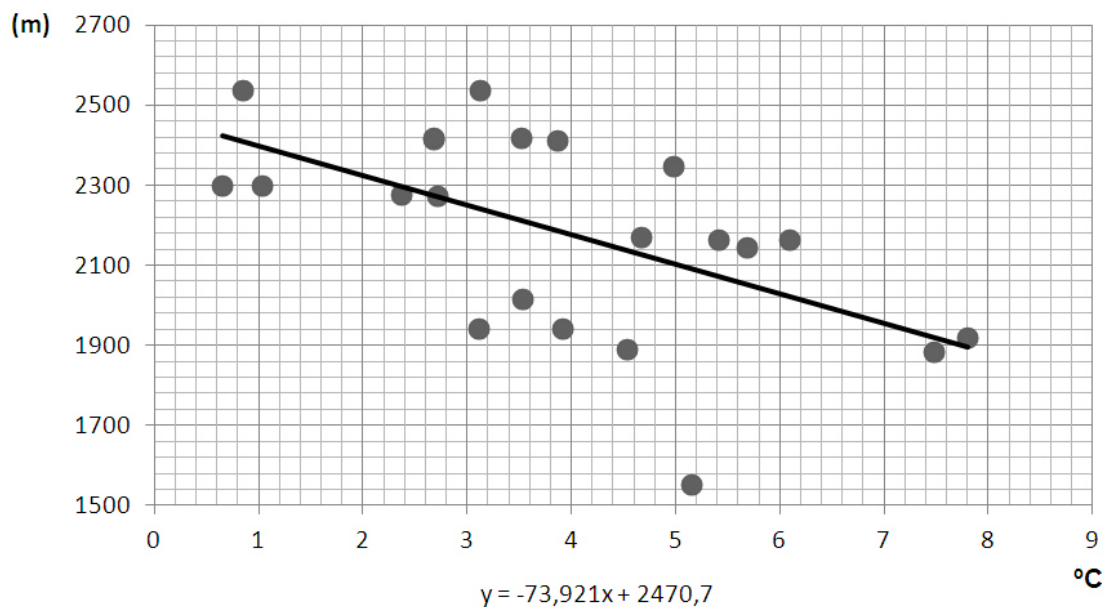


Figura 6.1: Relación entre altitud y temperatura media anual (eliminando los meses estivales) del suelo para termómetros enterrados en Fuentes Carrionas.

6.2.1.2. El número de días por debajo de 0°C

Este valor refleja el tiempo que el suelo permanece congelado. Si la helada es estable, acaba irradiándose en profundidad, por lo que su influencia geomorfológica será mayor, ya que la fusión afecta a un mayor volumen de suelo, derivando en la creación de formas como los lóbulos de solifluxión (Vieira et al. 2003). La altitud es el factor más importante: casi todos los termómetros por encima de 2150 metros tienen más de 100 días de suelo congelado. Junto con ella la orientación, que minimiza la radiación solar sobre el suelo e impide el ascenso de las temperaturas, hace que los suelos en cara N permanezcan más tiempo congelados.

Este índice, por otro lado, no discrimina si la helada se debe a la permanencia de la capa nival, que determina un congelamiento débil, o a la irradiación del frío atmosférico, que determina un congelamiento más intenso y con más posibilidades de penetrar en profundidad. Por otro lado sí nos deja intuir un comportamiento diferencial de los procesos geomorfológicos según orientaciones: en orientaciones W y S la rápida descongelación del suelo a inicios-mediados de primavera hará que la solifluxión sea más activa entre marzo y mayo, mientras que en cara N este momento de máxima actividad se retrasará hasta el intervalo entre mayo y julio, más tarde cuanto más alto nos encontremos.

6.2.1.3. Los ciclos de hielo-deshielo

Un ciclo de hielo-deshielo se produce cuando la temperatura oscila por encima y por debajo de 0°C, pero el agua se puede congelar a un rango variado de temperaturas (Hall 2004, 2007) y se puede mantener en estado líquido a temperaturas muy por debajo de esos 0°C (Boike et al. 1998, Sutinen et al. 2008). Por otra parte, hay que tener en cuenta que, especialmente en las zonas con derrubios groseros, aunque la temperatura descienda a valores negativos, el agua puede no estar presente, con lo que la efectividad del ciclo de hielo-deshielo se reduce notablemente (Santos 2010). Es por ello que los datos ofrecidos han de tomarse con precaución, simplemente como representativos de unas condiciones generales. Por otro lado los datos de los termómetros Hobo instalados por el CIFA son de temperaturas medias diarias, por lo que los ciclos hielo-deshielo solamente tienen en cuenta los días en que las temperaturas medias pasan de positiva a negativa y viceversa. Por ello no se han tenido en cuenta como indicador geomorfológico, aunque sí indirectamente como sensor de las distintas fases dentro de la dinámica térmica de los suelos.

6.2. EL RÉGIMEN TÉRMICO DE SUELOS EN FUENTES CARRIONAS

Los ciclos de hielo-deshielo son en general escasos en Fuentes Carrionas por debajo de los 2000 metros. Los termómetros más bajos tienen un número variable entre los 6 y los 0, ya que los ciclos de hielo-deshielo están ausentes en la cara S por debajo de 1900 metros. En el valle de Riofrío, a 1800 metros de altitud gracias al "efecto cortina" nival, tampoco se registraron temperaturas de suelo negativas en todo el invierno, a pesar que la superficie sí registraba una helada atenuada por dicho efecto cortina (menor de -0.2°C) entre febrero y mayo.

Por encima de los 2000 metros los ciclos de helada aumentan, pero presentan un comportamiento diferencial en función de la orientación. En la cara S los ciclos de hielo-deshielo tienen fundamentalmente que ver con el proceso de fusión de la nieve a finales de invierno, momento en que hay un régimen con fluctuaciones leves por encima y por debajo de 0°C . Este proceso es activo en la cara S entre febrero y marzo principalmente. En la cara E los ciclos de hielo-deshielo se dan por el mismo proceso, pero éste tiene lugar entre los meses de marzo y mayo, y es más prolongado en el tiempo, por lo que el número de ciclos es mayor. Las nevadas tardías pueden restablecer el efecto de protección nival, como ocurre a finales de abril de 2011. Además comienzan a darse ciclos otoñales relacionados con nevadas y fusiones tempranas. El resultado es un número mayor de ciclos pero también de baja intensidad (temperaturas alrededor de los 0°C). La cara W presenta un comportamiento diferencial que se acentúa en altura.

Existen también los ciclos de hielo-deshielo ligados a la caída y fusión de nieve, con sus oscilaciones cercanas a los 0°C , aunque no en otoño, ya que la nieve se funde o ventea antes de ejercer el efecto térmico sobre el suelo. Sin embargo se disparan las oscilaciones térmicas invernales, resultando en heladas más intensas, con temperaturas mínimas por debajo de los -2°C . Estas heladas se producen durante varios días durante todos los meses invernales y a principios de primavera, son de tipo diurno (el suelo se congela por la noche y se funde a mediodía). Dichas heladas indican una cobertura nival delgada y discontinua incluso en pleno invierno, ya que suelen cortarse cuando una nueva nevada vuelve a dejar las temperaturas cercanas a 0°C y a reactivarse cuando el viento barre la nieve o ésta se funde y vuelve a exponerse el suelo. El resultado es un número de ciclos de hielo-deshielo que ha variado entre 12 en el 2009-10 y 36 en el 2010-11, en función de que el año sea más o menos nevoso, en el termómetro LomasW 2150. En la cara N del Espigüete el número de ciclos registrado (14) se debe por un lado a que el termómetro fue instalado en un regolito de estructura abierta, donde la circulación de aire permite temperaturas más bajas y oscilaciones más

bruscas. Por otro lado la incidencia de los ciclos de hielo-deshielo diarios se extiende al otoño, con varios ciclos en octubre y noviembre. Como comparación el trabajo de Andrés y Palacios (2010) en la cara N de Guadarrama, a 2250 metros de altitud, establece 16 ciclos de hielo-deshielo en los termómetros enterrados a 10 cm. Este valor es similar al obtenido en la cara N del Espigüete, y sensiblemente inferior al valor obtenido a 2150 metros en la cara W del pico Tío Celestino, lo cual evidencia una mayor incidencia de la helada en esta orientación.

Por encima de los 2400 metros el número de ciclos de helada acentúa su contraste en función de la orientación. Tanto los termómetros en orientación N como en orientación E presentan un número bajo de ciclos de hielo deshielo, entre 4 y 8. En ambos entre mediados y finales de octubre las primeras nevadas provocan que se cree una capa nival estable hasta mediados o finales de junio. En la cara N hemos registrado una mayor variabilidad de las temperaturas invernales, con algunas heladas por debajo de -3°C a principios de invierno, provocadas por la desaparición temporal del manto nival. Sin embargo a esta altitud la temperatura del suelo jamás baja de 0°C en invierno aun cuando no haya cobertera nival, por lo que no se registran ciclos de hielo deshielo. Un caso extremo de esta dinámica son los termómetros situados en los neveros de la cara N del Curavacas, donde no hay más que dos ciclos de helada, debido a que la cobertera nival se deposita a principios de octubre y permanece estable hasta finales de junio, siempre con espesores considerables. La cara S del Curavacas ha presentado, sorprendentemente, un número de ciclos de hielo-deshielo muy bajo a 2400 metros (6). Este hecho posiblemente tenga que ver con que el Callejo Grande, donde se situó el termómetro, es un entorno protegido por paredes de cientos de metros de altura, por lo que por ejemplo los ciclos de hielo-deshielo no existen en invierno a pesar de que no haya nieve, cayendo las temperaturas del suelo por debajo de los -3°C .

Por último el termómetro instalado en la cara W confirma la tendencia del termómetro situado en la misma ladera a 2150 metros. El registro es de 54 ciclos de helada en 2009-10 y 58 en el invierno 2010-11, casi 20 ciclos más por ejemplo a las ubicaciones con un mayor número de ciclos de hielo-deshielo en el Alto Sil (Santos et al. 2009). Además la temperatura mínima descendió hasta los -8°C en enero y febrero, por lo que la penetración de la helada ha de ser mucho mayor que en cualquier otro entorno del macizo. Sin embargo en pleno invierno, si bien la temperatura fluctúa entre el día y la noche, no suele llegar a superar los 0°C . La mayoría de los ciclos de hielo-deshielo se dan tanto a finales de otoño (sobre todo diciembre) como a finales de invierno, entre febrero y

abril. La causa sería la deflación de la nieve en esta ladera, que provoca una mayor exposición del suelo a la influencia atmosférica.

Como conclusión los ciclos de hielo-deshielo están prácticamente ausentes (entre 5 y 0) por debajo de los 1900 metros, solamente representados en esta cota en la cara N. Por encima de los 2000 metros los ciclos son más abundantes e intensos en la cara W, donde la nieve es venteadada, y menos en las caras N y E, donde la acumulación de nieve impide la variabilidad térmica del suelo. En la cara S siguen siendo escasos hasta prácticamente las cimas. Es en los neveros más persistentes donde los ciclos de hielo-deshielo son más escasos en altura, al igual que señalan Andrés y Palacios (2010) en la Sierra de Guadarrama y Santos et al.(2009) en Alto Sil.

En cuanto al momento en que se dan los ciclos, éstos suelen ser primaverales, relacionados con la fusión de la nieve o finitotoñales, relacionados con nevadas y fusiones tempranas. No faltan sin embargo los ciclos invernales en las caras W y S, aunque éstos están atenuados por el hecho de que las temperaturas no suelen subir de 0°C. En estos casos es con una nueva nevada cuando la temperatura del suelo vuelve a subir de 0°C.

6.2.1.4. El índice de helada

El índice de helada (Frauenfeld et al. 2007) se define como el número acumulativo de grados-día por debajo de 0°C (Fengqing y Yanwei 2011). Es un índice desarrollado inicialmente para temperaturas atmosféricas, pero que también ha sido utilizado en suelos (Ishikawa 2003). De manera general las áreas con índices de helada altos, mayores que los índices de fusión, pueden estar cubiertas de *permafrost* (Frauenfeld et al. 2007). Esta circunstancia no se cumple en ninguno de los registros estudiados. Sin embargo el índice sí puede indicarnos una mayor intensidad y duración de la helada. Los termómetros que han arrojado un índice de helada mayor son aquellos ubicados por encima de los 2300 metros en los que la cubierta nival es menos prolongada, es decir, tanto el de Lomas en la cara W como el del Pozo de los Altares. En estos suelos la helada además de prolongada es intensa, con temperaturas que llegan a los -8°C, por lo que el índice de helada se sitúa cercano al de fusión. Tanto los termómetros en orientación N como E a 2400 metros y W, E y N a 2150 presentan índices de helada ligeramente menores, alrededor de los 100 grados-día. Los demás termómetros tienen índices bajos, de entre 20 grados-día y 0 grados-día, que indican una importancia marginal de la congelación como agente geomorfológico en profundidad, o bien en el

caso de la orientación N, una prolongada permanencia del manto nival.

6.2.1.5. El índice de fusión

El índice de fusión es el inverso del de helada, ya que computa los grados-día de temperaturas mayores a 0°C. Sin embargo la interpretación no es inversa, ya que algunos de los termómetros con mayor índice de helada también poseen un alto índice de fusión. Así en este caso los índices más bajos se sitúan invariablemente en la cara N y E, donde se acercan a los índices de helada, como por ejemplo en los termómetro Lomas N y E o el de Peña Prieta. Sin embargo los termómetros en caras W presentan índices de fusión relativamente altos, incluso los de mayor altitud. Los termómetros por debajo de 1900 metros suelen tener valores por encima de 1000 grados día, a excepción de los de cara N.

Por tanto si analizamos los índices de fusión y helada podemos determinar que el *permafrost* solamente será posible en las áreas más altas de orientación N y E (por encima de 2400 metros) donde la helada invernal se complementa con temperaturas estivales suaves, como ocurre en el Pozo de los Altares o en los termómetro Lomas E 2400 y Lomas N 2400. En estas localizaciones los neveros son lugares libres de *permafrost* por el efecto de protección de la nieve. En las orientaciones W la intensa helada y las altas temperaturas fuera del invierno dan como resultado un entorno poco propicio para la existencia de *permafrost*. Sin embargo en estos lugares la crioclastia y la termoclastia han de ser más activos, ya que tanto la helada como el stress térmico por las oscilaciones de temperatura son máximos.

6.2.1.6. La relación de la temperatura superficial y en profundidad

Este índice no ha sido obtenido más que para los datos proporcionados por el CIFA. La penetración en profundidad de las temperaturas atmosféricas es altamente dependiente de la granulometría del suelo, por lo que es un indicador de escaso interés regional. En general los termómetros instalados a mayor altura, en regolitos con menor fracción fina y sin vegetación, reflejan mejor la helada atmosférica que los ubicados en suelos desarrollados con cobertera vegetal, tal y como proponen Ishikawa (2003) o Juliussen y Humlum (2008). En todo caso a 10 cm. de profundidad solamente llega un máximo del 61 % de la helada, por lo que podemos concluir que la helada atmosférica con agente geomorfológico solamente actúa en los primeros decímetros de suelo.

6.2.2. Las temporadas de hielo-deshielo, congelación y fusión

Con los datos recogidos podemos distinguir en Fuentes Carrionas cuatro estaciones térmicas que equiparamos a las estaciones climáticas tradicionales:

6.2.2.1. El verano

Abarca desde abril-junio hasta octubre-noviembre, en función de la altitud y orientación del suelo. Está caracterizado por la ausencia de ciclos de hielo-deshielo y por la variabilidad térmica entre día y noche, aunque esta variabilidad siempre está más atenuada que la variabilidad atmosférica. De hecho, como puede verse en la Figura 6.2, de temperaturas “veraniegas” registradas por el termómetro de Peña Prieta (2535 metros), las heladas nocturnas (más de 10 ciclos de hielo-deshielo) no llegan a afectar al suelo a 10 cm. de profundidad en ningún caso, por lo que su efecto geomorfológico es nulo. Aun así el stress térmico al que se ve sometido el suelo (y la roca) no es despreciable. Por regla general la diferencia entre las temperaturas máximas del suelo (tomadas normalmente a las 20 horas) y las mínimas (tomadas normalmente a las 12 horas) es de entre 6°C y 8°C.

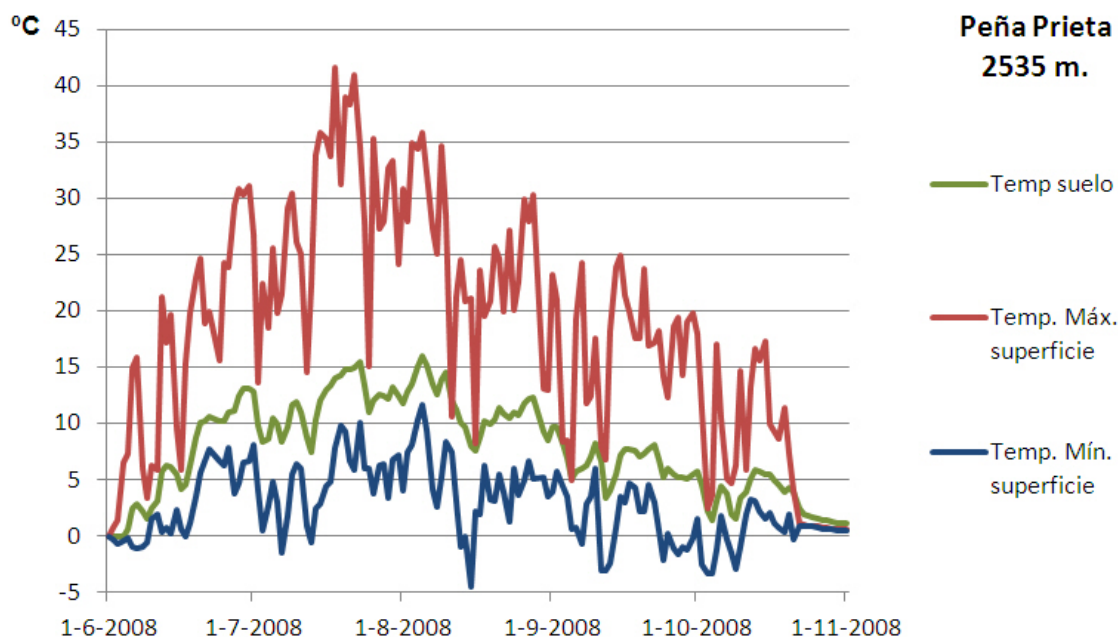


Figura 6.2: Temperaturas veraniegas en la cima de Peña Prieta (2535 m.)

6.2.2.2. El otoño

Ocupa un breve espacio entre Noviembre y Diciembre. Es una estación caracterizada por las oscilaciones por encima y por debajo de 0°C , en unos casos originados por la irradiación de las heladas atmosféricas, y en otros por las nevadas tempranas que llegan a fundirse completamente. Los ciclos de hielo-deshielo son más abundantes en altura excepto en las localizaciones N y E, donde se acumula la nieve y esta estación carece de significado, pasándose directamente del “verano” al “invierno” sin transición (ver Figura 6.6).

Las Figuras 6.3, 6.4 y 6.5 corresponden a los tres termómetros que ofrecieron temperaturas para el intervalo 2009-10, acotados en los teóricos meses de “otoño” (de octubre a mediados de diciembre). El superior corresponde a la cara N del Espigüete, a 1889 metros, y los dos siguientes a la cara W del Tio Celestino, a 2150 y 2400 metros. En ella se pueden distinguir los siguientes ciclos:

- A) Un descenso térmico brusco en la cara N del Espigüete que no tiene reflejo en los demás termómetros. Corresponde al efecto de la sombra sobre el suelo en el que está enterrado el termómetro, que impide que la temperatura remonte de 5°C .
- B) Una primera nevada la tercera semana de octubre, cuyo efecto térmico se aprecia en todos los termómetros.
- C) La fusión de esta nevada, en la que las temperaturas recuperan los valores previos, más bajos en el Espigüete por la menor radiación solar.
- D) Una segunda nevada, la primera semana de noviembre, que nuevamente se nota en todos los termómetros.
- E) La fusión de esta segunda nevada, pero con temperaturas que no remontan a los niveles anteriores.
- F) Otra nevada, que en el caso de Espigüete ya no se funde, manteniéndose el efecto cortina hasta junio (ya fuera del gráfico). Sin embargo en orientación W el manto nival no es tan estable, y permite la siguiente fase.
- G) Un primer ciclo de heladas circunscrito al termómetro ubicado a 2400 metros.

H) La fusión de esta cubierta nival, que en este caso solamente tiene lugar en la segunda semana de diciembre a 2150 metros, mientras que a 2400 metros se mantiene.

I) La deflación de la nieve a 2400 metros, cuya consecuencia es una helada más intensa en este sector, y que marca la conexión con el invierno.

Como consecuencia de esta serie de ciclos la actividad geomorfológica en la cara N se encuentra atenuada en otoño, ya que cuando las temperaturas son suficientemente negativas ya se ha instalado una cobertera nival suficiente que impide la existencia de ciclos de hielo-deshielo. Estos ciclos sí que están presentes en cara W por la menor protección nival.

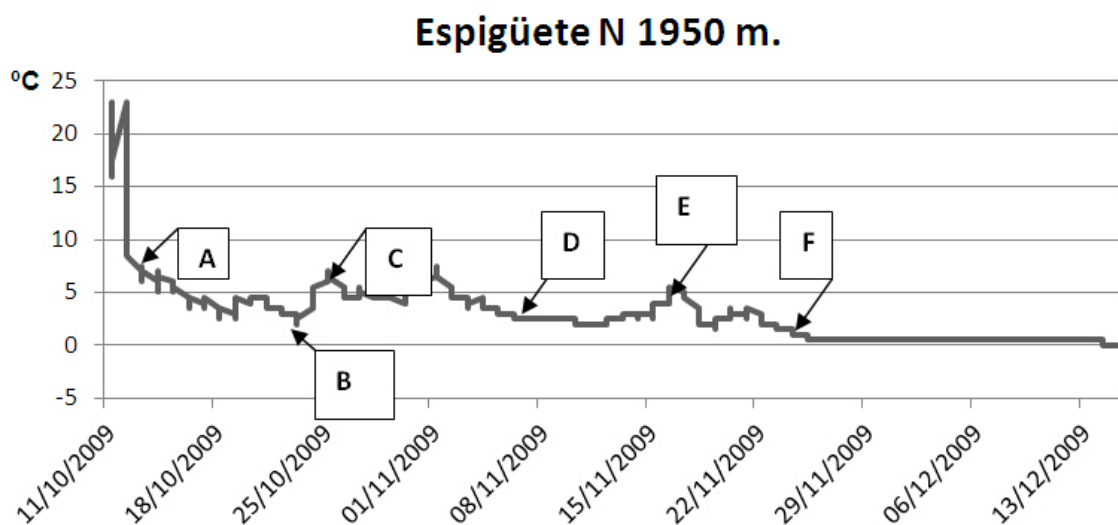


Figura 6.3: Temperaturas registradas en el termómetro ubicado en la cara N del Espigüete a 1887 metros durante el otoño de 2009.

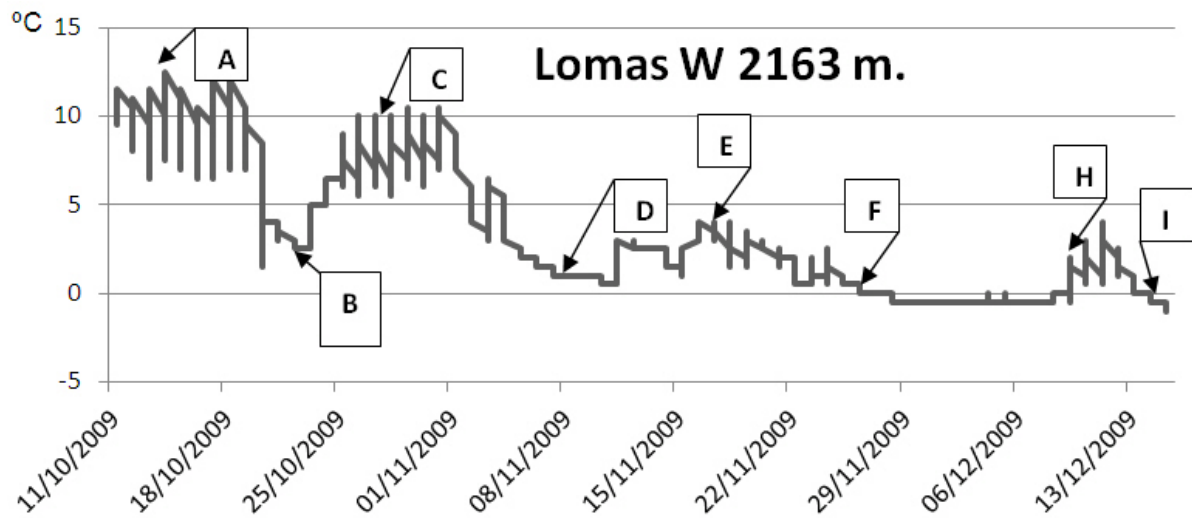


Figura 6.4: Temperaturas registradas en el termómetro ubicado en la cara W del Pico Lomas a 2163 metros durante el otoño de 2009.

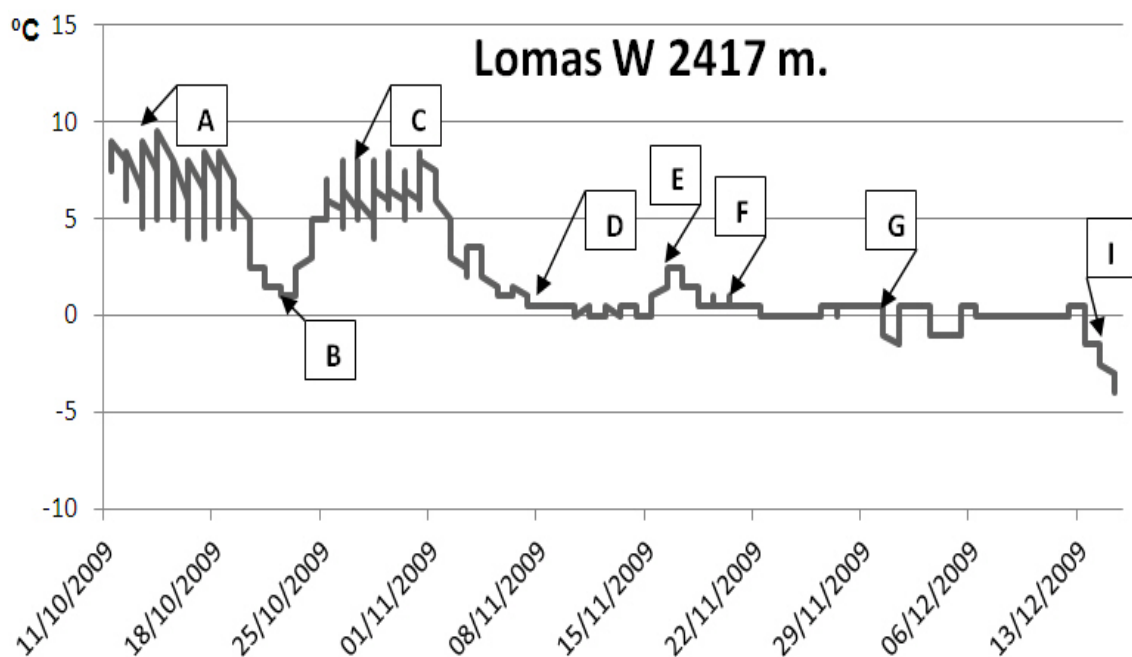


Figura 6.5: Temperaturas registradas en el termómetro ubicado en la cara W del Pico Lomas a 2417 metros durante el otoño de 2009.

6.2.2.3. El invierno

Es la estación más variable en cuanto a duración de todo el año, pues su duración está muy condicionada a factores topoclimáticos (altitud, orientación y situación con respecto a la incidencia de las nevadas y el viento). Por ello el invierno dura desde 9 meses en los termómetros más altos

y protegidos de las caras N hasta entre 4 y 5 meses a 1950 metros en cara S. En el termómetro instalado a 1550 metros por el CIFA en el valle de Prado Hernando (fuera del área de estudio de la tesis) esta estación dura 3 meses.

La principal característica del invierno es la influencia nival, que determina completamente el comportamiento térmico del suelo. Si la cubierta nival es suficiente y continua los suelos permanecerán bajo el efecto cortina, alrededor de los 0°C (Figura 6.6). Por el contrario donde la nieve es venteadada los suelos reciben una helada intensa, acompañada además de bruscos ascensos y descensos de temperatura. Debido a la altitud y a la orientación el efecto de la ausencia de nieve es diferente: por encima de 2300 metros en cara N la temperatura oscila fuertemente, pero siempre por debajo de los 0°C (Figura 6.7). En la cara W a la misma altitud, y en la cara N entre 1900 y 2000 metros la radiación solar es suficiente para producir ciclos de hielo-deshielo diarios (Figura 6.8). Por debajo de 2150 metros en las caras W y S y por debajo de 1900 metros en la cara N la variabilidad térmica no llega a provocar heladas en el suelo, por lo que no hay ciclos de hielo-deshielo (Figura 6.9).

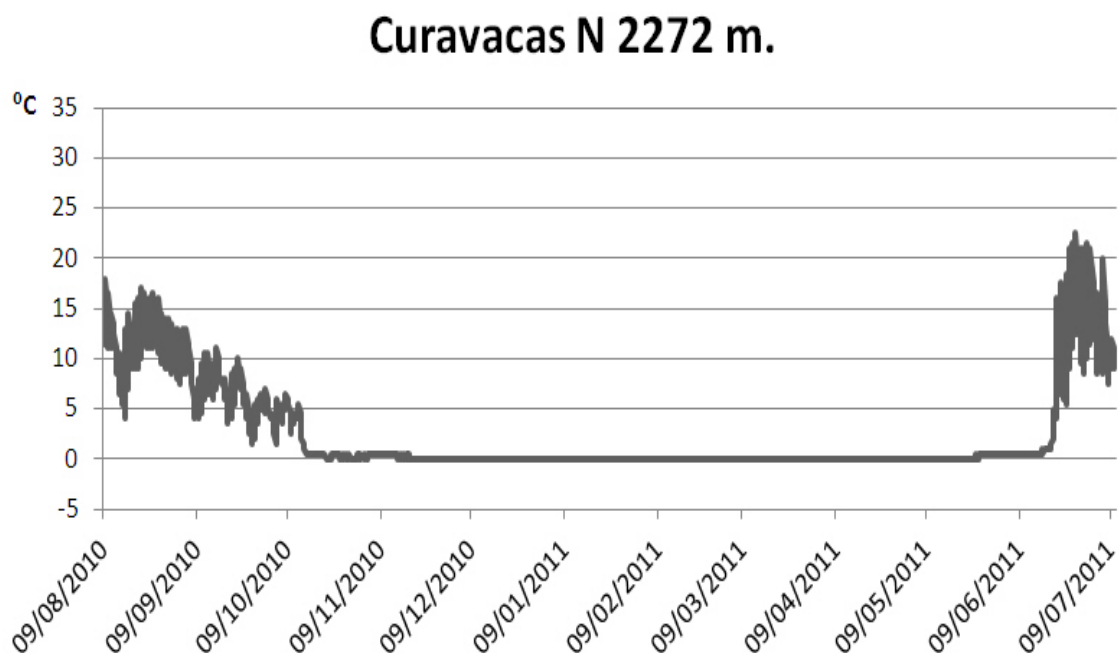


Figura 6.6: Temperaturas en los neveros de la cara N del Curavacas a 2272 metros de altitud. El efecto cortina se prolonga durante 9 meses.

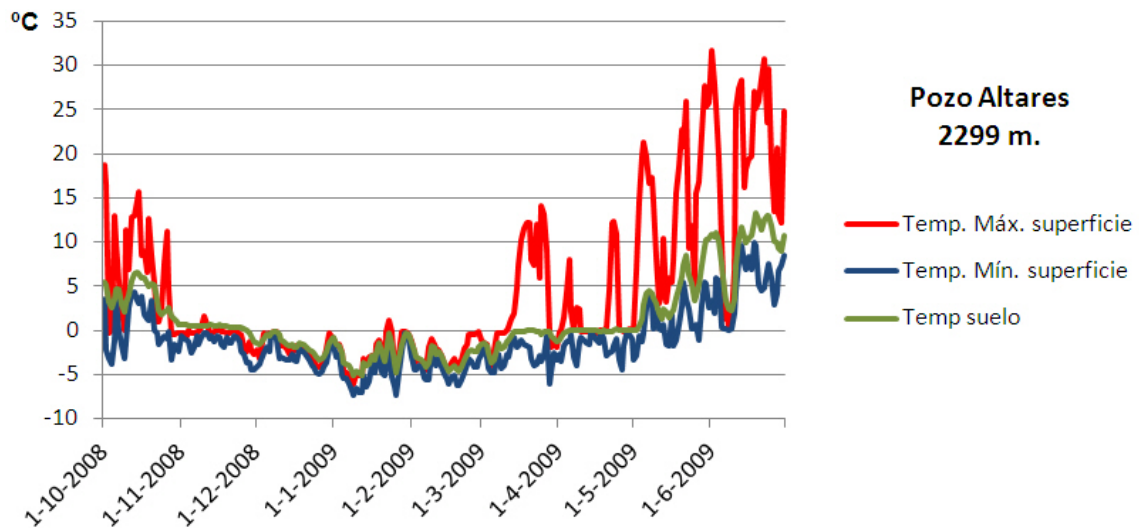


Figura 6.7: Temperaturas de superficie y suelo en el Pozo de los Altares, cara N de Peña Prieta, a 2300 metros de altitud. A partir de diciembre la nieve desapareció del suelo y éste quedó a merced de la influencia atmosférica. Su situación protegida hizo que la temperatura, a pesar de oscilar fuertemente, no llegue a superar el 0°C entre diciembre y marzo.

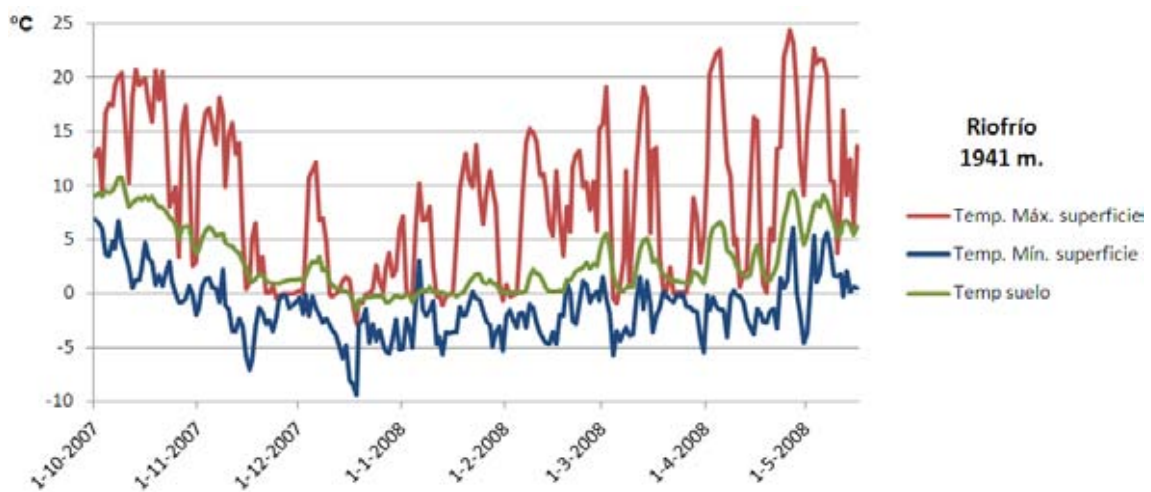


Figura 6.8: Temperaturas de suelo y superficie en Riofrío, en el sector del Cordal, a 1945 metros de altitud. Se trata de una cresta en la que la nieve no suele alcanzar grandes espesores, al ser venteadada. La influencia de la helada atmosférica provocó ciclos de hielo-deshielo entre diciembre y febrero, cuando se produce una nevada cuyo efecto térmico desaparece rápidamente. Una vez ésta se ha fundido durante el mes de febrero y siguientes, a pesar de haber ciclos de hielo-deshielo casi diarios hasta mediados de abril, la helada ya no consigue influir a 10 cm. de profundidad, y las nevadas tardías entre marzo y abril no consiguen que en profundidad la temperatura descienda de 1°C.

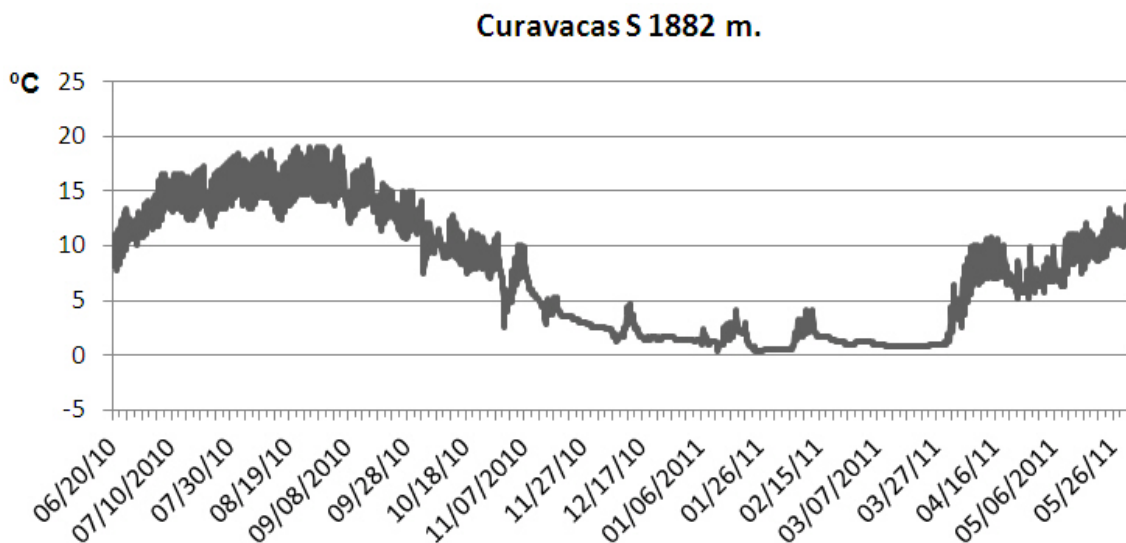


Figura 6.9: Temperaturas del suelo en la cara S del Curavacas a 1950 metros. Obsérvese como la capa de nieve se funde varias veces durante el invierno, pero la orientación favorable a la insolación y la baja altitud impide que el suelo baje de 0°C.

6.2.2.4. La primavera

Es una estación muy corta. Se caracteriza por la fusión nival y el progresivo aumento de las temperaturas del suelo, que en ocasiones es casi repentino (Figura 6.10). En estos casos más que una estación es un momento, pero de gran trascendencia geomorfológica: ha de ser la estación geomorfológicamente más activa, ya que a la fusión de la nieve le acompañan la descongelación del suelo y una saturación en agua del mismo. Donde la cobertera nival es profunda la circulación superficial de agua puede conllevar recongelaciones que disparan el número de ciclos de hielo - deshielo del suelo. Además las nevadas tardías pueden crear varios intervalos de “efecto cortina” y fusión en primavera (Figura 6.11), aunque esta situación varía mucho de un año a otro. Varios autores han medido el movimiento de lóbulos de soliflucción han determinado que este momento es el de máxima movilidad del año en ambientes alpinos (Matsuoka 2001).

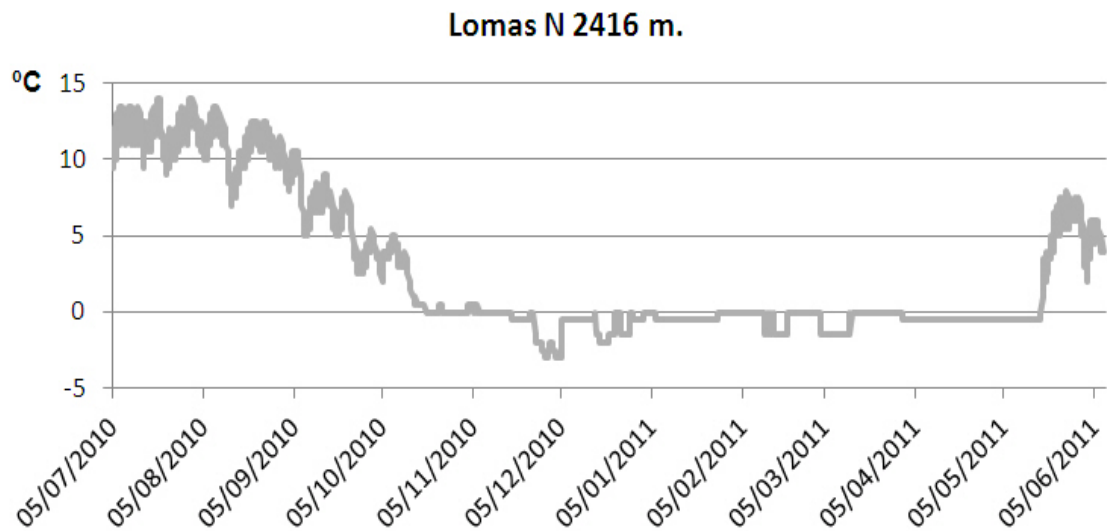


Figura 6.10: Temperaturas de suelo en la cara N del pico Lomas, a 2416 metros de altitud. La fusión nival, entre mayo y junio, tiene lugar de forma brusca.

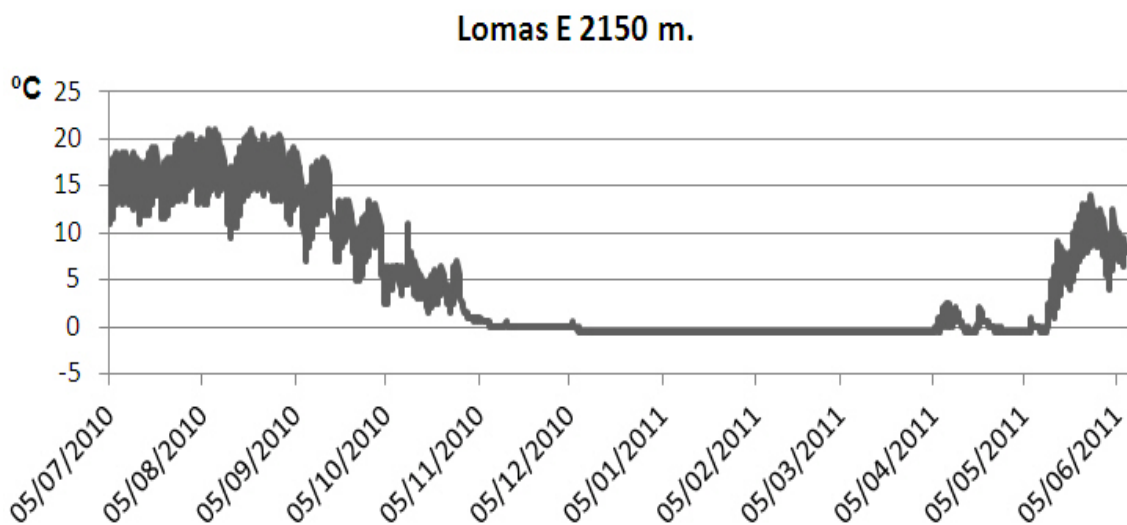


Figura 6.11: Temperaturas de suelo en la cara E del pico Lomas, a 2150 metros de altitud. El periodo de fusión nival comienza en abril, pero se ve interrumpido hasta tres veces por nuevas nevadas durante este mes y principios de mayo, cuando el suelo se aleja definitivamente de los 0°C.

6.2.3. Conclusión: los climas en el suelo de Fuentes Carrionas y su consecuencia geomorfológica

En función de los datos antes analizados y de las gráficas obtenidas podemos concluir que existen 5 tipos climáticos de suelos de montaña. Se describen de más bajo a más alto:

6.2.3.1. Suelos sin helada y con recubrimiento nival intermitente

Se sitúan en cara S por debajo de 2200 metros, posiblemente también en cara W por debajo de los 2000 metros, y faltan en cara E y N. Los procesos geomorfológicos en superficie están exclusivamente relacionados con la fusión nival o procesos torrenciales, sin influencia periglacial (ver Figura 6.9).

6.2.3.2. Suelos sin helada pero con recubrimiento nival continuo

Se sitúan por encima de los 2000 metros en cara N y E, aunque en localizaciones adecuadas puede abarcar desde los 1800 metros hasta la cima. En estos suelos solamente hay dos estaciones marcadas: el verano con oscilaciones por encima de los 0°C y el invierno, con temperaturas que varían muy ligeramente alrededor de los 0°C, por lo que no serían efectivos morfológicamente (Figura 6.12). Los procesos geomorfológicos, en especial la soliflucción, se reducen al momento de fusión a comienzos de la primavera.

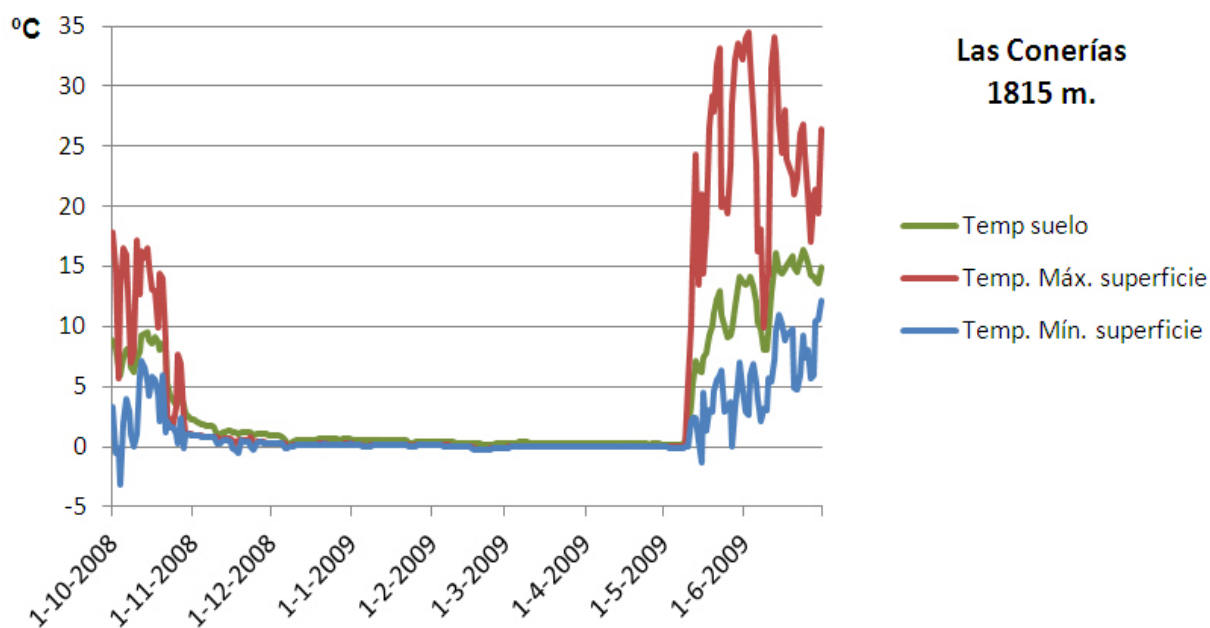


Figura 6.12: Temperaturas del suelo en el sector de las Conerías al NE del área de estudio, a 1800 metros de altitud.

6.2.3.3. Suelos con recubrimiento nival invernal continuo pero con ciclos de hielo-deshielo en otoño y primavera

Se sitúan adyacentes a los anteriores, en áreas donde la insolación permite una fusión de las primeras nieves o de las nevadas tardías, posibilitando la existencia de ciclos de hielo-deshielo primaverales y otoñales. Comparten por tanto el mismo medio que los suelos con cubierta nival continua (Figura 6.13). En estos suelos los procesos geomorfológicos ligados al hielo-deshielo se darían tanto en primavera como en otoño, aunque en esta estación de forma secundaria, ya que la disponibilidad hídrica es menor.

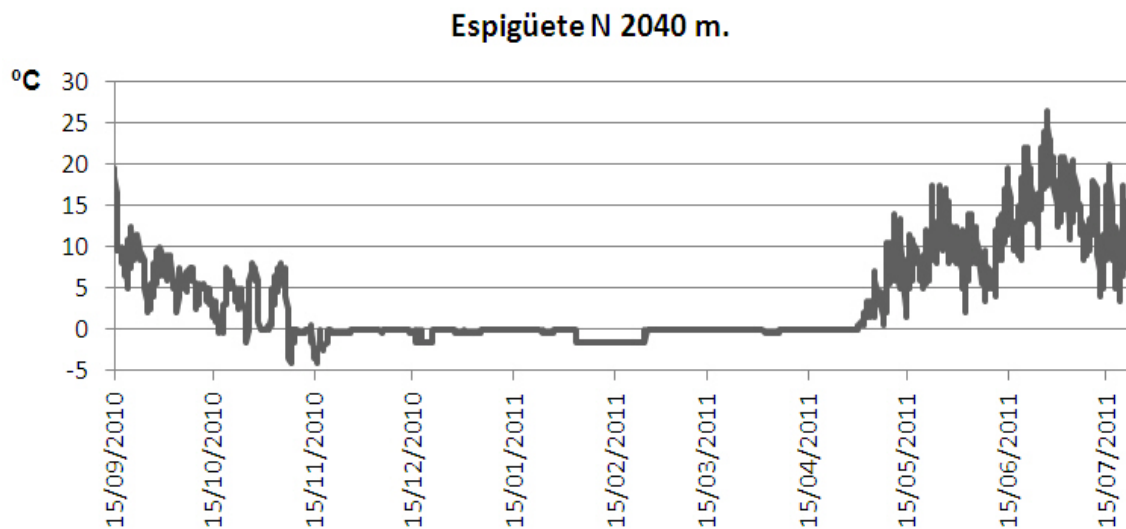


Figura 6.13: Temperaturas del suelo en en la cara N del Espigüete a 2040 metros de altitud.

6.2.3.4. Suelos con cubierta nival intermitente en invierno, con ciclos de hielo-deshielo invernales

Se encuentran por encima de 2150 metros en cara W y alrededor de los 2000 metros en cordales, aunque posiblemente también se encuentren en cara S entre los 2400 y los 2200 metros de altitud. La eliminación de la capa nival durante el invierno, por fusión o por deflación, permite la ocurrencia de heladas nocturnas y fusiones diurnas (Figura 6.14). El resultado es una actividad geomorfológica que, en cuanto a los procesos de hielo-deshielo, se extiende desde otoño a primavera.

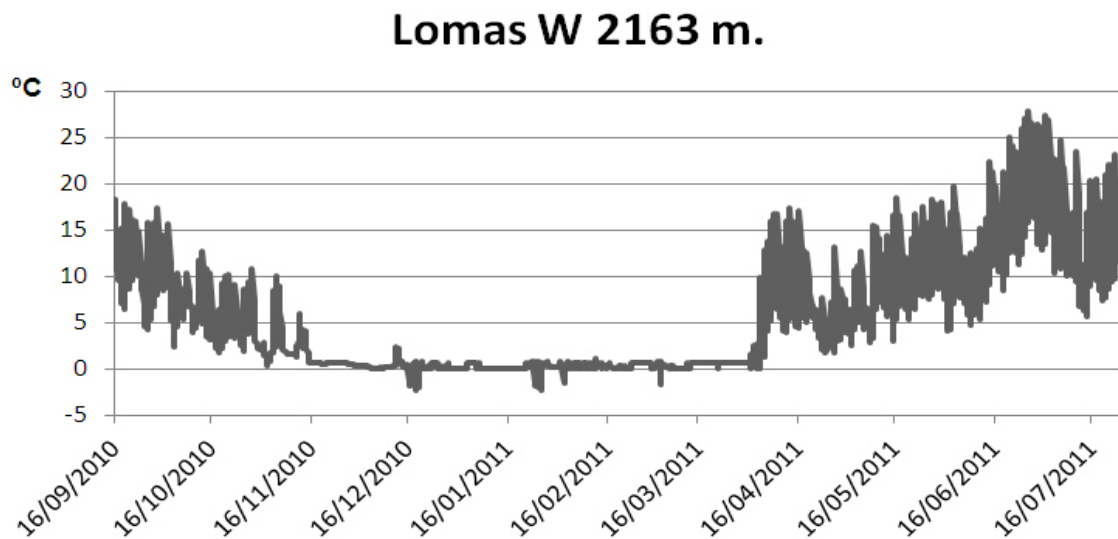


Figura 6.14: Temperaturas del suelo en en la cara W del Tio Celestino, en el sector de las Lomas, a 2150 metros de altitud.

6.2.3.5. Suelos con cubierta nival intermitente en invierno, con fuertes heladas invernales y temperaturas permanentemente por debajo de 0°C hasta el verano

Se sitúan en áreas cimaras (por encima de 2400 metros) donde el viento barre la cubierta nival. Se han registrado en caras S, W y N, aunque en la cara S el período de helada es más corto. Se caracterizan porque durante el invierno las temperaturas caen varios grados por debajo de 0°C cuando la nieve desaparece, posibilitando una helada profunda que se funde entre abril y junio, dependiendo de las localizaciones (Figura 6.15). En este tipo de suelos encontraríamos procesos de soliflucción primaverales más profundos, ya que la helada invernal es profunda e intensa, unidos a procesos más superficiales en otoño o finales de primavera. Dependiendo de situaciones y de las condiciones del invierno, los procesos periglaciares pueden comenzar en invierno. Como consecuencia son los suelos donde la influencia geomorfológica periglacial ha de ser más intensa, y de hecho en ellos se sitúan lóbulos de geliflucción o campos de bloques.

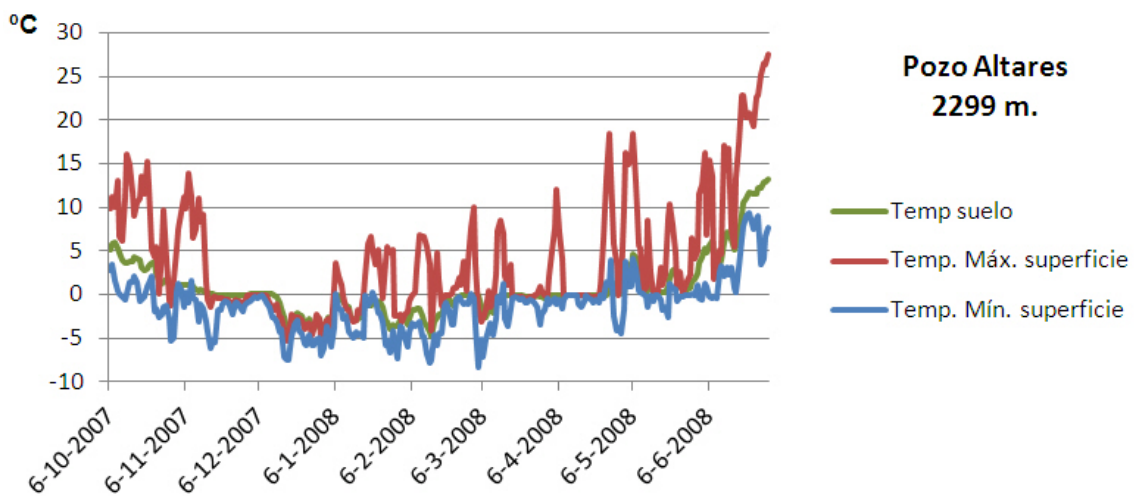


Figura 6.15: Temperaturas del suelo en en el Pozo de los Altares, a 2300 metros de altitud.

6.3. Formas de origen periglaciario

Dentro de este apartado vamos a describir las formas de origen periglaciario, su significación ambiental o paleoambiental y su relación morfoestratigráfica con otras formas. Vamos a abordar las formas desde las más extensas, y posiblemente más antiguas, a las microformas, en general más recientes. En primer lugar describiremos el relieve periglaciario de influencia litológica, el que ocupa más extensión en el macizo, pero cuyo significado paleoambiental es complejo. Describiremos posteriormente el relieve de laderas de influencia periglaciario, y a continuación los glaciares rocosos, de gran importancia en la reconstrucción paleoambiental a pesar de su escasa extensión. Hablaremos después de microformas periglaciares, algunas de ellas activas actualmente, y de los procesos que las originan. Por último se describirá la crioclastia como proceso y la forma resultante más extensa, las pedreras.

6.3.1. Relieve ruiniforme

Forman este tipo de relieve las formas acastilladas y amuralladas resultado de la crioclastia sobre materiales duros, normalmente silíceos. Son formas de una clara influencia litológica, que en Fuentes Carrionas están representadas por dos tipos fundamentales de formas.

6.3.1.1. Relieve ruiforme en conglomerados: los “torreones conglomeráticos”

La existencia de afloramientos conglomerático de gran extensión ha permitido la formación de un relieve típico en este tipo de rocas: los torreones conglomeráticos (Figura 6.16). Éste se caracteriza por ser un relieve ruiforme con desarrollo de torres y pilares de gran altura y grosor, con paredes casi verticales, dando al conjunto una apariencia acastillada. Encontramos este tipo de relieve en especial en la cara S del cordal Curavacas - Curruquilla-Hoya Contina, pero también en la cara S del sinclinal de Aguasalio (en la cabecera del valle de Mazobre), y en la ladera S de Peñas Malas. El primero de estos lugares hace de Fuentes Carrionas uno de los lugares más representativos para este tipo de formas de Castilla y León, aunque la relativa inaccesibilidad del flanco S del sinclinal del Curavacas, donde este relieve es más espectacular, dificulta su conocimiento y visita.

Se trata de un relieve que, si bien posee un origen claramente ligado a los procesos periglaciares, es de tipo estructural. En él la influencia de la granulometría, la estratificación y la disposición de los conglomerados westfalienses de la Fm. Curavacas son factores determinantes. Así la granulometría predominante en elementos de tipo grava y canto del conglomerado tiene como consecuencia que éste se disgregue en elementos de este tamaño, formando regolitos de estructura abierta, en los que la matriz fina es muy escasa. Ello posibilita una dinámica de disgregación “epidérmica”, que posibilita que la roca permanezca sana. Por otro lado la estratificación en bancos de gran grosor, que superan varias decenas de metros, contribuye a aumentar la resistencia, y define el alcance de las formas, ya que altura de las torres está condicionada por el grosor del estrato conglomerático que las alberga. La red de diaclasas que, si bien es claramente visible, tiene una densidad mucho menor a la de otras litologías como las cuarcitas, dirige el desarrollo del relieve. Por último la disposición de los bancos conglomeráticos es decisiva para la formación de este relieve: sólo aparece en los frentes que buzan en disposición perpendicular a la pendiente.

El hecho de encontrarse en entornos nunca glaciados o deglaciados prematuramente apoya la hipótesis de una evolución lenta de este relieve, que posiblemente sea una herencia preglaciar. Sin embargo los torreones conglomeráticos son formas activas, por cuanto las condiciones para su formación aún hoy existen: los aludes, los flujos de derrubios y la soliflucción siguen atacando las canales, y los ciclos de hielo - deshielo continúan provocando la crioclastia y caída de cantos y bloques desde las paredes.



Figura 6.16: Relieve ruiforme conglomerático en el Callejo Grande, en la ladera S del Pico Curavacas.

6.3.1.2. El relieve ruiforme cuarcítico: los “tors”

Los llamados tors cuarcíticos, o porrones cuarcíticos, son afloramientos rocosos que resaltan sobre la superficie de erosión circundante, formados por meteorización diferencial (Washburn 1979). Son formas espectaculares, llamadas en otros lugares órganos por asemejarse a los tubos de este instrumento. Como el relieve ruiforme conglomerático son formas de origen climático pero una clara componente estructural. Se localizan en afloramientos de cuarcitas de las formaciones Carazo, Murcia y, en menor medida, Vidrieros y Cervera. Por ello su distribución está muy concentrada en la mitad S del macizo, en las Unidades Palentinas (ver Apartado 4.1). Generalmente aparecen allí donde los estratos mantienen un buzamiento vertical o subvertical, más resistente al no ofrecer más planos de debilidad que los de estratificación.

En la formación de los tors pueden influir varios factores, entre ellos la alteración bajo climas de tipo tropical, la erosión hídrica y eólica y la crioclastia, aunque en los casos que existe un desarrollo por alteración suelen ser tors graníticos (André 2003). Ello hace que actualmente algunos autores los considere más como elementos heredados de fases cálidas y húmedas durante el Neógeno que, cuando han estado cubiertos por glaciares, lo han estado por glaciares fríos, que apenas han

modificado su estructura (Fjellanger et al. 2006). Otros han realizado dataciones que evidencian edades de formación recientes, en todo caso cuaternarias (Phillips et al. 2006). Por todo ello los *tors* no que pueden ser considerados *per se* como formas heredadas de un ambiente periglaciario (Washburn 1979), sino formas poligénicas en las que la crioclastia tiene una importancia reciente, mientras que su origen podría deberse a procesos de meteorización química en condiciones más cálidas y húmedas que las actuales.

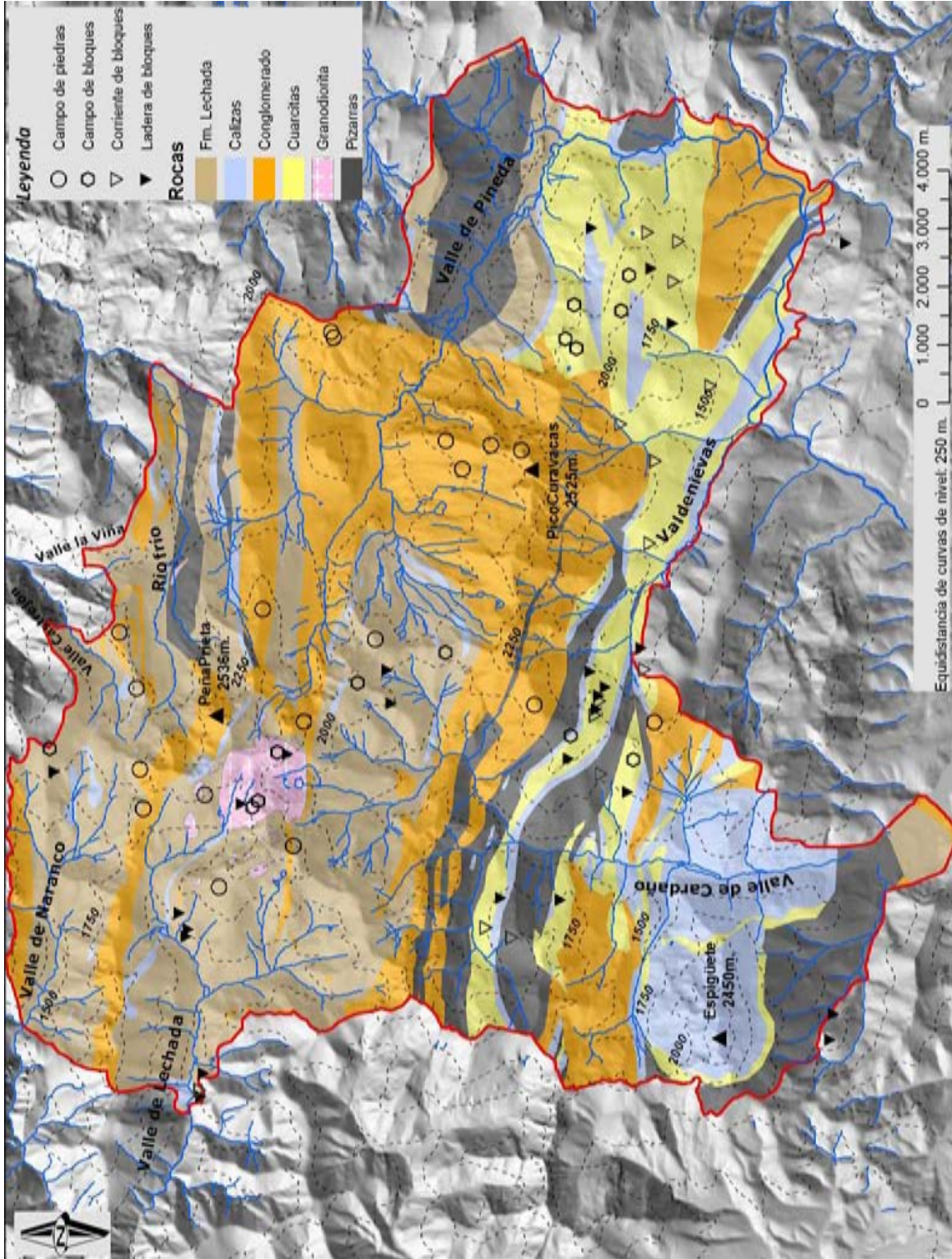
En muchas ocasiones los *tors* cuarcíticos guardan relación con otras formas como los canchales o laderas de bloques que se forman inmediatamente a sus pies, lo cual ha sido interpretado por Ballantyne (2010) como una evolución sincrónica: los *tors* lentamente evolucionan a campos de bloques a medida que la alteración y posteriormente la crioclastia y la crioturbación actúan sobre ellos. Actualmente su lenta evolución hacia una ladera regular tiene a la crioclastia como principal agente, por lo que con frecuencia a sus pies se forman canchales cuarcíticos como los existentes en la ladera W del Peña Carazo, los cuáles mantienen un grado de actividad atenuado (Figura 6.17).



Figura 6.17: Tors cuarcíticos y canchal a su pie en el valle de Pineda, en la ladera W de Peña Carazo.

6.3.2. Pedreras somitales, laderas de bloques, corrientes de bloques

El modelado periglacial sobre formaciones cuarcíticas duras presenta unas características propias. Para el estudio tanto de campos como de laderas y corrientes de bloques nos hemos basado en la clasificación realizada por Sellier (2002) en su tesis sobre el modelado de vertientes cuarcíticas en medios fríos atlánticos. Ello es así porque la mayoría de las formas identificadas en Fuentes Carrionas se encuentran en los afloramientos cuarcíticos de la Fm. Murcia, secundariamente en los bancos de areniscas de la Fm. Lechada y, menos frecuentemente, en granodioritas y conglomerados (Mapa 6.2).



Mapa 6.2: Situación de campos de clastos somatales, laderas y corrientes de bloques en Fuentes Carrionas.

6.3.2.1. Campos de bloques y campos de clastos)

Son áreas cimeras cubiertas por un caos de clastos de tamaño entre centimétrico y métrico. En la Península Ibérica son abundantes en los macizos galaicos (Pérez Alberti et al. 1994, Valcárcel y Alberti 2002), en la Cordillera Cantábrica (García de Celis 2002, Santos 2010), pero también han sido citados en el Pirineo Central (Serrano et al. 2000), Sistema Ibérico (Sanz y Pellicer 1994) y Sistema Central (Brum Ferreira et al. 2000, Cruz et al. 2000). Son formas con una clara preferencia por litologías silíceas duras, habiendo sido descritos campos de bloques en areniscas, gneiss, granitos y, sobre todo, cuarcitas. No son comunes en los afloramientos calizos ni tampoco en las litologías friables tipo pizarra o esquisto. Su origen ha sido determinado, en función de su distribución altitudinal y su relación con formas claramente periglaciares como los glaciares rocosos, como periglaciario (García de Celis 2002, Sellier 2002). Tal origen no está exento de dudas ya que su distribución altitudinal puede deberse a que la colonización vegetal es más difícil a partir de cierta altitud, por lo que esta forma no ha sido inhumada ni colonizada, hecho que se ve ayudado por el lavado intenso de finos en momentos de lluvia o fusión nival. También French (2007) afirma que los campos de bloques, a pesar de ser fenómenos relacionados con climas fríos, no pueden ser relacionados categóricamente con la acción del hielo o con la presencia de *permafrost*. Es por ello que su significado paleoambiental es discutido.

Al contrario de lo sugerido por Santos (2010) son formas relativamente frecuentes en áreas no glaciadas, como por ejemplo los de Orihuela del Tremendal en Teruel (Peña et al. 2000), los de los Alpes Ligúricos (Firpo et al. 2006) o los de la Bretaña (Sellier comunicación personal), aunque también existen en áreas deglaciadas recientemente como Escandinavia (Rea et al. 1996, Sanjaume y Tolgensbakk 2002, Sellier 2002, Goodfellow et al. 2008), Escocia (Ballantyne 2010) o el Alto Sil (Santos 2010). Ello ha derivado en cierta polémica entre los que afirman que se tratan de formas preglaciares que han permanecido inalteradas debajo de glaciares fríos (Rea et al. 1996, Marquette et al. 2004, Fjellanger et al. 2006) y los que afirman que se trata de formas periglaciares originadas o bien en una situación yuxtaglaciaria para los que no se encuentran en áreas glaciadas, o bien durante una fase postglaciaria para aquellos ubicados en áreas glaciadas.

Los primeros se basan en argumentos como la presencia notable de arcillas en la fracción fina del regolito, que ha de tener su origen en la meteorización química, necesariamente bajo condiciones cálidas y húmedas. Esta existencia ha sido sin embargo comparada en un análisis químico del

regolito de un campo de bloques en Suecia, con la propia de suelos en ambientes atlánticos fríos con ausencia de *permafrost* (Goodfellow et al. 2008). Por el contrario los partidarios de la teoría periglaciaria se basan en indicios menos sutiles: la existencia de suelos ordenados, bloques levantados y gelifración activa, o la predominancia de bloques angulosos apoyan su hipótesis, y han sido descritos tanto en superficie (Sellier 2002, Pellitero 2008a) como en profundidad (Goodfellow et al. 2008). El reciente acceso a las dataciones por cosmogénicos, principalmente Al26 y Be10 tampoco ha aportado demasiada luz al asunto. Si bien está claro que ninguna datación apoya la teoría de la formación preglaciaria (no hay dataciones por debajo de los 800.000 años), los resultados varían entre más de 600.000 y 15.000 años BP para formas muy parecidas (Phillips et al. 2006), lo que implica que tors y campos de bloques podrían haberse formado tanto por resultado de una larga evolución a lo largo del Cuaternario como por procesos periglaciares posteriores a la última glaciación.

Recientemente Ballantyne (2010), no muy lejano a las hipótesis de Rea et al. (1996) ha intentado conciliar las dos hipótesis. Según aquél los campos de bloques serían el resultado de un proceso complejo que sería interrumpido durante las glaciaciones y retomado una vez el hielo desaparecía. Dicho proceso comenzaría por la alteración química de la roca en una fase preglaciaria, en las fases periglaciares se darían varios procesos que resultan en los campos de bloques: por un lado el lavado de finos, por otro procesos asociados al *permafrost*: el levantamiento de los bloques hace que éstos se acumulen en superficie, la crioclastia genera bloques desde las paredes y tors, y modela los bloques preglaciares. Por último la geliflucción permite que los bloques fluyan y ocupen extensas superficies. Dicho modelo, aunque apoyado en gran cantidad de indicios, es exclusivamente teórico.

Los campos de bloques.

Sellier (2002) establece en su tesis las condiciones para que se pueda hablar de "*felsenmeer*" o campo de bloque sensu stricto. Para él serían:

- Campos compuestos de bloques mayores a 30 cm. de longitud del eje mayor.
- Asociados por su posición a pisos supraglaciares, es decir, a cordales que sobresalen del ámbito glaciario durante el máximo glaciario.
- En las que no existen formas de origen glaciario evidentes.

- Pero existen restos eventuales de una organización de elementos por procesos periglaciares rigurosos (grandes estructuras poligonales, lóbulos de geliflujión . . .).
- Con signos de una desagregación general o diferencial más evolucionada que en el caso de áreas glaciadas.
- En los que persisten eventualmente elementos finos contiguos a estructuras abiertas, las cuáles son dominantes.

El mismo autor distingue los campos de bloques de lo que llama “campos de clastos somitales”, compuestas por fragmentos de una dimensión más reducida y textura cerrada, es decir, con matriz fina en superficie. Aunque estas superficies pueden ser poligénicas, nosotros hemos atribuido este nombre a los campos en los que las piedras con tamaños de eje mayor por debajo a 20 cm. son dominantes, situados siempre en áreas cimaras.

En Fuentes Carrionas los campos de bloques se formaron en distintas litologías propicias:

- Las cumbres del Pico Lagunillas- Monte las Huelgas y parte occidental de Canchas de Ojeda, en áreas donde las cuarcitas están dispuestas en buzamientos subverticales y por lo tanto son más proclives a procesos de meteorización física.
- Los afloramientos de granodioritas de Peña Prieta, en las laderas occidentales de Tres Provincias y Tio Celestino,
- Las areniscas de la Fm. Lechada, en el Alto del Ves.

Estos campos de bloques, aun cuando no son estrictamente supraglaciares (la parte S de Lagunillas nunca estuvo glaciada, y gran parte de la W de Tres Provincias tampoco) sí podemos considerarlos como *felsenmeers*, ya que poseen muchas de las características citadas:

- Los elementos que lo conforman son predominantemente de tamaño bloque, es decir, de decimétrico a métrico, formados a partir de desagregación mecánica, especialmente por acción de la crioclastia.
- No presenta ningún tipo de forma de origen glaciario, a excepción de la cara N, donde el campo de bloques desaparece.

- Hay signos claros de desagregación diferencial, ya que las crestas están formadas en estratos cuarcíticos más competentes, mientras que las capas intersticiales menos competentes están excavadas con respecto a las primeras.
- Existen huellas de crioturbación y ordenación de suelos en las áreas con sustrato cuarcítico más friable, principalmente suelos poligonales y clastos levantados (Figura 6.18).

Se ha observado la inexistencia de una solución de continuidad desde los campos de bloques a las laderas de bloques tanto en el pico Lagunillas como en Canchas de Ojeda o Tres Provincias, por lo que deducimos que ambas formas están claramente relacionadas en cuanto al proceso y momento que las ocasionó. Además de ser testigos de la acción periglacial, estos campos de bloques tienen importancia por marcar el límite superior del área glaciada, o *trimline* (Ballantyne 1998).



Figura 6.18: Vista hacia el W del campo de bloques de Monte las Huelgas, en el que detallan las dos tipologías especificadas.

De todos los campos de bloques, el más extenso es el que se desarrolla entre las cumbres del Monte las Huelgas y Pico Lagunillas, en las cuarcitas de la Fm. Murcia. Este campo de bloques se divide en dos sectores, al W y E del collado de Pando. Al W los afloramientos de cuarcitas están intercalados por afloramientos pizarrosos de la Fm. Vidrieros. Es por ello que el campo de bloques es discontinuo, y en él pueden encontrarse dos tipologías distintas.

- En las áreas donde afloran los bancos cuarcíticos más espesos el campo de bloques tiene unas

características más puras, con bloques de decamétricos a métricos desgajados de bancos que presentan buzamientos suaves, entre 12° y 30°. Son lo que Sellier (2002) llama felsenmeer “abiertos”. Estos campos forman las cumbres del Monte las Huelgas, y hacia el N están afectados por los procesos gravitacionales que más tarde se describen en el área de Riuplanes.

- En las áreas de transición entre las cuarcitas y las pizarras, donde existen por lo tanto bancos intercalados de ambas litologías se desarrollan campos de bloques “cerrados”. En ellos los bloques están intercalados por material fino, procedente de la meteorización de la pizarra. La disponibilidad de este material fino ha permitido la formación de microformas periglaciares de crioturbación, en especial suelos ordenados de menos de unos 50 cm. de diámetro con bloques eyectados, estos últimos posiblemente activos en la actualidad. La discontinuidad de los campos de bloques ya ha sido descrita por Valcárcel y Pérez Alberti (2002) en Ancares, y confirma que se trata de formas generadas “*in situ*”.

Al E del Collado de Pando el campo de bloques es continuo, y enlaza tanto al N como al S con las laderas de bloques más extensas de Fuentes Carrionas, solamente interrumpidas por la erosión glaciár por debajo de los 1640 metros de altitud en la ladera N. El campo se desarrolla de forma perpendicular a la dirección de los estratos cuarcíticos -que en este punto presentan buzamientos subverticales y una dirección NNE-SSW- con un eje mayor de unos 1300 metros en dirección WNW-ESE. Es un campo de bloques de tipo abierto, donde la ausencia de material fino es notable. Este campo atiende al tipo “campo a pie de cresta” propuesto por García de Celis (2002), en el que algunas crestas cuarcíticas todavía destacan, a pesar de su intensa gelifracción, varios metros por encima del nivel general del campo. Por el contrario los bancos cuarcíticos menos competentes quedan encajados entre los resaltes, y en ellos la presencia de estratos pizarrosos intercalados, o de un diaclasado más denso, posibilita la mayor proporción de material fino, en el que los bloques quedan empastados. Es en estos lugares donde la existencia de un *permafrost* continuo, posiblemente singlaciár, ha posibilitado la formación de grandes círculos de piedras que han permanecido hasta la actualidad, que a medida que la ladera comienza a presentar pendiente evolucionan a suelos estriados (Figura 6.19).

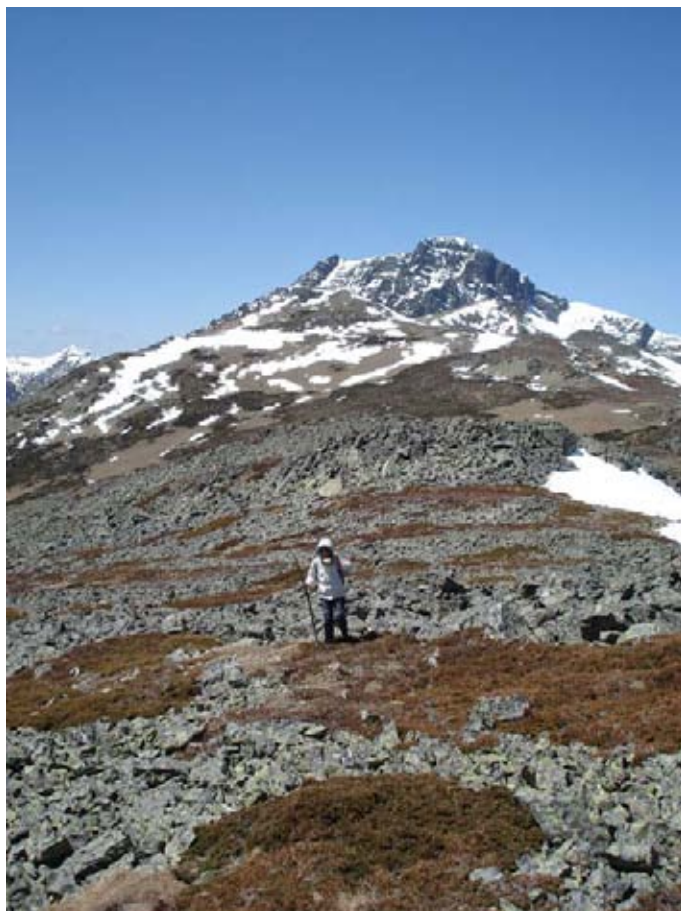


Figura 6.19: Vista del campo de bloques de Lagunillas. En primer término tenemos una de las áreas desarrolladas sobre bancos cuarcíticos menos competentes, con disponibilidad de material fino y formación de suelos ordenados, en segundo término una cresta con gelifractos sobre un banco cuarcítico más competente.

El tamaño de los clastos varía desde los decímetros a más de 1 metros, estos últimos localizados principalmente en las cercanías de las crestas (Figura 6.20). Todos los clastos son aristados o subaristados, originados por gelifracción o termoclastia, en todo caso no por alteración. La fábrica es aparentemente anisotrópica sin una dirección o inclinación principal en los clastos, los cuáles por otro lado poseen una colonización líquénica abundante, más notable en la orientación SE. Actualmente se descarta la presencia de procesos de crioclastia que continúa afectando a los bloques y las crestas, pero éstos son muchos más atenuados que en el momento de creación de una forma eminentemente heredada.



Figura 6.20: Vista de una de las crestas cuarcíticas, puede apreciarse el tamaño métrico de los clastos, su forma aristada y la abundante colonización liquénica.

Existen otros campos de bloques menos desarrollados en las mismas cuarcitas de la Fm. Murcia. En la cresta del pico Canchas de Ojeda, por encima de los 2050 metros, se ha desarrollado un campo de bloques estrecho y alargado, de textura abierta en la cresta y con presencia de finos cada vez más abundante hacia los bordes, lo que ha permitido la creación de mesoformas periglaciares tales como lóbulos de geliflucción.

Por último existen también campos de bloques en otras litologías silíceas. En la ladera W del Alto del Ves hay un campo y ladera de bloques en areniscas de la Fm. Lechada entre los 2270 y los 2146 metros de altitud, en un área de orientación SW que quedó libre de la glaciación wurmiense. Los clastos tienden a ser decimétricos, sin una fábrica ni orientación dominante y bordes aristados y subaristados (Figura 6.21). La crioclastia es todavía activa en esta formación, como puede verse en la imagen siguiente. Este campo de bloques evoluciona lateralmente a campo de clastos en el contacto entre la Fm. Lechada y la Fm. Curavacas (conglomerados), lo que confirma que el origen de ambas formas es el mismo y su diferencia es exclusivamente litológica.



Figura 6.21: Campo y ladera de bloques en areniscas de la Fm. Lechada. Los colores rojizos en la formación atestiguan rupturas recientes, no colonizadas por líquenes.

También hay campos de bloques en afloramientos granodioríticos. En concreto en la ladera W del pico Tío Celestino, entre los 2278 y los 2430 metros de altitud con una pendiente entre 20° y 30°, encontramos el campo de bloques más alto de toda la Cordillera Cantábrica (Figura 6.22). Se trata de un campo “*supratrimline*”, que queda interrumpida en su base por la erosión del glaciar de las Lomas, que labró las cercanas Agujas de Cardaño. Cabe destacar la importancia del viento, como agente de redistribución de la nieve, en la formación de estos campos. Dentro del objetivo de conocer la dinámica térmica del suelo en Fuentes Carrionas se ha enterrado un termómetro dentro de este campo de bloques. Los resultados, que se comentaron en el Apartado 6.2, apuntan a un intenso venteamiento de la nieve que aumenta los ciclos de hielo-deshielo en caras W y SW. Esta dinámica habría dificultado la formación de glaciares en estas exposiciones durante en UMG y fases posteriores, a la vez que la bajada general de las temperaturas habría posibilitado un periglacialismo intenso. El resultado sería la formación de campos de bloques tan altos como el de Tío Celestino.



Figura 6.22: Campo de bloques “supratriline” de Tio Celestino con las Agujas de Cardaño en segundo término.

Los campos de clastos somitales.

Dentro de las superficies somitales ocupadas por clastos, existe un tipo caracterizado por estar formado por elementos de tamaño canto (menores a 20 cm.), por lo que no se les puede llamar campos de bloques: son los *champs de pierres somitiaux* (Sellier 2002) o, traduciendo literalmente, campos de clastos somitales. Para el caso de las cuarcitas su origen se debe a la evolución de *felsenmeer* previos o bien a ser testigos de un nivel de meteorización muy antiguo, en el cual los finos hayan sido lavados (Sellier 2002). Sin embargo su origen en Fuentes Carrionas es análogo al de los campos de bloques, con la diferencia del sustrato sobre el que se originan.

En Fuentes Carrionas los campos de clastos somitales se desarrollan sobre todo en las áreas libres de glaciares durante el Último Máximo Glaciar en sustratos conglomeráticos (Pellitero 2008a) y, en menor medida, en otros sustratos duros (areniscas y pizarras areniscosas, pero también diques granodioríticos) en las cimas del entorno de Tres Provincias, en especial en el cordal entre el Pico de las Lomas, Cuartas y Guadañas.

En el primer caso (conglomerados) los campos de clastos son el resultado de la crioclastia prolongada ejercida sobre los conglomerados de la Fm. Curavacas en un entorno no afectado por el glaciario durante un tiempo prolongado, y suficientemente alto como para dificultar la colonización vegetal de la formación superficial, por lo que hay una ausencia de suelo.

Sin embargo en ocasiones los campos de clastos somitales cubren áreas glaciadas bien mediante

caída por gravedad bien mediante soliflucción, como ocurre en la difluencia del Huerto Chico. De hecho en este punto el campo se ha formado a partir de till, lo cual se demuestra por la existencia de un bloque errático empastado en la formación, que está siendo parcialmente enterrado por los cantos y bloques solifluídos o caídos por gravedad, como podemos ver en la Figura 6.23. Este es un caso que también contempla Sellier (2002), y que evidencia una evolución de las formas relativamente rápida. En este caso esta morrena tiene menos de 20000 años, al estar esta área glaciada durante el Último Máximo Glaciar y la fase de Retroceso I, por lo que la evolución de la misma ha de ser más reciente.



Figura 6.23: Vista hacia el NW de la morrena de Huerto Chico, convertida en una pedrera somital.

En la mayoría de las ocasiones, sin embargo, los campos de clastos somitales ocupan áreas no glaciadas. En ellos encontramos además procesos secundarios de soliflucción, como terracillas, derrubios escalonados o lóbulos de soliflucción, en función de la pendiente y de la mayor o menor existencia de material fino, que también tiene que ver con la mayor o menor densidad de cantos dentro del conglomerado. Otro proceso que puede influir en la mayor o menor cantidad de suelo es la deflación eólica de los materiales finos, apuntada por Sellier (2002) como un proceso notable en la eliminación de material fino de los campos de clastos. Aunque sólo es una hipótesis podemos encontrar algunas diferencias dentro de campos de clastos somitales achacables a este fenómeno, como puede verse en la Figura 6.24. Existen campos de piedras somitales en conglomerados en las áreas cimerales del Curavacas, Curruquilla y Pico Lezna principalmente.



Figura 6.24: Vista hacia el N de un campo de clastos somital conglomerático en la Loma Oriental, entre el Huerto Chico y el Hoyo Desconocido (área del Curavacas). La ausencia de finos en primer término ha imposibilitado la colonización vegetal, que sí es posible hacia el fondo de la imagen. Proponemos la deflación eólica como proceso clave en esta ausencia, aunque se deberían encontrar depósitos arenosos para confirmarlo.

Los campos de clastos somitales no conglomeráticos son propios de las cumbres generalmente no glaciadas más altas del sinclinal de Lechada, ya que se tienen que unir tres características para que aparezcan:

1. Pendientes suaves, por debajo del umbral entre 30° - 35° , ya que por encima de estas pendientes el campo de clastos evoluciona a una ladera con terracillas, un talud de derrubios o lóbulos de soliflucción.
2. Sustrato de pizarra areniscosa o arenisca tanto de la Fm. Lechada como de la transición entre ésta y la Fm. Curavacas.
3. Una altitud suficiente para que la colonización vegetal y la formación de suelo se vean comprometidas. En general por encima de los 2.100 m.

El resultado son campos con una proporción de finos en superficie escasa, y clastos entre 15 y 30 cm. de eje mayor, angulosos y subangulosos, es decir, originados in situ por crioclastia. En las áreas no glaciadas los campos de clastos somitales evolucionan normalmente hacia terracillas a medida que aumenta la cantidad de finos y la pendiente, como ocurre en las laderas de los picos Tio Celestino y Alto del Ves (Figura 6.25). Por el contrario en áreas glaciadas los campos de clastos somitales pueden desaparecer directamente dentro de los circos (caso de los campos

de clastos somitales entre el Pico Curavacas y el Hoyo Desconocido) o evolucionar a taludes de derrubios, como ocurre en el circo del pico Cuartas SE, donde la pedrera somital evoluciona a talud de derrubios sin que exista ningún cantil originado por erosión glacial que marque el límite de ambos (Figura 6.26). En la ladera W del cordal Tres Provincias-Cubil del Can encontramos la transición entre los campos de bloques y los campos de clastos somitales. Esta transición está marcada exclusivamente por la litología, ya que en esta ladera encontramos además de las pizarras y areniscas de la Fm. Lechada, granodioritas y distintos grados de metamorfismo en el contacto entre los diques granodioríticos y las areniscas. A ello se une una pendiente regular de 20-25° y una altitud por encima de 2300 metros, altitud suficiente para que algunas microformas periglaciares sigan siendo activas, o lo hayan sido recientemente (Figura 6.27).



Figura 6.25: Situación de transición entre un campo de clastos y un campo de terracillas en la ladera del pico Tio Celestino, a 2300 metros de altitud.



Figura 6.26: Vista hacia el E del campo de clastos somital del pico las Lomas (2400 metros de altitud aprox.) obsérvese a la derecha de la imagen la transición de una pedrera somital a un talud de derrubios, alimentado parcialmente por los pequeños crestones areniscosos y parcialmente por la propia pedrera.



Figura 6.27: Campo de clastos en la cumbre del Cubil del Can-Tres Provincias, con lóbulos de solifluxión en la parte superior, en cuyo frente se concentran los clastos de mayor tamaño.

6.3.2.2. Corrientes y laderas de bloques

Las **corrientes de bloques** son espacios de ladera ocupados por un caos de clastos cuarcíticos decimétricos, sin material fino en superficie ni colonización vegetal, y siempre con una forma más alargada ladera abajo que ancho, lo cual les da el nombre de corrientes de bloques, aunque otros autores prefieren el nombre de ríos de bloques (Arnáez y García Ruiz 2000, Peña et al. 2000) o mantos de derrubios (Sanz y Pellicer 1994). Aparecen canalizados en fondos de valle o en callejones rocosos (Pedraza 1996) y presentan pendientes muy variadas, desde prácticamente la pendiente de equilibrio hasta 4° (André et al. 2008). La granulometría de los bloques es generalmente de decimétrica a métrica, sin que exista una fábrica ni una orientación predominante (fábrica isotrópica) o en todo caso con fábrica fluidal, es decir, en dirección a la pendiente (Sellier 2002).

Difieren de las laderas de bloques en que éstas poseen más material fino y suelen estar ocupadas por vegetación, ya que además poseen bloques de menor calibre, y que no necesariamente ocupan vaguadas. Se diferencian morfológicamente de los glaciares rocosos por la ausencia de marcas de flujo. El denominador común con las laderas de bloques es la ausencia en sus cabeceras de una fuente visible de rocas (White 1976), por lo que en su formación hay que descartar cualquier proceso de caída por gravedad pura (Valcárcel y Pérez Alberti 2002). Son formas relativamente ubicuas, con representación en ambientes mediterráneos (Sanz y Pellicer 1994, Peña et al. 2000), atlánticos (Valcárcel y Pérez Alberti 2002, André et al. 2008, Wilson et al. 2008), subtropicales (Boelhouwers et al. 2002) y antárticos (Serrano y López Martínez 1998), aunque siempre con herencias periglaciares o procesos periglaciares activos.

El origen de las corrientes de bloques vendría dado por la ruptura por crioclastia de clastos y su geliflujión como una masa de clastos gruesos con una matriz arenosa, bajo condiciones de *permafrost*, alternancias de hielo - deshielo más eficaces, aportes nivales más abundantes y mayor afluencia de aguas de fusión nival que las existentes actualmente (Sellier 2002). El lavado posterior elimina el material fino, que en ocasiones aparece al pie de las corrientes de bloques formando abanicos (Peña y Lozano 2004). Esta teoría ha sido puesta en duda por algunos autores, que piensan que la citada ubicuidad de este tipo de formas y la existencia de pátinas ferruginosas en los clastos (André et al. 2008) no permite asegurar un origen periglaciario para todas ellas (André 2003). Para ellos las corrientes y campos de bloques podrían ser el remanente de varios procesos acontecidos bajo diferentes ambientes, que van desde el subtropical hasta el periglaciario pasando por climas

templados y húmedos (André et al. 2008).

Esta teoría es compatible con observaciones realizadas en áreas en las que estas corrientes de bloques son activas actualmente, como por ejemplo la Antártida (Serrano y López Martínez 1998), ya que la última fase descrita en el proceso de formación de corrientes de bloques es necesariamente periglaciaria. Además explicaría la “discordancia temporal entre formas y depósitos” que indicamos más adelante: tal discordancia no existiría.

Los resultados publicados de dataciones de este tipo de formas por cosmogénicos han ofrecido edades muy dispares, aunque bien es verdad que en ambientes muy distintos. Barrows et al. (2004) han datado corrientes de bloques en Australia en el LGM (Último Máximo Glaciar global), entre los 15.000 y 30.000 años B.P. Sin embargo las dataciones ofrecidas por Wilson et al. (2008) en las mismas corrientes de bloques descritas como poligénicas por André et al. (2008), situadas en las Islas Malvinas, arrojan edades entre 40.000 y 700.000 años, lo que empuja a los autores de estas dataciones a suponer una formación lenta de los campos de bloques durante todo el Pleistoceno Medio y Superior.

En nuestra área de estudio encontramos corrientes de bloques por encima de los 1400 metros, en afloramientos principalmente cuarcíticos, pero también en areniscas de la Fm. Lechada. Hay que destacar que encontramos tanto laderas como corrientes de bloques en áreas deglaciadas -lo que diferencia esta forma de los campos de bloques, que son inequívocamente exteriores al glaciario en Fuentes Carrionas-, hecho que explicaremos más adelante. A pesar de que su definición y génesis ha sido bien distinguida, en ocasiones es difícil determinar si una superficie de clastos tiene su origen en la caída por gravedad desde un cantil, ya que existen pequeñas paredes rocosas en su cabecera, aunque éstas son mínimas en comparación con la superficie de bloques. Las corrientes de bloques más extensas se encuentran en la ladera S del cordal Curavacas-Lagunillas, a lo largo del afloramiento de cuarcitas de la Fm. Murcia. Suelen ocupar el fondo de los valles o vallejos al pie del Pico Lagunillas (Figura 6.28), mientras que al W de Vidrieros se sitúan en el valle de Postil de Soña. En este último sector no puede descartarse la importancia de la caída de bloques desde crestas hoy desmanteladas, al igual que ocurre en los canchales cuarcíticos del aledaño valle de Cabriles. Además en las corrientes de bloques de Postil de Soña se pueden encontrar algunos bloques de conglomeráticos de tamaño notable reposando sobre los campos de bloques (Figura 6.29), hecho que hemos explicado como el resultado de flujos de derrubios o avenidas de gran intensidad en la

cara S del Curavacas.



Figura 6.28: Corriente de bloques en la cara E del Pico Lagunillas, a 1900 metros de altitud.



Figura 6.29: Bloques conglomeráticos reposando sobre una corriente de bloques cuarcítica en el sector de Postil de Soña.

Una de las corrientes de bloques de mayor extensión de la ladera SE del Pico Lagunillas se encuentra en el fondo de un circo glaciar poco marcado, por tanto dentro de un entorno deglaciado. Esta superficie ha sido cartografiada como corriente de bloques debido a la ausencia de un cantil que origine los bloques. Su origen sin embargo sería poligénico: sedimentación glaciar, levantamiento y reordenación por crioturbación y finalmente lavado de la matriz fina. Este proceso

ha sido observado también por Santos (2010) en el Alto Sil, el cual nombra estas superficies como “líneas de canchales”. Siguiendo hacia el W la Fm. Murcia encontramos una corriente de bloques al pie de las Canchas de Ojeda, en un fondo de Vallejo, ya en el valle de Cardaño y, por último, otra pequeña corriente de bloques en el valle de Valcabe.

Con la intención de saber más sobre esta forma hemos realizado la descripción de granulometría y de fábrica de la corriente de bloques ubicada en las cercanías de Vidrieros (Figura 6.30). Se trata de una corriente de bloques de 672 metros de longitud por 204 metros de anchura máxima, situada en una ladera con una pendiente decreciente desde los 25° de la cabecera hasta los 19° al pie de la corriente, en dirección 190°N. Ésta se sitúa entre los 1565 y los 1409 metros de altitud. En apariencia la corriente presenta un hundimiento central y dos “levées” laterales. La litología es exclusivamente cuarcítica. Se ha tomado una muestra aleatoria de bloques a lo largo de un transecto de W a E, estudiando la longitud del eje mayor y la dirección de éste. El resultado se expone en la Tabla 6.2.

Tabla 6.2 *Valores morfométricos de la corriente de bloques de Vidrieros.*

Parámetros	Valores
Media diámetro	66,07 cm
Mediana diámetro	55 cm
Desv. estándar diámetro	45,01 cm
Centilo	220 cm
Número de bloques	38 cm

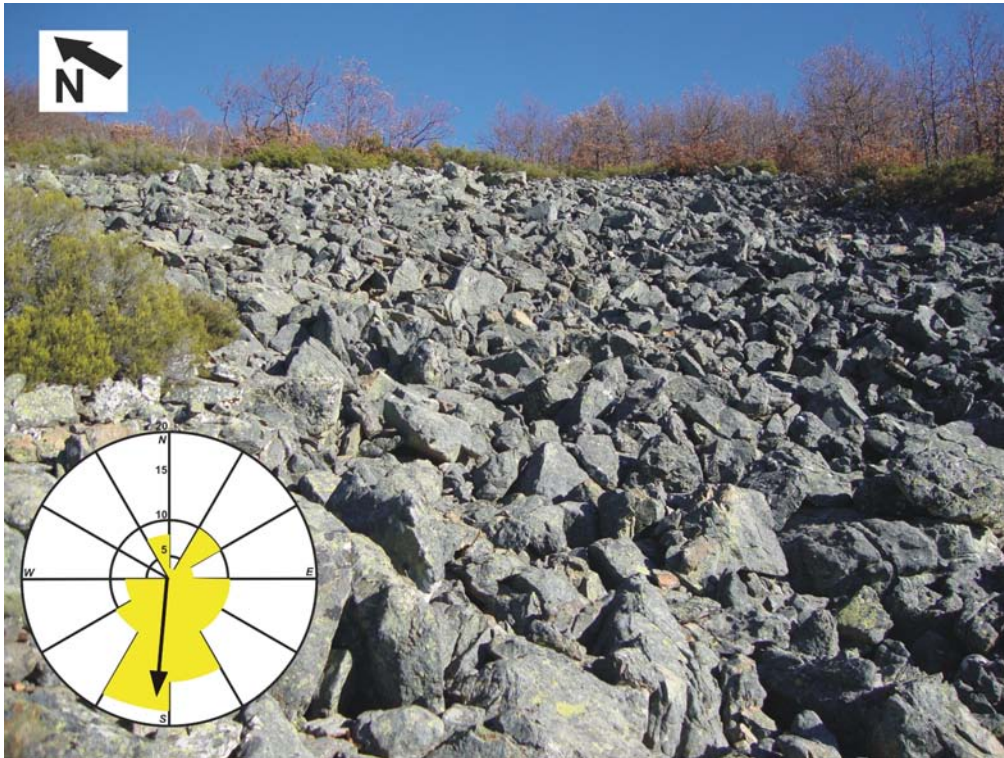


Figura 6.30: Vista de la corriente de bloques de Vidrieros. El gráfico corresponde a porcentaje de bloques por dirección del eje mayor. No se tomaron datos de inclinación, sin embargo ésta se tuvo en cuenta, ya que algunos de los bloques computados tenían su eje mayor inclinado a contapendiente. Éstos corresponden a los bloques situados en el primer y cuarto cuadrantes. La flecha indica la pendiente general de la ladera.

Los datos indican que no existe una ordenación clara de los clastos por tamaño desde los extremos al centro. Los clastos tienen un tamaño muy variable entre los 10 cm. y alrededor del metro, como confirma la amplia desviación estándar de la media. La fábrica es predominantemente fluidal pero no faltan los cantos verticales u orientados a contrapendiente.

Otras características de la corriente son:

- Prácticamente todos los bloques son aristados o subaristados, con uno sólo encontrado que presenta redondeamiento (subredondeado).
- Todos los bloques, a excepción de uno desgajado recientemente de un bloque mayor, presentan abundante colonización líquénica.
- Existen bloques verticales, aunque no podemos confirmar que sea por crioturbación, ya que no hay material fino intersticial.
- Algunos bloques aparentan ser en realidad estratos cuarcíticos aflorantes “*in situ*”, ya que presentan estratificaciones.

- Algunos bloques presentan "*taffonis*" de tamaño centimétrico y decimétrico en las caras superficiales (Figura 6.31).

Como conclusión de la descripción de esta corriente de bloques, aunque no podemos descartar que el conjunto haya fluído ladera abajo, la dominante en esta ladera ha sido la ruptura de bloques *in situ*, que eventualmente habría llegado a borrar completamente las crestas cuarcíticas. Esta crioclastia profunda no es hoy activa, aunque sí procesos secundarios de ruptura de bloques y meteorización química localizada (*taffonización*). Todo el conjunto da muestras de antigüedad (colonización liquénica, *taffonis*).

Como conclusión general a las corrientes de bloques son formas distintas de todas las demás morfología periglaciares en rocas silíceas, pero los procesos que las originan pueden ser variados. Por ello no podemos admitir que la presencia de una corriente de bloques implica necesariamente el flujo de bloques ladera abajo en un ambiente de *permafrost*. Por otro lado la granulometría y aristado de los bloques parecen confirmar un origen periglaciario de los mismos, aunque no podemos descartar la removilización de clastos alterados previamente (aquellos redondeados).



Figura 6.31: Taffoni en bloque cuarcítico dentro de la corriente de bloques de Vidrieros.

Las **laderas de bloques** son también extensiones con una pendiente determinada que están

ocupados por clastos cuarcíticos decimétricos. La diferencia con las corrientes de bloques sería genética: en este caso los bloques se originaron in situ o su movimiento ladera abajo fue muy leve, aunque cabe la posibilidad de que las corrientes de bloques no sean más que laderas de bloques más afectadas por lavado de finos. Presentan mayor cantidad de matriz fina, por lo que es posible que se encuentren colonizadas por vegetación. Al igual que las corrientes de bloques las laderas de bloques se encuentran en afloramientos de rocas silíceas duras, y en ocasiones se conectan con campos de bloques, por lo que no serían más que la prolongación de éstos ladera abajo. De hecho algunas formas periglaciares situadas en los campos de bloques, tales como los suelos ordenados o círculos de piedra tienen su prolongación en laderas de bloques en forma de suelos estriados (Figura 6.32). Así en las vertientes S y N de las Lagunillas existe una amplia ladera de bloques conectada con el campo de bloques cimero, claramente interrumpida por la erosión glaciár en la vertiente septentrional (Figura 6.33).

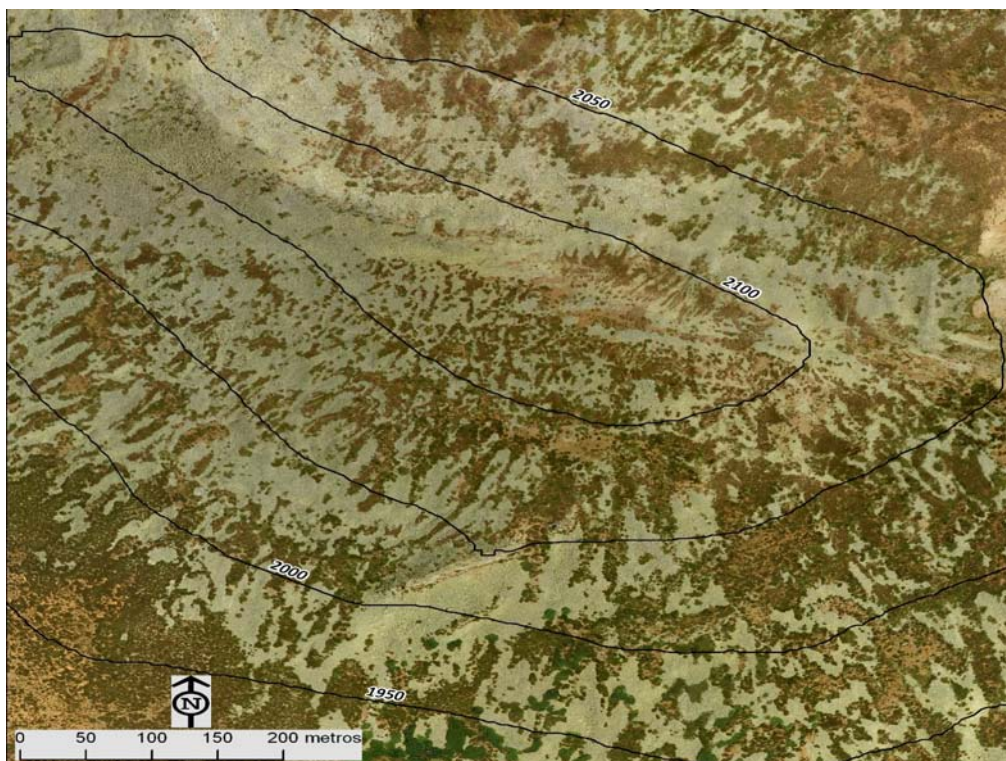


Figura 6.32: Prolongación de los suelos estructurados del campo de bloques de Lagunillas en las laderas de bloques al N y S del pico. Imagen: PNOA.



Figura 6.33: Vista hacia e SE de la cara N del Pico Lagunillas desde el Collado de Picorbillo. Puede observarse una ladera regular cubierta de por una ladera de bloques e interrumpida perpendicularmente por la erosión glaciar.

Las laderas de bloques se extienden por todo el afloramiento de la Fm. Murcia hacia el W en las laderas de Canchas de Ojeda (Figura 6.34) y el Castillo, ya en el valle de Cardaño, y hacia el S en las laderas del pico Santa Lucía, al SE de Vidrieros. En este último caso, si aceptamos la extensión máxima del glaciar del Carrión durante el UMG hasta el sector de la Torca (ver Apartado 5.3.4.1), las laderas de bloques serían también de origen glaciar, es decir, mantos de till lavados o líneas de canchales.



Figura 6.34: Ladera de bloques conectada con un campo de bloques cimero en la cara S del pico Canchas de Ojeda vista desde el valle de Cardaño.

En el Valle de Lechada existen superficies que asemejan corrientes de bloques en áreas deglaciadas al menos en dos lugares, siempre dentro de la Fm. Lechada. Estas laderas tienen su origen en mantos de till lavados posteriormente, por lo que serían equivalentes a las mencionadas líneas de canchales (Figura 6.35).



Figura 6.35: Ladera de bloques en un entorno deglaciado en el Valle de Lechada. Puede observarse la ausencia de pared rocosa que justifique un origen gravitacional del depósito.

A la hora de describir las laderas de bloques en pocas ocasiones se cuenta con perfiles que permitan describir su relación con suelos y sustrato. En la ladera S del pico Lagunillas, a 1496 metros de altitud, en una ladera de bloques colonizada por un rebollar de ejemplares jóvenes, con estrato arbustivo de *Erica cinerea* y rodales de abedul en los lugares más húmedos, un camino forestal ha abierto una zanja de aproximadamente 2 metros (Figura 6.36). El perfil presenta las siguientes facies:

- **Facies 0:** 40 cm. Conglomerado de areniscas y pizarras redondeadas, subredondeadas y subaristadas en un cemento silíceo, contacto progresivo. Sustrato.
- **Facies 1a:** 60 cm. Banco de cantos y bloques redondeados, subredondeados y aristados de areniscas completamente arenizadas y pizarras fuertemente alteradas (se rompen con facilidad), matriz fina con arenas y limos, sin estructura, contacto progresivo. Sustrato alterado.
- **Facies 1b:** 100 cm. Depósito limoso, contacto neto, sin estructura aparente, con raíces más finas y saturado de agua, color marrón rojizo. Paleosuelo (Horizonte B).
- **Facies 1c:** 20cm. Cantos y gravas subaristados y subredondeados de arenisca en matriz

arenosa, contacto progresivo, sin estructura pero con cierta granoclasificación inversa (más gruesos a techo), abundantes raíces. Paleosuelo (Horizonte A).

- **Facies 2:** 80 cm. Bloques aristados y subaristados cuarcíticos sin matriz fina, sin estructura ni clasificación, con fábrica en dirección a la pendiente, color rojizo. Depósito solifluído.

Se trata por tanto de una superficie en la que los bloques cuarcíticos han fluído sobre un paleosuelo que tuvo que formarse en un momento de temperaturas al menos templadas, ya que presenta rocas alteradas químicamente.

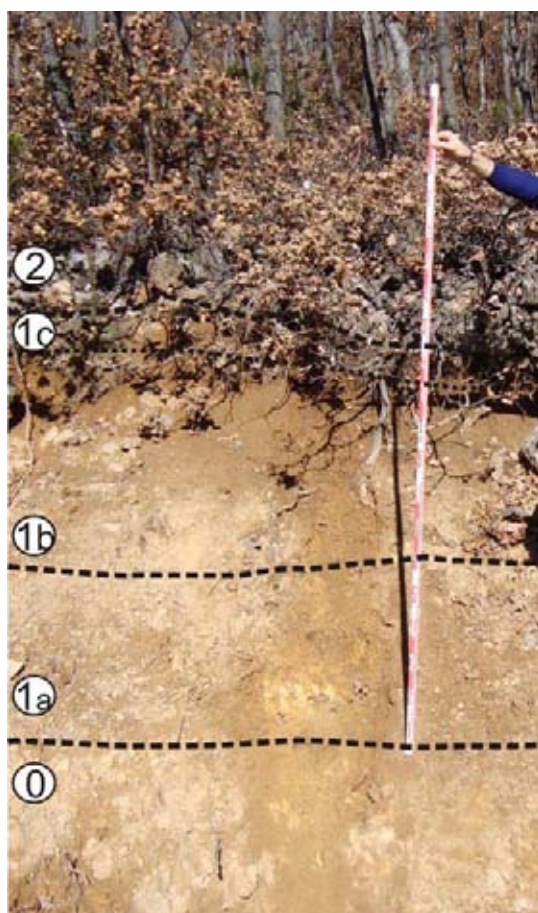


Figura 6.36: Formación superficial de bloques suprayacente a un paleosuelo en la ladera S del Pico Lagunillas.

La génesis de las laderas de bloques no está exenta de dudas, al igual que la de corrientes y campos de bloques. En los casos en que estas formas han sido cortadas por caminos puede observarse una disminución del grosor de los clastos a medida que aumenta la profundidad en el depósito (granoclasificación negativa), así como en los laterales del mismo. No hemos podido confirmar la situación de flujo sobre una litología diferente de la que originó las corrientes de

bloques, aunque sí que se ha observado el flujo de bloques sobre un paleosuelo que conserva cantos alterados. Ello confirmaría por lo tanto un origen por soliflucción (tal vez geliflucción).

En cuanto a su inclusión en la secuencia morfoestratigráfica también existen dudas, ya que algunas formas son claramente cortadas por la erosión glaciaria mientras que otras aparecen precisamente en áreas deglaciadas. Por otro lado la situación de las laderas de bloques, principalmente en laderas regularizadas eminentemente antiguas (las llamadas paleopendientes), nos llevaría a la conclusión de que son formas en las que existe una “discordancia temporal entre formas y depósitos”, como expuso Sellier (2002).

6.3.2.3. La dinámica de formación de campos, laderas y corrientes de bloques

A partir del análisis de laderas y corrientes de bloques en Fuentes Carrionas, se concluye que laderas y corrientes de bloques son formas poligénicas (Figura 6.37). Las laderas y corrientes de bloques localizadas en áreas no glaciadas se han ido formando a partir de procesos esencialmente periglaciares: crioclastia (como demuestra la mayoría de bloques aristados), crioturbación y soliflucción (como demuestran las formas de geliflucción heredadas que se muestran en la Figura 6.32 y el hecho de que fosilicen paleosuelos, como se ha mostrado en la Figura 6.36). Junto al periglaciario, y sobre todo una vez que éste deja de ser el proceso principal, aumenta la importancia de procesos gravitacionales de detalle como la reordenación de clastos por gravedad, y sobre todo o el lavado de finos por arroyamiento. Es de destacar que muchas de las corrientes de bloques se encuentran en los fondos de vallejitos que drenan la alineación del Curavacas por el S, ello denotaría un lavado masivo de finos sobre todo en los momentos de fusión nival, ya que el agua tiende a canalizarse por estos vallejitos, lo cual originaría las corrientes de bloques que hoy vemos. En momentos de afluencia de aguas masiva los torrentes habrían sido capaces de desplazar bloques conglomeráticos como los citados en Postil de Soña. Por el contrario las laderas de bloques ubicadas en áreas deglaciadas, a pesar de poseer una morfología idéntica, responden a una dinámica diferente. En ellas, aunque no se pueden descartar procesos periglaciares que hayan afectado al conjunto, los procesos más importantes son el transporte y depósito glaciario, y el posterior lavado del material fino.

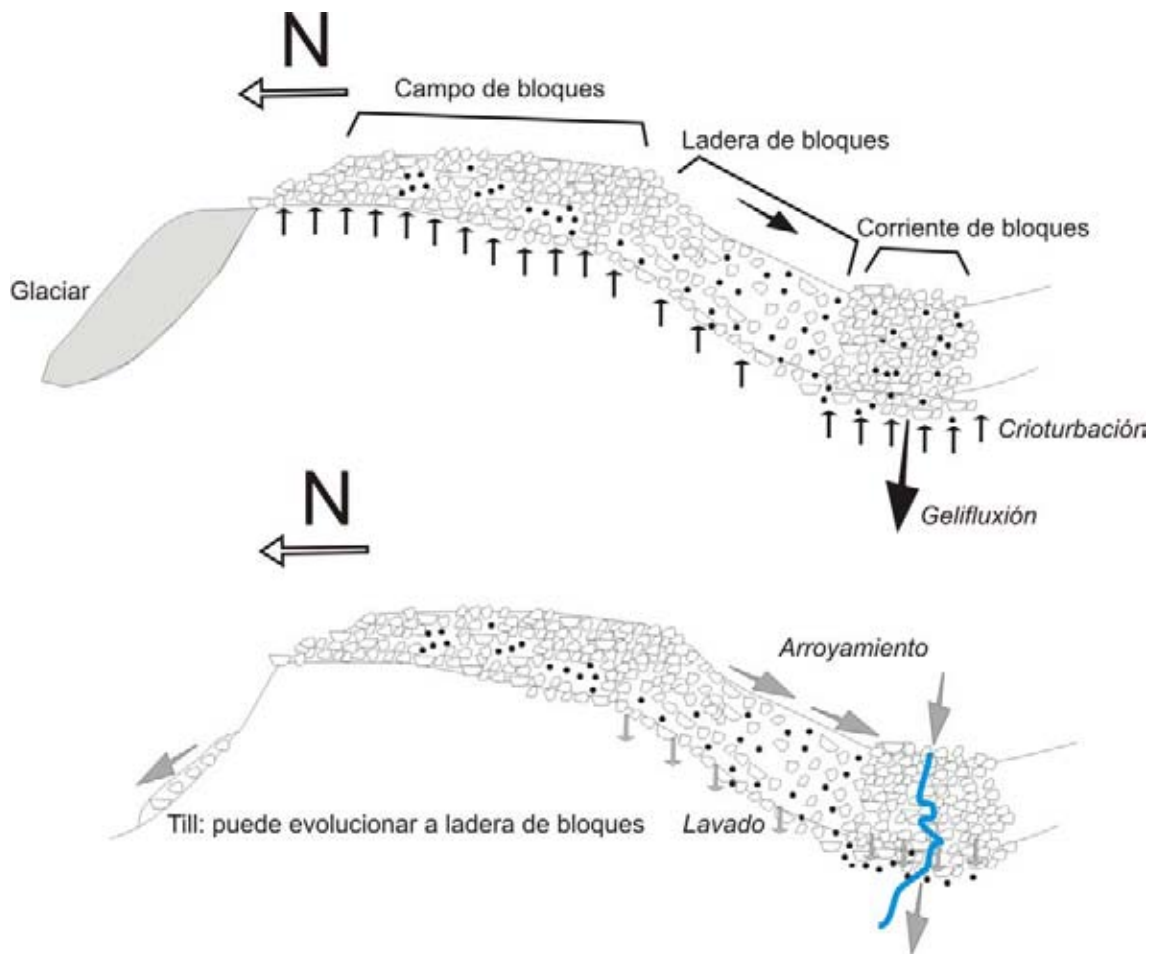


Figura 6.37: Dinámica de laderas, campos y corrientes de bloques en una fase glaciaria y en una fase interglaciaria.

6.3.2.4. El significado (paleo)ambiental de pedreras somitales, laderas y corrientes de bloques

Varios autores consideran los campos de bloques como testigos de paleonunataks wurmienses (Sellier 2002, Ballantyne 1998), hecho que, al menos para el caso de Fuentes Carrionas, se cumple mayoritariamente. Por otro lado, y en consonancia con lo observado por García de Celis (2002) en la Sierra del Suspirón leonesa, determinamos que tanto campos de bloques como corrientes de bloques responderían a las mismas condiciones paleoambientales periglaciares, siendo las primeras áreas de cabecera de las segundas, y distinguiéndose ambas simplemente por una pendiente mayor en el caso de las laderas o corrientes de bloques. Todos estos depósitos que encontramos en las cimas y vertientes cuarcíticas actualmente carecen de actividad, como demuestra la abundante colonización de los bloques por líquenes e incluso, en algunos casos, por árboles colonizadores como el abedul,

el rebollo o el álamo temblón y, en mucha menor medida, por arbustos. Existen, empero, algunas corrientes de bloques insertas en áreas deglaciadas cuya interpretación no es climática. A raíz de lo expuesto por Santos (2010) y sobre todo por Iturrizaga (2008), una cantidad importante de los elementos geomorfológicos de laderas deglaciadas no están controladas por el clima, sino que son la herencia sedimentaria del glaciarismo. Estas laderas y corrientes de bloques serían el resultado del lavado de material fino en mantos de till y morrenas laterales, por lo que solamente quedaría in situ el material grueso, tapizando la ladera hasta el límite superior del glaciar que depositó ese manto.

6.3.2.5. La discordancia temporal entre formas y depósitos

La existencia de una desconexión entre los campos y laderas de bloques como depósito y las laderas regularizadas o “irregulares” es un hecho apuntado por Sellier (2002) para las laderas cuarcíticas en medios atlánticos (Figura 6.38). En efecto, si aceptamos la génesis canónica de los campos y laderas de bloques como producto de un ambiente periglacial wurmiense, y las vertientes regulares o irregulares (más evolucionadas incluso) como herencia de relieves precuaternarios, obtenemos una discordancia de varios millones de años entre ambos. Por otro lado hemos visto cómo laderas y corrientes de bloques pueden fosilizar paleosuelos evolucionados, testigos de climas cuando menos templados.



Figura 6.38: Discordancia entre formas y depósitos: paleovertiente cubierta por una ladera de bloques en la ladera S del Pico Lagunillas.

La hipótesis de André et al. (2008) de una evolución lenta de las corrientes de bloques, que se vieron confirmadas con dataciones por Wilson et al. (2008) pueden dar una pista de la explicación de dicha discordancia, explicación también propuesta por Sellier (2002). Estos lugares serían testigos

de una evolución con ritmos morfogenéticos extremadamente lentos, con una modificación de las formas limitada, incluso cuando las formaciones asociadas ocupan espacios extensos. Las superficies cubiertas de bloques actuales no serían más que el último paso dentro de dicha evolución, en la que la formación de suelos, su erosión y lavado, y la crioturbación y solifluxión contribuyen a modelar estos espacios. Al igual que las laderas y corrientes de bloques, los campos de bloques y piedras somitales, a pesar de poseer microformas periglaciares, **no serían el producto de una sola fase fría, sino de la acción periglaciaria a lo largo de todo el Pleistoceno Medio y Superior.**

Esta hipótesis explica bien la evolución desde el relieve de herencia finiterciaria (las vertientes regularizadas) hasta el depósito cuaternario (las laderas de bloques). Pero ¿podemos aceptar que durante el Holoceno estas formas y depósitos no han sufrido cambios? Mucho ha cambiado el paisaje durante el Holoceno, en el que el principal agente morfogenético ha sido, tal vez, el Hombre. La deforestación y creación artificial de pastos han sido una constante desde al menos la Edad Media en Fuentes Carrionas (Martínez Mancebo 2010), con presiones ganaderas muy fuertes, como las 40.000 cabezas de ganado merino que pastaban anualmente en el término de Vidrieros a principios del S. XIX (Miñano 1826). Las implicaciones geomorfológicas de tal actividad en los Pirineos, bien estudiadas desde el Instituto Pirenaico de Ecología, son el aumento de la erosión torrencial y fluvial, de los procesos gravitacionales, del aporte de agua a los ríos y, finalmente, de la sedimentación en el piedemonte (García Ruiz 2010, García Ruiz et al. 2010). Esta misma situación ha sido descrita para la evolución geomorfológica de entornos kársticos del N de Burgos, dentro ya de la Cordillera Cantábrica (González Amuchastegui y Serrano 2007), identificándose una fase morfogenética holocena -iniciada hace aproximadamente 4000 años- de reactivación de procesos de ladera. Esta fase estuvo ocasionada principalmente por la colonización antrópica del espacio como pastizal, reduciendo la protección vegetal del suelo. Una situación similar tuvo que ocurrir en Fuentes Carrionas, aunque carecemos de datos para confirmarla. En todo caso la reactivación de la solifluxión laminar pudo conllevar la extensión de laderas de bloques a expensas de espacios con suelos desarrollados. Como resultado **laderas y corrientes de bloques no son únicamente herencia climática sino también antrópica.**

6.3.2.6. La dinámica actual de campos, laderas y corrientes de bloques

Los campos de bloques son áreas poco propicias a la colonización vegetal y los usos agrarios. El recubrimiento de bloques angulosos dificulta cualquier actividad, e incluso el avance del bosque que se observa sobre las laderas de bloques viene casi siempre liderado por especies colonizadoras y resistentes, entre las que destacan el abedul (*Betula sp.*) y el roble rebollo (*Quercus pirenaica*). Debido al tamaño de los bloques, la inexistencia de *permafrost* y la suave pendiente en que se suelen ubicar estas formas, los procesos geomorfológicos son escasos dentro de campos y laderas de bloques. Solamente la crioclastia localizada y el lavado de finos son procesos geomorfológicos activos.

Sin embargo los campos, laderas y corrientes de bloques ejercen una labor en la circulación hídrica. Estas formaciones son altamente permeables por lo que en las laderas recubiertas de bloques se suele formar un acuífero subsuperficial que aflora en el contacto entre éstas y el sustrato o formaciones superficiales más impermeable (mantos de till, mantos de alteración, terrazas fluviales ...). Por esta razón los campos y laderas de bloques son reguladores hídricos que retienen las precipitaciones y el agua de fusión nival, para liberarla de manera paulatina en las épocas de aridez (Figura 6.39).



Figura 6.39: Vista del contacto entre una ladera de bloques y el sustrato aflorante en la vertiente S del valle del Carrión, 2 km. al E de Vidrieros. Puede distinguirse la capa de hielo subyacente a la capa de nieve. Este hielo proviene de la surgencia del acuífero subsuperficial formado por debajo de la ladera de bloques. Es precisamente la congelación del hielo superficial la que permite mantener la nieve en superficie, ya que ésta se ha fundido en el resto de la ladera.

6.3.3. Los depósitos de ladera de origen periglaciario

En este grupo incluimos todas las laderas en las cuáles hemos observado la existencia de un coluvión que ha contribuido a su evolución hacia laderas regularizadas. En general hay tres tipos básicos de coluvión en el área de estudio:

a) Los depósitos de bloques con matriz arcillosa, llamado *head* en inglés y *formations limo-neuses à blocs* en los estudios en francés (Pérez Alberti y Valcárcel 2000). Se trata de depósitos formados por bloques heterométricos en posición predominantemente planar en dirección a la pendiente, empastados en una abundante matriz arcillo - arenosa (Figura 6.40). Suelen dominar los cantos y bloques angulosos o subangulosos, es decir, de origen periglaciario. Una excepción son los depósitos desarrollados sobre conglomerados, cuyos clastos están redondeados. Tapizan gran parte de las laderas de Fuentes Carrionas, en ocasiones removilizando material glaciario, por lo que han de ser posteriores.



Figura 6.40: Imagen de un depósito tipo head en el sector de Hormigales, en el valle de Valdenievas.

b) Derrubios ordenados, *éboulis ordonnés* en francés (Tricart 1963) o *stratified slope deposits* en inglés (French 2007), constituidos por fragmentos angulosos que se alternan con capas de materiales finos en capas aparentemente rítmicas (Pérez Alberti y Valcárcel 2000). Se forman por

la a partir de la gelifración desde cantiles, la cual resulta en la caída de material tipo canto o grava. Este material una vez depositado continúa siendo movilizado por soliflucción, en función de la disponibilidad de material fino (Tricart 1963). Existen sobre todo al pie de los escasos cantiles calizos existentes en el área de estudio, ya que esta roca en su disgregación produce abundantes clastos de tamaño canto. También hay derrubios ordenados en pizarras, sobre todo en las laderas del valle de Lechada. Este tipo de depósitos son muy comunes en márgenes glaciares, donde las laderas yuxtaglaciares presentaban condiciones periglaciares adecuadas para la formación de derrubios ordenados. Hemos encontrado derrubios ordenados fosilizando depósitos de till y bloques erráticos tanto en el frente glaciar de Cardaño (ver Figura 5.52) como en la ladera y frente glaciar de Lechada (Figura 6.41). Por tanto estos derrubios serían testigos de un clima frío, que en principio no necesita la presencia de *permafrost*. Así Tricart (1981) o Van Steij et al. (1995) afirman que muchos de los procesos que actúan en la formación de derrubios ordenados son azonales, y que por el contrario son básicas la ausencia o escasez de vegetación y la presencia de una litología adecuada. En todo caso los procesos de hielo-deshielo, así como el aporte hídrico de la fusión nival parecen ser importantes en su formación.



Figura 6.41: Depósito de *grézes litées* en un margen glaciar.



Figura 6.42: Detalle fr las características granulométricas del depósito (*openwork*) y el bloque errático, con marcas de arranque y transporte glaciar.

c) Brechas cementadas, correspondiente a laderas calcáreas. Se trata de derrubios exclusivamente calizos, aunque pueden contener algún clasto de pizarra o arenisca. La granulometría es variada con bandas de cantos, gravas y en menor medidas bloques angulosos y subangulosos empastados en una matriz carbonatada fuertemente cementada. Hay que destacar que los derrubios, aunque en conjunto presenten granulometrías de gruesos variadas, generalmente están ordenados en bandas uniformes (Figura 6.43), susceptibles de una interpretación sobre su dinámica de formación. Su resistencia a la erosión viene dada por dos circunstancias: por un lado son derrubios extraordinariamente endurecidos por carbonatos, por tanto resistentes a la erosión mecánica. Por otro su matriz calcárea favorece la karstificación de los depósitos, manteniendo su superficie pero creándose conductos subterráneos que canalizan las abundantes aguas de fusión nival y precipitación directa. Esta circulación favorece también los procesos de precipitación secundaria, lo que dificulta la obtención de una muestra fiable para datación mediante U/Th. El contacto entre estos depósitos y el sustrato suele presentar fuentes.

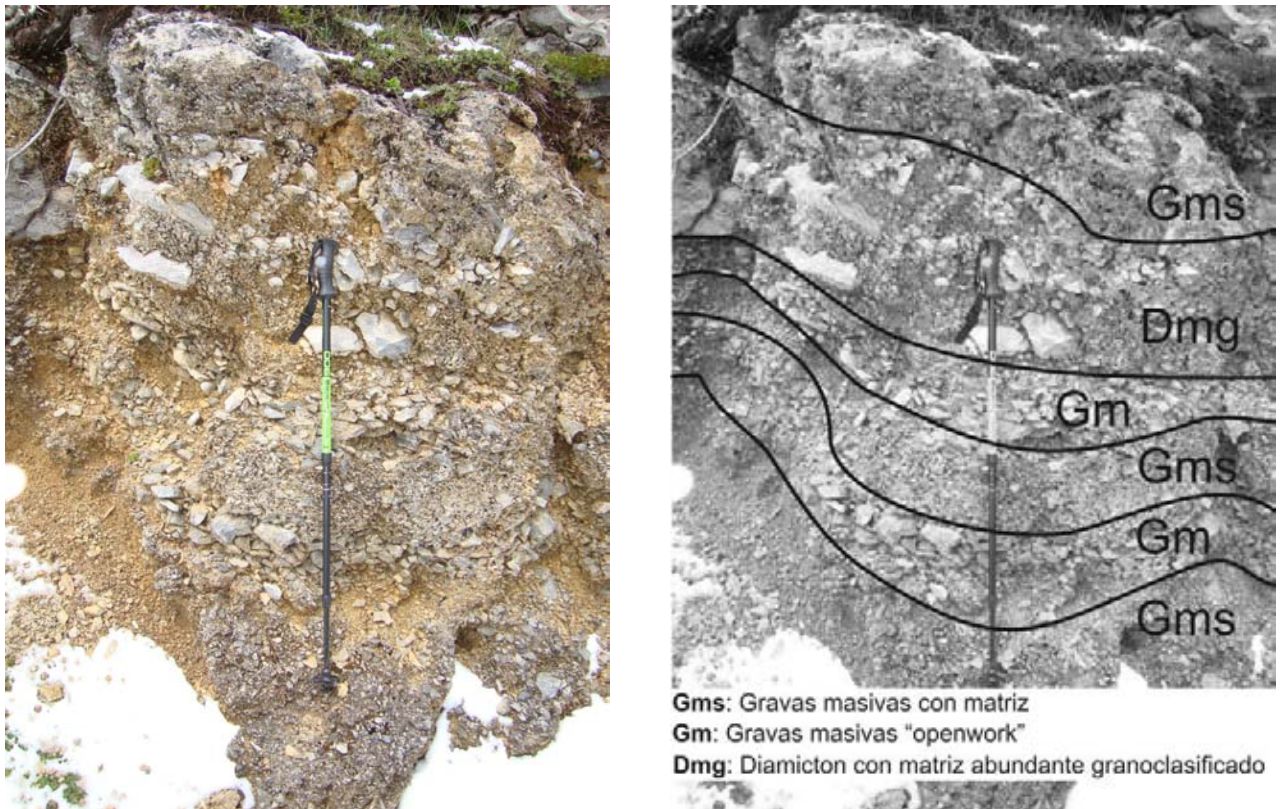


Figura 6.43: Vista en detalle de los derrubios cementados del Espigüete. La distinción de litofacies responde a las clasificaciones de Miall (1977, 1996).

Estos derrubios, que ya han sido citados en el Apartado 4.4.4, son sobre todo abundantes y espesos en la cara S del Espigüete. Aquí forman extensos glacis que claramente superan el sustrato calizo y recubren el pie de ladera, excavado en las pizarras de la Fm. Cervera (Figura 6.44). Son por tanto depósitos que originan formas estructurales.



Figura 6.44: Glacis de acumulación en la ladera S del Espigüete, afectado por la erosión fluvial, y por tanto testigo de un nivel de base más alto que el actual, erosionado posteriormente.

En cuanto al momento de depósito, no se han realizado dataciones de los mismos. En todo caso creemos que han de ser preglaciares o singlaciares, ya que faltan en áreas glaciadas calizas, tales como la cara N del Espigüete o los afloramientos del Ves, mientras que son espesos y continuos tanto en la cara S del Espigüete como en la alineación Peña del Tejo-Santa Lucía. En Picos de Europa depósitos de gonfolitas, análogos a éstos, han sido datados entre 190.000 y 17.000 años B.P. (Castañón y Frochoso 1994). El hecho de que se hayan formado en un momento que el nivel de base general era más alto que el actual, y que en Santa Lucía estén afectados por fenómenos supuestamente neotectónicos, avala su antigüedad (serían herencias del Pleistoceno Medio). Un estudio más profundo de estos sedimentos, apoyado con dataciones, contribuirá al conocimiento paleoambiental de Fuentes Carrionas.

Como conclusión, la significación paleoambiental de los depósitos de ladera es dispar y en ocasiones confusa. Es evidente que todos ellos conllevan el concurso de unas condiciones suficientes para que exista crioclastia, así como de humedad suficiente para que exista solifluxión. También es necesario que la cobertura vegetal sea somera, ya que una cobertura arbórea habría dificultado la solifluxión y favorecido la formación de suelo. Sin embargo estas condiciones no son necesariamente

de frío extremo, y de hecho se cumplen actualmente. En el caso de los derrubios tipo “*head*” éstos pueden haberse originado por influencia antrópica, en el momento en que el hombre quema los bosques para crear pastos artificiales. La reactivación de vertientes por influencia antrópica es un hecho reconocido en Pirineos (García Ruiz et al. 2010), el Sistema Ibérico (González Martín y Rubio 2000). La Figura 6.45 pertenece a un depósito de carbones en las cercanías de Santa Marina, en el valle de Pineda. Se han extraído muestras cuya datación permitiría estimar el ritmo de deposición de los 50 cm. de sedimento suprayacente.



Figura 6.45: Depósito de carbones en un derrubio coluvial en las inmediaciones de Santa Marina.

Los derrubios ordenados, por el contrario, ofrecen menos dudas. Por su situación en los márgenes glaciares y sus características en bandas ordenadas de estructura abierta y cerrada, se originaron en un entorno con un frío riguroso, aunque sin que se pueda determinar la existencia de *permafrost*.

Por último los derrubios cementados del Espigüete parecen tener un origen similar al de los anteriores, aunque los argumentos presentados avalan una formación más antigua, o bien una evolución continua durante el Cuaternario. Hay que destacar que la ausencia de erosión glacial hace de la cara S de Espigüete, Peña del Tejo y Santa Lucía un lugar especialmente interesante para el estudio de las brechas cementadas o gonfolitas. Este interés es mayor si añadimos la

interpretación neotectónica de los derrubios cementados al pie del pico Santa Lucía, realizada en el Apartado 4.4.4.

6.3.4. Formas de flujo: glaciares rocosos y lóbulos protalud

Entendemos como glaciar rocoso la corriente de bloques movilizada por gelifluxión y con formas de flujo (Corte 1987). Dentro de este apartado incluimos también a los derrubios afectados por flujo o lóbulos protalud (*protalus lobes* en inglés), que son acumulaciones de clastos arqueadas al pie de los taludes derivadas de la deformación de un cuerpo helado en presencia de hielo intersticial y *permafrost* (Serrano y López Martínez 1998). Los lóbulos protalud son considerados glaciares rocosos embrionarios (Barsch 1996), por lo que se localizan en los mismos ambientes. Para algunos autores (Hamilton y Walley 1995, Serrano y Agudo 2004) no son glaciares rocosos *sensu stricto*, y por lo tanto es conveniente su distinción.

La existencia de formas de flujo en la Cordillera Cantábrica ha sido descrita posteriormente a la existencia de formas de origen glaciar, debido al mayor desconocimiento existente sobre aquellos hasta épocas cercanas. La primera cita de glaciares rocosos en la Cordillera Cantábrica la encontramos en Clarck (1981), quien atribuye estas formas al final de la fase glaciar “de montaña” coincidente con un ascenso de la línea de equilibrio glaciar y la instalación de condiciones periglaciares por encima de los 1900 metros en toda la Cordillera. Los estudios sobre glaciares rocosos llevados a cabo en Alpes, Andes y Rocosas, donde se desarrolló el cuerpo teórico sobre los glaciares rocosos (Barsch 1996), así como los trabajos realizados en Pirineos, motivaron la descripción y el estudio de este tipo de formas a lo largo de la Cordillera Cantábrica, con aportes en el área de Ancares (Alonso 1989, Pérez Alberti 1994), Omañas y el Bierzo (García de Celis 1991, Redondo et al. 2002, 2004), Montaña Central Leonesa (González Gutiérrez 2002b), Macizo Asturiano (Rodríguez 1995, Jiménez 1996), Picos de Europa (Serrano y González Trueba 2004b) y Alto Campoo (Serrano y Gutiérrez 2000). En el macizo de Fuentes Carrionas - Curavacas no se ha citado la existencia de glaciares rocosos hasta el primer trabajo específico de glaciario en la zona, firmado por Frochoso y Castañón (1996) en el cual admiten la existencia de glaciares rocosos en los fondos de los circos glaciares, e incluso cartografían las formas más evidentes, aunque no realizan una descripción de los mismos. Recientemente algunos trabajos desde la Universidad de León han descrito la existencia de glaciares rocosos en el Valle de Lechada y Cardaño, que drenan

el macizo de Peña Prieta (parte del área de tesis), y en los circos del Pico Orvillo, relieve cuarcítico ubicado entre las localidades de Otero de Guardo y Besande (Fernández Martínez y Fuertes 2009a, 2009b). Dichos trabajos han culminado en la publicación de un monográfico sobre glaciares rocosos en la Cordillera Cantábrica (Redondo et al. 2010) y de un artículo (Gómez Villar et al. 2011) que engloban toda la Cordillera Cantábrica. En dichos trabajos el macizo de Fuentes Carrionas se incluye en dos capítulos, ya que los autores optan por una división administrativa del mismo en sus vertientes leonesa y palentina-cántabra. Cabe destacar que la identificación de glaciares rocosos que esta obra realiza en dicho sector es a nuestro juicio incompleta e inexacta. Ésta incluye algunos glaciares rocosos que a nuestro juicio no lo son, al carecer de marcas de flujo bien definidas, como es el caso del Alto del Ves y Pozo Oscuro. Por otro lado ignora varios glaciares rocosos. Pellitero et al. (2011) han publicado un trabajo sobre distribución de glaciares rocosos en el sector central de la Cordillera Cantábrica que completa la identificación de estas formas periglaciares en las montañas cantábricas.

Dos características básicas aparecen destacadas en los glaciares rocosos de la Montaña Cantábrica, en las que coinciden los análisis más específicos en esta materia en la Cordillera Cantábrica, como los citados de Alonso (1989), García (1991) y Redondo et al. (2004, 2010):

- La orientación septentrional de la inmensa mayoría de los glaciares rocosos, ubicados generalmente dentro de antiguos circos glaciares, lo que ayuda a su reconstrucción morfoestratigráfica.
- La fortísima preferencia de su formación en estratos silíceos duros, en especial cuarcitas y, muy secundariamente, areniscas y conglomerados. Por el contrario los glaciares rocosos están casi ausentes de los macizos calcáreos y pizarrosos.

Son por tanto formas que se desarrollan preferentemente bajo unas condiciones ambientales muy específicas, que impiden su ubicuidad en la Cordillera Cantábrica, lo que les hace, además, especialmente interesantes de estudiar desde el punto de vista de la reconstrucción morfoestratigráfica y paleoambiental. Tal es así que la inmensa mayoría de los glaciares rocosos estudiados han sido adscritos a la misma “fase de montaña” que ya apuntase Clarck en 1981, que se ha venido a situar, principalmente por correlación con lo ocurrido en los Pirineos en el Tardiglaciario, entre 14.000 y 10.000 años B.P. (Serrat 1979). Sin embargo existen algunas excepciones a esta

datación, y algunos glaciares rocosos han de pertenecer, por su ubicación, a fases anteriores o al Holoceno. Un ejemplo de lo primero lo constituye el glaciar rocoso de Cordiñanes, en Picos de Europa, cuya ubicación es totalmente excéntrica desde el punto de vista altitudinal, litológico y de orientación, por lo que Pellitero et al. (2011) lo han situado en el Máximo Glaciar. Ejemplos de lo segundo los encontramos en los circos más protegidos del macizo de Fuentes Carrionas, donde algunos glaciares rocosos embrionarios o protalus lobes ocupan circos glaciados durante el Tardiglaciar.

6.3.4.1. Factores ambientales para la formación de glaciares rocosos y lóbulos protalud

La presencia de glaciares rocosos ha venido siendo relacionada con un ambiente de frío intenso y escasas precipitaciones (Haeberli 1983, 1985). De acuerdo con Barsch (1996) y Humlum (1998) los glaciares rocosos son activos en áreas con *permafrost*, y por tanto se sitúan en el piso subnival o criogénico citado por Carl Troll (1972), entre la ELA y el límite inferior de los neveros permanentes o semipermanentes. Dicho límite suele registrar unas temperaturas medias anuales por debajo de -1°C ó -2°C (límite inferior del *permafrost* discontinuo) y superiores a -6°C , que marcaría al mismo tiempo la ELA, el límite inferior del piso nival y el límite inferior del *permafrost* continuo. Payne (1998) opina que para formarse necesitan un rango de temperaturas medias anuales por debajo de -2°C para que exista hielo intersticial y por encima de -15°C para que el hielo se deforme y adquiera fluidez. Sin embargo en montañas con una alta precipitación la ELA puede situarse por debajo de la isoterma de -8°C e incluso por debajo de la isoterma de -2°C , como expone Haeberli (1983)(Figura 6.46).

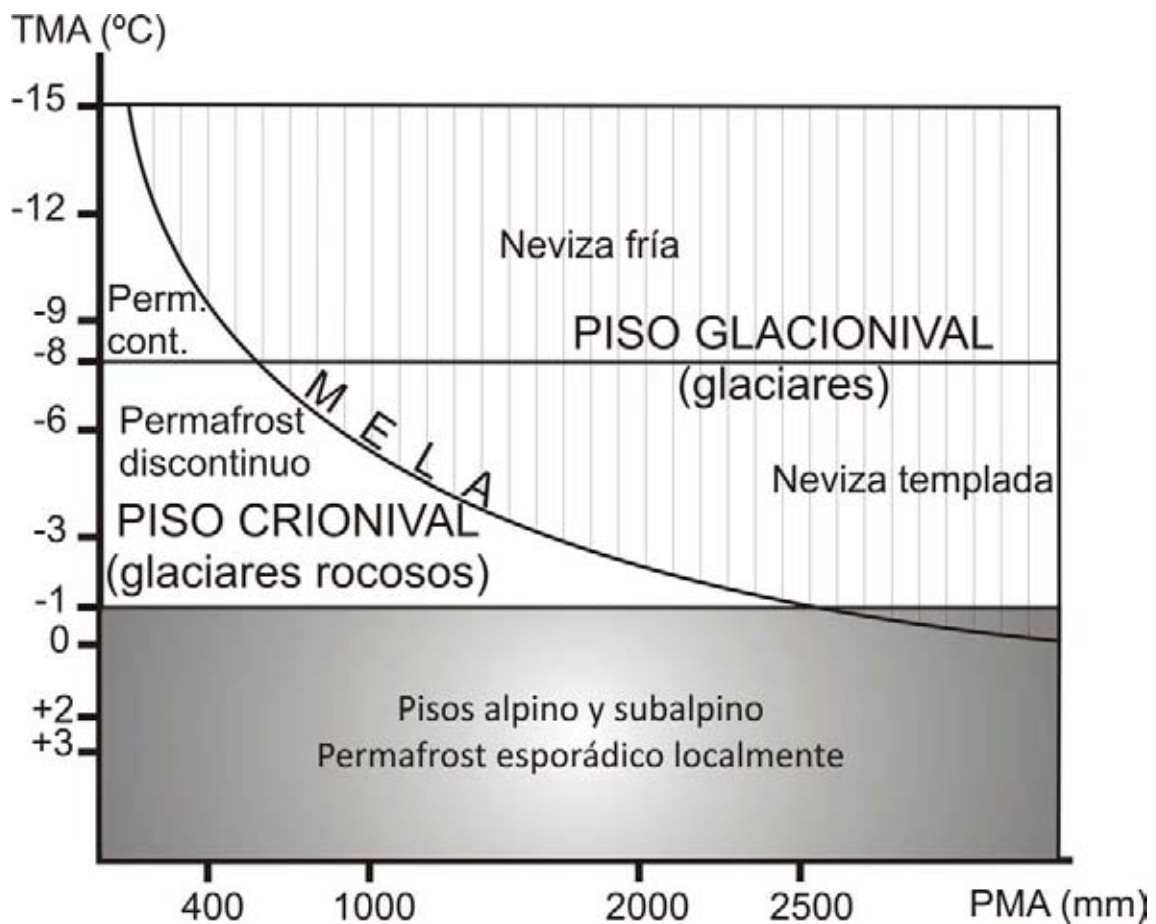


Figura 6.46: Relación entre la MELA, las condiciones ambientales, la presencia de *permafrost*, glaciares rocosos y glaciares blancos en entornos alpinos, según Haeblerli (1983). Modificado de Barsch (1996). TMA: temperatura media anual. PMA: precipitación media anual.

El hecho de interpretar morrenas de nevó como formas periglaciares es controvertido (ver Barsch 1996 y Ballantyne 1994). Ambas formas son muy parecidas entre ellas y con los *protalus lobes*, por lo que los límites entre ellos son en cualquier caso arbitrarias (Ballantyne y Kirkbride 1986). Sin embargo la diferenciación entre ellas no es un ejercicio vano, ya que implican una dinámica de creación diferente y por tanto un ambiente también desigual:

- Una morrena de nevero se formaría por la simple caída de clastos sobre una superficie de nieve o neviza, sobre la que resbala o rueda para acabar depositándose al pie (Shakesby 1997).
- Un *protalus lobe* se formaría por la existencia de *permafrost* en el pie de un cono o talud de derrubios, el cual en un momento dado comenzaría a fluir, formando una cresta al pie del talud.

Por ello los *protalus* implican la existencia necesaria de *permafrost* en el suelo, mientras que

las morrenas de nevero sensu stricto pueden desarrollarse en área de una gran innivación sin la necesidad del concurso de unas condiciones térmicas especiales en el suelo.

Por tanto puede establecerse una relación entre la existencia de glaciares rocosos y protalus lobes, indicadores de los límites del *permafrost* continuo y discontinuo, y las isoterma -2°C y -6°C (Hughes et al. 2006). Estas formas son testigos actuales de la existencia de *permafrost*, bien pasado si son glaciares rocosos relictos, bien presente si son glaciares rocosos activos o inactivos. Además de unas temperaturas adecuadas, son necesarias otras condiciones para que se forme un glaciar rocoso:

- Un aporte de material no consolidado suficiente, que puede provenir de taludes de derrubios, morrenas u otras formaciones.
- Una pendiente suficiente que permita al glaciar rocoso fluir ladera abajo.

6.3.4.2. Tipología de glaciares rocosos

Desde su identificación como formas de relieve a principios del S. XX (Capps 1910, citado por Hamilton y Whalley 1995), pasando por el clásico trabajo de Wahrhaftig y Cox (1959) hasta la actualidad, muchas han sido las clasificaciones y nomenclaturas ideadas para esta forma de relieve (Tabla 6.3).

Tabla 6.3 *Nomenclatura y subtipos de glaciares rocosos. Traducido y modificado de Hamilton y Whalley (1995). Las referencias pueden encontrarse en la bibliografía.*

Nomenclatura Tipos	Descripción	Autor y fecha
Glaciares rocosos	Morfológica	Capps (1910)
Lóbulados, en forma de lengua, espátula, complejos	Morfológica	Wahrhaftig y Cox (1959), White (1971), Humlum (1982), Parson (1987), Luckman (1981), Luckman and Crockett (1978), Barsch (1996)
Fondo de valle, pared de valle	Posición topográfica	Benedict (1967, 1968)
Glaciogenéticos, derrubios de avalancha, derrubios de gelifluxión	Genética	Corte (1987)
Complejos de ablación	Genética	Johnson (1974, 1983, 1987)
Derrubios, talud	Genética	Barsch (1996), French (2007)
Morrena, talud, avalancha	Genética	Johnson (1973, 1987)
Lóbulos protalud (<i>protalus lobes</i>)	Morfológica	Richmond (1952), Whalley y Martin (1992)
Murallas protalud (<i>protalus rampart</i>)	Morfológica	Daly (1912), Washburn (1979)
Derrubios afectados por flujo	Dinámica-morfológica	Serrano et al. (2000)
Activos, inactivos, fósiles	Dinámica	Brown (1925), Blagbrough y Farkas (1984), Haeberli (1985), Barsch (1996)
Morrenas con núcleo helado (<i>Ice-cored moraines</i>)	Dinámica-morfológica	Østrem and Arnold (1970), Østrem (1971)
Glaciares cubiertos de derrubios (<i>Ice covered glaciers</i>)	Morfológica	Clark et al. (1994)

Las más utilizadas son las que distinguen su forma en lobulada, lengua, espátula o compleja, las que caracterizan su dinamismo en activos, inactivos o relictos y los que describen su origen y su situación topográfica. La clasificación morfológica es descriptiva, y aporta poca información ambiental, mientras que la dinámica es la más importante, ya que fija la existencia o no de *permafrost* en la ubicación del glaciar rocoso. En glaciares rocosos activos o inactivos es recomendable además seguir una clasificación genética, ya que ofrece una información relevante (Berthling 2011), pero en el caso de glaciares rocosos relictos esta distinción es difícil de realizar en muchos casos. Por todo ello vamos a utilizar las cuatro tipificaciones morfológicas para describir los glaciares rocosos de Fuentes Carrionas.

6.3.4.3. Los glaciares rocosos en Fuentes Carrionas

Encontramos un total de 23 glaciares rocosos y lóbulos protalud en el área de estudio de la tesis (Tabla 6.4). Ocupan un amplio gradiente altitudinal, desde los 1665 a los 2476 metros de altitud, aunque la mayoría se sitúan alrededor de los 2000 metros de altitud. El hecho de que necesiten un abundante aporte de clastos para su formación, preferiblemente de un tamaño a partir de bloques, hace que los glaciares rocosos posean una marcada preferencia en cuanto a su litología de origen (Figura 6.47). Así la mayoría de los glaciares rocosos se forman a partir de dos litologías determinadas, los conglomerados (7), muy extensos en el Alto Carrión, y las cuarcitas (8), menos abundantes, pero muy proclives a la ruptura en bloques por gelifracción (Sellier 2002). Existen también glaciares rocosos en otras litologías favorables pero poco extendidas, como los granitos de Peña Prieta (3), areniscas y lutitas de la Fm. Lechada (3) o a partir de till (1). Por el contrario los glaciares rocosos no se han formado en litologías poco proclives aunque muy extensas, tales como las pizarras de las formaciones Lechada, Gustalapedra o Alba, o las Calizas de Montaña o calizas de la Formación Vidrieros.

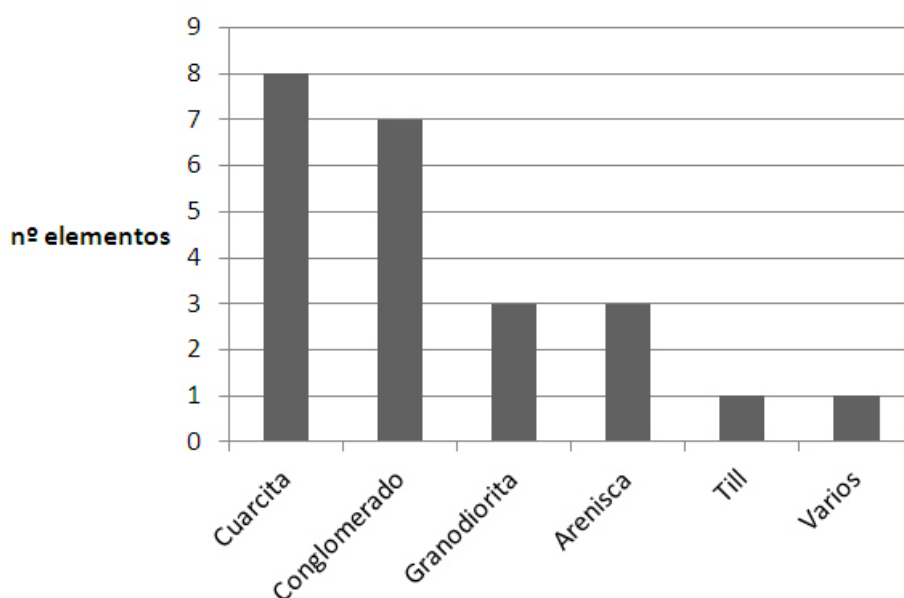


Figura 6.47: Litología de glaciares rocosos en Fuentes Carrionas.

Al ser formas periglaciares, creadas dentro de unos umbrales climáticos determinados, y en todo caso en ambientes fríos, los glaciares rocosos presentan una lógica ordenación en cuanto a la orientación, más marcada incluso que en el caso de los glaciares, donde vimos que una sobreacumulación niväl puede provocar la existencia de glaciares en orientaciones poco favorables en cuanto a inso-

lación (por ejemplo la orientación SE). En el caso de los glaciares rocosos, su formación, desde el punto de vista climático, depende casi exclusivamente del factor térmico, al poder desarrollarse con aportes de precipitación anual de hasta 400 mm (Haeberli 1983). Es por ello que las orientaciones más favorables para su formación sean las de menor insolación, situadas en el primer cuadrante (Figura 6.48). Esto no quiere decir que no existan glaciares rocosos en otras orientaciones, aunque sí que los escasos glaciares rocosos situados en orientaciones desfavorables han de interpretarse como pertenecientes a fase diferentes o condiciones dinámicas especiales.

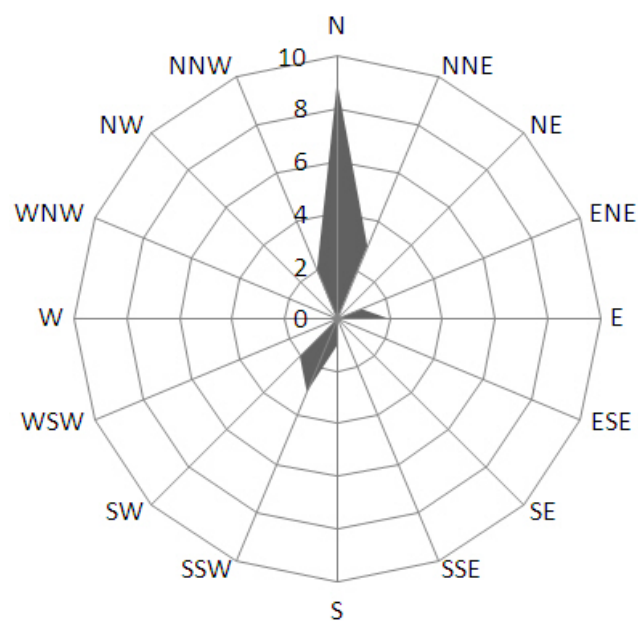


Figura 6.48: Orientación de los glaciares rocosos en Fuentes Carrionas.

Por su grado de actividad, y a falta de datos térmicos que nos permitieran afirmar la existencia de un núcleo helado dentro de alguno de los glaciares rocosos identificados, vamos a considerar a todos como glaciares rocosos relictos, es decir, remanentes de glaciares rocosos en los que ya no existe hielo intersticial. La colonización líquénica y vegetal extendida, así como el deterioro de formas parecen indicar esto en la inmensa mayoría de glaciares rocosos y lóbulos protalud. No obstante existe la posibilidad de existencia de *permafrost* en el lóbulo protalud de Hoyo Empedrado (Santos et al. 2009), y en el de Pozo de los Altares Alto por su forma fresca, sin colonización líquénica abundante, y por su situación.

Por formas se diferencian 2 tipos de glaciares rocosos:

- **En lengua:** Son significativamente más largos que anchos, con un frente de forma arqueada

y una topografía de cresta-surco que denota un flujo que se extiende ladera abajo.

- **Lobulados:** Son generalmente más anchos que largos, al desarrollarse mayoritariamente a lo largo del pie de un talud de derrubios. Poseen varias crestas de flujo con surcos intersticiales.

Por su origen tendremos tres tipos:

- **De derrubios glaciares o glaciogénéticos:** Se desarrollan a partir de los derrubios aportados por morrenas glaciares, y por tanto su raíz se sitúa en éstas.
- **De talud:** Se desarrollan a partir de los derrubios aportados por conos o taludes por gelifración, aludes, deslizamientos o desprendimientos. Tienen por tanto su raíz al pie de taludes o conos de derrubios, y son de origen exclusivamente periglaciario.
- **Otros:** Existen glaciares rocosos que se desarrollan al pie de campos de bloques en laderas no glaciadas.

Por su situación:

- **En fondo de circo glaciario.**
- **En fondo de valle glaciario.**
- **En ladera de circo o artesa glaciario.**
- **En ladera no glaciada.**

Los lóbulos protalud, aunque incluídos en una tipología morfológica diferenciada dentro de la Tabla 6.4, son siempre formas lobuladas alimentadas por taludes de derrubios. Se distinguen de los glaciares rocosos en que únicamente poseen un arco o cresta, sin surcos intersticiales. Se sitúan por tanto en paredes de circos o valles glaciares.

Tabla 6.4 Glaciares rocosos en el macizo de Fuentes Carrionas-Curavacas. Clasificación morfológica, topográfica, genética y datos morfométricos.

	FORMA	MATERIAL PARENTAL	FORMACIÓN DE ORIGEN	UBICACIÓN	ORIEN.	ALTITUD DE SU FRENTE (m)	ALTITUD DE SU RAÍZ	DESNIVE (m)	ALTURA FRENTE (m)	LONGITUD (m)	ANCHUR (m)	SUPERFIE (m ²)	Fase glaciario
Curruquilla	Lengua	Conglomerados	Talud de derrubios/morrena	Pared de circo glaciar	N	1937	2140	203	23	774	560	263998	4
Curruquilla SW	Lengua	Conglomerados	Pedraera somital	Campo de bloques	SSW	2062	2407	345	70	670	198	98152	1
Campollo	Lobulado-Lengua	Till	Morrena lateral	Fondo de artesa glaciar	E	1993	2033	40	8	218	137	35404	4b
Riuplanes	Lobulado	Cuarcitas	Talud de derrubios	Pared de circo glaciar	NNE	1905	1945	40	9	154	118	17949	4
Agua del Manzano	Lobulado	Cuarcitas	Talud de derrubios	Pared de circo glaciar	NNE	1820	1875	55	8	153	147	15820	4
Canchas de Ojeda I	Lobulado	Cuarcitas	Morrena frontal - talud de derrubios	Fondo de circo glaciar	ENE	1886	2030	144	27	166	470	17635	4
Hoya Contina	Lobulado	Conglomerados	Morrena frontal - talud de derrubios	Pared de circo glaciar	NW	1911	1991	80	13	229	192	39097	4
Fuentes Carrionas	Lobulado	Conglomerados	Talud de derrubios	Pared de artesa glaciar	N	1727	1803	76	14	223	322	52048	4
Agujas de Carrión	Lobulado	Granito	Talud de derrubios	Pared de circo glaciar	N	2228	2243	15	4	67	104	6610	4b

6.3. FORMAS DE ORIGEN PERIGLACIAR

	FORMA	MATERIAL PARENTAL	FORMACIÓN DE ORIGEN	UBICACIÓN	ORIENTACION	ALTITUD DE SU FRENTE (m)	ALTITUD DE SU RAÍZ (m)	DESNIVE (m)	ALTURA FRENTES (m)	LONGITUD (m)	ANCHUR (m)	SUPERFICIE (m ²)	Fase glaciario
Tres Provincias SW	Lobulado	Granito	Campo de bloques	Campo de bloques	SW	2436	2476	40	12	64	109	9188	1-3
Hoyos de Vargas	Lobulado	Arenisca	Talud de derrubios/morrena	Fondo de circo glaciar	S	2140	2157	17	5	82	86	5732	4b
Cara N Prieta	Lobulado	Conglomerados	Talud de derrubios	Pared de artesa glaciar	N	1846	1905	49	14	161	384	41988	4
Arroyo Lagunillas	Protalus	Cuarcitas	Talud de derrubios	Pared de artesa glaciar	NNE	1665	1695	30	9	63	166	21283	4
El Castillo	Protalus	Cuarcitas	Talud de derrubios	Fondo de circo glaciar	E	1876	1902	26	12	55	157	7777	4
Riuplanes II	Protalus	Cuarcitas	Talud de derrubios	Fondo de circo glaciar	NNW	1930	1972	42	5	52	111	6248	4
Circo Hormax	Protalus	Cuarcitas	Talud de derrubios	Pared de circo glaciar	SW	2034	2087	53	12	57	292	18911	4
Circo Hontani-llas	Protalus	Areniscas y lutitas	Talud de derrubios	Pared de circo glaciar	SSW	2066	2092	26	5	55	99	11628	4
Circo Fuentes Carrionas	Protalus	Areniscas y lutitas	Talud de derrubios	Fondo de circo glaciar	SSW	2211	2257	46	14	45	132	7098	4
Fuentes Carrionas 2	Protalus	Conglomerado	Talud de derrubios	Pared de artesa glaciar	N	1748	1774	26	13	65	232	20335	4
Pozo Bajo	Protalus	Conglomerado	Talud de derrubios	Pared de artesa glaciar	N	2042	2052	10	7	24	183	4553	4b

CAPÍTULO 6. EL MODELADO PERIGLACIAR

	FORMA	MATERIAL PARENTAL	FORMACIÓN DE ORIGEN	UBICACIÓN	ORIEN.	ALTITUD DE FRENTE (m)	ALTITUD DE SU RAÍZ	DESNIVE (m)	ALTURA FRENTE (m)	LONGITUD (m)	ANCHUR (m)	SUPERFICIE (m ²)	Fase glaciar
Valdenievas	<i>Protalus</i>	Cuarcita	Ladera de bloques	Corriente de bloques	N	1695	1731	36	6	53	113	5269	3
Nevero Empedrado	<i>Protalus</i>	Granito	Talud de derrubios	Fondo de circo glaciar	N	2255	2271	16	6	40	88	228	4b-5
Pozo Alto	<i>Protalus</i>	Conglomerado-Granito-Caliza	Talud de derrubios con gelifluxión	Pared de circo glaciar	N	2328	2337	9	3	21	118	4831	5

6.3.4.4. Descripción de glaciares rocosos y lóbulos protalud en Fuentes Carrionas

En este apartado describimos los glaciares rocosos, su ubicación, forma, material parental y relación morfoestratigráfica con otras formas, lo que permite en ocasiones ofrecer una hipótesis genética fiable. Esta descripción aborda en primer lugar los glaciares rocosos de tipo lengua, en segundo lugar los de tipo lóbulo y por último los lóbulos protalud.

El glaciar rocoso de la Curruquilla N:

En la cara N del Pico de la Curruquilla se formó un glaciar rocoso en forma de lengua de un tamaño notable a partir de los conglomerados disgregados de la pared N de dicho pico y de material glaciar depositado por un glaciar previo en la misma ubicación. Es el glaciar rocoso de mayor extensión de Fuentes Carrionas, desarrollado al pie de un voluminoso talud de derrubios de 260 metros de desnivel (Figura 6.49). El frente, a pesar de su carácter relicto, mantiene una altura máxima de 23 metros (Figura 6.50).



Figura 6.49: El glaciar rocoso de la Curruquilla visto desde los Puertos de Riofrío. Imagen de Alipio J. García de Celis.

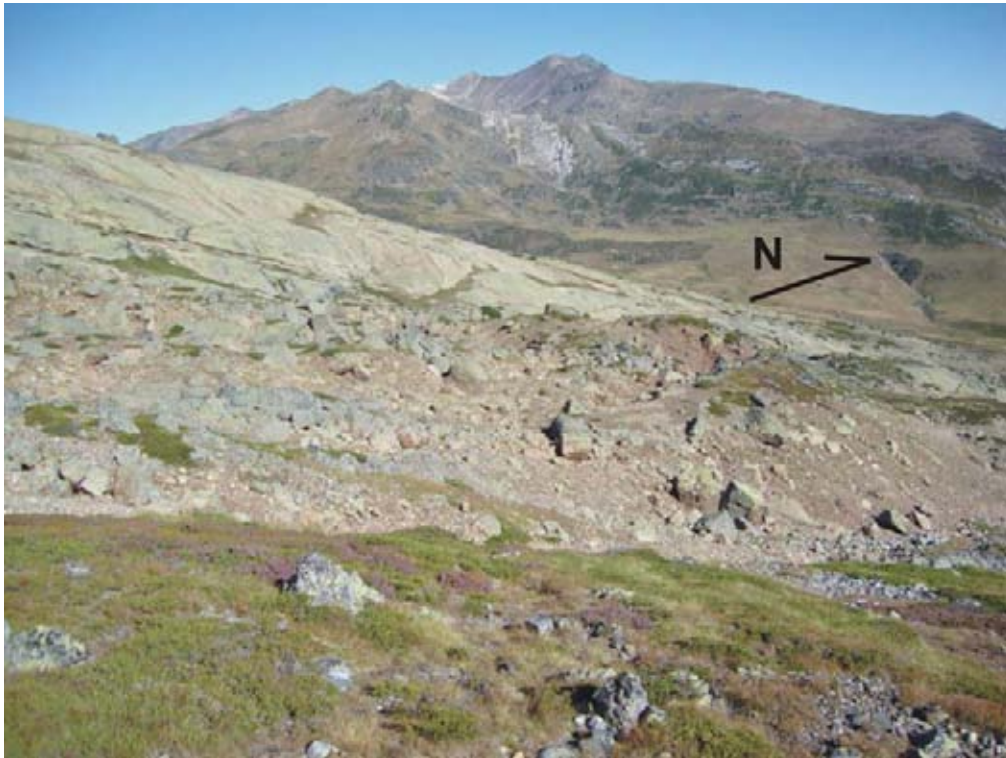


Figura 6.50: Frente del glaciar rocoso de la Curruquilla.

Su orientación es claramente meridiana, marcando sus ondas de flujo una dirección S - N a excepción de su extremo oriental, en el que algunos lóbulos se orientan en dirección NE. En cuanto a la granulometría del glaciar rocoso, abundan los bloques de gran tamaño, con un diámetro de eje mayor en torno a los tres metros, aunque en las depresiones la dominante es el canturreal silíceo proveniente de la disgregación de éstos.

Es un glaciar rocoso relicto, como lo atestiguan las depresiones existentes entre los lóbulos, en las que, por otro lado, se dan interesantes procesos de meteorización de la roca conglomerática (Figura 6.51). El glaciar rocoso se sitúa por encima de una morrena frontal que hemos adscrito a la tercera etapa de glaciación del Macizo del Curavacas, la cual cierra por el extremo oriental el Pozo Curavacas; por ello el glaciar rocoso ha de ser forzosamente posterior. Es por ello que adscribimos el origen de este glaciar rocoso a la cuarta fase de equilibrio glaciar, o Fase de Altura. Es de destacar que una parte del cuerpo del glaciar rocoso se encontraría por encima de la ELA regional para el momento de formación del mismo en este sector ha sido calculada en 2039 metros (Pellitero 2008a). De hecho este glaciar rocoso se encontraría activo en la misma fase en que existió un glaciar blanco acantonado en el circo Curavacas N, 200 metros al W. Ciertas características topoclimáticas (una mayor insolación debido a la escasa protección que la pared N del pico Curruquilla ofrecía y una

mayor exposición a los vientos dominantes, que barrerían la nieve precisamente hacia la cara oriental del circo de Curavacas) determinaron la existencia de condiciones periglaciares en un lugar en el que las condiciones tipo deberían ser plenamente glaciares. El abundante aporte de clastos desde la cima del pico Curruquilla, que actualmente continua activo alimentando uno de los mayores taludes de derrubios de todo el macizo, contribuyó a la creación de la masa de hielo y clastos. Actualmente el glaciar rocoso de la Curruquilla actúa como reserva hídrica, y es origen de varios de los arroyos que alimentan el Lago Curavacas.



Figura 6.51: Bloque degajado recientemente del conglomerado en el glaciar rocoso de Curruquilla N.

El glaciar rocoso de la Curruquilla S:

Aunque situado en el mismo pico que el anteriormente citado, constituido por el mismo tipo de roca y perteneciente a la misma categoría morfológica. El glaciar rocoso de Curruquilla S no es en absoluto parecido al de Curruquilla N. Se sitúa en orientación SW, por tanto expuesto a una insolación notable, hecho poco característico en los glaciares rocosos (Barsch, 1996). Su gran desnivel y pendiente (345 metros y 40°) se debe a que se desarrolla sobre el abrupto frente de cabalgamiento del sinclinal de Curavacas sobre las formaciones devónicas de Vidrieros y Cardaño y sobre la carbonífera Formación Vegamián. Debido a dicho desnivel los arcos y surcos de flujo

se encuentran muy degradados, aunque pueden distinguirse un frente y hasta tres arcos interiores (Figura 6.46). El glaciar rocoso tiene su origen en una pedrera somital en las cercanías de la cumbre del Pico Curruquilla, en una ladera que estuvo glaciada solamente durante el Último Máximo Glaciar. Su situación meridional nos indica unas condiciones muy frías en todo el entorno para poder desarrollarse un circo glaciar en un lugar tan poco favorable. Es por ello que adscribimos este glaciar a la fase de Máximo Glaciar o tal vez a la de Retroceso I. Ello explica también una peor conservación de la forma, ya que ha sufrido una erosión posterior mucho más larga que los glaciares rocosos de la Fase de Altura.



Figura 6.52: Vista hacia el NE del glaciar rocoso de Curruquilla S desde la ladera S de la Hoya Contina.

El glaciar rocoso de Campollo

Este glaciar rocoso, cuya lengua es la de desarrollo más limitado de todos los que pertenecen a esta tipología dentro del macizo de Fuentes Carrionas, presenta ciertas particularidades. Se sitúa en el fondo del circo glaciar de Campollo, situado al S de Peña Prieta, y tiene su origen en una morrena que cierra dicho circo, y que fue depositada por un glaciar activo durante la Fase de Altura. Este glaciar rocoso se formó a partir de los bloques y el hielo aportados por dicha morrena, siendo por tanto un **glaciar rocoso de derrubios o glaciogenético**. En cuanto al momento de actividad, su situación morfoestratigráfica, invadiendo el fondo de la cubeta excavada por el glaciar de Los

Covachos, llegando en la actualidad a ocupar parte de la laguna de Campollo, hace necesario que el citado nicho se encontrase deglaciado (Figura 5.174). El glaciar de Los Covachos existía durante la Fase de Altura, por lo que el glaciar rocoso de Campollo ha de ser forzosamente posterior a dicha fase de avance. Posiblemente el glaciar rocoso sería activo durante la última fase Tardiglaciario, el Dryas Reciente (11.000-10.000 BP). Al situarse en un área relativamente llana, el glaciar rocoso recorre un escaso desnivel, y su desarrollo longitudinal es también modesto comparado con los dos anteriormente citados.

Los glaciares rocosos de valle del Agua del Manzano y Riuplanes.

Se sitúan al pie de taludes de derrubios en la cara N del cordal de Monte las Huelgas - Las Lagunillas, entre los 1945 y los 1870 metros de altitud. Ambos se alimentan de taludes de derrubios formados en caras N bajo crestas cuarcíticas de la Formación Murcia, cuyos clastos, con eje mayor que suele oscilar entre varios decímetros y algún metro, los alimentan. Tienen una forma característica de varios arcos que se forman a lo largo de la base del talud, siendo por tanto más anchos que largos. En ellos se puede distinguir varios grados de evolución. El del Agua del Manzano es el más incipiente, con tres arcos, uno que forma el frente del glaciar rocoso, el cual apenas destaca ocho metros actualmente, y otros dos más pequeños e interiores. El de Riuplanes, a pesar de ser de un tamaño y espesor parecido al anterior, posee una mayor complejidad, distinguiéndose hasta cuatro pequeños arcos interiores al gran lóbulo frontal, que en todo caso apenas destaca nueve metros sobre el fondo del circo glaciar en el que se aloja.

Las crestas que alimentan los glaciares rocosos están causadas por la erosión glaciar, por lo que éstos sitúan en el interior de cubetas o artesas glaciares. Son, por tanto, posteriores a la fase glaciar en la que se formaron tales artesas o cubetas. En el caso del glaciar rocoso de del Agua del Manzano, no existen morrenas por encima de éste que nos permitan afirmar la existencia de un circo glaciar acantonado en altura contemporáneo al glaciar rocoso. Sí que toca una morrena lateral que se desarrolla inmediatamente al NE, y que hemos establecido como perteneciente a la fase de Retroceso II, por lo que el glaciar rocoso ha de ser forzosamente posterior, ya que invade la artesa que ocupó el glaciar que depositó la citada morrena (Figura 6.53).



Figura 6.53: Vista hacia el NE del glaciar rocoso de Arroyo del Agua del Manzano desde el Collado de Pando.

El glaciar rocoso de Riuplanes, sin embargo, está adosado a una morrena glaciar depositada por un pequeño glaciar de circo (Figura 6.54). Por ello podemos adscribirlo a la misma fase que dicha morrena, también en la Fase de Altura (existen morrenas laterales de fases previas más abajo del valle glaciar de Riuplanes). En el lado opuesto al glaciar rocoso de Riuplanes, en la pared E del circo, existe un lóbulo protalud que confirma un entorno periglacial riguroso en este circo en la Fase de Altura.



Figura 6.54: Vista hacia el NW del glaciar rocoso de Riuplanes desde el Monte las Huelgas, adosado a la morrena frontal de un pequeño glaciar de circo.

El glaciar rocoso de Canchas de Ojeda

Se encuentra orientado al N, dentro del circo glaciar de Canchas de Ojeda, entre los 1886 y los 2030 metros de altitud. Posee un frente bien definido que se apoya de forma oblicua en un talud de derrubios, y hasta cuadro crestas interiores, con un gran surco entre el frente y la primera cresta. Está construido en cuarcitas de la Fm. Murcia, cuyas características mecánicas de respuesta a la crioclastia deberían determinar una composición granulométrica de tamaño bloque aunque siempre menor al metro de diámetro. Sin embargo, al tratarse de un glaciar rocoso en parte periglaciario y en parte glaciogénico, encontramos dentro bloques de hasta 5 metros de diámetro. El glaciar rocoso se sitúa por tanto dentro de un circo glaciar, al pie de la citada morrena frontal, que aporta parte del material fluyente (ver Figura 5.187). Dicha morrena ha sido adscrita morfoestratigráficamente a la Fase de Altura, por lo que el glaciar rocoso ha de ser forzosamente coetáneo o inmediatamente posterior al glaciar que depositó dicha morrena (como en el caso del glaciar de Campollo).

El glaciar rocoso de Hoya Contina

Se sitúa entre los 1990 y 1911 metros de altitud en la cara N del pico de la Hoya Contina, con una orientación NNW. Es uno de los glaciares rocosos con formas más marcadas de todo el macizo, hecho que se repite en todos los glaciares rocosos cuya roca de origen es el conglomerado

de la Fm. Curavacas. Posee un frente muy neto, que destaca de manera abrupta unos 13 metros sobre una ladera tapizada de till subglaciar (Figura 6.55). Entre el frente y los dos arcos internos existe un surco bastante profundo, ocupado por material desgajado de bloques conglomeráticos de hasta 6 metros de diámetro.

El glaciar rocoso ocupa un circo glaciar, y tiene el origen de su material, al igual que el de Canchas de Ojeda, parcialmente en un talud de derrubios actualmente estabilizado (a excepción de algún alud que aporta nuevo material al mismo), parcialmente en la morrena frontal de un glaciar de circo que hemos adscrito a la Fase de Altura, por lo que su origen es mixto (glaciogénético y periglacial). Por ello la interpretación morfoestratigráfica de esta forma es la misma que en el caso de Canchas de Ojeda, debiendo ser coetáneo o inmediatamente posterior al momento de actividad de glaciar blanco que depositó la citada morrena. Por último añadir que, como en otros casos citados numerosos arroyos tienen su nacimiento en esta forma, que actúa como repositorio hídrico al igual que lo hacen morrenas y mantos de till.



Figura 6.55: Vista hacia el SE del glaciar rocoso de Hoya Contina desde la subida al Collado del Vés.

El glaciar rocoso y la morrena de nevero de Fuentes Carrionas.

El glaciar rocoso de Fuentes Carrionas se sitúa entre los 1804 y 1727 metros de altitud en el pago

de la Cuenca de Fuentes Carrionas, en una orientación N al abrigo del Alto del Vés. Está formado a partir de conglomerados de la Fm. Curavacas, y por tanto es voluminoso y fácilmente reconocible en el campo, con un frente que destaca 14 metros sobre el fondo del valle en el que se asienta. Posee además dos arcos internos, separados por surcos bien marcados. Este glaciar rocoso se encuentra conectado a una morrena de nevé heredada, cuyo perfil (casi llano hacia el lado interno, con ángulo de reposo en el lado externo) y fábrica (bloques en posición planar) es típico (Figura 6.56). La morrena de nevé (o *protalus rampart*) se sitúa inmediatamente al W del glaciar rocoso, y en la transición entre ambos el frente pasa lateralmente a ser cada vez más abrupto por la parte exterior. Nos encontraríamos ante una transición de *protalus rampart* a glaciar rocoso, forma que ya fue descrita por Wilson (1993) en el Donegal irlandés (Figura 6.57).



Figura 6.56: El glaciar rocoso y la morrena de nevero de Fuentes Carrionas.

Ambas formas se alimentaron a partir de conos de derrubios hoy parcialmente colonizados por la vegetación y, por tanto, inactivos. Cabe destacar que dichos conos de derrubios parten de canales de aludes que, en el caso del *protalus rampart*, todavía muestran actividad reciente. Esta situación coincide con las citadas por Shakesby (1997) en los Andes. En dichos ejemplos los *protalus rampart* se formaron debajo de conos de aludes que subsecuentemente evolucionaron

a glaciares rocosos. Para él los *protalus rampart* pueden evolucionar a glaciares rocosos, ya que debajo del nevé tenemos *permafrost* que genera un cuerpo helado. Una vez que éste aumenta de volumen, provoca el flujo de todo el conjunto ladera abajo. Esto no significa que podamos equiparar los *protalus rampart* con glaciares rocosos embrionarios (como ocurre con los lóbulos protalud), ya que su origen morfodinámico es diferente (caída de bloques, deslizamiento sobre la nieve y acumulación al pie los primeros, geliflujión los segundos). Ballantyne (1994) coincide con esta opinión y cifra en 30 metros de distancia entre el talud y la cresta de la morrena de nevero para poder considerar a éste como tal, ya que más allá de esta distancia la neviza comienza a fluir, comportándose como un glaciar.

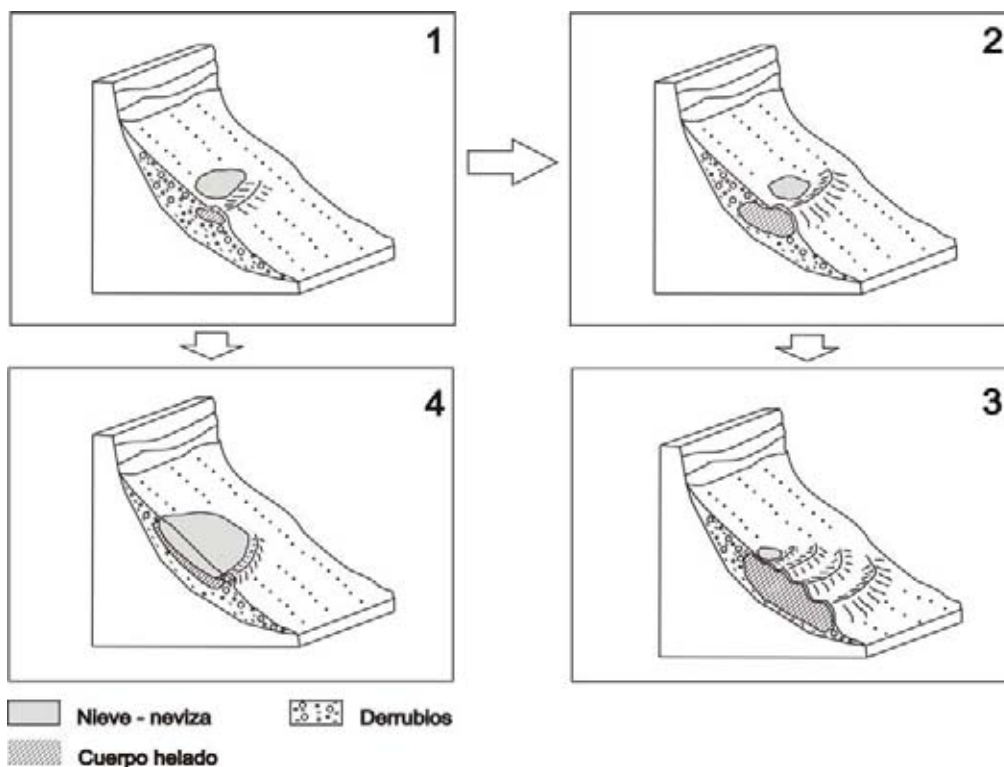


Figura 6.57: Evolución de un *protalus rampart* (1) a lóbulo protalud (2) y glaciar rocoso (3) (Modificado de Haeberli 1985). Alternativamente un nevero con un aporte suficiente puede convertirse en un glaciar, en cuyo caso el *protalus rampart* evolucionará a morrena frontal (4)

Morfoestratigráficamente el frente del glaciar rocoso se sitúa en el fondo de una artesa glaciar labrada por el glaciar de Fuentes Carrionas, el cual sabemos que en la Fase de Altura quedó acantonado en su circo, pero en las fases anteriores habría ocupado dicha artesa. En consecuencia se puede identificar la forma como posterior a la Fase de Retroceso II, pero no podemos precisar si el glaciar rocoso es coetáneo a los glaciares de circo de la Fase de Altura, anterior o posterior,

aunque la lógica empuja a creer que tuvo que formarse en un momento de crisis climática como la acontecida en la Fase de Altura.

El glaciar rocoso del Hoyo Empedrado.

Se sitúa dentro del circo glaciar de Hoyo Empedrado, en orientación N (Figura 6.58). Está ubicado entre los 2243 y los 2228 metros de altitud, con un frente de hasta 15 metros de altitud y dos lóbulos interiores muy claros gracias a la colonización vegetal del material fino, aunque con surcos interlobulares poco marcados. Este glaciar rocoso está compuesto por granodioritas del “stock” de Peña Prieta, y se alimenta a partir de un talud de derrubios que actualmente continúa activo, como indica la ausencia de colonización vegetal e incluso liquénica en las inmediaciones del ápice.



Figura 6.58: Vista hacia en NW glaciar rocoso de Hoyo Empedrado, una vista frontal puede obtenerse en la Figura 6.58

El glaciar rocoso comparte el espacio del Hoyo Empedrado con un lóbulo protalud que actualmente funciona como morrena de nevero. Tanto el glaciar rocoso como el lóbulo protalud de Hoyo Empedrado se apoyan en su frente en el circo glaciar de Hoyo Empedrado. Este circo alimentaba -junto con otros circos excavados en la cara N de los picos Cuartas y Lomas- el glaciar que modeló el valle de Lechada. Este glaciar ha dejado una gran cantidad de depósitos morrénicos, tanto frontales como laterales, por lo que podemos reconstruir las fases glaciares del mismo con especial

exactitud.

Del estudio de dichas fases podemos concluir que durante la Fase de Altura el circo glaciar de Hoyo Empedrado se encontraba ocupado por una masa helada protegida hacia el S por las Agujas de Cardaño. Dicha masa de hielo depositó una morrena frontal que se sitúa longitudinalmente, en sentido E-W, en el fondo del circo. Tanto el glaciar rocoso como el lóbulo protalud de Hoyo Empedrado se apoyan en dicha morrena, situándose en lo que fue la cubeta del pequeño glaciar de circo citado anteriormente (Figura 6.59). Es necesario, por tanto, que ambos hayan sido posteriores a dicho glaciar de la Fase de Altura. Por todo ello proponemos que los glaciares rocosos situados en el Hoyo Empedrado tienen que haber sido activos al menos en el Dryas Reciente o GS-1 (Björk et al. 1998). Cabe la posibilidad de que, dadas las especiales condiciones topoclimáticas, que aún hoy permiten la actividad de gelifracción en las paredes y la posible existencia de *permafrost* en su entorno (ver Apartado 6.5), el glaciar rocoso haya sido activo durante el Holoceno.



Figura 6.59: Vista hacia el W del Hoyo Empedrado desde el camino al Tres Provincias.

El glaciar rocoso de Hoyos de Vargas

Se sitúa en el pie de un talud de derrubios activo, en el contacto entre éste y la laguna de Hoyos de Vargas, a 2140 m. de altitud. Presenta tres arcos que conectan directamente con la laguna de

Vargas en su extremo NE, destacando unos 5 m. sobre ella. Tiene una triple particularidad:

- Se sitúa en un circo glaciado durante la Fase de Altura, posiblemente aún en el Dryas Reciente (11.000 años B.P.).
- Está situado en orientación SW, una de las menos frecuentes para la formación de glaciares rocosos.
- Afecta tanto a un talud de derrubios de areniscas como a una morrena (Figura 6.59).

Aunque morfológicamente es un glaciar rocoso lobulado al pie de un talud de derrubios, el hecho de implicar material morrénico introduce una salvedad que obliga a reflexionar. Desde el punto de vista genético este glaciar rocoso se encuentra anormalmente bajo con respecto a los otros originados en la misma fase, es más grande y presenta una orientación S poco propicia. Proponemos la existencia de un núcleo de hielo glaciar en el mismo como origen del glaciar rocoso. Es por ello que desde el punto de vista genético es un glaciar rocoso complejo, formado a partir de los aportes de ladera desde el talud y de un cuerpo de hielo empastado en la morrena, por lo cual afecta a ésta.

Esta dualidad está en consonancia con lo expuesto por Berthling (2011), al afirmar que los glaciares rocosos pueden ser distinguidos por su morfología, pero ésta puede ser idéntica a otras formas tales como las morrenas con hielo interno (ice-cored moraines), ya que las formas no tienen límites concretos entre ellas. Solamente el hecho de la soliflucción en un entorno con *permafrost*, tenga la forma un interior proveniente de hielo glaciar o periglaciario, define la forma de glaciar rocoso.

Una situación parecida ha sido descrita en detalle en el glaciar rocoso de Posets por Serrano et al. (2010). Se trata de un glaciar rocoso activo complejo, con aporte de hielo glaciar durante la Pequeña Edad de Hielo que ha quedado como un cuerpo de hielo enterrado en el corazón del glaciar rocoso, lo que explica una dinámica actual muy activa. Es por tanto una forma "híbrida". Cabe destacar que el glaciar rocoso responde de una manera rápida a los cambios ambientales, por lo que podemos suponer que en el caso de Hoyos de Vargas este glaciar rocoso se pudo formar y evolucionar también en un corto espacio de tiempo correspondiente a la deglaciación del circo de Hoyos de Vargas desde el Dryas Reciente.



Figura 6.60: Vista hacia el S del glaciar rocoso de Hoyos de Vargas desde el Pico Cuartas.

El glaciar rocoso de Peña Prieta N

Se sitúa entre los 1840 y 1900 metros de altitud en la cara N de Peña Prieta, uno de los sectores más activos y variados desde el punto de vista geomorfológico, con formas glaciares, periglaciares y gravitacionales heredadas y activas. Se encuentra en la parte oriental de dicha pared, al pie de un pico secundario que separa el valle de Riofrío del circo de Campollo (Figura 6.61). Es un glaciar rocoso de origen periglacial, pues se formó a partir del aporte de hielo y rocas de un voluminoso talud de derrubios, inicialmente como lóbulo protalud, pero desarrollando un pequeño arco secundario en su mitad occidental. Morfoestratigráficamente el glaciar rocoso fosiliza una morrena lateral del glaciar de Riofrío, depositada durante la fase de Retroceso II -por lo que ha de ser posterior- y es adyacente a una morrena frontal de un pequeño glaciar de circo formado en la fase de Altura, indicando un ambiente de transición entre lo glaciar y lo periglacial. Por tanto este glaciar rocoso hubo de formarse durante la fase de Altura.



Figura 6.61: Vista hacia el SE del glaciar rocoso de Peña Prieta N.

El glaciar rocoso del Mojón Tres Provincias

Se sitúa entre la cumbre del Pico Tres Provincias, a 2476 metros de altitud y los 2436 metros. Su orientación es SW, y está formado principalmente en las granodioritas del “stock” de Peña Prieta. Es una forma pequeña, con lóbulos escasamente formados, casi simplemente montículos, pero que poseen una entidad que nos impide incluirlos en otro tipo de formas periglaciares, ya que su tamaño excede los 40 metros de diámetro. Además el material es claramente rocoso, sin matriz fina que aflore en superficie al estilo de pingos, suelos ordenados o cualquier otro producto de la crioturbación, con predominancia del tamaño bloque sobre los cantos. Hay que destacar que desde esta forma parten lóbulos de geliflujión, presumiblemente subactuales (Fernández Martínez y Fuertes, 2008a), que llegan a invadir la artesa glaciar de Hoyo Empedrado.

Su situación morfoestratigráfica es extremadamente interesante, ya que se encuentra por encima del circo y la artesa glaciar de Hoyo Empedrado, en el campo de bloques supratrimline más alto de toda la Cordillera Cantábrica, y en una litología muy poco común para este entorno. Su orientación SW es claramente desfavorable para la ubicación de glaciares rocosos. Por otro lado estos “derrubios afectados por flujo” no invaden la artesa de Hoyo Empedrado, como sí hacen los lóbulos de geliflujión.

Todo ello nos hace pensar en una dinámica de flujo muy atenuada, de una génesis en el límite de sus posibilidades por la escasa disponibilidad de derrubios (ver Figura 6.62). La interpretación más lógica sería que este glaciar rocoso se formase durante una fase climática extremadamente fría, pero que por su situación en solana y a barlovento de los vientos dominantes, no existiese un aporte de nieve suficiente para la formación de un glaciar. El flujo ladera abajo se vería además limitado por la presencia de una lengua glaciar en el Hoyo Empedrado. Estas condiciones nos hacen situar este glaciar rocoso en la fase de Máximo Avance o en la fase de retroceso estable o Fase de Retroceso I.



Figura 6.62: Vista hacia el NE de los derrubios afectados por flujo de la cara S del Mojón Tres Provincias, desde la ladera del Pico de las Lomas.

Los lóbulos protalud en circos glaciares cuarcíticos: El Hormax, El Castillo, Lagunillas y Riuplanes II.

Los cuatro lóbulos protalud citados poseen todas características comunes: se sitúan en el fondo de circos glaciares excavados en cuarcitas, bien de la Fm. Murcia, bien de la Fm. Lechada. Siempre se forman en orientaciones favorables para fenómenos periglaciares y glaciares: caras N ó E, donde las temperaturas medias son más bajas y la fusión de la nieve es menor por comparación a las crestas y las laderas que vierten a poniente. El rango altitudinal es uniforme, entre los 1850 y los

2000 metros, a excepción del lóbulo de Lagunillas (ver Figura 5.148) que debería su existencia a unas condiciones topoclimáticas extremadamente favorables en cuanto a crioclastia (tor cuarcítico cuya pared N alimenta de clastos el lóbulo).

Interpretamos estas cuatro formas como originadas en la Fase de Altura, ya que todas ellas ocupan circos glaciares excavados por masas de hielo presentes en las fases anteriores, pero no poseen inmediatamente debajo morrenas frontales de glaciares de circo. Serían las formas propias de circos que quedaron por debajo de la ELA en esta última fase glaciaria, pero que reunían condiciones topoclimáticas (T° media anual entre -2°C y -6°C , con presencia de *permafrost*) y litológicas (sustrato cuarcítico muy susceptible a la gelifracción) propicias para la existencia de lóbulos protalud. Son por tanto un geoindicador fiable de las condiciones climáticas en los circos glaciares cuyas cabeceras se encontraba alrededor de los 2000 metros de altura y poseían orientaciones E ó N.

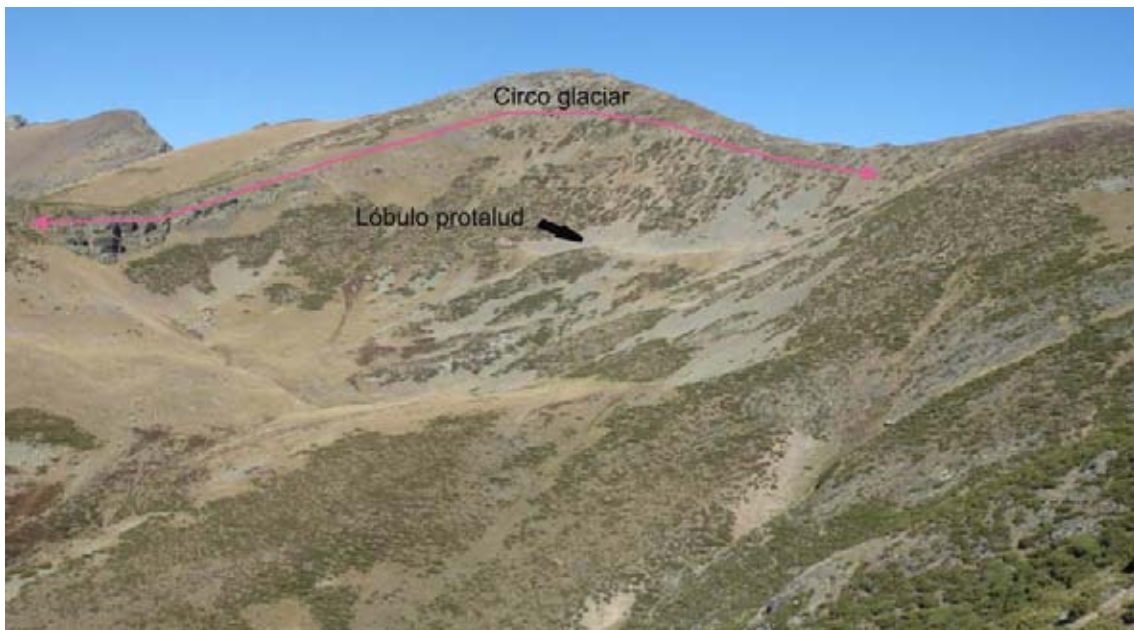


Figura 6.63: Vista hacia el NE del lóbulo protalud de Hormax desde el circo de Hoya Contina.

El lóbulo protalud del circo Hontanillas

Se trata de una forma peculiar tanto por su situación como por su estructura. Se encuentra en el circo glaciar de Hontanillas, al pie del Pico Cuartas, en orientación SSW. Su frente se encuentra a 2066 metros de altitud, por los 2092 metros de su raíz. Es uno de los dos glaciares rocosos formados en areniscas lutíticas, en concreto las de la Formación Lechada. Ello determina unas características granulométricas peculiares, ya que la forma presenta muy pocos de elementos de tamaño bloque, dominando los cantos y el material fino, el cual, al aparecer en abundancia en el

frente del lóbulo, ha posibilitado la colonización vegetal del mismo (Figura 6.64).

Esta forma se ubica en un circo de orientación general SE, por tanto poco propicia para la acumulación nival y la creación de hielo glaciar, aunque la notable altitud del cordal cimero (entre los 2450 metros del Pico Cuartas y los 2330 del Pico Guadañas) posibilitaron la existencia de glaciares durante las cuatro fases de avance glaciar desde el UMG. Sin embargo el glaciar de la Fase de Altura se acantonó en la orientación más favorable dentro del circo -la E- mientras que en la orientación menos favorable existían las condiciones periglaciares precisas para la formación del lóbulo protalud. Esta forma es, en definitiva, un buen testigo de cómo las formas glaciares y periglaciares en la Fase de Altura responden a pequeñas pero decisivas variaciones en las condiciones topoclimáticas en que se ubican. Además indica condiciones generales muy frías pero áridas, con escasez de innivación, que solamente permitían la formación de glaciares en los lugares donde había una radiación solar baja o una sobreacumulación nival.



Figura 6.64: Vista hacia el NE del lóbulo protalud del Circo de Hontanillas desde el Pico Guadañas.

El lóbulo protalud de Fuentes Carrionas

Se encuentra dentro del circo de Fuentes Carrionas, con su frente a una altitud de 2224 metros, en orientación SSW (Figura 6.65). Al igual que el anteriormente descrito, se construyó a partir de

las lutitas y areniscas de la Fm. Lechada, presentando por tanto escasez de bloques y abundancia de cantos y material fino, que posibilitan una colonización vegetal parcial del frente, donde aparecen en mayor abundancia. Dicho lóbulo destaca 14 metros sobre el talud de derrubios que lo alimenta, sin llegar a ocupar el fondo del circo glaciar.

La interpretación morfoestratigráfica de esta forma es similar a la del protalus del Circo Hontanillas. Ocupa un circo glaciado durante todo el Pleistoceno, pero con la particularidad de que en la última fase sólo existía un glaciar acantonado en orientación N, por lo que el lóbulo protalud sería un testigo de unas condiciones topoclimáticas periglaciares determinadas por una orientación desfavorable pero una altitud notable.



Figura 6.65: Vista hacia el NW del protalus lobe de Fuentes Carrionas desde el cordal de Tío Celestino - Alto del Bes.

El lóbulo protalud de Pozo de los Altares Bajo

Se encuentra adyacente al lago inferior del circo de los Altares, al pie de Peña Prieta (Figura 5.176). Está compuesto por cantos y bloques que se desprenden de su cara N. Se trata de uno de los lugares más activos en cuanto a crioclastia del macizo, debido a su orientación septentrional, un desnivel de 500 metros y una altitud considerable (la raíz del protalus lobe se encuentra a 2052 metros de altitud). Como consecuencia el lóbulo presenta algunos bloques de gran tamaño (más de

10 metros de diámetro en el lado más largo), que se complementa con bloques métricos y cantos desgajados del conglomerado de la Fm. Curavacas.

Su situación morfoestratigráfica, sobre la morrena que cierra el Pozo de los Altares Bajo, que presumiblemente fue depositada por el único glaciar que desarrolló una lengua durante la Fase del Altura, nos permite situar esta forma como perteneciente a una segunda subfase dentro de esta fase, contemporáneo a las morrenas que cierran el circo de los Altares a 2150 metros, o al glaciar rocoso de las Agujas de Cardaño. Dicha subfase podría corresponderse con el Dryas reciente o GS-1.

El lóbulo protalud de Valdenievas

Por su ubicación y la formación de origen es una de las formas de flujo más interesantes. Se encuentra en una altitud particularmente baja, entre los 1695 y los 1731 metros de altitud, y está compuesta por cuarcitas de la Fm. Murcia, por lo que la mayoría de los clastos que lo forman son de tamaño bloque, de hasta 1 metro de diámetro. El frente está muy poco marcado -sólo 6 metros-, lo que hace de esta forma una de las más difíciles de reconocer en el campo, aunque en la foto aérea se reconoce fácilmente. Ello se debe también a que en la base del frente hay una mayor acumulación de finos, lo que ha permitido la colonización vegetal, la cual forma un arco que destaca sobre los bloques circundantes, libres de vegetación.

Se orienta hacia el N y se sitúa en una ladera glaciada solamente durante el Último Máximo Glaciar. La forma tiene su origen en un canchal cuarcítico cuyo cantil prácticamente ha desaparecido. La situación de un glaciar rocoso al pie de una acumulación de bloques cuarcíticos ya ha sido citada en otras ocasiones (Gordon y Ballantyne 2006). Tanto el canchal de bloques como el glaciar rocoso ocupan el nicho de un deslizamiento rotacional necesariamente antiguo, ya que si bien las formas se distinguen, éstas se encuentran muy atenuadas. El deslizamiento rotacional afectó a la morrena lateral occidental que depositó el glaciar de Alto Prieto durante las fases de Máximo Glaciar y Retroceso I (Figura 6.66). Es por tanto un deslizamiento posterior a estas fases, posiblemente ocasionado por el cese de la presión que la lengua glaciar ejercía sobre dichas laderas y la fusión del *permafrost* en laderas deglaciadas, en especial aquellas con alternancias litológicas, falladas o con buzamientos paralelos a la pendiente de la ladera (condiciones todas éstas presentes en este lugar). Este proceso es frecuente en Fuentes Carrionas, y será detallado en el capítulo de movimientos de masa.

Por lo tanto nos encontramos con una forma necesariamente originada después de la Fase de Retroceso I, pero cuya ubicación a baja altitud, sugiere que no pudo estar activa durante la Fase de Altura. Ubicamos esta forma como activa durante la fase de Retroceso II, indicando por tanto condiciones periglaciares rigurosas para esta orientación y altitud durante dicha fase, por otro lado una de las menos representadas en cuanto a geoindicadores del macizo.



Figura 6.66: Vista hacia el S del protalus lobe de Valdenievas desde valle de Hormigales. El contraste de la imagen ha sido exagerado para apreciar mejor las formas.

Los lóbulos protalud de Pozo de los Altares Alto y Hoyo Empedrado.

Estos dos lóbulos son los que se ubican a mayor altitud de todo el macizo (entre los 2209 metros del frente del de Hoyo Empedrado y los 2337 metros de la raíz del de Pozo de los Altares). Los dos se ubican en orientación N, al pie de taludes de derrubios actualmente activos, ya que carecen de cualquier colonización vegetal, protegidos, en el caso del de Fuentes Carrionas y el de Hoyo Empedrado, por paredes rocosas de más de un centenar de metros, que limitan la radiación solar. Son por tanto formas cuya ubicación es ideal desde el punto de vista topoclimático. Sin embargo poseen escasa entidad, con frentes que destacan menos de 10 metros, y superficies que no llegan a los 10.000 metros cuadrados. El lóbulo del Pozo de los Altares está formado a partir de conglomerados de la Fm. Curavacas, mientras que el de Hoyo Empedrado es granodiorítico.

El lóbulo del Pozo de los Altares es el más alto de los dos, y también el más expuesto. Tiene su raíz en un talud de derrubios con lóbulos de geliflujión (el único proceso periglaciario activo, ya que

no existe pared que lo alimente por crioclasta), y presenta a sus pies un nevero que, dependiendo del año, se mantiene durante todo el verano (Figura 6.67). Es también el lóbulo situado a mayor altitud de todo el macizo, entre los 2337 y 2328 metros de altitud. Por su forma responde al modelo de “glaciar rocoso embrionario” propuesto por Barsch (1996, p.221), formando junto con la ladera de geliflucción un conjunto identificado por Serrano y López Martínez (2002) y Serrano (2003) en la Antártida: taludes de derrubios afectados por geliflucción que presentan fuertes pendientes (30-45°) con un rellano frontal (alrededor de 15°) y una pendiente abrupta por delante de dicho rellano (35°) (Figura 6.68).



Figura 6.67: Ladera y lóbulo protalud de Pozo Altares

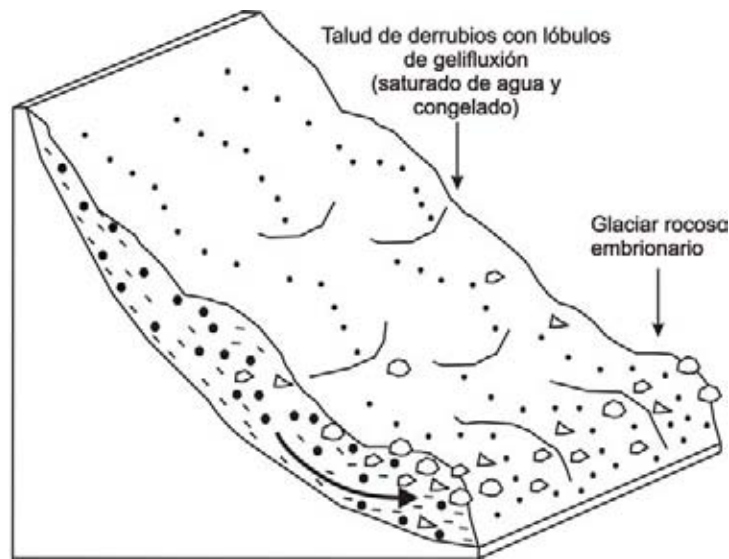


Figura 6.68: Modelo de evolución de laderas con lóbulo protalud al frente modificado de Barsch (1996)

El lóbulo de Hoyo Empedrado, que ha sido comentado junto al glaciar rocoso de Hoyo Empedrado, es una forma controvertida, ya que actualmente funciona como morrena de nevero, albergando en su interior un nicho de nivación que suele mantener la nieve hasta julio o agosto, pero no hasta la siguiente temporada de nevadas. Ello evita que los bloques granodioríticos se vea colonizado por líquen en el interior del lóbulo. Estos bloques no presentan una disposición en dirección a la pendiente general de la ladera (NNW), propia de un depósito por resbalamiento sobre un nevero, sino que se posicionan paralelos a la pendiente de la forma, es decir, orientados hacia el interior en la cara interna del lóbulo, planos en su cresta y hacia el exterior en el frente. Dicho frente tiene unos 6 metros de altura y 30° de inclinación, y muestra un mayoritario afloramiento de finos por debajo de una capa de bloques. Esta capa de finos ha sido mayoritariamente colonizada por la vegetación (Figura 6.69).

Todas estas características, junto con la distancia en línea recta hasta la pared de unos 100 metros, indican que esta forma tiene un origen periglaciario, por movimiento de un cuerpo helado en el frente de un talud de derrubios, y no un origen nival. Sin embargo actualmente el lóbulo es una forma relictica, como indica la colonización vegetal del frente, que encierra un nicho de nevero en su interior y que eventualmente puede seguir evolucionando como morrena de nevero, al recibir algún aporte rocoso por resbalamiento sobre la capa de nieve desde las paredes de las Agujas de Cardaño.



Figura 6.69: Vista hacia el S del lóbulo protalud de Hoyo Empedrado, bajo las Agujas de Cardaño. Foto E. Serrano.

En el entorno de este lóbulo se han realizado las mediciones BTS, tanto por Santos et al. (2010) como por nosotros. El resultado, que se comenta en el Apartado 6.5.1, indica un entorno con *permafrost* posible para las primeras mediciones e improbable para las segundas.

Las dos formas tienen la particularidad de ubicarse en circos glaciares ocupados por hielo durante la Fase de Altura, por lo que han de ser necesariamente posteriores. La escasa entidad de los lóbulos de Pozo de los Altares y Hoyo Empedrado, su buena conservación, su situación morfoestratigráfica, el hecho de alimentarse a partir de taludes de derrubios con evidentes señales de geliflujión (activas o inactivas) y de situarse adyacentes a neveros que, en función de la acumulación de nieve en invierno y primavera, llegan a resistir hasta finales del verano, indican que son formas recientes que se encuentran en un entorno crionival. Todo ello nos hace proponer una edad holocena para el origen de estas formas, posiblemente en la **Pequeña Edad del Hielo**.

6.3.4.5. La distribución cronoestratigráfica de los glaciares rocosos y lóbulos protalud

Último Máximo Glaciar y Retroceso I.

El único glaciar rocoso que podemos atribuir a la Fase de Máximo Glaciar, o bien a la Fase de Retroceso I es el de la ladera S del Pico Curruquilla. Tal y como apuntaba Pellitero (2007) es muy probable que las especiales condiciones litológicas, de orientación y pendiente del Pico Curavacas - Curruquilla inhibieran la formación de glaciares en su cara S, al contrario de lo ocurrido en el Espigüete o en las laderas septentrionales del valle de Cardaño. Dichas condiciones, sin embargo, sí habrían sido lo suficientemente rigurosas para la instalación de un glaciar rocoso cuyo frente, muy degradado, se encuentra a 2064 metros. Este glaciar rocoso nos indicaría por tanto un piso periglaciar en un dominio crionival, con temperaturas medias anuales entre $-8^{\circ}/-6^{\circ}$ y $-2^{\circ}/-1^{\circ}$. Por otro lado la existencia de otras formas de relieve periglaciar (campos, laderas y corrientes de bloques), aunque no tan valiosas como geoindicadores como los glaciares rocosos, indican un dominio crionival bastante más bajo en esta fase.

Fase de Retroceso II.

Durante esta fase los glaciares se retiran sensiblemente, ocupando únicamente los valles más altos. Cabe pensar que dicho retroceso se debe exclusivamente a una mejora climática basada en las temperaturas, ya que los glaciares rocosos no aparecen para sustituir el lugar dejado por el retroceso glaciar, donde los procesos principales son los gravitacionales, dentro de sistema morfogenético paraglaciar. Sólo hay dos glaciares rocosos que puedan ser adscritos a esta fase, aunque con dudas:

El glaciar rocoso de Tres Provincias SE, uno de los más pequeños, y, por el contrario, de ubicación más alta. Es posible que su tamaño se deba a la muy limitada producción de derrubios de la ladera en que se ubica. También es posible que este glaciar rocoso fuera activo durante el Tardiglaciar, aunque en ese caso la forma se encontraría mejor conservada, y posiblemente habría invadido la artesa glaciar situada por debajo.

El glaciar rocoso de Valdenievas. Como ya se ha comentado, su génesis es necesariamente posterior al Máximo Glaciar. Indicaría condiciones periglaciares en las caras N del macizo a una altitud de 1695 metros, próxima por otro lado a los frentes glaciares en esa etapa, situados -para aparatos glaciares con circos orientados al N y E- alrededor de los 1700 metros de altitud.

Más al S, fuera del área de estudio, existen glaciares rocosos que pueden ser atribuidos a esta fase. En concreto hay tres glaciares rocosos situados en el Pico Orvillo, a unos 15 km al SW del

Pico Espigüete (Fernández Martínez y Fuertes 2008a, Pellitero et al. 2011), así como el glaciar rocoso de Valdemián, alimentado desde la morrena glaciar que cierra la laguna del mismo nombre (Fernández Martínez y Fuertes 2008a, Pellitero et al. 2011). Este último pudo comenzar a generarse ya durante la Fase de Retroceso I.

Fase de Altura.

Se trata de la fase de formación de la inmensa mayoría de los glaciares rocosos, ya que hasta 15 de los glaciares rocosos de Fuentes Carrionas se formaron en este momento. La cantidad, variedad de formas y orientaciones, y amplio rango altitudinal de glaciares rocosos existentes durante la Fase de Altura (todos los tipos representados en el área de estudio lo están también en los glaciares rocosos de esta fase, con un rango altitudinal entre los 1665 y los 2271 metros de altitud) indican una generalización de las condiciones periglaciares en detrimento de los glaciares, cuyos frentes se retirar mayoritariamente por encima de los 2000 metros de altitud. El crecimiento del dominio crionival en detrimento de la alta montaña glaciada no ha de interpretarse ambientalmente como el resultado de unas temperaturas medias superiores a las de la Fase de Retroceso II, ya que dicho dominio crionival prácticamente no asciende en su base, sino que sólo crece en su techo. La interpretación ha de venir preferentemente del lado de las precipitaciones. Unas condiciones ambientales de frío riguroso, pero con unas precipitaciones sensiblemente inferiores a las existentes en la Fase de Retroceso II (y también a las actuales), propiciarían la generalización de la formación de glaciares rocosos, en un ambiente de “desierto frío”.

Dentro de esta fase existen al menos dos generaciones de glaciares rocosos:

- La primera generación es la que posee más glaciares rocosos, con tipologías variadas. Ocupa desde fondos de valles glaciados a escasa altitud en orientaciones favorables (glaciar rocoso y lóbulos de Fuentes Carrionas, Campollo, Lagunillas o Curruquilla N) a circos glaciares en orientaciones desfavorables, aunque en estos casos a altitudes mayores (glaciares rocosos de Hormax, Hontanillas, Arroyo del Agua del Manzano o Circo Fuentes Carrionas).
- La segunda generación estaría ya confinada a los circos más elevados, en el entorno de Peña Prieta. Tres glaciares rocosos pertenecerían a esta segunda generación, al ocupar áreas glaciadas durante la Fase de Altura, pero poseer tamaños incompatibles con crisis climáticas holocenas (Atlántico, Pequeña Edad de Hielo...). El glaciar rocoso de Hoyo Empedrado y el lóbulo de Pozo de los Altares Bajo, alimentado directamente por aludes provenientes

de la cumbre de Peña Prieta, pueden adscribirse a esta segunda generación. También el glaciar rocoso de Hoyos de Vargas puede situarse en esta fase, atendiendo a su situación morfoestratigráfica y su orientación poco adecuada a la formación de *permafrost*.

Glaciares rocosos holocenos.

Se trata de pequeños *lóbulos protalud* cuya continuidad con la ladera que los alimenta hace pensar en un origen relacionado con la existencia de *permafrost* en su interior, y no por la mera caída de bloques a través de un nevero semipermanente (Shakesby 1997) (ver Figura 6.68). Se sitúan en el umbral superior del circo de los Altares, al W de Peña Prieta, y al pie de las Agujas de Cardaño.

Consideramos estas formas como originadas durante el Holoceno por las siguientes razones:

- Su situación morfoestratigráfica, en circos glaciados durante toda la Fase de Altura,
- Su situación topoclimática en orientaciones septentrionales, a altitudes que oscilan entre los 2140 y los 2237 metros de altitud,
- La dinámica geomorfológica existente a su alrededor. Están situados al pie de taludes de derrubios activos, con lóbulos de geliflucción y un régimen de temperaturas rigurosas en el suelo (ver Apartado 6.2.3.5) e incluso con posibilidad de existencia de *permafrost* (Santos et al. 2010, ver Apartado 6.5.1).
- Su pequeño tamaño, que hubiera implicado la desaparición de la forma en un ambiente tan activo como el que se encuentran, en caso de ser formas pleistocenas.

Son, por tanto, ante formas relictas de la presencia de *permafrost* en el macizo de Fuentes Carrionas durante el Holoceno, aunque no podemos especificar en qué momento. Sí puede concluirse que no son formas activas, ya que sus frentes no destacan excesivamente sobre el fondo del circo y presentan colonización liquénica.

6.3.4.6. Implicaciones paleoclimáticas: temperaturas medias en Fuentes Carrionas deducidas de la presencia de glaciares rocosos

Como hemos visto la mayoría de los glaciares rocosos en el Fuentes Carrionas se formaron durante la Fase de Altura, en la que podemos distinguir a su vez dos subfases. Esta fase ha

sido correlacionada, por analogía a los distintos trabajos en glaciares rocosos fósiles en la Cordillera Cantábrica (Clarck 1981, Alonso 1989, Froschoso y Castañón 1996, Rodríguez 1995, Jiménez 1996, Serrano y Gutiérrez 2000, Redondo et al. 2002 y 2004, González 2006) al período Tardiglaciario. Dentro de este periodo, que comprende aproximadamente entre los 14000 y los 10000 B.P. existen dos subfases frías, denominadas Dryas Antiguo y Reciente. Estas dos fases las correlacionaríamos la primera con las subfases a y b de la Fase de Altura.

La reconstrucción paleoambiental de la Fase de Altura es, por tanto, relativamente sencilla, toda vez que existen representaciones de glaciares rocosos en todas las orientaciones, al menos para la subfase a. Para las fases posteriores se ha calculado el ascenso de los límites inferior y superior de los glaciares rocosos para las orientaciones en las que existieron glaciares rocosos, y se han aplicado para las orientaciones en las que no los hay. Esto es posible porque durante la subfase b de la Fase de Altura, y también durante la Fase Holocena, el macizo se encuentra deglaciado, y estos límites no entran en confrontación con la ELA. La reconstrucción se complica para las Fases I, II y III (Último Máximo Glaciar, Retroceso I y II). Durante estas fases los pocos glaciares rocosos existentes nos indican principalmente condiciones topoclimáticas (particularmente de insolación) especiales para su formación, ya que a veces se encuentran por encima de la ELA regional, por lo que su extrapolación a otras orientaciones es imposible. Por otro lado la existencia de glaciares rocosos y lóbulos en el valle de Valdenievas durante las fases I, II y III (el de Curruquilla S y Valdenievas) sólo se explica por la sombra pluviométrica que ejercen las cadenas montañosas de Picos de Europa, Peña Prieta y Curavacas sobre este valle. Esta característica explicaría, así mismo, la existencia de grandes glaciares rocosos adscritos a estas fases en el Pico de Orvillo y Sierra del Brezo, al S y SW del área de estudio (Pellitero et al. 2010). $^{\circ}\text{C}$ y -6°C ascenderían de manera genérica unos 100 metros con respecto a la fase anterior.

En la Fase de Altura la existencia de *permafrost* quedaría circunscrita a los circos y cumbres, por encima de los 1850 metros para todas las orientaciones durante la subfase a. En la subfase b solamente los circos glaciares mejor orientados y de mayor altitud registrarían temperaturas medias por debajo de -2° . Por último, durante la fase V, en el Holoceno, solamente áreas por encima de 2250 metros de altitud, orientadas estrictamente al N registrarían condiciones topoclimáticas suficientes para la instalación de lóbulos protalud, y por tanto, para la existencia de *permafrost*. Dichas áreas son el lado S del Hoyo Empedrado y el circo de los Altares. A ellos habría que añadir

también el circo del Cubil del Can en su vertiente cántabra, el circo N del Curavacas y el circo NW del Espigüete, aunque en éstos no encontremos indicadores de presencia de *permafrost* durante el Holoceno.

Tabla 6.5 Límites superior e inferior de los glaciares rocosos en Fuentes Carrionas (m).

L.S. Límite superior glaciares rocosos (isoterma -6°)

L.I. Límite inferior glaciares rocosos (isoterma -2)

... Dominio crionival por encima de 2300 metros (no hay lugar para glaciares rocosos).

1664 Límites altitudinales considerando glaciares rocosos aledaños al área de estudio.

2400 Glaciares rocosos supraglaciares (condiciones topoclimáticas favorables a la creación de glaciares rocosos por encima de la ELA).

2079 Límite calculado a partir de datos procedentes de límites reales en otras orientaciones o fases.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Desnivel	μ
Fase I	L.S.									2400	2476						360	2268
	L.I.								2205	2060	2436							
Fase II	L.S.	1664	1703	1742	1781	1820											276	1682
	L.I.	1544	1586	1628	1670	1712												
Fase III	L.S.	1770	1755	1739	1854	1893											202	1792
	L.I.	1691	1696	1701	1743	1785												
Fase IVa	L.S.	2140	2113	2087	2060	2033	2089	2145	2201	2257	2092	2063	2039	2015	1991	1991	474	1964
	L.I.	1727	1764	1802	1839	1876	1960	2044	2127	2211	2066	2003	1972	1942	1911	1911		
Fase IVb	L.S.	2271	2156	229	2156
	L.I.	2042	2079	2117	2154	2191	2275	2140	...	2287	2257	2226	2226		
Fase V	L.S.	2337	130	2272
	L.I.	2207	2244	2282		

6.3.4.7. La relación entre la ELA y el límite inferior del permafrost discontinuo (límite inferior de los glaciares rocosos y lóbulos protalud)

Dicha relación nos aporta información sobre las condiciones ambientales de la fase glaciár estudiada: si la diferencia positiva entre la ELA y el límite inferior del *permafrost* discontinuo es notable, nos indicará la existencia de unas condiciones frías y secas, en un medio continental. Por el contrario una diferencia escasa, nula o negativa entre la ELA y el límite inferior del *permafrost* discontinuo nos hablará de un medio de tipo atlántico, en el que el glaciárismo se ha desarrollado gracias a unas abundantes precipitaciones que superan la tasa de fusión nival. (ver Figura 6.45) En un medio de este tipo los glaciares rocosos han de ser forzosamente muy escasos o ausentes, ya que no encuentran un espacio favorable para su formación. Además, dicha relación nos puede proporcionar una idea aproximada de la temperatura media de la ELA en esa fase mediante la siguiente fórmula, publicada por Barsch (1996):

$$H_c = (T^{MELA} - 1) * 100 / T^G [m]$$

Donde: H_c (m) = la diferencia de altura entre la MELA y el límite inferior del *permafrost* discontinuo.

T^{MELA} = la temperatura media anual de la MELA.

T^G = el gradiente altitudinal de temperatura, calculado climáticamente a partir de estaciones cercanas al área de estudio.

Esta fórmula ha de tomarse con la precaución de que no tiene en cuenta las condiciones de orientación, radiación solar, albedo y litología en que se han formado los glaciares rocosos, que como hemos visto son determinantes su existencia. Por lo tanto sólo debería usarse para indicar las condiciones locales a cierta orientación, aunque dichas condiciones sí deberían ser extrapolables a otros lugares con la misma orientación y altitud, pero distinta litología.

Para realizar este estudio necesitamos por tanto la existencia de formas relictas tanto de relieve glaciár (morrenas principalmente) como periglaciár (glaciares rocosos y lóbulos protalud relictos) que tengamos la seguridad que se formaron durante la misma fase glaciár. En el caso de Fuentes Carrionas esto es posible para gran parte de los glaciares rocosos, ya que en su mayoría se encuentran en paredes de circos o artesas glaciares, con depósitos morrénicos correlacionables por encima o por debajo, y en ocasiones en ambos.

Hemos adscrito la mayoría de los glaciares rocosos a la fase 4 o Fase de Altura, en la que la existencia de aparatos glaciares se reduce a los circos con orientaciones y altitudes más favorables. Para dicha fase es posible estudiar la relación glaciares-glaciares rocosos en los circos o valles de Lagunillas, Canchas de Ojeda, Riuplanes, Curavacas-Curruquilla, Hoya Contina, circo de Fuentes Carrionas, Pozo de los Altares, Campollo, Hontanillas y Agujas de Cardaño (cabecera del valle de Lechada). Existe la particularidad de que en el caso del circo de Fuentes Carrionas tenemos glaciares rocosos en orientaciones N y S, es decir, la misma orientación del glaciar durante la Fase de Altura y la orientación contraria, mientras que en el resto de los casos los restos indican que glaciares y glaciares rocosos se desarrollaron en orientaciones muy parecidas.

Tabla 6.6 Relación entre la ELA y el límite inferior del permafrost discontinuo en el Macizo de Fuentes Carrionas. (*)Diferencia calculada climáticamente (ver Apartado 3.1).

FASE	ALTITUD ELA	ALTITUD LÍMITE INFERIOR PERMAFROST DISCONTINUO	PISO CRIOGÉNICO (Barcsh 1996)	Tª MEDIA ANUAL EN LA ELA (Barcsh 1996)
Último Glaciar	1754	—		
Retroceso 1	1747	1544	203	-2,31°
Retroceso 2	1878	1691	187	-2,21°
Fase de Altura 1	2090	1727	363	-3,35°
Fase de Altura 2	2250	2042	208	-2,35°
Actualidad	3750	3250	500	-4,25° (-4,5°*)

La relación entre ambos proxis paleoclimáticos ofrece conclusiones interesantes pero contradictorias (Tabla 6.6). Los glaciares rocosos indican la existencia de un piso crionival superior en general delgado para cualquier fase glaciar, con un máximo de apenas 363 metros en la fase de Altura, que hemos situada en el Dryas Antiguo (16.000-13.000 BP). Ello contrasta con el piso crionival calculado por interpolación en la actualidad, que llegaría a los 500 metros. Si aceptamos la relación entre temperaturas y precipitaciones en la ELA de Haeberli (1983) las precipitaciones durante las distintas fases glaciares pleistocenas habrían sido más abundantes que las actuales, oscilando aproximadamente entre los 2000 y 2500 mm, mientras que en la actualidad la precipitación media sería de 1400 mm en la ELA. Esta afirmación es contraria a los estudios paleoclimáticos del NW ibérico (Moreno et al. 2012), por lo que en principio ha de rechazarse. Los estudios de Barsch (1996) y Haeberli (1983) se basan en investigaciones realizadas para los Alpes, con unas condiciones diferentes a las de la Cordillera Cantábrica, por lo que sus fórmulas no son aplicables

directamente. Por otro lado, el cuadro evidencia una mayor continentalidad, es decir, una menor precipitación, durante la Fase de Altura que durante las fases glaciares anteriores.

6.3.5. Microformas de crioturbación y soliflucción (geliflucción)

Crioturbación es un término que designa cualquier movimiento en el suelo que tenga como origen la acción del hielo (French 2007). La acción de la crioturbación en superficies planas puede ir desde el simple levantamiento de partículas (cantos eyectados) hasta la masiva organización granulométrica de los mismos (suelos ordenados). Cuando la crioturbación afecta a una superficie con pendiente el resultante es la geliflucción, un tipo de soliflucción. Entendemos como soliflucción el movimiento lento ladera abajo del suelo. Si este movimiento está asociado tanto a procesos de congelamiento-fusión de influencia superficial como a procesos de fusión subálvea, por la existencia de suelo helado en profundidad, entonces hablamos de geliflucción (Matsuoka 2001). El proceso de geliflucción viene dado por el levantamiento de sedimento por helada (*frost heave*) que durante la fusión vuelve a caer, sufriendo un desplazamiento ladera abajo (French 2007).

Como proceso la geliflucción depende principalmente de la disponibilidad hídrica del suelo y de la profundidad de la capa congelada. Así los mayores volúmenes solifluídos se dan los años en que la cuña de helada alcanza mayores profundidades, ya que su fusión hace que se movilice una mayor cantidad de material (Jaesche et al. 2003), o bien en los lugares con *permafrost*, en los que la soliflucción “bilateral” (*two-sided solifluction*, es decir, soliflucción debida a la fusión de la capa activa y del *permafrost*) moviliza un volumen aún mayor de sedimento (Harris et al. 2008). Las velocidades de movimiento por soliflucción resultantes son muy variables. Se han medido movimientos superficiales de entre 3.4 y 40.8 mm/año en terracillas y lóbulos de soliflucción de turba (*turf-banked lobes*) en áreas árticas (Ridefelt et al. 2010), entre 4.5 y 59 mm/año en los Alpes austriacos (Jaesche et al. 2003), y de hasta 1380 mm/año en ambientes hiperhúmedos subantárticos (Selkirk 1998). La importancia de la soliflucción viene dada por su extensión, ya que acaba afectando en mayor o menor medida a una gran extensión y variedad de terrenos dentro de áreas montañosas como Fuentes Carrionas, aunque no siempre tiene un origen periglacial.

Los mecanismos de movilización de sedimentos según Matsuoka (2001) son principalmente tres:

- Los ciclos de helada-fusión diurnos: son necesariamente superficiales, aunque su profundidad

tiene que ver con la intensidad del frío. Si la intensidad es débil dará origen a agujas de hielo, que originarán pequeñas terracillas o derrubios escalonados, mientras que una helada de mayor intensidad tendrá mayor penetración en el suelo, creando lentes de hielo (*ice lenses*) cuya fusión dará origen a terracillas, lóbulos de soliflucción superficiales o pequeños suelos estriados. Esta última forma no ha sido observada en Fuentes Carrionas.

- Los ciclos de helada-fusión anuales ligados al enfriamiento atmosférico, en suelos helados estacionalmente: son más profundos, ya que la helada es permanente durante un largo periodo de tiempo y puede, por tanto, penetrar en profundidad. El resultado es una movilización sedimentaria más profunda, formándose terracillas, lóbulos de soliflucción, derrubios escalonados o suelos estriados de mayor tamaño, con hasta 50 cm. de profundidad.
- Los ciclos de helada-fusión anuales ligados a la existencia de *permafrost* y una capa activa: son los más profundos, ya que la superficie de soliflucción es el contacto entre la capa activa, que se funde de manera estacional, y la capa helada. El resultado es el movimiento de masas de sedimentos muy voluminosas, que debido a tal volumen es en general más lento que los anteriores. Las formas típicas de este movimiento son los grandes lóbulos de geliflucción sin organización (*non sorted stripes, gelifluction lobes*).

Por otro lado la disponibilidad hídrica es un elemento clave en la soliflucción. Oliva et al. (2009) han demostrado que las formas de soliflucción no son activas en el valle de Río Seco, Sierra Nevada, a pesar de una profunda capa helada estacional básicamente por la ausencia de humedad, presentando alguna actividad solamente las formas alimentadas por aguas de fusión nival. De hecho la datación de fases solifluidales y de estabilidad que realiza en los lóbulos la relaciona básicamente con un aumento en la disponibilidad hídrica nival (Oliva y Gómez Ortiz 2010), en la que las bajas temperaturas ejercen un papel de limitante de la colonización vegetal y la edafogénesis más que de desencadenante de la soliflucción. En este sentido hemos observado una decidida relación entre formas de soliflucción activa y sobreacumulación nival en Fuentes Carrionas que explicaremos posteriormente.

6.3.5.1. Pipcrake o agujas de hielo

También conocido como “hielo de exudación”. Se trata de una de las formas periglaciares activas más ubicuas dentro de Fuentes Carrionas, aunque también es la más efímera. Las agujas

de hielo se originan con la llegada de la noche, cuando el descenso rápido de temperaturas provoca que la temperatura en el suelo sea inferior a 0°C , a partir de aquí el agua contenida en el suelo se congela, y se forman agujas de hielo adyacentes unas a otras, creando “campos de *pipcrakes*” (Santos 2010). Para ello la temperatura atmosférica ha de descender al menos por debajo de -2°C (Boelhouwers 1998). Estas formas desaparecen a medida que las temperaturas ascienden a lo largo del día por encima de 0°C o la radiación solar incide sobre ellas.

Las agujas de hielo son microformas que oscilan entre los 2 y 7 cm. de tamaño (Santos 2010) resultado de un solo ciclo de helada, ya que los ritmos de crecimiento de las agujas oscila entre los 3.6 y 5 cm/día (Grab 2001). Este tamaño es el observado normalmente en Fuentes Carrionas. Sin embargo existe la posibilidad de que en invierno, bajo condiciones de orientación favorables que impidan la insolación, estabilidad atmosférica que garantice temperaturas bajas en el anochecer y la ausencia de una capa nivosa que proteja el suelo de la helada, se formen agujas policíclicas, resultado de varios ciclos de helada continuados. En ese caso se observa una discontinuidad en las agujas (Figura 6.70), cuando la helada se ha interrumpido levemente durante el día, y las formas adquieren tamaños decimétricos (Washburn 1979).



Figura 6.70: Agujas de hielo policíclicas. Puede observarse la interrupción de las mismas y la creación de nuevas agujas por otro ciclo nocturno de helada. La imagen está tomada en una ladera de umbría en las cercanías del Roblón de Estalaya (término de Cervera de Pisuegra), fuera del área de estudio, a 1110 metros de altitud. Imagen tomada en enero de 2007.

Las agujas suelen presentar una forma recta, que se incurva cuando la pendiente es acusada, como en el caso de la siguiente imagen, tomada en la ladera S del pico Curavacas (Figura 6.71).



Figura 6.71: Aguja de hielo incurvada en el Callejo Grande, ladera S del pico Curavacas. Las agujas tienen un tamaño aproximado de 5 cm. La imagen está tomada el 1 de junio de 2011 alrededor de las 10 horas de la mañana, a 2150 metros de altitud.

La característica más importante desde el punto de vista geomorfológico de las agujas de hielo es que éstas suelen levantar con su formación parte del suelo (Figura 6.72), en especial partículas gruesas tipo gravas, aunque también pueden levantar cantos de hasta 30 cm. de eje mayor (Santos 2010). Dichas partículas, una vez que la aguja se funde, son movilizadas ladera abajo o simplemente separadas de la fracción fina si no hay pendiente. Esto hace que de hecho las agujas de hielo, además de una microforma, sean uno de los procesos geomorfológicos periglaciares activos más importante (Santos 2010). Matsuoka (1998) cifra un desplazamiento entre 20 y 50 cm/año en los Alpes Japoneses, mientras que Holness (2004) estima movimientos entre 53 y 16 cm/año, dependiendo del material movilizado. En ambos casos se coincide en el hecho lógico de que el material removido corresponde a los 20 cm. superficiales. El material movilizado ha sido cuantificado por Vieira (1996) en el Gerês alrededor de los $13 \text{ kg} \times \text{m}^{-2}$. Dada su relativa ubicuidad, sería el proceso exclusivamente periglaciario que mueve más masa en la actualidad en Fuentes Carrionas.



Figura 6.72: Vista de agujas de hielo en la ladera S del valle de Pineda, a 1410 metros de altitud. Imagen tomada el 7 de febrero de 2011 a las 12:50 del mediodía.

El “pipkrake” como proceso es ubicuo en relación a la altitud, ya que lo hemos observado desde 1100 metros (en áreas aledañas a Fuentes Carrionas) hasta 2400, pero no lo es en cuanto a la ubicación. En general las áreas que presentan una cobertera de nieve suficiente escapan a este proceso (aunque son sensibles a la soliflucción por fusión nival). Por ello este proceso está ausente en las umbrías más altas. La cobertera vegetal, en especial la vegetación herbácea y de matorral, inhibe la formación de agujas de hielo, que son más frecuentes en los bosques, bajo la cobertura de las hojas caídas (Santos 2010). Sin embargo, al igual que este último autor, en Fuentes Carrionas también se ha observado la existencia de agujas de hielo bajo coberturas herbáceas poco densas.

Por otro lado es en las laderas de umbría desprovistas de vegetación pero sin una cobertera nival continua donde este proceso es más efectivo. En especial en los taludes de caminos y en las laderas zapadas por erosión fluvial, la recurrente acción de las agujas de hielo acaba creando terracillas de pequeño tamaño (Figura 6.73), siguiendo el modelo propuesto por Matsuoka (2001: fig. 14), morfogénesis también observada por Vieira et al. (2003) en la Serra da Estrela (Portugal). Por último las agujas de hielo se forman con mayor facilidad sobre formaciones superficiales con una fracción fina suficiente, por lo que no aparecen en taludes de derrubios o afloramientos rocosos.



Figura 6.73: Ladera de umbría libre de vegetación por la labor de zapa del arroyo Calero, en el extremo E del área de estudio. Los procesos de pipkrake aquí son particularmente efectivos, en especial en años con escasa innivación, formándose terracillas. Imagen tomada en febrero de 2008.

6.3.5.2. Los lóbulos de soliflucción

Dentro de los lóbulos de soliflucción podemos distinguir dos tipos básicos:

- Los lóbulos de soliflucción de suelo (*turf bankes lobes*). En su estructura no aparecen clastos o su presencia es minoritaria, por lo que es de tipo cerrado. En ellos cabe la posibilidad que el flujo no se deba a condiciones térmicas, sino simplemente a una saturación de agua en un suelo con pendiente. Sin embargo sí se pueden originar estas formas por geliflucción.
- Los lóbulos de derrubios (*stone bankes lobes* o *debris lobes*). En ellos la mayoría del material removido está constituido por sustrato gelifractado e inalterado, por lo que son de estructura abierta. Son por tanto formas que no pueden darse si no interviene la geliflucción. Por esa razón en ocasiones se distinguen los lóbulos de geliflucción como aquellos compuestos principalmente por piedras, mientras que los que implican suelo son llamados lóbulos de soliflucción (Morard et al. 2009), aunque esto no es correcto.

Los lóbulos de soliflucción de suelo

Los lóbulos de soliflucción de suelo presentan una variabilidad que tiene que ver principalmente con el espesor de suelo existente previamente y con la humedad del mismo. En función de estos factores encontramos lóbulos de soliflucción de tamaños que van desde el metro de espesor en el frente al espesor decimétrico, con anchura desde cuatro o cinco metros a menos de un metro.

Las condiciones de formación de los lóbulos de soliflucción son restrictivas. En primer lugar necesitan la existencia de material fino -generalmente suelo- suficiente, lo cual impide su formación por encima de los 2200 metros aproximadamente, donde las condiciones ambientales dificultan la edafización, encima del sustrato o en suelos raquíuticos y en pendientes pronunciadas. En dichos lugares los lóbulos evolucionan a terracillas de transición.

En segundo lugar los lóbulos de soliflucción necesitan un abundante aporte de agua que sature el suelo y haga fluir la mezcla de suelo y agua ladera abajo. Oliva et al. (2009) cita este factor como básico para la actividad de lóbulos de soliflucción. Dicha fuente de agua suele provenir de la fusión nival.

Por último los lóbulos necesitan unas condiciones de frío suficientes como para que exista un congelamiento del suelo estacional. Esto se consigue generalmente por el “efecto cortina” de la cubierta nival. Además es preferible que exista un recubrimiento herboso continuo. Matsuoka (2001) explica que dicho recubrimiento aísla el suelo de la helada diaria pero no del congelamiento estacional, proceso básico que activa los lóbulos de soliflucción. Por otro lado un mantenimiento de la cobertera nival o del suelo congelado acaba propiciando una fusión repentina del mismo en primavera y, por tanto, una saturación hídrica del suelo, como se ha expuesto en el Apartado 6.2.2.4.

Estas condiciones tan restrictivas hacen que los lóbulos de soliflucción sean formas poco comunes en Fuentes Carrionas. Se sitúan preferentemente en el fondo de circos o valles cubiertos por mantos de till y sobrealimentados por la acumulación nival, que es la que abastece de humedad estas formas, en un rango altitudinal que va desde los 1900 hasta los 2100 metros aproximadamente, en pendientes suaves. Encontramos lóbulos de soliflucción poco desarrollados en el circo de Campollo, el valle de Riofrío, donde los lóbulos comparten espacio con terracillas y derrubios estratificados, lo que nos hace suponer que sus condiciones de formación son similares (Figura 6.74). En condiciones similares encontramos lóbulos de soliflucción en el Portillo de las Yeguas, alrededor de los 2100 metros de altitud, en el extremo N del área de estudio.



Figura 6.74: Vista hacia el S del valle de Campollo. Pueden verse los lóbulos de soliflución en las áreas colonizadas por vegetación, que coexisten con derrubios escalonados formados en las áreas donde no existe suelo, en particular a la izquierda de la imagen.

Los lóbulos de mayor tamaño se encuentran en tres circos glaciares del valle de Cardaño. En el circo de Hoya Contina NW, orientado de manera general al N, los lóbulos de soliflución se han formado sobre el manto de till, alternando, también en función de la cantidad de material grueso, con terracillas y derrubios escalonados (Figura 6.75). En este entorno los lóbulos ocupan los fondos de vallejos, en los que circula agua de fusión nival y el suelo saturado dificulta la colonización por parte del matorral.



Figura 6.75: Lóbulo de soliflucción en el circo de Hoya Contina NW. Obsérvese las características de recubrimiento herboso que favorecen su formación.

Por último encontramos lóbulos de soliflucción en dos circos orientados al E en el valle de Cardaño, el de Arra y el de Cerezuela. Ambos presentan crestas alrededor de los 2000 metros, una orientación muy favorable a la sobreacumulación nival y un sustrato pizarroso. El resultado es un suelo profundo y saturado durante las fases de fusión nival, lo que favorece la formación de lóbulos de soliflucción. En el caso de Cerezuela los lóbulos de soliflucción incorporan gran cantidad de material grueso inalterado, lo que hace que consideremos sus formas como transición entre lóbulos de soliflucción de suelo y de piedras (Figura 6.76). En todo caso las condiciones ambientales de los mismos están muy lejos de las del resto de lóbulos de piedras, mientras que coinciden con las de los lóbulos de suelo, por lo que les incluimos en este grupo.



Figura 6.76: Lóbulos de soliflución en el circo de Cerezuela.

Lóbulos de derrubios

Este tipo de formas son poco frecuentes en la Cordillera Cantábrica. En Fuentes Carrionas existe el enclave con una mejor representación de este tipo de formas de todo el NW ibérico, en la ladera occidental del pico Tres Provincias (2499 m.). Los lóbulos de la ladera occidental de Tres Provincias se sitúan por encima de los 2150 metros de altitud en una ladera de pendiente regularizada entre 20° y 25° que por su situación y orientación posee unas características peculiares:

1. Jamás ha estado glaciada, a pesar de su altitud, lo que hace de la misma una de las laderas no glaciadas más alta de la Cordillera Cantábrica.
2. Posee una notable variedad litológica, con afloramientos de granodiorita al SE, conglomerados al N, pizarras en el sector central, que lateralmente pasan a areniscas e incluso afloramientos localizados de caliza.
3. Actualmente presentan una dinámica marcada por la escasa acumulación nival que suele ser venteadada hacia el circo de Altares al E, y en menor medida al de Hoyo Empedrado al S, por lo que el régimen térmico presenta una abundancia de ciclos de hielo-deshielo mucho mayor que en cualquier otro entorno de Fuentes Carrionas (ver Apartado 6.2).

Estos lóbulos ocupan las laderas no glaciadas de Tres Provincias pero se internan, al S de este pico, dentro de la artesa glaciar de Hoyo Empedrado, por lo que han de ser posteriores a su formación. Se sitúan por encima del umbral de los 2320 metros de altitud a excepción del área comprendida entre el pico Cubil del Can y Tres Provincias, en el pico que forma el extremo W del circo de los Altares. Aquí llegan hasta un límite inferior de 2250 metros siendo los más bajos lóbulos de soliflucción con una estructura cerrada que fluyen sobre un suelo colonizado por herbáceas. Hacia el W desaparecen bruscamente en la cabecera del arroyo Canalón, en la cual la presencia de un glaciar durante el Pleistoceno es dudosa, al no haber dejado marcas claras. Hacia el E el límite es la citada artesa de Hoyo Empedrado (Figura 6.77).

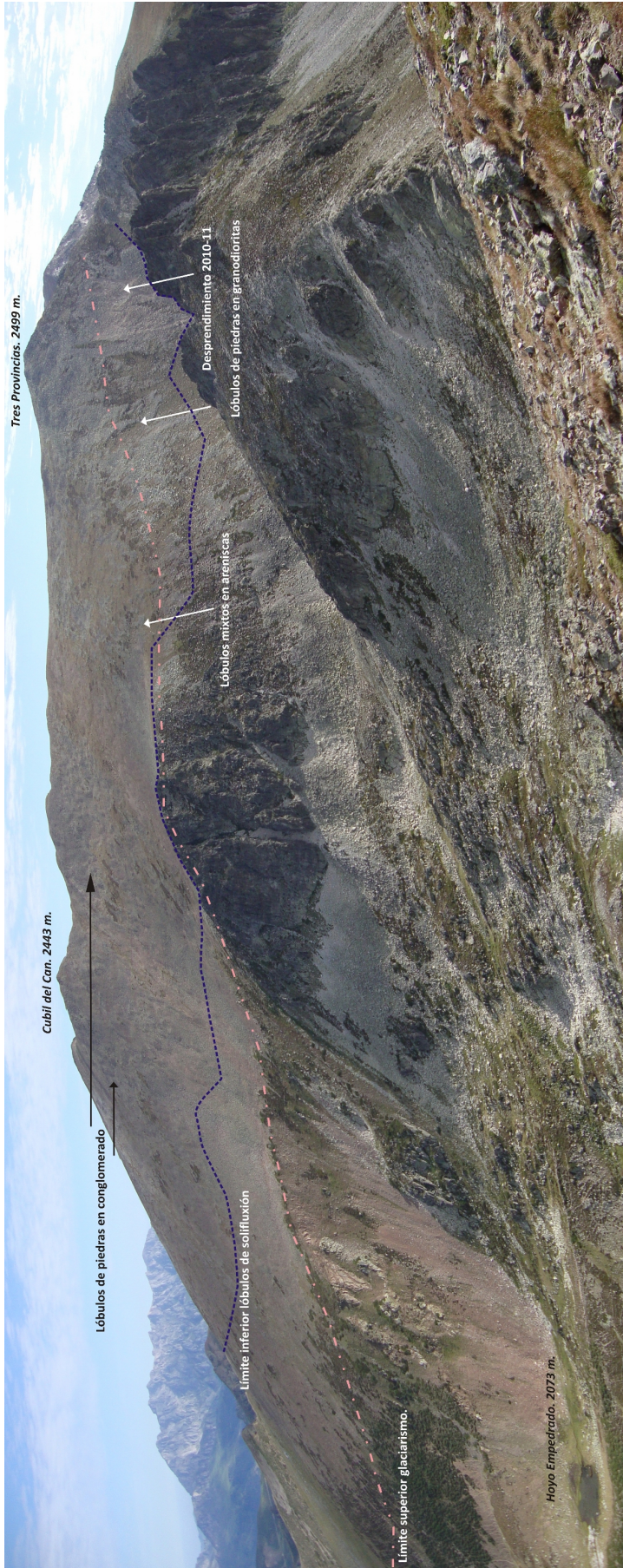


Figura 6.77: Panorámica del campo de lóbulos de gelifluxión de Tres Provincias desde el pico Lomas. Imagen tomada el 29 de julio de 2011.

Los lóbulos poseen un tamaño decreciente de SE (cercanías del pico Tres Provincias) al NW, donde se hacen también cada vez más esporádicos. Así en Tres Provincias son lóbulos de un desarrollo longitudinal muy considerable, con algunos que superan los 100 metros, una anchura de hasta 20 metros y un desarrollo vertical por encima de 1 metro, mientras que los más bajos solamente poseen unos 10 metros de longitud y 3 metros de anchura, aunque la altura ronda también el metro (Figura 6.78). Hacia el W los lóbulos mantienen su espesor pero presentan un desarrollo longitudinal mucho menor, formando “bancos” sobre un sustrato conglomerático.



Figura 6.78: Lóbulo de gelifluxión principalmente formado por clastos pero que en su base afecta al material fino, posteriormente colonizado por la vegetación, lo que evidencia su carácter relicto. La altitud es 2320 metros.

La tipología varía de lóbulos de piedras en los afloramientos granodioríticos a lóbulos de suelo o *turf-banked lobes* (Matsuoka 2001), es decir, de estructura cerrada, en los afloramientos de arenisca y pizarra de la Fm. Lechada. También presentan una clasificación tipológica por altura, como sugiere French (2007), ya que el lavado de las arenas y arcillas de los lóbulos más altos y la acumulación en los más bajos hace que éstos ganen material fino, y por tanto tiendan a poseer más matriz, mientras que los superiores tienden presentar estructura abierta (Figura 6.79). La colonización líquénica de los clastos es general, limitada a la cara expuesta de los clastos, lo cual nos habla de su carácter relicto. No obstante la frescura de unas formas que se degradan con facilidad indica que éstas han de ser recientes.



Figura 6.79: Vista de los primero 30 cm. de un lóbulo de gelifluxión, en el que destaca la ausencia de finos, y los clastos tipo grava. El perfil presentaba una temperatura netamente más baja que la atmosférica a poca profundidad.

Por último, aunque no hemos hecho mediciones directas de temperatura, como anécdota se ha comprobado que el perfil de los lóbulos presenta temperaturas bajas incluso en los meses de verano, con temperaturas exteriores por encima de los 20°C. La estructura de los lóbulos presenta generalmente una ordenación granulométrica en la que los bloques quedan formando una orla mientras que el interior está compuesto básicamente por material fino, como apuntaba Van Steij et al. (1995) para los lóbulos de solifluxión alpinos (Figura 6.80 y 6.81). Este hecho es visible sobre todo en los lóbulos matriz-soportados o de suelo, aunque una vez más la abundante colonización vegetal nos indica una forma relictas. Por el contrario los lóbulos de derrubios granodioríticos más cercanos al pico Tres Provincias carecen de esta ordenación: en ellos toda la superficie está ocupada por bloques decimétricos (Figura 6.82).



Figura 6.80: Frente de un lóbulo con estructura cerrada con un interior exclusivamente formado por finos y una orla de gruesos. La base del frente presenta sin embargo una mezcla de finos y gruesos.



Figura 6.81: Lóbulo de geliflucción al W del pico Tres Provincias, a aproximadamente 2250 m. de altitud. Este lóbulo ha fluído sobre las pizarras y areniscas de la Fm. Lechada, por lo que la presencia de material fino es mayor. En todo caso el frente está compuesto principalmente por material grueso.



Figura 6.82: Lóbulo de derrubios en granodioritas y areniscas, en las cercanías del pico Tres Provincias (al fondo).

Asociados a los lóbulos encontramos otras formas periglaciares y gravitacionales. Por debajo de ellos en el sector de Cubil del Can (límite NW del campo de lóbulos) se desarrollan terracillas activas y derrubios estratificados que suponen una soliflucción más limitada, y no necesariamente asociada a la geliflucción (ver Apartado 6.3.7). Por debajo de los 2250 metros, en otras ocasiones, los lóbulos alimentan taludes de derrubios que, no obstante, suelen estar interrumpidos al llegar al límite superior de la erosión glacial, muy marcado en este sector. En la parte más alta de la ladera W de Tres Provincias, en los campos de bloques granodioríticos y también en las pedreras conglomeráticas, se pueden encontrar alineaciones longitudinales de vegetación en dirección a la pendiente (Figura 6.83 y 6.84). Estas alineaciones indican la presencia diferencial de material fino en las pedreras, lo que puede ser testigo de suelos estriadados que, por su tamaño, serían indicadores de unas condiciones periglaciares rigurosas (French 2007). Brosche (1978) describió la existencia de suelos estriadados antiguos en el Curavacas, aunque no hemos podido constatar dicha existencia.



Figura 6.83: La vegetación aparece organizada en el cordal de Cubil del Can - Tres Provincias.



Figura 6.84: ¿Suelos estridados? En la cara W de Tres Provincias, a 2400 metros de altitud.

Como hemos indicado los lóbulos de mayor tamaño internan en espacios deglaciados, en especial ladera abajo del pico Tres Provincias. Es aquí donde un gran lóbulo de unos 150 metros de longitud y aproximadamente 2 metros de altura en su frente, que se situaba en una pendiente de 35° , ha sufrido un deslizamiento que lo ha destruido parcialmente durante la primavera de 11 (Figuras 6.85 y 6.77). Este fenómeno confirma que nos encontramos en un entorno geomorfológicamente activo, en el que las laderas evolucionan continuamente mediante procesos periglaciares y gravitacionales.



Figura 6.85: Vista del lóbulo de gelifluación de gran tamaño al pie del pico Tres Provincias (a la derecha de la imagen) que ha sufrido el citado desprendimiento. Fecha de la imagen 15 de septiembre de 2010.

A pesar de ser el área más significativa de Fuentes Carrionas (y posiblemente de toda la Cordillera Cantábrica) en cuanto a la presencia de lóbulos de gelifluación, el sector de Tres Provincias no es el único que presenta estas formas periglaciares. En la ladera NW y W de los picos del Infierno y Peña Prieta, entre sus cumbres (alrededor de los 2520 metros de altitud) y el Pozo de los Altares (alrededor de los 2320 metros de altitud) se encuentra una pedrera cubierta casi por completo por lóbulos de gelifluación. Éstos se desarrollan sobre un sustrato de conglomerados y areniscas. Suelen medir unos 3 metros de ancho, con un frente entre 30 y 50 cm y una longitud variable (varias decenas de metro en la cabecera, donde la pendiente es mayor de 30° , y menos largos que anchos al pie, donde la pendiente desciende a los 20°). Se sitúan en un área glaciada

hasta el Tardiglacial, y presentan continuidad con el lóbulo protalud del Pozo de los Altares Alto (ver Apartado 6.3.4.3). A su pie se desarrollan dolinas ocupadas por nieve durante gran parte del año. Los lóbulos carecen de colonización vegetal e incluso liquénica, la cual sí aparece en el lóbulo protalud, cuyo pequeño tamaño indica unas condiciones periglaciares no demasiado rigurosas, pero con presencia de *permafrost* concentrado en el fondo del circo en el momento de su formación. La ausencia de colonización liquénica indicaría una actividad actual moderada en los lóbulos, que se han preservado porque la pedrera carece ya de una pared rocosa que los fosilice, como ocurre en otros taludes del mismo circo de los Altares (Figura 6.86), por lo que pueden evolucionar gracias a la helada estacional, que en este sector dura entre 6 y 7 meses.



Figura 6.86: Lóbulos de geliflucción en el circo de los Altares y protalus lobe al fondo del mismo. Al pie del lóbulo se puede distinguir la dolina ocupada por un nevero en su fondo.

Por último también hemos encontrado algunos lóbulos de geliflucción de piedras en la ladera S del Pico Cuartas, entre los 2350 y 2400 metros de altitud, que han fluído sobre un suelo colonizado por un manto herboso (Figura 6.87). En este caso los lóbulos son esporádicos y de pequeño tamaño, con un desarrollo horizontal de menos de medio metro.



Figura 6.87: Lóbulos de geliflucción en las cercanías del pico Cuartas (2400 m. de altitud).

Interpretación ambiental de los lóbulos de geliflucción

Según Van Steijen et al. (1995) algunas características ambientales han de ser satisfechas para que existan los lóbulos de geliflucción:

1. Ausencia de vegetación. Ésta fijaría el lóbulo, por lo que la forma desarrollada sería una terracilla, transición entre un piso alpino y un piso montano.
2. Una pendiente suficiente que imposibilite los procesos de crioturbación (suelos ordenados) típicos de áreas llanas.
3. Abundantes ciclos de hielo-deshielo, ya sean asociados al *permafrost* o a la helada atmosférica (Figuras 6.88 y 6.89). En todo caso los lugares donde la cobertura nival es escasa o de poca duración, pero con condiciones de frío rigurosas, son entornos adecuados.
4. Un sustrato que aporte una cantidad de material fino suficiente.

Hay una diferencia sustancial entre las formas gelifluidales originadas por la helada superficial y aquellos originados por la fusión del *permafrost*. En el primer caso el flujo sólo afecta a la capa más superficial, mientras que la soliflucción generada por fusión de *permafrost* se concentra tanto en la superficie como sobre todo en el contacto de la capa activa con el *permafrost* (Harris et al. 2008). El resultado es que el volumen gelifluido es mucho mayor y más capaz de arrastrar clastos de gran tamaño en el segundo caso. Esta idea está parcialmente de acuerdo con la conclusión de Matsuoka (2001), que da un origen ligado a los ciclos anuales de hielo-deshielo de la capa activa a los lóbulos de soliflucción mayores de 50 cm., mientras que los más pequeños se deberían a procesos ligados a ciclos de hielo-deshielo diarios o estacionales de influencia atmosférica. Sin embargo el

mismo Matsuoka (2011) afirma que los lóbulos de fusión estacional pueden funcionar en ausencia de *permafrost*, en entornos con una fuerte helada invernal que profundiza en el suelo, tal y como ocurre en las cumbres de Fuentes Carrionas. Lóbulos de gelifusión como los existentes en la ladera occidental de Tres Provincias se encuentran en el límite de tamaño propuesto.

La interpretación tradicional es que deberían haber sido originados en un ambiente con *permafrost*, que necesariamente ha de ser heredado, ya que la colonización líquénica y vegetal de los mismos atestigua su carácter relictos, como apuntan otros autores (Fernández Martínez y Fuertes 2009). Sin embargo desde un punto de vista dinámico, es posible que coexistan lóbulos originados por la existencia de *permafrost* con otros originados por la helada estacional. Los registros térmicos obtenidos a 2400 metros en cara W confirman la existencia año tras año de una helada fuerte que podría dejar una superficie congelada de varios decímetros, con un índice de helada de -379 grados/día y un índice de fusión de 518 grados/día, temperaturas que bajan varios grados por debajo de 0 y una fusión brusca entre finales de abril y mayo. Dicha capa congelada fluiría en ese periodo, reactivando los lóbulos, que permanecen inmóviles en verano.

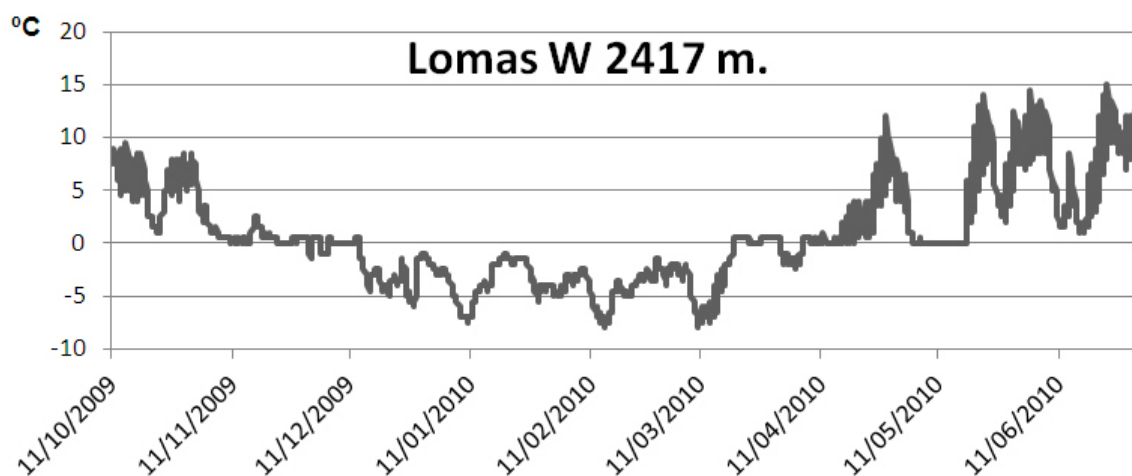


Figura 6.88: Gráfico de los registros térmicos de suelo en el sector Lomas W, a 2417 metros de altitud para los años 2009-10

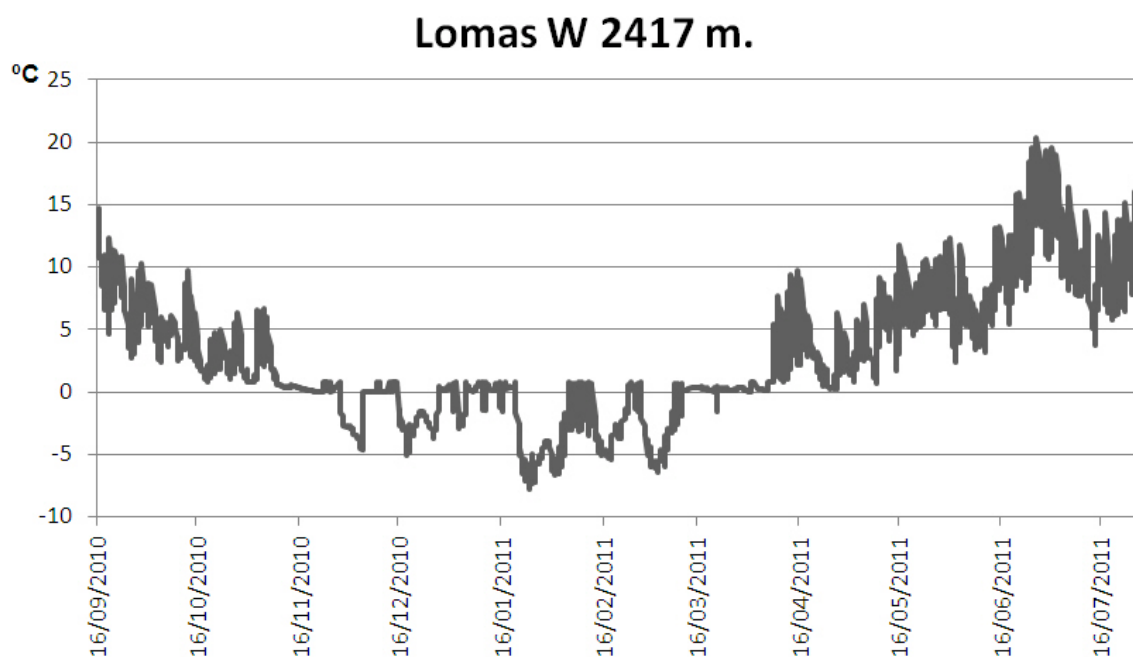


Figura 6.89: Gráfico de los registros térmicos de suelo en el sector Lomas W, a 2417 metros de altitud para los años 2010-11

Otros lóbulos como los del pico Cuartas, o algunos de los de menor tamaño en Tres Provincias o los Altares podrían también seguir funcionando sin *permafrost*, bajo condiciones de helada estacional. Esta situación estaría de acuerdo con la afirmación de Thorn et al. (1999), quienes advierten del cuidado que ha de tenerse en relacionar la existencia de formas periglaciares de pequeña escala, como los lóbulos de soliflucción, a paleoambientes. Algunas de estas formas, a pesar de encontrarse en escasa relación con el clima local, pueden deberse a la existencia de condiciones muy concretas de temperatura del suelo, textura del mismo, grado de humedad y cobertera nival. Tales condiciones se dan en la cara W de Tres Provincias.

En este sentido la descripción de lóbulos de geliflucción en otros entornos de la Cordillera Cantábrica confirma una ubicación preferencial en laderas muy venteadas, en las que la acumulación nival sea escasa (Santos 2010). Es por lo tanto un indicador climático, pero también de unas condiciones topoclimáticas muy determinadas que hacen que estas formas se desarrollen. Como indican Ridefelt et al. (2010) la soliflucción es un fenómeno generalizado en los ambientes periglaciares, que no tiene por qué tener una significación morfológica tan clara como los lóbulos. Por ello podemos afirmar que por encima de los 2300 metros existe un ambiente periglacial propio de un piso crionival en las laderas N, S y W de Fuentes Carrionas, aunque solamente en las laderas venteadas las condiciones ambientales de este piso crionival han originado formas periglaciares tan

claras como los lóbulos de geliflujión.

6.3.5.3. Los bloques aradores

Los bloques aradoras son formas que se desarrollan en ambientes periglaciares, en especial lugares con *permafrost* (French, 2007), aunque no son exclusivos de estos entornos. Bloques aradores activos han sido descritos en otros entornos de montaña de la Península Ibérica por debajo del piso periglaciario tipo, tales como el Alto Sil (Santos 2010) o la Sierra de Urbión (García et al. 2006). En todos estos casos los dos factores más importantes para su formación han sido el litológico y el climático. En cuanto a la litología es necesario un sustrato o formación superficial en el que haya una distribución de elementos bimodal: por un lado grandes bloques que van a ser los que ejerzan el trabajo en superficie, y por otro una matriz fina que se deforme bajo la presión del bloque. Esta circunstancia ha sido subrayada en los trabajos citados, así como en Ballantyne (2001) o Wilson (1993). En cuanto al factor climático es necesario que la matriz fina posea una plasticidad que viene dada por alguna de estas tres situaciones:

- La existencia de una capa activa estacional.
- La saturación hídrica del suelo debido al congelamiento y fusión estacional del suelo.
- La saturación hídrica del suelo debida a la fusión nival estacional.

En el caso de Fuentes Carrionas hemos encontrado bloques erráticos principalmente en morrenas y mantos de till, en especial en entornos donde alternan los conglomerados de la Fm. Curavacas (que proveen de bloques a la formación) y las pizarras, bien de la Fm. Lechada bien de otras formaciones lutíticas (Arroyacas, Potes, Vegamián), aunque también sobre till en granodioritas, como ocurre en la cara W del circo de las Lomas. Algunos de los mejores ejemplos los encontramos en algunas morrenas de Riofrío, cerca del chozo de Vega la Canal a 1710 metros, donde los bloques más que fluir han sufrido un proceso de hundimiento que ha conllevado el levantamiento de lóbulos a su alrededor (Figura 6.90). Dichos bloques se encuentran en una morrena lateral adyacente a una turbera, en un entorno de muy baja pendiente y drenaje muy deficiente, en el que el suelo está saturado de agua una gran parte del año, aunque en invierno permanece lógicamente congelado. Una tipología más típica de bloques erráticos se puede observar en morrenas y mantos de till del Ves a 1.730 metros, también con bloques conglomeráticos sobre lutitas de la Fm. Lechada

(Figura 6.91). No hemos tomado medidas de movimiento de los mismos, pero en ningún caso se ha observado un surco fresco como los mostrados por Santos (2010) en el Alto Sil, por lo que suponemos que la actividad actual sea escasa.



Figura 6.90: Bloque arador en Vega la Canal a 1710 metros de altitud.



Figura 6.91: Bloque arador en el Ves, a 1730 metros de altitud.

En todos los casos la inclinación de la pendiente es reducida, de 0° a 20° , y los bloques están situados en entornos donde existen otras formas de soliflucción activa, tales como terracillas o lóbulos de soliflucción. Todo ello nos hace concluir que los bloques aradores aparecen en geotopos marcados por una litología determinada y en un piso infraperiglaciario, donde la helada estacional en el suelo y la fusión nival provocan el movimiento diferencial de los bloques con respecto al suelo en el que se alojan, movimiento que será más acentuado por tanto en primavera (Ballantyne 2001), como ocurre en el sector de Conerías (ver Figura 6.12).

6.3.5.4. Cantos levantados

Los cantos levantados (*tilted stones*) son fragmentos rocosos decimétricos ubicados en posición vertical debido a la tensión creada durante la congelación de la capa de suelo superficial, debido a la helada atmosférica (French 2007). Se han observado cantos eyectados en el collado de Pando, a 2040 metros de altitud, situados dentro de un campo de bloques “cerrado” (ver Figura 6.18 y Figura 6.92). Su formación se debe a cuatro factores:

1. A las condiciones climáticas generales. El campo se sitúa a 2000 metros aproximadamente,

cota a la que no existe ningún mes libre de heladas.

2. A las condiciones litológicas de transición de un sustrato pizarroso a otro cuarcítico, que permite la existencia de material fino que se empapa y cuya congelación-fusión provoca cambios de plasticidad y volumen que impulsa verticalmente los bloques cuarcíticos.
3. A la planitud del entorno, que evita la soliflucción y la consecuente formación de terracillas o lóbulos de soliflucción.
4. A su situación relativa con respecto a los vientos dominantes. La dirección SW-NE del collado de Pando hace que la nieve sea venteadada constantemente desde la cara SW y la planicie del collado hacia el circo de Arroyo del Agua del Manzano, que por otro lado presenta notables formas de erosión nival. El resultado es que el suelo carece de la protección térmica nival, y es más sensible a los procesos de hielo-deshielo.



Figura 6.92: Campo de bloques cerrado con cantos levantados en el collado de Pando.

En las crestas cimeras del sector de Tres Provincias es posible ver algún ejemplo de levantamiento del sustrato, o bedrock heave (French 2007), en sustrato de areniscas. En concreto la imagen siguiente corresponde al cordal entre Tres Provincias y Peña Prieta, a más de 2.500 metros

de altitud. El agua de lluvia o fusión nival se ha infiltrado en el diaclasado del sustrato, se ha congelado y el hielo ha actuado como una cuña que ha levantado un clasto a lo largo de dicha red de diaclasas. El resultado es un hueco triangular de caras rectilíneas (Figura 6.93).



Figura 6.93: Vista del efecto de la crioclastia en el sustrato arenisco del Pico del Infierno (2530 m.).

6.3.5.5. Frost mound y suelos almohadillados

Los *frost mound* (cuya traducción literal sería montículos de helada) son microformas de menos de una centena de m² y entre 1 y 4 metros de altura. Se forman exclusivamente en suelos con *permafrost*. El proceso de formación consiste en el congelamiento de la capa activa, alrededor de un punto, en el que se concentra agua líquida, lo que hace aumentar la presión hidrostática. Esta presión llega a vencer la resistencia del suelo o sustrato, que se levanta o deforma verticalmente (French 2007). En la cabecera del circo de las Lomas, a 2274 metros de altitud en orientación E, existe una pequeña elevación con material fino, colonizada por la vegetación, que destaca alrededor de 1 metro sobre el entorno, un talud de derrubios granodioríticos y areniscosos provenientes de la pared oriental del pico las Lomas (Figura 6.94 y 6.95). Por su forma parece pertenecer a la tipología de levantamientos de sustrato por hielo de segregación (*ice segregation bedrock heave*, French 2007 p. 143), que implica tanto material rocoso como matriz fina, en este caso en un

talud de derrubios. Esta forma es relictas de una fase fría necesariamente reciente (posiblemente la Pequeña Edad de Hielo).



Figura 6.94: Situación del *frost mound* de las Lomas.



Figura 6.95: Montículo levantado por helada en la cabecera del circo de las Lomas).

El césped almohadillado es una forma alomada provista de vegetación, con un diámetro máximo de 1-2 m. y alturas en torno a los 50 cm. formado a causa de la crioturbación en suelos con abundante material fino en áreas llanas (Gutiérrez Elorza 2008). En el collado de Mollorente, en la cara S del Monte las Huelgas, existe una superficie de suelo almohadillado a 1820 metros de altitud (Figura 6.96).



Figura 6.96: Suelo almohadillado en Mollorente, a 1820 metros de altitud.

6.3.5.6. Suelos ordenados

Los suelos ordenados o poligonales son mesoformas y microformas de un tamaño muy variable, entre 5 cm. y más de 100 metros de diámetro (Gutiérrez Elorza 2008). Se forman en áreas llanas con suelos que presenten matriz fina y material grueso, que, por la suma de procesos de congelación y fusión de la capa activa (French 2007), acaba siendo expulsado a las márgenes del círculo o polígono. Tanto Pewé (1966) como Fortier y Allard (2005) o Christiansen (2005) citados por French (2007, p. 124 y 125) afirman que las temperaturas necesarias para la formación de suelos ordenados han de encontrarse como media por debajo de los -6°C anuales, y la temperatura del aire en el momento de ruptura del suelo ser más fría de -25°C .

Existen suelos de gran tamaño (entre 4 y 5 metros de diámetro en la cresta del pico Lagunillas,

en los sectores del campo de bloques cimero donde existe material fino para su formación. Éstos evolucionan a suelos estriados ladera abajo, siguiendo el modelo propuesto por Sharpe (1938) (Figura 6.97). Por su tamaño estos suelos se formaron en un suelo con *permafrost* en condiciones de frío riguroso, como las expuestas anteriormente. Son por tanto formas relictas de fases glaciares pleistocenas, que han permanecido en un entorno que, como vimos en el Apartado 6.3.2, ha permanecido prácticamente inalterado durante el Holoceno.



Figura 6.97: Vista hacia el E de suelos ordenados que evolucionan a suelos estriados en el campo de bloques de Lagunillas.

También se han encontrado microsuelos ordenados en el collado de Robadoiro, a 2150 metros de altitud. Se trata de un área evidentemente libre de *permafrost*, pero donde la nieve es barrida hacia el circo de Cubil del Can, por lo que queda expuesta a temperaturas frías muy por debajo de 0°C (Figura 6.98). Estas temperaturas están sin embargo muy alejadas a las propuestas para los suelos ordenados. Por otro lado este tipo de formas han sido descritas en los cercanos Picos de Europa por encima de los 2050 metros de altitud (González-Trueba 2006), en espacios libres de *permafrost* y con condiciones ambientales análogas a las presentes en Fuentes Carrionas a 2150 metros, por lo que cabe concluir que los microsuelos poligonales pueden formarse en ambientes libres de helada por el efecto de la helada atmosférica únicamente. Por su situación en un collado barrido por el viento, estas microformas pueden deberse a la acción combinada de la helada y la

dsecación del suelo, proceso propuesto por French (2007) para los suelos poligonales de menor tamaño.



Figura 6.98: Microsuelos ordenados en el collado de Cubil del Can, a 2150 metros de altitud.

6.3.6. Las terracillas

El término terracillas sirve para designar a una familia de formas conocida desde 1922 (Soutadé 1980), que puede describirse como una sucesión de escalones cuya longitud va desde algunos decímetros a poco más de un metro, con una anchura que oscila entre uno y varios metros, en la que cada escalón destaca algunos decímetros sobre el inmediatamente inferior. Su superficie suele estar libre de vegetación, la cual se concentra en el frente de la terracilla, siendo ésta generalmente especies herbáceas del género *Festuca*, aunque en terracillas formadas en sustrato conglomerático existen también colonización de especies leñosas como el enebro rastrero (*Juniperus communis ssp. nana*), el arándano (*Vaccinium myrtillus* y *Vaccinium uliginosum*) o el piorno (*Cytisus oromediterraneus*).

Encontramos terracillas prácticamente en cualquier entorno de Fuentes Carrionas por encima de los 1900 metros, a excepción del sector del Espigüete. Son particularmente abundantes en las laderas modeladas en pizarras y areniscas de la Fm. Lechada. Así las laderas del cordal Tío

Celestino-Ves en la vertiente del valle de Cardaño, la cabecera del valle de Frontilo, el circo del Ves, los circos de Hoya Contina NW, Cubil del Can NW y NE, la ladera occidental del valle de Cardaño entre el Pico Murcia y el pico Cuartas, el entorno de las Lomas por debajo del pozo del mismo nombre o el pico Curavacas en ambas vertientes. En el circo del Ves las terracillas fueron ya descritas por Brosche (1978). Su abundancia es tan notoria que llegan a ocupar gran parte del espacio, impidiendo la formación de un pastizal continuo y por lo tanto dificultando el pasto del ganado vacuno, por lo que el Ves es una de las dehesas más pobres de todo el entorno del Curavacas, apta para ganado ovino y caprino, aunque puede que sea precisamente el sobrepastoreo una de las causas de la escasa cobertura vegetal del Ves, siendo por tanto la abundancia de terracillas una consecuencia y no una causa.

El proceso de formación de las terracillas fue descrito por Soutadé (1980) en su trabajo sobre los Pirineos Orientales como mixto periglacial y nival. Durante la noche las temperaturas caen por debajo de los 0°C, existiendo una helada que se introduce en el suelo de forma superficial, sin llegar a alcanzar la cuña de helada más que unos pocos centímetros. Debido a esta helada la humedad proveniente de la fusión nival se congela formando hielo de exudación, creándose los característicos *pipkrakes* en los que el material grueso se ve levantado mientras que el más fino permanece debajo. Con la llegada del día este hielo se funde, y el material fino, empapado en el agua de fusión de ese hielo, fluye ladera abajo, siendo el desplazamiento de, en el mejor de los casos, unos 2 ó 3 cm. por fase de deshielo. El papel de la vegetación es el de fijación de la formación superficial. Las agrupaciones de *Festuca* se instalan en los afloramientos de finos existentes en el frente de cada terracita, y, debido a su profundo sistema radicular, impiden la soliflucción de todo el regolito como un conjunto, posibilitando la formación de escalones (Figura 6.99). En los momentos de hielo - deshielo y soliflucción la planta permanece latente, mientras que en cuanto se instalan condiciones más propicias ésta se regenera en macolla sobre los tejidos muertos, que quedan en contacto con la superficie de gravas (Figura 6.100).

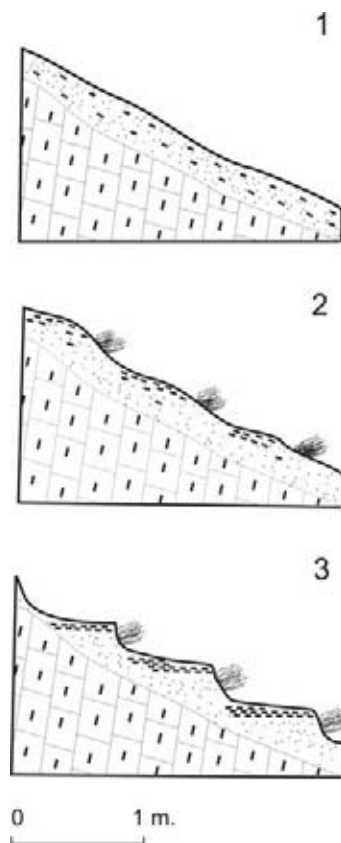


Figura 6.99: Proceso de formación de terracillas a partir de un regolito arcilloso. 1. Fase previa con existencia de un regolito de abundante matriz fina y gravas y cantos. 2. Los fenómenos de “pipkrake” van levantando los materiales gruesos, que se acaban acumulando en la parte alta, dificultando la colonización vegetal. Ésta se va concentrando en los lugares que aflora preferentemente material fino. 3. La vegetación de festuca frena la soliflucción (reptación) provocada por el pipkrake y la fusión nival, resultando un paisaje escalonado en terracillas.



Figura 6.100: Un ejemplo de terracita, pueden verse algunas de sus características, como el escalón cubierto de gravas producto del hielo de exudación, los tallos de festuca muertos en el contacto del escalón y el frente o el mayor desarrollo transversal que longitudinal.

Varios factores pueden atenuar o reforzar este proceso. En primer lugar el sustrato ha de ser proclive a su meteorización en un regolito heterométrico con abundante matriz fina que propicie la solifluxión del mismo, pero a la vez ha de tener gran cantidad de elementos de tamaño gravas o cantos, susceptibles de ser levantados por el hielo de exudación (proceso que es más fácil si estos elementos tienen una forma planar). La escasez de procesos de hielo - deshielo deriva en una colonización más generalizada de la vegetación de Festuca junto con otros géneros herbáceos y arbustivos, por lo que la forma deja de funcionar. La pendiente ha de rondar los 30°, lo que permite un equilibrio entre la reptación ladera abajo y el crecimiento de la vegetación del frente.

Dicho proceso no está, sin embargo, exento de dudas. En primer lugar no se han observado las agujas de hielo con la necesaria frecuencia en los lugares con terracillas (Santos 2010). En segundo lugar las terracillas aparecen en sustratos y formaciones superficiales variados: cuarcitas, areniscas, pizarras (donde es verdad que son más frecuentes), conglomerados y mantos de till. En general cualquier sustrato en el que haya un mínimo regolito con fracción fina es susceptible de formar terracillas. En tercer lugar su distribución es en ocasiones incoherente con el supuesto

proceso que las origina, ya que puede aparecer en nichos de nivación en las que los procesos de hielo-deshielo están muy atenuados por el efecto cortina del manto nival. En cuarto lugar el recubrimiento superficial de clastos es en muchas ocasiones inexistente. Por último la morfología “canónica” descrita en ocasiones no coincide con la realidad, existiendo terracillas con superficies inclinadas, en las que el escalón se difumina, y el rellano se alarga hasta ser más largas que anchas. Es por ello que otros procesos han de jugar su papel en la creación de terracillas, aunque es verdad que las terracillas activas se encuentran preferentemente por encima de los 1800 metros, lo cual nos indica la importancia que los procesos fríos tienen en su formación.

En función de las diferencias de ubicación y de forma se han distinguido tres tipos de terracillas en Fuentes Carrionas:

1. Terracillas periglaciares: constituyen el grupo “canónico”. Se sitúan preferentemente en áreas expuestas a la acción del viento, que impide la concentración prolongada de nieve y favorece los procesos de hielo-deshielo tanto diarios como estacionales en invierno. Como consecuencia de una escasez relativa de disponibilidad hídrica o de matriz fina suelen ser más anchas que largas. La predominancia de los procesos de hielo-deshielo hace que también guarden las características de planitud y cobertura de clastos (Figura 6.101).



Figura 6.101: Campo de terracillas periglaciares en la cara W del pico Tio Celestino, a 2180 metros de altitud.

2. Terracillas nivales: Tienen su origen en primer lugar en la dificultad de la *Festuca* en colonizar espacios que están cubiertos por nieve durante una gran parte del año, lo que reduce el período vegetativo al verano, y en segundo lugar en la movilidad de la formación superficial por la saturación de agua de fusión nival. Estas terracillas son por tanto la plasmación de la lucha entre el sustrato saturado por fluir ladera abajo y la labor de fijación de la vegetación. El resultado son terracillas con una superficie predominantemente inclinada, en la que no tiene por qué haber una granulometría diferencial (los finos ocupan también la mayoría del “rellano”) y que son más alargadas que anchas. En ocasiones se ven coladas de barro resultado de pequeños flujos (Figura 6.102).



Figura 6.102: Terracillas nivales en la cara N del Pico Murcia. Se pueden observar los restos de pequeñas coladas de barro en la superficie de las mismas, su inclinación y la ausencia de material grueso en superficie.

Su localización no tiene nada que ver con los procesos de hielo-deshielo. Como vemos en la siguiente imagen, tomado en el collado de Peñas Zahurdias, dos espacios de una altitud y litología idéntica poseen unos terracillas y otros no. La diferencia estriba en el venteado de la nieve desde el lado derecho de la imagen (el W) al izquierdo (el E), donde acaba acumulándose y creando las terracillas, que son activas en el momento de fusión nival y saturación del regolito (Figura 6.103).



Figura 6.103: Vista hacia el S del collado de Peñas Zahurdias, a 2170 metros de altitud.

3. Terracillas de margen fluvial: Se presentan en los márgenes de arroyos. Aquí el aporte de humedad puede provenir tanto de la fusión nival como de otras fuentes, pero el hecho diferencial es que el aumento de la pendiente por erosión lateral del curso de agua provoca una movilización diferencial del regolito, creando terracillas. Éstas suelen presentar una forma parecida a las terracillas nivales, ya que el empapamiento y soliflucción son el proceso dominante sobre la crioclastia (Figura 6.104).



Figura 6.104: Formación de terracillas por aumento de pendiente en el circo de Hontanillas, a 1900 metros de altitud.

Existen también formas de transición, originadas por la mezcla de varios procesos aquí detallados. Además las terracillas también presentan tipologías de transición con otras formas como los derrubios escalonados (Figura 6.105), donde la diferencia es precisamente la ausencia de material fino en estos últimos, con los lóbulos de soliflucción de suelo, los cuáles se sitúan en áreas con aportes de agua suficientes pero que no posean una cobertura nival que dificulte la colonización vegetal, o con los lóbulos de soliflucción de derrubios, en los que la helada es más profunda y por tanto el volumen movilizado mayor (Figura 6.105).



Figura 6.105: Derrubios escalonados colonizados por Festuca en el circo Cubil del Can NW, a 2100 metros de altitud. Este sería un ejemplo de transición entre las terracillas y los derrubios escalonados en una pedrera estabilizada.



Figura 6.106: Terracilla de origen mixto en el collado de Arra, en orientación NE, a 1950 m. de altitud. Podemos ver que esta forma mantiene características de una terracilla "periglaciaria" (acumulación de gruesos en superficie y "nival" (mayor longitud que anchura, inclinación del rellano. En su formación han tenido que ver tanto procesos de hielo-deshielo como aporte hídrico de origen nival.

6.3.7. Derrubios escalonados

En el presente estudio se define como derrubio escalonado a las líneas de discontinuidad que discurren perpendiculares a la pendiente en algunas formaciones superficiales producto de la disgregación de clastos de la Formación Curavacas. Son escalones de escaso desarrollo longitudinal, apenas unas decenas de centímetros, pero con una continuidad transversal de varios metros. Se disponen en intervalos de un metro aproximadamente a lo largo de toda la pendiente del regolito. Por su forma presentan un parecido con los llamados pieds de vache (pies de vaca) citados en estudios del mundo francófono (Golaz 1995, Morard et al. 2009), pero no comparte con esta forma ni las características sedimentológicas del regolito ni la génesis de la forma en cuestión. Así los pieds de vache suelen darse en depósitos con una abundante matriz arcillosa y saturados de humedad, frecuentemente cubiertos de vegetación, la cual contribuye a la creación de esta forma al limitar la solifluxión general de tal regolito. Sin embargo los derrubios escalonados se forman únicamente en regolitos clasto-soportados, en los que la matriz de finos es nula, por lo que el empapamiento de la masa solifluida no existe, ya que ésta es excepcionalmente permeable. Son formas actuales y plenamente activas. La ubicación de este tipo de microformas solifluidales es, como ya hemos apuntado, exclusiva de formaciones superficiales en conglomerados, pero existen otras características:

- En nuestra área de estudio existen sólo por encima de los 1.900 metros.
- Principalmente en caras N.
- Se forman sólo cuando existen pendientes superiores a los 20°, en campos de clastos somitales y taludes de derrubios y donde la caída de clastos sea atenuada, es decir, evolucionados (aunque no colonizados).

Planteamos como hipótesis un funcionamiento en el que las condiciones térmicas y los procesos de hielo - deshielo, así como los de fusión de nieve, sean los principales agentes, junto con la gravedad, que continuamente está actuando sobre una formación inestable. Todos estos procesos provocarían una continua recolocación de los clastos, la cual se ve favorecida por la forma redondeada de éstos, que favorece la movilización y el rodamiento. Esta hipótesis está avalada por la coexistencia de estos derrubios escalonados con otras formas como los lóbulos de solifluxión o las terracillas en función de la mayor o menor existencia de suelo. En este caso los derrubios escalonados serían el

caso extremo en el que la disponibilidad edáfica es nula, existiendo formas de transición entre éstos y las terracillas (Figura 6.107).



Figura 6.107: Derrubios escalonados en la cara N del pico Curavacas, a 2170 m. de altitud. Nótese cómo por encima de ellos hay un área colonizada por la vegetación donde se han formado pequeños lóbulos de soliflucción, como respuesta a la misma dinámica cuando existe una capa de finos.

6.3.8. Microformas originadas por crioclastia

La crioclastia es el proceso por el cual se desagregan clastos del sustrato por la acción de hielodeshielo. Es un fenómeno casi exclusivamente térmico, por lo que, si eliminamos el efecto cortina de la cobertera nival, afecta a todas las superficies por encima de un determinado rango. Actualmente la crioclastia es un fenómeno localizado dentro del macizo a excepción de los sectores más altos, donde es un proceso generalizado. Podemos situar el sector entre los 2300 y 2350 metros como el límite a partir del que la crioclastia es un proceso generalizado, siempre teniendo en cuenta que es más efectiva en los lugares menos protegidos por la cobertera nival. Así podemos constatar en las Figuras 6.108 y 6.109, tomadas en el cordal entre el Pico Cuartas y el Pico Hontanillas cómo el suelo está cubierto de un campo de clastos somital en ambos casos. Sin embargo en la cima del Pico Cuartas, a 2450 m., los cantos carecen de colonización líquénica, al contrario de lo que ocurre en la segunda imagen, tomada a 2300 m. Esto no quiere decir que el fenómeno desaparezca por debajo de este límite, sino que es más escaso, mientras que por encima es generalizado. En el cordal del Pico Curavacas y en el sector de los Altares los procesos de crioclastia son también muy

activos, y suelen presentar un patrón propio de desgajamiento de los clastos que componen dicho conglomerado de la matriz, como puede verse en la Figura 6.110. En los afloramientos pizarrosos, sobre todo de la Fm. Vegamián, la acción de la crioclastia sobre las débiles pizarras es muy efectiva, originando microformas como la presentada en la imagen Figura 6.111.



Figura 6.108: Campo de clastos activo en la cumbre del pico Cuartas a 2457 m. de altitud. Obsérvese cómo la mayoría de los clastos no presentan colonización líquénica o lo hace solamente en uno de los lados.



Figura 6.109: Campo de clastos estable a 2330 metros en el cordal entre el Pico Cuartas y el Pico Hontanillas. Nótese la abundante colonización líquénica de los clastos.



Figura 6.110: Modelo de crioclastia en conglomerados. Bloque situado en la cara N del Pico Curavacas a 2250 metros de altitud. La cara N del bloque sufre caída de cantos por crioclastia. El bastón al pie del “microtalud de derrubios” permite establecer la escala.



Figura 6.111: Efecto de la crioclastia en un afloramiento de pizarras de la Fm. Vegamián. El hielo se aloja en los múltiples planos de esquistosidad, creando formas concéntricas de clastos que todavía no están plenamente desgajados del sustrato.

El proceso de crioclastia tiene como forma resultante más común los taludes y conos de derrubios. Éstos se originan principalmente por crioclastia de las paredes rocosas y caída simple del clasto al pie de las mismas. Sin embargo otros procesos como los aludes, la soliflucción o los flujos de derrubios contribuyen a formar y evolucionar los taludes de derrubios, que vamos a analizar a continuación.

6.3.9. Pedreras

Las pedreras son acumulaciones detríticas aglomeráticas originadas por fragmentación de la roca desde las paredes (generalmente por gelifracción, aunque pueden haber otros procesos que originen la liberación de material) y caída gravitacional de los fragmentos (Pedraza 1996). Se trata de una forma muy frecuente en áreas de montaña, al originarse por la acción de la gravedad en lugares con fuertes pendientes, fenómeno común al hecho montañoso entendido como relieve (García Fernández 1990).

Son formas del relieve cuya importancia en el modelado del paisaje actual es muy alta en el caso de Fuentes Carrionas. Al ser formas ubicuistas de espacios de montaña, no pueden tomarse como geoindicadores fiables, ya que el agente principal de su formación es la gravedad (Serrano et al.

2000). Sin embargo su forma y grado de actividad sí tiene que ver con la predominancia de unos u otros procesos de influencia climática, particularmente periglaciario y nival, por lo que los incluimos en este capítulo.

Podemos distinguir entre pedreras activas, como aquellas que siguen siendo alimentados por material desde las paredes, e inactivas, como aquellas que carecen de dicha alimentación, aunque pueden presentar una evolución geomorfológica secundaria, con procesos como la colonización vegetal, el lavado de finos, la erosión torrencial, los flujos de derrubios, o la formación de derrubios escalonados, procesos todos ellos que en general contribuyen a suavizar el perfil de los taludes. Las pedreras activas suelen presentar un perfil con una pendiente pronunciada, por encima de los 30°, son móviles e inestables, con una continua reorganización de clastos, y sus clastos carecen de colonización líquénica (Serrano y López Martínez 1998) o ésta está localizada en las partes estabilizadas.

Entre los factores que intervienen en el desarrollo de las pedreras en Fuentes Carrionas destacan los siguientes (Castañón y Frochoso 1994):

- **Topoclimáticos:** Son los más importantes. La situación en áreas con abundantes ciclos de hielo-deshielo permite un aporte por crioclastia mayor al talud, mientras que los conos situados al pie de áreas de sobreacumulación o permanencia de nieve se alimentan principalmente de aludes o evolucionan por flujos de derrubios originados por la fusión nival. En este sentido la altitud es un factor básico, siendo la orientación un factor secundario pero también importante.
- **Litológicos:** La estructura de los taludes suele tener mucho que ver con la litología de origen. Los taludes en conglomerados poseen clastos en general monométricos y redondeados, lo que hace que sea difícil el distinguir cualquier tipo de estratificación o fábrica en el depósito. Las pedreras en cuarcitas suelen presentar una granulometría gruesa, especialmente si ha habido procesos de lavado, lo que dificulta su colonización. Los taludes originados en sustratos pizarrosos, por el contrario, rápidamente desarrollan colonización vegetal, y es frecuente que ésta compita con procesos de soliflujo periglaciario nival, formándose terracillas.
- **Tectónicos:** El grado de ruptura de la roca de origen, tanto por diaclasas como por planos de estratificación o esquistosidad es decisiva para la actividad de las pedreras. Algunos taludes

activos insólitamente bajos lo son por la fracturación de la roca, como ocurre en la cabecera del valle de Valcabe.

- **Topográficos:** Para que una pedrera sea activa ha de poseer una pared que emita clastos a la misma. Cuanto mayor sea la superficie expuesta a los procesos periglaciares y nivales mayor será la actividad de la pedrera.

Las pedreras suelen presentar un trazado rectilíneo o cóncavo, siendo el perfil convexo -propio de pedreras activas- muy poco frecuente en el área de estudio. Las pendientes en estos depósitos son en general fuertes, por encima de los 20°, existiendo pendientes por encima de 35° en las pedreras más activas, en especial los conos de aludes. La pendiente de taludes y conos de derrubios tiene mucho que ver con su actividad o inactividad, así conos y taludes activos suelen mostrar una pendiente más acusada que aquellos inactivos o de actividad atenuada, en los cuáles los procesos de arroyamiento difuso acaban por suavizar su perfil.

Los depósitos pueden presentar clasificación a nivel superficial: en la parte superior y zonas proximales predominan los derrubios de pequeño tamaño, con una matriz fina subyacente, mientras que en la parte media e inferior, el tamaño de los bloques es cada vez mayor, siendo en la parte inferior, en su pie, donde generalmente se encuentran acumulados grandes bloques de caída por desplome de las paredes y que ruedan hasta la parte distal de los conos y taludes, coincidiendo con pendientes más suaves (González Trueba 2006). Sin embargo esta clasificación sólo se cumple en algunos casos. En el caso de los taludes de derrubios de la cara S del Curavacas la larga evolución de las mismas ha propiciado una homometría en la granulometría en superficie, característica que también es patente en el caso de los canchales cuarcíticos. Esta situación no puede explicarse únicamente con el axioma de pedrera activa - inactiva, ya que los procesos de crioclastia y caída de clastos son también activos en las caras S, en especial en las estrechas canales formadas a favor del diaclasado conglomerático. Una explicación sería que los procesos de crioclastia son más frecuentes en cara S, por la menor protección nival, pero la cuña de helada no llega a ser tan profunda como en la cara N, por lo que sólo existe una separación de cantos cuarcíticos de la matriz silíceo, siguiendo el patrón de ruptura propuesto en el Apartado 6.3.8.

Las condiciones periglaciares y nivales necesarias para la actividad de las pedreras poseen hoy -en general- una presencia marginal, limitándose a los lugares más elevados y protegidos del área de estudio. En el resto de sectores hoy en día la dinámica de los taludes y conos de derrubios

del macizo es atenuada, aunque existen grados de actividad que van desde ligeros movimientos de reptación y colonización vegetal masiva en los taludes más bajos hasta la formación actual de conos de aludes o taludes al pie de cantiles donde la crioclastia es efectiva, sobre todo en los entornos por encima de 2300 metros de altitud.

6.3.9.1. Pedreras

En función de su forma podemos distinguir entre conos o taludes, siendo los primeros aquéllos que poseen una forma cónica, derivada de un único punto de alimentación principal de clastos, mientras que el talud es un recubrimiento más extenso, derivado de un aporte de clastos proveniente de múltiples puntos que, en algunas ocasiones, no es más que un grupo de conos cuya coalescencia acaba por formar un talud. En cuanto a su origen éste puede deberse al aporte proveniente de la crioclastia en las paredes cabecera de los conos o taludes, así como de aportes de aludes de nieve, flujos de derrubios provocados por un episodio de alta pluviosidad en un espacio corto de tiempo (sobre todo tormentas primaverales y estivales) o bien del empapamiento de un regolito superior por encima de su capacidad de carga. En la mayoría de los casos la génesis de taludes y conos es compleja, entrando en juego varios de estos procesos. Para tipificar los conos y taludes de derrubios existentes en nuestra área de estudio hemos seguido la taxonomía utilizada recientemente en Picos de Europa (Serrano y González Trueba 2004b, González Trueba 2006), clasificación basada en la forma, el grado de actividad y la variedad de procesos que intervienen en la formación de las pedreras. Sin embargo se han en cuenta algunas salvedades derivadas de las distintas litologías propias de nuestro macizo. Es por ello que hemos añadido a la clasificación un cuarto tipo ya que, a nuestro juicio, las pedreras formadas en cuarcitas y granodioritas poseen unas características morfológicas definitorias que las hacen distintas de las armadas en otras litologías. A continuación ofrecemos una descripción más detallada de cada tipo:

Conos de aludes

Este tipo de cono de derrubios se caracteriza por una pendiente media por encima de los 35°, lo cual indica su actividad actual, y una granulometría en la que la acumulación de los elementos mayores al pie del cono, mientras que los más finos tapizan el ápice (Figura 6.112). Sus índices h/H (altura de la pedrera con respecto a la de la pedrera más la pared que la alimenta, Kotarba et al. 1987) son los más bajos de todo el área de estudio, lo cual indica su carácter reciente. El

proceso principal que forma estos conos son los aludes de nieve, aunque no hay que descartar los aportes por crioclastia, muy eficaz en los canales que los alimentan desde finales de primavera a mediados de otoño.

Se sitúan al pie de los relieves de mayor altitud, generalmente en cara N y E. Así encontramos conos de aludes en el circo de Curavacas y del Vés, en los circos de Campollo y Altares en Peña Prieta o en la cara N del Espigüete, áreas que poseen dos características: un abundante aporte nival, ya que se encuentran orientadas al N, por lo que reciben nieves barridas de los cordales que no llegan a fundirse en todo el invierno, y fuertes pendientes, que facilitan el desencadenamiento de aludes. Aunque no suelen ocupar áreas frecuentadas por actividades antrópicas algunos sí que se han formado en las inmediaciones de caminos frecuentados, como el de Mazobre.



Figura 6.112: Canal y cono de aludes en la cara N del pico Cuartas, en el valle de Lechada.

Conos y taludes de derrubios mixtos

Sus pendientes suelen oscilar entre los 40° y los 25°, lo que indica una alimentación parcialmente activa en la actualidad. Suelen ser de un gran desarrollo vertical y horizontal (Serrano y González Trueba, 2004) con índices h/H que se acercan a la unidad. Los procesos activos principales responsables de su formación son la caída de clastos desgajados de las paredes, aludes de nieve y procesos solifluidales de alta frecuencia y baja intensidad (terrachillas, derrubios escalonados . . .) y de alta intensidad y baja frecuencia, como los flujos de derrubios (Figura 6.113). Esta clase

de procesos ligados al periglaciario y la nieve hacen que la distribución de este tipo de taludes y conos se reduzca a las cercanías de las cumbres más altas, donde estos procesos son todavía activos, aunque siempre atenuados en comparación con fases previas.



Figura 6.113: Conos de derrubios coalescentes que acaban formando un talud de derrubios en el fondo del circo de Campollo, en la cara NE de Peña Prieta. Puede observarse el aporte de aludes y flujos de derrubios desde los canales, así como la acumulación de los bloques de mayor tamaño al pie del talud.

Taludes de derrubios mixtos complejos

Corresponden a un estadio más evolucionado de los anteriores, ya que en su formación entran en juego gran cantidad de procesos, tales como caída por gravedad, aludes, flujos de derrubios de origen periglaciario o torrencial, movimientos solifluidales menores como la reptación, lavado de finos, acumulaciones estacionales de nieve, erosión fluvial y erosión por escorrentía difusa. El resultado son taludes de una pendiente baja (19 - 25°), con un perfil rectilíneo o cóncavo e irregular (Serrano y González Trueba 2004b). No presentan una selección clara de tamaño de los elementos, ya que su situación no responde a un mero proceso de caída, como es el caso de los conos de aludes (Figura 6.114). Los mejores ejemplos los constituyen los taludes basales del Pico Curavacas en su cara S, en los sectores de Postil de Soña y arroyo Cabriles.



Figura 6.114: Vista hacia el S de un talud de derrubios mixto complejo en la cara NW del Espigüete, situado en la canal que asciende hacia la cumbre.

Canchales cuarcíticos

Dadas las especiales condiciones de friabilidad a la meteorización mecánica y resistencia a la alteración de las cuarcitas (Sellier 2002), los taludes de derrubios alimentados por este tipo de rocas presentan una morfología y granulometría específicas, que nos hace distinguirlos con el nombre de “canchales cuarcíticos”, término que alude a los taludes de derrubios formados por “canchos”, peñascos de gran tamaño. La característica más reseñable de los canchales cuarcíticos es precisamente la presencia de bloques decimétricos y métricos en su superficie.

Poseen las ya citadas características de práctica ausencia de finos en superficie, la cual está tapizada de bloques decimétricos (Figura 6.115). Esta característica es común con las laderas de bloques, ya estudiados en el capítulo de formas periglaciares en cuarcitas. El criterio para diferenciarlos de éstas es que los canchales se forman por el simple proceso de ruptura en la pared y caída en el talud, sin que deban descartarse reajustes debido a lavados y, en menor medida, a procesos solifluxivos. Es por ello que los canchales han de tener una pared o afloramiento cuarcítico vertical que le abastezca de clastos, mientras que las laderas de bloques se forman por solifluxión de bloques

desgajados in situ, sin que haya un desplazamiento por gravedad significativo.

Estos canchales suelen estar libres de la colonización de arbustos de ericáceas que ocupan la mayoría del espacio de media montaña en Fuentes Carrionas, aunque en el caso de los taludes más bajos sí que hay una incipiente colonización de abedules en condiciones que no parecen ser muy favorables, ya que el número de ejemplares actuales es prácticamente el mismo que en la foto aérea de 1953. Ello puede deberse o bien a la inestabilidad del conjunto y al lavado de finos que se produce durante los momentos de lluvia intensa o fusión nival.

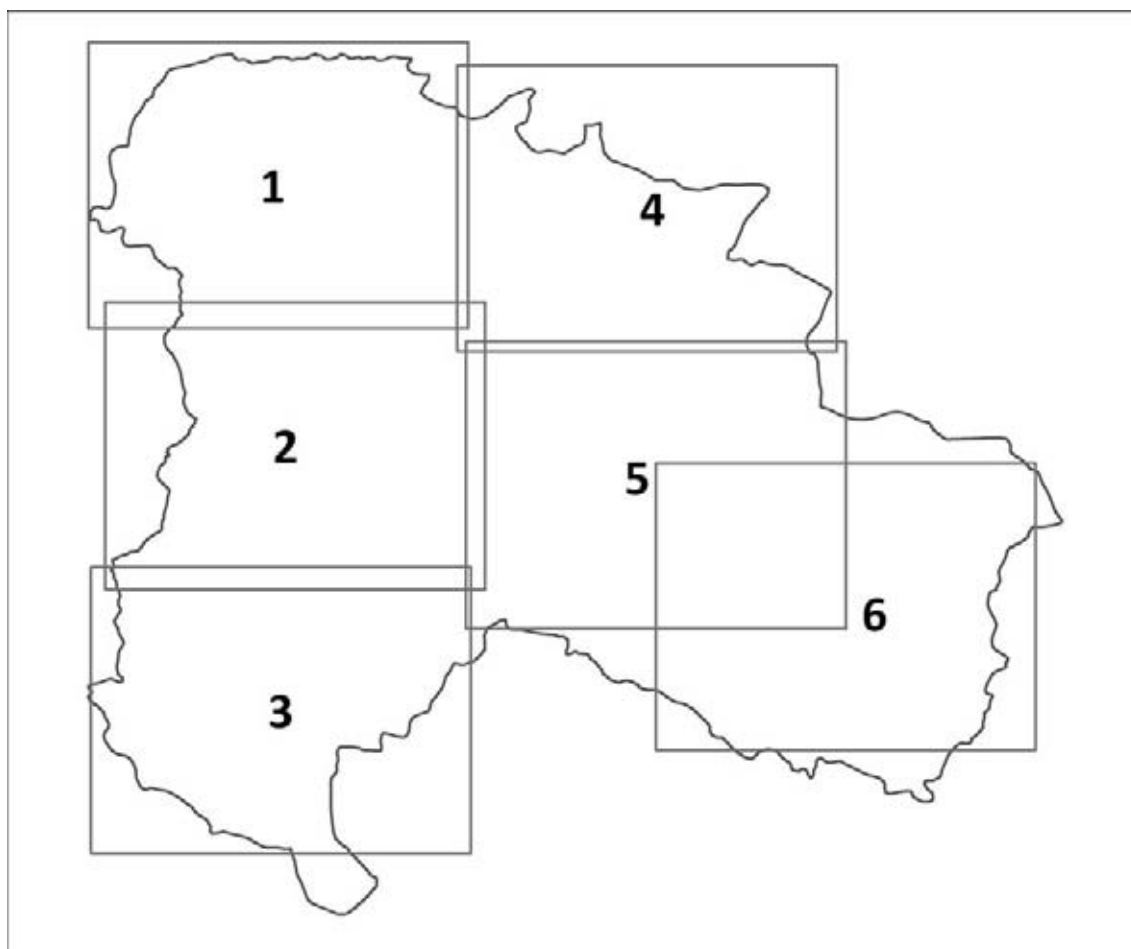


Figura 6.115: Vista del canchal cuarcítico en el valle de Cabriles. El canchal se abastecía de los escarpes superiores, ahora totalmente dismantelados. La estabilidad del canchal conllevó su colonización por un bosque mixto de abedules (*Betula sp.*) y rebollos (*Quercus pyrenaica*). La erosión del arroyo de Cabriles ha provocado deslizamientos superficiales que han vuelto a revelar el canchal en la parte más baja.

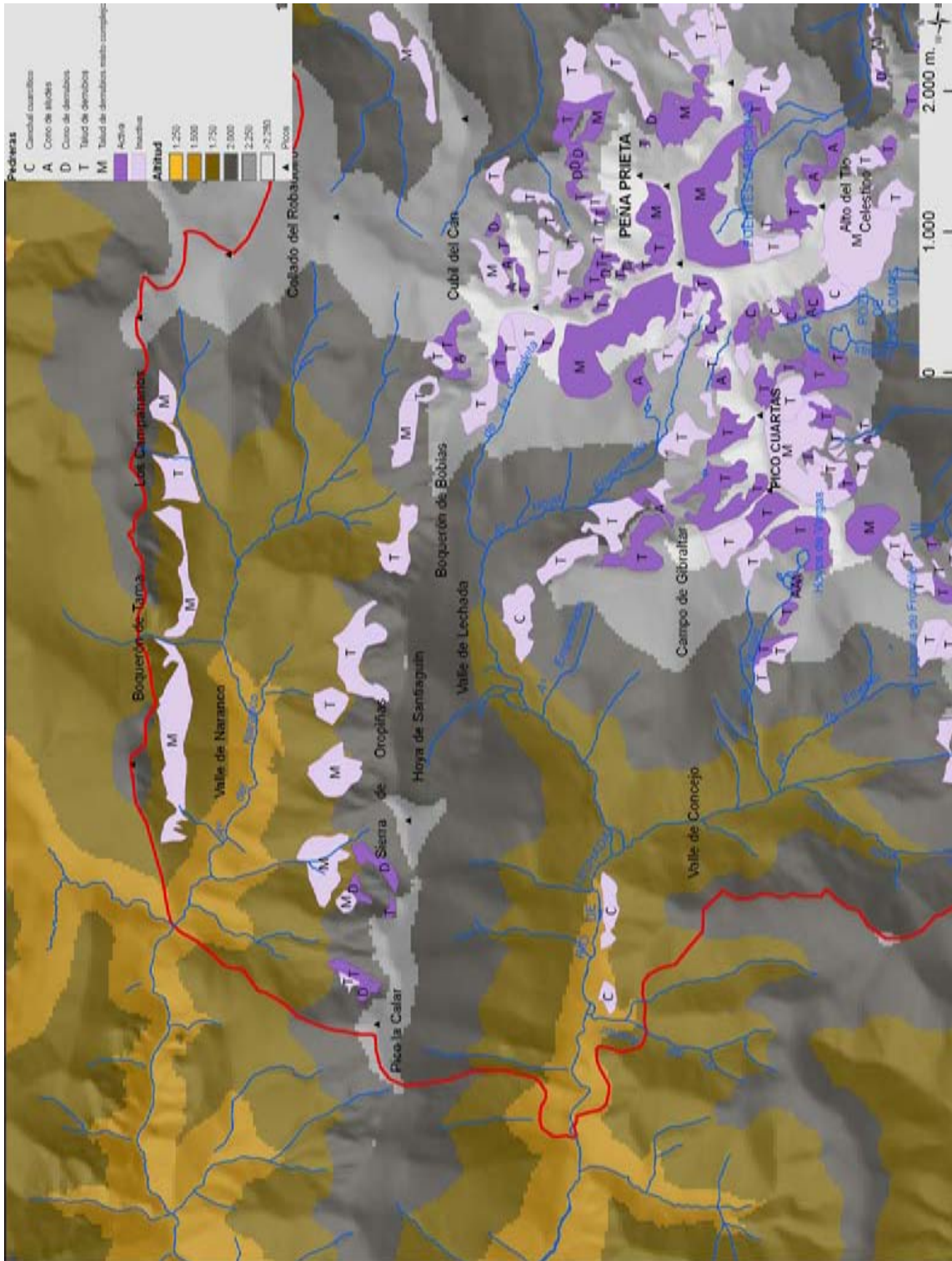
6.3.9.2. Descripción de las pedreras de Fuentes Carrionas

Se ha realizado una identificación de las pedreras del área de estudio (ver Anexo 1), indicando sus dimensiones, la pendiente media de las mismas (posible indicador de actividad o inactividad del cono o talud) y el índice h/H (Kotarba et al. 1987), que pone en relación la pedrera con la pared rocosa que la abastece, y que es indicador del grado de desarrollo la misma. Dicho desarrollo puede deberse a un periodo más o menos prolongado bajo condiciones propicias para la ruptura,

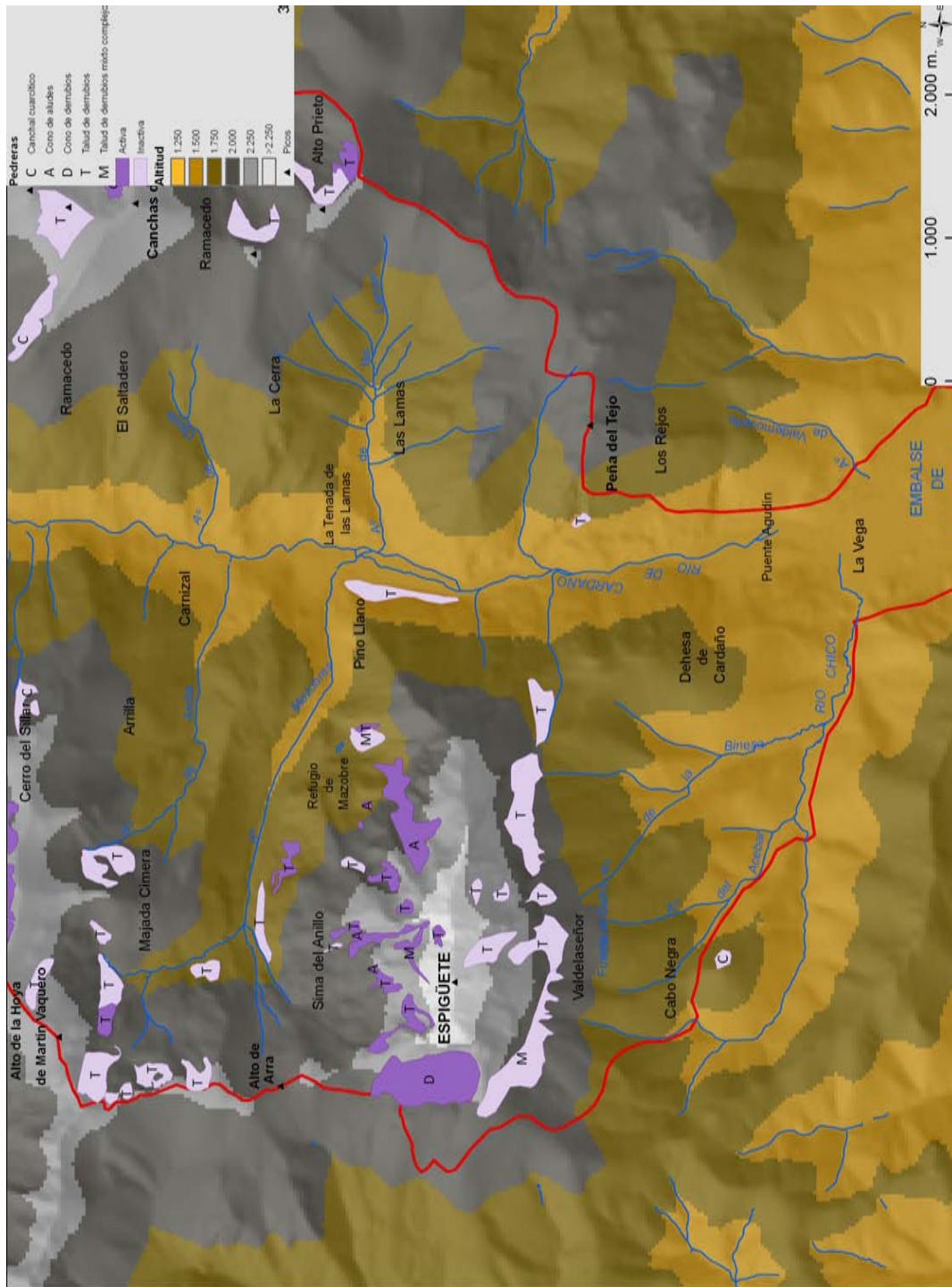
caída y acumulación de clastos, a una actividad periglaciaria o nival muy intensa o a la existencia de un gran desnivel que favorece procesos de gravedad. Los datos, aunque no han dado resultados estadísticamente significativos, sí nos permiten realizar una caracterización de las pedreras por valles, con el objetivo de conocer mejor su dinámica, evolución y diferencias.



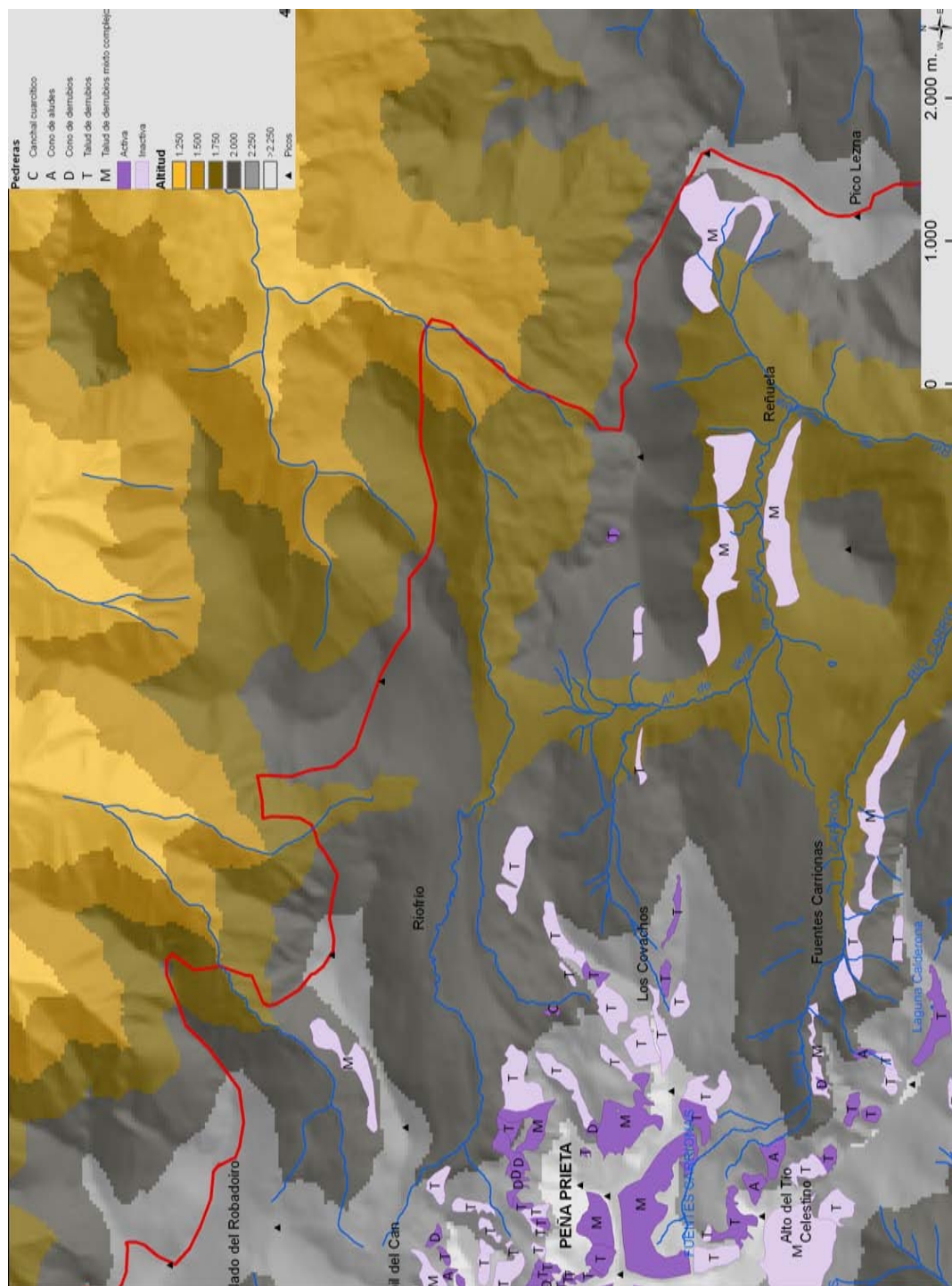
Mapa 6.5: Extensión de los mapas de pedreras en el Macizo del Curavacas. Ver Anexo 1 con datos de las pedreras.



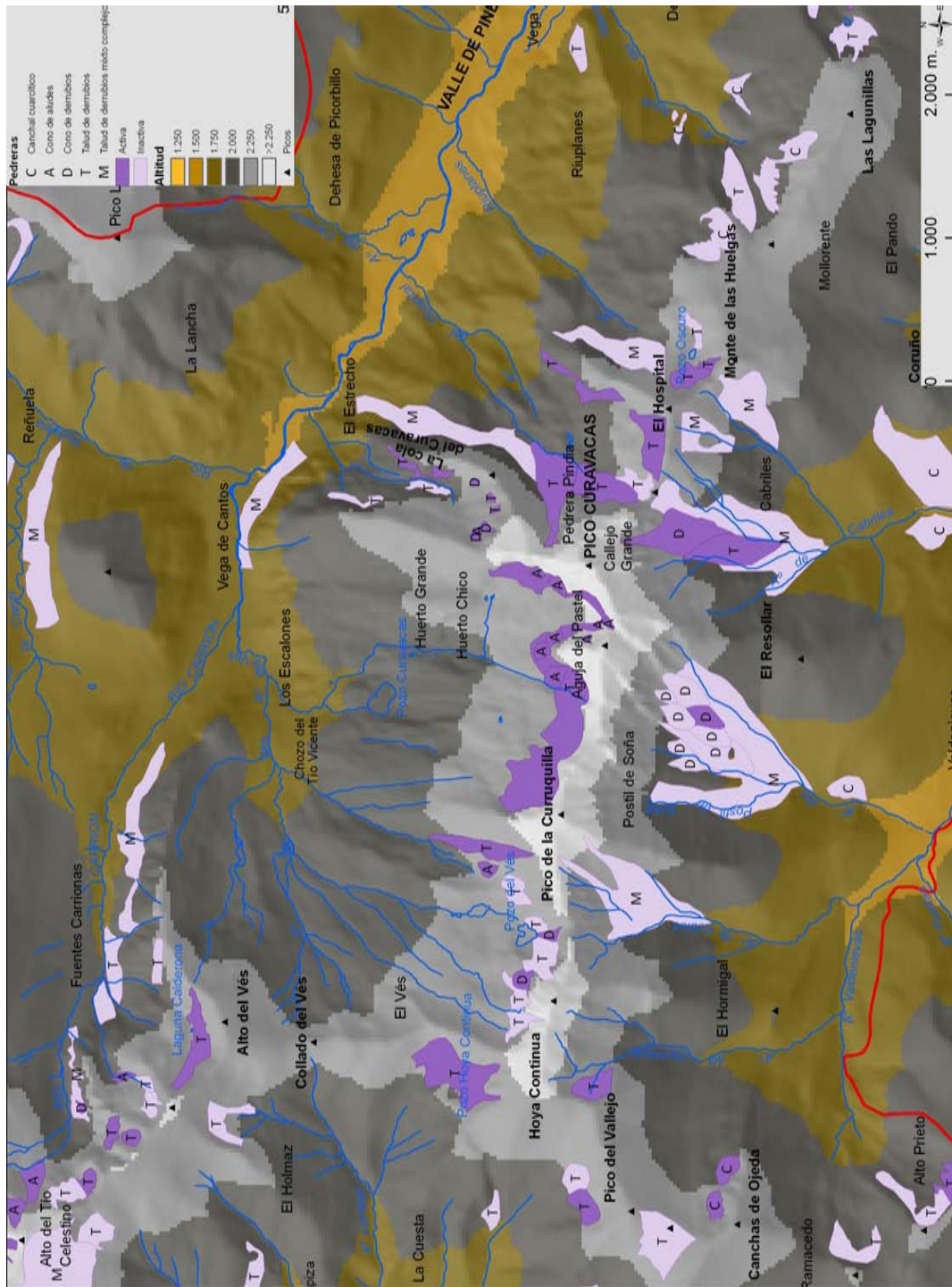
Mapa 6.6: Mapa de pedreras 1. Valles de Naranco y Lechada



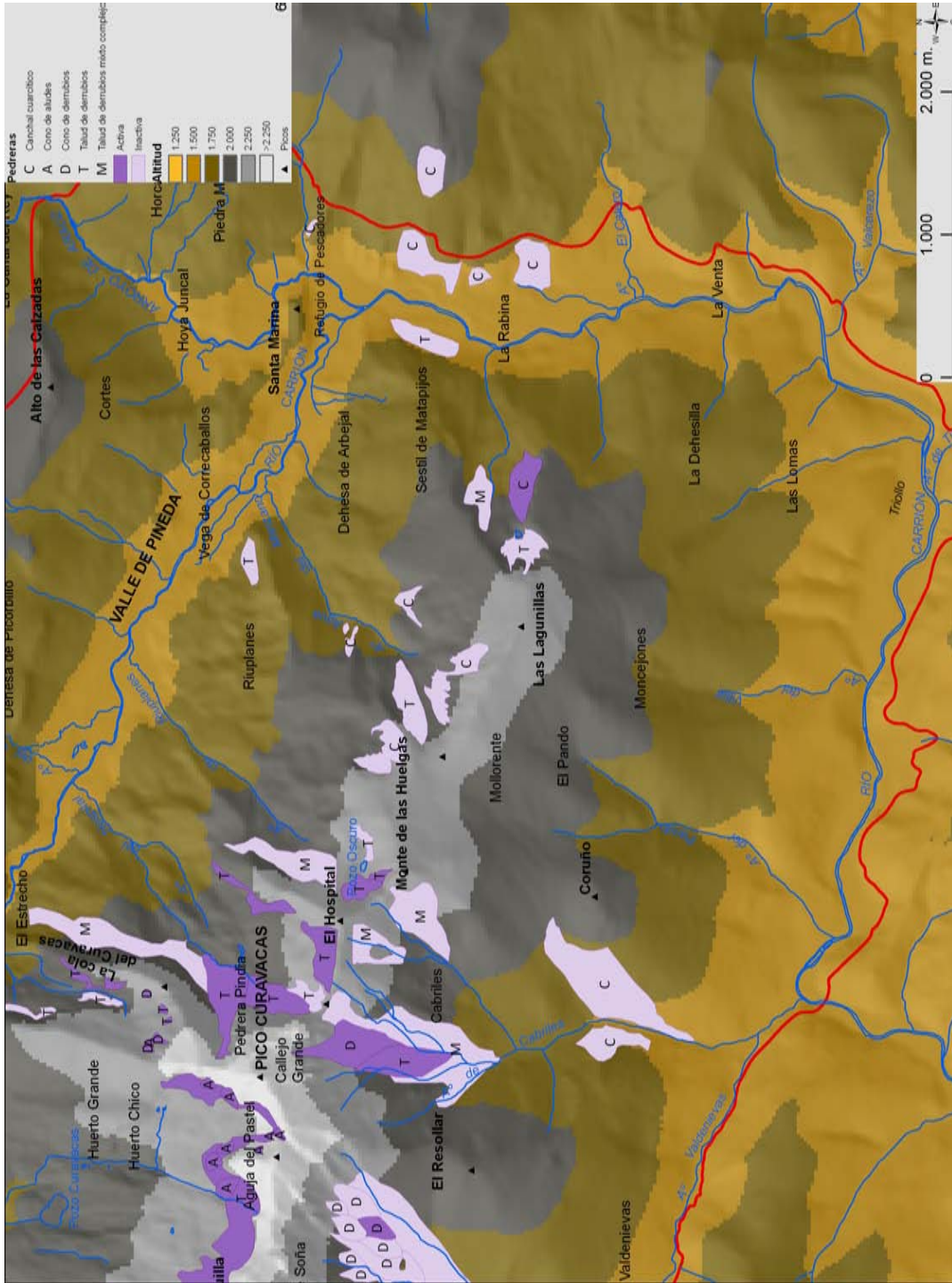
Mapa 6.8: Mapa de pedreras 3. Valle de Cardaño



Mapa 6.9: Mapa de pedreras 4. Valle de Riofrío y cabecera del valle de Carrión



Mapa 6.10: Mapa de pedreras 5 . Cordal de Hoya Contina - Curavacas - Lagunillas



Mapa 6.11: Mapa de pedreras 6. Valle de Pineda

El valle de Naranco (Mapa 6.2).

Prácticamente todas las pedreras de este valle se alimentan desde cantiles conglomeráticos, por lo que las diferencias entre ellas corresponden a otros factores, esencialmente la altitud y la orientación. Los taludes de derrubios que se encuentran orientados al S, al pie de los picos de la Devesa y Campanarios son del tipo mixto complejo, estabilizados y con pendientes en general inferiores a 25° , colonizados por vegetación (Figura 6.116). En cambio los taludes en cara N, al pie del frente de la Sierra de Oropiñas suelen ser de tipo mixto, con actividad actual debido a la caída de clastos por procesos de crioclastia y a los aludes. Esta actividad se comprueba en el bajo índice h/H , alrededor de 0,3, que indica que algunos de los taludes son formas jóvenes y en evolución.



Figura 6.116: Vista al ENE de los taludes de derrubios erosionados y colonizados al pie del pico de los Campanarios. Imagen E. Serrano.

Los principales taludes y conos activos se encuentran en la ladera NW del pico Cubil del Can, de 2400 metros de altitud. Se trata de un frente conglomerático de más de 300 metros de altura casi vertical, a cuyo pie encontramos un talud de derrubios activo, con evidencia de caída de rocas, aludes y flujos de derrubios (nº 18). Al pie de una de las canales de aludes se ha formado un cono de aludes con un perfil convexo y una pendiente acusada de 35° , con depósito de clastos reciente en su ápice que denota una actividad actual en la que se unen los aludes con la caída de clastos y bloques por crioclastia (nº 19) (Figura 6.117). Más al W los taludes han sido alimentados por desprendimientos masivos de rocas, pero actualmente aparecen estabilizados, con procesos secundarios de erosión torrencial y soliflucción al pie, cada vez más estables a medida que el cantil

pierde altura en dirección al Boquerón de Bobias.



Figura 6.117: Cono de aludes activo en la cara NW del pico Cubil del Can. Puede distinguirse en su ápice el depósito correspondiente a la fusión reciente, mientras que sobre los depósitos anteriores la colonización vegetal comienza a ser efectiva.

El valle de Lechada (Mapas 6.2 y 6.5).

Este valle carece prácticamente de taludes de derrubios hasta las cabeceras de Lechada y Concejo. Solamente algunos pequeños canchales se desarrollan cerca de la Calar. En la cabecera de Lechada, por encima del umbral de contacto con el valle de Concejo los taludes y conos de derrubios son abundantes, en especial en la margen izquierda, orientada preferentemente al N. Todos los taludes de derrubios al W del pico Lomas están formados por areniscas de la Fm. Lechada, y poseen una actividad actual considerable, con procesos periglaciares y nivales que los alimentan. Esto se traduce en pedreras con pendientes por encima de los 35° , excepto dos conos formado al pie de una canal de aludes que conecta la cumbre de Cuartas-Campo de Gibraltar con el fondo de valle, donde se desparrama dando un perfil cóncavo y una pendiente menor a 30° (Figura 6.118). En estos taludes activos también se dan procesos secundarios de flujos de derrubios y

erosión torrencial.



Figura 6.118: Cara N del cordal Lomas-Cuartas en el valle de Lechada. Pueden observarse los taludes de derrubios al pie de los cantiles o (a) los dos conos de aludes que llegan hasta el fondo del valle. Imagen: E. Serrano.

El valle de Lechada (Mapas 6.2 y 6.5).

Al E del pico Lomas, en el llamado Hoyo Empedrado, se desarrollan canchales alimentados por la crioclastia activa en las Agujas de Cardaño, de sustrato granodiorítico. Como los canchales cuarcíticos se caracterizan por una granulometría mayor de los clastos que en el resto de los taludes, debido a un patrón de ruptura a partir del diaclasado, diferente al de pizarras y areniscas de la Fm. Lechada (a partir de los planos de esquistosidad) y de los conglomerados (desagregado de fracción gruesa). La actividad de estos canchales es más patente en la parte superior de los mismos, donde la fusión más tardía de la nieve provoca también la formación de flujos de derrubios, y la crioclastia es también más efectiva (Figura 6.119). Por el contrario los clastos al pie de los canchales suelen presentar abundante colonización liquénica.



Figura 6.119: Vista hacia el S del canchal al pie de las Agujas de Cardaño, en el Hoyo Empedrado.

El valle glaciar de Concejo, confluyente con el de Lechada, presenta sus taludes y conos de derrubios en su cabecera, en la divisoria entre éste y el valle de Cardaño, entre los picos Cuartas y Peñas Malas. Dicho cordal está formado principalmente por dos litologías: por un lado las pizarras de la Fm. Lechada y por otro los conglomerados del Curavacas. Las pedreras presentan grandes diferencias entre unas litologías y otras. Los escasos conos de derrubios de Peñas Malas presentan una tipología activa, mientras que los taludes de derrubios de los circos de Frontilo están muy evolucionados: carecen de cantil que los alimente y presentan una incipiente evolución vegetal y creación de suelo, con la formación de terracillas. Por último el circo de Hoyos de Vargas es el único que presenta taludes de derrubios activos, sobre todo al pie de un cantil conglomerático en la cara S, en orientación septentrional. Aquí puede verse que todavía ocurren procesos de crioclastia en las paredes y aludes de nieve. En orientación S los taludes presentan, sin embargo, una movilidad ligada a procesos gelifluxivos, con formación de lóbulos de gelifluxión. Estos taludes fueron mucho más activos en la fase paraglaciar, ya que alimentaron un pequeño glaciar rocoso en el extremo N del circo de Hoyos de Vargas (Figura 6.120).



Figura 6.120: Vista hacia el S de los taludes de derrubios activos de Hoyos de Vargas. Los taludes se desarrollan a partir del diaclasado en los conglomerados, donde se dan preferentemente aludes y crioclastia.

El valle de Cardaño (Mapas 6.5 y 6.6).

La principal característica diferencial del valle de Cardaño con respecto a los demás sectores estudiados es la existencia de cumbres, paredes verticales y, en general, áreas de cabecera por encima de los 2.000 metros de altitud con gran variedad de litologías. Así encontramos cabeceras de valles graníticas, pizarrosas, areniscosas, conglomeráticas y calizas. Esta característica junto con la diversidad de orientaciones hace que el valle de Cardaño posea una amplia variedad en cuanto a tipología de pedreras y procesos de formación. Vamos a recorrer los distintos sectores del valle de N a S.

El sector de Hontanillas y Guadañas prácticamente carece de pedreras activas, al no poseer cantiles bien desarrollados. En la mayoría de las ocasiones las pedreras, compuestas por clastos de pizarras, evolucionan a campos de terracillas al detenerse la alimentación de material desde las crestas. Solamente al pie del pico Guadañas hay un talud activo, en el que son los aludes de fondo los que mantienen principalmente el aporte de clastos.

El circo de Cuartas presenta un recubrimiento casi continuo de pedreras que descienden desde las cumbres hasta el fondo del mismo, a 2150 metros, lo que se traduce en altos índices h/H (0,91 el talud número 1, el más desarrollado). Al igual que en Guadañas, la ausencia de paredes que alimenten los taludes hace que hayan evolucionado a inactivos, con procesos solifluidales secundarios, como formación de terracillas. Solamente los taludes bajo una pared donde la crioclastia sea activa

(a pesar de su orientación S, ya que es uno de los circos más altos del macizo) son a su vez activos actualmente, con pendientes superiores a 35° por ejemplo en el talud 8 (Figura 6.121).

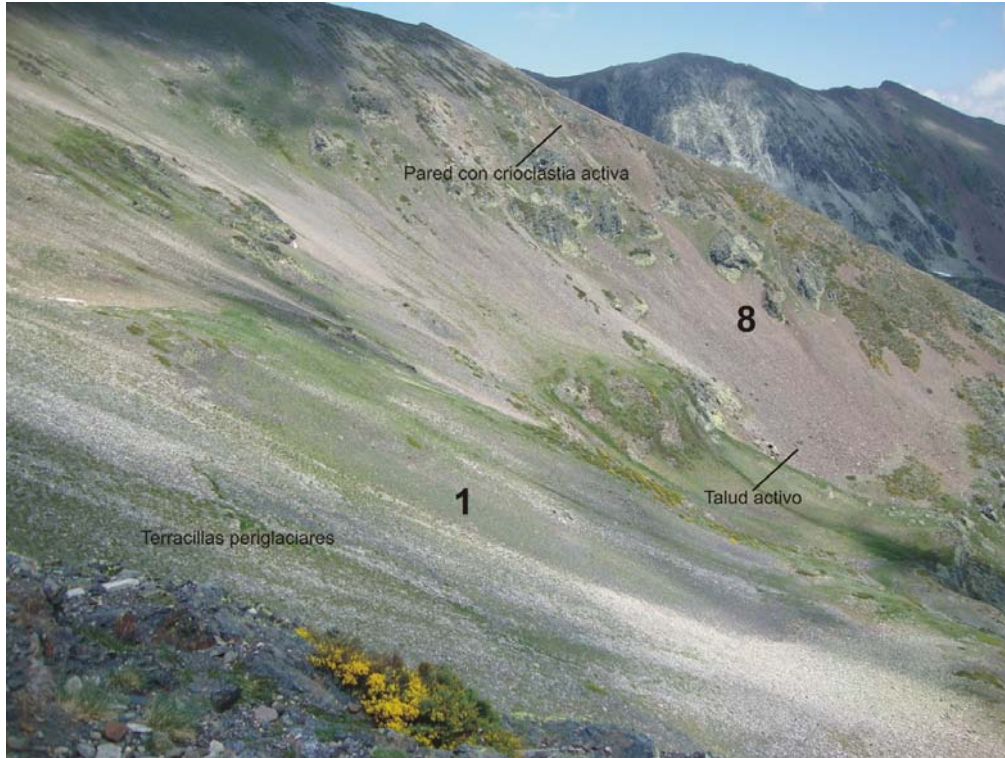


Figura 6.121: Vista hacia el NE de los taludes de derrubios del circo Cuartas. La numeración corresponde a la numeración correlativa de pedreras "Cuartas SE" (ver Anexo 1). El talud 1 es inactivo, al carecer de pared que lo alimente; dada su altitud por encima de los 2150 metros la solifluxión es el proceso dominante. Por el contrario el talud 8, que aún presenta una pequeña pared de alimentación, es activo.

El circo de Lomas es uno de los que presenta una mayor cantidad de pedreras activas de Fuentes Carrionas, ello se debe a dos circunstancias: la altitud media de las cumbres, por encima de los 2300 metros, y las fuertes pendientes originadas por la erosión glacial. Además presenta dos sectores diferenciados: la cara W, de sustrato conglomerático y pizarroso, presenta taludes y pedreras activos con una tipología parecida a la de los circos Cuartas y Guadañas, más al W. Por el contrario el sector oriental presenta un continuo de canchales cuarcíticos al pie de las Agujas de Cardaño, *horns* cuaternarios entre los que la crioclastia, y secundariamente los aludes son procesos plenamente activos. Más al S el recubrimiento de las laderas por canchales sigue al pie de la artesa glacial, por encima de la que se desarrolla el campo de bloques de Tío Celestino. Desde este campo se originan aludes que han formado algunos conos. Éstos se distinguen de los taludes porque presentan una menor inclinación y progradan en el valle más que los taludes de derrubios (el cono número 9 por ejemplo presenta una inclinación de 24° frente a los aproximadamente 30°

de los taludes nº 6, 7, 8, 10 y 11) (Figura 6.122).

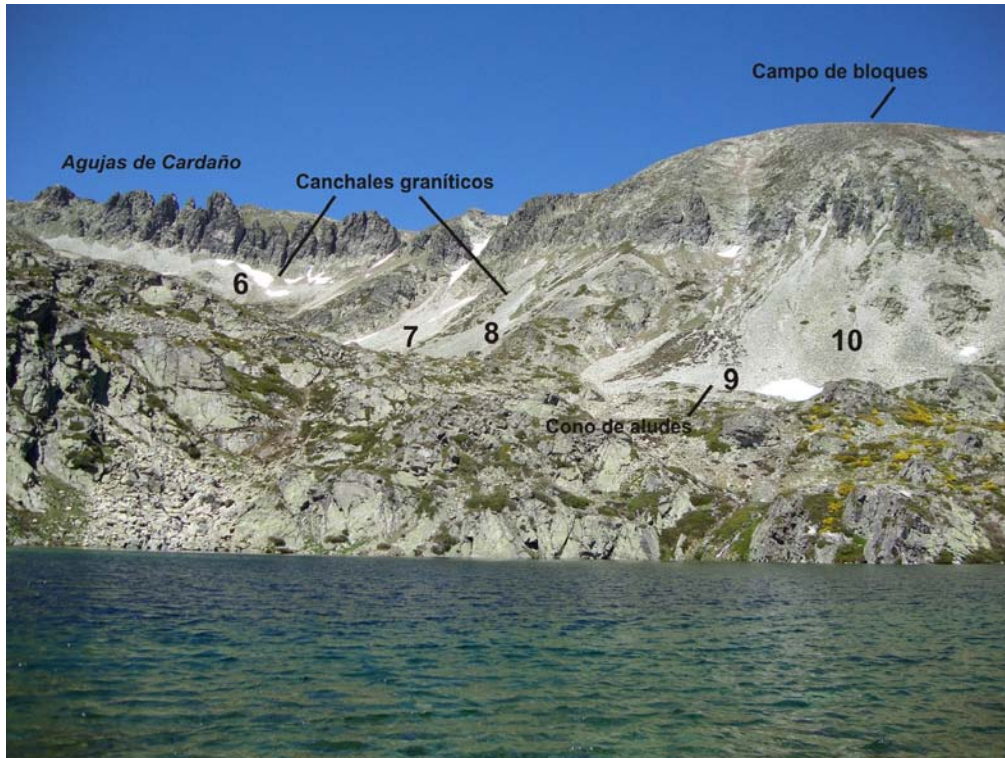


Figura 6.122: Vista de la ladera oriental del circo Lomas desde el Pozo de las Lomas. La numeración de las pedreras corresponde a la del Anexo 1.

Al SE del circo de las Lomas los taludes se hacen menos frecuentes y están predominantemente inactivos, con la única excepción del talud al pie de la Hoya Contina y Vallejo en su cara NW, al fondo de circos donde los glaciares que han excavado paredes verticales en conglomerados.

En los valle de Valcabe y Hontanillas las pedreras presentan una variedad litológica que tiene consecuencias en los procesos y formas. Los taludes pizarrosos como el nº 3 y 4 presentan procesos secundarios de soliflucción (ver Figura 6.123) o flujos de derrubios ocasionados por la saturación de las arcillas durante la fusión nival. Los canchales cuarcíticos (como el nº 5) por el contrario son inmunes a esos procesos. En general todas las pedreras en orientación N continúan teniendo una alimentación desde las paredes mayor que otros taludes y conos de baja altitud de Fuentes Carrionas, debido a la sobreacumulación nival y a la debilidad de la roca en este sector, donde se encuentra muy tectonizada.



Figura 6.123: Panorámica hacia el S del talud nº4 en la cabecera de Valcabe, pueden verse las paredes desde las que todavía cae material al talud y las marcas de flujos de derrubios en el mismo.

Los taludes de los valles de Mazobre y Arilla, ya en el límite con el bloque calizo del Espigüete, están predominantemente contruidos con cantos desgajados de conglomerado del Curavacas. En general son taludes poco activos, a excepción del nº3 en la cara S de la Hoya de Martín Vaquero, donde las fuertes pendientes han permitido la creación de un talud de derrubios activo a partir del material desgajado del frente estructural que forma dicha cara S.

El bloque o macizo del Espigüete posee unas características diferenciadas al resto de las pedreras de Fuentes Carrionas, derivadas de su sustrato calizo, de su gran altitud y de su patrón de erosión glaciokárstica, que ha originado la mayor concentración de paredes verticales del área de estudio. Además el glaciario disimétrico en cuanto a orientación (mucho más efectivo en la cara N) ha provocado diferencias notables en las distintas caras del Espigüete.

En general la cara N y E presenta tres tipologías de pedrera. En primer lugar al pie de los cantiles encontramos taludes de derrubios originados por crioclastia y caída tanto de bloques individuales como de grandes bloques en desprendimientos voluminosos, como ocurre en el sector de Arra, en el circo NW del Espigüete. Los de mayor altitud se sitúan al pie de paredes verticales, con índices h/H bajos (entre 0,2 y 0,4) y fuertes pendientes. Los taludes número 2, 3, 4 ó 6 pertenecen a este tipo (ver Figura 6.124). En su superficie se pueden observar materiales finos y gruesos. Los más bajos están formados principalmente por clastos de gran tamaño, con pendientes menores a 30° , lo que evidencia procesos de lavado de finos. Son taludes con una actividad atenuada, aunque no han sido completamente colonizados por la vegetación y no se pudo afirmar que sean completamente inactivos (ver Figura 6.125). Los taludes de Espigüete E números 1 y 2, y 10 y 11 de Espigüete N

pertenecen a esta tipología.



Figura 6.124: Talud de derrubios al pie de las Agujas de Arra, en el circo NW del Espigüete. El talud se alimenta de los desprendimientos desde estas agujas calizas.



Figura 6.125: Talud de derrubios al pie de un cantil en la cara N del Espigüete, nótese la colonización vegetal del ápice, la granulometría gruesa de los clastos y la baja pendiente como síntomas de inactividad.

En segundo lugar encontramos conos de aludes al pie de canales activas tanto en invierno como

en primavera, algunas de las cuáles descienden hasta casi el fondo del valle (Figura 6.126). Estos conos presentan generalmente altas pendientes, por encima de 35° . En tercer lugar en el fondo de canales estrechas y circos glaciares, en especial los circos de la cara NE encontramos taludes de derrubios mixtos complejos, de gran desarrollo longitudinal y evolución compleja, en la que los flujos de derrubios, los aludes y la crioclastia son procesos activos. Estos taludes suelen presentar pendientes más bajas, por debajo de los 30° .



Figura 6.126: Vista desde el camino a la cascada de Mazobre de un cono al pie de una canal de aludes.

La cara S presenta pedreras en general regularizadas, en las que la caída de bloques es activa pero escasa, y los procesos de lavado muy importantes. Estos procesos son los que permiten la formación de los derrubios cementados citados previamente, que no son sino continuación de los taludes de derrubios.

El valle de Riofrío (Mapa 6.7)

En este valle hay dos sectores diferenciados. Por un lado el entorno de Peña Prieta, es el área de mayor altitud de Fuentes Carrionas, y, junto con el Curavacas, el que posee unas paredes de mayor desarrollo, por lo que también es el que presenta mayor cantidad y complejidad de taludes de derrubios. Fuera de este sector las menores altitudes y desniveles hacen que el número de pedreras disminuya considerablemente.

Dentro del primer sector, en el circo de Altares encontramos taludes y conos de derrubios activos, así como conos de aludes. La actividad de estos taludes es patente sobre todo en los orientados al NE (números 1, 2, 4, 5 y 6). Éstos presentan pendientes superiores a los 40° , flujos de derrubios recientes, clastos sin colonización líquénica y una progradación muy activa que está fosilizando los depósitos glaciares del fondo del valle (Figuras 6.127 y 6.128). Todo ello hace

de estos taludes los de mayor actividad del macizo. Por encima, al pie del cordal Tres Provincias-Peña Prieta, encontramos al W conos de derrubios entre los que existen neveros semipermanentes, mientras que al E el talud de derrubios de Peña Prieta posee evidentes huellas de gelifluxión (ver Apartado 6.3.6). Por el contrario los taludes orientados predominantemente al S presentan colonización liquénica e incluso vegetal, con formación de terracillas (nº 3 y 12), aunque las pendientes son altas, alrededor de los 36°, debido a que es un entorno de fuertes desniveles (Figura 6.128).

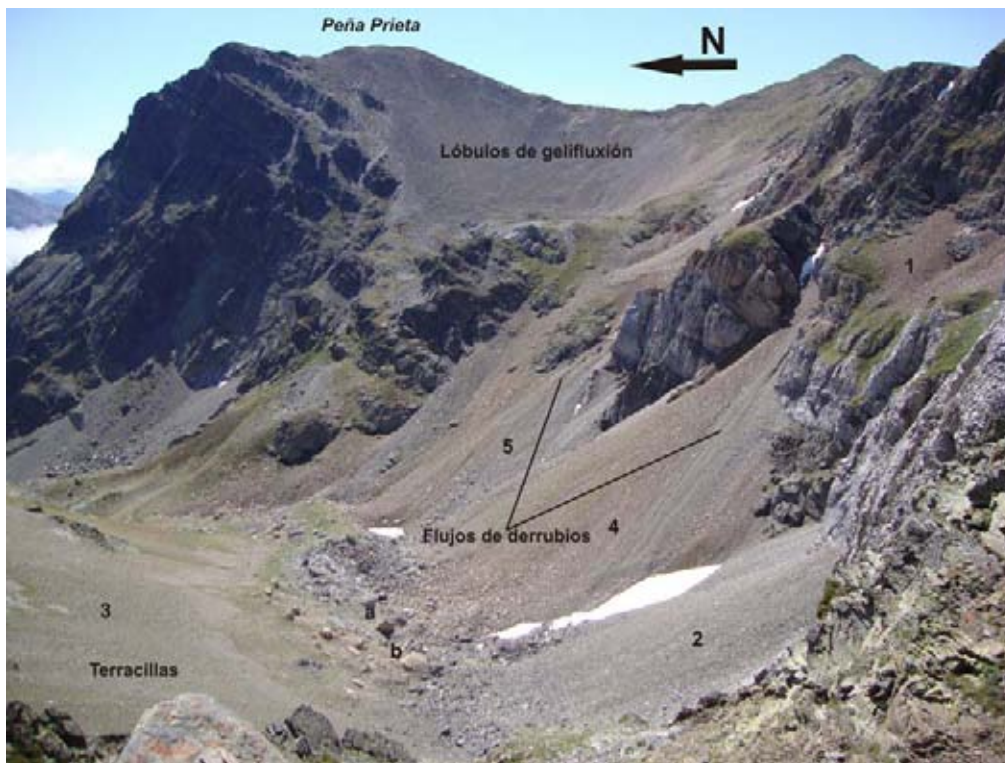


Figura 6.127: Vista de los taludes de derrubios del circo de Altares desde el cordal de Cubil del Can-Tres Provincias. La numeración de taludes corresponde a la de la lista de pedreras, mientras que las letras corresponden a dos bloques morrénicos que hemos usado como referencia con respecto a la imagen siguiente. Puede observarse que el bloque b se encuentra parcialmente fosilizado por el talud de derrubios 4. Esta imagen está tomada el 8 de agosto de 2011.

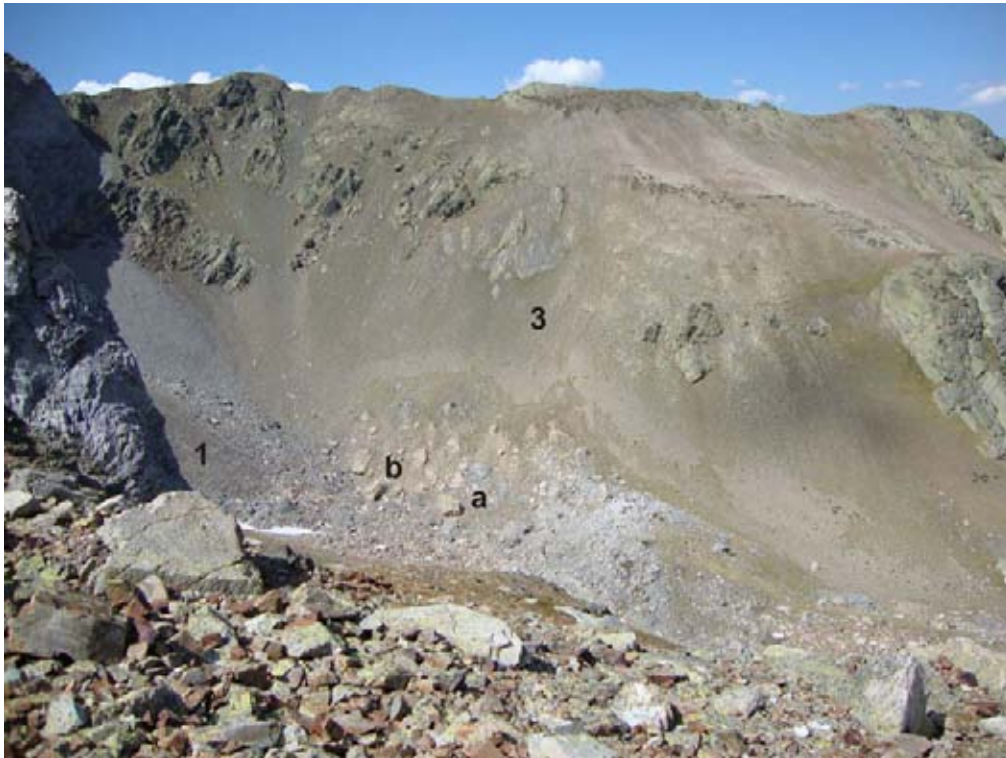


Figura 6.128: Vista de los taludes de derrubios del circo de Altares desde el Pozo de los Altares. La numeración de taludes corresponde a la de la lista de pedreras, mientras que las letras corresponden a dos bloques morrénicos que hemos usado como referencia con respecto a la imagen anterior. Puede observarse que el bloque b se encuentra todavía exento. Esta imagen está tomada el 31 de agosto de 2009.

La cara N de Peña Prieta es una pared de 600 metros de altura modelada por la erosión glaciaria y los procesos gravitacionales (desprendimientos) probablemente paraglaciar. Los taludes de derrubios al pie de la misma se han formado a partir de dichos desprendimientos y de la inestabilidad de la pared inmediatamente posterior a su ocurrencia (Figura 6.129). Sin embargo estos taludes y conos de derrubios son aún activos, alimentándose de aludes y bloques desgajados que caen desde la cumbre de Peña Prieta. En concreto el talud nº 2 poseen una pendiente de 32° a pesar de tener un gran desarrollo longitudinal (334 metros), lo que significa que es muy voluminosos. En su ápice pueden verse aportes recientes de clastos desde una canal de aludes activa.



Figura 6.129: Vista hacia el S de la cara N de Peña Prieta.

Por último dentro del sector cimero de Riofrío encontramos taludes de derrubios activos en el circo de Campollo, que excava la cara E de Peña Prieta. Varios conos coalescentes han formado un talud continuo en el extremo W de este circo, mientras que en el lado S presenta una pared muy tectonizada, con alternancia de calizas, cuarcitas y pizarras de las Unidades Palentinas. Dicha tectonización y el hecho de hallarse en cara N han provocado la formación de espesos taludes de derrubios, hoy predominantemente estabilizados, aunque con procesos secundarios de flujos de derrubios, que prácticamente cubren toda la pared del circo glaciar, dando un índice h/H de 0,88 en el caso del talud nº4 (ver Figura 6.113). El resto del valle de Riofrío, así como el aledaño valle de Covacho y la transfluencia de Vega la Canal, prácticamente carecen de taludes de derrubios, y éstos presentan una actividad atenuada.

El valle del Carrión (Mapas 6.7, 6.8 y 6.9).

Al igual que los valles anteriormente estudiados, el valle de Carrión presenta dos tipologías claras de pedreras. Aquellas que se encuentran al pie de los relieves más importantes en orientación N (cordal Curavacas-Hoya Contina y Tío Celestino-Alto del Ves) presentan un grado alto de actividad, con fuertes pendientes. Por el contrario, los taludes que llegan al fondo del valle, y sobre todo aquellos que parten desde paredes por debajo de los 2100 metros, presentan pendientes

bajas, colonización vegetal y formas que denotan una actividad secundaria (arroyamiento, flujos de derrubios) productos todos ellos de la falta de aporte desde las paredes.

Así en el valle de Fuentes Carrionas es la parte meridional del valle la que presenta mayor cantidad y variedad de taludes y conos de derrubios, debido a su mayor verticalidad, su orientación favorable a la preservación de la nieve y la crioclastia de las paredes y su mayor altitud general. Por otro lado el circo de Fuentes Carrionas, uno de los que tienen un nivel de base más alto del macizo (el lago de Fuentes Carrionas se encuentra a 2210 metros de altitud), posee un talud de derrubios activo en todas las orientaciones excepto la E -a la que está abierto el circo- con lóbulos de piedras en orientación S (Figura 6.130). Ello es así por la altitud de los cordales (siempre por encima de los 2300 metros y en el caso de la pared N, por encima de 2450 metros), que posibilitan la existencia de crioclastia activa en todas las orientaciones.



Figura 6.130: Vista de uno de los pocos taludes de derrubios activos en cara S del macizo de Fuentes Carrionas. El pico desde el que se abastece es el Pico del Infierno (2537 m.), punto culminante de la provincia de Palencia.

El valle de Reñuela presenta, por el contrario, buenos ejemplos de taludes de derrubios degradados por la erosión torrencial y colonizados por la vegetación, con pendientes bajas (alrededor de 20°) que denotan una larga evolución (Figura 6.131).



Figura 6.131: Talud de derrubios complejo afectado por erosión torrencial en la cara N del Coto Redondo, valle de Reñuela.

En el Ves las pedreras se localizan en la cara N del cordal Curruquilla - Hoya Continua, por lo que su litología es exclusivamente conglomerática. Cabe destacar la ausencia de taludes y conos de derrubios en el extremo W y N del circo. Esta ausencia, más que a la orientación (E y S) del cordal, se debe a la litología del mismo: la escasa competencia y fácil meteorización de las pizarras por un lado dificulta la creación de paredes rocosas que abastezcan taludes de derrubios y por otro provoca la formación de un regolito arcilloso en el que la forma dominante son las denominadas terracillas. También hay que subrayar la relativamente alta actividad de conos y taludes en la pared S.

En el circo del Curavacas se concentran los taludes y conos con mayores evidencias de actividad junto a los de los Altares y Espigüete. Las paredes verticales de más de 100 metros de altura, que parten de cordales por encima de los 2400 m., con una orientación favorable a procesos de crioclastia, contribuyen a ello. Toda el área está constituida por conglomerados, de los que se disgregan cantos rodados, en especial en grietas y canalizos, cayendo y creando conos a los pies de las mismas (Figura 6.132). Junto a elementos de este tamaño, y sobre todo al pie de los conos, se acumulan bloques de varios metros cúbicos de volumen, indicadores de que la crioclastia no es un proceso superficial que sólo afecte al contacto de los cantos con la matriz del conglomerado, sino que la cuña de helada entra a través del diaclasado, desgajando grandes bloques.



Figura 6.132: Vista de la Aguja del Pastel. Puede observarse a) un talud de derrubios originado por caída de cantos y bloques desde la pared rocosa, b) dos conos de aludes alimentados por sendos canales que bajan desde los escalones superiores. No hay que olvidar en la formación de estos conos la importancia de la crioclastia, muy activa en esas grietas en las que se acumula la humedad y la radiación solar es mínima.

Los procesos periglaciares que forman los taludes de derrubios han demostrado ser especialmente competentes en las laderas del pico de la Curruquilla. En su vertiente N se ha formado un espeso talud que parte casi desde la cumbre, al pie del cual se encuentra el mayor glaciar rocoso de Fuentes Carrionas. Sin embargo en la Aguja del Pastel y cara N del Pico Curavacas los taludes y conos de derrubios poseen dos características, por un lado un índice h/H muy bajo, lo cual indica que los procesos que forman los conos y taludes en este sector (en especial los conos de aludes de la Aguja del Pastel) son relativamente recientes, y por otro unas pendientes medias en conos y taludes muy altas, rondando los 35° en el caso de los conos de aludes, lo que nos señala la actividad actual de los procesos responsables de estas formas. También en este sector incluimos el talud de derrubios desarrollado al pie de la artesa glaciar del valle del Carrión en el pago de Vega de Cantos. Como en el caso de Reñuela el talud está muy evolucionado y colonizado por la vegetación.

En el valle del Hospital las pedreras se concentran en su parte occidental, correspondiente a la cara NE del Pico Curavacas y la Cola del Curavacas, una pared continua cuya base oscila entre los 1870 y los 1530 metros de altitud y cuya cumbre va de los 2525 a los 1900 metros. A los

pies de esta base existe un talud de derrubios cuyo índice h/H es siempre bajo, lo cual denota un desarrollo reciente. La colonización vegetal al N del Hoyo Muerto indica su estabilización, mientras que entre el Hoyo Muerto y el collado del Hospital la caída de cantos y bloques desde la pared NE del Curavacas aun es abundante, por lo que la colonización vegetal es casi nula. En este sector se encuentra uno de los conos más voluminosos del macizo, conocido con el nombre de Pedrera Pindia, que cubre parcialmente el sector de Hoyo Muerto. Su desarrollo se debe a la existencia de condiciones periglaciares especialmente activas en este sector, con abundantes episodios de hielo - deshielo, y posiblemente a un mayor diaclasado en este sector. Estas condiciones siguen existiendo en la actualidad, y algunos desprendimientos recientes siguen creando paredes verticales, como la denominada Placa Amarilla, que destacan por su tonalidad viva en medio del color oscuro dominante en la pared, debido a la menor colonización de líquenes.

En el valle de Riuplanes los taludes se sitúan en la cabecera deglaciada. Las paredes de estos circos han sido ocupadas por conos y taludes de derrubios. Sus características cambian en función de la litología de la pared que los alimenta, ya sea cuarcítica o conglomerática. Así en el margen occidental del Pozo Oscuro dominan los taludes de derrubios conglomeráticos en los que existen indicios de varios tipos de procesos: flujos de derrubios, soluflexión (derrubios escalonados) y alimentación por gelifracción (Figura 6.133). Sin embargo en la parte oriental, labrada en cuarcitas, presenta canchales cuarcíticos, con bloques de tamaño decimétrico. Esta situación se repite en los valles de Agua del Manzano y Lagunillas, en los que la litología condiciona las características de las pedreras. Así mismo en el fondo del valle de Pineda, en el sector de la Rabina, existen tres canchales cuarcíticos. Éstos están siendo colonizados progresivamente por ejemplares de abedul, lo que evidencia la estabilidad de los mismos (ver Figura 6.17).



Figura 6.133: El talud de derrubios número 1 de Riuplanes pone en contacto el Pozo Oscuro con la cima del pico del Hospital. Puede observarse una actividad reciente en el mismo, destacando el cono activo en el que se distinguen procesos de caída en su ápice y de reordenación de clastos en su base, con un espacio intermedio relativamente estable y por tanto colonizado por la vegetación.

La cara S del cordal de Curavacas y el valle de Valdenievas (Mapas 6.8 y 6.9).

La cara S del Curavacas posee algunos de los taludes y conos de derrubios más voluminosos de Fuentes Carrionas, originados a partir del aporte desde este frente sinclinal conglomerático. Por el contrario los taludes y conos de derrubios de áreas aledañas a W y E (Canchas de Ojeda, Lagunillas) son más modestos a causa de un menor desarrollo de las paredes verticales.

En el límite W del valle de Valdenievas encontramos las cabeceras de Alto Prieto, Canchas de Ojeda y Hormigales. Los taludes activos se concentran en las caras N de estas cabeceras, con variaciones en función de la litología (derrubios más gruesos en la cabecera de Canchas de Ojeda, cuarcítica). En la ladera SW del pico de Curruquilla encontramos un talud de la tipología que domina en la cara S del Curavacas: grandes taludes de derrubios de evolución compleja. En este caso la ausencia de una pared que alimente de clastos este talud hace que los procesos de erosión torrencial, lavado de finos y reorganización por solifluxión sean dominantes.

Inmediatamente al E el valle de Postil de Soña se corresponde con la ladera S del cordal Curruquilla - Curavacas, un frente de cresta con un desnivel que ronda los 1000 metros de desnivel

en 1800 metros de distancia sobre el plano (Figura 6.134). Es por ello que se trata de un lugar donde todos los procesos ligados a la gravedad han de ser forzosamente competentes. Por otro lado la cara S de este cordal permaneció libre de hielo durante el Máximo Glaciar y fases posteriores, por lo que aquí existieron unas condiciones periglaciares coetáneas a las condiciones glaciares de la cara N, cuya consecuencia son los voluminosos taludes y conos de derrubios que apreciamos actualmente. Pueden distinguirse dos familias de depósitos de derrubios:

- Una primera la integran el gran talud que llega hasta la base del frente, en el cual existen varias marcas de flujos de derrubios antiguos y erosión torrencial posterior, actualmente colonizadas por la vegetación.
- En una segunda familia están los conos de derrubios que se alimentan de los canales que bajan desde la línea de cumbres, entre espectaculares torreones conglomeráticos. Estos conos fosilizan en parte el talud anteriormente citado, y su colonización vegetal es mucho menor, lo que denota una dinámica más reciente. De hecho uno de ellos está absolutamente libre de vegetación por lo que podría ser activo actualmente.

A pesar de esta actividad actual, el hecho de la existencia de un talud de derrubios previo, y la alimentación de los conos de derrubios posiblemente debida a caída simple de cantos y aportes de arroyamiento difuso en tormentas o episodios de lluvias torrenciales, hace que la pendiente general de conos y taludes sea en general bajo, por debajo de 30° en casi todos los casos. También en este sector existe un canchal cuarcítico - a cuyo pie se encuentra un refugio- alimentado por la cresta que forma el resalte del Resollar, y que está siendo progresivamente colonizado por la vegetación, lo que indica su escasa actividad actual.



Figura 6.134: Sector de Postil de Soña. Puede verse el gran talud basal afectado por flujos de derrubios, sobre el que reposan conos de derrubios coalescentes al pie del frente del Caravacas, donde abundan los citados torreones conglomeráticos.

Siguiendo hacia el E el valle de Cabriles corresponde a la cara SE del pico Curavacas, por lo que comparte características con el aledaño sector de Postil de Soña. Aquí también encontramos grandes desniveles, y se viene dando una prolongada actividad de procesos periglaciares y nivales. Como ocurre en Postil de Soña, hay dos familias de taludes de derrubios, fosilizando parcialmente la segunda a la primera. En la primera sólo existen movimientos de reorganización de los clastos, en los cuáles, a partir de 2.070 metros, entran en juego procesos periglaciares, como lo atestiguan las pequeñas terracillas encontradas en las cercanías del collado del Hospital. Cabe destacar también la labor erosiva antrópica, ya que este talud complejo es la vía normal de ascenso y descenso del pico Curavacas. Otros procesos que revitalizan este primer talud son los de tipo torrencial, en especial durante las fuertes tormentas estivales, pudiendo desencadenarse flujos de derrubios.

Sobre esta primera familia de taludes existe una segunda, activa actualmente, que la fosiliza parcialmente. Se distingue por su perfil, con una pendiente media que ronda los 25°, mayor que en el caso de los taludes de la primera familia, por su forma, ya que se trata de conos que se alimentan en grietas formadas en el diaclasado conglomerático, a partir de aportes de crioclastia y aludes. Estos aportes son tan abundantes que incluso han provocado la creación de la morrena de nevero activa más baja de todo Fuentes Carrionas a 1890 metros de altitud, al pie de la llamada Canal Sur (Figura 6.135). También en estos conos existen procesos de organización de los clastos, tales como una incipiente granoclasificación apreciable en los pequeños cortes creados para abrir la senda que sube al Pico Curavacas, aumentando la cantidad de material fino con la profundidad, o la orientación del eje mayor de los clastos paralela a la dirección de la pendiente. Por último

también son abundantes los retoques de origen torrencial anteriormente explicados.



Figura 6.135: Vista hacia el S del talud de derrubios al pie del pico Curavacas, desde cuya vía normal está tomada la imagen.

6.3.9.3. La evolución de las pedreras en Fuentes Carrionas

Existe una gran cantidad de factores que influyen en la forma actual de las laderas en un entorno montañoso. La litología, estructura, historia tectónica, historia paleoambiental y dinámica actual -en la que a su vez la orientación, altitud, clima actual, erosión fluvial colonización vegetal e influencia antrópica son elementos influyentes- toman parte en la formación y evolución de una ladera cualquiera.

Actualmente las paredes en orientación N y E por encima de los 2200 metros de altitud siguen manteniendo taludes y conos de derrubios y aludes activos, en los que la colonización vegetal es escasa o nula. En ellos todavía se mantienen procesos como los flujos de derrubios de fusión nival, los aludes o la alimentación por crioclastia activa desde las paredes. En orientación S y W solamente los taludes alimentados por paredes por encima de los 2400 metros mantienen una actividad notable, como los espesos taludes de la cara S del Curavacas, los del pico Cuartas o el talud en la cara W del Espigüete. En estos sectores los taludes y conos suelen presentar bajos índices pared-talud y pendientes por encima de los 30°.

La evolución de los taludes de derrubios una vez que su alimentación se reduce depende en

gran medida de su litología. Así los canchales cuarcíticos suelen sufrir procesos de lavado de las arenas que determinan la creación de una superficie de bloques de muy difícil colonización, por lo que permanecen libres de vegetación mucho después de alcanzar la pendiente de equilibrio. En el extremo contrario los taludes pizarrosos, con abundante matriz fina y una matriz gruesa de clastos friables y de pequeño tamaño (tipo canto o grava) presentan una rápida edafización, colonización vegetal, y procesos geomorfológicos secundarios, entre los que destacan la soliflucción y la erosión torrencial. El resultado son taludes con pendientes bajas, por debajo de los 25°. Un estadio intermedio lo constituyen los taludes conglomeráticos, en los que la proporción de cantos con respecto a la matriz arenosa determina una colonización más difícil (como ocurre en el sector de Postil de Soña, en la cara S del Curavacas) o más fácil, como en los taludes al pie de los Campanarios, en el valle de Naranco. Por último las calizas son una litología poco proclive a la formación de taludes de derrubios, que por otro lado sí existen en los lugares donde continua habiendo procesos de hielo-deshielo. En los taludes calizos existen también procesos de karstificación subsuperficiales secundarios que acaban por consolidar los derrubios calizos, formando las gonfolitas que pueden verse en la cara S del Espigüete.

6.4. El modelado de origen nival

Dentro del apartado de relieve periglaciario las formas originadas por la dinámica nival tienen una relevancia que viene dada por el hecho de que este elemento, presente entre finales de otoño y finales de primavera de una forma general, y casi persistente en algunas localizaciones, se convierte en un efectivo agente morfológico dada su abundancia y sus especiales cualidades térmicas e hidrológicas. La nivación, entendida como un grupo de procesos de ruptura y transporte intensificado por la presencia prolongada de la nieve, contribuye a la creación de formas propias de varias maneras (Thorn 1988):

- **Meteorización física:** la masa de nieve al deslizarse ejerce un efecto de presión sobre el suelo o la roca, derivando en su erosión. Además debajo de la cubierta nival la temperatura oscila ligeramente por encima y por debajo de 0°C, lo que puede incrementar los ciclos de hielo-deshielo, y por tanto la gelifración en un entorno con una alta disponibilidad hídrica.
- **Meteorización química:** la nieve provee al suelo o la roca de un aporte hídrico abundante,

con aguas que generalmente son bastante ácidas, y por lo tanto proclives a saturarse de componentes que detraen de la roca y el suelo (López Martín 2011). En ambientes alpinos templados, como Fuentes Carrionas, donde las temperaturas medias no son excesivamente rigurosas, las áreas cercanas a los neveros persistentes experimentarán una meteorización química comparativamente superior a aquellas libres de su influencia.

- **Transporte mecánico:** Los neveros son elementos móviles, con lo cual transportan material tanto en su superficie como en el fondo (en este caso por arrastre). Este material queda depositado al pie de los mismos.

Como resultado los procesos ligados a la nivación -en especial durante los momentos de fusión nival- son tan activos que ésta ha sido reconocida como el agente geomorfológico más competente en alta montaña en el Sistema Central (Palacios et al. 2003). La actividad nival también ha sido reconocida como un agente morfogenético eficaz en espacios de alta montaña de la Cordillera Cantábrica, tales como los Ancares (Carrera y Valcárcel 2010), Alto Sil (Santos et al. 2010) o Picos de Europa (González Trueba y Serrano 2010).

6.4.1. La dinámica nival en Fuentes Carrionas

El macizo de Fuentes Carrionas es el segundo de mayor altitud de la Cordillera Cantábrica, después de Picos de Europa. Además la cuenca del Carrión, que ocupa un 77 % del área de estudio, es la de mayor altitud media de la Cordillera Cantábrica (EHRIN 2011). Todo ello hace que una característica propia de este sector montañoso sean las nevadas, que afectan a toda su superficie. En las cumbres se llegan a superar los 70 días de precipitaciones nivosas en la Pernía (Pellitero y Serrano 2008), por lo que en el Alto Carrión esta cifra ha de ser aún más alta. Las nevadas suelen ser muy intensas, asociadas a los temporales del norte y noroeste. Sin embargo, el manto nival se caracteriza por su elevada humedad e inestabilidad. Los súbitos incrementos de las temperaturas generados por la advección de masas de aire Tropical o Polar Marino procedentes del sur o suroeste, acompañadas de lluvias, humedecen y funden la capa de nieve (ver Figura 3.6). Si bien estas características generales nos pueden dar una idea de cómo se presenta la nieve en el área de estudio, la instalación de termómetros enterrados nos ha permitido estudiar con más detalle el patrón de innivación, permanencia y fusión de nieve en el macizo de Fuentes Carrionas.

Aunque puede haber nevadas más tempranas que se funden rápidamente, las primeras nevadas que permanecen suelen caer a mediados de otoño. Entre en el año 2009 y el 2011 la primera nevada ha tenido lugar entre la primera y la segunda quincena de octubre. El manto nival solamente permanece en los refugios de cara N, por encima de los 2350 metros de altitud, donde el efecto cortina se mantiene hasta el verano siguiente.

Por debajo de este punto esta primera nevada se funde y solamente entre mediados y finales de otoño (finales de noviembre-principios de diciembre), con otra nevada se llega a crear un manto nival constante. Éste evoluciona en función de las nevadas existentes durante el año, pero en condiciones de escasa innivación se mantiene en cara N por encima de los 1800 metros (Figura 6.136), en la cara W por encima de los 2150 metros y en la cara E por encima de los 2000 metros. En la cara S, sin embargo, el manto nival es siempre inestable, y puede fundirse en cualquier momento del invierno siempre que existan condiciones de estabilidad atmosférica (Figura 6.137). Además no es infrecuente que durante el invierno las laderas W también queden libres de nieve, o al menos ésta nunca llegue a poseer un espesor considerable, lo que permite la existencia de ciclos de helada diarios en estas laderas, como vimos en el Apartado 6.2.1.3.

Como puede comprobarse en las siguientes imágenes, tomada el 5 de enero en sendas webcam ubicadas en el extremo S y NW del área de estudio, el manto nival ha desaparecido hasta la cumbre del pico Curavacas en su cara S. Por el contrario la cara N de la sierra de Oropiñas permanece nevada hasta prácticamente los 1500 metros. Esta situación de nevadas escasas y laderas meridionales libres de nieve en pleno invierno se ha observado también los inviernos del 2007-08 y 2010-11, por lo que es bastante común.

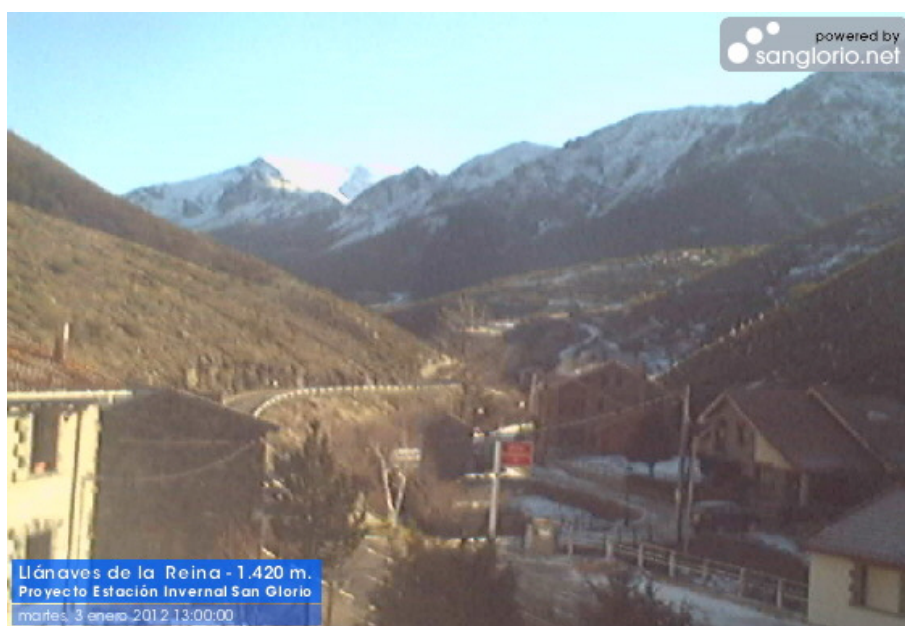


Figura 6.136: Vista de la Sierra de Oropiñas y el Cubil del Can desde Llánaves de la Reina el 5 de enero de 2012. Imagen tomada de la webcam publicada en <http://www.sanglorio.net/Webcam/webcam.html>

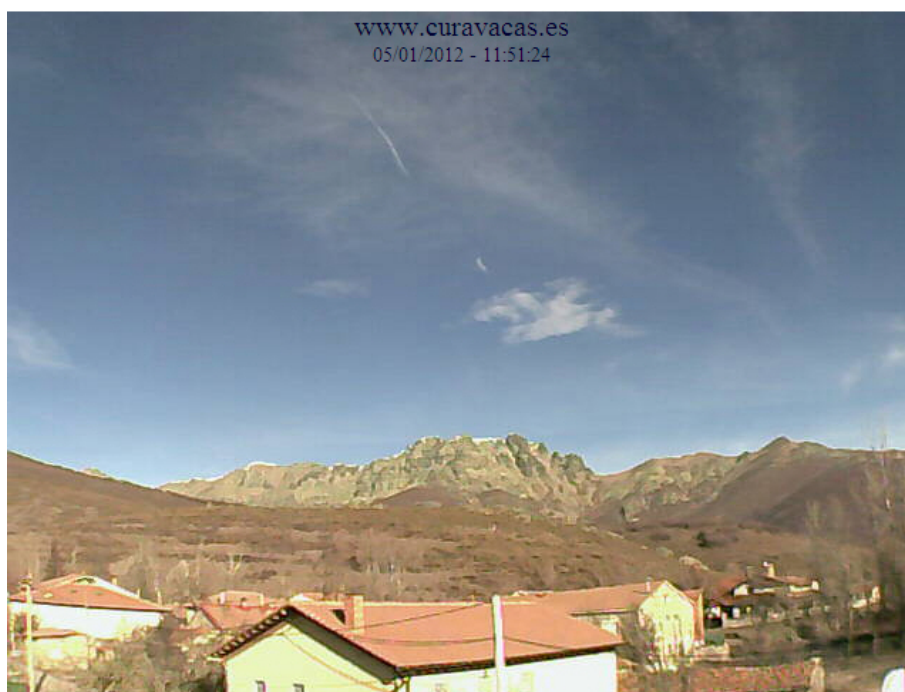


Figura 6.137: Vista del pico Curavacas desde Triollo el 5 de enero de 2012. Imagen tomada de la webcam publicada en <http://www.curavacas.es/cam/>

El patrón de fusión primaveral de la nieve tiene mucho que ver con la posibilidad de caída de nevadas tardías en marzo y mayo, como ocurrió en el año 2010 o está ocurriendo en 2012. Estas nevadas pueden prolongar la persistencia de la nieve hasta finales de junio o principios de julio.

En todo caso la fusión nival comienza entre finales de marzo y principios de abril en las caras S y W. En el año 2011 hemos constatado cómo la cubierta nival desapareció con una semana de diferencia (entre el 2 y el 9 de abril) tanto entre el termómetro ubicado a 1900 metros y el ubicado a 2300 metros en la cara S del Curavacas, como entre el ubicado a 2150 metros y el de 2400 en la cara W del Tio Celestino. Por la fusión ocurrió una semana antes en la cara E a 1900 metros, mientras que el manto nival se mantuvo por encima de los 2150 metros tanto en cara N como en cara E. El proceso de fusión continúa y, a mediados de mayo, los termómetros a 2150 metros en caras N y E vuelven a registrar temperaturas positivas, por lo que el suelo ha perdido la cobertura nival. En este momento solamente las caras N y E por encima de los 2300 metros y los nichos de nivación por debajo de este nivel mantienen una cobertera nival considerable. Por último entre mediados y finales de junio la nieve desaparece de manera general tanto de las caras N como E, quedando solamente los nichos de nivación. Éstos permanecen, en función del volumen de nevadas del año, de su orientación y altitud, hasta principios de julio. Entre agosto y septiembre solamente los neveros permanentes y semipermanentes guardan nieve.

Un proceso importante relacionado con la distribución nival es la deflación de nieve en cara W y su acumulación en cara E, una dinámica plenamente activa, como podemos comprobar en los datos de temperatura de suelos. Los cordales cimeros son los lugares donde este proceso es más notable, ya que la propia distribución de la vegetación está condicionada por este factor. Así podemos ver en las figuras 6.138 y 6.103, tomadas en dirección S, cómo la vegetación es incapaz de colonizar la parte oriental de los cordales y collados a causa precisamente de la acumulación de nieve en estos lugares en detrimento de las caras W. También podemos comprobar en una de ellas cómo la formación de terracillas está muy relacionada en ocasiones con la permanencia del manto de nieve y su fusión.



Figura 6.138: Vista hacia el S del cordal Tres Provincias-Cubil del Can. Sobre el cordal hay un área libre de vegetación, coincidente con un área de sobreacumulación de nieve venteada desde el W.

Como conclusión la distribución de formas de origen nival está forzosamente relacionada con la permanencia de la nieve. Así la cara S carece prácticamente de formas nivales por la rápida fusión de la misma, mientras que en la cara W la deflación eólica impide también la permanencia de espesores de nieve notables. En las caras E y N la sobreacumulación de nieve y la permanencia de la misma será determinantes para originar formas nivales.

6.4.2. Las formas de origen nival

En este apartado describimos las formas que tienen un origen exclusivamente nival. También se han descrito los neveros, por su valor como geoindicadores y su capacidad de generar formas nivales.

6.4.2.1. Los neveros permanentes y semipermanentes

A pesar de no ser formas propiamente dichas, sino simplemente acumulaciones de nieve que consiguen resistir total o parcialmente la temporada de fusión estival, los neveros permanentes

o semipermanentes tienen la importancia derivada de ser indicadores geocológicos. Su presencia indica la existencia de un piso **crionival** o **periglacial tipo**, aunque la posibilidad de ser indicadores de la presencia de *permafrost* concentrado debajo del nevero o en las inmediaciones del mismo (King et al. 1992, Haeberli 1975), como afirmamos en Pellitero (2008a) ha sido contradicha por los datos térmicos obtenidos en las inmediaciones de neveros permanentes en la cara N del pico Curavacas (ver Apartados 6.2 y 6.5).

Hemos catalogado como neveros permanentes o semipermanentes cualquier nevero que haya perdurado a finales de verano el algún año entre 2007 y 2011. Se encuentran en lugares en los que permanecen unas condiciones periglaciares rigurosas durante todo el año. Hay dos tipos:

Los neveros permanentes exteriores: son aquellos que se sitúan al aire libre. Se ubican en rellanos al pie de las cumbres más altas del macizo, siempre en orientación N, protegidos por paredes verticales que impiden o limitan la incidencia de la radiación solar incluso en verano. Encontramos estos neveros en las caras N de los picos Lomas, Curavacas, Espigüete, Cubil del Can y Tres Provincias (Tabla 6.7).

Tabla 6.7 Situación de los neveros semipermanentes exteriores en Fuentes Carrionas.

NEVEROS	Altitud máxima	Altitud mínima	Altitud pared	Permanencia							Observaciones
				2007	2008	2009	2010	2011			
Espigüete	2181	2100	2396	No (noviembre)	Sí (octubre)	No (octubre)	Sí (septiembre)	Sí (julio)	Citado como nevero permanente		
Curavacas N	2373	2281	2437	Sí (septiembre)	Sí (agosto)	Sí (septiembre)	Sí (agosto)	No (septiembre)	Desaparecido en noviembre de 2006		
Hoyo Empedrado	2265	2280	2370	Sí (julio)		No (julio)	No (septiembre)				
Los Altares	2378	2331	2499	Sí (julio)		No (octubre)		Sí (julio)	Presentes en septiembre 2009		
Cubil del Can	2280	2220	2389	Sí (julio)		Sí (septiembre)		Sí (julio)			
Campollo	2330	2117	2530	Sí (julio)		No (septiembre)		No (julio)			
Lomas	2188	2200	2280	—	—	No (octubre)	Sí (julio)	No (agosto)			

En la cara N del Espigüete existe un nevero semipermanente en el circo NW a 2150 metros de altitud, al pie de la pared del circo glaciar, por lo que apenas recibe la luz solar (Figura 6.139). Este nevero ha sido citado por Saint Saud (Díez Riol 1990), y posteriormente por guías de montañismo (Ruiz Ausín 2004) ya que su nieve era explotada en verano por los vecinos de Valverde de la Sierra, en la cara W del Espigüete, que luego la vendían en Palencia y Valladolid. Sin embargo este nevero parece encontrarse demasiado bajo actualmente para mantener nieve todo el año, ya que entre 2007 y 2011 solamente tenemos la seguridad de que se haya mantenido en 2008 (año de mucha innivación). Por otro lado sí es un nevero que suele llegar a otoño. Los espesores considerables que acumula hacen que la pared del circo que lo alberga presente una coloración diferencial de la roca.



Figura 6.139: Vista del nevero semipermanente del Espigüete. Imagen tomada el 23 de julio de 2011.

En la cara N del Curavacas hay tres neveros adosados a la pared del circo en orientación NNW (Figura 6.140). Los neveros se encuentran entre 2280 y 2373 metros de altitud protegidos por una pared de unos 100 metros de altura. Por ello el área que ocupan recibe incluso en los meses estivales muy poca insolación (permanece a la sombra todo el día ya en el mes de julio). Al pie de los mismos se han formado morrenas de nevero, que indican una permanencia de la nieve alta. Solamente en los años 2006 (por fotografías obtenidas de internet) y en el 2011 hemos constatado su desaparición

ya en otoño, mientras que el resto de los años los neveros han conseguido permanecer de una temporada invernal a otra.



Figura 6.140: Nevero del Curavacas. Imagen tomada el 27 de julio de 2007 a las 11 horas aproximadamente.

En el entorno de Peña Prieta-Tres Provincias encontramos la mayor cantidad de neveros, ya que es también el área de mayor altitud del macizo. En el Hoyo Empedrado encontramos un nevero cerrado por el protalus lobe a 2265 metros de altitud. Este nevero fue estudiado por Santos et al. (2009a y b), quienes tomaron registros térmicos el mismo, llegando a la conclusión que dura hasta julio-agosto. Durante los años de nuestra investigación hemos comprobado que la escasa protección frente a la insolación que ofrecen las Agujas de Cardaño, que forman su pared S, propicia que el nevero se funda efectivamente a mediados de verano. Por otro lado la ausencia de colonización líquénica en los bloques del interior del nicho indica una permanencia mínima de la nieve alrededor de 270 días, por correlación con lo propuesto por Sancho et al. (2001) en Gredos, en unas condiciones topoclimáticas y litológicas muy similares.

En la cara N del pico de las Lomas hay un nevero semipermanente cerrado por una voluminosa morrena de nevero a aproximadamente 2200 metros de altitud. Este nevero solamente ha sido observado a mediados de verano, mientras que en todas las visitas a finales de verano o en otoño

había desaparecido.

En el circo de los Altares encontramos los neveros más altos de Fuentes Carrionas, entre 2378 y 2331 metros de altitud (Figura 6.141). No son sin embargo los más persistentes ya que no están protegidos de la insolación, por lo que los años de escasas nevadas pueden desaparecer, como ocurrió en el año 2009. Al igual que los neveros del Curavacas presentan formas asociadas: nicho y morrenas de nevero. En el cercano circo de Campollo hay dos neveros alimentados por la sobreacumulación de nieve venteadada desde el cordal de Tres Provincias-Peña Prieta. La escasa altitud de los mismos hace que generalmente estos neveros se fundan a mediados de verano. Por último en el circo de Cubil del Can NE persiste un nevero con una protección eficaz tanto de la pared adyacente, de más de 150 metros de altitud, como de la pared opuesta, ya que el circo no tiene más de 150 metros de anchura. Una morrena de nevero que acompaña el lateral del nevero confirma su permanencia. Este circo es en el que Casiano de Prado cita en 1852 la existencia de un helero (González Trueba y Serrano 2007).



Figura 6.141: Neveros del circo de los Altares desde Peña Prieta. Nótese cómo a pesar de su altitud los neveros están muy reducidos, debido a la escasa protección ante la radiación solar. Esta imagen está tomada el 8 de agosto de 2011 a las 12:30. Es muy probable que estos neveros hayan desaparecido a finales de verano.

Los neveros permanentes kársticos: Se trata de neveros ubicados en cuevas, dolinas o simas,

en entornos kársticos. Se forman debido al efecto de sombra que las paredes provocan sobre la nieve, ya que impiden la insolación del nevero. Además cuando se sitúan en el fondo de una dolina o sima los neveros tienden a autoperpetuarse, ya que cuando las temperaturas en el exterior permanecen por encima de 0°C, el aire alrededor del nevero se mantiene a 0°C, ya que es más pesado que el aire caliente del exterior. Por el contrario cuando la temperatura exterior es inferior a 0° el aire frío del exterior desciende hacia el nevero, enfriándolo, mientras que de éste asciende el aire a 0°C hacia el exterior. Como resultado se acaba formando una bolsa de aire frío que protege el nevero, una “nevera” natural. Este efecto es efectivo si la cavidad solamente posee un orificio, y es responsable de la existencia de hielo glaciar en cuevas en macizos deglaciados como Picos de Europa o incluso el Jura, donde los llamados *glacières* se sitúan a solamente 1100 metros de altitud (Dysli y Lütscher 2003).

En Fuentes Carrionas se sitúan casi exclusivamente en el sector del Espigüete, el afloramiento calcáreo más extenso y de mayor altitud del macizo, aunque existen también al menos dos áreas que albergan neveros permanentes kársticos fuera de este entorno. En primer lugar el olistolito calcáreo del Ves posee varias cavidades que, dada su altitud entre 1950 y 2050 metros, y su orientación N, reciben una fuerte innivación. Estas cuevas presentan una temperatura media de 2°C en verano (GEODA 2010). En segundo lugar al S del Pozo de los Altares hay dos dolinas en el contacto entre las calizas del Ves y las areniscas de la Fm. Lechada que albergan neveros, a 2330 m. En este caso ni los hemos explorado ni conocemos exploraciones previas, pero su elevada altitud hace de estas cavidades lugares perfectos para la ubicación de neveros permanentes e incluso hielo (Figura 6.142).



Figura 6.142: Situación de las dolinas innivadas de los Altares.

En el pico Espigüete existe una gran cantidad de simas y dolinas, más de 100 solamente en el circo NW (UEVA 2011). En el Apartado 6.5.2.1 se recogen testimonios de presencia de nieve en verano en simas desde aproximadamente los 1850 metros de altitud, al menos 350 metros por debajo de los neveros permanentes exteriores. Algunos de estos neveros fueron visitados en verano de 2011, viéndose que mantienen volúmenes considerables (Figura 6.143).



Figura 6.143: Nevero en una de las abundantes simas de la cara NW del Espigüete, a 1995 metros de altitud. En la parte superior de la imagen una persona hace de escala.

Como conclusión los neveros permanentes o semipermanentes son elementos que, si bien no pueden considerarse directamente como testigos de la existencia de permafrost, sí indican las condiciones de temperatura más rigurosas del macizo de Fuentes Carrionas. Estas condiciones se limitan a las caras N por encima de los 2250 metros de altitud con una excepción: los neveros kársticos. La existencia de neveros en cavidades kársticas hasta 350 metros por debajo de los

neveros exteriores indica que en estos lugares se dan unas condiciones de aislamiento excepcionales. Por otro lado ninguno de los neveros exteriores han permanecido durante los 5 veranos que han sido controlados. En especial durante el verano de 2011 todos los neveros parecen haberse fundido, por lo que no habría ningún nevero permanente sensu stricto. Por último los neveros exteriores originan frecuentemente formas asociadas, tales como los nichos de nivación, las superficies de abrasión nival y, sobre todo, las morrenas de nevero. Estas formas son analizadas a continuación.

6.4.2.2. Las superficies de abrasión nival

La erosión del sustrato en la base de los nichos de nivación o áreas cubiertas por neveros es un hecho constatado desde mediados del S. XX (Dyson 1937, Theakstone 1965). Sin embargo la posibilidad de que la nieve se comporte como elemento de erosión mecánica ha sido poco estudiado en comparación con la bien conocida abrasión glaciar, aunque trabajos como el de Thorn (1976) en Colorado, y Berrisford (1991) en neveros semipermanentes de Noruega, demuestran la existencia de la erosión nival. Posteriormente este tipo de erosión ha sido también descrito en la Península Ibérica, tanto en Guadarrama (Palacios et al. 2003) como en la Cordillera Cantábrica, en Ancares (Carrera et al. 2006, Carrera y Valcárcel 2010, Carrera y Valcárcel 2011) y Alto Sil (Santos et al. 2010a). Por otro lado algunos trabajos han constatado la incapacidad de la nieve de acarrear sustrato durante la fusión hacia la red de drenaje organizada (Lana Renault et al. 2010), y su escasa repercusión en cuanto a la cantidad de masa transportada (Thorn 1976), por lo que la acción erosiva de la nieve, aunque relativamente eficiente, es muy localizada.

Dentro de la acción erosiva nival caben destacar tres procesos:

- La presión basal del manto nival, junto con procesos de hielo deshielo poco frecuentes debido a la propia acción aislante de la nieve, que inhibe los ciclos diarios, pero muy efectivos, ya que la humectación procedente de la capa nival hace que la helada sea más eficaz a la hora de producir el arranque de clastos (Santos et al. 2010a). Dicho arranque suele aprovechar líneas de debilidad tales como diaclasas o planos de estratificación, por lo que es más efectiva en litologías débiles o muy fracturadas (Carrera y Valcárcel 2010).
- En segundo lugar el material arrancado es arrastrado ladera abajo, bien mediante deslizamientos lentos bien mediante aludes de fondo. En dicho arrastre los clastos, presionados por el manto nival, son capaces de producir superficies de abrasión con estrías y acanaladuras

en el sustrato, similares a aquellas de origen glaciar, tal y como describen tanto Carrera y Valcárcel (2010 y 2011) como Santos et al. (2010a).

- Por último este material es depositado al pie del nevero formándose una morrena de nevero o *protalus rampart* de origen subnival. Sus características morfológicas principales son la forma en planta arqueada, la asimetría de los perfiles transversales y la presencia de bloques enrasados en las caras proximales de las acumulaciones frontales (Shakesby et al. 1999). En una escala más reducida los materiales arrastrados por los neveros se pueden acumular formando microcrestas, caballones asimétricos de clastos de entre 30 y 40 cm. de longitud (Carrera y Valcárcel 2010).

En Fuentes Carrionas existen superficies de erosión nival en varios circos orientados preferencialmente al N y secundariamente al E. En el circo del Agua del Mazano encontramos las formas de abrasión nival más claras y frescas. Se trata de un circo con orientación NE cuya cabecera se sitúa en el collado de Pando, a 2050 metros de altitud, de sustrato pizarroso. La nieve venteadada desde la ladera SW se acumula en este circo formando un nevero con espesores de varios metros. La disposición estructural del sustrato, buzando unos 25° al NW ha permitido la formación de una superficie inclinada paralela a dicho buzamiento. La nieve encuentra así un plano perfecto sobre el que deslizar, puliendo la superficie de la roca y arrancando clastos de los frentes de pequeñas gradas métricas (Figura 6.144). Esta labor la ejecen tanto la abrasión basal por deslizamiento lento del nevero como aludes de fondo como el que puede verse en la Figura 6.158. El material arrancado es a su vez depositado en una morrena de nevero tipo *push moraine* (Shakesby et al. 1999, ver Apartado 6.4.2.4 y Figura 6.155). Por debajo de dicha morrena la superficie de erosión nival es disectada por la erosión torrencial, más eficiente durante la época de fusión nival. Finalmente al W la superficie se encuentra fosilizada por el talud de derrubios que se ha formado al pie del circo glaciar.



Figura 6.144: Superficie de abrasión nival en el circo de Agua del Mazano, entre 2000 y 2050 metros de altitud.

En el valle de Valcabe existen dos áreas con superficies de abrasión nival, aunque en ningún caso tan claras como el ejemplo anterior. Se trata de los circos de Peñas Zahurdias y Cerezuela, al N y S del Pico Murcia respectivamente. Ambos son circos con cabeceras por debajo de 2200 metros en litologías pizarrosas. En el caso de la Cerezuela hay varios nichos de nevero, en el central, que presenta una inclinación mayor, se suelen dar aludes de fondo (Figura 6.145), como atestiguan los depósitos laterales que encontramos en él, y que interpretamos como *levées* alimentados por el material arrancado en el nicho (Figura 6.146) y arrastrado por el alud de fondo.



Figura 6.145: Área de abrasión nival y depósitos originados por aludes de fondo en el circo de Cerezuela.



Figura 6.146: El mismo área visto desde el cordal el 30 de mayo de 2011. La imagen inferior ha sido tomada por Pedro Yubero Rivas, accesible en la siguiente dirección: <http://www.foropicos.net/foro/viewtopic.php?f=17&t=22403&start=0>

En el sector de Peña Prieta hay áreas de abrasión nival en los circos de los Covachos y Cubil del Can NE, en este caso en de los nichos de nevero al pie del collado de Robladoiro (ver Figura 6.151). Por último el área de erosión nival más extensa del macizo de Fuentes Carrionas se sitúa en el circo del Curavacas. Es un área excepcional para este tipo de formas por cuanto el sustrato

es el duro y compacto conglomerado del Curavacas, sin diaclasado ni planos de estratificación. Es por ello que en este entorno domina la abrasión sobre los procesos de arranque de clastos. Se sitúa entre los 2020 y 2140 metros de altitud, unos 650 metros al S del Pozo Curavacas. Es un área con una inclinación general por debajo de los 20° y alejada de paredes que emitan clastos. Dentro de la misma existen escalones a contrapendiente donde la nieve se acumula más tiempo y presiona con más intensidad el sustrato.

Entre las formas caben destacar las estrías, que se concentran aquí más que en ningún otro lugar del circo de Curavacas, y aparecen también más frescas, libres de colonización liquénica. Hay estrías en la dirección general de la pendiente (S-N) y en direcciones alternativas en las inmediaciones de los escalones mencionados. En dichos escalones el sustrato aparece totalmente pulido, sin que haya habido apenas procesos de crioclastia que desgajen los cantos de la matriz silíceo, formándose dorsos pulidos a contrapendiente como el que se muestra en las Figuras 6.147 y 6.148, que interpretamos como nivales. Este tipo de mesoformas de abrasión no han sido citadas para la erosión nival, y debido a su tamaño es posible que se traten de formas de abrasión glaciario heredada. Sin embargo las acanaladuras también presentan estrías recientes en su interior, como puede verse en la Figura 6.148, que sí pueden tener origen nival.

También se han encontrado formas de arrancamiento reciente como la que puede verse en la Figura 6.148, una ruptura en dirección de la pendiente de un canto rodado cuarcítico, que no atribuimos a la crioclastia, ya que no sigue la dirección de diaclasas previas, sino que “corta” el canto. En la cabecera del circo de Hoyo Desconocido encontramos también un área pulida en conglomerados en inclinaciones de aproximadamente 30°.



Figura 6.147: Dorso de ballena a 2080 metros de altitud en el circo del Curavacas. Atribuimos un origen nival al pulido en este sector.



Figura 6.148: Acanaladura en dirección SW-NE en las inmediaciones de un escalón pulido a contrapendiente, lugar donde se concentra la máxima presión de la nieve, que se compacta por el empuje de la masa superior y la disminución de velocidad al encontrar este obstáculo. Pueden distinguirse estrías en la roca pulida que aloja la acanaladura. Es probable que ésta sea de origen glaciar, pero atribuimos origen nival al pulido de la roca.



Figura 6.149: Canto rodando arrancado en dirección a la pendiente. Este canto se situaba a 2045 metros en el área de abrasión nival de Curavacas.

Las razones de que supongamos que las formas de abrasión que encontramos son nivales son de tipo morfoestratigráfico. Toda el área del circo del Curavacas ha sufrido una intensa y evidente abrasión glacial. Sin embargo áreas deglaciadas más recientemente que la que hemos citado, al pie del Pico Curavacas, carecen de estrías glaciares. Más abajo de este punto las estrías solamente aparecen en lugares donde el suelo ha sido dismantelado recientemente, y el sustrato estriado ha quedado descubierto, o bien en los laterales de las artesas glaciares. ¿Cómo es posible por tanto que estrías glaciares frescas se hayan mantenido en un lugar expuesto a la erosión, deglaciado desde hace al menos 16.000 años, sin cobertura edáfica? ¿Cómo se explica el color diferencial de la roca, el perfecto pulido de los cantos silíceos? ¿Por qué la roca no tiene colonización líquénica? La teoría de la abrasión nival responde a estas preguntas. En este caso la abrasión vendría ocasionada más por el movimiento basal lento del manto nival que por aludes de fondo, que no se han registrado en este entorno, donde la pendiente es insuficiente para ello. La permanencia de la nieve habría impedido la colonización de líquenes en las áreas pulidas, como apuntaron Sancho et al. (2001) en Gredos.

Podemos concluir que la existencia de áreas de abrasión nival es consecuencia de unas condi-

ciones topoclimáticas muy concretas, que ocasionan que éstas sean formas relativamente escasas. Para que se desarrollen áreas de erosión nival tiene que haber una cobertura nival prolongada y profunda, que sea capaz de ejercer el trabajo de abrasión bien por reptación bien mediante aludes de fondo. Es necesario además que la acumulación se realice sobre un área con una pendiente entre 20° y 30° que sirva como plano de deslizamiento, esta área además ha de estar lo suficientemente baja o lo suficientemente alejada de paredes rocosas para que los procesos periglaciares (crioclastia) o incluso nivales (aludes canalizados) no fosilicen estas superficies, tal y como ocurre en la mitad W del circo del Agua del Mazano. Es por ello que las superficies de abrasión nival se encuentran preferentemente en orientación E o NE, en circos pizarrosos donde las paredes del mismo son relativamente suaves. Por otro lado el criterio litológico no es más que un factor que permite la existencia de las superficies proclives a la erosión nival, pudiendo haber áreas pulidas, con estrías nivales, en litologías más o menos competentes.

6.4.2.3. Los nichos de nivación

Se identifican como pequeñas depresiones donde se acumula la nieve. Se forman a partir de la alteración térmica de sus bordes, la saturación de agua que genera alteración química y evacuación de materiales (González Trueba y Serrano 2010). En general cualquier circo a suficiente altitud funciona como un nicho de nivación, pero en algunas litologías especialmente friables, tales como las pizarras y lutitas, la acumulación de nieve es capaz de generar nichos. En algunos nichos se pueden encontrar marcas de abrasión nival como las comentadas anteriormente, y al pie de otros existen morrenas de nevero, aunque esta forma no está siempre presente, porque necesita que exista una pared que provea de sedimentos o de una acción continuada de abrasión del manto nival, además de una erosión por parte del agua de fusión nival reducida.

Tanto los nichos de nivación como las áreas adyacentes son entornos activos desde el punto de vista morfogenético. En primer lugar la soliflucción es muy efectiva, debido a la gran disponibilidad hídrica proveniente de los neveros. Por ello es común encontrar terracillas de origen nival en las inmediaciones (Figura 6.150). En segundo lugar la saturación hídrica aguas abajo del nevero puede originar flujos de derrubios, sobre todo si existe una fusión repentina. En tercer lugar la gelifracción es especialmente efectiva en los márgenes del nevero (Tricart 1963). Por último el agua de fusión del nevero ejerce una efectiva labor de erosión torrencial al pie del mismo. Todo ello se ve ayudado

por las dificultades de colonización vegetal en entornos cubiertos por nieve durante gran parte del año.

En Fuentes Carrionas los nichos de nivación se concentran preferentemente en orientación E, en las cabeceras labradas en pizarras de Peñas Zahurdias, Cerezuela, y Arra en el valle de Cardaño y Covacho y Cubil del Can NE en los puertos de Riofrío.



Figura 6.150: Nicho de nivación en el collado de Robadoiro, circo de Cubil del Can NE. Puede verse el sustrato alterado por la abundancia de agua y las dificultades de colonización de la vegetación por la persistencia de la nieve y la movilidad del suelo, que da lugar a terracillas.

6.4.2.4. Las morrenas de nevero

Las morrenas de nevero son acumulaciones de derrubios en el frente de un nevero permanente o semipermanente. El término morrena de nevero es bastante más claro que su equivalente en inglés, del que llega la mayoría de la literatura científica sobre el tema. Así mientras que “morrena de nevero” indica una posición frontal con respecto a un nevero, y por tanto una formación íntimamente relacionada a éste, el término inglés de *protalus rampart* (traducido como *muralla en el frente de un talud*) solamente hace referencia a su forma, y en ocasiones es utilizado para designar un glaciar rocoso embrionario o lóbulo protalud, como en Gordon y Ballantyne (2006) o Scapozza et al. (2011), siempre que la forma sea similar.

La característica principal de una morrena de nevero es su forma asimétrica con un lado plano o suavemente cóncavo a contrapendiente hacia el interior del nevero y otro con una inclinación paralela a la pendiente hacia el exterior. Existen sin embargo dos tipos de morrenas de nevero atendiendo a su génesis, aunque puede haber formas mixtas que participen de los dos orígenes:

1. **Las morrenas de nevero de “gravidad”**: se forman al pie de neveros permanentes o semi-

permanentes a partir de la caída de derrubios desde las laderas, los cuáles se deslizan sobre el nevero y se acumulan al pie. Su formación necesita por tanto un aporte abundante de derrubios por caída (Margold et al. 2010) por lo que suelen situarse al pie de cantiles con procesos periglaciares activos .

2. **Las morrenas de nevero tipo push-moraine** (Shakesby et al. 1999) **o de empuje**: se forman por el arrastre de derrubios desde el fondo del nevero, ya que éste al deslizarse ladera abajo arranca material que acaba depositándose en la morrena frontal. Tienen como característica diferencial con respecto a las morrenas de nevero de gravedad la presencia de material fino, que es escaso en aquéllas. Al formarse en unas condiciones particulares poco frecuentes en Fuentes Carrionas, que coinciden de manera general con las de las superficies de abrasión nival, suelen estar asociadas a estas.

En Fuentes Carrionas hay morrenas de nevero activas al pie de los picos de mayor altitud, generalmente en cara N, donde la nieve permanece más tiempo. Así en la cara N del pico Curavacas encontramos algunas de las morrenas de nevero activas más claras, formando dos familias. En primer lugar a aproximadamente 2140 encontramos una morrena de nevero voluminosa (alrededor de 3 metros de espesor), coronada con bloques de más de 2 metro de diámetro, al pie de la Aguja del Pastel, cuyos canales de aludes la alimentan. Es una morrena asociada a una superficie innivada desde noviembre-diciembre hasta junio o a lo sumo principios de julio, dependiendo del año, a pesar de lo cual posee un tamaño considerable (Figura 6.151). Más cerca de la pared S del circo del Curavacas volvemos a encontrar tres morrenas de nevero asociadas a los neveros permanentes (solamente se han fundido en 2011) citados en el Apartado anterior 6.4.2.1. En este caso las morrenas son de pequeño tamaño, con aproximadamente 1 metro de espesor y los derrubios que la componen son principalmente los cantos rodados del conglomerado (ver Figura 6.140). Estas morrenas se han formado a partir de derrubios caídos exclusivamente en los meses de verano, ya que el resto del año están tapadas por un manto nival más extenso.



Figura 6.151: Morrena de nevero inferior en el circo N del Curavacas.

En la cara N del pico Cuartas hay una morrena de nevero asociada a un nevero estacional a 2188 metros de altitud, esta morrena está alimentada por un talud de derrubios muy activo, por lo que tiene un tamaño considerable (alrededor de 10 metros de espesor y 50 de longitud) con respecto a una superficie muy limitada del nevero (poco más de 150 m²) (Figura 6.152).



Figura 6.152: Morrena de nevero en el frente del nevero de Lomas N.

En el circo de los Altares existen dos familias de morrenas de nevero. Al pie de la pared W del circo, entre los 2210 y los 2250 metros de altitud, encontramos una morrena de nevero de 180 metros de longitud. Esta morrena, al igual que la más baja del Curavacas, se alimenta de clastos caídos mayoritariamente en primavera, ya que la nieve desaparece de la misma entre junio y julio dependiendo del año. Al igual que en el Curavacas hay morrenas de nevero más pequeñas a mayor altitud. En concreto existen tres morrenas de nevero situadas en neveros permanentes al pie del cordal entre el pico Tres Provincias y Peña Prieta, entre los 2350 y 2380 metros de altitud. Estas morrenas se alimentan de clastos caídos en verano y otoño, y su tamaño es de alrededor de 30 metros de longitud. En un punto intermedio encontramos otra morrena de nevero de 93 metros de longitud a 2310 metros de altitud, que se formaría con clastos caídos a final de primavera y principios de verano (Figura 6.153).



Figura 6.153: Panorámica de las morrenas de nevero del circo de los Altares. 1: morrena de nevero a 2210 m. 2: morrena de nevero a 2310 m. 3: neveros permanentes con morrenas, a 2350 m. Una vista de estos neveros en 2011 puede encontrarse en la Figura 6.141.

En los circos NW y NE del Cubil del Can se han formado también pequeñas morrenas de nevero entre 2050 y 2150 metros en la cara NW y a 2217 metros en la cara NE. En el primer caso son morrenas asociadas a neveros alimentados desde canales de aludes, que suelen fundirse entre mediados y finales de julio. En el segundo caso hay una morrena asociada al nevero permanente citado en el Apartado 6.4.2.1, entre 2270 y 2212 metros de altitud (Figura 6.154).



Figura 6.154: Vista hacia el E del nevero del Cubil del Can NE y morrena asociada.

Por último hay dos morrenas de nevero con ubicaciones excepcionales: en la cara N del circo del Agua del Manzano, encontramos una morrena de empuje al pie de un área de abrasión nival, en un entorno de baja altitud pero donde la nieve se acumula venteada desde la ladera S (Figura 6.155). En la ladera S del pico Curavacas, al pie de la Canal Sur, encontramos también una morrena de nevero excepcional por tres razones: en primer lugar por encontrarse a 1887 metros de altitud, en segundo lugar por su orientación meridional, y en tercer lugar por su tamaño (tiene un desarrollo vertical de alrededor de 8 metros de altura y 90 metros de longitud). El gran tamaño de esta morrena se debe a su ubicación, al pie de dos canales de aludes que alimentan de clastos esta morrena, en especial la llamada Canal Sur (Figura 6.156).

No hemos encontrado morrenas de nevero en las laderas del pico Espigüete, ni tampoco en otros picos de menor altitud, donde o bien la nieve desaparece antes o bien las paredes son menos activas geomorfológicamente. Por otro lado hemos identificado morrenas de nevero heredadas. Se ha interpretado como morrena de nevero heredada un recuenco existente en la cara E del pico del Resollar, en el valle de Cabriles, a 1806 metros de altitud. Esta identificación es problemática dada la facilidad de erosión de estas formas (Serrano, comunicación personal). Más evidente es la morrena de nevero del circo de Alto Prieto, a 1889 metros en orientación N, actualmente colonizada

por vegetación y parcialmente fosilizada por un talud de derrubios (ver Figura 5.184).



Figura 6.155: Vista hacia en NE del área de abrasión nival y la morrena de nevero de empuje activa al pie de la misma. Por debajo de la morrena de nevero puede observarse una progresiva colonización vegetal que evidencia una permanencia del manto nival decreciente. Esta morrena posee material fino derivado del arrastre subnival y de un sustrato pizarroso friable.



Figura 6.156: Morrena de nevero activa (la más baja y voluminosa de todo Fuentes Carrionas) en la cara S del pico Curavacas, depositada a la salida de la Canal Sur. Imagen tomada el 19 de junio de 2010. Pueden verse montañeros recorriéndola. Su tamaño se debe al arrastre de nieve y derrubios desde dicha canal, de unos 500 metros de desnivel y una pendiente media de 50° .

Como conclusión hemos visto que las morrenas de nevero activas de mayor tamaño son las que poseen un aporte de clastos principalmente a finales de primavera y principios de verano. Es por ello que las mayores morrenas de nevero se sitúan aproximadamente entre los 2150 y 2250 metros de altitud, donde se encuentra aproximadamente el límite de nieves entre finales de mayo y principios de julio, cuando las paredes emiten mayor cantidad de derrubios por la fusión nival y la abundancia de los ciclos de hielo-deshielo por las heladas nocturnas y las temperaturas diurnas por encima de 0°C .

Por otro lado la diferenciación entre tipos de morrenas de nevero, y entre éstas y otras formas periglaciares y glaciares es a menudo complicada, ya que en ellas entran en juego procesos progresivos (permanencia de la nieve, transformación de ésta en neviza y luego en hielo, deslizamiento del manto nival, aportes periglaciares de ladera...). Es por ello que Shakesby et al. (1999) proponen que las morrenas de nevero han de considerarse no como formas completamente alejadas de morrenas glaciares o lóbulos protalud, sino como formas poligénicas, que pueden evolucionar a cualquiera de las mencionadas (Figura 6.157).



Figura 6.157: Evolución de las formas originadas al pie de pedreras y cantiles en función de los ambientes, modificado de Shakesby et al. (1987).

6.4.2.5. Los aludes

Los aludes son desprendimientos de nieve que se deslizan ladera abajo a partir de un punto o línea de debilidad (López Martínez y Carcavilla 2000). Éstos pueden estar desencadenados bien por la sobrecarga de nieve que sobrepase la resistencia al movimiento, bien por una fusión basal o intersticial que permita el deslizamiento de una cantidad de nieve a partir de un plano o también desencadenado por otros agentes como animales, personas o desprendimientos rocosos. Para que un alud se desencadene normalmente ha de existir una pendiente superior a los 28° (Julián et al. 2000). Existen básicamente tres tipos de aludes (Furdada 2006):

- **Aludes de nieve reciente:** se produce poco después de nevadas recientes, poco adaptado al relieve, suelen ser muy rápidos. En su avance la nieve se mezcla con el aire formando un aerosol cuya onda expansiva puede ser muy destructiva (López Martínez y Carcavilla 2000).
- **Aludes de placa:** la nieve se desprende de áreas de sobreacumulación nival (cabeceras de circos generalmente, donde se forman cornisas de nieve) y se desliza en bloque (Figura 6.112).

- **Aludes de fusión:** Se producen en momentos de alta temperatura, sobre nieve muy húmeda. Son lentos pero de gran poder erosivo por el peso de la nieve deslizada.

El macizo de Fuentes Carrionas, como área de alta montaña, presenta aludes de los tres tipos mencionados. Desde el punto de vista temporal la distribución de estos aludes es diferencial. Los aludes de fusión suelen originarse a finales de primavera, entre abril y junio dependiendo del año (Figura 6.158). Los aludes de placa suelen darse cuando el manto nival ha evolucionado por la alternancia de períodos de innivación, venteamiento, fusión, lluvias, subida o bajada brusca de temperaturas que provocan la existencia de capas distintas de nieve (López Martín 2011). El contacto entre estas capas puede originar que se desprenda una placa de nieve. Este tipo de aludes se da generalmente entre enero y abril. Por último los aludes de nieve reciente son menos dependientes de la época, dándose en cualquier momento en que hay una fuerte precipitación de nieve. No tenemos datos de ocurrencia de este tipo de aludes pero en Alto Sil Santos et al. (2010b) los han descrito en diciembre, después de periodos de fuertes nevadas que además afectan a áreas normalmente libres de nieve.



Figura 6.158: Vista de un alud de fondo (alud de fusión) y formas de erosión nival asociadas en el circo del Agua del Manzano, entre 2040 y 1965 metros de altitud. La imagen está tomada el 1 de mayo de 2008.

Desde el punto de vista de los riesgos naturales los aludes son uno de los pocos agentes que han provocado fallecimientos en los últimos años en Fuentes Carrionas. En este sentido cabe hacer la salvedad propuesta por Furdada (2006), ya que los aludes producen dos tipos diferenciados

de afecciones. Por un lado afectan a montañeros que, en su actividad deportiva, circulan por lugares susceptibles de desencadenar aludes. En estos casos es necesaria la existencia de información originada principalmente de fuentes climatológicas que provea un nivel teórico de riesgo de aludes, para que quien tenga intención de salir a la montaña pueda decidir. Hay que decir que todos los accidentes relacionados con aludes han afectado a este grupo. Por otro lado los aludes pueden llegar a afectar infraestructuras antrópicas, tales como caminos, carreteras, edificios o tendidos eléctricos.

De los casos que conocemos en 2010 los aludes que descendieron desde el pico Espigüete llegaron a afectar los caminos de Mazobre y Valverde de la Sierra, en las laderas N y S del mismo (Figuras 6.159 y 6.160). En ambos casos se trataba de aludes de placa desprendidos desde la cresta oriental del Espigüete, sin llegar a invadir áreas habitadas. Además existen relatos de un alud que, a principios del S. XX, descendió desde el cerro del Castillo, en la margen occidental del valle de Cardaño, hasta las inmediaciones de Cardaño de Arriba, cruzó el valle y agrietó la pared oeste de la iglesia (información de Alejandro Díez Riol, en <http://www.foropicos.net/foro/viewtopic.php?f=1&t=21702&start=21>). También se han descrito aludes que alcanzan el fondo del valle del Río Yuso, al W de la sierra de Oropiñas (Bertrand 1972).



Figura 6.159: Abedules y escobas arrancados y doblados por un alud de placa en la cara S del pico Espigüete (camino de Cardaño de Abajo a Valverde de la Sierra). La imagen está tomada el 15 de mayo de 2010, momento en que la nieve deslizada permanecía todavía en el fondo del valle del río Chico.



Figura 6.160: Imagen del alud en la cara S del Espigüete, tomada el 28 de febrero de 2010. Autor: DMA. Fuente: <http://www.foropicos.net/foro/viewtopic.php?f=1&t=21702&start=14> . En la citada dirección pueden consultarse más imágenes de este alud y de otros que han ocurrido en la Montaña Palentina.

Como agente morfogénico el alud produce dos formas principales: como agente erosivo excava canales de aludes, y como agente sedimentario deposita el material arrancado de estas canales en conos de aludes (González Trueba y Serrano 2010), descritos en el capítulo de pedreras (ver Apartado 6.3.9.1). Secundariamente los aludes, en especial los aludes de fondo, son capaces de contribuir a la abrasión nival e incluso a la formación de morrenas de nevero o levées laterales. Hay que destacar que los aludes son el único agente morfogénico nival presente en todas las orientaciones. Ello es así porque los aludes, en especial los de nieve reciente, están más relacionados con la acumulación de nieve (en principio poco dependiente de la orientación) que con la permanencia de la misma. En todo caso se forman preferentemente en caras N y E, donde la acumulación nival es mayor.

Como conclusión los aludes se concentran especialmente en áreas altas de fuertes pendientes o al pie de áreas de sobreacumulación nival, desde donde pueden evolucionar hasta alcanzar bajas cotas, como ocurre en los aledaños Picos de Europa (González Trueba 2006, González Trueba y Serrano 2010) o en Pirineos (Julián et al. 2000, Leo y Cuchí 2004, Furdada 2006), invadiendo

espacios forestales o praderas. Desde el punto de vista de la peligrosidad los pies de los circos glaciares más altos, los frentes estructurales y los valles de Cardaño y del Esla (éste fuera del área de estudio, pero muy cercano al límite occidental del mismo), con unas pendientes fuertes y escasos rellanos en el fondo del valle, parecen ser los entornos más vulnerable a los aludes, como lo atestigua que Cardaño de Arriba y Llánaves de la Reina hayan sufrido aludes que llegaron hasta dichas localidades. El riesgo, sin embargo, se ha mantenido relativamente bajo gracias a la escasa ocupación secular del espacio, especialmente en invierno. Esta situación tiene visos de cambiar en un futuro cercano si finalmente se llega a construir el complejo invernal de San Glorio.

Dicho complejo puede aumentar el riesgo al aumentar la vulnerabilidad en tres sentidos:

1. Las pistas de esquí pueden situarse en lugares expuestos a caída de aludes de placa desde cornisas fuera de pista. Esta situación puede darse en el valle de Lechada, por los aludes caídos desde la cara N del Pico Cuartas y Lomas.
2. La construcción de viviendas o edificaciones tanto en la estación como en las localidades aledañas, precisamente Cardaño de Arriba y Llánaves de la Reina, las únicas vulnerables históricamente a aludes.
3. La construcción de infraestructuras de acceso que cruzan áreas de riesgo. Especialmente en dos sectores: a) la carretera proyectada entre Cardaño de Arriba y el sector de Guadañas, siguiendo el actual camino de las Lomas, recorre la ladera oriental del pico del Tío Navarro, donde la fuerte pendiente puede desencadenar aludes. b) La carretera entre Portilla de la Reina y el sector de Lechada, hasta el pago de la Calar, recorre el valle fluvial de Lechada también con fuertes pendientes aledañas al recorrido actual del camino, futura carretera.

6.4.2.6. Los canales de aludes

Se concentran como norma general en la Cordillera Cantábrica en laderas de más de 25° de inclinación (Santos et al. 2010b) aunque generalmente las laderas poseen inclinaciones mayores. Especialmente se sitúan en paredes de cierto desarrollo vertical. Dichas paredes pueden deberse bien a la erosión glaciár (como en el caso de las caras N del Espigüete, Curavacas o Peña Prieta), bien a factores estructurales, como en el caso de la cara S del Curavacas. Aprovechan diaclasas, fallas o cabalgamientos en la roca, y su evolución viene dada tanto por la erosión provocada por los

aludes como por la crioclastia en las paredes, las cuáles suelen presentar regímenes de temperatura más estables y fríos que las inmediaciones, dada su protección de la insolación.

Así de S a N encontramos las primeras canales de aludes en los frentes del Espigüete y Curavacas-Curruquilla, donde poseen desniveles superiores a los 400 metros, dando lugar a aludes de gran energía. También en la cara N de ambos picos encontramos canales de aludes, aunque con diferencias. En el Curavacas son de escaso desarrollo, debido a que las paredes del circo no poseen más de 200 metros de altura, pero son muy activos, como se constata por los conos de aludes existentes al pie de la Aguja del Pastel. En el Espigüete, por el contrario, encontramos canales de aludes de gran desarrollo, como el NW y NE, ambos de más de 400 metros de desnivel. Los canales del circo NE suelen acabar en frente del refugio de Mazobre, que ha sido construido encima de una morrena con el fin de evitar los aludes (Figura 6.161). Junto a ellos hay también canales más modestos, que suelen originarse en umbrales u hombreras glaciares, uno de los cuáles acaba justo por encima del camino de Mazobre. En la cara E del Espigüete existen además pequeños canales de aludes que, si bien poseen áreas de alimentación mucho más modestas que los anteriormente citados, alcanzan la carretera de Cardaño de Arriba (aunque no tenemos constancia de aludes que la hayan cortado).



Figura 6.161: Vista hacia el WSW de la cara NE del Espigüete desde el Alto Prieto. Algunos de los canales principales han sido marcados. Cabe destacar la confluencia de aludes en el entorno del refugio de Mazobre y los restos de aludes en la cara E, que caen hacia la carretera de Cardaño de Abajo.

Aunque se pueden producir aludes en cualquier punto del valle de Cardaño, solamente en las cabeceras de Valcabe y Lomas encontramos canales de aludes. En el primer caso estos canales descienden desde la hombrera glaciar a 1900 metros hasta el fondo del valle, arrastrando material pizarroso, por lo que estarían principalmente asociados a aludes de fusión. En la cabecera de las Lomas las Agujas de Cardaño están individualizadas por canales de aludes, que más al S continúan en el contacto entre la cara W del Tio Celestino (ladera de bloques que no estuvo glaciada) y la artesa glaciar de Lomas.

En todo el entorno de Tres Provincias los canales de aludes suelen concentrarse en las mismas localizaciones. Al coincidir la erosión glaciar, más efectiva en las caras N, con la situación de las estructuras, en buzamientos S y por tanto con frentes estructurales en orientación septentrional, los canales de aludes se sitúan preferentemente en esta orientación. Las laderas S de Fuentes Carrionas, una pared vertical de entre 200 y 400 metros de altura con hombreras glaciares, es por tanto un lugar adecuado para la formación de aludes, algunos de los cuáles descienden hasta el fondo del valle mientras que otros se quedan en umbrales laterales como la Hoya Calderona (Figura 6.162).



Figura 6.162: Vista hacia el S de la cabecera de un canal de aludes que desciende hacia el valle de Fuentes Carrionas.

Esta situación se repite en la ladera meridional del valle de Lechada, en el circo del Cubil del Can y la cara N de la Sierra de Oropiñas en el valle de Naranco, y la ladera S del valle de Riofrío hasta el circo de Campollo: paredes rocosas de origen mixto glaciar y estructural, verticales, en las que se han excavado canales de aludes que ponen en contacto las cumbres con el fondo de valle.

6.4.2.7. Otras formas de origen nival o mixto

La nieve también interviene en la evolución de otras formas que exponemos en otros apartados. Los flujos de derrubios no son una forma directamente nival, pero en Fuentes Carrionas la inmensa mayoría de los flujos de derrubios activos o recientes están relacionados con el empapamiento de taludes y conos de derrubios por el agua de fusión nival, que acaba saturando el regolito y provocando que fluya ladera abajo. Este proceso lo explicaremos en el apartado de flujos de derrubios. Por otro lado la nieve tiene una especial incidencia en la evolución de los paisajes kársticos de montaña, ya que el agua de fusión de neveros es especialmente abrasiva (Tricart 1963). Este tipo de formas será descrito en el apartado de karst, pero la influencia de la nieve en su evolución es evidente. Por último también hemos explicado cómo la nieve tiene un papel crucial en los procesos soliflujivos activos, especialmente en la formación de terracillas y lóbulos de soliflucción. Éstos son especialmente móviles durante la fase primaveral de fusión de la nieve (Jaesche et al. 2003) al aumentar la saturación hídrica del regolito.

6.4.3. Conclusiones

Las formas nivales tienen una distribución topográfica característica muy condicionada por la altitud, que influye en la cantidad de nieve caída y permanencia de la misma, y la orientación, ya que la nieve acumulada puede ser venteada y sobreacumulada en determinadas localizaciones. Es por ello que la mayoría de formas de origen nival se sitúan por encima de los 2000 metros y en orientaciones N y E. Entre las formas estudiadas hemos visto que algunas se sitúan en las situaciones topoclimáticas más frías, tales como los neveros permanentes, por lo que son geoindicadores válidos. Otros tienen que ver más con otro tipo de condiciones (litológicas o topográficas). Por ello las áreas de abrasión nival, los canales de aludes o los nichos de nivación, si bien poseen importancia morfológica, no pueden escogerse como indicadores geocológicos. Por último los aludes, además de elementos generadores de formas, constituyen un riesgo natural efectivo que actualmente es bajo en virtud de

la bajísima vulnerabilidad existente en el Fuentes Carrionas, pero que puede aumentar en cuanto se construyan infraestructuras en este sector.

6.4.4. La nieve y los neveros en la Pequeña Edad de Hielo

Dentro de la variabilidad interanual de la innivación propia de Fuentes Carrionas, existe una tendencia general a inviernos cada vez más templados y parcos en nevadas (López Moreno et al. 2011). Esta situación contrasta con la acontecida en el pasado, en especial durante la llamada Pequeña Edad de Hielo. La Pequeña Edad del Hielo es el último periodo climático anterior al actual calentamiento global. Se caracteriza por un enfriamiento generalizado a nivel mundial que aconteció entre el 1300 y el 1850 D.C. (Fagan 2008). En la Península Ibérica esta pulsación fue responsable del avance de glaciares en Pirineos, Sierra Nevada y Picos de Europa (González Trueba et al. 2008).

Prácticamente nada podemos saber de las condiciones topoclimáticas desde finales de la Edad Media hasta el S. XIX en Fuentes Carrionas en lo referente a la nieve, a no ser por fuentes indirectas. Uno de los testimonios de la dureza de los inviernos a finales de la Edad Media y durante la Edad Moderna lo podemos encontrar en la cración, durante los siglos XIII y XIV, de hospitales para asistir a viajeros durante su tránsito por los puertos de Pineda, Riofrío y Araúz, especialmente en invierno. Estos hospitales eran mantenidos por cofradías laicas de la Pernía y Santibáñez de Resoba (Basterra 2009). También entre el S. XIV y XV tuvo lugar el abandono del pueblo de Robla de Arbejal, situado en el actual pago de Santa Marina, que en realidad era la advocación de la iglesia parroquial, en el valle de Pineda. El último registro documental de dicha población data del S. XIII. Se trataría del poblado a mayor altitud de Fuentes Carrionas, a aproximadamente 1450 metros de altitud. Una crisis climática como la ocurrida en el S. XIV habría dificultado las labores agrícolas en el mismo, y al situarse en la confluencia de los ríos Carrión y Araúz, el pueblo habría quedado frecuentemente aislado durante las crecidas primaverales.

Existen también registros de fortísimas nevadas en el S. XVIII, como la que quedó registrada en los muros de la iglesia de Camasobres, en la Pernía, donde se puede leer la siguiente inscripción “Año 1713 a 16 de febrero comenzó a nevar. Hizo eso hasta 29 de abril. Este día 12 varas” El dato, visto con la perspectiva actual, es asombroso: indica que estuvo nevando ininterrumpidamente más de dos meses, y que, a finales de abril, la nieve había alcanzado una altura de . . . ¡diez metros!

(Otero 2007). Ya en el S. XIX Pascual Madoz (1848) escribe sobre los puertos de Pineda y Araúz “la comarca está a mucha altura y el despoblado es de cerca de cuatro leguas, sin abrigo alguno, pues no se encuentra ni un árbol donde guarecerse, siendo raro el año que en la estación fría no se encuentren cadáveres de personas ateridas.” (Ruesga 1997).

A partir del S. XIX las referencias a la alta montaña se multiplican por el auge del montañismo como actividad deportiva y científica. Sin embargo, a diferencia de Picos de Europa, Fuentes Carrionas quedó prácticamente al margen de los viajes de aventureros y científicos europeos que, entre la segunda mitad del siglo XIX y la primera mitad del siglo XX documentaron y dibujaron la existencia de glaciares en dicho macizo (ver González Trueba 2005, González Trueba y Serrano 2007 o González Trueba et al. 2008). Es por ello que los estudios y testimonios de las condiciones climáticas en las cumbres de Peña Prieta, Curavacas o Espigüete son fragmentarios. Cabe destacar la cita de Casiano de Prado (1852) de su recorrido a lo largo del valle de Naranco hasta el Cubil del Can, donde habla de la existencia de un “glaciar” al pie de esta montaña, del que, por otro lado, no hay ningún resto morfológico. Años más tarde se publica la escalada del pico Espigüete por parte de Saint-Saud y Labrouche en 1892, en ella el primero describe la existencia de un potente nevero en la cara N del mismo, y el uso que de él hacían los aldeanos de Valverde de la Sierra.

Por tanto la existencia de neveros permanentes es un hecho conocido que sin embargo no ha sido citado en una publicación científica, afirmándose por el contrario, la existencia única de neveros permanentes dentro de la Cordillera Cantábrica sólo en el macizo de Picos de Europa (Castañón y Frochoso 1994). La superficie ocupada por neveros permanentes es muy variable, ya que depende mucho de la innivación y temperaturas del año en cuestión, aunque es un hecho constatado que ésta ha ido disminuyendo a lo largo del S. XX, tal y como muestran las tres imágenes mostradas a continuación, correspondientes a la cara N del Curavacas.

La primera imagen fue tomada un mes de agosto anterior a 1914, publicada en el libro “Cumbres Palentinas. Impresiones” de Díaz Caneja (1915). En ella puede adivinarse la nieve que aun quedaba ese año en agosto en este sector, que llegaba a ocupar todo el circo por encima de los 2200 metros de altitud (Figura 6.163).



Figura 6.163: Vista del Circo del Curavacas desde el Pozo Curavacas. Pueden distinguirse extensos neveros en la parte superior derecha de la imagen. Fotografía extraída del libro “Cumbres Palentinas. Impresiones” de Juan Díaz - Caneja.

La segunda imagen fue tomada el 1 de agosto de 1950, publicada en el artículo de Losa y Montserrat (1953) “Nueva aportación al estudio de la flora de los montes cántabro - leoneses”, en ella se ve nuevamente el circo N del Curavacas ocupado por nieve hasta aproximadamente los 2200 metros (Figura 6.164). En dicha obra aparecen también imágenes del circo de los Altares con neveros hasta aproximadamente los 2150 metros de altitud.



Fig. 11.—El Curavacas visto desde el Collado de Fuentes Carrionas; en primer término el Pozo de Fuentes Carrionas (1 agosto 1952).

Figura 6.164: Imagen del Circo del Curavacas desde el Pozo de Fuentes Carrionas. Foto obtenida de Losa Y Montserrat (1953).

La última imagen, a modo de comparación, fue tomada el 8 de agosto de 2010, el verano con mayor extensión de nieve entre 2007 y 2011 en Fuentes Carrionas. La nieve se reduce a los neveros habituales y a otros emplazamientos de umbría, en todo caso por encima de los 2250 metros de altitud (Figura 6.165).



Figura 6.165: Vista del circo del Curavacas desde el Pozo Curavacas. Imagen del 8 de agosto de 2011.

Parece evidente que existe una tendencia a una menor innivación o bien a un aumento de las temperaturas estivales que ha originado un brusco retroceso de los neveros desde la primera mitad del s. XX hasta la actualidad. Esta última hipótesis ha sido propuesta por Serrano et al. (2011) para explicar el rápido retroceso del helero de Jou Negro, en Picos de Europa.

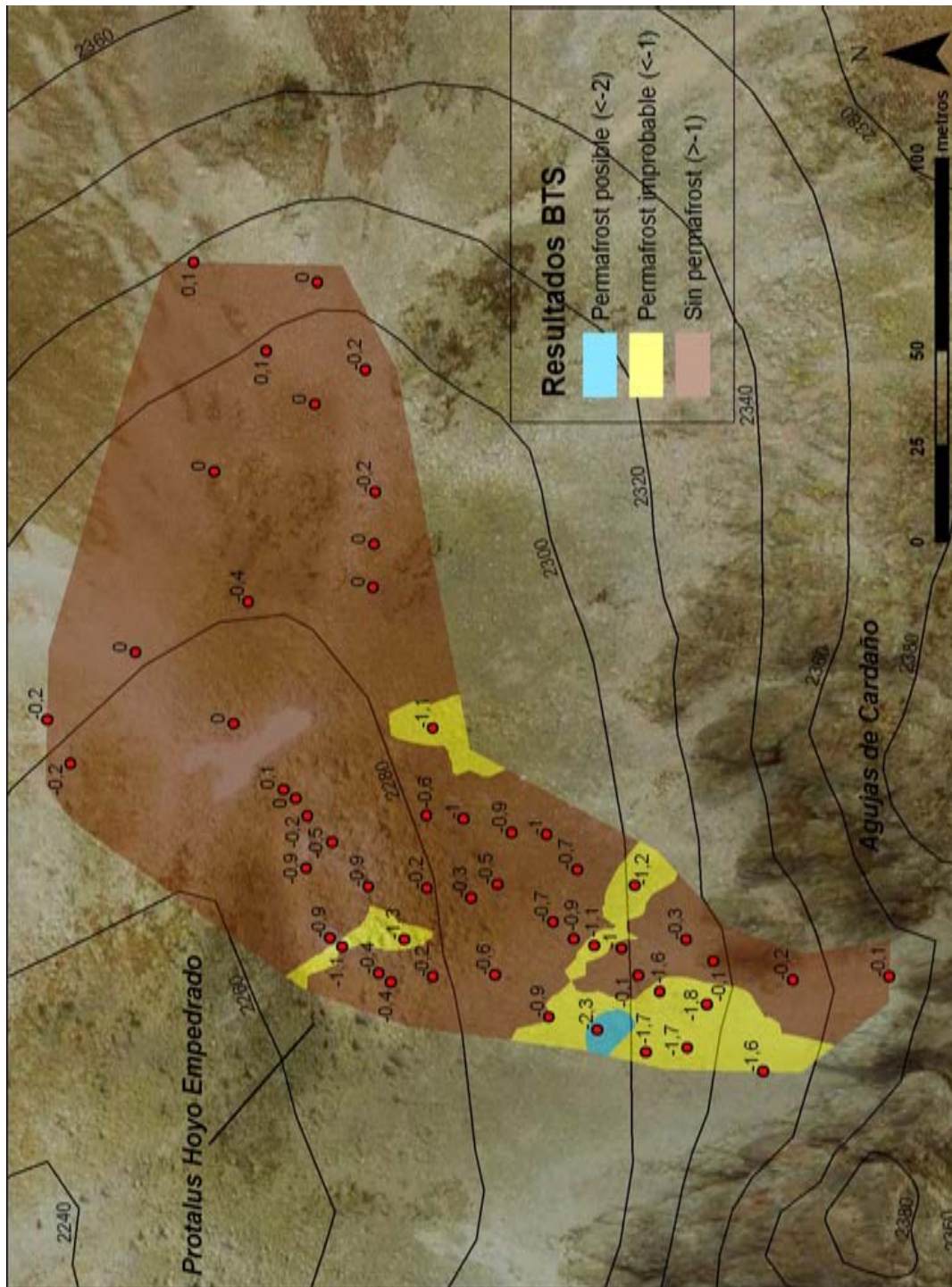
6.5. Discusión: la existencia de permafrost en Fuentes Carrionas

El *permafrost* es un concepto térmico: es un suelo permanentemente por debajo de 0°C durante al menos dos años consecutivos (French 2007). Es por ello que la presencia o ausencia de *permafrost* se demuestra preferentemente mediante mediciones térmicas, aunque también puede inferirse por sus consecuencias geomorfológicas, su resistividad o su comportamiento físico. Este axioma sin embargo presenta ciertos matices, ya que es posible la existencia de *permafrost* esporádico en suelos que presenten temperaturas medias anuales por encima de 0°C (Smith y Riseborough 2002). La existencia de *permafrost* es una característica de los medios periglaciares activos, aunque es posible que existan procesos periglaciares sin *permafrost*. Desde el punto de vista de la extensión el *permafrost* puede dividirse en continuo, cuando ocupa totalmente el subsuelo, discontinuo, si

ocupa entre el 50 y 90 % y esporádico cuando ocupa menos de dicha extensión. Si la extensión es de menos del 10 % hablamos de *permafrost* aislado (French 2007). En la Cordillera Cantábrica se ha sugerido la existencia de *permafrost* esporádico en Picos de Europa (González Trueba 2006) y en Fuentes Carrionas (Santos et al. 2009b). Dicha presencia ha sido propuesta para cuatro localizaciones dentro del macizo: el Hoyo Empedrado, el Pozo de los Altares, Fuentes Carrionas y Campollo, aunque sólo fue comprobada mediante registros térmicos en la primera de ellas. Como se expuso en el Apartado 2.2.3.2. se han repetido las mediciones BTS en el mismo entorno.

6.5.1. Los resultados de la medición BTS

Los resultados que ofrecieron las mediciones BTS difieren de los obtenidos anteriormente por Santos et al. (2009a). En ninguna de las mediciones tomadas en las cercanías del lóbulo se midieron temperaturas menores o cercanas a -2°C . Solamente se tomó una medida inferior a -2°C , que indican posibilidad de existencia de *permafrost* en la cabecera del talud de derrubios, en las inmediaciones de las Agujas de Cardaño. Sin embargo muy cerca de esta medición la temperatura ascendía hasta los -0.1°C , por lo que parece improbable la existencia de *permafrost* en el talud (Mapa 6.12).



Mapa 6.12: Resultado de las mediciones BTS. La superficie analizada se ha calculado mediante "krigeado" ordinario, teniendo en cuenta un máximo de 5 elementos y un mínimo de 2, sin anisotropía. Puede verse que la superficie originada tiene un nivel de error bajo entre los valores medidos en cada punto y la superficie obtenida.

Como interpretación alternativa a la existencia de *permafrost* en Hoyo Empedrado como explicación a las temperaturas excepcionalmente bajas registradas mediante BTS por Santos et al. (2009a), y claramente incompatibles con las detectadas por nosotros, creemos que la granulometría gruesa tanto del canchal granítico como del lóbulo de Hoyo Empedrado permite la circulación de aire por debajo de la capa nival, permitiendo una temperatura menor del habitual efecto cortina, efecto observado en glaciares rocosos por Hoelzle et al. (1992) y en taludes de bloques por Ishikawa (2003), aunque no ha sido sin embargo constatado en glaciares rocosos relictos de la Cordillera Cantábrica. En las observaciones realizadas durante la medición BTS encontramos evidencias de una corriente térmica en el sistema lóbulo-talud. Además encontramos la boca de uno de los “túneles de ventilación” propuesto por Hoelzle et al. (1999), ubicado en el nevero interior al protalus, que coincidió con unas temperaturas entre 0.5°C y 1°C más bajas que las del entorno (Figura 6.166), aunque todavía incompatible con la existencia de *permafrost*.

Estas corrientes de ventilación serían las responsables de las temperaturas más bajas, e incluso de la formación de *permafrost* esporádico o hielo estacional en canchales de altura como el de Hoyo Empedrado, aunque la constante térmica dentro del talud sería de temperaturas entre -1°C y 0°C. Ha de descartarse la influencia térmica atmosférica en las medidas, ya que los valores más bajos coinciden con espesores de nieve suficientes para la medición BTS, alrededor del metro.



Figura 6.166: Recogida de temperatura en la boca de un “túnel de ventilación” en el nicho de nivación de Hoyo Empedrado.

6.5.2. El permafrost en cuevas

Aunque cerca de la superficie no exista *permafrost*, sí es posible su ubicación por debajo de su límite climático en cuevas. Ello se debe a los efectos “nevera” y “chimenea”, que perpetúan el aire frío en profundidad cuando las cuevas son simas de con solamente una boca o bien permiten una convección térmica cuando se trata de simas de varias bocas. Estos efectos son responsable de la existencia de hielo permanente en cuevas en macizos deglaciados como Picos de Europa o incluso el Jura, donde los llamados *glacières* se sitúan a solamente 1100 metros de altitud (Dysli y Lütscher 2003). En Fuentes Carrionas las cuevas de mayor altitud se sitúan en el sector del Espigüete, el Ves y el Pozo de los Altares. El primer sector ha sido ampliamente explorado y visitado por varios grupos espeleológicos, cuyos informes citan tanto neveros permanentes como hielo dentro de las cuevas. El segundo sólo ha comenzado a explorarse recientemente, pero ofrece unas condiciones análogas en cuanto a posibilidad de existencia de *permafrost*.

El siguiente informe ha sido realizado a partir de las memorias de actividades de la Unión Espe-

leológica Vallisoletana (UEVA) desde 1978 hasta la actualidad, del grupo espeleológico GEODA en el sector del Ves los años 2007, 2010 y 2011, y de la obra de Fernando Martínez (1978). En ellos se constata la presencia de hielo en las cavidades del Espigüete y el Ves, pero también cómo éste ha ido reduciéndose desde los años 70 a la actualidad. Por otro lado existe una gran cantidad de simas por encima de los 1900 metros en el Espigüete que pueden mantener todavía temperaturas permanentemente inferiores a 0°C.

6.5.2.1. Informe de la presencia de nieve permanente y hielo en las simas de Fuentes Carrionas

Sima de las Chovas

Situación: A 500 m. al S de la Sima del Anillo y a unos 60 m. por encima de ésta, en el circo NW del Espigüete (1910 metros de altitud).

Año de exploración: 1975.

Boca: Entrada en forma de huso de 25 X 10 metros, recubiertas casi la totalidad de sus paredes por hielo fósil. Desarrollo de la cueva y situación del hielo: “A -20 m. encontramos un tapón de nieve helada. A -30 metros aparece hielo traslúcido, a -50 aparece un voladizo de 10 metros con estalactitas de hielo, a -60 metros una repisa de hielo transparente, en la pared derecha cuelga una estactita de hielo de 5 metros de longitud. Por una rampa lateral de tres metros se llega a una ventana y un pozo de agua, desde esta ventana por una rampa de nieve semihelada se desciende hasta los -120 m., allí hay una rampa de hielo con tres simas en su extremo” .

Este fragmento está extraído del libro “La Espeleología en Palencia” (Martínez 1978). La sima de Chovas ha demostrado tener conexión y continuidad con otras galerías del NW del Espigüete, como la Sima del Anillo. El siguiente alzado, así como las imágenes del hielo encontrado en la cueva están publicadas en la misma obra (Figuras 6.167 y 6.168):

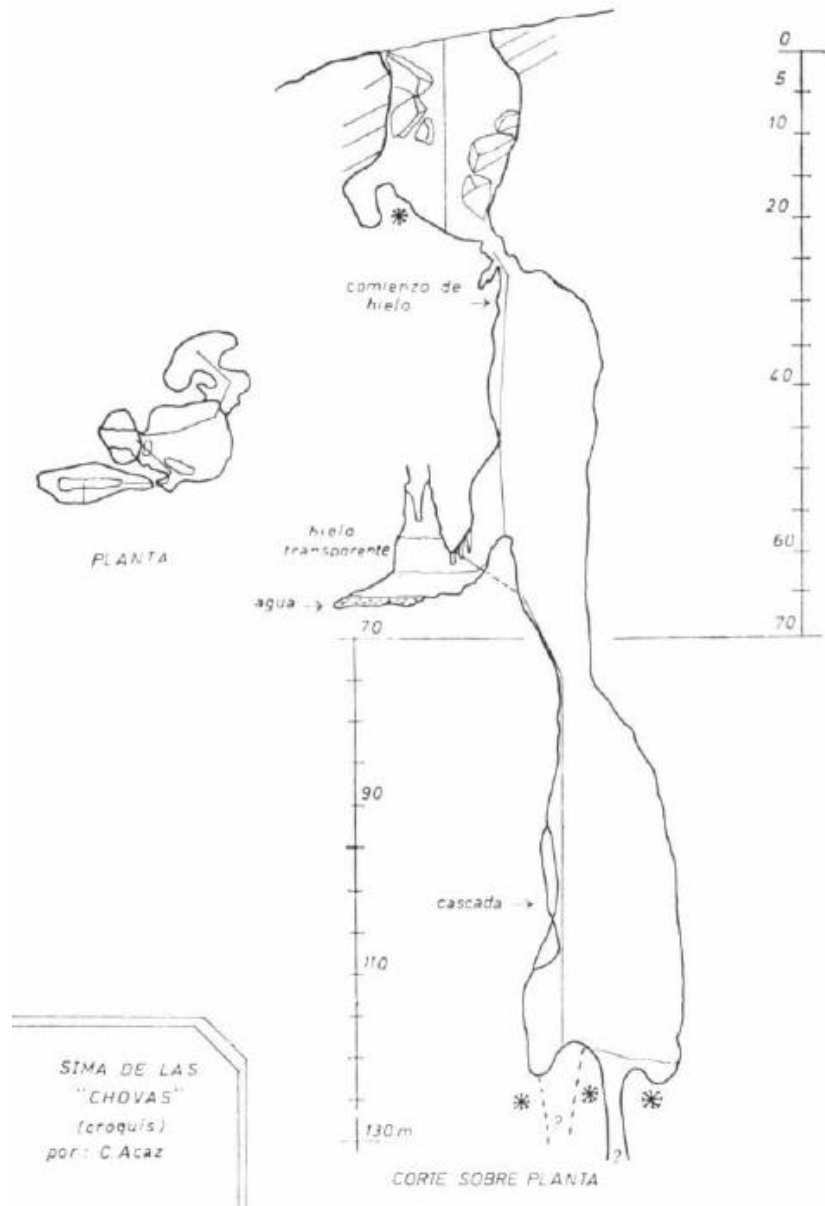


Figura 6.167: Alzado de la sima de Chovas, según Fernando Martínez (1978).



Figura 6.168: Imágenes de hielo en la cueva de Chovas, tal y como aparecen en Fernando Martínez (1978).

A continuación se incluyen las referencias a la presencia de hielo y nieve en la sima de Chovas en las memorias anuales del UEVA:

Año 1975. Se describe la entrada de la sima, de la cual se extrae la descripción del libro anteriormente citado:

“A menos 20 metros se llega a un tapón de hielo (nieve) viejo, de tres años por lo menos. El sustrato rocos que mantiene la nieve es una masa de bloques clásticos de gran tamaño. Siguiendo la pendiente de la nieve llegamos a una ventana de 1 m. de abcho x 4 de largo, con un bloque en volada que dificulta la salida. Esta vertical de 10 m. no tiene dificultad, ya que no hay hielo y la escala va pegada a la pared. A -30 m. aparece hielo traslúcido (..), a -50 m. aparece un volado de 10 m. con estalactitas de hielo. A -60 tenemos una repisa de hielo; en una de las paredes hay una

cascada muy bella helada. Del techo cuelga una estalactita de hielo de 5 metros. Por una rampa lateral de 3 metros se llega a una ventana y a un pozo de agua. Desde dicha ventana, por una rampa con nieve semihelada se desciende hasta -120 m. Hay un fuerte rumor de agua que proviene del fondo”

Año 2000: hay una foto con un espeleólogo rapelando sobre una fisura con hielo. En la misma memoria hay un plano de alzado de la entrada de la cueva que indica la presencia de hielo hasta -125 m.

Año 2002: en los resultados en la Sima Chovas se comenta que “el hielo de la rampa de entrada se ha reducido considerablemente”. La temperatura en la sala más profunda es 3°C con 94 % de humedad.

Año 2003: “se observa un considerable descenso en el nivel habitual de hielo en los pozos de entrada, lo que supone un riesgo porque estabilizaba la entrada”.

Año 2004: el 2 de julio se comenta “gran parte del tiempo fue absorbido al recuperar cuerda que a 130 m. había quedado cubierta por el hielo”. En las conclusiones se dice “por suerte(!) ya casi no queda hielo fósil, cambiando la morfología de los pozos hasta -140 m.”

Otras referencias a hielo y nieve en los informes de la Unión Espeleológica Vallisoletana

Con ser una de las cuevas de altura mejor exploradas del Espigüete, la sima de Chovas no es la única en la que se ha registrado la existencia de nieve a finales de verano o hielo. Hay que tener en cuenta que hay un gradiente altitudinal muy amplio (520 metros) entre la cueva de Chovas y la cumbre del Espigüete, en el cual hay multitud de cuevas. A continuación se describe las simas en las que hay alguna referencia a hielo o nieve a finales de verano (Tabla 6.8).

Tabla 6.8 Referencias a nieve o hielo en los informes anuales del UEVA para el Espigüete.

Sima	Altitud	Campaña	Descripción
S-2		Julio 1978	“Nive fósil hasta -68 m. (fin de la cueva).”
ENO-86		Julio 2008	“La exploración queda interrumpida al encontrar un gran tapón de hielo que impide la continuación.”
ENO-59		Agosto 2008	“Conos de nieve en la boca (dibujo).”

6.5. DISCUSIÓN: LA EXISTENCIA DE PERMAFROST EN FUENTES CARRIONAS

Sima	Altitud	Campaña	Descripción
<i>EN13</i>	<i>2000</i>	<i>Agosto 2008</i>	<i>"Sima de 22 metros con un gran cono de nieve en el fondo."</i>
<i>ENO101</i>	<i>2140</i>	<i>Agosto 2008</i>	<i>"A -20 m. hay una rampa de nieve y hielo y una fuerte corriente de aire, la sima ENO 100 tiene una enorme boca de entrada por la que almacena toneladas de nieve." En otra incursión a 15 m. aparece un gran tapón de hielo.</i>
<i>ENO30</i>	<i>+ de 2000</i>	<i>Agosto 2006</i>	<i>"A -21 m. cierra con un cono de nieve".</i>
<i>S6</i>	<i>2000</i>	<i>Julio 2004</i>	<i>"Aunque el nivel de hielo ha descendido aún sigue impidiendo el descenso de esta sima".</i>
<i>ENO103</i>	<i>2080</i>	<i>Agosto de 2010</i>	<i>"Es una gran dolina colmatada de hielo casi a ras de boca en la fecha de nuestra visita (Agosto 2010) aunque hemos ido comprobando que el relleno de hielo se reduce significativamente a finales del Verano". Posiblemente se trate de una dolina nival.</i>
<i>ENO106</i>	<i>2126</i>	<i>Agosto de 2011</i>	<i>"Sima de unos 15 metros de profundidad y aproximadamente con un diámetro en la boca de 8x5 metros de morfología ovalada (...) El fondo conserva restos de hielo y suelo de piedras. "</i>
<i>ENO107</i>	<i>2140</i>	<i>Octubre de 2011</i>	<i>"Sima con entrada descendente en rampa desde cono de piedras. Al interior se parecía un gran volumen, parece una gran diaclasa vertical con hielo en el fondo de la misma." "La diaclasa tiene el fondo cubierto de hielo, que en algunas zonas esta hueco por debajo."</i>

Como conclusión, y aunque las indicaciones sobre hielo no son necesariamente exactas -ya que en muchos casos se puede haber confundido con nieve- ni determinantes a la hora de proponer la existencia de *permafrost* -ya que el hielo puede ser estacional- la cara N del Espigüete es el geotopo con más posibilidades de mantener *permafrost* en Fuentes Carrionas.

Referencias a presencia de hielo en simas del sector del Ves

La cueva más explorada de este sector es la llamada CV-1, se sitúa en la parte occidental del mismo, a 2045 metros de altitud. En las memorias consultadas del grupo GEODA en www.geoda.net, destaca la actividad de agosto de 2011, en la que se especifica la existencia abundante de hielo (Figura 6.169), aunque no se comenta la profundidad y una temperatura de 2°C en el interior de la cueva, por lo que no existiría un ambiente helado permanentemente, pero el hielo sería capaz de resistir durante toda la temporada estival.



Figura 6.169: Imagen del llamado “pozo de hielo” en la sima CV-1 en el sector del Ves. Imagen tomada de la web del grupo GEODA: <http://www.geoda.net/blogs/espcur/archive/2010/09/09/memorias-de-actividades-2010.aspx>

6.5.3. Conclusiones a la presencia de permafrost

A la vista de los datos aportados podemos concluir de manera general en el macizo de Fuentes Carrionas no hay *permafrost* por las siguientes causas:

- No se han observado temperaturas estables por debajo de -1°C en ninguno de los termómetros instalados durante los meses en que tiene lugar el efecto cortina de la cubierta nival.
- Los resultados de la BTS realizada en las Agujas de Cardaño no ofrecen resultados concluyentes de existencia de *permafrost* (el *permafrost* es improbable) a excepción de una medida cercana a las paredes graníticas, que interpretamos como resultado de la ventilación dentro de un talud de estructura abierta, y que sí puede provocar bolsas de *permafrost*.
- El índice de helada para la estación fría (de octubre a junio) es en todos los casos inferior al índice de fusión para ese mismo periodo.
- Los resultados de los termómetros enterrados en Fuentes Carrionas, tanto los nuestros como los instalados por el CIFA indican temperaturas medias en la estación fría (de octubre a junio) siempre superiores a los límites propuestos por Smith y Riseborough (2002).

Solamente los ápices de los taludes de derrubios más altos y protegidos en orientación septentrional de Curavacas, Hoyo Empedrado y Pico Cuartas, los Altares y Cubil del Can NE pueden guardar algún pequeño resto de *permafrost*. Además las cuevas de la cara N del Espigüete y del Ves constituyen entornos con un microclima excepcional donde sí es posible la existencia de *permafrost* por debajo de su límite climático, aunque éste es un hecho que no hemos podido constatar.

6.6. Evolución del medio periglaciario desde el Último Máximo Glaciar

Dado que algunas formas de relieve se originan bajo determinados patrones climáticos, es posible deducir éstos a partir de su presencia. De esta manera se consigue la formulación de una hipótesis sobre las condiciones climáticas pasadas, especialmente desde el Último Máximo Glaciar. Hemos organizado este capítulo aplicando investigaciones realizadas principalmente en Pirineos y Alpes, donde existe un gradiente altitudinal suficiente para la formación de distintos pisos geocológicos. En la Tabla 6.9 se ofrece una integración de estos estudios, con los distintos pisos, las formas más frecuentes asociadas a los mismos y una interpretación climática de éstas.

Tabla 6.9 Esquema de pisos geocológicos en alta montaña a partir de las investigaciones de Chardon (1984a, 1984b), Serrano y Agudo (1998) y Serrano et al. (2000) en Alpes y Pirineos respectivamente.

Tª media anual	permafrost	Procesos dominantes	Formas de relieve	Pisos morfológicos (Chardon 1984 a y b).	Pisos (Serrano y Agudo 1998)	Dominio (Serrano et al. 2000).
- 8º C	Continuo	Glaciares, gelificación, gelifluxión. Flujos de derrubios.	Horns. Taludes de derrubios. Glaciares blancos.	Glacionival	Alta montaña glaciada.	Glacionival
- 4º C	Continuo discontinuo	Gelifracción, gelifluxión, crioturbación. Flujos de derrubios.	Glaciares blancos. Taludes de derrubios activos. Glaciares rocosos activos, protalus ramparts. Neveiros permanentes.	Supraperiglacial	Alta montaña rocosa superior	Crionival

6.6. EVOLUCIÓN DEL MEDIO PERIGLACIAR DESDE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR

T ² media anual	permafrost	Procesos dominantes	Formas de relieve	Pisos morfológicos (Chardon 1984 a y b).	Pisos (Serrano y Agudo 1998)	Dominio (Serrano et al. 2000).
- 2° C	Discontinuo Esporádico	Gelifracción, geliflu- xión, nivación y alu- des. Flujos de derru- bios.	Neveros permanentes. Glaciares rocosos acti- vos. Glaciares rocosos inactivos o relictos. Sue- los ordenados. Taludes de derrubios activos / inactivos.	Periglaciario tipo	Alta montaña rocosa media	Crionival
+2° C	Esporádico	Nivación, aludes, ge- lifixión y gelifrac- ción. Soliflucción, mo- vimientos en masa, aludes. Arroyamien- to.	Suelos ordenados Glacia- res rocosos inactivos o re- lictos. Terracitas, mantos de soliflucción. Taludes de derrubios inactivos. Desli- zamientos.		Alta montaña rocosa inferior	Nivoperiglaciario o alpino.

T ³ media anual	permafrost	Procesos dominantes	Formas de relieve	Pisos morfológicos (Chardon 1984 a y b).	Pisos (Serrano y Agudo 1998)	Dominio (Serrano et al. 2000).
		Soliflucción, creeping, arroyamiento concentrado y difuso. Edafogénesis. Regulación de vertientes.	Vertientes regularizadas. Terracitas y mantos de soliflucción relictos. Canales de aludes. Deslizamientos, llanuras aluviales.	Infraperiglaciario	Transición alta - media montaña	Alpino Subalpino

6.6. EVOLUCIÓN DEL MEDIO PERIGLACIAR DESDE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR

Para este trabajo vamos a definir el medio periglaciario como aquel en el que la acción del hielo o la nieve tienen consecuencias geomorfológicas. Desde el punto de vista de las temperaturas del suelo podemos suponer que el límite superior de este dominio coincide con el punto en el que dejan de haber ciclos de hielo deshielo en el suelo. Los registros térmicos tomados nos impiden definir este punto con exactitud, por lo que el límite inferior del medio periglaciario está identificado de manera aproximada.

Para las distintas fases glaciares los geoindicadores más fiables son los glaciares rocosos y lóbulos protalud. Aunque otras formas como las corrientes o laderas de bloques son también indicadores periglaciares, el hecho de que se encuentren predominantemente fuera de áreas glaciadas dificulta su situación morfoestratigráfica. Dichos geoindicadores nos permitirán establecer los límites del piso crionival desde el Último Máximo Glaciar hasta la actualidad (Figura 6.170).

Durante el **Último Máximo Glaciar** la mayoría del área de estudio se encontraba cubierta por glaciares, del que sobresalían nunataks supraglaciares como los de Tres Provincias o Tío Celestino. Solamente las caras S del Curavacas, Espigüete y sierra de Oropiñas se encontraban deglaciadas. En estos tres entornos hay corrientes y laderas de bloques y derrubios ordenados (tanto cementados como sueltos), que permiten deducir un medio periglaciario hasta los fondos de valle alrededor de los 1300 metros de altitud.

Durante la fase de **Retroceso I** el límite inferior del medio periglaciario puede establecerse en los 1554 metros en la cara N, ascendiendo hasta los 1712 en la cara E y -posiblemente- alrededor de 2200 metros en la cara S y 1900 en la cara W, coincidiendo con el glaciar rocoso de Curruquilla S. En todo caso estas son aproximaciones hipotéticas, ya que solamente el lóbulo protalud de Valdenievas permite una reconstrucción morfoestratigráfica fiable que nos ayuda a relacionar esta forma con una fase glaciaria.

En la fase de **Retroceso II** el límite inferior del medio crionival (la alta montaña periglaciaria) se encuentra alrededor de 1700 metros en cara N, y 1780 metros en cara E. Esta fase es la peor representada en cuanto a geoindicadores periglaciares.

La **Fase de Altura** presenta, sin embargo, geoindicadores que permiten establecer el límite crionival en todo el macizo. Durante la primera de las subfases (la **subfase IVa**, que en el capítulo de glaciario equiparamos al Dryas Antiguo (16.000-13000 BP) el límite inferior del piso crionival se encontraba a 1750 metros en la cara N, 1800 metros en la cara NE y 1870 en cara E. En la

cara S el límite se encontraba alrededor de los 2200 metros, 2050 en la SW y 1910 en la cara NW, por lo que interpolamos el límite inferior en la cara W alrededor de los 1970 metros.

La **subfase IVb** (Dryas reciente, entre 11.000 y 10.000 BP), en un macizo deglaciado sin piso glacionival, el límite inferior del piso crionival asciende hasta los 2050 metros en cara N y 2140 metros en cara SW, por lo que extrapolamos límites aproximados a 2200 metros en cara E y casi 2300 metros en cara W. La cara S carece de formas propias del piso crionival superior o supraperglaciario sensu Chardon (1984a y 1984b). Parece evidente que hubiese sin embargo un medio periglaciario tipo o al menos infraperglaciario, aunque no podemos delimitar su límite inferior.

Existe una última fase de glaciares rocosos (**fase V**) que indica un medio crionival supraperglaciario acantonado en cara N y NE por encima de los 2200 metros de altitud. Pueden proponerse dos hipótesis cronológicas para esta fase, que en todo caso se dio en el **Holoceno**. En primer lugar pueden tratarse de formas muy recientes, de la Pequeña Edad de Hielo. Existen registros escritos de unas condiciones más frías entre el S.XIX y principios del S.XX en Fuentes Carrionas, tales como la alusión al glaciar en la cara N del Cubil del Can por parte de Casiano de Prado (1852), o la existencia de neveros más extensos y persistentes que los actuales (ver Apartado 6.4.4). Además una parte importante de los lóbulos de geliflucción descritos son relictos, tanto en Tres Provincias como en el pico Cuartas. Todo ello es compatible con la existencia de pequeños glaciares rocosos en los sectores de Hoyo Empedrado y Pozo de los Altares. En todo caso la **Pequeña Edad del Hielo** supone una etapa de crisis climática en comparación con las condiciones actuales. Algunas de las morrenas de nevero inactivas, como la de Alto Prieto o la del Resollar, en el valle de Cabriles, indican un dominio nivoperglaciario unos 100 metros más bajo que el actual.

Una segunda hipótesis es que estas formas se originasen hace 4500 años aproximadamente, durante el **Subboreal**. El trabajo de Muñoz (2007) en espeleotemas de la cercana Cueva del Cobre (la Pernía), indica una crisis climática en este momento, que pudo haber originado la aparición de formas propias de un piso supraperglaciario en las cumbres de Fuentes Carrionas. Según esta misma autora las temperaturas en dicha fase habrían sido una media de 0.5°C más bajas que las de la Pequeña Edad de Hielo. Este momento coincide con una fase neoglaciaria en Pirineos (Feuillet 2010).

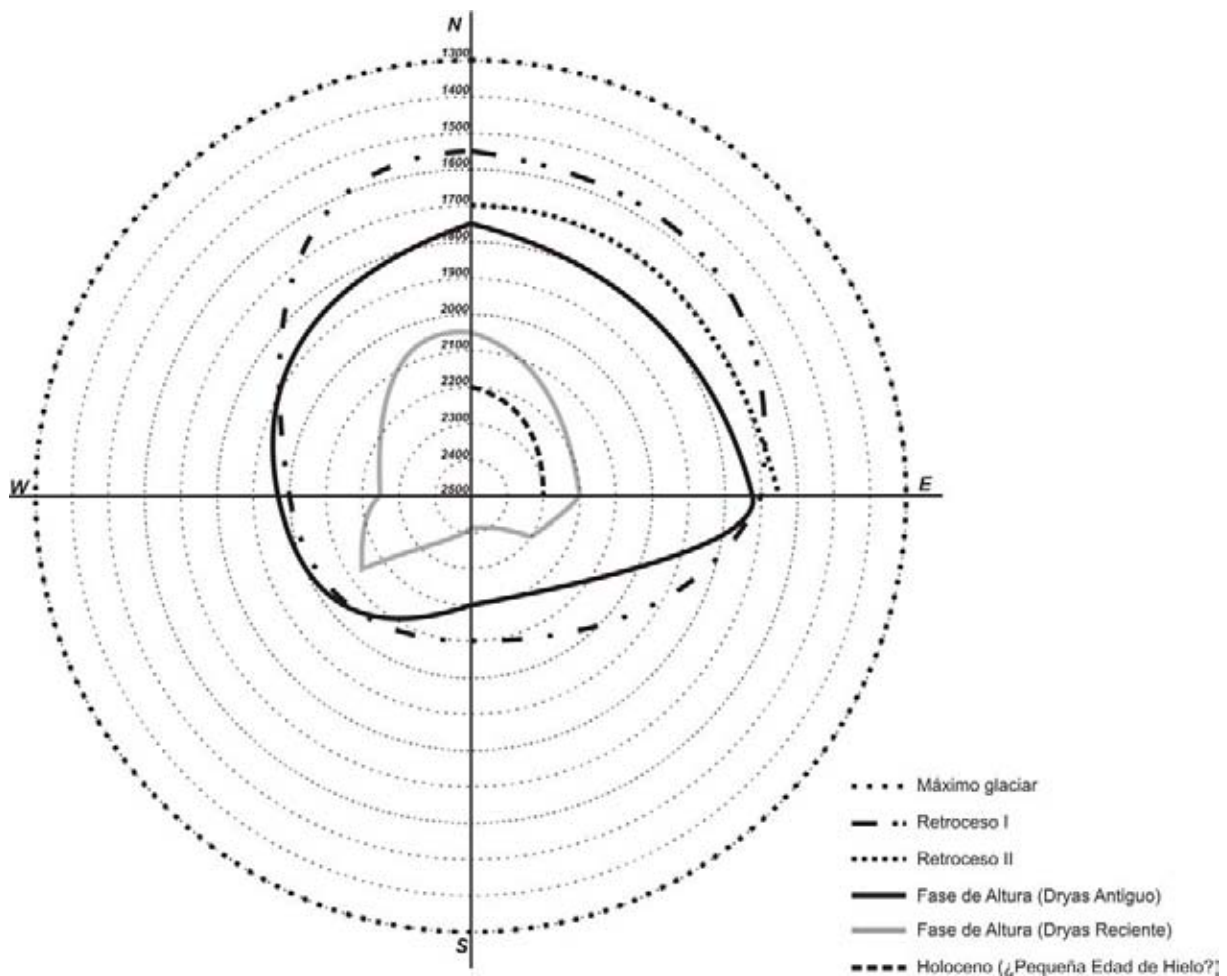


Figura 6.170: Límite inferior del dominio crionival de alta montaña (supraperiglaciario) para las distintas fases pleistocenas y holocenas en Fuentes Carrionas. En el caso de la fase de Retroceso II solamente se ha podido reconstruir el primer cuadrante.

6.7. La distribución actual del medio periglaciario

Actualmente el macizo de Fuentes Carrionas carece de formas periglaciares que indiquen la presencia de *permafrost* discontinuo, tales como glaciares rocosos activos o inactivos, hecho confirmado por los registros térmicos y las mediciones BTS. Pueden existir enclaves con *permafrost*, tanto en las cuevas heladas como en los taludes de derrubios más altos y mejor orientados, por lo que puede haber *permafrost* esporádico. Por lo tanto, si bien podemos hablar de la existencia de un dominio crionival sensu Serrano et al. (2000) (caracterizado por suelos helados estacionales, procesos de hielo-deshielo y procesos nivales), todo el macizo se encuentra por debajo del límite inferior de la “Alta montaña rocosa superior” (Serrano y Agudo 1998) o el dominio “Supraperiglaciario” (Chardon 1984a, 1984b). La distribución altitudinal de los distintos pisos periglaciares es la

siguiente (Figura 6.171):

6.7.1. El dominio crionival

El dominio crionival es aquel en el que los procesos dominantes son la gelifracción y la geliflujión, con posible presencia de *permafrost*, y una permanencia de la nieve de al menos 7 meses (Serrano et al. 2000). En Fuentes Carrionas la distribución de este piso es variable en función de la orientación.

De manera general este piso está prácticamente ausente en las orientaciones meridionales con ciertos matices. La ausencia de formas de geliflujión en las caras S del Espigüete o Curavacas viene dada principalmente por las fuertes pendientes de origen estructural que existen, por lo que los procesos dominantes son la caída de bloques y los aludes. Por otro lado el termómetro instalado en la cara S del Curavacas a 2400 metros presenta unas temperaturas medias de 5°C para los meses invernales. La conclusión es que la cara S de estos dos picos quedaría por debajo del dominio crionival. Más al N del macizo, en la cara S de los picos Cuartas o del Infierno sí aparecen lóbulos de geliflujión, como puede verse en las Figuras 6.87 y 6.130. Por tanto habría aquí un dominio crionival por encima de los 2350 metros de altitud.

En cara W encontramos abundantes formas de geliflujión (lóbulos) por encima de los 2300 metros, así como condiciones periglaciares rigurosas con heladas intensas y profundas, y temperaturas del suelo entre 2°C y 3°C, con multitud de ciclos de hielo-deshielo, por lo que situamos el piso crionival por encima de este límite.

La cara E tiene la particularidad de acumular gran cantidad de nieve por deflación, aunque en ésta el manto nival carece de la protección de la cara N. Por otro lado es la orientación menos representada en Fuentes Carrionas, ya que las alineaciones, fuera del macizo de Peña Prieta, son en general W-E. En todo caso encontramos menor cantidad de formas periglaciares tipo lóbulos, que son sustituidas por taludes de derrubios activos, con flujos de derrubios y aludes, y nichos de nivación. En función de la existencia de morrenas de nevero funcionales en la cara E del circo de los Altares establecemos un límite inferior del piso crionival en 2250 metros para esta orientación.

Por último la cara N es la que registra unas condiciones periglaciares más rigurosas. En ella las temperaturas medias del suelo quedan ligeramente por encima de los 0°C entre junio y octubre, con el suelo congelado entre 7 y 8 meses al año, y ciclos de hielo-deshielo variables dependiendo de la cobertera nival. El *permafrost* podría estar presente de forma esporádica en los siguientes

entornos:

- a) Taludes de derrubios en orientación N, NNW y NNE por encima de los 2350 metros.
- b) Cavidades kársticas por encima de los 2100 metros.

La variedad de formas activas en este entorno es máxima: los taludes de derrubios reciben alimentación tanto de bloques caídos por crioclastia como de aportes nivales (aludes) y de fusión nival (flujos de derrubios). Los neveros permanentes o semipermanentes están presentes, y mantienen morrenas de nevero activas y formas de erosión nival. Por último los lóbulos de geliflucción ocupan las áreas que no han sido fosilizadas por los taludes de derrubios. Es difícil establecer un límite altitudinal a este piso en la cara N, ya que algunos elementos como los neveros en simas kársticas se encuentran anormalmente bajos. En función de la temperatura del termómetro del Espigüete N a 2020 metros, prácticamente idéntica a la del termómetro de Lomas W a 2400 metros, proponemos un límite inferior en los 2150 metros de altitud.

6.7.2. El dominio nivoperiglaciario

El dominio nivoperiglaciario se caracteriza por los procesos nivales y nivoperiglaciares, entre los que destacan los aludes, flujos de derrubios y la soliflucción (Serrano et al. 2000). En Fuentes Carrionas los neveros semipermanentes, con nichos de nivación y procesos de abrasión nival, los aludes y las formas de soliflucción activas como los lóbulos de soliflucción de suelo y las terracillas marcan este dominio. Al igual que en el caso del dominio crionival la distribución del mismo es diferencial en función de la altitud.

En la cara S encontramos terracillas activas aproximadamente por encima de los 2050 metros, como ocurre en el sector de las Lomas o la Panda de Fuentes Carrionas, aunque algunas formas, como la morrena de nevero del Curavacas S, o procesos, como los aludes en este mismo lugar o en la cara S del Espigüete pueden llegar más abajo. En estos casos es solamente debido a una sobreacumulación local de nieve y a las fuertes pendientes de ambos frentes montañosos. Las temperaturas del suelo oscilan entre los 5°C y 6°C de otoño a primavera, con una cobertera nival entre diciembre y abril, pero que puede fundirse en cualquier momento en función de la fuerte insolación.

La cara W presenta formas de soliflucción activa por encima de los 2050 metros aproximadamente, como por ejemplo en el cordal de Tío Celestino-Alto del Ves o en la vertiente occidental del collado de Robadoiro. Las temperaturas del suelo oscilan entre los 5°C y 6°C, con ciclos de hielo-deshielo abundantes (entre 15 y 35 por año) pero superficiales, ya que nunca llegan a alcanzar los -5°C en el suelo. La cobertera nival es discontinua y prácticamente se limita a los meses de invierno, de diciembre a marzo-abril.

La cara E es la que mantiene mayores espesores de nieve, por lo que las formas aquí son principalmente nivales. Los neveros estacionales llegan aquí hasta los 1900 metros, con formas asociadas como la abrasión nival o las morrenas de nevero de fondo, además de procesos como los aludes de fondo. Las temperaturas del suelo están muy condicionadas por el efecto cortina nival, con valores entre los 4°C y 5°C. La permanencia de la nieve se prolonga desde las mediados de otoño (noviembre o diciembre) hasta mayo.

En la cara N las terracillas son activas aproximadamente por encima de los 1800 metros, mientras que los lóbulos de soliflucción más bajos los encontramos por encima de los 1900 metros. Por encima de ellos todavía encontramos otras formas como los derrubios escalonados o las formas de abrasión nival. Es por tanto ese intervalo el de transición desde el piso infraperiglaciario al nivope-riglaciario. Las temperaturas del suelo oscilan entre los 4°C y 5°C entre octubre y junio, con una permanencia de la nieve variable pero rondando los 6 meses.

6.7.3. El dominio infraperiglaciario

El el piso más bajo del medio periglaciario. En él las formas son principalmente relictas (terracillas y lóbulos de soliflucción), y están siendo colonizadas por la vegetación. Los procesos principales son la soliflucción laminar (*creep*) y el hielo de exudación (*pipkrake*), aunque su significación morfológica es escasa ya que solamente afectan a la capa superficial de suelo. También puede ser activa de manera ocasional la crioclastia. Una de las formas que puede desarrollarse en este entorno son los bloques aradores, en función de la existencia de un suelo suficientemente saturado y una helada estacional muy ligadas a la presencia de nieve. Los ciclos de hielo deshielo en el suelo a 10 cm. de profundidad se reducen drásticamente, así como la permanencia de la nieve en superficie, una vez más con variaciones en función de las orientaciones.

En la cara S a 1900 metros ya no se registran ciclos de hielo-deshielo en profundidad, y el

manto nival es claramente discontinuo. El límite inferior de este piso ya no posee características geomorfológicas, sino que es de tipo biogeográfico, con la progresiva ausencia de matorral continuo a partir de los 2000 metros, como ocurre en la cara meridional del Monte las Huelgas. Esta ausencia coincide con la formación progresiva de pequeñas terracillas, que denotan ciclos de hielo-deshielo en el suelo.

Al igual que en la orientación anterior, en la cara W el manto nival es inestable en invierno. Los procesos de *pipkrake* han de ser por tanto activos. A 1950 metros todavía existen al menos 30 días con temperaturas del suelo por debajo de 0°C, por lo que el límite lo situamos aproximadamente en 1850 metros.

En la cara E la nieve permanece entre los 1800 y 1900 metros solamente un par de meses, suficientes para producir una solifluxión limitada. Existen bloques aradores en esta orientación “*sensu lato*” (es decir, en el fondo del valle de Riofrío, de dirección W-E pero con una pendiente menor a 10°) a 1700 metros de altitud.

En la cara N la nieve permanece a 1800 metros aproximadamente 6 meses, aunque los ciclos de hielo-deshielo están prácticamente ausentes. La presencia de terracillas activas, ligadas tanto a la fusión nival como a procesos de *pipkrake* como las mostradas en la Figura 6.73 a 1500 metros nos permite proponer este límite como el propio del medio infraperiglaciario.

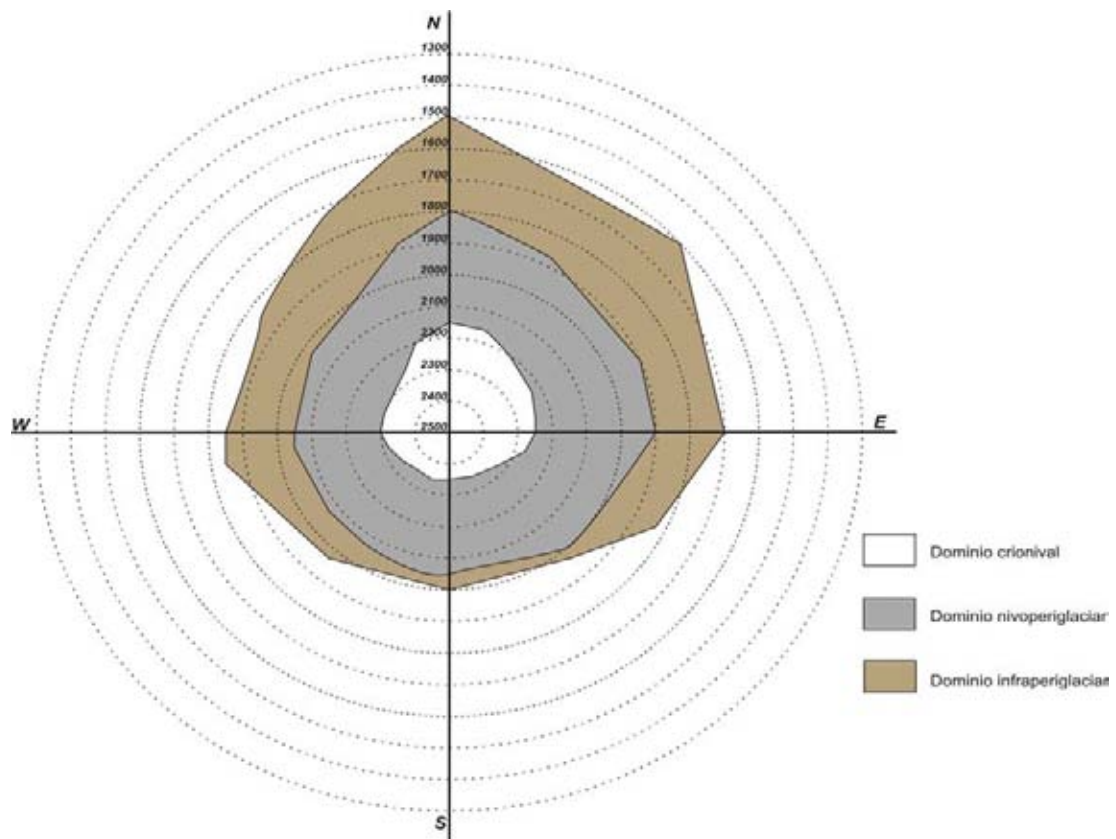


Figura 6.171: Distribución altitudinal de los dominios del medio periglacial en Fuentes Carrionas.

En definitiva Fuentes Carrionas es, después de Picos de Europa, el macizo con un piso crionival mejor representado y más extenso de la Cordillera Cantábrica. Además, por su variedad litológica en dicho piso nos encontramos con formas como los lóbulos de geliflucción y los taludes de derrubios o morrenas de nevero activos, o entornos como las cuevas heladas. Dichas formas, y los procesos asociados son geoindicadores de un ambiente periglacial con posibilidad de existencia de *permafrost* esporádico, por lo que merecen una protección por su carácter excepcional dentro de la Cordillera Cantábrica.

Movimientos en masa



Siguiendo a Varnes (1978) y Brunsden (1993) entendemos como movimientos en masa como “puesta en marcha y caída de un conjunto de materiales que forman una ladera debido a la acción de la gravedad sin que sea necesario ningún otro agente movilizador”. El hecho de la gravedad como agente movilizador, sin menoscabo de la existencia de otros factores que induzcan el movimiento, el carácter masivo del mismo, así como un criterio arbitrario de tamaño, permiten diferenciar los movimientos de masa de las formas de soliflucción y pedreras. Así las formas originadas por soliflucción son discriminadas de los movimientos en masa en virtud de poseer agentes movilizadores distintos de la pura gravedad, y las pedreras se excluyen por formarse a partir de la caída repetida de elementos aislados, no de un evento que moviliza la ladera.

A pesar de que la gravedad es el único agente movilizador de los deslizamientos y desprendimientos, generalmente existe algún factor que introduce una inestabilización de la ladera, y que por tanto provoca el movimiento en masa. En el caso de nuestra área de estudio, gran parte de los deslizamientos o desprendimientos se sitúan en áreas deglaciadas. Esta circunstancia nos hace deducir que la presencia de glaciares, que por un lado incrementaron las pendientes de las laderas mediante su trabajo de abrasión, y por otro depositaron espesos e inestables mantos de derrubios de origen glaciar -los cuáles incluso después de la retirada del glaciar pudieron poseer hielo intersticial cuya fusión aumentaba aún más la inestabilidad de la ladera- fue un factor determinante en la ocurrencia de deslizamientos y desprendimientos. Esta idea está avalada por estudios realizados en otros lugares de la Cordillera Cantábrica (García de Celis et al. 1992, Menéndez y Marquínez 1996, Arroyo y García de Celis 2003) y Pirineos (Corominas 1990), así como en otras montañas deglaciadas (Ballantyne 2002, Sellier 2002, Iturrizaga 2008). Así, y siguiendo al citado Ballantyne (2002), la mayoría de los deslizamientos y desprendimientos de Fuentes Carrionas se situarían dentro de lo que él llama el periodo “paraglaciario”, en el cual la retirada de los glaciares provoca la inestabilidad de las laderas deglaciadas por todas las causas anteriormente citadas, a las que se suma la relajación de la presión que ejercen los glaciares sobre las mismas.

Los movimientos en masa son formas de un tamaño muy variable, con volúmenes que van desde metros cúbicos hasta varios kilómetros cúbicos. También presentan una tipología variable que responde tanto a las condiciones previas del material puesto en movimiento como a los mecanismos que lo desencadenaron, así como a cinética del movimiento. Por otro lado los movimientos en masa, como tantas otras formas de relieve, no se avienen a clasificaciones estrictas, ya que puede

haber formas mixtas y complejas. Sin embargo es esencial intentar clasificarlos para descubrir cómo ocurrieron y si eventualmente pueden volver a ocurrir en el futuro.

7.1. Tipos de movimientos en masa

Podemos distinguir tres tipos básicos de puesta en movimiento entre las cuáles encontramos todos los tipos compuestos de movimiento en masa: la subsidencia, la fluxión y el deslizamiento. A partir de esta tipología existe una amplia gama de formas que en muchos casos no son fáciles de clasificar en categorías discretas, ya que pueden originarse como resultado de la influencia de varios procesos y poseer varios o todos los tipos citados (Derbyshire et al. 1979). Para establecer un criterio unitario vamos a basarnos en trabajo de Derbyshire et al. (1979) y en manual de Dikau et al. (1996), este último por ofrecer un catálogo complejo y a la vez bien compartimentado de movimientos en masa, que además ha sido diseñado para la interpretación de éstos en el continente europeo.

7.1.1. Deslizamientos rotacionales (Buma y Van Atch 1996)

Los deslizamientos rotacionales se caracterizan por poseer una superficie de ruptura curva, produciéndose un giro de la masa inestable alrededor de un eje imaginario (Corominas 1989). Un deslizamiento rotacional típico presenta (Figura 7.1):

- Una cicatriz: lugar de arranque del mismo, que suele tener una forma semicircular.
- Un cuerpo deslizado: la masa que se ha movido ladera abajo.
- Una superficie de ruptura: es el plano por el cual el cuerpo se ha deslizado, el cual presenta una superficie curva que implica un movimiento rotacional de la masa, lo cual define este deslizamiento.

El cuerpo deslizado suele poseer otras formas secundarias tales como un pie, que pone en contacto el cuerpo deslizado con la ladera estable, cicatrices que indican movimientos diferenciales dentro de la propia masa, grietas transversales originadas por la expansión longitudinal del material deslizado o grietas radiales ocasionadas por expansión lateral del mismo.



Figura 7.1: Gráfico de las partes integrantes de un deslizamiento. Modificado de Varnes (1978).

Los deslizamientos rotacionales se dividen en múltiples y simples en función de su magnitud y de la existencia o no de varias capas deslizadas, formándose en los primeros escalonamientos y rellanos, y en ambos cambios notables en la vegetación y anomalías en la red de drenaje (Carrasco y Pedraza 1992). Los deslizamientos múltiples son profundos y de muy amplio radio, afectando al sustrato infrayacente y a los depósitos superficiales. El sustrato suele aflorar en la cicatriz del deslizamiento o bien entre la propia masa del mismo, en alguna de las cicatrices secundarias. Los deslizamientos simples suelen implicar solamente la formación superficial o a lo sumo capas superficiales del sustrato.



Figura 7.2: Deslizamiento rotacional en el valle de Pineda. Puede distinguirse la cicatriz, el cuerpo deslizado con una cicatriz secundaria, y grietas radiales al pie.

Los deslizamientos rotacionales suelen darse en lugares cuyo sustrato esté compuesto por materiales detríticos cohesivos, así como en lugares intensamente fracturados (Corominas 1989). En nuestra área de estudio todos los deslizamientos de tipo rotacional múltiple se han originado sobre una alternancia de pizarras y areniscas en áreas intensamente falladas, mientras que los simples poseen una distribución más general (Figura 7.2). Es por ello que estas características geológicas han de ser tenidas en cuenta como factores favorecedores de este tipo de movimientos.

7.1.2. Formas *sackung*

El término alemán "*sackung*" (*sackungen* en plural) se ha generalizado para identificar a los movimientos en masa producidos por extensión gravitacional, hundimiento o deformación de laderas a lo largo de un plano de gran profundidad, por lo que implican a una gran masa rocosa (Gutiérrez Santaolalla et al. 2005, Hippolyte et al. 2006a). La característica morfológica más peculiar de los *sackungen* es la existencia de crestas a contrapendiente (Gutiérrez Santaolalla et al. 2005) orientadas en disposición paralela a la pendiente, en especial en la parte superior de estas formas. El resultado es una cresta duplicada, a modo de "mini-horsts" con un "mini-graben" intermedio (Figura 7.3).

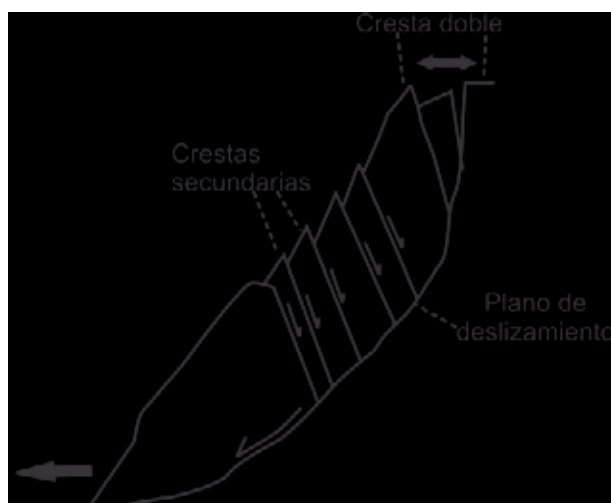


Figura 7.3: Partes integrantes de un deslizamiento *sackung*. Modificado de Li et al. (2010).

Los deslizamientos *sackung* son uno de los movimientos en masa más íntimamente relacionados con la presencia de los glaciares y la actividad paraglaciar. De entre los 44 artículos citados por Mège y Bourgeois (2011) en la literatura científica que estudian *sackung*, 39 de ellos concluyen que se trata de un fenómeno exclusivamente paraglaciar. En su desencadenamiento tienen que ver en

primer lugar la descompresión de las paredes por la ausencia del glaciar, la propia labor de abrasión del glaciar, que provoca la sobrependiente en las laderas, la existencia de líneas de debilidad en la roca, tales como fallas, cabalgamientos o contactos entre rocas, el rebote isostático diferencial después de la relajación de la presión glaciar y la labor de alteración y meteorización que el agua líquida realiza sobre el sustrato, aprovechando precisamente estas discontinuidades y diferencias litológicas (Hippolyte et al. 2006a y 2006b, Ustaszewski et al. 2008). Por el contrario no son formas selectivas en cuanto a la litología, dándose tanto en rocas plutónicas, metamórficas como sedimentarias, ya sean duras o blandas. Dos características comunes a las laderas con *sackungen* son la existencia de crestas anchas y un sustrato con planos de estratificación u otro tipo de líneas de debilidad paralelos a la pendiente (Gutiérrez Santaolalla et al. 2005).



Figura 7.4: Cresta múltiple de un *sackung* en el Monte las Huelgas, en la cabecera del valle de Riuplanes.

A pesar de presentar ratios de movimiento muy lentos, del orden de milímetros al año, los *sackung* pueden acabar originando deslizamientos secundarios, principalmente por crear nuevas líneas de debilidad en la ladera que pueden ser atacadas. Aunque este hecho ha sido negado por Hewitt et al. (2008), los mismos autores reconocen la existencia de varios estudios en los que se ha puesto de manifiesto cómo movimientos en masa como deslizamientos y avalanchas

de rocas tienen su origen en *sackungen* previos, como el de Blikra et al. (2006) en Noruega. Esta situación se confirma en Fuentes Carrionas: los *sackungen* han provocado deslizamientos secundarios y avalanchas de rocas tanto en Peña Quebrada como en Riuplanes (Figura 7.4).

7.1.3. Deslizamientos traslacionales (Dikau et al. 1996)

Son deslizamientos superficiales, que suelen formarse sobre depósitos poco consolidados, como son los depósitos glaciares, por lo que no afectan de forma sustancial al sustrato infrayacentes. Presentan un cuerpo deslizado alargado, con un pequeño lóbulo al pie, pero que no suele ser más ancho que la cicatriz. La forma de ésta suele ser en herradura con escasa profundidad, aunque el desplazamiento vertical de la masa deslizada (la diferencia de altitud entre la cima de la cicatriz y el inicio de la masa deslizada) puede llegar a superar la centena de metros (Figura 7.5).

Entre los mecanismos desencadenantes destaca la diferencia granulométrica de los depósitos de till con respecto a formaciones suprayacentes de tipo edáfico o coluvial, la cual posibilita el empapamiento de agua y la puesta en movimiento en contextos de alta pluviosidad y fuertes pendientes (Arroyo y García de Celis 2003). Algunos autores llaman a este tipo de deslizamientos “coladas de barro” (Corominas 1989), teniendo éstas su origen en dos mecanismos: el proceso de carga no drenada y la reducción del ángulo de fricción del material movido. El primero implica la imposibilidad de circulación del agua intersticial dentro del depósito susceptible de deslizarse, por lo que éste acaba colapsándose. El segundo consiste en una orientación de las partículas arcillosas paralelamente a la línea de ruptura una vez que ésta se produce, lo cual reduce la fricción y favorece el deslizamiento.

En nuestra área de estudio son los depósitos de origen glaciar, sobre todo morrenas laterales, los lugares más proclives a este tipo de deslizamientos. Ello se debe a que este tipo de depósitos, de abundante matriz arcillosa, cortan la dinámica hídrica de las laderas, saturándose de agua hasta llegar al punto de ruptura. En este proceso la relajación de la presión ejercida por el glaciar puede ser importante, al producir grietas dentro del depósito que pueden ser explotadas por procesos de empapamiento y de hielo-deshielo (Corominas 1990 y García de Celis et al., 1992). Se han identificado siete deslizamientos de este tipo en el área de estudio, cuyas cicatrices ocupan un rango altitudinal desde los 1800 a los 1400 metros, coincidente con el entorno de depósito de morrenas laterales.



Figura 7.5: Deslizamiento traslacional reciente en el valle de Riofrío.

7.1.4. Deslizamientos de roca o rockslide (Sorriso-Valvo y Gullà 1996)

Se trata de un tipo de deslizamiento traslacional de una masa rocosa que ocurre a lo largo de una superficie plana o ligeramente ondulada (Varnes 1978). Estos deslizamientos se caracterizan porque la cicatriz suele tener una forma rectilínea, que refleja alguna línea de debilidad (falla, diaclasa o plano de estratificación) a partir de la cual se ha desgajado la masa deslizada, y ésta, de naturaleza competente, se mantiene prácticamente intacta pero desplazada de su origen a lo largo de un plano generalmente rectilíneo (Figura 7.6). Si la masa sufre rupturas puede evolucionar en un desprendimiento o incluso en una avalancha de rocas, como ha ocurrido en la cara N del Espigüete o en el sector del Castillo, en el valle de Valcabe. Entre las causas para su formación destacan la retirada de los glaciares (liberación de presión en las paredes), los terremotos o la fusión del *permafrost* (Wilson 2009). La ladera occidental de la peña del Tejo, entre Puente Agudín y el valle de Lamas, presenta varios de estos deslizamientos.



Figura 7.6: Deslizamiento de roca en el valle de Cardaño, al pie del valle de Lamas.

7.1.5. Desprendimientos (Flageollet y Weber 1996)

Los desprendimientos son movimientos de material (rocas, suelo o formaciones superficiales) desde paredes verticales o subverticales, por lo que no deslizan sino que se desprenden y caen. Una vez chocan con el suelo la masa desprendida suele romperse, pudiendo desencadenar procesos secundarios tales como avalanchas de rocas, deslizamientos o incluso flujos de derrubios si alcanzan un curso de agua, hasta detener su avance. Su diferencia por tanto con los deslizamientos es que no existe un plano sobre el que el material se desplace, al menos inicialmente. Un subtipo especial son los vuelcos o "*topple*", rotación de una masa de rocas a partir de un punto sin romperse hasta impactar con el suelo. Algunos de los desprendimientos pueden haberse originado de esta manera, en especial en la cara N de Peña Quebrada (Figura 7.7).



Figura 7.7: La cara N de Peña Quebrada, un lugar especialmente proclive a los desprendimientos tipo "topple".

Los desprendimientos suelen ocurrir por el debilitamiento de la pared rocosa a lo largo de líneas concretas que suelen coincidir con fallas, diaclasas, grietas o planos de estratificación. Este patrón se puede ver en el resultado morfológico, que suele ser una cicatriz de tamaño variable y forma generalmente recta, siguiendo dichos planos de debilidad, y una acumulación de bloques al pie, que si es suficientemente voluminosa o bien los desprendimientos se repiten en la misma área, origina un talud o cono de derrubios. Todas estas características pueden verse en la cara N de Peña Prieta (Figura 6.129).

Entre los factores que contribuyen al debilitamiento de la roca y a desencadenan un desprendimiento podemos citar:

- La existencia de paredes con extraplomos, bien por erosión o por la acción de desprendimientos previos.
- La creación de nuevos planos de debilidad por relajamiento de las paredes, que generalmente suelen ser de dirección vertical, paralelos a la pared.
- La alteración o meteorización diferencial de la roca a lo largo de los planos de debilidad.

- La fusión del *permafrost* intersticial en dichos planos.
- La crioclastia (hielo-deshielo continuado) en los planos de debilidad.
- Episodios de lluvias fuertes que se filtren por las líneas de debilidad, creando un efecto de cuña en las mismas.
- Los terremotos.

Algunos de estos factores, en especial la relajación de la presión glaciaria, la fusión del *permafrost*, la crioclastia y la existencia de extraplomos parecen jugar un papel protagonista en Fuentes Carrionas, ya que los desprendimientos suelen ubicarse en paredes de cara N, por encima de los 2000 metros de altitud, en áreas deglaciadas y con condiciones topoclimáticas rigurosas.

Según su tamaño Whalley (1974) clasifica los desprendimientos en:

- Caída de derrubios (debris fall): por debajo de 10 m³.
- Caída de rocas (Boulder fall): entre 10-100 m³.
- Caída de bloques (block fall): entre 100 y 10000 m³.
- Bergsturz: más de 1 millón de m³.

En Fuentes Carrionas sólo hemos encontrado desprendimientos de material rocoso, ya que los suelos o depósitos no consolidados no suelen encontrarse en paredes verticales o subverticales. En cuanto al tamaño los desprendimientos identificados abarcan todos los tipos excepto el bergsturz. Por otro lado la escala de 1:10.000 del mapa geomorfológico nos ha impedido cartografiar los desprendimientos por debajo de 10 m³, y solamente se han cartografiado las caídas de bloques más evidentes o recientes. Además los desprendimientos de mayor tamaño han derivado en avalanchas de rocas, por lo que son descritos en un apartado propio.

7.1.6. Avalanchas de rocas (Angeli et al. 1996)

Son deslizamientos masivos de material rocoso que, a diferencia de los deslizamientos rotacionales, poseen la característica de ser procesos de una alta intensidad y baja frecuencia (Corominas 1989) y a diferencia de los deslizamientos traslacionales afectan principalmente a materiales del sustrato, que constituyen la mayoría del material deslizado. Son un movimiento en masa de tipo

secundario, ya que se originan bien por la caída o deslizamiento de una ladera rocosa que progresivamente pierde cohesión -se va rompiendo a medida que rueda ladera abajo o choca contra el suelo- e incluso va sumando material arrastrado (suelo, otras rocas y vegetación) hasta crearse una avalancha de rocas. La forma resultante se caracteriza por una cicatriz mucho menos visible que en los casos anteriores, al situarse (al menos en nuestra área de estudio) en paredes de origen glaciar fuertemente retocadas por la crioclastia, mientras que la masa del deslizamiento es una acumulación muy mal clasificada de material, en la que abundan los bloques de gran tamaño, pudiendo confundirse con un glaciar rocoso relictos, del cual se distingue por la ausencia de marcas de flujo. Este tipo de formas, por su velocidad y la implicación de material rocoso pueden llegar a ser muy destructivas. En Fuentes Carrionas las avalanchas de rocas se han originado muy lejos de áreas habitadas permanentemente (aunque no de áreas ocupadas estacionalmente) por lo que el riesgo es prácticamente nulo.

7.1.7. Flujos de derrubios o debris flow (Corominas et al. 1996)

Podemos definir un flujo de derrubios como una onda de sedimentos pobremente clasificados empastados en agua que fluye ladera abajo, con un frente abrupto compuesto mayoritariamente por material grueso y una cola en la que el material es progresivamente más fino (Marchi et al. 2002). Característico de los flujos de derrubios, en especial los de alta montaña, son los levées laterales en todo el surco provocado por el flujo de derrubios (Corominas et al. 1996), así como un frente lobulado (Gutiérrez Elorza 2008). Esta forma se desdibuja cuando los flujos entran en la red hidrográfica, donde pierden sus características, aunque ganan poder destructor al descender por la línea de mayor pendiente y ganar plasticidad gracias al aporte hídrico (Arroyo y García de Celis 2002, Szymczak et al. 2010).

Los flujos de derrubios son formas por tanto inconfundibles, pero efímeras. Tanto los levées laterales como el lóbulo frontal son atacados por la erosión y borrados, quedando solamente el surco central, que comienza a funcionar como una canal torrencial (*rill*), en el que el proceso principal es la erosión torrencial de aguas escasamente organizadas. Así un flujo de derrubios, un evento singular, acaba siendo un vehículo continuo de desalojo de sedimentos desde las laderas hasta el fondo del valle (Martí et al. 1997). Solamente un estudio sedimentológico del depósito resultante, como el realizado por Sletten y Blikra (2007) en Noruega, permitiría discernir entre ambos: los

flujos de derrubios presentan depósitos muy mal clasificados, con bloques en posiciones variadas, mientras que los depósitos torrenciales siempre están mejor clasificados, y los clastos presentan posiciones planares predominantemente. En todo caso en el mismo depósito suelen existir registros de fases en que el flujo se comportó como tal y otras en las que funcionó como torrente.

Estos movimientos de masa son esencialmente superficiales, afectando únicamente a las masas de sedimentos (taludes de derrubios, mantos de till). Son movimientos de alta intensidad y baja frecuencia, al igual que las avalanchas de rocas, debido a que se originan y circulan por espacios de fuertes pendientes. Los flujos de derrubios actuales están principalmente relacionados con las condiciones climáticas. Generalmente se desencadenan con episodios de lluvias fuertes (Szymczak et al. 2010, Lugon y Stoffel 2010), fusión nival repentina sobre suelos saturados (Decaulne et al. 2005, Decaulne y Seamundsson 2006, Sletten y Blikra 2007) o, menos frecuentemente, por fusión del *permafrost* (Lewkowicz y Harris 2005).

A pesar de ser formas superficiales y de escasa extensión, su importancia en la interpretación del relieve en alta montaña es alta. Esta labor tiene lugar principalmente en la fase paraglaciar (Ballantyne 2002). Inmediatamente después de la retirada de los glaciares encontramos una situación con laderas cubiertas de mantos de till, material suelto, en grandes pendientes y desprovisto de protección vegetal. En este entorno frecuentes flujos de derrubios de gran volumen desalojan masas de till de las laderas y las acumulan en el fondo de valle (Šilhán y Pánek 2010), en ocasiones en forma de abanicos aluviales (Iturrizaga 2008). Esta situación ha ocurrido también en Fuentes Carrionas inmediatamente después de la retirada de los glaciares, en especial en los valles de Cardaño y Reñuela. Actualmente los flujos de derrubios siguen ocurriendo, pero limitados a los taludes de derrubios más altos del macizo (Figura 7.8).



Figura 7.8: Flujos de derrubios en taludes activos en el circo de los Altares.

7.2. Distribución de deslizamientos y desprendimientos en Fuentes Carrionas

Al originarse bajo circunstancias variadas y en ambientes contrastados tanto desde el punto de vista dinámico como climático, la distribución de movimientos en masa no es uniforme. Además la relación morfoestratigráfica de estas formas entre sí y con otras de origen glaciar, periglacial o fluvial, junto con su grado de conservación, es básica para proponer una hipótesis cronológica de las mismas. Por todo ello abordamos la descripción de los movimientos en masa separadamente para cada valle. La Tabla 7.1 indica los valores morfométricos más importantes de los movimientos en masa identificados, su ubicación y naturaleza, así como el grado de conservación según la clasificación de González Díez et al. (1996), que se comenta en detalle más adelante. La numeración correlativa de las formas se ha realizado de E a W y de N a S.

7.2. DISTRIBUCIÓN DE DESLIZAMIENTOS Y DESPRENDIMIENTOS EN FUENTES CARRIONAS

Tabla 7.1 Deslizamientos y desprendimientos en Fuentes Carrionas. No se han incluido los flujos de derrubios. Los elementos que carecen de altitud de la cicatriz es debido a que ésta es irreconocible.

Valle	Nombre	Tipo	Altitud cicatriz	Altitud cabeza	Altitud pie	Grado conservación
Naranco	<i>Cubil del Can NW 1</i>	<i>Desprendimiento</i>	2122	2010	1943	B
	<i>Cubil del Can NW 2</i>	<i>Desprendimiento</i>	2164	2002	1963	B
	<i>Oropiñas</i>	<i>Desprendimiento</i>	1865	1840	1755	B
	<i>Naranco 1</i>	<i>Desprendimiento</i>		1826	1728	C
	<i>Naranco 2</i>	<i>Desprendimiento</i>		1578	1551	C
Lechada	<i>Tres Provincias</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	2442	2426	2370	A
Cardaño	<i>Pozo Lomas</i>	<i>Desprendimiento</i>	2037	2028	2006	A
	<i>Hormax</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1940	1877	1842	D
	<i>Tio Navarro</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1742	1634	1600	D
	<i>Cardaño de Arriba</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1666	1509	1444	D
	<i>Valcabe 1</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1532	1530	1505	A
	<i>Valcabe 2</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1959	1890	1760	C
	<i>Valcabe 3</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>		1794	1760	D
	<i>Valcabe 4</i>	<i>Rock slide</i>	1879	1842	1790	B
	<i>Peñas Malas SE</i>	<i>Desprendimiento</i>		2102	2048	C
	<i>Mazobre 1</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1630	1548	1503	C
<i>Mazobre 2</i>	<i>Desprendimiento</i>		1594	1538	B	

CAPÍTULO 7. MOVIMIENTOS EN MASA

Valle	Nombre	Tipo	Altitud cica-triz	Altitud cabeza	Altitud pie	Grado conservación
	<i>Mazobre 3</i>	<i>Rock slide</i>	1740	1588	1540	B
	<i>Espigüete NW 1</i>	<i>Desprendimiento</i>	2008	2005	1926	B
	<i>Espigüete NW 2</i>	<i>Avalancha de rocas</i>	2176	2084	1820	B
	<i>Agujas de Arra</i>	<i>Desprendimiento</i>	2094	2058	2037	A
	<i>Lamas 1</i>	<i>Rock slide</i>	1415	1380	1334	B
	<i>Lamas 2</i>	<i>Rock slide</i>	1553	1518	1319	B
	<i>Puente Agudín 1</i>	<i>Rock slide</i>	1561	1435	1335	B
	<i>Puente Agudín 2</i>	<i>Desprendimiento</i>	1508	1473	1383	B
	<i>Cardaño de Abajo 1</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1454	1438	1283	D
	<i>Cardaño de Abajo 2</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1474	1433	1303	C
	<i>Cardaño de Abajo 3</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1604	1549	1299	D
<i>Cardaño de Abajo 4</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1363	1338	1301	C	
Riofrío	<i>Cubil del Can NE 1</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1654	1576	1454	A
	<i>Cubil del Can NE 2</i>	<i>Desprendimiento</i>	1606	1588	1554	A
	<i>Cubil del Can NE 3</i>	<i>Desprendimiento</i>	1803	1780	1750	A
	<i>Cubil del Can NE 4</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	2082	1976	1873	D
	<i>Cubil del Can NE 5</i>	<i>Desprendimiento</i>	2272	2203	2076	B
	<i>Riofrío 1</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1898	1855	1759	D

7.2. DISTRIBUCIÓN DE DESLIZAMIENTOS Y DESPRENDIMIENTOS EN FUENTES CARRIONAS

Valle	Nombre	Tipo	Altitud cica-triz	Altitud cabeza	Altitud pie	Grado conservación
	Riofrío 2	Deslizamiento traslacional	1751	1747	1736	A
	Riofrío 3	Deslizamiento traslacional	1776	1774	1770	B
	Riofrío 4	Desprendimiento	2195	2105	1987	B
	Riofrío 5	Desprendimiento	2480	1980	1913	B
	Campollo	Desprendimiento	2193	2148	2111	B
	Altares	Desprendimiento	2201	2073	2041	B
	Peña Quebrada 1	Deslizamiento rotacional	2001	1768	1370	A
	Peña Quebrada 2	Avalancha de rocas	2001	1839	1521	A
	Peña Quebrada 3	Desprendimiento	2001	1868	1690	A
	Peña Quebrada 4	Deslizamiento traslacional	1664	1635	1591	B
	Peña Quebrada 5	Deslizamiento rotacional	1795	1664	1604	C
	Peña Quebrada 6	Deslizamiento traslacional	1862	1788	1700	A
	Peña Quebrada 7	Deslizamiento traslacional	1844	1784	1710	A
	Peña Quebrada 8	Deslizamiento traslacional	1668	1619	1553	C
	Peña Quebrada 9	Deslizamiento traslacional	1683	1619	1586	C
	Peña Quebrada 10	Deslizamiento rotacional	1741	1691	1611	B

CAPÍTULO 7. MOVIMIENTOS EN MASA

Valle	Nombre	Tipo	Altitud cica- triz	Altitud cabeza	Altitud pie	Grado conser- vación
	<i>Peña Quebrada 11</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1650	1645	1566	B
	<i>Peña Quebrada 12</i>	<i>Sackung</i>		1834	1637	C
	<i>Peña Quebrada 13</i>	<i>Avalancha de ro- cas</i>	1808	1777	1569	A
	<i>Peña Quebrada 14</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1831	1748	1621	A
	<i>Peña Quebrada 15</i>	<i>Rock slide</i>	1843	1830	1648	C
	<i>Peña Quebrada 16</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1799	1736	1680	B
	<i>Peña Quebrada 17</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1766	1702	1670	A
	<i>Peña Quebrada 18</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1728	1704	1683	A
	<i>Fuentes Carrionas 1</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1928	1772	1736	C
Carrión	<i>Fuentes Carrionas 2</i>	<i>Desprendimiento</i>	2039	1835	1802	C
	<i>El Ves</i>	<i>Avalancha de ro- cas</i>		2174	2033	C
	<i>Circo Curavacas 1</i>	<i>Desprendimiento</i>	2430	2368	2199	B
	<i>Circo Curavacas 2</i>	<i>Desprendimiento</i>	2016	1994	1897	B
	<i>Circo Curavacas 3</i>	<i>Desprendimiento</i>	1973	1962	1883	B
	<i>Reñuela 1</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1773	1614	1584	C
	<i>Reñuela 2</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1700	1592	1550	C

7.2. DISTRIBUCIÓN DE DESLIZAMIENTOS Y DESPRENDIMIENTOS EN FUENTES CARRIONAS

Valle	Nombre	Tipo	Altitud cica-triz	Altitud cabeza	Altitud pie	Grado conservación
	<i>Vega de Cantos</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1896	1687	1525	C
	<i>Lezna S</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1786	1717	1498	C
	<i>El Hospital</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1764	1661	1484	B
	<i>El Estrecho</i>	<i>Desprendimiento</i>		1610	1504	C
	<i>Curavacas E</i>	<i>Desprendimiento</i>	2245	2095	2024	C
	<i>Riuplanes 1</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1567	1518	1453	B
	<i>Riuplanes 2</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1617	1596	1511	B
	<i>Riuplanes 3</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	1782	1760	1482	B
	<i>Riuplanes 4</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1723	1704	1472	B
	<i>Riuplanes 5</i>	<i>Avalancha de rocas</i>		1856	1686	B
	<i>Riuplanes 6</i>	<i>Avalancha de rocas</i>		1945	1805	B
	<i>Riuplanes 7</i>	<i>Sackung</i>		1993	1924	B
	<i>Riuplanes 8</i>	<i>Avalancha de rocas</i>		2019	1762	B
	<i>Riuplanes 9</i>	<i>Sackung</i>		2143	2019	B
	<i>Santa Marina 1</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	1577	1562	1444	C

Valle	Nombre	Tipo	Altitud cicatriz	Altitud cabeza	Altitud pie	Grado conservación
	<i>Santa Marina 2</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	<i>1610</i>	<i>1571</i>	<i>1445</i>	<i>B</i>
	<i>La Rabina 1</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	<i>1526</i>	<i>1439</i>	<i>1420</i>	<i>C</i>
	<i>La Rabina 2</i>	<i>Deslizamiento traslacional</i>	<i>1439</i>	<i>1426</i>	<i>1418</i>	<i>C</i>
	<i>Horca de Lores 1</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	<i>1822</i>	<i>1797</i>	<i>1458</i>	<i>D</i>
	<i>Horca de Lores 2</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	<i>1517</i>	<i>1512</i>	<i>1470</i>	<i>C</i>
Valde-nievas	<i>Valdenievas</i>	<i>Deslizamiento rotacional</i>	<i>1794</i>	<i>1688</i>	<i>1637</i>	<i>C</i>

7.2.1. Valle de Naranco

Encontramos muy pocos movimientos en masa en el valle de Naranco, que presenta laderas esencialmente estables a excepción de dos sectores. Por un lado las inmediaciones del río Naranco, por la labor de zapa del mismo sobre todo en los depósitos glaciares, aunque los deslizamientos resultantes no tienen extensión suficiente para ser cartografiados, sí han afectado a caminos forestales. Por otro las caras N de Cubil del Can y Oropiñas, donde encontramos algunos desprendimientos desde las paredes conglomeráticas, aunque en general de pequeño tamaño. Estos desprendimientos suelen poseer una cicatriz recta, ya que acontecen a partir de la debilidad estructural tanto de diaclasas como de planos de estratificación (Figura 7.9).



Figura 7.9: Vista de un desprendimiento en la cara NW del Cubil del Can. Puede observarse la cicatriz recta (en este caso un plano de estratificación) a partir del cual se desprendió la masa conglomerática.

En cuanto a los flujos de derrubios los encontramos principalmente en dos localizaciones diferentes: en cara S hay marcas de flujos de derrubios antiguos, posiblemente paraglaciales o periglaciares, en los que solamente se identifican la acumulación y un depósito difuso al pie. En la cara N, en los taludes de derrubios activos al pie de los circos glaciares, encontramos flujos de derrubios recientes, originados bien por fusión nival bien por episodios de lluvias fuertes (o por una combinación de ambos)(Figura 7.10).



Figura 7.10: Flujo de derrubios al pie de un nevero en el circo de Cubil del Can, valle de Naranco.

7.2.2. Lechada

Este valle es el más uniforme desde el punto de vista litológico y estructural. No es de extrañar que, a excepción de flujos de derrubios, no hayamos encontrado ningún movimiento en masa dentro del mismo hasta su cabecera más alta. El único deslizamiento detectado, de tipo traslacional, es también el más reciente de Fuentes Carrionas, pues ha ocurrido en algún momento entre la primavera y el verano de 2011. La Figura 6.85 corresponde al “antes”, y en ella se puede ver un lóbulos de solifluxión rocoso ocupando una ladera de 35° de inclinación media. La Figura 7.11 corresponde al “después”, con el lóbulo ya destruido. Como puede observarse es un deslizamiento muy superficial que solamente afecta al manto de derrubios granodioríticos solifluídos que cubre la ladera occidental del pico Tres Provincias, a 2480 metros de altitud. Sin embargo este evento nos habla de un entorno geomorfológicamente activo en altura, en el que los procesos de hielo-deshielo todavía pueden estar jugando un papel en la inestabilidad de las laderas.



Figura 7.11: Vista hacia el NE del deslizamiento de Tres Provincias desde el pico Lomas.

Al contrario que los deslizamientos sí hay abundantes marcas de flujos de derrubios en el valle de Lechada. No existen flujos de derrubios recientes, aunque la mayoría de los taludes de derrubios activos sí poseen canales de aludes y conos de aludes. Sin embargo encontramos marcas de flujos de derrubios antiguos tanto en todas las orientaciones, los cuáles generalmente erosionan mantos de till o morrenas laterales, como en el caso del valle de Concejo. Además encontramos flujos de derrubios en superficies no glaciadas, pero que evidentemente durante las fases frías pleistocenas carecían de vegetación, por lo que eran igualmente proclives a estos fenómenos, como en el caso de la ladera S de la sierra de Oropiñas.

7.2.3. Cardaño

El valle de Cardaño presenta, en cuanto a movimientos en masa, dos partes diferenciadas. En su parte septentrional, aproximadamente desde el paralelo que marca el Alto del Tío Navarro hacia el N, el valle está excavado en el sinclinal de Lechada, que comparte con el valle del mismo nombre. Al igual que en éste la uniformidad estructural conlleva una escasez de movimientos es masa, sobre todo aquellos de grandes dimensiones que afectan al sustrato. Así en la cara N de dicho

pico encontramos un deslizamiento rotacional que afecta a un depósito de till y aparentemente también al sustrato, cuya masa deslizada llega hasta el fondo del valle de Cardaño. Ha de ser un deslizamiento antiguo, ya que prácticamente no se reconoce en el campo (Figura 7.12). Así mismo hemos cartografiado un deslizamiento muy antiguo en el valle de Hormaz. Entre los veranos de 2010 y 2011 también ocurrió un desprendimiento en un cantil conglomerático al pie del Pozo de las Lomas, a 2020 metros aproximadamente, el cual aprovecha un plano de estratificación.



Figura 7.12: Vista hacia el W del deslizamiento rotacional en el valle de Cardaño desde el sector del Hormaz.

Al S del Alto del Tío Navarro el valle está excavado en las Unidades Palentinas, con alternancia de formaciones y litologías en un contexto tectónico en el que dominan las escamas cabalgantes. El resultado es la existencia de algunos movimientos en masa profundos, aunque en general no tan frecuentes como en otros entornos que hablaremos más tarde. Inmediatamente al N de Cardaño de Arriba encontramos un deslizamiento traslacional originado sobre pizarras de las formaciones Gustalapedra y Cardaño (Figura 7.13). Este deslizamiento presenta una dirección oblicua al buzamiento general del sustrato, que en este sector es de unos 80° NE, mientras que el deslizamiento ha acontecido en dirección NW. Las formas de este deslizamiento están difuminadas por lo que ha de ser antiguo, aunque postglaciar, ya que ocupa el valle excavado por el glaciar de Cardaño

durante el UMG. El débil sustrato pizarroso ha contribuido, por otra parte, a que la forma no se conserve.



Figura 7.13: Vista desde el NW del deslizamiento traslacional de Cardaño de Arriba.

En el valle de Valcabe hay varios deslizamientos traslacionales y un deslizamiento de roca en la cabecera de Castillo, en pizarras (Figura 7.14). Son deslizamientos ocurridos en un entorno de laderas inestables formado a favor de un sustrato pizarroso, donde también son abundantes los flujos de derrubios, y que por mantener la forma han de ser necesariamente recientes (ver Figura 6.123). Es posible que la presión ganadera, que mantiene la cobertura vegetal rala, haya contribuido a reactivar este sector. Entre los años 2009 y 2010 ocurrió un pequeño deslizamiento traslacional en los mantos de till del fondo del valle, a 1530 metros de altitud, posiblemente por el empapamiento de la formación superficial glacial durante la fusión nival o un período de lluvias intensas, lo cual demuestra que los procesos gravitacionales siguen siendo activos incluso en bajas altitudes.



Figura 7.14: Deslizamiento de roca (*rock slide*) en el sector del Castillo, valle de Valcabe. En la esquina inferior izquierda de la imagen una vaca proporciona la escala.

En el valle de Mazobre encontramos dos deslizamientos y un desprendimiento, los tres en el fondo del mismo. En el lado S, en calizas, hemos cartografiado un deslizamiento tipo “*rock slide*” o deslizamiento rotacional de un bloque rocoso (Sorriso-Valvo y Gullà 1996) y un desprendimiento cuya base está a 1540 metros de altitud. En la mitad septentrional hay un deslizamiento rotacional con cicatriz de arranque en el interfluvio entre Arilla y Mazobre, que afecta principalmente a un manto de till.

La mitad occidental de la cara NW del Espigüete está ocupada por una gran avalancha de rocas de 10 hectáreas de superficie, que descendió desde la cicatriz, a 2200 metros de altitud, hasta un frente a 1820 metros (Figura 7.15). Al ser un deslizamiento relativamente reciente -se sitúa en un área glaciada durante el Dryas Antiguo, por lo que ha de ser posterior- y acontecer sobre calizas, resistentes a la erosión mecánica, mantiene bien la forma característica. Pueden distinguirse la cicatriz e inmediatamente al N un plano de deslizamiento que coincide con un plano de estratificación. Así se puede reconstruir que el evento comenzó como un deslizamiento de rocas (*rock slide*) a lo largo del plano de estratificación. A medida que descendía la masa deslizada se fue quebrado y formando una avalancha de rocas.

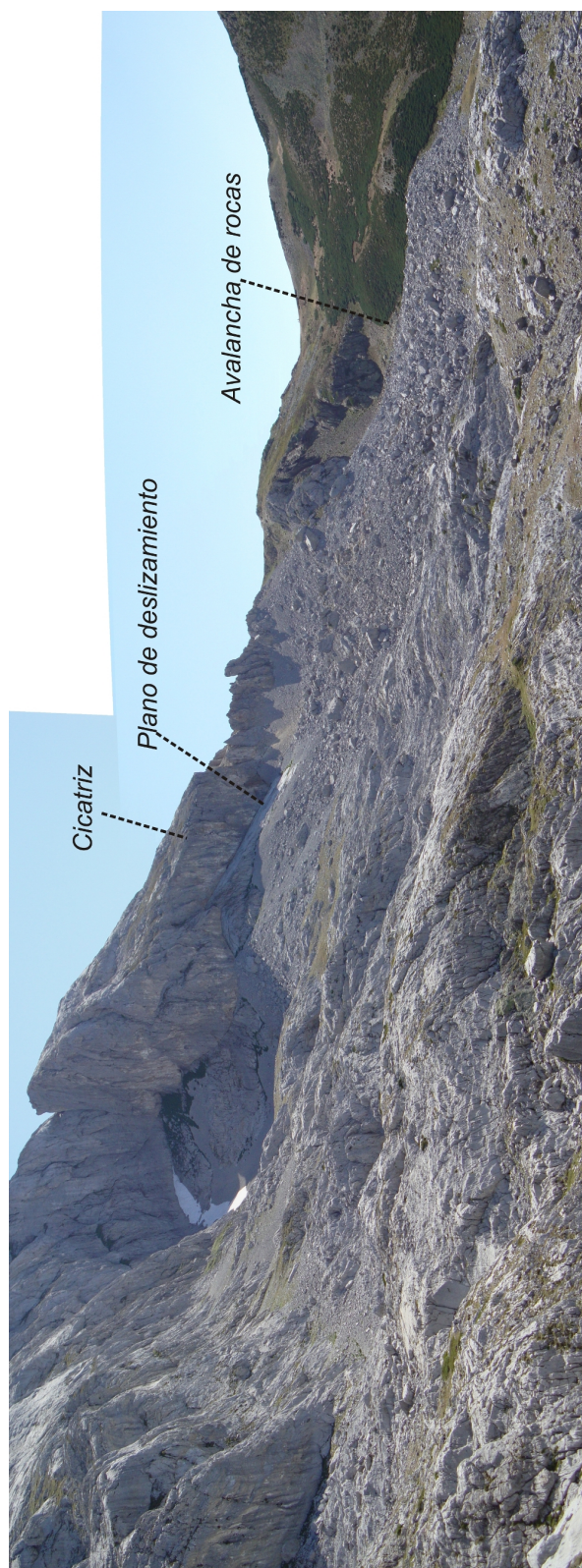


Figura 7.15: Vista hacia el W de la avalancha de rocas en la cara NW del Espigüete.

Este sector continúa registrando desprendimiento actualmente, como el ocurrido entre los veranos de 2009 y 2010 en las Agujas de Arra, provocado por crioclastia (ver Figura 6.124).

En la margen izquierda del río Cardaño, el sector que el río corta el afloramiento calizo de Espigüete-Peña del Tejo, encontramos tres deslizamientos del mismo tipo. Se trata de deslizamientos tipo “*rock slide*”, que en general ocupan parcialmente el fondo del valle, y presentan las características propias de este tipo de movimientos en masa: cicatrices rectilíneas, al igual que los planos de deslizamiento, y material deslizado prácticamente intacto. En la Figura 7.16 aparece el deslizamiento “Puente Agudín 1”, inmediatamente al N de Puente Agudín. La Figura 7.6 muestra otro de los deslizamientos de roca ocurridos en este sector. Estos deslizamientos obligan al río Cardaño a ceñirse a la margen occidental. Por su situación, ocupando artesas glaciares, son deslizamientos claramente posteriores a la excavación de dichas artesas.



Figura 7.16: Vista hacia el NE del deslizamiento de Puente Agudín desde el pago de Valdepila.

Ya al S del afloramiento calizo del Espigüete, al SE de Cardaño de Abajo, en la margen derecha

del río de Cardaño, la ladera septentrional de Valdepila ha sido afectada por varios deslizamientos profundos. Se trata de una ladera de baja altitud, entre los 1500 y 1300 metros, que fue parcialmente ocupada por el hielo del glaciar de Cardaño en el Último Máximo Glaciar, ya que este glaciar depositaba su morrena frontal terminal apenas 1600 metros al SE de la actual ubicación de Cardaño de Abajo. Era por tanto una ladera parcialmente glaciada pero que posiblemente presentaba *permafrost* en el Último Máximo Glaciar.

Las condiciones estructurales de la ladera son favorables a los deslizamientos, ya que, si bien no existen grandes fallas, sí hay una estructura sinclinal en conglomerados de la Fm. Curavacas que reposa discordante sobre las pizarras de la Fm. Cervera. Los deslizamientos, tres de ellos rotacionales y uno, el aparentemente más reciente, traslacional, son en todo caso antiguos. No se distingue en los mismos la cicatriz, y el cuerpo del deslizamiento ha sido muy erosionado, por lo que se identifican preferentemente por la fotografía aérea. Todos los deslizamientos ocupan áreas glaciadas durante el UMG, mientras que solamente Cardaño de Abajo 4 parece apoyarse en una morrena de la fase de Retroceso I. Los deslizamientos número 2 y 4 se montan sobre el cuerpo del deslizamiento 3, por lo que han de ser posteriores, mientras que el número 1 aparece exento (Figura 7.17).

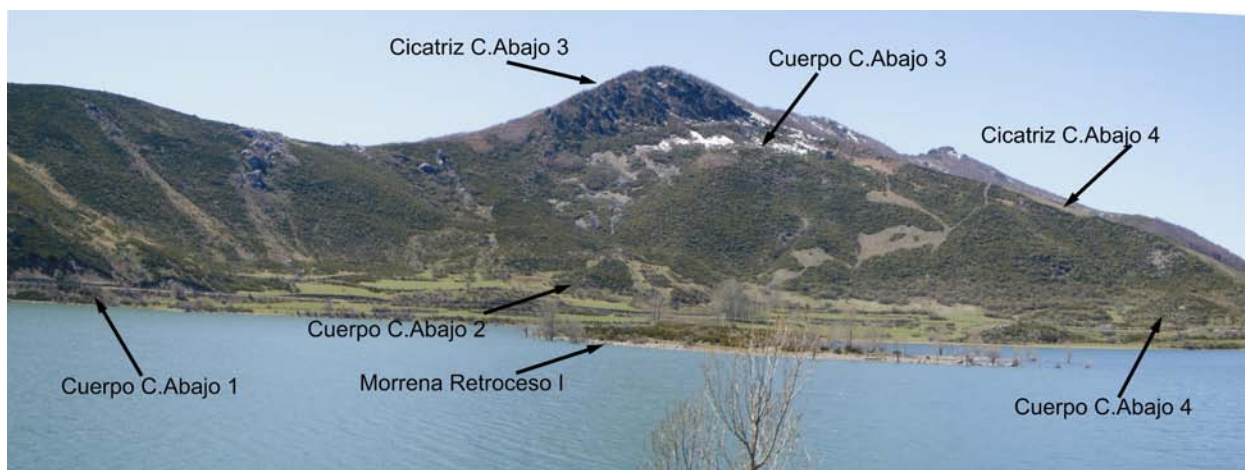


Figura 7.17: Vista hacia el SW de los deslizamientos de Cardaño de Abajo desde la Carretera de los Pantanos, km. 33. La numeración de los deslizamientos corresponde tanto a la explicación del texto como a la Tabla 7.1.

No encontramos flujos de derrubios recientes en el valle de Cardaño a excepción del ocasionado desde el nevero estacional de la Cerezuela (ver Figura 6.145). Solamente hay marcas muy difusas de flujos de derrubios de fusión nival en las caras E de los pico Lomas y Hontanillas. El sector de

Lomas, el que mantiene un ambiente más favorable a este tipo de formas, carece de ellas porque el sustrato granodiorítico se disgrega en bloques, creando taludes poco proclives a estas formas.

7.2.4. Riofrío

En la vertiente cántabra de Fuentes Carrionas existen dos sectores diferenciados en cuanto a movimientos en masa: los situados por encima y por debajo del límite de la erosión remontante de la red del Deva. Por encima de este límite, a unos 1700 metros, el valle glaciar de Riofrío y las transfluencia de la Viña, Castrejón y Vega la Canal poseen escasos movimientos en masa, cuyo origen es debido a procesos paraglaciaros. Por debajo de este límite a la relajación de las laderas por ausencia del hielo hay que añadirle la continua labor de zapa de los cursos de agua, en especial el río Frío. El resultado es el área con mayor inestabilidad de laderas de toda el área de estudio, el valle de Riofrío en las inmediaciones de Peña Quebrada.

En el primer sector los movimientos en masa ocasionados son de dos tipos: en las paredes conglomeráticas de Peña Prieta, Cubil de Can y circo de Campollo, en orientación N, encontramos desprendimientos rocosos. El desprendimiento de Cubil del Can afectó a una pequeña porción de la pared W NE del pico, movilizandobloques de gran tamaño (Figura 7.18). Los desprendimientos de Peña Prieta N son los más voluminosos de Fuentes Carrionas, llegando el principal, situado justo al pie de la cara N del pico (donde se puede distinguir la cicatriz, ver Figura 6.136) a descender hasta el valle y remontar unos 40 metros el lado opuesto del valle. Algunos de los bloques movilizados son de tal tamaño que los huecos inferiores son aprovechados como refugio para el ganado (Figura 7.19). Ambos desprendimientos se montan sobre morrenas frontales de la fase de Altura, por lo que han de ser coetáneos o posteriores a la misma. La causa de estos desprendimientos puede ser tanto la relajación de la presión glaciar como a la fusión tardía del *permafrost*, ya que estas paredes mantuvieron condiciones periglaciares rigurosas después de la retirada de los glaciares. También la simple acción de hielo-deshielo en la pared puede originar desprendimientos, aunque no serían del tamaño de los observados aquí.



Figura 7.18: Bloque desgajado de la pared NE del Cubil del Can y depositado sobre la morrena frontal tardiglaciár.



Figura 7.19: Vista hacia el NW del desprendimiento de Riofrío 5. La línea indica el límite aproximado del mismo, que, siguiendo la dirección expuesta en la flecha, invadió un espacio ocupado por morrenas frontales. Se ha destacado (a) un gran bloque de 7 metros de altura, usado como refugio ganadero.

El segundo tipo de movimientos son los deslizamientos rotacionales y traslacionales que suelen afectar sobre todo a los voluminosos depósitos de till que encontramos en las laderas de Riofrío,

sin que lleguen a implicar al sustrato. Estos deslizamientos se deben tanto a la retirada de los hielos como a la erosión fluvial del río Frío, que, si bien no afecta al valle de manera generalizada, sí comienza a ejercer esta labor en sus márgenes inmediatos (Figura 7.20).



Figura 7.20: Deslizamiento reciente por la erosión del río Frío sobre un depósito de till.

En esta área de alta montaña los flujos de derrubios recientes son frecuentes en los taludes y conos de derrubios de los circos de Campollo, Cubil del Can y, sobre todo, los Altares. En este último circo al pie de neveros permanentes y semipermanentes encontramos flujos de derrubios activos (ver Figura 7.8). Por el contrario no existen flujos de derrubios antiguos, ya que las laderas tampoco están ocupadas por mantos de till, como ocurre en otros valles de Fuentes Carrionas.

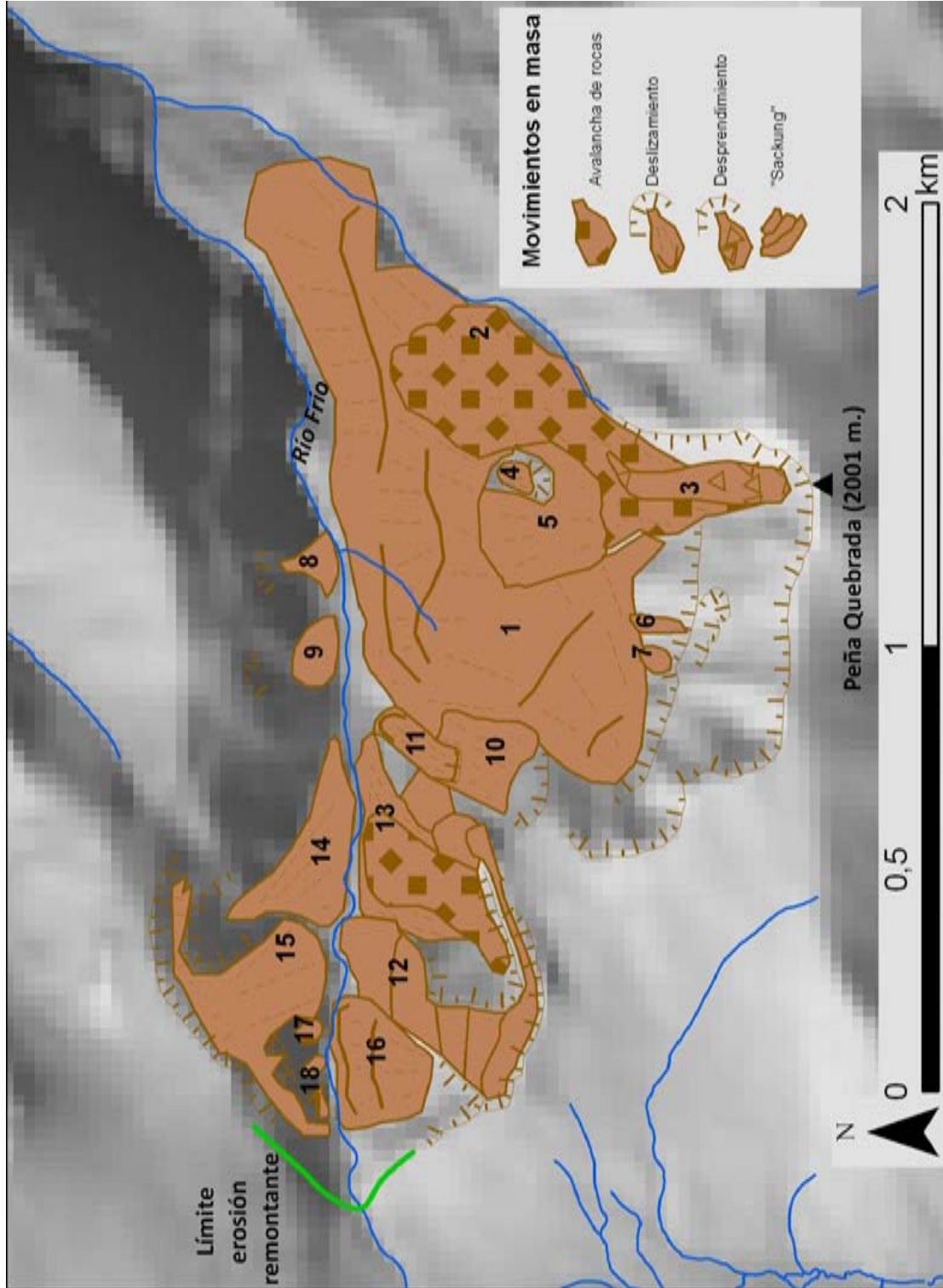
El otro sector se desarrolla por debajo del límite de la erosión remontante de la red del Deva. En este entorno, que abarca parte de los valles de Riofrío, Castrejón y la Viña (en este último caso el límite de la erosión remontante es también el límite de la tesis) los flujos de derrubios activos y deslizamientos son la norma, debidos principalmente a las fuertes pendientes que encontramos. El valle de Castrejón, por ejemplo, presenta pendientes por encima de los 35° hasta los 1850 metros de altitud, límite actual de la erosión remontante del Deva. Por debajo de este límite se desarrollan flujos de derrubios activos y deslizamientos traslacionales creando un entorno prácticamente

inaccesible, que hemos cartografiado a partir de imágenes de satélite (Figura 7.21).



Figura 7.21: Vista hacia el W del valle de la Viña, en el límite de la erosión remontante del Deva. Puede verse la pendiente brusca en la que existen marcas de flujos de derrubios. El pico que tenemos en frente es el de Zamburría (2.126 m.s.n.m.).

Un sector especialmente afectado por los deslizamientos es el del valle de Riofrío en la cara N de Peña Quebrada, pico cuyo topónimo es revelador y justificado (ver Figura 7.7). Ésta es, junto con el sector de Riuplanes, el área con mayor densidad y variedad de deslizamientos en todo Fuentes Carrionas, y ha sido citada por albergar deslizamiento en la memoria del Mapa Geológico 1:50.000 de Potes (IGME 1994). En cuanto a sus características geológicas y geomorfológicas comparte con Riuplanes muchos de los factores que contribuyen a la inestabilidad de laderas, tales como la variedad litológica y tectónica (fallas y cabalgamientos, alternancia de litologías duras y blancas del Silúrico y Devónico) y la presencia de glaciares en el Pleistoceno, habiendo sido los dos sectores circos glaciares. Sin embargo en Peña Quebrada existen factores adicionales de inestabilidad: por un lado la tectónica en escamas cabalgantes de fuerte pendiente es más compleja que en Riuplanes, y sufre la inestabilidad adicional de la existencia de diques granodioríticos a media ladera. Por otro la erosión remontante del sistema hidrológico cantábrico, ejercida por el río Frío, contribuye a aumentar la pendiente en las laderas de manera continuada. El resultado es que este sector presenta laderas aún inestables, con deslizamientos que, por su frescura de formas, han de ser recientes (Mapa 7.2).



Mapa 7.2: Esquema de la situación de los deslizamientos en la cara N de Peña Quebrada, valle de Riofrío. La numeración corresponde a la utilizada en el texto y la Tabla 7.1.

Una característica importante de los deslizamientos de Peña Quebrada es que no hemos encontrado en ninguno de ellos forma alguna de erosión o acumulación glaciaria reconocible. En la cara de solana del valle de Riofrío por debajo del Coter de la Raya existe un retazo morrénico no afectado por deslizamientos, pero la cara de umbría -la cara N de Peña Quebrada- está completamente desfigurada por deslizamientos. Por ello datamos todos ellos después de que el hielo se retirase aguas arriba de este sector, glaciado hasta la Fase de Retroceso I.

El deslizamiento de mayor volumen es el de Quebrada 1 (Figura 7.22). Ocupa una extensión de 50 hectáreas, tiene su cicatriz principal en el cordal de Peña Quebrada (2001 metros) y su cuerpo desciende hasta los 1370 metros en el fondo del valle de Riofrío. Se trata de un deslizamiento rotacional típico en dirección S-N, con dos cuerpos principales entre los que existe un escalón secundario a 1650 metros, en cuyo pie aparentemente aflora el sustrato en algunos sectores. Hay que tener en cuenta que el deslizamiento se ha formado sobre una falla cabalgante, que aparentemente coincide con este escalón. El cuerpo del deslizamiento desciende hasta el fondo del valle de Riofrío, donde aparentemente el aporte hídrico determinó que el deslizamiento ganase plasticidad y siguiese fluyendo ya en la dirección del valle, W-E, hasta alcanzar la cota inferior anteriormente citada. Aquí presenta un frente que destaca sobre el río Frío entre 10 y 20 metros de altura.

Dentro del mismo existe un sector de bloques de gran tamaño provenientes del deslizamiento de las calizas de la Fm. Lebanza. La cicatriz es el elemento más espectacular del deslizamiento, que coincide con el circo glaciario de la cara N de Peña Quebrada, con 1 kilómetro de longitud y 150 metros de altura que, si bien en la mitad W no son verticales, al pie del citado pico cae en extraplomo. Esta cicatriz refleja las diferencias de dureza de la roca, ya que en ella afloran hasta 6 formaciones diferentes. Los conglomerados de la Fm. Curavacas, las intrusiones graníticas y los afloramientos de caliza y arenisca de las formaciones Lebanza y Carazo dan paredes verticales, mientras que las pizarras de las Fm. Arroyacas y Abadía dan pendientes menos verticales (Figura 7.23).



Figura 7.22: Panorámica del deslizamiento de Quebrada 1 desde el N. Se observan a la derecha de la imagen otros deslizamientos que se comentan más adelante.



Figura 7.23: Vista hacia el E del deslizamiento de Quebrada 1.

La inestabilidad que conllevó en la ladera N el evento de Quebrada 1 ha originado otros deslizamientos secundarios. Éstos vienen dados por dos situaciones: por el afloramiento de una gran superficie de roca desnuda, con gran variedad litológica y pendientes casi verticales en la cicatriz, y por el desvío del cauce del río Frío hacia el N, por lo que comenzará a zapar la ladera de solana del valle, inicialmente estable.

Como consecuencia de esta primera causa se originan los eventos de Quebrada 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 8. Quebrada 2 es una avalancha de rocas que desciende desde el punto más alto del cordal, justo en la intrusión granodiorítica anteriormente citada. Se trata de una forma espectacular que, sin embargo, no puede abarcarse con facilidad en el campo, por lo que es más visible en la imagen aérea. En ella se aprecia un gran frente que desciende hasta los 1525 metros, el cual se desvió, de su dirección original S-N, hacia el NE, debido al obstáculo del deslizamiento Quebrada 5, un deslizamiento rotacional secundario que ha de ser por tanto previo. De hecho una parte de la avalancha “abrazo” parcialmente este deslizamiento por el W. En su frente encontramos bloques calizos de gran tamaño, arrancados del escalón de la Fm. Lebanza, que aquí desapareció. Se distinguen además dos *levées* laterales de unos 5 metros de alturas. En el interior de dichos *levées* encontramos un material diferente a los demás, un caos de bloques, alguno de hasta 200 m³, hecho que no es propio de este tipo de formas (Angeli et al. 1996). Este depósito de diferente textura lo interpretamos como un evento diferente (Quebrada 3), muy reciente y de tipo desprendimiento, posiblemente un vuelco o “*topple*” (Figura 7.24). También consecuencia de la inestabilidad originada en la cicatriz de Quebrada 1 son los deslizamientos traslacionales 6 y 7. Se trata de deslizamientos de suelo, por tanto muy superficiales y de material poco cohesionado, que se canalizaron por sendas grietas en la pared caliza de la cicatriz, depositándose como conos de derrubios de gran pendiente (37° y 50° respectivamente) (Figura 7.25).

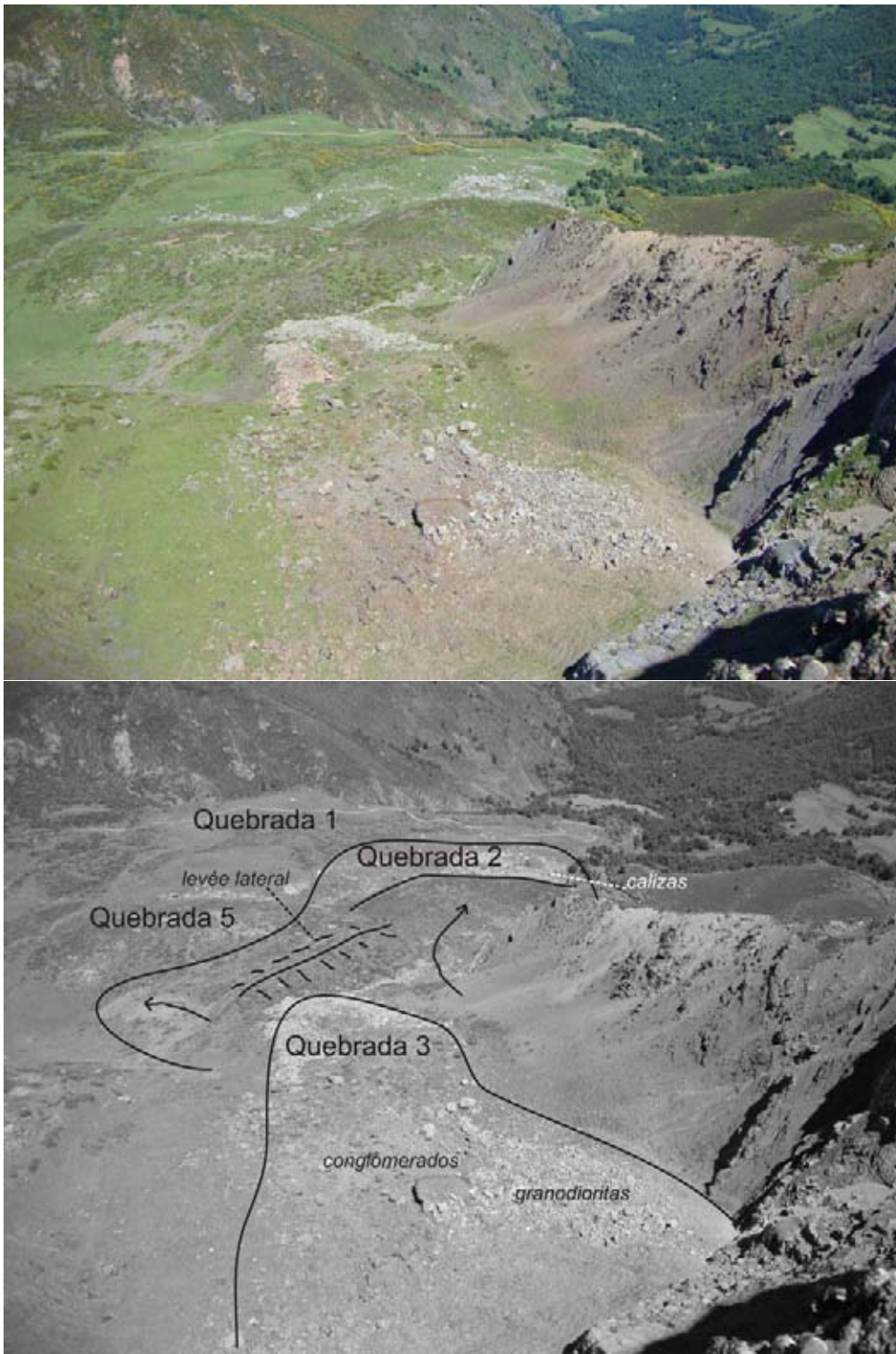


Figura 7.24: Vista interpretada hacia el NE del valle de Riofrío desde la Peña Quebrada.



Figura 7.25: Deslizamientos traslacionales Quebrada 5 y 6, depositados en forma de cono de derrubios.

En el flanco occidental de Quebrada 1 encontramos el deslizamiento número 10, de tipo rotacional, en el que se conservan tanto el cuerpo como la cicatriz principal y cicatrices secundarias. En su flanco W se formó otro deslizamiento terciario (Quebrada 11) posiblemente con muy poca diferencia de tiempo entre ambos, ya que su frente presenta una situación de colonización vegetal y una pendiente parecidas (Figura 7.26). En la ladera de solana los deslizamientos 8 y 9 tuvieron lugar por el desvío del río Frío para sortear el deslizamiento de Quebrada 1. Estos deslizamientos son netamente antiguos, ya que la cicatriz apenas se conserva.

Más al W, y ya sin relación aparente con Quebrada 1 encontramos el deslizamiento número 12, de tipo expansivo o "*sackung*". Éste provocó que el río Frío se desviase una vez más hacia la ladera de solana, donde se desencadenaron los deslizamientos número 15, de tipo "*rock slide*" y 14, un deslizamiento traslacional que probablemente sea de los más jóvenes del sector, por su buena conservación. El citado *sackung* originó a su vez un deslizamiento secundario tipo avalancha de rocas (Quebrada 13). Por último, y ya prácticamente en el límite de la erosión remontante del río Frío, encontramos el deslizamiento rotacional número 16, que ha originado muy recientemente los deslizamientos secundarios 17 y 18.

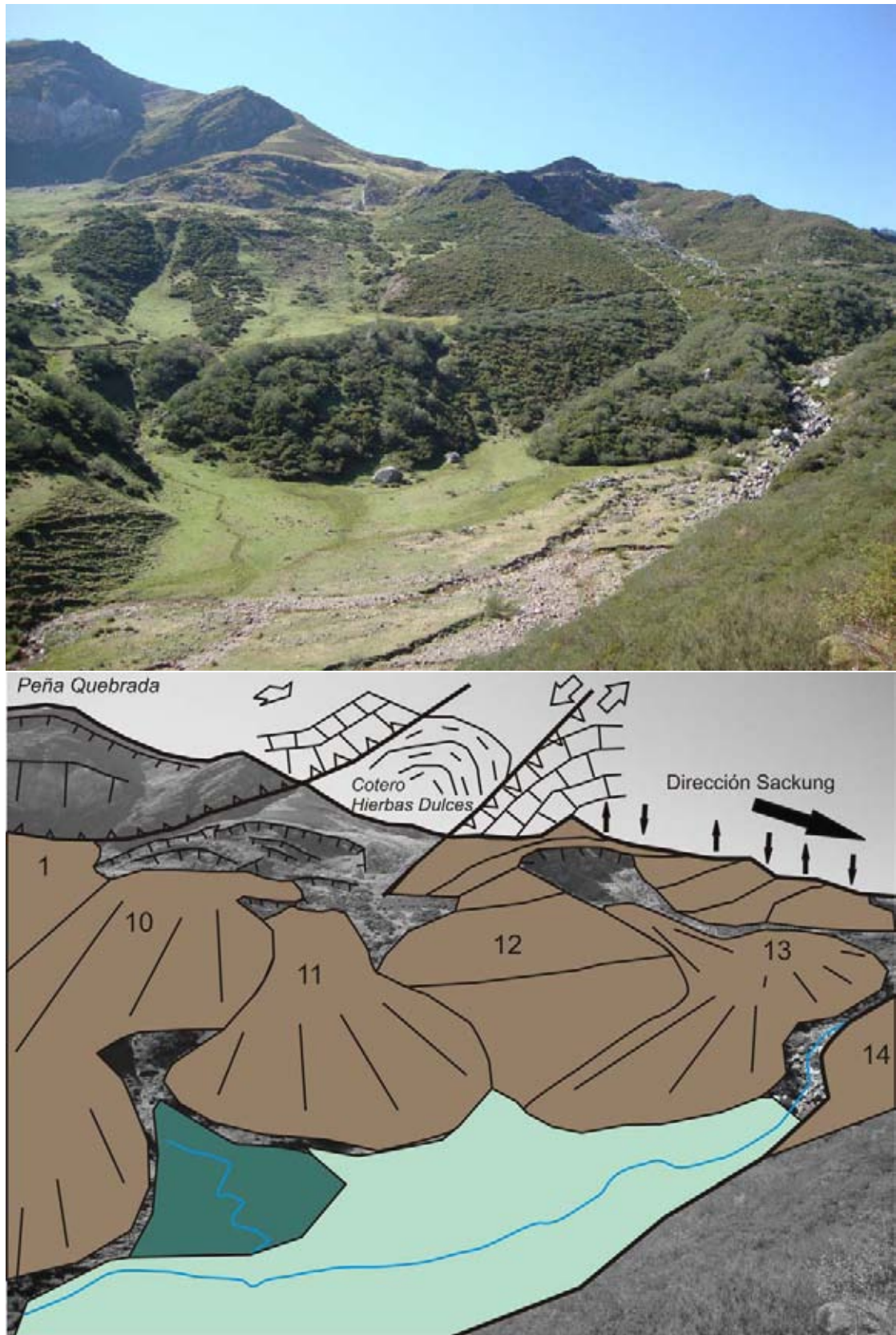


Figura 7.26: Imagen interpretada de una vista desde el NE del extremo occidental del Prado de Toro (cara N de Peña Quebrada). Los deslizamientos se han numerado siguiendo la secuencia propuesta en el mapa X. También se ha superpuesto un croquis de la situación estructural, ya que es de gran importancia.

Como podemos ver en la Figura 7.26, los deslizamientos en la parte occidental de Peña Quebrada están condicionados por la existencia de una falla cabalgante profunda que determina el levantamiento del sector N con respecto al sector S, que a su vez es cabalgado por el flanco septentrional del sinclinal del Curavacas, que forma la cresta de Peña Quebrada. Todo el área al N de este cabalgamiento estuvo cubierto por el glaciar de Riofrío, a cuya retirada se desencadenan los deslizamientos que aparecen. El más antiguo tuvo que ser el deslizamiento rotacional de Quebrada 1, que inestabilizó definitivamente toda la ladera. Como consecuencia de éste aconteció el deslizamiento rotacional de Quebrada 10, que afecta solamente a las pizarras y calizas de la Fm. Abadía, y monta a Quebrada 1. El deslizamiento de Quebrada 11 es un evento secundario de Quebrada 8, y necesariamente más moderno que el *sackung* de Quebrada 12, al que monta. Éste no parece tener conexión con Quebrada 1 por lo que pudo acontecer de manera simultánea, anterior o posterior. Sí es evidente que tanto Quebrada 13 como Quebrada 15 y 16 (éstos ya fuera de la Figura 7.26) son deslizamientos rotacionales secundarios producto de la inestabilidad provocada por este *sackung*. De la misma manera el deslizamiento traslacional de Quebrada 14 (Figura 7.27) ha sido producido más recientemente por la labor de zapa del río Frío, empujado contra la ladera de solana por la expansión del mencionado *sackung*.



Figura 7.27: Vista hacia el N del deslizamiento Quebrada 14, uno de los más recientes del sector de Riofrío.

7.2.5. Carrión

Al igual que en el valle de Cardaño, en el valle de Carrión (o valle de Pineda) encontramos dos sectores estructuralmente bien diferenciados. Por un lado, en la cabecera, tenemos el sinclinal del Curavacas, formado por lutitas y areniscas de la Fm. Lechada y conglomerados de la Fm. Curavacas. Éste es un área geológicamente homogénea en el que los deslizamientos tienen que ver únicamente con la retirada del hielo y la relajación de la presión en las paredes de artesas y circos glaciares, así como de depósitos de till. Sin embargo al E de la Cola del Curavacas el valle se ha excavado sobre las Unidades Palentina, por lo que a la acción glacial sumamos la variedad de formaciones y litológica. El resultado son áreas de gran inestabilidad con deslizamientos rotacionales de amplio radio, así como el deslizamiento de mayor volumen de Fuentes Carrionas, el de Horca de Lores.

En el valle de Fuentes Carrionas encontramos el mismo patrón que en el aldeaño de Riofrío. En la cara de umbría existe un desprendimiento desde las paredes conglomeráticas de la artesa del glaciar del Carrión, mientras que en la ladera de umbría encontramos un deslizamiento rotacional que afecta únicamente a los espesos depósitos de till alojados en el sector de la Panda de Fuentes Carrionas. Curiosamente las voluminosas rocas del desprendimiento también son aprovechadas como refugio para el ganado, al igual que ocurría en el valle de Riofrío. En el circo del Vés hay una avalancha de rocas con origen en la cara N de Hoya Contina. Al igual que la avalancha de rocas del Espigüete parece haberse originado a partir del un deslizamiento de una masa rocosa siguiendo un plano de estratificación.

En la pared N del Pico Curavacas, así como en el sector del Estrecho, pueden distinguirse sendos desprendimientos. En la primera se conserva la cicatriz con un color amarillento que contrasta con el color oscuro de las paredes aldañas (Figura 7.28), mientras que al pie hay una acumulación caótica de bloques que no denota ningún tipo de movimiento en flujo, como es el caso de los glaciares rocosos. Al desaparecer el glaciar la presión que éste ejercía sobre la pared se relaja, provocando grietas verticales que inestabilizan la pared, la cual puede caer como consecuencia de algún movimiento tectónico o debido a procesos de crioclastia que el hielo-deshielo del agua que se filtra a través de los estratos provocara en la misma (Pellitero 2008a). Sin duda la fusión del *permafrost* en estas paredes contribuyó a su inestabilización. Al encontrarse en un área deglaciada únicamente después del Dryas Reciente, este desprendimiento ha de ser holoceno.



Figura 7.28: Cicatriz del desprendimiento en la cara N del Curavacas.

También existen pequeños desprendimientos, pero que afecta a bloques de gran tamaño aguas arriba del Pozo Curavacas, en el circo del mismo nombre, aunque su entidad es mucho menor que en el caso del desprendimiento de la pared N del Curavacas. En la cara occidental del Curavacas, en el valle del Hospital, encontramos la cicatriz de un gran desprendimiento reciente, conocida por los montañeros como la "Placa Amarilla". Por la verticalidad de la placa y su color, suponemos que se trate de un desprendimiento reciente. De hecho la cara occidental del Curavacas, la más vertical, presenta varias cicatrices verticales que indican la existencia de gran cantidad de desprendimientos en este sector, los cuáles acaban alimentando los taludes de derrubios al pie de dicha pared (Figura 7.29).



Figura 7.29: Vista hacia el W de la cara oriental del Curavacas desde el pico del Hospital.

De un tipo diferente son los deslizamientos que encontramos en los alrededores de los picos Lezna y Coto Redondo. En este entorno encontramos tres deslizamientos, uno rotacional y dos traslacionales. El deslizamiento de Coto Redondo afecta a toda la cara S de este pico, invadiendo parcialmente la Vega de Cantos, e implica tanto till como sustrato conglomerático. Es un deslizamiento rotacional de amplio radio pero escaso movimiento, ya que la masa deslizada apenas progredió 200 metros desde la pared excavada por el glaciar del Carrión (Figura 7.30). Aparentemente el deslizamiento ha invadido parte del abanico-terracea que cubre el fondo de Vega de Cantos, por lo que es posterior necesariamente a los 18.000-15.000 años BP, es decir, posterior a las fases glaciares de Retroceso II y Altura entre las cuáles se depositaría este abanico.



Figura 7.30: Vista hacia el W del deslizamiento de Coto Redondo desde el Estrecho.

Próximo a éste, en la cara W del pico Lezna, encontramos otro deslizamiento rotacional que aparentemente sólo afecta a material glaciar, y que invade el valle, obligando al arroyo de Reñuela a desviarse hacia el W. Por último en la cara S de este pico encontramos un gran deslizamiento traslacional que ha acabado depositando material glaciar en el sector del Estrecho, interrumpiendo totalmente la circulación del Carrión, por lo que se formaría temporalmente un lago en el sector de Vega de Cantos (ver Figura 5.113). Por esta razón podemos situar este deslizamiento como previo al de Coto Redondo, el cual se desarrolló sobre el abanico-terrace de Vega de Cantos. Actualmente el río ha conseguido zapar este deslizamiento desviándose hacia el S, en el sector de menor anchura del río en todo el valle de Pineda, habitualmente utilizado para vadear el río en período de crecida.

Estos deslizamientos son parte de una dinámica propia de las laderas del pico Lezna, Pumar y Coto Redondo, por la cual el till depositado por el glaciar que recorrió este valle durante el UMG y la fase de Retroceso I ha sido desalojado de las mismas y depositado en el fondo del valle, debido a deslizamientos, como en este caso, o a flujos de derrubios, como ha ocurrido en el circo NW del Lezna (ver Figura 5.90) y en la ladera N del Coto Redondo (ver Figura 6.131).

Hacia el E del Estrecho la dinámica de laderas se hace mucho más inestable debido a las razones estructurales anteriormente mencionadas. En este sector del valle de Pineda encontramos deslizamientos de dos tipos. Por un lado hay deslizamientos traslacionales y rotacionales que solamente afectan a morrenas laterales del glaciar del Carrión, como los tres deslizamientos situados en la ladera meridional del valle de Pineda en el sector de Santa Marina. Éstos parecen tener que ver con la interrupción de la circulación hídrica superficial de la cara N del pico Lagunillas por una morrena lateral muy voluminosa (Figura 7.31), ya que en las cicatrices de dos de estos deslizamientos encontramos hoy fuentes de pequeños arroyos. Ambos deslizamientos invaden una parte del valle que actualmente está ocupada por terrazas fluviales, pero en la cual hubo un lago de obturación

morrénica (Fernández y Fuentes 2009b), por lo que estos deslizamientos tuvieron que ocurrir una vez ese lago fue drenado y se rellenó de sedimentos fluviales.



Figura 7.31: Vista hacia el SW del deslizamiento rotacional en el sector de Santa Marina, el cual ha afectado únicamente a la morrena lateral del Carrión.

Por otro lado nos encontramos deslizamientos de gran volumen que implican al sustrato. El mayor deslizamiento de este tipo es también el más extenso de Fuentes Carrionas. Se trata del deslizamiento rotacional múltiple de Horca de Lores, con una extensión de 159 hectáreas, y un desarrollo altitudinal de 430 metros entre los 1880 y los 1450 metros de altitud. Es un deslizamiento ocurrido a partir de una falla-desgarre en dirección NNW-SSE, que pone en contacto las pizarras de la Fm. Arroyacas y las areniscas de la Fm. Carazo, ocurrida en la charnela del anticlinal de Carazo. Sus formas (cicatriz, cuerpo del deslizamiento) presentan un alto grado de deterioro. Es un deslizamiento previo al Último Máximo Glaciar, ya que el glaciar del Carrión depositó su morrena lateral adosada a este deslizamiento en esta fase (Figura 7.32). Este evento interrumpió la circulación del arroyo Araúz hacia el S, formando un lago en el sector de Cortes y Tañuga al N, ya fuera del área de estudio. Posteriormente a la retirada del hielo en este sector ha ocurrido un deslizamiento traslacional secundario que únicamente ha afectado a este depósito de till, y que ha invadido parcialmente el Prado del Rey, obligando al arroyo Araúz a desviarse al W.

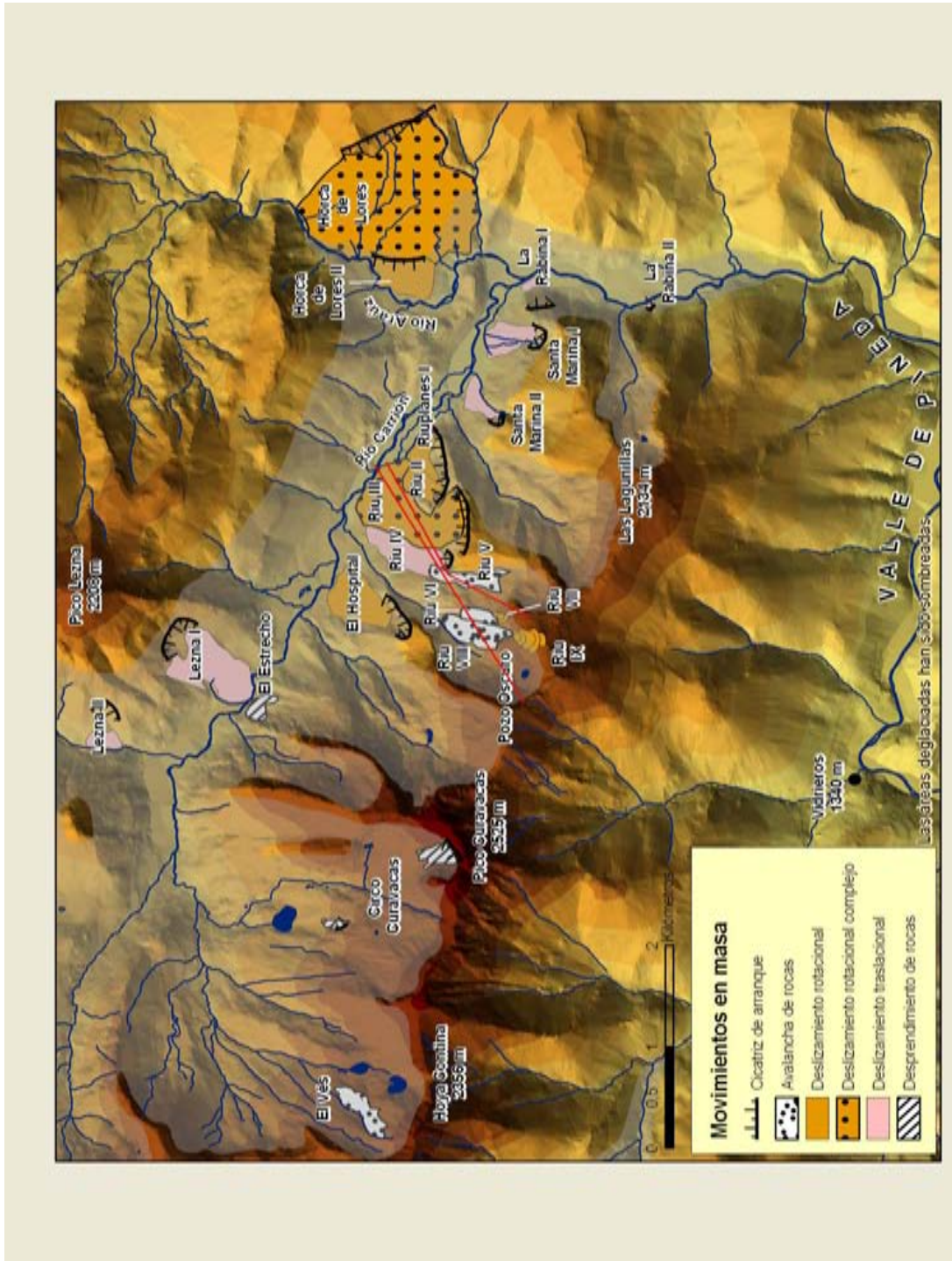
7.2. DISTRIBUCIÓN DE DESLIZAMIENTOS Y DESPRENDIMIENTOS EN FUENTES CARRIONAS

El deslizamiento de Horca de Lores mantiene actualmente una amplia área llana a media ladera en la que el drenaje es deficiente, como atestigua el hecho de haber albergado un lago, actualmente colmatado, y la existencia de pastizales frescos todo el año. También ha sido observada la existencia de grietas radiales, las cuáles indican una extensión lateral activa del material deslizado, debido a la inexistencia de superficies de apoyo laterales (Buma y Van Asch 1996). Ello nos permite afirmar que el deslizamiento no ha alcanzado todavía la fase de estabilidad.



Figura 7.32: Vista hacia el NNE del deslizamiento de Horca de Lores desde el pico Lagunillas.

Finalmente el sector de Riuplanes es, junto con el de Peña Quebrada en el valle de Riofrío, el área de mayor inestabilidad de laderas de todo Fuentes Carrionas.



Mapa 7.3: Mapa de deslizamientos en el valle de Pineda. Extraído de Pellitero (2008a). Las líneas rojas corresponden a los perfiles incluidos a continuación. La numeración coincide con la usada en el texto y la Tabla 7.1.

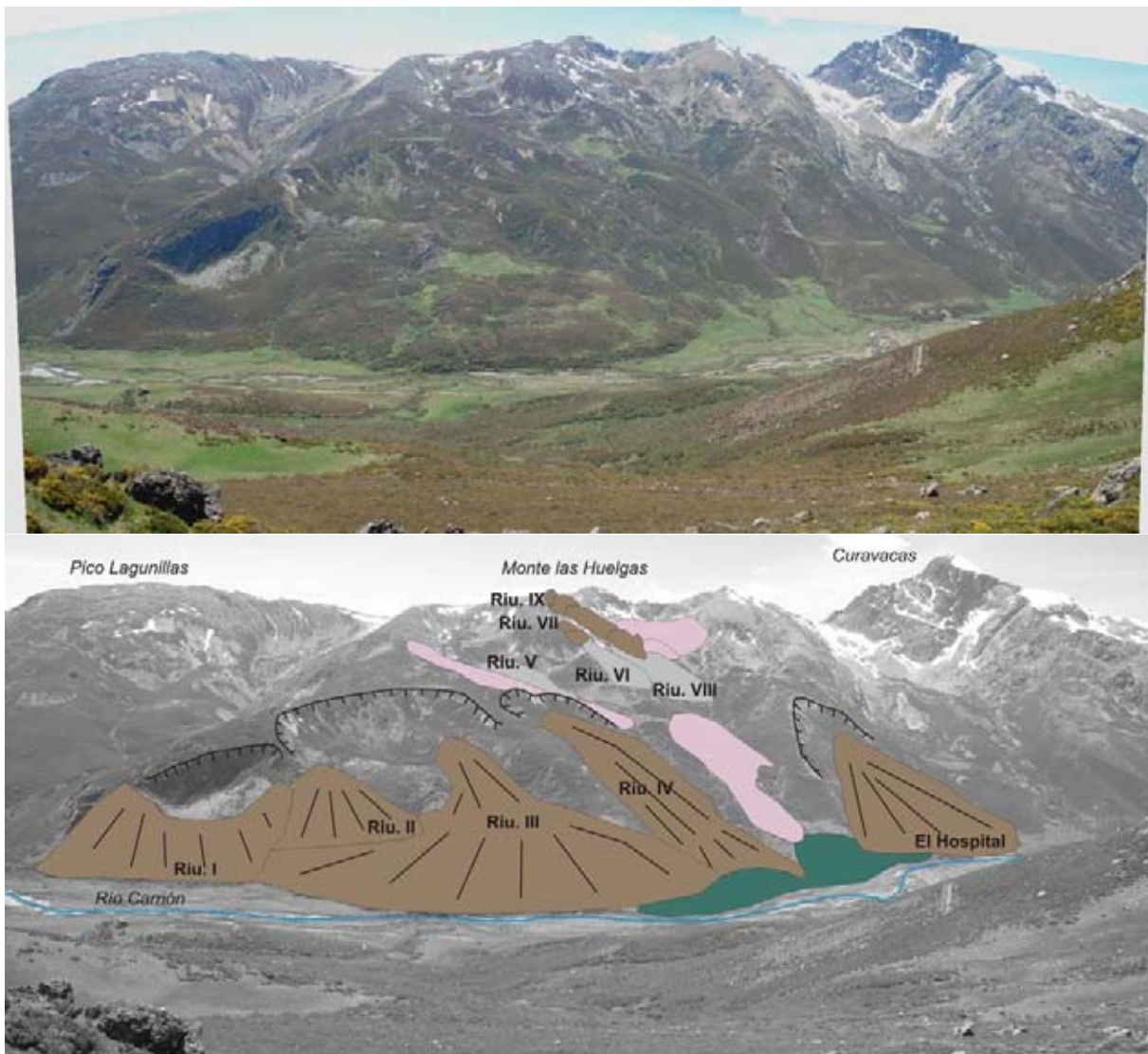


Figura 7.33: Vista hacia el S del área de Riuplanes desde el collado de Picorbillo. Los deslizamientos rotacionales están simbolizados en marrón, en gris las avalanchas de rocas y en rosa algunas de las morrenas más extensas o importantes.

El deslizamiento de mayor tamaño en este sector es el de Riuplanes III (Figura 7.33): un deslizamiento rotacional múltiple típico, en el que las características propias de este tipo de forma poseen un óptimo estado de conservación. Su cicatriz, de forma rectilínea, se encuentra en un área fuertemente fallada, en un plano de falla cabalgante entre el anticlinal de Carazo y el de Polentinos. Posee una amplia cabecera en la que las aguas de fusión nival y de lluvia se infiltran a lo largo del plano de deslizamiento, aflorando éstas en los lados del mismo, los cuales se encuentran casi continuamente encharcados. El deslizamiento posee un escarpe secundario, origen de otro deslizamiento rotacional (Riuplanes II), y dos amplios rellanos. En el pie del deslizamiento, que

invade ampliamente el valle de Pineda, se pueden distinguir las características grietas radiales, indicadoras de movilidad. Se trata de una forma que inestabilizó ostensiblemente toda la ladera S del valle de Pineda en este entorno, originando gran cantidad de movimientos de masa secundarios. Actualmente, y debido principalmente a la circulación freática a lo largo del plano de deslizamiento y la labor de zapa del Río Carrión en su base, se trata de un deslizamiento activo, que pondría en riesgo cualquier tipo de infraestructura que se instalase en el entorno de Riuplanes.

El deslizamiento más oriental, el de Riuplanes I, posee una cicatriz muy fresca y casi vertical, en la que aflora ampliamente el sustrato. Es un deslizamiento de escasa magnitud pero de muy amplio radio. Interpretamos esta forma como relativamente reciente, ya que en su nicho se ha formado un canchal cuarcítico muy somero, debido a la caída de bloques por crioclastia desde la cicatriz. De ser una forma antigua este canchal sería mucho más espeso, ya que la cicatriz, orientada al NNW, posee unas condiciones óptimas para la existencia de procesos de crioclastia.

El deslizamiento de Riuplanes II es un deslizamiento traslacional cuya principal característica es un recubrimiento vegetal adaptado a áreas encharcadas, lo que indica un abundante aporte hídrico hacia este deslizamiento, sobre todo desde el lateral del deslizamiento principal de Riuplanes III. Es un movimiento en masa secundario de Riuplanes III, ya que en parte fosiliza éste y tiene su origen en un escarpe secundario del mismo. No podemos determinar si este deslizamiento es anterior o posterior a Riuplanes I, ya que en el límite entre los dos discurre un arroyo que impide establecer una secuencia morfoestratigráfica entre ambos.

En la parte más alta de la ladera de Riuplanes, en la cara N del Monte las Huelgas, encontramos dos deslizamientos rotacionales tipo *sackung* que afectan a las capas de cuarcita de la Formación Murcia, aquí en una disposición casi vertical, catalogados como Riuplanes VII y IX (ver Figura 7.4). Estos deslizamientos tuvieron lugar sobre una litología muy proclive a la crioclastia. Ambos factores provocaron un aumento de la inestabilidad general de la ladera en la cabecera, siendo estos *sackung* área-fuente de sendas avalanchas de rocas (Riuplanes VI y VIII).

Tanto la avalancha más occidental, identificada como Riuplanes VIII, como el *sackung* de Riuplanes IX afectan, además, a la morrena que cierra el Pozo Oscuro, desplazándola 144 metros al N. Esta morrena corresponde a la Fase de Altura de evolución glaciár del Macizo del Curavacas, que hemos situado en el Dryas Antiguo, por lo que estos deslizamientos han de ser posterior a esta fase (Figura 7.34).

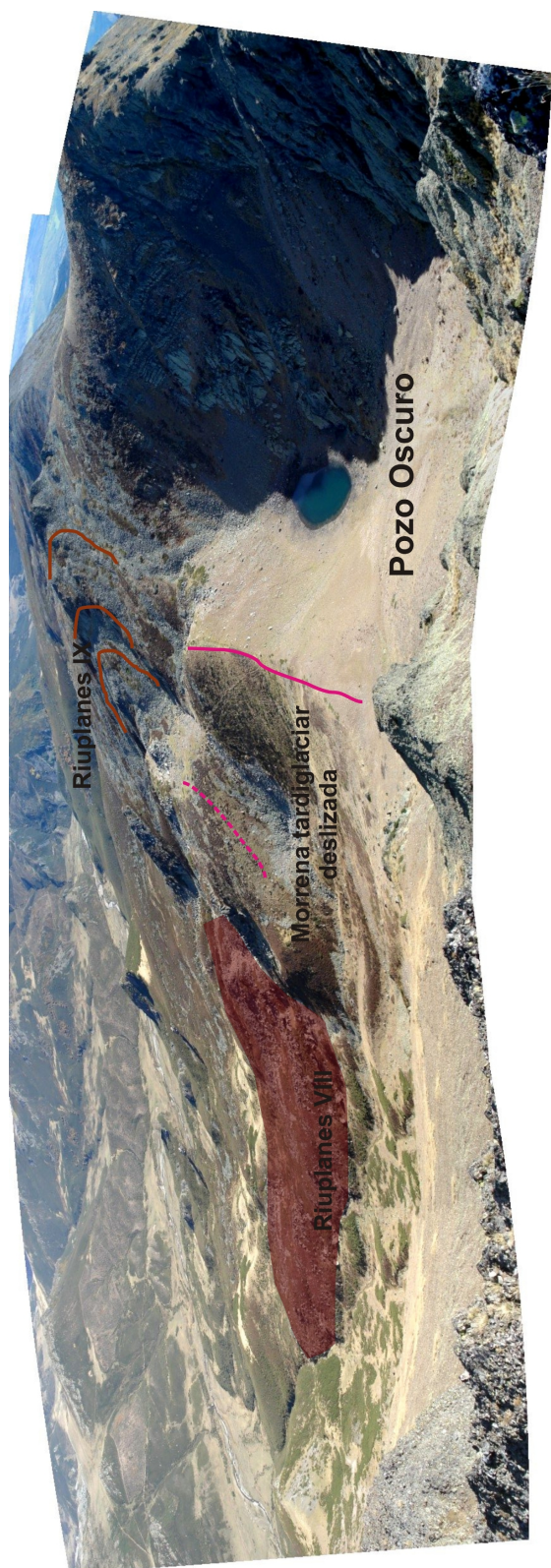


Figura 7.34: Imagen interpretada del sector de Riuplanes desde el cordal cimero. El deslizamiento rotacional tipo *sackung* de Riuplanes IX, simbolizado por líneas de color marrón, inestabilizó toda la ladera, afectando a la morrena que cierra el Pozo Oscuro, y provocando la avalancha de rocas de Riuplanes VIII, destacada en sombreado marrón.

La última avalancha identificada tiene su origen en la morrena glaciar que cierra el circo de Riuplanes, y que pertenece a la fase III de evolución glaciar o fase de Retroceso II, y ha sido identificado como Riuplanes V. Posiblemente su ocurrencia tuvo que ver con una inestabilización paraglaciar de la citada morrena, la cual está compuesta principalmente por bloques cuarcíticos, material en que está labrada la totalidad del circo glaciar, y casi carece de material fino. A su vez este deslizamiento ha sido afectado, en su pie, por el deslizamiento traslacional de Riuplanes IV, el último deslizamiento ocurrido en Riuplanes.

El último de los movimientos en masa que analizamos en el valle de Pineda es el deslizamiento del Hospital, entre el valle del mismo nombre y Riuplanes (Figura 7.35). Se trata de una forma extraordinariamente fresca, con una clara cicatriz en forma de herradura, un nicho muy marcado, y un cuerpo de deslizamiento que invade el Valle de Pineda. El deslizamiento destaca claramente en su entorno, ya que, a diferencia de Riuplanes, el pago del Hospital no ha sufrido otros movimientos en masa. Al igual que otros deslizamientos rotacionales, éste introduce una variación en la circulación freática de la ladera. Así las aguas se concentran en el nicho y circulan de forma subterránea a lo largo del plano de ruptura hasta la base del deslizamiento, donde afloran. Esta base está siendo actualmente zapada por el Río Carrión, con dos consecuencias: la primera es que esta labor de zapa reactiva el deslizamiento, como puede verse en la abundancia de grietas radiales al pie del mismo. La segunda es la existencia de un amplio corte en la base del deslizamiento que nos permite ver cómo éste fosiliza la terraza T2 del Carrión, la cual reposa a su vez sobre una formación de origen glaciar (ver Figura 8.7).



Figura 7.35: Vista hacia el S del deslizamiento del Hospital desde la Vega de Correcaballos.

En cuanto a los flujos de derrubios encontramos por un lado formas recientes a los pies de las paredes verticales de Curavacas, Curruquilla y Hoya Contina, en orientación N (Figura 7.36). Estos flujos son resultado del empapamiento de taludes de derrubios por la fusión nival o de períodos de lluvias intensas.



Figura 7.36: Vista desde el N del talud de derrubios del Pico Curruquilla, con el flujo de derrubios situado al W del mismo.

Por otro lado las laderas deglaciadas de Pineda, Fuentes Carrionas y Reñuela están cubiertas por espesos depósitos de till. En el caso de Reñuela tanto estos depósitos como los taludes de derrubios sufrieron abundantes flujos de derrubios una vez retirado el glaciar (en una fase paraglaciar), de la que hoy quedan restos del canal y abanicos al pie creados por la acumulación de los flujos. El resultado es que gran parte del material glaciar ha sido desalojado de las laderas y se acumula al fondo, como ya explicó Iturrizaga (2008) en el Hindu Kush. Estos canales funcionaron alternativamente como coladas torrenciales, como también explicó Sletten y Blikra (2007) en Noruega, por lo que es imposible distinguirlos (ver Figura 6.131).

7.2.6. Valdenievas

Solamente encontramos un deslizamiento en este valle. Se trata de un deslizamiento formado en el contacto entre las formaciones Vidrieros y Murcia, situado en la ladera de umbría en las

cercanías del circo de Alto Prieto. El deslizamiento ocupa un área deglaciada después de la fase de Retroceso I, afectando a una morrena lateral de dicha fase. Además en su interior se ha formado un lóbulo protalud, por lo que podemos situar el deslizamiento morfoestratigráficamente entre las fase glaciares de Retroceso I y II, es decir, entre 29.000 y 18.000 años B.P. (ver Figura 6.66).

En Valdenievas los flujos de derrubios, tanto actuales como relictos, están ligados a la existencia de pedreras, ya sean conos o taludes de derrubios, cuyo bajo grado de cohesión favorece este tipo de formas. En la ladera S de la alineación del Curavacas - Curruquilla - Hoya Continua se concentran la mayoría de ellos, aunque la inmensa mayoría sean relictos. Debido a ello tanto el área - fuente como el depósito al pie están fuertemente degradados, aunque sí que se conservan los canales de evacuación con los *levées* laterales. Todos ellos tienen su origen en la parte más alta de los taludes de derrubios que ocupan gran parte de la ladera S de la alineación (ver Apartado 6.3.9.1), a una altitud que oscila entre los 1800 y los 2000 metros de altitud.

Esta franja podría corresponderse con el límite inferior de existencia de *permafrost* discontinuo durante el momento de ocurrencia de los mismos, entre las fases glaciares de Retroceso I y II, que ha de ser forzosamente posterior al de formación de los taludes de derrubios en que se originaron. Su límite inferior no puede ser determinado con exactitud, dada la citada mala conservación, pero podemos establecer la hipótesis de que llegaron a alcanzar el valle de Valdenievas, ya que los abanicos aluviales existentes en el contacto entre los valles de Postil de Soña y arroyo de las Puertas (fuera del área de estudio), poseen pendientes mayores de 4º, propias de abanicos formados por flujos de derrubios (Jackson et al. 1987). Este hecho explicaría también la existencia de algún bloque conglomerático depositado en la parte más baja de las pedreras cuarcíticas existentes a la salida del valle de Postil de Soña: el bloque pudo ser transportado por algún flujo de derrubios. En ese caso estaríamos hablando de flujos de derrubios de tamaño casi kilométrico, mucho mayores que los de formación reciente (Pellitero 2008a).



Figura 7.37: Vista hacia el N de restos de flujos de derrubios en los taludes al S del pico Curruquilla. Valle de Postil de Soña (sector Valdenievas).

Los flujos de derrubios recientes son muy escasos en la cara S del Curavacas - Curruquilla, solamente hemos cartografiado como tal, aunque no es un flujo de derrubios *sensu stricto*, una acumulación reciente de clastos desgajados del conglomerado en las cercanías del Collado del Hospital. Este depósito se sitúa al pie de una grieta que le abastece de clastos. Aparentemente este depósitos no se ha originado a partir en un sólo episodio violento, característico de los flujos de derrubios (Coussot y Meunier 1996), sino que, por el contrario, es la suma de flujos recurrentes -ligados seguramente a tormentas- la que ha formado este depósito (Figura 7.38).



Figura 7.38: En esta imagen puede verse el depósito al que hacemos referencia, formado por clastos provenientes de la grieta superior.

7.3. La secuencia morfoestratigráfica de formación de movimientos en masa

Los deslizamientos, desprendimientos y avalanchas de rocas de Fuentes Carrionas no se ha originado de forma coetánea, sino que responden a una secuencia morfoestratigráfica determinada. Nuestro trabajo pretende aproximarse a la realidad geomorfológica de Fuentes Carrionas, por lo que en el caso de los movimientos de ladera el objetivo es su reconocimiento y deducción de información a partir de las formas e interacciones. Como tal la hipótesis cronológica va a basarse en dos técnicas indirectas que se describen a continuación. Un trabajo sedimentológico, con dataciones directas podrá confirmar o rebatir las conclusiones aquí propuestas:

- La frescura de las formas. Hay deslizamientos fácilmente identificables, con cicatrices de arranque muy marcadas, en las que no hay colonización vegetal, o marcas de movimiento evidentes, como son las citadas grietas radiales. Esta situación ocurre por ejemplo en los deslizamientos de Riuplanes o del Hospital, mientras que en otros las formas son casi imper-

ceptibles, como en el gran deslizamiento de Horca de Lores. Para realizar una tentativa de datación en función de la frescura de formas nos hemos basado en los trabajos de González Díez et al. (1996, 1999) desarrollados para el valle del Pas (Cantabria). Evidentemente se trata de un trabajo diseñado para ese entorno, por lo cual si bien la clasificación morfocronológica puede ser acertada las fechas exactas tendrán que adaptarse a la relación morfoestratigráfica de los movimientos en masa con el resto de formas. Es por tanto un método subordinado al siguiente.

- La relación morfoestratigráfica entre los distintos movimientos en masa -la influencia de unos movimientos en masa sobre otros- y de éstos con otras formas de relieve. En ocasiones unos deslizamientos o avalanchas fosilizan parcialmente otros, por lo que serían previos, mientras que hay movimientos en masa que tienen su cabecera en otros, por lo que son necesariamente posteriores. Del mismo modo los movimientos afectan depósitos glaciares, periglaciares o fluviales.

El método de González Díez et al. (1996), basado en la frescura de las formas características de un deslizamiento o desprendimiento, divide estos elementos en 5 grupos básicos, a los cuáles han asignado un rango cronológico en función de la relación con terrazas fluviales datadas directamente. Este método ha sido ampliado por González Díez et al. (1999) hasta las 10 clases, en función de un conocimiento cada vez más detallado de su área de estudio, el valle del Pas. En nuestro caso se utilizará preferentemente la clasificación de González Díez et al. (1996) (Tabla 7.2).

Tabla 7.2 *Datación de movimientos en masa en función de la conservación de formas, según González Díez et al. (1996)*

Grupo	Edad (años)	Características morfológicas
A	500 - 0	Cicatriz, depósito y elementos micromorfológicos perfectamente conservados. Algunos signos de actividad reciente tales como grietas abiertas, reptación, árboles inclinados, escarpes, lóbulos de solifluxión y acumulaciones de bloques.
B	500-5000	Cicatriz bien conservada: las cicatrices secundarias están parcialmente erosionadas. Los depósitos muestran una superficie ligeramente suavizada. Las depresiones han sido rellenadas por sedimentos. La superficie ha sido revegetada por árboles o matorrales.
C	5000-11000	La cicatriz principal ha sido erosionada y en ocasiones desmantelada. Las cicatrices secundarias ya no son visibles. Depósitos con una superficie muy suavizada. Frentes de depósito erosionados (cárcavas).
D	11000-41000	Cicatrices y depósitos altamente erosionados, estos últimos con cárcavas.
E	>41.000	Nivel de erosión muy alto: las cicatrices principales están muy suavizadas y en ocasiones totalmente desmanteladas. Acarcavamiento profundo en los depósitos.

Una vez realizada la identificación y valoración de formas mediante este método hay que destacar que éstas difieren en cuanto a su estado de conservación en función de su litología y al tipo de movimiento en masa. Así por un lado los desprendimientos carecen de una cicatriz con una forma clara, así como de formas dentro del cuerpo deslizado, tales como cicatrices secundarias o lóbulos, que faciliten la valoración de su edad. También los "sackung", al carecer de cicatriz, darse en rocas resistentes a la erosión, y poder mantener movimientos muy lentos a lo largo de varios miles de años, con reactivaciones periódicas (Ambrosi y Costa 2006) se avienen mal a esta clasificación. Por otro hemos encontrado que las cicatrices en calizas, cuarcitas o conglomerados mantienen mucho mejor su forma que las formadas en pizarras. Por tanto este criterio ha de ser aplicado únicamente cuando el criterio morfoestratigráfico no ofrezca conclusiones relevantes, y con un alto margen de error, el cual fue por otro lado aceptado por los mismos autores, que descansan las conclusiones de su trabajo en Vega del Pas en dataciones absolutas. Los resultados se muestran de manera gráfica en la Figura 7.41.

La reconstrucción morfoestratigráfica nos permite determinar que el deslizamiento más antiguo sería también el más extenso: el gran deslizamiento rotacional de Horca de Lores 1. En este caso nos encontraríamos ante un movimiento en masa previo al máximo glaciar, ya que los depósitos de till adosados a su ladera a 1650 metros de altitud concuerdan con la altitud que debió tener el glaciar en ese lugar en su etapa de máximo. De tratarse de un deslizamiento postglaciar, estos depósitos se habrían movilizado junto con toda la masa del deslizamiento, y en realidad estarían ubicados por encima de los 1800 metros, lo que arrojaría un espesor del glaciar del orden de los 300 metros, muy por encima de lo observado en la otra ladera del Valle de Pineda. Es por ello que hemos establecido como hipótesis de su formación la posibilidad de que se trate de un deslizamiento originado durante el periodo paraglaciar posterior a una de las glaciaciones previas al Máximo Glaciar. Otros deslizamientos rotacionales cercanos a nuestra área de estudio, en los Pandos (Cantabria), han sido datados por González Díez et al. (1996) en edades comprendidas entre los 41170 ± 770 años B.P. y los 33601 ± 370 años B.P. para los más antiguos. Los mismos autores llegan a situar un deslizamiento en este mismo sector en 120.000 años B.P. a partir de su relación con una terraza con industria lítica achelense (González Díez et al. 1999).

El resto de los movimientos en masa es netamente posterior al Máximo Glaciar, ya que o bien afectan a algún depósito de tal máximo o pulsaciones glaciares posteriores, o bien se ubican en áreas glaciadas durante el mismo, en especial fondos y paredes de circos glaciares.

En el valle de Naranco los desprendimientos de la ladera S de los Campanarios son antiguos, ya que la cicatriz ha desaparecido, pero postglaciares, por tanto tienen una edad que ronda los 20.000 años. Los desprendimientos de Oropiñas y Cubil del Can son, sin embargo, claramente holocenos. Posiblemente los de Cubil del Can sean herencia de la Pequeña Edad de Hielo, dada su conservación.

El deslizamiento de Tres Provincias tuvo lugar en primavera de 2011, como se ha apuntado anteriormente.

En el valle de Cardaño la mayoría de los deslizamientos parece haberse originado en una fase paraglaciar posterior a la fase de Retroceso I, por lo que estarían entre los 20.000 y 15.000 años BP. Una excepción son los deslizamientos de Cardaño de Abajo 1 y 3, que ocurrieron en la fase paraglaciar de retirada del glaciar del UMG, esto es entre 35.000 y 30.000 años BP, mientras que los de Cardaño de Abajo 2 y 4, algo más recientes, tendrían alrededor de 20.000 años de antigüedad.

En los valles laterales los deslizamientos parecen ser más recientes. Los de Mazobre han de ser posteriores a la fase de Retroceso II, aunque no mucho más recientes debido a la mala conservación de las formas. Los de Valcabe 2 y 3 pueden situarse, por su situación morfoestratigráfica, como posteriores a la fase de Retroceso II, pero por la conservación de las mismas podríamos aventurar que se formaron en el Holoceno, en un entorno prácticamente sin vegetación. Los desprendimientos del Espigüete, por su parte, se encuentran en áreas glaciadas durante el Dryas Antiguo. Por su óptimo estado de conservación han de ser eventos holocenos recientes. El desprendimiento de Arra tuvo lugar en 2009-10, y el deslizamiento de Valcabe 1 entre 2007 y 2008.

En Riofrío los deslizamientos más antiguos parecen ser los de Riofrío 1 y el “*sackung*” de Quebrada 12. Ambos están en lugares glaciados hasta hace 20.000 años aproximadamente, por lo que se originaron poco después, y el segundo provocó el deslizamiento de Quebrada 15 en la ladera opuesta. Riofrío 3 afecta a una morrena de la fase de Retroceso II, y es a la vez antiguo en cuanto a su forma, por lo que lo situamos entre 18.000 y 16.000 BP. El deslizamiento rotacional de Cubil del Can 4 tampoco aparenta ser reciente, por lo que posiblemente sea coetáneo. El deslizamiento principal de Peña Quebrada ha de ser anterior a la Fase de Altura, ya que ésta depositó unas morrenas (hoy prácticamente desmanteladas) en el interior de la cicatriz. Este deslizamiento determina la inestabilidad de esta ladera, creándose multitud de deslizamientos secundarios, mayoritariamente holocenos. Dichas morrenas desaparece en las cicatrices de Quebrada 2 y 3, por lo que éstos son posteriores a la Fase de Altura. Además Quebrada 2 monta parcialmente sobre Quebrada 5, por lo que también es posterior. Por todo ellos situamos Quebrada 2 y 3 como deslizamientos holocenos, que por sus formas y por estar Quebrada 3 montado sobre Quebrada 2, posiblemente sean holoceno y subactual respectivamente. Quebrada 5 sería finis pleistoceno y Quebrada 4 (originado de éste) también subactual, ya que la cicatriz aún no está vegetada. En el tránsito del Dryas Reciente al Holoceno, la desaparición del *permafrost* en las caras N de Peña Prieta y circo de Campollo llevó a la formación de los desprendimientos de Cubil del Can 5, Campollo, Altares y Riofrío 4 y 5. Quebrada 8 y 9 carecen de relación con otros deslizamientos, excepto Quebrada 1. Por sus formas degradadas los situamos como en la transición Pleistoceno-Holoceno. Por último la efectiva erosión remontante del río Frío y el arroyo de Castrejón queda patente en los recientes deslizamientos de Riofrío 2, Cubil del Can 1 a 3 y Quebrada 6, 7, 11, 17 y 18.

En el valle de Fuentes Carrionas los deslizamientos y desprendimientos han de ser posteriores a la fase de Retroceso II, posiblemente formados durante el Dryas Antiguo, al igual que los de Reñuela, que tuvieron que formarse inmediatamente después de la retirada del hielo en este sector, en una fase paraglaciar muy activa que también provocó la formación de numerosos flujos de derrubios. El deslizamiento de Lezna S pertenece también a esta fase, momento en que habría un lago en Vega de Cantos. El deslizamiento de Vega de Cantos aparentemente monta una terraza fluvioglaciar, por lo que ha de ser posterior a dicho lago, por lo que lo datamos en el Dryas Reciente. La avalancha de rocas del Ves carece de cicatriz bien visible, por lo que ha de ser la más antigua de su tipo en Fuentes Carrionas. La situamos anterior al Tardiglaciar (Dryas Antiguo). Por último el desprendimiento de Curavacas 1 ocurrió en el Holoceno, ya que hasta este momento su entorno estaba glaciado. El desprendimiento de la Cola del Curavacas ofrece problemas interpretativos, al situarse sobre till perteneciente a una fase de equilibrio glaciar anterior a la de Retroceso II, por lo que únicamente podemos afirmar que es posterior a ésta.

En el valle de Pineda tanto los deslizamientos de La Rabina I y II como el de Lezna S y Horca de Lores 2 afectan a morrenas laterales del Máximo Glaciar y la fase de Retroceso I, por lo que son posteriores a esta fase. El deslizamiento de Lezna S interrumpió la circulación del Carrión, creando el lago posteriormente colmatado de Vega de Cantos. Morfoestratigráficamente situamos este deslizamiento inmediatamente después de la fase de Retroceso I.

El área de Riuplanes ofrece mayor complejidad en cuanto a reconstrucción de la secuencia morfoestratigráfica de los deslizamientos, ya que aquí se concentran hasta nueve movimientos en masa de distinto tipo, los cuáles frecuentemente interfieren entre sí, bien erosionando deslizamientos previos, bien fosilizándolos (Figura 7.39 y 7.40). En todo caso podemos afirmar que todos los deslizamientos son posteriores a la fase de Máximo Glaciar, al situarse dentro de circos glaciares, afectar a morrenas de esta fase u ocupar el fondo del valle glaciar del Carrión. De hecho es probable que todos los deslizamientos sean posteriores a la última fase glaciar, la Fase de Altura tardiglaciar (Pellitero 2008a), ya que el deslizamiento de Riuplanes IX, que junto con el de Riuplanes VII estaría entre los más antiguos, afecta a la morrena que cierra el pozo Oscuro, perteneciente a dicha fase.

La secuencia sería la siguiente: los movimientos más antiguos serían los que se encuentran en la base de la ladera, es decir, los de Riuplanes II y III, en los cuáles no se advierte la influencia de ningún otro deslizamiento. Tanto Riuplanes II como Riuplanes III muestran evidencias de inestabilidad

actualmente, por lo cual les puede haber llevado a invadir la terraza fluvial +10. Estos movimientos introducirían una situación de inestabilidad general en la ladera de Riuplanes, que provocaría los dos *sackungen* cimeros catalogados con el número VII y IX.

En una siguiente fase secuencial se darían las avalanchas de rocas, dos de las cuáles tienen su origen en los dos *sackungen* anteriormente citados, por lo que han de ser forzosamente posteriores. La tercera de estas avalanchas (Riuplanes V) se ve afectada por el deslizamiento de Riuplanes IV, por lo que ha de ser anterior a éste. Riuplanes IV además posee unas formas muy bien conservadas, en especial su cicatriz en herradura, que indica una edad reciente, claramente holocena. Por último el deslizamiento de Riuplanes I ha de ser reciente, debido también al frescor de la cicatriz y la clara individualización de la masa deslizada.

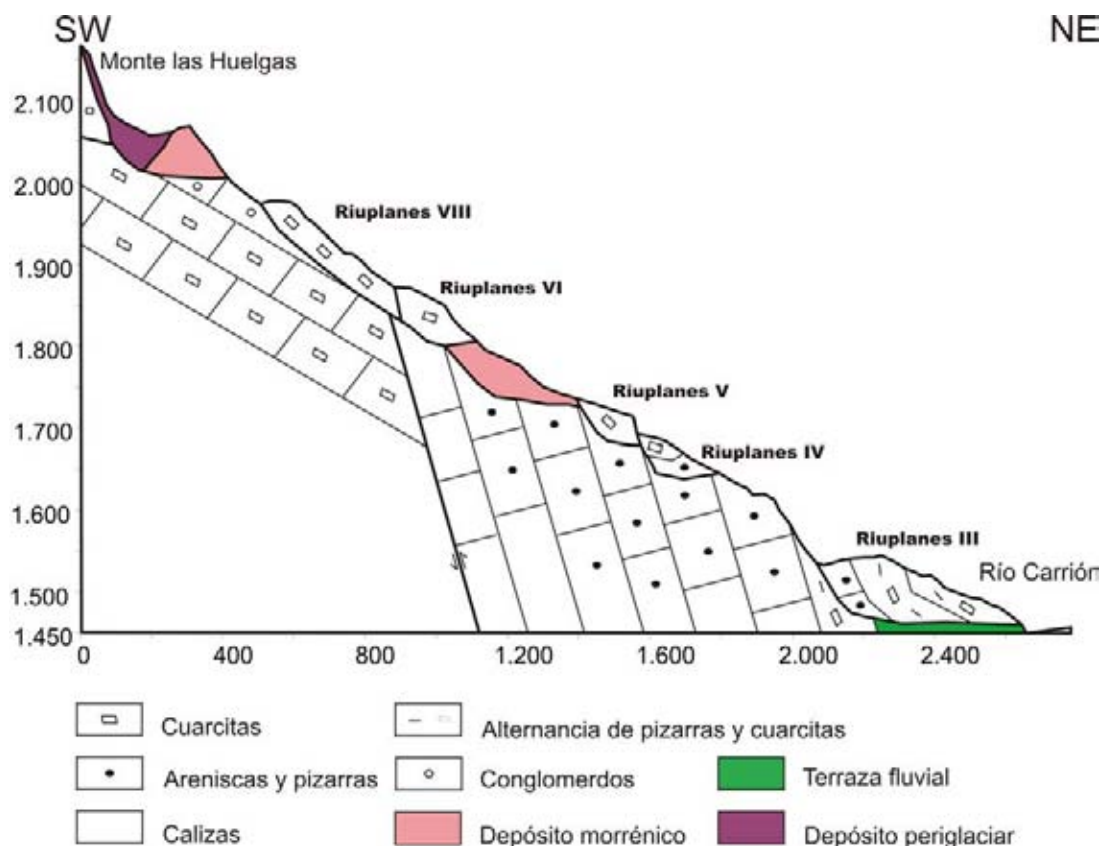


Figura 7.39: Perfil interpretado del sector de Riuplanes desde el Pozo Oscuro hasta el valle de Pineda. Los contactos tanto entre Riuplanes VIII y Riuplanes VI como entre Riuplanes V y IV son laterales. La escala está en metros.

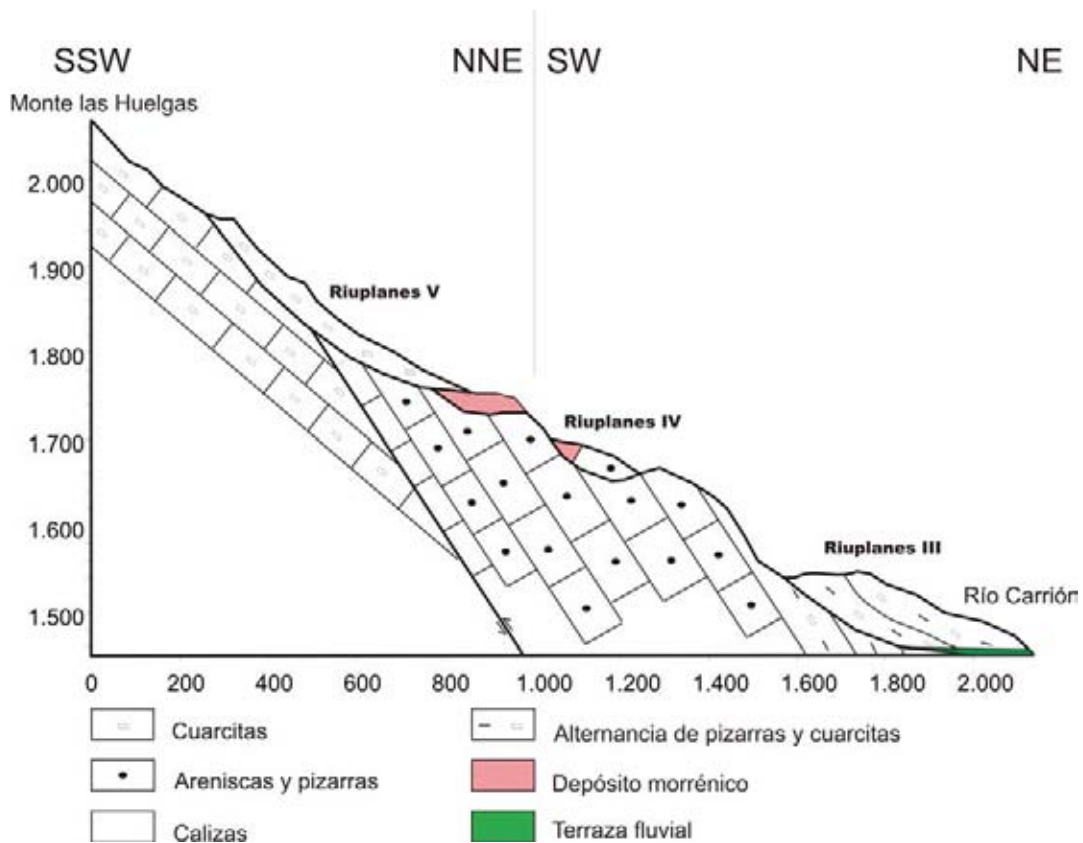


Figura 7.40: Perfil interpretado del sector de Riuplanes desde el circo del mismo nombre hasta el valle de Pineda. La escala está en metros.

Los dos deslizamientos catalogados como “Santa Marina” afectan tanto a la morrena lateral del UMG como a la de la fase de Retroceso I, por lo que son posteriores a ésta. Siguiendo el criterio de conservación de las formas deducimos que el deslizamiento de Santa Marina 2 es más reciente que el contiguo de Santa Marina 1, ya que en aquél se observa la cicatriz sin colonizar por la vegetación, cosa que no ocurre en éste. Esta frescura de formas hace que situemos estos deslizamientos en el Holoceno.

El deslizamiento rotacional del Hospital sería una forma también reciente, en todo caso posterior a cualquier fase en la que exista un glaciar en el Valle de Pineda. A pesar de no ser correlacionable con otros deslizamientos, fosiliza parcialmente la terraza fluvial T+10, que ha sido propuesta como perteneciente a la Fase de Altura, por lo que es posterior a ésta. Nos encontramos también ante un deslizamiento originado durante el Holoceno.

Por último el deslizamiento de Valdenievas afecta a una morrena del UMG y Fase de Retroceso I, y en su interior se desarrolló un lóbulo protalud en la Fase de Retroceso II. Es por tanto un deslizamiento bien correlacionable y datable entre los 20.000 y 18.000 años BP. Aproximadamente

en esta fase ocurrirían los grandes flujos de derrubios propuestos.

7.3. LA SECUENCIA MORFOESTRATIGRÁFICA DE FORMACIÓN DE MOVIMIENTOS EN MASA

Fase o edad	Años B.P.	Fase	Naranco	Lechada	Cardaño	Ríofrío-Castrejón		Carrión-Reñuela		Valdeinivas
						Resto	P. Quebrada	Resto	Pineda	
Fases glaciares previas	2 mill.	I						Horca de Lores 1		
Máximo Glaciar	40.000 38.000	II			CAbajo1 y 3 CAbajo4 CAbajo2			Horca de Lores 2		
Retroceso I	29.000	III	Naranco 1		P. Agudín, Lamas 1 y 2	Riofrío1 Q. 12 Q. 15		Lezna S. F.D. Estrecho y Cur. 2	Rabinal 1 y 2 Riu3, Riu2,	V1 F.D.
Retroceso II	18.000		Naranco 2 F.D.	F.D.		Q.1		Reñuela 1 y 2		
Dryas Antiguo	16.000 15.000	IV			CArriba Tío Navarro Homax Maz. 1 y 3 Maz. 2	Riofrío 3 C.Can 4 Q. 8 y 9		F. Carrionas1 y 2 El Ves y Cur. E Cur. 3	Riu7 y 9	
Dryas Reciente	12.000 11.000	V			P. Matas	Campollo C. Can5 Q. 16		Vega de Cantos		
Holoceno	5.000		Oropiñas			Riofrío4 Riofrío5			Riu5 y 8 Riu6 S. Marina1 S. Marina2	
Pequeña Edad de Hielo	300	VI	Cubil del Can NW 1 y 2	Tres Provincias	Espi. 1 y 2 Valcabe 2 y 3 F.D. Valcabe 4	Q.13 Q.14 Q.2		Cur. 1	Hospital Riu 4, Riu1	
Actualidad			F.D.			CCant. 2 y 3 Riofrío2 F.D.	Q.3, 4, 6, 7, 11, 17 y 18	F.D.		

Figura 7.41: Secuencia morfoestratigráfica e hipótesis cronológica de los deslizamientos de Fuentes Carrionas. Las dataciones han sido establecidas por correlación con las utilizadas en el capítulo sobre formas y evolución glaciar. Claves de las abreviaturas: CArriba: Cardaño de Arriba; CAbajo: Cardaño de Abajo; Maz.: Mazobre; P. Matas: Peñas Matas; Espi.: Espigüete; C.Can: Cubil del Can NE-Castrejón; Q.: Peña Quebrada; Cur.: Curavacas N; F. Carrionas: Fuentes Carrionas; Riu.: Riuplanes; S. Marina: Santa Marina; V.: Valdeinivas; F.D.: fase de formación de flujos de derrubios.

Como conclusión, aunque es evidente que la inmensa mayoría de los deslizamientos son postglaciares, en concreto paraglaciares, los resultados sugieren que los deslizamientos son más recientes que lo apuntado por Pellitero (2008a) para el valle de Pineda. Por ejemplo la mayoría de los deslizamientos de Riuplanes o Peña Quebrada serían holocenos, y su edad bajaría de los 5000 años. Comparativamente entre estos dos sectores también es aparente que los deslizamientos de Peña Quebrada son más recientes, y que esta área es todavía activa en cuanto a morfogénesis gravitacional.

Esta situación ha sido descrita en otros valles de alta montaña de Pirineos (Serrano 1998, Gutiérrez Santaolalla et al. 2005), en los que los deslizamientos más extensos han sido datados entre 7000 y 5000 años BP, esto es, entre 4000 y 6000 años después de la retirada de los glaciares. En el valle del Pas González Díez et al. (1999) proponen algunas fases principales de movimiento de laderas, ligadas a causas concretas: entre 120.000 y 50.000 años BP los deslizamientos fueron originados por causas tectónicas y dinámicas (incisión fluvial). Entre 50.000 y 10.000 años BP los movimientos en masa se sitúan en periodos interglaciares, por lo tanto su origen sería, en un sentido amplio, paraglaciar. El momento de mayor movilidad de laderas se sitúa en el tránsito entre el Dryas reciente y el Boreal (10.200 - 7.000 BP), con un origen similar. La siguiente fase tiene lugar entre 5.000 y 3.000 BP. En este momento coinciden dos factores principales: el aumento de precipitaciones durante el Subboreal y la colonización neolítica del territorio, con talas de vegetación para extender los pastos. Por último cita una fase histórica que tiene su origen en primer lugar en deforestaciones generalizadas desde los S.XVI y XVII y también con deslizamientos más recientes, y por tanto bien conservados y fácilmente identificables.

La situación en Fuentes Carrionas tiene similitudes a la propuesta para el valle del Pas, pero también diferencias. En primer lugar nos encontramos en un área de alta montaña, con deglaciación más tardía, presencia de glaciares y *permafrost* más generalizada y, en general, cobertura vegetal más rala. Por otro lado la divisoria entre el Cantábrico y el Duero es más interior y, sobre todo, se encuentra más alta. La erosión remontante ejerce una labor más importante en este sector que en el estudiado por González Díez et al. (1999), como lo demuestra la ausencia de las familias de terrazas fluviales en los valles vertientes al Cantábrico.

Distinguimos por tanto 6 fases de movilidad de laderas:

- **Fase I:** Antes de 40.000 años BP. Fase preglaciar, en la que es posible que la neotectónica

sea el factor de inestabilidad más importante. 1 movimiento (1.1 %).

- **Fase II:** 38.000-29.000 años BP: Fase paraglaciar, limitada a lugares cercanos a los frentes glaciares. 4 movimientos (4.7 %).
- **Fase III:** 29.000-20.000 años BP: Fase paraglaciar generalizada en laderas hasta 1800 metros aproximadamente, con formación de flujos de derrubios. Relajación de paredes postglaciar, fusión de *permafrost* y erosión torrencial y fluvial como factores principales. Comienza la inestabilidad en Peña Quebrada y Riuplanes. 17 movimientos (20 %).
- **Fase IV:** 18.000 - 15.000 años BP. Fase paraglaciar de altura, entre 1800 y 2200 metros. Continúa la inestabilidad inducida en Riuplanes y Peña Quebrada. 16 movimientos (19 %).
- **Fase V:** 10.000 - 300 años BP. Fase paraglaciar y paraperiglaciar. Inestabilidad de laderas por aumento de precipitaciones y fusión de *permafrost* en un ambiente de escasa vegetación en la transición entre el Dryas reciente y el Preboreal (10.200 - 9200 años BP), y posiblemente debido a la altitud de Fuentes Carrionas, también durante el Boreal (9.200 - 7000) (Salas 1992). A partir del 5000 BP los espacios de alta montaña son ocupados por sociedades que practicaban una economía pastoril, cuidando ovejas, cabras y, en menor medida, vacas y caballos (Serrano y Alonso Gutiérrez 2000, Pérez Rodríguez 2010). La presión antrópica sobre el medio, con deforestaciones y sobrepastoreo como consecuencias más evidentes, aparece como factor de importancia, permitiendo la formación de flujos de derrubios y deslizamientos traslacionales. En general Peña Quebrada mantiene una actividad alta debido a la erosión remontante del río Frío. 26 movimientos (31 %).
- **Fase VI:** 300 años BP-actualidad. Actividad alta en Peña Quebrada y valle de Castrejón por erosión fluvial. Flujos de derrubios y desprendimientos en altura (ver Apartado 7.5).

7.4. Principales desencadenantes de movimientos en masa

Podemos afirmar que han sido varias las causas que han contribuido a la formación de los movimientos en masa que hemos distinguido. Entre ellas podemos distinguir varios tipos:

- **La estructura geológica:** Es evidente que el hecho de que un determinado espacio del área de estudio concentre la mayoría de los deslizamientos identificados no puede ser explicado

sin acudir a la influencia de las estructuras geológicas preexistentes. La alternancia de capas de materiales duros y blandos, o permeables e impermeables, facilita la existencia de líneas de debilidad que pueden ser explotadas por agentes erosivos, posibilitando la inestabilización de las laderas. Además, los buzamientos de gran inclinación, próximos a la vertical, y la abundante fracturación, son dos factores que han sido citados como favorecedores de los movimientos en masa, que suelen seguir planos de falla o de estratificación (García de Celis et al. 1992). Todas estas situaciones se dan en Riuplanes o Peña Quebrada, a las que el buzamiento de las capas es paralelo a la dirección de la pendiente en la ladera, y los deslizamientos se realizan a favor de contactos litológicos entre calizas, cuarcitas, areniscas y pizarras. Esto determinaría el porqué de la concentración de los deslizamientos rotacionales en las laderas de umbría, mientras que en el caso estudiado por García de Celis et al. (1992) en el Alto Sil, tales deslizamientos se concentran en la ladera de solana: en ambas situaciones el sustrato presenta buzamientos paralelos a la pendiente de la ladera, por lo que el factor orientación sería secundario. Este hecho cobra mayor relevancia si comprobamos que el valle de Cardaño, el que presenta una tectónica más fallada y litologías más variadas, es relativamente pobre en movimientos en masa. Ello se debería a que la dirección general del valle (N-S) es paralela a los buzamientos, por lo que las laderas están excavadas perpendicularmente a los buzamientos. No se puede descartar la influencia de movimientos neotectónicos en el desencadenamiento de deslizamientos en estos sectores (de hecho hay depósitos que parecen confirmar cierta tectónica activa en el Pleistoceno, ver Apartado 4.4.4), no podemos determinar su importancia en Fuentes Carrionas.

- **La influencia glaciar:** En éstas agrupamos labor erosiva de los glaciares, en especial durante el Último Máximo Glaciar y la fase de Retroceso I, responsable de la formación de laderas con una pendiente pronunciada, el depósito de morrenas laterales cuya carga contribuye a la inestabilización de las laderas, y, sobre todo, la relajación de la presión del glaciar sobre las paredes en la que se encaja una vez que éste desaparece, un fenómeno específicamente paraglaciar, que puede ocasionar la formación de diaclasas verticales paralelas a la pendiente. Esta circunstancia ha sido enunciada en multitud de casos a lo largo de áreas deglaciadas de todo el mundo (Wilson y Smith 2006), y puede estar, directa o indirectamente relacionada con gran cantidad de deslizamientos, ya que éstos se encuentran repartidos preferentemente

en áreas glaciadas. Incluso movimientos en masa acontecidos varios miles de años después de la retirada de los glaciares pueden reflejar esa influencia, ya que la fase paraglaciaria se prolonga durante varios miles de años (Ballantyne 2002). En particular los deslizamientos de tipo “*sackung*” están muy relacionados con esta influencia. La unión de los dos factores citados permite una acusada inestabilidad de laderas.

- **La fusión del permafrost** intersticial en depósitos superficiales (glaciares, periglaciares o movimientos en masa anteriores) y paredes. Este hecho parece ser uno de los responsables de desprendimientos y avalanchas de rocas en cara N, como los de Curavacas, Peña Prieta o el Ves.
- **La fusión nival:** es una de las principales responsables de los flujos de derrubios recientes en laderas de cara N por encima de los 2.200 metros de altitud.
- **Los procesos de hielo-deshielo:** Al igual que la fusión del *permafrost*, los procesos de hielo-deshielo atacan a la roca, aunque si las heladas son débiles no consiguen penetrar en la roca (ver capítulo de régimen térmico del suelo). Sí podemos constatar que este proceso ha sido el responsable de al menos el desprendimiento de las agujas de Arra.
- **Tormentas-lluvias intensas:** no podemos precisar su influencia, pero son los principales desencadenadores de flujos de derrubios y deslizamientos en otras áreas montañosas (Lugon y Stoffel 2010). Directamente pueden ocasionar flujos
- **La interrupción de la dinámica hidrológica de las laderas,** tanto del arroyamiento como de la circulación freática. Ciertos depósitos, como las morrenas laterales, cortan la circulación hidrológica ladera abajo, pudiendo empaparse en momentos de lluvias torrenciales por encima de su capacidad de carga, ocurriendo un deslizamiento masivo de tipo traslacional. Esta situación habría provocado los deslizamientos de las laderas del Pico Lezna o los de Santa Marina.
- **La inestabilización de la ladera provocada por deslizamientos previos:** si éstos ocurren al pie de la ladera rompen la pendiente de equilibrio de la misma, mientras que si ocurren en la cima de la misma cargan de masa a depósitos o formaciones más bajas. La carga de la avalancha de rocas de Riuplanes V, por ejemplo, fue una de las causas del deslizamiento

de Riuplanes IV. Además los nuevos deslizamientos producen nuevas líneas de debilidad que pueden originar futuros deslizamientos, como por ejemplo el de Peña Quebrada 13, ocurrido a partir del sackung de Peña Quebrada 12.

- **La labor de zapa de la red fluvial** en la base de algunos deslizamientos, lo que provoca una inestabilidad permanente en los mismos, que nunca dejan de avanzar. Este hecho estaría ocurriendo actualmente en los deslizamientos de Riuplanes III y del Hospital. En especial los deslizamientos de Peña Quebrada y Castrejón se mantienen activos debido a la erosión remontante del sistema Deva sobre las laderas.
- **La actividad antrópica:** Existen trabajos que describen cómo la deforestación de masas boscosas para la creación de puertos para el ganado en Pirineos conllevó un dramático aumento de la actividad en las laderas (Martí et al. 1997, Garcia Ruiz 2010). El aumento de la ocupación humana del espacio también está detrás de cambios recientes en la movilidad de laderas en otros lugares del N de la Península Ibérica (Remondo et al. 2004). Esta situación puede haberse repetido en Fuentes Carrionas, donde hemos visto cómo la mayoría del espacio ha sostenido un intenso uso ganadero secular. El hecho de que la mayoría de los deslizamientos hayan ocurrido durante el Holoceno puede avalar esta teoría, que también ha sido propuesta en áreas de media montaña (González Martín y Rubio 2000, González Amuchastegui y Serrano 2007).

7.5. La dinámica actual

Actualmente la dinámica gravitacional es activa principalmente en dos entornos:

- **La alta montaña:** como hemos visto los procesos de hielo-deshielo y fusión nival continúan inestabilizando las laderas por encima de los 2.200 metros, en especial en la cara N. En estos entornos, donde además las laderas poseen todavía pendientes fuertes, la fase de reorganización paraglaciar, o incluso una hipotética fase paraperiglaciaria resultado de la reorganización de depósitos periglaciares, tales como los lóbulos de soliflucción de Tres Provincias, es plenamente activa. Esta actividad se da solamente por encima de los 2200 metros en caras N y E y los 2350 metros en laderas de solana y orientación W.

- **Las márgenes de los cursos de agua:** la labor erosiva fluvial es todavía activa en todo el macizo, en especial en los ríos y arroyos de la red del Deva. La erosión de las márgenes fluviales conlleva por un lado la formación de pequeños deslizamientos en dichas márgenes, como el ocurrido en Vega Naranco, y por otro la reactivación de grandes deslizamientos como los de Riuplanes III, el Hospital o el sector de Peña Quebrada. En estos casos la ausencia de masas boscosas en un área de presencia potencial de las mismas (Bertrand 1972) aparece como un elemento clave en la actividad de los ríos como agentes erosivos e inestabilizadores de laderas, ya que por un lado accede más caudal a los mismos y por otro el suelo carece de protección vegetal.

Formas de origen fluvial



En este capítulo se describen todos los depósitos y formas originados por la acción del agua organizada en una red hídrica, distinguiendo a su vez los depósitos existentes en las márgenes y frentes de glaciares, los cuáles, debido a su origen en aguas de fusión glaciaria, poseen unas características propias. La existencia de glaciario marca un punto de inflexión en la evolución de los sistemas de terrazas y abanicos fluviales en áreas de montaña. Por un lado son capaces de crear indirectamente formas propias, como las terrazas fluvioglaciares y los depósitos lacustres, y por otro su retirada deja un medio con fuertes pendientes y extensos mantos de till extremadamente inestable, muy propicios para la erosión y sedimentación fluvial y aluvial. Dentro de la evolución paraglaciar del relieve Ballatyne (2002) afirma que los sistemas fluviales son los de evolución más lenta, pudiendo incluso estar drenando material glaciogenético 10.000 años después de la retirada de los hielos. Es por ello que algunos de los depósitos y formas fluviales originados en márgenes glaciares ya hayan sido descritos en el capítulo de glaciario, por lo que ahora sólo serán tratados superficialmente.

Hay más factores que influyen en este sistema, por ejemplo la existencia de cambios en el nivel de base (capturas aguas abajo, cambios en el nivel del mar, erosión remontante) pueden originar nuevos ciclos de incisión o sedimentación. En el caso de los ríos de la red del Duero, su marcada planitud (en Carrión apenas salva 200 metros de desnivel en los 17 kilómetros que separan la Vega de Cantos con su salida del área de estudio en Vidrieros) ha dificultado la evacuación efectiva de sedimentos, dominando el depósito de los mismos en el fondo del valle, por lo que las terrazas fluviales son extensas. Por el contrario la erosión remontante del sistema Deva ha provocado la práctica ausencia de depósitos fluviales en el río Frío y los arroyos de la Viña y Castrejón.

8.1. Descripción de las formas y depósitos fluviales en los valles de Fuentes Carrionas

8.1.1. Valle de Naranco

Al igual que en todos los valles de la cabecera de la red del Duero en el área de estudio, en el valle de Naranco la erosión fluvial ha sido escasa, debido a la pendiente débil en comparación al sistema Deva (ver Figura 5.1). La interrupción del drenaje en el valle por los depósitos glaciares de Vega Naranco provocó la acumulación de sedimentos en este sector (ver Mapa 5.3) y la formación

8.1. DESCRIPCIÓN DE LAS FORMAS Y DEPÓSITOS FLUVIALES EN LOS VALLES DE FUENTES CARRIONAS

de dos abanicos aluviales por los arroyos que drenaban el extremo E del valle, al pie de la artesa del glaciar. El arroyo de Tarna, así mismo, depositó un abanico que ha fosilizado parcialmente el complejo morrénico frontal. Aguas abajo del citado frente glaciar el valle fue ocupado en dos sectores por las morrenas frontales de los glaciares de la sierra de Oropiñas, entre los que tuvieron que formarse lagos de obturación. Actualmente encontramos dos niveles de terraza, el superior, más irregular y confinado a la margen izquierda del arroyo de Naranco, posiblemente fluvio-glaciar y el inferior, unos 4 metros por debajo, que constituye la llanura de inundación actual. A pesar de la escasa pendiente la labor erosiva del arroyo de Naranco continúa activa, en especial en las fases de crecida, durante la fusión nival primaveral, como se puede ver en la Figura 8.1.



Figura 8.1: Pequeño deslizamiento en la margen izquierda del arroyo de Naranco, ocasionado por la erosión lateral del mismo.

8.1.2. Valle de Lechada

Como ocurre en el resto de Fuentes Carrionas, es difícil distinguir las terrazas de origen fluvio-glaciar y fluvial. En el área de estudio hay dos terrazas fluviales en los valles de Concejo y Lechada (aguas arriba y abajo de la confluencia entre las mismas), ambas terrazas parecen pertenecer a la misma fase de colmatación del fondo de valle, ya que se encuentran unos 3 metros por encima

del nivel del río de Lechada, siendo posiblemente holocenas. Por otro lado los abanicos aluviales y fluvioglaciares que se forman en el contacto entre el fondo de valle y los valles laterales (colgados por la erosión glacial), están a su vez colgados sobre este nivel del río unos 3 metros, lo que sugiere al menos una fase de acumulación de sedimentos postglacial más alta que la actual, una nueva fase de erosión y otra de acumulación de la terraza holocena. Algunos de estos abanicos, como el de Aceitor o el del contacto Lechada-Concejo se alimentaron de material morrénico dejado por el glaciar en las márgenes.



Figura 8.2: Abanico colgado del valle de Aceitor sobre la terraza del valle de Lechada.

Aguas arriba del contacto entre el valle de Lechada y el de Concejo el primero funcionó como una cuenca sedimentaria cerrada por las morrenas frontales de la fase de Retroceso I, en ella la acumulación fue continua (ver Figura 5.29). En el momento que la erosión fluvial remontante consiguió drenar este sistema el arroyo de Lechada comenzó una fase erosiva que se prolonga hasta la actualidad, en la que el arroyo ha excavado unos 10 metros en los sedimentos glaciares, fluvioglaciares y aluviales. Como consecuencia no aparecen terrazas dobles y los abanicos fluvioglaciares de Hoya Santiaguín y A° de la Virgen Loca, formados a partir de la destrucción de morrenas frontales y laterales, contactan directamente con el único nivel de acumulación existente (Figura 8.3).



Figura 8.3: Abanico aluvial de la Virgen Loca, que contacta directamente con el nivel de acumulación de Lechada, posteriormente erosionado.

8.1.3. Valle de Cardaño

En este valle establecemos dos sectores en cuanto a formas fluviales, aproximadamente al N y al S de Cardaño de Arriba, aguas arriba y abajo de la confluencia de los arroyos de Valcabe y Cardaño. En el valle excavado por el primero solamente encontramos una terraza fluvioglacial a 1540 metros de altitud, a la que conecta un nivel del abanico aluvial formado en la confluencia entre éste y el valle de Hontanillas. Este abanico fue excavado y depositado uno más reciente a 1515 metros, que a su vez está siendo excavado actualmente por el arroyo de Valcabe. En el valle de Cardaño solamente encontramos terrazas fluvioglaciares (ver Figura 8.4), entre las cuáles los arroyos se encajan, y abanicos aluviales que contactan los valles colgados de origen glaciar con dichas terrazas.

Aguas abajo de Cardaño de Arriba el valle se amplía, formándose una llanura aluvial, compartimentada en dos sectores por un pequeño umbral glaciar al S del abanico aluvial de Arilla. En esta llanura encontramos una extensa terraza colgada unos 10 metros por encima del nivel actual del río Cardaño. Tanto el abanico aluvial de Arilla como el de Mazobre contactan con este nivel de acumulación. Sin embargo al S del valle de Mazobre este nivel es erosionado, por lo que solamente quedan retazos en las laderas (por ejemplo el abanico aluvial de Lamas queda colgado sobre el valle de Cardaño precisamente al nivel +10, Figura 5.58), y esta terraza no vuelve aparecer hasta el

sector de Puente Agudín, una vez cruzadas las calizas de la Fm. Espigüete, en la margen derecha del arroyo de Cardaño.

El propio arroyo de Mazobre, en una nueva fase de acumulación, ha formado un abanico secundario que contacta con otro segundo nivel de terraza, ésta ya apenas 2 metros por encima del nivel del río (Figura 8.4). Dicho nivel secundario también desaparece hacia el S, de tal forma que el fondo del valle de Cardaño en el sector que cruza el afloramiento calizo de Espigüete-Peña del Tejo está ocupado por la llanura de inundación actual, que presenta un cauce anastomosado, con abundancia de meandros abandonados. Al salir del bloque calizo en Puente Agudín el río de Cardaño construyó dos terrazas, una aproximadamente 8 metros por encima del nivel de base, y otra unos 3 metros por encima del nivel del río, sobre la que circula la carretera P-210. En este sector el pantano de Camporredondo dificulta la identificación de niveles.



Figura 8.4: Vista hacia el NW del abanico aluvial de Mazobre desde el valle de Lamas. Se han marcado los dos niveles aluviales existentes en este sector del valle de Cardaño.

El valle de Río Chico, afluente del río de Cardaño que drena la cara S del Espigüete, presenta una morfología fluvial determinada por el hecho de haber estado ocupado hasta hace al menos 6800 años por un lago, originado por la obturación de la morrena lateral del glaciar de Cardaño. Los arroyos que drenan la cara S del Espigüete contactan con el fondo del valle mediante abanicos aluviales que han quedado colgados a 1344 metros de altitud, 10 metros por encima del nivel de base actual y nivel máximo del lago. Una vez drenado el lago se formó un nuevo nivel de terraza

fluviolacustre, pero sin que se depositasen sedimentos fluviales, que constituye la actual llanura de inundación.

8.1.4. Valle de Riofrío

Debido a la labor erosiva remontante de la red del Deva prácticamente no encontramos formas de acumulación fluvial dentro del valle de Riofrío y los valles adyacentes de la Viña y Castrejón. Solamente hemos cartografiado un pequeño abanico aluvial ocasionado por el drenaje del cierre ocasionado por algunos de los deslizamientos de Peña Quebrada en Riofrío (ver Figura 7.26). Sí que tienen entidad las formas de erosión fluvial, responsable de la inestabilidad de las laderas. Hemos fijado en este valle unos límites de la erosión remontante que corresponden al límite superior en el que dicha erosión afecta de manera general a las laderas, lo cual no impide que la erosión remontante continúe afectando a las márgenes inmediatas de los cursos de agua.

Entre las formas de erosión fluvial cabe destacar la captura fluvial de la cabecera del circo Cubil del Can por el curso alto del río Frío. Esta captura viene originada por la mayor capacidad erosiva del glaciar que bajaba desde los Altares, cuya lengua sobreexcavó con respecto a la de Cubil de Can NE (Figura 5.161). Una vez retirado el glaciar la labor erosiva del arroyo de cabecera sobre las pizarras de la Fm. Lechada ha sido notable, labrando una garganta de entre 20 y 30 metros de profundidad. La labor erosiva se ha realizado en un máximo de 18.000 años, momento de retirada del hielo en este entorno, lo que arroja una tasa de erosión entre 1,11 y 1,16 mm x año⁻¹ en roca consolidada.

8.1.5. Valle del Carrión

Debido a su amplitud, la escasa pendiente y el fondo plano del mismo, el valle del Carrión es el que presenta mayor cantidad de formas de acumulación fluvial dentro de Fuentes Carrionas. Hemos dividido el sistema de abanicos y terrazas del Valle de Pineda en dos sectores: aguas arriba de los depósitos fluvioglaciares de La Rabina este sistema está directamente relacionado con la progresiva retirada del glaciar del Carrión. Aguas abajo de estos depósitos la evolución del sistema de terrazas y abanicos ha de estar más relacionada con otros factores.

Aguas arriba del sector de Vega de Cantos las cabeceras glaciares y fluviales presentan formas fluviales predominantemente erosivas. En particular en el circo del Ves los arroyos han labrado una red

de cárcavas. Esta red tiene que ver por un lado con que el circo está cubierto por un manto de till fácilmente erosionable, y por otro con la actividad ganadera, que expone el suelo a la erosión. Este proceso ha sido descrito también en Pirineos (García Ruiz 2010). Solamente en el contacto entre el circo de Covachos y Vega la Canal podemos encontrar un abanico aluvial, desviado hacia el S por el complejo morrénico frontal que existe en este valle. En Vega de Cantos encontramos el primer sistema de terrazas fluviales o fluvioglaciares del valle del Carrión. Este sector, como hemos visto, estuvo ocupado por un lago en el momento de cierre del valle por el deslizamiento de Lezna. Posteriormente se ha depositado un sistema de terrazas con dos niveles, el superior situado unos 8 metros por encima del nivel actual del Carrión, que posteriormente ha labrado su llanura de inundación actual, de tipo anastomosado.

A lo largo del tramo del valle de Pineda entre el Estrecho y las morrenas frontales de la Rabina hay un sistema de terrazas y abanicos aluviales complejo, con restos de niveles colgados, abanicos encajados entre sí y abundancia de meandros abandonados. Esta circunstancia ya fue advertida por Frochoso y Castañón (1996) que apuntaron en sus trabajos sobre glaciario la existencia de dos niveles de abanicos aluviales.

El sistema de abanicos y terrazas fluviales en el valle de Pineda, hasta Santa Marina, es relativamente sencillo. Los abanicos aluviales, que en muchos casos son formas mixtas de abanico aluvial y de derrubios (*debris cones*) se encuentran colgados unos 10 metros por encima del nivel actual del canal de estiaje. La mayoría de ellos han sido incididos posteriormente, creándose otro nivel de abanicos - terraza unos 3 metros por encima del nivel actual, aunque en algunos casos este segundo nivel de terraza conecta con el canal de estiaje actual. Es el caso del arroyo del Canalón, que drena la ladera S del Lezna este sistema se enriquece debido a la existencia de una morrena que en algún momento dificultó la circulación del arroyo, existiendo aún hoy áreas de fácil encharcamiento al N de la morrena, sobre la cual actualmente se ha instalado una nave y un aprisco ganadero (Figura 8.5). Una vez que el abanico aluvial rellenó el hueco entre la salida del valle y la morrena lateral el arroyo acabó dividiéndose en dos ramales, que crearon abanicos secundarios que conectan directamente con el nivel actual del río.

8.1. DESCRIPCIÓN DE LAS FORMAS Y DEPÓSITOS FLUVIALES EN LOS VALLES DE FUENTES CARRIONAS

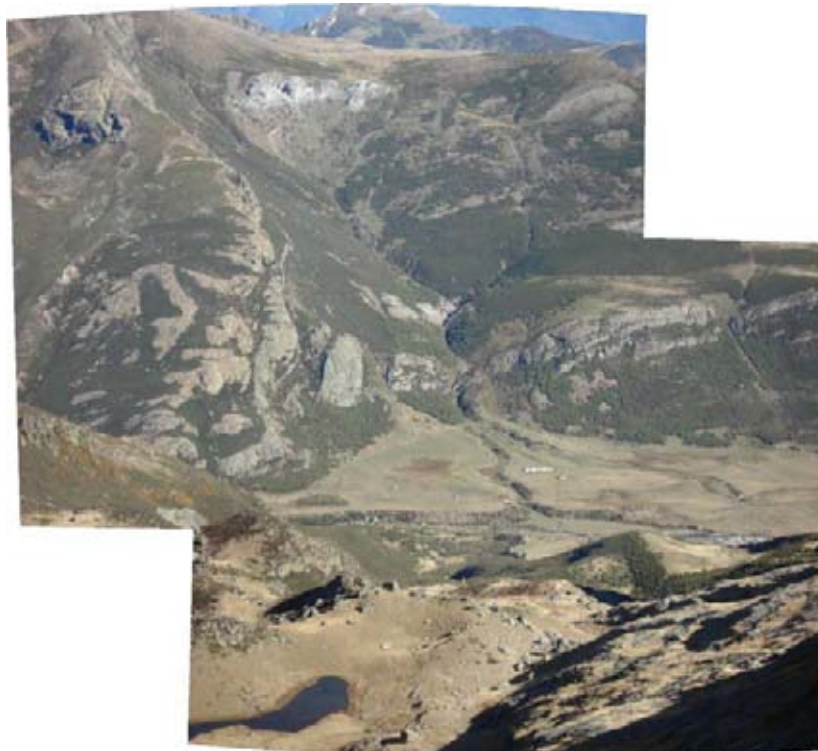


Figura 8.5: Montaje panorámico desde el Collado del Hospital, hacia el N. Vemos al fondo el arroyo del Canalón, con su sistema de abanicos, interpretado en el dibujo siguiente. También destaca hacia el W la superficie erosionada por el glaciar del Carrión en la ladera S del Pico Lezna durante el máximo glaciar, y cómo el cambio litológico de los conglomerados del Curavacas las capas alternantes del Grupo Araúz (respectivamente al W y E del arroyo del Canalón) significan un cambio en el perfil del valle glaciar. En primer término tenemos la morrena de la Fase de Altura del Hospital, con el llamado Hoyo Muerto, pequeña laguna de origen glaciar.

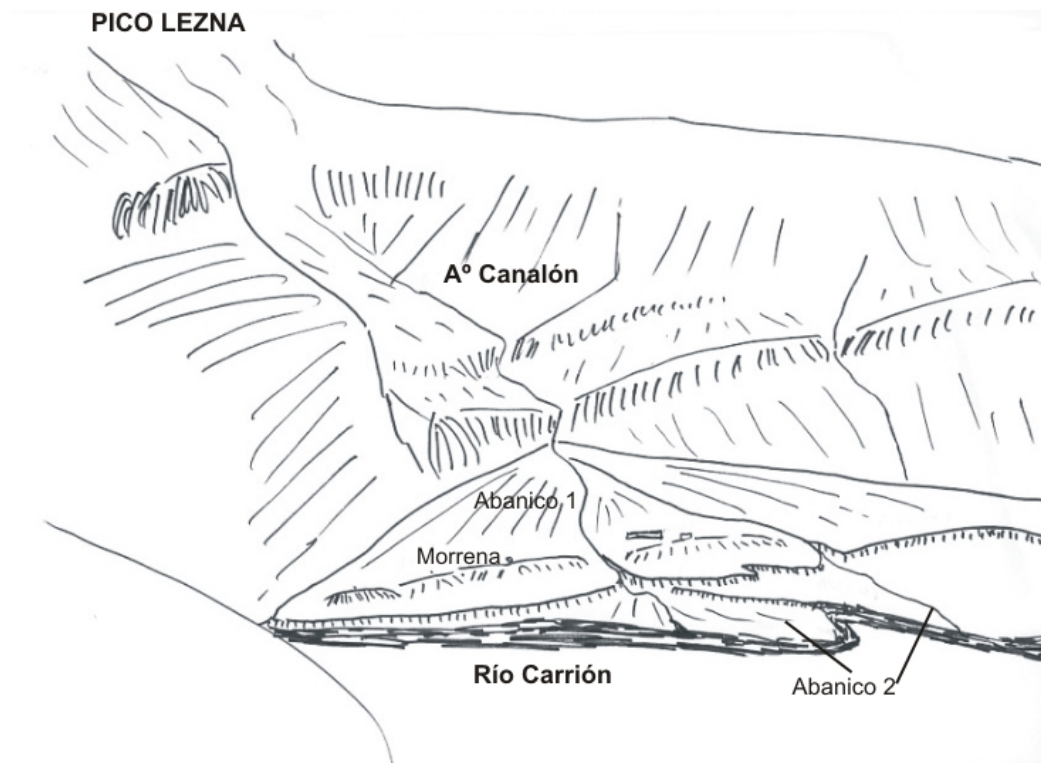


Figura 8.6: Dibujo interpretativo del abanico aluvial del Aº del Canalón.

Los citados abanicos colgados conectarían con un nivel de terraza ($T + 10$) del que existen algunos retazos, como en las cercanías del deslizamiento del Hospital, donde además existe un perfil que nos permite apreciar las características de la terraza (Figura 8.7). En este corte a techo hay un estrato de aproximadamente 1 metro con bloques de gran tamaño provenientes de depósitos glaciares, entre los que existen cantos graníticos del afloramiento de Peña Prieta. La fábrica muestra una ordenación que denota un flujo W - E. Inmediatamente debajo la granulometría cambia, dominando la alternancia de estratos dominados por los elementos tamaño grava y pequeños estratos centimétricos arcillosos y arenosos, que hemos interpretado, sin un análisis profundo, como un depósito de kame. El muro del corte está tapado por material derrubiado, aunque en el fondo se distingue el afloramiento de bloques de gran tamaño con abundante estriado glaciar. Hay que destacar que la terraza está fosilizada en parte por el deslizamiento del Hospital, ya que encima del nivel de bloques afloran directamente materiales paleozoicos que no han sido alterados por el deslizamiento a lo largo de un plano cóncavo. Por ello este deslizamiento ha de ser forzosamente posterior al depósito de la terraza.

Esta terraza +10 ha dejado retazos a lo largo del valle de Pineda, uniéndose en muchos casos su superficie con la de abanicos aluviales y conos de derrubios colgados, como ocurre en la Vega

8.1. DESCRIPCIÓN DE LAS FORMAS Y DEPÓSITOS FLUVIALES EN LOS VALLES DE FUENTES CARRIONAS

de Correcaballos. Cinco metros por encima de la terraza de +10 existe aún un abanico aluvial depositado por el arroyo del Hospital, y que fosiliza en parte el complejo morrénico frontal de creado en la salida de este valle durante la fase de Retroceso II. Es el único retazo que hemos encontrado de un posible nivel +15, el cual habría sido erosionado casi totalmente.

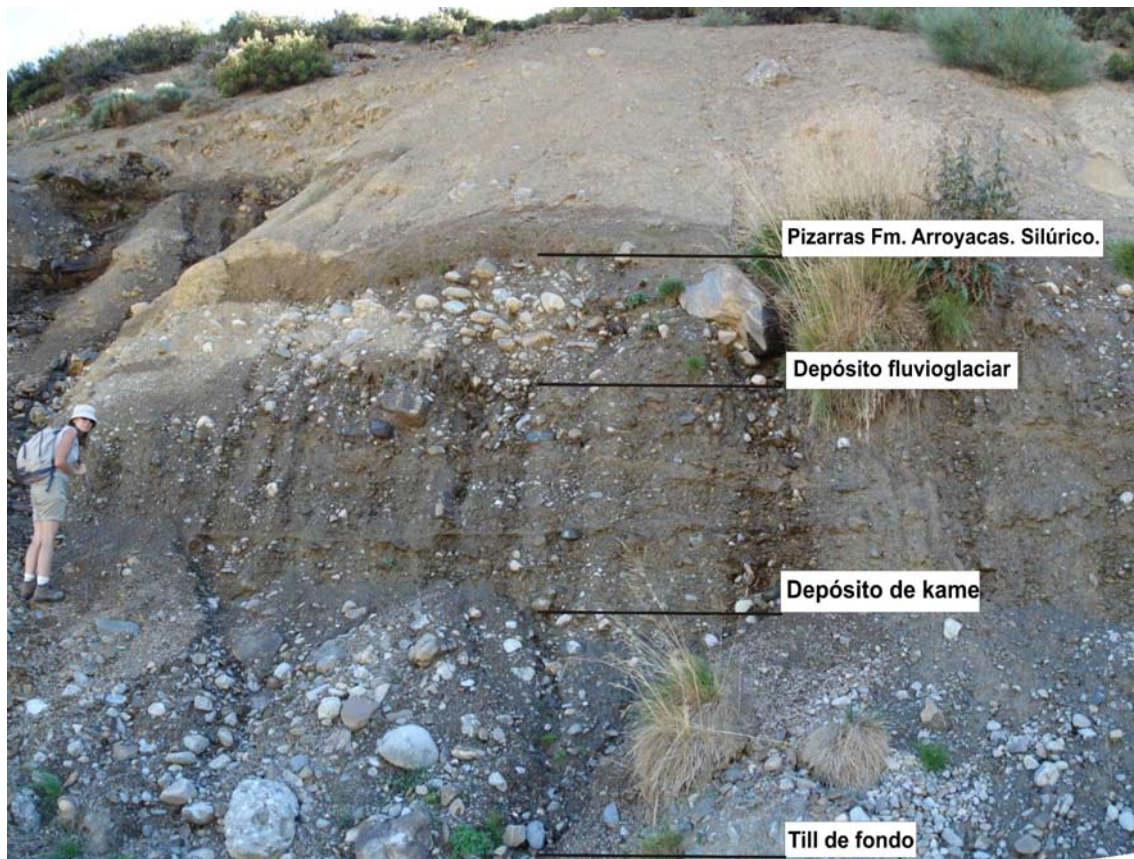


Figura 8.7: Imagen del corte originado por la erosión del Carrión sobre el deslizamiento rotacional del Hospital.

Puede distinguirse también una terraza colgada unos 3 metros por encima del nivel del río. Esta terraza enlaza con el nivel más bajo de los abanicos aluviales en la mayoría de los casos, confundándose con ellos. En ella todavía existen abundantes marcas de meandros abandonados, los cuáles vuelven a ser activos durante las crecidas, y en los que siempre queda un remanente de humedad que posibilita una colonización vegetal diferente a la del resto de la terraza. Esta terraza conforma, junto con el lecho del río, la mayor parte del fondo del valle de Pineda hasta el complejo morrénico frontal de la Dehesa de Resoba, el cual, como hemos dicho, separa el sistema de terrazas del Carrión en dos subsistemas aguas arriba y abajo del mismo. También es responsable de la fosilización de la mayoría de restos fluvioglaciares existentes en el Valle de Pineda, tales como

terrazas de kame o ritmitas de lagos proglaciares.

Esta distribución se complica en el caso del abanico aluvial de Riuplanes, el más complejo de todo el valle de Pineda. Hay que destacar que el arroyo de Riuplanes drena un valle, que, como hemos visto en el capítulo de movimientos en masa, se caracteriza por la movilidad, erodibilidad y variedad litológica en sus laderas. Ello ha provocado la formación de un abanico aluvial con tres niveles, conectando el más alto con la terraza $T + 10$ y el más bajo con la $T + 3$. Este es el único abanico realmente activo actualmente, y la progradación del mismo ha provocado la formación de un último nivel de abanico - terraza un metro por encima del nivel del río, el cual se ha visto obligado a desplazarse hacia la ladera N al llegar a contactar con el citado abanico (Figura 8.8).



Figura 8.8: Vista hacia el SW del abanico aluvial del arroyo Riuplanes, interpretado en el dibujo siguiente. El lecho del río no se ve al ser tapado en primer término por los matorrales de *Genista florida*.

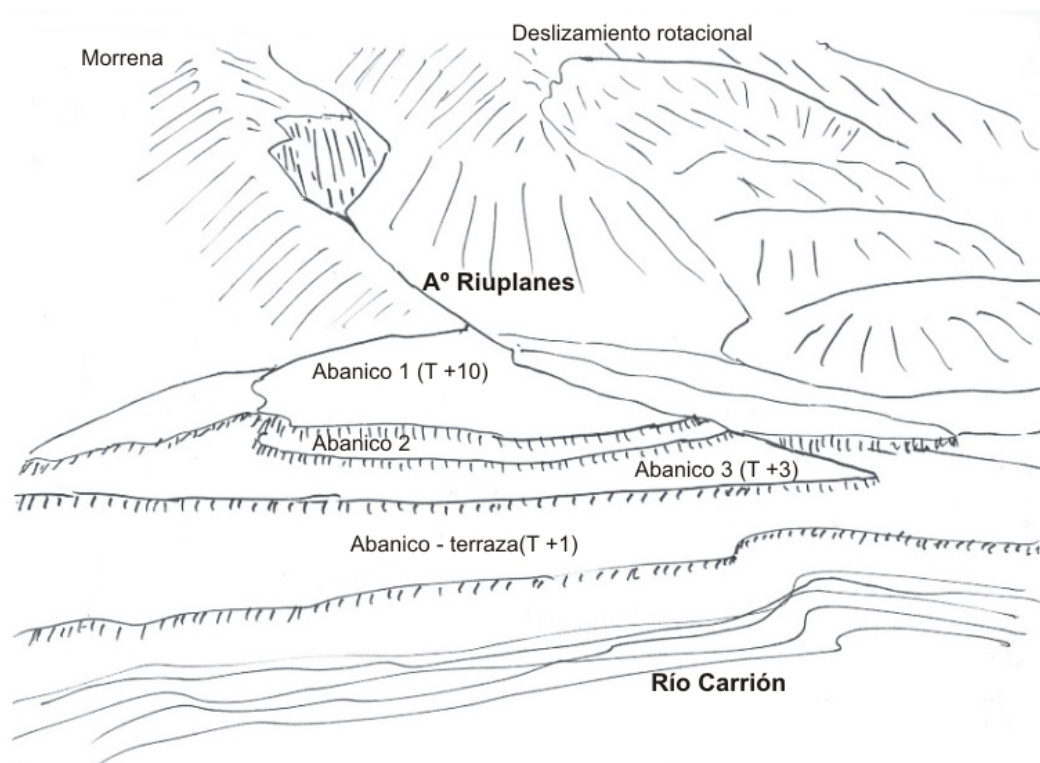


Figura 8.9: Dibujo interpretativo del abanico aluvial de Riuplanes. Los abanicos aluviales aparecen relacionados con distintas terrazas fluviales en función de lo observado en las inmediaciones.

Aguas abajo del complejo morrénico frontal, y antes de los depósitos fluvio-glaciares de La Rabina, encontramos en gran abanico aluvial del arroyo Calero, que dreña el valle del mismo nombre, y que fosiliza en parte las morrenas frontales y frontolaterales (Figura 8.10). Este arroyo ha conseguido formar un gran abanico aluvial, a pesar de contar con una cuenca de escasa extensión y desniveles modestos, sin duda debido a la fácil erodibilidad de las formaciones Cardaño y Gustalapedra, las cuáles arman la totalidad del valle. Esta facilidad de erosión ha posibilitado la excavación del collado más bajo de todo el margen izquierdo del valle de Pineda dentro de nuestra área de estudio. A diferencia de los abanicos aluviales anteriormente citados, éste posee un solo nivel, que llega a contactar con el lecho del Carrión, existiendo entre ambos un desnivel de unos 4 metros. Este escalón ha posibilitado un encajamiento por parte del arroyo Calero, que nos permite precisar que no se trata de un abanico funcional, sino heredado, predominando actualmente la dinámica erosiva, tanto por parte del Carrión como por parte del propio arroyo Calero.



Figura 8.10: Imagen hacia el E del abanico aluvial del arroyo Calero.

Ya en las inmediaciones del segundo codo del Carrión, al pie de las terrazas fluvio-glaciares existentes entre este codo y la morrena frontolateral de La Rabina, el río ha depositado en sus márgenes, adosadas a las terrazas fluvio-glaciares, sendas terrazas fluviales. Éstas se encuentran a unos 3 metros sobre el nivel del río, por lo que pueden ser correlacionables con la terraza existente en el primer tramo del Valle de Pineda. También los pequeños abanicos formados a la salida de los estrechos valles que caen hacia el Carrión en este lugar se encuentran colgados unos tres metros por encima del nivel del río.

Aguas abajo del segundo codo del Carrión el valle se abre y el río se adosa a la ladera meridional del valle, permitiendo el desarrollo de terrazas en su margen derecho. En este sistema se puede ver la misma distribución que aguas arriba: un nivel general de terraza entre 2 y tres metros por encima del lecho actual, y retazos de un nivel superior ($T+5$) (Figura 8.11). Este nivel en ocasiones conecta a través de un resalte de unos dos metros con los abanicos aluviales que caen desde el N, y que, debido a su continuidad, forman un auténtico glacis de acumulación. Hemos de señalar que ambas terrazas poseen la característica de albergar bloques conglomeráticos que rondan el metro de diámetro, los cuáles sólo pueden haber sido movilizados y sedimentados por un río con una gran capacidad de transporte, o bien haber sido evacuados desde las laderas cercanas, en cuyo caso serían restos glaciares.



Figura 8.11: Vista panorámica hacia el E del Valle de Pineda, ya en dirección E -W. Puede observarse la llanura aluvial conectada con los glaciares de acumulación que bajan desde el N, y que han obligado al Carrión a adosarse a la ladera meridional del valle.

Aguas abajo de este punto, y ya en las cercanías de Vidrieros, existen retazos tanto de la terraza superior como de la inferior en sendos meandros realizados por el Río Carrión, lo cual nos confirma la existencia de dos etapas de acumulación bien marcadas en este tramo del Río Carrión.

8.1.6. Valle de Valdenievas

El arroyo Valdenievas, que drena el valle del mismo nombre al W de Vidrieros, discurre encajado en un valle en forma de V, en el cual la dominante es la escasez de espacio para la formación de depósitos fluviales. Así sólo cabe citarse la existencia de pequeños abanicos aluviales a la salida de los vallejos que drenan hacia el arroyo, los cuáles, como hemos visto anteriormente, en algunos casos pueden haberse formado en parte por aportes de flujos de derrubios que cayeron desde el frente conglomerático del Curavacas. Por otra parte el propio arroyo ha creado una llanura de inundación bajo la que se encaja un par de metros en la actualidad. Tal llanura habría sido creada por un arroyo con un flujo mucho mayor, o bien por un arroyo al que aportes espasmódicos de violentas avenidas hubiesen alimentado de sedimentos por encima de sus posibilidades de evacuación (Figura 8.12). Por su altura esta terraza estaría relacionada con la terraza más baja (+2 ó +3 metros) que hemos ido describiendo a lo largo del Río Carrión.



Figura 8.12: Vista del fondo de la terraza $T + 2$ del arroyo Valdenievas. La abundancia de vegetación contrasta con la ausencia de la misma en algunos sectores del Río Carrión, como por ejemplo en las cercanías de Santa Marina. Este contraste indica un caudal mucho menos fluctuante que el del Carrión.

8.2. Conclusiones

A pesar de las diferencias locales entre los valles de Fuentes Carrionas, dadas principalmente por la acción erosiva de los ríos cántabros, se advierte un patrón común en la distribución de las formas de acumulación fluvial (Figura 8.13):

1. Un nivel de relleno de los valles que ha quedado colgado entre 5 y 10 metros por encima del actual, con terrazas fluvioglaciares y fluviales y, sobre todo, formación de espesos abanicos aluviales. Esta fase se reconoce en los sectores de los valles deglaciados después de la fase de Retroceso I, aunque también en entornos no glaciados como el valle del Río Chico. Este nivel de acumulación se habría originado durante una fase paraglaciar, con laderas inestables, cubiertas de material glaciar, libres de vegetación y en unas condiciones con procesos de fusión nival y de *permafrost*. Además este nivel ha sido cubierto por deslizamientos finipleistocenos y holocenos en el pago de Riuplanes y el Hospital. Por todo ello adscribimos esta fase como coetánea a la fase glaciar de Altura, aunque sin especificar si al Dryas Antiguo o al Dryas

Reciente.

2. Fase de erosión de dicho nivel, del que solamente quedan retazos, sobre todo en los abanicos aluviales. Dicha fase estaría caracterizada por una red hídrica más organizada, con menores caudales y menos competente en cuanto a transporte de sedimentos, probablemente con una mayor cobertura vegetal. Adscribimos esta fase al Holoceno.
3. Sobre esta fase se superpone otra nueva fase dominada por la erosión de las laderas y la sedimentación de terrazas y abanicos aluviales, en algunos casos ambos funcionales y otros colgados ligeramente (alrededor de 3 metros) por encima del nivel de base actual de la red hídrica. Esta sería una fase en la que nuevamente la ausencia de vegetación en las laderas permite la evaciación de material de las mismas y la acumulación en los fondos de valle. Proponemos la hipótesis de que se trate de una fase holocena originada por la deforestación de Fuentes Carrionas y su uso como pastizal para ganado trashumante y estante (que como vimos en la introducción ha sido la principal actividad económica de este sector hasta finales del S. XIX).
4. La fase actual, en la que generalmente domina la erosión, con procesos de sedimentación localizados en los valles de Pineda y Cardaño.

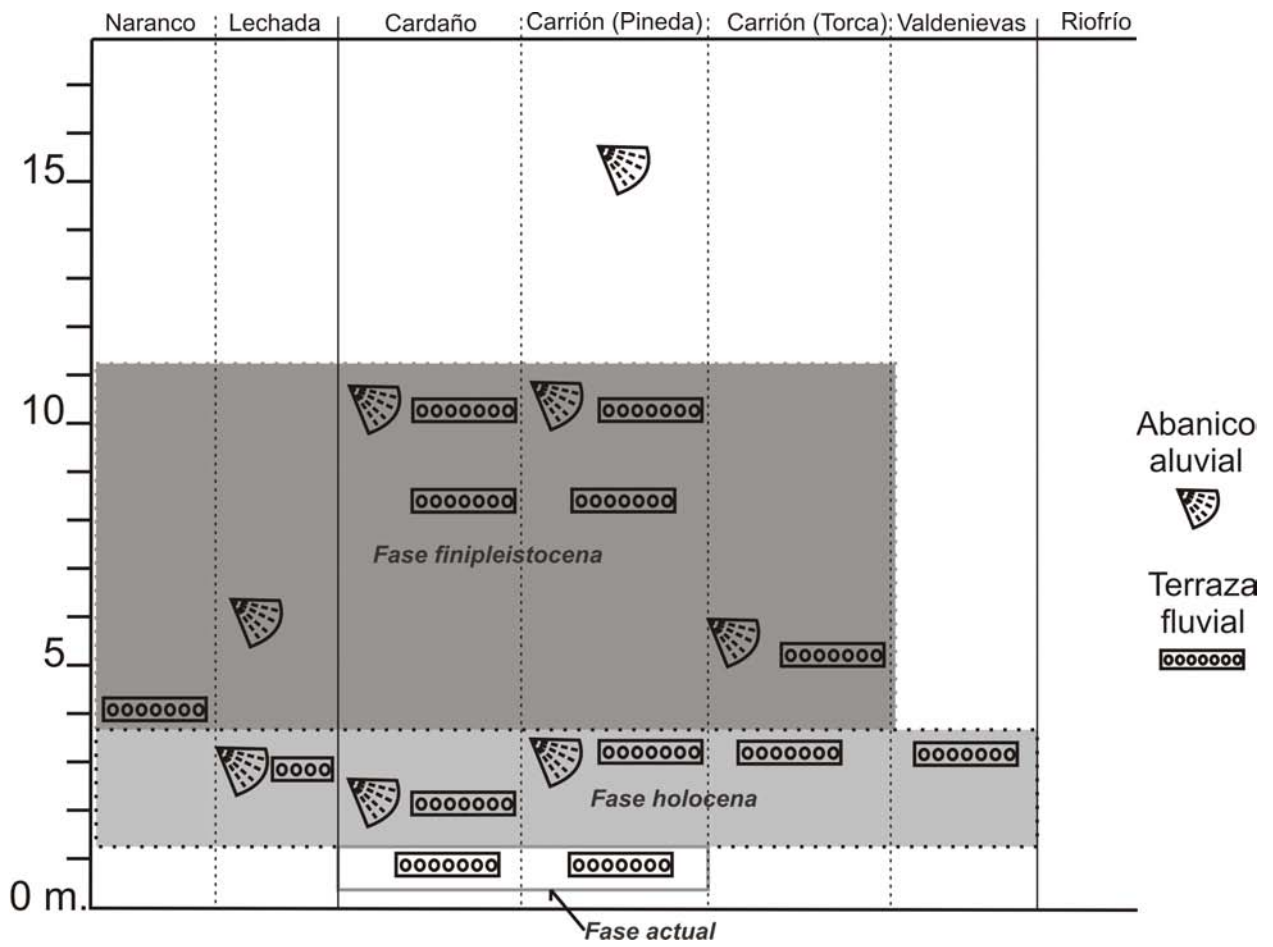
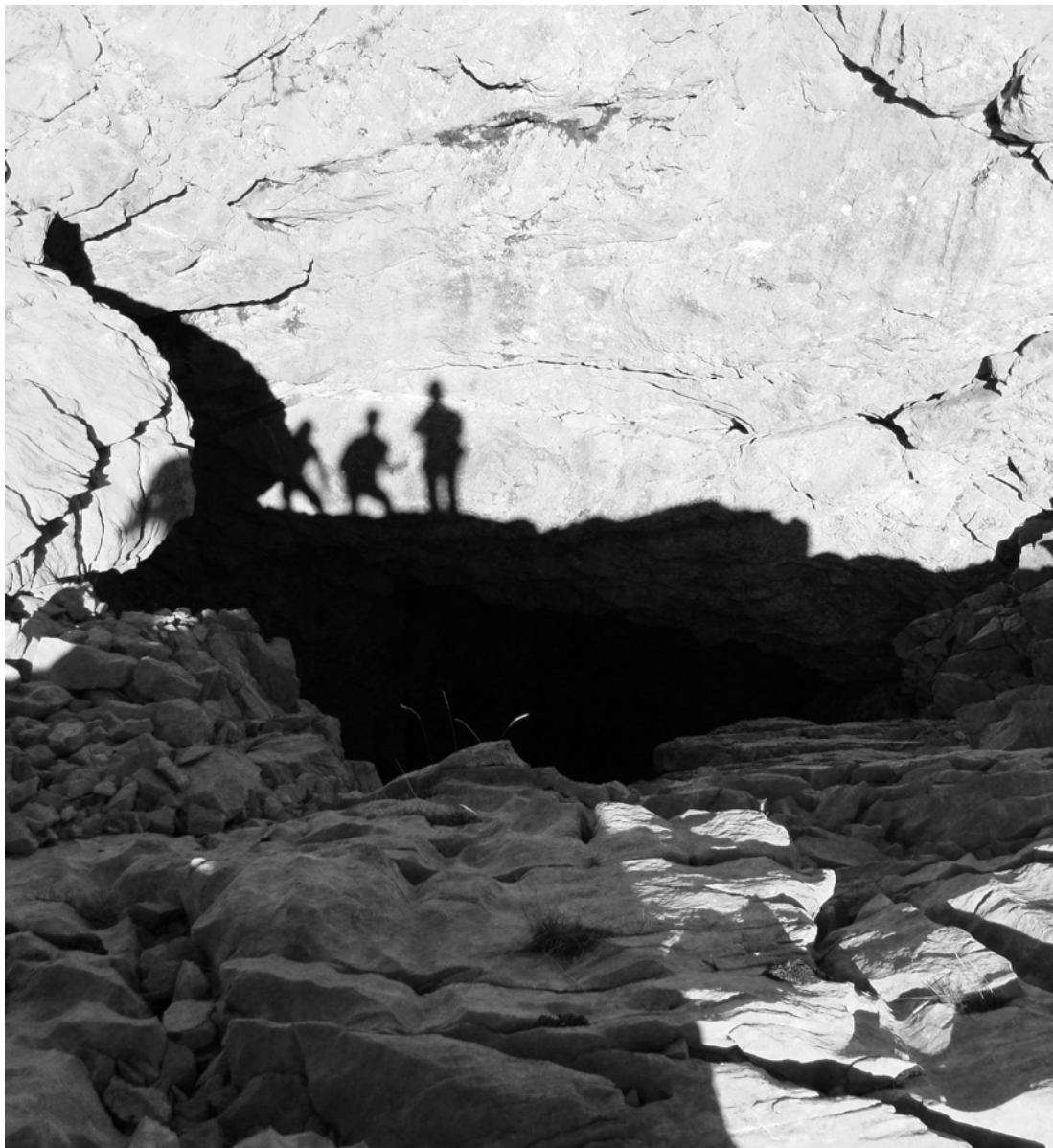


Figura 8.13: Fases de acumulación aluvial y fluvial en Fuentes Carrionas.

El modelado kárstico



La morfogénesis kárstica se origina a partir de la disolución de los carbonatos que integran rocas como las calizas, las dolomías o los yesos, a partir del ataque químico ejercido por el agua cargada de CO₂ y de ácidos orgánicos (Jennings 1987). El modelado kárstico aparece por tanto solamente en afloramientos calizos, que en Fuentes Carrionas ocupan alrededor del 7.7% de la superficie (unos 13.4 km²). El modelado kárstico tiene su representación principal en el sector del Espigüete-Peña del Tejo, el afloramiento calcáreo más extenso del macizo. Secundariamente existen formas de origen kárstico en los afloramientos olistolíticos calcáreos del Ves, en el sector del mismo nombre, Pozo de los Altares, valle de Lechada y Naranco, en los afloramientos de la caliza de la Fm. Lebanza, en la vertiente septentrional del valle de Pineda, circo de los Covachos y Peña Quebrada y en los conglomerados calcáreos de la Fm. Triollo.

Podemos distinguir dos tipos de formas: aquellas que se desarrollan en superficie (objetivo principal de nuestro trabajo) y las que se forman en el subsuelo, que vamos a describir para Fuentes Carrionas a partir de las referencias proporcionadas por los trabajos del UEVA (Unión Espeleológica Vallisoletana) y GEODA (Grupo Espeleológico Organizado de Amigos).

9.1. Factores que influyen en la karstificación

La karstificación de los afloramientos calizos no es uniforme. Su grado de afección depende de varios factores:

- **La topografía, herencia de la erosión glaciar:** Los sectores con pendientes suaves menores a 35° son más proclives a la acumulación nival y permanencia del agua de lluvia, mientras que las paredes verticales o subverticales rápidamente drenan el agua, por lo que éstas se disuelven más lentamente. Por otro lado los sectores cercanos a paredes por encima de los 2000 metros suelen estar ocupados por taludes de derrubios producto de la gelifracción.
- **La presencia de suelo o formación superficial:** Las tasas de disolución son mucho más elevadas en lapiaces cubiertos debido a la presencia de ácidos orgánicos (Santos Alonso y Marquínez 2005). El resultado son formas abiertas y redondeadas, mientras que los lapiaces desnudos presentan formas angulosas. Si se trata de una cobertera de till impermeable, ésta puede proteger la caliza infrayacente de la disolución, manteniendo formas de erosión glaciar intactas, como ocurre con la superficie pulida aparecida en la carretera de Puente Agudín a

Cardaño de Arriba (ver Figura 5.48).

- **La distribución nival:** El agua de fusión nival, muy fría, está más cargada de CO_2 , por lo que es más abrasiva. Por otro lado en las inmediaciones de los neveros el agua está en contacto continuo con la roca, con un aporte escaso pero continuo de agua. El resultado es que en los lugares con una mayor permanencia de la nieve los lapiazes están más desarrollados (Figura 9.1).
- **La estructura y composición de la roca:** Ésta determina el patrón de karstificación, la preeminencia de los procesos químicos sobre otros periglaciares o de erosión laminar, la forma del endokarst, que suele seguir la estructura de la roca, y la organización interna y externa de las formas (Ruiz Fernández y Serrano 2012).



Figura 9.1: Karstificación intensa en las paredes de una dolina nival ocupada por un nevero permanente. Cara NW del Espigüete, a 2070 metros de altitud.

Con todos estos factores los lugares óptimos para la karstificación son obviamente la cara NW del Espigüete y la Calar del Ves: áreas de pendientes suaves, superficies de abrasión glaciár, por encima de los 1900 metros y alejadas de paredes que emitan derrubios, en los que la nieve permanece varios meses al año.

9.2. Exokarst

La prolongada exposición a las condiciones ambientales ha conformado una serie de formas de relieve en las superficies calizas. Al igual que en Picos de Europa, el karst superficial, en especial los lapiaces, tienen una amplia representación en Fuentes Carrionas. Ello es así porque los procesos de disolución han sido favorecidos por las elevadas precipitaciones, gran parte de ellas en forma de nieve, y por la ausencia de formaciones superficiales que protejan la caliza. Debido a los precedentes de estudio de lapiaces en medios de alta montaña de Picos de Europa (Miotke 1968), cuya terminología ha sido posteriormente seguida por Santos Alonso y Marquínez (2005), González Trueba (2006), González Trueba y Serrano (2011) y Ruiz Fernández y Serrano (2012), una parte importante de las formas kársticas superficiales reciben su nombre del alemán. Dada la cercanía y la coincidencia tanto ambiental (alta montaña) como litológica (el Espigüete está formado en Calizas de Montaña, como gran parte de los Picos de Europa), respetamos en lo posible dicha terminología.

9.2.1. Macroformas

9.2.1.1. Cubetas glaciokársticas

Las cubetas glaciokársticas son depresiones de origen kárstico posteriormente sobreexcavadas por los glaciares, tras cuya retirada siguen funcionando por disolución de la caliza (Smart 1986). Encontramos cubetas glaciokársticas en la cara N del pico Espigüete. En concreto hay dos cubetas a lo largo de la artesa occidental en dicha cara N, alineadas en dirección SW-NE, a 1930 y 1700 metros de altitud. Ambas están abiertas en dirección a la pendiente, y en ningún caso poseen la profundidad de las formas análogas de Picos de Europa. Están normalmente cubiertas de gelifractos provenientes de las paredes calcáreas y de till glaciario, ya que ambas albergaron frentes glaciares en las dos subfases identificadas durante la Fase de Altura. Sobre estos derrubios se han dado procesos secundarios de karstificación, formándose dolinas de recubrimiento o “boches” sobre todo en la cubeta superior. Este tipo de dolina también aparece en el valle de Castrejón. En este caso se han formado sobre una morrena emplazada sobre un olistolito calizo (ver Figura 5.180).

9.2.2. Mesoformas

9.2.2.1. Dolinas

Las dolinas son depresiones de varios cientos a miles de metros cuadrados, más anchas que profundas, resultado del ensanchamiento de planos de fracturación por disolución o hundimiento. Suelen presentar un recubrimiento de material resultante de la disolución kárstica o *terra rossa*, aunque no siempre. En Fuentes Carrionas hay tres tipos de dolinas.

- **Dolinas de disolución:** Solamente hemos encontrado una forma de este tipo cerca de la cumbre de la Peña del Tejo, a 1756 metros de altitud. Presenta un borde suave y circular, y recubrimiento de *terra rossa* en el fondo.

- **Dolinas nivales:** Se sitúan principalmente en la cara NW del pico Espigüete, y existen también dos dolinas de este tipo al SW del Pozo de los Altares (ver Figura 6.142). Este tipo de dolinas suele presentar un gran desarrollo vertical por la acción continuada del CO₂ existente en la nieve sobre las paredes (Gutiérrez Elorza 2008). En el Espigüete hay una dolina de 250 m² desarrollada en el contacto de la Caliza de Montaña con otra más dolomitizada, con planta rectangular, a 1880 metros de altitud (Figura 9.2). En ella se ha colocado el termómetro Espigüete N 1900, ya que era el único lugar de la cara NW del Espigüete con suelo suficiente (*terra rossa*) para enterrar el termómetro. Según este termómetro la permanencia de la nieve en este sector es de 7 a 8 meses. A mayor altitud encontramos dolinas nivales que albergan neveros permanentes o semipermanentes, como la que se muestra en la Figura 6.143, cuyo borde se muestra en detalle en la Figura 9.1.

- **Dolinas de recubrimiento o “boches”:** Se crean por procesos kársticos subálveos en lugares recubiertos por derrubios, formándose agujeros de métricos a decamétricos cubiertos de estos derrubios. Solamente existen en la cubeta glaciokárstica a 1930 metros en la cara NE del Espigüete.



Figura 9.2: Dolina nival en la cara N del Espigüete, a 1860 metros de altitud.

9.2.2.2. Simas

Son depresiones de gran desarrollo vertical y pequeño diámetro, que conectan directamente la superficie rocosa con el endokarst (Ruiz Fernández y Serrano 2012) (Figura 9.3). Son una forma ubicua en los afloramientos kársticos deglaciados del Espigüete, en cuyo circo NW se han catalogado más de 100 (UEVA 2011), y en menor medida del Ves y de la Peña del Tejo. La abundancia de simas en la cara NW del Espigüete parece responder a las condiciones ambientales de este lugar: en primer lugar una orientación N que permite una mayor permanencia de la capa nival incluso a altitudes bajas, como demuestran los datos de los termómetros. En segundo lugar el recuenco creado por el circo glaciar, donde la pendiente es considerablemente menor a otros entornos, hace que la nieve permanezca más tiempo en contacto con la roca, aumentando su capacidad disolutoria. En tercer lugar la completa ausencia de suelo expone la caliza a la acción directa de la disolución. Por último la superficie caliza está mayoritariamente alejada de paredes que emitan derrubios que fosilicen la superficie caliza. El resultado es una red de simas extremadamente densa. Secundariamente existen simas en el circo NE, por las mismas razones argumentadas anteriormente y, en menor medida, en contactos entre estratos en otros lugares de la pirámide caliza del Espigüete. La existencia de

simas en la cara S no ha sido confirmada. En todo caso la mayoría de la cara S está cubierta por derrubios, tanto cementados como activos actualmente, por lo que las simas pueden encontrarse inhumadas. Las simas más altas exploradas se encuentran a 2100 metros de altitud, y suelen estar recubiertas de nieve hasta finales de verano (ver Apartado 6.5.2.1). A partir de estas simas se ha desarrollado una compleja trama de galerías que será descrita en el Apartado 9.3.



Figura 9.3: Una de las abundantes simas que podemos encontrar en la cara NW del Espigüete, a 2080 metros de altitud.

9.2.3. Microformas: lapiaces

Son el modelado kárstico que ocupa más extensión en Fuentes Carrionas, ya que ocupan grandes superficies de roca desnuda, en las que la disolución kárstica directa de aguas de lluvia, fusión nival o acumuladas en formaciones superficiales, ha ejercido una labor erosiva general formando canales, pináculos y oquedades de profundidad decimétrica o métrica. Por su labor diferencial podemos distinguir tres tipos de lapiaces principales: los lapiaces libres, desarrollados en contacto con la intemperie, donde la influencia nival ha sido muy relevante, los lapiaces subálveos, desarrollados bajo suelos o formaciones superficiales, que en Fuentes Carrionas tienen un origen básicamente

nival, y los lapiaces estructurales, que deben su génesis a la existencia de discontinuidades en la roca.

9.2.3.1. Lapiaz nival

En general son formas aristadas y no excesivamente profundas, que reflejan la labor del agua de fusión nival (y también agua de lluvia) al recorrer la superficie caliza. En función de la pendiente en que se forman encontramos varios tipos diferentes:

Rillenkarrren (karst de ranura): Este karst se forma por la corrosión de la caliza por las aguas de lluvia (Santos Alonso y Marquínez 2005) o por las aguas de fusión nival (González Trueba y Serrano 2011). Se trata de acanaladuras alargadas, poco profundas y muy continuadas, que siguen la máxima pendiente en paredes o laderas con una inclinación fuerte, mayor de 35° (Figura 9.4).



Figura 9.4: *Rillenkarrren* en la cara N del Espigüete (2100 m. aproximadamente).

Wandkarrren (lapiaz de pared): Como su nombre indica se forma en las paredes verticales o subverticales, en circos o artesas glaciares, o en los umbrales entre cubetas glaciares. Posee una morfología similar a los *rillenkarrren*, pero los canales son más profundos y están algo más

espaciados. Se forman por la acción de aguas de fusión nival o de aguas subálveas que afloran en los contactos entre estratos y fluyen pared abajo (Veress 2009). Son el lapiaz más común en el sector del Ves (Figura 9.5).



Figura 9.5: *Wandkarren* en una pared de artesa glaciar, en el contacto entre el circo NW del Espigüete y el valle de Mazobre, a 1500 metros de altitud.

Rinnenkarren (karst de acanaladura): Se forman en superficies de una inclinación poco pronunciada, entre los 20° y 35° . Ocupan grandes espacios en la cara NW del Espigüete, que posee una inclinación general en ese rango. Se trata de un lapiaz de canales redondeados con crestas verticales, de unos 10 cm. de profundidad, formados por la disolución de la escorrentía difusa (Figura 9.6). Cuando la escorrentía se concentra pueden formarse *meanderkarren*, que comparten espacio con éstos.



Figura 9.6: Lapiaz tipo *rinnenkarren* a 2100 metros en el circo NW del Espigüete.

Meanderkarren: Lapiaz de meandros. Originado por la escorrentía organizada, con frecuencia al pie de neveros (Santos Alonso y Marquínez 2005), ya que las aguas de fusión nival son especialmente efectivas en la disolución kárstica, el resultado son pequeños meandros de entre 10 y 20 cm. de profundidad (Figura 9.7). Se forman en superficies menores a 30° de inclinación, ya que en mayores pendientes el karst evoluciona a rillenkarren.



Figura 9.7: Karst de meandros (*meanderkarren*) en la cara NW del Espigüete, a 1950 metros de altitud, al pie de un nevero estacional.

9.2.3.2. Lapiaz cubierto

Se genera por la presencia de formaciones superficiales saturadas de agua en contacto con la caliza.

Hohlkarren: También llamado lapiaz oqueroso (Gutiérrez Elorza 2008). Se trata de un lapiaz evolucionado bajo el suelo en el que la superficie original ha sido reducida a agujas estrechas pero redondeadas, mientras que el nivel de disolución puede descender hasta varios metros en condiciones tropicales, por lo que si se encuentra en áreas extratropicales puede tratarse de un karst heredado de fases climáticas más cálidas. Sin embargo en Fuentes Carrionas se trata de un lapiaz decimétrico. Hemos identificado este karst parcialmente exhumado en áreas no glaciadas del arroyo Calero (Figura 9.8) y el collado de Picorbillo, pero no en el sector Espigüete-Peña del Tejo.

La formación superficial resultante de la disolución de la caliza en este tipo de lapiaz queda alojada en el mismo. Al tratarse de los residuos no calcáreos en ocasiones posee cantidades de minerales interesantes para su explotación. En las inmediaciones de Camporredondo de Alba existe un karst de este tipo exhumado por la actividad minera romana, ya que las arcillas de descalcificación

intersticiales al karst poseían una proporción alta de oro. Este karst ha sido descrito por Fernández Martínez y Fuertes (2009b).



Figura 9.8: *Hohlkarren* en la cabecera del arroyo Calero, a 1550 metros de altitud.

Kamenitzas y rundkarren: Las *kamenitzas* son cuencas de disolución de tamaño variable, aunque en Fuentes Carrionas sólo las hemos encontrado de pocos centímetros. Al juntarse varias en dirección a la pendiente se forman regueros de paredes redondeadas, los *rundkarren*. Son formas kársticas que se desarrollan principalmente de manera subálvea, es decir, en el contacto entre un suelo o formación superficial y el sustrato calizo (Gutiérrez Elorza 2008, Ruiz Fernández y Serrano 2012). No hemos encontrado estas formas en el Espigüete, por lo que parece confirmarse que éste no ha desarrollado una cubierta edáfica suficiente desde su deglaciación en la cara N, especialmente en la cara NW. Sí lo hemos encontrado sin embargo en el valle de Lechada, en el sector de la Calar, en un área cubierta por till y recientemente exhumada (Figura 9.9).



Figura 9.9: Lapiaz de *rundkarren* formado a partir de la unión de pequeñas *kamenitzas*. Imagen tomada en la Calar, valle de Lechada, a 1400 metros de altitud.

9.2.3.3. Lapiaz estructural

Entre los tipos de lapiaz estructural encontramos los que se deben a las diferencias químicas de la roca, que trataremos en primer lugar, y los que se forman en lugares de debilidad estructural de la roca aprovechando el diaclasado, fallado o planos de estratificación, que se tratan en segundo lugar.

Karst de mineralizaciones: Formas positivas derivadas de diferentes composiciones minerales de la caliza. En la Fm. Calizas de Montaña destacan las microformas derivadas de la dolomitización. Éstas constituyen relieves positivos de forma irregular y angulosa (Santos Alonso y Marquínez 2005). Se forman por ser la dolomía menos karstificable que la caliza circundante (Figura 9.10).



Figura 9.10: Microkarst por dolomitización en las inmediaciones de la dolina donde se ubicó el termómetro Espigüete 1950.

Splitkarren o karst de ruptura: Se trata del lapiaz resultado de la disolución centrada en largas líneas de debilidad: diaclasas, estratos o fallas.



Figura 9.11: *Splitkarren* en la pared de una sima en la cara NW del Espigüete, a 1970 metros de altitud. Puede verse cómo las líneas de debilidad han sido explotadas por la disolución kárstica hasta que los desprendimientos, ocasionados por la acción de la crioclastia sobre dichas líneas de debilidad, hacen aflorar una nueva superficie calcárea, que es progresivamente karstificada posteriormente, en un proceso mixto periglaciario-kárstico.

Flachkarren (karst plano): Se desarrolla a partir de las líneas de debilidad originadas por los estratos de caliza en calizas tableadas. En la cara N del Espigüete, en el circo NW, en su sector más oriental encontramos este tipo de karst de forma incipiente, inclinado unos 45° en consonancia con el buzamiento de las calizas (Figura 9.12). Cada uno de los bloques aislado recibe el nombre de clint (Ginés 2009).



Figura 9.12: *Flachkarren* a 2000 metros de altitud en la cara NW del Espigüete.

En la mayoría de las ocasiones las superficies calizas presentan varios tipos de lapiaz compartiendo el mismo espacio, e incluso superpuestos. Debido a la altitud de los macizos kársticos, los lapiazes suelen compartir espacio también con otras formas resultado de la gelifración, y, como hemos visto, llegan a evolucionar por procesos mixtos kársticos-periglaciares-nivales. Esta evolución también ha sido descrita por González Trueba (2006) en Picos de Europa. El resultado son áreas que, a pesar de la monotonía litológica que los caracteriza, poseen una gran geodiversidad de detalle (Figura 9.13).



Figura 9.13: Variedad de formas y procesos en la cara N del pico Espigüete (2150 metros aprox.). Imagen tomada el 24 de julio de 2011.

9.3. El endokarst

En este apartado describimos las formas kársticas originadas en profundidad, las cuáles no se simbolizan en el mapa geomorfológico, pero son importantes para la comprensión de los macizos kársticos. Entre las formas erosivas cabe destacar la red de galerías y cuevas que suele formarse en macizos kársticos, y que en este caso tiene un desarrollo notable en el Espigüete, aunque también en el sector del Ves existen cuevas exploradas. Si dichas cuevas no se encuentran por debajo del nivel freático, se desarrollan formas de sedimentación química (espeleotemas) y física (depósitos clásticos). Al no haber realizado una labor de análisis de los mismos no los incluyo en el presente trabajo.

La exploración de cuevas corresponde a la Espeleología, por lo que este apartado se guía prin-

principalmente de los trabajos exploratorios que los distintos grupos espeleológicos han realizado, y que se reflejan en sus memorias de actividad. En el sistema del Espigüete el grupo dedicado a su exploración es la Unión Espeleológica Vallisoletana (UEVA), mientras que en el sector del Ves el Grupo Espeleológico Organizado De Amigos (GEODA) es el encargado de explorar sus simas y galerías.

9.3.1. El sistema Espigüete

El macizo del Espigüete es un *holokarst*: no existe escorrentía superficial, sino que el agua se filtra por numerosos conductos subterráneos, que drenan el conjunto calcáreo (Ruiz Fernández y Serrano 2011). Las investigaciones llevadas a cabo por el UEVA (Unión Espeleológica Vallisoletana) parecen confirmar que el sistema de galerías del Espigüete circula, de manera general, en dirección NW - SE. La memoria de la campaña de exploraciones de verano de 1996 del UEVA expone que existen al menos tres redes de galerías, dos con origen en el circo NW y una en el NE. Se supone que las tres están conectadas entre sí, aunque no se ha podido confirmar dicha conexión. Todas las simas y galerías parecen alimentar un nivel freático, que, en dirección SE, cruza el estrato cuarcítico y arenoso de la Fm. Murcia empotrado entre la Caliza de Montaña (posiblemente un estrato pinzado entre dos láminas cabalgantes de caliza, menor que lo cartografiado en el mapa geológico 1:50.000) que aflora en distintas surgencias al W del río de Cardaño. Dicha hipótesis fue confirmada mediante la liberación de trazador en la galería S3. El trazador afloró íntegramente en el sector entre Puente Agudín y Pino Llano (Figura 9.14). Existen por lo menos dos niveles de galerías, uno relicto de una etapa con un nivel de base unos 100 metros más alto que el actual y éste.



Figura 9.14: Ortofoto del macizo del Espigüete. Se han incluido la planta de las principales simas y galerías, así como los elementos estructurales más importantes.

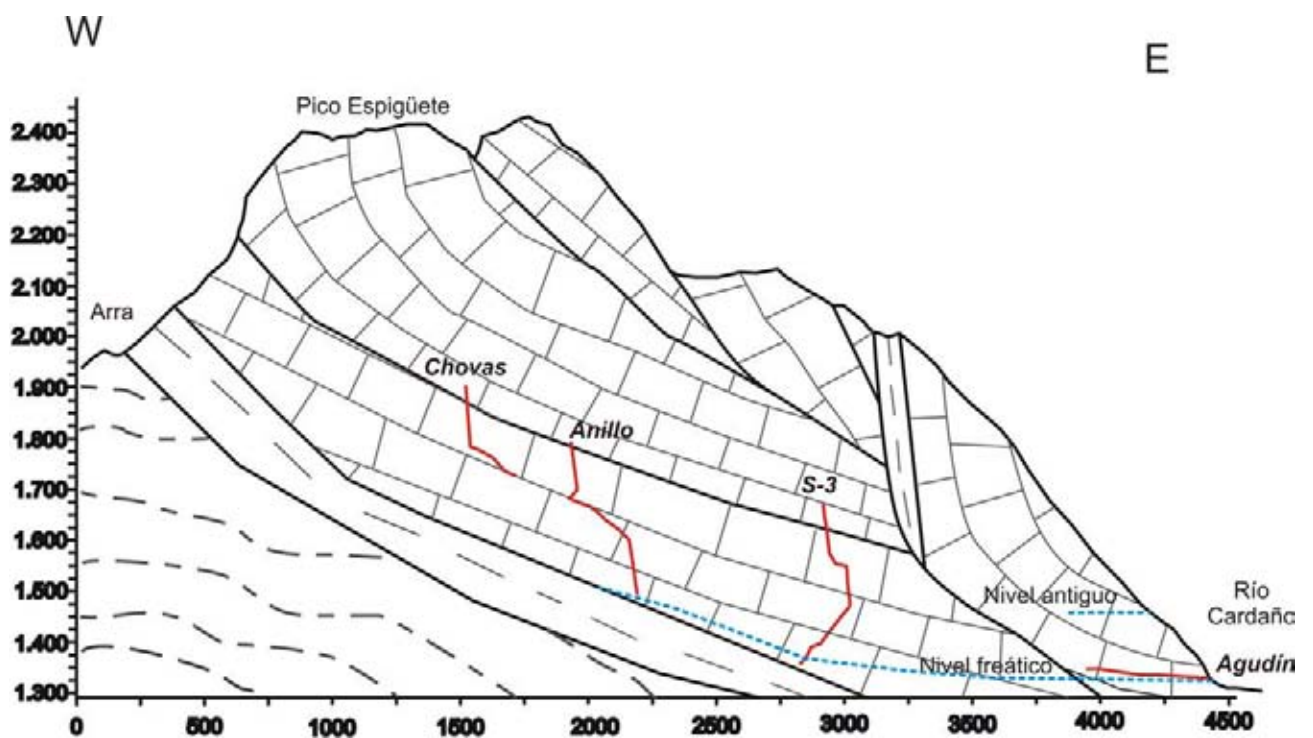


Figura 9.15: Corte del macizo del Espigüete con el alzado de las principales simas y galerías.

Entre las simas exploradas destacan tres: la sima de las Chovas, el Anillo y S3 (Figura 9.15):

- **La sima de Chovas** es la que posee una boca a mayor altitud. Situada en el circo NW, posee un gran desarrollo vertical al inicio. No conocemos la topografía de la sima más allá de 110 metros de profundidad, pero se sabe que ésta comunica con el sistema de la Sima del Anillo.

- **La Sima del Anillo** se encuentra en el circo NW, en el contacto entre las calizas de montaña y las formaciones Vidrieros, Cardaño y Murcia, situadas al N. La sima inicialmente circula en dirección NNE, siguiendo el buzamiento de las calizas en ese sector, para posteriormente girar al S. En cuanto al alzado éste es prácticamente vertical en su primer tramo, para luego adquirir un perfil inclinado unos 45° . En su tramo final existe un nuevo escalón que comunica con el conducto de circulación freática.
- **La citada galería S3** es la mejor explorada, habiéndose cartografiado unos 2 km. de galería. Ésta tiene su entrada a aproximadamente 1600 metros de altitud y más de 100 metros de profundidad, circula luego con una pendiente suave en dirección S, para solamente adquirir profundidad en su zona más distal, siendo la cota -337 (esto es 1343 metros sobre el nivel del mar, solamente 17 metros por encima de la altitud de la surgencia de salida) la última que se ha llegado por parte de las exploraciones de los espeleólogos (UEVA 1996), ya que a partir de aquí la galería se encuentra inundada.

Por último el exutorio del río Cardaño presenta varias surgencias (ver Figura 9.16), pero la cueva más importante es la llamada de la Virgen o de Puente Agudín, con alrededor de 500 metros de desarrollo en dirección NW. Esta cueva presenta una activa sedimentación de arenas.



Figura 9.16: Una de las surgencias de salida del sistema Espigüete en el valle de Cardaño, a la altura del km. 1 de la carretera P-216.

El sistema endokárstico del Espigüete resulta por tanto de una gran diferencia de desnivel entre las simas, localizadas por encima de los 1600 metros, pero en algunos casos incluso por encima de los 2000 metros, y el nivel freático, situado aproximadamente en la cota 1350 en las inmediaciones del río Cardaño, y que asciende siguiendo el cabalgamiento de las calizas sobre los materiales detríticos infrayacentes. Dicho sistema está orientado también por la estructura, ya que en muchos casos sigue el buzamiento de los estratos y planos de cabalgamiento, como en el caso de la S3. El resultado son plantas en general rectilíneas. Además la dirección general del sistema W-E es de clara influencia estructural, ya que es la dirección general de los cabalgamientos sucesivos. Por último las variaciones del nivel freático han provocado la excavación de niveles abandonados, cuyo estudio puede mejorar la reconstrucción paleoambiental de este macizo.

9.3.2. El sistema del Ves

El sistema del Ves se sitúa en las calizas del llamado Miembro del Ves, en el pago del mismo nombre. No son afloramientos calizos continuos, sino afloramientos olistolíticos entre las pizarras y areniscas de la Fm. Lechada. En este sector, el flanco S y la charnela del sinclinal de Lechada,

los buzamientos oscilan entre los 60° N y la horizontal. A pesar de ser un afloramiento calizo fragmentado de escasa extensión el desarrollo del endokarst es notable.

Al igual que en el Espigüete la sima principal, llamada CV-1, presenta un alzado característico en el que la entrada es un pozo de 150 metros de profundidad, al que sigue una zona con una rampa siguiendo aproximadamente el buzamiento de 60° N y un nuevo pozo que desciende hasta los -250 metros, punto a partir del cual discurre con una pendiente más suave. También existe un segundo ramal que presenta una pendiente coherente con el buzamiento y circulación vadosa desde los -113 metros hasta los -305 metros. Ambas galerías tienen conexión entre sí. Entre los -305 en este ramal y los -322 metros en el anterior la circulación pasa a ser freática, por lo que la exploración se ha interrumpido. Esta cota, aproximadamente 1720 metros de altitud, coincide con la de surgencias en las cercanías del Chozo del Tío Vicente (sector de Los Escalones), por lo que lo interpretamos como el nivel freático local. La cavidad tiene una decidida dirección N, siguiendo aparentemente la estructura.

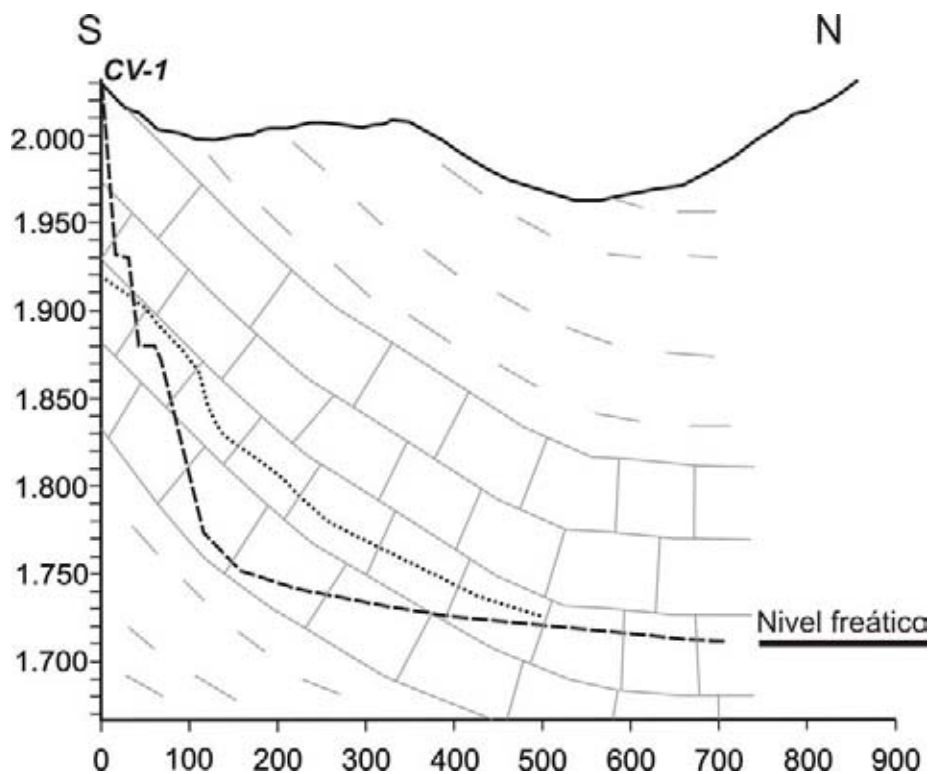


Figura 9.17: Alzado aproximado de la sima CV-1 según los datos publicados en www.geoda.net por el grupo espeleológico GEODA.

También se han encontrado simas en el área de los Covachos, que todavía no se han explorado. Aparentemente se trata de un sistema kárstico cerrado formado en las calizas de la Fm. Lebanza,

con simas en el circo de los Covachos, entre los 1950 y 2000 metros, y surgencias en los alrededores de la Vega la Canal, entre 1700 y 1730 metros de altitud.

9.4. Conclusiones

La importancia del karst como modelado de influencia estructural es escasa en Fuentes Carriónas debido a la poca extensión de los afloramientos calizos. No obstante en las áreas calcáreas, especialmente el Espigüete, se ha desarrollado una gran variedad formas específicas, en especial relacionadas con la presencia de la nieve. En cuanto a las formas subterráneas las galerías están condicionadas por una estructura donde dominan los buzamientos verticales y subverticales, y por las diferencias de nivel entre las zonas de filtración y el nivel de base del manto freático. Por ello dominan las simas de gran desarrollo vertical y circulación vadosa, que conectan con una red de galerías de escasa pendiente y circulación freática o epifreática. También existen galerías abandonadas testigo de niveles freáticos colgados sobre el actual.

Las formas de origen antrópico



La actividad antrópica es un agente morfogenético reconocido (ver Apartado 12.3.2.1), cuya influencia indirecta en el relieve ha sido mayor del que tradicionalmente se le ha concedido. Aparte de que las actividades socioeconómicas propias son capaces de desencadenar procesos geomorfológicos (por ejemplo la deforestación induce el aumento del arroyamiento en las laderas), el Ser Humano ha creado formas de relieve en Fuentes Carrionas, con el objetivo de incentivar el aprovechamiento de unos recursos en general escasos. Son éstas las formas que se tratan en el presente Apartado.

10.1. Los bancales

El abancalamiento de laderas con el objetivo de obtener tierras cultivables en laderas imposibles de cultivar por su pendiente es una actividad de la cual quedan restos en casi todas las áreas montañosas de la Península Ibérica. Esta actividad ha de entenderse en un contexto de sociedad de autoconsumo, en la que era necesario producir alimentos básicos como el cereal incluso en lugares tan poco propicios como Fuentes Carrionas, donde a las acusadas pendientes se une un periodo vegetativo corto, en el cual las heladas son posibles todo el año. En nuestra área de estudio los bancales remontaban las laderas meridionales hasta los 1600 metros de altitud, encontrándose los bancales preferentemente en orientación S, siendo menos frecuentes (aunque no ausentes) en el resto de orientaciones.

La desaparición a partir de los años 60 de la economía agraria de autoconsumo, acompañada por la orientación de la actividad agraria hacia la ganadería extensiva de carne (Alario 1999, López Ruiz 2005), han provocado un abandono en los terrenos abancalados, con colonización de especies arbustivas de los géneros *Genista*, *Erica* y *Citrus* (Figura 10.1). Una consecuencia secundaria es el consiguiente riesgo de caída de los muros y deslizamientos asociados, proceso descrito y estudiado en otros lugares de la Montaña Palentina (Pellitero y Serrano 2008) y de la Cordillera Cantábrica (Arroyo y García de Celis 2003).



Figura 10.1: Vista de antiguos bancales de cultivo al S del núcleo de Cardaño de Arriba. Puede observarse el abandono actual, con una progresiva colonización arbustiva en el frente de los bancales y un uso de pastizal.

10.2. Los canales de riego

La presencia de canales de riego en los pastos de los valles de Riofrío, Fuentes Carrionas y Reñuela evidencia por un lado el uso ganadero secular de los mismo y por otro la existencia de un periodo de aridez estival, posiblemente forzado por la presión ganadera sobre los pastos. Los canales de irrigación suelen partir bien de fuentes bien de los propios cursos de agua para descender a media ladera con una pendiente suave y continuada. A intervalos regulares los canales se sangran para que irrigen a manta los pastos inferiores. Estos canales suelen seguir formas del relieve tales como morrenas laterales, ya que éstas quedan destacadas por encima de las laderas y fondos de valles y poseen una pendiente descendiente regular, y así consiguen ampliar el área de pastos por encima del fondo de valle. Un caso especial es el del canal que discurre por la cresta morrénica central de Riofrío, y que ha sido aprovechado para regar pastos a ambos lados de la misma (Figuras 10.2 y 5.168).



Figura 10.2: Vista del valle de Riofrío desde Peña Prieta. Algunos de los canales de irrigación de pastos han sido marcados con flechas. Cabe destacar el situado a la derecha de la imagen, que aprovecha la cresta morrénica central de Riofrío.

10.3. La mina de Hoyo Empedrado

En la cabecera del valle de Lechada, a 2035 metros de altitud, existen restos de una mina de talco que fue explotada a principios de los años 80. La actividad minera fue efímera, ya que a mediados de los 80 esta mina aparecía como abandonada. Sin embargo el abandono se realizó sin restitución topográfica ni de la corta ni del canal abierto para drenar la laguna de Hoyo Empedrado (Fernández Martínez 2011) (Figura 10.3).



Figura 10.3: Hoyo Empedrado y zanja de drenaje del mismo.

Evaluación de geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas



El estudio del Patrimonio Geológico y Geomorfológico ha evolucionado mucho en los últimos años, surgiendo varios criterios y métodos de evaluación del mismo, encuentros, talleres y grupos de trabajo. Podemos concluir que el desarrollo teórico, conceptual y metodológico (valoración, cartografía, identificación) del Geopatrimonio y los Lugares de Interés Geológico/Geomorfológico está bien desarrollado (Panizza 2001, Reynard 2004, Serrano y González Trueba 2005, Bruschi 2007, Reynard et al. 2007, Reynard et al. 2009, Martin y Ghiraldi 2012, Regolini 2011), por lo que los esfuerzos se centran actualmente en la promoción, gestión y protección patrimonial (Smith 2005, Smith et al. 2009).

Ello contrasta con el estudio de la geodiversidad, aspecto complementario al del Patrimonio, aunque no menos importante, ya que describe la variedad geológica, geomorfológica y edáfica de una determinada región (Sharples 2002). A pesar de ser una “marca” cada vez más profusamente utilizada en gran cantidad de publicaciones, congresos, informes o reclamos turísticos, los estudios metodológicos sobre la geodiversidad se reducen a un puñado de propuestas de estimación de la misma, la mayoría de los cuáles no han sido aplicados de manera sistemática. De hecho algunos científicos han considerado que la geodiversidad sólo puede entenderse como sinónimo de Patrimonio Geológico y Lugares de Interés Geomorfológico (LIG), como se desprende de las críticas de Lugon (2005) al Geodiversity de Gray (2004), alimentadas principalmente por la falta de una metodología de estudio en el primer manual escrito sobre el asunto, o de los más recientes artículos de Panizza (2009) y Ruban (2010). Ello lleva a usos redundantes de la palabra geodiversidad, ya que algunos trabajos incluyen la citada “marca” (Bruschi 2007, Kiernan 2010), cuando bien podrían haber cambiado la palabra “geodiversidad” por “Patrimonio Geológico”, “Patrimonio Geomorfológico”, “Geología” o “Geomorfología”. A pesar de ser un concepto relativamente oscuro, la Geodiversidad ha sido incluida como objeto a preservar en la Ley 42/2007 de Patrimonio Natural y Biodiversidad, en la que la geodiversidad se equipara a la biodiversidad (artículos 2, 5, 12 ó 17). El apoyo legal que posee este término, unido a la actual escasez de métodos de valoración y cartografía a nivel regional han hecho que el desarrollo metodológico de la Geodiversidad sea identificado como uno de los campos de investigación futuros en el ámbito de la geoconservación (Reynard 2009a).

El único aspecto de la Geodiversidad sobre el que se ha reflexionado profundamente es su definición. Existen un buen número de ellas, que básicamente pueden resumirse en la variedad de

elementos, procesos y sistemas geológicos, geomorfológicos y edáficos existentes en una superficie (Sharples 2002), definición que nos parece adecuada. A estos elementos algunos autores añaden los elementos hidrológicos (Gray 2004, Kozłowski 2004, González Trueba 2006, Serrano y Ruiz Flaño 2007), suelos (Gray 2004, Serrano y Ruiz Flaño 2007), la topografía (Serrano y Ruiz Flaño 2009) o incluso la atmósfera, el clima y la interrelación con el Hombre o los ecosistemas (Kozłowski 2004, Parks y Mulligan 2010). Incluso Stanley (2002) incluye la biodiversidad dentro de la geodiversidad, y Rojas (2005) añade la variedad de poblamientos, circulación y actividades humanas, lo cual nos parece excesivo, siendo la primera definición la más aceptada, además de ser complementaria de la reconocida biodiversidad.

El término geodiversidad comenzó a usarse en los años 80 por varios investigadores a la vez, como complemento natural de la biodiversidad (Gray 2004). Es generalmente reconocido que los primeros investigadores que usaron el término de manera sistemática fueron geólogos y geomorfólogos en Australia (Sharples 1993, Dixon 1996, Eberhard 1997). Ya desde un principio fue un término muy ligado a la Geomorfología y aplicado a la conservación del medio natural, más que a la promoción turística o la didáctica de las Ciencias de la Tierra. En concreto este concepto empezó a surgir como respuesta a un proyecto de embalse que iba a sumergir el lago Pedder en Tasmania. Aunque el proyecto salió adelante, el clima reivindicativo que se generó en todos los aspectos de la protección ambiental llevó al desarrollo de los conceptos de geoconservación y geodiversidad (Sharples 2002).



Figura 11.1: El lago Pedder en 1972 (Fuente: Sharples 2002). Este lago se formó durante el Pleistoceno cuando sedimentos de origen glacio-fluvial cerraron el valle del río Serpentine, impidiendo su drenaje. A la derecha el mismo lago una vez construida la presa de Lake Pedder (Google Earth, año 2009).

11.1. Geodiversidad y Geoconservación

El clima reivindicativo que llevó a la formulación de la Geodiversidad como objetivo de estudio y protección hunde a su vez sus raíces en el movimiento conservacionista originado en los países angloparlantes durante el S. XIX, en gran medida como reacción a la revolución industrial y el crecimiento acelerado de las ciudades, con la consiguiente contaminación y hacinamiento. Como contrapunto a los poco salubres entornos urbanos el campo, y en especial las áreas montañosas, libres del impacto humano, son reconocidas como lugares que merecen ser preservados. La naturaleza ya no es considerada sólo como un recurso, se convierte además en un patrimonio valorado desde múltiples puntos de vista: éticos, estéticos, científicos, educativos y en definitiva culturales (González 2006). Aparecen distintas sociedades de protección de la Naturaleza en Francia, Alemania, Bélgica o las islas británicas, entre las que cabe destacar desde nuestro punto de vista la *National Trust for Places of Historic Interest and Natural Beauty*, fundado en 1895, que desde su origen adquiere áreas de gran valor geomorfológico, en especial áreas costeras de Gran Bretaña e Irlanda.

En EEUU, precursor de la creación de Parques Nacionales para la conservación de la Naturaleza, el conservacionismo surgió probablemente como consecuencia de la sobreexplotación de los suelos y los recursos naturales por la caza y el sobrepastoreo (Dasmann 1984). Gray (2004) cita a varios naturalistas como precursores de la protección del medio en EEUU desde los años 30 del S. XIX, aunque con escaso éxito hasta que sus demandas desembocaron en la declaración del área protegida de Yosemite, en California, en 1864. Sin embargo el mayor hito en la historia de la geoconservación lo constituye posiblemente la declaración del primer Parque Nacional a nivel mundial, el de Yellowstone en 1872, debido principalmente a las espectaculares formas y procesos de origen geotermal que allí tienen lugar (Schullery 1999). A medida que el impacto de la colonización americana sobre el medio natural se hacía más y más patente creció la preocupación por su mantenimiento. Theodore Roosevelt, presidente de los EEUU desde 1901 hasta 1909, fue uno de los primeros políticos en tomar conciencia y promover acciones para la conservación del patrimonio natural como herencia para las generaciones futuras. Su trabajo cristalizó, ya en 1916, en el National Park Service Organic Act, cuyo objetivo fue conservar el medio natural, con todos sus componentes bióticos y abióticos como herencia para las generaciones futuras (Gray 2004).

Ya en el siglo XX se crean los primeros espacios protegidos europeos. Suecia (1905) y Suiza (1914) son los primeros, a los que siguen progresivamente todos los países europeos a excepción de Francia, que no poseerá reglamentos de protección de la naturaleza hasta 1930. En Reino Unido se imita el modelo estadounidense en las colonias, con la creación de parques nacionales en Australia, Nueva Zelanda, Sudáfrica, India y Canadá, mientras que en Inglaterra es la mencionada National Trust la que toma la iniciativa de protección del medio (Lachaux 1980). De la misma manera el Alemania el primer parque natural, nombrado en 1921, lo es a partir de la iniciativa privada de la asociación *Verein Naturschutzpark*, que pretendía crear una red de espacios naturales protegidos a imagen de la estadounidense (Campillo 1994).

A nivel mundial, y en relación con la Geoconservación, la acción más relevante es sin duda la Convención de Patrimonio de la Humanidad de la UNESCO en 1972, cuyo objetivo es proteger el patrimonio cultural y natural mundial. Para ello se designan lugares Patrimonio de la Humanidad a aquellos enclaves que posean unos valores patrimoniales excepcionales siguiendo ciertos criterios, de los cuáles los siguientes afectan al medio abiótico (<http://whc.unesco.org/en/criteria>):

- **vii.** Que contenga fenómenos naturales superlativos o áreas de una excepcional belleza natural e importancia estética.
- **viii.** Que sean ejemplos sobresalientes que representen fases importantes en la Historia de la Tierra, incluyendo el registro de la vida, procesos geológicos activos significativos en el desarrollo de formas, o elementos fisiográficos o geomorfológicos significativos.
- **ix.** Que sean ejemplos sobresalientes que representen procesos biológicos o ecológicos activos en la evolución y desarrollo de ecosistemas terrestres, costeros, marinos o de agua dulce y comunidades de plantas y animales.

Esta mención no supone ningún aporte directo en cuanto a protección del patrimonio natural, sino un compromiso por parte de los estados que acogen estos lugares de protegerlos tal y como se encuentran. Aunque la lista de lugares Patrimonio de la Humanidad por razones naturales está prácticamente cerrada con 39 lugares (UNESCO 2011), ésta, según Gray (2004) no representa en absoluto toda la geodiversidad existente en la Tierra y debería ser ampliada.

En parte para paliar las limitaciones que la marca Patrimonio de la Humanidad representa a la hora de la protección del Patrimonio Geológico y Geomorfológico y la geodiversidad, al no poder

ampliarse hasta proteger la geodiversidad mundial, en parte como una marca de atractivo que permita a ciertas regiones promocionarse desde el punto de la puesta en valor de este recurso, y con una intención educativa desde el punto de vista de las Ciencias de la Tierra, se propuso en 1999 la figura de los Geoparques. Aunque no constituyen un programa dentro de la UNESCO *sensu stricto*, ésta les proporciona apoyo y promoción.

El objetivo de un geoparque es contribuir al desarrollo de las comunidades que en él se encuentran basándose en la puesta en valor y protección del Patrimonio Geológico y Geomorfológico. Por ello para que un territorio sea reconocido como geoparque ha de reunir, además de un evidente patrimonio geológico o geomorfológico, algunas otras características, tales como un consenso de las comunidades que lo habitan, una firme decisión a nivel político para implementarlo o un plan de protección y desarrollo de los elementos geológicos o geomorfológicos existentes (UNESCO 2010). Actualmente existen 77 geoparques en el mundo, de los cuáles 5 se encuentran en España:

- Parque Cultural del Maestrazgo.
- Geoparque Subbéticas.
- Geoparque Sobrarbe.
- Cabo de Gata - Níjar.
- Geoparque de la Costa Vasca.

En el contexto español también los primeros espacios protegidos son lugares geomorfológicamente sobresalientes, aunque las razones sean, más allá de las geológicas, de exaltación nacionalista, paisajísticas o cinegéticas (González Trueba y Serrano 2007). La primera ley de Creación de Parque Nacionales de 1916, conocida como Ley Gasset, que inmediatamente conllevará la declaración de los parques nacionales de la Montaña de Covadonga y Ordesa y Monte Perdido, se adelanta a leyes de protección en muchos países europeos, ya que solamente Suecia, Suiza y Alemania habían legislado en ese sentido anteriormente. En esta ley los paisajes geomorfológicamente sobresalientes -“sitios o parajes excepcionalmente (...) agrestes”- se reconocen como merecedores de protección. Esta primera iniciativa, surgida a imitación de los parques nacionales estadounidenses, choca con múltiples escollos derivados de la falta de voluntad popular, problemas con propietarios de

tierras y falta de presupuesto. La presencia de Eduardo Hernández-Pacheco dará un giro al proteccionismo español, con una visión más científica, en la que el objetivo es proteger la diversidad vegetal, faunística, geológica y geográfica, con modelos de protección más adaptados a un espacio geográfico -el español- intensamente antropizado (Mulero 2002). Con la llegada de la Segunda República se refuerza esta intención proteccionista desde un plano teórico, ya que la guerra civil impide una aplicación práctica de las propuestas reflejadas en el artículo 45 de la Constitución Republicana. Los años de dictadura, a pesar de la creación de algunos parques nacionales, son en general años perdidos para la protección medioambiental.

Solamente a partir de los años 70 con la fundación del Instituto para la Conservación de la Naturaleza (ICONA) y con la Ley de Espacios Naturales Protegidos de 1975, España cuenta con instrumentos y leyes mínimamente adecuados a la gestión del medio natural. Esta ley propone una clasificación de figuras de protección en función de los usos permitidos, entre las que la más usada ha sido el Parque Natural (con un objetivo de desarrollo sostenible y aprovechamiento ordenado de los recursos). Esta ley indica los valores de la gea como objetivo específico a proteger junto con paisajes, flora y fauna. Ya en 1989, con la Ley de Espacios Naturales y de la Flora y Fauna Silvestres, se incluyen los aspectos geomorfológicos como objetivo a proteger, aunque de los 469 Espacios Naturales Protegidos declarados en virtud de esta ley en España sólo 79 tengan un componente principalmente geomorfológico en la motivación de su declaración (Bruschi 2007), plasmación clara del sesgo biologicista que la protección del medio natural ha adquirido en las últimas décadas del S. XX. Sin embargo, y debido al auge que los estudios sobre Geodiversidad y Patrimonio Geomorfológico han tenido en España en los últimos años, por primera vez estos aspectos han sido nombrados específicamente en la nueva Ley del Patrimonio Natural y la Biodiversidad del año 2007.

Actualmente los territorios castellanos y leoneses del macizo de Fuentes Carrionas se encuentran amparados bajo figuras de protección natural, mientras que la vertiente cántabra carece de cualquier tipo de protección. Concretamente la vertiente palentina está encuadrada en el Parque Natural de Fuentes Carrionas y Fuente el Cobre - Montaña Palentina, y la leonesa en el Parque Regional de Picos de Europa. Ambos enumeran entre sus objetivos la protección de la geodiversidad de manera indirecta, aunque su peso es secundario en comparación al que se concede a la biodiversidad:

Tabla 11.1 *Objetivos de la declaración de los parques que afectan al macizo de Fuentes Carrionas.*

OBJETIVOS DEL P.N. FUENTES CARRIONAS (PORN, 1998)	OBJETIVOS DEL P.R. PICOS DE EUROPA (PORN, 1994)
<p>1. Como objetivo prioritario conservar y proteger los recursos naturales, su vegetación, flora, fauna, gea y paisaje, preservando la diversidad genética y manteniendo la dinámica y estructura funcional de los ecosistemas.</p> <p>2. Restaurar en lo posible los ecosistemas y valores del espacio que hayan sido deteriorados.</p> <p>3. Garantizar la conservación de su biodiversidad y la persistencia de las especies de la flora y de la fauna singularmente amenazadas, con especial atención al oso pardo.</p> <p>4. Promover el desarrollo socioeconómico de las poblaciones del Espacio Natural y mejorar su calidad de vida, de forma compatible con la conservación de sus valores.</p> <p>5. Promover el conocimiento y disfrute de sus valores naturales y culturales, desde los puntos de vista educativo, científico, recreativo y turístico, dentro del más escrupuloso respeto a los valores que se trata de proteger.</p>	<p>1. Como objetivo prioritario proteger los recursos naturales, su vegetación, flora, fauna, gea y paisaje, manteniendo la dinámica y estructura funcional de los ecosistemas que lo componen, y en especial del Bosque Atlántico como ecosistema más representativo del Parque Regional.</p> <p>2. Buscar fórmulas que, respetando el objetivo anterior, puedan ser susceptibles de ser utilizadas como incentivadoras de la actividad socioeconómica de los habitantes de la zona en que está situado el espacio natural y en aquellas otras que puedan verse influidas, buscándose el desarrollo de esas comunidades humanas y de su entorno, y tratando de incrementar sus estándares de vida integrándolos de la manera más ventajosa en el contexto socioeconómico de la comarca y la región.</p> <p>3. Garantizar persistencia de los recursos genéticos más significativos, especialmente aquellos singularmente amenazados, y con atención preferente al oso pardo y al urogallo.</p> <p>4. Proporcionar formas de uso y disfrute público del espacio natural, de manera compatible con su conservación.</p> <p>5. Servir para la realización de actividades de educación ambiental y lograr el conocimiento público de los valores ecológicos y culturales que contiene el espacio natural, así como su significado.</p>

Paradójicamente el proyecto de la estación de esquí de San Glorio ha confirmado que la protección del medio natural no es una cuestión de marcas de calidad, ni tampoco de valores naturales reconocidos por ley, sino de voluntad política y ciudadana. Dicho proyecto, encabezado por empresarios palentinos y leoneses, y que en principio pretendía abarcar las tres vertientes de Peña Prieta, se acabó limitando a la vertientes leonesa y palentina, al ser rechazado por la administración del Gobierno de Cantabria. Su construcción y explotación provocará un gran impacto sobre el entorno de Peña Prieta, como recoge la sentencia nº 20 del procedimiento ordinario 0000856/2006 de la

sección segunda de la sala de lo Contencioso - Administrativo del Tribunal Superior de Justicia de Castilla y León. En dicha sentencia, que falla en contra de la modificación del PORN del P.N. de Fuentes Carrionas para permitir esta actuación, se especifica la necesidad de proteger la Geología y Geomorfología del macizo, al rechazar la modificación del artículo 27 de dicho PORN, que prohibía cualquier obra que modifique el relieve del lugar donde se pretende instalar la estación. Sin embargo el decidido apoyo político que este proyecto tiene en Castilla y León ha llevado a la Junta de Castilla y León a redactar (y a las Cortes de Castilla y León a aprobar) la Directrices de Ordenación del Territorio para la Montaña Cantábrica Central con el exclusivo objetivo de legalizar el proyecto. De llevarse a cabo, el resultado será que el área de mayor calidad del medio natural en el macizo de Fuentes Carrionas coincidirá con el área sin ninguna protección específica, la vertiente cántabra. Los parques naturales y regionales quedarían como meros reclamos turísticos, sin que su constitución conlleve ningún beneficio directo para la protección del medio natural en ellos existente.

11.2. Tipos de geodiversidad

El objetivo a la hora de evaluar la geodiversidad suelen ser el de comparar unas áreas o territorios con otros, con vistas a conocer cuáles poseen una mayor calidad para la conservación desde el punto de vista de las Ciencias de la Tierra. Una evaluación comparada de la geodiversidad y la biodiversidad permitirá finalmente evaluar la Diversidad Natural de los espacios. Pero ¿qué valores son susceptibles de ser tenidos en cuenta y por qué?

Sharples (2002, pág. 11 - 13) hace una interesante reflexión al respecto con la que coincido. Podríamos resumir los valores de la geodiversidad en tres tipos:

- **Antropocéntricos o patrimoniales:** aquellos que los humanos otorgamos, tales como económicos, científicos, didácticos, turísticos, estéticos, espirituales o religiosos. Con frecuencia son los únicos que merecen nuestra atención, ya que para que un elemento sea protegido ha de demostrar alguno de dichos valores. En mi opinión este tipo de valores, aunque también los posean los elementos que conforman la Geodiversidad, pueden ser estimados de una manera más adecuada desde el punto de vista de los LIG's y el Patrimonio Geológico o Geomorfológico. Este punto de vista fue ya defendido por el propio Sharples y Gray.
- **Ecológicos:** son los que derivan del papel de la geodiversidad como soporte de hábitats o

ecosistemas. Este tipo de valores será comentado en el Apartado 11.4.

- **Intrínsecos:** son los que derivan de la propia existencia del elemento, más allá de la importancia que nosotros le demos. Es por ello que no podemos realizar una ponderación de los mismos (ver Apartado 11.7.2), ya que el valor intrínseco de todos los elementos es el mismo.

Este último valor ha sido reconocido por el mismo Sharples (2002) y Gray (2004) como el más complicado de defender en la sociedad occidental, ya que implica reconocer que la Naturaleza merece su existencia al margen del ser humano, quien no es el centro de la Creación. El antropocentrismo es una idea honda en las raíces judeo-cristianas del pensamiento occidental: “Y los bendijo Dios, y les dijo: Fructificad y multiplicaos; llenad la tierra, y sojuzgadla, y señoread en los peces del mar, en las aves de los cielos, y en todas las bestias que se mueven sobre la tierra ” (Génesis 1, 28), “Tomó, pues, Dios al hombre, y lo puso en el huerto de Edén, para que lo labrara y lo guardase ” (Génesis 2, 15). Así se establece una jerarquía en que la Tierra es la base, de la cual toman nutrientes las plantas, de las que se alimentan a su vez los animales. El Hombre, como centro de la Creación, hace uso de ambas y sólo responde ante Dios, ante quien es garante de la Creación. Sin embargo, no todos los cristianos aceptan esta jerarquía, y uno de los grandes santos de la Cristiandad es también uno de los primeros ecologistas: San Francisco de Asís compuso el llamado “Cántico de las Criaturas” un manifiesto de protección de la Biodiversidad y Geodiversidad medieval, que reproduzco parcialmente a continuación:

Loado seas, mi Señor, con todas tus criaturas, especialmente el señor hermano sol, el cual es día, y por el cual nos alumbras.

Y él es bello y radiante con gran esplendor, de ti, Altísimo, lleva significación.

Loado seas, mi Señor, por la hermana luna y las estrellas, en el cielo las has formado luminosas y preciosas y bellas.

Loado seas, mi Señor, por el hermano viento, y por el aire y el nublado y el sereno y todo tiempo, por el cual a tus criaturas das sustento.

Loado seas, mi Señor, por la hermana agua, la cual es muy útil y humilde y preciosa y casta.

Loado seas, mi Señor, por el hermano fuego, por el cual alumbras la noche, y él es bello y alegre y robusto y fuerte.

Loado seas, mi Señor, por nuestra hermana la madre tierra, la cual nos sustenta y gobierna, y produce diversos frutos con coloridas flores y hierba.

Esta visión radicalmente antropocéntrica de la Creación ha ido manteniéndose hasta la actualidad, y en este mantenimiento existe una dualidad provocada por los avances científicos y tecnológicos. Por un lado la Teoría de la Evolución, el conocimiento cada vez más profundo del funcionamiento de los ecosistemas, los avances en la Geología que remontan el origen de la Tierra a muchos eones antes de la aparición del ser humano, o los de la Astronomía, que nos ha descubierto mundos nuevos al margen del que habitamos, hacen evidente el reconocimiento de que todo existe, funciona, evoluciona y tiene valor al margen del ser humano. Pero a la vez los avances en el conocimiento científico han permitido a la Humanidad modificar la Naturaleza de manera cada vez más intensa, hasta llegar a un punto en que podemos destruirla completamente tal y como la conocemos -aunque esta destrucción sea más bien un suicidio, ya que la Naturaleza volverá a evolucionar sin nosotros-. La tecnología ha ampliado de tal manera los límites del ser humano que es posible pensar que a la larga nos pueda volver omnipotentes.

El antropocentrismo ha calado también profundamente en el pensamiento filosófico y político occidental. Filósofos como Descartes o Francis Bacon promovieron la idea del Hombre como ser racional, separado de la Naturaleza, a la que puede analizar, controlar y dominar (Pepper 1984). Las dos principales teorías económicas del S. XX, el comunismo y el capitalismo, han promovido también un crecimiento económico y progreso humano basado en la utilización de los recursos naturales (Gray 2004), en muchas ocasiones de manera insostenible. Por todo esto es difícil que la sociedad y el poder político acepte la existencia de valores intrínsecos en la Naturaleza al margen de un uso o valor patrimonial creado por las necesidades económicas, recreativas, científicas, estéticas o espirituales humanas. Ello implica rechazar el antropocentrismo y aceptar un Medio Natural en el que el ser humano no sea más que uno de sus componentes, mereciendo todos los demás el mismo respeto, tal y como predica el budismo o las tradiciones de los aborígenes australianos. Aplicado al medio abiótico, implica dar el mismo valor, el valor intrínseco a su existencia, a todos los elementos que lo componen.

El término de geodiversidad intrínseca es también utilizado por otros autores, aunque con un sentido diferente. Carcavilla et al. (2007) define la geodiversidad intrínseca como la abundancia de clases dentro de un territorio. Para él ya es un indicador de geodiversidad fiable, pero que se puede

mejorar con el cálculo de la distribución, que cuantifica la fragmentación de las clases, asumiendo que a mayor fragmentación, también mayor geodiversidad.

Panizza (2009) propone otra clasificación de la Geodiversidad en varios tipos, con una orientación aplicada:

- **Intrínseca:** Complejidad geológica de un área de estudio.
- **Extrínseca:** Sirve para comparar la geodiversidad de un territorio amplio (región, provincia) con cualquier otro. Se basa en la existencia de elementos geomorfológicos excepcionales a una escala nacional o global, que han de ser protegidos por constituir parte de la geodiversidad terrestre. (Ej. El flysch de Zumaia, la Ciudad Encantada o las Cañadas del Teide a nivel nacional).
- **Simple:** Variedad de elementos geológicos en un área de estudio (es equiparable a la geodiversidad intrínseca de Carcavilla et al. 2007).
- **Amplia:** Tiene en cuenta el geosistema, entendido entre los geólogos como las relaciones de todos los elementos bióticos, abióticos y antrópicos del medio natural.

El autor finalmente desarrolla en su trabajo las geodiversidades intrínseca y extrínseca, demostrando que hay entornos con una baja geodiversidad intrínseca que pueden tener una alta geodiversidad extrínseca. Todo ello le lleva a la conclusión que el concepto de geodiversidad necesita mayor reflexión, proponiendo una definición diferente a las comúnmente aceptadas pero difícil de ser llevada a la práctica de manera objetiva: *“la evaluación crítica y específica de elementos geomorfológicos de un territorio, comparándolos desde un punto de vista intrínseco y extrínseco, tomando en cuenta la escala de investigación, el propósito de la investigación y el nivel de calidad científica”*.

11.3. Controversia

A pesar de que la Geodiversidad ha experimentado una repercusión creciente desde los años 90, no es un término exento de polémica. Joyce (1997) y Stock (1997) enumeran algunas de las críticas más comunes al término:

- No se puede comparar la geodiversidad y la biodiversidad, ya que en la segunda la desaparición de una especie es irreversible, mientras que la pérdida de depósitos, formas o procesos

geomorfológicos puede ser reversible a escala de tiempo geológica (los elementos abióticos no se generan unos a otros, sino que ocurren por sí mismos).

- La importancia patrimonial desde el punto de vista geológico o geomorfológico puede no residir en la diversidad, sino en la uniformidad, la singularidad o representatividad, argumentos destacados a la hora de valorar lugares de interés geomorfológico (Reynard 2009b).

Si bien no existe la evolución de especies dentro de la geodiversidad, lo cual no hace a cada forma o proceso único desde el punto de vista genético, la geodiversidad en ocasiones engloba procesos que han ocurrido hace miles o millones de años en ambientes irrepetibles, de los que hoy quedan formas, depósitos o rocas como único testigo. Su conservación es vital ya que son claramente recursos no renovables. La relación entre patrimonio y geodiversidad es compleja, como se comentará en el Apartado 11.5. Sin embargo, y desde el punto de vista exclusivamente geomorfológico, los lugares con una gran geodiversidad son siempre entornos de un gran valor patrimonial, ya que la variedad de procesos, formas y depósitos es sinónimo de paisajes espectaculares. Por otro lado es verdad que un entorno de baja geodiversidad puede esconder elementos patrimoniales notorios, en especial geológicos y paleontológicos. Además, siguiendo a Gray (2004), la geodiversidad nos da un marco donde integrar todos los elementos abióticos en un sólo índice.

En ese sentido existen algunas críticas de geomorfólogos italianos (Panizza y Piacente 2009, Panizza 2009) que afirman que el estudio de la geodiversidad no añade nada nuevo a la investigación geológica, edáfica o geomorfológica, ya que es el simple resultado del análisis directo de mapas edafológicos, geomorfológicos o geológicos. Es por tanto solamente una forma de presentar objetos, no una investigación original, simple estadística que no añade nada desde un punto de vista conceptual. En mi opinión esta crítica es cierta: el cálculo, estudio o descripción de la geodiversidad no añade nada nuevo desde el punto de vista del estudio de las Ciencias de la Tierra, es simplemente una estadística realizada a partir de investigaciones previas. Pero no es cierta la calificación de “ejercicio estéril” que, por dos ocasiones, Panizza ha calificado los estudios que incorporan el cálculo de Geodiversidad. La utilidad de dicho cálculo reside en que es una excelente conclusión o aplicación de investigaciones previas, ya que permite, mediante un índice que posee un alto grado de objetividad, evaluar qué espacios merecen una protección más intensa en función de factores abióticos, o incluso en el futuro de la conjunción de factores abióticos y bióticos. Es mi intención demostrar esta afirmación mediante el estudio de la geodiversidad del macizo de Fuentes

Carrionas, como una de las aplicaciones posibles al estudio geomorfológico (y a estudios geológicos previos) realizados sobre esta área.

11.4. La relación entre biodiversidad y geodiversidad

Desde su enunciación el término geodiversidad se ha considerado unido al de biodiversidad, con el que posee una relación bi-equívoca, ya que la unión de ambos conlleva la “Ecodiversidad” (Panizza y Piacente 2009) o la Diversidad Natural (Radford et al. 1981, Serrano y Ruiz Flaño 2009). Así Santucci (2004) hablaba de la necesidad de estudiar la geodiversidad como un sustento de las actividades biológicas al desarrollarse éstas sobre un determinado sustrato. Este hecho es innegable y fue comprobado ya por los primeros naturalistas evolucionistas en el S. XVIII. Buffon, en su obra *Histoire Naturelle* (1749 - 1767) apunta que las imperfecciones de la superficie terrestre son necesarias y favorables para la conservación de la vegetación y la vida, y Alexander von Humboldt o Marsh abundaron en esta idea (Panizza y Piacente 2009). La IAG (International Association of Geomorphologists) toma por ello la definición de Panizza y Piacente de Geodiversidad: “variedad de ambientes geológicos y geomorfológicos considerados como la base de la diversidad biológica de la Tierra”.

Existen gran cantidad de ejemplos que ligan Geodiversidad y Biodiversidad. El artículo de Alexandrowicz y Margielewski (2010) pone de manifiesto la relación directa entre la variedad de deslizamientos activos en los Cárpatos polacos y la variedad de hábitats que surgen a partir de ella. Parks y Mulligan (2010) afirman que una mayor geodiversidad favorece el mantenimiento de una alta biodiversidad, pero su concepto de geodiversidad, ajeno a las definiciones más comúnmente aceptadas, está muy orientado al sustento del medio biótico, englobando el clima, la topografía, la hidrología y la geología entendidos como fuentes de energía, agua, espacio y nutrientes.

También en el lugar Patrimonio de la Humanidad de la Calzada del Gigante, en Irlanda del Norte, se ha subrayado esa relación. El plan de gestión de la misma indica que la variedad de procesos activos, en especial deslizamientos y desprendimientos, son soporte de determinados hábitats. Es por ello que el plan reconoce que “la Calzada del Gigante ha de ser reconocida como un entorno dinámico, y ha de ser gestionada como tal si queremos mantener su carácter único” (Environment and Heritage Service 2005).

Ya en el macizo de Fuentes Carrionas, algunos indicadores nos muestran la citada relación

entre su geodiversidad y su biodiversidad. El hecho de ser el macizo predominantemente silíceo más alto de la Cordillera Cantábrica hace que sea refugio de una alta biodiversidad especialmente en lo que refiere a especies vegetales, muchas de las cuáles son endémicas de este macizo dentro de la Cordillera Cantábrica. Así especies como la *Senecio boissieri*, *Trifolium babium*, *Ranunculus parnassiifolius subsp. Cabrerensis*, *Poa Laxa*, *Sibbaldia procumbens* o *Sedum alpestre* son únicas de las cumbres del entorno de Peña Prieta y Curavacas, mientras que la *Carex atrata* sólo se encuentra en Peña Prieta y el Espigüete (Losa y Montserrat 1954, Moreno y Sánchez 2004). Esta biodiversidad está en muchas ocasiones relacionada con elementos geomorfológicos sobresalientes. Así la *Primula pedemontana ssp. Iberica*, especie símbolo de la biodiversidad del macizo, ya que es un endemismo a escala peninsular ubicado en la cara N del Curavacas, *Agrostis rupestris*, *Armeria cantabrica*, *Saxifraga Willkommiana*, *Sedum Candollei*, *Poa laxa*, *Poa cenisia*, *Poa violacea*, *Festucaovina var.*, *Agrostis alpina*, *Juncus trifidus* se encuentran preferentemente en los conos de aludes activos adosados a las paredes más altas del macizo. Otras como *Linaria filicaulis*, *Spergula viscosa* o *Silene arvatica* prefieren los canales de aludes activos que descienden desde la cumbre de los picos Curavacas, Peña Prieta o Cubil del Can (Losa y Montserrat 1952).

También en el macizo de Fuentes Carrionas, en concreto en el valle de Riofrío el trabajo de Bedia et al. (2011) identifica la variedad geomorfológica como uno de los factores clave, junto a variables topográficas y climáticas, para establecer un modelo predictivo de ubicación de 15 especies vegetales, para lo cual realiza un mapa geomorfológico esquemático del área de estudio.

La relación entre biodiversidad y geodiversidad tampoco está exenta de conflictos. Algunas acciones encaminadas a proteger el medio geológico, como desbroces de taludes o tala de árboles, puede afectar a la biodiversidad (Carcavilla et al. 2007), mientras que la colonización vegetal puede detener procesos geomorfológicos interesantes, reduciendo así la geodiversidad. En otras ocasiones los procesos geomorfológicos naturales, que constituyen una parte importante de la geodiversidad, afectarán de manera más o menos importante a especies vegetales y animales: erupciones volcánicas, terremotos, deslizamientos, inundaciones o procesos erosivos son ejemplos de ello. Sin embargo hemos de tener en cuenta que los procesos geológicos y geomorfológicos destructivos han creado, a largo plazo, nuevas formas de vida, hábitats y especies nuevas, contribuyendo a la biodiversidad (Gray 2004).

A pesar de que es necesaria una interpretación holística de la Diversidad Natural, con la suma e

interrelación de Geodiversidad y Biodiversidad, la realidad es que la Geodiversidad ha vivido con el complejo de inferioridad de compararse a la hermana mayor, la Biodiversidad. Ésta no es ni mucho menos un término unívoco, a pesar de poseer una definición reconocida: “variabilidad de organismos vivos de cualquier fuente, incluidos, entre otras cosas, los ecosistemas terrestres y marinos y otros ecosistemas acuáticos y los complejos ecológicos de los que forman parte; comprende la diversidad dentro de cada especie, entre las especies y de los ecosistemas” (Convenio sobre la Diversidad Biológica de Río de Janeiro, 1992). Sin embargo sí es un término reconocido por la sociedad civil, los medios de comunicación y, en consecuencia, por la “clase política”, encontrándose en la agenda de todos los programas de partidos políticos y gobiernos, al margen de su mayor o menor cumplimiento.

El reconocimiento que se otorgó al término Biodiversidad fue el aliciente que animó a la promoción del término Geodiversidad, en vista de que los aspectos geológicos y geomorfológicos debían ser protegidos de igual manera. Ello ha tenido la consecuencia de que en muchas ocasiones el estudio de la Geodiversidad haya encontrado su justificación como sustento de las actividades biológicas, verdadero objeto de protección. Esta relación directa no significa que la Geodiversidad tenga que ser estudiada como una variable de la Biodiversidad, por mucho que su desarrollo conceptual y metodológico se encuentre mucho menos evolucionado, así como su conocimiento por la sociedad. Gray (2004) avisa del riesgo de conectar de manera demasiado próxima Geodiversidad y Biodiversidad, viendo la primera simplemente como el cimiento de la segunda (p. 354). En nuestra opinión la Geodiversidad es un aspecto importante y digno de proteger por sí mismo, independientemente de que se le reconozca un papel más o menos importante como sustento de vida, o como recurso para las actividades antrópicas (Sharples 2002).

En definitiva, la relación entre Geodiversidad y Biodiversidad es dinámica, complementaria y en ocasiones hostil, pero ambas han de tenerse en cuenta a la hora de proteger el medio natural tal y como es. La geodiversidad de un territorio es frecuentemente el cimiento de su biodiversidad, obteniéndose con la suma de ambos la Diversidad Natural de un territorio. Por otro lado, si bien son aspectos complementarios, sería necesario crear conexiones claras entre biodiversidad y geodiversidad si queremos que los planificadores del territorio se convencen de que la geodiversidad tiene un lugar en la conservación del medio natural (Semeniuk 1997). Un conocimiento integrado de la biodiversidad y la geodiversidad permitirá a los proyectos y planes de ordenación natural una

eficiente gestión del medio.

11.5. La relación entre el Patrimonio Geológico y Geomorfológico y la Geodiversidad

Patrimonio Geológico y Geomorfológico y Geodiversidad son aspectos complementarios, pero nunca equívocos. Sharples (2002), seguido por Pereira (2010) define la Geodiversidad como la cualidad que ha de preservarse, y el “Geopatrimonio” lo constituirían ejemplos sobresalientes de esa cualidad a preservar, que pueden ser destacados con fines conservacionistas, turísticos o didácticos. En nuestra opinión, expuesta anteriormente en “tipos de geodiversidad”, ésta tiene unos valores intrínsecos que han de ser preservados. El Geopatrimonio (entendido como la suma de los patrimonios geológico y geomorfológico) supone privilegiar unos elementos abióticos sobre otros. Una buena manera de preservar la geodiversidad es establecer los ámbitos donde ésta es más rica, para darles valor patrimonial y proponer su conservación.

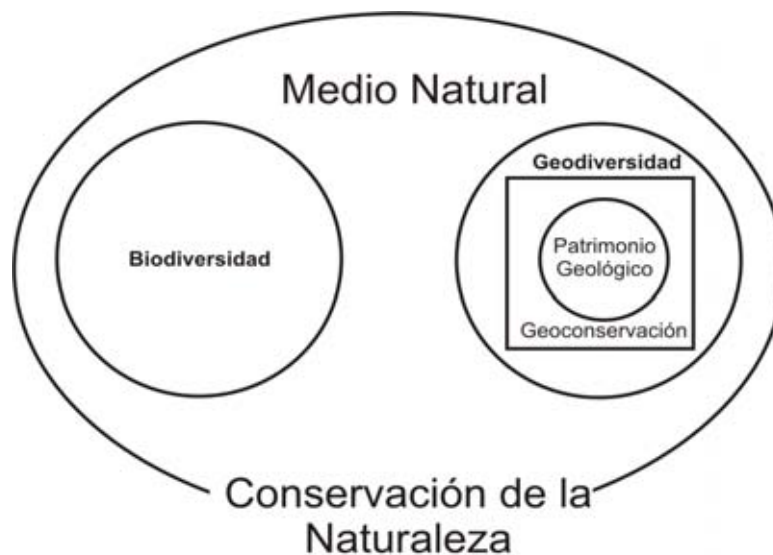
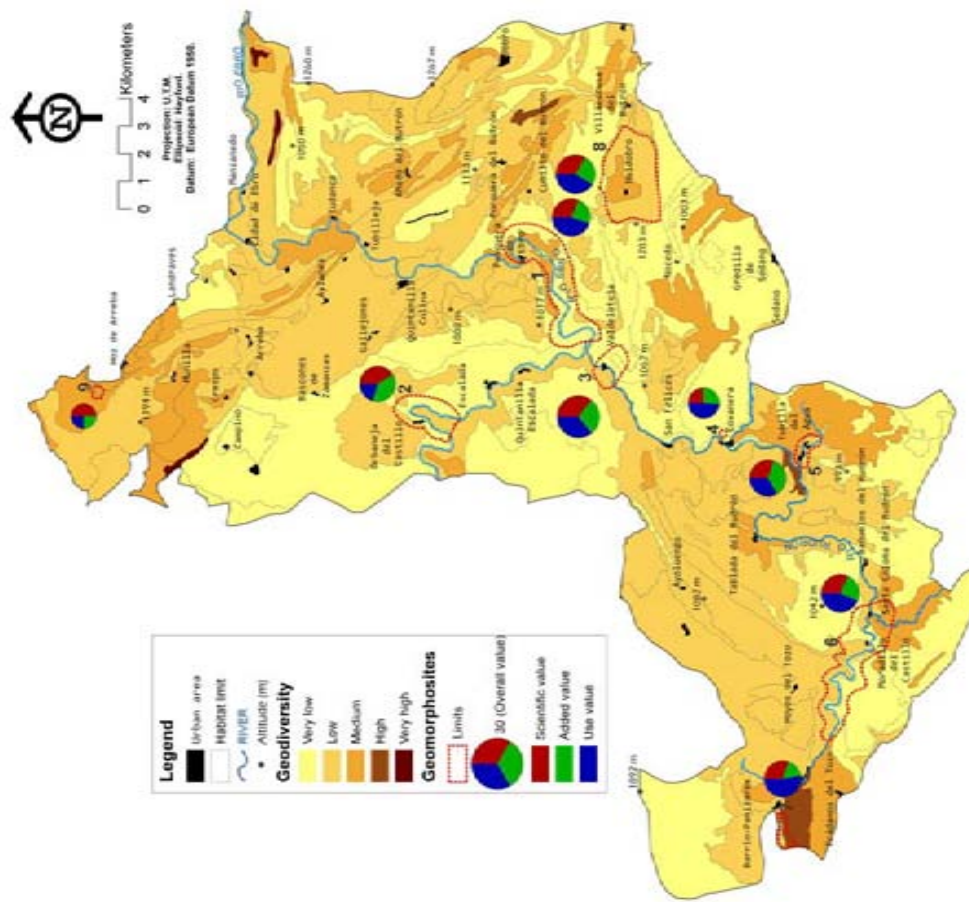


Figura 11.2: El lugar de la geodiversidad y el patrimonio geológico en la conservación de la naturaleza según Pereira (2010).

La geodiversidad describe la variedad de elementos geológicos y geomorfológicos de un entorno, mientras que el segundo valora los aspectos sobresalientes desde los puntos de vista científico, estético o de uso. Una red de LIG's permitirá al visitante aprender sobre la geodiversidad de un territorio, pero la presencia o profusión de los mismos no constituye ninguna estimación válida de

la geodiversidad (Serrano y Ruiz Flaño 2009). Además el resultado de la evaluación de Geodiversidad es un valor numérico obtenido mediante métodos objetivos, mientras que la valoración del Patrimonio Geomorfológico, aunque se calcule mediante alguna fórmula matemática, necesita de un componente subjetivo más o menos marcado en función del método que se utilice.



Mapa 11.1: Relación entre la geodiversidad y el Patrimonio Geomorfológico en el P. N. de las Hoces del Ebro y Rudrón (Burgos). Fuente: Pellitero et al. (2011). © Geoheritage.

Los mapas de geodiversidad presentan la ventaja de su continuidad espacial. Ello permite extender la protección de los elementos geológicos, geomorfológicos o edáficos a todo el espacio protegido, no sólo a determinados puntos. Un estudio de impacto ambiental de una actuación fuera de los ámbitos de los LIG's, por ejemplo, podría derivar en una pérdida de diversidad geológica, geomorfológica o edáfica que, por su localización, no podría ser cuantificada. Esta limitación es superada gracias a la geodiversidad. Por otro lado el cálculo de la geodiversidad, a la par de continuo en el espacio, es sencillo de realizar para cualquier especialista en Ciencias de la Tierra. El análisis de Pellitero et al. (2011) nos permitió afirmar que, no obstante, los elementos geomorfológicos de mayor interés suelen concentrarse en áreas de una geodiversidad alta (Mapa 11.1), de manera que el estudio de la primera nos dará pistas sobre la segunda, e incluso podremos proponer directamente la protección como LIG's de los lugares donde la geodiversidad es excepcionalmente alta. Una red de LIG's por su parte permitirá los valores más sobresalientes dentro de un territorio desde el punto de vista geomorfológico. Ello permitirá adoptar políticas de protección o explotación basadas en conclusiones racionales y argumentadas, aunque la valoración sea subjetiva.

Sin embargo la relación entre Geodiversidad y Patrimonio Geológico no es necesariamente directa. Utilizaremos una vez más el ejemplo del lugar Patrimonio de la Humanidad de la Calzada del Gigante y Costa de la Calzada, en Irlanda del Norte. Se trata de un lugar con un altísimo valor patrimonial de origen geológico, geomorfológico, biológico, histórico, arqueológico y mitológico, que le ha valido su protección como lugar Patrimonio de la Humanidad, sobre todo en virtud de la existencia de una costa acantilada en la que afloran columnas basálticas de una gran perfección (Smith et al. 2011). Es además un lugar con un altísimo valor de uso y gestión, ya que actualmente es el primer destino turístico de Irlanda del Norte, con 712.714 visitantes en 2007 (<http://www.giantscausewayireland.com>). Por último es un lugar de una geodiversidad excepcionalmente alta debido a la variedad de afloramientos geológicos, depósitos glaciares y periglaciares y, sobre todo, al dinamismo de los procesos activos, en especial deslizamientos y desprendimientos en los inestables acantilados, así como erosión costera en la base de los mismos (Smith et al. 2010). El elemento patrimonial más importante es la Calzada del Gigante propiamente dicha, un pavimento de columnas basálticas en el borde costero. Es también el lugar más accesible gracias a la carretera que baja desde lo alto del acantilado hasta la misma calzada.



Figura 11.3: Vista de la impresionante Causeway Coast. Se trata de un entorno de una geodiversidad alta por la variedad de afloramientos rocosos en los acantilados, resultado de distintas coladas de lava y períodos de alteración de las mismas en un entorno tropical, los taludes de derrubios, herencia periglacial, y los procesos activos: erosión y acumulación costera y caída de desprendimientos y deslizamientos desde el acantilado.

Los modelos de cambio climático desarrollados en la Queen's University Belfast (Orford et al. 2007) indican la probabilidad de un aumento de precipitaciones -especialmente las más violentas ligadas a tormentas y temporales invernales- en el próximo siglo. Si unimos esta posibilidad a la elevación del nivel del mar consecuencia del calentamiento global, el escenario predicho para el 2100 es el de reactivación de muchas de las formas y procesos actualmente heredados (canchales, playas levantadas, deslizamientos profundos sobre los acantilados formados en el till, desprendimientos en los acantilados basálticos, erosión costera) (Smith 2005, Smith et al. 2009).

Es por tanto un escenario de una mayor geodiversidad, pero catastrófico desde el punto de vista patrimonial. El valor de uso y gestión de la Calzada del Gigante se reducirá considerablemente, ya que la erosión marina atacará el tramo de la carretera de acceso que discurre en la línea de costa, mientras que la reactivación de los deslizamientos y desprendimientos afectarán en el tramo que desciende por el acantilado, como ya hizo de hecho en anteriores ocasiones. Ello obligará a su cierre

temporal o permanente. Por otro lado el ascenso del nivel del mar inundará permanentemente parte de la Calzada del Gigante e impedirá su acceso en momentos de fuerte oleaje, mareas vivas o mareas de tormenta, reduciendo su valor intrínseco. En conclusión, el escenario descrito es de aumento de la geodiversidad y una pérdida de valor patrimonial. Ambos elementos tendrán que ser gestionados de una manera conjunta, y ya actualmente existe una notable polémica entre quienes creen que el elemento patrimonial ha de ser defendido a toda costa, esto es, con actuaciones de ingeniería que limiten las amenazas provenientes del acantilado y del mar, y quienes creen que lo lógico es dejar que la evolución natural del entorno sea respetada con un mínimo de injerencia. Dicha postura ha sido apoyada por la UNESCO, que estaría dispuesta a retirar la marca WHS si la intervención antrópica pervirtiese de manera sustancial la dinámica natural (Smith, comunicación personal).



Figura 11.4: Vista de la carretera que comunica la Calzada del Gigante con lo alto del acantilado. La carretera discurre a través de deslizamientos parcialmente estabilizados y bajo paredes rocosas con desprendimientos ocasionales (como denota la señal y el muro de protección). Una mayor frecuencia de estos procesos conllevaría su cierre (además de un aumento de la geodiversidad).



Figura 11.5: La Calzada del Gigante desde lo alto del acantilado. La imagen explora con claridad la sensibilidad del lugar a un potencial aumento del nivel del mar.

El estudio de la geodiversidad y el patrimonio geomorfológico ha de ser independiente, con herramientas de evaluación precisas para cada uno. La geodiversidad se aplica al continuo del territorio, y eventualmente puede permitir identificar lugares que, debido a su alta geodiversidad, han de ser reconocidos como lugares con valor patrimonial. Así el análisis combinado de ambos dará como resultado una potente herramienta para la geoconservación de un territorio (Carcavilla et al. 2007). Sin embargo estos dos elementos de la geoconservación pueden presentar conflictos entre sí. En estos casos es necesaria una evaluación concreta de la situación, sin que pueda concluir que es conveniente primar un elemento sobre el otro.

11.6. Metodologías existentes de cálculo de geodiversidad

“Si bien existen muchas definiciones de geodiversidad, prácticamente ninguna viene acompañada de un método de estudio y análisis que permita trasladar el concepto teórico a la realidad de un territorio”. Esta frase extraída de la obra de Carcavilla et al. (2007), la que analiza el concepto de

geodiversidad con mayor profundidad dentro de la literatura científica española, resume de manera bastante acertada la situación de los estudios de geodiversidad. Sin embargo sí que existen algunos métodos aplicados a territorios muy diferentes entre sí tanto en tamaño como en características morfológicas.

Las metodologías pueden dividirse en tres grupos, directas, indirectas o parcialmente directas (si comparten características de ambas). Las metodologías directas cartografían, cuantifican o analizan los elementos objeto de estudio, formas de relieve, procesos, litologías, fósiles o suelos entre otros. Las metodologías indirectas obtienen un índice de geodiversidad a través del análisis de factores que pueden influir en la misma, tales como las diferencias de altitud, la tipología de usos de suelo, la rugosidad, la variabilidad climática o la existencia de Lugares de Interés Geológico o Geomorfológico.

Las metodologías directas poseen la ventaja de su exactitud y facilidad de cálculo, ya que la mayor parte del trabajo es de investigación previa en el campo y cartografía de elementos. Por otro lado es mucho más laboriosa en cuanto al citado trabajo de campo y en cuanto a la selección de clases. Como consecuencia son metodologías que no se pueden aplicar a espacios amplios, limitándose a la escala comarcal o local. Suelen basarse en índices desarrollados para el cómputo de la biodiversidad, como el Índice de Riqueza, el Índice de Shannon o el Índice de Simpson. De entre las metodologías directas, la de Serrano y Ruiz Flaño (2007, 2009), utilizada posteriormente por Hyort y Louto (2010), Pellitero et al. (2011) y Pellitero y Manosso (2012) se centra principalmente en las formas de relieve, aunque sin ignorar suelos, estructuras geológicas o afloramientos rocosos. En el estudio de geodiversidad de suelos citaremos los estudios de Zhang et al. (2003), Saldaña e Ibáñez (2004) y Krasilnikov et al. (2009), los cuáles usan el Índice de Diversidad de Shannon, como ejemplos de metodología directa. Por último la metodología propuesta por Carcavilla et al. (2007), muy similar a la de Serrano y Ruiz Flaño, es también de tipo directo. Hay que destacar que los trabajos que utilizan el Índice de Diversidad de Shannon tienen como resultado la estimación de geodiversidad de un territorio, mientras que el método de Serrano y Ruiz Flaño, adaptado al modelo ráster por Hyort y Louto (2010), permite discriminar la geodiversidad dentro de dicho territorio en un régimen de celda-por-celda.

Los estudios realizados con métodos directos se suelen aplicar a regiones naturales, geológicas o unidades de paisaje con diferente extensión, las cuáles engloban en su interior una cantidad

determinada de elementos, o clases, que componen su geodiversidad. En estos casos es necesario por un lado computar la extensión, y por otro realizar cálculos de distribución, que denotan si las clases están proporcionalmente repartidas en el territorio o bien están concentradas en una parte del mismo, y el resto posee una diversidad baja.

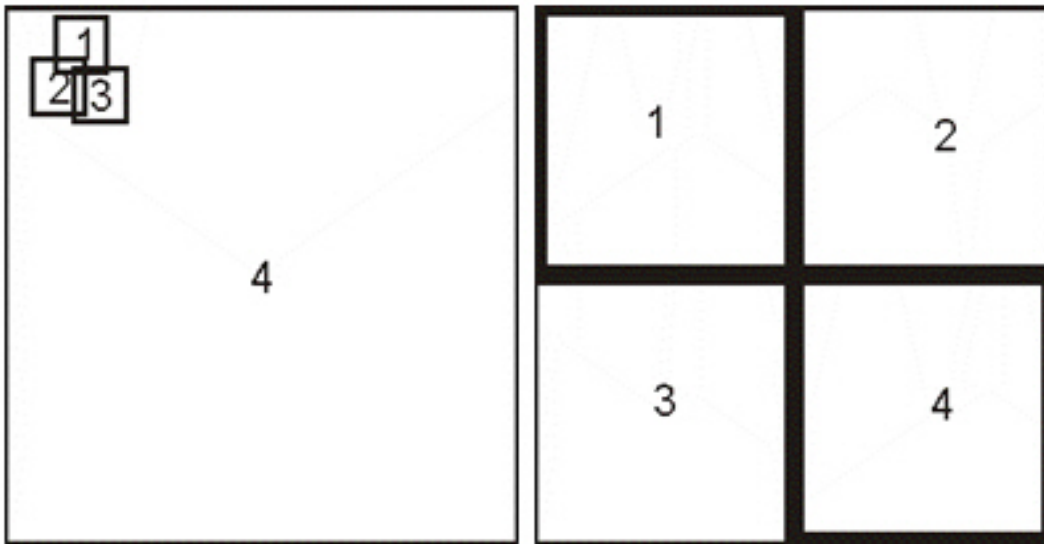


Figura 11.6: Dos áreas con una misma riqueza de elementos pero distinta distribución. Utilizando los índices de distribución de Shannon y Simpson, o las estadísticas alfa, el segundo sería más diverso que el primero.

Las metodologías indirectas poseen la ventaja de que no necesitan un trabajo de campo previo, por lo que son adecuadas para abarcar extensiones imposibles de analizar detalladamente (regiones, naciones o continentes). Por el contrario su proceso de cálculo suele ser bastante más complejo que en el caso de las directas. Es por ello que cualquier error de cálculo o elemento de partida de escasa calidad (por ejemplo un modelo digital de resolución insuficiente, o una imagen de satélite mal referenciada) ocasionará grandes errores en el índice de geodiversidad final con respecto a la realidad. Se basan en el estudio de factores que indican geodiversidad, aunque no lo sean en sí mismos. Algunos de los más usados son la rugosidad, la pendiente, las orientaciones, el desnivel, la densidad de drenaje o la variabilidad climática. De entre las metodologías indirectas destacaremos la de Benito Calvo et al. (2009) para la Península Ibérica o la del Kozlowski (2004) para Polonia y Zwolinsk (2010) para los Cárpatos polacos.

El método de Benito Calvo et al. (2009) evalúa la geodiversidad de la Península Ibérica a partir de los siguientes factores:

- **Variables morfométricas:** Elevación, pendiente, curvatura tangencial a la pendiente y rugo-

idad.

- **Mapa geológico** 1:1.000.000.
- **Valores climáticos:** temperatura y precipitación media anual.

El resultado es una clasificación de toda la superficie de la Península Ibérica en 419 clases, que resumirían la geodiversidad de la misma. El resultado le permite también comparar regiones geológicas, llegando a la conclusión que las cordilleras alpinas (Pirineos, Béticas, Central, Cantábrica y, en menor medida Ibérica) poseen los valores de geodiversidad más altos, mientras que las cuencas sedimentarias poseen los valores más bajos (Duero, Tajo, Guadalquivir y Ebro), siendo los valores medios tanto en las penillanuras del W de la Península Ibérica como en las montañas medias cenozoicas del E de la península.

La metodología seguida por Kozlowski clasifica la geodiversidad en muy alta, alta, media, baja y muy baja en función de criterios subjetivos de energía del relieve, diversidad del relieve, preservación del relieve, superficie cultivada, erosión, presencia de fuentes, humedales, lagos, calidad del agua de los ríos, naturalidad de los ríos, calidad del paisaje e impacto humano en el medio natural. Es una metodología muy sujeta a la interpretación del experto, pero que tiene la virtud de presentar una valoración de la geodiversidad que tiene en cuenta el grado de conservación de la misma y la relación de ésta con el Paisaje.

El mapa de Zwolinski (2010) para los Cárpatos polacos comparte muchas de las características de su predecesor. El cálculo de Geodiversidad se realiza a partir de la suma de tres factores: la energía del relieve, que se clasifica de manera subjetiva, pero se calcula matemáticamente a partir de un MDT, la fragmentación del relieve, categoría completamente subjetiva pero cuya idea de partida es esencialmente la de la rugosidad (los entornos con un relieve más variado poseen más geodiversidad) y, por último, siguiendo la "escuela polaca", un factor de conservación del relieve, también clasificado de manera subjetiva. El resultado, obviamente, indica que las áreas de alta montaña son las que poseen una mayor geodiversidad.

Dos son las debilidades más notables de estos métodos: por un lado los resultados obtenidos, al no computar la geodiversidad *per se*, han de ser contrastados en el terreno. Por otro la escala de trabajo hace que las conclusiones que se obtienen sean en ocasiones obvias, poco útiles para áreas bien estudiadas como Europa. Por el contrario se adaptan bien a áreas poco exploradas y extensas,

donde el uso de estos métodos puede indicar los entornos potenciales con mayor geodiversidad, susceptibles de ser protegidos.

En los casos que la geodiversidad pueda ser calculada de manera directa para algunos elementos (mediante uso de mapas temáticos por ejemplo) pero no exista información directa para otros (como por ejemplo ausencia de mapas de suelos), puede asumirse la mezcla de métodos directos e indirectos.

Un tipo especial de metodologías indirectas, que ya hemos criticado anteriormente, son las que evalúan o describen la geodiversidad a partir de la presencia y cantidad de Lugares de Interés Geológico o Geomorfológico. De entre ellas podemos citar las del IGME (2009) para España, la tesis de Bruschi (2007) en el caso de la costa cántabra y el trabajo de Ruban (2010) en el Cáucaso ruso. En el primer caso el IGME realizó un catálogo de LIG's que resumen la variedad geológica, geomorfológica y edáfica de la Península Ibérica. No es un catálogo con intención de valorar la geodiversidad sino de describirla a partir de LIG's. De hecho en el epígrafe de "Trabajos futuros" se propone el cálculo de la Geodiversidad siguiendo el método de Carcavilla et al. (2007). Bruschi propone, directamente, una evaluación de LIG's en función de los criterios típicos de valor intrínseco, patrimonial, económico . . . y equiparar esa evaluación a la Geodiversidad. Ruban (2010), por su parte, realiza un cálculo de Geodiversidad basándose en la distribución de los LIG's, asumiendo que una mayor densidad de los mismos en un territorio conlleva una mayor geodiversidad, al definir geodiversidad como diversidad de lugares de interés geológico. Obvia por tanto que los LIG's son un reconocimiento subjetivo de puntos sobresalientes, sin que ningún atributo de variedad tenga que ser expresado dentro de los mismos. De hecho la acertada crítica de Knight (2010) al citado artículo expone que, según la metodología de Ruban, la mejor manera de aumentar la geodiversidad de un territorio sea subdividir los LIG's en otros más pequeños para aumentar su número.

Por último los autores que critican el cálculo de la geodiversidad proponen que ésta no sea un valor estadístico, sino que se "describa". Panizza (2009) propone que para cada forma no se ha de realizar un "estéril" trabajo estadístico (ver Apartado 11.3), sino un valoración crítica de la geodiversidad "extrínseca" e "intrínseca" (ver Apartado 11.2). De hecho propone un nuevo (y en mi opinión redundante) concepto en el que sentirse más cómodo, el de "Geomorfodiversidad". Él mismo aplica su propuesta a los Dolomitas, proponiendo nueve ejemplos de lugares en los que interpreta la "geomorfodiversidad" a partir de imágenes de paisajes eminentemente geomorfológicos.

El resultado es a mi juicio pobre, ya que cae en tres errores:

1. Sólo se puede aplicar su método identificando “Geodiversidad” y “Patrimonio Geomorfológico”, ya que evalúa de manera totalmente subjetiva la posibilidad de que ese relieve sea o no único en el mundo o dentro de su territorio. Dándole un atributo de calidad a nivel mundial o regional está concediéndole un valor patrimonial.
2. Una evaluación crítica de cada elemento geomorfológico que compone el continuo territorial es imposible, por ello acaba eligiendo Lugares de Interés Geomorfológico en los que describe la Geodiversidad. Por ello confunde LIG's y Geodiversidad.
3. Acaba por caer en su propia crítica. Lo que nos propone es también un ejercicio de por sí “estéril” en el sentido de que no aporta nada nuevo desde el punto de vista de la investigación geomorfológica. La evaluación que hace está basada en investigaciones geomorfológicas previas, y es simplemente otra manera de presentar la información que deriva de ellas.

11.7. El mapa de geodiversidad de Fuentes Carrionas

11.7.1. Objetivos

El área que nos ocupa, el macizo de Fuentes Carrionas, posee un gradiente altitudinal considerable, desde los menos de 1000 metros de altitud de los valles cántabros hasta los 2.536 metros de Peña Prieta. Existe además una gran variedad de afloramientos rocosos, con cumbres y valles labrados en calizas, conglomerados, granodioritas, cuarcitas, lutitas, pizarras o areniscas, con estructuras anticlinales y sinclinales apretadas en los límites N, E y S, con presencia abundante de cabalgamientos sobre todo en la parte meridional, y una estructura sinclinal mucho más amplia y sencilla en el centro y NW, sólo interrumpida por la intrusión granodiorítica de Peña Prieta.

La altitud de una parte importante del macizo hizo que existieran durante el Cuaternario glaciares que labraron las crestas y los valles, dejando depósitos morrénicos desde los 1200 hasta los 2300 metros de altitud en todas las orientaciones. De manera sincrónica a los glaciares, y progresivamente más altas a medida que el clima se suavizaba durante el Holoceno, aparecieron formas de origen periglacial, tales como campos y corrientes de bloques, taludes de derrubios, glaciares rocosos, lóbulos protalud, suelos estructurados o lóbulos de geliflucción. Inmediatamente posterior

a la retirada de los glaciares las laderas de los valles experimentaron una etapa de inestabilidad paraglaciar que se tradujo en deslizamientos, desprendimientos, algunos aún hoy activos. Las cubetas glaciares se fueron rellenando, primero de agua creando lagos, algunos de los cuales existen actualmente, y más tarde de sedimentos, creando turberas y complejos de obturación glacial colmatados. El aporte de sedimentos a los cauces fluviales se tradujo en la formación de abanicos y terrazas fluviales en los fondos de valles. Actualmente los procesos periglaciares y nivales son aun activos en las laderas y cumbres más altas, mientras que la labor erosiva y de reubicación de sedimentos por parte de los ríos y arroyos sigue activa, a veces en forma de complejos kársticos.

Todo ello dibuja un entorno de una gran Geodiversidad la cual, sin embargo, ni se distribuye uniformemente sobre el territorio, ni carece de impactos potenciales que la amenacen, a pesar de tratarse de un entorno incluido en su mayor parte en distintas figuras de protección natural, como se ha visto en el capítulo de “Geodiversidad y Geoconservación”. Es por tanto útil un cálculo de la Geodiversidad que determine aquellos lugares más valiosos desde este punto de vista con vista a su eventual protección sabiendo que la mayoría del macizo se encuentra dentro de áreas de protección natural (Parque Natural y Parque Regional) donde se pueden establecer zonas de protección en función de los valores ambientales. El objetivo de este capítulo es evaluar la geodiversidad intrínseca (*sensu* Sharples 2002 , Carcavilla et al. 2007 y Panizza 2009), es decir, a la variedad de elementos geológicos y geomorfológicos existentes dentro del macizo de Fuentes Carrionas, valorados en función de su existencia, no de su valor patrimonial, y sin la intención de compararlos con ninguna otra área.

11.7.2. Metodología

Los trabajos metodológicos sobre Geodiversidad indican que el primer paso a la hora de realizar un estudio sobre Geodiversidad es doble, ya que hay que definir:

- El espacio objeto de estudio: el macizo de Fuentes Carrionas.
- Los elementos que van a ser considerados.

Las indicaciones de Nieto (2001), Kozlowski (2004), Saldaña e Ibáñez (2004), Serrano y Ruiz Flaño (2007 y 2009), Carcavilla et al. (2007) y Hyort y Louto (2010) sugieren que hay que añadir un tercer elemento a definir: la escala. Los elementos abióticos tienen la especificidad de estar ubicados

en un lugar y poseer una dimensión determinada. Por ello están interrelacionados con el concepto de escala. Tal y como en la biodiversidad hay una jerarquía de elementos (Ecosistemas, familias, especies, variedades... hasta la biodiversidad genética), de la cual la evaluación de biodiversidad eligen uno de los pisos para el cálculo de la misma, la geodiversidad posee una jerarquía de escala en la cual hemos de fijarnos a la hora de calcularla.

Tabla 11.2 Jerarquización de componentes de la geodiversidad según su escala.

ESCALA APROXIMADA	GEOLOGÍA	GEOMORFOLOGÍA	EDAFOLOGÍA
	Placas tectónicas	Continentes	
1:10.000.000	Provincia geológica	Dominios morfo-climáticos	
1:1.000.000	Cordilleras...	Estructuras	
1:500.000	Zonas geológicas	Región fisiográfica	Orden
1:100.000	Unidades geológicas	Paisaje	
1:50.000/1:25.000	Estructuras	Morfoestructuras	Suborden
1:10.000	Formaciones	Formas	
1:5.000	Litologías	Mesoformas	
1:1.000	Estratotipos, yacimientos paleontológicos, yacimientos minerales	Microformas	Horizontes
1:100	Minerales, fósiles,		Subhorizontes

La escala es, por tanto, un elemento central en el estudio de la geodiversidad, ya que al aumentar la escala podremos abarcar elementos (formas de relieve, procesos geomorfológicos, fósiles, afloramientos rocosos) cada vez con más exactitud. Es por ello que dos estudios realizados a diferentes escalas no pueden ser comparados hasta ahora. Sin embargo esta jerarquía no está exenta de problemas, ya que por ejemplo en Geomorfología los límites entre formas, mesoformas y microformas no están bien definidos. Mientras no haya clasificaciones geomorfológicas universales la inclusión de una clase u otra queda a decisión del experto, quien tiene un bagaje formativo que necesariamente va a influirle. Existen algunos intentos de realizar clasificaciones de formas, como la de Zinck, utilizada en Saldaña et al. (2011) para relacionar la geodiversidad de suelos y formas en la ribera del Henares. Si bien pueden ser útiles a nivel local, su aplicación global, con vistas a comparar la geodiversidad de espacios distintos, es una utopía. Este problema constituye la principal limitación a la hora de valorar la geodiversidad: la imposibilidad actual de comparar áreas diferentes.

En nuestro caso la escala aproximada es 1:10.000, escala adecuada para la unidad de medida base que hemos elegido para el cálculo de la geodiversidad: la hectárea cuadrada. Al utilizar en los

cálculos el formato ráster vamos a respetar la hectárea cuadrada como tamaño de base del píxel y como tamaño mínimo de los elementos a tener en cuenta.

La fórmula para el cálculo de la geodiversidad local de Serrano y Ruiz Flaño (2007 y 2009), en la que se basa este trabajo, es la siguiente:

$$G = \frac{(N * R)}{(\ln S)}$$

Donde: N = Número de elementos físicos de la unidad. R = Rugosidad. S = Superficie real.

Esta fórmula está pensada para la comparación de áreas diferentes, en las que por tanto la geodiversidad ha de ser regularizada por el valor de la superficie. Al elegir un formato de ráster, tal y como hiciera Hyort y Louto (2010), en el que todas las superficies tienen el mismo valor, se hace innecesario dicha regularización. De esta manera se suprimen también los problemas derivados de comparar áreas muy extensas con otras muy reducidas, que ya fueron expuestos en Pellitero et al. (2011). El índice de rugosidad utilizado hasta Pellitero et al. (2011) era una valoración subjetiva de la variabilidad de pendientes y orientaciones. En dicha publicación el índice fue sustituido por otro matemático (*Rugosity*, IUPAC 1997). Debido a las objeciones de Hyort y Louto (2010) a la inclusión de dicho índice se analiza más tarde la adecuación o no de su inclusión en la fórmula final.

En el cálculo de la geodiversidad se han tenido en cuenta, siguiendo a Serrano y Ruiz Flaño (2007) los siguientes elementos:

Tabla 11.3 *Clases tenidas en cuenta en el cálculo de geodiversidad de Fuentes Carrionas.*

FORMACIONES LITOLÓGICAS
<i>Arroyacas</i>
<i>Carazo</i>
<i>Lebanza</i>
<i>Abadía</i>
<i>Gustalapietra</i>
<i>Cardaño</i>
<i>Murcia</i>
<i>Vidrieros</i>

<i>Vegamián</i>
<i>Alba</i>
<i>Cervera</i>
<i>Calizas de Montaña</i>
<i>Potes</i>
<i>Dobres</i>
<i>Triollo</i>
<i>Curavacas (pizarras)</i>
<i>Curavacas (conglomerados)</i>
<i>Lechada</i>
<i>Granodiorita</i>
ESTRUCTURAS
<i>Stock granodiorítico</i>
<i>Sinclinal</i>
<i>Anticlinal</i>
<i>Cabalgamiento</i>
<i>Láminas monoclinales</i>
<i>Falla</i>
<i>Diaclasa</i>
FORMAS ESTRUCTURALES
<i>Escarpe rocoso</i>
<i>Rellano estructural</i>
<i>Torreones conglomeráticos</i>
<i>Frente/escarpe de cabalgamiento</i>
<i>Escarpe de cabalgamiento inverso</i>
<i>Escarpe de falla</i>
<i>Tors cuarcíticos</i>
FORMAS Y DEPÓSITOS DE ORIGEN GLACIAR
<i>Circo glaciar</i>

<i>Horn</i>
<i>Garganta subglacial/fluviol</i>
<i>Artesa glaci</i>
<i>Hombreira glaci</i>
<i>Umbral glaci</i>
<i>Cubeta de sobreexcavación</i>
<i>Cubeta de sobreexcavación colmatada</i>
<i>Roca aborregada</i>
<i>Estrías glaciares</i>
<i>Collado de difluencia</i>
<i>Morrena</i>
<i>Till</i>
<i>Terraza fluvioglaci</i>
<i>Terraza de kame</i>
<i>Abanico fluvioglaci</i>
<i>Bloque errático</i>
FORMAS Y DEPÓSITOS DE ORIGEN NIVAL
<i>Canal de aludes</i>
<i>Cono de aludes</i>
<i>Nicho de nevero</i>
<i>Morrena de nevero</i>
<i>Abrasión nival</i>
FORMAS Y DEPÓSITOS DE ORIGEN PERIGLACIAR
<i>Canchales, taludes y conos de derrubios</i>
<i>Campo de bloques</i>
<i>Corriente de bloques</i>
<i>Ladera de bloques</i>
<i>Glaci</i>
<i>Lóbulo protalud</i>

<i>Coluvión</i>
<i>Mantos de solifluxión</i>
<i>Estrías transversales</i>
<i>Terracillas</i>
<i>Glacis de acumulación</i>
<i>Frost Mound/suelos ordenados</i>
FORMAS Y DEPÓSITOS DE ORIGEN FLUVIAL
<i>Cambio de pendiente por erosión remontante</i>
<i>Cárcavas</i>
<i>Meandro abandonado</i>
<i>Terraza</i>
<i>Terraza fluviolacustre</i>
<i>Valle fluvial</i>
<i>Abanico aluvial</i>
FORMAS Y DEPÓSITOS DE ORIGEN GRAVITACIONAL
<i>Avalancha de rocas</i>
<i>Desprendimiento</i>
<i>Flujo de derrubios</i>
<i>Deslizamiento rotacional</i>
<i>Deslizamiento traslacional</i>
<i>Forma sackung</i>
<i>Cicatriz deslizamiento</i>
FORMAS DE ORIGEN KÁRTICO
<i>Dolina</i>
<i>Lapiaz</i>
<i>Cueva</i>
<i>Sima</i>
FORMAS DE ORIGEN ANTRÓPICO
<i>Bancales</i>

<i>Canales de irrigación</i>
OTROS
<i>Suelo</i>
PROCESOS ACTIVOS
<i>Gravitacionales (canchales, taludes y conos)</i>
<i>Crioturbación</i>
<i>Soliflucción (terracillas, estrias transversales, mantos y lóbulos de soliflucción)</i>
<i>Acarcavamiento</i>
<i>Desprendimientos</i>
<i>Flujo de derrubios</i>
<i>Aludes</i>
<i>Deslizamientos</i>
SISTEMAS MORFOGENETICOS ACTIVOS
<i>Sistema morfo genético nival</i>
<i>Sistema morfo genético periglacial</i>
<i>Sistema morfo genético gravitacional</i>
<i>Sistema morfo genético kárstico</i>
<i>Sistema morfo genético fluvial</i>
EDADES REPRESENTADAS
<i>Silúrico</i>
<i>Devónico</i>
<i>Carbonífero</i>
<i>Pérmico</i>
<i>Terciario</i>
<i>Cuaternario</i>
HIDROLOGÍA
<i>Ríos y arroyos</i>
<i>Fuentes</i>
<i>Lago</i>

<i>Nevero</i>
<i>Turberas</i>

No hemos tenido en cuenta dos aspectos: por un lado los fósiles, ya que no conocemos yacimientos de fósiles de importancia, y los fósiles descritos en bibliografía o encontrados son insuficientes en tamaño para la escala utilizada. Por otro lado tampoco se ha tenido en cuenta la variedad de suelos, ya que no existe un mapa de suelos a una escala adecuada, y se carece de conocimientos necesarios para realizar un mapa de suelos de calidad. Sin embargo ambas limitaciones pueden ser superadas en un futuro y los resultados añadirse al cálculo de geodiversidad. Todos los elementos han sido valorados de la misma manera. Valorar distintivamente algunos elementos a los que suponemos mayor calidad es una práctica propuesta por algunos de los autores que han escrito sobre geodiversidad, como Carcavilla et al. (2007) o Panizza (2009). En mi opinión la geodiversidad evalúa la variedad, mientras que para cuantificar la calidad el método adecuado es la creación y valoración de LIG's que destaquen los elementos cuya protección sea prioritaria. En todo caso no existe ninguna dificultad técnica que permita añadir pesos al cálculo de geodiversidad en un futuro, más allá de dirimir cuál es el peso adecuado que privilegie una clase sobre las demás.

El total es de 113 elementos o clases, puntos, líneas y polígonos. Para realizar el cálculo de geodiversidad cada uno de los elementos ha de reflejarse en un ráster con un píxel de 1 ha., extensión que se fijó previamente como objetivo y que se ha ido respetando en todo el proceso. El modelo de geoprocésamiento es el siguiente:

11.7.2.1. Creación de superficies ráster preparadas para el cálculo de Diversidad

El objetivo es acabar teniendo un ráster por cada elemento, con un tamaño de píxel de 100 metros, en el que los lugares donde ese elemento esté presente posean un valor cualquiera, que ha de ser diferente a todos los demás, mientras que el resto del área de estudio queda bajo el valor 0, como en el ejemplo que se presenta a continuación, que corresponde a las laderas de bloques cuarcíticos.

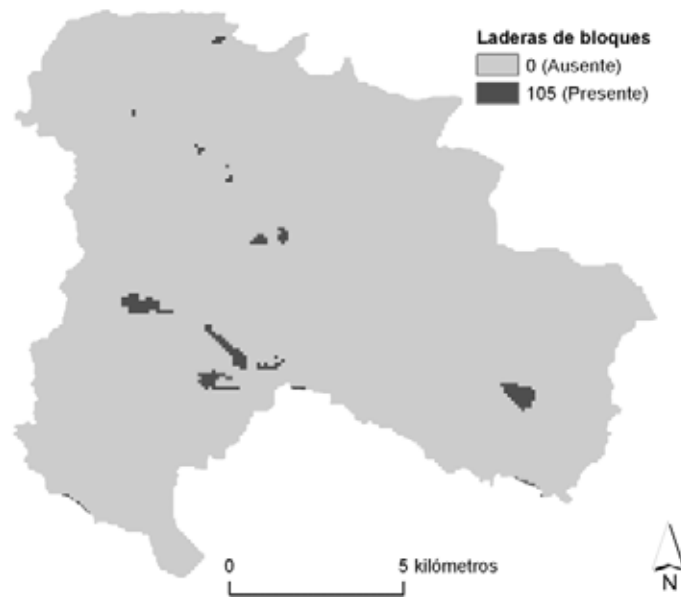


Figura 11.7: Superficie rasterizada ocupada por las laderas de bloques cuarcíticos en el macizo de Fuentes Carrionas. Esta forma tiene el valor 105.

Para ello he utilizado un modelo de geoprocésamiento que selecciona los elementos desde el mapa geomorfológico, geológico o topográfico, transforma las líneas y puntos en polígonos mediante un “Buffer” de 100 metros (tamaño de píxel elegido), funde el resultado con el área de estudio, y rasteriza el resultado. Dicho modelo se ha aplicado para los 113 elementos considerados. En el caso de los polígonos el paso previo de transformación de línea o punto a polígono, con buffer de 100 metros no es necesario.

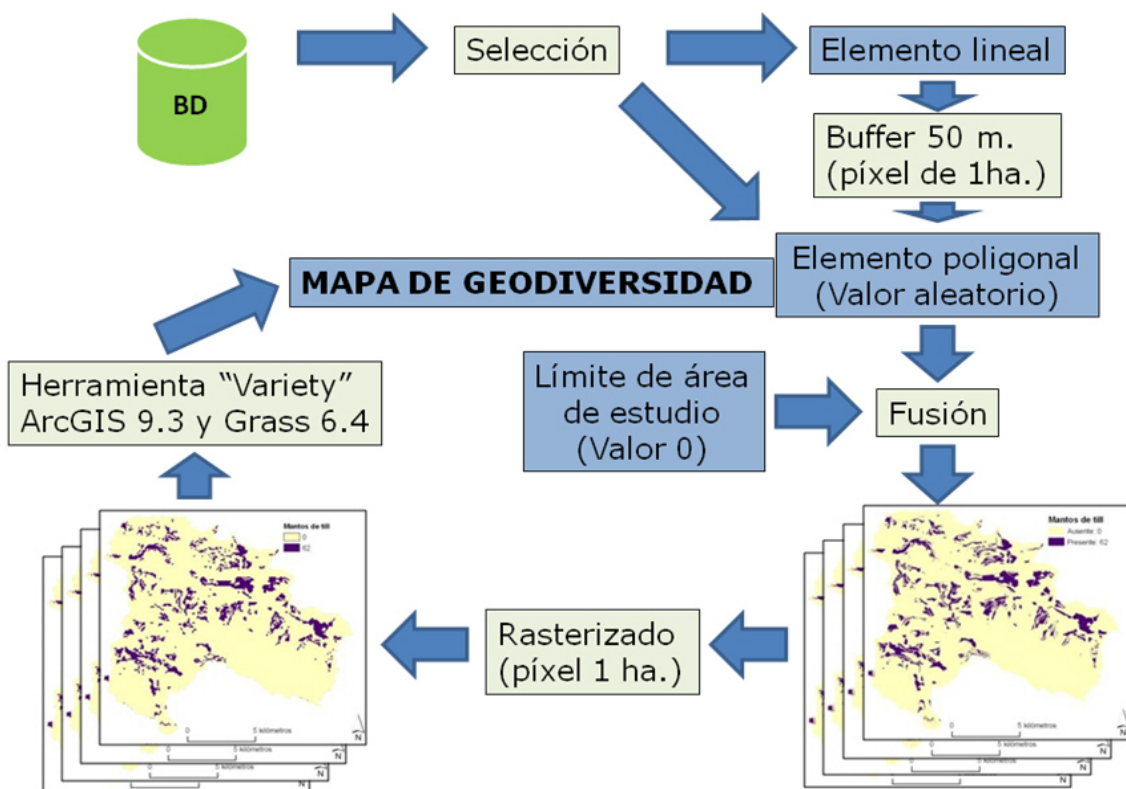


Figura 11.8: Geoproceso de cálculo de la Geodiversidad.

El objetivo es computar cuántos elementos están presentes en cada hectárea cuadrada. Para ello tenemos ya 113 rásteres con un píxel de 1 ha. y una extensión idéntica (la superficie total del macizo de Fuentes Carrionas), valor 0 para ausente y un valor único para cada elemento. La herramienta “Cell Statistics” del programa ArcGis, presente en todas las versiones 9.x y en la versión 10, realiza dicho cálculo. Es necesario reconocer la existencia de un error potencial, el valor 0 (Ausencia) no puede ser eliminado del cálculo, por lo que un espacio con una geodiversidad potencial nula nunca aparecerá. Sin embargo existen dos grupos de elementos que cubren todo el territorio: la litología (todos los espacios tienen un sustrato) y las estructuras geológicas (todos los espacios están dentro de alguna estructura). Es por ello que el valor mínimo será 2, eliminándose, de paso, el error potencial.

11.7.2.2. El Índice de Rugosidad

Entendemos rugosidad (*roughness*) como variabilidad de altitudes, pendientes y orientaciones de una superficie. Una rugosidad máxima sería aquella de una superficie en la que existen planos en todas las orientaciones, altitudes y pendientes posibles. Por el contrario una superficie de altitud,

pendiente y orientación uniformes, esto es, plana, posee una rugosidad mínima. El índice de rugosidad (*roughness*) fue introducido por Serrano y Ruiz Flaño (2007) en el cómputo de geodiversidad con la idea de que los lugares con una mayor variedad de pendientes, altitudes y orientaciones posee condiciones para una mayor geodiversidad, ya que los procesos son diferenciados, acelerados o frenados en función de estos dos parámetros. Otros autores, como Benito Calvo et al. (2009) han incluido la rugosidad como elemento distintivo en la clasificación de superficies para evaluar la geodiversidad. Aunque esta propuesta es acertada en el plano teórico, implica incluir en la fórmula de la geodiversidad (la consecuencia) una de sus causas. El objetivo del índice de geodiversidad es aproximarnos de una manera aritmética a la variedad geológica, geomorfológica y edáfica de un lugar, no analizar sus causas. Es igualmente válido pensar que un gradiente altitudinal considerable originará una mayor geodiversidad, así como la existencia de climas locales o microclimas contrastados, y sin embargo todos estos factores no se incluyen en la fórmula. Por otro lado es necesario reconocer que finalmente algunos elementos, como por ejemplo formaciones superficiales o suelos, no se pueden incluir en el cálculo de la geodiversidad por la inexistencia de cortes en los que se puedan describir.

Por ello la inclusión de la rugosidad (causa) en el cómputo de la geodiversidad (efecto) puede ser útil en el sentido de incluir un factor que aproxime nuestro cómputo a una realidad que sabemos más compleja que la que hemos descrito, pero que no puede ser descubierta. Esa idea es muy útil por ejemplo cuando tratamos un área de estudio amplia imposible de abarcar en un estudio detallado, o que carece de las bases cartográficas necesarias. Sin embargo, en escalas de detalle el trabajo de Hyort y Luoto (2010) sobre geodiversidad en un espacio de la tundra finlandesa concluyó que existe de una relación lineal pobre entre rugosidad y geodiversidad, mientras que descubren relaciones estadísticamente más sólidas entre geodiversidad y el índice topográfico (IT), aunque nunca demasiado fuertes. Por otro lado los mismo autores reconocen que, si bien esta relación entre rugosidad y geodiversidad no es cierta para el conjunto del territorio estudiado, sí se observa en los lugares donde ésta es mayor. La rugosidad no posee una fórmula universalmente aceptada para su cálculo (Grohmann et al. 2011). Anteriormente habíamos utilizado el ratio de área real y área proyectada -Rugosity en IUPAC (1997)- como en el caso de Pellitero et al. (2011), y en un principio se usaba un índice de rugosidad subjetivo, que clasificaba el relieve de muy a poco rugoso en función de datos de pendientes y superficies. Sin embargo el método más reproducido

suele ser el índice de dispersión de vectores (IR), utilizado por Hyort y Louto (2010) y Benito Calvo et al. (2009) para computar la rugosidad en sus cálculos de geodiversidad. Este método, descrito por Etzelmuller (2000), tiene en cuenta las diferentes orientaciones y pendientes, pero no altitudes. Sus fórmulas parten del cálculo de la pendiente (a) y la orientación (y):

$$1. x_i = -\sin y \sin a \quad y_i = \cos y \sin a \quad z_i = \sin a$$

$$2. R = \sqrt{(\sum x_i^2) + (\sum y_i^2) + (\sum z_i^2)}$$

$$3. L = R/n \text{ siendo } n \text{ el número de celdas o píxeles para los que se calcula la dispersión.}$$

$$4. IR = 1 - L$$

El trabajo de Grohmann et al. (2011) pone en relación varios cálculos de rugosidad para comprobar cuál de ellos evalúa de manera más efectiva la variabilidad topográfica. En concreto utiliza el mencionado IR, la relación área real - área proyectada, la desviación estándar de la pendiente, la desviación estándar de la elevación, la desviación estándar de la curvatura y la desviación estándar de la topografía residual (la topografía real entre una versión suavizada de la misma). El resultado es que la relación área real-área proyectada es la que peor modeliza la rugosidad a pequeña escala, mientras que el IR modeliza muy bien la rugosidad a pequeña escala, pero no es capaz de hacerlo igual de bien a media y gran escala, al igual que la desviación estándar de la topografía residual. Tanto la desviación estándar de la elevación como de la pendiente cumplen un compromiso entre la modelización correcta de variabilidades topográficas a gran y pequeña escala, mientras que la desviación estándar de la curvatura es demasiado sensible a errores previos en el modelo digital, ya que su complejo cálculo aumenta dichos errores. Sin embargo, a las conclusiones de Grohmann et al. (2011) hemos de añadir que si bien la desviación estándar de la pendiente y la elevación son las que mejor resultado ofrecen, no modelizan la variabilidad de orientaciones, factor que solamente tiene en cuenta el IR.

Para comprobar la relación entre rugosidad y geodiversidad "a priori" se ha comprobado la correlación estadística de distintos índices de rugosidad con el resultado de geodiversidad antes de ser computada esta variable en la fórmula. Se ha calculado este índice para una rejilla de 9 píxeles (3 x 3), esto es, para cada píxel con todos los que le rodean. Posteriormente se ha calculado la relación estadística de la geodiversidad (variable dependiente) con los distintos cálculos de rugosidad

(variable independiente), así como con otros factores como la altitud, la pendiente y la orientación, para los que el cálculo ha sido píxel por píxel.

Tabla 11.4 *Relación entre geodiversidad y factores que influyen potencialmente en la misma.*

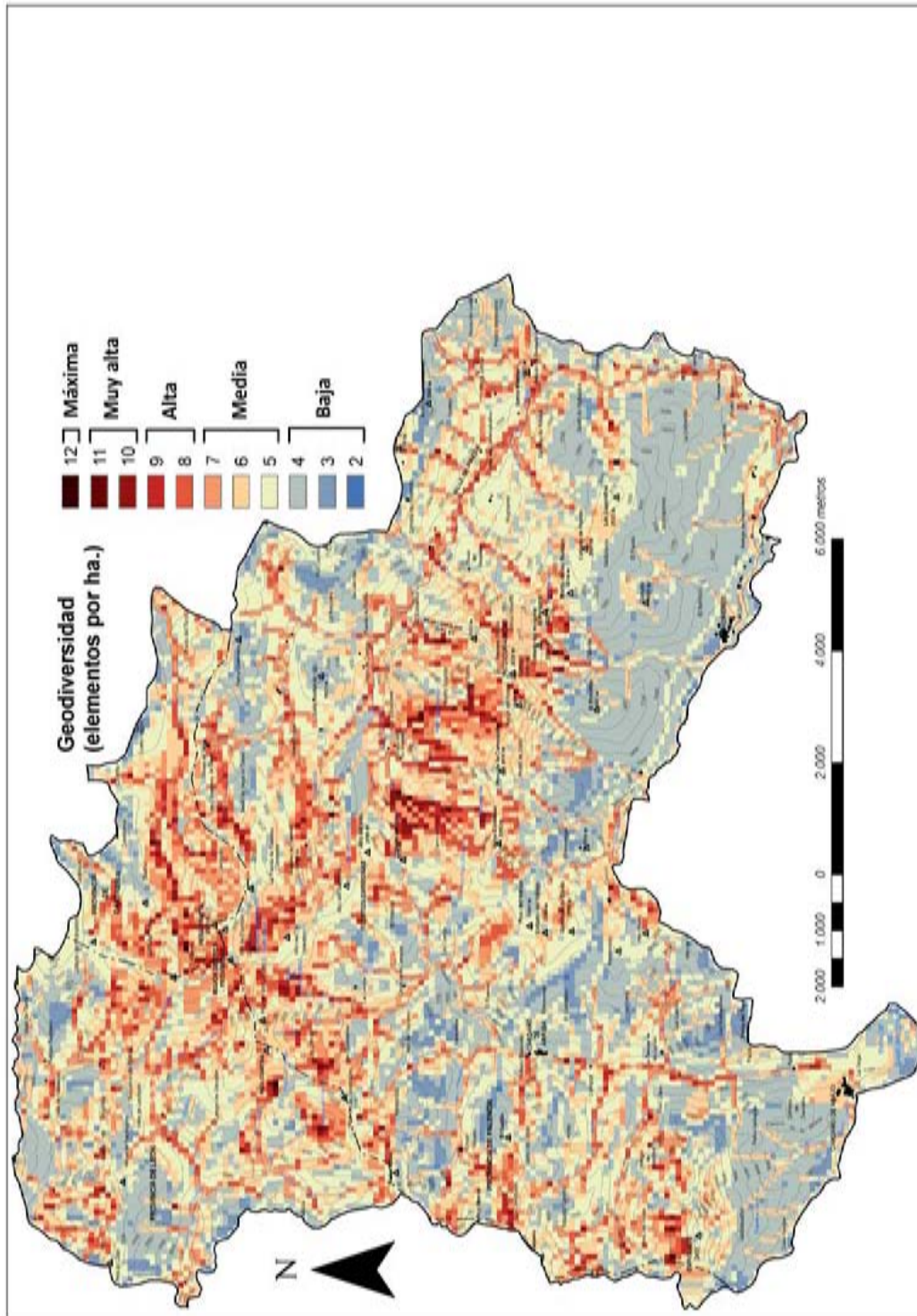
	Correlación	Significatividad
Geodiversidad y Altitud	0.088	0.000
Geodiversidad y Rugosidad (IR)	-0.002	0.749
Geodiversidad y Desviación estándar de la altitud residual	0.044	0.000
Geodiversidad y Desviación estándar de la pendiente	0.272	0.000
Geodiversidad y Desviación estándar de la elevación	-0.052	0.000
Geodiversidad y Desviación estándar de la curvatura	0.148	0.000
Geodiversidad y Pendiente	-0.135	0.000

Los resultados son dispares: Existe una relación débil pero significativa entre el valor de geodiversidad y altitud, sobre todo debida a que muchas formas y sistemas morfogénicos, en especial periglaciares y nivales, sólo tienen lugar en las cumbres y laderas más altas, siendo el sistema morfogénico fluvial el único que actualmente continúa activo en todo el gradiente altitudinal del área de estudio. Sin embargo la relación entre geodiversidad y pendiente es inversa, lo cual no parece lógico, ya que muchas formas y procesos geomorfológicos tienen su origen en la existencia de pendientes que los originan (taludes de derrubios, canales y conos de aludes, deslizamientos y desprendimientos).

Apoyando lo estimado por Hyort y Louto (2010), la rugosidad (IR) ofrece una relación muy pobre con la geodiversidad, pudiendo concluirse que estadísticamente ambas variables son independientes. En cuanto a los otros índices, todos poseen correlaciones cercanas a 0, lo que indica que no son variables explicativas de la geodiversidad. El único que puede tener cierto peso es la desviación estándar de la pendiente, que, estadísticamente, sería la que posee una relación más directa con la geodiversidad.

Estos datos corroboran la idea de que la rugosidad debería ser eliminada como parte de la fórmula de geodiversidad ya que, si bien su inclusión está apoyada en una idea teóricamente acertada, no ofrece ninguna garantía de que habiéndola incluido el resultado de la geodiversidad se aproxime más a la realidad que sin hacerlo. En todo caso el índice de rugosidad que parece ofrecer una mayor relación con la geodiversidad, y que por tanto debería ser utilizado a partir de ahora, es el de la desviación estándar de la pendiente.

11.7.3. Resultados



Mapa 11.3: Mapa de geodiversidad del macizo de Fuentes Carrionas.

Los resultados de geodiversidad varían entre 12 elementos por hectárea en los lugares más geodiversos hasta 2 y 3 en los menos. Solamente han resultado cuatro hectáreas cuadradas con una geodiversidad máxima de 12 elementos, las cuatro situadas en circos glaciares con otros elementos análogos, son éstos:

La cara N del Espigüete: posee una gran geodiversidad en un espacio muy pequeño debido principalmente a la cantidad de procesos activos existentes: nivales, periglaciares, kársticos y gravitacionales. A ello se unen las formas kársticas, glaciares y gravitacionales.

El Pozo de los Altares: Nuevamente gran cantidad de procesos activos, a los que se suma una mayor variedad de formas heredadas glaciares y periglaciares que en el caso anterior: taludes y conos de derrubios activos, morrenas de nevero y neveros permanentes y semipermanentes, lagos de origen glaciar, morrenas y depósitos de till.

Hoyo de Vargas: Una situación muy parecida a la del Pozo de los Altares (ver Figura 11.9).

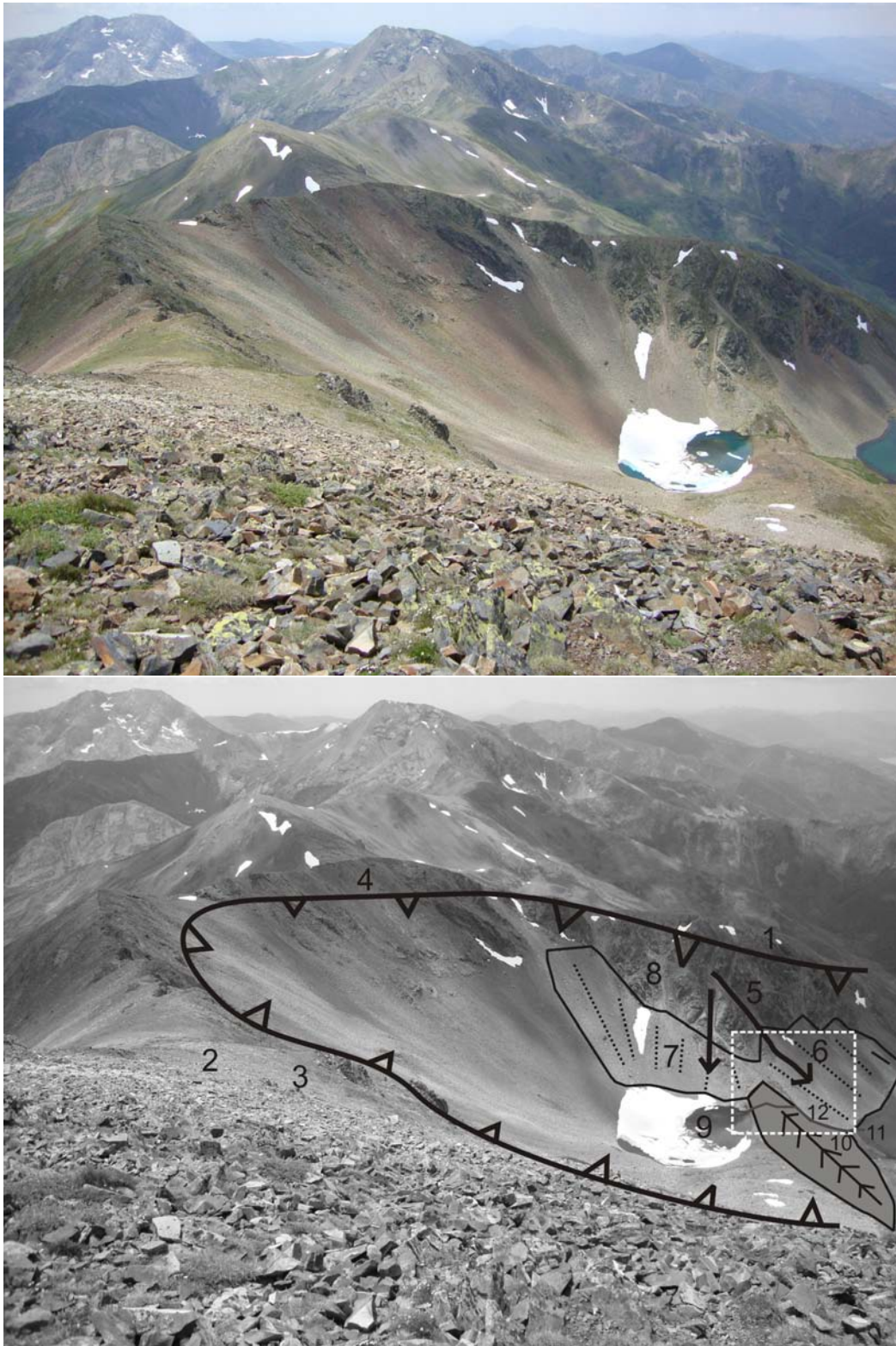


Figura 11.9: Vista hacia el SW de los Hoyos de Vargas desde el Pico Cuartas. Éste es uno de los lugares que concentran una mayor geodiversidad del macizo. En concreto el rectángulo blanco corresponde a una hectárea cuadrada en la que se concentran 12 elementos, a saber: 1. Litología: Fm. Lechada; 2. Fm. Curavacas; 3. Morfoestructuras: Valle de Lechada; 4. Circo glaciar; 5. Canales de aludes activos; 6. Morfogénesis nival activa; 7. Talud de derrubios activo; 8. Morfogénesis periglaciaria activa; 9. Lago de origen glaciar; 10. Morrena frontal; 11. Arroyo; 12. Morfogénesis fluvial activa.

Las Lagunillas: El lugar de geodiversidad máxima de menor altitud del macizo, debe el hecho de estar en esta lista a la variedad de formas y depósitos glaciares y periglaciares heredados (morrenas, lago de obturación glaciar, taludes de derrubios) y a la cantidad de fallas y afloramientos que se encuentran en este entorno.

El índice de geodiversidad es así mismo muy alto (10 y 11 puntos) en los circos y cumbres de Hospital, Riuplanes, Pozo Oscuro, Hoyo Desconocido, Curavacas y el Ves. Especialmente en este último circo se concentra la mayor cantidad de celdas con valores altos, debido seguramente a la variedad de formas de acumulación glaciar y depósitos de till, sobre los que a su vez se han desarrollado terracillas activas y una red de arroyos que han creado cárcavas sobre el till. Continúa habiendo celdas con índices altos en los circos de Fuentes Carrionas, los Covachos, Hoyo Empedrado, las Lomas, Hontanillas, Guadañas, Frontilo, Pico Murcia, Cerezuela y Hoya de Martín Vaquero, así como en la Reculera y Oropiñas, fuera del cordal principal de Fuentes Carrionas. Ello confirma que son los circos glaciares excavados en los cordales más altos los que poseen una mayor geodiversidad, debido a la combinación de formas heredadas glaciares (circos, umbrales, artesas y lagos glaciares, morrenas frontales y laterales, depósitos de till), periglaciares (glaciares rocosos, taludes de derrubios, mantos de soliflucción, terracillas y derrubios escalonados) y paraglaciares (desprendimientos y deslizamientos) con procesos activos nivales (morrenas de nevero, canales y conos de aludes), periglaciares (mantos de soliflucción activos, crioclastia, *permafrost* posible), fluviales (erosión torrencial) y gravitacionales (desprendimientos y flujos de derrubios).

Además de los circos glaciares, los valles glaciares, en donde abundan los depósitos y formas glaciares y paraglaciares, unidos a la actividad fluvial actual (con fuentes y arroyos abundantes, y en ocasiones canales de irrigación de prados) son lugares de una alta geodiversidad. Dicha geodiversidad se concentra alrededor de los ríos y arroyos, donde lógicamente, son activos los procesos de erosión y sedimentación fluvial. En este grupo caben destacar los valles de Covachos y Riofrío al N del macizo, donde además a todo lo mencionado se une una variada tectónica, con cambios laterales de facies litológicas frecuentes, fallas y cabalgamientos. También los valles de Lechada, Mazobre y Cardaño, a la altura de Cardaño de Arriba, tienen lugares de geodiversidad alta, en el caso de Cardaño y Mazobre sobre todo por la variedad litológica y tectónica de la estructura del anticlinal de Cardaño y el cabalgamiento de la estructura del sinclinal de Lechada sobre éste, (ver Apartado 4.2), mientras que para el valle de Lechada el punto de geodiversidad alta se sitúa en una morrena

lateral afectada por flujos de derrubios.

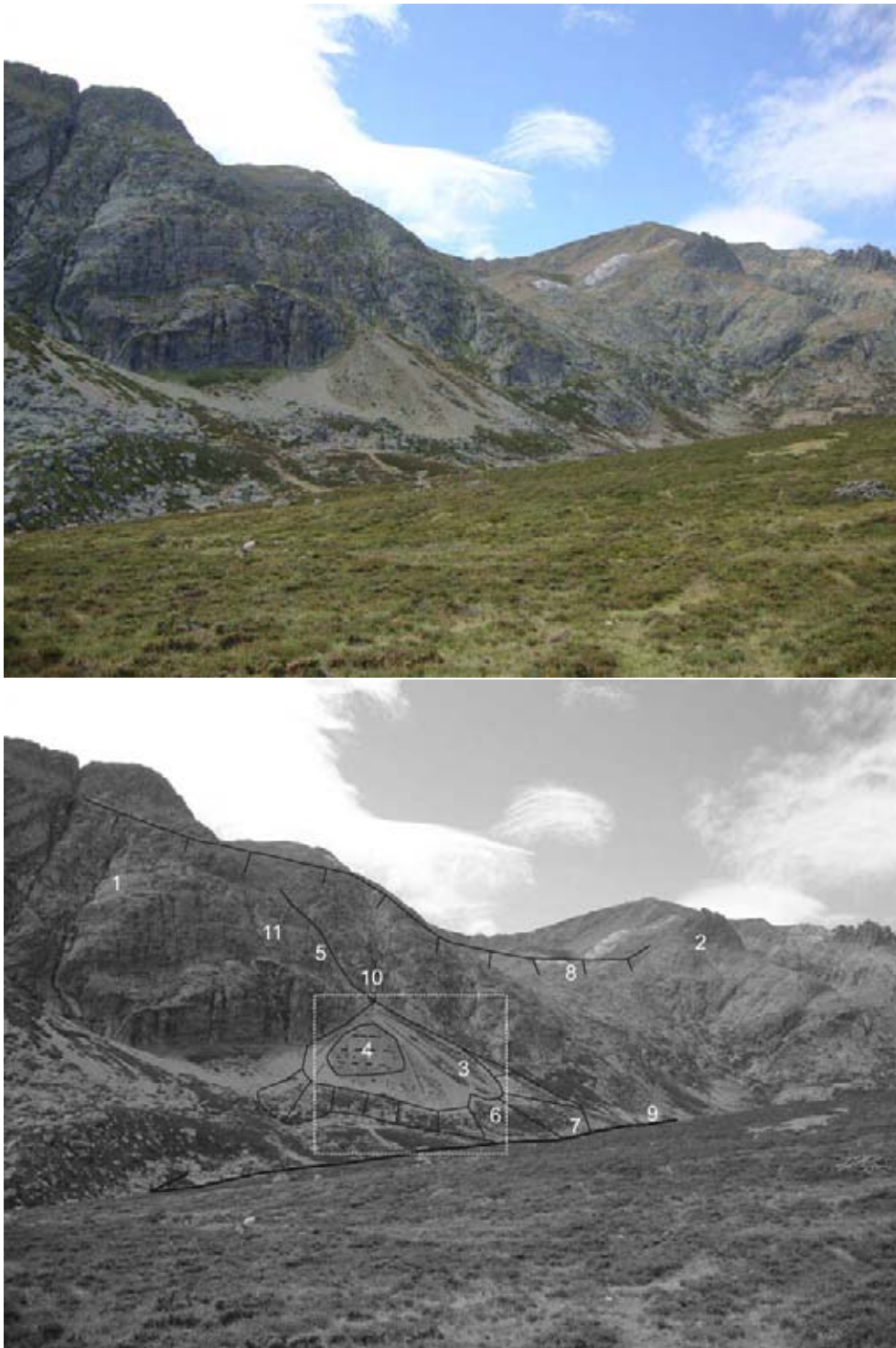


Figura 11.10: Vista hacia el SW de un lugar de geodiversidad muy alta (11) dentro del valle de Fuentes Carrionas. El recuadro corresponde aproximadamente a la hectárea cuadrada con la geodiversidad más alta. Los elementos que componen la geodiversidad son: 1. Fm. Curavacas; 2. Sinclinal de Curavacas; 3. Cono de derrubios; 4. Estrías transversales; 5. Canal de aludes; 6. Protalus lobe; 7. Río Carrión; 8. Artesa glaciar; 9. Sistema morfogénico fluvial activo; 10. Sistema morfogénico nival activo; 11. Sistema morfogénico periglacial activo.

Las áreas de geodiversidad alta, con valores entre 8 y 9 elementos por hectárea corresponden principalmente a los enclaves de alta montaña circundantes a los de muy alta geodiversidad que hemos explicado anteriormente y, secundariamente, a los fondos de valle en áreas previamente glaciadas, en los que se combinan las formas y depósitos glaciares (depósitos de till, terrazas fluvioglaciares o morrenas), los elementos hidrológicos (ríos, arroyos y fuentes, que también constituyen un sistema morfogenético activo), formas y depósitos aluviales (abanicos aluviales) y fluviales (terrazas, meandros abandonados). Así estas áreas corresponden principalmente al cordal de Peña Prieta - Alto del Ves - Hoya Continua - Curavacas, al cordal de Pico Lomas - Cuartas - Peñas Malas - Espigüete, y a los fondos de valle y tributarios Carrión (valle de Pineda, Araúz, Riuplanes...), valles cántabros de Riofrío y Cubil del Can y el leonés de Vega Naranco. Con mucha menos frecuencia hay puntos de geodiversidad alta en el valle de Cardaño. En aquellos valles labrados a favor de fallas, o en los que existen estructuras tales como ejes anticlinales, sinclinales o cabalgamientos, los valores son frecuentemente altos, como es el caso del fondo del valle de Pineda.

Las áreas con valores de geodiversidad media-alta, correspondiente a 7 elementos por hectárea, corresponden con los fondos de valle, donde la actividad fluvial actual se une a las formas y depósitos originados por la misma con anterioridad. Las áreas de geodiversidad media, que situamos entre 5 y 6 elementos por hectárea, son las que más espacio ocupan en el área de estudio. Corresponden principalmente a las medias laderas de los valles glaciados, donde no hay gran cantidad de depósitos pero subsisten formas glaciares (hombreras, artesas), algunos depósitos ocasionales, tanto glaciares (morrenas laterales) como periglaciares (campos de bloques, coluviones) y, ocasionalmente, formas gravitacionales que suman cierta variedad al conjunto. Además los cambios laterales de facies, las fallas, cabalgamientos o estructuras anticlinales y sinclinales, escarpes de falla o escarpes rocosos, introducen una mayor variedad en las laderas, que en su conjunto poseen una geodiversidad baja (Figura 11.11).



Figura 11.11: Vista hacia el SE de un lugar de geodiversidad media (6) dentro del valle de Pineda. El recuadro corresponde aproximadamente a la hectárea cuadrada con la geodiversidad media. Los elementos que componen la geodiversidad son: 1. Anticlinal de Carazo; 2. Fm. Arroyacas; 3. Valle glaciar de Pineda en Unidades Palentinas; 4. Morrena lateral; 5. Complejo de obturación lateral; 6. Coluvión.

CAPÍTULO 11. EVALUACIÓN DE LA GEODIVERSIDAD EN EL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS

Las áreas de una geodiversidad baja, entre 2 y 4 elementos por hectárea, se encuentran generalmente en las caras S de cordales en general poco destacados, laderas regularizadas que nunca han sido glaciadas y que poseen una escasa variabilidad tectónica (frentes o dorsos de crestas localmente monoclinales). Este hecho es característico por ejemplo del frente S del Curavacas, que casi en su totalidad presenta una geodiversidad baja por debajo de los 2.100 metros de altitud, las laderas S de la sierra de Oropiñas, el pico Lezna, Peña Quebrada o el Espigüete. Incluso algunas áreas glaciadas, en virtud de su monotonía morfológica, poseen una geodiversidad comparativamente baja, como ocurre a ambos lados del río Cardaño y en la vertiente septentrional del valle de Mazobre. Si a la ausencia de formas reconocibles o depósitos destacables unimos la uniformidad litológica y estructural de áreas como el sinclinal de Lechada, al N de Cardaño de Arriba, los afloramientos cuarcíticos de la ladera S del pico Lagunillas, al E de Vidrieros, o el pie meridional del Espigüete, al W de Cardaño de Abajo, encontraremos los lugares de menor geodiversidad de todo el área de estudio.



Figura 11.12: Cara S del pico Lagunillas, en la estructura del sinclinal de los Cintos. La repoblación forestal coincide con un área de geodiversidad baja, donde sólo hemos computado la citada estructura, la roca (conglomerados de la Fm. Curavacas) y la vertiente regularizada. Sin embargo algo más al S el cabalgamiento de dichos conglomerados, sobre la formación Vegamián -cuyos afloramientos se pueden ver por las manchas negras- ha dado lugar a un escarpe y a una geodiversidad más alta, llegando al nivel medio (5 elementos por hectárea).

11.7.4. La sensibilidad de la Geodiversidad

Existe un prejuicio entre los gestores del territorio de que las rocas, formas del relieve y demás elementos geológicos y geomorfológicos son básicamente robustos, sin que sea necesaria una gestión especial de los mismos (Sharples, 2002). Este mismo prejuicio se aplicó al mundo marino, dando como resultado la contaminación y destrucción de ecosistemas, el agotamiento de caladeros pesqueros o la extinción de especies animales.

El complejo abiótico es sin lugar a dudas también sensible a los impactos de la actividad antrópica, pero es necesario reconocer que no todos los elementos que lo componen lo son de igual manera. En este capítulo he defendido el uso del concepto geodiversidad con un fin conservacionista, como instrumento de protección del complejo abiótico. Es necesario profundizar en la sensibilidad de los elementos que se pretende proteger, ya que en mi opinión hay que proteger todo lo que sea imprescindible, pero no caer en una sobreprotección ambiental teórica, que finalmente es imposible llevar a la práctica. La geodiversidad, desde un punto de vista aplicado, es una método de evaluación de los elementos abióticos que existen en la superficie terrestre (Serrano y Ruiz Flaño 2007), y que por tanto son susceptibles de recibir impactos de las actividades que se desarrollan en dicha superficie. Pero en muchas ocasiones dichos elementos son muy profundos, por lo que la superficie aflorante es mínima con respecto al conjunto del elemento en sí, por lo que el impacto es mínimo para el conjunto del elemento. Serrano y Ruiz Flaño (2009) sintetizan los principales impactos de las actividades antrópicas más comunes, mientras que Rivas et al. (1997) proponen una metodología de estudio de impacto ambiental sobre las formas de relieve y depósitos superficiales. Mi objetivo es ofrecer ciertas reflexiones sobre la sensibilidad de los distintos componentes del complejo abiótico.

De entre los impactos que pueden afectar a los elementos abióticos podemos distinguir:

- Los directos, actividades o intervenciones que tienen lugar sobre el elemento mismo: obras, ocupación de la superficie, desmontes, cortes, trazado de infraestructuras, minería. . .
- Los indirectos, consecuencia de actividades que tienen lugar lejos del elemento: cambios del caudal de ríos o arroyos por obras hidrológicas, cambios en el nivel del mar o de lagos, cambios climáticos.

La graduación de impactos la voy a hacer teniendo en cuenta los dos efectos más importantes de un impacto potencial según el método CONESA Fernández-Vitoria (Granero et al. 2010): la

intensidad y la extensión. Según dichos parámetros la graduación será la siguiente:

- **Bajo:** El impacto afecta a una pequeña parte del elemento, sin un cambio considerable de la naturaleza o extensión del mismo.
- **Medio:** El impacto afecta a una parte considerable del elemento, bien sea un cambio en su naturaleza o su extensión.
- **Alto:** El impacto supone una reducción dramática de la extensión del elemento o un cambio drástico en su naturaleza.
- **Catastrófico:** El impacto supone la desaparición del elemento tal y como es.

Tabla 11.5 Sensibilidad potencial de los distintos elementos de la geodiversidad a los impactos directos e indirectos sobre los mismos basada en de Serrano y Ruiz Flaño (2007 y 2009).

Grupo	Elemento	Sensibilidad a impactos directos	Sensibilidad a impactos indirectos
<i>Topografía</i>	<i>Energía</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>
	<i>Rugosidad</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>
<i>Geología</i>	<i>Minerales</i>	<i>Medio</i>	<i>Bajo</i>
	<i>Litología (roca)</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>
	<i>Depósitos superficiales</i>	<i>Medio</i>	<i>Bajo</i>
	<i>Yacimientos fósiles</i>	<i>Alto</i>	<i>Bajo</i>
	<i>Tectónica</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>
	<i>Estructuras</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>
<i>Geomorfología</i>	<i>Morfoestructuras</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>
	<i>Sistemas morfogenéticos</i>	<i>Medio</i>	<i>Alto</i>
	<i>Procesos</i>	<i>Medio</i>	<i>Alto</i>
	<i>Formas de erosión</i>	<i>Alto</i>	<i>Medio</i>
	<i>Formas de acumulación</i>	<i>Alto</i>	<i>Medio</i>
	<i>Microformas</i>	<i>Alto</i>	<i>Alto</i>
<i>Estados</i>	<i>Agua líquida</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>

11.7. EL MAPA DE GEODIVERSIDAD DE FUENTES CARRIONAS

Grupo	Elemento	Sensibilidad a impactos directos	Sensibilidad a impactos indirectos
<i>del agua</i>	<i>Nieve</i>	<i>Bajo</i>	<i>Medio</i>
	<i>Hielo</i>	<i>Medio</i>	<i>Alto</i>
<i>Elementos hidrológicos</i>	<i>Océano</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>
	<i>Mar</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>
	<i>Ríos</i>	<i>Alto</i>	<i>Alto</i>
	<i>Glaciares</i>	<i>Medio</i>	<i>Alto</i>
	<i>Fuentes</i>	<i>Alto</i>	<i>Alto</i>
	<i>Humedales</i>	<i>Alto</i>	<i>Alto</i>
	<i>Lagos</i>	<i>Alto</i>	<i>Medio</i>
<i>Suelos</i>	<i>Suelos</i>	<i>Alto</i>	<i>Medio</i>

La Tabla 11.5 es orientativa, ya que estos impactos pueden ser de muy diversa naturaleza y hay que adaptarlos a la realidad de cada territorio. Sin embargo podemos extraer algunas conclusiones. Los elementos topográficos poseen una sensibilidad en general baja tanto a impactos directos como indirectos, ya que los efectos de éstos son locales, mientras que la rugosidad o energía del relieve es un factor regional. Lo mismo podemos decir de los elementos geológicos, prácticamente inmunes a impactos indirectos y muy poco sensibles a los impactos directos. En este grupo hay por lo menos tres excepciones: los yacimientos minerales, cuya sensibilidad a impactos directos viene determinada por la cantidad de mineral disponible, los yacimientos paleontológicos y fosilíferos, en general muy sensibles por su pequeña extensión y fragilidad, y las formaciones superficiales, que comparte características con los elementos geomorfológicos.

De entre los elementos geomorfológicos las morfoestructuras, ligadas a la tectónica, son muy poco sensibles a impactos. Los sistemas morfogenéticos activos y los procesos activos son en general poco sensibles a los impactos directos, ya que éstos son localizados y los elementos son generales, pero son altamente sensibles a los cambios ambientales indirectos, como por ejemplo los cambios climáticos, que pueden acabar con procesos y sistemas basados en la relación entre temperatura y humedad. Las formas, tanto las de erosión como las sedimentarias como las microformas son

altamente sensibles a los impactos directos, siempre en función de la extensión de éstos, ya que pueden reducir la extensión de las formas o desencadenar procesos que destruyan las mismas a medio plazo.

Los estados del agua, en general, son poco sensibles a los impactos si los tenemos en cuenta desde un punto general. Solamente la nieve y el hielo son sensibles a los impactos indirectos, sobre todo el calentamiento global. Análogamente océanos y mares son muy poco sensibles a los impactos como elemento abiótico, mientras que los ríos, arroyos, fuentes, lagos o humedales son altamente sensibles tanto a infraestructuras como a impactos indirectos (cambios climáticos, variación de aporte hídrico, variación del nivel de acuíferos...). Por últimos los suelos, debido a su carácter superficial, son altamente sensibles a cualquier infraestructura o intervención, ya que ésta suele conllevar la completa destrucción del mismo. Para los impactos indirectos los suelos tienen una sensibilidad media, ya que en muchas ocasiones son herencia de condiciones climáticas diferentes a las actuales y por tanto pueden subsistir incluso si estas condiciones cambian drásticamente, sólo serán sensibles si el impacto indirecto comporta una afección mecánica sobre el suelo (por ejemplo, aumento de erosión debido a pérdida de vegetación).

Siguiendo este método voy a evaluar la sensibilidad de los elementos que he tenido en cuenta en el cálculo de Geodiversidad del macizo de Fuentes Carrionas.

Tabla 11.6 *Sensibilidad potencial de las distintas clases de la geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas.*

ELEMENTOS	Sensibilidad a im- pactos directos	Sensibilidad a im- pactos indirectos
Geología		
Formaciones litológicas		
<i>Arroyacas</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>
<i>Carazo</i>	<i>Bajo</i>	<i>Bajo</i>
<i>Lebanza</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Abadía</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Gustalapedra</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Cardaño</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>

11.7. EL MAPA DE GEODIVERSIDAD DE FUENTES CARRIONAS

ELEMENTOS	Sensibilidad a impactos directos	Sensibilidad a impactos indirectos
<i>Murcia</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Vidrieros</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Vegamián</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Alba</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Cervera</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Calizas de Montaña</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Potes</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Dobres</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Triollo</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Curavacas (pizarras)</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Curavacas (conglomerados)</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>El Ves</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Lechada</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Stock granodiorítico de Peña Prieta</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
Morfoestructuras		
<i>Valle glaciar de Riofrío</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Valle de Naranco y frentes de Oropiñas</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Valle glaciar de Lechada</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Sinclinal del Curavacas</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Alto Cardaño</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Stock de Peña Prieta</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Valle de Pineda</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Frente de Hoya Contina-Curavacas-Lagunillas</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Valle medio de Cardaño</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Cabalgamiento del Espigüete</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
Tectónica		

CAPÍTULO 11. EVALUACIÓN DE LA GEODIVERSIDAD EN EL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS

ELEMENTOS	Sensibilidad a impactos directos	Sensibilidad a impactos indirectos
<i>Cabalgamiento sin escarpe</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Cabalgamiento con escarpe</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Cabalgamiento con escarpe inverso</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Eje anticlinal</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Eje sinclinal</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Escarpe de falla</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Falla con espejo</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Falla normal</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Grieta/diacleasa</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
Geomorfología		
Formas de origen estructural		
<i>Escarpe rocoso</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Rellano estructural</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Torreones conglomeráticos</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Tors cuarcíticos</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
Formas de origen glaciar		
<i>Artesa glaciar</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Circo glaciar</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Roca aborregada</i>	<i>Alta</i>	<i>Media</i>
<i>Morrena central</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Garganta subglacial</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Hombrera glaciar</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Umbral glaciar</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Estrías glaciares</i>	<i>Catastrófico</i>	<i>Media</i>
<i>Collado de difluencia</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Horn</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Morrena de ablación</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>

11.7. EL MAPA DE GEODIVERSIDAD DE FUENTES CARRIONAS

ELEMENTOS	Sensibilidad a impactos directos	Sensibilidad a impactos indirectos
<i>Morrena lateral</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Morrena frontal</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Lago de obturación glaciar colmatado</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Lago de obturación glaciar</i>	<i>Alta</i>	<i>Media</i>
Depósitos de origen glaciar		
<i>Terraza de kame</i>	<i>Alta</i>	<i>Media</i>
<i>Terraza fluvioglaciar</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Till indiferenciado</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Till de fondo</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Till supraglaciar</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Bloque errático</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
Formas y depósitos de origen nival		
<i>Abrasión nival</i>	<i>Catastrófico</i>	<i>Alta</i>
<i>Cono de aludes</i>	<i>Alta</i>	<i>Alta</i>
<i>Morrena de nevero</i>	<i>Catastrófico</i>	<i>Alta</i>
<i>Nevero permanente</i>	<i>Catastrófico</i>	<i>Alta</i>
<i>Nevero semipermanente</i>	<i>Catastrófico</i>	<i>Alta</i>
<i>Nicho de nivación</i>	<i>Alta</i>	<i>Media</i>
<i>Canal de aludes</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Grieta-Canal de aludes</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Nicho de nevero</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
Formas de origen periglacial		
<i>Campo de bloques</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Glacis</i>	<i>Medio</i>	<i>Bajo</i>
<i>Canchales, taludes y conos de derrubios heredados</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Coluvión</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>

CAPÍTULO 11. EVALUACIÓN DE LA GEODIVERSIDAD EN EL MACIZO DE FUENTES CARRIONAS

ELEMENTOS	Sensibilidad a impactos directos	Sensibilidad a impactos indirectos
<i>Canchales, taludes y conos activos</i>	<i>Alta</i>	<i>Alta</i>
<i>Crioturbación activa</i>	<i>Catastrófico</i>	<i>Alta</i>
<i>Estrías transversales activas</i>	<i>Alta</i>	<i>Alta</i>
<i>Terracillas activas</i>	<i>Media</i>	<i>Alta</i>
<i>Corriente de bloques</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Crioturbación inactiva</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Lóbulo protalud</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Glaciar rocoso</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Ladera de bloques</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Pedrera somital heredada</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Terracillas heredadas</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Mantos de solifluxion activos</i>	<i>Catastrófico</i>	<i>Alta</i>
<i>Mantos de solifluxion heredados</i>	<i>Catastrófico</i>	<i>Baja</i>
Formas de origen fluvial		
<i>Colada torrencial</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Escarpe de acaravamiento</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Garganta fluvial</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Límite de la erosión remontante</i>	<i>Alta</i>	<i>Alta</i>
<i>Terraza 1</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Terraza 2</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Terraza 3</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Acaravamiento</i>	<i>Baja</i>	<i>Media</i>
<i>Meandro abandonado</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Abanico nivel 1</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Abanico nivel 2</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Abanico nivel 3</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Terraza lacustre</i>	<i>Alta</i>	<i>Media</i>

11.7. EL MAPA DE GEODIVERSIDAD DE FUENTES CARRIONAS

ELEMENTOS	Sensibilidad a impactos directos	Sensibilidad a impactos indirectos
Formas de origen gravitacional		
<i>Alud de rocas</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Flujo de derrubios (forma)</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Deslizamiento rotacional</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Deslizamiento traslacional</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Desprendimiento</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Desprendimiento reciente</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Forma sackung</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Morrena derrubiada</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Cicatriz deslizamiento</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Cicatriz Sackung</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Cicatriz deslizamiento reciente</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Cicatriz desprendimiento</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Flujo de derrubios (depósito)</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Flujo de derrubios reciente</i>	<i>Alta</i>	<i>Media</i>
Formas de origen kárstico		
<i>Dolina</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Lapiaz</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
<i>Cueva</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Sima</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
Formas de origen antrópico		
<i>Mina</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Bancales</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Canales de irrigación (falta)</i>	<i>Alta</i>	<i>Baja</i>
<i>Otros Suelo sobre roca madre</i>	<i>Media</i>	<i>Baja</i>
Hidrología		
<i>Ríos y arroyos</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>

ELEMENTOS	Sensibilidad a impactos directos	Sensibilidad a impactos indirectos
<i>Fuentes</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Turberas</i>	<i>Catastrófico</i>	<i>Catastrófico</i>
Sistemas morfogénéticos activos		
<i>Sistema morfogénético nival</i>	<i>Baja</i>	<i>Alta</i>
<i>Sistema morfogénético periglacial</i>	<i>Baja</i>	<i>Alta</i>
<i>Sistema morfogénético gravitacional</i>	<i>Alta</i>	<i>Media</i>
<i>Sistema morfogénético kárstico</i>	<i>Media</i>	<i>Media</i>
<i>Sistema morfogénético fluvial</i>	<i>Alta</i>	<i>Media</i>
Edades representadas		
<i>Silúrico</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Devónico</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Carbonífero</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Pérmico</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Terciario</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>
<i>Cuaternario</i>	<i>Baja</i>	<i>Baja</i>

La inmensa mayoría de los elementos abióticos incluidos en la valoración son muy poco sensibles a impactos, lo cual ocurre también con las edades representadas. En cuanto a los sistemas morfogénéticos, el nival y el periglacial son muy dependientes de las condiciones ambientales, por lo que son muy sensibles a impactos indirectos, aunque no tanto a directos. Los sistemas morfogénéticos gravitacional y fluvial son, por el contrario, altamente sensibles a los impactos directos, que pueden desencadenar tanto un aumento como una disminución de los mismos (inestabilidad/estabilización de laderas, aumento del acarreamiento/creación de canales de escorrentía artificiales). El sistema morfogénético kárstico sólo se verá afectado por los impactos directos muy extensos, y los impactos directos afectarán al sistema a medio/largo plazo. En cuanto a la hidrología tanto ríos como arroyos o las fuentes son sensibles a los cambios ambientales y a los impactos directos, pero su abundancia hace que su existencia no corra peligro. Las turberas, sin embargo, son sistemas

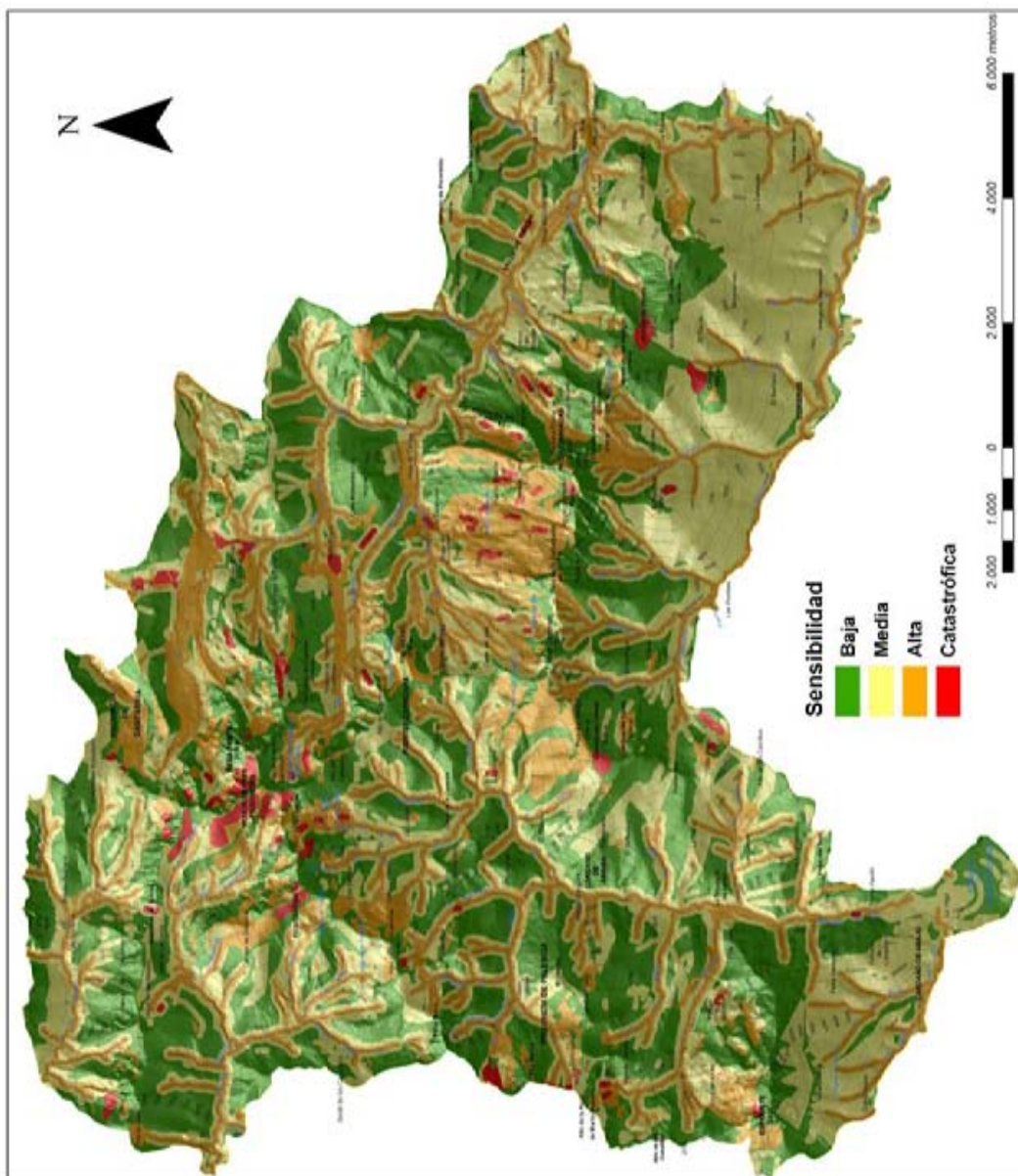
hídrico-bióticos muy sensibles a cualquier cambio ambiental o impacto directo.

En los elementos geomorfológicos hay diferencias. Todas las macroformas de erosión glaciaria (circos, artesas, umbrales. . .) son poco sensibles a impactos, tanto directos como indirectos. Esta sensibilidad se hace mayor en las mesoformas (lagos de obturación glaciaria, rocas aborregadas) y muy alta o catastrófica en las microformas, muy escasas, como es el caso de las estrías glaciares. Los depósitos y formas de acumulación son siempre sensibles a los impactos directos, y el mayor o menor grado de sensibilidad viene dado por la extensión de los mismos. Las terrazas fluviales, las laderas de bloques, los coluviones o los mantos de till son muy extensos en el macizo de Fuentes Carrionas, y por tanto su sensibilidad es media o baja, ya que si bien pueden ser totalmente destruidos puntualmente, es muy difícil que desaparezcan de todo el área de estudio. Por el contrario los bloques erráticos, lóbulos protalud, glaciares rocosos, mantos y lóbulos de soliflucción heredados o corrientes de bloques, más escasos, son por tanto más sensibles a impactos directos. Por último, en una escala de sensibilidad muy alta, o catastrófica, tenemos las formas activas nivales y periglaciares, extremadamente sensibles a impactos directos, ya que son muy poco extensas, o indirectos, ya que en ese caso cambiarían de activas a inactivas: neveros permanentes, morrenas de nevero, derrubios escalonados, terracillas activas, lóbulos de soliflucción activos o conos y taludes de derrubios activos componen los elementos de la geodiversidad más sensibles de todo el macizo de Fuentes Carrionas.

Un grupo aparte lo componen los elementos de origen gravitacional, así como las formas de erosión fluvial. Éstos, si bien son más o menos sensibles a los impactos directos en función de su extensión, pueden experimentar impactos positivos, es decir, aumentar su actividad en función de intervenciones humanas. Lo mismo puede ocurrir con los impactos indirectos, ya que los cambios ambientales pueden destruir pero también desencadenar la formación de nuevos elementos gravitacionales o formas erosivas (cárcavas, deslizamientos . . .).

Como resultado de esta evaluación de sensibilidad se han realizado mapas de sensibilidad de la geodiversidad a impactos directos e indirectos. Para ello hemos clasificado los impactos de manera numérica (de 4 a 1, de muy alto a bajo) y luego hemos unido (Dissolve en ArcGIS) todos los elementos que componen la geodiversidad. Cada lugar asume el valor del elemento con una mayor sensibilidad que se encuentra ahí. Así si por ejemplo en un lugar tenemos 5 elementos de los cuáles el que posee un valor de sensibilidad directa más alta es "Abrasión nival", con un valor 4, ese lugar tomará el valor 4, ya que un impacto potencial sobre su entorno derivará en la completa destrucción

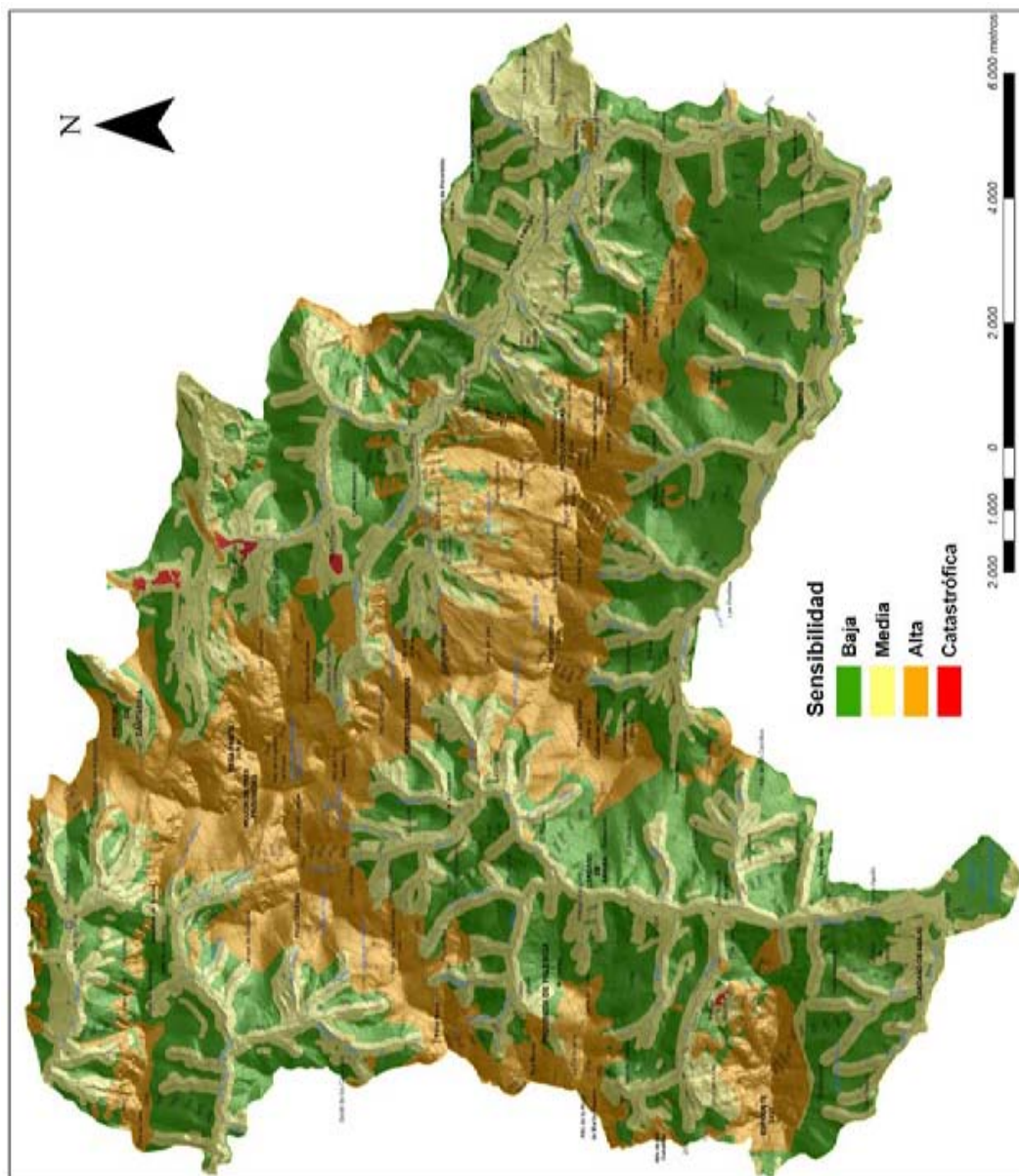
del citado elemento.



Mapa 11.6: Sensibilidad de la geodiversidad a los impactos directos dentro del macizo de Fuentes Carrionas.

Podemos concluir que son las áreas de alta montaña las que acumulan mayor sensibilidad a impactos tanto directos como indirectos, ya que en ellas se forman elementos muy sensibles a la acción directa por su escasa extensión y profundidad (como en el caso de los lúbulos de geliflujión o los neveros permanentes), y a la vez muy sensibles a las condiciones ambientales, ya que dependen del equilibrio entre el régimen de precipitaciones, sobre todo nivales, y el régimen de temperaturas. Un cuidado especial merecen los entornos de las turberas, ya que en ellas interactúan agentes geomorfológicos, hídricos y biológicos en un equilibrio que puede romperse ante cualquier intervención directa o indirecta.

Fuera de las cumbres la geodiversidad suele ser más resistente a las intervenciones directas e indirectas, ya que los elementos se hacen más frecuentes, con lo que un impacto localizado no compromete al conjunto. Además los procesos activos se reducen prácticamente a la erosión y sedimentación fluvial, lo que hace las inmediaciones de los cauces el único entorno sensible dentro de los valles, a excepción de los lugares donde se han conservado estrías glaciares, muy escasos, dado que estas formas suelen estar tapadas por suelo o depósitos superficiales, y son muy sensibles a la erosión, por lo que desaparecen rápidamente cuando son expuestas. En general las laderas son los entornos en los que la geodiversidad es menos sensible a impactos, ya que los elementos componentes de la geodiversidad que allí se encuentran poseen normalmente una extensión considerable y son bastante frecuentes en el macizo. Tal y como ocurre con la geodiversidad, las laderas afectadas por deslizamientos son las más sensibles de todo el entorno, ya que cualquier actividad que se lleve a cabo en ellas reactivará los procesos gravitacionales en el caso de que éstos hayan cesado. De la misma manera las laderas regularizadas, tanto glaciadas como no glaciadas, poseen una sensibilidad baja tanto a impactos directos como indirectos.



Mapa 11.7: Sensibilidad de los elementos abióticos a los impactos indirectos dentro del macizo de Fuentes Carrionas.

11.8. Conclusiones

A pesar de hundir sus raíces en los primeros movimientos conservacionistas a finales del S. XIX y XX, la Geoconservación es una práctica relativamente reciente. Dentro de ella tienen cabida por un lado el Patrimonio Geológico y Geomorfológico, entendido como la valoración por parte de la sociedad de elementos geológicos o geomorfológicos en función de su utilidad, y la Geodiversidad, concepto análogo al de Biodiversidad y que describe la variedad de elementos geológicos, geomorfológicos, hídricos y edáficos existentes en un territorio. La Geodiversidad tiene el valor de constituir, junto con la Biodiversidad, la Diversidad Natural. La relación entre bio y geodiversidad de un territorio no es unívoca y directa, pero está claro que en muchas ocasiones el complejo abiótico es una estructura sobre la que se asienta la biodiversidad, a la cual afecta de manera decisiva. En todo caso a mayor geodiversidad hay también una mayor diversidad natural, lo que justifica su protección. La relación entre geodiversidad y patrimonio es complementaria, la valoración patrimonial implica la identificación de lugares excepcionales, los cuáles pueden ser protegidos y puestos en valor. La geodiversidad extiende la geoconservación a todo el continuo territorial, y sirve para señalar entornos que, por su alta diversidad, merecen una valoración patrimonial. Por otro lado valoramos la geodiversidad como una cualidad intrínseca, que no necesita ser útil desde ningún punto de vista antrópico para ser protegida, sino que lo es por el mero hecho de existir.

El cálculo de geodiversidad consigue resumir todos los elementos del complejo abiótico en un solo valor, accesible para gestores ajenos a las Ciencias de la Tierra. Los métodos indirectos son adecuados para el estudio de la geodiversidad a escalas pequeñas (nacional, supranacional) mientras que los métodos directos son adecuados para escalas mayores, como la regional o local. La fórmula utilizada ha resultado de la integración de varios trabajos sobre geodiversidad, en especial el de Serrano y Ruiz Flaño (2007), y que demuestra ser útil para estudios cuyo objetivo sea comparar la geodiversidad intrínseca dentro de un área determinada. Es un método que no añade ningún descubrimiento a investigaciones previas, sino que se sirve de ellas para realizar una explotación de la información, básicamente cartográfica, y así llegar a conclusiones concretas. El uso de procesos basados en mapas ráster permite llegar al nivel de detalle máximo utilizado para delimitar las distintas clases, por lo que el análisis de la distribución, propio de índices como el de Shannon o Simpson, pierde su utilidad.

A la hora de calcular la geodiversidad hay que fijar tres parámetros básicos: el territorio a valorar, los elementos a tener en cuenta y la escala. El índice de rugosidad, que había venido siendo utilizado anteriormente, ha demostrado una nula relación estadística con la geodiversidad, por lo que desde el punto de vista matemático debería ser suprimido de la fórmula en escalas locales, aunque el razonamiento lógico de su inclusión sea acertado.

El mapa de geodiversidad intrínseca del macizo de Fuentes Carrionas demuestra que los entornos de mayor geodiversidad coinciden con las cumbres y circos glaciares, preferentemente aquellos de orientación N. En ellos existe una gran variedad de formas, depósitos y procesos que los generan y relacionan. En segundo lugar los fondos de valle, debido a la conjunción de una geología más variada y los procesos fluviales activos, son lugares de geodiversidad en general alta. Las laderas glaciadas, en especial si albergan depósitos glaciares, deslizamientos o desprendimientos -hecho que suele ocurrir en laderas con orientaciones N y fallas o cabalgamientos- son áreas de una geodiversidad media. Por último las laderas regularizadas donde no existe formación superficial o ésta se reduce a un suelo poco profundo, tanto si han estado glaciadas como si no, y que suelen presentar orientaciones S y W, son las áreas con una menor geodiversidad de todo el macizo.

Todos los elementos que intervienen en la geodiversidad no ofrecen la misma respuesta frente a impactos potenciales. Por ello hemos realizado un estudio de sensibilidad de los elementos que forman parte de la geodiversidad tanto a impactos directos como indirectos. La conclusión es que una vez más las cumbres y los circos glaciares más altos son las áreas más sensibles, ya que gran cantidad de formas activas en estos entornos dependen de un delicado equilibrio entre factores dinámicos y ambientales, y además son poco extensas y escasas dentro de la Cordillera Cantábrica. Los fondos de valles son lugares con unas condiciones de sensibilidad media, ya que por un lado los procesos fluviales pueden ser fácilmente afectados, pero por otro éstos son relativamente extensos en el área de estudio. Por último las laderas son las áreas con una sensibilidad desde el punto de vista de la geodiversidad más baja.

Como conclusión, y en busca de una utilidad del cálculo de la geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas, los circos y cumbres más altos deberían ser susceptibles de una protección adicional en función de su geodiversidad. Así mismo, en función de su sensibilidad, deberían protegerse los ámbitos con formas y procesos nivales y periglaciares activos, flujos de derrubios, estrías glaciares y turberas, por ser elementos a los que una actuación antrópica puede destruir completamente.

Conclusiones



Los objetivos fijados para esta tesis han sido los siguientes:

- Conocer la Geomorfología de esta área de alta montaña, con especial atención a los elementos de la misma que tienen que ver con la evolución ambiental desde el Último Máximo Glaciar pleistoceno hasta la actualidad.
- Realizar un mapa geomorfológico de detalle que plasme este conocimiento, mapa que en el que también primarán las formas de relieve de origen climático y dinámico.
- Establecer una secuencia morfoestratigráfica que permita conocer las relaciones entre las distintas formas de relieve.
- Describir la evolución del relieve al menos desde el Último Máximo Glaciar hasta la actualidad.
- Proponer una hipótesis cronológica para esta evolución, fundada en las relaciones morfoestratigráficas como fuente de dataciones relativas y en dataciones absolutas a partir de los depósitos disponibles, que se compararán con las hipótesis cronológicas ya publicadas en ámbitos montañosos cercanos.
- Enunciar una gradación en pisos geocológicos durante el Pleistoceno y Holoceno basándonos en los datos anteriormente expuestos.
- Establecer la gradación geocológica actual, con especial atención a los procesos de tipo periglacial y nival aún activos en Fuentes Carrionas.
- Estimar, a partir fundamentalmente del mapa geomorfológico y de los procesos activos actualmente, la geodiversidad del macizo de Fuentes Carrionas con un nivel de detalle muy alto (píxel de 1 hectárea), para elaborar finalmente un mapa de geodiversidad de Fuentes Carrionas.
- Proponer pautas de gestión del macizo en función de sus valores geomorfológicos.

12.1. El mapa geomorfológico

Como ya se expuso en una versión previa del mapa geomorfológico, que abarcaba el sector de Curavacas (Ondicol 2009), el método escogido para realizarlo tiene la ventaja de su sencillez de

lectura, ya que los colores (el elemento más sobresaliente a simple vista) se reservan para simbolizar los sistemas morfogénéticos más importantes en alta montaña. El hecho que la simbología reserve las tramas de colores para depósitos y se dejen en blanco los lugares donde domina la erosión permite estudios de suelos de pequeña escala. Además los símbolos se ajustan a la extensión de las formas, por lo que pueden hacerse estudios morfométricos como los realizados a los glaciares rocosos, los taludes de derrubios o los deslizamientos y desprendimientos. Una vez más las estructuras no han quedado bien definidas a partir del mapa geomorfológico, como tampoco lo han sido las litologías. Ello ha exigido el esfuerzo de realizar mapas alternativos de litología y estructura geológica, los cuáles, por otra parte, tienen una importancia secundaria en el modelado de las formas de este entorno (en muchas ocasiones las grandes formas, como los valles fluviales o glaciares, discurren perpendiculares a las grandes estructuras o litologías, como en el valle de Cardaño o Pineda). En total se han reflejado 3164 formas de relieve, pertenecientes a 78 tipos, repartidos en las morfogénesis estructural, fluvial, kárstica, antrópica, gravitacional, lacustre, nival, periglaciario y glaciario.

12.2. Conclusiones sobre el relieve glaciario y periglaciario

- El modelo presentado en este trabajo propone cuatro fases de equilibrio glaciario desde la máxima extensión. Empero, hay que tener en cuenta que este equilibrio no es estable en absoluto: dentro de cada fase hay una gran cantidad de pulsaciones que complican la interpretación de las mismas. Hay que comprender que la reacción de cada glaciario a los cambios ambientales es única, en especial cuando las áreas de acumulación son reducidas y no hay conexiones entre lenguas. En este sentido este trabajo propone un proceso de deglaciación más complejo en Fuentes Carrionas que el propuesto para otros macizos cercanos. Ello es así simplemente porque muchos de los trabajos realizados en macizos aledaños abarcan una extensión amplia.
- Se confirma un Último Máximo Glaciario en el MIS-3 para la Cordillera Cantábrica, coincidiendo de manera general con el evento Heinrich 4.
- Se propone un rango de edades entre **29000 y 18000 años para la fase de Retroceso I**. Esta fase no se encontraría en un momento dentro de este rango sino que abarcaría una buena parte de él, dándose por tanto como una fase de equilibrio prolongado y frentes pulsadores.

- Se propone que la fase de Retroceso II coincida con el LGM centroeuropeo, es decir, en torno a 18000 años.
- Se atribuye la Fase de Altura como Tardiglaciar, en la cual se incluyen dos subfases correlacionadas al Dryas Antiguo y Dryas Reciente.
- La variación de las temperaturas estivales es del orden de 9°C-10°C para todas las fases glaciares, siendo los cambios en el régimen de precipitaciones un factor clave para la distinta extensión de los glaciares en las diferentes fases de equilibrio glaciario.
- En general los geoindicadores periglaciares, en especial los glaciares rocosos, se ajustan al modelo de fases glaciares.
- Algunas formas periglaciares, en especial las originadas en cuarcitas, presentan grandes dificultades de ubicación morfoestratigráfica.
- La combinación del estudio de temperaturas y formas nos permite confirmar la existencia de una morfogénesis periglaciario y nival activa en las cumbres y circos de orientación N y E, sin que sea necesaria la presencia de *permafrost*.
- No existe *permafrost* a excepción de las cuevas heladas y los taludes de derrubios más altos del macizo, siempre en orientación N.
- En un nivel inferior, la combinación de la fusión nival y los procesos de hielo-deshielo estacional y diario están generando formas periglaciares como las terracillas o los lóbulos de solifluxión.
- Las formas periglaciares son relictas por debajo de entre los 1400 y 1900 metros, dependiendo de la orientación.
- La morfogénesis gravitacional, en muchos casos herencia de las fases paraglaciares, es así mismo activa, debido principalmente a la erosión fluvial sobre las laderas previamente inestabilizadas.

12.3. La evolución del relieve y los dominios geocológicos

A continuación se relata la evolución del relieve en Fuentes Carrionas desde un punto de vista dinámico y climático, es decir, consecuente con la evolución ambiental finpleistocena y holocena.

12.3. LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE Y LOS DOMINIOS GEOECOLÓGICOS

Los distintos dominios o pisos geoecológicos que hemos utilizado están determinados a partir de geoindicadores, algunos de los cuáles se detallan en el siguiente cuadro, expuesto también en el capítulo de periglaciario. Hay que tener en cuenta que cuando hablemos de piso “crionival” hasta el Holoceno nos referiremos a la “alta montaña rocosa superior” (Serrano y Agudo 1998), mientras que a partir del Holoceno y sobre todo en el presente este apelativo concierne a la “alta montaña rocosa media”, descrita por los mismos autores en Pirineos.

Tabla 12.1 Dominios geocológicos de Alta Montaña según algunos autores.

T² media anual	permafrost	Procesos dominantes	Formas de relieve	Pisos morfológicos (Chardon 1984 a y b).	Pisos (Serrano y Agudo 1998)	Dominio (Serrano et al. 2000).
- 8° C	Continuo	Glaciares, gelifracción, geliflujión. Flujos de derrubios.	Horns. Taludes de derrubios. Glaciares blancos.	Glacionival	Alta montaña glaciada.	Glacionival
- 4° C	Continuo discontinuo	Gelifracción, geliflujión, crioturbación. Flujos de derrubios.	Glaciares blancos. Taludes de derrubios activos. Glaciares rocosos activos, protalus ramparts. Neve-ros permanentes.	Supraperiglacial	Alta montaña rocosa superior	Crionival
- 2° C	Discontinuo Esporádico	Gelifracción, geliflujión, nivación y aludes. Flujos de derrubios.	Neveros permanentes. Glaciares rocosos activos. Glaciares rocosos inactivos o relictos. Sue-los ordenados. Taludes de derrubios activos / inactivos.	Periglacial tipo	Alta montaña rocosa media	Crionival

12.3. LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE Y LOS DOMINIOS GEOECOLÓGICOS

T ² media anual	permafrost	Procesos dominantes	Formas de relieve	Pisos morfológicos (Chardon 1984 a y b).	Pisos (Serrano y Agudo 1998)	Dominio (Serrano et al. 2000).
+2° C	Esporádico	Nivación, aludes, geliflujación y geliflujación. Soliflujación, movimientos en masa, aludes. Arroyamiento.	Suelos ordenados Glaciares rocosos inactivos o relictos. Terracitas, mantos de soliflujación. Taludes de derrubios inactivos. Deslizamientos.		Alta montaña rocosa inferior	Nivoperiglacial o alpino.
		Soliflujación, creeping, arroyamiento concentrado y difuso. Edafogénesis. Regulación de vertientes.	Vertientes regularizadas. Terracitas y mantos de soliflujación relictos. Canales de aludes. Deslizamientos, llanuras aluviales.	Infraperiglacial	Transición alta - media montaña	Alpino Subalpino

12.3.1. La evolución del relieve a finales del Pleistoceno

En el **Pleistoceno Superior** el sector de Fuentes Carrionas presentaba ya las mismas características generales de relieve que actualmente. La red hídrica estaba conformada al igual que la actual, y las capturas fluviales de la red del Deva hacia la red del Duero ya se habían realizado, ya que los glaciares del UMG se adaptan a las mismas. Las laderas presentaban un perfil regularizado, fruto de una larga evolución de las mismas, cuya herencia es todavía visible en la cara S del pico Lagunillas, en la cara W del cordal Alto Prieto-Canchas de Ojeda o en la S de la Sierra de Oropiñas. El fondo de valle se encontraba más alto que el actual, ya que existen retazos de terrazas colgadas en el valle de Lechada (fuera del área de estudio). Las laderas conectaban con estos fondos mediante glaciares de erosión. Es evidente que las glaciaciones previas al Último Máximo Glaciar tuvieron una incidencia en Fuentes Carrionas, pero, más allá de retazos indirectos, no podemos enunciar una hipótesis sobre su alcance. En todo caso los circos glaciares ya estarían formados, y funcionarían privilegiando la acumulación nival en los mismos durante la primera fase glaciar estudiada. También el gran deslizamiento de Horca de Lores pudo deberse a la relajación de la presión glaciar en una fase pleistocena anterior al Último Máximo Glaciar.

Entre los 40.000 - 36.000 años BP las condiciones ambientales son de un frío intenso, con temperaturas veraniegas del orden de 9,5°C-10°C más bajas que en la actualidad, con unas precipitaciones algo superiores a las actuales. Dichas condiciones y fechas han sido confirmadas en las inmediaciones mediante registros glaciares y por otros proxies paleoclimáticos (Uzquiano et al. 2011).

Debido a estas condiciones ambientales se desarrolló en torno a las cumbres de Fuentes Carrionas un campo de hielo, cuyo centro situamos en el sector de Tres Provincias, y que rebasaba, mediante múltiples collados de transfluencia, en lenguas hacia los valles de río Frío, Pedro Hernando, la Viña y Castrejón en la red del Deva, Lechada y Naranco en la red del Esla y Cardaño y Pineda en la cabecera del Carrión. Dicho glaciar, cuyo espesor ha sido calculado en más de 300 metros en el sector de Vega de Cantos, descendía hasta altitudes moderadas, alrededor de los 1400 metros en los valles de la red del Duero, y seguramente por debajo de los 1300 metros en los valles de la red del Deva, donde las pendientes son mayores, pero los procesos postglaciares han borrado gran cantidad de restos glaciares.

Por encima del hielo sobresalían *nunataks* como los de Tres Provincias, Tío Celestino, Hoya

Contina o Alto del Navarro, algunos de los cuáles presentan formas periglaciares adscritas a dicha fase. Solamente las caras S del Curavacas, Espigüete y sierra de Oropiñas se encontraban deglaciadas mayoritariamente, ya que aunque había pequeños glaciares de circo, la inmensa mayoría de dichas laderas carecía de hielo superficial permanente. Tanto en estos lugares como en los valles no glaciados las condiciones eran periglaciares y rigurosas, hasta el punto que podemos proponer que todo el área de estudio se encontraba por encima del límite inferior del *permafrost* discontinuo, y prácticamente todos los cordales estaban dentro del dominio glacionival, la Alta Montaña Glaciada.

Como resultado de esta dinámica se originaron las siguientes formas: en los valles, por encima de los 1700 metros de altitud, los glaciares excavan circos, umbrales y artesas glaciares, en general adaptándose al relieve previo y en ocasiones superándolo, como en las transfluencias del Boquerón de Bobias, la Viña o la difluencia de Reñuela. Por debajo de este límite en las laderas los glaciares comienzan a depositar mantos de till, que en ocasiones cierran el drenaje de valles laterales, como se ha podido demostrar en Río Chico, Lamas y Vega Redonda o se supone en el valle de Araúz. Finalmente hay morrenas frontales y frontolaterales, muy afectadas por la erosión, en todos los valles estudiados a excepción de los de la red del Deva. Cabe destacar por su volumen la morrena lateral de Cardaño de Abajo, sobre la que se ubica el pueblo, y que cerró el valle del Río Chico. Aguas abajo de estas morrenas frontales el paso del transporte por el hielo al transporte organizado por el agua de fusión origina una zona crítica, escenario de una gran actividad morfogenética, principalmente en cuanto a formas de acumulación (Tricart 1963): es el ámbito proglaciar. Durante el UMG en este ámbito se depositaron terrazas proglaciares como las de Puente Teblo en el Carrión o Prados de la Vega (fuera del área de estudio) en el valle de Lechada.

Tanto en las crestas como en las laderas no glaciadas las condiciones periglaciares, con *permafrost* continuo, originaron la efectividad de procesos como la crioclastia, crioturbación y geliflujión. En las crestas cuarcíticas se forman campos de bloques, que a medida que la pendiente aumenta evolucionan a laderas de bloques y, en lugares determinados, a corrientes de bloques. En las laderas de areniscas, conglomerados y pizarras se forman coluviones a favor de una mayor disponibilidad de material fino. Al pie de los cantiles calizos del Espigüete, y también en los entornos pizarrosos de Lechada o Cardaño de Abajo la crioclastia permite el depósito de derrubios ordenados (tanto cementados como sueltos). Por último al pie del frente conglomerático del Curavacas comienzan a depositarse conos y taludes de derrubios, alimentados por aludes y por caída de bloques, que son

a su vez retocados por flujos de derrubios.

Inmediatamente después de que el hielo del UMG comienza a retirarse se dan en las laderas procesos desencadenados por la relajación de la presión ejercida por los glaciares, la fusión del *permafrost* y la exposición de formaciones sueltas a la erosión torrencial, en lo que vamos a llamar la **primera fase paraglaciar**.

La desaparición del hielo por fusión en el frente glaciar origina una zona crítica, caracterizada por un cambio de procesos: En este ámbito se desarrollan ciertas formas de acumulación fluvial, torrencial y lacustre específicas. Todos estos depósitos se forman dentro de lo que se ha llamado periodo “paraglaciar” (Ballantyne 2002), entendido como el intervalo de tiempo en el que operan procesos proglaciares, periglaciares, fluviales y gravitacionales en los lugares ocupados por el antiguo glaciar, y que están relacionados directamente con la antigua presencia de hielo. Es un momento de reajuste desde las condiciones glaciares previas a las condiciones no glaciares. Dentro de este periodo paraglaciar las laderas alcanzan un punto de equilibrio en un intervalo de tiempo relativamente corto, mientras que los sistemas fluviales y torrenciales proglaciares pueden estar removiendo material glaciogénico más de 10000 años después de la deglaciación. Es por ello que, en la mayoría de los casos, no podemos asegurar la datación de las formas resultantes más allá de que han sido originadas después de una fase glaciar.

En concreto posteriormente al UMG hay una fase de actividad de movimientos en masa en las laderas deglaciadas. En las inmediaciones del frente glaciar de Cardaño de Abajo se producen los deslizamientos de Cardaño de Abajo 1, 3 y 4. En el deslizamiento de Horca de Lores se produce un evento secundario que afecta principalmente a material glaciar, y las morrenas laterales de Pineda, entre Santa Marina y la Rabina, también son afectadas por deslizamientos. En Valdenievas se origina un deslizamiento en cuya cicatriz se formará el protalus lobe del mismo nombre.

Después de esta fase de Máximo Glaciar se desarrolla una fase de equilibrio más prolongada y pulsante, que hemos nombrado **fase de Retroceso I**. Al carecer de una datación directa fiable de esta fase, solamente podemos aventurar que ocurrió en la transición entre el MIS 3 y MIS 2, entre los 36.000 y 20.000 años BP, aunque debido a este carácter pulsante bien podría haberse desarrollado a lo largo de ese periodo. La fase de Retroceso I se caracterizó por unas condiciones ambientales muy parecidas a las del UMG. Las temperaturas permanecerían parecidas a las de la fase anterior, entre 9,5°C y 10°C más bajas que las actuales, pero con unas precipitaciones algo inferiores a las de la fase anteriores, aunque superiores a la actualidad. Esta aproximación paleoclimática ha de

tenerse en cuenta que se ha elaborado con la pulsación más exterior de esta fase, por tanto la más próxima al UMG. Posiblemente en otras pulsaciones las temperaturas fueran más suaves, lo que concuerda con un ascenso general de los dominios geoecológicos de Alta Montaña.

Como resultado de las condiciones glaciares durante esta fase los glaciares poseen un desarrollo longitudinal parecido, pero un espesor decididamente menor. Así los glaciares de Lechada, Naranco, Cardaño y Carrión retroceden apenas 500 metros con respecto al UMG, pero el espesor de hielo en Vega de Cantos es de 200 metros. El resultado de esta situación es que la ELA, a pesar de la menor superficie glaciada, desciende, ya que la mayoría del hielo transcurre a menor altitud que en la fase anterior, donde había un gran campo de hielo a aproximadamente 1700 metros de altitud en Fuentes Carrionas - Riofrío. Como hipótesis de este hecho hemos propuesto el aporte de derrubios desde las paredes deglaciadas entre ambas fases, por lo que los glaciares de Fuentes Carrionas serían “glaciares negros”, con un manto de derrubios que los protegían de la fusión. Esta hipótesis concuerda con los extensos complejos morrénicos frontales que depositaron algunos de estos glaciares. El dominio glacionival prácticamente desaparece de las caras S, mientras que se mantiene por encima de los 1800 metros en las caras N y E, donde las condiciones siguen siendo favorables al glaciario, y asciende alrededor de los 2000 metros en la cara W. Los pequeños glaciares orientales del cordal Alto Prieto-Hoya Contina desaparecen, y algunos de los circos más bajos, como los de la cara E del Alto de Velasco, en el valle de Concejo, dejan de funcionar como áreas de acumulación de hielo. El límite inferior del medio periglacial puede establecerse en los 1554 metros en la cara N, ascendiendo hasta los 1712 en la cara E y alrededor de 2200 metros en la cara S y 1900 en la cara W. Por tanto las laderas bajas de orientación meridional y los fondos de valle no glaciados estarían ya en un ambiente nivoperiglacial, con ausencia de *permafrost* o *permafrost* esporádico.

La morfogénesis correspondiente a esta fase es predominantemente glacial. La labor erosiva continúa en algunas laderas, y podemos encontrar ejemplos de artesis glaciares dobles, como en Vega de Cantos o el valle de Riofrío. Sin embargo la mayoría de las formas correspondientes a esta fase son de acumulación. Los complejos morrénicos frontales presentan hasta 11 morrenas frontales, como el caso del de Vega Naranco, y se desarrollan durante más de 1 km. de longitud, como los de Cardaño y Pineda. En las laderas se depositan espesas morrenas laterales, como en el valle de Reñuela, en la margen meridional del valle de Pineda en Santa Marina, o en las laderas meridionales

de la sierra de Oropiñas, en el valle de Lechada. Algunas de estas morrenas continúan cerrando valles laterales, como el de Río Chico, Arilla o Lamas. En el sector de Los Pozos las dos morrenas laterales de Fuentes Carrionas y Reñuela cierran un lago, hoy ocupado por una turbera.

Simultáneamente a esta morfogénesis glaciaria comienza a desarrollarse una morfogénesis periglaciaria en laderas con *permafrost*. El lóbulo protalud de Valdenievas y el glaciar rocoso de Curruquilla S se forman en esta fase. En la ladera meridional del pico de la Devesa ocurren flujos de derrubios, que también continúan activos en la ladera S del Curavacas, donde los taludes de derrubios al pie de los canales de aludes son cada vez más espesos. Por último la actividad fluvial y fluvioglaciaria sigue depositando terrazas y abanicos, como el del valle de Calero, que fosiliza parcialmente los restos glaciares del UMG en el Carrión.

La retirada de los hielos hacia posiciones interiores pudo producirse alrededor de 25.000-20.000 años BP. A medida que los glaciares retrocedían las laderas y los fondos de valles presentaban una morfología claramente inadaptada a las condiciones ambientales: laderas con pendientes abruptas por erosión glaciár, cubiertas por espesos y sueltos mantos de till, valles laterales cuya circulación estaba interrumpida por inestables cordones morrénicos y complejos morrénicos frontales que interrumpían la circulación en los grandes valles. Esta situación desencadena la **segunda fase para-glaciár**, la más intensa de todas las que afectan a Fuentes Carrionas. Durante esta fase la respuesta de las laderas es de dos tipos.

En las laderas con una estructura geológica estable, como las excavadas en el sinclinal de Lechada - Curavacas, o en general las laderas del valle de Cardaño, se generan deslizamientos traslacionales y flujos de derrubios que afectan a los mantos de till y los cordones morrénicos. En esta fase se conforma principalmente la morfología actual del valle de Reñuela, ocurren los flujos de derrubios de Lechada y Concejo, el gran deslizamiento de Lezna S que cierra la Vega de Cantos creando un lago, y se destruyen los complejos de obturación de la margen oriental del valle de Cardaño, construyéndose los espesos abanicos aluviales de Lamas, el Pando y Valdepila.

En las laderas con estructuras geológicas complejas, abundancia de fallas, alternancia de rocas o buzamientos paralelos a la pendiente la dinámica paraglaciar afecta también al sustrato, dándose deslizamientos más profundos. En la ladera N de Peña Quebrada al menos los deslizamientos de tipo *sackung* de Q.12 y Q.15 comienzan a ser activos durante esta fase. En Riuplanes el gran deslizamiento de Riuplanes 3 (y el secundario de Riuplanes 2) pueden ascribirse a esta fase. En algunos sectores del valle de Cardaño también encontramos deslizamientos profundos, como el de Puente Agudín, que afecta a calizas, el de Tío Navarro, en conglomerados o el de Cardaño de Arriba en pizarras.

Esta actividad geomorfológica en las laderas (unida a la emisión de sedimentos proglaaciares, ya que todavía había glaciares por encima de los 1800 metros, como veremos más adelante), tiene su reflejo en el fondo de los valles. Por un lado existían en este momento lagos cerrados por los complejos morrénicos de los glaciares de la fase de Retroceso I, como el de Vega Naranco, el de Santa Marina en el Carrión, el de los Pozos ya citado o, posiblemente, al SE de Cardaño de Abajo (recordemos que al W de esta localidad el lago de río Chico seguía existiendo). Por otro todos los materiales desalojados de las laderas se acumulan en el fondo del valle, originando el nivel de

terrazas y abanicos aluviales más alto que encontramos actualmente, entre 5 y 10 metros por encima del nivel de base actual.

Entre 20.000 y 18.000 años BP tiene lugar una nueva crisis climática, considerada la etapa de mayor extensión del glaciario en Europa. Es una fase extremadamente fría, pero a la vez más seca que las anteriores, en la que hemos estimado que las temperaturas serían unos 10°C más frías que las actuales en Fuentes Carrionas, para una precipitación parecida. Hemos nombrado este periodo como **fase de Retroceso II**.

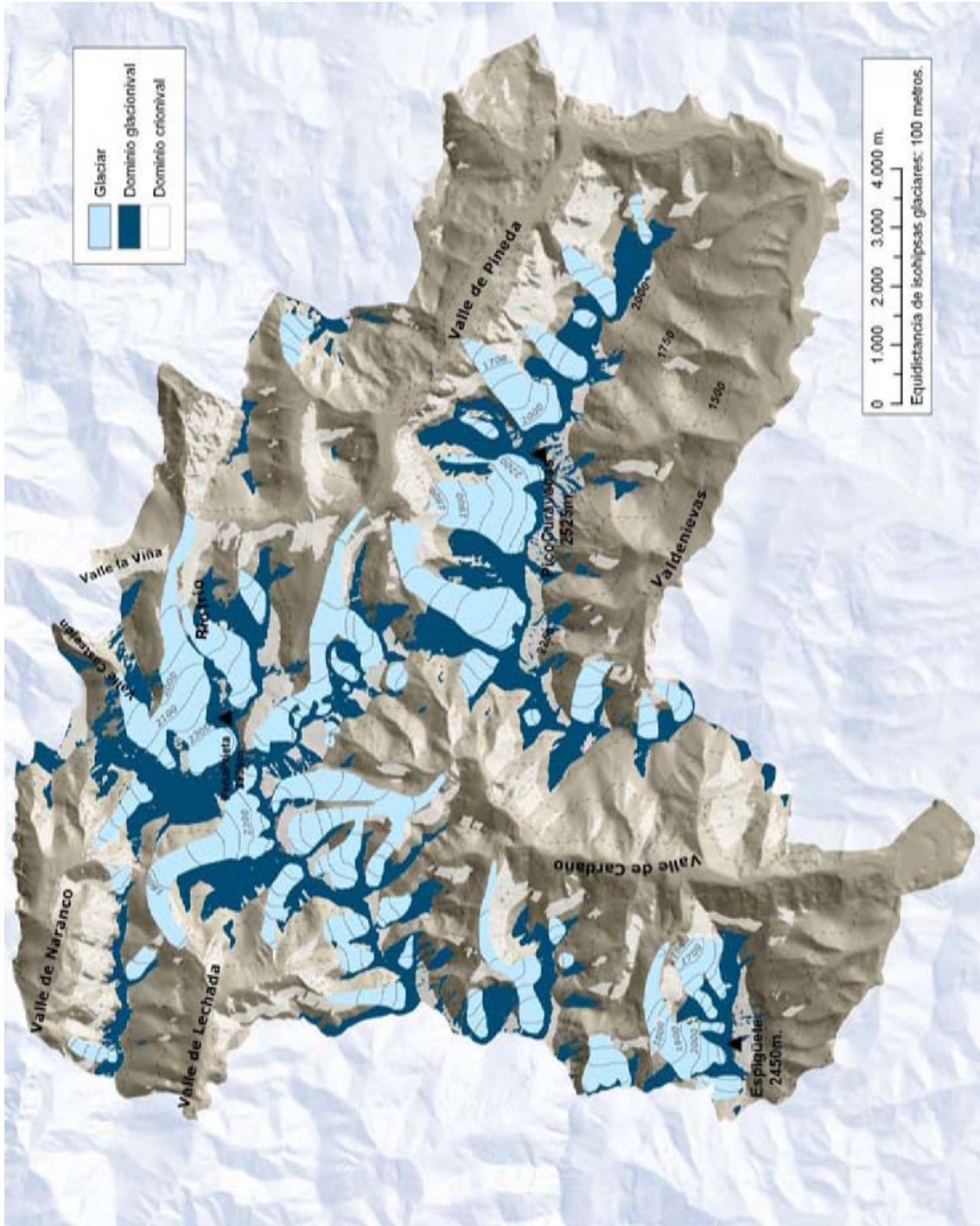
Esta fase está caracterizada por un retroceso acusado de los frentes glaciares. La mayoría de los glaciares de Fuentes Carrionas pasan a desaparecer de los colectores principales (valles de Riofrío, Pineda, Cardaño, Lechada y Naranco) para quedar acantonados en los valles tributarios, en forma de pequeños glaciares de valle con unos pocos kilómetros de longitud. Altitudinalmente la mayoría de los frentes se sitúan entre los 1600 y 1800 metros de altitud. Transfluencias, difluencias y confluencias prácticamente desaparecen: los glaciares responderán a los cambios climáticos de manera individualizada, en función de su propia topografía y orientación. Los espesores también disminuyen radicalmente, sin lenguas glaciares que lleguen a los 100 metros de espesor de hielo. El *icefield* de Tres Provincias también ha desaparecido.

Por otro lado este periodo es fuertemente pulsante, aunque hay que tener en cuenta que a medida que nos acercamos al presente los restos glaciares están mejor conservados. En especial los glaciares de Riofrío y Cardaño poseen un registro de depósitos y formas muy rico, que nos indica la existencia de al menos tres pulsaciones principales. El dominio glacionival se reduce a los espacios por encima de los 1900 metros en las caras N y E, por encima de los 2100 metros en las caras W, y desaparece en las caras S. El límite inferior del medio crionival (la alta montaña periglacial) se encuentra alrededor de 1700 metros en cara N, y 1780 metros en cara E. Esta fase es la peor representada en cuanto a geoindicadores periglaciares, no habiendo ningún glaciar rocoso que podamos adscribir con seguridad (los glaciares rocosos de Valdenievas y Tres Provincias pudieron originarse y ser activos tanto en esta fase como en la anterior, y el segundo incluso posteriormente).

Como consecuencia de estas condiciones se da un cambio de una situación anterior de erosión glaciar dominante en los valles, a otra en la que los glaciares depositarán gran cantidad de sedimentos glaciares y yuxtaglaciares (morrenas, mantos de till, terrazas fluvio-glaciares) en el interior de los valles. Ello va a conllevar una vez más la interrupción generalizada de la dinámica hidrológi-

ca preglaciar, y por tanto la posterior formación de gran cantidad de lagos, muchos de ellos hoy colmatados.

Los glaciares de Naranco y Lechada quedan acantonados por encima del umbral de contacto con el fondo de valle, el primero alimentando el lago de Vega Naranco, el segundo construyendo un complejo morrénico frontal por encima de 1700 metros. Una morrena lateral del glaciar de Lechada provocará la formación de la laguna de Hoyo Empedrado. Los glaciares de Cardaño y Riofrío depositan morrenas frontales y laterales. En el primero de los casos establecer la fase en que los distintos glaciares de circo se individualizan, construyendo la terraza proglaciar de las Lomas, mientras que los glaciares anteriormente tributarios (Valcabe y Espigüete N) depositan las morrenas del Chozo de Valcabe y del refugio de Mazobre. En el segundo el glaciar de Riofrío construye los complejos morrénicos de Vega la Canal y la Viña, y dos complejos sucesivos más internos, además de la voluminosa morrena central de Riofrío. El resultado es que se forman lagos en la Viña, en Vega la Canal y dos más en Riofrío, hoy colmatados y ocupados por turberas. En el valle del Carrión se forman morrenas frontales y frontolaterales por encima del umbral de contacto con Vega la Canal, que en este momento sería un lago proglaciar. Una de estas morrenas es la responsable del cierre del Pozo Curavacas. Aguas abajo del Estrecho el glaciar del Hospital deposita una morrena frontal prácticamente en el fondo del valle de Pineda, mientras que los demás glaciares depositan morrenas frontolaterales en los valles interiores. En Santa Marina encontraríamos otro lago, originado por la obturación de las morrenas de la fase glaciar anterior. Por último en Valdenievas el glaciar de valle habría desaparecido, y solamente quedaban glaciares de circo que depositaron morrenas frontales al pie de los mismos. Las aguas de fusión de todos estos glaciares seguirían contribuyendo a colmatar los lagos existentes, por un lado, y por otro a formar el nivel de terraza +10 anteriormente mencionado.



Mapa 12.4: Distribución de los distintos pisos geoclimáticos durante la Fase de Retroceso II en Fuentes Carrionas.

La **etapa paraglaciar** posterior no tiene la misma entidad que las anteriores, ya que la mayoría de la superficie estaba deglaciarada en fases anteriores. En Lechada a medida que el glaciar retrocedía desde la etapa de Retroceso II, se formó un lago cerrado por el complejo morrénico de esta fase, que rápidamente fue colmatado por sedimentos provenientes de dicho valle y del de Hoya Santiaguín. Este proceso también se da en Vega de Cantos, con la progresiva colmatación del lago existente aquí. En Riofrío y Fuentes Carrionas encontramos deslizamientos traslacionales que afectan a mantos de till. Es posible que los *sackungen* de Riuplanes 7 y 9 comenzaran a moverse en este momento. El evento más importante es el gran deslizamiento de Quebrada 1, que inestabiliza toda la cara N de Peña Quebrada, pero originado por una acumulación de factores, como el retroceso glaciar, la erosión remontante, y la fusión del *permafrost*, ejercidos sobre un área tectónicamente inestable.

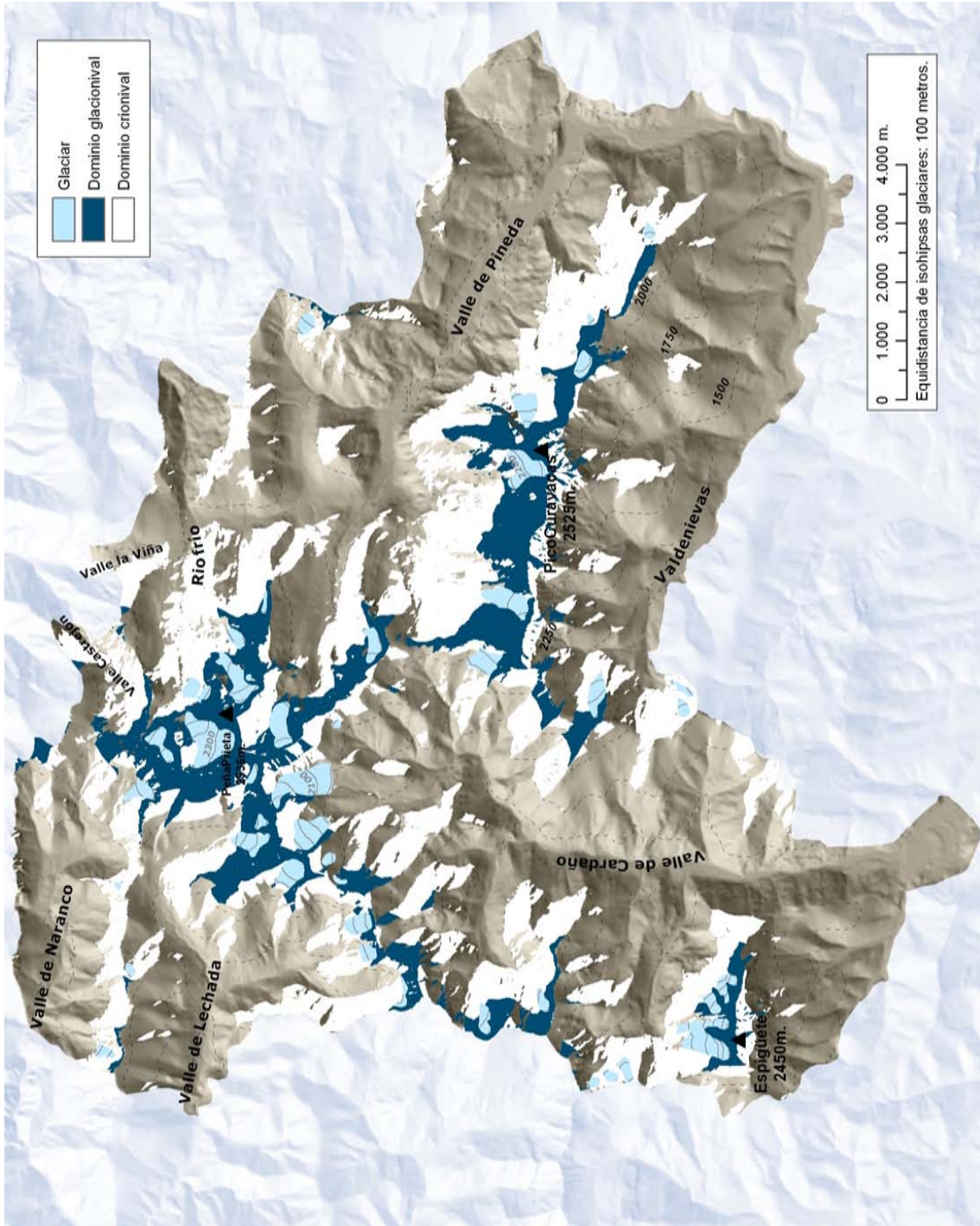
La última fase glaciar dentro de Fuentes Carrionas la hemos llamado **Fase de Altura**. Dicha fase puede distinguirse a su vez en dos subfases o estadios, para las que no poseemos dataciones directas. Existen multitud de trabajos que detallan una crisis climática repentina (el evento Heinrich 1, también conocido como Dryas Antiguo) ocurrida hace alrededor de 16.000 años y de escasa duración, caracterizada por temperaturas muy bajas y una escasa precipitación, en la cual la vegetación dominante fue de tipo estepa (Jalut et al. 2010, Serrano et al. 2011a). Hemos correlacionado ese evento con la Fase de Altura (estadio o **subfase I**). Las temperaturas en este momento serían entre 9,5°C y 10°C más bajas que las actuales, con unas precipitaciones alrededor de un 20 % inferiores.

Como resultado de estas condiciones el dominio glacionival se reduce drásticamente por encima de los 2050 metros en las caras N y E, las más favorables, y por encima de los 2250 metros en la cara W. Por el contrario las condiciones frías y secas originan un amplio dominio crionival, cuyo límite inferior es prácticamente igual al de la fase de Retroceso II: 1750 metros en la cara N, 1720 en la cara E, 2200 metros en la cara S y 2100 metros en la cara W.

Durante esta fase los glaciares (mal alimentados por las escasas nevadas), se acantonan al pie de los circos, por lo que muy pocos superan un desarrollo longitudinal de más de 1 kilómetro, con frentes glaciares alrededor de los 1900 - 2000 metros de altitud en las orientaciones favorables y alrededor de 2100 metros en orientaciones W con crestas a gran altitud. No hay ya glaciares en caras S y W con crestas por debajo de los 2300 metros de altitud. Por el contrario son abundantes los

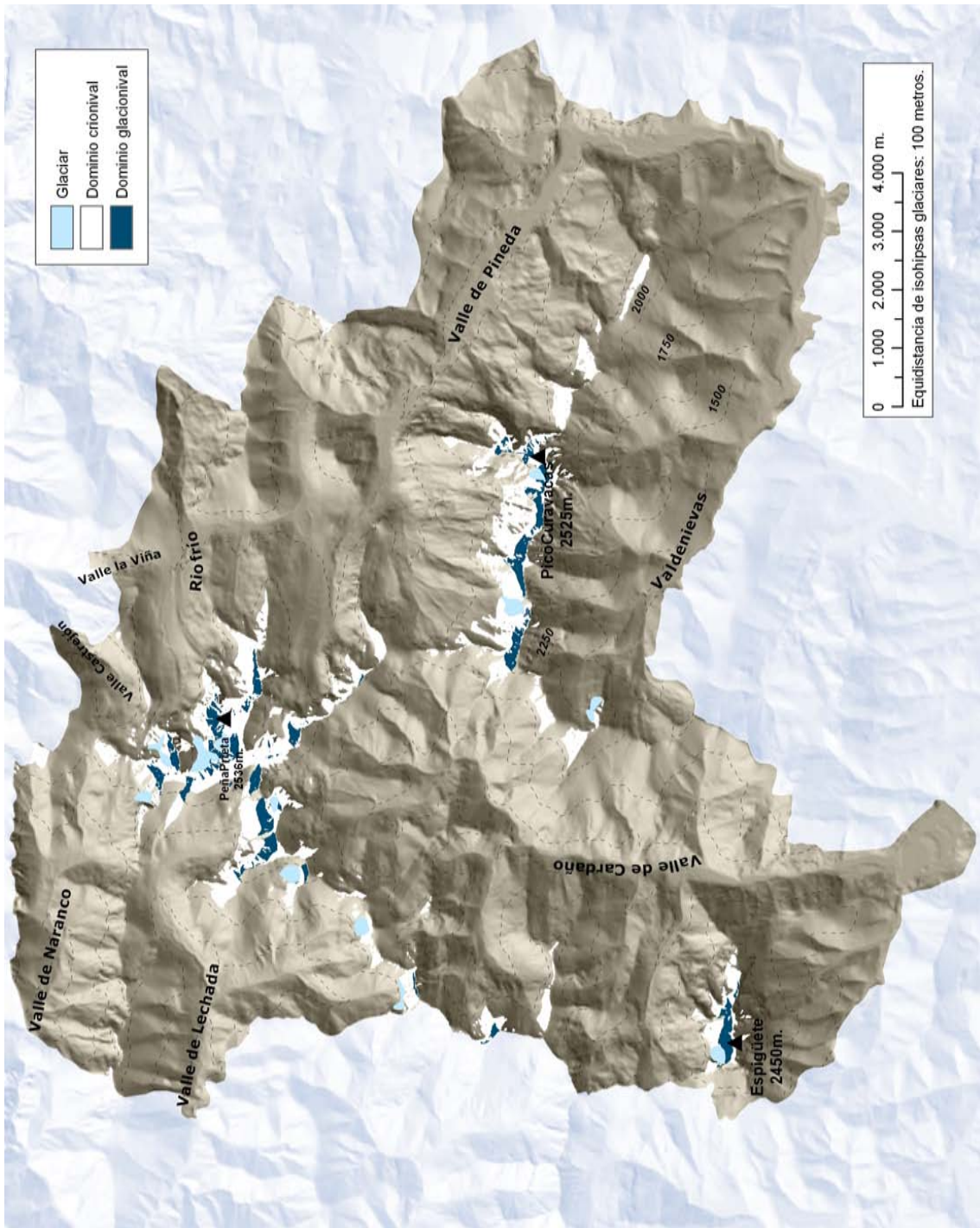
12.3. LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE Y LOS DOMINIOS GEOECOLÓGICOS

glaciares rocosos, originados bien a partir de morrenas glaciares, bien al pie de taludes de derrubios, que en esta etapa son especialmente activos. Las morrenas frontales que cierran los circos, o la sobreexvacación glacial, provocarán la formación de lagos de montaña, la mayoría de los cuales existen actualmente: los Hoyos de Vargas, la laguna de Frontilo, el Pozo de las Lomas, las lagunas de Hoya Calderona y Hoya Contina, los pozos de los Altares, la laguna de Fuentes Carrionas, la laguna baja del Ves, el Hoyo Muerto, el Pozo Oscuro y la de Lagunillas.



Mapa 12.5: Distribución de los distintos pisos geológicos durante la Fase de Altura I (Dryas Antiguo) en Fuentes Carrionas.

Muy cercano en el tiempo, la **subfase II** ocurrió durante el Dryas Reciente (11.000-10.000 BP) es la última fase fría pleistocena. Es también una fase fría y seca, con temperaturas medias que en Fuentes Carrionas fueron entre 7,5° y 8° grados menores a las actuales, para unas precipitaciones parecidas a las del Dryas Antiguo. El macizo está prácticamente deglaciado, ya que solamente hay pequeños glaciares de circo en orientaciones N y NE, con un piso glacionival a 2250 metros en estas orientaciones. El piso crionival asciende hasta los 2050 metros en cara N y 2140 metros en cara SW, por lo que extrapolamos límites aproximados a 2200 metros en cara E y casi 2300 metros en cara W. La cara S carece de formas propias del piso crionival superior o supraperglaciario (Chardon 1984a,1984b). Parece evidente que hubiese sin embargo un medio periglaciario tipo o al menos infraperiglaciario, aunque no podemos delimitar su límite inferior. En esta subfase se generarían glaciares rocosos al pie de algunos de los cantiles más altos, muchas veces en márgenes glaciares, como el de Hoyos de Vargas o el de Hoyo Empedrado. También se formaron morrenas frontales adosadas a las paredes de los circos como la del Espigüete N a 2050 la del Curavacas N a 2060, o las bellas morrenas granodioríticas de Fuentes Carrionas. En general sería una fase de actividad de los taludes de derrubios en estos circos de altura, algunos, como veremos, alimentados por desprendimientos.



Mapa 12.6: Distribución de los distintos pisos geoclimáticos durante la Fase de Altura II en Fuentes Carrionas .

Durante esta Fase de Altura -sin que podamos precisar si ocurrió durante, entre, o después de los estadios propuestos- encontramos una tercera fase paraglaciar, aunque en este caso podría llamarse una *fase paraperiglaciaria* o simplemente una fase de actividad en las laderas. Por un lado las condiciones ambientales, con una vegetación rala que seguramente se concentraba en los valles, sin proteger las laderas, provocó la erosión y movimiento de las mismas. Por otro la fusión del *permafrost* y la nieve en las laderas y paredes de orientación septentrional favoreció movimientos en masa. En las paredes de circos glaciares ocurren desprendimientos como los de Campollo, Cubil del Can o Peñas Matas, que en ocasiones evolucionan en avalanchas de rocas, como en el Ves. Otro tipo de avalancha de rocas se origina en los *sackungen* Riuplanes 7 y 9, el primero arrastrando consigo parte de la morrena del Dryas Antiguo. En el sector de Peña Quebrada el desvío del río Frío hacia el N por el gran deslizamiento de Quebrada 1 comienza a originar deslizamientos rotacionales en la ladera de solana, originalmente estable. Por último, en Vega de Cantos se desencadena el gran deslizamiento que afecta a la parte S del Coto Redondo, y que se apoya sobre la terraza fluvial que cubre el fondo del valle, por lo que es posterior.

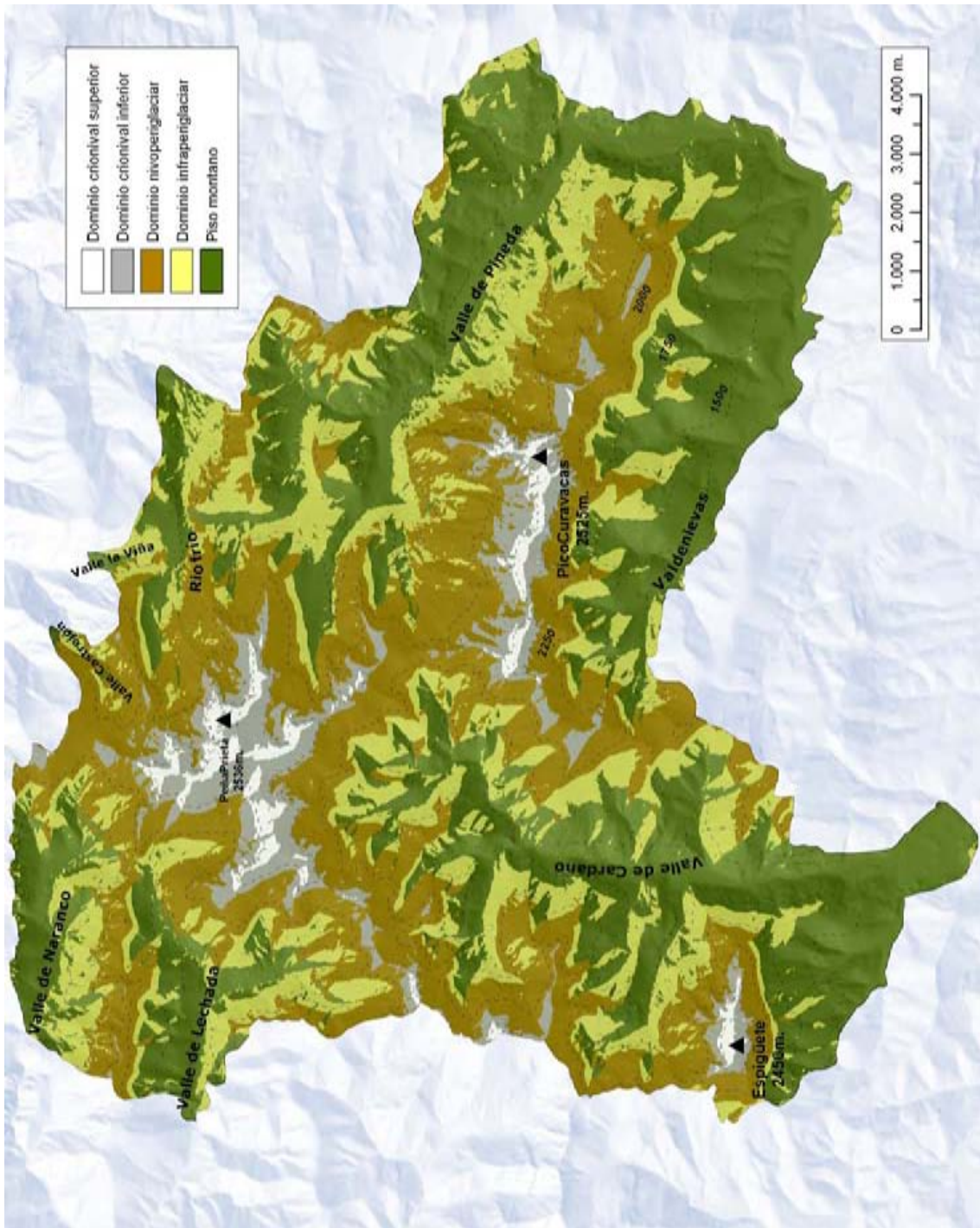
El material desalojado de las laderas se acumuló en los fondos de valle en forma de terrazas y abanicos, hoy colgados entre 4 y 6 metros sobre el nivel de base de los ríos. Este nivel es solamente visible en los sectores con un valle ancho donde domina la sedimentación. Es por ello que solamente está representado entre Cardaño de Abajo y Puente Agudín en el valle de Cardaño (aunque temporalmente anegado por el embalse de Camporredondo) y sobre todo en el valle de Pineda, entre Santa Marina y el Estrecho. También la terraza fluvial de Vega de Cantos se formó en esta fase, una vez el lago se drenó.

12.3.2. El Holoceno

Después de la última fase glaciaria o Fase de Altura se desarrolla una última *fase paraglaciar*, limitada a los circos y paredes glaciares más altos. En esta fase no tiene tanta importancia la retirada de los glaciares como la fusión del *permafrost* en las paredes, por lo que las formas principales serán los desprendimientos y avalanchas de rocas. En la cara N de Peña Prieta, Cubil del Can y Curavacas ocurren desprendimientos, que en el primer caso son de grandes dimensiones. En la cara NW del Espigüete tiene lugar una gran avalancha de rocas desde las paredes más occidentales del mismo. En Riuplanes la avalancha de rocas de Riu. 6 puede ser adscrita a esta fase. Peña Quebrada es el lugar

de mayor actividad geomorfológica. La gran avalancha de rocas de Quebrada 2 inestabilizó toda la mitad E de este sector, desencadenando el desprendimiento de Q 3. Mientras, en las márgenes del río Frío la labor de zapa de éste continúa generando deslizamientos, como los de Q. 13, 14 y 16, al igual que en las laderas de los valles de la viña y Castrejón, donde los deslizamientos han sido (y continúan siendo) frecuentes debido a las fuertes pendientes, y a pesar de la densa colonización vegetal de dichas laderas.

Una última fase fría, posiblemente acontecida durante la Pequeña Edad de Hielo (S. XIV-XIX) -aunque también se ha citado una fase fría holocena ocurrida hace 4500 años aproximadamente- afectó a las cumbres más altas de Fuentes Carrionas. En dicha fase el dominio nivoperiglaciario quedaría unos 100 metros más bajo que en el presente, por lo que las temperaturas serían alrededor de 1º de media más bajas que las actuales. Las condiciones permitieron también la existencia de un dominio crionival supraperglaciario en las cumbres y circos orientales por encima de 2300 metros, y en los circos de orientación septentrional por encima de los 2200 metros.



Mapa 12.7: Distribución de los distintos pisos geocológicos durante la fase fría holocena (¿Pequeña Edad de Hielo?) en Fuentes Carrionas.

Esta fase está caracterizada por la creación de morrenas de nevero, como la de Curavacas S y Cubil del Can NE (aún hoy activas), o la de Hoyo Empedrado, la reactivación de taludes y conos de derrubios al pie de los picos por encima de los 2200 metros, la formación de lóbulos de piedras como los de los Altares y Tres Provincias, y la creación de glaciares rocosos por encima de los 2200 metros de altitud en cara N. Otras formas periglaciares como las terracillas se desarrollaron bajo una influencia climática y antrópica, como veremos más adelante. En todo caso la Pequeña Edad del Hielo supone una etapa de crisis climática en comparación con las condiciones actuales.

Otra hipótesis es que estas formas se originasen hace 4500 años aproximadamente. El trabajo de Muñoz (2007) en espeleotemas de la cercana Cueva del Cobre (la Pernía), indica una crisis climática en este momento, que pudo haber originado la aparición de formas propias de un piso supraperiglacial en las cumbres de Fuentes Carrionas. Según esta misma autora las temperaturas en dicha fase habrían sido una media de 0.5° más bajas que las de la Pequeña Edad de Hielo.

La mayoría del Holoceno, sin embargo, es una fase de escasa actividad geomorfológica, con una colonización vegetal generalizada y avance de masas boscosas. Los taludes de derrubios se estabilizan y colonizan, reduciendo su pendiente por la acción erosiva. La estabilidad de las laderas permitiría la creación de una red de drenaje organizada, que erosiona los abanicos y terrazas originados en las fases frías pleistocenas. También algunos lagos, como el de Cardaño de Abajo, los de Riofrío, o el de Vega Naranco, son colmatados en esta fase, en algunos casos formándose turberas. Esta situación durará hasta el momento en que el ser humano entre a explotar este entorno.

12.3.2.1. Una fase antropogénica

La influencia antrópica en la conformación del relieve durante el Holoceno es un hecho demostrado en otros sectores de alta y media montaña de la Península ibérica (González Martín y Rubio 2000, González Amuchastegui y Serrano 2007, García Ruiz 2010, García Ruiz et al. 2010). Entre los impactos provocados por el hombre en el medio natural destaca la roturación de la cubierta vegetal, lo que influye en la textura y espesor de los suelos, en el clima local, en el ciclo hidrológico y, finalmente, en la reactivación de procesos geomorfológicos (Goudie 1990). Entre las causas de la degradación de la cubierta vegetal en la Península Ibérica cabe destacar las siguientes (González Martín y Rubio Fernández 2000):

- Los usos ganaderos y agrícolas desde la Protohistoria hasta los tiempos medievales.

- La ganadería trashumante.
- La extracción de madera para astilleros, construcción o carbón vegetal, tanto para uso local como comercial.
- La desamortización del S.XIX.
- El ferrocarril y la minería desde finales del S. XIX.

Muchas de estas causas convergen en Fuentes Carrionas. Así ya desde el Neolítico (aproximadamente 4500 años BP) ésta era un área ganadera (Pérez Rodríguez 2010) cuyo uso no cambió sustancialmente con la penetración romana (si acaso la actividad minera que los romanos desarrollaron contribuyó a presionar más intensamente las masas boscosas). En la Edad Media los altos valles de Fuentes Carrionas fueron utilizados como pastos para el ganado de la Mesta. Esta actividad decae en los siglos XVII y XVIII para desaparecer prácticamente en el S.XIX, como se deduce de la lectura del Diccionario de Madoz. En este momento salen a la venta grandes lotes de terreno de pastos en las desamortizaciones, los cuáles son comprados por ganaderos locales que vuelven a explotar intensamente los “puertos”, aunque en los papeles de compra de los puertos en ningún caso se indica que hayan sido recolonizados por bosques, sino que están ocupados en su mayoría por escobas y brezos (Gómez Sal et al. 1994).

¿Cuáles son las consecuencias de esta continuada presión ganadera sobre el entorno de Fuentes Carrionas? En las laderas los procesos geomorfológicos, en especial el arroyamiento, la erosión laminar y la soliflucción se generalizaron. Acarcavamientos como los del Ves, Los Covachos, o Campollo aún activos, se formaron en esta fase. Por encima de los 1800 metros la soliflucción produjo terracillas, como en la ladera S del Monte las Huelgas, que hoy están siendo progresivamente colonizadas por matorral.

La afección pudo llegar a la completa eliminación del suelo en algunos sectores, como el circo del Curavacas. Este entorno es hoy un “extenso llambrial” (Frochoso y Castañón 1996), una superficie de erosión glacial de unos 25° en la cual existen abundantes microformas de erosión glacial (estrías y acanaladuras) cuya permanencia a la intemperie desde el Pleistoceno es dudosa. Sin embargo la descripción del Diccionario de Madoz de este pago es muy diferente: “hay una elevadísima piedra (Curavacas) que domina el pueblo, y que se eleva sobre las demás montañas considerablemente; en su superficie tiene una hermosa padrera, y en el centro de ella un pozo llamado Curavacas de

una gran profundidad" (Martínez Mancebo 1980). No olvidemos que este sector fue incluido en la venta de pastos a los ganaderos de Liébana (VVAA 1994). Una sobreexplotación de los mismos habría conllevado la completa erosión del suelo, dejando el pago inservible a excepción de algunos recuencos, como el Hoyo Grande, donde el suelo se ha conservado. Un análisis de los sedimentos atrapados en el Pozo Curavacas puede confirmar o desmentir esta hipótesis.

En los perfiles de algunas laderas hay indicios de una fase de solifluxión muy reciente, con depósitos coluviales, como en Mollorente o Santa Marina. Tampoco podemos descartar flujos de derrubios en áreas como Reñuela, Lechada, o muy especialmente, el sector del Castillo, en el valle de Valcabe. En las áreas vulnerables a deslizamientos éstos se reactivaron. Los deslizamientos de Riuplanes 1, 4, los de Santa Marina 1 y 2 y el del Hospital pueden estar directamente relacionados con esta causa, al ser muy recientes. En Peña Quebrada N a las causas antropogénicas hay que añadir la erosión remontante del río Frío. En todo caso al menos los deslizamientos Q. 4, 10 y 11 pueden tener la actividad antrópica, en especial la deforestación, como factor decisivo.

En los fondos de los valles se depositaron abanicos aluviales secundarios, encajados en los abanicos aluviales heredados del pleistoceno como el de Mazobre o Riuplanes, que conectan con un nivel de terraza general apenas 1 metro por encima del nivel de base actual, con restos de cauces anastomosados como el del valle de Cardaño entre Mazobre y Puente Agudín, o el del Carrión en Vega de Cantos o Santa Marina, plenamente activos durante la Edad Media (por ejemplo el camino romano y medieval hacia la Liébana por el valle de Pineda sorteaba este último cauce excavando parcialmente la pared pizarrosa de Santa Marina), y que hoy funcionan como llanura de inundación ocasionalmente.

Por último el Ser Humano también ha modelado el relieve directamente, mediante la creación de canales, caminos, minas y bancales que le ayudaban a explotar los recursos naturales que el entorno le ofrecía.

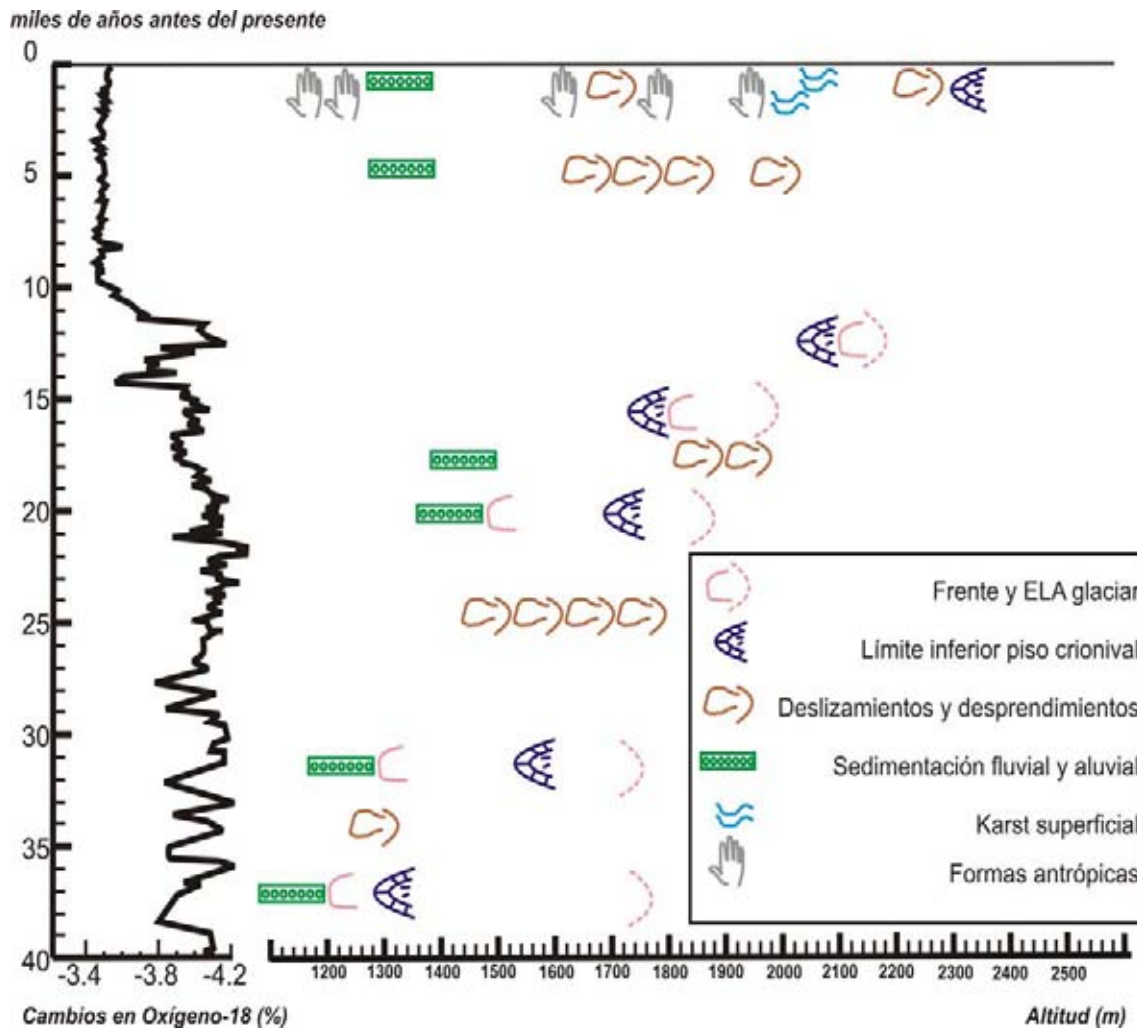
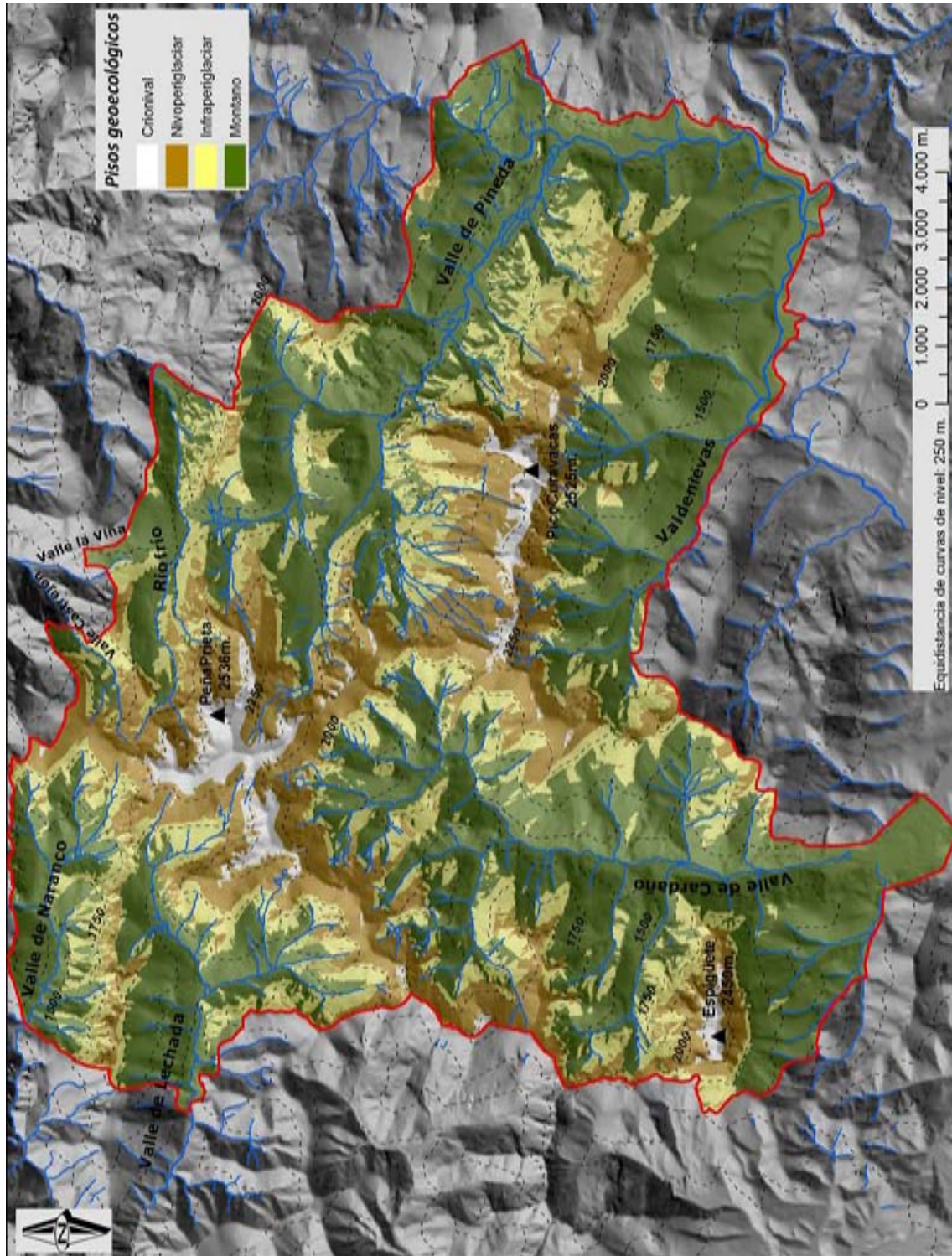


Figura 12.1: Síntesis de la evolución morfogénética de Fuentes Carrionas. La curva de variación del isótopo de Oxígeno 18 está referida a Groenlandia, y ha sido extraída de Dansgaard et al. (1993).

12.4. La distribución geocológica y morfogénesis actual en Fuentes Carrionas

El macizo de Fuentes Carrionas carece de formas periglaciares que indiquen la presencia de *permafrost* discontinuo, tales como glaciares rocosos activos o inactivos, hecho que ha sido confirmado por los registros térmicos y las mediciones BTS. Todo el macizo se encuentra por tanto por debajo del límite inferior de la “Alta montaña rocosa superior” o el dominio “Supraperiglaciar”. Sí podemos hablar de la existencia de un dominio crionival (Serrano et al. 2000), caracterizado por suelos helados estacionales, crioclastia, gelifluxión y procesos nivales.



Mapa 12.8: Distribución altitudinal de los pisos geocriológicos en la actualidad

12.4.1. El dominio crionival

El dominio crionival es aquel en el que los procesos dominantes son la gelifracción y la geliflujación, con una presencia de la nieve de al menos 7 meses (Serrano et al. 2000). Los datos térmicos confirman enclaves con suelos helados hasta 10 meses al año, con neveros permanentes o semipermanentes, lóbulos de geliflujación activos, taludes de derrubios alimentados por crioclastia y aludes, en los que se generan flujos de derrubios a finales de primavera y principios de verano. En este dominio los procesos de hielo-deshielo y fusión nival continúan provocando desprendimientos. Además las laderas poseen todavía pendientes fuertes, por lo que la fase de reorganización paraglaciar, o incluso una hipotética fase “paraperiglaciar”, resultado de la reorganización de depósitos periglaciares tales como los lóbulos de soliflujación de Tres Provincias, es plenamente activa. La distribución de este piso es variable en función de la orientación.

De manera general este piso está prácticamente ausente en las orientaciones meridionales con ciertos matices. La ausencia de formas de geliflujación en las caras S del Espigüete o Curavacas viene dada principalmente por las fuertes pendientes de origen estructural que existen, por lo que los procesos dominantes son la caída de bloques y los aludes. Más al N del macizo, en la cara S de los picos Cuartas o del Infierno sí encontramos lóbulos de geliflujación. Aquí el dominio crionival se desarrolla por encima de los 2350 metros de altitud.

En cara W encontramos abundantes formas de geliflujación (lóbulos) por encima de los 2300 metros, así como condiciones periglaciares rigurosas con heladas intensas y profundas, temperaturas del suelo entre 2°C y 3°C y multitud de ciclos de hielo-deshielo, por lo que situamos el piso crionival por encima de este límite.

La cara E tiene la particularidad de acumular gran cantidad de nieve por deflación, aunque en ésta el manto nival carece de la protección de la cara N. Por otro lado es la orientación menos representada en Fuentes Carrionas, ya que las alineaciones, fuera del macizo de Peña Prieta, son en general W-E. En todo caso encontramos menor cantidad de formas periglaciares tipo lóbulos, que son sustituidas por taludes de derrubios activos, con flujos de derrubios y aludes, y nichos de nivación. En función de la existencia de morrenas de nevero funcionales en la cara E del circo de los Altares establecemos un límite inferior del piso crionival en 2250 metros para esta orientación.

Por último la cara N es la que registra unas condiciones periglaciares más rigurosas. En ella las temperaturas medias del suelo quedan por encima de los 0°C entre julio y octubre, con el suelo

congelado alrededor de 9 meses al año, con ciclos de hielo-deshielo variables dependiendo de la cobertera nival. El *permafrost* estaría presente de forma esporádica en los siguientes entornos:

- Taludes de derrubios en orientación N, NNW y NNE por encima de los 2350 metros.
- Cavidades kársticas por encima de los 2000 metros.

La variedad de formas activas en este entorno es alta: los taludes de derrubios reciben alimentación tanto de bloques caídos por crioclastia como de aportes nivales (aludes) y de fusión nival (flujos de derrubios). Los neveros permanentes o semipermanentes están presentes, y mantienen morrenas de nevero activas y formas de erosión nival. Por último los lóbulos de geliflucción ocupan las áreas que no han sido fosilizadas por los taludes de derrubios.

Es difícil establecer un límite altitudinal a este piso en la cara N, ya que algunos elementos como los neveros en simas kársticas se encuentran anormalmente bajos. En función de la temperatura del termómetro del Espigüete N a 2020 metros, prácticamente idéntica a la del termómetro de Lomas W a 2400 metros, proponemos un límite inferior a 2150 metros de altitud.

12.4.2. El dominio nivoperiglaciario

El dominio nivoperiglaciario se caracteriza por los procesos nivales y nivoperiglaciares, entre los que destacan los aludes, flujos de derrubios y la soliflucción (Serrano et al. 2000). En Fuentes Carrionas los neveros semipermanentes, con nichos de nivación y procesos de abrasión nival, los aludes y las formas de soliflucción activas como los lóbulos de soliflucción de suelo y las terracillas marcan este dominio. Al igual que en el caso del dominio crionival la distribución del mismo es diferencial en función de la altitud.

En la cara S existen terracillas activas aproximadamente por encima de los 2050 metros, como ocurre en el sector de las Lomas o la Panda de Fuentes Carrionas, aunque algunas formas, como la morrena de nevero del Curavacas S, o procesos, como los aludes en este mismo lugar o en la cara S del Espigüete pueden llegar más abajo. En estos casos es solamente debido a una sobreacumulación local de nieve y a las fuertes pendientes de ambos frentes montañosos. Las temperaturas del suelo oscilan entre los 5°C y 6°C en invierno, con una cobertera nival entre diciembre y abril, pero que puede fundirse en cualquier momento en función de la fuerte insolación.

La cara W presenta terracillas activa por encima de los 2050 metros aproximadamente, como por ejemplo en el cordal de Tío Celestino-Alto del Ves o en la vertiente W del valle del collado de Robadoiro. Las temperaturas invernales del suelo oscilan entre los 5°C y 6°C, con ciclos de hielo-deshielo abundantes (entre 15 y 35 por año) pero superficiales, ya que nunca se llegan a alcanzar los -5°C en el suelo. La cobertera nival es discontinua y prácticamente se limita a los meses de invierno, de diciembre a marzo-abril.

La cara E es la que mantiene mayores espesores de nieve, por lo que las formas aquí son principalmente nivales. Los neveros semipermanentes llegan aquí hasta los 1900 metros, con formas asociadas como la abrasión nival o las morrenas de nevero de fondo, además de procesos como los aludes de fondo. Las temperaturas del suelo están muy condicionadas por el efecto cortina nival, con valores entre los 4°C y 5°C. La permanencia de la nieve se prolonga desde las primeras nieves (noviembre o diciembre) hasta mayo.

En la cara N las terracillas son activas aproximadamente por encima de los 1800 metros, mientras que los lóbulos de soliflucción más bajos los encontramos por encima de los 1900 metros. Por encima de ellos todavía encontramos otras formas como los derrubios escalonados o las formas de abrasión nival. Es por tanto ese intervalo el de transición desde el piso infraperiglaciario al nivel periglaciario. Las temperaturas del suelo oscilan entre los 4°C y 5°C entre octubre y junio, con una permanencia de la nieve variable pero rondando los 6 meses. En este entorno también encontramos deslizamientos y desprendimientos recientes en laderas inestabilizadas por deslizamientos previos, como es el caso de los deslizamientos de Quebrada 3, 4, 6 y 7. Las causas de éstos pueden estar en fusiones nivales repentinas y episodios de fuertes lluvias, que afectan a laderas desprovistas de protección vegetal, como la mencionada.

12.4.3. El dominio infraperiglaciario

En él las formas son principalmente relictas (terracillas y lóbulos de soliflucción), y están siendo colonizadas por la vegetación. Los procesos principales son la soliflucción laminar (*creep*) y el hielo de exhudación (*pipcrake*), aunque su significación morfológica es escasa ya que solamente afectan a la capa superficial de suelo. Una de las formas que puede desarrollarse en este entorno son los bloques aradores, en función de la existencia de un suelo suficientemente saturado y una helada estacional. Los ciclos de hielo-deshielo en el suelo, a 10 cm. de profundidad se reducen drásticamente,

así como la permanencia de la nieve en superficie, una vez más con variaciones en función de las orientaciones. Ganan importancia, sin embargo, los procesos erosivos por arroyamiento, así como los deslizamientos. Aunque las laderas evolucionan a una mayor estabilidad debido a la progresiva colonización vegetal consecuente al abandono ganadero, este proceso sigue activo en áreas como los Covachos y el Ves, donde existen cárcavas activas.

En la cara S a 1900 metros ya no se registran ciclos de hielo-deshielo en profundidad, y el manto nival es claramente discontinuo. El límite inferior de este piso ya no posee características geomorfológicas, sino que es de tipo biogeográfico, con la progresiva ausencia de matorral continuo a partir de los 2000 metros, como ocurre en la cara meridional del Monte las Huelgas. Esta ausencia coincide con la formación progresiva de pequeñas terracillas, que denotan ciclos de hielo-deshielo en el suelo.

Al igual que en la orientación anterior, en la cara W el manto nival es inestable en invierno. Los procesos de *pipcrake* han de ser por tanto activos. A 1950 metros todavía existen al menos 30 días con temperaturas del suelo por debajo de 0°C, por lo que el límite lo situamos aproximadamente en 1850 metros.

En la cara E la nieve permanece entre los 1800 y 1900 metros solamente un par de meses, suficientes para producir una soliflucción limitada. Existen bloques aradores en esta orientación *sensu lato* (es decir, en el fondo del valle de Riofrío, de dirección W-E pero con una pendiente menor a 10°) a 1700 metros de altitud.

12.4.4. El piso montano

Los procesos geomorfológicos ya no tienen relación con las condiciones climáticas, en especial los ciclos de hielo-deshielo, que en profundidad son inexistentes. Pueden seguir existiendo procesos de *pipcrake* superficiales en laderas con inclinación suficiente, lo que motiva un arrastre o *creep* generalizado en las mismas. Sin embargo el proceso más importante es la erosión fluvial y torrencial, que puede desencadenar deslizamientos y desprendimientos. La labor erosiva fluvial es todavía activa en todo el macizo, en especial en los ríos y arroyos de la red del Deva (al menos los deslizamientos de Quebrada 14, 17 y 18 son subactuales), aunque también en las márgenes de los ríos de la red del Duero. La erosión de las márgenes fluviales conlleva por un lado la formación de pequeños deslizamientos en dichas márgenes, y por otro la reactivación de grandes deslizamientos como los

de Riuplanes III, el Hospital o el sector de Peña Quebrada. La ausencia de masas boscosas en un área de presencia potencial de las mismas (Bertrand 1972) aparece como un elemento clave en la erosión e inestabilidad de las laderas tanto en este piso como en el infraperiglaciario. En los inviernos no se puede descartar la existencia de aludes en este piso, sobre todo provenientes de pisos geocológicos superiores, como ocurre en la cara S del Espigüete o en el valle de Cardaño.

En definitiva Fuentes Carrionas es, después de Picos de Europa, el macizo con un piso crionival mejor representado y más extenso de la Cordillera Cantábrica. Además, por su variedad litológica en dicho piso nos encontramos con formas activas como los lóbulos de geliflucción, taludes de derrubios y morrenas de nevero activos, o entornos como las cuevas heladas. Dichas formas -y los procesos asociados- son geoindicadores de un ambiente periglaciario riguroso excepcional dentro de la Cordillera Cantábrica, por lo que merecen protección.

12.5. Conclusiones sobre la geodiversidad de Fuentes Carrionas

A pesar de hundir sus raíces en los primeros movimientos conservacionistas a finales del S. XIX y XX, la **Geoconservación** es una práctica relativamente reciente. Dentro de ella tienen cabida por un lado el **Patrimonio Geomorfológico y Geológico**, entendido como la “valoración por parte de la sociedad de elementos geológicos o geomorfológicos en función de su utilidad”, y la **Geodiversidad**, concepto análogo al de Biodiversidad y que describe la “variedad de elementos geológicos, geomorfológicos, hídricos y edáficos existentes en un territorio”. La geodiversidad tiene el valor de constituir, junto con la biodiversidad, la **Diversidad Natural**. La relación entre bio y geodiversidad no es unívoca y directa, pero está claro que en muchas ocasiones el complejo abiótico es una estructura sobre la que se asienta, y que afecta de manera decisiva, la biodiversidad. En todo caso **a mayor geodiversidad hay también una mayor diversidad natural**, que justifica su protección. La relación entre geodiversidad y geopatrimonio es complementaria, la valoración patrimonial implica la identificación de lugares excepcionales, los cuáles pueden ser protegidos y puestos en valor. La geodiversidad extiende la geoconservación a todo el continuo territorial, y sirve para señalar entornos que, por su alta diversidad, merecen una valoración patrimonial. Por otro lado valoramos la geodiversidad como una **cualidad intrínseca**, que no necesita ser útil desde ningún punto de vista antrópico para ser protegida, sino que lo es por el mero hecho de existir.



Figura 12.2: Esquema de la relación entre geodiversidad y patrimonio geomorfológico.

El cálculo de geodiversidad consigue resumir todos los elementos del complejo abiótico en un solo valor, accesible para gestores ajenos a las Ciencias de la Tierra. Los **métodos indirectos** son adecuados para acercarnos a la **geodiversidad a escalas pequeñas** (nacional, supranacional), aunque el hecho de no computar directamente el elemento, sino factores inductores, hace que **los resultados no puedan ser 100 % fiables**. Los **métodos directos** son adecuados para **escalas mayores**, como la regional o local, y al computar directamente la geodiversidad presentan una **fiabilidad mayor**.

La fórmula utilizada ha resultado de la integración de varios trabajos sobre geodiversidad, en especial el de Serrano y Ruiz Flaño (2007), y que demuestra ser útil para estudios cuyo objetivo sea comparar la geodiversidad intrínseca dentro de un área determinada. Es un método que no añade ningún descubrimiento a investigaciones previas, sino que se sirve de ellas para realizar una explotación de la información, básicamente cartográfica, y así llegar a conclusiones concretas. A la hora de calcular la geodiversidad hay que fijar tres parámetros básicos: el **territorio** a valorar, los **elementos** a tener en cuenta y la **escala**.

El **índice de rugosidad**, que había venido siendo utilizado anteriormente, ha demostrado una nula relación estadística con la geodiversidad, por lo que desde el punto de vista matemático debería ser **suprimido** de la fórmula, aunque el razonamiento lógico de su inclusión sea acertado.

El mapa de geodiversidad intrínseca del macizo de Fuentes Carrionas demuestra que los entornos de **mayor geodiversidad** coinciden con las **cumbres** y **circos glaciares**, preferentemente aquellos de orientación N. En ellos existe una gran variedad de formas, depósitos y procesos que los generan y relacionan. En segundo lugar los **fondos de valle** del río Carrión y Cardaño, debido a la geología más variada y los procesos fluviales activos, son lugares de geodiversidad en general alta. Las **laderas glaciadas**, en especial si albergan depósitos glaciares, deslizamientos o desprendimientos -hecho que suele ocurrir en laderas con orientaciones N y fallas o cabalgamientos- son áreas de una **geodiversidad media**. Por último las **laderas regularizadas** donde no existe formación superficial o ésta se reduce a un suelo poco profundo, tanto si han estado glaciadas como si no, y que suelen presentar orientaciones S y W, son las áreas con una **menor geodiversidad** de todo el macizo.

Todos los elementos que intervienen en la geodiversidad no presentan la misma capacidad de carga frente a impactos potenciales. Por ello hemos realizado un estudio de sensibilidad de los elementos que forman parte de la geodiversidad tanto a impactos directos como indirectos. La conclusión es que una vez más **las cumbres y los circos glaciares** más altos son las áreas **más sensibles**, ya que gran cantidad de formas activas en estos entornos dependen de un delicado equilibrio entre factores dinámicos y ambientales, y además son poco extensas y escasas a nivel regional. Los **fondos de valles** son lugares con unas condiciones de **sensibilidad media**, ya que por un lado los procesos fluviales pueden ser fácilmente afectados, pero por otro éstos son relativamente extensos en el área de estudio. Por último las **laderas** son las áreas con una **sensibilidad** desde el punto de vista de la geodiversidad más **baja**.

Como conclusión, y en busca de una utilidad del cálculo de la geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas, **los circos y cumbres más altos deberían ser susceptibles de una protección adicional en función de su geodiversidad**.

12.6. Pautas de gestión de Fuentes Carrionas

En función de los conocimientos sobre la Geomorfología y las condiciones ambientales de Fuentes Carrionas, y con el objetivo que se tenga en cuenta a la hora de realizar la gestión de dicho entorno (sin entrar a valorar los instrumentos de protección de otros elementos naturales, con los cuáles puede complementarse), recomendamos las siguientes pautas de gestión:

Por criterios ambientales:

- Proteger los entornos de alta montaña crionival, por ser lugares con una actividad geomorfológica natural alta, con unas condiciones de suelos, roca, clima y formas y procesos geomorfológicos únicos en la Cordillera Cantábrica, muy sensibles a cualquier impacto.
- Prohibir cualquier infraestructura en los lugares con una geodiversidad o sensibilidad alta.
- Proteger algunos emplazamientos, tales como cuevas heladas, los lóbulos de geliflujión de Tres Provincias, las morrenas de nevero activas, las superficies de erosión nival, los circos N del Espigüete y Curavacas, de los Altares, Cubil del Can NW y NE y Campollo por su alta calidad geomorfológica.
- Proteger la actividad geomorfológica natural de márgenes de los ríos y arroyos, las laderas con movimientos de masa activos y los taludes de derrubios activos.

Por criterios económicos y de protección pública:

- Prohibir la construcción de carreteras y desarrollos urbanísticos públicos por encima del límite inferior del piso infraperiglaciario, al nivel de ríos y arroyos o en laderas con movimientos en masa activos o heredados. La actividad geomorfológica de laderas -que puede reactivarse por dicha construcción- y los procesos periglaciares y nivales exigirán un oneroso mantenimiento de la infraestructura, así como la asunción de un riesgo natural innecesario, dado que no hay ningún emplazamiento a comunicar que no pueda realizarse por vías alternativas.
- Limitar el desarrollo de estaciones de esquí alpino a los fondos de valle y laderas de cara N y E, donde las acumulaciones de nieve pueden hacer que estas infraestructuras sean rentables a medio y largo plazo, sin perjuicio de que un estudio posterior de mercado confirme o desmienta dicha rentabilidad.
- Promover el desarrollo de un turismo basado en el conocimiento e interpretación de los espacios de Alta Montaña, así como el disfrute de los impresionantes paisajes que la actividad geomorfológica ha originado en Fuentes Carrionas. Dentro de esta pauta la implementación de lugares de interés geomorfológico susceptibles de ser visitados y de rutas que accedan a ellos -objetivo que excede esta tesis, pero que ha sido parcialmente cumplido en algunos casos- puede ser el siguiente paso.

12.6. PAUTAS DE GESTIÓN DE FUENTES CARRIONAS

En general es nuestro deseo que Fuentes Carrionas continúe siendo un entorno apartado de los intereses urbanísticos, visitado ocasionalmente por montañeros y ocupado por los ganaderos y sus rebaños, quienes han mantenido hasta la actualidad la alta calidad paisajística de este lugar.

Bibliografía

- “DECRETO 140/1998, de 16 de julio, por el que se aprueba el Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de Fuentes Carrionas y Fuente Cobre-Montaña Palentina (Palencia).” 1998.
- “Sentencia nº20 de la sala de lo Contencioso-Administrativo-Sede en Valladolid. Sección: Segunda al procedimiento ordinario 856/2006.” 2006.
- “LEY 5/2010, de 28 de mayo, de modificación de la Ley 4/2000, de 27 de junio, de Declaración del Parque Natural de Fuentes Carrionas y Fuente Cobre-Montaña Palentina (Palencia).” 2010.
- C. Aedo, J. Aldasoro, J. Argüelles, J. L. Díez Alonso, J. M. González del Valle, C. Herrá, M. Laínz, G. Moreno, J. Patallo, y O. Sánchez. “Contribuciones al conocimiento de la flora cantábrica.” Fontqueria, 36:349–374, 1993.
- C. Aedo, J. Aldasoro, J. Argüelles, J. L. Díez Alonso, A. Díez Riol, J. M. González del Valle, M. Laínz, G. Moreno, J. Patallo, y O. Sánchez. “Contribuciones al conocimiento de la flora cantábrica, II.” Fontqueria, 40:67–100, 1994.
- C. Aedo, J. Aldasoro, J. Argüelles, J. L. Díez Alonso, A. Díez Riol, J. M. González del Valle, M. Laínz, G. Moreno, J. Patallo, y O. Sánchez. “Contribuciones al conocimiento de la flora cantábrica, III.” Anales del Jardín Botánico de Madrid, 55:321–351, 1997.
- C. Aedo, J. Aldasoro, J. Argüelles, A. Díez Riol, J. M. González del Valle, M. Laínz, G. Moreno, J. Patallo, y O. Sánchez. “Cantabricarum chorologiarum chartarum delectus.” Acta Botanica Barcinonensia, 45:247–273, 1999.
- C. Aedo, J. Aldasoro, J. Argüelles, L. Carlón, A. Díez Riol, J. M. González del Valle, M. Laínz, G. Moreno, J. Patallo, y O. Sánchez. “Contribuciones al conocimiento de la flora cantábrica, IV.” Boletín de Ciencias de la Naturaleza RIDEA, 46:7–119, 2001.

BIBLIOGRAFÍA

- C. Aedo, J. Aldasoro, J. Argüelles, L. Carlón, A. Díez Riol, G. Gómez Casares, J. M. González del Valle, M. Laínz, G. Moreno, J. Patallo, y O. Sánchez. “Contribuciones al conocimiento de la flora cantábrica, VI.” Boletín de Ciencias de la Naturaleza RIDEA, 48:7–75, 2003.
- M. Aguña. “La larga trayectoria del desarrollo turístico en la Montaña Palentina.” Cuadernos de Turismo, 10:123–136, 2002.
- M. Aguña. El desarrollo turístico en la Montaña Palentina. Diputación Provincial de Palencia, Palencia, 2003.
- M. Alario. Estudio sobre la situación económica y social de la Montaña Palentina. Inédito, 1999.
- G. Alcalde. Fuentes Carrionas y la Peña. La montaña palentina, IV. Caja de Ahorros y Préstamos de Palencia, Palencia, 1982.
- Z. Alexandrowicz y W. Margielewski. “MImpact of mass movements on geo- and biodiversity in the Polish Outer (Flysch) Carpathians.” Geomorphology, 123:290–304, 2010.
- J. Allen, B. Huntley, y W. Watts. “The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14,000 yr..” Journal of Quaternary Science, 11(2):125–147, 1996.
- E. Alonso. “Huellas del glaciario cuaternario en las cabeceras del río Esla. Vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León).” Cuaternario y Geomorfología, 1:45–59, 1987.
- F. Alonso, M. Arenillas, y C. Sáenz. “La morfología glaciar de las montañas de Castilla la Vieja y León.” En: El espacio geográfico de Castilla la Vieja y León. I Congreso de Geografía de Castilla la Vieja y León. Burgos, pp. 23–43, 1981.
- J. Alonso, J. Pulgar, J. García-Ramos, y P. Barba. “Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain).” En: P. Friend y C. Dabrio (eds.), Tertiary basins of Spain: Tectonic, Climate and Sea-Level Changes, pp. 214–227. Cambridge University Press, Cambridge, 1996.
- J. Alonso, J. Pulgar, y D. Pedreira. “El relieve de la Cordillera Cantábrica.” Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra, 15(2):151–163, 2007.
- V. Alonso. “Geomorfología y sedimentología del valle de Degaña (SO de Asturias).” . Tesis de máster, Universidad de Oviedo, 1986.

- V. Alonso. "Glaciares rocosos en el área Degaña – Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica)." Cuaternario y Geomorfología, 3(1-4):9–15, 1989.
- V. Alonso. Geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica). Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 1992.
- V. Alonso. "Análisis de los circos glaciares en las cabeceras de los ríos Narcea, Ibias y Sil (NO de la Península Ibérica)." Cuaternario y Geomorfología, 7:101–112, 1993.
- V. Alonso y G. Flor. "Evolución cuaternaria del valle de Degaña (SO de Asturias)." En: VII Reunión del Cuaternario AEQUA, pp. 159–161., 1987.
- V. Alonso y J. González. "Presencia de hielo glaciar en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). El helero del Jou Negro." Cuaternario y Geomorfología, 12(1-2):35–44, 1998.
- V. Alonso y A. Suárez. "Evidencias geomorfológicas de la existencia de un pequeño casquete glaciar en la Comarca de Babia Alta (Cordillera Cantábrica)." Revista de la Sociedad Geológica de España, 17(1-2):61–70, 2004.
- C. Ambrosi y G. Costa. "Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps." Engineering Geology, 83:183–200, 2006.
- M. André. "Do periglacial landscapes evolve underperiglacial conditions?." Geomorphology, 52: 149–164, 2003.
- M. André, K. Hall, P. Bertran, y J. Arocena. "Stone runs in the Falkland Islands: periglacial or tropical?." Geomorphology, 95:524–543, 2008.
- N. Andrés y D. Palacios. "Cobertura nival y distribución de la temperatura del suelo en las cumbres de la Sierra de Guadarrama." Cuadernos de Investigación Geográfica, 36(2):7–38, 2010.
- M. Angeli, P. Gasparetto, R. Menotti, S. Pasuto, A. and Silvano, y M. Soldati. "Rock avalanche." En: R. Dikau, D. Brunsten, L. Schrott, y M. Ibsen (eds.), Landslide recognition. Identification, Movement and Causes, pp. 190–201. Wiley, Chichester, 1996.
- M. Aniya y R. Welch. "Morphometric analysis of Antarctic cirques from photogrammetric measurements." Geografiska Annaler, 63A(1-2):41–53, 1981.

BIBLIOGRAFÍA

- F. Aragón. Lagos de la región leonesa. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Serie Geológica, 5. Junta para la ampliación de estudios e investigaciones científicas, Madrid, 1913.
- M. Arenillas y F. Alonso. "La morfología glacial de Mampodre (León)." Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología), 79:53–62, 1981.
- J. Arnáez y J. García Ruiz. Mapa geomorfológico de Ezcaray. 2. Geoforma Ediciones, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 1990.
- J. Arnáez, J. y García Ruiz. "Periglacialismo reciente en el Sistema Ibérico noroccidental." En: J. P. na, M. Sánchez, y M. Lozano (eds.), Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea, pp. 113–126. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 2000.
- L. Arppe y J. Karhu. "Oxygen isotope values of precipitation and the thermal climate in Europe during the middle to late Weichselian ice age." Quaternary Science Reviews, 29(9-10):1263–1275, 2010.
- P. Arroyo y A. García de Celis. "Movimientos de ladera y precipitaciones extraordinarias en la Omaña Alta (Cordillera Cantábrica, NW de León)." Cuaternario y Geomorfología, 18(3–4): 43–54, 2003.
- I. Asensio. "Fenómenos periglaciares en la zona litoral Galaico-Astúrica." Estudios Geográficos, 122:113–118, 1971.
- I. Asensio. "Contribución al estudio de las acciones periglaciares en el límite Galaico-Astur." Boletín de Ciencias Naturales del IDEA, 83:805–809, 1974.
- C. Ballantyne. "Glaciological constraints on Protalus Rampart Development." Permafrost and Periglacial Processes, 5:145–153, 1994.
- C. Ballantyne. "Age and significance of top mountain detritus." Permafrost and Periglacial Processes, 9:327–345, 1998.
- C. Ballantyne. "Measurement and Theory of Ploughing Boulder Movement." Permafrost and Periglacial Processes, 12:267–288, 2001.
- C. Ballantyne. "Paraglacial geomorphology." Quaternary Science Research, 21:1935–2017, 2002.

- C. Ballantyne. "A General Model of Autochthonous Blockfield Evolution." Permafrost and Periglacial Processes, 21(4):289–300, 2010.
- C. Ballantyne y M. Kirkbride. "The characteristics and significance of some late-glacial proglacial ramparts in upland Britain." Earth Surface Processes and Landforms, 11:659–671, 1986.
- I. Barr y C. Clarck. "Distribution and pattern of moraines in Far NE Russia reveal former glacial extent." Journal of Maps, 2009:186–193, 2009.
- T. Barrows, J. Stone, y L. Fifield. "Exposure ages for Pleistocene periglacial deposits in Australia." Quaternary Science Reviews, 23:697–708, 2004.
- D. Barsch. Rock-glaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Springer-Verlag, Berlin, 1996.
- M. Basterra. "Las antiguas vías de comunicación de la montaña palentina." Publicaciones de la Institución Tello Téllez de Meneses, 80:109–149, 2009.
- J. Bedia, J. Busqué, y J. Gutiérrez. "Predicting plant species distribution across an alpine rangeland in northern Spain. A comparison of probabilistic methods." Applied Vegetation Science, 14(3): 415–432, 2011.
- J. Benedict. "Recent glacial history of an Alpine area in the Colorado Front Range, USA. I. Establishing a lichen growth curve." Journal of Glaciology, 6(48):817–832, 1967.
- J. Benedict. "Recent glacial history of an Alpine area in the Colorado Front Range, USA. II. Dating the glacial deposits." Journal of Glaciology, 7(49):77–87, 1968.
- P. Benetti, P. Dunlop, y C. ó Cofaigh. "Glacial and glacially-related features on the continental margin of northwest Ireland mapped from marine geophysical data." Journal of Maps, 2010: 14–29, 2010.
- A. Benito Calvo, A. Pérez González, O. Magri, y P. Meza. "Assessing regional geodiversity: the Iberian Peninsula." Earth Surface Processes and Landforms, 34(10):1433–1445, 2009.
- A. Benito Calvo, A. Tarrino, P. J. Lobo, I. Junguitu, y D. Larreina. "Geomorphology and prehistoric flint mining evidence in the Sierra de Araico (Basque-Cantabrian Basin), Burgos-Alava, Spain." Journal of Maps, 2010:584–590, 2010.

BIBLIOGRAFÍA

- D. Benn y D. Evans. Glaciers & Glaciation. Arnold, Londres, 1998.
- D. Benn y L. F. “Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments.” Quaternary International, 65-66:15–29, 2000.
- D. Benn y N. Hulton. “An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps.” Computers and Geosciences, 36:605 –610, 2010.
- M. Berrisford. “Evidence for Enhanced Mechanical Weathering Associated with Seasonally Late-lying and Perennial Snow Patches, Jotunheimen, Norway.” Permafrost and Periglacial Processes, 2:331–340, 1991.
- I. Berthling. “Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms.” Geomorphology, 131:98–106, 2011.
- C. Bertrand y G. Bertrand. “Des rañas aux rasas : remarques sur le système montagne-piémont de la Cordillère cantabique centrale, Espagne du nord-ouest.” Révue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, vol. especial:248–260, 1984.
- G. Bertrand. “Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, Montaña de León et Palencia (Espagne du Nord-Ouest).” Révue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 42(1):49–70, 1971.
- G. Bertrand. “Les structures naturelles de l'espace géographique. L'exemple des montagnes Cantabriques Centrales (nord-ouest de l'Espagne).” Revue de Géographie des Pyrénées et du Nord-Ouest, 43(2):175–206, 1972.
- S. Björk, M. Walker, L. Cwynar, S. Johnsen, K. Knudsen, J. Lowe, B. Wohlfarth, y I. members. “An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group.” Journal of Quaternary Science, 13(4): 283–292, 1998.
- J. Blagbrough y S. Farkas. “Rock glaciers in the San Mateo Mountains, south-central New Mexico.” American Journal of Science, 266:812–823, 1968.
- L. Blikra, O. Longva, A. Braathen, E. Anda, J. Dehl, y K. Stalsberg. “Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal patterns.” En: S. Evans, G. S.

-
- Mugnozsa, A. Strom, y R. Hermanns (eds.), Landslides from Massive Rock Slope Failure. Proc. NATO Advanced Workshop, Celano, Italy, June 2002, p. 475–496. Springer-Verlag, Dordrecht, 2006.
- J. Boelhouwers. “Environmental controls on soil frost activity in the Western Cape Mountains, South Africa.” Earth Surface Processes and Landforms, 23:211–221, 1998.
- J. Boelhouwers, S. Holness, I. Meiklejohn, y P. Sumner. “Observations on a Blockstream in the Vicinity of Sani Pass, Lesotho Highlands, Southern Africa.” Permafrost and Periglacial Processes, 13:251–257, 2002.
- J. Boike, K. Roth, y P. Overduin. “Thermal and hydrologic dynamics of the active layer at a continuous permafrost site (Taymyr Peninsula, Siberia).” Water Resources Research, 34(3): 355–363, 1998.
- J. Bosque Maurel, M. García Ramón, J. Gómez Mendoza, R. Majoral, J. Mateu, y M. Valenzuela. Geography in Spain (1970-1990). Spanish Contribution to the 27th International Geographical Congress (IGU). Fundación BBV, 1992.
- R. Braithwaite. “Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow.” Journal of Glaciology, 54(186):437–444, 2008.
- K. Brosche. “Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica.” Estudios Geográficos, 151:131–161, 1978.
- W. Brown. “A probable fossil rock glacier.” Journal of Geology, 33(4):464–466, 1925.
- A. Brum Ferreira, M. Rodrigues, y G. Teles. “Manifestações geomorfológicas heredadas e actuais de climas frios em Portugal.” En: M. S. y M. L. J.L. Peña (ed.), Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea, pp. 161–190. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 2000.
- D. Brunnsden. “Mass movement; the research frontier and beyond: a geomorphological approach.” Geomorphology, 7:85–128, 1993.
- V. Bruschi. Desarrollo de una metodología para la caracterización, evaluación y gestión de los recursos de la geodiversidad. Tesis doctoral, Universidad de Cantabria, 2007.
-

BIBLIOGRAFÍA

- J. Buma y T. Van Asch. "Slide (rotational)." En: R. Dikau, D. Brunsten, L. Schrott, y M. Ibsen (eds.), Landslide recognition. Identification, Movement and Causes, pp. 43–61. Wiley, Chichester, 1996.
- A. Cabo y F. Manero (eds.). Los espacios naturales, volumen 3 de Serie Geografía de Castilla y León, 1987. Ámbito, Valladolid.
- I. Cacho, J. Grimalt, C. Pelejero, M. Canals, F. Sierro, J. Flores, y N. Shackleton. "Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea temperatures." Palaeoceanography, 14: 698–705, 1999.
- J. Calvet, M. Herrero, F. Pellicer, y J. Muñoz. "Leyenda para mapas geomorfológicos a escalas 1:1.000.000." En: J. P. na (ed.), Cartografía geomorfológica básica y aplicada, p. separata. Geofoma ediciones, Universidad de La Rioja, Logroño, 1996.
- X. Campillo. "El concepto de parque natural en Baden-Württemberg (Alemania): el caso del Parque Natural del Alto Danubio." Documents d'Anàlisi Geogràfica, 24:75–92, 1994.
- S. J. Capps. "Rock glaciers in Alaska." Journal of Geology, 18:359–375, 1910.
- J. Carballo. "Excursión geológica a Picos de Europa (provincia de Santander)." Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 11:216–225, 1911.
- L. Carcavilla, J. López, y J. Durán. Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2007.
- S. Carr y C. Coleman. "An improved technique for the reconstruction of former glacier mass-balance and dynamics." Geomorphology, 92(1-2):76–90, 2007.
- S. Carr, S. Lukas, y S. Mills. "Glacier reconstruction and mass-balance modelling as a geomorphic and palaeoclimatic tool." Earth Surface Process and Landforms, 35:1103–1115, 2010.
- P. Carrera y M. Valcárcel. "La acción geomorfológica del manto nivoso estacional en la Sierra de Ancares: vertiente nororiental del Pico Cuiña (León)." Cuadernos de Investigación Geográfica, 36(2):85–98, 2010.

- P. Carrera y M. Valcárcel. "La cubierta nival y su acción geomofológica en el Pico Cuiña, Sierra de Ancares (NO de la Península Ibérica). Guia de la Salida de Campo del III Congreso Ibérico de la International Permafrost Association." En: M. Valcárcel y P. Carrera (eds.), Criosferas, suelos congelados y cambio climático, pp. 169–204. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 2011.
- P. Carrera, M. Valcárcel, y A. Pérez Alberti. "Ejemplos de formas erosivas de origen nival en las vertientes del alto Ancares, noroeste de la provincia de León." En: A. P. Alberti y J. L. Bedoya (eds.), Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 59–65, 2006.
- J. Castañón. "El glaciario cuaternario del macizo de Ubiña (Asturias-León) y su importancia morfológica." Ería, 4:3–49, 1983.
- J. Castañón. "Sobre el modelado originado por los aludes de nieve en el Prau del Albo (Alto Huerna, Asturias)." Ería, 6:106–112, 1984.
- J. Castañón. "Formas de rieve de origen nival y periglacial en el borde noroccidental de las Sierra del Aramo." Ería, 10:127–130, 1986.
- J. Castañón. Las formas de relieve de origen glaciar en el sector central y oriental del Macizo Asturiano. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 1989a.
- J. Castañón. Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y-oriental del Macizo Asturiano. Tesis doctoral, Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, 1989b.
- J. Castañón y M. Frochoso. "Problemas de identificación de fases glaciares previas al Würm en la Montañas Cantábricas." En: A. Cearreta y F. Ugarte (eds.), The late Quaternary in the Western Pyrenean Region, pp. 313–318. Universidad del País Vasco, 1992a.
- J. Castañón y M. Frochoso. "La glaciación Würm en las Montañas Cantábricas." En: A. Cearreta y F. Ugarte (eds.), The late Quaternary in the Western Pyrenean Region, pp. 319–332. Universidad del País Vasco, 1992b.
- J. Castañón y M. Frochoso. "El periglacialismo en la Cordillera Cantábrica." En: A. G. Ortiz,

BIBLIOGRAFÍA

- M. S. Torres, y F. S. Franch (eds.), Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares, volumen 7 de Monografías de la S.E.G., p. 75 – 91. Universidad de Granada, 1994.
- J. Castañón y M. Frochoso. “Procesos biofísicos actuales en medios fríos.” En: A. G. Ortiz, F. Salavador, L. Schulte, y A. G. Navarro (eds.), La alta montaña cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámica en los Picos de Europa, pp. 113–132. Publicaciones de la Universidad de Barcelona, 1998.
- M. Castañón, J.C. y Frochoso. “El periglacialismo de la Cordillera Cantábrica.” En: A. G. Ortiz, M. S. Torres, y F. S. Franch (eds.), Periglacialismo de la Península Ibérica, Canarias y Baleares, pp. 75–91. Monografías de la SEG, Universidad de Granada, Granada, 1994.
- M. Chardon. “Essai d’approche de la spécificité des milieux de la montagne alpine.” Revue de Géographie Alpine, 72(2-3):15 – 28, 1984a.
- M. Chardon. “Montagne et haute montagne alpine. Critères et limites morphologiques remarquables en haute montagne.” Revue de Géographie Alpine, 72(2-3):213 – 224, 1984b.
- A. Chueca, J. y Julián. “Geomorphological map of the Alta Ribagorza (Central Pyrenees, Spain).” Journal of Maps, 2008:235–247, 2008.
- J. Chueca, A. Gómez Ortiz, L. F., y J. Peña. “El periglacialismo heredado y actual de la Cordillera Pirenaica y del Sistema Costero Catalán.” En: A. A. Gómez Ortiz, M. S. Torres, y F. S. Franch (eds.), Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares, volumen 7 de Monografías de la S.E.G., p. 93 – 117. Universidad de Granada, 1994.
- D. Clark, M. Clark, y A. Gillespie. “Debris covered glaciers in the Sierra Nevada, California, and their implications for snowline reconstructions.” Quaternary Research, 41:139–153, 1994.
- R. Clark. “Cold Climate Features of the Cordillera Cantabrica, Northern Spain.” Buyletin Peryglaciar, 28:5–13, 1981.
- C. Coleman, S. Carr, y A. Parker. “Modelling topoclimatic controls on palaeoglaciers: implications for inferring palaeoclimate from geomorphic evidence.” Quaternary Science Reviews, 28:249–259, 2009.

-
- J. Colmenero, M. García-Ramon, J.C. and Manjón, y I. Vargas. "Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N de la Cuenca del Dero entre los valles del trío y Pisuerga (León-Palencia)." En: I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Tomo I, pp. 171–184. Instituto Geológico y Minero de España, 1982.
- R. Cooke y J. Doornkamp. Geomorphology in Environmental Management. A new introduction. Clarendon Press, Oxford, 1990.
- G. Coope, G. Lemdahl, J. Lowe, y A. Walkling. "Temperature gradients in northern Europe during the last glacial–Holocene transition (14–9 14C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages." Journal of Quaternary Science, 13(5):419–433, 1998.
- J. Corominas. Estabilidad de taludes y laderas naturales, volumen 3 de Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología, Barcelona, 1989.
- J. Corominas. "Influencia del glaciario cuaternario en la estabilidad de las laderas del valle de Valira d'Orient (Andorra)." En: M. Gutiérrez, J. P. na, y M. Lozano (eds.), Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología, 2, p. 521 – 532, 1990.
- J. Corominas, J. Remondo, P. Farias, M. Estevao, J. Zézere, J. Díaz de Terán, R. Dikau, I. Schrott, J. Moya, y A. González. "Debris flow." En: R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott, y M. Ibsen (eds.), Landslide recognition. Identification, Movement and Causes, pp. 161–180. Wiley, Chichester, 1996.
- A. Corte. "Rock glacier taxonomy." En: J. Giardino, J. Shroder, y J. Vitek (eds.), Rock glaciers, pp. 27–41. Allen & Unwin, Winchester, 1987.
- E. Cossart, M. Fort, D. Bourlès, R. Braucher, R. Perrier, y L. Siamed. "Deglaciation pattern during the Lateglacial/Holocene transition in the southern French Alps. Chronological data and geographical reconstruction from the Clarée Valley (upper Durance catchment, southeastern France)." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 315-316(15):109–123, 2011.
- T. Cotown, P. Hughes, y P. Gibbard. "Palaeoglaciación of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain." Geomorphology, 108:282–291, 2009.
-

BIBLIOGRAFÍA

- P. Coussot y M. Meunier. "Recognition, classification and mechanical description of debris flows." Earth-Science Reviews, 40:209 – 227, 1996.
- R. Cruz, J. Goy, y C. Zazo. "Localización, procesos y formas periglaciares en la Sierra de Béjar-Candelario (Sistema Central)." En: J. P. na, M. Sánchez, y M. Lozano (eds.), Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea, pp. 191–212. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 2000.
- R. Daly. Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth parallel, volumen 38 de Canadian Geological Survey Memoriam. Canadian Geological Survey, 1912.
- W. Dansgaard, S. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffensen, A. E. Sveinbjörnsdottir, J. Jouzel, y G. Bond. "Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record." Nature, 364(6434):218–218, Jul 15 1993.
- R. Dasmann. Environmental Conservation. Wiley, Chichester, 5ª edición, 1984.
- L. de Abreu, N. Shackleton, J. Schönfeld, M. Hall, y M. Chapman. "Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods." Marine Geology, 196:1–20, 2003.
- F. De Blasio. "Note on simulating the size distribution of glacial cirques." Earth Surface Processes and Landforms, 27:109–114, 2002.
- S. De Miñano. "Diccionario geográfico y estadístico de España y Portugal." 1829.
- C. De Prado. "Notes sur les blocs erratiques de la chaîne Cantabrique." Bulletin de la Société Géologique de la France, 9:171–175, 1852.
- C. de Prado. "Valdeón, Caín, La Canal de Trea. Ascensión a los Picos de Europa en la Cordillera Cantábrica." Gaceta de Madrid, 9:157, 1858.
- A. Decaulne y B. Saemundsson. "Geomorphic evidence for present-day snow-avalanche and debris-flow impact in the Icelandic Westfjords." Geomorphology, 80:80–93, 2006.
- A. Decaulne, B. Saemundsson, y O. Petturson. "Debris flow triggered by rapid snowmelt: a case study in the Gleidarhjalli area, northwestern Iceland." Geografiska Annaler, 87A:487–500, 2005.

- M. Delmas, Y. Gunnell, R. Braucher, M. Calvet, y D. Bourlès. "Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees." Quaternary Research, 69(2):231–241, 2008.
- M. Delmas, M. Calvet, Y. Gunnell, R. Braucher, y D. Bourlès. "Palaeogeography and ¹⁰Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: Implications for reconstructing regional palaeoclimates." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 305(1-4):109–122, 2011.
- E. Derbyshire, K. Gregory, y J. Hails. Geomorphological Processes. Studies in Physical Geography. Edward Arnold, London, 1979.
- J. Díaz Caneja. Cumbres palentinas, impresiones. Madrid, 1915.
- S. Díez, J. Marco, E. Matarredona, y A. Padilla. Elche (14-18; 15-18). Cartografía básica geomorfológica E 1:100.000. Publicaciones de la Universidad de Alicante, Alicante, 2003.
- A. Díez Riol. Historia del Montañismo Palentino. Federación Castellano-Leonesa de Montañismo, Palencia, 1990.
- A. Díez Riol. Montañas Palentinas. Cálamo, Palencia, 1999.
- R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott, y M. Ibsen. Landslide recognition. Identification, Movement and Causes. Wiley, Chichester, 1996.
- G. Dixon. Geoconservation: An International Review and Strategy for Tasmania. Occasional Paper 35, Parks and Wildlife Service, Tasmania, 1996.
- J. Dorthe. "Ventilation des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles des Préalpes suisses romandes." Travail de Diplôme, Institut de Géographie, Université de Fribourg, 2007. URL http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/pub/lib/exe/fetch.php?id=pub%3Amaster&cache=cache&media=master:diplome_sm-jd.pdf. último acceso: 5 de febrero de 2012.
- M. Dysli y M. Lüscher. "Les glaciers du Jura." Les Alpes, 7:38–41, 2003.
- J. Dyson. "Snowslide striations." Journal of Geology, 45:549–557, 1937.

BIBLIOGRAFÍA

- R. Eberhard. Pattern and Process: Towards a Regional Approach to National Estate Assessment of Geodiversity. Australian Heritage Commission, Canberra, 1997.
- J. Ehlers, V. Astakhov, P. Gibbard, J. Mangerud, y J. Svendsen. "Late Pleistocene Glaciations in Europe." En: S. Elias (ed.), Encyclopedia of Quaternary Science, pp. 1085–1095. Elsevier, Chichester, 2006.
- EHRIN. "La nieve en las cordilleras de España." Technical report, Ministerio de Medio Ambiente, Rural y Marino, 2011. URL http://www.marm.es/g1/agua/temas/evaluacion-de-los-recursos-hidricos/LA_NIEVE_EN_LAS_CORDILLERAS_DE_ESPANA_tcm10-28805.pdf. último acceso: 21 de diciembre de 2011.
- Environment y H. Service. "Giant's Causeway and Causeway Coast Management Plan." 2005. URL http://www.ni-environment.gov.uk/whs_final_draft_man_plan.pdf. último acceso 27 abril de 2011.
- R. Espina, J. Alonso, y J. Pulgar. "Growth and propagation of buckle folds determined from syn-tectonic sediments (the Ubierna Folds, Cantabrian Mountains, N Spain)." Journal of Structural Geology, 18(4):431–441, 1996.
- B. Etzelmüller. "On the Quantification of Surface Changes using Grid-based Digital Elevation Models (DEM)." Transactions in GIS, 4(2):129–143, 2000a.
- B. Etzelmüller. "On quantification of surface changes using grid-based digital elevation models (DEM)." Transactions in GIS, 4:129–143, 2000b.
- D. Evans, D. Twigg, y C. Orton. "Satujokull glacial landsystem, Iceland." Journal of Maps, 2010: 639–650, 2010.
- I. Evans. "World-wide variations in the direction and concentration of cirque and glaciers aspects." Geografiska Annaler, 59A(3-4):151–169, 1977.
- I. Evans. "Local aspect asymmetry of mountain glaciations: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes." Geomorphology, 73:166–184, 2006.
- I. Evans y N. Cox. "The form of glacial cirques in the English Lake District." Zeitschrift für Geomorphologie, 39:175–202, 1995.

-
- F. Faccinni, M. Picazzo, A. Robbiano, y A. Roccati. "Applied geomorphological map of the Portofino Municipal Territory (Italy)." Journal of Maps, 2008:451–462, 2008.
- B. Fagan. La pequeña edad de hielo: cómo el clima afectó a la historia de Europa (1300 - 1850). Gedisa, D.L., Barcelona, 2008. Julieta Barba y Silvia Jawerbaum (trad.).
- P. Federici y M. Spagnolo. "Morphometric Analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the Maritime Alps (Western French-Italian Alps)." Geografiska Annaler, 86A (3):235–248, 2004.
- J. Fengqing y Z. Yanwei. Encyclopedia of snow, ice and glaciers, chapter Freezing and Thawing Index, p. 301. Springer, Dordrecht, 2011.
- E. Fernández Martínez. "Laguna de Hoyo Empedrado." Technical report, GEPAGE. Universidad de León, 2011. URL <http://www3.unileon.es/grupos/wwulegpg/?p=770>. último acceso: 3 de febrero de 2012.
- E. Fernández Martínez y I. Fuertes. "Lugares de Interés Geológico. León." 2009a.
- E. Fernández Martínez y I. Fuertes. "Lugares de Interés Geológico. Palencia." 2009b.
- E. Fernández Martínez, J. Redondo, y R. Castaño. "Guía de campo: el patrimonio geológico del Alto Bernesga (León)." En: Avances y retos en la conservación del Patrimonio Geológico en España, pp. 303–320, 2011.
- T. Feuillet. Les formes périglaciaires dans les Pyrénées Centrales Françaises: Analyse spatiale, chronologique et valorisation. Tesis doctoral, Université de Nantes, 2010.
- M. Firpo, M. Guglielmin, y C. Queirolo. "Relict blockfields in the Ligurian Alps (Mount Beigua, Italy)." Permafrost and Periglacial Processes, 17:71–78, 2006.
- J. Fjellanger, L. Sørbel, H. Linge, E. Brook, G. Raisbeck, y F. Yiou. "Glacial survival of blockfields on the Varanger Peninsula, northern Norway." Geomorphology, 82:255–272, 2006.
- J. Flageollet y D. Weber. "Fall." En: R. Dikau, D. Brunsten, L. Schrott, y M. Ibsen (eds.), Landslide recognition. Identification, Movement and Causes, pp. 13–28. Wiley, Chichester, 1996.
-

BIBLIOGRAFÍA

- G. Flor y J. Bailón. "El glaciario cuaternario de los puertos de Àliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, Occidente de Cantabria)." Cuaternario y Geomorfología, 3:27–34, 1989.
- D. Florineth y C. Schlüchter. "Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum." Quaternary Research, 54(3):295–308, 2000.
- F. Florschütz y J. Menéndez. "Beitrag zur Kenntnis der quartären Vegetationsgeschichte Nordspaniens." Festschrift Franz Firbas. Sonderdruck aus den Veröffentlichungen des Geobotanischen Institutes der Eidg. Techn. Hochschule Stiftung Rübel, pp. 1–27, 1962.
- A. Frankl, J. Nyssen, M. Calvet, y H. Irenée. "Use of Digital Elevation Models to understand and map glacial landforms - The case of the Canigou Massif (Eastern Pyrenees, France)." Geomorphology, 115:78–89, 2010.
- O. W. Frauenfeld, T. Zhang, y J. L. McCreight. "Northern hemisphere freezing/thawing index variations over the twentieth century." International Journal of Climatology, 27:47–63, 2007.
- H. French. The Periglacial Environment. Wiley & Sons, Chichester, 3 edition, 2007.
- M. Frochoso. "El Macizo Central de los Picos de Europa y sus glaciares." Ería, 1:67–87, 1980.
- M. Frochoso. Geomorfología del valle del Nansa. Universidad de Cantabria, Santander, 1990.
- M. Frochoso y J. Castañón. "La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario. (Picos de Europa, NO España)." Ería, 11:193–209, 1986.
- M. Frochoso y J. Castañón. "Comments on: glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northern Spain by Suárez y Alonso." Journal of Glaciology, 41(138):430–432, 1995.
- M. Frochoso y J. Castañón. "El relieve heredado de la glaciación cuaternaria en el Macizo de Peña Prieta (Cordillera Cantábrica)." Polígonos, 6:25–43, 1996.
- M. Frochoso y J. Castañón. "El relieve glaciario de la Cordillera Cantábrica." En: A. G. Ortiz y A. P. Alberti (eds.), Las huellas glaciares de las montañas españolas, pp. 65–137. Universidad de Santiago de Compostela, 1998.
- G. Furdada. "Aludes de nieve. Riesgo actual y riesgo futuro." Cuaternario y Geomorfología, 20 (3-4):73–88, 2006.

- S. Gale y P. Hoare. "The glacial history of the northwest Picos de Europa on northern Spain." Zeitschrift fur Geomorphologie, 41(1):81–96, 1997.
- J. Gallastegui. "Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N." Trabajos de Geología, 22:2–234, 2000.
- J. Gallastegui, N. Heredia, L. Rodríguez, y A. Cuesta. "El "stock" de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la unidad del Pisuerga - Carrión (Zona Cantábrica, N de España)." Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe, 15:203–217, 1990.
- J. Gallastegui, N. Heredia, M. Lasala, J. Reyes, y L. Rodríguez. "Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N de la Cuenca del Dero entre los valles del trío y Pisuerga (León-Palencia)." En: Datación por el método Rb-Sr del Plutón granodiorítico de Peña Prieta (Zona Cantábrica, N de España), pp. 16–17. Lab. Xeol. Laxe, A Coruña, 1992.
- J. Gallastegui, J. Pulgar, y J. Álvarez Marrón. "2-D seismic modeling of the Variscan foreland thrust and fold belt crust in NW Spain from ESCIN-1 deep seismic reflection data." Tectonophysics, 269:21–32, 1997.
- A. García de Celis.
- A. García de Celis. "Los glaciares rocosos de la Sierra del Suspirón (León)." Polígonos, 1:9–21, 1991.
- A. García de Celis. Geomorfología de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica: La Montaña Occidental de León y su piedemonte. Tesis doctoral, Departamento de Geografía, Universidad de León, 1993.
- A. García de Celis. "Los paisajes glaciares de Omaña." De Omaña: Revista cultural y comarcal, 41(1):81–96, 1997b.
- A. García de Celis. "Formas periglaciares relictas en la Sierra del Suspirón (Extremo Occidental de la Cordillera Cantábrica, León): campos de bloques." En: E. Serrano y A. G. de Celis (eds.), Periglacialismo en montaña y altas latitudes, pp. 37–52. Universidad de Valladolid, Valladolid, 2002.

BIBLIOGRAFÍA

- A. García de Celis y L. Martínez Fernández. "Morfología glaciaria de las montañas de la cuenca alta de los ríos Sil, Omaña, Luna y Bernesga: revisión y nuevos datos (Montaña Occidental de León)." En: J. Redondo, A. G. Villar, R. G. Gutiérrez, y P. Carrera (eds.), El modelado de origen glaciario en las montañas leonesas, pp. 137–196. Universidad de León, 2002.
- A. García de Celis, M. A. Luengo, y J. Redondo. "Algunos ejemplos de deslizamientos en el Alto Sil (León)." En: Estudios de Geomorfología en España. Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología, Murcia. Tomo II, p. 445 – 453. Sociedad Española de Geomorfología, 1992.
- A. García de Celis, P. Arroyo, y A. Gandía. "Los bloques aradores de "Laguna Helada" (Urbión): un ejemplo singular de solifluxión activa en la Cordillera Ibérica." Polígonos, 16:119–134, 2006.
- J. García Fernández. "De la percepción del hecho montañoso: en torno a las palabras "monte – montes" y "montaña". " Estudios Geográficos, 199 – 200:431 – 451, 1990.
- J. García Fernández. Geomorfología estructural. Ariel, Barcelona, 2006.
- S. García López, F. Bastida, C. Brime, J. Aller, M. Valín, J. Sanz-López, C. Méndez, y J. Menéndez-Álvarez. "Los episodios metamórficos en la Zona Cantábrica y su contexto morfoestructural." Trabajos de Geología, 21:177–187, 1998.
- J. García Ruiz. Mapa geomorfológico de Sallent. 1. Geofoma Ediciones, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 1989.
- J. García Ruiz. "The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review." CATENA, 81(1): 1–11, 2010.
- J. García Ruiz y J. Arnáez. Mapa geomorfológico de Munilla. 3. Geofoma Ediciones, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 1991.
- J. García Ruiz, A. Gómez Villar, L. Ortigosa, y C. Martí. "Los circos glaciares en los altos valles del Aragón y del Gállego (Pirineo Central Español). Análisis morfométrico y variaciones espaciales." Cuaternario y Geomorfología, 13(1-2):95–108, 2000.
- J. García Ruiz, B. Valero, C. Martí, y P. González Sampérez. "Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees." Journal of Quaternary Science, 18(1):61–72, 2003.

- J. García Ruiz, N. Lana-Renault, S. Beguería, T. Lasanta, D. Regüés, E. Nadal Romero, P. Serrano Muela, J. López Moreno, B. Alvera, C. Martí, y L. Alatorre. "From plot to regional scales: Interactions of slope and catchment hydrological and geomorphic processes in the Spanish Pyrenees." Geomorphology, 120:248–257, 2010a.
- J. García Ruiz, A. Moreno, P. González Sampérez, B. Valero, y C. Martí. "La cronología del último ciclo glaciario en las montañas del sur de Europa. Una revisión." Cuaternario y Geomorfología, 24 (1-2):35–46, 2010b.
- L. García Sainz. "Morfología glaciario y periglaciario de la región de la Noguera (C. Cinca-Segre)." Boletín de las Sociedades Geográficas Nacionales, 54(LXXV):64–110, 1935.
- C. Gentizon, M. Baud, C. Holzmann, C. Lambiel, E. Reynard, y P. Schoeneich. GIS and geomorphological mapping as management tools in alpine periglacial areas, pp. 215–228. Dresden 2000, 2001.
- GEODA. "Memoria de actividades 2010." 2010. URL <http://www.geoda.net/blogs/espcur/default.aspx>. último acceso 19 de diciembre de 2011.
- A. Ginés. "Karrenfield landscapes and karren landforms." En: A. Ginés, M. Knez, T. Slabe, y W. Dreybott (eds.), Karst rock features. Karren sculpturing, volumen 9 de Carsologica, pp. 13–24. ZRC Publishing, Ljubljana, 2009.
- F. Golaz. Le Val de Moiry, Valais. Morphologie glaciaire, périglaciaire et essai de reconstitution paléogéographique des stades glaciaires, volumen 13 de Travaux et Recherches. Institut de Géographie, Université de Lausanne, 2001.
- N. Golledge. "An ice cap landsystem for palaeoglaciological reconstructions: characterizing the Younger Dryas in western Scotland." Quaternary Science Reviews, 26:213–229, 2007.
- J. Gómez de Llarena. "Huellas del glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar? (Guipuzcoa-Navarra)." Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 46:257–262, 1948.
- M. Gómez Lende. "The glacial Pleistocene complex of Caloca Valley, Central Cantabrian Mountains (northern Spain)." En: Abstracts of the VI International Conference on Geomorphology, Zaragoza 2005, 2005.

BIBLIOGRAFÍA

- A. Gómez Sal, E. Rodríguez Merino, J. Busqué, y M. Rodríguez Pascual. "Pernía-Páramos-Alto Campoo." Cuadernos de Trashumancia, 17:1–99, 1994.
- A. Gómez Villar, R. González Gutiérrez, J. Redondo Vega, y J. Santos González. "Distribución de glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica." Cuadernos de Investigación Geográfica, 37(2):49–80, 2011.
- J. González y V. Alonso. "Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northern Spain." Journal of Glaciology, 40(134):198–199, 1994.
- J. González y V. Alonso. "Reply to comments of Frochoso and Castañón on A glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northern Spain." Journal of Glaciology, 42(141):386–389, 1996.
- M. González Amuchastegui y E. Serrano. "Evolución geomorfológica, cambios ambientales e intervención humana durante el holoceno en la cuenca alta del Ebro: las tobas de los valles del Purón y Molinar." Estudios Geográficos, 68(263):527–546, 2007.
- A. González Díez, L. Salas, J. Díaz de Terán, y A. Cendrero. "Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain." Geomorphology, 15:291–309, 1996.
- A. González Díez, J. Remond, J. Díaz de Terán, y A. Cendrero. "A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides." Geomorphology, 30:95–113, 1999.
- R. B. González Gutiérrez. Estudio geomorfológico de la Montaña Central de León: los valles del Torío y Curueño. Tesis doctoral, Universidad de León, 2001.
- R. B. González Gutiérrez. "El modelado glaciar de los tramos altos y medios de los valles del Torío y Curueño (Montaña Central Cantábrica Leonesa, León)." En: J. Redondo, A. G. Villar, R. G. Gutiérrez, y P. Carrera (eds.), El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas, pp. 197–234. Universidad de León, 2002a.
- R. B. González Gutiérrez. El relieve de los valles del Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa). Universidad de León, 2002b.

-
- J. González Martín y V. Rubio. "Las transformaciones antrópicas del paisaje de los sistemas fluviales tobáceos del Centro de España." Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica, 96(1-2):155–186, 2000.
- J. González Trueba. "La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciar histórico." Cuaternario y Geomorfología, 19(3-4):79–94, 2005.
- J. González Trueba. El paisaje natural del Macizo Central de los Picos de Europa. CIMA, Consejería de Medio Ambiente, Gobierno de Cantabria, Santander, 2006a.
- J. González Trueba. "Glaciarismo histórico en los Picos de Europa (NO de España). Factores condicionantes y deglaciación." Boletín Glaciológico Aragonés, 6:37–60, 2006b.
- J. González Trueba. Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Madrid, 2007.
- J. González Trueba y E. Serrano. "El método AAR para la determinación de Paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el Macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica)." Cuadernos de Investigación Geográfica, 30:7–34, 2004.
- J. González Trueba y E. Serrano. Cultura y naturaleza en la Montaña Cantábrica. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 2007.
- J. González Trueba y E. Serrano. Geomorfología del Macizo Oriental del Parque Nacional Picos de Europa. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Madrid, 2009.
- J. González Trueba y E. Serrano. "La nieve en los Picos de Europa. Implicaciones geomorfológicas y ambientales." Cuadernos de investigación Geográfica, 36(2):61–84, 2010.
- J. González Trueba y E. Serrano. Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional Picos de Europa. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Madrid, 2011.
- J. González Trueba, E. Martín, E. Martínez de Pisón, y E. Serrano. "'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula." The Holocene, 18(4):551–568, 2008.
- B. Goodfellow, O. Fredin, M. Derron, y A. Stroeven. "Weathering processes and Quaternary origin of an alpine blockfield in Arctic Sweden." Boreas, 38:379–398, 2008.
-

BIBLIOGRAFÍA

- L. Gordon y C. Ballantyne. "'Protalus Ramparts' on Navajo Mountain, Utah, USA: Reinterpretation as Blockslope-sourced Rock Glaciers." Permafrost and Periglacial Processes, 17:179–187, 2006.
- A. Goudie. The human impact on natural environment. Basil Blackwell, Oxford, 3ª edición, 1990.
- S. Grab. "Needle ice observations from the High Drakensberg, Lesotho." Permafrost and Periglacial Processes, 12(12):227–231, 2001.
- J. Granero, M. Ferrando, M. Sánchez, y C. Pérez. Evaluación de Impacto Ambiental. Fundación CONFEMETAL, Madrid, 2010.
- M. Gray. Geodiversity. Valuing and conserving abiotic nature. John Wiley & Son, Chichester, 2004.
- C. Grohmann, M. Smith, y C. Riccomini. "Multiscale Analysis of Topographic Surface Roughness in the Midland Valley, Scotland." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 49(4): 1200–1213, 2011.
- M. Gustavsson. "Development of a Detailed Geomorphological Mapping System and GIS Geodatabase in Sweden." . Tesis de máster, Universidad de Uppsala, 2005. URL http://www.eld.geo.uu.se/swe/hemsidor/marcus/Lic_1_5Final_Ch%201-4.pdf. último acceso 07/11/2007.
- M. Gustavsson, E. Kolstrup, y A. Seijmonsbergen. "A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mappingsystem: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development." Geomorphology, 77:90–111, 2006.
- M. Gutiérrez Elorza. Geomorfología. Pearson Prentice Hall, Madrid, 2008.
- F. Gutiérrez Santaolalla, E. Acosta, S. Ríos, J. Guerrero, y P. Lucha. "Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees." Geomorphology, 69:298–314, 2005.
- W. Haeberli. "Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als moglicher Indikator fur die Verbreitung von Permafrost in den Alpen." Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9: 221–227, 1973.
- W. Haeberli. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen FliilapaP und Piz Grialetsch (Graubunden), volumen 17 de Mitteilungen der Versuchsanstalt fur Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. Eidgenossische Technische Hochschule, Zurich, 1975.

-
- W. Haeberli. "Permafrost –glacier relationships in the Swiss Alps-today and in the past." En: Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost. Fairbanks, Alaska, pp. 415–420. National Academic Press, Washington, 1983.
- W. Haeberli. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers, volumen 77 de Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich. ETH Zürich, 1985.
- K. Hall. "Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada." Earth Surface Processes and Landforms, 29(1):43–57, 2004.
- K. Hall. "Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada: II. The temperature at which water freezes in rock." Earth Surface Processes and Landforms, 32(2):249–25, 2007.
- L. E. Hamelin. "Materiaux de géomorphologie périglaciaire dans l'Espagne du Nord." Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 29:241–256, 1958.
- S. Hamilton y W. Whalley. "Rock glacier nomenclature: A re-assessment." Geomorphology, 14: 73–80, 1995.
- C. Harris, M. Kern-Luetsch, J. Murton, M. Font, M. Davies, y F. Smith. "Solifluction Processes on Permafrost and Non-permafrost Slopes: Results of a Large-scale Laboratory Simulation." Permafrost and Periglacial Processes, 19:359–378, 2008.
- J. Hazera. "La region de Bilbao et son arriere pays. Etude geomorphologique." Munibe, 20:1–358, 1968.
- E. Hernández Pacheco. "Fenómenos de glaciario cuaternario en la Cordillera Cantábrica." Boletín de la Real Academia Española de Historia Natural, 45:407–408, 1914.
- E. Hernández Pacheco. Geología y paleontología del Mioceno en Palencia. Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas. Nº5, Madrid, 1915.
- F. Hernández Pacheco. "Huellas glaciares en la Sierra de Queija." Boletín de la Real Academia Española de Historia Natural, 47:97–102, 1949a.
-

BIBLIOGRAFÍA

- F. Hernández Pacheco. Fisiografía, geología y glaciario cuaternario de las Montañas de Reinosa. Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid. Tomo X, 1949b.
- F. Hernández Pacheco. “El glaciario cuaternario de las Sierra de Queija-Orense, Galicia.” En: Actas del V congreso del INQUA, Madrid, pp. 267–279, 1958.
- F. Hernández Pacheco. “La morrena periglaciario de Peña Vieja. Picos de Europa (Santander).” En: Volumen Homenaje a Mendes-Correia, pp. 227–234. Sociedade Portuguesa de Antropologia e Etnologia, Oporto, 1959.
- F. Hernández Pacheco. “La pequeña cuenca glaciario de la Peña Lusa en la Cordillera Cantábrica, Santander.” Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural, secc. Geología, 59(2):191–205, 1961.
- M. Herrero. Mapa geomorfológico escala 1:50.000. Toledo-Sonseca. MOPU, Instituto Geográfico Nacional y Universidad Complutense, 1988a.
- M. Herrero. “Método de trabajo para la formación y diseño de mapas geomorfológicos.” Anales de Geografía de la Universidad Complutense, 8:25–39, 1988b.
- K. Hewitt, J. J. Clague, y J. Orwin. “Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes.” Earth-Science Reviews, 87:1–38, 2008.
- J. Hippolyte, M. Tardy, y G. Nicoud. “Les failles récentes des Grands-Moulins (Savoie) : un Sackung (tassement gravitaire) majeur dans les Alpes françaises.” Comptes Rendus Geoscience, 338:734–741, 2006b.
- J.-C. Hippolyte, G. Brocard, M. Tardy, G. Nicoud, D. Bourlès, R. Braucher, G. Ménard, y B. Souffaché. “The recent fault scarps of the western Alps (France): tectonic surface ruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ¹⁰Be dating approach.” Tectonophysics, 418:255–276, 2006a.
- M. Hoelzle. “Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps.” Permafrost and Periglacial Processes, 3:143–147, 1992.

- S. Holness. Periglacial slope processes, landforms and environment at Marion Island, maritime Subantarctic. Tesis doctoral, University of the Western Cape, 2001.
- S. Holness. "Sediment movement rates and processes on cinder cones in the Maritime Subantarctic (Marion Island)." Earth Surface Processes and Landforms, 29(1):91–103, 2004.
- L. Hortelano y J. I. Plaza. "Valoración de algunas propuestas de desarrollo en la Montaña palentina a partir de la promoción de iniciativas turísticas vinculadas al patrimonio minero." Publicaciones de la Institución Tello Téllez de Meneses, 75:413–433, 2004.
- B. Hubbard y N. Glasser. Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology. John Wiley and Sons, Chichester, 2005.
- R. Hugget. Fundamentals of Geomorphology. Taylor & Francis, New York, 3ª edición edition, 2011.
- P. Hughes. "Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy." Geomorphology, 123:189–199, 2010a.
- P. Hughes. "Little Ice Age glaciers in the Balkans: low altitude glaciation enabled by cooler temperatures and local topoclimatic controls." Earth Surface Processes and Landforms, 35:229–241, 2010b.
- P. Hughes y B. R.J. "Application of a degree-day model to reconstruct Pleistocene glacial climates." Quaternary Research, 69:110–116, 2008.
- P. Hughes y J. Woodward. "Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage." Journal of Quaternary Science, 23(6-7):575–588, 2008.
- P. Hughes, J. Woodward, y P. Gibbard. "Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean." Global and Planetary Change, 50:83–98, 2006.
- P. Hughes, P. Gibbard, y J. Woodward. "Geological controls on Pleistocene glaciations and cirque form in Greece." Geomorphology, 88:242–253, 2007.
- R. Hult. "Fjällvandringar i Galicien och Zamora." Geografiska Foreningen i Finland, 1:30–35, 1899.

BIBLIOGRAFÍA

- O. Humlum. "Rock glacier types on Disko, Central West Greenland." Nordisk Geografisk Tidsskrift, 84:35–39, 1982.
- O. Humlum. "The Climatic Significance of Rock Glaciers." Permafrost and Periglacial Processes, 9:375–395, 1998.
- J. Hyort y M. Louto. "Geodiversity of high-latitude landscapes in northern Finland." Geomorphology, 115:109–116, 2010.
- L. Iglesias. "Impresiones de la excursión científica a la Sierra de los Ancares, Invernadero y Queija, en el mes de julio de 1927." Arquivos do Seminario de Estudos galegos, 2:139–150, 1927.
- I.G.M.E. Camporredondo de Alba, volumen 106 de Mapa geológico de España escala 1:50.000. Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 1985.
- I.G.M.E. Potes, volumen 81 de Mapa geológico de España escala 1:50.000. Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 1994.
- I.G.M.E. "Documento metodológico para la elaboración del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG)." 2009. URL <http://www.igme.es/internet/patrimonio/novedades/METODOLOGIA%20IELIG%20V12.pdf>.
- M. Ishikawa. "Thermal regimes at the snow–ground interface and their implications for permafrost investigation." Geomorphology, 52:105–120, 2003.
- L. Iturrizaga. "Paraglacial landform assemblages in the Hindukush and Karakoram Mountains." Geomorphology, 95:27–47, 2008.
- IUPAC. "Compendium of Chemical Terminology, 2nd ed. (the "Gold Book")." 1997. Compilado por A. D. McNaught y A. Wilkinson. Blackwell Scientific Publications, Oxford. Versión XML creada por M. Nic, J. Jirat y B. Kosata.
- S. Ivy-Ochs, H. Kerschner, A. Reuther, F. Preusser, K. Heine, M. Maisch, P. Kubik, y C. Schlüchter. "Chronology of the last glacial cycle in the European Alps." Journal of Quaternary Science, 23 (6-7):559–573, 2008.

- L. Jackson, R. Kostaschuk, y G. MacDonald. "Identification of debris flow hazard in alluvial fans in the Canadian Rocky mountains." Geological Society American Review, Engineering Geology, 7:115–124, 1987.
- P. Jaesche, H. Veit, y B. Huwe. "Snow cover and soil moisture controls on solifluction in an area of seasonal frost, Eastern Alps." Permafrost and Periglacial Processes, 14(4):399–410, 2003.
- G. Jalut, V. Turú i Michels, J. Dedoubat, T. Otto, F. Ezquerro, M. Fontugne, J. Belet, L. Bonnet, A. García de Celis, J. Redondo, J. Vidal Romaní, y L. Santos. "Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 297: 330–350, 2010.
- J. Jennings. Karst geomorphology. Basil Blackwell Scientific Publications, 1987.
- M. Jiménez. Geomorfología de la cuenca alta del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Asturias). Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 1994.
- M. Jiménez. "El glaciario en la cuenca alta del río Nalón (NO de España): una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica." Revista de la Sociedad Geológica de España, 9(3-4):157–168, 1996.
- M. Jiménez y P. Farias. "New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain)." Geodinamica Acta, 15(1):93–101, 2002.
- J. Johnson. "Some problems in the study of rock glaciers." En: B. Fahey y R. Thompson (eds.), Research in Polar and Alpine Geomorphology, pp. 84–95. Geo Abstracts Ltd., Norwich, 1973.
- P. Johnson. "Mass movement of ablation complexes and their relationship to rock glaciers." Geografiska Annaler, 56A:93–101, 1974.
- P. Johnson. "Rock glaciers: A case for change in nomenclature." Geografiska Annaler, 65A:27–34, 1983.
- P. Johnson. "Rock glacier: glacier debris systems of high magnitude, low frequency flows?." En:

BIBLIOGRAFÍA

- J. Giardino, J. S. Jr., y J. Vitek (eds.), Rock Glaciers, pp. 175–192. Allen and Unwin, Londres, 1987.
- E. Joyce. Assesing geological heritage, pp. 35–40. Australian Heritage Commission, Canberra, 1997.
- A. Julián, J. Peña, J. Chueca, J. Zabalza, A. Lapeña, y I. López Moreno. “Cartografía de zonas probables de aludes en el Pirineo aragonés: metodología y resultados.” Boletín de la A.G.E., 30: 119–134, 2000.
- H. Juliussen y O. Humlum. “Thermal regime of openwork block fields on the Mountains Elgâhogna and Sjølen, Central-eastern Norway.” Permafrost and Periglacial Processes, 19(1):1–18, 2008.
- M. Julivert. “Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain.” American Journal of Sciences, 270(1):1–29, 1971.
- M. Julivert, J. Fomboté, y L. Nabais Conde. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E:1.000.000. Memoria explicativa. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1972.
- Z. Kern y P. László. “Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small palaeoglaciers.” Quaternary Science Reviews, 29:2781–2787, 2010.
- H. Kerschner. “Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria.” Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie, 21: 363–369, 1985.
- K. Kiernan. “Human Impacts on Geodiversity and Associated Natural Values of Bedrock Hills in the Mekong Delta.” Geoheritage, 2:101–122, 2010.
- L. King, A. Gorbunov, y M. Evin. “Prospecting and Mapping of Mountain Permafrost and Associated Phenomena.” Permafrost and Periglacial Processes, 3:73–81, 1992.
- J. Knight. “Evaluating geological heritage: correspondence on Ruban, D.A. ‘Quantification of geodiversity and its loss.’” Proceedings of the Geologists’ Association, 121(3):326–333, 2010.
- K. Koop. “Límite de la nieve perpetua y clima de la época glaciario würmiense en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra).” Muribe, 17:3–20, 1965. J.G. de Llarena trad.

-
- U. Kossel. "Problemas geomorfológicos acerca de la determinación del máximo avance en la Sierra de Ancares (León-Lugo-Asturias)." En: A. P. A. P. M. W. Chestworth y A. M. Cortizas (eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios, pp. 131–141. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 1996.
- A. Kotarba, L. Kaszowski, y K. Krzemien. High denudational system of the Polish Tatra Mountains. Polish Academy of Science, Cracovia, 1987.
- S. Kozłowski. "Geodiversity. The concept and scope of Geodiversity." Polish Geological Review (Przegląd Geologiczny), 52(8-2):833–839, 2004.
- P. Krasilnikov, N. García, y A. Ibáñez. "Pedodiversity in Mountainous Tropical Semideciduous Forests of Sierra Madre Del Sur, Mexico." Eurasian Soil Science, 42(13):1435–1442, 2009.
- C. Lachaux. Les parcs nationaux. Que sais je? Presses Universitaires de France, París, 1980.
- N. Lana Renault, B. Alvera, y J. García Ruiz. "The snowmelt period in a Mediterranean high mountain catchment: runoff and sediment transport." Cuadernos de Investigación Geográfica, 36(2):99–108, 2010.
- E. Leo y J. Cuchí. "Los aludes en el Alto Aragón." Lucas Mallada, 11:135–161, 2004.
- C. Lewis, E. McDonald, C. Sancho, J. Peña, y E. Rhodes. "Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy." Global and Planetary Change, 67:141–152, 2009.
- A. Lewkowicz y C. Harris. "Frequency and magnitude of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada." Permafrost and Periglacial Processes, 16(1):115–130, 2005.
- Z. Li, R. Bruhn, T. Pavlis, M. Vorkink, y Z. Zeng. "Origin of sackung uphill-facing scarps in the Saint Elias orogen, Alaska: LIDAR data visualization and stress modeling." Geological Society of America Bulletin, 122(9-10):1585–1599, 2010.
- N. Llopis. "Sobre la morfología de los picos Ancares y Miravalles." Anales de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias (Revista Las Ciencias), Sección Cuarta, Ciencias Naturales, 19(3):627–643, 1954.
-

BIBLIOGRAFÍA

- N. Llopis. "Estudio del glaciario cuaternario de Sanabria." En: I Congreso Internacional del INQUA, Madrid, pp. 38–41, 1957.
- N. Llopis y F. Jordá. Mapa del Cuaternario de Asturias. Diputación Provincial de Oviedo, 1957.
- F. López Martín. El manto nivoso y la generación de aludes en zonas de montaña. Colegio de Geógrafos de Aragón, Zaragoza, 2011.
- J. López Martínez y L. Carcavilla. "Las avalanchas de nieve como riesgo natural." Terralia, 17: 1–9, 2000.
- J. López Moreno, S. Vicente Serrano, E. Morán, J. Lorenzo, A. Kenawy, y M. Beniston. "Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century." Global and Planetary Change, 77:62–76, 2011.
- J. López Ruiz. "La despoblación de la Montaña Palentina: recomendaciones para la intervención." CEDDAR: Informes, 9(3):1–109, 2005.
- T. Losa y P. Montserrat. "Aportación al estudio de la Flora de los Montes Cantábricos." Anales del Instituto Botánico A. J. Cavanilles, 10(2):423–510, 1951.
- T. Losa y P. Montserrat. "Nueva aportación al estudio de la Flora de los Montes Cantábricos." Anales del Instituto Botánico A. J. Cavanilles, 11(2):385 – 462, 1953.
- F. Lotze. "Acerca de unas glaciaciones pleistocenas en el Grupo de Valnera (cadenas cantábricas orientales)." Notas y comunicaciones del I.G.M.E., 72:257–262, 1963.
- B. Luckman. "The geomorphology of the Alberta Rocky Mountains: a review and commentary." Zeitschrift für Geomorphologie, 37:91–119, 1981.
- B. Luckman y K. Crockett. "Distribution and characteristics of rock glaciers in the southern part of Jasper National Park, Alberta." Canadian Journal of Earth Sciences, 15:540–550, 1978.
- M. Luengo. Estudio del sector oriental de los Montes de León. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 1992.

- M. Luengo. "El glaciario en la Sierra del Teleno (León)." En: J. Redondo, A. G. Villar, R. GonzálezGutiérrez, y P. Carrera (eds.), El modelado de origen glaciario en las montañas leonesas, pp. 29–66. Universidad de León, 2002.
- R. Lugon. "Comptes rendus d'ouvrages. Murray Gray, Geodiversity, valuing and conserving abiotic nature. Ed. J. Wiley & Sons, Chichester, 2004, 434 p." Géomorphologie: relief, processus, environnement, 3:235–238, 2005.
- R. Lugon y M. Stoffel. "Rock-glacier dynamics and magnitude–frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps." Global and Planetary Change, 73:202–210, 2010.
- K. Maas. "The geology of Liebana, cantabrian Mountains, Spain. Deposition and deformation in a flysch area." Leidse Geologische Mededelingen, 49:379–465, 1974.
- J. Mabeoone. "La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincial de Palencia)." Estudios Geológicos, XVII(2):101–130, 1961.
- K. MacGregor, R. Anderson, y E. Waddington. "Numerical modeling of glacial erosion and headwall processes in alpine valleys." Geomorphology, 103:189 – 204, 2009.
- B. Maillard, C. Lambiel, S. Martin, R. Pellitero, E. Reynard, y P. Schoeneich. "The ArcGIS version of the geomorphological mapping legend of the University of Lausanne." Technical report, Université de Lausanne, 2011.
- M. Manjón, J. Colmenero, J. García Ramos, y I. Vargas. "Génesis y distribución espacial de los abanicos aluviales silicilásticos del Terciario superior en el borde N. de la Cuenca del Duero (León-Palencia)." En: I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Tomo I, pp. 357–372. Instituto Geológico y Minero de España, 1982a.
- M. Manjón, J. García Ramos, J. Colmenero, y I. Vargas. "Procedencia, significado y distribución de los diversos sistemas de abanicos aluviales con clastos poligénicos en el Neógeno del borde N. de la Cuenca del Duero." En: I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Tomo I, pp. 373–390. Instituto Geológico y Minero de España, 1982b.

BIBLIOGRAFÍA

- L. Marchi, M. Arattano, y A. Deganutti. "Ten years of debris flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps)." Geomorphology, 46:1–17, 2002.
- J. Marco, E. Matarredona, y A. Padilla. Elda (14-17). Cartografía básica geomorfológica E 1:100.000. Publicaciones de la Universidad de Alicante, Alicante, 2000a.
- J. Marco, E. Matarredona, y A. Padilla. Alacant (15-17). Cartografía básica geomorfológica E 1:100.000. Publicaciones de la Universidad de Alicante, Alicante, 2000b.
- A. Marcos, A. Pérez Estaun, J. Pulgar, F. Bastida, y F. Ruiz. Memoria del mapa geológico nº 99: Becerreá. IGME, Madrid, 1980.
- M. Margold, V. Treml, L. Petr, y P. Nyplová. "Snowpatch hollows and pronival ramparts in the Krkonoše mountains, Czech Republic: distribution, morphology and chronology of formation." Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 93:137–150, 2011.
- G. C. Marquette, J. T. Gray, J. C. Gosse, F. Courchesne, L. Stockli, G. MacPherson, y R. Finkel. "Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating." Canadian Journal of Earth Sciences, 41:19–38, 2004.
- C. Martí, B. Valero, y J. M. García Ruiz. "Large Historical Debris Flows in the Central Spanish Pyrenees." Physics and Chemistry of The Earth, 22(3-4):381–385, 1997.
- S. Martín y L. Ghiraldi. "Internet au service du patrimoine. Cartographie dynamique de l'inventaire des géotopes d'importance nationale." Géomorphologie. Formes, processus, environnement, En prensa, 2012.
- J. Martín Galindo. "Síntesis de las formas de relieve en la provincia de León (Notas previas a un estudio de las regiones y comarcas leonesas)." Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 51:11–35, 1953.
- a. Martín Serrano, a. Salazar, F. Nozal, y a. Suárez. Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000. Guía para su elaboración. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2004.
- F. Martínez. "La espeleología en Palencia." Publicaciones de la Institución Tello Téllez de Meneses, 40:1–123, 1978.

- J. Martínez, R. Menéndez, y J. Lastra. "Modelo de susceptibilidad de movimientos en masa profundos para Asturias (Norte de España)." Cuaternario y Geomorfología, 19(3-4):23–35, 2005.
- J. Martínez Álvarez. "Datos sobre los depósitos coluvionares de la zona oriental y costera de Asturias." Speleon, 3-4:73–83, 1961.
- E. Martínez de Pisón. "El conocimiento del periglacialismo en España." En: A. G. Ortiz, M. S. Torres, y F. S. Franch (eds.), Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares, volumen 7 de Monografías de la S.E.G., p. 24–31. Universidad de Granada, 1994.
- E. Martínez de Pisón y M. Arenillas. "Algunos problemas de morfología glaciar en la España atlántica." Acta Geológica Hispánica, 14:445–450, 1979.
- E. Martínez de Pisón y M. Arenillas. "Nuevos problemas de morfología glaciar en la España atlántica." Estudios Geográficos, 175:159–174, 1984.
- J. Martínez Mancebo. "Usos y costumbres en Fuentes Carrionas. 1ª parte. Etnografía." Publicaciones de la Institución Tello Téllez de Meneses, 44:325–397, 1980.
- J. Martínez Mancebo. "La cuna del Carrión: una aportación histórica y costumbrista de La Lastra, Triollo y Vidrieros." Colección de Historia Montaña Palentina, 4:161–251, 2010.
- M. Martínez Pereda. "Penetración romana en los Picos de Europa." Publicaciones de la Institución Tello Téllez de Meneses, 60:15–66, 1989.
- B. Martrat, J. Grimalt, N. Shackleton, L. de Abreu, M. Hutterli, y T. Stocker. "Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian Margin." Science, 317: 502–507, 2007.
- G. Mary. "Les oscillations climatiques entre 125.000 ans et le dernier maximum glaciaire sur la côte asturienne (Espagne)." Bulletin AEQUA, 1-2:151–157, 1986.
- N. Matsuoka. "The relationship between frost heave and downslope soil movement: Field measurements in the Japanese Alps." Permafrost and Periglacial Processes, 9(2):121–133, 1998.
- N. Matsuoka. "Solifluction rates, processes and landforms: a global review." Earth Science Reviews, 55:107–134, 2001.

BIBLIOGRAFÍA

- N. Matsuoka. "Climate and material controls on periglacial soil processes: Toward improving periglacial climate indicators." Quaternary Research, 75:356–365, 2011.
- J. McManus, R. Francois, J. Gherardi, L. Keigwin, y S. Brown-Leger Nature.
- J. Menéndez y F. Florschütz. "Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne." Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología), 61:121–133, 1963.
- R. Menéndez. Geomorfología del área de Somiedo (Cordillera Cantábrica; norte de España). Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve. Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 1994.
- R. Menéndez y J. Marquínez. "Glaciarismo y evolución tardiglacial de las vertientes en el valle de Somiedo. Cordillera Cantábrica." Cuaternario y Geomorfología, 10(3-4):21 – 31, 1996.
- D. Mège y D. Bourgeois. "Equatorial glaciations on Mars revealed by gravitational collapse of Valles Marineris wallslopes." Earth and Planetary Science Letters, 310:182–191, 2011.
- A. Miall. "Glaciofluvial transport and deposition." En: N. Eyles (ed.), Glacial geology. An Introduction for engineers and earth scientist, pp. 168–183. Oxford, Pergamon Press, 1983.
- A. Miall. The Geology of Fluvial Deposits. Springer, New York, 1996.
- A. Micallef. "Marine Geomorphology: Geomorphological Mapping and the Study of Submarine Landslides." En: M. Smith, P. Paron, y J. Griffiths (eds.), Geomorphological Mapping. Methods and Applications, pp. 377–396. Elsevier, Amsterdam, 2011.
- J. Minár y I. Evans. "Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping." Geomorphology, 95:236–259, 2008.
- F. Miotke. Karstmorfologische studien in der glacial übertormten Höhenstufe der Picos de Europa. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover, 1968.
- C. Morales y M. Ortega. Aula activa de la Naturaleza Arbejal (Cervera de Pisuerga), chapter Elementos que configuran el medio natural de la Montaña Palentina, pp. 17–80. Consejería de Educación y Cultura de la Junta de Castilla y León, 1995.

-
- S. Morard, C. Scapozza, V. Duhem, R. Delayole, y E. Reynard. "Géomorphologie de la montagne-fiches pour l'enseignant." 2009. URL <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/montagne>. último acceso 23 de noviembre de 2011.
- A. Moreno, B. Valero-Garcés, M. Jiménez, M. Domínguez, M. Mata, A. Navas, P. González Sampérez, H. Stoll, P. Farias, M. Morellón, J. Corella, y M. Rico. "The last glaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain)." Journal of Quaternary Science, 25:1076–1091, 2009.
- A. Moreno, P. González Sampérez, M. Morellón, B. Valero-Garcés, y W. Fletcher. "Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments." Quaternary Science Reviews, 36:139–153, 2012.
- G. Moreno y O. Sánchez. "Informe sobre la notable importancia botánica del macizo de Peña Prieta." Technical report, Ecologistas en Acción, 2004. URL <http://www.ecologistasenaccion.org/IMG/pdf/EspeciesVegetales.pdf>. último acceso 27 de abril de 2010.
- M. Muñoz. Los espeleotemas holocenos y pleistocenos de la Cueva del Cobre (sierra de Peña Labra, Palencia) como indicadores de variedad climática. Tesis doctoral, Universidad Complutense, 2007.
- A. Mulero. La protección de Espacios Naturales en España. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, 2002.
- M. Naughton, F. and Sánchez-Goñi, S. Desprat, J. Turon, J. Duprat, B. Malaize, C. Joli, E. Cortijo, T. Drago, y M. Freitas. "Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia." Marine Micropaleontology, 62:91–114, 2007.
- L. M. Nieto. "Geodiversidad: propuesta de una definición integradora." Boletín Geológico y Minero, 112(2):3–12, 2001.
- J. Nossin. "Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Mountains (Spain)." Leidse Geologische Mededelingen, 62(24):283–406, 1959.
- F. Nozal, F. y Gracia. "El piedemonte de la Sierra del Brezo (Montes Palentinos)." En: M. Gu-

BIBLIOGRAFÍA

- tiérrez, J. P. na, y M. Lozano (eds.), Actas de la 1 Reunión Nacional de Geomorfología. 17 - 20 septiembre 1990, Teruel. Tomo II, pp. 763–772. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 1990.
- F. Nussbaum y F. Gigax. “La Glaciación Cuaternaria en la Cordillera Cantábrica.” Estudios Geográficos, 51:261–270, 1953.
- H. Obermaier. Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, Serie Geológica, 9, 1914.
- A. Ohmura, P. Kasser, y M. Funk. “Climate at the equilibrium line of glaciers.” Journal of Glaciology, 38(130):397–411, 1992.
- M. Oliva y A. Gómez Ortiz. “Efectividad de los procesos periglaciares en Sierra Nevada durante el Holoceno.” En: Actas del II Seminario Ibero-Americano de Geografía Física. Coimbra, mayo de 2010, 2010. URL <http://www.uc.pt/fluc/cegot/VISLAGF/actas/tema3/oliva>. último acceso: 22 de noviembre de 2011.
- M. Oliva, L. Schulte, y A. Gómez Ortiz. “Morphometry and late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada, Southern Spain.” Permafrost and Periglacial Processes, 20(4): 369–382, 2009.
- R. Ondicol. “Application of an alpine geomorphological mapping system to an atlantic mountain environment: The Curavacas Massif (Cantabrian Range, Northwest Spain).” Journal of Maps, 2009:194–205, 2009.
- J. Orford, N. Betts, J. Cooper, y B. Smith. “Future coastal scenarios for Northern Ireland. Report for the National Trust (NI).” Technical report, National Trust, 2007.
- H. Osmaston. The past vegetation and climate of Ruwenzori and its neighbourhood. Tesis doctoral, University of Oxford, 1965.
- H. Osmaston. “Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the AreaXAltitude, the Area-XAltitude Balance Ratio and the AreaXAltitude Balance Index methods and their validation.” Quaternary International, 138-139:22–31, 2005.
- G. Ostrem. “Rock glaciers and ice-cored moraines, a reply to D. Barsch.” Geografiska Annaler, 47:76–84, 1971.

-
- G. Ostrem y K. Arnold. "Ice cored moraines in southern British Columbia and Alberta, Canada." Geografiska Annaler, 2A:120–128, 1970.
- E. Otero. "Crónicas del frío." Revista Vetusta, 75:18–23, 2007.
- D. Palacios, N. Andrés, y E. Luengo. "Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain)." Geomorphology, 54:157–178, 2003.
- R. Pallàs, A. Rodés, R. Braucher, J. Carcaillet, M. Ortuño, J. Bordonau, D. Bourlés, J. Vilaplana, E. Massana, y P. Santanach. "Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: A critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south central Pyrenees." Quaternary Science Reviews, 25:2937–2963, 2007.
- M. Panizza. "Schema di legenda per carte geomorfologiche di dettaglio." Bolletín della Società Geologica Italiana, 91(2):207–237, 1972.
- M. Panizza. "Geomorphosites: Concepts, methods and examples of geomorphological survey." Chinese Science Bulletin, 46:4–6, 2001.
- M. Panizza. "The Geomorphodiversity of the Dolomites (Italy): A Key of Geoheritage Assessment." Geoheritage, 1:33–42, 2009.
- M. Panizza y S. Piacente. "TCultural geomorphology and geodiversity." En: E. Reynard, P. Coratza, y G. Regolini (eds.), Geomorphosites, pp. 35–48. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munich, 2009.
- K. Parks y M. Mulligan. "On the relationship between a resource based measure of geodiversity and broad scale biodiversity patterns." Biodiversity and Conservation, 19::2751–2766, 2010.
- P. Paron y M. Smith. "Editorial: Applied Geomorphological Mapping." Journal of Maps, 2008: 197–200, 2008.
- S. Parry. "The Application if Geomorphological Mapping in the Assessment of Landslide Hazard in Hong Kong." En: M. Smith, P.Paron, y J. Griffiths (eds.), Gemorphological Mapping. Methods and Applications, pp. 413–442. Elsevier, Amsterdam, 2011.
- C. Parson. "Rock glaciers and site characteristics on the Blanca Massif, Colorado, USA." En: J. Giardino, J. Shroder, y J. Vitek (eds.), Rock glaciers, pp. 127–144. Allen & Unwin, Winchester, 1987.
-

- D. Payne. "Climatic implications of rock glaciers in the arid Western Cordillera of the Central Andes." Technical Report rp03, <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1998/rp031998/rp03.htm>, 2011.
- J. Peña. "Los sistemas de cartografía geomorfológica." En: J. P. na (ed.), Cartografía geomorfológica básica y aplicada, pp. 85–102. Geofoma ediciones, Universidad de La Rioja, Logroño, 1997a.
- J. Peña. "Los mapas geomorfológicos: características y tipos." En: J. P. na (ed.), Cartografía geomorfológica básica y aplicada, pp. 13–24. Geofoma ediciones, Universidad de La Rioja, Logroño, 1997b.
- J. Peña y M. Lozano. Geomorfología de campo en la Sierra de Albarracín. XIX Curso de Geografía Física, chapter La Cordillera Ibérica, pp. 3–15. Universidad de Verano de Teruel, 2004.
- J. Peña, F. Pellicer, J. Chueca, y A. Julián. "Leyenda para mapas geomorfológicos a escalas 1:100.000/1.200.000." En: J. P. na (ed.), Cartografía geomorfológica básica y aplicada, p. separata. Geofoma ediciones, Universidad de La Rioja, Logroño, 1997a.
- J. Peña, F. Pellicer, J. Chueca, y A. Julián. "Leyenda para mapas geomorfológicos a escalas 1:25.000/1:50.000." En: J. P. na (ed.), Cartografía geomorfológica básica y aplicada, p. separata. Geofoma ediciones, Universidad de La Rioja, Logroño, 1997b.
- J. Peña, M. Lozano, M. Sánchez, A. Jiménez, L. Longares, J. Chueca, y A. Julián. "Aspectos geomorfológicos y cronología relativa de las acumulaciones periglaciares de la Cordillera ibérica oriental." En: J. P. na, M. Sánchez, y M. Lozano (eds.), Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea, pp. 127–148. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 2000.
- J. Pedraza. Geomorfología : principios, métodos y aplicaciones. Rueda, Madrid, 1996.
- F. Pellicer. "El lenguaje cartográfico." En: J. P. na (ed.), Cartografía geomorfológica básica y aplicada, pp. 67–84. Geofoma ediciones, Universidad de La Rioja, Logroño, 1997a.
- R. Pellitero. "El Macizo del Curavacas: mapa geomorfológico e interpretación morfoestratigráfica, geocológica y paleoclimática." Tesis de máster, Universidad de Valladolid, 2008a.

- R. Pellitero. "Evolución glaciaria del valle de Pineda (Cordillera Cantábrica, Palencia) a partir de la interpretación de depósitos morrénicos." En: Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008, X Reunión Nacional de Geomorfología, Cádiz, pp. 269–272, 2008b.
- R. Pellitero. "El complejo morrénico de Vega Naranco (León, Cordillera Cantábrica). Evolución y correlación de fases glaciares durante el último máximo glaciario." En: V. Turú y A. Constante (eds.), Actas de la XII Reunión Nacional de Cuaternario (AEQUA), Andorra, pp. 7–10, 2011.
- R. Pellitero y F. Manosso. "El cálculo de la geodiversidad como herramienta para la gestión territorial." En: XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 2012.
- R. Pellitero y E. Serrano. De Castilla al Mar. La naturaleza del paisaje en la Montaña Cantábrica, chapter La Montaña Palentina: el macizo del Valdecebollas y los valles de Brañosera y los Redondos, pp. 37 – 68. AGE, Universidad de Valladolid y Universidad de Oviedo, 2008.
- R. Pellitero, M. González Amuchastegui, P. Ruiz Flaño, y E. Serrano. "Geodiversity and Geomorphosite Assessment Applied to a Natural Protected Area: the Ebro and Rudron Gorges Natural Park (Spain)." Geoheritage, 3(3):163–174, 2011a.
- R. Pellitero, E. Serrano, y J. González. "Glaciares rocosos del sector central de la Montaña Cantábrica: indicadores paleoambientales." Cuadernos de Investigación Geográfica, 37(2):119–144, 2011b.
- A. Penck. Die Picos de Europa und das kantabrische Gebirge. Geographische Zeitschrift Leipzig, 1897.
- A. Penck y E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. 3B. Leipzig, 1909.
- C. Pepper. The Roots of Modern Environmentalism. Routledge, London, 1984.
- R. Pereira. Geoconservação e desenvolvimento sustentável na Chapada Diamantina (Bahia - Brasil). Tesis doctoral, Universidade do Minho, 2010.
- A. Pérez Alberti. "Acta Geológica Hispánica. Homenaje LI. Solé Sabarís." En: Nuevas observaciones sobre glaciario y periglaciario en el NO de la Península Ibérica. La Galicia sudoriental, pp. 441–444. Barcelona, 1979.

BIBLIOGRAFÍA

- A. Pérez Alberti. "Procesos periglaciares e glaciares no Nordeste de Galicia." Revista Terra. Sociedade Galega de Xeografía, 3:78–86, 1988.
- A. Pérez Alberti. La Geomorfología de la Galicia Sudoriental. Tesis doctoral, Universidad de Santiago de Compostela, 1991a.
- A. Pérez Alberti. La Geomorfología de la Galicia Sudoriental. Tesis doctoral, Departamento de Geografía, Universidade de Santiago, 1991b.
- A. Pérez Alberti y M. Valcárcel. "Las huellas glaciares de las montañas españolas." En: A. G. Ortiz y A. P. Alberti (eds.), Caracterización y distribución espacial del glaciario en el Noroeste de la Península Ibérica, pp. 17–62. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 1998.
- A. Pérez Alberti y M. Valcárcel. "Depósitos de ladera de estructura estratificada en la Galicia Oriental (Noroeste Ibérico)." En: J. P. na, M. Sánchez, y M. Lozano (eds.), Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea, pp. 25–44. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 2000.
- A. Pérez Alberti, M. Rodríguez Guitián, y M. y Valcárcel. "El modelado glaciar en la vertiente oriental de la Sierra de Ancares (Noroeste de la Península Ibérica)." Papeles de Geografía, 1 (18):39–51, 1992a.
- A. Pérez Alberti, M. Rodríguez Guitián, y M. y Valcárcel. "Valles de Piornedo y Suárbol (NO Ibérico)." En: F. L. Bermúdez, C. Conesa, y M. R. Díaz (eds.), Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología. S.E.G., Murcia, Tomo I, pp. 403–412, 1992b.
- A. Pérez Alberti, A. Martínez, y C. Moares. "Los procesos periglaciares en el noroeste de la Península Ibérica." En: A. G. Ortiz, M. Simón, y F. Salvador (eds.), Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares, Sociedad Española de Geomorfología, pp. 33–54. Universidad de Granada, Universidad de Barcelona, 1994.
- A. Pérez Alberti, M. Rodríguez Guitián, y M. y Valcárcel. "Acción e importancia del frío durante el Cuaternario reciente en las Sierras Septentrionales de Galicia (Noroeste Ibérico)." En: 3ª Reunión de Cuaternario Ibérico, Actas GTEPEQ-AEQUA, Coimbra, pp. 79–84, 1995a.

- A. Pérez Alberti, M. Rodríguez Guitián, y M. y Valcárcel. "Reconstrucción paleoambiental a partir de las formas y depósitos superficiales en el límite galaico-astur-leonés." En: 3ª Reuniao do Quaternario Ibérico, Actas GTEPEQ-AEQUA, Coimbra, pp. 191–197, 1995b.
- F. Pérez Rodríguez. "El fenómeno megalítico en la Montaña Palentina." Colección de Historia Montaña Palentina. Ediciones Aruz, 4:11–64, 2010.
- W. Phillips, A. Hall, R. Mottram, L. Fifield, y D. Sugden. "Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: timescales for the development of a classic landscape of selective linear erosion." Geomorphology, 73:222–245, 2006.
- W. Plastino, L. Kaihola, P. Bartolomei, y F. Bella. "Cosmic Background Reduction In The Radiocarbon Measurement By Scintillation Spectrometry At The Underground Laboratory Of Gran Sasso." Radiocarbon, 43(2A):157–161, 2001.
- J. Pulgar, J. Alonso, R. Espina, y J. Marín. "La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica." Trabajos de Geología, 21:283–294, 1999.
- B. Rea. "Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions." Quaternary Science Reviews, 28:237–248, 2009.
- B. Rea, W. Whalley, M. Rainey, y J. Gordon. "Blockfields old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway." Geomorphology, 15:109–121, 1996.
- J. Redondo. "El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas." En: J. Redondo, A. G. Villar, R. G. Gutiérrez, y P. Carrera (eds.), El relieve glaciar de la Sierra de Gistredo (NO de la Cordillera Cantábrica, León), pp. 105–136. Universidad de León, León, 2002.
- J. Redondo, P. Carrera, B. González, y A. Gómez Villar. "Caracterización de los macizos que dominan los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo (león): influencia de la fracturación en la génesis y desarrollo de esas formas periglaciares." En: E. Serrano y A. G. de Celis (eds.), Periglaciarismo en montaña y altas latitudes, pp. 27–36. Departamento de Geografía de la Universidad de Valladolid, 2002.
- J. Redondo, A. Gómez Villar, y R. Gutiérrez. "Localización y caracterización morfométrica de los

BIBLIOGRAFÍA

- glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León).” Cuadernos de Investigación Geográfica, 30:35–60, 2004.
- J. Redondo, A. Gómez Villar, R. González, y J. Santos. Los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica. Universidad de León, 2010.
- G. Regolini. Cartographier les geomorphosites: objectifs, publics et propositions méthodologiques. Tesis doctoral, Université de Lausanne, 2011.
- P. Reimer, M. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. Beck, P. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C. Buck, G. Burr, R. Edwards, M. Friedrich, P. Grootes, T. Guilderson, I. Hajdas, T. Heaton, A. Hogg, K. Hughen, K. Kaiser, B. Kromer, F. McCormac, S. Manning, R. Reimer, D. Richards, J. Southon, S. Talamo, C. Turney, J. van der Plicht, y C. Weyhenmeyer. “IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP.” Radiocarbon, 51(4):1111–1150, 2009.
- J. Remondo, J. Soto, A. González Díez, J. Díaz de Terán, y A. Cendrero. “Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas in northern Spain.” Geomorphology, 66: 69–84, 2005.
- E. Reynard. Encyclopedia of Geomorphology, chapter Geosite, p. 440. Routledge, London, 2004.
- E. Reynard. “Perspectives for geomorphosite studies.” En: E. Reynard, P. Coratza, y G. Regolini (eds.), Geomorphosites, pp. 235–237. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munich, 2009a.
- E. Reynard. “The assessment of geomorphosites.” En: E. Reynard, P. Coratza, y G. Regolini (eds.), Geomorphosites, pp. 63–72. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munich, 2009b.
- E. Reynard, C. Holzmann, C. Lambiel, y M. Phillips. Légende géomorphologique de l’IGUL et Guide pratique pour le levé de cartes géomorphologiques. Institut de Géographie, Lausanne, 2005.
- E. Reynard, G. Fontana, L. Koznik, y C. Scapozza. “A method for assessing the scientific and additional values of Geomorphosites.” Geographica Helvetica, 3:1–13, 2007.
- E. Reynard, P. Coratza, y G. Regolini. “Scientif research on Geomorphosites over the last eight years: improvements and aims of the book.” En: E. Reynard, P. Coratza, y G. Regolini (eds.), Geomorphosites, pp. 5–8. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munich, 2009.

- B. Richards. "Luminescence dating of Quaternary sediments in the Himalayas and High Asia: A practical guide to its use and limitations for constraining the timing of glaciation." Quaternary International, 65-66:49–61, 2000.
- G. Richmond. "Comparison of rock glaciers and blockstreams in La Sal mountains, Utah." Geological Society of America Bulletin, 63:1292–1293, 1952.
- I. Rico. "Morfología y evolución glaciar en el valle de Arritzaga (Sierra de Aralar, Gipuzkoa)." Cuaternario y Geomorfología, 25(1-2):83–104, 2011.
- H. Ridefelt, B. Etzelmüller, y J. Boelhouwers. "Spatial Analysis of Solifluction Landforms and Process Rates in the Abisko Mountains, Northern Sweden." Permafrost and Periglacial Processes, 21:241–255, 2011.
- V. Rivas, K. Rix, E. Francés, A. Cendrero, y D. Brunnsden. "Geomorphological indicators for environmental impact assessment: consumable and non-consumable geomorphological resources." Geomorphology, 18:169–182, 1997.
- G. Robustelli, F. Luca, F. Corbi, F. Giandomenico, y F. Dramis. "Geomorphological Map of the Ionian Area between the Trionto and Colognati River Catchments (Calabria, Italy)." Journal of Maps, 2009:94–102, 2009.
- C. Rodríguez. "Estudio geomorfológico del puerto de San Isidro." Ería, 36:63–87, 1995.
- C. Rodríguez. Geomorfología de la montaña astur-leonesa entre los puertos de Ventana y de Somiedo. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 2009a.
- L. Rodríguez. La estratigrafía del Paleozoico y la estructura de la región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes (Cordillera Herciniana, N.O. de España). Serie Nova Terra. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, A Coruña, 1994.
- L. Rodríguez. Parque Nacional de los Picos de Europa. Guía geológica. Instituto Geológico y Minero, Madrid, 2009b.
- L. Rodríguez y N. Heredia. "La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la Unidad Pisuega-Carrión, NO. de España." Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 12:207–229, 1987.

BIBLIOGRAFÍA

- M. Rodríguez Guitián, M. Valcárcel, y A. Pérez Alberti. "Primeros datos sobre la evolución espacial de los sistemas morfogénéticos durante el Pleistoceno superior y Holoceno en el valle de La Fornela (Cordillera Cantábrica Occidental)." En: T. Aleixandre y A. P. González (eds.), Reconstrucción de Paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario, volumen 3 de Monografías, pp. 103–112. C.S.I.C., Madrid, 1995.
- M. Rodríguez Guitián, M. Valcárcel, y A. Pérez Alberti. "último ciclo glaciario en el Valle de Piornedo (Serra Dos Ancares, Lugo): Hipótesis sobre la deglaciación basada en la cartografía de formas y depósitos glaciares y periglaciares." En: A. P. Alberti y A. M. Cortizas (eds.), Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses, volumen 1 de Monografías G.E.P., pp. 39–52. Diputación Provincial de Lugo, Lugo, 1996a.
- M. Rodríguez Guitián, M. Valcárcel, y A. Pérez Alberti. "Morfogénesis glaciario en la vertiente meridional de la Serra do Courel (NO Ibérico): El valle de A Seara." En: A. P. Alberti y A. M. Cortizas (eds.), Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses, volumen 1 de Monografías G.E.P., pp. 77–88. Diputación Provincial de Lugo, Lugo, 1996b.
- C. Rodríguez Pérez. "Estudio geomorfológico del Puerto de San Isidro." Ería, 36:63–87, 1995.
- L. Rodríguez Rodríguez, M. Jiménez-Sánchez, M. Domínguez Cuesta, M. Rico, y B. Valero Garcés. "Last deglaciation in northwestern Spain: New chronological and geomorphologic evidence from the Sanabria region." Geomorphology, 135(1-2):48–65, 2011.
- J. Rojas. "Los desafíos del estudio de la geodiversidad." Revista Geográfica Venezolana, 46(1): 143–152, 2005.
- D. Ruban. "Quantification of geodiversity and its loss." Proceedings of the Geologists' Association, 121(3):326–333, 2010.
- W. Ruddiman y A. McIntyre. "The North Atlantic Ocean during the last deglaciation." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 35:145–214, 1981.
- L. Ruesga. "Las leyendas del Lago Curavacas." Publicaciones de la Institución Tello Téllez de Meneses, 68:409–462, 1997.
- M. Ruíz Ausín. Rutas por la Montaña Palentina. Ediciones Cálamo, Palencia, 3 edición, 2004.

- M. Ruíz Ausín. Nuevas rutas por la Montaña Palentina. Ediciones Cálamo, Palencia, 2008.
- J. Ruiz Fernández. El paisaje natural de la Sierra de Juan Robre y Jana (Oriente de Asturias). Real Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo, 2006.
- J. Ruiz Fernández y E. Serrano. "El modelado kárstico en el macizo del Cornión." Documento en elaboración, 2012.
- J. Ruiz Fernández, M. Poblete, M. Serrano-Muela, C. Martí Bono, y J. García Ruiz. "Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian Range (Northwest Spain)." Zeitschrift für Geomorphologie, 53(1):47–68, 2009.
- C. Saenz. "Restos glaciares de Castro Valnera." Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural, 35:236–237, 1935.
- E. Sahlin y N. Glasser. "Geomorphological map of Cadair Idris, Wales." Journal of Maps, 2008: 299–314, 2008.
- A. Saint-Saud. Les Picos de Europa (Monts Cantabriques). étude Orographique. Ann. Club Alpine Francais, 1893.
- A. Saint-Saud. Monographie des Picos de Europa. (Por los Picos de Europa: desde 1881 a 1924). Ayalga Ediciones, Salinas, 1922.
- L. Salas. "Propuesta de modelo climático para el Holoceno en la vertiente cantábrica en base a los datos polínicos." Cuaternario y Geomorfología, 6:63–69, 1992.
- A. Saldaña y J. Ibáñez. "Pedodiversity analysis at large scales: an example of three fluvial terraces of the Henares River (central Spain)." Geomorphology, 62:123–138, 2004.
- A. Saldaña, J. Ibáñez, y J. Zinck. "Soilscape analysis at different scales using pattern indices in the Jarama–Henares interfluvium and Henares River valley, Central Spain." Geomorphology, 135(3-4): 284–294, 2011.
- L. Sancho, D. Palacios, J. de Marcos, y F. Valladares. "Geomorphological significance of lichen colonization in a present snow hollow: Hoya del Cuchillar de las Navajas, Sierra de Gredos (Spain)." Catena, 43:323–340, 2001.

BIBLIOGRAFÍA

- E. Sanjaume y J. Tolgensbakk. "Formas periglaciales en la península de Varanger (Noruega)." En: E. Serrano y A. G. de Celis (eds.), Periglaciario en montaña y altas latitudes, pp. 207–230. Departamento de Geografía de la Universidad de Valladolid, 2002.
- J. Santos. Glaciario y periglaciario en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica). Tesis doctoral, Universidad de León, 2010.
- J. Santos, R. González Gutiérrez, A. Gómez Villar, y J. Redondo. "Ground thermal regime in the vicinity of relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, NW Spain)." Finisterra, 87:35–44, 2009.
- J. Santos, J. Redondo, A. Gómez Villar, y G. G. R.B. "Dinámica actual de los nichos de nivación del Alto Sil (Cordillera Cantábrica)." Cuadernos de Investigación Geográfica, 36(1):87–106, 2010a.
- J. Santos, J. Redondo, A. Gómez Villar, y R. González Gutiérrez. "Los aludes de nieve en el Alto Sil (Oeste de la Cordillera Cantábrica, España)." Cuadernos de Investigación Geográfica, 36(1): 7–26, 2010b.
- R. Santos Alonso y J. Marquín. "Las formas del lapiaz en el Macizo del Cornión, Picos de Europa." Cuaternario y Geomorfología, 19(1-2):35–47, 2005.
- V. Santucci. "Historical Perspectives on Biodiversity and Geodiversity." The George Wright Forum, 22(3):29–34, 2004.
- E. Sanz y F. Pellicer. "El periglaciario de la Sierra de Cebollera (Soria y La Rioja)." Cuaternario y Geomorfología, 8(1-2):123–138, 1994.
- J. Savage. "Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain." Leidse Geologische Mededelingen, 39:193–247, 1967.
- C. Scapozza. "Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales." Tesis de máster, Université de Lausanne, 2008. URL <http://mesoscaphe.unil.ch/igul/doc.php?id=TIGL-691.pdf>.
- C. Scapozza, C. Lambiel, L. Baron, L. Marescot, y E. Reynard. "Internal structure and permafrost distribution in two alpine periglacial talus slopes, Valais, Swiss Alps." Geomorphology, 132(3-4): 208–221, 2011.

-
- H. Schmitz. Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galicien/León), volumen 23 de Kölner Geographische Arbeiten. Kölner Geographische Arbeiten, 1969.
- P. Schoeneich. "Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse principes de la légende IGUL." En: E. Reynard y P. Schoeneich (eds.), Cartographie géomorphologique, cartographie des risques, pp. 15–24. Travaux et Recherches, vol. 9. Université de Lausanne, Lausanne, 1993.
- P. Schoeneich, E. Reynard, y G. Pierrehumbert. "Geomorphological mapping in the Swiss Alps and Prealps." En: K. Kriz (ed.), Hochgebirgskartographie Silvretta'98, pp. 145–153. Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie, 11, 1998.
- P. Schullery. Searching for Yellowstone: Ecology and Wonder in the Last Wilderness. Marine Books, Boston, 1999.
- J. Selkirk. "Active vegetation-banked terraces on Macquarie Island." Zeitschrift für Geomorphologie, 42:483–496, 1998.
- D. Sellier. Géomorphologie des versants quartzitiques en milieux froids. L'exemple des montagnes de l'Europe du Nord-Ouest. Tesis doctoral, Université Paris I, 2002. Thèse de Doctorat d'Etat.
- V. Semeniuk. "The linkage between biodiversity and geodiversity." En: R. Eberhard (ed.), Pattern & Process: Towards a Regional Approach to National State Assessment of Geodiversity, p. 51–58. Australian Heritage Commission, Canberra, 1997.
- E. Serrano. "Geomorfología glacial del Alto Trueba (Burgos)." En: G. Meaza (ed.), XI Jornadas de campo de Geografía Física. AGE. Vitoria, Santander y Logroño, pp. 91–102. AGE, 1995.
- E. Serrano. "El complejo morrénico frontal del valle del Trueba (Espinosa de Los Monteros)." Cuadernos Xeológicos de Laxe, Especial:505–517, 1996.
- E. Serrano. Geomorfología estructural. Una introducción. Ediciones TGD, Santander, 1998a.
- E. Serrano. Geomorfología del Alto Gállego, Pirineo Aragonés. Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 1998b.
-

BIBLIOGRAFÍA

- E. Serrano. Libro homenaje a Jesús García Fernández, chapter El relieve de Alto Campoo, pp. 55–66. Universidad de Valladolid, Valladolid, 2000.
- E. Serrano. “Paisaje y pisos ecológicos en las áreas libres de hielo de la Antártida Marítima (islas Shetland del Sur).” Boletín de la A.G.E., 35:5–32, 2003.
- E. Serrano y C. Agudo. “Glaciares rocosos activos en los Pirineos. Implicaciones ambientales.” En: G. O. et al. (ed.), Procesos biofísicos actuales en medios fríos, p. 133–154. Universitat de Barcelona, 1998.
- E. Serrano y C. Agudo. “Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España).” Boletín de Real Sociedad de Historia Natural (Sección Geológica), 99: 159–172, 2004.
- E. Serrano y J. González Trueba. “Morfología y evolución glaciar en los Picos de Europa.” En: J. Redondo, A. G. Villar, R. G. Gutiérrez, y P. Carrera (eds.), El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas, pp. 249–268. Universidad de León, León, 2002.
- E. Serrano y J. González Trueba. “El método AAR para la determinación de paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el Macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica).” Cuadernos de Investigación Geográfica, 30:7–34, 2004a.
- E. Serrano y J. González Trueba. “Morfodinámica periglacial en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa -Cantabria-).” Cuaternario y Geomorfología, 18(3–4):73 – 88, 2004b.
- E. Serrano y J. González Trueba. “Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain).” Geomorphologie, 3:197–208, 2005.
- E. Serrano y A. Gutiérrez. “Las huellas de la última glaciación. El relieve glaciar y el hombre en Campoo.” Cuadernos de Campoo, 20:4–14, 2000a.
- E. Serrano y A. Gutiérrez. “Las huellas de la última glaciación: el relieve glaciar y el hombre en Campoo.” Cuadernos de Campoo, 20:4–14, 2000b.
- E. Serrano y A. Gutiérrez. “El glacialismo pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (montañas de Palencia, Cantabria y Burgos).” En: V. Dto. Geografía Universi-

-
- dad de Valladolid (ed.), Geomorfología y Paisaje. Guía de excursiones. VII Reunión Nacional de Geomorfología. S.E.G., pp. 91–161, 2002.
- E. Serrano y J. López Martínez. “Caracterización y distribución de las formas y los procesos periglaciares en las islas Shetland del Sur (Antártica).” En: G. O. et al. (ed.), Procesos biofísicos actuales en medios fríos, p. 181–204. Universitat de Barcelona, 1998.
- E. Serrano y P. Ruiz Flaño. “Geodiversidad: concepto, evaluación y aplicación territorial. El caso de Tiermes Caracena (Soria).” Boletín de la A.G.E., 47:79–98, 2007.
- E. Serrano y P. Ruiz Flaño. “Geomorphosites and Geodiversity.” En: E. Reynard, P. Coratza, y G. Regolini (eds.), Geomorphosites, pp. 51–63. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munich, 2009.
- E. Serrano, E. Martínez de Pisón, y C. Agudo. “El medio periglacial de alta montaña en el Pirineo central: aportaciones recientes.” En: J. P. na, M. Sánchez, y M. Lozano (eds.), Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea, pp. 54–62. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 2000.
- E. Serrano, J. Sanjosé, y J. González Trueba. “Rock glacier dynamics in marginal periglacial environments.” Earth Surface Processes and Landforms, 35:1302–1314, 2010.
- E. Serrano, J. González Trueba, y M. González González. “Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe).” Quaternary Research, En prensa, 2011a.
- E. Serrano, J. González Trueba, J. Sanjosé, y L. del Río. “Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate high mountain environment: the jou Negro, Picos de Europa (NW Spain).” Geografiska Annaler Series A, Physical Geography, 93(2):57–70, 2011b.
- E. Serrano, J. González Trueba, V. Turú, y X. Ros. “Cronología glacial pleistocena en el valle de Trueba (Cordillera Cantábrica): primeras dataciones.” En: V. T. y A. Constante (ed.), El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011. Actas de la XII Reunión Nacional de Cuaternario (AEQUA), Andorra, pp. 3–6, 2011c.
- E. Serrano, J. González Trueba, R. Pellitero, M. González González, y M. Gómez Lende. “Quater-

- nary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain)." Geomorphology, En prensa, 2012.
- D. Serrat. "Rock glacial morainic deposits in the eastern Pyrenees." En: C. Schlüchter (ed.), Moraines and Varves, pp. 93 – 100. Balkema, Rotterdam, 1979.
- R. Shakesby. "Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and paleoenvironmental implications." Progress in Physical Geography, 21(3):394–418, 1997.
- R. A. Shakesby, A. Dawson, y A. Matthews. "Rock glaciers, protalus ramparts and related phenomena, Rondane, Norway: a continuum of largescale talus-derived landforms." Boreas, 16: 305–317, 1987.
- R. A. Shakesby, J. A. Matthews, L. J. McEwen, y M. S. Berrisford. "Snow-push processes in pronival (protalus) rampart formation: geomorphological evidence from Smorbotn, Romsda Isalpane, Southern Norway." Geografiska Annaler, 81:31–45, 1999.
- C. Sharpe. Landslides and Related Phenomena. Columbia University Press, New York, 1938.
- C. Sharples. A methodology for the Identification of Significant Landforms and Geological Sites for Geoconservation Purposes. Forestry Commision, Tasmania, 1993.
- C. Sharples. "Concepts and Principles of Geoconservation." 2002. URL <http://www.dpiw.tas.gov.au>. Tasmanian Parks & Wildlife Service website.
- K. Silhán y T. Pánek. "Fossil and recent debris flows in medium–high mountains (Moravskoslezské Beskydy Mts, Czech Republic)." Geomorphology, 124(3-4):238–249, 2010.
- J. Sissons. "The Loch Lomond advance in the Lake District, northern England." Transactions Royal Society Edinburgh: Earth Sciences, 71:13–27, 1980.
- K. Sletten y L. Blikra. "Holocene colluvial (debris-flow and water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology and palaeoenvironmental implications." Journal of Quaternary Science, 22(6):619–635, 2007.
- P. Smart. "Origin and development of glaciokarst closed depressions in the Picos de Europa, Spain." Zeitschrift für Geomorphologie, 30:423–443, 1986.

- B. Smith. "Management challenges at a complex geosite: the Giant's Causeway World Heritage Site, Northern Ireland." Revue de Géomorphologie, 3:219–226, 2005.
- B. Smith, J. Orford, y N. Betts. "Management challenges of a dynamic geomorphosite: Climate change and the Giant's Causeway World Heritage Site." En: E. Reynard, P. Coratza, y G. Regolini (eds.), Geomorphosites, pp. 145–162. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munich, 2009.
- B. Smith, R. Pellitero, y G. Alexander. "Mapping Slope Instability at the Giant's Causeway and Causeway Coast World Heritage Site: Implications for Site Management." Geoheritage, 3:253–266, 2011.
- M. Smith y D. Riseborough. "Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis." Permafrost and Periglacial Processes, 13(1):1–15, 2002.
- L. Solé. Geografía de España y Portugal. España. Geografía física: el relieve. Montaner y Simón, Barcelona, 1952.
- M. Sorriso Valvo y G. Gullà. "Rock slide." En: R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott, y M. Ibsen (eds.), Landslide recognition. Identification, Movement and Causes, pp. 85–96. Wiley, Chichester, 1996.
- M. Stanley. "Geodiversity, linking people, landscapes and their culture." En: Natural and Cultural Landscapes Conference, p. 14. Royal Irish Academy, Dublin, 2002.
- R. Stickel. "Observaciones de la morfología glaciar en el NO de España." Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 29:297–313, 1929.
- E. Stock. Geo-processes as heritage, pp. 41–50. Australian Heritage Commission, Canberra, 1997.
- F. Suárez. "Morfología glaciar de los Montes Aquilanos (El Bierzo, León)." Ería, 13:149–155, 1987.
- R. Sutinen, P. Hänninen, y A. Venäläinen. "Effect of mild winter events on soil water content beneath snowpack." Cold Regions Science and Technology, 51(1):56–67, 2008.
- S. Szymczak, M. Bollschweiler, M. Stoffel, y R. Dikau. "Debris-flow activity and snow avalanches in a steep watershed of the Valais Alps (Switzerland): Dendrogeomorphic event reconstruction and identification of triggers." Geomorphology, 116:107–114, 2010.

BIBLIOGRAFÍA

- J. Taboada. "El lago de San Martín de Castañeda." Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 13:359–386, 1913.
- W. Theakstone. "Movement of stones under snow cover." Journal of Glaciology, 5(41):760–761, 1965.
- D. Theler, E. Reynard, y E. Bardou. "Assessing sediment dynamics from geomorphological maps: Bruchi torrential system, Swiss Alps." Journal of Maps, 2008:277–289, 2008.
- C. Thorn. "Nivation: a geomorphic chimera." En: M. Clarck (ed.), Advances in Periglacial Geomorphology, pp. 3–68. John Wiley & Sons, Chichester, 1988.
- C. Thorn, J. Schlyter, R. Darmody, y J. Dixon. "Statistical relationships between daily and monthly air and shallow-ground temperatures in Kärkevagge, Swedish Lapland." Permafrost and Periglacial Processes, 10(4):317–330, 1999.
- C. E. Thorn. "Quantitative evaluation of nivation in the Colorado Front Range." Geological Society of America Bulletin, 87(8):1169–1178, 1976.
- S. Toma. Morfometria circurilor glaciale din sectorul central al Masivului Fagaras. Argonaut Editura, Cluj-Napoca, 2001.
- J. Tricart. Géomorphologie des régions froides. Collection Orbis. Presses universitaires de France, París, 1963.
- J. Tricart. Précis de Geomorphologie. 3. Geomorphologie climatique. C.D.U. et SEDES réunis, París, 1981.
- K. Troll. "Geoecology and the world-wide differentiation of high mountain ecosystems." En: Geoecology of the high mountain regions of Eurasia. Prox. of the symposium of the IGU Commission of High Altitude Geoecology. Franz Steiner Verlag, Wiesbaden, pp. 1–16, 1972.
- M. Trommelen y M. Ross. "Subglacial landforms in northern Manitoba, Canada, based on remote sensing." Journal of Maps, 2010:618–638, 2010.
- V. Turú, G. Boulton, X. Ros i Visus, J. Peña Monné, C. Martí Bono, J. Bordonau i Ibern, E. Serrano, C. Sancho Marcén, A. Constante Orrios, J. Pous i Fàbregas, J. González Trueba, J. Palomar i

- Molins, R. Herrero Simón, y J. García Ruiz. "Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la Péninsule Ibérique: comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique)." *Quaternaire*, 18(4):309–325, 2007.
- V. Turú, J. Vidal Romaní, y D. Fernández Mosquera. "Dataciones con isótopos cosmogénicos (^{10}Be): el "LGM" (Last Glacial Maximum) y "the Last Termination" en los valles del Gran Valira y la Valira del Nord (Principado de Andorra, Pirineos Orientales)." En: V. Turú y A. Constante (eds.), *El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011. Actas de la XII Reunión Nacional de Cuaternario (AEQUA), Andorra*, pp. 19–23, 2011.
- UEVA. "Memoria Campaña de Trabajo. Espigüete 1996.." Technical report, Unión Espeleológica Vallisoletana, 1996.
- UEVA. "Memoria Campaña de Trabajo. Espigüete 2011.." Technical report, Unión Espeleológica Vallisoletana, 2011.
- UNESCO. "Guidelines and Criteria for National Geoparks seeking UNESCO's assistance to join the Global Geoparks Network (GGN)." Technical report, UNESCO, 2010. URL http://www.unesco.org/new/fileadmin/MULTIMEDIA/HQ/SC/pdf/sc_geoparcs_2010guidelines.pdf. último acceso: 12/05/2011.
- UNESCO. "Operational Guidelines for the Implementation of the World Heritage Convention." Technical report, UNESCO, 2011. URL <http://whc.unesco.org/archive/opguide11-en.pdf>.
- M. Ustaszewski, A. Hampel, y O. Pfiffner. "Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study." *Swiss Journal of Geosciences (Eclogae Geologicae Helvetiae)*, 101:223–235, 2008.
- P. Uzquiano, J. Yravedra, B. Ruiz Zapata, M. Gil, C. Sese, y J. Baena. "Human behaviour and adaptations to MIS 3 environmental trends ($\approx 53\text{--}30$ ka BP) at Esquilleu cave (Cantabria, northern Spain)." *Quaternary International*, En prensa, 2011. doi: 10.1016/j.quaint.2011.07.023.
- J. Vadillo y J. Ruiz. *Mapa geomorfológico de Ezcaray*. Geofoma Ediciones, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 1990.

BIBLIOGRAFÍA

- M. Valcárcel. "Aportaciones al estudio de los procesos glaciares y periglaciares en Galicia (NO Península Ibérica): estado de la cuestión." En: A. P. Alberti y A. M. Cortizas (eds.), Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses, volumen 1 de Monografías G.E.P., pp. 11–37. Diputación Provincial de Lugo, Lugo, 1996.
- M. Valcárcel. Evolución geomorfológica y dinámica de vertientes en el NE de Galicia. Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas lucenses. Tesis doctoral, Universidad de Santiago de Compostela, 1998.
- M. Valcárcel. "El glacialismo pleistoceno en la Sierra de Ancares (sector occidental de la Cordillera Cantábrica. NO de la Península Ibérica). Datos Geomorfológicos." Xeográfica, Revista de Xeografía, Territorio e Medio Ambiente, 1:135–164, 2001.
- M. Valcárcel y A. Pérez Alberti. "Límite máximo de la glaciación y línea de equilibrio glaciar en el noroeste de la Península Ibérica durante el último periodo frío." En: A. G. O. y F. Salvador Franch (ed.), Investigaciones recientes de la geomorfología española, pp. 455–464. Servei de Paisatge-UB, Geoforma Ediciones, Huesca, 1998.
- M. Valcárcel y A. Pérez Alberti. "La glaciación finipleistocena en el sector noroccidental de las montañas leonesas: La Sierra de Ancares." En: J. Redondo, A. G. Villar, R. G. Gutiérrez, y P. Carrera (eds.), El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas, pp. 67–104. Universidad de León, León, 2002a.
- M. Valcárcel y A. Pérez Alberti. "Los campos de bloques en montañas del noroeste de la Península Ibérica: Génesis y significado paleoambiental." En: E. Serrano y A. G. de Celis (eds.), Periglacialismo en montaña y altas latitudes, pp. 13–26. Universidad de Valladolid, Valladolid, 2002b.
- M. Valcárcel, M. Rodríguez Guitián, y A. Pérez Alberti. "Dinámica glaciar pleistocena del complejo de Porcarizas-Valongo (Sierra de Ancares, NO Ibérico)." En: A. P. Alberti y A. M. Cortizas (eds.), Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses, volumen 1 de Monografías G.E.P., pp. 53–64. Diputación Provincial de Lugo, Lugo, 1996a.
- M. Valcárcel, M. Rodríguez Guitián, y A. Pérez Alberti. "Aportaciones al conocimiento del glacialismo pleistoceno en la vertiente norte de la Serra Do Aribio (NO ibérico)." En: A. P. Alberti

-
- y A. M. Cortizas (eds.), Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses, volumen 1 de Monografías G.E.P., pp. 65–76. Diputación Provincial de Lugo, Lugo, 1996b.
- U. E. Vallisoletana. “Memoria del Campamento Espigüete 96.”. 17 p, 1996.
- H. Van Steij, P. Bertran, B. Francou, B. Héту, y J. Texier. “Models for the Genetic and Environmental Interpretation of Stratified Slope Deposits: Review.” Permafrost and Periglacial Processes, 6:125–146, 1995.
- J. Van Veen. “The tectonic and stratigraphy of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain.” Leidse Geologische Mededelingen, 35:45–104, 1965.
- R. Van Zuidam. Geomorphological development of the Zaragoza región, Spain. Processes and landforms related to climate changes in a large Mediterranean reiver basin. Tesis doctoral, Universidad de Utrech, I.T.C., 1976.
- D. Varnes. “Slope Movements Types and Processes.” En: R. Schuster y R. Krizek (eds.), Landslides: Analysis and Control, num. 176 en Transport Research Board, Special Reports, pp. 11–33. National Academy of Sciences, Washington, DC, 1978.
- A. Vázquez. “Cartografía geomorfológica.” Presentación de Power Point. http://redgeomatica.rediris.es/cartoprofesores/antonio_vazquez/Cart_Tematica/5.Cart_geomorfologica.ppt, 2003.
- J. Vegas, B. Ruiz Zapata, J. E. Ortiz, L. Galán, T. Torres, A. García Cortés, M. J. Gil García, A. Pérez González, y J. L. Gallardo Millán. “Identification of arid phases during the last 50?cal. ka BP from the Fuentillejo maar-lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain).” Journal of Quaternary Science, 25(7):1051–1062, 2010.
- M. Veress. “Wandkarren.” En: A. Ginés, M. Knez, T. Slabe, y W. Dreybodt (eds.), Karst rock features. Karren sculpturing, num. 9 en Carsologica, pp. 237–248. ZRC Publishing, Ljubljana,, 2009.
- H. T. Verstappen. “Introduction to the ITC system of geomorphological survey.” Koninlijk Nederlands Aardijkkundig Genootschap, Geografisch Nieuwe Reeks, 4.1:85–91, 1970.
-

BIBLIOGRAFÍA

- L. Vidal, L. Labeyrie, E. Cortijo, M. Arnold, J. Duplessy, E. Michel, S. Becqué, y T. van Weering. "Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events." Earth Planetary Science Letters, 146:13–27, 1997.
- C. Vidal Box. "Notas previas a un estudio morfológico y geológico de la cuenca del río Sil, cuencas de Laciana y Babia Alta (provincia de León)." Revista de la Real Academia de Ciencias de Madrid, 37:95–117, 1943.
- C. Vidal Box. "Observaciones sobre el glaciario extinguido en las cabeceras de los ríos Sil y Luna. Cordillera Cantábrica (provincia de León)." En: Actas del V Congreso Internacional INQUA, Madrid-Barcelona, pp. 349–360, 1957.
- C. Vidal Box. "Algunos datos sobre morfología y depósitos cuaternarios de la región montañosa de Laciana y Babia Alta (provincia de León)." Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 61:143–168, 1958.
- J. Vidal Romaní y D. Fernández. "Glaciario pleistoceno en el NO de la Península Ibérica (Galicia, España - Norte de Portugal)." Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 13(3):270–277, 2006.
- G. Vieira. "A acção dos pipkrakes na morfogénese actual na Serra do Gerês." Finisterra, 31(61): 3–28, 1996.
- G. Vieira. "Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal." Geomorphology, 97:190–207, 2008.
- G. Vieira, C. Mora, y M. Ramos. "Ground temperature regimes and geomorphological implications in a Mediterranean mountain (Serra da Estrela, Portugal)." Geomorphology, 52:57–72, 2003.
- V.V.A.A. "Convenio sobre la Diversidad Biológica. Río de Janeiro." 1992. URL <http://www.cbd.int/doc/legal/cbd-es.pdf>.
- R. Wagner. "Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW y Portugal N." Estudios Geológicos, XV:398–420, 1959.
- C. Wahrhaftig y A. Cox. "Rock glaciers in the Alaska Range." Bulletin of the Geological Society of America, 70:383–436, 1959.

- A. Washburn. Geocryology: a survey of periglacial processes and environments. Arnold, London, 1979.
- W. Whalley. The mechanics of high magnitude low frequency rock failure and its importance in a mountainous area, volumen 27 de Geography Papers. Reading University, 1974.
- W. Whalley y H. Martin. "Rock glaciers. II. models and mechanisms." Progress in Physical Geography, 16:127–186, 1992.
- S. White. "Rock glacier studies in the Colorado Front Range, 1961-1968." Arctic, Antarctic and Alpine Research, 3:43–64, 1971.
- S. White. "Rock glaciers and block fields, review and new data." Quaternary Research, 6:77–97, 1976.
- P. Williams y M. Smith. The Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1989.
- P. Wilson. "Description and origin of some talus-foot debris accumulations, Aghla Mountains, Co. Donegal, Ireland." Permafrost and Periglacial Processes, 4:231–244, 1993a.
- P. Wilson. "Plugging-boulder characteristics and associated soil properties in the Lake District and southern Scotland." Scottish Geographical Magazine, 109:18–26, 1993b.
- P. Wilson. "Storurdi: a late Holocene rock-slope failure (sturzstrom) in the Jotunheimen, Southern Norway." Geografiska Annaler, 91A(1):47–58, 2009.
- P. Wilson y A. Smith. "Geomorphological characteristics and significance of Late Quaternary paraglacial rock-slope failures on Skiddaw Group terrain, Lake District, Northwest England." Geografiska Annaler, 88A(3):237–252, 2006.
- P. Wilson, M. Bentley, C. Schnabel, R. Clark, y X. Sheng. "Stone run (block stream) formation in the Falkland Islands over several cold stages, deduced from cosmogenic isotope (^{10}Be and ^{26}Al) surface exposure dating." Journal of Quaternary Science, 25(5):461–473, 2008.
- M. Withworth, I. Anderson, y G. Hunter. "Geomorphological Assessment of Complex Landslide Systems using Field Reconnaissance and Terrestrial Laser Scanning." En: M. Smith, P. Paron, y

BIBLIOGRAFÍA

- J. Griffiths (eds.), Geomorphological Mapping. Methods and Applications, pp. 457–474. Elsevier, Amsterdam, 2011.
- X. Zhang, J. Chen, G. Zhang, M. Tan, y J. Ibáñez. “Pedodiversity analysis in Hainan Island.” Journal of Geographical Sciences, 13(2):181–186, 2003.
- Z. Zwolinsk. “The routine of landform geodiversity map design for the Polish Carpathian Mts.” Landform Analysis, 11:77–85, 2010.

Datos morfométricos de las pedreras de Fuentes Carrionas

ANEXO A. DATOS MORFOMÉTRICOS DE LAS PEDRERAS DE FUENTES CARRIONAS

LUGAR	NÚM.	PENDIENTE (°)	ORIENTACIÓN	LONGITUD	LÍMITE INFERIOR	LÍM. SUPERIOR	LÍM. SUPERIOR PARED	ÍNDICE H _{in} (Kolarba et al. 1987)	TIPO	LONG. REAL	DESNIVEL
Vega Naranco	1	0,00	N	406	1563	1780	1834	0,80	Talud de derrubios mixto	460	217
Vega Naranco	2	0,00	E	138	1853	1949	2100	0,39	Talud de derrubios mixto	168	96
Vega Naranco	3	0,00	N	416	1729	1958	2100	0,62	Talud de derrubios mixto	475	229
Vega Naranco	4	0,00	ENE	154	1722	1813	2011	0,31	Cono de derrubios mixto	179	91
Vega Naranco	5	0,00	N	321	1539	1731	1897	0,54	Talud de derrubios mixto completo	374	192
Vega Naranco	6	0,00	NNE	53	1941	1980	2070	0,30	Talud de derrubios mixto	66	39
Vega Naranco	7	0,00	NNE	202	1722	1867	2070	0,42	Talud de derrubios mixto	249	145
Vega Naranco	8	0,00	NNE	455	1696	1954	2030	0,77	Talud de derrubios mixto	523	258
Vega Naranco	9	0,00	S	250	1617	1738	1850	0,52	Talud de derrubios mixto completo	278	121
Vega Naranco	10	0,00	N	389	1532	1802	2013	0,56	Talud de derrubios mixto completo	474	270
Vega Naranco	11	0,00	NNE	269	1591	1709	1972	0,31	Talud de derrubios mixto	294	118
Vega Naranco	12	0,00	N	390	1645	1883	1975	0,72	Talud de derrubios mixto	457	238
Vega Naranco	13	0,00	SW	150	1530	1580	1831	0,17	Talud de derrubios mixto completo	158	50
Vega Naranco	14	0,00	NNE	314	1666	1803	1896	0,60	Talud de derrubios mixto	343	137
Vega Naranco	15	0,00	S	294	1613	1746	1834	0,60	Talud de derrubios mixto completo	323	133
Vega Naranco	16	0,00	N	162	1807	1967	2140	0,48	Talud de derrubios mixto completo	228	160
Vega Naranco	17	0,00	N	268	1884	2038	2180	0,52	Cono de derrubios mixto	309	154
Vega Naranco	18	0,00	NNW	435	1948	2185	2400	0,52	Talud de derrubios mixto	495	237
Vega Naranco	19	0,00	N	105	2011	2084	2400	0,19	Cono de aludes	128	73
Valle de Concejo	1	0,00	ENE	86	1922	1987	2020	0,66	Talud de derrubios mixto	108	65
Valle de Concejo	2	0,00	NE	136	1990	2071	2100	0,74	Talud de derrubios mixto	158	81
Valle de Concejo	3	0,00	N	63	2012	2066	2237	0,24	Talud de derrubios mixto	83	54
Valle de Concejo	4	0,00	N	242	1951	2084	2140	0,70	Talud de derrubios mixto completo	276	133
Valle de Concejo	5	0,00	N	238	2022	2176	2186	0,94	Talud de derrubios mixto	283	154
Valle de Concejo	6	0,00	NW	281	1960	2151	2240	0,68	Talud de derrubios mixto	340	191
Valle de Concejo	7	0,00	N	340	1861	2052	2070	0,91	Talud de derrubios mixto	390	191
Valle de Concejo	8	0,00	N	111	2024	2121	2175	0,64	Cono de derrubios mixto	147	97
Valle de Concejo	9	0,00	N	86	2120	2160	2240	0,33	Cono de derrubios mixto	95	40
Valle de Concejo	10	0,00	SW	218	2076	2200	2447	0,33	Talud de derrubios mixto	251	124
Valle de Concejo	11	0,00	NW	165	2140	2308	2447	0,55	Talud de derrubios mixto	235	168
Valle de Concejo	12	0,00	SSW	191	2300	2444	2447	0,98	Talud de derrubios mixto	239	144
Valle de Lechada	1	0,00	N	133	1454	1507	1510	0,95	Canchal cuarcítico	143	53
Valle de Lechada	2	0,00	N	118	1483	1526	1570	0,49	Canchal cuarcítico	126	43

Figura A.1

LUGAR	NÚM.	PENDIENTE (°)	ORIENTACIÓN	LONGITUD	LÍMITE INFERIOR	LÍM. SUPERIOR	LIM. SUPERIOR PARED	ÍNDICE H/h (Kolarba et al. 1987)	TIPO	LONG. REAL	DESNIVEL
Valle de Lechada	3	0,00	N	231	1751	1876	2016	0,47	Talud de derrubios mixto	263	125
Valle de Lechada	4	0,00	ENE	155	1949	2019	2074	0,56	Talud de derrubios mixto	170	70
Valle de Lechada	5	0,00	NE	377	1880	2029	2114	0,64	Talud de derrubios mixto	405	149
Valle de Lechada	6	0,00	NE	294	2017	2170	2229	0,72	Talud de derrubios mixto	331	153
Valle de Lechada	7	0,00	NE	376	1927	2149	2290	0,61	Cono de aludes	437	222
Valle de Lechada	8	0,00	NNE	372	2131	2350	2408	0,79	Talud de derrubios mixto	432	219
Valle de Lechada	9	0,00	NNE	216	1992	2166	2173	0,96	Talud de derrubios mixto	277	174
Valle de Lechada	10	0,00	N	291	2166	2408	2430	0,92	Talud de derrubios mixto	378	242
Valle de Lechada	11	0,00	N	91	2155	2207	2336	0,29	Talud de derrubios mixto	105	52
Valle de Lechada	12	0,00	SW	232	2074	2207	2257	0,73	Talud de derrubios mixto	267	133
Valle de Lechada	13	0,00	N	157	2207	2297	2336	0,70	Talud de derrubios mixto	181	90
Valle de Lechada	14	0,00	NW	77	2233	2293	2327	0,64	Canchal granítico	98	60
Valle de Lechada	15	0,00	W	368	2205	2388	2409	0,90	Talud de derrubios mixto completo	411	183
Valle de Lechada	16	0,00	SW	129	2152	2233	2337	0,44	Talud de derrubios mixto	152	81
Valle de Lechada	17	0,00	N	137	2256	2359	2382	0,82	Canchal granítico	171	103
Cubil de Can NE	1	0,00	N	54	2296	2343	2403	0,44	Talud de derrubios mixto	72	47
Cubil de Can NE	2	0,00	E	363	2097	2274	2388	0,61	Talud de derrubios mixto completo	404	177
Cubil de Can NE	3	0,00	N	122	2201	2269	2362	0,42	Cono de aludes	140	68
Cubil de Can NE	4	0,00	N	52	2210	2250	2360	0,27	Cono de aludes	66	40
Cubil de Can NE	5	0,00	N	99	2120	2182	2320	0,31	Cono de aludes	117	62
Cubil de Can NE	6	0,00	NW	183	1872	1984	2020	0,76	Talud de derrubios mixto	215	112
Pozo de los Altares	1	0,00	NNE	64	2341	2400	2428	0,68	Talud de derrubios mixto	87	59
Pozo de los Altares	2	0,00	NNE	114	2222	2331	2428	0,53	Talud de derrubios mixto	158	109
Pozo de los Altares	3	0,00	S	255	2180	2370	2408	0,83	Cono de aludes	318	190
Pozo de los Altares	4	0,00	NNE	64	2224	2283	2328	0,57	Cono de aludes	87	59
Pozo de los Altares	5	0,00	NNE	206	2220	2347	2440	0,58	Cono de aludes	242	127
Pozo de los Altares	6	0,00	NNE	59	2190	2271	2450	0,31	Cono de aludes	100	81
Pozo de los Altares	7	0,00	NNE	145	2227	2284	2450	0,26	Cono de aludes	156	57
Pozo de los Altares	8	0,00	NNE	181	2194	2297	2450	0,40	Cono de aludes	208	103
Pozo de los Altares	9	0,00	NNE	96	2302	2371	2450	0,47	Cono de aludes	118	69
Pozo de los Altares	10	0,00	NNE	116	2310	2380	2450	0,50	Talud de derrubios mixto	135	70
Pozo de los Altares	11	0,00	NNE	44	2376	2448	2450	0,97	Talud de derrubios mixto	84	72
Pozo de los Altares	12	0,00	S	150	2239	2342	2370	0,79	Talud de derrubios mixto	182	103
Pozo de los Altares	13	0,00	N	181	2337	2439	2539	0,50	Talud de derrubios mixto completo	208	102
Pozo de los Altares	14	0,00	NNW	80	2198	2249	2316	0,43	Cono de derrubios mixto	95	51

Figura A.2

ANEXO A. DATOS MORFOMÉTRICOS DE LAS PEDRERAS DE FUENTES CARRIONAS

LUGAR	NÚM.	PENDIENTE (°)	ORIENTACIÓN	LONGITUD	LÍMITE INFERIOR	LÍM. SUPERIOR	LÍM. SUPERIOR PARED	ÍNDICE H/h (Kotarba et al. 1987)	TIPO	LONG. REAL	DESNIVEL
Pozo de los Altares	15	0,00	SE	82	2133	2189	2347	0,26	Talud de derrubios mixto	99	56
Pozo de los Altares	16	0,00	E	72	2134	2205	2350	0,33	Talud de derrubios mixto	101	71
Pozo de los Altares	17	0,00	N	148	2136	2202	2350	0,31	Cono de derrubios mixto	162	66
Pozo de los Altares	18	0,00	W	197	2116	2249	2539	0,31	Talud de derrubios mixto	238	133
Pozo de los Altares	19	0,00	N	160	2079	2162	2539	0,18	Cono de derrubios mixto	180	83
Pozo de los Altares	20	0,00	E	80	2104	2136	2329	0,14	Talud de derrubios mixto	86	32
Pozo de los Altares	21	0,00	N	107	2050	2153	2539	0,21	Talud de derrubios mixto	149	103
Pozo de los Altares	22	0,00	N	172	2050	2144	2539	0,19	Talud de derrubios mixto	196	94
Riofrío	1	0,00	NE	202	1992	2095	2248	0,40	Talud de derrubios mixto	227	103
Riofrío	2	0,00	NNE	334	1931	2141	2539	0,35	Talud de derrubios mixto	395	210
Riofrío	3	0,00	N	408	1900	2162	2539	0,41	Talud de derrubios mixto completo	485	262
Riofrío	4	0,00	N	171	1904	1966	2023	0,52	Talud de derrubios mixto	270	62
Riofrío	5	0,00	N	316	1905	2114	2150	0,85	Talud de derrubios mixto	379	209
Riofrío	6	0,00	E	46	1923	1955	2001	0,41	Talud de derrubios mixto	56	32
Riofrío	7	0,00	NW	36	1956	1970	1996	0,35	Talud de derrubios mixto	39	14
Riofrío	8	0,00	NW	106	1981	2037	2045	0,88	Talud de derrubios mixto	120	56
Riofrío	9	0,00	N	152	1793	1897	1930	0,76	Talud de derrubios mixto	184	104
Riofrío	10	0,00	ENE	102	1882	1941	1950	0,87	Cono de derrubios mixto	118	59
Campollo	1	0,00	ENE	392	2096	2335	2539	0,54	Talud de derrubios mixto completo	459	239
Campollo	2	0,00	E	124	2151	2216	2539	0,17	Cono de aludes/derrubios	140	65
Campollo	3	0,00	SSE	115	2045	2126	2311	0,30	Talud de derrubios mixto	141	81
Campollo	4	0,00	NNW	214	2108	2274	2297	0,88	Talud de derrubios mixto	271	166
Campollo	5	0,00	NNW	221	1995	2116	2220	0,54	Talud de derrubios mixto	252	121
Campollo	6	0,00	NW	84	2000	2054	2120	0,45	Talud de derrubios mixto	100	54
Covachos	1	0,00	N	99	2149	2194	2220	0,63	Talud de derrubios mixto	109	45
Covachos	2	0,00	NNE	57	2033	2073	2120	0,46	Talud de derrubios mixto	70	40
Covachos	3	0,00	N	56	1742	1782	1883	0,28	Talud de derrubios mixto	69	40
Vega Canal	1	0,00	N	59	1841	1871	1885	0,68	Talud de derrubios mixto	66	30
Reñuela	1	0,00	S	339	1600	1727	2001	0,32	Talud de derrubios mixto completo	362	127
Reñuela	2	0,00	N	151	1600	1646	1908	0,15	Talud de derrubios mixto completo	158	46
Reñuela	3	0,00	WSW	485	1744	1989	2176	0,57	Talud de derrubios mixto completo	543	245
Fuentes Carrionas	1	0,00	Varios	368	2269	2476	2537	0,77	Talud de derrubios mixto completo	422	207
Fuentes Carrionas	2	0,00	E	184	2307	2393	2410	0,83	Talud de derrubios mixto	203	86

Figura A.3

LUGAR	NÚM.	PENDIENTE (°)	ORIENTACIÓN	LONGITUD	LÍMITE INFERIOR	LÍM. SUPERIOR	LIM. SUPERIOR PARED	ÍNDICE H/h (Kotarba et al. 1987)	TIPO	LONG. REAL	DESNIVEL
Fuentes Carrionas	3	0,00	N	216	2210	2345	2390	0,75	Talud de derrubios mixto	255	135
Fuentes Carrionas	4	0,00	ESE	183	2012	2314	2390	0,80	Talud de derrubios mixto	353	302
Fuentes Carrionas	5	0,00	SSW	502	2125	2325	2360	0,85	Cono de derrubios mixto	540	200
Fuentes Carrionas	6	0,00	NE	169	2085	2197	2300	0,52	Talud de derrubios mixto	203	112
Fuentes Carrionas	7	0,00	NNE	85	2078	2148	2198	0,58	Talud de derrubios mixto	110	70
Fuentes Carrionas	8	0,00	NNE	140	2146	2209	2246	0,63	Talud de derrubios mixto	154	63
Fuentes Carrionas	9	0,00	N	108	1890	1946	2070	0,31	Talud de derrubios mixto	122	56
Fuentes Carrionas	10	0,00	N	89	1905	1984	2070	0,48	Cono de aludes	119	79
Fuentes Carrionas	11	0,00	N	140	2128	2209	2255	0,64	Talud de derrubios mixto	162	81
Fuentes Carrionas	12	0,00	N	163	1979	2063	2255	0,30	Cono de aludes	183	84
Fuentes Carrionas	13	0,00	N	168	2040	2105	2190	0,43	Talud de derrubios mixto	180	65
Fuentes Carrionas	14	0,00	ENE	267	1770	1885	1914	0,80	Talud de derrubios mixto complejo	291	115
Fuentes Carrionas	15	0,00	N	72	1924	1976	2086	0,32	Talud de derrubios mixto	89	52
Fuentes Carrionas	16	0,00	N	232	1744	1833	2040	0,30	Cono de derrubios mixto	248	89
Fuentes Carrionas	17	0,00	N	277	1730	1822	2023	0,31	Cono de derrubios mixto	292	92
Fuentes Carrionas	18	0,00	N	184	1718	1759	2000	0,15	Talud de derrubios mixto complejo	189	41
El Ves	1	0,00	N	281	2167	2329	2355	0,86	Talud de derrubios mixto	324	162
El Ves	2	0,00	N	291	2117	2258	2390	0,52	Talud de derrubios mixto	323	141
El Ves	3	0,00	NE	143	2138	2217	2390	0,31	Cono de derrubios mixto	163	79
El Ves	4	0,00	ENE	287	2083	2284	2390	0,65	Talud de derrubios mixto	350	201
El Ves	5	0,00	NW	193	2078	2173	2218	0,68	Cono de derrubios mixto / aludes	215	95
El Ves	6	0,00	WNW	114	2075	2142	2281	0,33	Cono de derrubios mixto / aludes	132	67
El Ves	7	0,00	NNW	159	2057	2144	2419	0,24	Talud de derrubios mixto	181	87
El Ves	8	0,00	NNW	143	2016	2082	2419	0,16	Cono de aludes/mixto	157	66
El Ves	9	0,00	WNW	317	2064	2237	2419	0,49	Talud de derrubios mixto	361	173
Curavacas Norte Pastel W		0,00	W	233	2161	2267	2500	0,31	Talud de derrubios mixto	256	106
Curavacas Norte Pastel E		0,00	E	106	2123	2156	2379	0,13	Talud de derrubios mixto	111	33
Curavacas Norte Huerto		0,00	NW	83	2217	2262	2525	0,15	Talud de derrubios mixto	94	45
Curavacas Norte Huerto Chico 1		0,00	WNW	158	2199	2239	2355	0,26	Talud de derrubios mixto	163	40

Figura A.4

ANEXO A. DATOS MORFOMÉTRICOS DE LAS PEDRERAS DE FUENTES CARRIONAS

LUGAR	NÚM.	PENDIENTE (°)	ORIENTACIÓN	LONGITUD	LÍMITE INFERIOR	LÍM. SUPERIOR	LIM. SUPERIOR PARED	ÍNDICE H/h (Kotarba et al. 1987)	TIPO	LONG. REAL	DESNIVEL
Curavacas Norte (Curruquilla)		0,00	N	417	2107	2346	2416	0,77	Talud de derrubios mixto	481	239
Curavacas Norte	1	0,00	NW	201	2119	2231	2379	0,43	Cono de aludes	230	112
Curavacas Norte	2	0,00	N	124	2107	2155	2379	0,18	Cono de aludes	133	48
Curavacas Norte	3	0,00	NE	74	2156	2208	2379	0,23	Cono de aludes	90	52
Curavacas Norte	4	0,00	ENE	35	2324	2369	2379	0,82	Cono de aludes	57	45
Curavacas Norte	5	0,00	ENE	43	2288	2327	2500	0,14	Cono de aludes	52	29
Curavacas Norte	6	0,00	NE	100	2336	2415	2500	0,46	Cono de aludes	127	79
Curavacas Norte	7	0,00	W	109	2224	2308	2525	0,28	Cono de aludes	138	84
Curavacas Norte	8	0,00	W	82	2207	2247	2525	0,13	Cono de aludes	91	40
Curavacas Norte	9	0,00	N	133	1506	1581	1860	0,22	Talud de derrubios mixto complejo	153	75
El Hospital	1	0,00	E	672	1830	2251	2525	0,61	Cono de derrubios mixto	793	421
El Hospital	2	0,00	E	219	1896	1979	2525	0,13	Talud de derrubios mixto	234	83
El Hospital	3	0,00	N	281	1965	2143	2161	0,90	Talud de derrubios mixto	322	158
El Hospital	4	0,00	ESE	237	1726	1850	2023	0,42	Talud de derrubios mixto complejo	267	124
El Hospital	5	0,00	N	265	2056	2212	2241	0,84	Talud de derrubios mixto	325	156
El Hospital	6	0,00	WNW	109	1908	1952	2069	0,29	Talud de derrubios mixto	118	44
Riuplanes	1	0,00	E	303	1930	2117	2241	0,60	Talud de derrubios mixto	373	187
Riuplanes	2	0,00	ENE	180	2031	2104	2241	0,35	Talud de derrubios mixto complejo	194	73
Riuplanes	3	0,00	NW	191	2040	2152	2217	0,63	Cono de derrubios mixto	221	112
Riuplanes	4	0,00	NW	81	2057	2101	2217	0,28	Talud de derrubios mixto	92	44
Riuplanes	5	0,00	NE	123	1951	2031	2113	0,49	Talud de derrubios mixto	147	80
Riuplanes	6	0,00	NNE	289	1932	2068	2087	0,88	Canchal cuarcítico	319	136
Riuplanes	7	0,00	N	112	1518	1546	1672	0,18	Canchal cuarcítico	115	28
Agua del Manzano	1	0,00	ESE	244	1876	1992	2030	0,75	Talud de derrubios mixto	270	116
Agua del Manzano	2	0,00	NE	300	1862	2005	2085	0,64	Canchal cuarcítico	360	143
Agua del Manzano	3	0,00	N	136	1734	1789	1825	0,60	Canchal cuarcítico	147	55
Arroyo Lagunillas	1	0,00	E	241	1860	2009	2134	0,54	Talud de derrubios mixto	283	149
Arroyo Lagunillas	2	0,00	ESE	298	1686	1816	1895	0,62	Talud de derrubios mixto complejo	325	130
Arroyo Lagunillas	3	0,00	NE	303	1675	1852	1913	0,74	Canchal cuarcítico	351	177
Valle de Pineda	1	0,00	WNW	160	1434	1530	1646	0,45	Canchal cuarcítico	187	96
Valle de Pineda	2	0,00	W	249	1420	1485	1528	0,60	Canchal cuarcítico	257	65
Valle de Pineda	3	0,00	WSW	140	1433	1488	1573	0,39	Canchal cuarcítico	150	55
Valle de Pineda	4	0,00	NE	38	1504	1522	1548	0,41	Canchal cuarcítico	42	18
Valle de Pineda	5	0,00	NW	301	1723	1819	1846	0,76	Canchal cuarcítico	316	96

Figura A.5

LUGAR	NÚM.	PENDIENTE (°)	ORIENTACIÓN	LONGITUD	LÍMITE INFERIOR	LÍM. SUPERIOR	LIM. SUPERIOR PARED	ÍNDICE H/m (Kotarba et al. 1987)	TIPO	LONG. REAL	DESNIVEL
Monte las Huelgas S	1	0,00	S	426	1946	2201	2242	0,86	Talud de derrubios mixto complejo	496	255
Monte las Huelgas S	2	0,00	SW	656	1821	2160	2217	0,86	Talud de derrubios mixto complejo	738	339
Postil de Soña	1	0,00	SSE	1006	1595	1960	2419	0,44	Talud de derrubios mixto complejo	1070	365
Postil de Soña	2	0,00	S	322	1795	1950	2340	0,28	Cono de derrubios mixto	357	155
Postil de Soña	3	0,00	SSW	778	1672	2020	2500	0,42	Cono de derrubios mixto	852	348
Postil de Soña	4	0,00	S	210	1850	1955	2340	0,21	Cono de derrubios mixto	235	105
Postil de Soña	5	0,00	SSW	326	1756	1908	2500	0,20	Cono de derrubios mixto	360	152
Postil de Soña	6	0,00	SSW	274	1885	2032	2500	0,24	Cono de derrubios mixto	311	147
Postil de Soña	7	0,00	SSW	303	1798	1931	2500	0,19	Cono de derrubios mixto	331	133
Postil de Soña	8	0,00	SSW	184	1971	2078	2500	0,20	Cono de derrubios mixto	213	107
Postil de Soña	9	0,00	SSW	400	1883	2067	2500	0,30	Cono de derrubios mixto	440	184
Postil de Soña	10	0,00	SW	1271	1549	2065	2500	0,54	Talud de derrubios mixto complejo	1372	516
Postil de Soña	11	0,00	WSW	156	1505	1576	1671	0,43	Canchal cuarcítico	171	71
Curavacas Sur	1	0,00	SE	796	1593	1910	2525	0,34	Talud de derrubios mixto complejo	857	317
Curavacas Sur	2	0,00	SE	733	1694	2005	2525	0,37	Cono de derrubios mixto	796	311
Curavacas Sur	3	0,00	SE	828	1844	2247	2525	0,59	Cono de derrubios mixto	921	403
Curavacas Sur	4	0,00	SW	1299	1596	2152	2525	0,60	Talud de derrubios mixto complejo	1413	556
Alto Prieto	1	0,00	E	252	1850	1963	2010	0,71	Talud de derrubios mixto	276	113
Alto Prieto	2	0,00	NE	122	1917	1990	2030	0,65	Talud de derrubios mixto	142	73
Alto Prieto	3	0,00	NE	155	1889	1993	2030	0,74	Talud de derrubios mixto	187	104
Ojeda - Hormigales	1	0,00	NNE	144	2025	2111	2193	0,51	Canchal cuarcítico	168	86
Ojeda - Hormigales	2	0,00	NE	137	1946	2032	2130	0,47	Canchal cuarcítico	162	86
Ojeda - Hormigales	3	0,00	ENE	282	2030	2188	2221	0,83	Talud de derrubios mixto	323	158
Ojeda - Hormigales	4	0,00	SW	1186	1720	2304	2415	0,84	Talud de derrubios mixto complejo	1322	584
Ojeda - Hormigales	5	0,00	SSW	602	2029	2355	2415	0,84	Talud de derrubios mixto	685	326
Guadañas	1	0,00	ENE	250	2127	2213	2240	0,76	Talud de derrubios mixto	264	86
Guadañas	2	0,00	E	113	2125	2182	2198	0,78	Talud de derrubios mixto	127	57
Guadañas	3	0,00	SSE	345	2076	2297	2330	0,87	Talud de derrubios mixto complejo	410	221
Guadañas	4	0,00	SSE	166	2069	2175	2238	0,63	Talud de derrubios mixto	197	106
Guadañas	5	0,00	E	107	1980	2040	2095	0,52	Talud de derrubios mixto	123	60
Cuartas SE	1	0,00	S	446	2135	2416	2443	0,91	Talud de derrubios mixto complejo	527	281

Figura A.6

ANEXO A. DATOS MORFOMÉTRICOS DE LAS PEDRERAS DE FUENTES CARRIONAS

LUGAR	NÚM.	PENDIENTE (°)	ORIENTACIÓN	LONGITUD	LÍMITE INFERIOR	LÍM. SUPERIOR	LIM. SUPERIOR PARED	ÍNDICE Hh (Kotarba et al. 1987)	TIPO	LONG. REAL	DESNIVEL
Cuartas SE	2	0.00	E	204	2140	2241	2330	0.53	Talud de derrubios mixto	228	101
Cuartas SE	3	0.00	SE	114	2194	2284	2443	0.28	Cono de derrubios mixto	134	70
Cuartas SE	4	0.00	E	230	2056	2195	2330	0.51	Talud de derrubios mixto	289	139
Cuartas SE	5	0.00	SSE	149	2072	2141	2153	0.85	Talud de derrubios mixto	164	69
Cuartas SE	6	0.00	SE	91	2009	2035	2053	0.59	Talud de derrubios mixto	95	26
Cuartas SE	7	0.00	SE	77	1998	2032	2053	0.62	Cono de aludes	84	34
Cuartas SE	8	0.00	S	212	2115	2265	2360	0.55	Talud de derrubios mixto	260	150
Cuartas SE	9	0.00	S	111	2004	2042	2053	0.78	Cono de derrubios mixto	117	38
Lomas	1	0.00	E	313	2265	2412	2430	0.89	Talud de derrubios mixto	346	147
Lomas	2	0.00	SE	366	2124	2316	2430	0.63	Talud de derrubios mixto	413	192
Lomas	3	0.00	SE	95	2260	2325	2328	0.96	Talud de derrubios mixto	115	65
Lomas	4	0.00	SE	106	2060	2126	2137	0.86	Talud de derrubios mixto	125	66
Lomas	5	0.00	S	98	2282	2305	2359	0.44	Canchal granítico	107	43
Lomas	6	0.00	SW	244	2164	2322	2360	0.73	Canchal granítico	291	158
Lomas	7	0.00	WSW	209	2140	2271	2410	0.49	Canchal granítico	247	131
Lomas	8	0.00	WSW	209	2130	2257	2430	0.42	Canchal granítico	245	127
Lomas	9	0.00	WSW	111	2109	2160	2430	0.16	Cono de aludes	122	51
Lomas	10	0.00	WSW	243	2105	2237	2410	0.43	Canchal granítico	277	132
Lomas	11	0.00	WSW	197	2080	2228	2372	0.51	Talud de derrubios mixto	246	148
Valmediano-Hoya Contina	1	0.00	SSW	512	2074	2365	2360	0.92	Talud de derrubios mixto complejo	589	291
Valmediano-Hoya Contina	2	0.00	SSW	255	2064	2164	2236	0.58	Talud de derrubios mixto	274	100
Valmediano-Hoya Contina	3	0.00	S	110	1792	1818	1879	0.30	Talud de derrubios mixto	113	26
Valmediano-Hoya Contina	4	0.00	N	151	1953	2009	2038	0.66	Cono de derrubios mixto	161	56
Valmediano-Hoya Contina	5	0.00	S	317	1957	2111	2164	0.74	Talud de derrubios mixto	352	154
Valmediano-Hoya Contina	6	0.00	NW	375	2007	2189	2270	0.69	Talud de derrubios mixto	417	182
Vallejo-Ramacedo	1	0.00	W	86	1487	1528	1617	0.32	Talud de derrubios mixto	95	41
Vallejo-Ramacedo	2	0.00	NE	120	1889	1946	2000	0.51	Canchal cuarcítico	133	57
Vallejo-Ramacedo	3	0.00	W	241	1678	1803	1815	0.91	Talud de derrubios mixto	271	125
Vallejo-Ramacedo	4	0.00	SW	175	1730	1827	1908	0.54	Talud de derrubios mixto	200	97
Vallejo-Ramacedo	5	0.00	N	161	1950	2042	2085	0.68	Talud de derrubios mixto	185	92
Hontañillas-Tío Navarro	1	0.00	E	104	2070	2170	2260	0.53	Talud de derrubios mixto	144	100
Hontañillas-Tío Navarro	2	0.00	SE	151	2032	2082	2150	0.42	Talud de derrubios mixto	159	50
Hontañillas-Tío Navarro	3	0.00	SW	163	1975	2041	2173	0.33	Talud de derrubios mixto	176	66

Figura A.7

LUGAR	NÚM.	PENDIENTE (°)	ORIENTACIÓN	LONGITUD	LÍMITE INFERIOR	LÍM. SUPERIOR	LIM. SUPERIOR PARED	ÍNDICE H/h (Kotarba et al. 1987)	TIPO	LONG. REAL	DESNIVEL
Hontaniillas-Tío Navarro	4	0,00	SW	126	1863	1939	2028	0,46	Cono de derrubios mixto	147	76
Hontaniillas-Tío Navarro	5	0,00	NE	228	1857	2056	2100	0,82	Talud de derrubios mixto	303	199
Hontaniillas-Tío Navarro	6	0,00	ESE	188	2079	2227	2240	0,92	Talud de derrubios mixto	239	148
Hontaniillas-Tío Navarro	7	0,00	NE	139	1746	1840	1907	0,58	Talud de derrubios mixto	168	94
Valcabe	1	0,00	N	167	1987	2229	2349	0,67	Talud de derrubios mixto	294	242
Valcabe	2	0,00	ENE	624	1973	2341	2349	0,96	Canchal cuarcítico	724	368
Valcabe	3	0,00	NNE	274	1985	2150	2159	0,95	Talud de derrubios mixto	320	165
Valcabe	4	0,00	NNE	420	1762	2066	2081	0,95	Talud de derrubios mixto complejo	518	304
Valcabe	5	0,00	E	195	1695	1906	1944	0,85	Talud de derrubios mixto	287	211
Valcabe	6	0,00	N	172	1575	1679	1941	0,28	Talud de derrubios mixto	201	104
Mazobre-Arilla-EI Castillo	1	0,00	E	69	1973	1998	2010	0,68	Talud de derrubios mixto	73	25
Mazobre-Arilla-EI Castillo	2	0,00	E	115	1948	1984	2010	0,58	Talud de derrubios mixto	121	36
Mazobre-Arilla-EI Castillo	3	0,00	SE	234	1871	2090	2101	0,95	Cono de derrubios mixto	320	219
Mazobre-Arilla-EI Castillo	4	0,00	E	154	1886	1991	2020	0,78	Talud de derrubios mixto	186	105
Mazobre-Arilla-EI Castillo	5	0,00	E	134	1931	2015	2020	0,94	Talud de derrubios mixto	158	84
Mazobre-Arilla-EI Castillo	6	0,00	S	116	1875	1939	2184	0,21	Talud de derrubios mixto	132	64
Mazobre-Arilla-EI Castillo	7	0,00	S	132	1768	1871	2184	0,25	Talud de derrubios mixto	167	103
Mazobre-Arilla-EI Castillo	8	0,00	S	79	2026	2097	2184	0,45	Talud de derrubios mixto	106	71
Mazobre-Arilla-EI Castillo	9	0,00	E	134	1670	1745	1814	0,52	Cono de derrubios mixto	154	75
Mazobre-Arilla-EI Castillo	10	0,00	SW	186	1815	1907	1996	0,51	Talud de derrubios mixto	208	92
Mazobre-Arilla-EI Castillo	11	0,00	ESE	361	1781	1936	2135	0,44	Talud de derrubios mixto	393	155
Mazobre-Arilla-EI Castillo	12	0,00	E	243	1811	1996	2061	0,74	Talud de derrubios mixto	305	185
Espiguete W	1	0,00	W	323	1958	2170	2410	0,47	Talud de derrubios mixto	386	212
Espiguete N	1	0,00	NE	100	2002	2070	2257	0,27	Talud de derrubios mixto	121	68
Espiguete N	2	0,00	E	84	2071	2242	2430	0,48	Talud de derrubios mixto	191	171
Espiguete N	3	0,00	W	69	2071	2193	2430	0,34	Talud de derrubios mixto	140	122
Espiguete N	4	0,00	NW	87	1999	2084	2233	0,36	Talud de derrubios mixto	122	85
Espiguete N	5	0,00	NW	69	1959	2033	2072	0,65	Cono de aludes	101	74
Espiguete N	6	0,00	N	84	2264	2344	2410	0,55	Talud de derrubios mixto	116	80

Figura A.8

ANEXO A. DATOS MORFOMÉTRICOS DE LAS PEDRERAS DE FUENTES CARRIONAS

LUGAR	NÚM.	PENDIENTE (°)	ORIENTACIÓN	LONGITUD	LÍMITE INFERIOR	LÍM. SUPERIOR	LÍM. SUPERIOR PARED	ÍNDICE Hn (Kotamba et al. 1987)	TIPO	LONG. REAL	DESNIVEL
Espiguete N	7	0,00	N	586	1514	2246	2410	0,67	1800 de derrubios mto complejo	674	302
Espiguete N	8	0,00	NW	88	1540	2006	2120	0,37	Cono de aludes	110	66
Espiguete N	9	0,00	W	76	1569	2002	2060	0,62	Talud de derrubios mto	100	63
Espiguete N	10	0,00	N	136	1646	1987	1926	0,63	Talud de derrubios mto	147	46
Espiguete N	11	0,00	N	55	1617	1652	1686	0,51	Talud de derrubios mto	65	35
Espiguete N	12	0,00	NE	85	2076	2134	2223	0,39	Talud de derrubios mto	103	58
Espiguete N	13	0,00	NE	153	1647	2024	2145	0,39	Talud de derrubios mto	171	77
Espiguete N	14	0,00	NE	62	1633	1913	2100	0,30	Talud de derrubios mto	101	80
Espiguete N	15	0,00	NE	754	1664	2125	2407	0,60	1800 de derrubios mto complejo	918	461
Espiguete N	16	0,00	NE	46	1740	1776	1965	0,14	Cono de aludes	59	35
Espiguete N	17	0,00	NE	50	1702	1750	1965	0,16	Cono de aludes	69	46
Espiguete N	18	0,00	N	257	1560	1673	1920	0,31	Cono de derrubios mto	281	113
Espiguete S	1	0,00	SSW	247	1633	1967	2400	0,26	Talud de derrubios mto	291	154
Espiguete S	2	0,00	S	454	1661	2109	2400	0,44	1800 de derrubios mto complejo	517	246
Espiguete S	3	0,00	SSW	182	2071	2265	2402	0,66	Talud de derrubios mto	261	214
Espiguete S	4	0,00	S	76	2157	2296	2300	0,57	Cono de aludes	112	61
Espiguete S	5	0,00	S	165	2058	2117	2300	0,24	Cono de aludes	120	58
Espiguete S	6	0,00	S	212	1631	1677	2300	0,31	Cono de aludes	257	146
Espiguete S	7	0,00	S	193	1643	1961	2246	0,34	Talud de derrubios mto	237	136
Espiguete S	8	0,00	SE	106	1645	1725	2130	0,16	Talud de derrubios mto	134	80
Espiguete E	1	0,00	E	152	1344	1430	1770	0,20	Talud de derrubios mto	175	86
Espiguete E	2	0,00	W	64	1455	1490	1790	0,10	Cono de derrubios mto	73	35

Figura A.9

Topónimos utilizados en el presente trabajo

Nombre	Longitud (U.T.M.)	Latitud (U.T.M.)	Situación en mapa geomorfológico
<i>Aguja del Pastel</i>	363000	4760000	5
<i>Agujas de Cardaño</i>	358000	4764000	1
<i>Alto de las Calzadas</i>	368000	4761000	6
<i>Alto de los Calvillos</i>	359000	4765500	3
<i>Alto de los Cutulillos</i>	353000	4758000	3
<i>Alto de Velasco</i>	353500	4763000	1
<i>Alto del Calderón</i>	359000	4762500	2
<i>Alto del Tío Celestino</i>	359000	4763500	2
<i>Alto del Tío Navarro</i>	357000	4761000	3
<i>Alto del Ves</i>	360000	4762000	2
<i>Alto Prieto</i>	359000	4757500	3
<i>Arra</i>	353000	4757000	3
<i>Arrilla</i>	355000	4758500	3
<i>Arroyo de Aceitor</i>	352500	4765000	1
<i>Arroyo de Cabriles</i>	364000	4758000	5
<i>Arroyo de Hontanillas</i>	356000	4762000	1
<i>Arroyo de La Canaleta</i>	357000	4766000	1
<i>Arroyo de Ojeda</i>	357000	4758000	3
<i>Arroyo de Puertas</i>	361000	4757000	5
<i>Arroyo del Agua del Manzano</i>	367000	4759000	6
<i>Arroyo del Hormigal</i>	360000	4759000	6
<i>Arroyo Calero</i>	370000	4757000	6
<i>Arroyo Empedrada</i>	354000	4765500	1
<i>Arroyo Hormax</i>	359000	4761000	3

ANEXO B. TOPÓNIMOS UTILIZADOS EN EL PRESENTE TRABAJO

Nombre	Longitud (U.T.M.)	Latitud (U.T.M.)	Situación en mapa geomorfológico
<i>Arroyo Lomas</i>	358000	4760000	3
<i>Arroyo Naranco</i>	356500	4768000	1
<i>Arroyo Valcabe</i>	356000	4760500	3
<i>Arroyo Valcaliente</i>	355500	4761500	3
<i>Arroyo Valdenievas</i>	363000	4756500	5
<i>Boquerón de Bobias</i>	356500	4766000	1
<i>Boquerón de Tarna</i>	356000	4768000	1
<i>Cabo Negra</i>	353000	4754500	4
<i>Cabriles</i>	364000	4758000	5
<i>Callejo Grande</i>	364000	4759500	5
<i>Campo de Gibraltar</i>	356000	4764500	1
<i>Canchas de Ojeda</i>	359000	4758500	3
<i>Cardaño de Abajo</i>	356000	4753500	4
<i>Cardaño de Arriba</i>	357000	4759000	3
<i>Carnizal</i>	356000	4758000	3
<i>Cerezuela</i>	354000	4760000	3
<i>Cerro del Sillar</i>	355000	4759000	3
<i>Cerro del Ves</i>	360500	4761000	5
<i>Chozo de la Campiza</i>	358000	4761000	3
<i>Chozo del Hospital</i>	365500	4760000	5
<i>Chozo del Tío Vicente</i>	362000	4761500	2
<i>Collado de Picorbillo</i>	367500	4761000	5
<i>Collado del Robadoiro</i>	359000	4767000	1
<i>Collado del Ves</i>	360000	4762000	2
<i>Cortes</i>	368000	4760500	6
<i>Cotero de Hierbas Dulces</i>	363000	4765000	2
<i>Coto Redondo</i>	364000	4763000	2
<i>Cubil del Can (NE)</i>	359000	4766000	1
<i>Cubil del Can (NW)</i>	358000	4766000	1
<i>Hoyo Desconocido</i>	364000	4760000	5
<i>Cueto Negro</i>	362500	4766500	2
<i>Curavacas</i>	364000	4760000	5
<i>Coruño</i>	365000	4757000	5
<i>Dehesa de Arbejal</i>	368500	4759000	6
<i>Dehesa de Cardaño</i>	355500	4754500	4
<i>Dehesa de Picorbillo</i>	366500	4761000	5
<i>El Castillo</i>	355000	4760000	3
<i>El Estrecho</i>	364500	4761000	5
<i>El Holmaz</i>	359000	4761000	3

Nombre	Longitud (U.T.M.)	Latitud (U.T.M.)	Situación en mapa geomorfológico
<i>El Hormigal</i>	360000	4758500	5
<i>El Hospital</i>	364000	4759500	5
<i>El Puente</i>	357000	4760000	3
<i>El Resollar</i>	363000	4758000	5
<i>El Saltadero</i>	357500	4758500	3
<i>El Ves</i>	361500	4762000	2
<i>Embalse de Camporredondo</i>	357000	4752500	4
<i>Espigüete</i>	353000	4756000	3
<i>Hontanillas</i>	356000	4762000	3
<i>Hoya de Martín Vaquero</i>	354000	4759000	3
<i>Hoya de Santiaguín</i>	355000	4766500	1
<i>Hoya Juncal</i>	369000	4760000	6
<i>Hoyo Empedrado</i>	358000	4764500	1
<i>Hoyo Muerto</i>	364000	4760000	5
<i>Hoyos de Vargas</i>	356000	4764000	1
<i>Huerto Chico</i>	363000	4760000	5
<i>Huerto Grande</i>	363000	4761000	5
<i>La Braña</i>	364000	4766000	2
<i>La Calar</i>	353000	4766000	1
<i>La Canal del Rey</i>	369500	4761000	6
<i>La Cerra</i>	357500	4757500	4
<i>La Cola del Curavacas</i>	364000	4761000	5
<i>la Venta</i>	369000	4756000	6
<i>La Cuesta</i>	358500	4761000	3
<i>La Lancha</i>	365000	4762000	2
<i>La Lomba</i>	358000	4762000	2
<i>La Panda de Fuentes Carrionas</i>	360000	4764000	2
<i>La Rabina</i>	369000	4758000	6
<i>La Reculera</i>	365000	4763000	2
<i>La Vega</i>	356500	4753000	4
<i>Laguna Calderona</i>	360000	4762500	2
<i>Laguna de Frontilo</i>	355000	4763000	1
<i>Laguna de Fuentes Carrionas</i>	359000	4764000	1
<i>La Torca</i>	365500	4755000	5
<i>Las Guadañas</i>	357000	4762500	1
<i>Pico de Lagunillas</i>	366000	4758000	5
<i>Las Lagunillas</i>	368000	4758000	6
<i>Las Lamas</i>	357000	4757000	3
<i>Las Lomas</i>	357000	4763000	1

ANEXO B. TOPÓNIMOS UTILIZADOS EN EL PRESENTE TRABAJO

Nombre	Longitud (U.T.M.)	Latitud (U.T.M.)	Situación en mapa geomorfológico
<i>Las Molledas</i>	365000	4766000	2
<i>Las Portillas</i>	361000	4757000	5
<i>Llánaves de la Reina</i>	353000	4768000	1
<i>Los Altares</i>	359000	4765000	1
<i>Los Avellanares</i>	357000	4756000	3
<i>Los Covachos</i>	360500	4764500	2
<i>Los Escalones</i>	362500	4762000	2
<i>Los Pozos</i>	363000	4763000	2
<i>Majada Cimera</i>	353000	4758500	3
<i>Majadas de Fuentes Carrionas</i>	360000	4763000	2
<i>Mazobre</i>	355000	4757500	3
<i>Mojón de Tres Provincias</i>	358500	4765000	1
<i>Mollorete</i>	365000	4758000	5
<i>Monte de las Huelgas</i>	365000	4759000	5
<i>Pando</i>	356500	4755000	4
<i>Collado de Pando</i>	365500	4758000	5
<i>Pedreira Pindia</i>	364000	4760000	5
<i>Peña de la Devesa</i>	354500	4768500	1
<i>Peña del Tejo</i>	357500	4755000	4
<i>Peña Prieta</i>	359000	4765000	2
<i>Peña Quebrada</i>	364000	4764500	2
<i>Peñas Matas</i>	354500	4761500	3
<i>Peñas Zahurdías</i>	354000	4761000	3
<i>Pico de la Curruquilla</i>	362000	4760000	5
<i>Hoya Contina</i>	361000	4760000	5
<i>Pico Cuartas</i>	356500	4764000	1
<i>Pico de las Guadañas</i>	356000	4762500	1
<i>Pico de las Lomas</i>	357500	4764000	1
<i>Pico de los Altares</i>	359500	4766000	2
<i>Pico del Vallejo</i>	359000	4759500	3
<i>Pico la Calar</i>	353000	4767000	1
<i>Pico Lezna</i>	366000	4763000	2
<i>Pico Murcia</i>	354000	4760000	3
<i>Pico Pumar</i>	366000	4764000	2
<i>Pico Zamburría</i>	361000	4766500	2
<i>Piedra Merendera</i>	369500	4760000	6
<i>Piedrahita</i>	357000	4761000	3
<i>Pino Llano</i>	356000	4757000	3
<i>Portillo de las Yeguas</i>	358500	4768000	1

Nombre	Longitud (U.T.M.)	Latitud (U.T.M.)	Situación en mapa geomorfológico
<i>Postil de Soña</i>	363000	4758000	5
<i>Pozo Curavacas</i>	352500	4761000	5
<i>Pozo de las Lomas</i>	358000	4763500	1
<i>Pozo del Ves</i>	361000	4760000	5
<i>Pozo Hoya Contina</i>	359500	4760500	3
<i>Pozo Oscuro</i>	365000	4759000	5
<i>Prado del Toro</i>	364000	4765000	2
<i>Prado Hernando</i>	363000	4767000	2
<i>Puente Agudín</i>	356500	4754000	4
<i>Puente de Riofrío</i>	364500	4762000	2
<i>Ramacedo</i>	358000	4759000	3
<i>Refugio Mazobre</i>	355000	4757000	3
<i>Refugio Tajahierro</i>	356500	4768000	1
<i>Reñuela</i>	364000	4764000	2
<i>Arroyo Arauz</i>	369000	4760000	6
<i>Río Chico</i>	355000	4753500	4
<i>Río de Lechada</i>	354000	4765500	1
<i>Riuplanes</i>	366000	4760500	5
<i>La Dehesilla</i>	368000	4756000	6
<i>Santa Marina</i>	368500	4759500	6
<i>Puente Teblo</i>	369000	4756000	6
<i>Sestil de Matapijos</i>	368000	4758500	6
<i>Sierra de Oropiñas</i>	354000	4767000	1
<i>Sima del Anillo</i>	353000	4757000	3
<i>Tenada de las Lamas</i>	356500	4757000	3
<i>Tenada de Riofrío</i>	362000	4766000	2
<i>Valcabe</i>	355000	4760500	3
<i>Valdapila</i>	355000	4755000	4
<i>Valdelaseñor</i>	353000	4755000	4
<i>Valle de Castrejón</i>	361000	4767000	2
<i>Valle de Concejo</i>	355000	4764000	1
<i>Valle de la Viña</i>	362000	4767000	2
<i>Valle de Lechada</i>	356000	4766000	1
<i>Valle de Naranco</i>	355000	4768000	1
<i>Valle de Pineda</i>	367000	4760000	5
<i>Valle de Riofrío</i>	361000	4766000	2
<i>Vallejo</i>	358000	4759500	3
<i>Valmediano</i>	358500	4762500	1
<i>Vega de Cantos</i>	353500	4762500	2

ANEXO B. TOPÓNIMOS UTILIZADOS EN EL PRESENTE TRABAJO

Nombre	Longitud (U.T.M.)	Latitud (U.T.M.)	Situación en mapa geomorfológico
<i>Vega de Correcaballos</i>	366500	4760500	5
<i>Vega de Tarna</i>	357000	4768000	1
<i>Vega la Canal</i>	362000	4765000	2
<i>Vega Naranco</i>	356500	4768000	1
<i>Vidrieros</i>	364000	4755500	5

Tabla B.1

English Summary

C.1. Geomorphology, Quaternary palaeoenvironment and geodiversity of Fuentes Carrionas Massif-Montaña Palentina

C.2. General Index

1. Introduction

1.1. Population and economic activities of Fuentes Carrionas-Montaña Palentina.

1.2. Vegetation of Fuentes Carrionas.

1.2.1. Forest formations at the mountain stage.

1.2.2. Formations at the subalpine stage.

1.2.3. Formations at the alpine stage.

1.3. The previous knowledge of Fuentes Carrionas: explorers, writers, mountaineers and geographers.

2. Objectives and methodology

2.1. Objectives.

2.2. Methodology.

2.2.1. Geomorphological cartography.

2.2.2. Methods applied to glacial research.

2.2.3. Methods applied to periglacial research.

3. The climate: an atlantic mountain environment with mediterranean influences.

3.1. Temperatures.

3.1.1. Correlation between mean annual temperature and altitude.

3.1.2. Correlation between mean summer temperature and altitude.

3.2. Precipitacion.

3.3. Snow.

3.4. Winds.

4. Geological framework.

4.1. Lithology

4.1.1. Silurian.

4.1.2. Devonian.

4.1.3. Carboniferous.

4.1.4. Permian.

4.2. Structure.

4.2.1. Liébana Unit.

4.2.2. Alto Carrión Unit.

4.2.3. Espigüete Unit.

4.2.4. Carboniferous sinorogenic mantles.

4.3. Morphostructures.

4.3.1. Espigüete overthrust.

4.3.2. Curavacas-Lechada "perched pseudosyncline".

4.3.3. Zamburría perched syncline.

4.3.4. Peña Prieta granodiorite intrusion.

4.3.5. Fault-related relief.

4.4. Geological history and relief evolution until Late Pleistocene in Fuentes Carrionas.

4.4.1. The Primary Age.

4.4.2. The Secondary Age.

- 4.4.3. The Tertiary Age.
 - 4.4.4. Post-orogenic phase. Range erosion.
 - 4.4.5. Conclusions (Erosive phases from Late Miocene to Late Pleistocene).
5. Glaciations at Fuentes Carrionas.
- 5.1. Previous studies about glaciations at the Cantabrian Range.
 - 5.2. Previous studies about glaciations at Fuentes Carrionas and state of the art.
 - 5.3. Glacial landforms in Fuentes Carrionas valleys.
 - 5.3.1. Naranco valley.
 - 5.3.2. Lechada valley.
 - 5.3.3. Cardaño valley.
 - 5.3.4. Carrión valley.
 - 5.3.5. Riofrío and northern draining valleys.
 - 5.3.6. Other glacial valleys and cirques.
 - 5.4. Patterns on glacial landforms at Fuentes Carrionas.
 - 5.4.1. Glacial cirques analysis.
 - 5.4.2. Throughs, tarns and hanging valleys.
 - 5.4.3. Accumulation landforms and deposits.
 - 5.5. Glacial evolution of Fuentes Carrionas.
 - 5.5.1. Glacial phases prior to Local Last Glacial Maximum.
 - 5.5.2. Local Last Glacial Maximum.
 - 5.5.3. First Retreat Phase.
 - 5.5.4. Second Retreat Phase.
 - 5.5.5. Lateglacial Phase.
 - 5.6. Problems around glacial phases datation in Cantabrian Range and Spain.
 - 5.7. Palaeoenvironment during glacial phases.
 - 5.8. Conclusions

6. Periglacial relief.

6.1. Previous studies about periglacial relief at the Cantabrian Range.

6.2. Thermal regime of soils in Fuentes Carrionas.

6.2.1. Measurement parameters.

6.2.2. Freeze-thaw, freeze and melt seasons.

6.2.3. Conclusion: soil climates in Fuentes Carrionas and their geomorphological consequences.

6.3. Periglacial landforms.

6.3.1. Tors.

6.3.2. Blockfields, blockslopes, blockstreams.

6.3.3. Periglacial originated slope deposits.

6.3.4. Flow landforms: rock glaciers and protalus lobes.

6.3.5. Frost heave and solifluction landforms.

6.3.6. Terracettes.

6.3.7. Stair-shaped debris.

6.3.8. Cryoclastia landforms.

6.3.9. Screes.

6.4. Nival landforms.

6.4.1. Snow dynamics at Fuentes Carrionas.

6.4.2. Snow related landforms.

6.4.3. Conclusions.

6.4.4. Snow and snowpatches at Fuentes Carrionas.

6.5. Discussion: is permafrost present in Fuentes Carrionas?

6.5.1. BTS measurement results.

6.5.2. Permafrost in caves.

6.5.3. Conclusions about permafrost.

6.6. Periglacial environment evolution since the Local Last Glacial Maximum.

- 6.7. Present distribution of periglacial belt.
 - 6.7.1. Cryonival belt.
 - 6.7.2. Nivoperiglacial belt.
 - 6.7.3. Infraperiglacial belt.

- 7. Mass movements.
 - 7.1. Mass movement types.
 - 7.1.1. Rotational slide.
 - 7.1.2. Sackung.
 - 7.1.3. Traslational slide.
 - 7.1.4. Rockslide.
 - 7.1.5. Rockfall.
 - 7.1.6. Rock avalanche.
 - 7.1.7. Debris flow.
 - 7.2. Distribution of mass movements.
 - 7.2.1. Naranco valley.
 - 7.2.2. Lechada valley.
 - 7.2.3. Cardaño valley.
 - 7.2.4. Riofrío valley.
 - 7.2.5. Carrión valley.
 - 7.2.6. Valdenievas valley.
 - 7.3. Morphostratigraphic sequence of mass movements.
 - 7.4. Main factor for slope instabilization.
 - 7.5. Present dynamics.

- 8. Fluvial landforms.
 - 8.1. Description of fluvial landforms at Fuentes Carrionas.
 - 8.1.1. Naranco valley.

- 8.1.2. Lechada valley.
- 8.1.3. Cardaño valley.
- 8.1.4. Riofrío valley.
- 8.1.5. Carrión valley.
- 8.1.6. Valdenievas valley.
- 8.2. Conclusions.
- 9. Karst landforms.
 - 9.1. Factors that play a role in karstification.
 - 9.2. Exokarst.
 - 9.2.1. Macrolandforms.
 - 9.2.2. Mesolandforms.
 - 9.2.3. Microlandforms: karren.
 - 9.3. Endokarst.
 - 9.3.1. Espigüete system.
 - 9.3.2. El Ves system.
 - 9.4. Conclusions.
- 10. Anthropogenic landforms.
 - 10.1. Terraces.
 - 10.2. Irrigation channels.
 - 10.3. Mines.
- 11. Geodiversity assessment of Fuentes Carrionas.
 - 11.1. Geodiversity and Geoconservation.
 - 11.2. Geodiversity types.
 - 11.3. Controversy.
 - 11.4. Biodiversity-geodiversity relationship.
 - 11.5. Geoheritage-geodiversity relationship.

- 11.6. Methodologies for geodiversity assessment.
 - 11.7. Fuentes Carrionas geodiversity map.
 - 11.7.1. Objectives.
 - 11.7.2. Methodology.
 - 11.7.3. Results.
 - 11.7.4. Sensibility assessment of Geodiversity.
 - 11.8. Conclusions.
 - 12. General conclusions.
 - 12.1. The geomorphological map.
 - 12.2. Landforms and landscape.
 - 12.3. Conclusions about glacial and periglacial relief.
 - 12.4. Relief evolution and geoecological domains.
 - 12.4.1. Relief evolution at the end of Pleistocene.
 - 12.4.2. The Holocene.
 - 12.5. Present geoecologic domains and morphogenesis.
 - 12.5.1. Cryonival domain.
 - 12.5.2. Nivoperiglacial domain.
 - 12.5.3. Infraperiglacial domain.
 - 12.5.4. Mountainous belt.
 - 12.6. Conclusions about geodiversity assessment.
 - 12.7. Management guidelines for Fuentes Carrionas.
 - Bibliography.
 - Annex A. Screes morphometric data.
 - Annex B. Place names used in this thesis.
- Six geomorphological maps and geodiversity map are also presented.

Introduction

This thesis studies the geomorphology of Fuentes Carrionas Massif. This is a part of Cantabrian Range, on the North of Iberian Peninsula. The study area is situated at the border of the León, Palencia and Cantabria provinces (the central peak of the massif is Mojón Tres Provincias, which means Three Provinces Landmark). It is also a hydrological border, because most northern slopes drain to the Cantabric Sea, and southern ones drain to the Duero basin. The altitudes of the area range between 1200 m.a.s.l. and 2536 m.a.s.l. The total study area is 174.86 sq. km.

Due to the high altitude human occupation has been traditionally scarce. There are only four villages within the massif or its surroundings, with a total population about 74 residents. Moreover the high altitude has traditionally made cultivation extremely difficult. On the other hand the altitude makes possible to keep fresh pasturages during summer, so the traditional use of this land has been sheep and goat grazing, which has been changed from the XX century for cow grazing. Since the 50's and 60's rural abandonment has deeply affected this region, as it happened for most of Spanish countryside areas. Traditional economy, where summer use of pasturage for sheep grazing (the "Trashumancia") had an important role, completely fell down. Pressure on the landscape and natural resources dramatically decreased and many pastures were abandoned, mainly on Cardaño, Lechada and Naranco valleys. On the contrary Pineda pasturages were kept, as these had been bought by farmers from Cantabria as soon as the mid of XIX century.

As a result of the land use and progressive abandon most of the area is covered whether by pastures, especially on the Pineda valley (one of the best kept high mountain pasturages, or "puertos", in the Cantabrian Range) whether by scrubland, which is a result of pastures abandonment. Only the lowest slopes are covered by wood formations (beech, birch and oak forests). Highest areas remain almost free of vegetation, but the scarce spices present here are very interesting, as the rate of endemism is very high.

Fuentes Carrionas is a quite accessible range, as valleys use to be wide and gentle, especially those draining to the South, and peaks normally do not present extremely steep slopes. As a result the area had been completely explored and used as early as before the Roman invasion. On the other hand scientific interest for the area is not as early. Fuentes Carrionas has always been on the shadow of near Picos de Europa, which were the main objective for exploratory and scientific expeditions. Anyway some erudites who visited Picos also passed through Fuentes Carrionas. Saint-

Saud and Paul Labroche climbed Espigüete on their way to Picos. Casiano de Prado, possibly the first “geomorphologist” in Spain, studied and described the Naranco valley glacial geomorphology as early as 1852. Juan Díaz Caneja has been the author the most interested in Fuentes Carrionas. Most of his novels and travel books, published between 1915 and 1942, are devoted to Montaña Palentina, the region Fuentes Carrionas is mostly in. Since the 50's this area has been quite widely studied from the anthropological, historical, botanical, geological, geographical and touristic point of view. Nevertheless palaeoenvironmental and geomorphological studies have been scarce so far. This contribution tries to cover this gap.

Objectives

The specific objectives settled for this thesis are:

- To know this high mountain area's Geomorphology, especially all the features that can explain environmental evolution from the Local Last Glacial Maximum till present.
- Create a detailed geomorphological map, where all this knowledge can be shown in a quick look. This map will focus on climatic and dynamic geomorphology.
- Establish a morphostratigraphical sequence in which landforms are related one to each other, so landscape evolution in the transition from Pleistocene to Holocene can be explained.
- Relate the landforms to direct and indirect datations in Fuentes Carrionas and surrounding areas.
- Find the geocological gradation and the climatic evolution of Fuentes Carrionas from the Local Last Glacial Maximum to present.
- Describe in detail the geocological gradation of Fuentes Carrionas nowadays, based on geomorphological proxies.
- Assess the numerical geodiversity of Fuentes Carrionas in a very detailed scale (1 sq. ha) so a geodiversity map is performed.
- Purpose some management guidelines for the massif based on its geomorphological values.

Methodology

The most used methodology has been fieldwork, which has been focused on landforms direct interpretation, sediments description and samples collection for their datation. The geomorphological map presented is an evident result of fieldwork. This map has been used for getting secondary information about the size, shape and morphostratigraphical distribution of landforms.

I have chosen IGUL (Institute of Geography of Lausanne University in Switzerland) mapping chart because of several reasons:

- Its simplicity (only a topographical base and some painting material is needed for map creation at the field).
- Its adaptation for glacial and periglacial environments.
- Its faithful representation of reality, as all features are scale shaped.
- Its distinction between erosion dominant areas (no color) and sedimentation dominant areas (a colour depending on the process that created the sedimentation).

This chart's main shortcoming is that it sacrifices lithological and geological information, which have to be presented in separated maps. On the other hand the map results more legible than maps created with CNRS chart, the most extensively used chart in Spain. I also decided to interchange glacial and periglacial colours (purple and pink). I did this with the intention of creating two different shades for periglacial landforms: a pale purple for relict periglacial landforms and an intense purple for active periglacial landforms.

On the other hand the chart was not adapted to GIS, so I had to develop a previous work of style creation in ArcGIS, and created a database structure where landforms could be stored. Finally I decided to divide landforms into three features -points, lines and surfaces- depending on their size and shape.

The simplicity of the attempt proved to be an advantage with regard to a one-landform-one-feature structure. By using "Representations" one can draw any type of landform, and at the end we only have three features, instead of 78 (one for each landform type). Moreover "Representations" permit to slightly change the shape of symbols to make them more visible at the end of the drawing process. The database potential remains intact, as every landform is related to a unique Representation Type in the feature database.

Glacial relief methodologies

Apart from landform identification, there are two relevant methodologies used in this thesis for glacial and palaeoenvironmental evolution study: ELA (Equilibrium Line Altitude) calculation and samples datation.

ELA calculation

Calculation of Equilibrium Line Altitude is an important technique to describe environments during glaciations. Thanks to Ohmura et al. (1992) it is possible to compare temperatures and precipitations between different glacial phases by assessing ELA uplift or drop.

In order to calculate ELA, it is necessary to have previously assessed glacier extension and surface during the different glacial phases, which we did based on the landforms drawn in the geomorphological map. Later palaeosurfaces of the glaciers were simulated and MDT of each glacier created. There are several methodologies for ELA calculation. We have used three of them, which are among the most used nowadays.

Area Accumulation Ratio (AAR): This method has been successfully used for near massifs' ELA calculation (Serrano & González 2004a, Cotown et al. 2009, Serrano et al. 2012). It consists of computing the total surface of the reconstructed palaeoglacier over and below a line, which has been proved to be the Equilibrium Line in present glaciers. The ablation rate varies from 0.75 to 0.5 depending on the autor and environment. We have used a 0.67 rate, suitable for mid latitude mountain glaciers (Kern & László 2010).

Area-Altitude Balance Ratio (AABR): This is a method developed by Osmaston (1965) for tropical glaciers, but it has been later adapted elsewhere, and used for near Alto Sil in the Cantabrian Range (Santos 2010). It is based on the principle that there has to be a mass balance equilibrium between accumulation and ablation at the ELA. Once more an equilibrium index must be chosen, and this index changes depending on the glacier type. We have used a 1.5 index, suitable for mid latitude glaciers.

Area-Altitude (AA): This is a previous step for AABR, where the balance index is set to 1.

Samples datation

Five samples have been dated. Two of them were lacustrine deposits, which were dated through

¹⁴C with AMS, and the fifth was a sand deposit sample, dated through OSL. This last datation has been especially important, as it has been the first proglacial deposit datation in Cantabrian Range with OSL, and it has confirmed datations done through ¹⁴C in other Cantabrian Range mountains (see Serrano et al. 2012).

Periglacial relief methodologies

In order to know nowadays periglacial and nival dynamics we used two methodologies apart from landform identification:

Buried thermometer installation

14 buried thermometers were installed between 1900 and 2400 meters high, distributed among W, E, N and S aspects, so temperature gradients could be developed for each orientation. Due to the scarcity of material and the difficulties of reliable and continuous data acquisition, no surface thermometers were installed. Thermometers were buried 10-15 cm. deep. The complete data range comprises from autumn 2009 to summer 2011. Moreover we had the disposal of five more thermometers coming from CIFA's (Centro de Investigación y Formación Agraria de Cantabria) self project. These thermometers were installed at a gradient between 800 and 2536 meters in Riofrío valley, and supported by two meteorological stations which, unluckily, did not work properly. Several secondary calculations, as for example average soil temperatures, freeze-thaw cycles per year, freezing index and thawing index were calculated thanks to these thermometers.

BTS (Basal Temperature of Snow)

This is one of the most used methods to find permafrost in alpine areas. It consists of measuring the temperature in the base of the snow mantle at areas where permafrost is potentially present. This measure must be taken at the end of winter, when the temperatures are caused by the latent heat coming from the soil, once the snow mantle isolates the soil from the atmosphere. This premise is only fully accomplished if snow mantle thickness is over 80 cm. Temperatures below -3°C show probable permafrost occurrence, between -2°C and -3°C permafrost is possible and over -2°C permafrost is improbable. We have measured BTS temperatures at the Hoyo Empedrado place,

were Santos et al (2009) described permafrost occurrence through BTS at a protalus lobe. 54 measures were taken at the protalus lobe and the debris talus that fed it.

Climate

Climate is a critical factor for landforms creation and evolution. Fuentes Carrionas is located at the boundaries between atlantic and mediterranean climates. From autumn to the end of spring the Polar Front influences this area, generating unstable and cool weather. Nevertheless Fuentes Carrionas is situated on the pluviometric shadow of Picos de Europa on the northwest and Peña Sagra on the northeast, so rainfall and snowfall uses to be lower than at these ranges. In summer the Azores anticyclone provides stable weather in Fuentes Carrionas. Nevertheless northern slopes use to be covered by fog due to upwelling of relatively humid air coming from the Cantabrian Sea. Storms due to air convection during summer are also quite frequent during the end of spring and the end of summer.

As a consequence of this configuration and the general altitude temperatures are quite low in the area. Valleys have an annual temperature average between 6°C and 7°C, whereas peaks experiment an annual average about 2°C-3°C, whit only one month (July) free of freeze. Rainfall varies between 1200 mm/year and 1700mm/year, with a maximum in December-January and a minimum in July.

Many of the precipitations fall as snow. Snow uses to first appear in November and there can be snowfall until the end of June at the peaks. Nevertheless snowfall is quite irregular and deeply depends on the year. At least two of the observed winters (2007-08 and 2011-12) were almost snow-free, and the nival mantle only fell from April to May.

Winds are coming mainly from west (southwest, west and northwest) and north. Wind also blows stronger from these orientations. Eastern winds are quite rare. They use to be gentle and they appear in summer.

Geologic framework

Fuentes Carrionas' outcrops were all formed during Primary Age. We can find rocks from the Silurian, Devonian, Carboniferous and Permian periods. Silurian and Devonian rocks have been packed into a single "Unit" by geologists, called the Unidades Palentinas (Palencia Unit, as it

mostly outcrops at the Palencia province). These rocks are quite varied, so we can find quartzites, shales, schists, limestones and sandstones. Structures within Unidades Palentinas are also very varied and complicated, as they have suffered an intense tectonization. As a result we can find steep tilting anticlines and synclines, cuesta structures, and a dense faults and overthrusts network. Lower Carrión, Riofrío and Cardaño valleys are excavated on these Unidades Palentinas.

On the other hand at the North and West of Fuentes Carrionas outcrops are more regular and structures much more simple and extense. These are the Grupo Pando (which is a village near Fuentes Carrionas) formations. Most extensive rocks here are conglomerates, schists and shales, all of them resulting from destruction and sedimentation of former Unidades Palentinas. Due to a less tectonization than Unidades Palentinas most of the Grupo Pando outcrop is a single syncline, Curavacas syncline, which is the most extense structure of the area, and hosts the highest peaks.

Finally at the centre of Fuentes Carrionas, near Peña Prieta peak, there is the most extense granodiorite ourcrop of Cantabrian Mountains, which was formed due to crust's thinning at the center of Curavacas syncline.

Prior to Carboniferous Fuentes Carrionas was a marine environment with a low intensity sedimentation. Collusion between Gondwana and Laurentia-Baltica during the Variscan orogeny raised the Mantos Palentinos (Palencia Mantles) and moved them from the south. Their erosion lead to the rapid sedimentation of Grupo Pando in a marine basin. During a late stage of Variscan orogeny Grupo Pando was also raised, but its deformation was much lower. The end of the orogeny is marked by the upwelling of plutonic material at the center of Fuentes Carrionas: the Peña Prieta granodiorite stock. During the Secondary Age erosion is the main process.

During the Tertiary Age the Alpine orogeny led to a general raise of Cantabrian Mountains, usually following variscan faults. Locally the Espigüete-Curavacas-Peña Prieta area overthrusted immediate southern formations following Ruesga fault. This led to the creation of the highest peaks at this area. Since Miocene this is a passive tectonic environment where neotectonics are very scarce. Erosion started by the excavation of a W-E fluvial network that changed to N-S due to the general drainage of Duero basin to the Atlantic Ocean. As a consequence of this change there are some dry valleys heading to the East, which are now being eroded. At the northern face Cantabrian Sea drainage system is overwhelmingly catching Duero draining valleys.

Glacial landforms

During the Late Pleistocene an ice mass about 105 sq. km extent was developed in Fuentes Carrionas. Glacier fronts fell as low as 1240 m.a.s.l. and ice tongues reached a maximum length of 15 km. The highest and central part of the ice mass, the Tres Provincias area, was a dome from where ice flew on three different directions towards Lechada, Cardaño and Carrión valleys. The northern faces of Cubil del Can and Peña Prieta peaks developed two glacier tongues which joined the previous commented ones through the glacial transfluences at Bobias and Vega la Canal. The result was a real "icefield" that mainly flew towards the east. The ice thickness reached at least 300 meters in Vega de Cantos area, in the Carrión valley.

Paradoxically, while northern faced slopes in Tres Provincias, Cuartas, Curavacas and Espigüete where covered by ice hundreds of meters thick, southern and western faced slopes in most of the range remained unglaciated or poorly covered by cirque glaciers. The importance of orientation is typical of mountains on the limit of glaciation conditions during the glacial stages. This condition has remained, and even strengthened during the glacial stages occurred after the Local Last Glacial Maximum (hereafter LLGM).

Such an intense glaciations dramatically changed Fuentes Carrionas' landscape. Erosion glacial landforms, such as cirques, thoughts, horns, roches moutonnées and hanging valleys are well developed all over the area. Best examples of these forms can be found were the glaciers eroded Curavacas conglomerates, a uniform, resistant and thick rock formation, where glacial relief has remained untouched. Due to the former best glacial landforms are found in the upper Carrión, Lechada and Riofrío valleys. On the other hand glacial erosion landforms have been almost completely removed in lower Cardaño, Carrión and Riofrío, because of paraglacial and postglacial erosion and landslides on the Unidades Palentinas formations.

Accumulation landforms are well less spectacular than erosion landforms, but much more reliable for palaeoglaciologists reconstruction. All glacial tongues have left frontal morainic complexes between 1450 and 1290 m.a.s.l., which were deposited during the LLGM and First Retreat Phase. The most important is Naranco complex, thanks to its level of preservation with as much as 10 frontal moraines. We have been able to date the most external one, which corresponds to LLGM. There is also a group of frontal moraines deposited in the inner valleys, between 1600 and 1800 meters high, which are remnant of the Second Retreat Phase. Finally there are very well preserved frontal

moraines deposited by cirque glaciers, between 1900 and 2200 m.a.s.l. These are the marks of a Lateglacial Stage. Lateral moraines and erratics are essential for ice thickness reconstruction. However they have been mostly eroded and removed during the paraglacial phase. Anyway there are scarce but interesting remnants in Cardaño and Carrión valleys, which let us confirm several hundred meters ice thickness within the valleys. Finally kame terraces and debris filled lateral complexes have been located so further intensive datation may be performed in the future.

Periglacial landforms and processes

Periglacial processes were active while glaciers occupied most of the study area, and have more or less kept active until nowadays. Soil thermal regime is critical for periglacial processes, as freeze-thaw cycles are the main factor in periglacial activity. Thanks to the installation of buried thermometers soil thermal regime at the massif has been described, with 5 “soil climates”. South faced slopes below 2200 meters and northern faced slopes below 2000 meters keep all year over or at 0°C, so freeze-thaw is absent. Snow mantle is usually brief. Some soils near nivation hollows keep at 0°C most of the year, and temperatures only raise over freeze point in summer. North faces slopes over 2000 meters high have freeze-thaw cycles in autumn and spring and remain at 0°C during winter due to snow “curtain effect”. High slopes on western and southern orientation, as well as peaks, use to present lots of freeze-thaw cycles, as snow is blown out from these areas to eastern and northern faced slopes. Finally, the highest peaks, above 2300 m.a.s.l., experiment a deep freeze during winter and a rapid melt in spring. They can also present secondary short-term freeze-thaw cycles in autumn and spring and only summer is ice-free. These areas are the most active for periglacial processes.

Several landforms can mark the extension of periglacial environment during Pleistocene. Stone related (conglomeratic and quartzitic tors, as well as blockslopes, blockstreams and blockfields) are the witness of a cryonival belt on deglaciated slopes during the LLGM. During this stage head deposits were created on the foot of schist and limestone walls. Rock glaciers and protalus lobes are reliable permafrost occurrence marks when they are active or inactive. Relict rock glaciers and protalus are therefore geoindicators of former permafrost occurrence. We have identified 23 rock glaciers and protalus lobes within Fuentes Carrionas, which developed between 1665 and 2476 m.a.s.l. Not all rock glaciers were formed at the same period. Based on morphostratigraphic rela-

tions between rock glaciers and glacial features 6 main rock glacier formation phases are suggested. First three phases coincide to the three older glacial phases from the LLGM to Second Glacial Retreat. Fifth and sixth phase developed during Older and Younger Dryas. Finally some protalus lobes may have been formed in the Holocene. We do not know the exact age, but they could have been active during the Little Ice Age.

Small landforms, such as terracettes, solifluction lobes, ploughing boulders, and processes like pipcrake are the most active periglacial features nowadays. Terracettes are active over 1900-2000 m.a.s.l., and they are developed due to both pipcrake and snowmelt. Turf-banked solifluction lobes are active over 1900 m.a.s.l. on northern slopes where snow cover is quite constant, and they are directly related to snow melt and abundant water supply. Stone-banked solifluction lobes are active above 2300 m.a.s.l. on western and northern shaped slopes, and they are the only remnant of an active circonival belt, with no permafrost but a deep, long-lasting freeze situation about 7-9 months per year. Ploughing boulders, like turf-banked lobes, are related to soil moisture rather than climatic conditions. Finally above 2000 m.a.s.l. we can find active small patterned soils and tilted stones, whereas big ones are not active but remnant of previous glacial phases.

Screes and debris cones are the most extensive periglacial landforms within Fuentes Carrionas. Screes are usually active above 1900 m.a.s.l. Active screes and cones usually have a convex profile and a slope over 30°. Snow avalanche, rockfall and debris flow are the main processes in active screes. Inactive screes and talus are always concave shaped, and their slope falls below 30°. Solifluction, laminar erosion and sands and clay lixiviation are the main processes within them.

Nival landforms are obviously related to snow distribution during winter and spring, so they are usually found on northern and eastern faced slopes. There are still some permanent snowpatches in Fuentes Carrionas, located at the foot of highest peaks in northern cirques. At their foot there are active protalus ramparts. There are also permanent snowpatches covering nival dolines at the Espigüete limestone outcrop. Nivation hollows have developed mainly on eastern faced slopes, where snow blown from peaks and western slopes accumulates. Here we can find some very interesting nival abrasion processes, that have even led to the formation of nival "*roches moutonnées*" and nival push-moraines. Avalanches are common at the highest peaks, and they usually happen along the same avalanche corridors.

Finally permafrost has been demonstrated to be absent in Fuentes Carrionas, except two spots:

- Debris talus and cones' apex over 2300 m.a.s.l., oriented to the North.
- Caves over 2000 m.a.s.l.

Mass movements

Landsides and rockfall are very well represented in Fuentes Carrionas. Seven mass movement types have been identified following Dikau et al. (1996) classification. **Rotational landslides** are largest gravitational landforms of the area. They usually happen in deglaciated slopes, and are frequently related to faults, lithological contacts and steep, slope facing tilts. Due to their size they use to induce instability on slopes, so they provoke secondary landslides. **Traslational slides** usually affect unstable till mantles and moraines. They can be provoked by previous rotational landslides or by upwelling fluvial erosion. This is the most common case in Riofrío valley. **Sackungen** also affect deglaciated slopes in a varied lithology environment. They always provoke slope instability. **Rock avalanches** always occur in Fuentes Carrionas on quartzitic slopes which have been unstabilized by *sackungen*. **Rockslides** are a special type of movement in which the slid body keeps the original shape. It only happens in massive hard lithologies, such as Curavacas conglomerates and Caliza de Montaña limestones. **Rock falls** are found at steep cirque walls and glacial throughs, these are still actively happening nowadays. Finally **debris flows** can be found at the highest debris cones and talus of the massif. They almost always related to summer storms and sudden snow melts.

Six different slope instability phases have been identified, although no direct datation has been performed. Due to this we have relied our interpretation into landform degradation state and morphostratigraphical relation to other landforms (fluvial, glacial and periglacial). Therefore there is an initial phase previous to the LLGM, three paraglacial phases occurred after glaciers retreat, a fifth phase where the paraglacial instability is added to extended human occupation and deforestation, and a last and present phase. This phase is characterized by a continuous instability on the slopes eroded by Riofrío drainage system and on the slopes of Riuplanes area. On the peaks there are still rockfall and debris flow formation processes, which directly related to climatic conditions rather than fluvial dynamics.

Fluvial landforms

In spite of the differences between valleys, especially between Cantabrian Sea and Duero Basin drainage systems, there is a common pattern in fluvial landform creation in Fuentes Carrionas. There is an almost ubiquitous accumulation level perched between 5 and 10 meters above the present fluvial level. This level would have been during a phase of low vegetation, active paraglacial and periglacial processes, that we suppose coetaneous to the Lateglacial stage. This level was later eroded by an organized fluvial network, in a less active environment, that we date in the early Holocene. A second accumulation phase, about 3 meters above present fluvial level, can be found in valleys. Slopes would be again unstabilized, but in this case due to anthropic activity (mainly deforestation for pastures creation) which started about 4500 years B.P. Finally nowadays Carrion and Cardaño rivers are locally accumulating sediments in the valleys, whereas Riofrío river is constantly eroding its margins due to Cantabrian Sea basin differential drainage.

Karstic landforms

In spite of the scarce extension of limestone outcrops (only 7 % of the study area extension), a wide variety of karstic landforms have developed in Fuentes Carrionas. Exokarst is mainly represented by nival karren fields. At the northern face of Espigüete an extensive karren field has developed in a glacial cirque. Here we can find *rillenkarren*, *rinnenkarren*, *wandkarren*, *meanderkarren*, *splitkarren* and dolomization-related karren, often mixed between them. On the other hand dolines are quite scarce, and only nival dolines can be easily found also in Espigüete area. A dense endokarst network has developed departing from very frequent sinks (as many as more than 100 in 1 sq. km at Espigüete area). This network usually follows stone tilting. Galleries use to be vadose until 1400 m. a.s.l., the level where freatic mantle is found, and where we can find many springs at the limits of limestone outcrops. Perched abandoned galleries also exist.

Anthropogenic landforms

Besides deforestation, the communities that have used the resources of Fuentes Carrionas have also directly created landforms. Channels are common in highest meadows and pastures of Carrión and Riofrío valley. They use to start at springs and take advantage of landforms (as for example lateral moraines) for gently descending and irrigating pastures. Cultivation terraces were built near

the villages on southern faced slopes till 1600 m.a.s.l., but these were overwhelmingly abandoned during the 60's and 70's of XX century. Finally there is an small talc mine in Lechada valley at 2035 m.a.s.l.

Geodiversity calculation

Geodiversity is a widely used concept in geoconservation. There are also several approaches which have tried to define geodiversity. In our opinion the widest and most simple definition is the one created by Sharples (2002): The variety of bedrock, landforms and soil features and processes. We purpose to add hydrological features to the definition. In spite of being a widely used word, geodiversity has become an empty concept, which is evoked most times without an strong theoretical background. It is our aim to turn geodiversity into a more precise concept by making geodiversity assessment a tool as useful as biodiversity is for living nature conservation.

Some of the first natural protected areas in USA as well as in Spain were declared due to their abiotic values. Yosemite and Yellowstone, but also Picos de Europa and Ordesa in Spain, share an outstanding geomorphologic landscape. But soon conservation of abiotic features fell quite behind of the conservation of animals and plants. Nowadays UNESCO World Heritage Sites can be declared for their geologic or geomorphologic interest, and Geopark Network has been created with the aim of geoconservation and sustainable development related to abiotic values. Geodiversity has also been mentioned in Fuentes Carrionas management plan.

Several types of geodiversity have been identified, depending on the author that develops de categorization. Sharples (2002) purposes that geodiversity values can be intrinsic (features are valuable on their own), ecologic (features are valuable as the fundaments for life) and heritage values (human beings give to the feature a value). Panizza (2009) classified geodiversity into intrinsic (inside an study area), extrinsic (as a comparation between different areas), simple (variety of elements) and broader (the elements related to anthropic and biotic elements as a system).

There are some controversial opinions about geodiversity, which are related to its assessment, to its relation to biodiversity and its relation to geoheritage. The two main critics to geodiversity assessment come from the opinion that geodiversity loss is not as irreversible as biodiversity, and that sometimes it is uniformity (and not diversity) the most valuable aspect of abiotic features. In our opinion geodiversity loss can be also irreversible, as landforms and rocks have often been

created in environments that exist no more. In addition, diversity of features, especially of landforms and processes, always leads to spectacular landscapes.

Biodiversity and geodiversity have a close relation which, however, is not always univocal. It is obvious that the variety of rocks, soils and topoclimatic environments uses to lead to a variety of biotic species. This also happens in Fuentes Carrionas, where active periglacial and nival processes on the peaks have led to the existence of an ecosystem full of endemic plants. On the other hand forest colonization of slopes leads to a decrease of geomorphological processes (but it also creates new soils). Finally many times biodiversity is not related to geodiversity but to rivalry between different species, as it happens at the rainforest. As a conclusion geodiversity has to be assessed not only as an structure were life settles, but as a value itself.

Geodiversity and geoheritage have often been treated as synonym concepts. Following Sharples geodiversity would be the quality to preserve and geoheritage some outstanding examples of that quality. In our opinion geoheritage is intended to the preservation of places with economic, historic, scientific, aesthetic or religious values, known as geosites. Geodiversity would be a good complement of geoheritage as it assesses all the study area, and not only some hotspots. This is especially interesting for environmental impact studies. Sometimes geodiversity and geoheritage also collide. The Giant's Causeway in Northern Ireland is a good example. In this case the feature the most valuable of the site are basalt columns, but there is a wide geodiversity of rocks, landforms and processes around them. There are some interventions to be done in order to keep the Causeway accessible. Such interventions purpose cliffs stabilization above the causeway and the road that heads to it, thus switching off geodiversity of landforms and processes on cliffs. On the other hand an eventual sea rise predicted for the century to come may lead to an increase of landslides, but would complicate the access to the Causeway. In this case UNESCO's advice has been very clear: natural evolution of landscape must be permitted regardless its consequences.

Geodiversity can be calculated in two main manners, by computing direct and indirect features. Direct features are elements that compose themselves diversity, such as the variety of soils, landforms or rocks. Indirect features are those which are not diversity themselves, but can induce geodiversity. We include in this group elements like the variety of aspects, the variety or amount of slope, a dense drainage network and more, as the list is open. These characteristic do not define features (we do not define two different types of moraine or scree based on their orientation or

slope) but one can presume that a variety or increase of them will lead an increase of geodiversity. When we study a small area aided by a good amount of data it is desirable to assess direct geodiversity. On the other hand if we study extensive areas, or our data are poor, indirect geodiversity can be a good way to “fill the data gap”. Formulae usually are adapted from biodiversity calculation, where a wide range of methodologies have been developed.

Our intention in Fuentes Carrionas is to assess intrinsic geodiversity “sensu Sharples”, that is, regardless its heritage or ecologic value, in order to know which areas have the highest geodiversity within Fuentes Carrionas (thus simple and intrinsic geodiversity “sensu Panizza”). This assessment will lead to the knowledge of the areas that deserve preservation based on their high geodiversity. The final objective (out of this thesis) would be to sum up geodiversity to biodiversity in order to get the Natural Diversity of an area.

The most complicated step in geodiversity calculation from the theoretically point of view is features selection. Biodiversity has a well developed classification hierarchy (Ecoregions, ecosystems, families, species, subspecies. . .) so researcher may just choose one level depending on his scale of approach. Geodiversity features, especially landforms, lack this classification. We have therefore introduced an scale factor about 1:10.000, so features whose extension falls below 100 sq. meters will not be computed. In any case some exceptions must be done: for example we have added ploughing boulders or erratics, whose extension never gets to the minimum limit. On the other hand geodiversity has the advantage upon biodiversity that features do not move. One can map the distribution of features with the confidence that they will be found only there.

We have not taken into account neither fossils, as our knowledge on this subject is not good enough nor soil types, as soil maps are quite poor for this area, but we have taken into account the existence-absence of soil. Given a better soils of fossiles mapping they could be added in the future.

The original formula developed by Serrano & Ruiz-Flaño (2007) is as follows:

$$G = \frac{(N * R)}{(\ln S)}$$

Where:

N= Number of features per unit.

R= Roughness index.

S= Area of the unit.

After Hyort & Louto (2010) it was demonstrated that a regular grill, that is a raster approach, can remove area calibration from the formula, as units are all the same extension. In addition roughness (the variety of slopes, aspects and shapes) was introduced as an indirect factor that enhances landforms and soil geodiversity. We have statistically checked that relation between roughness and existing variety of features is quite low. Moreover we are trying to assess direct geodiversity. As a consequence we have removed roughness from the formula, so it ends up by quoting geodiversity as the variety of elements per unit (in this case per 10000 sq. meters).

We have taken into account 113 elements which cover lithology, structures, ages represented, landforms, hydrology, active processes and morphogenetic systems. Elements were extracted from existing geological maps and from the geomorphological map created in this thesis. Each of these features has been mapped in a GIS and then rasterized to a 10000 sq. meters grill. Later a single value has been given to each feature. This value must be different for every feature, but its figure is irrelevant. Final geodiversity computation is made through "Cell Statistics-Variety" tool in ArcGIS. This tool computes how many different values there are within each cell.

As a complement for geodiversity assessment we have calculated features sensibility to direct (those which happen at the site) and indirect (those which happen far away but may affect the feature) impacts. To do so we have classified features' sensitivity from very low to critical. Finally maps have been created computing the highest sensibility value present at the site.

Conclusions

About the geomorphological map

3164 landforms and features have been mapped, comprising 78 landform types and 8 hydrological features and anthropic constructions. The resulting map has two basic reading levels.

- A simple one, where colours show reader which morphogenetic system is predominant in the area.
- A detailed one, where different patterns show reader which landforms exist in the area.

The chosen IGUL (Institut de Géographie de la Université de Lausanne, Switzerland) mapping chart is highly suitable for this high mountain areas because of its focus on geomorphology rather than other information, the detailed development of glacial and periglacial landforms and its drawing simplicity.

Conclusions about palaeoenvironmental evolution related to glacial and periglacial landforms during the Pleistocene:

- The glacial evolution model presented for Fuentes Carrionas has 4 different phases. Each phase usually has different pulsations depending on the glacier, which sometimes makes the palaeoenvironmental interpretation difficult. This model is a bit more complicated than usual models presented for Cantabrian Range, which tend to present three phases in glacial evolution. This is so not because more complexity in this area but because a more detailed study, as the area is not very extense and the analysis scale has dropped to 1:10.000.
- LLGM occurred during MIS-3, roughly coinciding to Heinrich Event 4, 38 to 36 ka. BP.
- First Retreat Phase took place between 29 and 18 ka. BP. This phase uses to comprise several pulsations, so it would have extended for part of the lapse or even during all the aforementioned period.
- Second Retreat Phase occurred about 18 ka. BP, coinciding to Last Glacial Maximum (LGM) in Central Europe.
- There is a Late Glacial Phase, which comprises two pulsations. These pulsations correspond to Older Dryas (14 - 13 ka. BP) and Younger Dryas (11 ka. BP).
- The variation in summer temperatures from Late Pleistocene to present is about 9°C to 10°C. Abrupt changes in precipitation regimes seem to have been of much importance in glaciers advance or retreat.
- Geoindicators -e.g. rock glaciers- confirm this environmental evolution.
- Some periglacial landforms, especially those quartzite-related, like blockfields, blockstreams or blockslopes, are difficult to date, and could have been evolving from earlier glacial phases until the end of Pleistocene.

Conclusions about Holocene landforms evolution, present landforms gradation and activity:

- A last cold phase happened during the Holocene, which only affected the highest cirques on the north face, where permafrost was present. During this phase mean temperatures were around 1°C below presents.
- There is an active Holocene gravitational activity, which is related three causes: paraglacial reorganization of sediments, fluvial erosion and human occupation of this area.
- The increasing deforestation for pasture creation lead to an increase of geomorphic activity from 4500 years BP.
- Nowadays there is an active periglacial morphogenesis on the peaks, northern and Eastern cirques above 2300 m, without the necessity of permafrost existence.
- The massif is mostly permafrost-free, except frozen caves above 2000 meters high and debris talus and cones over 2300 meter, both on northern slopes.
- At a lower level snowmelt and freeze-thaw cycles generate micro-landforms, like terracettes and turf-banked solifluction lobes.
- Periglacial landforms are relict below 1900-1400 meters, depending on the aspect.
- Gravitational morphogenesis is active nowadays, specially because of fluvial erosion on unstable slopes.

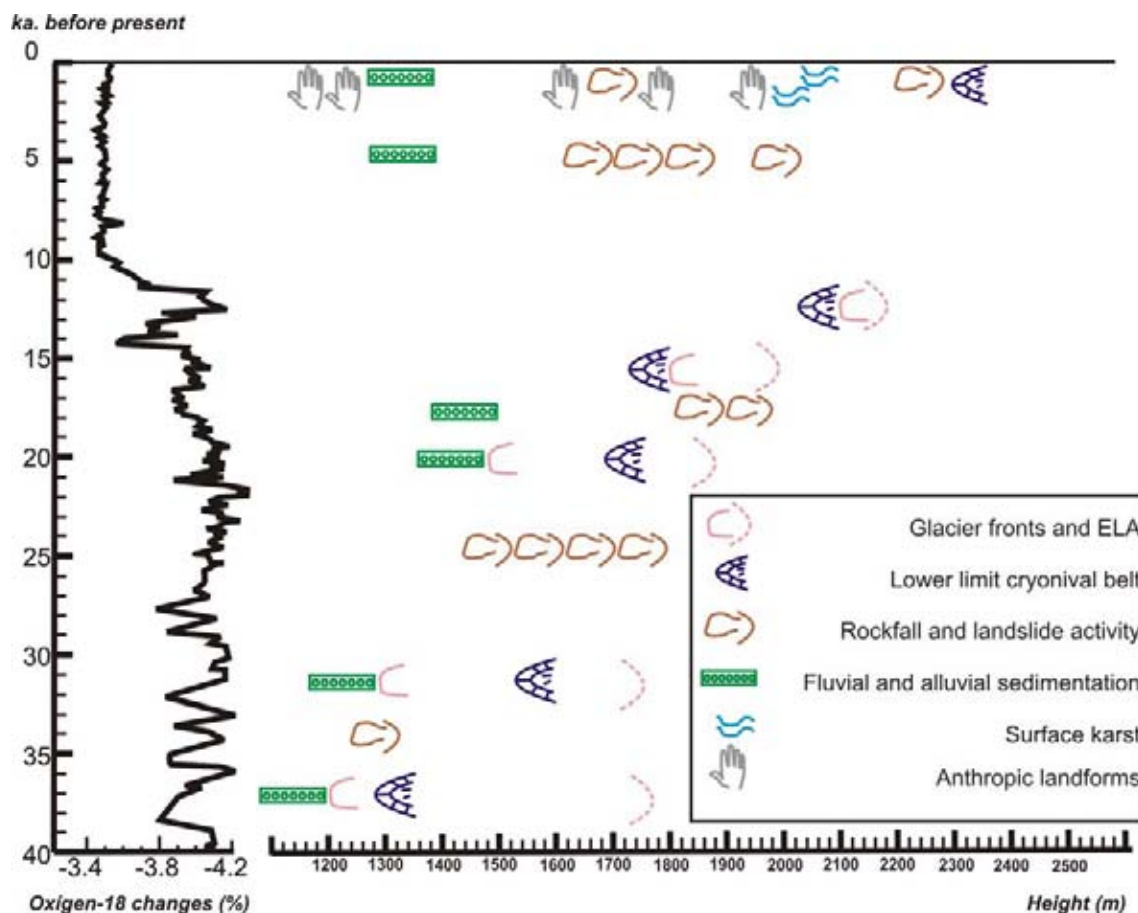


Figura C.1: Morphogenetic evolution of Fuentes Carrionas. 018 isotope variation curve is referred to Greenland (Dansgaard et al. 1993).

Conclusions about geodiversity of Fuentes Carrionas

In spite of having well settled roots in the early 1900's, Geoconservation is a practice only recently generalized. The two main concepts in Geoconservation are Geoheritage -which consists of a social value of geological, geomorphological or pedological features- and Geodiversity, which describes the natural variety of geological, geomorphological, hydric and pedological elements. Furthermore geodiversity is the complementary of biodiversity, both making up the Natural Diversity of an area.

Geoheritage and geodiversity must be complimentary concepts. Whereas geoheritage only takes into account *hotspots*, geodiversity assesses the entire land continuum. On the other side geodiversity is an intrinsic quality, thus free from human interpretation: things are important themselves, no matter the use or value we give them. This is why it should be necessary to assess both geoheritage

and geodiversity for geoconservation of a site.

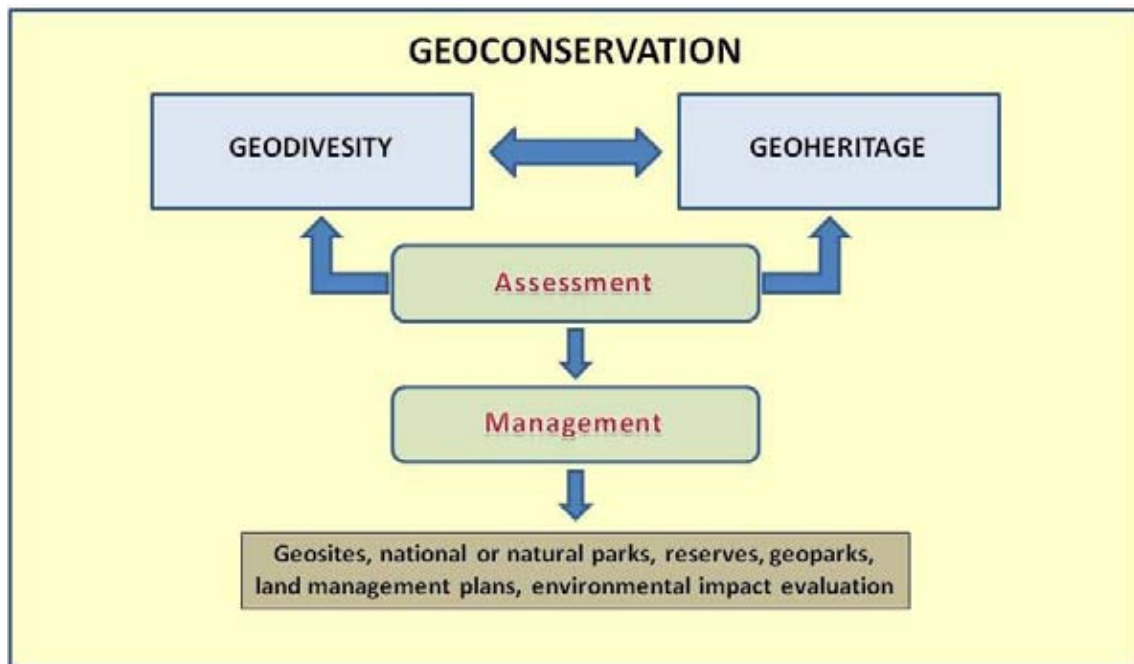


Figura C.2: Geoheritage and geodiversity relationship scheme.

Geodiversity calculation can summarize all abiotic features into a single value, which is accessible for land managers. Indirect methodologies -those which take into account factors that can encourage or discourage geodiversity- are suitable for wide areas where the previous knowledge is partial, or the necessary amount of data is impossible to get collected. However results are not completely reliable. Direct methodologies, which only summarize features that constitute the geodiversity, are reliable, but data collection can be very hard, so they are only suitable for small areas.

The formula used for this work is the result of integration between several previous contributions, specially those signed by Serrano & Ruiz-Flaño (see bibliography). We have removed roughness calculation from the formula, as it has been demonstrated that this index has a seldom relation to real geodiversity. As a result geodiversity is the addition of geological, geomorphological, hydrological and pedological features present in an area. The use of a regular pixel network makes the computation of area useless. Three subjects must be taken into account: the territory we are going to assess, elements to take into account and, as a result of both, the reference scale we are going to use.

Fuentes Carrionas geodiversity map demonstrates that the highest geodiversity environments are the peaks and highest cirques, specially those northern faced, where there is a wide variety of

landforms and active processes. The bottom of valleys are usually high geodiversity environments, whereas glaciated mid-altitude slopes have a medium geodiversity. Finally southern and western shaped regularized slopes are the lowest geodiversity environments.

Regardless its value, each element constituent of geodiversity is differently sensible to potential impacts. Because of this fact we have developed sensibility maps for direct (e.g. constructions) and indirect (e.g. climatic change) impacts. Once more the highest peaks and cirques appear to be the most sensible areas, because many of their features are unique and very fragile. Landforms and processes present on slopes and valleys are usually more spread and robust, so their sensibility is low. Peatbogs are a critical exception for this rule, as they are extremely sensible to climatic changes or constructions.

As a conclusion, highest cirques and peaks should be susceptible of an special protection due to their high geodiversity and sensibility.

Management guidelines for Fuentes Carrionas

Based on this contribution, and with the intention that this is taken into account for this site's management, we recommend the following guidelines for Fuentes Carrionas:

Based on environmental criteria:

- To protect the high mountain cryonival belt, as this a unique site in the Cantabrian Range for its active periglacial morphogenesis.
- To forbid any built on high geodiversity or high sensibility for geodiversity loss areas.
- To specifically protect some geosites for their uniqueness and fragility, like the frozen caves, the solifluction lobes on the western face of Tres Provincias, the active protalus ramparts, the nival erosion surfaces, the northern faced cirques of Curavacas, Espigüete, Altares, Campollo and Cubil del Can NW and NE.
- To maintain the natural evolution on the margins of rivers, active landslides and active screes. Any disruption for current hydrological network should be avoided.

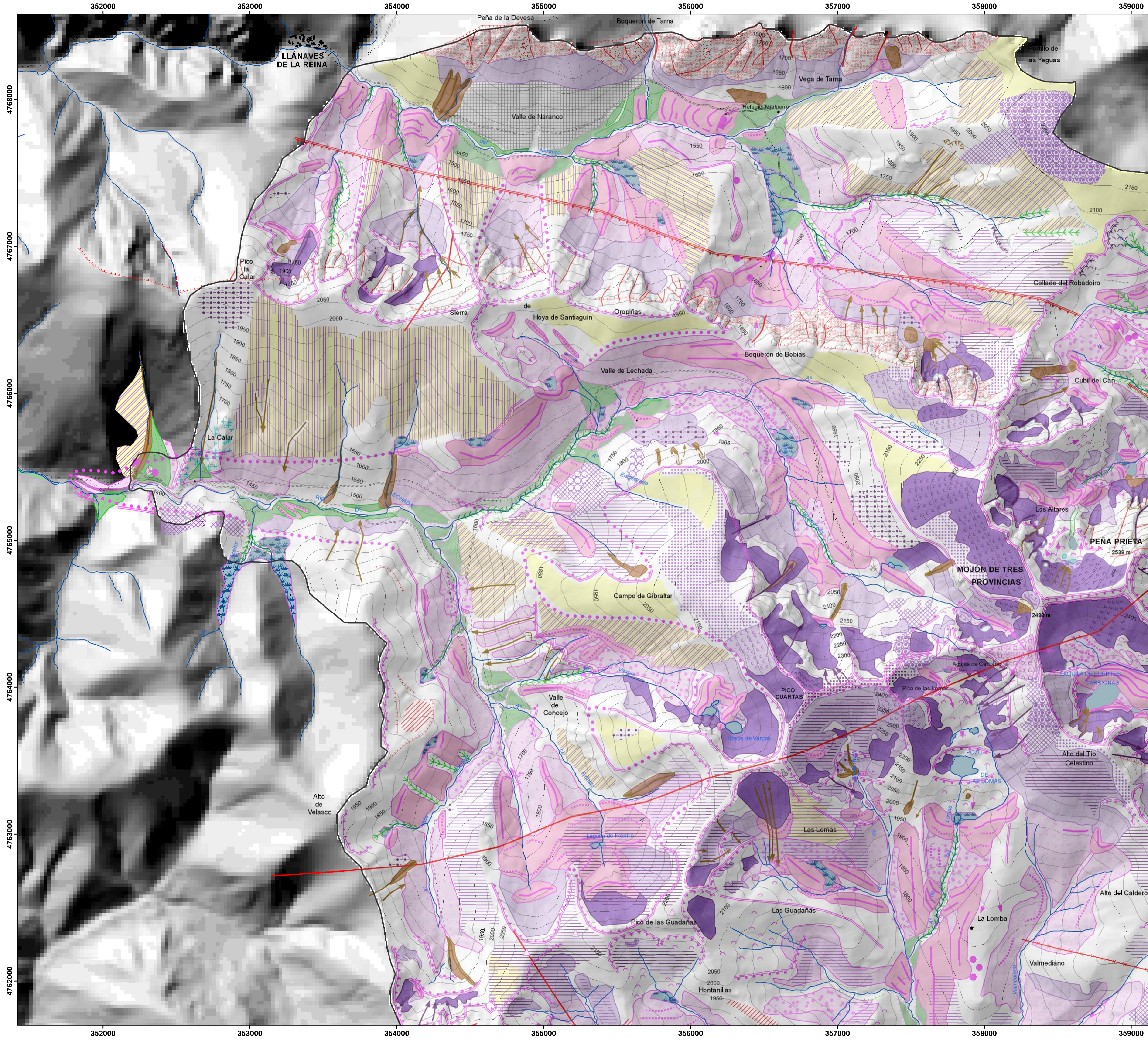
Based on economic and public safety criteria:

- To forbid any road construction or urban development above the infraperiglacial belt limit,

near rivers and streams or on slopes which show motion evidence. The reason is that keeping this infrastructures would prove costly on a medium term and would increase human vulnerability to natural hazards, which is nowadays almost null.

- To limit ski resort development to the bottom of valleys which are safer and more accessible,
- To limit ski pistes to northern and eastern faced slopes, where snow supply is enough to make snow machines not necessary.
- To promote a tourism based on the knowledge of the geoheritage and environmental evolution of this area, as well as the enjoy of the landscape this evolution has created. The implementation of geotrails and guided itineraries would be helpful.

Finally it is our wish that Fuentes Carrionas keeps on being an isolated environment, far from urban interests, at times visited by mountaineers and used by the shepherds and their herds, those who have maintained the high landscape quality we can nowadays enjoy.

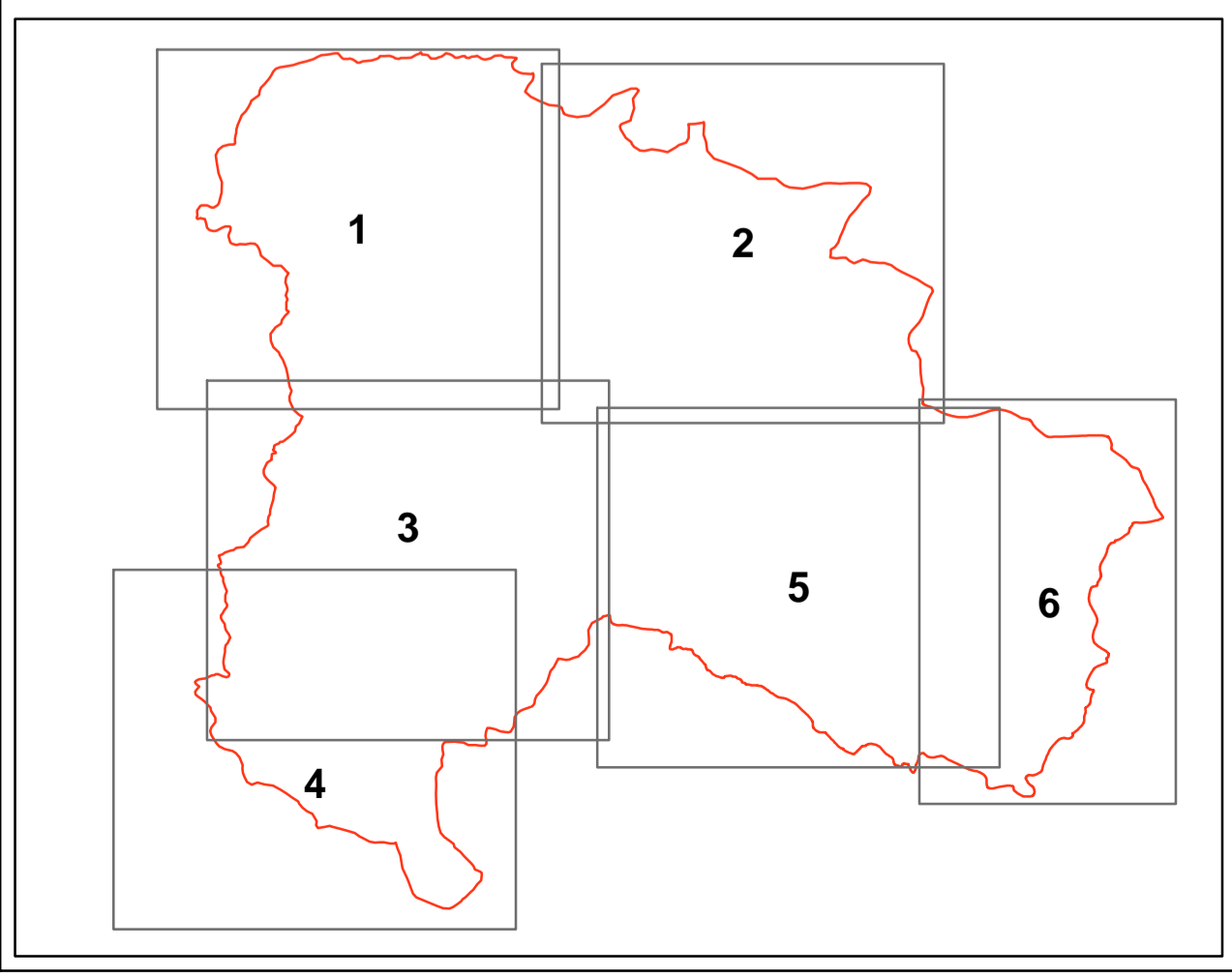


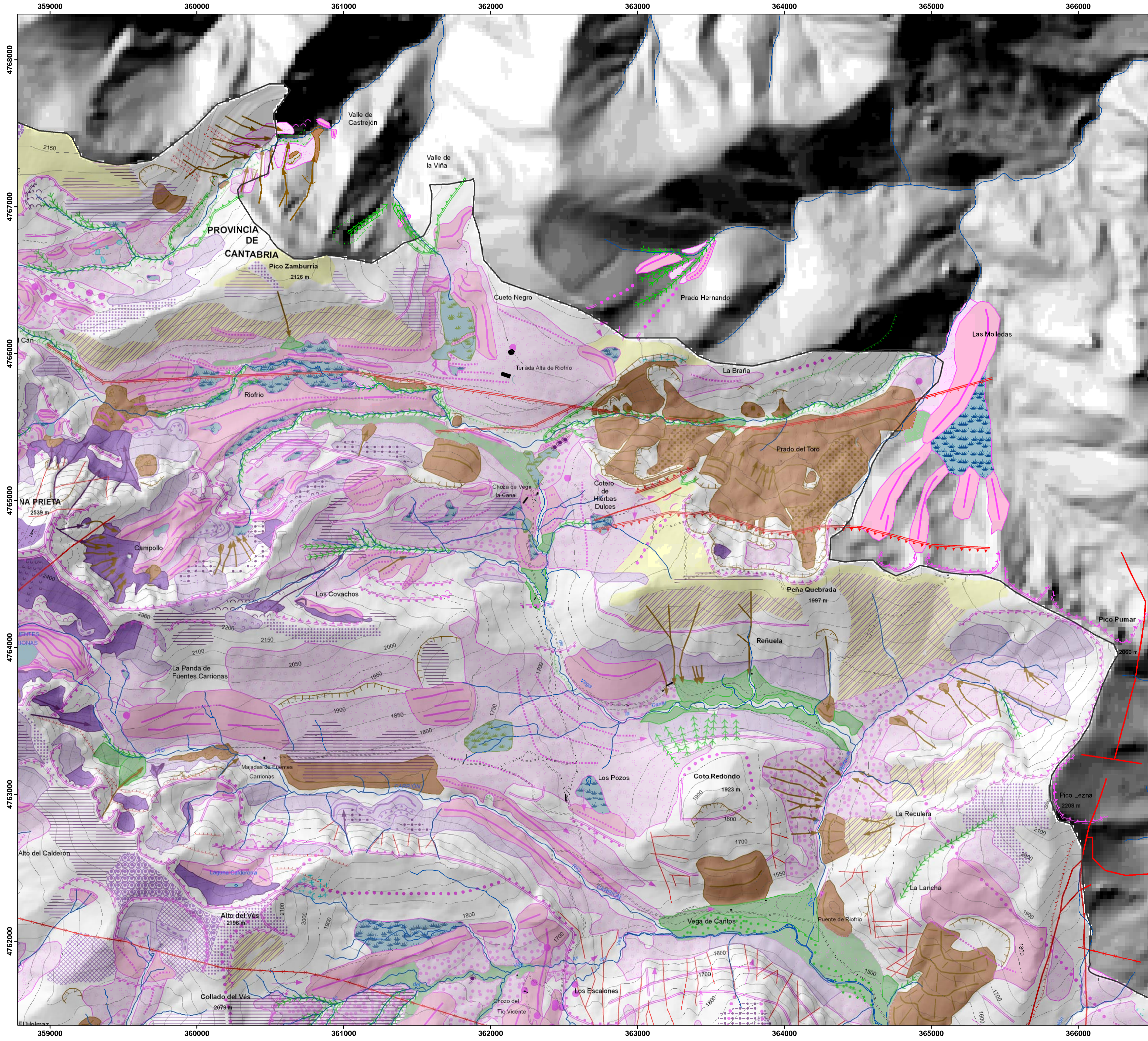
LEGENDA		
ESTRUCTURAL	PERIGLACIAR	ANTRÓPICO
<ul style="list-style-type: none"> Cabalgamiento con escarpe Cabalgamiento con escarpe inverso Escarpe de falla Escarpe de falla inverso Eje sincinal Eje anticlinal Falla Falla probable Diaclasa - Grieta Escarpe rocoso Relleño estructural Relieve ruñiforme (cuarcita) Relieve ruñiforme (conglomerado) 	<ul style="list-style-type: none"> Lóbulo de solifluxión Bloque arador Pedregal activo Pedregal estabilizado Pedregal con solifluxión activa Pedregal con solifluxión heredada Glaciar rocoso Protalus lobe Campo de bloques Campo de clastos relicto Campo de clastos activo Ladera de bloques Corriente de bloques Crioturbación activa Crioturbación heredada Derribos escalonados Terracillas activas Terracillas heredadas Derribos ordenados / Coluvión 	<ul style="list-style-type: none"> Mina Canal Terrazas de cultivo
GLACIAR Y FLUVIOGLACIAR	GRAVITACIONAL	HIDROLOGÍA
<ul style="list-style-type: none"> Dirección glaciaria Límite de área glaciada Horn Collado de difluencia Cambio pendiente Circo glaciario Circo glaciario degradado Hombreira Límite de artesas glaciarias Umbral glaciario neto Umbral glaciario difuso Garganta subglaciaria Roca aborregada Morrena Cordón morrénico derribado Til supraglaciario Til de fondo Til indiferenciado Bloque errático Obturación glaciaria colmatada Terraza fluvio-glaciaria Abanico fluvio-glaciario 	<ul style="list-style-type: none"> Flujo de derrubios Cicatriz desprendimiento Cicatriz deslizamiento Desprendimiento Deslizamiento rotacional o traslacional Avalancha de rocas Sackung 	<ul style="list-style-type: none"> Fuente Arroyo Río Lago Turbera Nevero
NIVAL	FLUVIAL	TOPOGRAFÍA
<ul style="list-style-type: none"> Canal de aludes Nicho de nivación Morrena de nevero Morrena de nevero inactiva Superficie de abrasión nival 	<ul style="list-style-type: none"> Garganta fluvial Meandro abandonado Acaravamiento Escarpe de acaravamiento Límite erosión remontante Terraza fluvial Abanico aluvial 	<ul style="list-style-type: none"> Curva de nivel Carretera Camino Senda Edificio/población
	KÁRSTICO	
	<ul style="list-style-type: none"> Cueva Sima Lapiaz Dolina 	

Mapa geomorfológico de Fuentes Carrionas

Número de mapa: 1

Proyección: UTM Zona 30N. Elipsoide: SGR80. Datum: ETRS89.
 Escala: 1:12.000. Base topográfica: MTN 1:10.000. Ortofoto: PNOA vuelo 2009.
 Autor: Ramón Pellitero Ondicó



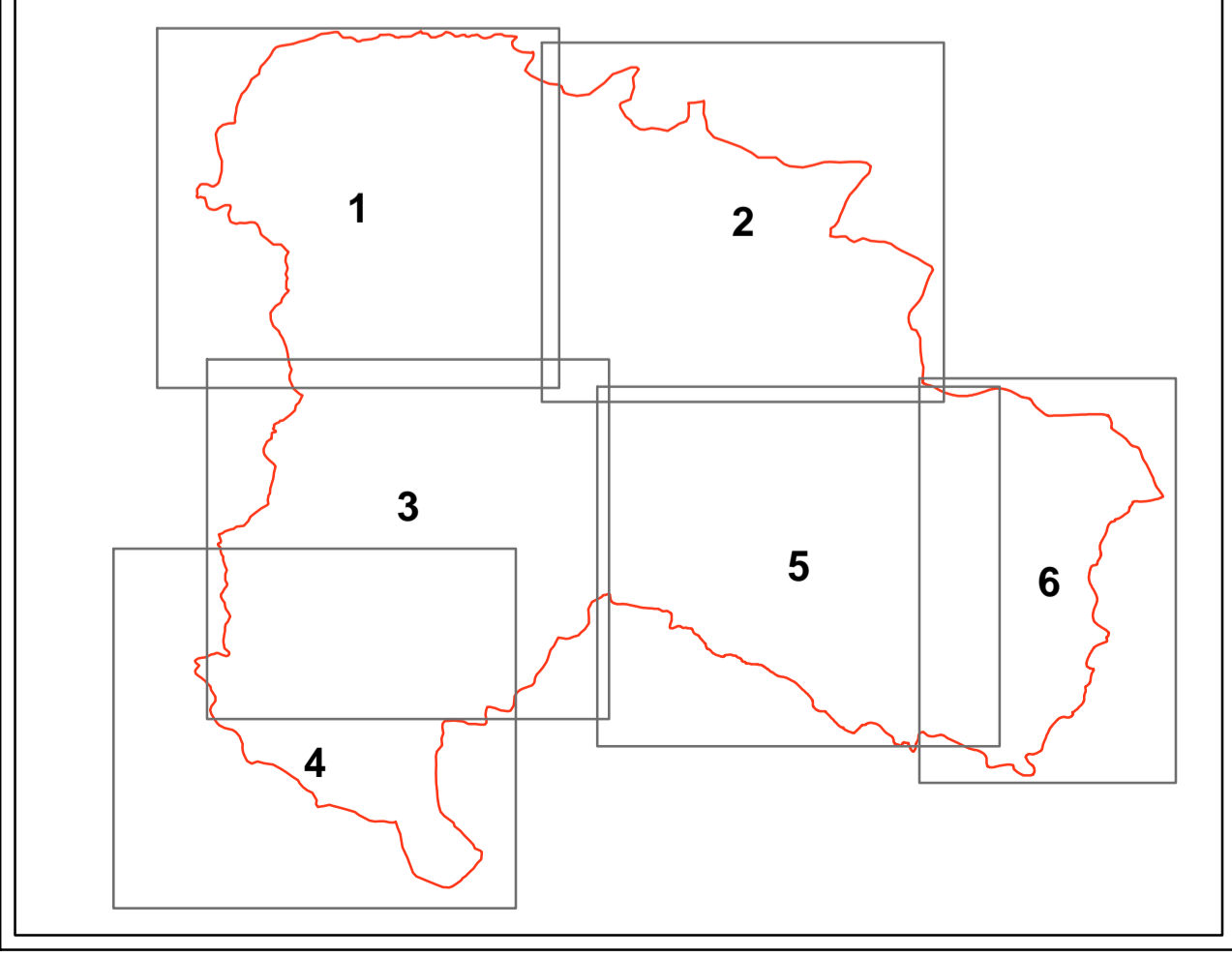


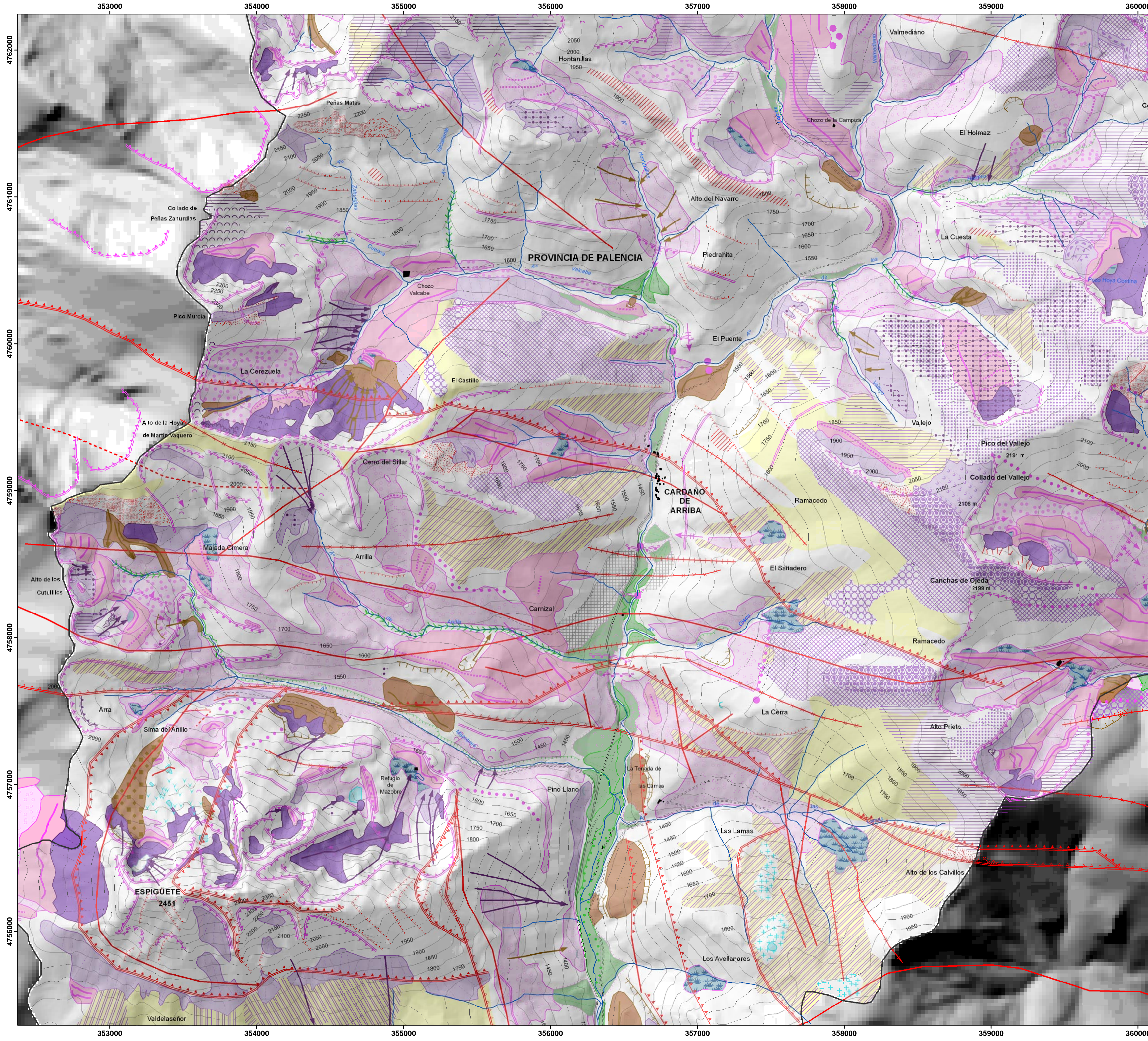
LEGENDA		
ESTRUCTURAL	PERIGLACIAR	ANTRÓPICO
<ul style="list-style-type: none"> Cabalgamiento con escarpe Cabalgamiento con escarpe inverso Escarpe de falla Escarpe de falla inverso Eje sinclinal Eje anticlinal Falla Falla probable Diaclasa - Grieta Escarpe rocoso Relleño estructural Relieve ruñiforme (cuarcita) Relieve ruñiforme (conglomerado) 	<ul style="list-style-type: none"> Lóbulo de soliflucción Bloque arador Pedregal activo Pedregal estabilizado Pedregal con soliflucción activa Pedregal con soliflucción heredada Glaciar rocoso Protalus lobe Campo de bloques Campo de clastos relicto Campo de clastos activo Ladera de bloques Corriente de bloques Crioturbación activa Crioturbación heredada Derrubios escalonados Terracillas activas Terracillas heredadas Derrubios ordenados / Coluvión 	<ul style="list-style-type: none"> Mina Canal Terrazas de cultivo
GLACIAR Y FLUVIOGLACIAR	GRAVITACIONAL	HIDROLOGÍA
<ul style="list-style-type: none"> Dirección glaciaria Límite de área glaciaria Horn Collado de difluencia Cambio pendiente Circo glaciario Circo glaciario degradado Hombreda Límite de artesas glaciarias Umbral glaciario neto Umbral glaciario difuso Garganta subglaciaria Roca aborregada Morrena Cordón morrénico derrubiado Til supraglaciario Til de fondo Til indiferenciado Bloque errático Obturación glaciaria colmatada Terraza fluvio-glaciaria Abanico fluvio-glaciario 	<ul style="list-style-type: none"> Flujo de derrubios Cicatriz desprendimiento Cicatriz deslizamiento Desprendimiento Deslizamiento rotacional o traslacional Avalancha de rocas Sackung 	<ul style="list-style-type: none"> Fuente Arroyo Río Lago Turbera Nevero
NIVAL	FLUVIAL	TOPOGRAFÍA
<ul style="list-style-type: none"> Canal de aludes Nicho de nivación Morrena de nevero Morrena de nevero inactiva Superficie de abrasión nival 	<ul style="list-style-type: none"> Garganta fluvial Meandro abandonado Acaravamiento Escarpe de acaravamiento Límite erosión remontante Terraza fluvial Abanico aluvial 	<ul style="list-style-type: none"> Curva de nivel Carretera Camino Senda Edificio/población
	KÁRSTICO	
	<ul style="list-style-type: none"> Cueva Sima Lapiaz Dolina 	

Mapa geomorfológico de Fuentes Carrionas

Número de mapa: 2

Proyección: UTM Zona 30N. Elipsoide: SGR80. Datum: ETRS89.
 Escala: 1:12.000. Base topográfica: MTN 1:10.000. Ortofoto: PNOA vuelo 2009.
 Autor: Ramón Pellitero Ondicó



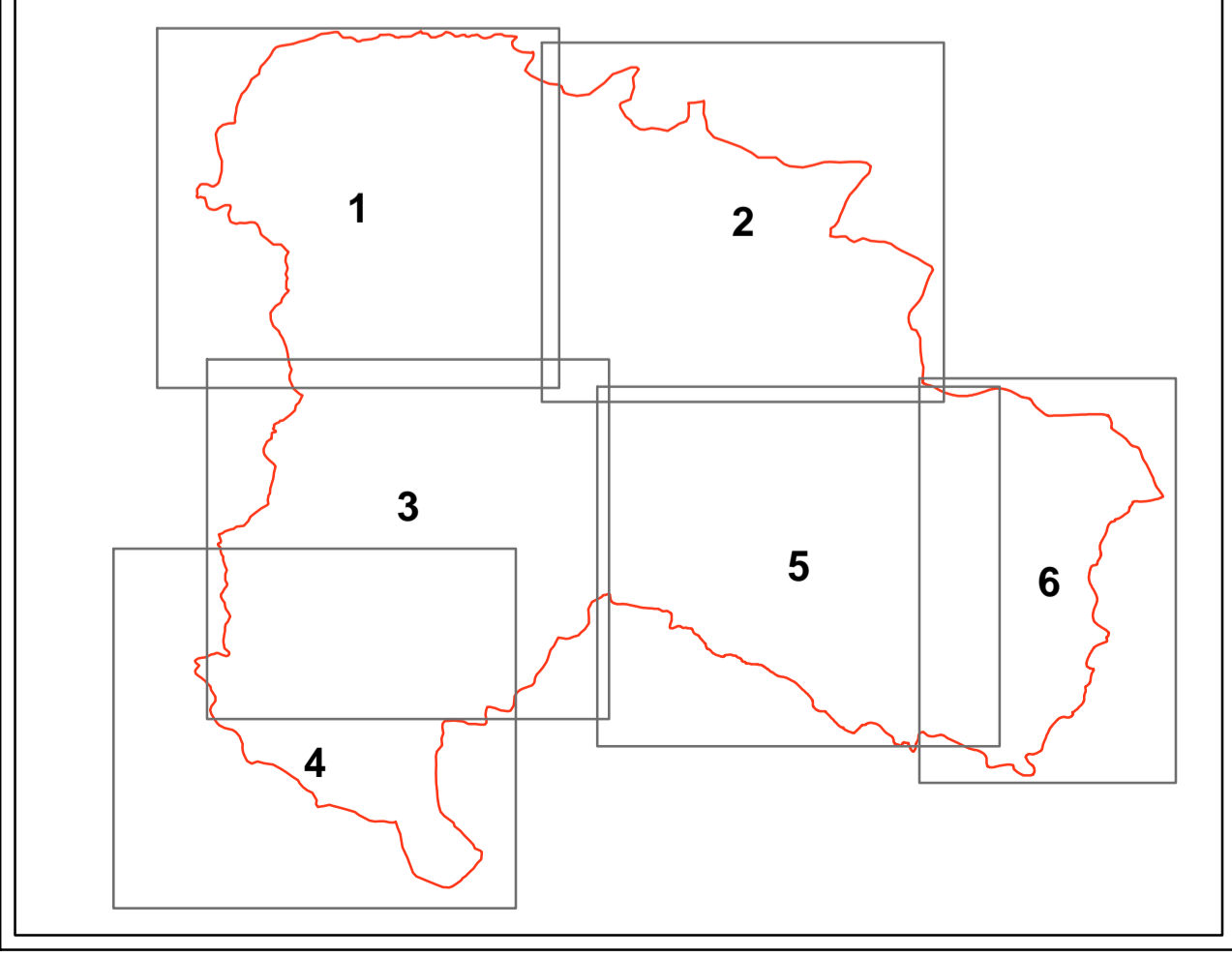


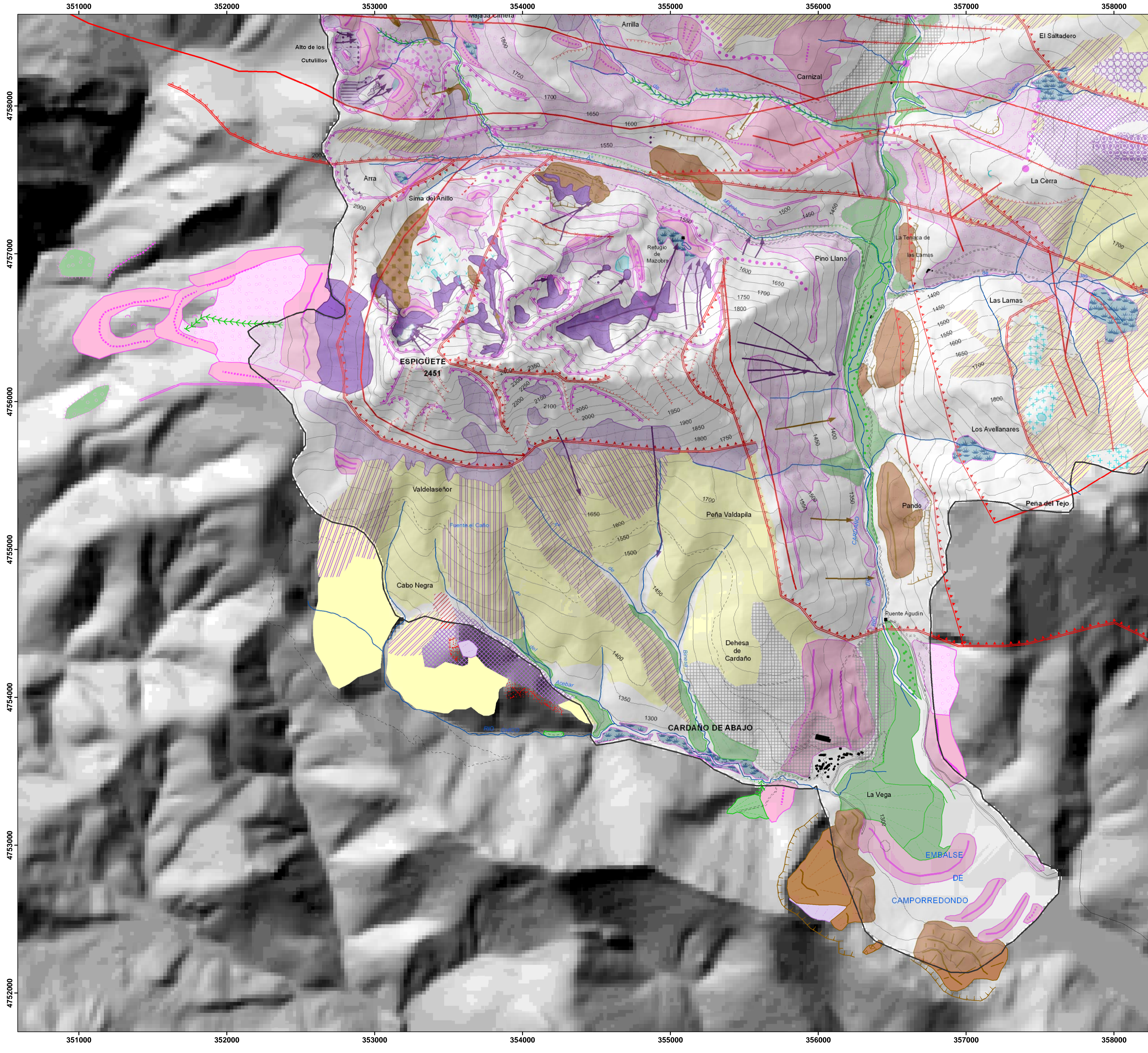
LEGENDA		
ESTRUCTURAL	PERIGLACIAR	ANTRÓPICO
<ul style="list-style-type: none"> Cabalgamiento con escarpe Cabalgamiento con escarpe inverso Escarpe de falla Escarpe de falla inverso Eje sincinal Eje anticlinal Falla Falla probable Diadclasa - Grieta Escarpe rocoso Rellano estructural Relieve ruñiforme (cuarcita) Relieve ruñiforme (conglomerado) 	<ul style="list-style-type: none"> Lóbulo de soliflucción Bloque arador Pedreira activa Pedreira estabilizada Pedreira con soliflucción activa Pedreira con soliflucción heredada Protalus lobe Campo de bloques Campo de clastos relicto Campo de clastos activo Ladera de bloques Corriente de bloques Crioturbación activa Crioturbación heredada Derrubios escalonados Terracillas activas Terracillas heredadas Derrubios ordenados / Coluvión 	<ul style="list-style-type: none"> Mina Canal Terrazas de cultivo
GLACIAR Y FLUVIOGLACIAR	GRAVITACIONAL	HIDROLOGÍA
<ul style="list-style-type: none"> Dirección glaciaria Límite de área glaciada Horn Collado de difluencia Cambio pendiente Circo glaciario Circo glaciario degradado Hombreira Límite de artesas glaciaria Umbral glaciario neto Umbral glaciario difuso Garganta subglaciaria Roca aborregada Morrena Cordón morrénico derrubiado Til supraglaciario Til de fondo Til indiferenciado Bloque errático Obturación glaciaria colmatada Terraza fluvioglaciaria Abanico fluvioglaciario 	<ul style="list-style-type: none"> Flujo de derrubios Cicatriz desprendimiento Cicatriz deslizamiento Desprendimiento Deslizamiento rotacional o traslacional Avalancha de rocas Sackung 	<ul style="list-style-type: none"> Fuente Arroyo Rio Lago Turbera Nevero
NIVAL	FLUVIAL	TOPOGRAFÍA
<ul style="list-style-type: none"> Canal de aludes Nicho de nivación Morrena de nevero Morrena de nevero inactiva Superficie de abrasión nival 	<ul style="list-style-type: none"> Garganta fluvial Meandro abandonado Acaravamiento Escarpe de acaravamiento Límite erosión remontante Terraza fluvial Abanico aluvial 	<ul style="list-style-type: none"> Curva de nivel Carretera Camino Senda Edificio/población
	KÁRSTICO	
	<ul style="list-style-type: none"> Cueva Sima Lapiaz Dolina 	

Mapa geomorfológico de Fuentes Carrionas

Número de mapa: 3

Proyección: UTM Zona 30N. Elipsoide: SGR80. Datum: ETRS89.
 Escala: 1:12.000. Base topográfica: MTN 1:10.000. Ortofoto: PNOA vuelo 2009.
 Autor: Ramón Pellitero Ondicó





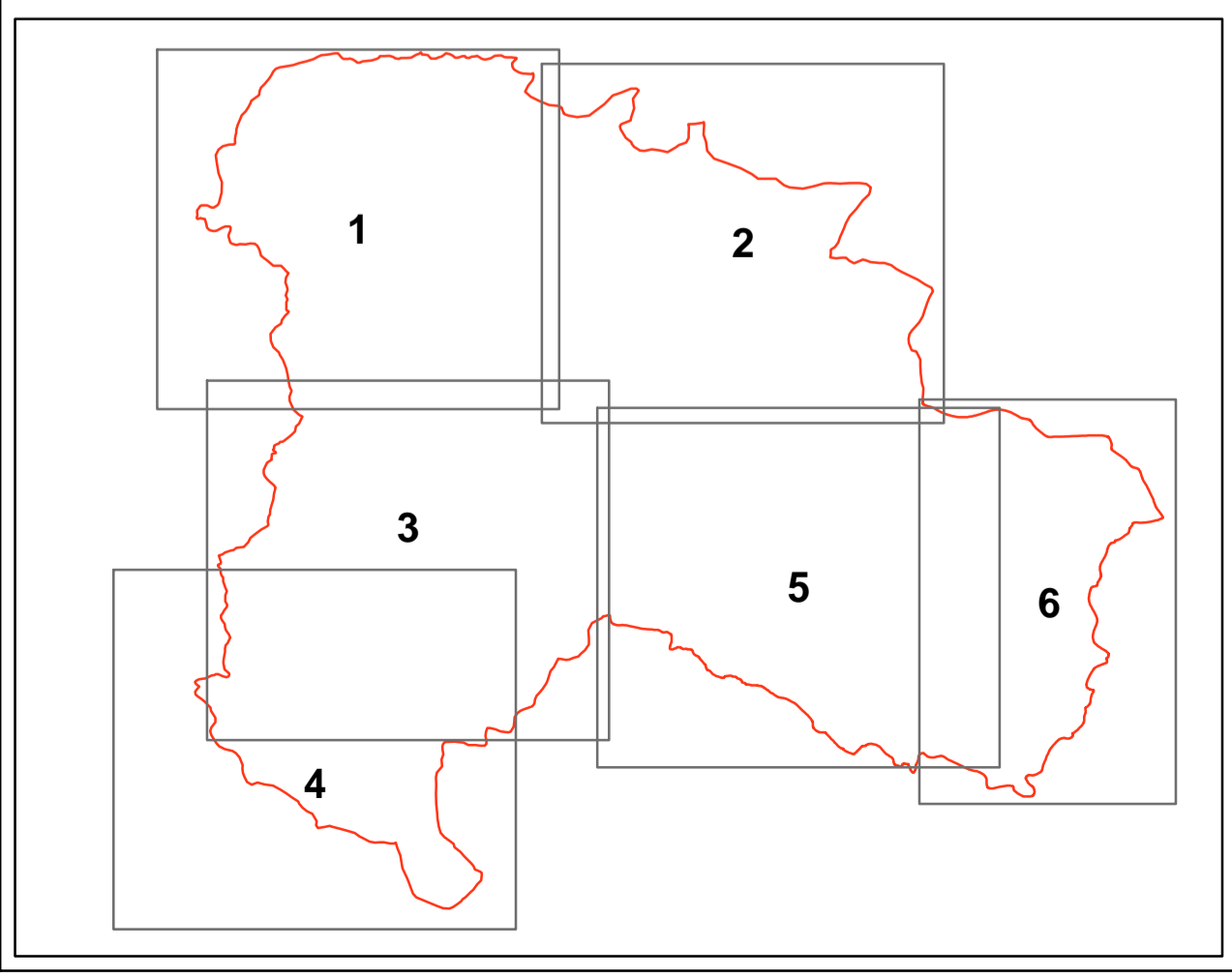
LEYENDA

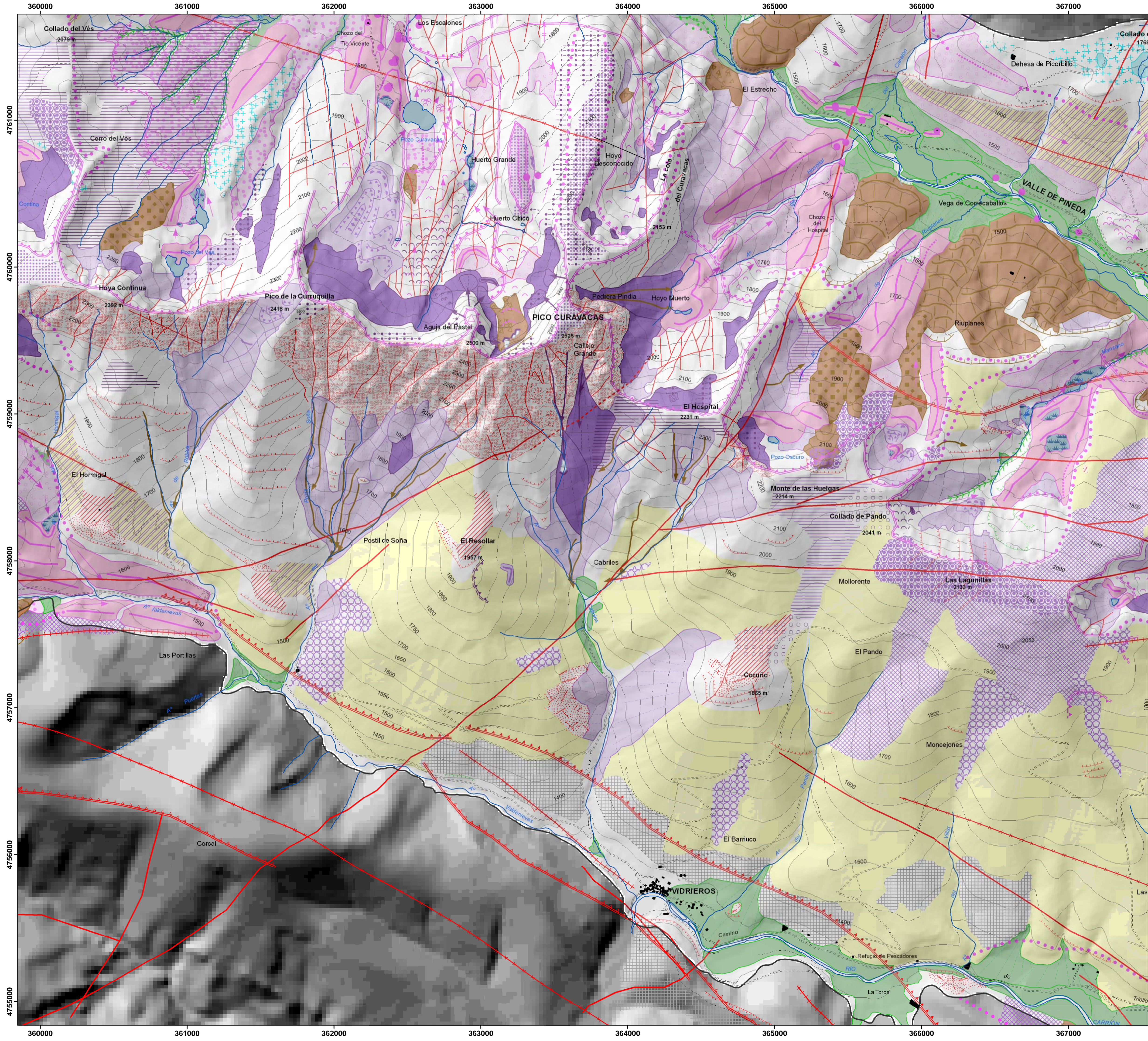
ESTRUCTURAL	PERIGLACIAR	ANTRÓPICO
Cabalgamiento con escarpe	Lóbulo de soliflucción	Mina
Cabalgamiento con escarpe inverso	Bloque arador	Canal
Escarpe de falla	Pedrera activa	Terrazas de cultivo
Escarpe de falla inverso	Pedrera estabilizada	
Eje sincinal	Pedrera con soliflucción activa	HIDROLOGÍA
Eje anticlinal	Pedrera con soliflucción heredada	Fuente
Falla	Glaciar rocoso	Arroyo
Falla probable	Protalus lobe	Río
Diaclasa - Grieta	Campo de bloques	Lago
Escarpe rocoso	Campo de clastos relicto	Turbera
Relleño estructural	Campo de clastos activo	Nevero
Relieve ruñiforme (cuarcita)	Ladera de bloques	Suelo sobre roca madre en vertiente regularizada
Relieve ruñiforme (conglomerado)	Corriente de bloques	
	Crioturbación activa	TOPOGRAFÍA
GLACIAR Y FLUVIOGLACIAR	Crioturbación heredada	Curva de nivel
Dirección glaciaria	Derrubios escalonados	Carretera
Limite de área glaciada	Terracillas activas	Camino
Horn	Terracillas heredadas	Senda
Collado de difluencia	Derrubios ordenados / Coluvión	Edificio/población
Cambio pendiente		
Circo glaciario	GRAVITACIONAL	
Circo glaciario degradado	Flujo de derrubios	
Hombreira	Cicatriz desprendimiento	
Limite de artesas glaciaria	Cicatriz deslizamiento	
Umbral glaciario neto	Desprendimiento	
Umbral glaciario difuso	Deslizamiento rotacional o traslacional	
Garganta subglaciaria	Avalancha de rocas	
Roca aborregada	Sackung	
Morrena		
Cordón morrénico derrubiado	FLUVIAL	
Til supraglaciario	Garganta fluvial	
Til de fondo	Meandro abandonado	
Til indiferenciado	Acaravamiento	
Bloque errático	Escarpe de acaravamiento	
Obturación glaciaria colmatada	Limite erosión remontante	
Terraza fluvioglaciaria	Terraza fluvial	
Abanico fluvioglaciario	Abanico aluvial	
NIVAL	KÁRSTICO	
Canal de aludes	Cueva	
Nicho de nivación	Sima	
Morrena de nevero	Lapiaz	
Morrena de nevero inactiva	Dolina	
Superficie de abrasión nival		

Mapa geomorfológico de Fuentes Carrionas

Número de mapa: 4

Proyección: UTM Zona 30N. Elipsoide: SGR80. Datum: ETRS89.
 Escala: 1:12.000. Base topográfica: MTN 1:10.000. Ortofoto: PNOA vuelo 2009.
 Autor: Ramón Pellitero Ondicóel



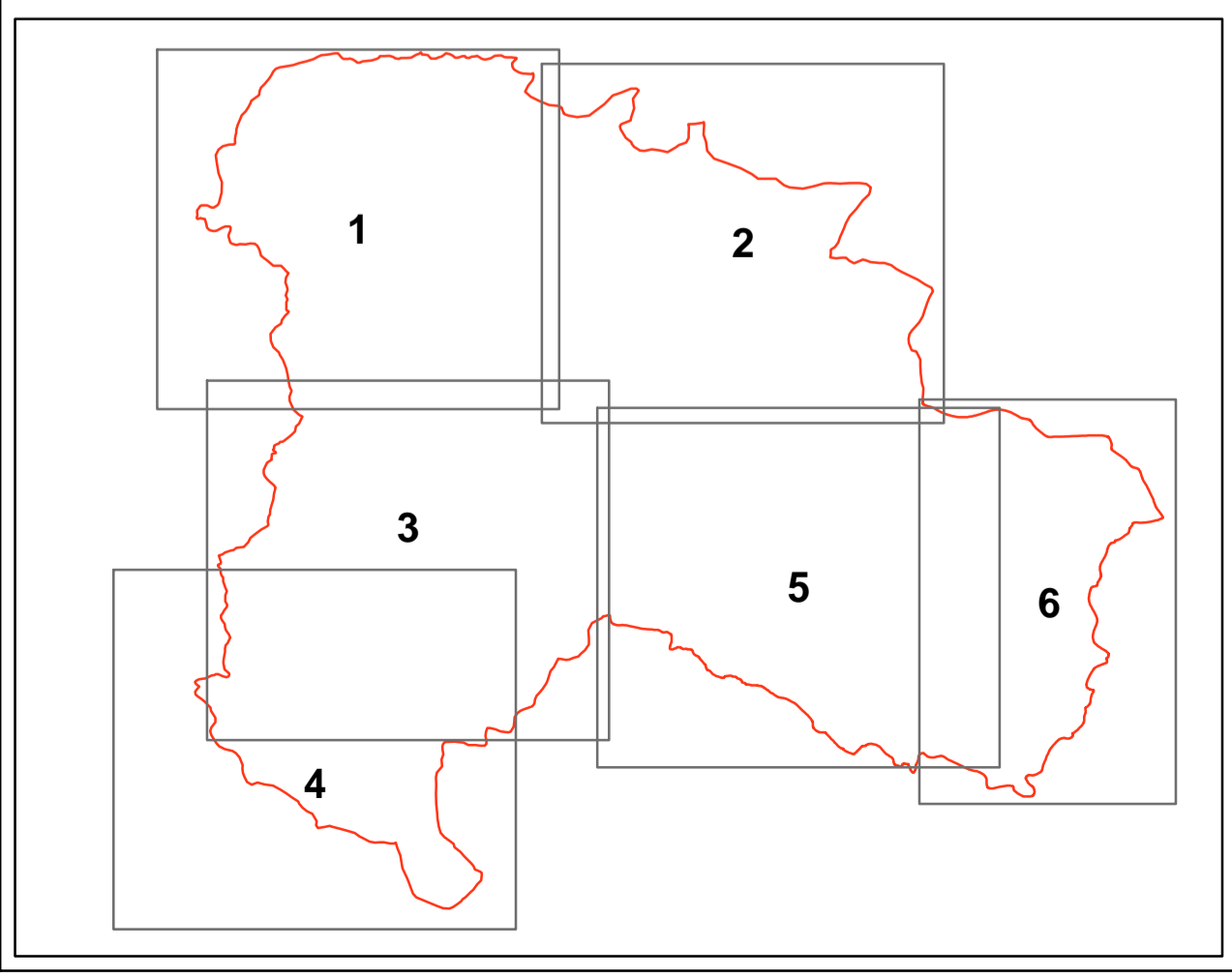


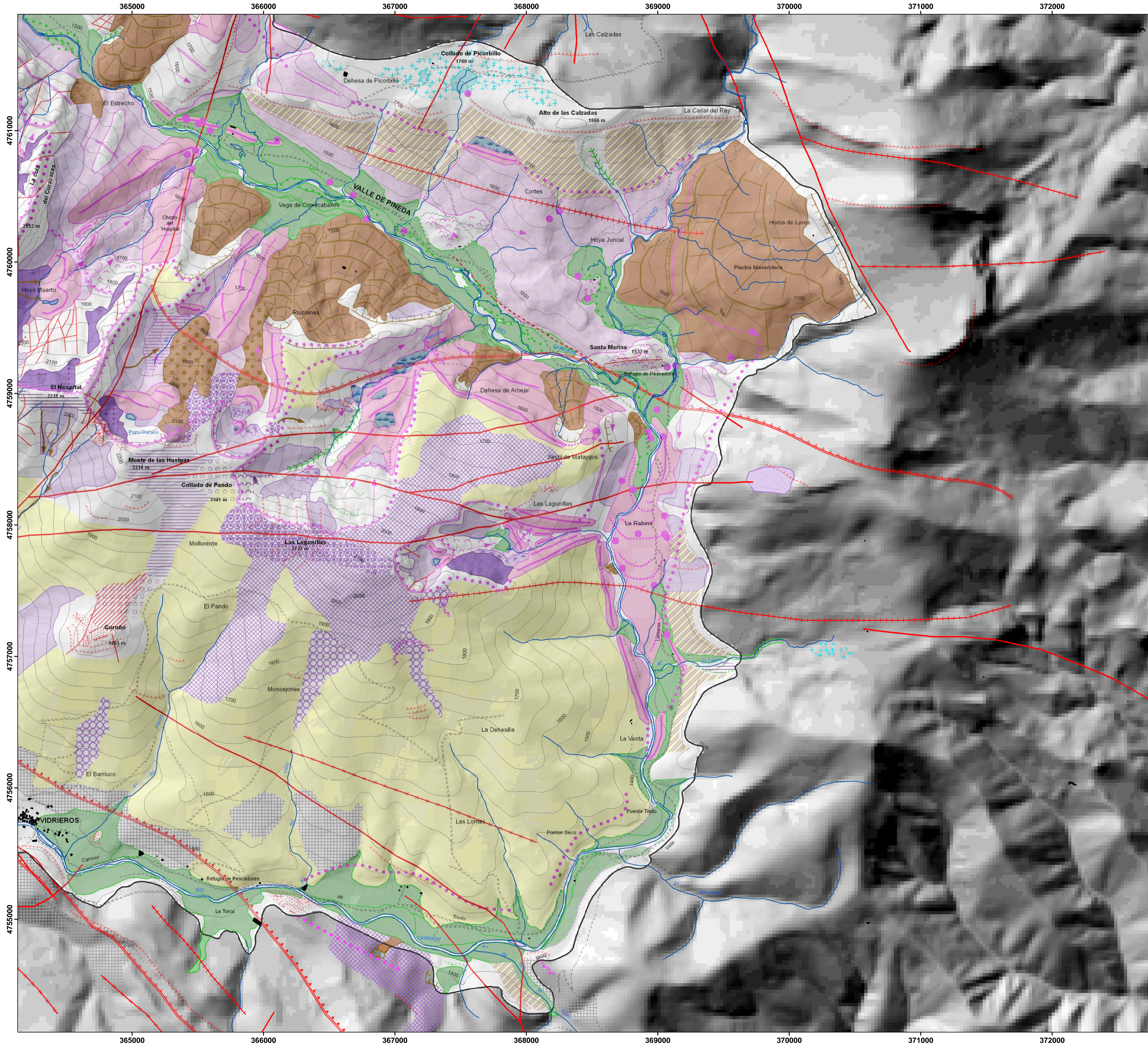
LEGENDA		
ESTRUCTURAL	PERIGLACIAR	ANTRÓPICO
<ul style="list-style-type: none"> Cabalgamiento con escarpe Cabalgamiento con escarpe inverso Escarpe de falla Escarpe de falla inverso Eje sincinal Eje anticlinal Falla Falla probable Diadclasa - Grieta Escarpe rocoso Rellano estructural Relieve ruñiforme (cuarcita) Relieve ruñiforme (conglomerado) 	<ul style="list-style-type: none"> Lóbulo de solifluación Bloque arador Pedreira activa Pedreira estabilizada Pedreira con solifluación activa Pedreira con solifluación heredada Protalus lobe Campo de bloques Campo de clastos relicto Campo de clastos activo Ladera de bloques Corriente de bloques Crioturbación activa Crioturbación heredada Derrubios escalonados Terracillas activas Terracillas heredadas Derrubios ordenados / Coluvión 	<ul style="list-style-type: none"> Mina Canal Terrazas de cultivo
GLACIAR Y FLUVIOGLACIAR	GLACIAR Y FLUVIOGLACIAR	HIDROLOGÍA
<ul style="list-style-type: none"> Dirección glaciaria Límite de área glaciada Horn Collado de difluencia Cambio pendiente Circo glaciario Circo glaciario degradado Hombreira Límite de artesas glaciaria Umbral glaciario neto Umbral glaciario difuso Garganta subglaciaria Roca aborregada Morrena Cordón morrénico derrubiado Til supraglaciario Til de fondo Til indiferenciado Bloque errático Obturación glaciaria colmatada Terraza fluvioglaciaria Abanico fluvioglaciario 	<ul style="list-style-type: none"> Flujo de derrubios Cicatriz desprendimiento Cicatriz deslizamiento Desprendimiento Deslizamiento rotacional o traslacional Avalancha de rocas Sackung 	<ul style="list-style-type: none"> Fuente Arroyo Río Lago Turbera Nevero
NIVAL	GRAVITACIONAL	TOPOGRAFÍA
<ul style="list-style-type: none"> Canal de aludes Nicho de nivación Morrena de nevero Morrena de nevero inactiva Superficie de abrasión nival 	<ul style="list-style-type: none"> Flujo de derrubios Cicatriz desprendimiento Cicatriz deslizamiento Desprendimiento Deslizamiento rotacional o traslacional Avalancha de rocas Sackung 	<ul style="list-style-type: none"> Curva de nivel Carretera Camino Senda Edificio/población
	FLUVIAL	KÁRSTICO
	<ul style="list-style-type: none"> Garganta fluvial Meandro abandonado Acaravamiento Escarpe de acaravamiento Límite erosión remontante Terraza fluvial Abanico aluvial 	<ul style="list-style-type: none"> Cueva Sima Lapiaz Dolina

Mapa geomorfológico de Fuentes Carrionas

Número de mapa: 5

Proyección: UTM Zona 30N. Elipsoide: SGR80. Datum: ETRS89.
 Escala: 1:12.000. Base topográfica: MTN 1:10.000. Ortofoto: PNOA vuelo 2009.
 Autor: Ramón Pellitero Ondicóel



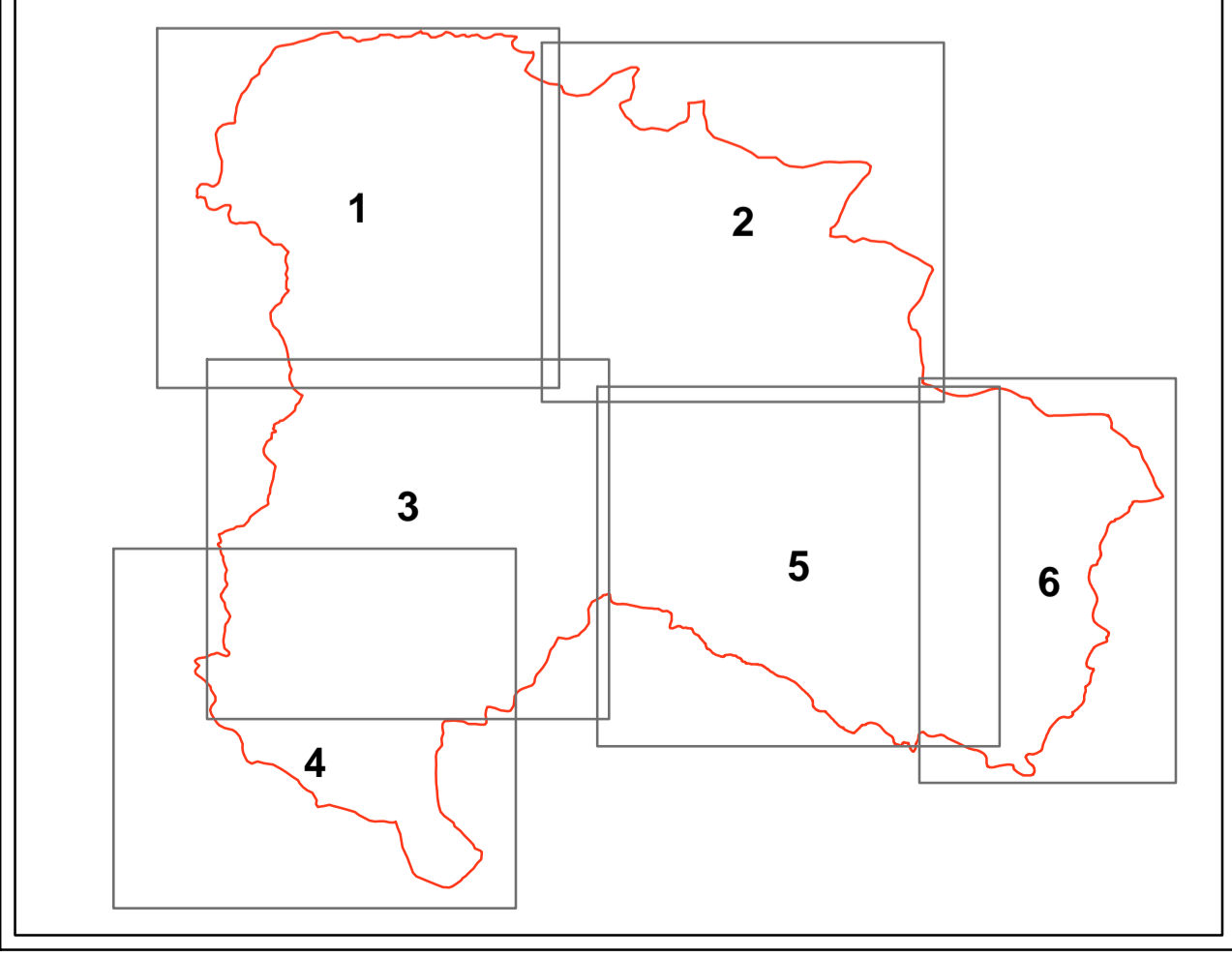


LEGENDA		
ESTRUCTURAL	PERIGLACIAR	ANTRÓPICO
<ul style="list-style-type: none"> Cabalgamiento con escarpe Cabalgamiento con escarpe inverso Escarpe de falla Escarpe de falla inverso Eje sinclinal Eje anticlinal Falla Falla probable Diaclasa - Grieta Escarpe rocoso Relleño estructural Relieve ruñiforme (cuarcita) Relieve ruñiforme (conglomerado) 	<ul style="list-style-type: none"> Lóbulo de soliflucción Bloque arador Pedrera activa Pedrera estabilizada Pedrera con soliflucción activa Pedrera con soliflucción heredada Glaciar rocoso Protalus lobe Campo de bloques Campo de clastos relicto Campo de clastos activo Ladera de bloques Corriente de bloques Crioturbación activa Crioturbación heredada Derrubios escalonados Terracillas activas Terracillas heredadas Derrubios ordenados / Coluvión 	<ul style="list-style-type: none"> Mina Canal Terrazas de cultivo
GLACIAR Y FLUVIOGLACIAR	GRAVITACIONAL	HIDROLOGÍA
<ul style="list-style-type: none"> Dirección glaciaria Límite de área glaciada Horn Collado de difluencia Cambio pendiente Circo glaciario Circo glaciario degradado Hombreira Límite de artesas glaciarias Umbral glaciario neto Umbral glaciario difuso Garganta subglaciaria Roca aborregada Morrena Cordón morrénico derrubiado Til supraglaciario Til de fondo Til indiferenciado Bloque errático Obturación glaciaria colmatada Terraza fluvioglaciaria Abanico fluvioglaciario 	<ul style="list-style-type: none"> Flujo de derrubios Cicatriz desprendimiento Cicatriz deslizamiento Desprendimiento Deslizamiento rotacional o traslacional Avalancha de rocas Sackung 	<ul style="list-style-type: none"> Fuente Arroyo Río Lago Turbera Nevero
NIVAL	FLUVIAL	TOPOGRAFÍA
<ul style="list-style-type: none"> Canal de aludes Nicho de nivación Morrena de nevero Morrena de nevero inactiva Superficie de abrasión nival 	<ul style="list-style-type: none"> Garganta fluvial Meandro abandonado Acaravamiento Escarpe de acaravamiento Límite erosión remontante Terraza fluvial Abanico aluvial 	<ul style="list-style-type: none"> Curva de nivel Carretera Camino Senda Edificio/población
	KÁRSTICO	
	<ul style="list-style-type: none"> Cueva Sima Lapiaz Dolina 	

Mapa geomorfológico de Fuentes Carrionas

Número de mapa: 6

Proyección: UTM Zona 30N. Elipsoide: SGR80. Datum: ETRS89.
 Escala: 1:12.000. Base topográfica: MTN 1:10.000. Ortofoto: PNOA vuelo 2009.
 Autor: Ramón Pellitero Ondicó



Geodiversidad (elementos por ha.) en el macizo de Fuentes Carrionas

