



Universidad de Valladolid



PROGRAMA DE DOCTORADO EN PATRIMONIO CULTURAL Y NATURAL:
HISTORIA, ARTE Y TERRITORIO

TESIS DOCTORAL:

**MONITORIZACIÓN
DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS PIRENAICOS:
MÁS DE UNA DÉCADA APLICANDO
TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN LA PAÚL Y MALADETA**

Presentada por ADRIÁN MARTÍNEZ FERNÁNDEZ para optar al
grado de Doctor por la Universidad de Valladolid

Dirigida por:
ENRIQUE SERRANO CAÑADAS
JOSÉ JUAN DE SANJOSÉ BLASCO

MONITORIZACIÓN DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS PIRENAICOS:
MÁS DE UNA DÉCADA APLICANDO TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN LA PAÚL Y MALADETA



Universidad de Valladolid

Facultad de Filosofía y Letras
Departamento de Geografía

TESIS DOCTORAL

**MONITORIZACIÓN
DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS PIRENAICOS:
MÁS DE UNA DÉCADA APLICANDO
TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN LA PAÚL Y MALADETA**

Autor/ **Adrián Martínez Fernández**

Directores/
Dr. Enrique Serrano Cañadas
Dr. José Juan de Sanjosé Blasco

Valladolid, 2023



MONITORIZACIÓN DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS PIRENAICOS:
MÁS DE UNA DÉCADA APLICANDO TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN LA PAÚL Y MALADETA

**A quien ha animado alguna vez.
A la familia, que ha apoyado habitualmente.
A Gizéh, que ha aguantado TODOS los días.**

MONITORIZACIÓN DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS PIRENAICOS:
MÁS DE UNA DÉCADA APLICANDO TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN LA PAÚL Y MALADETA

Me gustaría agradecer a las instituciones y a las personas que han contribuido a la consecución de la presente tesis doctoral.

Al Ministerio de Economía, Industria y Competitividad por financiar mi contratación predoctoral y los proyectos para el desarrollo de la investigación durante mi formación (CGL2015-68144-R y PID2020-113247RB-C21).

A la Universidad de Valladolid (UVA) y su Programa de Doctorado en Patrimonio Cultural y Natural: Historia, Arte y Territorio con la Línea de investigación Patrimonio Natural y Geodiversidad en Medios de Montaña: Geomorfología y Cartografía en Espacios Naturales Protegidos, por permitirme desarrollar el tema de investigación.

Al Departamento de Geografía de la UVA, por acogerme como uno más y darme la oportunidad de disfrutar de mis primeras experiencias como docente universitario.

Al Grupo de Investigación Reconocido: Patrimonio Natural y Geografía Aplicada (GIR PANGEA, UVA), por incluirme en su equipo y apoyar mi participación en trabajos de campo, congresos, talleres y estancias durante la tesis.

A la Universidad de Extremadura (UEX), la Technische Universität Graz (TU Graz, Austria) y al Joanneum Research Institute (Joanneum, Austria), por recibirme en sus instalaciones y proporcionarme herramientas para mi desarrollo predoctoral. Especialmente agradecer los esfuerzos del Dr. Alan Atkinson (UEX) y del Dr. Viktor Kaufmann (TU Graz), quienes dirigieron mi atención hacia aspectos técnicos que habría pasado por alto de otro modo. Además de al Dr. Karlheinz Gutjahr (Joanneum), a quien no pude devolver adecuadamente todo el tiempo y conocimientos que compartió conmigo.

A la Universidad de Jaén, concretamente al Dr. Antonio Miguel Ruiz, por su profesionalidad y simpatía. Su ayuda ha ampliado indudablemente mis conocimientos sobre técnicas como la interferometría radar que espero poder desarrollar en el futuro.

Al Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH, Burgos) y su Laboratorio de Cartografía Digital y Análisis 3D, que me ha apoyado durante mi contratación

predoctoral en la UVA a través de estancias de investigación y colaboraciones. Y que después ha favorecido el desarrollo del tema de investigación predoctoral como miembro de su equipo.

Finalmente, agradecer a los Revisores Externos y al Tribunal el tiempo dedicado en la lectura y evaluación de esta tesis doctoral.

Desde una perspectiva más personal, me gustaría agradecer a todas las personas que han estado ahí en algún momento. Es una lástima que probablemente no sea capaz de recordar todos los nombres de aquellos que me han ayudado durante todo este tiempo.

Ya hace casi ocho años que empecé a escuchar la palabra doctor en ambientes ajenos a la medicina. En su momento, no podía imaginar que unas prácticas laborales me despertarían el interés por la investigación y mucho menos que se abriría la posibilidad de realizar una tesis doctoral. Casi ocho años después de mis primeros trabajos junto a investigadores, me encuentro a las puertas de conseguir el título de doctor. Cansado y con unas ganas enormes de concluir esta etapa, pero al mismo tiempo impresionado y orgulloso, he llegado hasta aquí.

Sin embargo, no podría haber alcanzado, ni de lejos, este punto sin el apoyo e influencia de muchas personas.

El CENIEH, lugar que me dio mi primera oportunidad laboral y al que he vuelto para seguir realizándome como profesional. En él, empecé a conocer el mundo de la investigación y, en él, me he encontrado personas maravillosas todos estos años. Es muy difícil mencionarlas a todas (Ana Isabel, Pili, Carla, "Seshi people" y un largo etcétera), por lo que me limitaré a dar las gracias a Alfonso Benito, que desde el principio valoró mis capacidades, me hizo cómplice en sus trabajos como uno más a pesar de estar empezando mi carrera profesional y me animó a investigar. Gracias por tu apoyo todos estos años, eres una de las principales personas que ha hecho que hoy este aquí, en la recta final para la obtención del título de doctor. Espero seguir aprendiendo de ti muchos años más.

En el Departamento de Geografía (UVA) desarrollé mis primeros años de tesis doctoral, encontrado personas dispuestas a echar una mano en cualquier momento (Alberto, Marco, Juan Carlos, etc.). Entre esas personas se encuentra Alfonso Pisabarro, que no solo se esforzó

por hacerme sentir cómodo en mis inicios como predoctoral en el Departamento, sino que hoy en día se ha convertido en un colega en el que poder apoyarse en lo profesional y lo personal.

Gracias también a los miembros del GIR PANGEA y todos los allegados que han ayudado durante tantos años a realizar los trabajos geomáticos en los Pirineos. Solo he llegado a conocer a una parte de ellos, pero, literalmente, no habría sido posible realizar esta tesis sin vuestra colaboración (Ibai, Nacho, etc.). Especialmente agradecer a Manu y Manuel su ayuda dentro y fuera del campo. Cada uno con vuestro estilo de trabajo, habéis sido esenciales para el desarrollo de la tesis.

Gracias a mis dos directores, Enrique Serrano y José Juan de Sanjosé. A Enrique por darme la oportunidad de entrar en el mundo de la investigación con la realización de una tesis doctoral sobre un tema tan interesante como relativamente ajeno a mi experiencia previa. Una persona comprensiva que ha estado ahí siempre que la he necesitado, a pesar de no parar quieto en los más de cinco años que le conozco. Gracias por guiarme todos estos años, enseñarme tanto sobre la criosfera y por transmitir tu pasión por la montaña. A José Juan por introducirme al mundo de la geomática aplicada a la alta montaña y apoyarme en todas las propuestas que he presentado. Una persona práctica a la hora de resolver cualquier inconveniente, espero ser algún día la mitad de resolutivo que tú.

Todos estos agradecimientos van dirigidos a personas que he ido conociendo a lo largo de mi vida profesional. Si bien es muy probable que no hubiera llegado hasta aquí sin ellos, esta carrera de fondo no habría ni empezado sin el apoyo de las personas que más quiero. No me explayaré con los agradecimientos hacia ellos porque creo que la mejor forma de hacerlo es en persona.

Estoy hablando de mi abuela y mis tí@s, sin los cuales probablemente no hubiera querido más.

Estoy hablando de mi hermano, mi madre y mi padre, que cada uno a su manera ha estado ahí, para lo bueno y lo malo, apoyándome siempre.

Estoy hablando de Gizéh, de la que cualquier cosa que diga será poco. Por lo que me limitaré a decir “que me aguanta cada día con mis ideas, mis locuras y me quiere tal y como soy”. Te quiero, mucho.

A todos, gracias.

Resumen	15
Abstract.....	19
Motivación	21
Objetivos	23
Estructura de la tesis.....	27
Capítulo 1. Introducción.....	29
1.1. La criosfera	31
1.1.1. La criosfera de montaña: glaciares y glaciares rocosos.....	34
1.1.1.1. Glaciares.....	35
1.1.1.2. Permafrost	38
1.2. Los Pirineos y la criosfera	45
1.3. Geomática como apoyo al estudio de la criosfera de montaña.....	51
1.3.1. Técnicas geomáticas aplicadas a glaciares y glaciares rocosos	52
1.3.1.1. Estaciones totales	57
1.3.1.2. Sistemas Globales de Navegación por Satélite	60
1.3.1.3. LiDAR.....	66
1.3.1.4. Fotogrametría	71
1.3.1.5. Teledetección óptica y radar satelital	76
1.3.2. Productos para la representación del terreno	82
1.3.2.1. Evaluación de la calidad de los productos	84
1.3.3. Metodologías de monitorización	85
Capítulo 2. Zona y elementos de estudio	89
2.1. Formaciones criosféricas estudiadas en los Pirineos	91
2.1.1. Glaciar y glaciar rocoso de La Paúl	92
2.1.2. Glaciar y glaciar rocoso de la Maladeta	94
Capítulo 3. Materiales y métodos.....	99
3.1. Captura de datos.....	101
3.1.1. Procedimiento de captura de datos general	103
3.1.1.1. Estación Total.....	103
3.1.1.2. Técnicas GNSS-RTK.....	104

MONITORIZACIÓN DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS PIRENAICOS:
MÁS DE UNA DÉCADA APLICANDO TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN LA PAÚL Y MALADETA

3.1.1.3.	Escáner Láser Terrestre.....	105
3.1.1.4.	Fotogrametría terrestre y aérea	108
3.1.2.	Captura de datos específico	114
3.1.2.1.	Glaciar de la Maladeta	114
3.1.2.2.	Glaciar rocoso de la Maladeta	117
3.1.2.3.	Glaciar de La Paúl	119
3.1.2.4.	Glaciar rocoso de La Paúl	121
3.2.	Tratamiento de datos.....	125
3.2.1.	Generación de productos y análisis de calidad	125
3.2.1.1.	Estación Total.....	125
3.2.1.2.	Técnicas GNSS-RTK.....	128
3.2.1.3.	Escáner Láser Terrestre.....	129
3.2.1.4.	Fotogrametría SfM	133
3.3.	Cuantificación de deformaciones.....	139
Capítulo 4.	Resultados	143
4.1.	Modelos para la representación del terreno	145
4.1.1.	Levantamientos del glaciar de la Maladeta.....	147
4.1.1.1.	Modelos de elevación, ortomosaicos y ortoimágenes	152
4.1.1.2.	Perímetros.....	155
4.1.2.	Levantamientos del glaciar rocoso de la Maladeta.....	156
4.1.2.1.	Modelos de elevación y ortomosaicos.....	159
4.1.3.	Levantamientos del glaciar de La Paúl	160
4.1.3.1.	Modelos de elevación y ortomosaicos.....	163
4.1.3.2.	Perímetros.....	165
4.1.4.	Levantamientos del glaciar rocoso de La Paúl.....	167
4.1.4.1.	Modelos de elevación y ortomosaicos.....	170
4.2.	Evolución superficial de los glaciares y glaciares rocosos	173
4.2.1.	Evolución del glaciar de la Maladeta	174
4.2.2.	Evolución del glaciar rocoso de la Maladeta	178
4.2.3.	Evolución del glaciar de La Paúl.....	181

4.2.4.	Evolución del glaciar rocoso de La Paúl.....	186
4.3.	Comparación de modelos topográficos	191
Capítulo 5. Discusiones y conclusiones.....		197
5.1.	Estrategias de captura, tratamiento, calidad de los datos y métodos de comparación (OG1).....	199
5.2.	Modelos topográficos generados, evolución reciente de los glaciares y glaciares rocosos y compatibilidad entre técnicas (OG2)	205
5.3.	Conclusiones (español e inglés)	211
Capítulo 6. Publicaciones científicas		217
6.1.	Publicaciones científicas: Geomática aplicada a los glaciares y glaciares rocosos de La Paúl y Maladeta	219
	Artículo 1: Geomatic methods applied to the change study of the La Paúl rock glacier, Spanish Pyrenees.....	221
	Artículo 2: Periglacial environments and frozen ground in the central Pyrenean high mountain area: Ground thermal regime and distribution of landforms and processes.....	229
	Artículo 3: The Influence of Image Properties on High-Detail SfM Photogrammetric Surveys of Complex Geometric Landforms: The Application of a Consumer-Grade UAV Camera in a Rock Glacier Survey..	249
	Artículo 4 (pendiente de publicación): The final countdown? Monitoring the rapid shrinkage of the Maladeta glacier (2010-2020), Southern Pyrenees.....	279
6.2.	Publicaciones científicas: Geomática aplicada a otros campos de estudio	315
Referencias.....		331
Apéndices.....		345
	Apéndice 1. Análisis de visibilidad para estacionamientos TLS.....	347
	Apéndice 2. Transformaciones entre sistemas de referencia	353
	Apéndice 3. Levantamientos topográficos	355
	Medidas en el glaciar de la Maladeta	355
	Modelos Digitales de Elevación del glaciar Maladeta.....	359
	Ortoimágenes y ortomosaicos del glaciar Maladeta	363
	Coordenadas de puntos singulares del glaciar rocoso de la Maladeta.....	365
	Medidas en el glaciar de La Paúl.....	369
	Modelos Digitales de Elevación del glaciar de La Paúl.....	371
	Ortomosaicos del glaciar de La Paúl	375

MONITORIZACIÓN DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS PIRENAICOS:
MÁS DE UNA DÉCADA APLICANDO TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN LA PAÚL Y MALADETA

Coordenadas de puntos singulares del glaciar rocoso de La Paúl	377
Medidas en el glaciar rocoso de La Paúl	381
Modelos Digitales de Elevación del glaciar rocoso de La Paúl	385
Apéndice 4. Comparación de los levantamientos topográficos	387
Diferencias entre perímetros y DEM en el glaciar de la Maladeta	387
Desplazamientos de puntos GNSS en el glaciar rocoso de la Maladeta	391
Desplazamientos de puntos GNSS en el glaciar rocoso de La Paúl	395
Distancias 3D entre levantamientos TLS en el glaciar rocoso de La Paúl	397
Abreviaturas.....	399
Lista de figuras	401
Lista de tablas	409

RESUMEN

La componente espacial de los estudios vinculados a la criosfera de alta montaña es una variable fundamental para la comprensión del sistema climático global. Disponer de información precisa sobre la evolución geométrica de componentes de la criosfera como glaciares y glaciares rocosos, resulta esencial para entender procesos como la degradación de la criosfera en regiones montañosas templadas como los Pirineos.

Sin embargo, la disponibilidad de datos cuantitativos recientes sobre la criosfera es limitada en esta región formada por numerosos Parques Nacionales y Naturales protegidos. Gracias a estudios como los realizados por el “Grupo de Investigación Reconocido Patrimonio Natural y Geografía Aplicada” (GIR PANGEA) de la UVA, la adquisición de datos geométricos superficiales para la inferencia del comportamiento de la criosfera en diferentes localizaciones geográficas de los Pirineos ha sido posible.

En esta tesis doctoral se presentan y analizan los trabajos anuales de monitorización ejecutados durante 12 años (2008-2020) en glaciares y glaciares rocosos pirenaicos por parte del GIR PANGEA. Concretamente, en los glaciares de La Paúl (2009-2020) y la Maladeta (2010-2020), y los glaciares rocosos de La Paúl (2013-2020) y la Maladeta (2008-2020).

La investigación se centra en la componente técnica de los trabajos de monitorización, a partir del estudio de diferentes técnicas geomáticas aplicadas al control superficial in situ de los glaciares y glaciares rocosos. De modo que la idoneidad de los trabajos geomáticos se evalúa desde la adquisición de los datos y su tratamiento, hasta la producción de los modelos de deformación superficial de las geoformas estudiadas. La adquisición periódica de datos se llevó a cabo mediante estaciones totales, Sistemas Globales de Navegación por Satélite, escáneres láser terrestres y fotogrametría terrestre y aérea mediante drones. Mientras que el análisis de las variaciones superficiales y la compatibilidad entre las técnicas geomáticas, se realizó a través de la sustracción de coordenadas (1D y 2D), la comparación de modelos de elevación (2.5D) y metodologías de comparación de nubes de puntos (3D). Datos y modelos obtenidos o derivados de las diferentes técnicas en cada uno de los escenarios estudiados.

La variedad de configuraciones y métodos empleados para la captura, tratamiento y comparación de la información geoespacial obtenida en La Paúl y la Maladeta, ha permitido determinar las limitaciones de cada técnica geomática; al igual que la evolución precisa y detallada de los glaciares y glaciares rocosos.

Algunos ejemplos son la relativa compatibilidad de las estaciones totales, los escáneres láser terrestre y la fotogrametría dron en la cuantificación y distribución de deformaciones glaciares, así como la idoneidad del punto de vista aéreo en el levantamiento de superficies geoméricamente complejas como los glaciares rocosos. Algunas de las dificultades encontradas se centraron en la generación de levantamientos precisos mediante fotogrametría terrestre o la reducida efectividad de algunos escáneres láser terrestre para la adquisición de medidas sobre superficies de hielo y nieve. A lo largo de los capítulos de este documento se presentan otros múltiples casos, donde se analiza la eficiencia de las técnicas, plasmada, en muchos casos, en las publicaciones científicas vinculadas a la geomática incorporadas a esta tesis doctoral.

La aplicación de las diferentes técnicas y procedimientos, ha permitido determinar con precisiones centimétricas la constatación de degradación de la lengua glaciar de la Maladeta; la significativa variabilidad de un glaciar supeditado a factores topoclimáticos como el de La Paúl; la generalizada actividad superficial del glaciar rocoso de La Paúl; y la localizada y escasa actividad del glaciar rocoso de la Maladeta.

Los trabajos geomáticos del GIR PANGEA durante más de una década, han mostrado la necesidad de adaptarse a las velocidades de deformación de las geoformas y su entorno para una correcta interpretación de su dinámica superficial. Además de exponer la utilidad de revisar y fusionar la información geoespacial capturada por las tradicionales y las más recientes técnicas geomáticas para un análisis completo y detallado.

Con esta tesis doctoral se han obtenido datos sobre la evolución superficial de los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl con resoluciones temporales y espaciales sin precedentes en estos escenarios. Datos sobre las geoformas que son acompañados de valiosa información sobre la aplicabilidad de las técnicas geomáticas en estos entornos. Aspectos que además de mejorar futuros trabajos geomáticos tanto en La Paúl y la Maladeta, como en otros

escenarios similares, aportan información inestimable para el estudio y la comprensión de la criosfera en la alta montaña pirenaica.

MONITORIZACIÓN DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS PIRENAICOS:
MÁS DE UNA DÉCADA APLICANDO TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN LA PAÚL Y MALADETA

ABSTRACT

The spatial component of studies related on the high mountain cryosphere is a fundamental variable for understanding the global climate system. Accurate information on the geometric evolution of cryosphere components such as glaciers and rock glaciers is essential to understand processes such as cryosphere degradation in temperate mountain regions like the Pyrenees.

Nevertheless, recent quantitative data on the cryosphere is limited in this region formed by numerous protected National and Natural Parks. Thanks to studies such as those carried out by the Recognized Research Group Natural Heritage and Applied Geography (GIR PANGEA) of the University of Valladolid, the acquisition of geometric surface data for the inference of the behaviour of the cryosphere in different geographical locations of the Pyrenees has become possible.

This doctoral thesis presents and analyzes the annual monitoring works carried out over 12 years (2008-2020) in Pyrenean glaciers and rock glaciers by the GIR PANGEA. Specifically, in the glaciers of La Paúl (2009-2020) and Maladeta (2010-2020) and the rock glaciers of La Paúl (2013-2020) and Maladeta (2008-2020).

This research focuses on the technical component of the monitoring works by studying different geomatic techniques applied to the in situ surface control of glaciers and rock glaciers. Thus, the suitability of geomatic studies is evaluated from data acquisition and processing to the production of surface deformation models. Periodic data acquisition was performed using Total Stations, Global Navigation Satellite Systems, Terrestrial Laser Scanners and Terrestrial and low-height Aerial Photogrammetry. Simultaneously, the analysis of surface variations and compatibility between the geomatics techniques employed was performed through coordinate subtraction (1D and 2D), elevation model comparison (2.5D), and point cloud comparison methodologies (3D) from the models obtained or derived from the different techniques.

The range of configurations and methods used to capture, process, and compare the geographic information obtained in the glaciers and rock glaciers of La Paúl and Maladeta has

made it possible to determine the limitations of each geomatic technique, along with the precise and detailed evolution of the studied scenarios.

Some examples include the relative compatibility of total stations, terrestrial laser scanners and drone photogrammetry in quantifying and distributing glacial deformations. As well as the suitability of the aerial viewpoint in the survey of geometrically complex surfaces such as rock glaciers. Some difficulties encountered focused on generating accurate surveys using terrestrial photogrammetry or the reduced performance of some terrestrial laser scanners for acquiring measurements on ice and snow surfaces. Throughout the chapters of this document, multiple other cases are presented, where the efficiency of the techniques is analyzed, many of which are reflected in the scientific publications related to geomatics attached to this doctoral thesis.

The application of different techniques and procedures has made it possible to determine with centimetric precision (I) the constant degradation of the Maladeta glacier tongue, (II) the significant variability of a glacier subject to topoclimatic factors such as La Paúl, (III) the generalized surface activity of the La Paúl rock glacier, and (IV) the localized and limited activity of the Maladeta rock glacier.

The geomatic works of the GIR PANGEA for more than a decade has shown the need to adapt to the landforms deformation rates for a correct interpretation of their surface dynamics, in addition to exposing the usefulness of reviewing and merging the geospatial information captured by traditional and the most recent geomatics techniques for a complete and detailed analysis.

This doctoral thesis has provided data on the surface evolution of glaciers and rock glaciers of the Maladeta and La Paúl with unprecedented temporal and spatial resolutions in these locations. Data about the landforms are accompanied by valuable information about the applicability of geomatics techniques in these environments. Aspects that, besides improving future geomatic works in La Paúl and Maladeta, as well as in other similar scenarios, provide invaluable information for the study and understanding of the cryosphere in the high Pyrenean Mountains.

MOTIVACIÓN

La presente tesis doctoral, se encuadra dentro del marco de trabajo del GIR PANGEA. Se trata de un grupo de investigación con miembros que llevan décadas aportando información sobre los procesos vinculados a la criosfera en España, en general, y en los Pirineos, en particular. Entre sus estudios, se encuentra la monitorización de glaciares y permafrost de alta montaña, proporcionando valiosa información sobre su comportamiento tras años de control topográfico. Esta tesis se enmarca en ese control geométrico de la superficie de glaciares y glaciares rocosos y el interés del GIR PANGEA en comprender la evolución de la criosfera en los Pirineos.

¿Por qué la criosfera? La criosfera representa el agua helada del sistema terrestre. Se trata de una parte integral del sistema climático global^a, con fuertes respuestas a los cambios globales. Comprender su evolución, significa disponer de valiosa información para la generación de modelos climáticos^b vinculados al cambio global. La respuesta de la criosfera a la fluctuación climática presenta una elevada variabilidad temporal y espacial, y es que se trata de un sensor natural gracias a sus múltiples velocidades de respuesta (días, meses, años) y su presencia en todas las latitudes.

Por su distribución global y su velocidad de respuesta heterogénea, el estudio de la criosfera está ligado a un componente espacial. Cada una de las estructuras que conforman la criosfera está ligada a un entorno geográfico concreto, así como el análisis de su evolución depende principalmente del control geométrico de su superficie. Es aquí cuando la geomática, como disciplina que se ocupa de la gestión de la información geográfica, ocupa un papel esencial. Gestión que abarca desde la adquisición de datos, hasta la visualización y difusión de la información geográfica. Recursos que pueden ser obtenidos desde sensores terrestres, hasta sensores ubicados en plataformas fuera de la atmósfera terrestre. Esto es, un conjunto de técnicas y procedimientos que permiten extraer información espacial de cualquier

^a Sistema complejo que consta de cinco componentes principales y sus interacciones: atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera (The Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC).

^b Representación de los procesos físicos, químicos y biológicos que afectan el sistema climático (IPCC).

componente de la criosfera, independientemente de su localización geográfica o velocidad de respuesta, ya sea para su cartografía puntual o monitorización sistemática.

Con el objetivo de entender los procesos de degradación de la criosfera en los Pirineos a partir de datos espaciales detallados, desde hace más de una década el GIR PANGEA aplica técnicas geomáticas para la monitorización de glaciares y glaciares rocosos pirenaicos. Técnicas y procedimientos que han evolucionado con el desarrollo tecnológico y que progresivamente ofrecen información más abundante y precisa sobre estas geoformas.

La vinculación de las tecnologías geoespaciales para la extracción, tratamiento y análisis de información geográfica hace que la geomática sea fundamental para estudios vinculados a la geografía física. Es la relación a esta rama de la geografía que justifica el desarrollo de la presente tesis doctoral en el contexto del *Programa de Doctorado en Patrimonio Cultural y Natural* de la UVA y su línea de investigación Patrimonio Natural y Geodiversidad en Medios de Montaña: Geomorfología y Cartografía en Espacios Naturales Protegidos.

OBJETIVOS

El objetivo de la presente tesis doctoral es estudiar los glaciares y glaciares rocosos de La Paúl y la Maladeta mediante técnicas geomáticas y analizar la operatividad y fiabilidad de las diferentes técnicas aplicadas por el GIR PANGEA. El estudio aborda la monitorización del glaciar rocoso de la Maladeta entre el 2008/20, del glaciar de La Paúl entre 2009/20, del glaciar de la Maladeta entre 2010/20 y, finalmente, del glaciar rocoso de La Paúl entre 2013/20.

Analizar más de una década de monitorización de alta precisión en estos escenarios es describir trabajos supeditados a condiciones meteorológicas y limitaciones logísticas, pero sobre todo a los avances tecnológicos vinculados a la geomática. Y es que en el transcurso de los años han sido múltiples las técnicas y estrategias empleadas para la monitorización de estas geoformas, haciendo fundamental la fusión y análisis de información espacial multisensor y multiescala capturada por técnicas tradicionales y técnicas más recientes.

Dar continuidad temporal al registro de información espacial de glaciares y glaciares rocosos es vital en el estudio de la criosfera y su evolución, del mismo modo que implementar nuevos procedimientos, tanto para la captura como el procesamiento de los datos, es esencial para un análisis más completo, detallado y preciso. En consecuencia, parte del desarrollo de este estudio se centra en aunar, tratar y aprovechar los datos geoespaciales existentes en el Grupo, así como explorar, adquirir, tratar y analizar nuevos datos geoespaciales obtenidos durante el transcurso de esta tesis. Todo ello en un único sistema de referencia que permita la comparación e interoperabilidad de los datos. Con los trabajos aquí realizados, no solo se unifican y combinan 12 años de datos geomáticos en los Pirineos, sino que, además, se identifican limitaciones de técnicas geomáticas y se incorporan nuevos procedimientos para la explotación de la información capturada por el GIR PANGEA.

La tesis doctoral aborda especialmente la componente técnica de los estudios geomorfológicos de alta montaña, a partir de los trabajos geomáticos realizados en los Pirineos. Se centra particularmente en el análisis espacial de glaciares y glaciares rocosos desde una perspectiva tridimensional (XYZ) detallada. Y es que como se observará en el

transcurso del documento, una correcta implementación de estos procedimientos para el estudio sistemático detallado de geoformas, puede permitir un análisis cómodo, completo y eficaz de procesos geomorfológicos en un ambiente criosférico en constante degradación. Análisis que puede verse perjudicado si la aplicación de estas técnicas es deficiente o inexistente.

Sin embargo, en esta tesis no solo se realiza una revisión empírica de la aplicación y tratamiento de técnicas y datos geomáticos para el control de procesos en alta montaña, sino que se genera información topográfica tridimensional, detallada y precisa de la evolución superficial de glaciares y glaciares rocosos pirenaicos. Información espacial que, complementada con otras variables climáticas, puede contribuir a la comprensión de procesos geomorfológicos vinculados a la criosfera y su interacción con el cambio climático. Fin que da sentido a los trabajos geomáticos ejecutados en los pirineos aragoneses por el GIR PANGEA.

La presente tesis doctoral se estructura en capítulos, en los que se desarrollan los Objetivos Generales (OG) y Objetivos Específicos (OE) presentados a continuación:

OG1: Descripción y análisis de las estrategias de captura, tratamiento, calidad de los datos y métodos de comparación.

OE1: Descripción de la captura y tratamiento de datos geomáticos. Flujo de trabajo general y específico en los glaciares y glaciares rocosos, así como las mejoras ejecutadas con el avance de las campañas de campo y los trabajos para la interoperabilidad de la información espacial capturada.

OE2: Descripción de métodos de comparación y análisis de calidad de los modelos topográficos.

OG2: Presentación y análisis de los modelos topográficos generados, compatibilidad entre técnicas y evolución reciente de los glaciares y glaciares rocosos de La Paúl y la Maladeta.

OE3: Presentación de modelos topográficos generados. Información proporcionada por cada técnica geomática en los glaciares y glaciares rocosos.

OE4: Análisis de la evolución superficial de cada geoforma estudiada.

OE5: Análisis de la eficiencia y compatibilidad de técnicas a través de la comparación de modelos topográficos.

Los capítulos de la tesis se aproximan a la estructura de un artículo científico, como podrá observarse en la siguiente sección. Sin embargo, el OG1 se afronta desde el Capítulo 3 (materiales y métodos) y el OG2 desde el Capítulo 4 (resultados).

Finalmente, se presentan las publicaciones científicas en las que el doctorando ha colaborado durante su formación, como muestra de la relevancia de la información geográfica o espacial generada en la presente tesis, y de la madurez y las capacidades adquiridas a lo largo de la ejecución del doctorado.

MONITORIZACIÓN DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS PIRENAICOS:
MÁS DE UNA DÉCADA APLICANDO TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN LA PAÚL Y MALADETA

ESTRUCTURA DE LA TESIS

A continuación, se describe la estructura de la tesis doctoral.

Capítulo 1: Presenta la motivación y objetivos de la tesis. La investigación propuesta se sustenta en la importancia de la criosfera en el sistema climático global y cómo la geomática apoya su estudio. Esta relevancia se muestra a través de una breve introducción a la criosfera y una descripción del papel que juegan los glaciares y glaciares rocosos como componentes de la misma, en alta montaña en general y en los Pirineos en particular. Tal es la relevancia de estos procesos geomorfológicos vinculados a la criosfera, que la revisión de las técnicas geomáticas adquiere un papel fundamental, por lo que se ofrece una revisión de las principales técnicas aplicadas para el análisis de escenarios naturales como los glaciares y glaciares rocosos.

Capítulo 2: Presenta la zona de estudio. Una descripción del glaciar y glaciar rocoso de La Paúl y del glaciar y glaciar rocoso de la Maladeta. Localización, características físicas y estudios realizados en estos cuerpos.

Capítulo 3: Presenta el primer objetivo general de la investigación (OG1). En este capítulo se afronta la captura, tratamiento y análisis de calidad de los datos geomáticos en los cuatro escenarios estudiados, para después abordar las particularidades de cada zona. Además, se presentan los métodos de comparación de los modelos topográficos para la cuantificación de deformaciones.

Capítulo 4: Presenta el segundo objetivo general de la investigación (OG2). Se muestran y analizan los modelos topográficos generados con cada técnica geomática para después extraer la evolución superficial de los glaciares y glaciares rocosos de La Paúl y Maladeta. Finalmente, se emplea la información obtenida de los trabajos de monitorización para identificar el rendimiento y la compatibilidad de las técnicas aplicadas.

Capítulo 5: Presenta las discusiones y conclusiones alcanzadas en la investigación según los objetivos generales y específicos definidos.

Capítulo 6: Presenta los trabajos de investigación publicados en los que el doctorando ha colaborado durante la ejecución de la tesis. Por un lado, se distingue entre publicaciones científicas directamente vinculadas a la línea de investigación de la tesis doctoral, donde se adjunta el documento completo. Por otro, a publicaciones vinculadas a otros campos de investigación, donde se adjunta referencia, resumen y primera página del artículo. En todos los casos con la aplicación de técnicas geomáticas como motivo de participación del doctorando.

La tesis finaliza con bibliografía e información complementaria con cuatro apéndices en los que se detallan procesos de análisis para la mejora en la captura de datos (Apéndice 1. Análisis de visibilidad para estacionamientos TLS), información sobre el tratamiento de los datos (Apéndice 2. Transformaciones entre sistemas de referencia) y resultados sobre los modelos topográficos obtenidos y su comparación (Apéndice 3. Levantamientos topográficos y Apéndice 4. Comparación de los levantamientos topográficos), además de listas de abreviaciones, figuras y tablas.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. LA CRIOSFERA

El término criosfera (del griego cryos "frío" y esfera "globo") describe la parte de agua congelada del sistema terrestre. Sus componentes principales son la nieve, hielo de ríos y lagos, hielo marino, glaciares, casquetes de hielo, plataformas de hielo y suelo congelado (permafrost) (Figura 1).

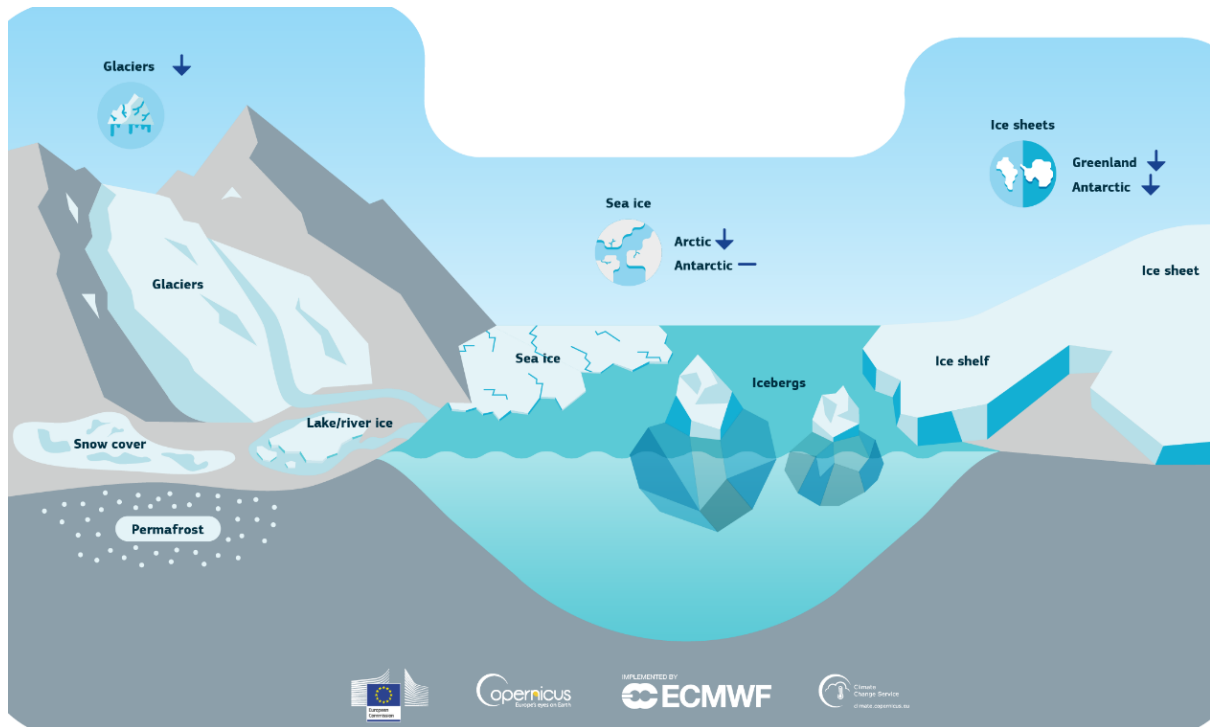


Figura 1. Componentes de la criosfera. Fuente: <https://climate.copernicus.eu/>, acceso enero 2023

La criosfera es una parte integral del sistema climático global, con conexiones y retroalimentaciones derivadas de su influencia en los balances energéticos de la superficie terrestre, las nubes, las precipitaciones, la hidrología y la circulación atmosférica y oceánica. A través de los procesos de retroalimentación, la criosfera cumple un destacado rol al ser uno de los agentes que modelan el clima a escala global (Lemke et al., 2007; Huybrechts, 2009; Gan and Barry, 2012). De hecho, en términos de masa de hielo y su capacidad térmica, la criosfera es el segundo componente más importante del sistema climático tras los océanos (Figura 2).

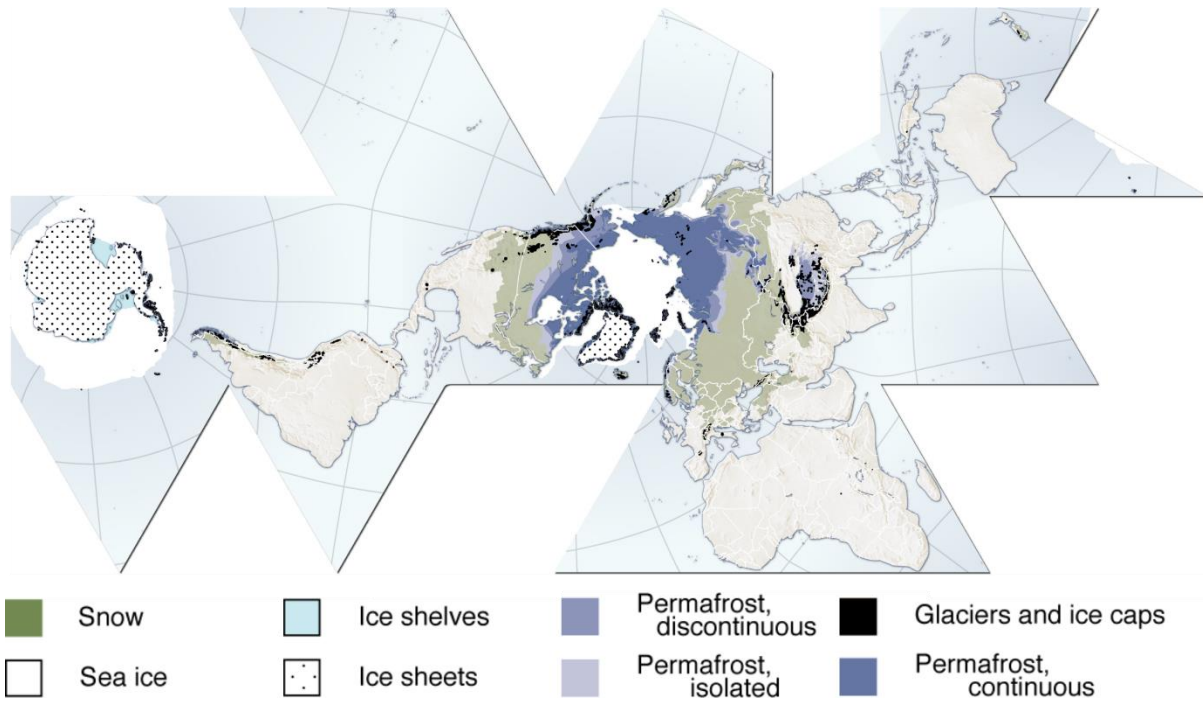


Figura 2. Distribución de algunos componentes de la criosfera en el planeta (valores de la segunda mitad siglo XX, principios siglo XXI). Permafrost no mostrado en el hemisferio sur. Fuente: Hugo Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal, 2016, <https://www.grida.no/>

La criosfera integra las variaciones climáticas a lo largo de una amplia gama de escalas temporales (días, meses, años) y espaciales (sus elementos se encuentran en todas las latitudes), lo que la convierte en un sensor natural de la variabilidad climática y proporciona una expresión visible de los cambios climáticos (Figura 3; Lemke et al., 2007). Precisamente su respuesta a los cambios globales contribuye a la generación de modelos climáticos.

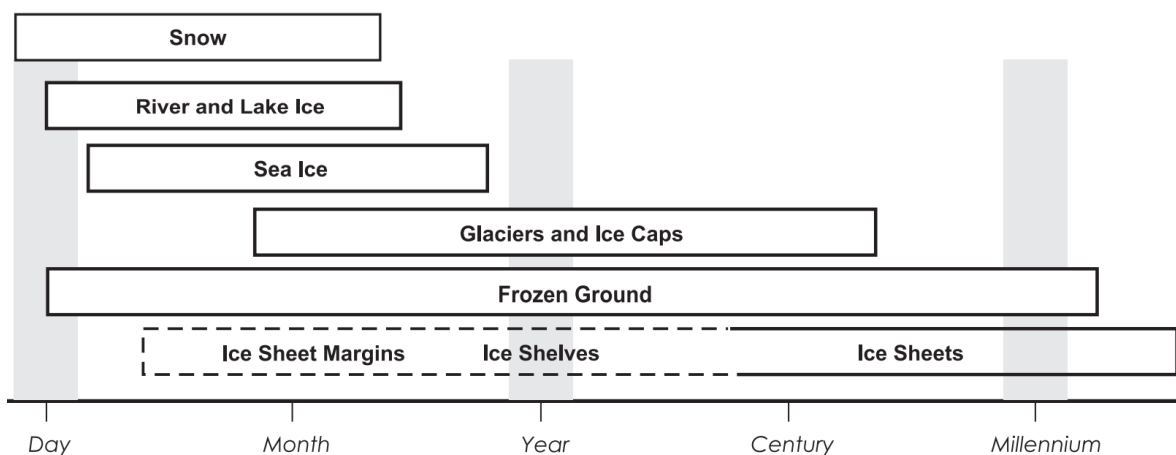


Figura 3. Escalas temporales de los procesos ligados a los componentes de la criosfera. Fuente: Lemke et al., 2007.

Su vínculo con la variabilidad climática se basa en propiedades físicas, como puede ser la alta reflectividad superficial de los cuerpos (albedo) y el calor latente asociado a los cambios de fase, que tienen un fuerte impacto en el balance energético de la superficie. En regiones polares, la presencia de nieve o hielo se asocia a una mayor diferencia de temperatura meridional, que afecta a vientos y corrientes oceánicas. Debido a la retroalimentación positiva de la temperatura y albedo del hielo, algunos componentes criosféricos actúan amplificando la variabilidad y los cambios en su estructura. Sin embargo, componentes como los glaciares o el permafrost se presentan como elementos sensibles a la variabilidad climática a corto plazo, considerándose indicadores del cambio climático (Lemke et al., 2007; Huybrechts, 2009; Gan and Barry, 2012).

La influencia de las actividades antrópicas en el clima es una realidad reconocida por la comunidad científica (Marzeion et al., 2014). Según *The Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2014), el calentamiento del sistema climático es inequívoco, con cambios desde la mitad del siglo pasado sin precedentes durante décadas o milenios. La temperatura en cubiertas oceánicas y terrestres ha aumentado entre 0.65 y 1.06 °C de 1880 a 2012 (IPCC, 2014). Esto podría ser el período de 30 años (1983 a 2012) más caliente en los últimos 1400 años en el hemisferio norte. Esto no es todo, a partir de los datos existentes se prevé que para finales del siglo XXI (2081-2100) la temperatura superficial de la Tierra sobrepase los 1.5 °C en el mejor de los casos contemplados o los 2 °C en los escenarios con mayores emisiones.

Desde 1950, se han visto eventos con cambios extremos en meteorología y clima. Algunos de ellos se han vinculado a la influencia humana, incluyendo la disminución de las temperaturas extremas de frío, aumento de las temperaturas extremas de calor o el incremento en el número de precipitaciones intensas en numerosas regiones. Las emisiones de gases de efecto invernadero son las más altas de la historia, la atmósfera y el océano se han calentado y, con ello, la disminución de nieve y hielo provocando el aumento del nivel del mar (IPCC, 2014). Los cambios climáticos ya han tenido un impacto en los sistemas humanos y naturales. La emisión continuada de gases de efecto invernadero no hace más que aumentar la probabilidad de cambios en los componentes del sistema climático global y más impactos graves e irreversibles para personas y ecosistemas (IPCC, 2014).

La relevancia de los componentes de la criosfera en el sistema climático es tal, que cuerpos con hielo permanente como casquetes de hielo, glaciares y campos de hielo almacenan alrededor de un 75% del agua dulce del mundo y representa el 10% de su superficie (Lemke et al., 2007). Solamente la fusión de las capas de hielo de Groenlandia y Antártida equivaldrían a una subida del nivel del mar de aproximadamente 7 m y 57 m, respectivamente (Lemke et al., 2007). En invierno, la nieve cubre aproximadamente el 49% de la superficie terrestre en el hemisferio norte. Pero es el permafrost el componente que alberga la mayor extensión de cualquier componente de la criosfera (Lemke et al., 2007).

1.1.1. LA CRIOSFERA DE MONTAÑA: GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS

Las regiones de alta montaña presentan componentes de la criosfera, como glaciares, cobertura nival y permafrost (Figura 4). Es común que estos componentes tengan una influencia significativa en las zonas circundantes, incluso lejos de las montañas (Huggel et al., 2015). Se trata de regiones de terreno accidentado, con pendientes pronunciadas y bajas temperaturas, que a menudo están vinculadas a procesos físicos y socioecológicos (Hock et al., 2019). Por tanto, la aportación de las montañas a la criosfera desempeña un papel importante en gran parte del mundo. Se ha estimado que casi el 10% de la población mundial en 2010 (671 millones de personas), vivía en regiones de alta montaña, a menos de 100 km de glaciares o permafrost de montaña (Jones and O'Neill, 2016). Aunque se estima que esta población se verá incrementada con el tiempo, también es conveniente considerar que existen personas que se encuentran fuera de estas zonas, pero que se ven afectadas por los cambios en la criosfera de las montañas. Al fin y al cabo, los rápidos cambios en los glaciares de montaña tienen repercusiones en los sistemas socioecológicos. No solo afectan a las propiedades biofísicas (volumen escorrentía y flujos de ríos, peligros con los glaciares o nivel global del mar), sino también a ecosistemas y a los medios de vida humanos, actividades socioeconómicas y a sectores como la agricultura y el turismo, así como los valores culturales (Hock et al., 2019).

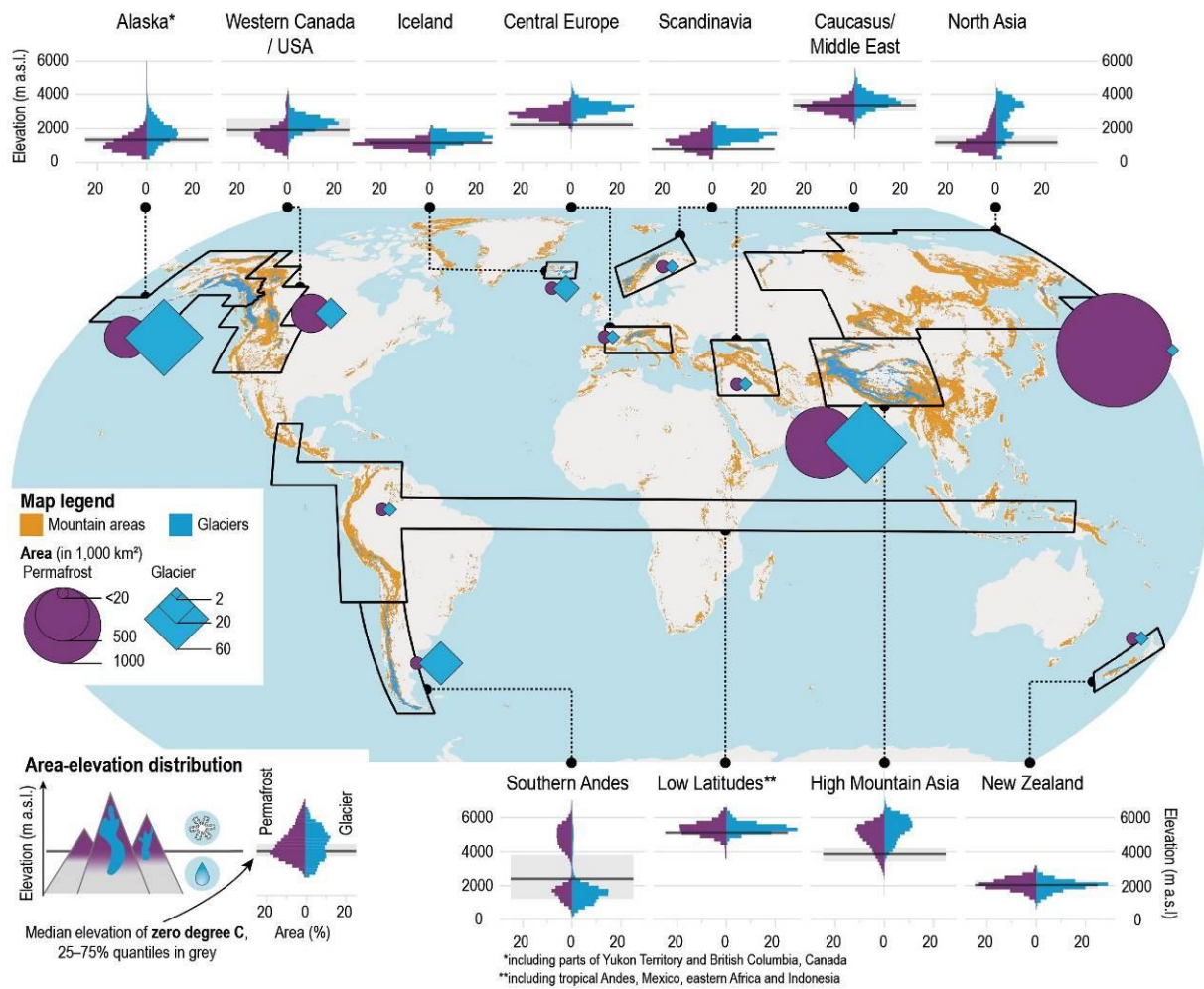


Figura 4. Distribución de las zonas montañosas y los glaciares, así como estadísticas resumidas regionales de los glaciares y el permafrost en las montañas. Fuente: Hock et al., 2019.

1.1.1.1. GLACIARES

De acuerdo con el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS del inglés *United States Geological Survey*), un glaciar es una gran acumulación de hielo perenne y nieve que se origina en la superficie terrestre y se desplaza ladera abajo bajo la influencia de su propio peso y gravedad. Habitualmente, las precipitaciones invernales producen acumulaciones de nieve, que por las temperaturas cercanas al punto de congelación no termina por desaparecer durante el resto del año. A lo largo de varias décadas, la acumulación continuada da paso a la compactación y recristalización de la nieve a hielo glaciar.

Los glaciares de montaña representan una parte importante de la criosfera y de la superficie terrestre (Figura 5). Con en torno a 170,000 glaciares y una superficie de unos 250,000 km² (sin contar Antártida, Groenlandia, el Ártico canadiense y ruso, y Svalbard) (RGI Consortium,

2017)^c, su volumen de hielo total representa el 8.7 ± 1.5 cm equivalentes al nivel del mar (Farinotti et al., 2019). Es decir, solo con el deshielo de este componente de la criosfera, el nivel medio del mar en el planeta se incrementaría entorno a los 9 cm.

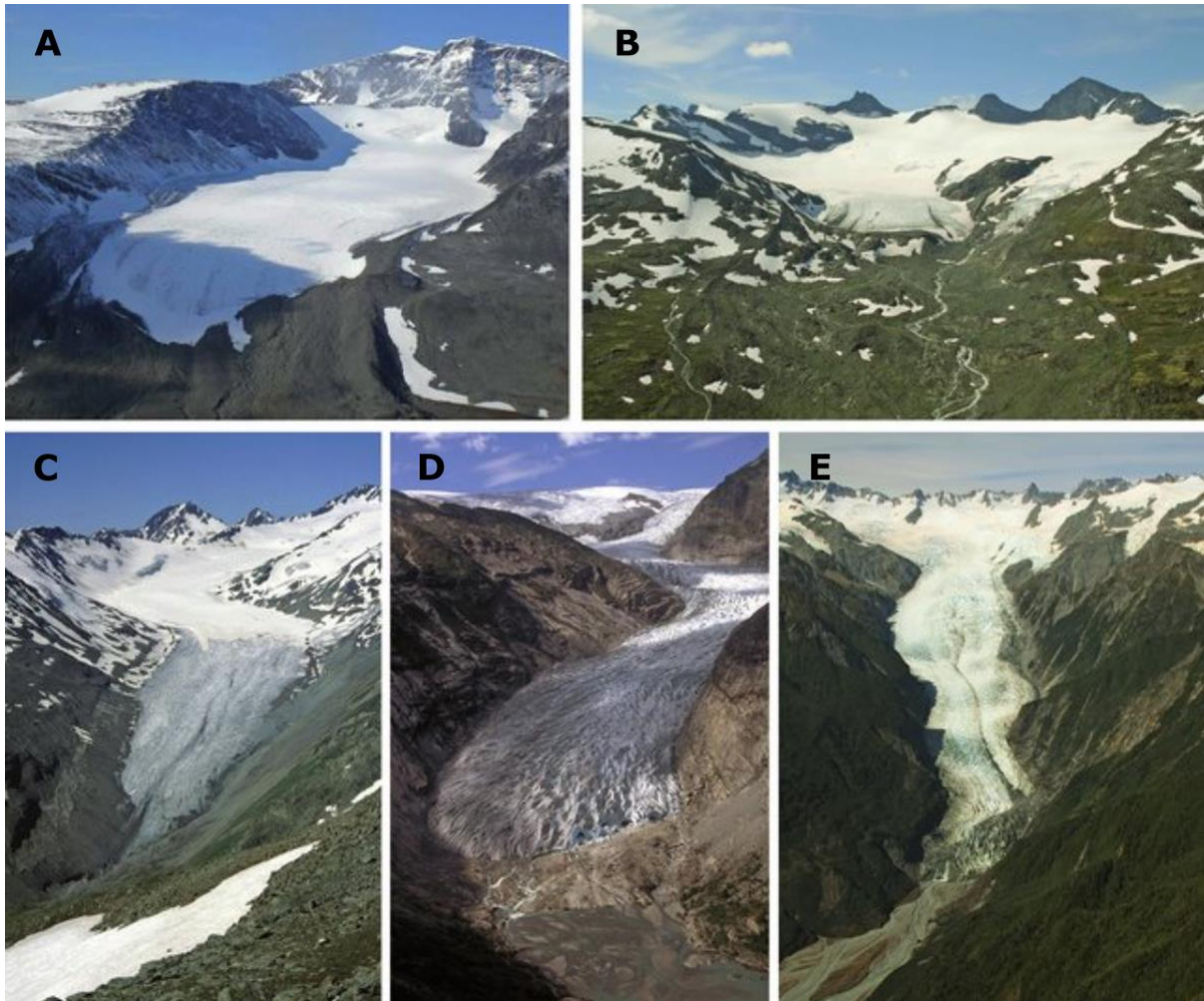


Figura 5. Ejemplos de glaciares de montaña, mostrando su diferente tamaño y morfología: (A) Storglaciären, Kebnekaise Mts., norte de Suecia (imagen de T. Koblet 09.09.2008); (B) Storbreen, Jotunheimen, Noruega (imagen de S. Winkler 26.07.2008); (C) Hintereisferner, Alpes de Ötztal, Austria (imagen de S. Winkler 11.07.1994); (D) Nigardsbreen, Jostedal, Noruega occidental (imagen de S. Winkler 24.08.2004); (E) Glaciar Franz Josef, Alpes del Sur, Nueva Zelanda (imagen de S. Winkler 27.03.2007). Fuente: Winkler et al., 2010

El término balance de masa es uno de los elementos esenciales en el estudio de la respuesta de los glaciares a los cambios climáticos. Se trata de los cambios de masa de un glaciar en un intervalo de tiempo determinado, usualmente un año. El balance de masa de los glaciares viene determinado en gran medida por el equilibrio entre la acumulación de nieve y el

^c Rock Glacier Inventory (RGI)

deshielo en la superficie glaciaria, impulsado principalmente por las condiciones atmosféricas (Figura 6).

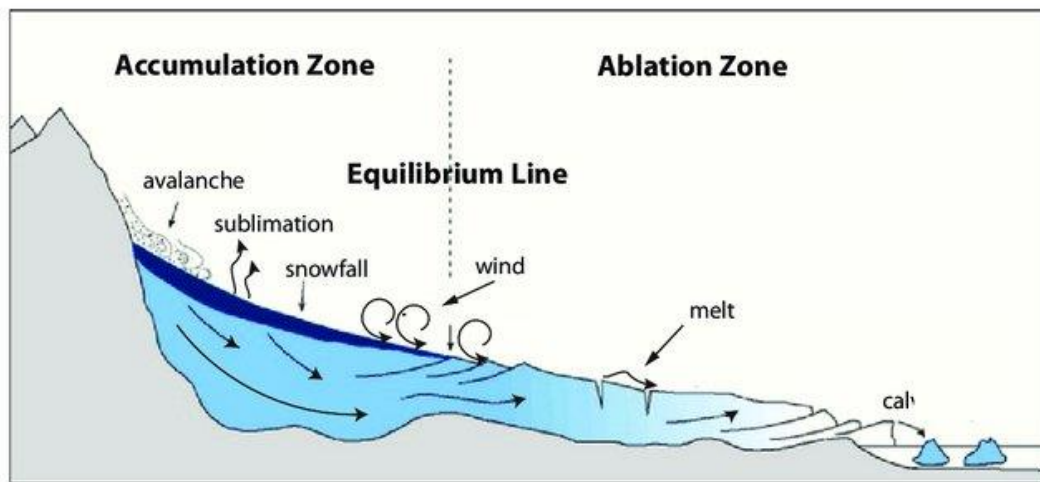


Figura 6. Componentes principales del balance de masa superficial en un glaciar de montaña (modificado de <https://garingerearthsci.weebly.com>). Fuente: Barandun, 2018.

Las observaciones geomáticas, por satélite o in situ, de los cambios de área, longitud y espesor en los glaciares muestra una coherencia global en la recesión de los glaciares de montaña en las últimas décadas (Zemp et al., 2015). Sin embargo, la variabilidad anual y las diferencias regionales son elevadas (Medwedeff and Roe, 2017). El balance de masa de todas las regiones montañosas (excluyendo Antártida, Groenlandia, Ártico canadiense y ruso y Svalbard) fue de unos $-490 \pm 100 \text{ kg/m}^2$ al año^d entre 2006 y 2015. Los promedios más negativos estuvieron en los Andes del Sur, Cáucaso/Oriente Medio, Alpes europeos y los Pirineos con valores de pérdida mayores a los -850 kg/m^2 al año. Mientras los promedios más moderados se encuentran en la montaña asiática, con valores de $-150 \pm 110 \text{ kg/m}^2$ al año, a pesar de existir grandes variaciones que pueden ir de -620 kg/m^2 al año (Nyainqentanglha, Tíbet) a balances de masa ligeramente positivos (montañas Kunlun), entre 2000 y 2016 (Brun et al., 2017). A pesar de las variaciones en el balance de masa, se estima un aumento aproximado del 30% en la pérdida de masa media en los glaciares entre los períodos de 1989-2005 y 2006-2015 (Zemp et al., 2019).

El retroceso global de los glaciares se atribuye principalmente al calentamiento atmosférico (Marzeion et al., 2014; Vuille et al., 2018), con los gases de efecto invernadero producidos por

^d Milímetros de agua equivalente (milimetre water equivalent, mm w.e.) anuales.

el ser humano contribuyendo significativamente a los balances de masa observados (Hirabayashi et al., 2016). Se estima que el factor antropogénico ha aumentado las pérdidas de masa en glaciares (excluyendo Groenlandia y Antártida), pasando de $25 \pm 35\%$ de influencia durante 1851-2010 al $69 \pm 24\%$ durante 1991-2010 (Marzeion et al., 2014).

1.1.1.2. PERMAFROST

El permafrost hace referencia al terreno permanentemente congelado, uno de los componentes fundamentales de la criosfera. Su observación es escasa (PERMOS, 2016; Bolch et al., 2019), y es que al tratarse de un fenómeno subterráneo no puede observarse remotamente con las mismas facilidades que, por ejemplo, los glaciares (Hock et al., 2019). Se trata de un fenómeno criogénico complejo, inestable y sensible a cambios medioambientales, que puede presentarse en múltiples topografías, con coberturas de nieve y temperaturas superficiales o subsuperficiales diferentes (Serrano et al., 2019). Como consecuencia, la distribución y cambio del permafrost se comprende menos que en el caso de los glaciares o la nieve, existiendo discrepancias en los factores principales que determinan su distribución y siendo necesario inferir estos aspectos en muchas regiones montañosas (Gruber et al., 2017; Serrano et al., 2019).

Según el *IPCC 5th Assessment Report* (IPCC, 2014), las temperaturas del permafrost habrían aumentado en la mayoría de regiones desde principios de los 1980, aunque las tasas de calentamiento varían regionalmente. Calentamiento que se atribuye principalmente a las temperaturas del aire y los cambios en la cubierta de nieve. De forma generalizada, el aumento de temperatura en el permafrost más frío fue mayor que en el permafrost más cálido. Asimismo, existen datos que indican una muy probable disminución del permafrost en altas latitudes septentrionales cerca de la superficie entre 2016-2035 y prácticamente seguro el retroceso general de la extensión del permafrost para finales del siglo XXI (Hock et al., 2019).

Centrándonos en el permafrost de montaña, permafrost existente en zonas de alta montaña independientemente de la latitud, a nivel global solamente 11 regiones (Alaska, Canadá Occidental/EEUU, Islandia, Europa central, Escandinavia, Cáucaso/Oriente Medio, Asia septentrional, alta montaña asiática, Nueva Zelanda, Sur de los Andes y latitudes bajas; Figura 4) ya albergan entre 3.6 y 5.2 millones de km^2 (Hock et al., 2019). Esto es, entre 14 y 21 veces

la superficie de los glaciares en estas mismas regiones y entre el 27% y 29% de la superficie mundial con permafrost. Grandes extensiones de permafrost cuya distribución, incluso en una misma región montañosa, es heterogénea como han demostrado múltiples estudios (ej. Azócar et al., 2017 en los Andes; Boeckli et al., 2012 en los Alpes; Bonnaventure et al., 2012 en Yukón y Columbia Británica o Zou et al., 2017 en la meseta tibetana).

Alpes europeos, Escandinavia, Canadá, la alta montaña asiática y Asia septentrional, han sufrido el calentamiento del permafrost durante las últimas décadas, observándose pérdidas de hielo en el suelo y la degradación del permafrost. Calentamiento del permafrost que de media ha aumentado un 0.19 ± 0.05 °C en una década (2007-2016) en las regiones mencionadas (Biskaborn et al., 2019).

Según simulaciones, determinadas zonas como la meseta tibetana verían su superficie de permafrost reducida entre un 22% y un 64% a lo largo de este siglo (Lu et al., 2017). Cálculos como el de la meseta tibetana son de gran ayuda para conocer la distribución del permafrost (Slater and Lawrence, 2013; Guo and Wang, 2016). Sin embargo, estos estudios a gran escala tienen una utilidad limitada a la hora de cuantificar los cambios y su impacto en terrenos escarpados debido a la inadecuada representación de la topografía (Fiddes and Gruber, 2012). Simulaciones de detalle, locales o regionales, reducirían esta limitación, pero estudios en extensiones tan pequeñas difieren significativamente en la representación del permafrost y del cambio climático. Diferencias en niveles de degradación y temperaturas que no solo se limitan a variaciones entre regiones y elevaciones, sino que pueden darse entre diferentes localizaciones de una misma región (Marmy et al., 2016) y estaciones del año (Marmy et al., 2013).

Pese a los obstáculos presentados en las simulaciones, los estudios coinciden en un aumento en el deshielo del permafrost de montaña acompañado de un aumento en las temperaturas atmosféricas durante el siglo XXI (Chadburn et al., 2017). No obstante, debido a que el hielo glaciar se derrite con mayor rapidez que las capas heladas de suelo, se prevé que algunas regiones montañosas con abundantes glaciares pasarán a tener pocos y pequeños glaciares y grandes extensiones de permafrost en proceso de descongelación (Haeberli et al., 2017).

GLACIARES ROCOSOS

Estudiar los glaciares rocosos implica el análisis de una de las geoformas más evidentes del permafrost de montaña (Figura 7). Ubicados en zonas de gran altitud, su actividad afecta a numerosos procesos hidrológicos, ecológicos y geomórficos (Stine, 2013). Los glaciares rocosos se definen como una gruesa masa lobulada o en forma de lengua compuesta por derrubios que se desplaza ladera abajo por la deformación del hielo subsuperficial y/o de sedimentos ricos en hielo por la fuerza de la gravedad (Giardino et al., 1987; Barsch, 1996).

Los glaciares rocosos se encuentran con frecuencia en muchas regiones montañosas poco glaciadas alrededor del mundo. Al tratarse de geoformas ligadas al permafrost, su presencia en estos lugares representa aspectos clave para entender la criosfera en elevadas altitudes bajo condiciones de cambio climático (Haeberli et al., 2006). La distribución de los glaciares rocosos en zonas montañosas es empleada habitualmente para estudiar la distribución del permafrost, así como entender la evolución climática y paleoclimática de estas regiones. Una adecuada interpretación de estos aspectos es particularmente importante en regiones de permafrost esporádico, como es el caso de las montañas mediterráneas (Oliva et al., 2018). Esto requiere la creación de inventarios regionales y globales capaces de discriminar entre formas del terreno activas y relictas para prever la presencia o ausencia de permafrost (Colucci et al., 2019).

Sin embargo, como con el resto de las formas vinculadas al permafrost, poca atención científica se prestó a estos cuerpos durante la primera parte del siglo XX. Fue en 1959, cuando un estudio de sobre glaciares rocosos en la cordillera de Alaska por Wahrhaftig y Cox, inició un interés mundial y una oleada de publicaciones sobre estos cuerpos (Stine, 2013). En ese estudio se darían los primeros pasos formales para la definición y clasificación de los glaciares rocosos.

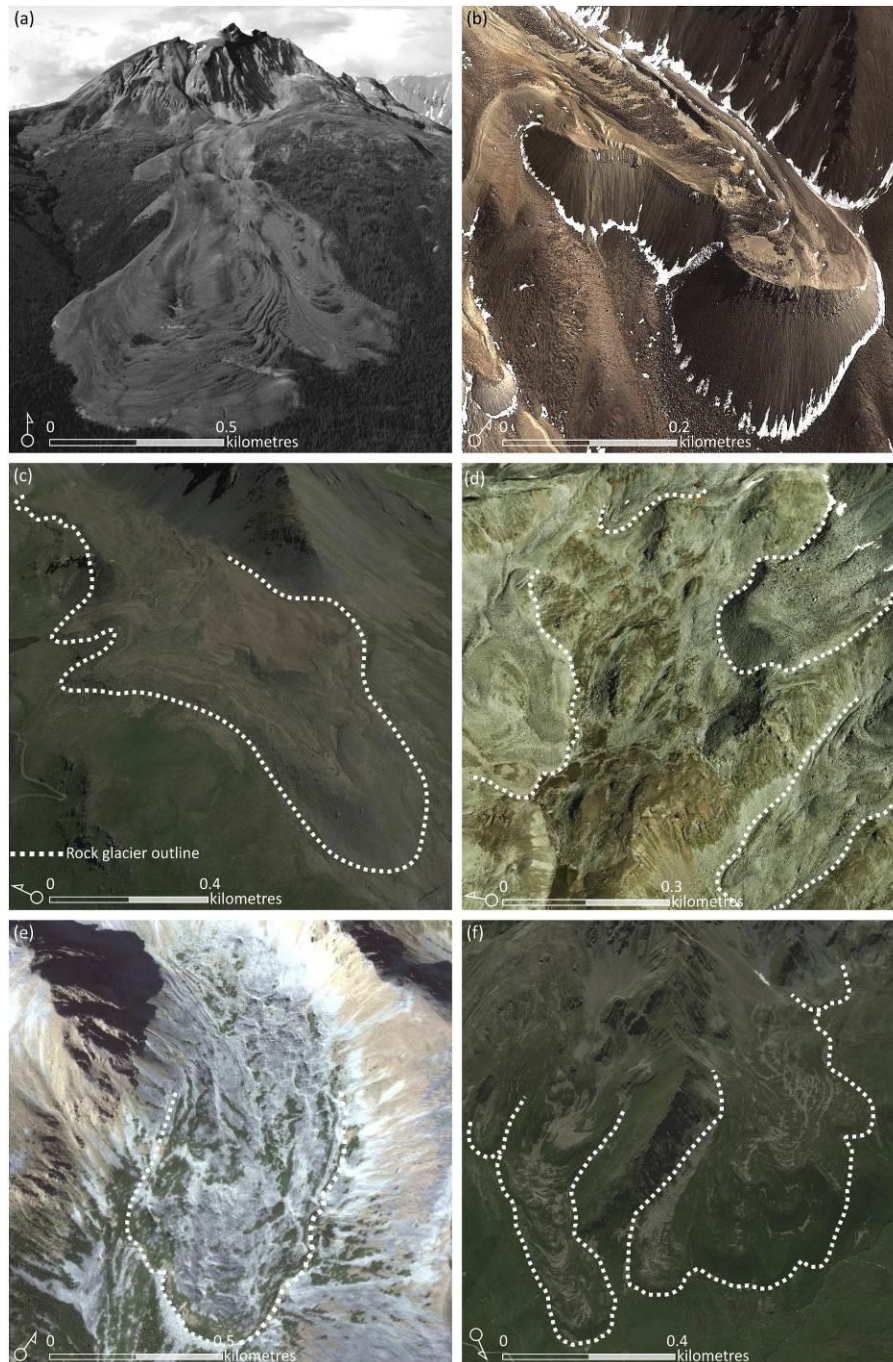


Figura 7. Ejemplos de glaciares rocosos. (a) Sourdough, Montañas Wrangell, AK, EE.UU.; (b) Caquilla, Andes bolivianos del sur de Lípez, Bolivia; (c) Liapay d'Enfer, valle de Hérens, Alpes suizos, Suiza; (d) glaciar rocoso en Niggelintälli, valle de Turtmann, Alpes suizos, Suiza; (e) Hoelltal, cordillera de Niedere Tauern, Alpes orientales centrales, Austria; y (f) montaña Le Mourin, Valais, Alpes suizos, Suiza. Fuente: Jones et al., 2019.

Debido a su importante relación con el clima global, el inventariado y el estudio de la evolución de los glaciares rocosos está siendo cada vez más foco de atención. Tanto que se ha fomentado la creación de un grupo de acción en la *International Permafrost Association* (IPA) que inicie el desarrollo de redes dedicadas a la observación de estos cuerpos. El grupo de acción de la *IPA Rock glacier inventories and kinematics* (IPA-RGIK; Arenson et al., 2021)

busca caracterizar la evolución del permafrost de montaña a escala global, dando los primeros pasos para la organización y gestión de una red dedicada al mapeado (inventariado) de glaciares rocosos. Sus esfuerzos han ayudado a la integración en octubre del 2022 de las tasas de deslizamiento (cinemática de los glaciares rocosos; *Rock Glacier Velocity*) como un nuevo parámetro al *Essential Climate Variable Permafrost* dentro del *Global Climate Observing System*, iniciativa apoyada por la *World Meteorological Organization*.

La evolución de los glaciares rocosos es un ejemplo de la degradación del permafrost en regiones montañosas. Durante las últimas décadas, la velocidad de los glaciares rocosos en los Alpes superó los valores del siglo XX. En la década de los 90, las velocidades de los glaciares rocosos en los Alpes eran de unos pocos decímetros por año. Tasas de movimiento que se han multiplicado entre 2 y 10 veces durante el siglo XX (Bodin et al., 2009; Lugon and Stoffel, 2010; PERMOS, 2016), provocando procesos de desestabilización en algunos casos (Delaloye et al., 2010; Bodin et al., 2017). Dado que la temperatura del aire es el principal impulsor del cambio del permafrost, se espera que los glaciares rocosos sufran deshielo y degradación durante el siglo XXI (Hock et al., 2019).

Los glaciares rocosos activos son una de las expresiones de permafrost de montaña reptante (Vivero and Lambiel, 2019). En este contexto, es importante identificar las etapas evolutivas de los glaciares rocosos y clasificarlos de forma adecuada debido a su resiliencia (Colucci et al., 2019). La resistencia al cambio, o resiliencia, de los glaciares rocosos los diferencia de los glaciares. Mientras los glaciares son considerados excelentes indicadores climáticos y su evolución es reconocida como una de las mejores evidencias del cambio climático (Haeberli et al., 2007), los glaciares rocosos son más resilientes a los cambios atmosféricos por su cubierta de derrubios (Jones et al., 2018), desplazándose poco incluso con condiciones propicias en periodos más calientes (Colucci et al., 2019). Sin embargo, la velocidad de los glaciares rocosos se ha incrementado en las últimas cuatro décadas debido al incremento de temperaturas en aire y suelo, convirtiéndose en los principales factores de aceleración y desestabilización de los glaciares rocosos (Vivero and Lambiel, 2019).

Lo que generalmente define a los glaciares rocosos son sus propiedades geomorfológicas (Figura 8), elevación y morfología superficial. Aspectos que deben tratarse con cuidado a la hora de implementar inventarios regionales. Los glaciares rocosos (activos), proporcionan un

flujo de derrubios y hielo a través del terreno, desde la zona de alimentación superior, pasando por el cuerpo del glaciar rocoso, hasta la terminación (Kääb and Reichmuth, 2005). Normalmente, el movimiento descendente se indica geomorfológicamente mediante un sistema de crestas y surcos superficiales transversales y longitudinales (Wahrhaftig and Cox, 1959). La distribución de hielo dentro del glaciar rocoso varía considerablemente. El volumen de hielo suele suponer entre un 40% y un 60% de los glaciares rocosos (Barsch, 1996; Hausmann et al., 2007). Mientras la superficie puede abarcar desde pequeñas rocas angulares de 20 cm hasta bloques de hasta 5 m. Esta superficie compuesta por rocas de diferentes tamaños tienen un albedo bajo-medio, estructuras bien definidas y contraste medio-alto (Hendrickx et al., 2019).

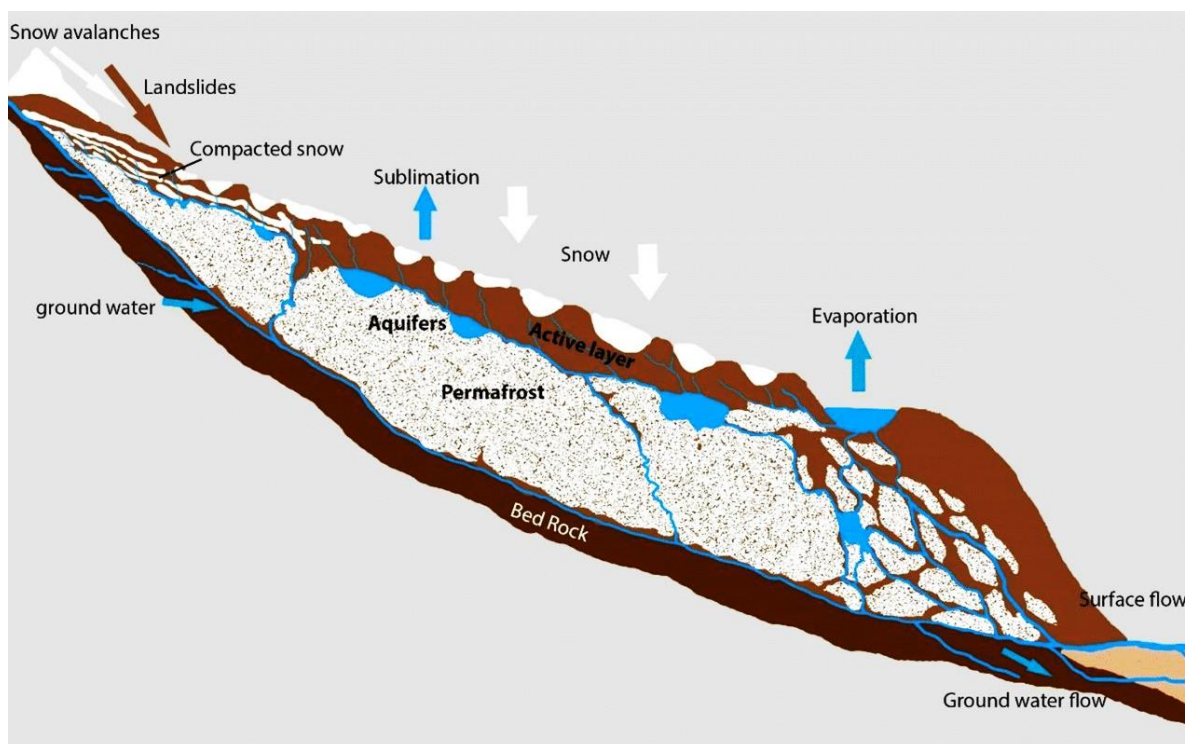


Figura 8. Componentes de un glaciar rocoso activo. Fuente: Schaffer et al., 2019.

Tras la identificación de glaciares rocosos por indicadores geomorfológicos, tradicionalmente éstos se han clasificado en función de sus dinámicas, existiendo varias clasificaciones propuestas como la de Barsch, 1996; Cremonese et al., 2011 o Haeberli, 1985. Desde el grupo de acción IPA-RGIK se ha establecido una actualizada clasificación de los glaciares en función de su grado de actividad (RGIK, 2022), donde a nivel de dinámica superficial se diferencia entre glaciares rocosos activos (desplazamientos entre un decímetro a varios metros al año),

transicionales (desplazamientos menores a un decímetro al año) y relictos (sin desplazamientos asociados a su reptación).

1.2. LOS PIRINEOS Y LA CRIOSFERA

El impacto de la criosfera en los ecosistemas y comunidades humanas no se limita a grandes extensiones como la Antártida o Groenlandia. Una pequeña parte del hielo permanente se encuentra fuera de estos entornos, pero constituye una parte fundamental para entender el clima global. Además, a escala local, da lugar a condiciones térmicas e hidrológicas singulares, creando ecosistemas únicos. Ecosistemas integrados en un paisaje parte del patrimonio natural, que por compromiso climático debería ser estudiado, protegido y conservado. El conocimiento detallado de fenómenos criogénicos facilitaría el estudio de la geodiversidad y la gestión de recursos para el geoturismo y geoconservación en espacios protegidos en zonas de alta montaña (Serrano et al., 2019).

La cordillera de los Pirineos es un ejemplo de extensión reducida que alberga información valiosa para el estudio de la criosfera en entornos templados (ej. Rico et al., 2017; Serrano et al., 2019; Vidaller et al., 2021). En ella, se alberga una criosfera diversa e importante, por lo que gran parte de la alta montaña forma parte de Parques Nacionales y Naturales protegidos por el Estado español o la comunidad autónoma de Aragón. Sin embargo, el estudio de la criosfera en los Pirineos a partir de datos cuantitativos recientes que permitan deducir las causas específicas de su pronunciada degradación, no son abundantes (Rico, 2019).

La cordillera se encuentra en el suroeste de Europa, entre 42°N y 43°N, en España, Francia y Andorra. Es una pequeña cadena montañosa de sólo 80 km de ancho y casi 500 km de largo, donde la alta montaña pirenaica, entre 2400 y 3404 m s.n.m. (sobre el nivel del mar), ocupa unos 365 km² (un 0.83% de la superficie total) (González García, 2014). En esta cordillera se pueden encontrar picos por encima de los 3000 m s.n.m., siendo el pico de Aneto el más elevado. Formada por la colisión de las placas tectónicas Eurasiática y Afro-Ibérica, se extiende, de Oeste-Este, desde el Golfo de Vizcaya en el océano Atlántico, hasta el Golfo de León en el mar Mediterráneo. Se trata de un ambiente vulnerable debido a la fragilidad del ecosistema en una zona climática de transición Atlántico-Mediterráneo, donde la heterogeneidad topográfica explica la gran variabilidad espacial de las distribuciones anuales de precipitaciones y temperaturas (Rico et al., 2017; Serrano et al., 2019).

La temperatura en los Pirineos ha aumentado más de 1.5 °C desde la Pequeña Edad de Hielo (LIA del inglés *Little Ice Age*, siglos XIV-XIX) (Cuadrat et al., 2018). En zonas elevadas, el calentamiento ha sido especialmente notorio de primavera a otoño (López-Moreno et al., 2019). Tal ha sido el impacto, que las tendencias sobre la duración y profundidad de la capa de nieve a gran altura se ha visto significativamente reducida con el tiempo (1958-2017; López-Moreno et al., 2020) y se prevé que esta tendencia continúe a lo largo de este siglo (López-Moreno et al., 2008).

Con el descenso de la capa de nieve, componentes de la criosfera como los glaciares pirenaicos han sufrido una marcada regresión en su superficie, especialmente acelerada entre finales del siglo XX y principios del siglo XXI (Bahr and Radić, 2012; Parkes and Marzeion, 2018). Los glaciares más meridionales de Europa, han pasado de 2060 ha en 1850 a 810 ha en 1984 y a 242 ha en 2016 (pérdida del 88,3 % respecto a 1850) (Vidaller et al., 2021). Dicha regresión ha causado la desaparición de múltiples glaciares pirenaicos en los últimos años (ej. Coronas, Posets, Frondellas o la cara Sur de Aneto; Figura 9). Su degradación acelerada puede llegar a provocar que entre campañas anuales desaparezca algún glaciar o incluso que existan pequeñas discordancias en el número total de glaciares pirenaicos entre estudios (ej. Serrano, 2021 y Vidaller et al., 2021).

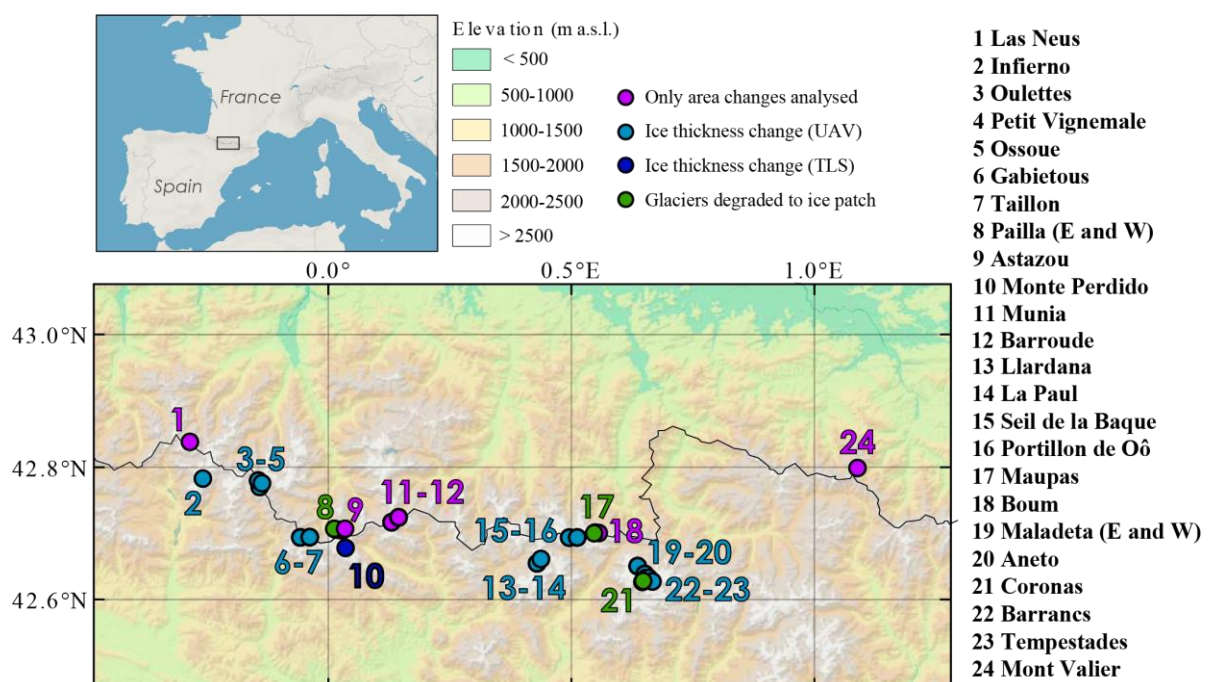


Figura 9. Localización de los glaciares pirenaicos. Fuente: Vidaller et al., 2021.

En la actualidad, se estima que existen 19 glaciares (Serrano, 2021; Figura 9 exceptuando los glaciares de Paila y Barroude, considerados heleros), distribuidos en nueve macizos pirenaicos (Balaitous, Inferno, Vignemale, Gavarnie-Monte Perdido, La Múnia, Posets, Perdiguero, Maladeta-Aneto y Mont Valier). Lo que significaría la pérdida en 2021 de más de un 60% de los glaciares existentes en 1850 (de 52 a 19 glaciares; Rico et al., 2017).

Las técnicas empleadas para determinar la extensión de los glaciares han avanzado drásticamente en comparación a 1850. Entre las ventajas que pueden ofrecer las nuevas tecnologías (ej. imágenes satelitales), se encuentra la posibilidad de analizar en mayor detalle glaciares de reducido tamaño sea cual sea su ubicación. En los Pirineos, los glaciares se caracterizan por ser de muy pequeño tamaño (< 50 ha), sin lengua desarrollada y estar confinados en circos montañosos elevados (> 3000 m s.n.m.) y sombríos. Esto puede provocar que, aunque generalmente los glaciares muestren una respuesta directa a la variabilidad climática (ver apartado 1.1.1), existan casos donde esa reacción está condicionada por la topografía del entorno (Huss and Fischer, 2016; Florentine et al., 2018; 2020). De hecho, en los Pirineos se encuentran glaciares con un control topoclimático cuya respuesta a la evolución climática regional ha quedado supeditada a los factores topográficos locales (Rico et al., 2017; Rico, 2019; Vidaller et al., 2021).

El aumento de las temperaturas y el descenso de la cubierta de nieve, la topografía y el avance de las técnicas para la observación de la criosfera, también han influido en el comportamiento y estudio del permafrost en los Pirineos. Lejos quedan las primeras identificaciones de formas y procesos periglaciares a partir de observaciones geomorfológicas y estudios in situ que confirmaron la presencia de permafrost (Serrano, 1992). Además de los primeros trabajos de monitorización de glaciares rocosos en los 1980, principios de los 1990 (Agudo et al., 1989; Serrano et al., 1995), que se sucederían hasta la actualidad (Serrano et al., 2019). Se han llegado identificar cerca de 90 glaciares rocosos, relictos o activos, en cinco de los macizos del Pirineo (Serrano and Agudo, 2004). Aunque esta cantidad puede variar debido a la cambiante dinámica periglacial provocada por las complejas interacciones entre clima, topografía y cubierta de nieve (Serrano et al., 2019).

La distribución del permafrost en los Pirineos a escala regional se puede identificar mediante indicadores (ej. glaciares rocosos, cuevas de hielo, registros térmicos y geofísicos), modelos digitales del terreno y modelización de parámetros como la temperatura media anual del aire, orientaciones o pendientes (Serrano et al., 2009). Estos parámetros permiten inferir la distribución del permafrost, aunque debido a su naturaleza (no visible en superficie), se limita a identificar si su presencia es posible o probable (Serrano et al., 2009). Por ello, aspectos como la influencia de la temperatura y los factores topográficos (ej. orientación, pendientes, elevación) en la degradación del permafrost, son objeto de estudios in situ (ej. de Sanjosé et al., 2014; Martínez-Fernández et al., 2019; 2023; Serrano et al., 2019).

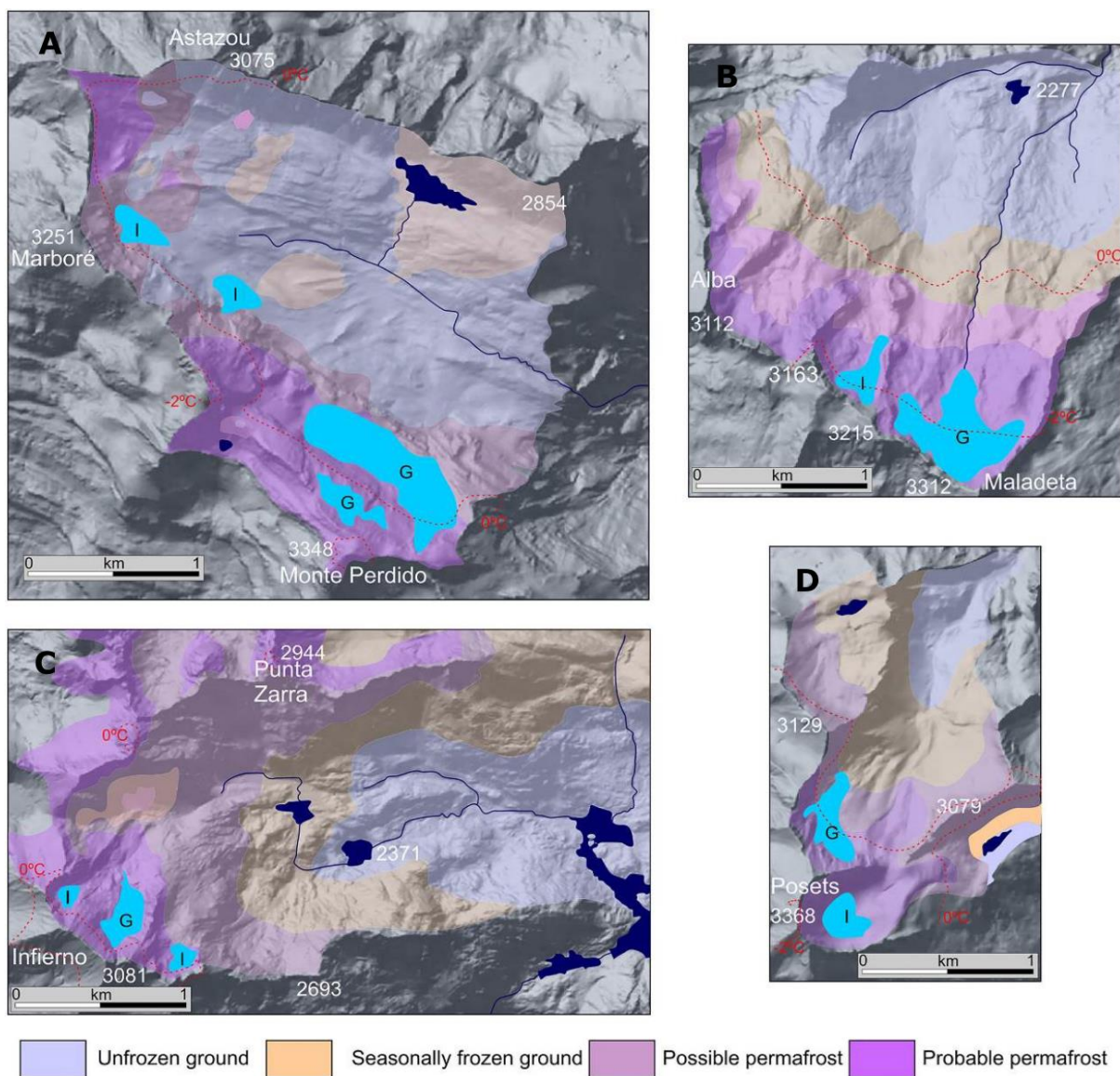


Figura 10. Mapas de distribución del permafrost y altitud isoterma en diferentes macizos de los Pirineos. (A) Monte Perdido; (B) Maladeta; (C) Infierno; (D) Posets. Fuente: Serrano et al., 2019.

Actualmente, se ha estimado un incremento en la elevación donde es posible y probable la existencia de permafrost en los Pirineos (Figura 10) (Serrano et al., 2019). Por encima de los 2650 m s.n.m. es posible encontrar suelo helado. Aunque puede llegar a aparecer permafrost esporádico a menores alturas, especialmente en zonas influenciados por factores topoclimáticos (Julián and Chueca, 2007). Mientras que a más de 2900 m s.n.m. es probable encontrar permafrost, tanto en laderas orientadas al norte como al sur con una distribución heterogénea. La degradación del permafrost a estas alturas ha sido visible en glaciares rocosos, así como paredes, crestas y cumbres, lo que puede provocar un aumento en la probabilidad de desprendimientos de rocas y deslizamientos de laderas por encima de los 3000 m s.n.m, en cumbres muy frecuentadas por montañistas (Serrano et al., 2019).

1.3. GEOMÁTICA COMO APOYO AL ESTUDIO DE LA CRIOSFERA DE MONTAÑA

El impacto de los cambios climáticos en la criosfera de alta montaña es evidente. Sin embargo, la identificación y atribución de los factores atmosféricos que influyen a estos cambios (ej. precipitaciones) pueden resultar inciertos debido a las limitaciones espaciales y temporales de los registros en estas regiones. A esto se suma la existencia de vacíos de información sobre la distribución y características de las variables criosféricas (ej. distribución y contenido de hielo del permafrost, volúmenes de hielo en glaciares, variabilidad espacial y temporal de cubiertas de nieve). Falta de información que dificulta la cuantificación de tendencias, así como evaluar y mejorar los modelos que simulan la evolución pasada y futura de la criosfera y sus impactos (Hock et al., 2019).

Parte de la determinación de futuras tendencias, pasa por la generación de modelos climáticos regionales precisos y la aplicación de metodologías que permitan captar las sutiles interacciones entre el cambio climático a gran escala y los fenómenos locales (influidos por una topografía compleja y alto relieve). Simulaciones precisas sobre las condiciones futuras de componentes como el permafrost, resultan un reto sin información detallada de las variaciones en la topografía, la cubierta superficial y materiales cercanos a la superficie. De aquí, la necesidad de estudios interdisciplinarios que reúnan enfoques actuales de observación y modelización para reducir estas lagunas en el futuro (Hock et al., 2019).

La variable espacial (XYZ) es esencial para la comprensión de la criosfera y su conocimiento contribuye a la reducción de esos vacíos de información. Disponer de información geográfica de calidad no solo permite el cartografiado e inventariado de los componentes de la criosfera para un análisis preciso de su distribución, sino que, además, permite cuantificar las deformaciones de su superficie. Aspecto fundamental para el análisis del comportamiento de esta integrante del sistema climático (De Matías et al., 2009; Watson and Quincey, 2015).

Es aquí, en el estudio espacial de la criosfera, donde la geomática presenta un papel fundamental. Se trata de una disciplina que estudia y gestiona la información geográfica, a partir de la captura, distribución, almacenamiento, análisis, tratamiento y presentación de

datos geoespaciales^e. Es una disciplina transversal, que ofrece apoyo a geociencias a partir de campos tan variados como la cartografía, sistemas de información geográfica (SIG), teledetección satelital, topografía o fotogrametría, entre otros.

La proliferación de satélites de observación de la Tierra ha sido de gran utilidad para la obtención de información espacial de la criosfera de forma remota. Principalmente debido a una resolución temporal elevada y la capacidad de abarcar grandes extensiones sin la necesidad de acceder físicamente a la zona estudiada. Sin embargo, limitaciones frente a cubiertas nubosas, terreno abrupto o resolución espacial de los productos satelitales son puntos que dispositivos terrestres pueden sortear. Sistemas como estaciones totales, escáneres láser o drones equipados con cámaras permiten, por lo general, un mayor nivel de detalle en sus productos, a costa de menos facilidades para registrar grandes extensiones del terreno en intervalos de tiempo reducido. Resulta esencial, por lo tanto, complementar la teledetección satelital con el trabajo in situ para detectar esos cambios sutiles que tanta información pueden proporcionar.

Los campos vinculados a la geomática son múltiples, como se ha mencionado. Pueden ir desde herramientas informáticas (ej. SIG y programas de diseño asistido por ordenador), hasta técnicas (ej. fotogrametría y teledetección espacial) o dispositivos completos (ej. estaciones totales y escáneres láser terrestres). Con el fin de simplificar la terminología y adaptarse a la literatura científica, a lo largo de este manuscrito se emplea indistintamente el término técnicas geomáticas para referirse al conjunto de herramientas, dispositivos y técnicas vinculados al estudio y gestión la información geográfica.

1.3.1. TÉCNICAS GEOMÁTICAS APLICADAS A GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS

Directamente vinculadas a los avances tecnológicos, las técnicas geomáticas se han visto beneficiadas de un alto desarrollo en los últimos años. Tanto es así, que técnicas aplicadas actualmente en el estudio de la criosfera eran prácticamente inaccesibles o inexistentes en el inicio de los trabajos en los Pirineos presentados en esta tesis. Algunos ejemplos podrían ser el lanzamiento de nuevas constelaciones de satélites ópticos y radar como los Sentinel^f, el

^e Definición de geomática acorde al estándar ISO/TC 211

^f Satélites para la observación de la Tierra del Programa Copernicus (<https://www.copernicus.eu/es>; último acceso marzo 2023)

perfeccionamiento e implementación de algoritmos y aplicaciones de visión artificial como *Structure-from-Motion* (SfM) en el procedimiento fotogramétrico, las mejoras en la portabilidad y las prestaciones de equipos escáner láser terrestre o el elevado abaratamiento y mejora de prestaciones de los drones.

Sin embargo, a pesar del avance tecnológico, no existe una única técnica geomática que pueda abarcar todas las necesidades que la comunidad científica en ambientes con clima severo, geometría compleja, dificultades logísticas y rápida dinámica de algunos procesos (de Sanjosé et al., 2014; Kenner et al., 2014; Dematteis et al., 2021). Precisión, resolución, rango, portabilidad, velocidad de medición o coste del equipamiento, son algunas de las características que varían entre técnicas. En función de las necesidades y recursos del estudio, será necesario escoger el equipamiento más adecuado, siendo esencial en la mayoría de las ocasiones combinar técnicas para alcanzar los objetivos planteados.

La comunidad científica ha hecho uso de múltiples dispositivos geomáticos para el inventariado y monitorización de glaciares y glaciares rocosos (Figura 11). El número de técnicas geomáticas empleadas para la documentación puntual y no necesariamente detallada de las geoformas se suelen reducir al uso de imágenes ópticas aéreas a gran altura y satelitales. Acompañadas con algunas actividades de verificación en campo, utilizar estas imágenes para el inventariado de glaciares es habitual debido su cada vez mejor resolución espacial y facilidad para definir coberturas de hielo (WGI[§], RGI). No obstante, las actividades de inventariado de glaciares rocosos pueden ser más complicadas debido a la compleja morfología que suelen presentar estas geoformas. Incluso accediendo al entorno de un glaciar rocoso en trabajos de campo, pueden surgir diferentes interpretaciones entre geomorfólogos (RGIK, 2022).

Es en el caso del control geométrico de la superficie de glaciares y glaciares rocosos, es necesaria la ejecución de trabajos periódicos y, habitualmente, más detallados que en los trabajos de inventariado. Esto hace que las escalas temporales y espaciales empleadas para el registro geométrico de las geoformas suelen incrementarse, así como la necesidad de

[§] World Glacier Inventory (WGI)

emplear técnicas geomáticas que proporcionen datos apropiados (ej. densidad de muestreo y precisión) para el análisis de las superficies.

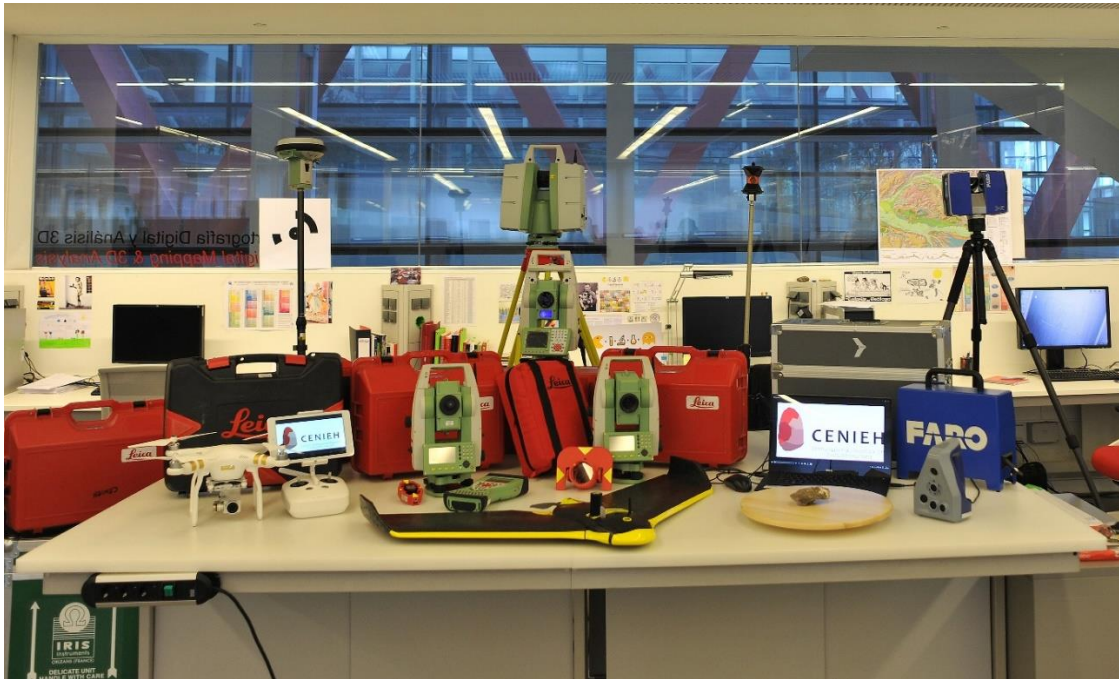


Figura 11. Equipamiento geomático para levantamientos de alta precisión. Fuente: Adrián Martínez-Fernández / Laboratorio de Cartografía Digital y Análisis 3D (CENIEH), 2016.

De este modo, surgen numerosos estudios donde se analiza la aplicación de la geomática al estudio de la criosfera. No obstante, el avance tecnológico y las necesidades particulares de cada escenario, entre otros, ha provocado que no se abarquen todos ellos en un mismo estudio o escenario. Trabajos como el de Sanjosé et al. (2014), afrontan el uso de equipamiento in situ como estaciones totales, sistemas de posicionamiento global, fotogrametría terrestre y escáneres láser para el análisis de dinámicas en glaciares y glaciares rocosos en España. Mientras que Watson and Quincey (2015), incluye en su análisis técnicas de teledetección satelital óptica y radar, pero deja a un lado técnicas terrestres como escáneres láser terrestre o fotogrametría terrestre. Estos son solo dos ejemplos de investigaciones donde el objetivo principal es el análisis de las técnicas geomáticas aplicadas a glaciares y glaciares rocosos. A lo largo de esta tesis doctoral se mencionan numerosos estudios en los que si bien el objeto de la investigación no se centra en las técnicas, estas han aportado información fundamental para el estudio de diferentes escenarios.

Información espacial que variará en función de la metodología empleada, pudiendo hacerse una distinción entre información 1D (desplazamientos verticales; Z), 2D (desplazamientos

horizontales; XY) e información 3D (desplazamientos horizontales y verticales; XYZ). Metodologías como la monitorización mediante estrategias de seguimiento de características a través de imágenes ópticas o radar (*Image Feature Tracking*) pueden ofrecer desplazamientos 2D de la superficie. Mientras que equipos y técnicas como estaciones totales, sistemas globales de navegación por satélite, escáneres láser 3D, fotogrametría o Interferometría radar de apertura sintética pueden ofrecer desplazamientos 1D y 3D.

En los siguientes apartados se describen las principales técnicas geomáticas empleadas para la adquisición de datos geoespaciales precisos en estudios criosféricos, concretamente sobre glaciares y glaciares rocosos. El avance tecnológico y el aumento de las prestaciones de los equipos es constante, por **ello, se describen las características básicas de las técnicas, así como sus posibilidades y limitaciones principales (resumidas en la Tabla 1).** Además, se exponen los principales productos derivables de los datos registrados por cada técnica y su aplicación en el control de deformaciones superficiales.

	TS	GNSS	TLS	ALS-UAV	ALS-AV	TP	AP-UAV	AP-AV	ORS	InSAR
Precisión	mm-cm	cm	mm-cm	cm	dm	cm	cm	dm	m	cm-dm
Resolución	m	m	cm	cm-dm	dm-m	cm	cm	dm-m	m	m
Datos 3D	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí	No*	No*	No*
Información en imagen	No	No	Sí*	Sí*	Sí*	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí
Influencia sombras u oclusiones	Alta	Baja	Alta	Baja	Baja	Alta	Media	Baja	Baja	Media
Sistema Ref. Geodésico	No**	Sí	No**	No**	Sí	No	No**	Sí	Sí	Sí
Alcance	Local	Local	Local	Local	Regional	Local	Local	Regional	Nacional	Nacional
Naturaleza del sensor	Activo	Activo	Activo	Activo	Activo	Pasivo	Pasivo	Pasivo	Pasivo	Activo
Series temporales	Horas	Horas	Horas	Horas	Años	Horas	Horas	Años	Días	Días
Coste equipo	Bajo-Medio	Bajo	Alto	Alto	Muy alto	Muy bajo	Bajo	Muy alto	Inaccesible	Inaccesible
Portabilidad	Media	Media/Alta	Media	Media/Alta	Nula	Alta	Alta	Nula	Nula	Nula

* Indirectamente y/o de poca calidad.

** Posibilidad de acoplar dispositivos GNSS.

TS/Estación total; GNSS/Sistemas globales de navegación por satélite; TLS/Escáner láser terrestre; ALS-UAV/Escáner láser aéreo en vehículos aéreos no tripulados; ALS-AV/Escáner láser aéreo en vehículos aéreos tripulados; TP/Fotogrametría terrestre; AP-UAV/Fotogrametría aérea mediante vehículos aéreos no tripulados; AP-AV/Fotogrametría aérea mediante vehículos aéreos tripulados; ORS/Teledetección satelital óptica; InSAR/ Interferometría satelital radar.

Tabla 1. Propiedades generales de las principales técnicas geomáticas empleadas en la monitorización de glaciares y glaciares rocosos. En función de los objetivos, el equipamiento y el escenario, las propiedades pueden variar significativamente.

1.3.1.1. ESTACIONES TOTALES

Las Estaciones Totales (TS, del inglés *Total Stations*) son instrumentos electrónico-ópticos empleados para la ejecución de levantamientos topográficos (Figura 12). Están compuestos por un teodolito y distanciómetro electrónicos que permiten medir ángulos y distancias del instrumento al elemento visado. A partir de sus mediciones, las estaciones totales ofrecen coordenadas tridimensionales (XYZ) de cada punto visado, sin color (RGB) asociado. Se trata de equipos con una elevada trayectoria, incorporados desde hace décadas en trabajos de topografía en el estudio de la criosfera (ej. Kodama and Mae, 1976 empleó teodolitos y Palà et al., 1999 las más completas TS).



Figura 12. Estación total Leica Nova MS60 MultiStation en la cima del Mont Blanc, Alpes. Fuente: <https://leica-geosystems.com/case-studies/surveying-and-engineering> (acceso enero 2023).

Con opciones de medición a prismas reflectantes y a superficies (medida a sólido o sin prisma), las TS permiten capturar información espacial a distancias que pueden superar el kilómetro (Pepin et al., 2014; Dematteis et al., 2021). Además, son equipos muy precisos que en función de la instalación del instrumento, distancia de medida, tipo de superficie y condiciones meteorológicas, entre otros, pueden ofrecer precisiones 3D milimétricas (Sugiyama et al., 2007; Pepin et al., 2014; Dematteis et al., 2021). Sus características la hacen ideal para la captura de datos de referencia precisos o dar apoyo topográfico a otras técnicas (ej. Martínez-Fernández et al., 2023).

Sin embargo, realizan un registro de la superficie lento en comparación a otras técnicas (ej. escáner láser terrestre). Por ello, cada vez es más común que las TS ofrezcan opciones de escaneo automático a sólido, lo que, sin llegar a acercarse a velocidades y resoluciones de otros equipos, facilita la adquisición de un mayor número de mediciones en menos tiempo en comparación a las medidas manuales (Hubbard and Clemmens, 2008; Pepin et al., 2014).

Este tipo de metodologías ayudan a la captura de información espacial en entornos extremos como la alta montaña, donde trabajar sobre glaciares o glaciares rocosos puede ser peligroso por eventos inestabilidad o desprendimientos del terreno. A pesar de ello, el punto de vista terrestre de los TS puede afectar al registro homogéneo y preciso de superficies debido a oclusiones en terrenos abruptos (especialmente en glaciares rocosos), falta de visibilidad por condiciones meteorológicas (ej. niebla) o ángulo de incidencia de la señal sobre superficies con una alta reflectividad (hielo glaciar) en mediciones a sólido.

Aunque útiles, las metodologías de escaneo automático de las TS no permiten el control de movimientos de puntos concretos de las superficies rocosas o heladas. Para ello, es necesario definir una red de puntos sobre la zona a monitorizar de modo que, desde la posición de la estación total, se determine periódicamente el desplazamiento de esos puntos. No obstante, se necesita materializar una red densa y bien distribuida de puntos para representar fielmente los procesos de todo el cuerpo (Gómez-Gutiérrez et al., 2014). En función del escenario, esta red de puntos puede ser difícil de instalar, medir y mantener.



Figura 13. Imagen general (arriba) y de detalle en diferentes campañas (abajo), tomada por una TS donde se indican los puntos registrados para la monitorización del glaciar rocoso Corral de Veleta, Sierra Nevada.

Fuente: derivado de Sanjosé et al., 2014.

La materialización de los puntos se realiza principalmente a partir de puntos señalizados en bloques, instalación de varillas o estacas y prismas adheridos a bloques o estacas (Figura 13) (Sugiyama et al., 2007; Hubbard and Clemmens, 2008; De Matías et al., 2009; de Sanjosé et al., 2014; Martínez-Fernández et al., 2019; Dematteis et al., 2021). En cualquiera de los casos,

la instalación de los puntos a monitorizar requiere de, al menos, una aproximación inicial, con los consecuentes riesgos que ello implica.

Una vez instalados los puntos, en función de sus características, su visibilidad desde la TS y la evolución superficial de la geoforma, es conveniente definir la estrategia de medición. Es posible realizar mediciones directas sin la necesidad de aproximarse al punto monitorizado, tener que aproximarse a él (ej. no hay visual directa y es necesario apoyar sobre el punto un jalón con prisma) o, incluso, que sea inviable la medida por su nueva posición (ej. bloque que al desplazarse rota sobre sí mismo dejando el punto de referencia oculto; de Sanjosé et al., 2022). Además, los puntos pueden llegar a perderse por el ambiente tan cambiante de estos entornos o por la interacción de personas ajenas a la investigación. Razones por las que el coste de mantenimiento de algunas redes puede ser elevado (Dematteis et al., 2021).

Siguiendo la estrategia de monitorización mediante puntos singulares, también existen opciones de monitorización en tiempo real de manera automática y remota a partir de la medida de prismas instalados en las superficies rocosas y heladas (Dematteis et al., 2021; Glueer et al., 2021). Esta opción ofrece mucha información sobre la evolución de los cuerpos pero, al igual que los puntos, requiere que el equipamiento se encuentre expuesto continuamente a las adversidades del clima y personas ajenas al estudio, además de instalaciones para apoyar y resguardar el equipo y sistemas de comunicación (Glueer et al., 2021).

Por sí mismas, las TS no ofrecen coordenadas vinculadas a sistemas de referencia geodésicos (sistemas de referencia globales o absolutos), por lo que no es posible georreferenciar directamente elementos sobre la superficie terrestre sin el apoyo de otros dispositivos (sistemas de posicionamiento satelital) o un marco de referencia previamente implantado (ej. vértices geodésicos). Por lo tanto, trabajar directamente con TS, sin otros apoyos, implica trabajar en un sistema de referencia local o relativo, donde las medidas realizadas dependerán de las coordenadas y orientación que se hayan establecido para el instrumento.

Las TS son equipos esenciales en construcción y topografía, por lo que su portabilidad es alta en la mayoría de los escenarios. Sin embargo, en entornos de alta montaña donde el acceso suele ser complejo, sistemas ópticos de peso medio como las TS (aprox. 5.5 kg), que además

requieren de trípodes pesados y voluminosos para dar estabilidad a las mediciones (de aluminio o madera; aprox. 4-8 kg), resultan ser medianamente portátiles. Su utilidad en múltiples trabajos ha hecho que el coste económico de las TS tradicionales se haya reducido. No obstante, las TS que ofrecen configuraciones de escaneo automático, seguimiento de prismas, rangos de medida elevados, así como otras funcionalidades propias de estaciones motorizadas o robóticas, puede incrementar significativamente el coste.

Precisamente su vinculación con otros campos y su largo recorrido ha hecho que existan estándares que permiten evaluar la calidad de las mediciones TS (ISO 17123), llegando a ser aplicado por los fabricantes. Posiblemente esta sea una de las razones por la que los datos extraídos directamente de la ficha técnica de los equipos son empleados habitualmente por la comunidad científica para mostrar la calidad de los levantamientos TS (Pepin et al., 2014; Dematteis et al., 2021). Sin embargo, la incertidumbre asociada a los levantamientos topográficos es un compendio de variables instrumentales, personales y naturales que hay que considerar (García-Balboa et al., 2011). En ciertos casos, es posible determinar la incertidumbre teórica de los levantamientos teniendo en cuenta estas variables y las características técnicas del equipo. Si bien las precisiones de medida a sólido suele encontrarse dentro de los definidos en las especificaciones técnicas (Gmitrowicz-Iwan et al., 2021), no es tan evidente poder cuantificar de forma sencilla la influencia que puede tener el ángulo de incidencia de las medidas a sólidos (Lambrou, 2018). Este último aspecto, podría ser especialmente relevante en medidas sobre superficies heladas o nevadas debido a la elevada reflectividad que presentan en algunas longitudes de onda. A pesar de ello, son muchas las investigaciones en las que se realiza un trabajo empírico para la determinación de precisiones en las mediciones TS, a partir de la repetición de medidas (Hubbard and Clemmens, 2008; Glueer et al., 2021) o simplemente comprobando errores visando a puntos de referencia con coordenadas conocidas al finalizar los levantamientos (Pepin et al., 2014).

1.3.1.2. SISTEMAS GLOBALES DE NAVEGACIÓN POR SATÉLITE

Los Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS del inglés *Global Navigation Satellite Systems*), son sistemas de posicionamiento global que emplean constelaciones de satélites que orbitan alrededor de la Tierra. Existen numerosos sistemas GNSS, el ruso GLONASS, el europeo Galileo o el chino Beidou. Aunque el más conocido y por el que se ha sustituido en

ocasiones el término GNSS, es el sistema estadounidense GPS (del inglés *Global Positioning System*).

De forma simplificada, a partir de dispositivos o receptores GNSS terrestres que reciben señales de radio de los satélites, es posible calcular la ubicación (XYZ) de elementos en un sistema de referencia geodésico global (Teunissen and Montenbruck, 2017). El equipamiento necesario para el trabajo con sistemas GNSS de alta precisión está compuesto por antenas, controladoras, cables de comunicación y soportes (ej. trípodes y jalones) (Figura 14). Junto con las TS, se trata de las técnicas de medición con mayor recorrido en el control de la criosfera (Eiken et al., 1997; Cicoira et al., 2022).



Figura 14. Transporte de antenas GNSS para el levantamiento del glaciar de McCall, Alaska. Fotografía de M. Nolan (mayo de 2006). Fuente: Weller et al., 2009.

Aunque la aplicación de dispositivos GNSS con precisiones métricas ha mostrado ser útil en ciertos estudios de la criosfera (Aoyama et al., 2013), la principal fortaleza de los equipos GNSS es que permiten el levantamiento preciso del terreno. Precisión que puede alcanzar los pocos centímetros a partir de diferentes técnicas de aumento GNSS. Esto ofrece la posibilidad de capturar información geográfica de la superficie de glaciares y glaciares rocosos de forma puntual o periódica, de calidad y de forma relativamente rápida. Además de permitir

geolocalizar la información capturada y combinarla con otras fuentes de información al poder emplear sistemas de referencia estandarizados.

Existen varias metodologías para el registro de coordenadas preciso mediante dispositivos GNSS (Teunissen and Montenbruck, 2017). Las más empleadas en glaciares y glaciares rocosos son las técnicas de posicionamiento relativo GNSS diferencial (DGNSS). En concreto la técnica RTK (del inglés *Real-time Kinematic*; Lambiel and Delaloye, 2004; De Matías et al., 2009; de Sanjosé et al., 2014; Martínez-Fernández et al., 2019, 2022).

El flujo de trabajo general con técnicas DGNSS-RTK (o GNSS-RTK) consiste en el uso de dos dispositivos GNSS, uno como estación de referencia (estación base, fija o permanente), cuyas coordenadas son conocidas, y otro como receptor GNSS de usuario (móvil o rover), empleado para ejecutar las medidas sobre el terreno (Figura 15). La estación base transmite sus coordenadas y observaciones GNSS al rover. El dispositivo móvil recibe esta información de la estación de referencia y junto a sus propias observaciones estima su posición actual. La comunicación entre base y rover permite eliminar o minimizar errores de órbita y de reloj de los satélites y los efectos de la troposfera y la ionosfera a partir de las observaciones a los satélites, aumentando de esta manera la calidad de las medidas. Esta técnica proporciona posiciones relativas en tiempo real muy precisas (aprox. $\pm 2-3$ cm), lo que agiliza el registro de coordenadas.

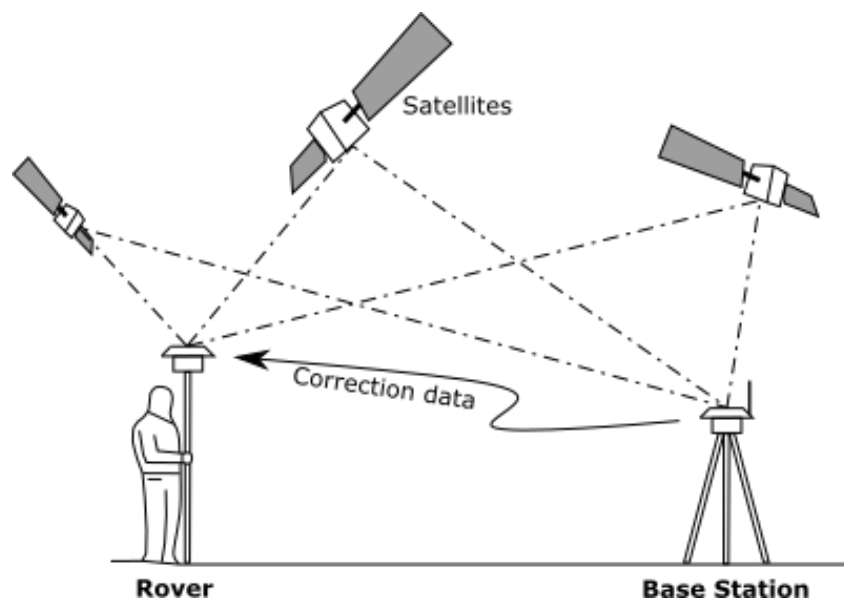


Figura 15. Principio de funcionamiento de la técnica DGNSS-RTK.

Sin embargo, el trabajo con técnicas GNSS-RTK presenta algunos inconvenientes. Las coordenadas mostradas por el dispositivo rover son relativas a la posición de la estación base. Por lo tanto, para obtener coordenadas absolutas precisas en las mediciones con el rover, es necesario conocer las coordenadas del punto donde se encuentra la estación base. Además, se requiere de una comunicación directa en tiempo real entre los dos receptores GNSS, lo que a su vez limita las distancias entre base y rover a unos 10 o 20 km para un enlace adecuado.

En lugares donde existe una red de bases GNSS permanentes de coordenadas conocidas, como es el caso de España^h, y hay cobertura de redes móviles (ej. 3G), el trabajo para conocer las coordenadas de la base se simplifica. Mediante protocolos de comunicación vía Internet (NTRIP; *Networked Transport of RTCMⁱ via Internet Protocol*), es posible recibir información de bases permanentes (coordenadas y observaciones GNSS) para obtener la posición precisa de los dispositivos rover. Además de eliminar posibles interferencias por la comunicación entre base y rover mediante ondas de radio, esta comunicación facilita los trabajos al reducir el equipamiento únicamente al dispositivo rover.

No obstante, en ambientes de alta montaña la cobertura de redes móviles suele ser limitada. Por ello, para los trabajos mediante técnicas RTK en estos entornos, es necesario establecer un dispositivo GNSS (si no existe una estación permanente cercana) que haga de base para la comunicación mediante radio con el rover. Si la estación base está configurada sobre un punto de coordenadas conocidas, la adquisición de coordenadas mediante el rover no necesitará correcciones. Aunque si no son conocidas, será necesario corregir las coordenadas registradas inicialmente por el rover en postproceso. Para ello, se requiere que la base haya estado recibiendo observaciones de satélites durante días, u horas si se vincula con estaciones GNSS permanentes en postproceso. Este proceso permitirá reducir los errores propios del satélite y los inducidos por la atmósfera para obtener la localización precisa de la estación base y, por consiguiente, la del rover. En estos casos, el equipamiento necesario para

^h Red Geodésica Nacional de Estaciones de Referencia GNSS (ERGNSS) - <https://www.ign.es/web/gds-gnss-estaciones-permanentes>

ⁱ Comisión Técnica de Radiocomunicaciones para los Servicios Marítimos del inglés Radio Technical Commission for Maritime Services.

establecer los dispositivos GNSS base y rover requiere de un mayor esfuerzo logístico al tener que transportar más equipamiento (antenas, cables de comunicación, trípode, jalón, etc.).

En los últimos años, la técnica Posicionamiento Puntual Preciso (PPP, del inglés *Precise Point Positioning*) se ha presentado como una alternativa, cada vez más factible, a las técnicas DGNSS en el estudio de la criosfera (Lescarmontier et al., 2012; Drews et al., 2021). La técnica PPP permite obtener coordenadas absolutas precisas sin emplear tanto equipamiento en campo (Bisnath and Gao, 2009). En este caso, solo es necesario un receptor GNSS multifrecuencia que determinará su posición mediante observación directa a los satélites. La técnica requiere de las observaciones registradas por el receptor y por una red de estaciones permanentes para el cálculo preciso de las efemérides de los satélites (órbita y reloj), que permitirán determinar la posición del receptor GNSS con precisiones de centímetros o incluso milímetros en postproceso.

Se trata de una técnica que lleva años en desarrollo y mejora, que ofrece unas ventajas evidentes en el control de la criosfera, como poder trabajar en coordenadas absolutas sin depender de una comunicación con una estación base o permanente de coordenadas conocidas en tiempo real. Evitando así posibles problemas de alcance o interferencias entre base y rover. Sin embargo, el emplear un único receptor GNSS implica dificultades para cancelar o minimizar errores atmosféricos (menores precisiones) y resolver ambigüedades para trabajar en posicionamiento absoluto (mayores tiempos de trabajo). No obstante, como se ha comentado, esta técnica sigue en desarrollo, apareciendo nuevas soluciones para refinar el posicionamiento PPP (Navipedia, 2011). Incluso se están desarrollando alternativas para poder trabajar con posicionamientos PPP en tiempo real a partir de protocolos NTRIP.

Existen una serie de ventajas que hacen sobresalir a las técnicas GNSS respecto a las TS. Algunas de ellas son (I) la posibilidad de realizar levantamientos precisos en un sistema de referencia geodésico; (II) eliminar posibles problemas de oclusiones al no requerir una visual directa entre estación base y rover; (III) en función de la técnica y la configuración, el equipamiento necesario puede ser más ligero que el de una TS o (IV) los receptores GNSS suelen ser más resistentes a posibles impactos que los sistemas ópticos de las TS. Aunque existen limitaciones que las TS no presentan o mitigan.

Con dispositivos GNSS, no existe la posibilidad de realizar levantamientos a distancia, siendo imprescindible que el receptor GNSS se encuentre sobre el punto a registrar (ej. estacas, varillas, puntos pintados). En trabajos de monitorización, esto hace necesario acceder a la zona de trabajo periódicamente. En su defecto, es posible instalar de forma permanente receptores GNSS junto a fuentes de alimentación y equipos de transmisión de datos en la superficie a monitorizar, con el riesgo que supone perder equipamiento que incluso en sus versiones más económicas es más costoso que un prisma (Lucianaz et al., 2011). Además, la dependencia de las comunicaciones entre receptores o entre receptores y satélites, hace que las técnicas GNSS, no siempre sean factibles. Cualquier elemento que obstruya la comunicación (ej. paredes verticales elevadas, recubrimiento de los receptores con nieve), puede limitar la correcta adquisición de datos (Dematteis et al., 2021; de Sanjosé et al., 2022).



Figura 16. Dispositivo GNSS rover energéticamente autosuficiente instalado para la monitorización continua del glaciar rocoso Dirru, en el valle de Matter (Suiza). Fuente: Hohensinn, 2019

Al igual que las TS, los sistemas GNSS pueden emplearse de forma puntual para el levantamiento de la del terreno y generación de cartografías, así como de forma periódica

(Lambiel and Delaloye, 2004; de Sanjosé et al., 2014) o continua (Figura 16) (Sugiyama et al., 2007; Fallourd et al., 2011; Dematteis et al., 2021; Cicoira et al., 2022) para el control de deformaciones en frentes y superficies de glaciares y glaciares rocosos (Dematteis et al., 2021; de Sanjosé et al., 2022). Aunque en cualquiera de los casos, la medición de puntos discretos hace que las zonas estudiadas sean espacialmente limitadas o se empleen estos equipos para obtener datos de referencia precisos para apoyar a otras técnicas geomáticas (Lambiel and Delaloye, 2004; Kenner et al., 2014).

La calidad de las coordenadas ofrecidas por los receptores GNSS depende de las técnicas empleadas, el tiempo de observación, el número de satélites, las condiciones atmosféricas, etc. Son numerosas las variables implicadas en la precisión de las coordenadas ofrecidas por estos dispositivos. Esto ha podido contribuir a la relativamente reciente definición de estándares en mediciones GNSS (2015, ISO 17123-8), donde solamente se abarcan técnicas DGNSS-RTK. La precisión de las coordenadas obtenidas por los dispositivos GNSS puede observarse en tiempo real (ej. a través de la controladora del dispositivo) o tras el postprocesado de los datos registrados mediante software especializado. Generalmente, la precisión mostrada en estudios criosféricos suele ser la ofrecida por el dispositivo o el software de postproceso. Aunque existen estudios que comprueban la fiabilidad de los trabajos contrastando las mediciones GNSS con mediciones realizadas por equipos teóricamente más precisos (ej. Dematteis et al., 2021). En ningún caso las incertidumbres asociadas a las mediciones son fijas, sino que en función de las variables antes mencionadas (técnica, número de satélites, etc.), estas variarán sustancialmente. Sin embargo, se puede establecer que en trabajos vinculados al estudio de glaciares y glaciares rocosos la precisión 3D suele rondar los pocos centímetros (ej. Kirkbride and Deline, 2013; de Sanjosé et al., 2014, 2022; Kenner et al., 2014; Dall'Asta et al., 2017; Martínez-Fernández et al., 2019, 2022, 2023).

1.3.1.3. LIDAR

El término LIDAR (del inglés *Light Detection and Ranging*) hace referencia a técnicas de teledetección óptica que emplean láseres para registrar información espacial tridimensional de objetos o superficies. Su funcionamiento se basa en la emisión haz láser sobre un objeto o superficie, obteniendo su posición a partir del tiempo que tarda el haz en volver al dispositivo después de reflejarse en la superficie a registrar. Se trata pues, de sistemas que emplean

sensores activos (emiten su propia energía), lo que hace que la falta de iluminación no afecte a la calidad de las medidas registradas.

A diferencias de los sistemas TS y GNSS, pueden considerarse sistemas de captura masivos, ya que en pocos segundos realizan millones de medidas de alta precisión para la generación de nubes de puntos con coordenadas XYZ. Por ello, su aplicación para la generación de modelos topográficos de alta resolución es habitual en múltiples áreas de investigación. Estudios forestales (Bauwens et al., 2016), análisis de estructuras (Mukupa et al., 2016; Benito-Calvo et al., 2018), agricultura (Fernández-Sarría et al., 2019), patrimonio natural y cultural (Novaković et al., 2014; Martínez-Fernández et al., 2020) y, naturalmente, la criosfera (Figura 17; Del Río et al., 2014; Helfricht et al., 2014; Bhardwaj et al., 2016; Fischer et al., 2016; Martínez-Fernández et al., 2019, 2022, 2023), son algunos ejemplos.



Figura 17. Dispositivo LiDAR terrestre en trabajos de escaneado del glaciar St. Annafirn (Alpes Suizos) en 2014. Fuente: Fischer et al., 2016.

Se pueden identificar tres tipos de tecnologías de registro de datos LiDAR de alta resolución (no se presentan sistemas LiDAR satelital), según la plataforma de transporte: escaneo láser aerotransportado (ALS del inglés *Airborne Laser Scanning*), escaneo láser móvil (MLS del inglés *Mobile Laser Scanning*) y escaneo láser terrestre (TLS del inglés *Terrestrial Laser Scanning*).

El ALS permite recopilar información superficial de grandes áreas, y se ha convertido en uno de los sistemas más utilizados para la generación de modelos de elevación precisos en geociencias (Pirotti et al., 2013). Mientras tanto, el MLS es una herramienta útil para la recopilación de información espacial 3D desde vehículos terrestres en movimiento, superando la precisión y resolución de las tecnologías aerotransportadas. Sin embargo, aunque han demostrado ser una tecnología útil para el control de áreas extensas de nieve (Kaasalainen et al., 2011), los sistemas MLS montados en vehículos pueden presentar problemas en escenarios con topografía compleja o irregular. Por ello, su aplicación suele ser frecuente en estudios de fácil movilidad (ej. modelado urbano, control de infraestructuras viarias) que en geociencias. En su lugar, TLS permite modelar escenas 3D complejas (Ulrich et al., 2021; Martínez-Fernández et al., 2019, 2023) que son difíciles de registrar con el ALS convencional. Además, la naturaleza estática del TLS permite la creación de modelos con mayor resolución y precisión que con técnicas MLS.

Precisamente la dificultad de acceso a estos entornos hace que la principal tecnología LiDAR empleada en el estudio de la criosfera sea ALS (Bhardwaj et al., 2016). Especialmente a partir de plataformas aéreas tripuladas a gran altura (Abermann et al., 2010; Janke, 2013; Kenner et al., 2014; Telling et al., 2017), aunque cada vez es más común encontrar vehículos aéreos no tripulados (UAV del inglés *Unmanned Aerial Vehicles*, comúnmente drones) equipados con sensores LiDAR como carga de pago para el levantamiento de glaciares y glaciares rocosos (Gaffey and Bhardwaj, 2020). Esto se debe a la posibilidad de obtener modelos más detallados, frecuentes y económicos en comparación a los trabajos con aeronaves tripuladas, donde los costes para afrontar los vuelos mediante avionetas o helicópteros son elevados y los vuelos nacionales (ej. PNOA^j en España o *3D Elevation Program* en EEUU) no suelen poseer una frecuencia temporal suficiente para trabajos de monitorización. El coste y tamaño de los sensores LiDAR va disminuyendo con el avance tecnológico. Sin embargo, siguen siendo más costosos que otros sistemas, lo que provoca que el uso de UAV con cámaras incorporadas sea más común en la comunidad científica (Gaffey and Bhardwaj, 2020).

La aplicación de TLS presenta algunas ventajas respecto a ALS. Posibilidad de generar modelos en terreno escarpado por su punto de vista terrestre, precisiones y resoluciones mayores y la

^j Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), <https://pnoa.ign.es/>

facilidad para operar con ellos, son algunas (Telling et al., 2017). A pesar de ello, presentan limitaciones respecto a ALS, como es la necesidad de acceder físicamente a la zona de estudio (a pesar de existir estudios con mediciones a grandes distancias >500 m; Fischer et al., 2016) o que no se registren adecuadamente algunas zonas por falta de visibilidad entre el dispositivo y la superficie a medir, la disminución de la resolución provocada por la distancia o, incluso, el tipo de material de la superficie (Figura 18) (Telling et al., 2017).

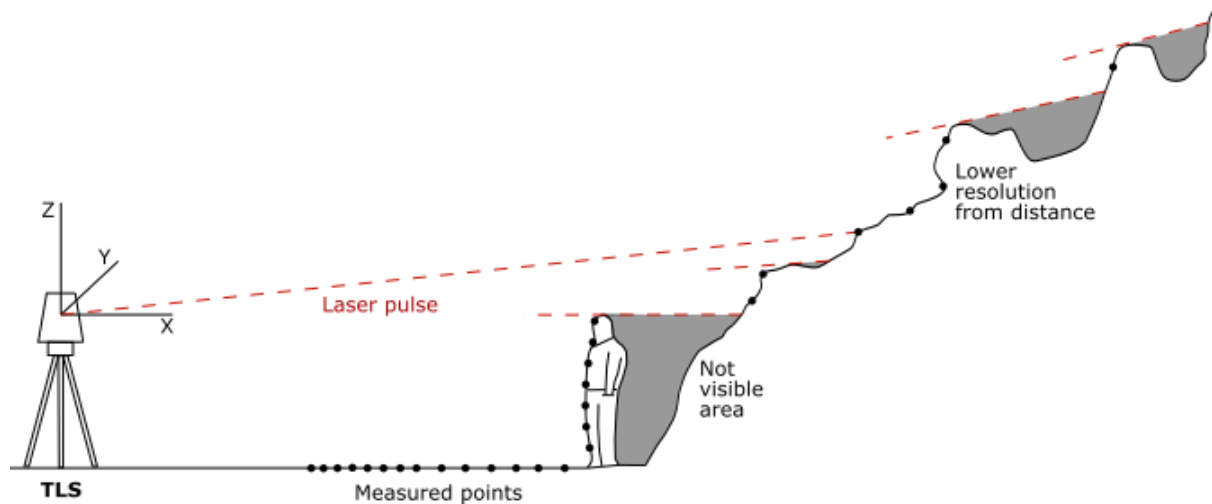


Figura 18. Principio de funcionamiento de los equipos TLS y algunas de sus limitaciones (resolución del registro disminuye con la distancia y la presencia de oclusiones en superficies abruptas que impiden un registro homogéneo).

Precisamente, este último aspecto ha mostrado ser crítico en el registro de superficies glaciares, donde las nuevas generaciones de TLS emplean láseres con longitudes de onda más seguros para la vista humana (alrededor de 1500 nm), pero más fácilmente absorbidos por superficies de nieve o hielo en comparación con escáneres anteriores que emplean longitudes de onda más cortas (Deems et al., 2013; Fischer et al., 2016; Kociuba et al., 2021; Martínez-Fernández et al., 2023).

A pesar de las limitaciones en entornos con hielo y nieve de algunos TLS, la elevada precisión y densidad de sus medidas ha provocado que su uso sea frecuente tanto en estudios de monitorización de la criosfera (de Sanjosé et al., 2014; Telling et al., 2017), como para la generación de modelos de referencia que permitan la comprobación de la calidad de otras técnicas geomáticas (Gómez-Gutiérrez et al., 2014; Piermattei et al., 2015; Martínez-Fernández et al., 2022, 2023).

El flujo de trabajo habitual, consiste en el registro 3D de la escena de interés a partir de múltiples escaneos de 360° en diferentes localizaciones (Gómez-Gutiérrez et al., 2014; Ulrich et al., 2021; Martínez-Fernández et al., 2019, 2023). Aunque también es habitual el registro desde una única posición (Kenner et al., 2014; Fischer et al., 2016). Se puede encontrar en la literatura equipos TLS con altas prestaciones, con rangos de medición que pueden superar el kilómetro. Sin embargo, la mejora técnica del escáner provoca un incremento en las dimensiones y peso del equipamiento necesario (ej. RIEGL VZ-2000i; Ulrich et al., 2021), en contraposición a escáneres con menos prestaciones que, a pesar de realizar medidas de precisión, son más pequeños y ligeros (ej. Faro Focus3D X330; Martínez-Fernández et al., 2019, 2023).

Con cada escaneo, se genera una nube de puntos que es unida a otras nubes a partir de diferentes estrategias (puntos de referencia, unión automática a partir de geometrías comunes entre nubes, etc.). Esta nube de puntos registrada proveniente de múltiples escaneos, suele ser georreferenciada mediante el uso puntos de referencia con coordenadas conocidas, ya sean permanentes (ej. clavos) o temporales (ej. dianas). Y es que la precisión de las mediciones puede llegar a estar por debajo del centímetro, aunque los errores en la generación del modelo final tras la georreferenciación suelen ser de unos pocos centímetros tanto para glaciares como para glaciares rocosos (de Sanjosé et al., 2022; Gómez-Gutiérrez et al., 2014; Martínez-Fernández et al., 2019, 2023; Telling et al., 2017).

Al revisar las precisiones ofrecidas por los TLS, es necesario considerar que los errores sistemáticos y aleatorios obtenidos durante las medidas son acumulativos. En la calidad de la nube de puntos final influyen principalmente el instrumento (ej. el mecanismo, la geometría de barrido), las propiedades del terreno (ej. reflectividad o complejidad de la superficie) y las condiciones atmosféricas, además de otros errores introducidos en la fase de procesamiento como la georreferenciación (Martínez-Fernández et al., 2020). La complejidad del análisis de los errores TLS y la limitada información facilitada por los fabricantes, ha dado lugar a varias investigaciones destinadas a abordar esta cuestión. Los primeros estudios sobre la calidad geométrica de nubes de puntos TLS aparecieron con Lichti et al. (2000), al que le han seguido otras numerosas contribuciones. En los últimos años se han desarrollado procedimientos para determinar la calidad de los modelos TLS (Fernández Pareja et al., 2013; Tsakiri et al., 2015),

se han realizado análisis exhaustivos diferentes fuentes de error (Soudarissanane et al., 2011; Yang et al., 2018) y se han diseñado metodologías innovadoras para la evaluación de errores (Cuartero et al., 2010; Lague et al., 2013; Fan et al., 2015; Hartzell et al., 2015).

En contraposición a otras tecnologías (ej. niveles o receptores GNSS), las normas para la evaluación de errores TLS son relativamente nuevas (ISO17123-9 publicada en 2018). Falta de estándares que empujó a que cada fabricante presentara especificaciones técnicas ajustadas a su producto, y en las que la exactitud y la precisión suelen ser superiores a las alcanzadas en las investigaciones de campo (Lichti and Gordon, 2004). Por todo ello, gran parte de los estudios mencionados en este apartado, y en geociencias en general, ofrecen los errores medios del registro y georreferenciación como un indicador de la calidad de los levantamientos TLS (Martínez-Fernández et al., 2020) o, en su defecto, extraen la precisión de los levantamientos a partir de la comparación de modelos TLS obtenidos sobre una misma superficie estable (Kenner et al., 2014).

1.3.1.4. FOTOGRAMETRÍA

La fotogrametría es una técnica que emplea fotografías para obtener medidas de objetos físicos y su entorno. La técnica se basa en el principio de visión estereoscópica, donde con dos o más imágenes de una misma escena tomadas desde posiciones diferentes, es posible obtener información tridimensional a partir de la identificación de puntos homólogos entre imágenes (Figura 19).

Se trata de una técnica que cuenta con un largo recorrido, empleada tradicionalmente para la generación de cartografía, pero que gracias a los avances en visión artificial (*Computer Vision*) se ha establecido como una de las técnicas más empleadas para la representación tridimensional de objetos o escenas en múltiples disciplinas. De requerir conocimientos fotogramétricos y cámaras calibradas (con localización y posición conocida), a poder generar nubes de puntos 3D sin excesivos conocimientos fotogramétricos a partir de cámaras comunes, accesibles y económicas para cualquier usuario (James et al., 2019). A grandes rasgos, este es el paso de la fotogrametría tradicional a la más novedosa fotogrametría SfM.

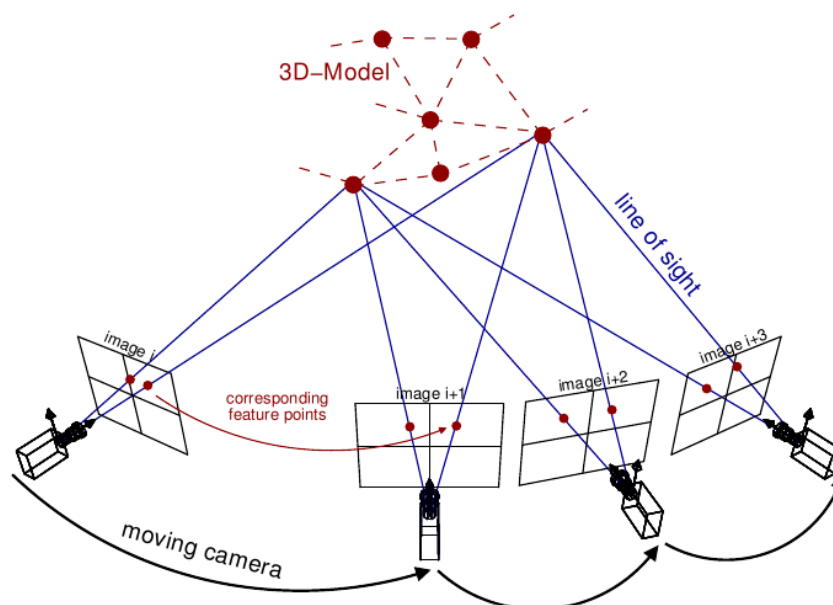


Figura 19. Principio de la fotogrametría SfM. Fuente: Theia Vision Library (<http://theia-sfm.org/sfm.htm>; acceso enero 2023)

Aunque las técnicas tradicionales siguen empleándose (ej. planes de ortofotografía desde aeronaves tripuladas como el PNOA en España), la fotogrametría SfM es dominante en la comunidad científica. Su flexibilidad, facilidad de uso y bajo coste, sumadas a los buenos resultados que ofrece, son algunas de las razones (ej. en geociencias, Westoby et al., 2012; James et al., 2019). Revisar la aplicación de fotogrametría SfM en investigaciones vinculadas solamente a las geociencias ya es un trabajo extenso debido al elevado número de publicaciones. La geoarqueología (Benito-Calvo et al., 2020), geografía medioambiental (Brown et al., 2021), geomorfología costera (de Sanjosé et al., 2020), vulcanología (Granados-Bolaños et al., 2021) y geomorfología glaciar y periglacial (Ewertowski et al., 2019; Vidaller et al., 2021; Santos-González et al., 2022), son solo algunos campos de aplicación donde se emplea fotogrametría SfM mediante drones para la generación de levantamientos topográficos en estudios geomorfológicos. Y es que incluso las revisiones del estado del arte de la técnica, suelen limitarse al estudio de algunos tipos de configuraciones y/o escenarios (ej. fotogrametría mediante drones en el estudio de la criosfera; Gaffey and Bhardwaj, 2020), debido a la cantidad de publicaciones y al rápido avance de la técnica y plataformas.

En estudios fotogramétricos vinculados a las geociencias se puede diferenciar entre fotogrametría terrestre (TP del inglés *Terrestrial Photogrammetry*) y fotogrametría aérea (AP del inglés *Aerial Photogrammetry*). Aunque la TP es empleada (Delparte et al., 2014; Gómez-

Gutiérrez et al., 2014; Piermattei et al., 2015), la AP presenta claras ventajas debido a la sinergia de las técnicas SfM y los sistemas UAV para el cartografiado y monitorización de diferentes escenarios (Figura 20). Beneficios que han sido explotados en trabajos vinculados a la criosfera (Śledź et al., 2021). Este despunte de la AP-UAV respecto a la TP se debe principalmente a la dificultad para realizar levantamientos de grandes extensiones y las precisiones heterogéneas de los modelos fotogramétricos terrestres, a pesar de que en terrenos escarpados pueden llegar a presentar mejores rendimientos que los sistemas aerotransportados (Gómez-Gutiérrez et al., 2014). Por ello, aunque a continuación se citen estudios que tratan sobre la aplicación de fotogrametría SfM terrestre y aérea, se hace especial énfasis en la AP desde plataformas dron de ala fija (tipo avión) y multirrotores.

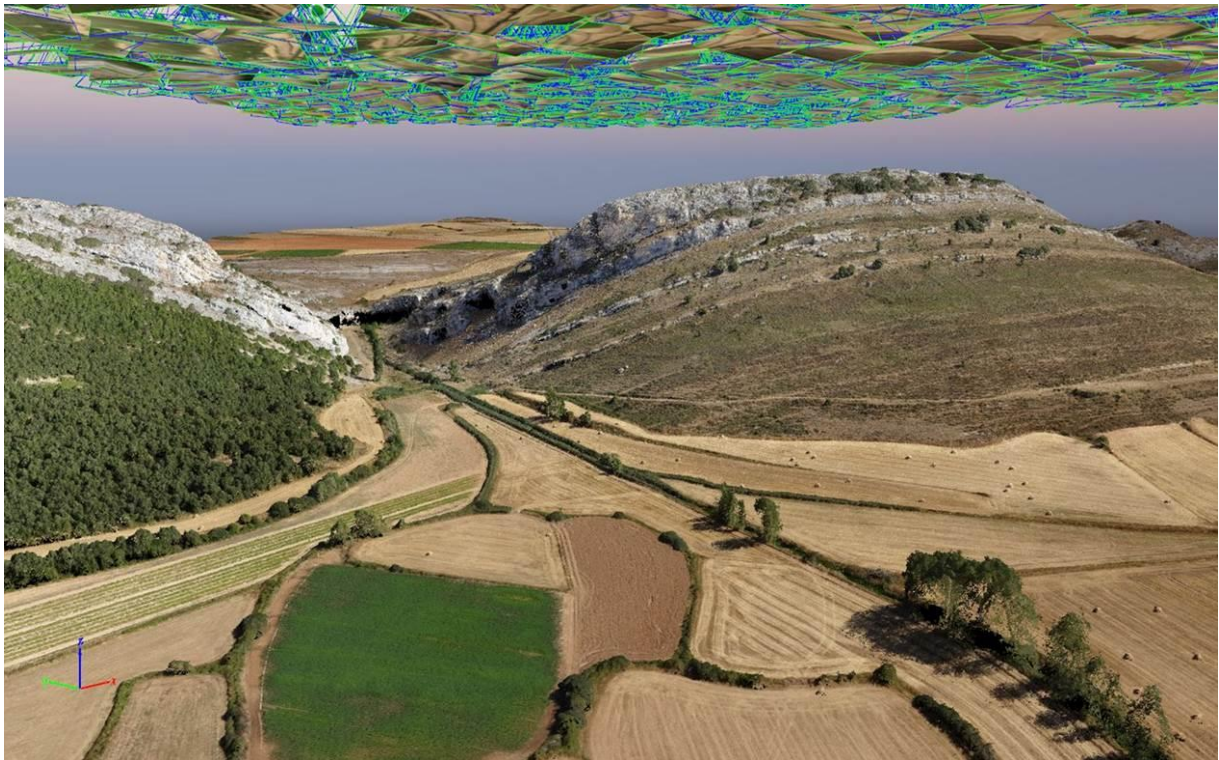


Figura 20. Nube de puntos 3D generado a partir de fotogrametría SfM aérea mediante dron de ala fija eBee RTK en la Cueva del Agua de Basconcillos del Tozo, y alrededores (Burgos). Imágenes capturadas desde la aeronave visibles en la parte superior de la figura. Fuente: Adrián Martínez-Fernández / Laboratorio de Cartografía Digital y Análisis 3D (CENIEH), 2016.

Los estudios mediante fotogrametría UAV pueden presentar diferentes diseños y ejecuciones, estrategias de procesamiento o informes de calidad. Por un lado, esta variedad puede deberse a la extensión y complejidad de los entornos geomorfológicos (Tmušić et al., 2020) y al equipo y software disponibles para las reconstrucciones fotogramétricas (Gaffey and Bhardwaj, 2020). Por otro, puede deberse a la falta de consideraciones fotogramétricas, a la

ausencia de información detallada que permita la replicabilidad del trabajo y a un análisis insuficiente de la calidad de los resultados (James et al., 2019).

Aunque se ha demostrado que la precisión de las reconstrucciones fotogramétricas SfM puede ser similar a las LiDAR, rondando los pocos centímetros en algunos estudios criosféricos (Fonstad et al., 2013; Hendrickx et al., 2019; Gaffey and Bhardwaj, 2020; Martínez-Fernández et al., 2022, 2023), las variables que pueden influenciar a la calidad de los levantamientos son mayores, además del tiempo de procesado (Nex and Remondino, 2014).

Precisamente, la calidad de los resultados de los modelos SfM en estudios de la criosfera es objeto de análisis. A diferencia de los dispositivos LiDAR, las nubes de puntos derivadas del procesado fotogramétrico dependen de las condiciones lumínicas del entorno, el número y disposición de las fotografías (geometría de la red de cámaras), las propiedades de la cámara y sus imágenes durante la captura, y la distribución y calidad de los puntos de control definidos en el terreno (en caso de no emplear UAVs con receptores GNSS de precisión). Variables difíciles o imposibles de controlar en entornos naturales, a lo que se les suma las propiedades del terreno (ej. dificultad para encontrar puntos homólogos en superficies como nieve; Fonstad et al., 2013). Por ello, parte de las publicaciones científicas se centran únicamente en la evaluación de la calidad de los modelos generados, ya sea durante la captura de datos como en la fase de procesado de estos.

Las investigaciones han generado información valiosa, como la importancia de tomar imágenes convergentes (Wackrow and Chandler, 2008; Harwin et al., 2015; James et al., 2020), mejorar la distribución de los puntos de control (James and Robson, 2014) o implementar procesos de georreferenciación directa (Carbonneau and Dietrich, 2017). Estrategias que pueden mejorar la determinación de los parámetros de la cámara, aspecto fundamental del proceso fotogramétrico y fuente de error habitual cuando se emplean cámaras de consumo (Dall'Asta et al., 2017). A las investigaciones recién mencionadas, se les podrían sumar múltiples estudios que buscan analizar los efectos de las propiedades de las cámaras e imágenes capturadas (formato, compresión, rango dinámico, etc.) en la reconstrucción fotogramétrica SfM de escenarios geoméricamente complejos (Gómez-Gutiérrez et al., 2015; O'Connor et al., 2017; Martínez-Fernández et al., 2022).

La fase de tratamiento de los datos también ha adquirido una especial relevancia. Es habitual la falta de información sobre los procesos informáticos del software SfM, lo que ha dificultado la homogeneización de los flujos de trabajo en el procesamiento fotogramétrico. Además de la caja negra que pueden ser algunos programas (Hendrickx et al., 2019; Casella et al., 2020), también se utilizan rutinas y parámetros de procesamiento indefinidos o valores por defecto. Esto se debe posiblemente al software SfM, a menudo fácil de usar y que no siempre fomenta la consideración de todos los parámetros implicados. De hecho, la facilidad de uso y los buenos resultados de software SfM como Agisoft Metashape, han llevado su aplicación a considerables estudios relacionados con la geomorfología y la criosfera, hasta el punto de que actualmente es el software SfM más utilizado en estos entornos (Gaffey and Bhardwaj, 2020).

A pesar de la existencia de investigaciones que han explorado los efectos de diferentes diseños de vuelo y parámetros de procesamiento en las reconstrucciones SfM (James et al., 2017a, 2017b), son escasos los análisis exhaustivos sobre los flujos de trabajo empleados en el procesamiento SfM en estudios geomofológicos (ej. Martínez-Fernández et al., 2022). Además, la literatura geocientífica sobre SfM no suele especificar todos los elementos o parámetros utilizados en las fotorreconstrucciones, lo cual es crucial para obtener resultados precisos y replicables (James et al., 2017a). Tal es la extensión de las publicaciones y en ocasiones la falta de información sobre las características de la reconstrucción fotogramétrica, que se ha comenzado a establecer que información debería aparecer en los artículos científicos (James et al., 2019).

Habitualmente la calidad de los modelos fotogramétricos generados en geociencias se han evaluado sobre productos derivados de la nube de puntos (Gómez-Gutiérrez et al., 2015; Hendrickx et al., 2019). Aunque es un método ampliamente aceptado y puede ser un buen indicador de la calidad del levantamiento fotogramétrico (Hendrickx et al., 2019; James and Robson, 2014), en esta valoración no solo se contemplan los posibles errores de la reconstrucción fotogramétrica, sino que se incluyen otros vinculados a la generación de esos productos derivados (Lague et al., 2013). Además, es habitual que la calidad de las reconstrucciones se defina mediante un error medio para todo el modelo (similar a los levantamientos LiDAR), cuando diferentes zonas de un mismo levantamiento pueden presentar calidades diferentes (ej. Martínez-Fernández et al., 2022). Estudios como James et

al. (2017b) y Lague et al. (2013) proponen estrategias para evaluar directamente la calidad de las nubes de puntos, evitando de este modo errores vinculados al procesado de las mismas (ej. interpolaciones entre puntos, conversión de puntos con coordenadas XYZ a imágenes ráster, entre otros).

1.3.1.5. TELEDETECCIÓN ÓPTICA Y RADAR SATELITAL

Durante décadas, las imágenes ópticas (RGB) aéreas a gran altura, han sido de los productos más utilizados para generar inventarios regionales de glaciares y glaciares rocosos. Promovidos normalmente a nivel nacional (ej. Proyecto PNOA, España), los vuelos fotogramétricos ofrecen resoluciones espaciales muy elevadas (PNOA ~25 cm/pix), pero resoluciones temporales reducidas (varios años hasta volver a capturar la misma zona). Lo mismo sucede con vuelos LiDAR a gran altura. Los del PNOA, por ejemplo, permiten adquirir información tridimensional de la superficie con gran resolución espacial y precisión (0,5 - 4 puntos/m² con errores medios de ±20 cm), pero al igual que los vuelos ópticos su resolución temporal es reducida (primera cobertura en España fue entre 2009-2015 y la segunda entre 2015-2021).

Con el desarrollo de las tecnologías para la observación de la Tierra, el uso de plataformas satelitales equipados con sensores ópticos y radar está complementando, y en algunos casos sustituyendo, la captura de imágenes aéreas. Programas europeos como el Copernicus, ofrecen a la comunidad científica acceso gratuito a imágenes ópticas y radar a partir de sus constelaciones Sentinel. La cobertura terrestre de los productos satelitales Sentinel-1 (sensor radar) y Sentinel-2 (sensor óptico) es prácticamente global y su resolución temporal de pocos días (5-6 días). Sin embargo, la resolución espacial suele ser menor que en los productos aéreos. Aunque la mejora con el paso del tiempo ha sido sustancial (Figura 21), donde los 10 m/pix de las imágenes RGB de la actual constelación Sentinel-2, se contraponen a los 80 m/pix del primer satélite Landsat lanzado en 1972 (Programa NASA^k/USGS, EEUU).

^k National Aeronautics and Space Administration

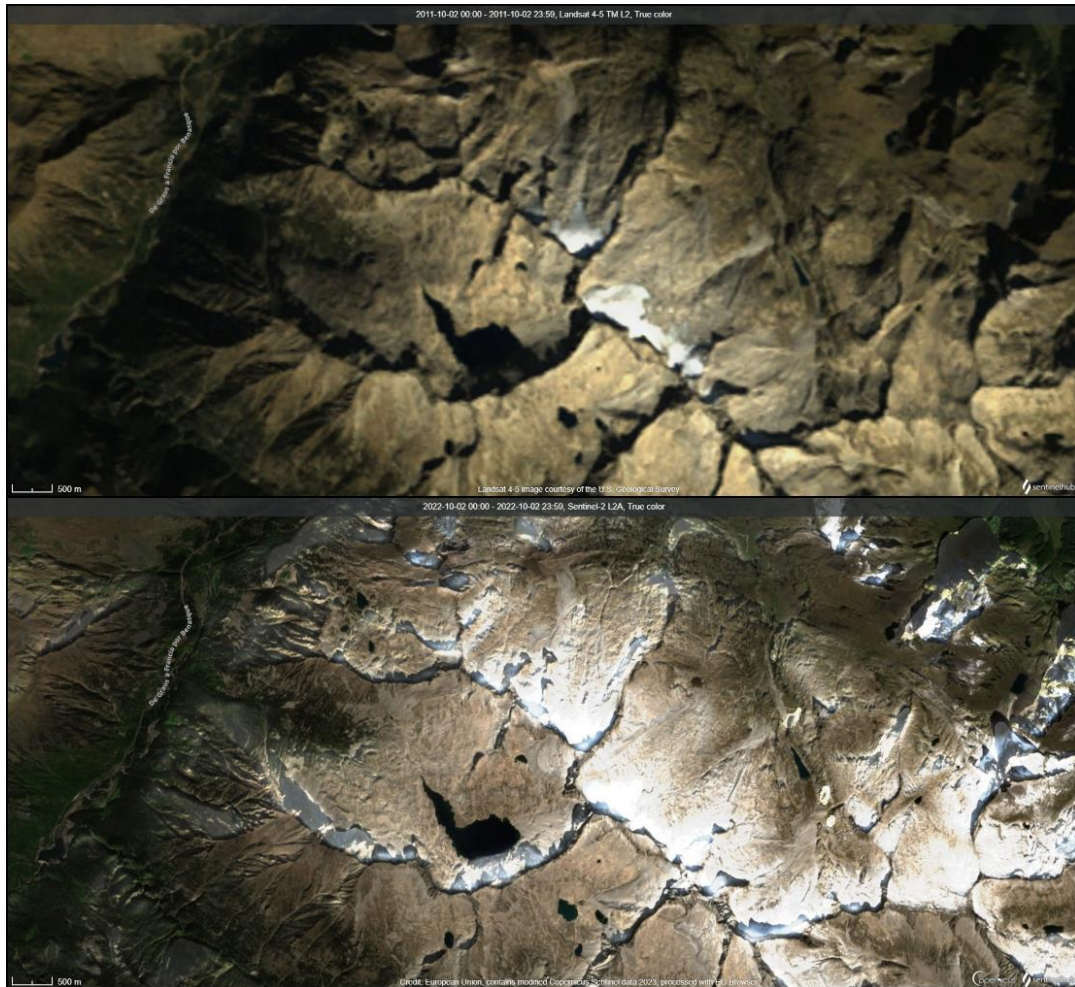


Figura 21. Imagen del macizo de la Maladeta, Pirineos. Arriba, imagen Landsat 4-5 en composición color natural (30 m resolución; 02/10/2011). Abajo, imagen Sentinel-2 en composición color natural (10 m/pix; 02/10/2022). Imágenes obtenidas a partir de EO Browser.

Se trata de técnicas que pueden ofrecer información 2D (imágenes ópticas) y deformaciones 3D del terreno (según la dirección de medida radar) con una elevada frecuencia. Si bien, su resolución espacial y topografía abrupta puede no ser ideal para el análisis de pequeños glaciares y glaciares rocosos, se trata de técnicas ampliamente utilizados en el estudio de la criosfera (ej. Luckman et al., 2007; Bevan et al., 2015; Sam et al., 2016; Rabatel et al., 2017).

La lista de trabajos donde la teledetección óptica satelital (ORS del inglés *Optical Remote Sensing*) es la principal técnica empleada para el inventariado y monitorización de la criosfera es muy extensa (ej. Racoviteanu et al., 2008; Tedesco, 2015; Rabatel et al., 2017). Gran parte de su popularidad se debe a la distribución gratuita de las imágenes (ej. Landsat, Sentinel,

MODIS^l, SPOT^m). Aunque existen cada vez más satélites comerciales, como Worldview o Pléiades, que presentan imágenes con resoluciones por debajo del metro. Además de un mayor detalle para discernir cambios 2D en la superficie de glaciares y glaciares rocosos, la elevada resolución espacial de los nuevos productos comerciales puede facilitar la adquisición de datos altimétricos con precisiones entre ± 0.5 m y ± 1 m gracias a la estereoscopía con imágenes satelitales (Berthier et al., 2014; Shean et al., 2016). Precisiones que con las actuales imágenes gratuitas no es posible alcanzar, reservándose su uso en estudios altimétricos en glaciares de más de 1000 ha (Rabatel et al., 2017). Además de la resolución espacial, la cobertura nubosa o las superficies escarpadas son otros limitantes de la ORS. Territorios con nubes permanentes limitan el uso de las imágenes (Figura 22) y el punto de vista elevado de las observaciones provoca que formas con mucha verticalidad sean inapreciables.

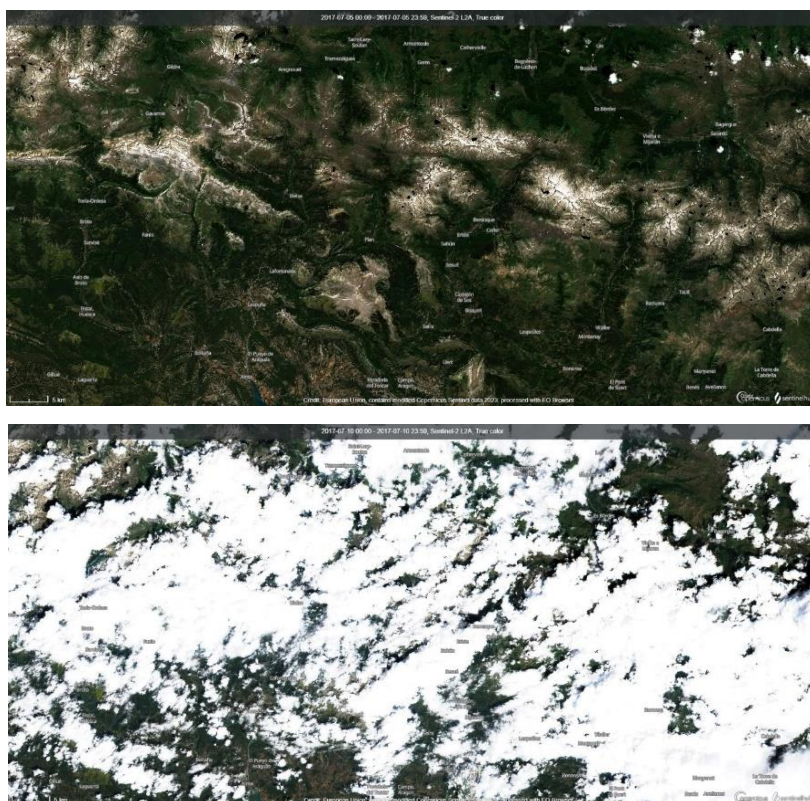


Figura 22. Influencia de las nubes en la adquisición de imágenes ópticas satelitales. Arriba, imagen capturada por el satélite Sentinel-2 sobre los pirineos aragoneses el 5 de julio de 2017. Abajo, misma escena cinco días después (10 de julio del 2017). Imágenes obtenidas a partir de EO Browser.

^l Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer

^m Satellite Pour l'Observation de la Terre

La llegada de satélites con sensores activos basados en radar de apertura sintética (SAR, del inglés *Synthetic Aperture Radar*) ha hecho posible la identificación objetiva de movimientos del terreno a escala regional con precisiones que pueden llegar a alcanzar los pocos centímetros (Klees and Massonnet, 1998; Massonnet and Feigl, 1998; Sánchez-Gámez and Navarro, 2017; Villarroel et al., 2018; Bertone et al., 2022). Se trata de una técnica eficaz y consolidada en ciencias de la tierra (ej. Bertone et al., 2022), cuyo empleo se ha visto favorecido por su amplia cobertura espacial, adquisición sistemática y accesibilidad gracias a las nuevas generaciones de satélites (ej. Sentinel-1).

Complementaria a otras técnicas geomáticas, la Interferometría radar satelital (InSAR del inglés *Interferometric Synthetic Aperture Radar*) permite mejorar los inventarios existentes con información sobre desplazamientos de la superficie en glaciares y glaciares rocosos sin la necesidad de estar presentes físicamente en su entorno (Villarroel et al., 2018; Strozzi et al., 2020; Bertone et al., 2022). Estos aspectos mejoran significativamente el uso tradicional de las imágenes satelitales ópticas, donde el grado de actividad de formas criosféricas es determinado a partir de criterios geomorfológicos, lo que da un enfoque cualitativo y subjetivo de las variaciones (Villarroel et al., 2018).

La elevada precisión que alcanza el procesamiento DInSAR (*Differential InSAR*) se basa en calcular las diferencias de fase interferométricas entre dos ecos o señales SAR para generar interferogramas a partir de pares de imágenes con diferentes intervalos de tiempo (desde unos pocos días hasta anuales; Yagüe-Martínez et al., 2016). El interferograma resultante, tras pasar por unas correcciones geométricas, topográficas y atmosféricas, puede proporcionar medidas cuantitativas de los movimientos superficiales (Klees and Massonnet, 1998; Yagüe-Martínez et al., 2016).

Sin embargo, a pesar del potencial del InSAR, existen algunas limitaciones bien resumidas por Bertone et al. (2022) en los siguientes cuatro puntos:

(I) InSAR proporciona deformaciones superficiales 3D proyectadas a lo largo de la dirección de la línea de visión del radar (LOS del inglés *Line of Sight*), por lo que las mediciones no son sensibles a los desplazamientos orientados perpendicularmente a la orientación LOS (Liu et al., 2013; Barbouxet al., 2014; Strozzi et al., 2020). Por lo tanto, desplazamientos superficiales

hacia el norte o el sur se ven más afectados por las distorsiones geométricas, y la magnitud de los desplazamientos podría subestimarse en gran medida (Klees and Massonnet, 1998; Liu et al., 2013).

(II) Las medidas sobre terreno escarpado tampoco favorecen la adquisición de deformaciones precisas al quedar enmascaradas por las distorsiones geométricas conocidas como *layover* y *sombra* en las zonas montañosas (Klees and Massonnet, 1998; Barboux et al., 2014). Emplear órbitas satelitales ascendentes y descendentes puede ayudar a reducir las limitaciones anteriores al poder ajustarse mejor a las diferentes orientaciones y, por lo tanto, al sentido de los desplazamientos de las formas a monitorizar (Barboux et al., 2014; Strozzi et al., 2020).

(III) Además, la tasa de movimiento del terreno que se puede detectar depende del intervalo de tiempo del interferograma, de la resolución espacial y de la longitud de onda del satélite (Massonnet and Feigl, 1998; Barboux et al., 2014; Villarroel et al., 2018; Strozzi et al., 2020).

(IV) Finalmente, los artefactos debidos a retrasos atmosféricos no compensados (Yu et al., 2018) y la descorrelación o el sesgo de fase debidos a cambios en las propiedades físicas de la superficie (ej. vegetación, nieve, humedad del suelo) pueden enmascarar las mediciones de desplazamiento en glaciares (Klees and Massonnet, 1998; Zwieback et al., 2016). Precisamente, superficies de nieve seca han presentado bajas intensidades de retrodispersión de las medidas SAR, reduciendo el volumen de datos registrados en estas superficies (Luckman et al., 2007).

Para reducir las limitaciones mencionadas, es posible emplear *stacks* de interferogramas adquiridos en diferentes momentos sobre una misma superficie para la generación de series temporales. La complejidad en el procesamiento aumenta significativamente, pero también la fiabilidad de las medidas, provocando que se hayan desarrollado diferentes técnicas para procesar las imágenes SAR (*Persistent Scatterer*, *Small Baseline* e Híbridas; Osmanoglu et al., 2016).

Aun así, son tantas las variables que pueden influenciar en las medidas InSAR que a pesar de sus ventajas, muchas veces es conveniente la aplicación de técnicas geomáticas más precisas.

Técnicas como las mencionadas en apartados anteriores (ej. TS, GNSS-RTK, TLS o AP-UAV), que permitan comprobar la fiabilidad de los desplazamientos.

Si la implementación de técnicas geomáticas ya es habitual en la zona de estudio, InSAR puede ayudar a identificar zonas que presentan desplazamientos donde no se había considerado la aplicación de las otras técnicas, así como el reconocimiento prematuro de posibles riesgos (Bertone et al., 2022). Además, si bien la precisión de las tasas de desplazamiento de superficies puede llegar a ser elevada, la resolución espacial (de 4 a 14 m en imágenes Sentinel-1) es mucho menor a la alcanzada por técnicas como TLS o AP, por lo que no son viables en estudios donde se busque un detalle elevado (Figura 23).

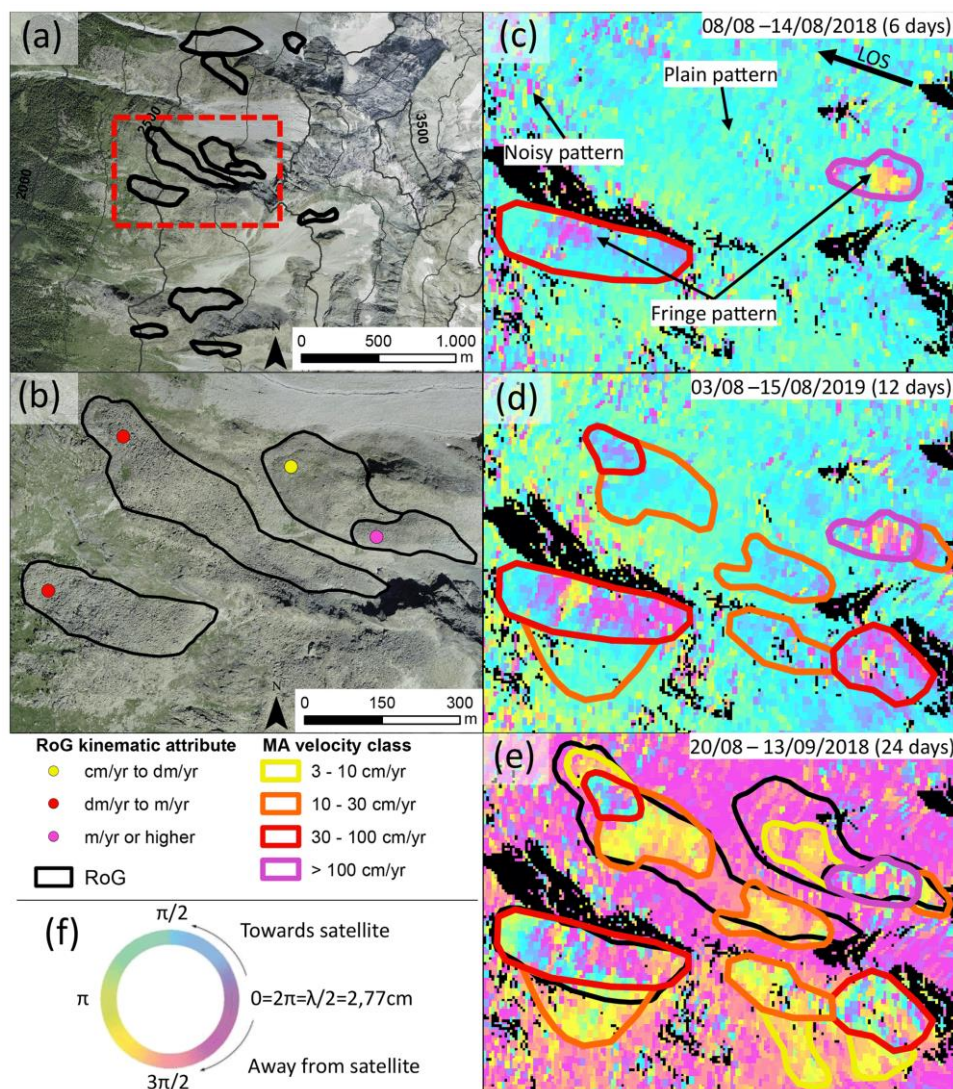


Figura 23. Resultados de la monitorización mediante DInSAR de glaciares rocosos en la región de Arolla, Alpes suizos. (a) Zona de estudio. (b) Clasificación del glaciar rocoso en función de sus atributos cinemáticos. (c-e) Interferogramas Sentinel-1 de la zona de estudio derivados de imágenes SAR de diferentes fechas.

Fuente: Bertone et al., 2022

1.3.2. PRODUCTOS PARA LA REPRESENTACIÓN DEL TERRENO

La revisión de diferentes técnicas geomáticas evidencia una variedad de mecanismos, sensores y principios físicos con los que estudiar la superficie terrestre. Sin embargo, en geociencias, la comunidad científica ha empleado a menudo una serie limitada de productos para ello. Se pueden diferenciar tres perspectivas en el levantamiento y monitorización de geoformas. La 2D a partir de productos como ortoimágenes, la 2.5D a partir de Modelos Digitales de Elevación (DEM del inglés *Digital Elevation Models*) o la 3D a partir de puntos discretos, nubes de puntos o mallas (Figura 24).

Equipos como las TS o los GNSS, ofrecen puntos 3D discretos que pueden ayudar a representar geometrías concretas de la superficie (ej. perímetro de un glaciar) o monitorizar la evolución de puntos concretos (ej. desplazamiento de varillas instaladas en un glaciar rocoso). Con suficiente densidad y adecuada distribución de las medidas sobre la superficie a levantar, es posible interpolar valores entre los puntos para la representación 2.5D del terreno a partir de DEMs.

Los modelos de elevación son una representación ráster del terreno, donde las celdas o píxeles de la imagen (XY) tienen asociado valores altimétricos (Z). Se derivan de la interpolación de los puntos registrados, por lo que su ajuste a la superficie real dependerá de la geometría de la superficie y la densidad y distribución de los puntos. Son numerosos los estudios que han señalado las limitaciones de los DEM en terrenos abruptos y escarpados como glaciares rocosos (Fischer et al., 2011; Vivero and Lambiel, 2019; Martínez-Fernández et al., 2022). Sin embargo, el DEM es uno de los modelos topográficos más empleados en geociencias, debido a que tradicionalmente ha sido posible su explotación a partir de SIG, es sencillo de generar (imagen 2D con elevaciones asociadas a cada píxel) y hace un almacenamiento eficiente de datos, entre otros.

El producto básico de técnicas como LiDAR o fotogrametría SfM también son los puntos 3D, pero la densidad de las medidas hace que las nubes de puntos obtenidas puedan ser empleadas directamente como producto para representar y monitorizar la superficie terrestre. De hecho, cada vez es más común ver propuestas donde se comparan nubes de puntos para monitorizar escenarios de alta montaña debido a la representación tridimensional más realista de las superficies en comparación de la representación

planimétrica de los DEM (Gómez-Gutiérrez et al., 2015; Ulrich et al., 2021; Martínez-Fernández et al., 2022). Aunque el mayor número de mediciones sobre las superficies registradas también permite la generación de DEMs más detallados o, incluso, la generación de mallas 3D que aprovechen la componente vertical de las nubes de puntos (Figura 24).

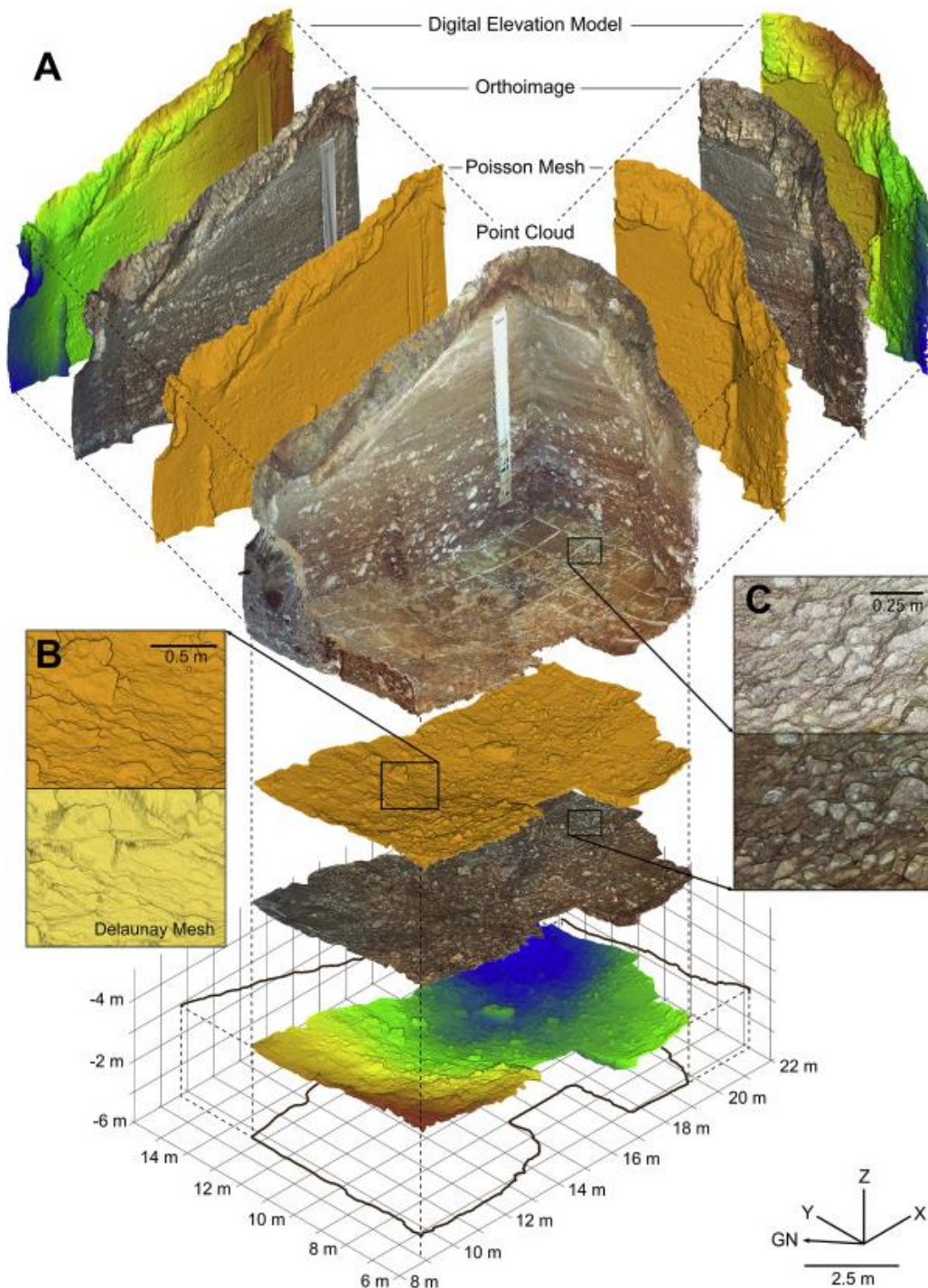


Figura 24. Productos derivables de nubes de puntos 3D. (A) Nube de puntos TLS y productos derivados (malla 3D, ortoimagen, DEM). (B, C) Detalle de la nube de puntos y apariencia del mallado 3D por técnicas Poisson y Delaunay. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2020.

A diferencia de las medidas LiDAR, es habitual derivar ortoimágenes del proceso fotogramétrico (especialmente a partir de AP), de modo que el flujo de trabajo pasa de la nube de puntos, al DEM y finalmente la ortofotografía de la superficie terrestre. De las nubes de puntos LiDAR también es posible derivar ortoimágenes, pero se requiere de una densidad de puntos con valores RGB asociados muy elevada para que la imagen presente una buena apariencia (Martínez-Fernández et al., 2020).

En el caso de la teledetección satelital, óptica y radar, las imágenes son el producto básico. Aunque en el punto anterior (apartado 1.3.1.5) se ha comentado la posibilidad de derivar elevaciones a partir de ORS, su poca precisión hace que su uso se limite al estudio 2D de la superficie terrestre mediante ortomosaicos. Mientras en el caso de InSAR, su uso en glaciares y glaciares rocosos se centra en la generación de interferogramas para la cuantificación de deformaciones.

1.3.2.1. EVALUACIÓN DE LA CALIDAD DE LOS PRODUCTOS

La calidad de los productos derivados en trabajos de monitorización de la criosfera puede ser crítico para una correcta interpretación. Pueden darse eventos que pasen desapercibidos por una estimación de una precisión inferior al desplazamiento y, al contrario, interpretarse erróneamente desplazamientos en superficies estáticas inducidos por los elevados errores de las medidas.

En apartados anteriores (ver 1.3.1), se han comentado las principales vías para la evaluación de la calidad vinculada a cada uno de los productos básicos de las diferentes técnicas geomáticas. Sin embargo, son varios los factores que pueden introducir errores en los DEMs, como la calidad de los puntos del levantamiento del que se deriva, las características de la superficie, la estrategia de muestreo y los métodos de interpolación empleados para su generación (Colucci et al., 2019). Respecto a este último punto, el método de interpolación más empleado y sencillo para la generación de DEMs es el TIN (del inglés *Triangulated Irregular Network*; Liang & Wang, 2020), aunque es especialmente susceptible al ruido (puntos anómalos).

Existen múltiples estrategias para evaluar la precisión de modelos de elevación, así como de nubes de puntos o interferogramas. Por ejemplo, James and Robson (2012) emplean el

concepto *Relative Precision Ratio* para evaluar la precisión de nubes de puntos fotogramétricas completas. Mientras que en posteriores estudios (James et al., 2017b), presenta métodos para generar precisiones variables a lo largo de las nubes de puntos, cuyos valores van cambiando según las propiedades fotogramétricas de la zona reconstruida.

Sin embargo, existe un método ampliamente utilizado en geociencias para el análisis de la calidad de los productos, y es la comparación con puntos o modelos de referencia. De este modo, la calidad de los DEM, nubes de puntos o interferogramas puede evaluarse mediante puntos de control o a través de métodos de comparación con otros productos de mayor calidad (ej. empleo de productos TLS para comprobar la calidad de productos fotogramétricos; Martínez-Fernández et al., 2022). En el primer caso, es suficiente con contrastar las coordenadas del punto de control con el valor de elevación del píxel en el DEM, las coordenadas del punto más cercano de la nube de puntos o valores de desplazamiento en la imagen interferométrica (Gómez-Gutiérrez et al., 2015; Hendrickx et al., 2019). En el segundo, las técnicas de comparación entre DEMs o nubes de puntos para la evaluación de la calidad, también permiten la identificación de deformaciones en el terreno, por lo que se realiza una revisión de los más relevantes a continuación.

1.3.3. METODOLOGÍAS DE MONITORIZACIÓN

Extraer datos geométricos del terreno periódicamente a partir de datos 2D, 2.5D y 3D puede ofrecer información variada en el análisis de glaciares y glaciares rocosos.

Las fotografías RGB pueden favorecer a la correcta interpretación de la geomorfología de diferentes escenarios al ser fácilmente interpretables. Productos 2D como las ortoimágenes también presentan esta cualidad, pero además permiten obtener información sobre desplazamientos planimétricos a partir de la medida de distancias en su superficie. Esta medida puede ser manual, a partir de puntos singulares observados en dos imágenes tomadas en diferentes fechas, o puede ser automática, a partir de estrategias de correlación cruzada de imágenes (*feature tracking*). Estas últimas permiten la identificación automática de puntos singulares de la superficie y su medida (Boesch and Graf, 2019; Tanarro et al., 2019; Vivero and Lambiel, 2019). Las estrategias de medición automática sobre imágenes no son necesariamente aplicables a ortoimágenes únicamente. La monitorización de la criosfera a

partir de cámaras terrestres configuradas para la captura periódica de fotografías (*time-lapse imagery*) también han mostrado su utilidad (Dematteis et al., 2021). Aunque en estos casos, las deformaciones se cuantifican sobre la LOS de la cámara.

Precisamente, las técnicas DInSAR también determinan variaciones geométricas del terreno en su LOS (ver apartado 1.3.1.5). Aunque la combinación de órbitas satelitales ascendentes y descendentes, puede dar una perspectiva tridimensional de las deformaciones. En sí, la técnica DInSAR se basa en la comparación de interferogramas bajo una serie de correcciones, como se ha indicado en apartados anteriores.

Desde la perspectiva 2.5D, el método más común para la extracción de deformaciones del terreno es el DoD (del inglés *DEM of Difference*). Consiste en la extracción de información sobre desplazamientos verticales entre DEMs a partir de la sustracción de los valores de elevación de sus celdas (ej. Gómez-Gutiérrez et al., 2014; Hendrickx et al., 2019; de Sanjosé et al., 2022; Martínez-Fernández et al., 2023). Además de la información del DoD (2.5D), suele ser habitual generar perfiles topográficos (2D) a partir de los modelos de elevación para mostrar la evolución de la superficie desde su componente vertical (de Sanjosé et al., 2022; Martínez-Fernández et al., 2023).

Al ser imágenes, también es posible emplear los DEM para ejecutar seguimientos de elementos singulares desde una perspectiva 2D (Telling et al., 2017). Aunque al igual que las imágenes SAR, puede ser más complicado de identificar visualmente esas variaciones al tratarse de imágenes ráster de una sola banda (ej. imagen con escala de grises), en lugar de tres (imagen con valores RGB).

Productos o datos 3D pueden ofrecer información sobre desplazamientos planimétricos y altimétricos, y atenuar algunas de las limitaciones de las comparaciones 2.5D. Por un lado, se puede derivar información de puntos singulares sobre la superficie a monitorizar, ya sean artificiales (ej. puntos pintados, varillas) o naturales (bloques), con una simple sustracción de coordenadas XYZ (Martínez-Fernández et al., 2019; Ulrich et al., 2021; de Sanjosé et al., 2022). Por otro, si los trabajos de monitorización se realizan a partir de nubes de puntos 3D, las posibilidades se incrementan junto a la información obtenida de la superficie. Además de ser posible derivar ortoimágenes o DEMs de levantamientos 3D, es posible la comparación

directa de nubes de puntos a partir de metodologías 3D, conservando la naturaleza tridimensional de las deformaciones.

Metodologías de comparación 3D simples como la comparación *Cloud-to-Cloud* (CloudCompare, 2020), permiten advertir los primeros signos de deformaciones en las superficies registradas (Gómez-Gutiérrez et al., 2015; Martínez-Fernández et al., 2019). Sin embargo, existen algoritmos de comparación más complejos, como el M3C2 (*Multiscale Model to Model Cloud Comparison*; Lague et al., 2013), que proporcionan medidas precisas a varias escalas a lo largo de la dirección de las normales (vectores perpendiculares al plano formado por los puntos) calculadas localmente sobre las nubes de puntos.

El algoritmo M3C2 permite analizar las variaciones entre nubes de puntos LiDAR o fotogramétricas (con la variable M3C2-PM especialmente diseñada para este último caso; James et al., 2017b) en escenarios con una topografía compleja (Figura 25), además de deducir si esas deformaciones son significativas o están vinculadas a los errores de la técnica empleada (Lague et al., 2013). La relevancia de las deformaciones se realiza a partir la estimación paramétrica de un intervalo de confianza del 95% (LOD95%), deducido a través de la rugosidad de la superficie y el error de registro de las nubes de puntos. Por lo tanto, es empleado indistintamente para el análisis de calidad o similitud entre nubes de puntos como para el análisis de deformaciones en glaciares y glaciares rocosos (ej. Gómez-Gutiérrez et al., 2015; Ulrich et al., 2021; Martínez-Fernández et al., 2022). Es más, la utilidad de este algoritmo en la monitorización de geofomas con terreno abrupto y verticalidad como los glaciares rocosos, ha hecho que aparezcan variantes de este para que su aplicación se ajuste más al deslizamiento del terreno causado por la gravedad (Zahs et al., 2022a).

La relevancia de las metodologías de comparación 3D como M3C2 no sólo simplifica el flujo de trabajo al evitar generar otros productos para las comparaciones (ej. DEMs), sino que mejora el análisis de correlación realizado por dichos modelos en escenas 3D complejas (Lague et al., 2013). En cuanto a los factores restrictivos, el algoritmo M3C2 presenta problemas a la hora de rastrear cambios de alta frecuencia (ej. aristas de bloques). Además, los requisitos informáticos aumentan exponencialmente en función del tamaño de la nube de puntos, la distancia de comparación entre modelos o la configuración de los parámetros.

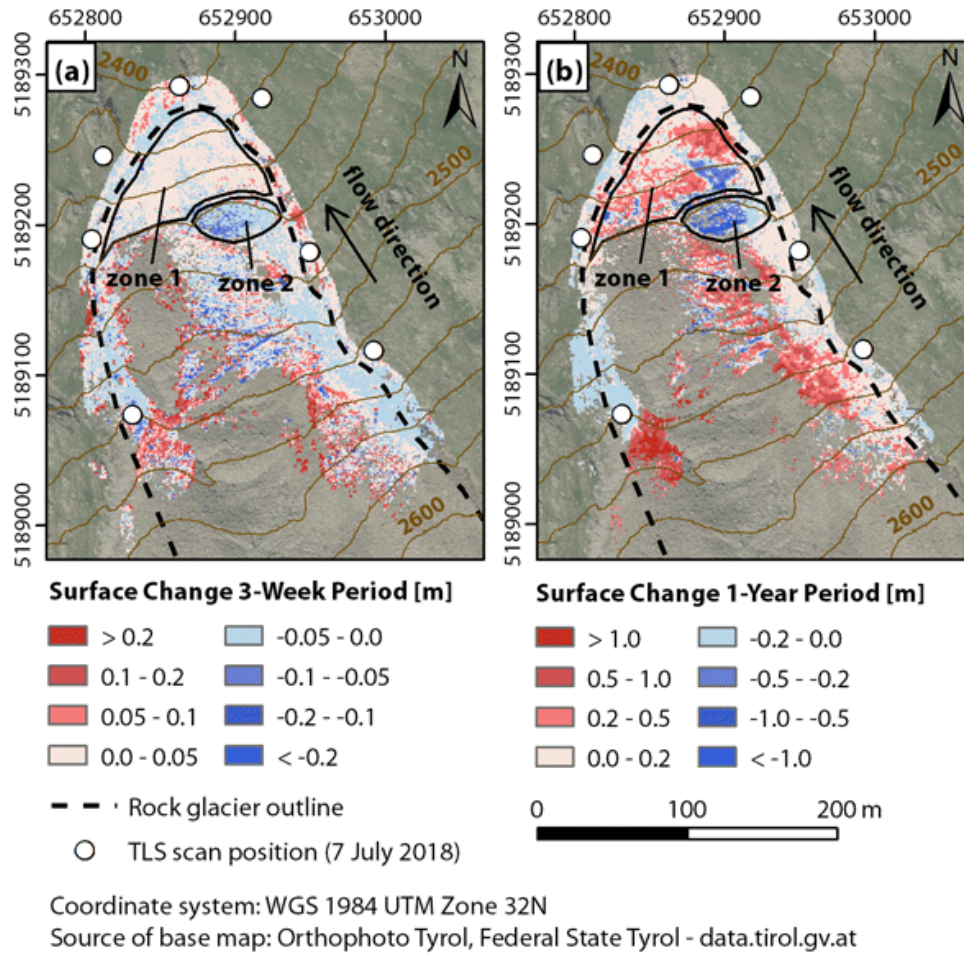


Figura 25. M3C2 aplicado a nubes de puntos TLS sobre un glaciar rocoso austríaco. Fuente: Ulrich et al., 2021.

CAPÍTULO 2. ZONA Y ELEMENTOS DE ESTUDIO

MONITORIZACIÓN DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS PIRENAICOS:
MÁS DE UNA DÉCADA APLICANDO TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN LA PAÚL Y MALADETA

2.1. FORMACIONES CRIOSFÉRICAS ESTUDIADAS EN LOS PIRINEOS

Los miembros del GIR PANGEA llevan décadas dedicando esfuerzos en la monitorización de la criosfera en los Pirineos. En la actualidad, son principalmente cuatro las formaciones estudiadas a partir de trabajos de campo anuales. Los glaciares de La Paúl y de la Maladeta y los glaciares rocosos de La Paúl y de la Maladeta. Componentes de la criosfera que se encuentran dentro del Parque Natural Posets-Maladeta, en el Pirineo aragonés (Figura 26).

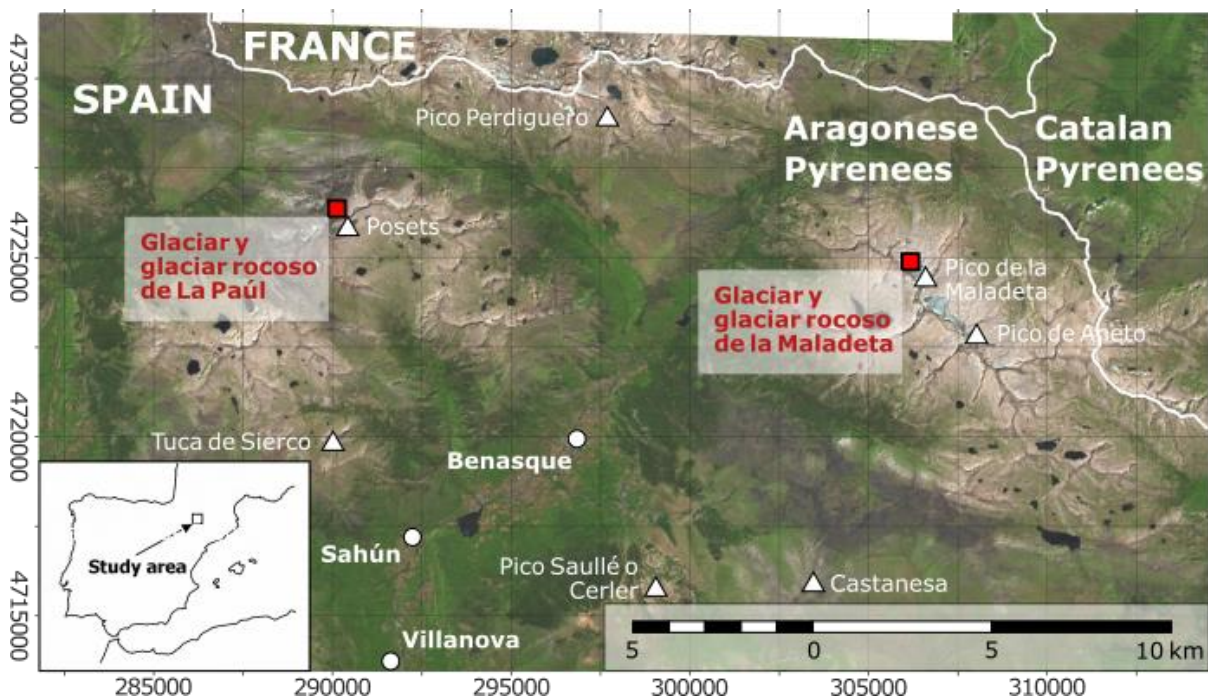


Figura 26. Localización de los glaciares y glaciares rocosos monitorizados por el GIR PANGEA en los Pirineos. Sistema de referencia ETRS89 UTM331 (EPSG: 25831).

Desde el 2008, se han aplicado múltiples técnicas geomáticas por parte de miembros del GIR PANGEA para el control de estos glaciares y glaciares rocosos. Trabajos que están proporcionando valiosos datos sobre el estado de la criosfera en los Pirineos y que han servido como fuente información a varias publicaciones (ej. González et al., 2013; de Sanjosé et al., 2014; Rico et al., 2015; Martínez-Fernández et al., 2019, 2022, 2023; Serrano et al., 2019).

A continuación, se realiza una revisión general de los cuatro elementos criogénicos, su localización, características y evolución derivada de esas investigaciones en los Pirineos.

2.1.1. GLACIAR Y GLACIAR ROCOSO DE LA PAÚL

El macizo del Posets es el segundo macizo por altitud de los Pirineos y culmina en la cumbre del mismo nombre a 3375 m s.n.m. Se localiza en el Pirineo axial, y constituye un macizo de rocas metamórficas en el que se alojan dos glaciares (Llardana y La Paúl) y dos glaciares rocosos (Posets y La Paúl) (Serrano et al., 2001; Serrano, 2021). Tanto el glaciar como el glaciar rocoso de La Paúl (Figura 27; 42°39'40" N, 0°26'34"), se sitúan en la cara noroeste del Pico de Posets (3375 m s.n.m.), zona que forma parte de la figura de protección del Monumento Natural de Glaciares Pirenaicos y del Parque Natural Posets-Maladeta.



Figura 27. Fotografías aéreas del glaciar (arriba) y glaciar rocoso (abajo) de La Paúl en 2020. El glaciar se encuentra en el mismo circo, a unos 200-400 m al oeste, del glaciar rocoso.

El glaciar rocoso de La Paúl está compuesto por derrubios periglaciares y se extiende entre los 2800 m y 2950 m s.n.m. Cuenta con una lengua de unos 400 m de longitud y una pendiente superior al 20% (Martínez-Fernández et al., 2022).

El glaciar rocoso exhibe su capacidad de resiliencia, tanto en condiciones ideales como marginales, en la alta montaña templada. Se dató como anterior a la LIA, ya que avances del glaciar de La Paúl durante este período deformaron su cara noroeste (Figura 28), aunque los rasgos de deformación de flujo, principalmente arcos, son tanto anteriores como posteriores a la erosión por el glaciar (Serrano and Martín-Moreno, 2018).

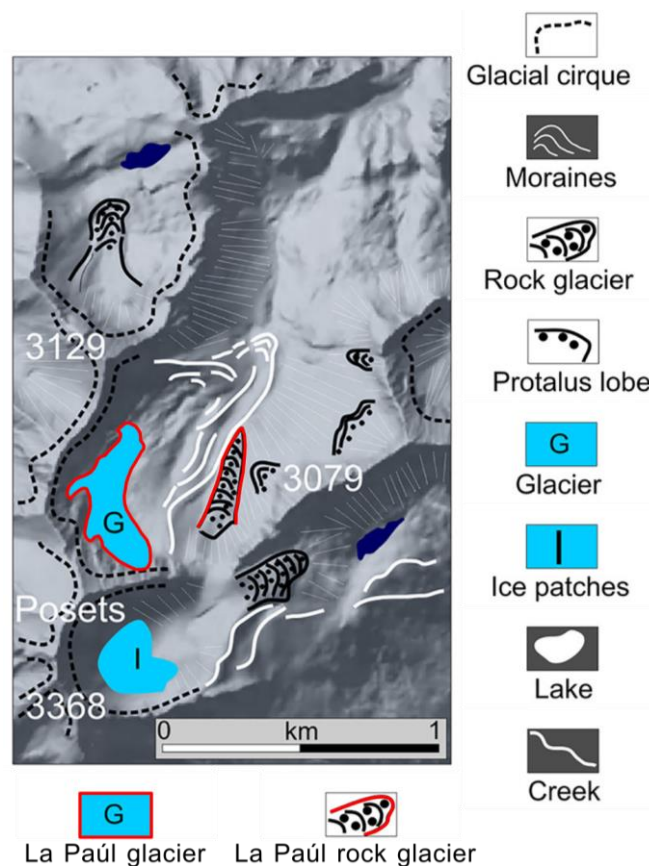


Figura 28. Croquis de las zonas estudiadas con los principales accidentes geográficos glaciares y periglaciares en el macizo de Posets. Fuente: derivado de Serrano et al., 2019.

Su estudio detallado ha sido inferior al realizado hasta el momento en otros glaciares rocosos del entorno (Serrano et al., 2001, 2006, 2010, 2011) y significativamente inferior al realizado sobre los glaciares pirenaicos (ej. González Trueba et al., 2008; Rico, 2019; Serrano, 2021; Vidaller et al., 2021). El régimen térmico del suelo, las temperaturas basales de la nieve (BTS del inglés *Bottom Temperature of Snow*) y los sondeos geoelectrónicos muestran la presencia

de un cuerpo helado en el glaciar rocoso de La Paúl (Serrano et al., 2001, 2019; Lugon et al., 2004). La aplicación de técnicas GNSS-RTK ha apoyado esta deducción, al mostrar desplazamientos decimétricos anuales en su superficie (Serrano et al., 2010; Martínez-Fernández et al., 2019). Sin embargo, se trata de un entorno de alta montaña con topografía abrupta en el que no existen muchas publicaciones donde se empleen otras técnicas geomáticas para el control de desplazamientos (Serrano et al., 2010; Martínez-Fernández et al., 2019, 2022).

A unos 300 m al oeste, se encuentra el glaciar de La Paúl (Figura 28). Se trata del segundo glaciar más elevado de los Pirineos, extendiéndose entre unos 2900 y 3090 m s.n.m. en el 2020. Se encuentra arrinconado al pie de las paredes del Pico de Posets y de sus crestas cimeras. El glaciar cuenta con una extensión aproximada de unas 6 ha, acercándose cada vez más al estatus de un helero (masa de hielo de alta montaña) debido a su continua pérdida de extensión, que supera las 4 ha desde comienzos de siglo XXI (Rico, 2019). Es más, a raíz de la última campaña de campo del GIR PANGEA (2022) se ha anunciado la desaparición del glaciarⁿ, provocado por la división de este en tres pequeñas porciones y la falta de grietas y huellas de flujo. Lejos queda la extensión glaciar del siglo XIX, establecido en unas 24 ha (Martínez de Pisón and Arenillas, 1988).

El estudio del glaciar de La Paúl durante el siglo XX ha sido relativamente escaso (Martínez de Pisón and Arenillas, 1988), existiendo trabajos posteriores donde se ha inferido su evolución mediante imágenes históricas (Rico et al., 2015). Ya en el siglo XXI, el estudio de su dinámica y estructura interna ha sido más detallado. Empleándose principalmente técnicas TS y GNSS para el control de dinámicas superficiales y técnicas georradar para el análisis interno del glaciar (ej. Rico, 2019).

2.1.2. GLACIAR Y GLACIAR ROCOSO DE LA MALADETA

Las dos geoformas estudiadas se sitúan en el macizo de la Maladeta, el macizo más elevado de los Pirineos (Aneto, 3404 m s.n.m.), en la proximidad de la cumbre de la Maladeta (3308 m s.n.m.). Es un conjunto granítico caracterizado por las crestas continuas alineadas en

ⁿ Boletín PANGEA 2022 - http://www5.uva.es/gir_pangea/

dirección noroeste-sureste, donde se localizan en la actualidad cuatro glaciares y un glaciar rocoso en su vertiente norte.

Con una superficie cerca de 30 ha (Vidaller et al., 2021), el glaciar de la Maladeta se encuentra entre los glaciares más extensos de los Pirineos (Figura 29; 42°39'N, 0°36'E). En 2021, el glaciar presentó una distancia de unos 580 m desde el frente hasta su parte más elevada, lejos de los 730 m en 2012 (PNOA CC-BY 4.0 scne.es). Según el informe de clasificación del Servicio Mundial de Vigilancia de Glaciares (WGMS; del inglés *World Glacier Monitoring Service*), se trata de un glaciar de montaña, de cuenca simple y circo con lengua.

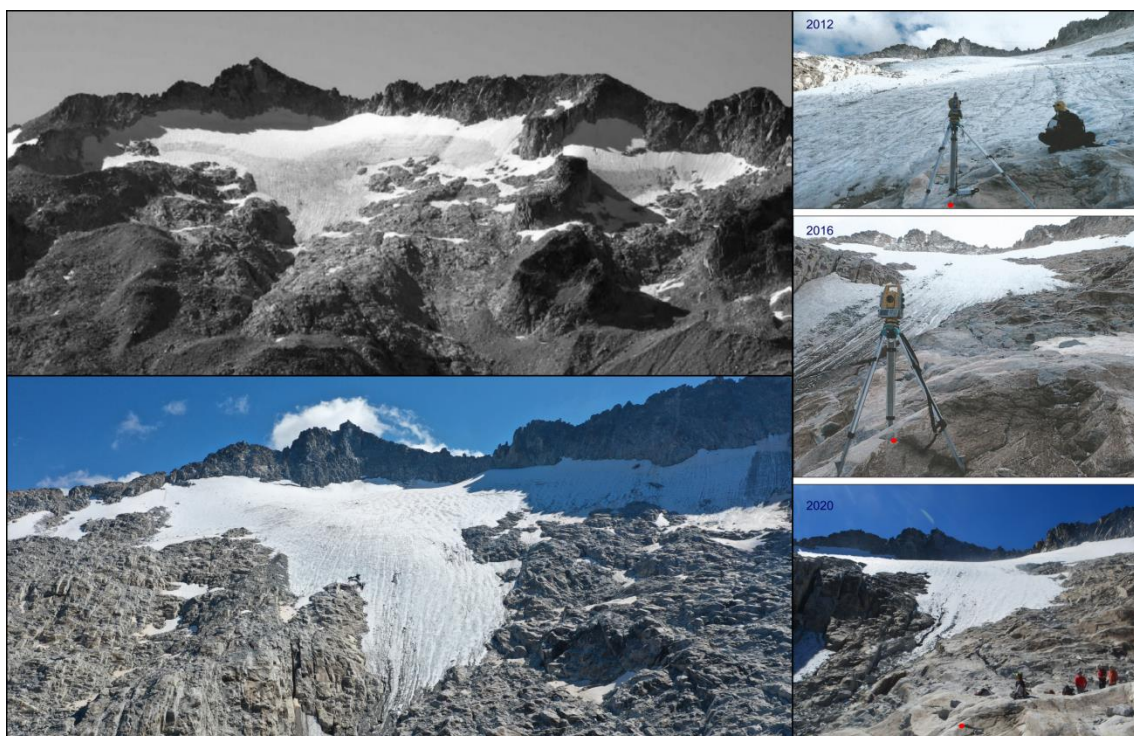


Figura 29. Vista aérea y terrestre de la lengua glaciar de la Maladeta. Arriba, el glaciar en 2013 (WGMS, 2015). Abajo, el glaciar en 2020 (imagen UAV). Derecha, el retroceso de la lengua en 2012, 2016 y 2020 (nótese punto rojo representando la misma ubicación; fotografías de Ibai Rico y Enrique Serrano). Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.

El glaciar avanzó durante la LIA, y su evolución es similar a la de todos los glaciares pirenaicos mencionados anteriormente. En 1992 se dividió en dos partes y perdió alrededor del 85% de su superficie desde su máxima extensión de hielo (Figura 30). El retroceso en la década de 1990 fue muy rápido y no ha hecho más que acelerarse en el siglo XXI (Chueca et al., 2003, 2005, 2007). Estudios previos confirmaron la reducción de su superficie a un ritmo de 2.6 ha/año entre 1993 y 2000, que se aceleró a 3 ha/año entre 2002 y 2007 (Chueca et al., 2007; Jiménez, 2016; Rico et al., 2017). Estas pérdidas de superficie se acompañaron también de un

considerable adelgazamiento del hielo, un acortamiento de su longitud y una dinámica glaciár con comportamientos diferenciados entre la terminación y el cuerpo principal (Moreno, 2016).

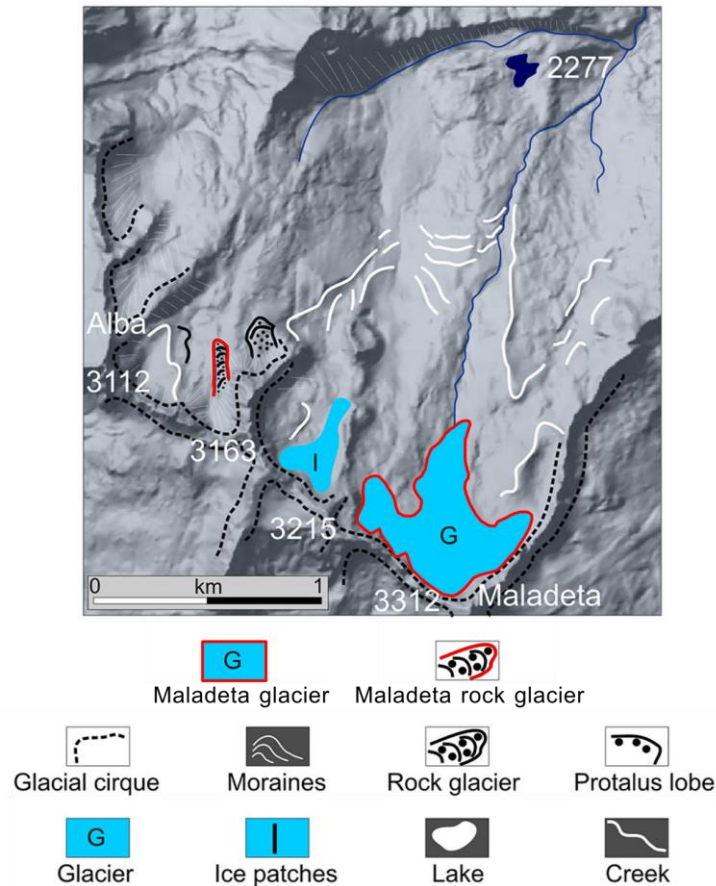


Figura 30. Croquis de las zonas estudiadas con los principales accidentes geográficos glaciares y periglaciares en el macizo de la Maladeta. Fuente: derivado de Serrano et al., 2019.

Su evolución ha sido monitorizada desde la década de 1980 (Martínez de Pisón and Arenillas, 1988), y el programa español ERHIN (Evaluación de los Recursos Hídricos procedentes de Innivación) ha medido el balance de masa glaciár desde 1991 (Martínez and García, 1994; Martínez de Pisón et al., 1995; García-García, 1997; Martínez de Pisón et al., 1997; Martínez et al., 1997; Mora et al., 2006; Arenillas, 2008; WGMS, 2015; Jiménez, 2016; Moreno, 2016; Cobos et al., 2017).

Las pérdidas de espesor registradas en las estacas de ablación entre 1994 y 2013 superan los -16 m, con pérdidas medias cercanas a -1 m/año (WGMS, 2015; Jiménez, 2016). Entre 2008 y 2017, el adelgazamiento medio fue de -1.55 m/año (Cobos et al., 2017), y entre 2011 y 2020, la pérdida de espesor se estimó en -0.82 m/año para un total de -7.4 m (Vidaller et al., 2021).

El conocimiento de los procesos del glaciar de la Maladeta ha sido extenso y prolongado en el tiempo si se compara con los del glaciar rocoso homónimo, que ha comenzado a ser estudiado hace unos 15 años (González García et al., 2013). El glaciar rocoso de la Maladeta (Figura 31; 42°39'N, 0°37'E), se encuentra en el macizo de Maladeta, a unos 1.3 km de distancia al noroeste del glaciar de la Maladeta. Concretamente en el circo de Alba, entre las crestas del pico de Alba (3107 m s.n.m.) y la Punta Delmás (3107 m s.n.m.) (González García et al., 2013). El glaciar rocoso se encuentra en el exterior de la morrena frontal de lo que fue la ocupación glaciar del circo durante la LIA. Glaciar que en la actualidad ha desaparecido (González García, 2014). Se trata de un glaciar rocoso pequeño, con una lengua de unos 230 m de longitud y 60 m de ancho, y cuyo frente se encuentra a unos 2900 m s.n.m. ascendiendo con una pendiente del 20%.



Figura 31. Vista aérea del glaciar rocoso de la Maladeta en 2020.

Clasificado como glaciar rocoso activo a finales de los 1990 por su morfología, temperatura basal y estructura térmica del manto nival (Serrano and Agudo, 1998, 2004; Serrano et al., 1999), las publicaciones científicas sobre la dinámica del glaciar rocoso son reducidas. Los últimos estudios del GIR PANGEA donde se aplicaron técnicas geomáticas (GNSS; 2008-2010), identificaron desplazamientos reducidos y dispares en la superficie rocosa, con variaciones

verticales y horizontales medias de -3.7 cm/año y 6.9 cm/año, respectivamente (González García et al., 2013).

CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. CAPTURA DE DATOS

La aplicación de técnicas geomáticas para la captura de datos en los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl ha sido extensa. En busca de analizar en profundidad la aplicabilidad de las técnicas en los escenarios objeto de estudio por el GIR PANGEA, gran parte de las técnicas descritas en la sección 1.3 han sido empleadas en dos o más campañas de campo.

Concretamente, este apartado se centra en la aplicación de técnicas que pueden dar información espacial tridimensional detallada y precisa de la superficie del terreno. Con la medida de la componente altimétrica (Z), es posible obtener información sobre procesos en glaciares y glaciares rocosos que pasarían desapercibidos con un control exclusivamente planimétrico (XY) (ej. deshinchamientos y balances de masa). De este modo, la información geográfica derivada de fuentes de información históricamente tan importantes como imágenes ópticas satelitales o aéreas a gran altura, es utilizada para dar apoyo, pero no como fuente de información principal en los trabajos de monitorización.

La elección de la técnica geomática empleada para el cartografiado y control de desplazamientos de formas del terreno como glaciares y glaciares rocosos no es trivial. Cada escenario presenta características y situaciones particulares a las que es necesario adaptarse. Desde características físicas como la extensión y complejidad de la topografía, hasta situaciones como la falta de recursos, tiempo de trabajo limitado o clima adverso, entre otros. La elección de la técnica adquiere mayor importancia si cabe si el objetivo es el control periódico de desplazamientos del terreno. El comportamiento de los distintos fenómenos, tanto en su componente espacial como temporal, depende de muchos factores que pueden plantear retos en cada ocasión.

En función de las características de cada proyecto, es necesario plantear los requisitos del sistema de medición (Kenner et al., 2014; Scaioni et al., 2014). Precisión para evaluar la magnitud del desplazamiento previsto, tamaño de la zona a controlar, frecuencia en la adquisición de datos, estabilidad del marco de referencia, influencia de las condiciones meteorológicas en las mediciones y limitaciones en relación al lugar de trabajo, son algunos

de esos requisitos. Esto sin contar con la capacidad económica y personal del proyecto a la hora de adquirir y aplicar cierto equipamiento.

Precisamente, durante 12 años se han producido peculiaridades en el trabajo de campo en los Pirineos. Aunque el objetivo principal siempre ha sido la monitorización anual de la superficie de los glaciares y glaciares rocosos mediante campañas de campo ejecutadas entre los meses de septiembre y octubre, la variabilidad de los recursos materiales, humanos y temporales ha influido en la continuidad de algunos trabajos (Tabla 2). Además, en busca de tener el mínimo impacto en las zonas a monitorizar y prevenir la interacción de personal ajeno a la investigación, las técnicas y procedimientos empleados se adaptaron para dejar el mínimo material posible en el entorno de trabajo al finalizar cada campaña.

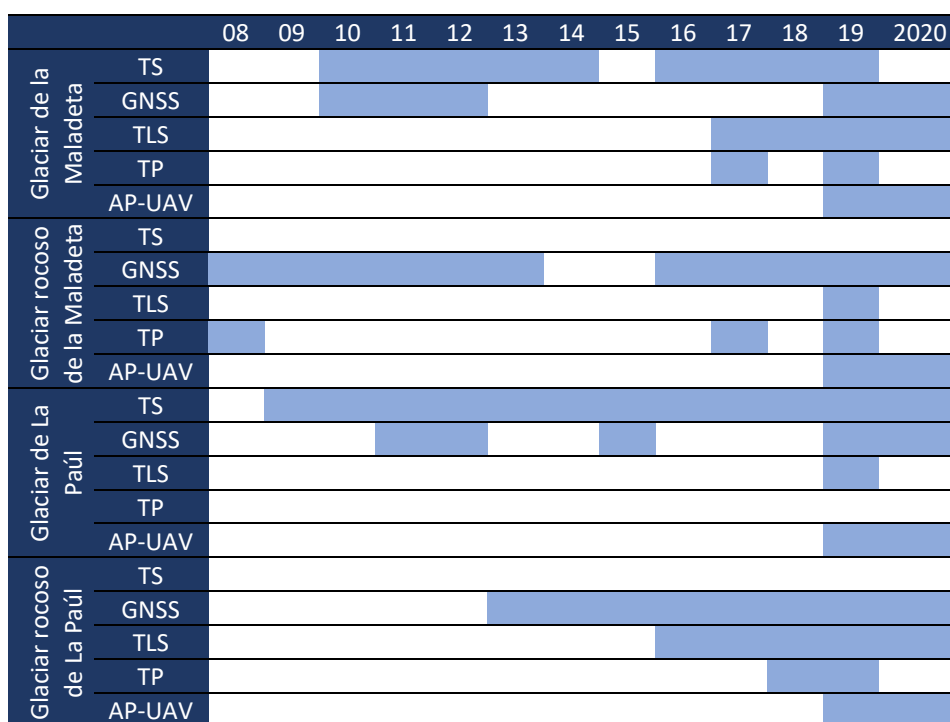


Tabla 2. Histórico de técnicas geomáticas aplicadas en los glaciares y glaciares rocosos de Maladeta y La Paúl en las campañas anuales entre 2008 y 2020.

A continuación, se muestran flujos de trabajo seguidos para la captura de datos generales con cada técnica y las peculiaridades de su aplicación en cada geoforma de manera específica.

3.1.1. PROCEDIMIENTO DE CAPTURA DE DATOS GENERAL

3.1.1.1. ESTACIÓN TOTAL

La TS Topcon Imaging Station IS-03 fue de los primeros equipos topográficos empleados en los escenarios estudiados (Figura 32). Se trata de una estación total robótica con un rango de medida sin prisma largo y corto. En el rango largo alcanza hasta los 2 Km con precisiones de $\pm(10 \text{ mm} + 10 \text{ ppm})$. En el rango corto las distancias se reducen hasta 250 m, con una mejora en la precisión de $\pm 5 \text{ mm}$ en la medida de distancias. Es en estas cortas distancias, que la estación total permite realizar escaneos o muestreos automáticos en forma de cuadrícula regular. Según especificaciones, la velocidad típica de estos escaneos alcanza los 10 pts/seg a una distancia de hasta 150 m, para una precisión 3D por punto de unos $\pm 12 \text{ mm}$. La capacidad de esta TS se complementa con un zoom óptico de 30 aumentos para medidas a grandes distancias y la posibilidad de capturar imágenes panorámicas de 4.8 MP, características destacables en el año de lanzamiento de la TS.



Figura 32. TS Topcon Imaging Station IS-03 durante el registro automático de la superficie de la lengua glaciar de la Maladeta en 2017. Fuente: Enrique Serrano.

Se trata de un equipo preciso, aunque también el más estático al haberse estacionado en todas las campañas sobre un marco de referencia formado por clavos metálicos incrustados en suelo estable o, en su defecto, puntos marcados con pintura. Marco de referencia

correspondiente a un sistema de referencia local instaurado en los inicios de los trabajos de monitorización en los glaciares de La Paúl y Maladeta. Posteriormente, con medidas GNSS tomadas en la campaña del 2019, se determinarían los parámetros de transformación de ese sistema de referencia local a un sistema de referencia geodésico. El flujo de trabajo general con la TS consistió en el estacionamiento sobre un punto de coordenadas conocidas, la orientación del equipo hacia un punto de referencia en los distintos escenarios para definir el origen de las lecturas angulares horizontales y la ejecución de las mediciones.

La TS se empleó únicamente en glaciares, para realizar medidas a sólido de su contorno gracias a su largo alcance, realizar levantamientos de su superficie con el modo escáner y para dar apoyo topográfico a otras técnicas.

3.1.1.2. TÉCNICAS GNSS-RTK

Los trabajos de monitorización GNSS se realizaron con dos receptores Leica GPS1200, uno empleado como base y otro como rover. Cada uno de los dispositivos Leica GPS1200 está compuesto por un receptor GX1230 GG y una antena ATX1230 GG, entre otros. Se trata de un equipo de doble frecuencia (L1+L2), compatible con constelaciones GPS y GLONASS, capaz de soportar condiciones climáticas adversas (temperaturas extremas, resistencia al agua, polvo, etc.), además de golpes o caídas.

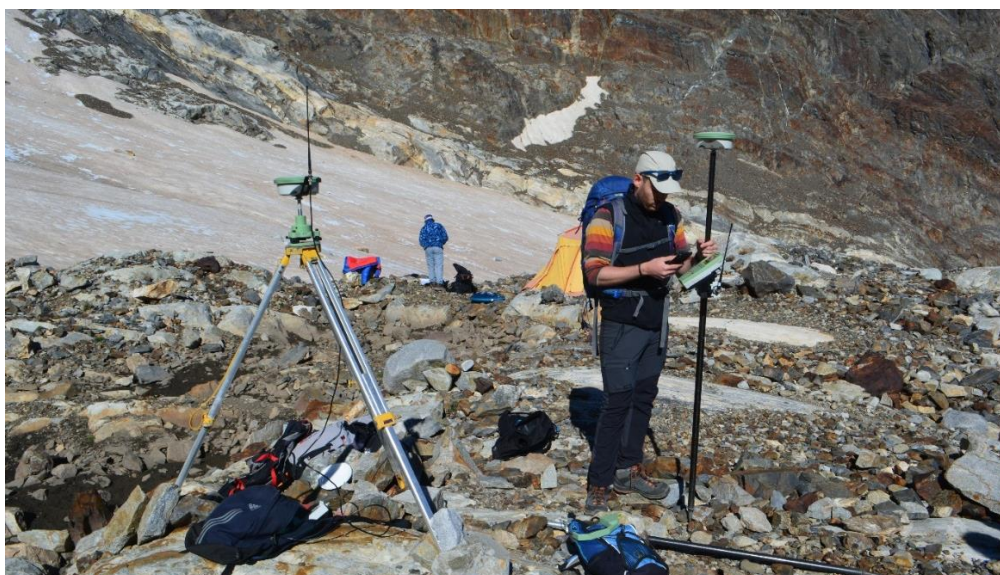


Figura 33. Puesta a punto del receptor GNSS base (sobre trípode) y rover (sobre jalón) para los trabajos de monitorización en el glaciar rocoso de La Paúl durante la campaña del 2018. Fuente: Enrique Serrano.

Las técnicas GNSS empleadas en los glaciares y glaciares rocosos fue GNSS-RTK (Figura 33). Una estación base sobre un trípode de aluminio fue posicionada sobre un mismo punto (clavo de referencia permanente) en cada una de las campañas en los diferentes escenarios (debido su proximidad, se empleó el mismo punto para los trabajos de monitorización en el glaciar y glaciar rocoso de La Paúl).

Esta estación base, alimentada con baterías externas para prolongar el tiempo de trabajo con el equipo, sería de los primeros dispositivos instalados al llegar a la zona de trabajo. De este modo, en cada uno de los escenarios la estación base estaría registrando observaciones satelitales (RINEX del inglés *Receiver Independent Exchange Format*) durante intervalos de tiempo que variaron entre 1:30h (glaciar rocoso de Maladeta en 2011) y 8:30h (glaciar y glaciar rocoso de La Paúl en 2020). El receptor GNSS base mandaría correcciones en tiempo real a un receptor GNSS rover montado sobre un jalón de fibra de carbono para la obtención de coordenadas. El rover se encontró en todos los escenarios a una distancia inferior de 500 m de la base. La determinación de las coordenadas precisas de los puntos de referencia donde se posicionaron las estaciones base se establecieron en postproceso con la ayuda de los RINEX registrados durante horas por las estaciones base y estaciones GNSS permanentes.

El GNSS rover se empleó para la ejecución de levantamientos topográficos de las geoformas (ej. perímetro de glaciares), la medida de puntos de apoyo a otras técnicas (ej. dianas para georreferenciar levantamientos) y el registro de puntos singulares para la monitorización de los glaciares rocosos (ej. varillas de acero instaladas en los glaciares rocosos).

3.1.1.3. ESCÁNER LÁSER TERRESTRE

La ejecución de las medidas automáticas a partir de escaneos pudo iniciarse con la incorporación de nuevas capacidades a equipos tradicionales como las TS. Sin embargo, la ejecución de escaneos en la Maladeta y La Paúl con equipos específicamente diseñados para tal fin no llegaría hasta la incorporación de los TLS.

El escáner empleado para la captura masiva de datos sobre las geoformas fue el Faro Focus3D X330. Se trata de un escáner portátil de láser pulsado con tecnología *Shift-Phase*, con un rango que puede alcanzar los 330 m. Equipado con una cámara digital integrada y calibrada (70 MP HDR), permite dar color al producto básico de los escaneos, las nubes de puntos. Con algo

más de 5 Kg de peso, unas dimensiones inferiores a 25 cm en su lado más extenso y el empleo de un trípode de fibra de carbono, se trata de un TLS con un equilibrio en cuanto a rango, precisión y dimensiones.

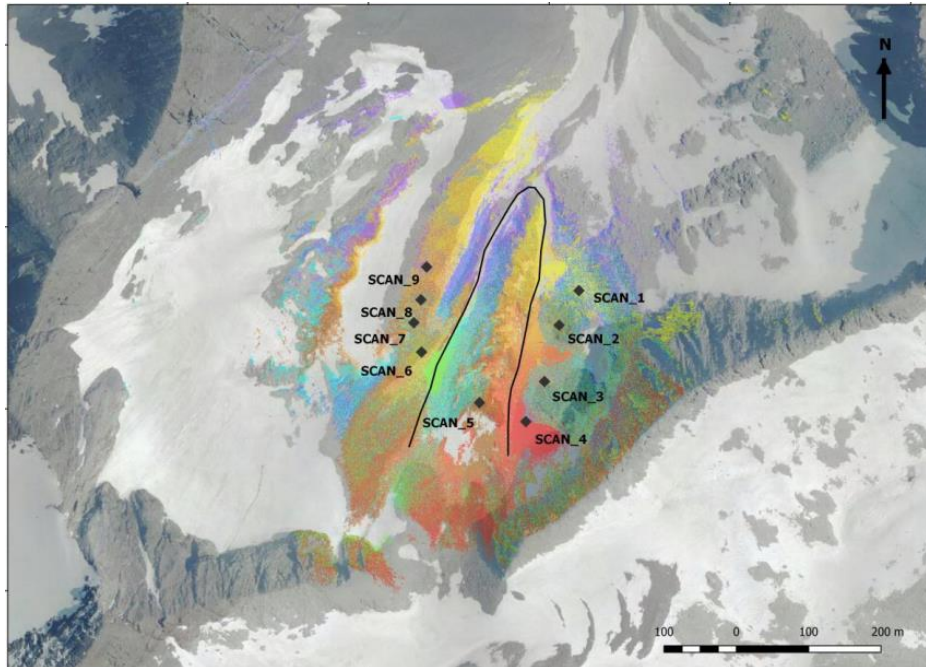


Figura 34. Solape entre nubes de puntos TLS obtenidas en el glaciar rocoso de La Paúl en 2018. Cada color corresponde a cada uno de los nueve escaneos realizados. Ortofotografía del PNOA 2015 CC-BY scne.es. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2019.

Los levantamientos TLS se iniciaron con una selección de ubicaciones de escaneo adecuadas para capturar la máxima superficie de los cuerpos estudiados. Aunque de forma general la localización de los escaneos fue similar entre campañas, el número de escaneos variaría ligeramente en función de los análisis de visibilidad en los diferentes escenarios (a partir del 2019; Apéndice 1. Análisis de visibilidad para estacionamientos TLS), del tiempo de trabajo disponible, la accesibilidad a la zona y el objetivo de los escaneos. En todos los casos se procuró que el solape entre las superficies escaneadas desde diferentes posiciones fuera elevado (Figura 34).



Figura 35. Imagen HDR capturada por el escáner Faro Focus3D X330 en el glaciar de la Maladeta (2018), donde se aprecian algunos de los puntos pintados sobre terreno estable y una de las dianas empleadas para georreferenciar los trabajos TLS.

Debido al desplazamiento del TLS en el entorno de las geoformas, el marco de referencia para georreferenciar los escaneos se basó en el empleo de dianas de tela de 1x1 m color rojo y amarillo, para un fácil transporte e identificación, o puntos pintados sobre bloques o lecho rocoso (Figura 35). En todos los escaneos ejecutados, un mínimo de tres dianas fueron colocadas alrededor del escáner, cuya ubicación variaría en función de la localización del escáner. Por ello, en cada campaña las dianas serían geolocalizadas mediante receptores GNSS (ver apartado 3.1.1.2) o, en su defecto, mediante TS (ver apartado 3.1.1.1).



Figura 36. TLS Faro Focus3D X330 en uno de los escaneos ejecutados en la parte central de la lengua del glaciar rocoso de La Paúl en la campaña del 2020. Fuente: Enrique Serrano.

La aplicación de TLS en los levantamientos se limitó al registro de la mayor extensión de superficie posible (Figura 36). La captura de puntos y de imágenes 360° alrededor de cada una de las posiciones del escáner en un radio máximo de 330 m, se realizó con una resolución espacial de 6 mm a los 10 m y una velocidad de medida de unos 500,000 pts/seg, para un total de unos 8 min de registro por posición.

3.1.1.4. FOTOGRAMETRÍA TERRESTRE Y AÉREA

Los trabajos de reconstrucción fotogramétrica se basaron en la captura de imágenes terrestres y aéreas mediante drones.

FOTOGRAMETRÍA TERRESTRE

En el primer caso, la captura de imágenes en formato JPEG se realizó mediante la cámara réflex Canon EOS 5DS R, con una distancia focal e ISO constantes de 35 mm y 100, respectivamente. Mientras la apertura de diafragma y velocidad de obturador varió entre escenarios en función de las condiciones lumínicas. Se trata de una cámara de unos 50 MP (8688 x 5792 pix) que ofrece imágenes de 24 bits en un sensor CMOS de 36 x 24 mm.

El procedimiento de captura de datos fotogramétricos desde tierra consistió en el fotografiado de la superficie de los glaciares y glaciares rocosos desde múltiples localizaciones. Cada localización o área desde la que se tomaron las imágenes (zonas con un radio de unos 5 m), estuvo compuesta por la captura de una a múltiples fotografías. Debido a que el detalle de la reconstrucción está directamente ligado a la resolución de las imágenes, las fotografías se realizaron a escasos metros de las geoformas, a distancias entre 0 y 20 m entre cámara y la superficie de interés más cercana.

Sin embargo, (I) la dificultad o imposibilidad de acceso a algunas zonas por el relieve escarpado, (II) las limitaciones logísticas y (III) los riesgos para realizar fotografías en movimiento; provocó (I) que no toda la superficie de las geoformas pudiera fotografiarse, (II) que no se ejecutaran estos trabajos la mayoría de campañas debido al esfuerzo físico y temporal para desplazarse por el entorno y (III) que la geometría de la red de imágenes no fuera óptima al realizarse muchas fotografías desde una misma posición (Figura 37).

Las fotografías terrestres se realizaron con y sin apoyo terrestre para el escalado y georreferenciación de los modelos fotogramétricos (Figura 37). En los casos donde se empleó

apoyo terrestre, se aprovecharon los puntos de control formados por dianas de tela (idénticas a las empleadas en los levantamientos TLS), puntos pintados o elementos naturales.

Al tratarse de una técnica de captura masiva de datos, con los levantamientos fotogramétricos terrestres se buscó registrar la máxima superficie de las geoformas bajo las limitaciones presentadas por la técnica y del entorno.



Figura 37. Estrategias para la captura de imágenes para la reconstrucción fotogramétrica terrestre. Ejemplo sobre los trabajos en la lengua glaciar de la Maladeta (izquierda, 2017), sin apoyo terrestre, y en el glaciar rocoso de La Paúl (derecha, 2019), con apoyo terrestre. Se muestran las localizaciones (símbolo de cámara) desde las que se capturaron las fotografías (detalle del número de fotografías capturadas desde una localización en la parte superior izquierda). Abajo, ejemplo de fotografías capturadas en cada geoforma. Ortomosaicos 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es)

FOTOGRAMETRÍA AÉREA MEDIANTE DRONES

El sistema dron empleado en los glaciares y glaciares rocosos estuvo marcado por la búsqueda de un equipo de peso y volumen reducido debido a las dificultades para acceder a los entornos de trabajo. De este modo, el levantamiento fotogramétrico fue realizado con el UAV multirrotores DJI Mavic 2 Pro (Figura 38), equipado con una cámara de 20 MP Hasselblad L1D-20c cuyos parámetros permanecieron constantes durante los vuelos en cada uno de los cuerpos a monitorizar (Tabla 3).



Figura 38. Dron DJI Mavic 2 Pro empleado en los vuelos fotogramétricos de La Paúl en pleno vuelo (2019). Fuente: Manuel Sánchez.

Especificaciones y parámetros de la cámara			
Modelo	Hasselblad L1D-20c	Sensor	1" CMOS (20 MP)
Distancia focal (mm)	28 (35 mm equivalente); 10.26 (distancia focal real)	Velocidad Obturador (seg.)	1/240-1/1250
Apertura lente	f/5-f/7.1	ISO	100
Tamaño imagen (pix; formato)	5472 x 3078; JPEG 5464 x 3070; DNG	Profundidad bits imagen (bit; formato)	8; JPEG 16; DNG

Tabla 3. Propiedades de la cámara integrada en el UAV DJI Mavic 2 Pro durante los vuelos fotogramétricos. Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2022.

La captura de fotografías estuvo controlada mediante UgCS PRO v.3.4^o, software de planificación y control de vuelos UAV al que se le introdujo un DEM derivado de los vuelos LiDAR del 2010 del Instituto Geográfico Nacional (IGN), de 5 m paso de malla y error medio cuadrático (RMSE) altimétrico inferior o igual a 0.5 m. Con la introducción del DEM, se buscó una mayor seguridad y ajuste a la hora de definir la ruta a seguir por el UAV en entornos con cambios bruscos en la orografía. Ajustado a la legislación, los vuelos se realizaron a no más de 500 m de la controladora y por debajo de los 120 m sobre el nivel del terreno (AGL del inglés *Above Ground Level*). El plan de vuelo se transmitió al controlador del DJI Mavic 2 Pro a través de UgCS for DJI v.2.19. Esta aplicación móvil, enlaza el software UgCS v.3.4 con la controladora del UAV.

El plan de vuelo se dividió en dos fases (Figura 39), una primera para la captura de fotografías nadirales y una segunda para la captura de fotografías oblicuas (Tabla 4). La captura de imágenes oblicuas permitió el fortalecimiento de la geometría de red de imágenes y con ello mejorar la calidad del levantamiento fotogramétrico a partir de la reducción de errores.

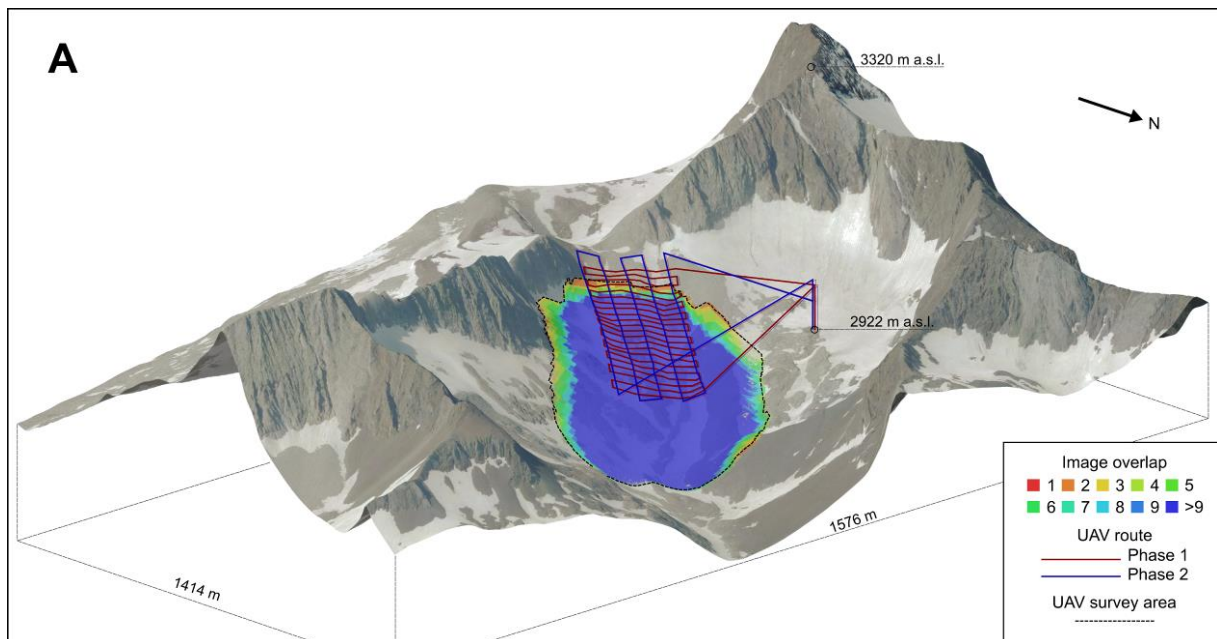


Figura 39. Ejemplo de diseño de vuelo para la captura de datos fotogramétricos mediante UAV. Se puede observar la ruta de vuelo seguida por el UAV, solape entre imágenes proyectado sobre la superficie y extensión fotografiada en el glaciar rocoso de La Paúl (2019). Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2022.

^o <https://www.ugcs.com/>, último acceso febrero 2023

Diseño del vuelo							
Fase 1: Imagen nadiral				Fase 2: Imagen oblicua			
Inclinación de la cámara respecto a la vertical (°)	0	Pasadas	Perpendiculares a la lengua	Inclinación de la cámara respecto a la vertical (°)	25	Pasadas	Paralelas a la lengua
AGL altitud (m)	78.6	GSD* (mm)	20	AGL altitud (m)	88.4	GSD* (mm)	22.5
Solape (longitudinal-transversal; %)			80-80	Solape (longitudinal-transversal; %)			70-65

* GSD; *Ground Sample Distance* (tamaño del píxel en el terreno)

Tabla 4. Parámetros generales en cada una de las fases de captura de imágenes en los vuelos fotogramétricos mediante UAV en La Paúl y Maladeta. Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2022.

La primera fase consistió en líneas de vuelo perpendiculares a la pendiente del cuerpo a monitorizar (pasadas transversales a su lengua). De forma que la trayectoria de barrido del dron fuese paralela a las curvas de nivel para obtener un tamaño de píxel en el terreno similar entre fotografías (2 cm/píxel). Se estableció un solape frontal entre imágenes y lateral entre pasadas del 80% para asegurar una cobertura completa de las superficies. De este modo, se obtuvieron imágenes en formato JPEG y DNG (formato raw de Hasselblad L1D-20c) cada 15 m aproximadamente a una altura de unos 80 m AGL.

En la segunda fase, se diseñaron líneas de vuelo perpendiculares a las de la primera fase (pasadas longitudinales a la lengua del cuerpo), fortaleciendo aún más la geometría de la red al combinar imágenes en localizaciones similares con orientaciones verticales y horizontales (*portrait and landscape orientation*). En esta fase se estableció una altura de vuelo constante de unos 88 m AGL, así como un solape frontal y lateral entre imágenes del 70% y 65%, respectivamente, para realizar una adquisición cada 25 m aproximadamente.

El escalado y georreferenciación de los modelos fotogramétricos UAV se realizó a partir de la distribución de dianas de tela, como las descritas previamente, sobre la superficie de los glaciares y glaciares rocosos. De forma que, ajustándose las limitaciones físicas del entorno, fueran visibles desde el dron y estuvieran localizadas en los bordes y parte central del levantamiento fotogramétrico (Figura 40). Las dianas empleadas como puntos de control terrestre fueron coordinadas mediante dispositivos GNSS-RTK (apartado 3.1.1.2).

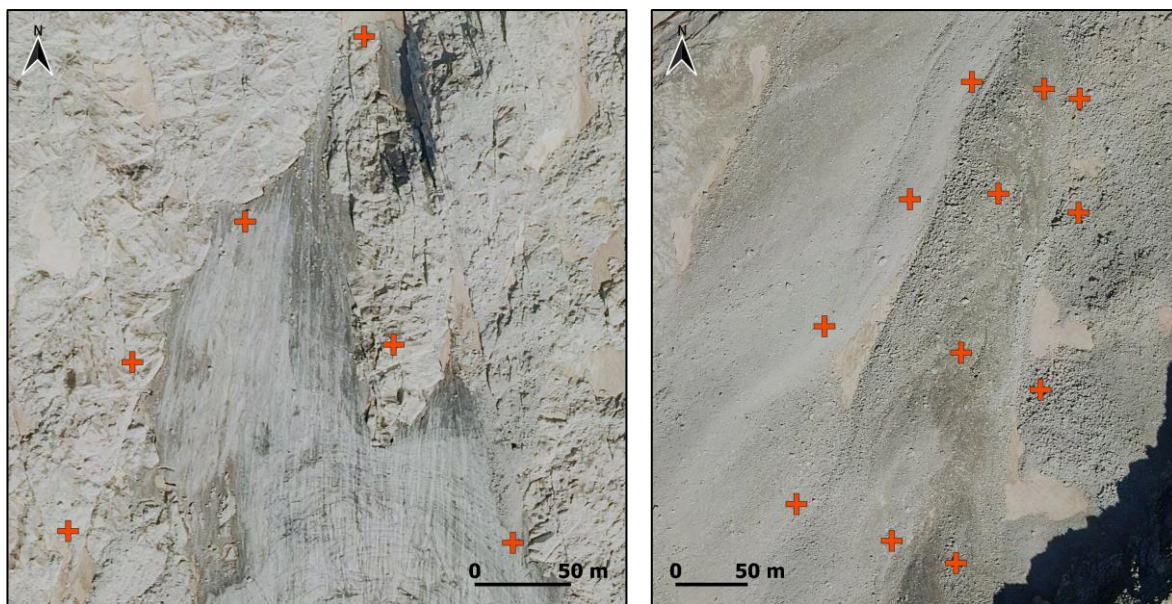


Figura 40. Localización de las dianas empleadas en los vuelos fotogramétricos en la lengua glaciar de la Maladeta (izquierda) y en el glaciar rocoso de La Paúl (derecha) en 2020. Ortomosaicos 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es)

3.1.2. CAPTURA DE DATOS ESPECÍFICO

3.1.2.1. GLACIAR DE LA MALADETA

Según los procedimientos generales detallados en la sección anterior se ejecutaron levantamientos topográficos del perímetro y/o la superficie del glaciar de la Maladeta en 10 campañas de campo (Tabla 5). Destacar que, debido a la significativa extensión de la geoforma, todos los trabajos geomáticos ejecutados se limitaron al levantamiento de la lengua glaciar.

	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020
TS	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.		Sup.	Sup.;Apo.	Sup.;Apo.	Per.; Sup.;Apo.	
GNSS	Per.	Per.	Per.							Apo.	Apo.
TLS								Per.;Sup.	Per.;Sup.	Per.;Sup.	Per.;Sup.
TP							Sup.			Sup.	
AP-UAV										Per.;Sup.	Per.;Sup.

Per.: Perímetro; Sup.: Superficie; Apo.: Apoyo topográfico

Tabla 5. Técnicas geomáticas aplicadas en la lengua del glaciar de la Maladeta y el principal elemento medido.

La TS fue empleada en modo escaneo automático desde dos posiciones hasta el 2017, donde el retroceso de la lengua glaciar obligaría a emplear la posición más elevada para proseguir con los trabajos de monitorización (Figura 41; Tabla 6).

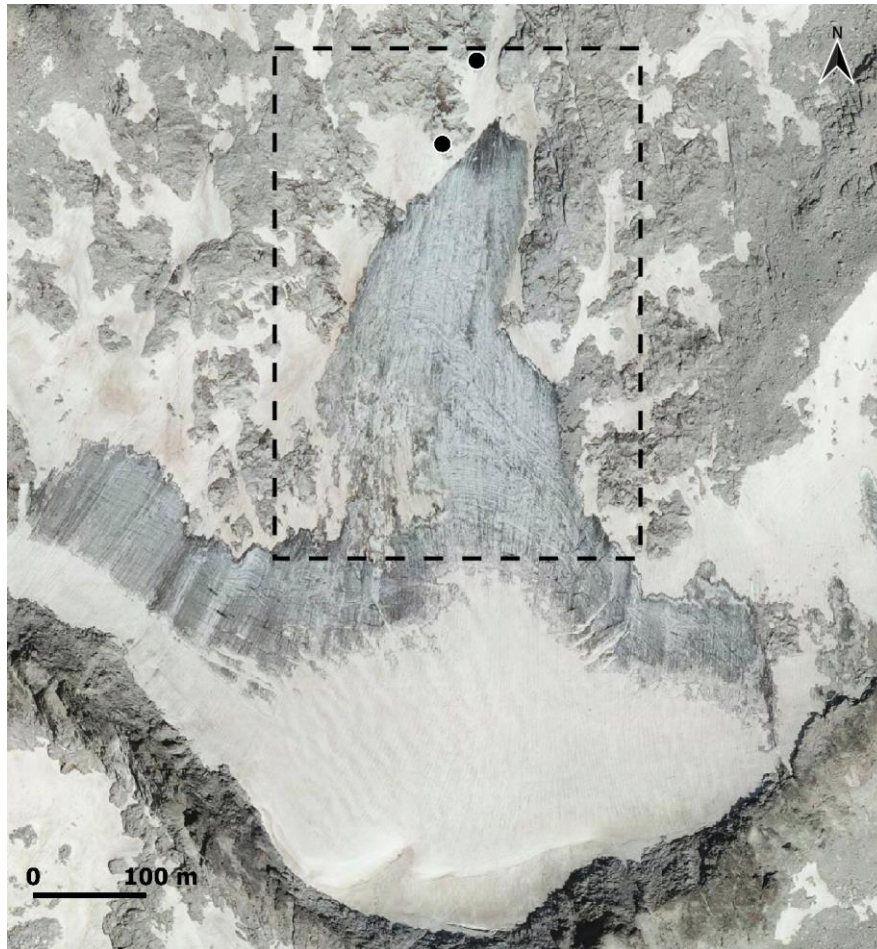


Figura 41. Extensión aproximada de la zona del glaciar de la Maladeta donde se llegaron a realizar mediciones TS en alguna de las 10 de campañas de campo. Los puntos muestran la localización de los estacionamientos TS. Ortomosaico 2012 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es)

	Fecha	Nº Posiciones
	15/09/2010	2
	05/09/2011	2
	24/09/2012	2
	20/09/2013	2
TS	05/10/2014	2
	10/09/2016	2
	03/09/2017	1
	22/09/2018	1
	07/09/2019	1

Tabla 6. Información sobre la captura de datos TS en el glaciar de la Maladeta.

Con el control del espesor de hielo mediante TS, los dispositivos GNSS fueron empleados para medir el perímetro de la lengua glaciar en los primeros años de estudio (2010-2012) y como apoyo a otras técnicas siete años después (Tabla 5). La implementación del TLS junto con AP-UAV en 2019, provocarían el desuso de la TS para el control de espesores en 2020 y que los dispositivos GNSS volvieran a llevarse a campo por la necesidad de georreferenciar los modelos derivados de los escaneos y la fotogrametría.

Las principales diferencias en los procedimientos respecto a la captura de datos general en el glaciar de la Maladeta (descrita en el apartado 3.1.1.4), se centraron en el empleo de la TS para dar apoyo a los levantamientos TLS y en la ejecución manual de parte del plan de vuelo fotogramétrico en la campaña del 2019.

En el glaciar de la Maladeta fue posible establecer puntos de referencia estables sobre el lecho rocoso cercano a la lengua. Esto permitió que los puntos de control empleados para la georreferenciación de los escaneos TLS estuvieran formados principalmente por puntos o dianas pintadas sobre la roca. Aunque en las campañas del 2017 y 2018, se introdujeron dianas de tela como puntos temporales para asegurar redundancia de datos y posibles pérdidas de los puntos pintados en años anteriores. La inmovilidad de parte de los puntos de control y generalmente buena visibilidad de estos puntos desde los lugares de estacionamiento de la TS, provocó que del 2017 al 2019 los trabajos de georreferenciación se ejecutaran en el sistema local definido para los levantamientos TS.

Con el objetivo de georreferenciar los levantamientos TS y TLS respecto a un sistema de referencia geodésico, en 2019 se incorporó el uso de dispositivos GNSS para geolocalizar los mismos puntos (13 en total) coordinados con la TS en el sistema local. Lo que permitiría la extracción de parámetros de transformación entre ambos sistemas de referencia. Al observar que las dianas pintadas no se deterioraban excesivamente entre campañas, en el 2020 se emplearon los mismos puntos definidos en la campaña anterior, evitando trasladar a campo los dispositivos GNSS y TS y reduciendo tiempo de trabajo.

Con el fin de medir el frente del glaciar, desde 2017 hasta 2020 se realizaron entre tres (campaña 2017) y cuatro (campañas 2018 a 2020) escaneos (Tabla 7). Durante las cuatro campañas de campo, todos los escaneos se realizaron desde ubicaciones similares sobre el lecho rocoso (± 2 m aprox.), en las proximidades de la lengua glaciar por su vertiente occidental.

	Fecha	Nº escaneos	Solape escaneos (%)*	Nº puntos control (empleados/total)
TLS	03/09/2017	3	42	10/14
	22/09/2018	4	38	11/13
	07/09/2019	4	42	13/18
	04/09/2020	4	39	12/14

* Superficie mínima en común entre dos escaneos de la superficie total registrada.

Tabla 7. Información sobre la captura de datos TLS en el glaciar de la Maladeta.

Respecto a los vuelos fotogramétricos, parte de su ejecución en 2019 se realizó manualmente debido a problemas técnicos con el equipamiento. Lo que provocó que por seguridad se capturaran muchas más imágenes (Tabla 8) y la altura de la aeronave respecto al terreno fuera desigual.

	Fecha	Nº Vuelos	Nº Imágenes	Nº Puntos control
AP-UAV	07/09/2019	5	915	6
	04/09/2020	5	408	6
TP	03/09/2017	-	21	1
	07/09/2019	-	320*	0

* Número de imágenes empleadas en el modelo fotogramétrico final 181, ver apartado 3.2.1.4.

Tabla 8. Información sobre la captura de datos fotogramétricos en el glaciar de la Maladeta.

Por su parte, la fotogrametría terrestre estuvo marcada por la falta de puntos de apoyo para el posterior escalado y georreferenciación de los modelos, lo que obligaría a emplear otros métodos durante el tratamiento de los datos. En 2017, solamente 21 fotografías fueron capturadas desde diferentes localizaciones del glaciar (6 zonas). Mientras en 2019, se capturaron fotografías desde 5 localizaciones principales, capturando en cada una de ellas una media de 64 imágenes (Tabla 8).

3.1.2.2. GLACIAR ROCOSO DE LA MALADETA

En el glaciar rocoso de la Maladeta se realizaron medidas 11 años entre 2008 y 2020 (Tabla 9). Si bien se trata de uno de los cuerpos donde más tiempo se ejecutaron trabajos geomáticos, la variedad de técnicas se limitó principalmente a receptores GNSS.

	2008	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	2020
GNSS	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.			Sup.	Sup.;Apo.	Sup.	Sup.;Apo.	Sup.; Apo.
TLS												Sup.	
TP	Sup.									Sup.		Sup.	
AP-UAV												Sup.	Sup.

Sup.: Superficie; Apo.: Apoyo topográfico

Tabla 9. Técnicas geomáticas aplicadas al glaciar rocoso de la Maladeta y el principal elemento medido.

Con una estación GNSS base posicionada sobre un punto de referencia en las cercanías del frente del glaciar rocoso y un receptor GNSS rover, las campañas consistieron en la medida de 15 puntos singulares (varillas y puntos pintados en roca) definidos en la superficie de la Maladeta en 2008 (Figura 42). Excepto la varilla nº 14, que en la campaña del 2019 se encontró en las cercanías del lugar donde se instaló inicialmente, el resto de los puntos permanecieron en condiciones similares a las de la primera campaña durante la ejecución de los trabajos.

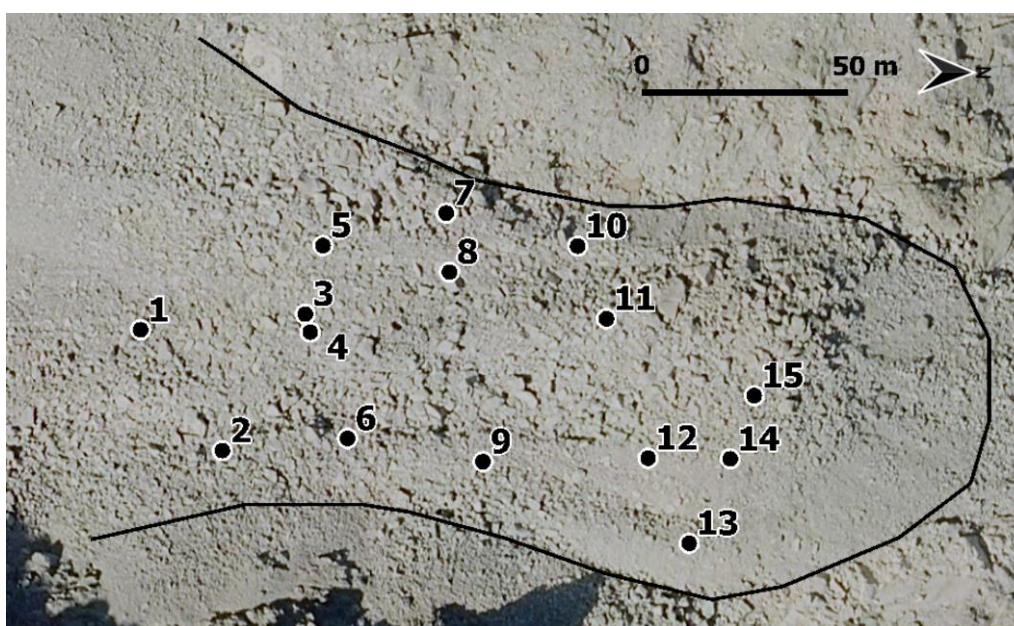


Figura 42. Localización de los 15 puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta para su monitorización mediante técnicas GNSS. Ortomosaico 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es).

La aplicación de TLS se limitó a un único registro en 2019, para su empleo como modelo de referencia cara a posibles análisis posteriores. La falta de localizaciones elevadas accesibles para poder registrar grandes superficies del glaciar rocoso, provocó que sólo se realizaran dos escaneos de la lengua desde el lado oriental. Los puntos de control para georreferenciar los modelos consistieron en dianas temporales de tela y pequeñas marcas pintadas en bloques (Tabla 10).

		Nº escaneos	Solape escaneos (%)*	Nº puntos control (empleados/total)
TLS	2019	2	42	4/8

* Superficie mínima en común entre dos escaneos de la superficie total registrada.

Tabla 10. Información sobre la captura de datos TLS en el glaciar rocoso de la Maladeta.

La captura de imágenes terrestres para el procesado fotogramétrico se realizó el primer año de mediciones. Captura que no se repetiría hasta nueve años después, en 2017 y, de nuevo, en 2019. En todas las campañas se fotografió el frente noroeste de la lengua y se midieron puntos de control naturales (esquinas de bloques) situados por todo el frente visible desde las imágenes mediante GNSS, para el escalado y georreferenciación de modelo (Tabla 11). La estrategia en la captura de imágenes difirió entre campañas, incrementándose significativamente las fotografías en 2019. En 2008, la estrategia fue capturar imágenes cada 5 m aproximadamente hasta una separación de 40 m entre la primera y última imagen. En 2017, la estrategia fue similar, incrementando el intervalo de captura a unos 10 m hasta una distancia de unos 80 m entre la primera y última fotografía. Finalmente, en 2019, se optó por capturar 160 fotografías desde tan solo 3 localizaciones (Tabla 11).

	Año	Nº Imágenes	Nº Puntos control (empleados/total)
AP-UAV	2019	181	9/9
	2020	297	8/8
TP	2008	12	11/14
	2017	39	17/18
	2019	160	10/10

Tabla 11. Información sobre la captura de datos fotogramétricos en el glaciar rocoso de la Maladeta.

Respecto a la AP-UAV, tras comprobar a través de los vuelos de la primera campaña que no había riesgo de colisión con las paredes cercanas, se incrementó la extensión de superficie a sobrevolar en el planificador de vuelos en unas 2 ha. Con el consecuente incremento en el número de imágenes capturadas (Tabla 11).

3.1.2.3. GLACIAR DE LA PAÚL

Los trabajos en el glaciar de La Paúl fueron los más constantes de las cuatro geoformas monitorizadas, con 12 años de medidas TS ininterrumpidas desde el 2009 (Tabla 12). Parte de esta constancia, se debió a que tanto el glaciar como el glaciar rocoso de La Paúl se encuentran en la misma ladera. Lo que hace posible trabajar en los dos cuerpos en una misma jornada. Sin embargo, el acceso al entorno de trabajo no es sencillo, lo que obligó a pernoctar en numerosas campañas en la zona de trabajo y, cuando fue posible, a trasladar el equipamiento en helicóptero.

	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020
TS	Sup.	Sup.	Per.;Sup.	Per.;Sup.	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.
GNSS			Per.	Per.			Per.				Apo.	Apo.
TLS											Sup.	
AP-UAV											Per.;Sup.	Per.;Sup.

Per.: Perímetro; Sup.: Superficie; Apo.: Apoyo topográfico

Tabla 12. Técnicas geomáticas aplicadas al glaciar de La Paúl y el principal elemento medido.

Al igual que en el glaciar de la Maladeta, la TS se empleó para el registro automático de la superficie del glaciar. Excepto en el primer año (2009), en el resto se realizaron escaneos desde dos posiciones diferentes. Uno desde el frente del glaciar, que fue ejecutado todos los años, y otro desde su lateral Noreste (Figura 43). Ambos puntos de estación estuvieron definidos por clavos de referencia incrustados en suelo estable, parte de un marco de referencia local que con medidas TS en 2019 y GNSS en 2020 (3 puntos), se transformaría a un sistema de coordenadas geográfico.

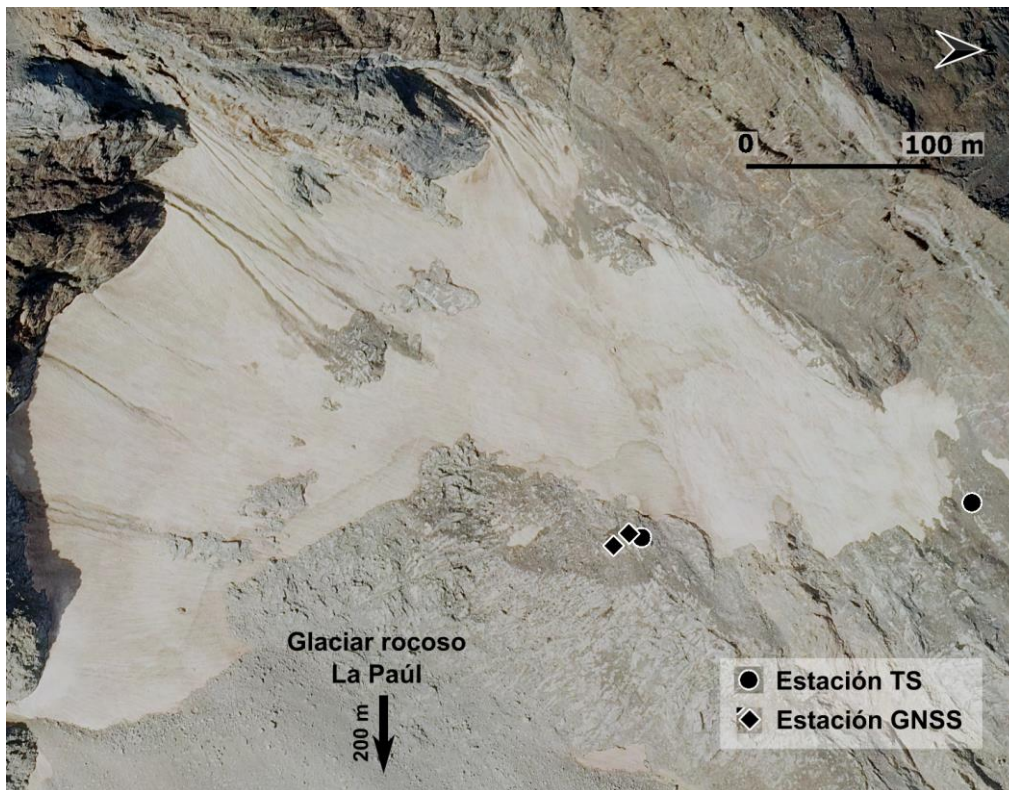


Figura 43. Localización de los puntos de referencia empleados en los levantamientos TS y GNSS. Ortomosaicos 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es)

El perímetro del glaciar fue medido en 2011 y 2012 a partir de técnicas TS y GNSS-RTK, en 2015 mediante GNSS-RTK, y en 2019 y 2020 mediante AP-UAV con apoyo de receptores GNSS.

Hasta el 2019, en todas las campañas en el glaciar y glaciar rocoso de La Paúl se empleó el mismo punto de referencia donde se estacionó la base GNSS (Figura 43). Localización que cambió en 2019 y 2020, donde se empleó otro punto estable a unos escasos 10 m de la posición anterior.

El 2019, se realizaron escaneos TLS desde el lateral noreste con el fin de obtener un levantamiento de referencia con el que contrastar otros levantamientos ejecutados ese mismo año (Tabla 13). Para la georreferenciación se emplearon las dianas de tela descritas anteriormente.

	Nº escaneos	Solape escaneos (%)*	Nº puntos control (empleados/total)
TLS 2019	2	23	6/6

* Superficie mínima en común entre dos escaneos de la superficie total registrada.

Tabla 13. Información sobre la captura de datos TLS en el glaciar de La Paúl.

Debido a que el glaciar de La Paúl se encuentra encajado entre paredes por el sur y oeste, en la primera campaña de vuelos fotogramétricos (2019) se actuó con precaución a la hora de diseñar el plan de vuelo. En el 2020, se definieron mejor las zonas de riesgo y se gestionaron mejor las baterías de la aeronave, provocando un aumento de las imágenes capturadas al sobrevolar unas 8 ha más que en 2019 (Tabla 14). Sin embargo, a pesar de abarcar una mayor superficie, la distribución de los puntos de control en 2020 no fue óptima en la zona superior del glaciar debido a las altas pendientes del hielo glaciar y, por lo tanto, dificultad para acceder.

	Año	Nº Imágenes	Nº Puntos control (empleados/total)
AP-UAV	2019	211	9/9
	2020	375	9/9

Tabla 14. Información sobre la captura de datos fotogramétricos en el glaciar de La Paúl.

3.1.2.4. GLACIAR ROCOSO DE LA PAÚL

Con estrategias de medida similares a las del glaciar rocoso de la Maladeta, los dispositivos GNSS fueron la principal técnica empleada en La Paúl durante 8 años ininterrumpidos (Tabla 15). Sin embargo, a diferencia de en la Maladeta, el desplazamiento por el entorno del glaciar rocoso de La Paúl fue posible, ejecutándose levantamientos TLS anuales desde el 2016 (Tabla 15).

	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020
GNSS	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.;Apo.	Sup.;Apo.	Sup.;Apo.	Sup.;Apo.	Sup.;Apo.
TLS				Sup.	Sup.	Sup.	Sup.	Sup.
TP						Sup.	Sup.	
AP-UAV							Sup.	Sup.

Sup.: Superficie; Apo.: Apoyo topográfico

Tabla 15. Técnicas geomáticas aplicadas al glaciar rocoso de La Paúl y el principal elemento medido.

Los trabajos con receptores GNSS consistieron en la medida de 20 varillas de acero y puntos naturales ubicados por toda la superficie de la lengua rocosa (Figura 44).



Figura 44. Localización de los 20 puntos singulares definidos en el glaciar rocoso de La Paúl para su monitorización mediante técnicas GNSS. Ortomosaicos 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es)

De los cuatro cuerpos monitorizados, solamente en el glaciar rocoso de La Paúl fue posible desplazarse con el TLS por ambos lados de la lengua para la captura de su superficie. Cada escaneo fue apoyado con dianas de tela, de forma que por lo menos una misma diana fuese visible desde dos escaneos consecutivos en una misma vertiente de la lengua con el fin de fortalecer la geometría de la captura (Tabla 16).

		Nº escaneos	Solape escaneos (%)*	Nº puntos control (empleados/total)
TLS	2016	7	23	21/26
	2017	8	20	10/27
	2018	9	20	16/20
	2019	10	26	9/24
	2020	10	20	15/36

* Superficie mínima en común entre dos escaneos de la superficie total registrada.

Tabla 16. Información sobre la captura de datos TLS en el glaciar rocoso de La Paúl.

La posibilidad de transitar por los alrededores del glaciar rocoso también se aprovechó en la captura de imágenes terrestres. Las dianas empleadas para georreferenciar los escaneos TLS, no se retiraron hasta después de la captura de más de 900 fotos en 2018 y más de 500 en 2019 para apoyar la fotogrametría terrestre (Tabla 17). El aumento en el número de fotografías total entre campañas se dio por un aumento en las localizaciones en las que se tomaron las fotografías. De 40 zonas desde la que se tomaron una media de 23 fotografías por cada una en 2018, a 11 zonas para una media de 46 fotografías en cada una en 2019.

	Año	Nº Imágenes	Nº Puntos control (empleados/total)
AP-UAV	2019	428	12/12
	2020	407	12/12
TP	2018	904	10/20
	2019	507	12/16

Tabla 17. Información sobre la captura de datos fotogramétricos en el glaciar rocoso de La Paúl.

El flujo de captura de imágenes UAV fue similar en las campañas de 2019 y 2020, donde las variaciones en el número de imágenes y superficie fotografiada estuvo ligado a la gestión del plan de vuelo en campo (ej. pequeños reajustes en la ruta de vuelo o reanudación de vuelos tras cambios de baterías).

3.2. TRATAMIENTO DE DATOS

Una adquisición de datos abundante y precisa como la realizada por el GIR PANGEA, requiere de un tratamiento que permita transformar todo el trabajo de campo en información detallada sobre las deformaciones superficiales de los glaciares y glaciares rocosos.

La generación de información cuantitativa de calidad sobre los desplazamientos superficiales de las geoformas está directamente vinculada a la elaboración de los productos para la representación del terreno (ej. DEM, ortofotos). Que a su vez, están condicionados por los beneficios y limitaciones de las medidas ejecutadas en campo.

Este flujo de trabajo, de la adquisición de datos al procesado de las medidas, generación de productos y su comparación, no es trivial. Numerosas investigaciones no solo centran su foco de atención en el empleo de diferentes técnicas geomáticas, sino que orientan sus esfuerzos en las metodologías empleadas para la producción y comparación de la información geográfica como se ha mostrado en el apartado 1.3.

A continuación, se muestran los procedimientos empleados para transformar los datos de campo en información sobre la evolución de los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl.

3.2.1. GENERACIÓN DE PRODUCTOS Y ANÁLISIS DE CALIDAD

3.2.1.1. ESTACIÓN TOTAL

Configurada la TS en campo, la obtención de coordenadas 3D de puntos (producto básico) derivados de medidas individuales se limitó a la exportación de estos en un documento de texto. Sin embargo, los levantamientos realizados mediante el modo de barrido automático de la TS fueron procesados mediante el software Topcon ImageMaster v2.0 (Figura 45).

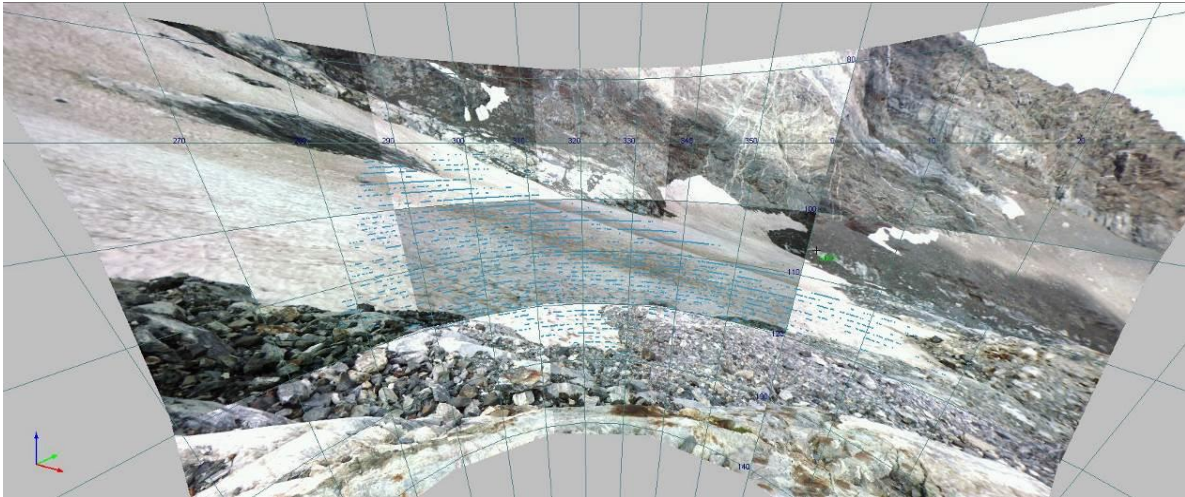


Figura 45. Mosaico de imágenes capturadas por la TS Topcon Imaging Station IS-03 en el glaciar de La Paúl (2018) generado a partir de programa Topcon ImageMaster.

La transformación del sistema de referencia local definido con la TS en los glaciares de la Maladeta y La Paúl, a un sistema de referencia geodésico, se llevó a cabo mediante una transformación Helmert de 10 parámetros Molodensky-Badekas a partir de la *Geodetic Toolbox* (Craymer, 2022), en el entorno Matlab R2018b. De modo que los mismos puntos de referencia medidos mediante TS en el sistema local y GNSS en el sistema geodésico, permitieron determinar los parámetros de transformación de todas las medidas relativas a un sistema absoluto (Apéndice 2. Transformaciones entre sistemas de referencia). Los errores asociados a la transformación entre sistemas de referencia fueron acordes a las precisiones de los dispositivos empleados (± 1.1 cm en la traslación (XYZ) en la Maladeta y ± 1.4 cm en La Paúl).

Con las mediciones TS en un sistema de referencia global, se generaron modelos de elevación con resolución 1 x 1 m a partir de una interpolación lineal entre puntos con la herramienta *TIN Interpolation* de QGIS v3.18 (QGIS, 2019). Debido a la poca densidad de las medias TS, fueron pocos los casos donde la distancia entre puntos fue menor a 1 m (zonas próximas al equipo, siendo habitual superar los 20 m de separación entre puntos). No obstante, se optó por definir una resolución de este tamaño para aprovechar el detalle de las zonas con una mayor densidad de medidas, a la vez que se mejoraba la apariencia general del modelo al dar una sensación de más detalle en zonas de menor densidad.

Con el fin de ajustar los DEM a la superficie de hielo glaciar tras la interpolación de los puntos, se emplearon los perímetros medidos o derivados por las diferentes técnicas para recortar el

modelo (Tabla 18). En el caso del glaciar de La Paúl, se empleó el perímetro extraído del ortomosaico libre de nieve del PNOA 2006 (0.5 x 0.5 m/pix) para el recorte, en lugar de los perímetros medidos en campo (Tabla 18). Esto fue provocado por las elevadas variaciones del perímetro glaciar a causa de la nieve remanente en el frente en gran parte de las campañas y la falta de otros ortomosaicos de alta resolución libres de nieve en la región.

Glaciar Maladeta		Glaciar La Paúl	
TS DEM	Perímetro	TS DEM	Perímetro
2010	GNSS 2010	2009 a 2020	PNOA 2006
2011	GNSS 2011		
2012 a 2016	GNSS 2012		
2017	TLS 2017		
2018	TLS 2018		
2019	AP-UAV 2019		

Tabla 18. Contorno empleado para recortar los DEM generados a partir de las medias TS en los glaciares de Maladeta y La Paúl.

De este modo, los cálculos sobre las variaciones de los DEM en ambos glaciares se vieron menos influenciados por la superficie rocosa o acumulaciones de nieve de los alrededores, y la interpolación errónea de puntos distantes (Figura 46).

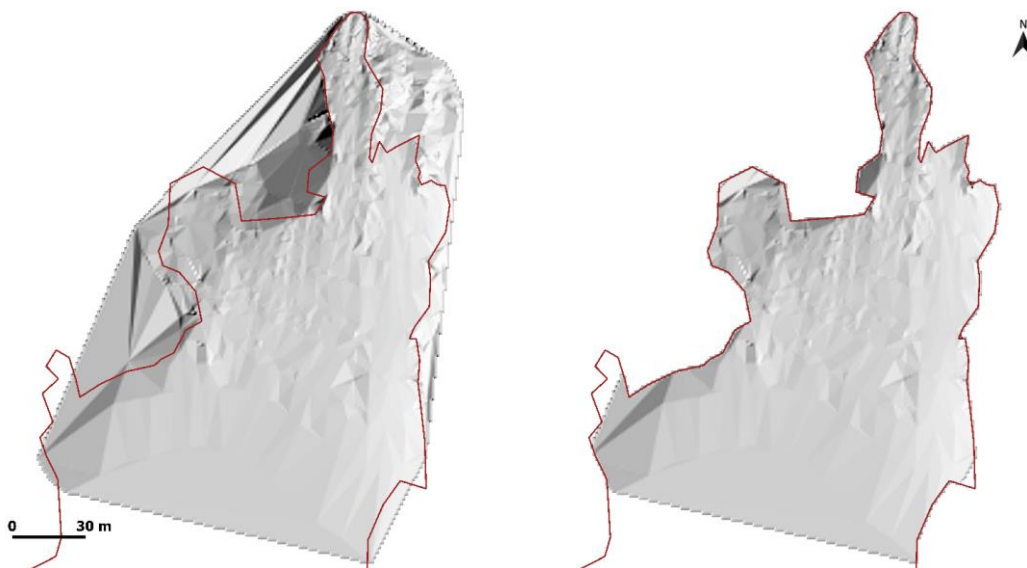


Figura 46. Modelo de elevaciones (representación tipo sombreado) derivado del levantamiento TS en la Maladeta antes y después de ser recortado con el perímetro glaciar GNSS del 2012.

La calidad de las medidas TS se estableció a partir de las especificaciones de la ficha técnica, las reportadas por Rico (2018) y los errores en la georreferenciación de los levantamientos (Apéndice 2. Transformaciones entre sistemas de referencia), para una precisión 3D entre ± 1.2 y ± 3 cm.

3.2.1.2. TÉCNICAS GNSS-RTK

Las coordenadas registradas por las estaciones GNSS base, posicionadas sobre puntos de referencia permanentes, fueron corregidas en postproceso mediante el software Leica Geo Office v8.4 (LGO) y los RINEX grabados por el dispositivo. Tal y como se comentó en el apartado 3.1.1.2, el postproceso se realizó con el apoyo de estaciones GNSS permanentes. Concretamente, las estaciones de Escornacrabes (Baqueira, Lleida) de la red EUREF^P hasta el 2012 (a unos 25-40 km de las zonas de estudio) y la de Castejón de Sos (Huesca) de la red ERGNSS^Q del 2013 a la actualidad (a unos 15-20 km de las zonas de estudio).

Procesar y corregir las medidas de la base GNSS, permitió determinar diferencias anuales en las coordenadas de los puntos de referencia o, incluso, reducir los efectos de posibles errores derivados de un estacionamiento deficiente sobre dichos puntos. Considerando que las coordenadas registradas por el GNSS rover (puntos a monitorizar o de apoyo) dependen de las coordenadas conocidas de base GNSS, determinar anualmente la ubicación precisa de la base evitaría errores derivados de su estacionamiento sobre un punto de referencia concreto. En cualquier caso, la ubicación (XYZ) de la base se tomarían con precaución en los casos donde el tiempo de registro de datos RINEX fuese de pocas horas (< 3h).

Según los resultados mostrados por el software LGO, las precisiones de las coordenadas corregidas de la base GNSS fueron inferiores al milímetro. Sin embargo, las diferencias medias entre las coordenadas de los puntos de referencia empleados para el estacionamiento del receptor GNSS base en diferentes campañas (2013 a 2020), estuvieron por debajo de los ± 2 cm en XY y ± 2 cm en Z en La Paúl y ± 0.2 cm en XY y ± 0.5 cm en Z en el glaciar rocoso de la Maladeta. Debido al elevado rango temporal de los estudios en los glaciares y glaciares rocosos y los diferentes operarios, se consideró que las diferencias anuales entre las coordenadas de los puntos de referencia estuvieron particularmente asociadas al proceso de estacionamiento del equipo. De modo que, generalmente, la precisión de las coordenadas determinadas para el receptor GNSS base, que no el punto de referencia sobre el que se posiciona, en cada campaña y escenario se aproximaría a las mostradas por el software LGO

^P EUREF Permanent Network, https://epncb.oma.be/_networkdata/stationlist.php, último acceso 27/02/2023

^Q Red Geodésica Nacional de Estaciones de Referencia GNSS, IGN, <https://www.ign.es/web/ign/portal/gds-gnss-estaciones-permanentes>, último acceso 30/01/2023

(pocos milímetros). Dejando la calidad de las medidas GNSS de los puntos a monitorizar y puntos de apoyo en función de las desviaciones estándar mostradas por el GNSS rover.

Esas precisiones relativas del rover respecto a la base de las coordenadas fueron similares en todos los escenarios y en todas las campañas. Las precisiones 3D medias del receptor GNSS rover fueron en torno a ± 1 cm en XY y a ± 1.5 cm en Z. De modo que se estableció una precisión 3D prudente de ± 2 cm para las medidas GNSS-RTK en todos los escenarios, similar a la definida por Rico (2019) en trabajos previos.

Las coordenadas planimétricas (XY) fueron referidas al sistema ETRS89 (*European Terrestrial Reference System 1989*), proyección UTM (Universal Transversal de Mercator), Huso 31. Mientras que la elevación (Z) fue calculada respecto al modelo de geoide EGM08-REDNAP (Modelo Gravitacional de la Tierra 2008 adaptado a la Red Española de Nivelación de Alta Precisión). Se trata de sistemas de referencia y modelos normalizados y empleados por el IGN en sus productos geográficos.

3.2.1.3. ESCÁNER LÁSER TERRESTRE

El procesado de los escaneos TLS realizados en cada escenario se ejecutó en el software FARO SCENE^r v2019 y v2020. Programa que permite el registro (unión) de los escaneos y su georreferenciación a partir de dianas coordenadas mediante otras técnicas para la generación de levantamientos TLS (Tabla 19).

Proceso	Descripción
Preprocesado	<ul style="list-style-type: none"> - Dar color a la nube a partir de las imágenes - Eliminar ruido por el choque del haz láser con bordes de objetos
Registro	<ul style="list-style-type: none"> - Alineación aproximada de los escaneos mediante registro <i>Top View Based</i>* - Alineación de los escaneos mediante registro <i>Cloud to Cloud</i>* - Bloqueo de la posición de los escaneos tras la alineación**
Georreferenciación	<ul style="list-style-type: none"> - Importar dianas y sus coordenadas - Identificación de dianas en los escaneos - Georreferenciación de los escaneos bloqueados mediante dianas (ETRS89 UTM31) y registro <i>Target Based</i>
Exportación	<ul style="list-style-type: none"> - Recorte de puntos alejados de la zona de interés - Exportar una única nube de puntos en formato *.E57

*Inclinómetro, GPS y brújula activados en las alineaciones

**Bloqueos realizados sobre todos los escaneos simultáneamente o sobre grupos.

Tabla 19. Flujo de trabajo seguido con el software FARO Scene para la generación de nubes de puntos TLS.

^r <https://www.faro.com/es-MX/Products/Software/SCENE-Software>, último acceso 01/03/2023

Salvo en el glaciar rocoso de La Paúl, en los demás glaciares y glaciares rocosos se realizó un registro (*Cloud to Cloud*) de todos los escaneos simultáneamente (Tabla 19). Debido a la poca superficie de solape entre los escaneos de los laterales de la lengua rocosa de La Paúl, fue necesario registrar dos grupos independientes. De este modo, los escaneos realizados en el lateral este y oeste fueron procesados individualmente, aunque georreferenciados en conjunto para ser finalmente exportados como una única nube de puntos (Figura 47).

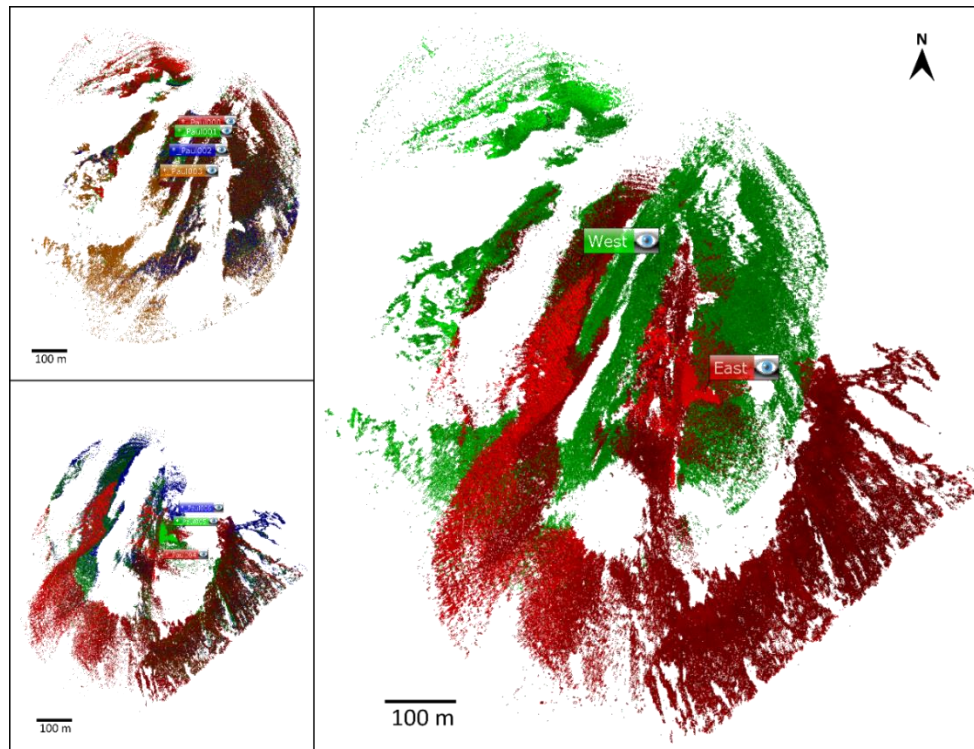


Figura 47. Vista cenital de los escaneos ejecutados en el glaciar rocoso de La Paúl en 2016 durante el registro y georreferenciación. Arriba a la izquierda, vista de los cuatro escaneos registrados en el lateral occidental de la lengua. Abajo a la izquierda, vista de los tres escaneos registrados en el lateral oriental. A la derecha, nube de puntos resultante de la georreferenciación de los dos grupos de escaneos.

La calidad de las nubes de puntos TLS se asoció a los errores de registro y georreferenciación (Tabla 20). El primero, relacionado con la calidad de los datos adquiridos por el escáner (ruido o precisión de cada uno de los escaneos y solape entre ellos, entre otros). El segundo, vinculado a la calidad del control terrestre (calidad de las coordenadas y distribución de las dianas). Por esta razón, los errores de georreferenciación ofrecidos por el software FARO SCENE fueron próximos a las precisiones ofrecidas por los dispositivos GNSS empleados en la localización de las dianas, mientras que los errores de registro fueron menores debido a la elevada calidad de las mediciones TLS (ver apartado 3.1.1.3).

RMSE (mm)	Glaciar Maladeta		Glaciar rocoso Maladeta		Glaciar La Paúl		Glaciar rocoso La Paúl	
	Registro	Georref*	Registro	Georref*	Registro	Georref*	Registro	Georref*
Grupos							O	E
2016							18	10
2017	8	32					16	9
2018	6	33					10	15
2019	5	30	8	23	15	20	15	19
2020	6	28					18	11

* Georref; Georreferenciación

Tabla 20. Errores 3D medios de registro y georreferenciación de escaneos TLS en los glaciares y glaciares rocosos extraídos de Faro Scene.

Debido a la irregularidad del muestreo en los glaciares rocosos provocado por las oclusiones entre TLS y superficies escaneadas, solamente se derivaron DEMs a partir de los escaneos en el glaciar rocoso de La Paúl para evaluar sus diferencias con otras técnicas. En este caso, se empleó la interpolación TIN (Delaunay 2.5D; CloudCompare, 2020), con distancia máxima entre vértices de 2 m y una resolución del DEM de 2 cm/pix. Estos parámetros permitirían no interpolar grandes distancias a la vez de conservar un detalle elevado para la identificación de la geometría abrupta de la superficie en los DEM.

En el caso de los glaciares, se empleó el método de interpolación *Poisson Surface Reconstruction* (Kazhdan and Hoppe, 2013; CloudCompare, 2020) para la generación de los DEM. Esta interpolación se ajusta a la geometría generalmente suavizada de la superficie helada de los glaciares (Figura 48). Se trata de una interpolación que se adapta al ruido (ej. variaciones causadas por la precisión del equipo) de nubes de puntos complejas. No obstante, puede llegar a suavizar en exceso las superficies o crear artefactos si la superficie no cuenta con una densidad de puntos adecuada, además de requerir mayores recursos computacionales que la interpolación TIN. Es por este último aspecto que las nubes de puntos TLS fueron recortadas por la zona de interés (ej. lengua glaciar y entorno próximo) y muestreadas a una resolución mínima de 5 cm para reducir el número de puntos (ej. de 33 millones de puntos a 2 millones en el levantamiento del 2017 en la Maladeta) y facilitar la interpolación.

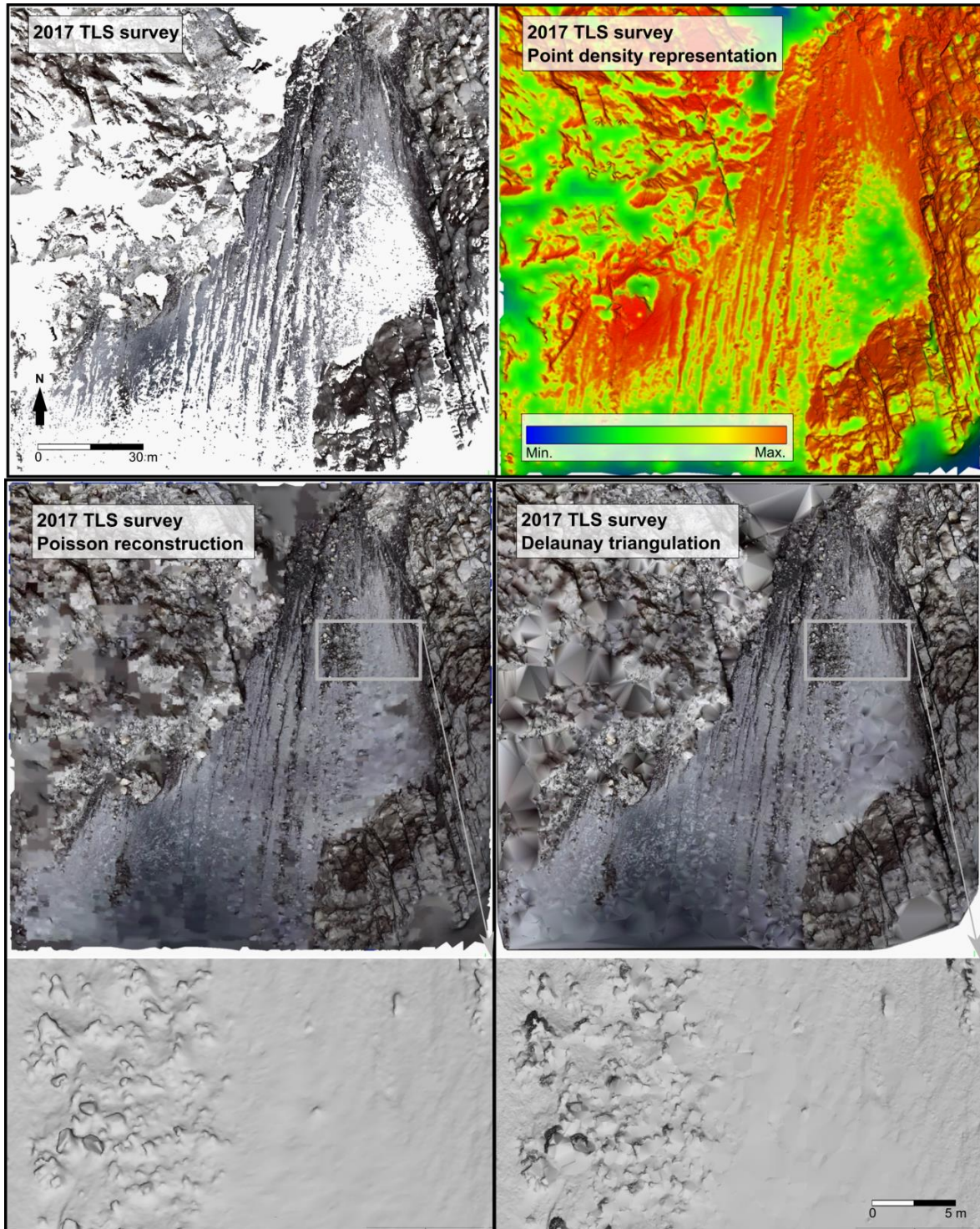


Figura 48. Resultados de la interpolación Poisson y TIN sobre la nube de puntos TLS en el glaciar de la Maladeta en 2017. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.

La resolución de la malla Poisson fue de 10 cm tras el cálculo de normales (vectores perpendiculares al plano formado por los puntos) a la nube de puntos en un radio de 1 m. La malla 3D resultante fue de nuevo muestreada a 2.5 cm (5000 pts/m² aprox.) para la generación de un DEM y ortoimagen de 5 cm/pix de resolución en CloudCompare v2.11.

A partir del DEM y ortoimagen derivados de las nubes de puntos, se definió manualmente a escala 1:300 el perímetro del frente del glaciar de la Maladeta (no del glaciar de La Paúl por haber realizado un único escaneo y disponer de vuelos fotogramétricos para definir el perímetro glaciar de ese año). El contraste visual (rugosidad y color; Figura 49) entre el hielo y nieve con la superficie rocosa, permitió definir manualmente el frente glaciar en QGIS v3.18.

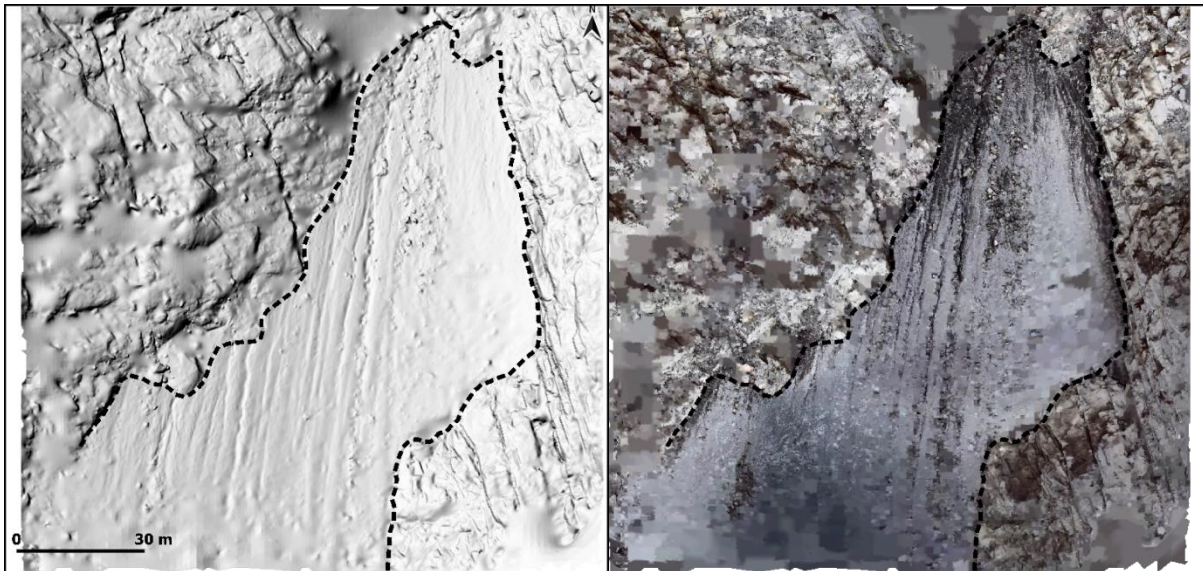


Figura 49. Productos empleados para la definición del perímetro glaciar de la Maladeta a partir de escaneos TLS (ejemplo del 2017). Perímetro definido (línea discontinua) sobre el DEM (izquierda) y ortoimagen (derecha).

3.2.1.4. FOTOGRAMETRÍA SFM

La reconstrucción AP-UAV y TP se realizó mediante el software comercial Agisoft Metashape Pro v1.5.5. Aunque similar, el flujo de trabajo con las imágenes UAV y terrestres presentó variaciones fundamentadas en el tipo de cámara (compacta incorporada en el UAV o cámara DSLR) y plataforma de transporte (UAV u operario) empleada durante la captura.

Las imágenes con formato DNG de la cámara del dron DJI Mavic 2 Pro (ver apartado 3.1.1.4) y los puntos de control registrados mediante técnicas GNSS-RTK, fueron empleados para la reconstrucción siguiendo el flujo de trabajo similar al descrito por el desarrollador del software fotogramétrico (Tabla 21). La elección del formato de imagen raw DNG, en lugar de formatos más habituales como JPEG, se basó en las correcciones de la lente que la cámara del UAV aplica de manera automática a las imágenes de dicho formato (perjudicial para el proceso fotogramétrico; Martínez-Fernández et al., 2022).

Pasos y Parámetros
1. Añadir imágenes
2. Establecer sistema de coordenadas
3. Parámetros de la cámara a comprobar <i>Unique camera group; Check on: 'Enable rolling shutter compensation'</i>
4. Alinear fotografías <i>High accuracy ; Generic and reference preselection; 40K key points limit; 4K tie points limit; Adaptive camera model fitting</i>
5. Posicionar dianas
6. Introducir coordenadas y precisiones GNSS-RTK de las dianas*
7. Eliminar puntos de enlace con los mayores Errores de Reproyección (alrededor del 5% de los puntos de enlace*)
8. Establecer precisión del conjunto de imágenes <i>0.1 pix marker accuracy; 1 pix tie point accuracy</i>
9. Optimizar alineación de las cámaras Disable image coordinates*; Adaptative camera model fitting
10. Generar nube de puntos densa <i>High quality*; Agressive depth filtering; Calculate point colors</i>

* Parámetros modificados o no presentes en el tutorial de Agisoft.

Tabla 21. Flujo de trabajo y parámetros con Agisoft Metashape v1.5.5 basados en los tutoriales de Agisoft. Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2022

De forma simplificada, el flujo se basó en (I) la búsqueda de puntos homólogos entre las imágenes (alineación) para la determinación de parámetros de orientación interna (distancia focal, localización del punto principal de la fotografía y coeficientes de distorsión de la lente) y parámetros de orientación externa (localización y posición relativa entre cámaras); (II) definición de dianas con coordenadas conocidas en las fotografías; (III) eliminación de ruido y depuración de la nube de puntos poco densa generada tras la alineación y (IV) densificación de la nube para obtener la nube de puntos con valores RGB final (Figura 50).

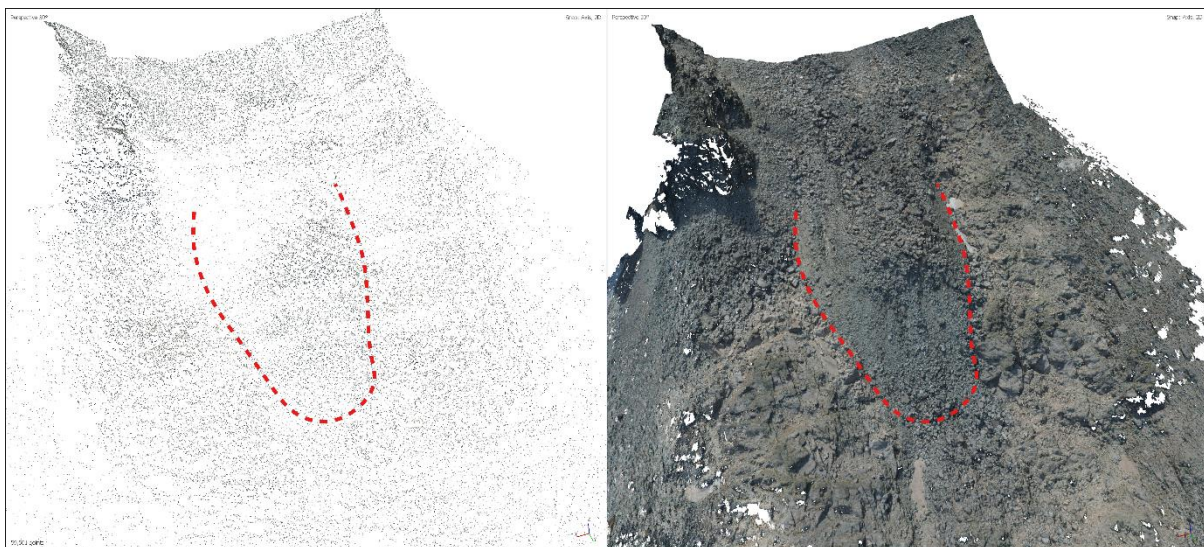


Figura 50. Vista en perspectiva del frente del glaciar rocoso de la Maladeta (2020) antes (izquierda; nube de puntos homólogos) y después (derecha; nube de puntos final) de la densificación de la nube de puntos durante la reconstrucción fotogramétrica UAV. Línea discontinua roja representa el frente de la lengua.

La calidad general de los levantamientos fotogramétricos se evaluó mediante los errores ofrecidos por Agisoft Metashape. Específicamente a partir del RMSE de los puntos de control empleados para escalar y georreferenciar los levantamientos (Tabla 22). Similar a los levantamientos TLS, la precisión a la hora de definir la localización (XYZ) de las dianas afectaría directamente al error del modelo fotogramétrico, a lo que se sumarían los errores propios del proceso fotogramétrico (ej. calidad de las imágenes o geometría de la red de imágenes).

RMSE (mm)	Glaciar Maladeta			Glaciar rocoso Maladeta			Glaciar La Paúl			Glaciar rocoso La Paúl		
	XY	Z	XYZ	XY	Z	XYZ	XY	Z	XYZ	XY	Z	XYZ
2019	24	34	41	30	27	41	20	39	44	24	32	40
2020	17	29	34	14	14	20	31	48	57	10	55	56

Tabla 22. Error medio cuadrático de las dianas empleadas en los levantamientos fotogramétricos UAV tras la alineación de las imágenes en Agisoft Metashape Pro v1.5.5.

Agisoft Metashape permite la generación de modelos de elevación y ortomosaicos a partir de nubes de puntos e imágenes. Los DEM fueron extraídos a partir la interpolación de las nubes de puntos (método de interpolación no especificado en el manual v1.5.5), mientras los ortomosaicos fueron creados a partir de la ortorectificación de las imágenes gracias a los DEM. Se trató, por lo tanto, de un proceso que además de extraer nubes de puntos de alta densidad y modelos de elevación, permitió generar ortofotos de forma directa, a diferencia de las ortoimágenes derivadas indirectamente de los levantamientos TLS. La elevada calidad de las ortofotos, permitió definir manualmente (escala 1:300) el perímetro de los glaciares en QGIS v3.18.

El flujo de trabajo con la TP fue similar al descrito con la aérea. No obstante, se modificaron aspectos como (I) el empleo de imágenes con formato JPEG, (II) la desactivación de la compensación del *rolling shutter* (punto 3 de la Tabla 21) y (III) la inhabilitación de las coordenadas de las imágenes (punto 9 de la Tabla 21); debido a que la cámara (I) proporciona imágenes JPEG de elevada calidad y sin correcciones vinculadas a la lente, (II) posee un obturador electromecánico en lugar de digital y (III) no cuenta con un receptor GPS incorporado que proporcione coordenadas a las imágenes. A estos aspectos, habría que sumarle la falta de puntos de control en las reconstrucciones del glaciar de la Maladeta, por lo que los puntos 5 a 9 (Tabla 21), tampoco se realizaron en este entorno.

La falta de puntos de control en los levantamientos fotogramétricos terrestres en el glaciar de la Maladeta provocó que se realizaran alineaciones entre nubes de puntos fotogramétricas y escáner láser para escalar y georreferenciar los modelos. Tomando el levantamiento TLS del mismo año como referencia, se empleó el algoritmo *Iterative Closest Point* (ICP) para corregistrar la nube de puntos fotogramétrica en CloudCompare. La aplicación de una matriz de transformación de 7 parámetros (3 traslaciones, 3 rotaciones y escalado) a los modelos fotogramétricos, permitió obtener un RMSE con la distancia entre las nubes de puntos que se emplearía como indicador de calidad. Este RMSE fue de ± 30 cm en 2017 y ± 40 cm en 2019.

Debido al punto de vista terrestre de las imágenes capturadas, la complejidad del terreno y la geometría deficiente de la red de imágenes, algunas fotografías no llegaron a alinearse por la falta de suficiente solape entre ellas. Este fue el caso del glaciar de la Maladeta en 2019, donde se capturaron 320 imágenes y tan solo se alinearon 181. Aunque también exigieron casos donde todas las imágenes capturadas fueron alineadas, pero una geometría en la red de imágenes deficiente provocó que no se reconstruyera correctamente el modelo. Este es el caso del glaciar rocoso de la Maladeta en 2019, donde a pesar de capturar 160 imágenes (en 2008 se capturaron 12), estas se realizaron desde tres localizaciones cercanas entre ellas y no se obtuvo información del frente fotografiado.

De manera generalizada se obtuvieron modelos 3D de las geoformas a partir de las imágenes capturadas. Los RMSE 3D vinculados a la reconstrucción fotogramétrica variaron de menos de ± 8 cm (glaciar rocoso de la Maladeta ± 7.7 cm 2008 y ± 5.9 cm 2017), hasta acercarse o superar los ± 15 cm (glaciar rocoso de La Paúl ± 22.5 cm 2018 y ± 14.7 cm 2019). Aunque, en cualquier caso, las nubes de puntos resultantes mostraron grandes extensiones sin información (especialmente en el caso de los glaciares rocosos; Figura 51), por lo que no se derivaron modelos de elevación, ni ortofotos, de las nubes de puntos por la necesidad de interpolar grandes extensiones en superficies con deformaciones anuales submétricas.

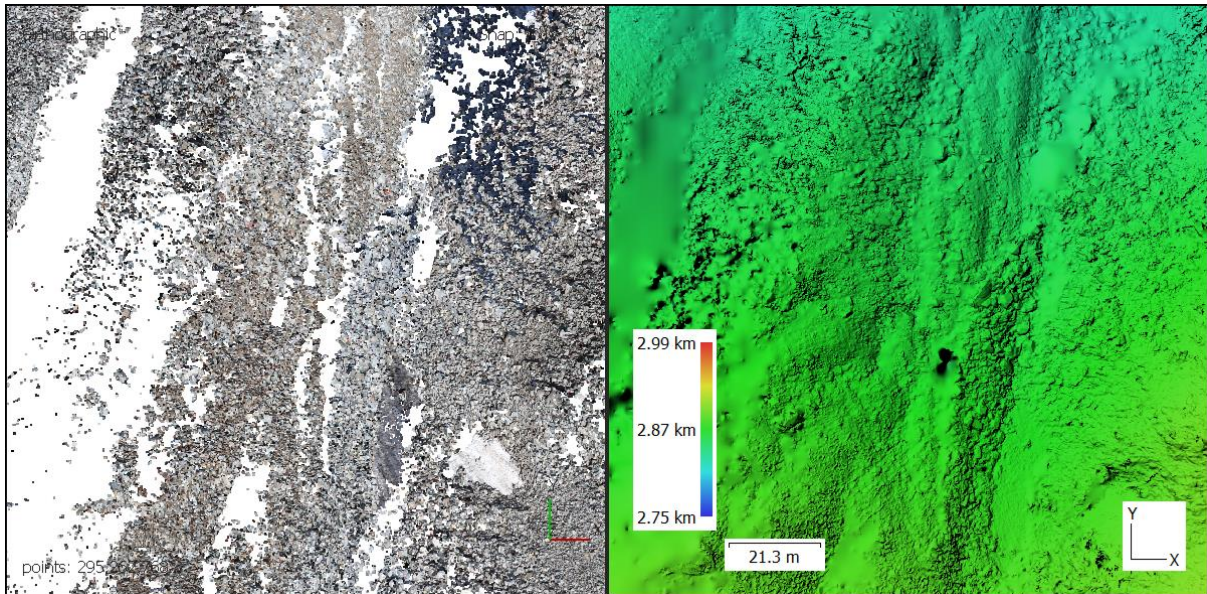


Figura 51. Detalle de la nube de puntos y DEM derivados de la fotogrametría terrestre realizada en el glaciar rocoso de La Paúl en 2019. Zonas sin información en la nube de puntos fueron interpoladas en el DEM, suavizando la geometría abrupta real de la superficie rocosa.

3.3. CUANTIFICACIÓN DE DEFORMACIONES

La metodología empleada para la comparación de los productos generados y, por lo tanto, la cuantificación de las deformaciones de las geoformas a partir de sus diferencias dependió de varios factores. Por un lado, los asociados a la misma geoforma (tipo de superficie o elemento a monitorizar y su velocidad de deformación), y por otro, al dato topográfico disponible (tipo de dato, calidad y frecuencia de adquisición). Estos factores obligaron a plantear diferentes estrategias de comparación a partir de las medidas aisladas o sobre puntos singulares, nubes de puntos, DEMs y ortoimágenes obtenidos o derivados de los trabajos de monitorización en los glaciares y glaciares rocosos.

En los glaciares de la Maladeta y La Paúl, las diferencias entre los frentes glaciares se definieron a partir de la herramienta *Hub Lines/Distances* del plugin *mmqgis* (QGIS v3.18). Este método permitió extraer la distancia media entre perímetros a partir del cálculo del punto más cercano entre dos líneas de frente muestreadas cada 1 m. Lo que favorecería una determinación objetiva del desplazamiento al emplear numerosos puntos, en lugar de basar ese valor en una única observación. Por otro lado, el cálculo en las variaciones de superficie se realizó con la simple sustracción de las áreas generadas a partir de esos perímetros (QGIS v3.18).

Respecto a la monitorización del espesor en los glaciares, el método empleado fue el DoD a partir de la herramienta *r.mapcalc.simple* de GRASS GIS en QGIS v3.18. El método se basa en la resta de los valores de elevación asociados a las celdas de dos DEMs. A dichas diferencias, se le asoció en algunos casos un nivel de confianza del 95% (LoD95%) para determinar si las variaciones en elevación fueron significativas o no aplicando la Ecuación 1 en la calculadora de campos de QGIS.

$$LOD_{95\%} = t\sqrt{(\sigma_{Z1}^2 + \sigma_{Z2}^2)} \quad (1)$$

Donde $t = 1.96$ y σ_{Z1} y σ_{Z2} son la desviación estándar vertical de la coordenada Z del equipo empleado.

Debido a las limitaciones de cada técnica geomática, los productos presentaron diferentes alcances. Por lo general, la medida de una mayor extensión de perímetro o de superficie

glaciar mostraría una mayor diferencia de superficie o espesor entre años en comparación a los productos de menor extensión. Por ello, se normalizaron los resultados para que las diferencias mostradas fueran proporcionales a una misma extensión de superficie en todos los años.

En los glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl, los métodos de comparación se basaron en la cuantificación del desplazamiento de los puntos singulares medidos (varillas y puntos naturales) mediante la sustracción de coordenadas. Permitiendo la identificación de desplazamientos planimétricos (XY) y altimétricos (Z) de puntos singulares sobre las superficies rocosas. A esta sustracción, se incluyó la interpolación lineal (*TIN interpolation* en QGIS) de la componente Z para la identificación de patrones de deformación en la superficie y la creación de vectores de desplazamiento.

La complejidad de la superficie de los glaciares rocosos provocó que además de la metodología de comparación DoD, se empleara la comparación directa de las nubes de puntos para evitar la influencia del proceso de interpolación en la cuantificación de deformaciones. Esta comparación 3D se realizó mediante el algoritmo M3C2 (Lague et al., 2013), adecuado para calcular distancias entre nubes de puntos TLS en escenarios de geometría compleja con un nivel de confianza asociado espacialmente variable del 95% (LoD95%).

Los parámetros empleados para la ejecución del algoritmo M3C2 fueron de 1 m de diámetro para la escala de proyección (*projection scale*) de una nube de puntos principales (*core points*) con una distancia entre puntos mínima de 5 cm. Las normales fueron calculadas en modo multiescala, con un mínimo de 4 m, un máximo de 16 m y un paso de 4 m, con el objetivo de adaptar los vectores al registro heterogéneo de los escaneos. El error de registro para la determinación de variaciones significativas se definió a partir de la suma cuadrática de los errores medios de registro y georreferenciación de los escaneos, definidos en la Tabla 20 de la sección 3.2.1.

Finalmente, los métodos de comparación aquí descritos también fueron empleados para determinar diferencias entre levantamientos realizados en la misma campaña de campo con

diferentes técnicas geomáticas. De manera de que se pudiera valorar la calidad de las técnicas en la cuantificación de deformaciones.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. MODELOS PARA LA REPRESENTACIÓN DEL TERRENO

Directamente vinculados a los principios de funcionamiento de las técnicas geomáticas aplicadas y los trabajos descritos previamente, en este apartado se presentan los resultados obtenidos en los levantamientos del terreno de los glaciares y glaciares rocosos de La Paúl y la Maladeta. Aunque la información y modelos asociados a los trabajos en cada escenario son descritos y analizados individualmente en los próximos subapartados, las cualidades generales de cada técnica para la representación del terreno fueron evidentes.

Se encontraron diferencias significativas en el número de medidas ejecutadas por cada técnica, tanto en glaciares como en glaciares rocosos (Figura 52). Hasta el punto de poder identificar elementos o deformaciones con la simple observación de los puntos medidos.

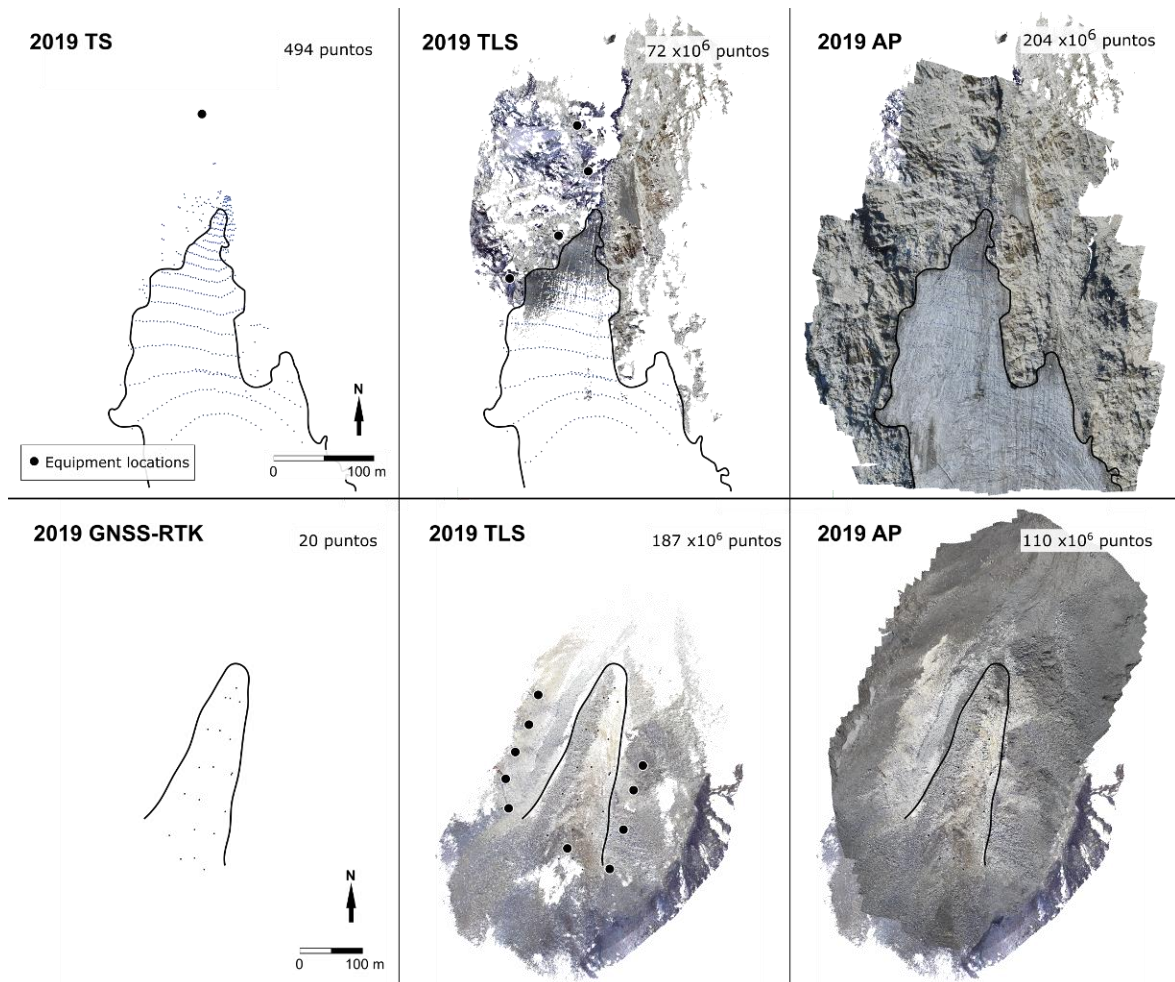


Figura 52. Superposición de medidas TS, GNSS-RTK, TLS y AP-UAV aplicadas en el glaciar de la Maladeta (arriba) y glaciar rocoso de La Paúl (abajo) en 2019. Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2023.

Densidad de medidas por metro cuadrado que afectó directamente al detalle de los productos derivados (DEMs y ortomosaicos), independientemente de la complejidad geométrica y extensión de la superficie (Figura 53).

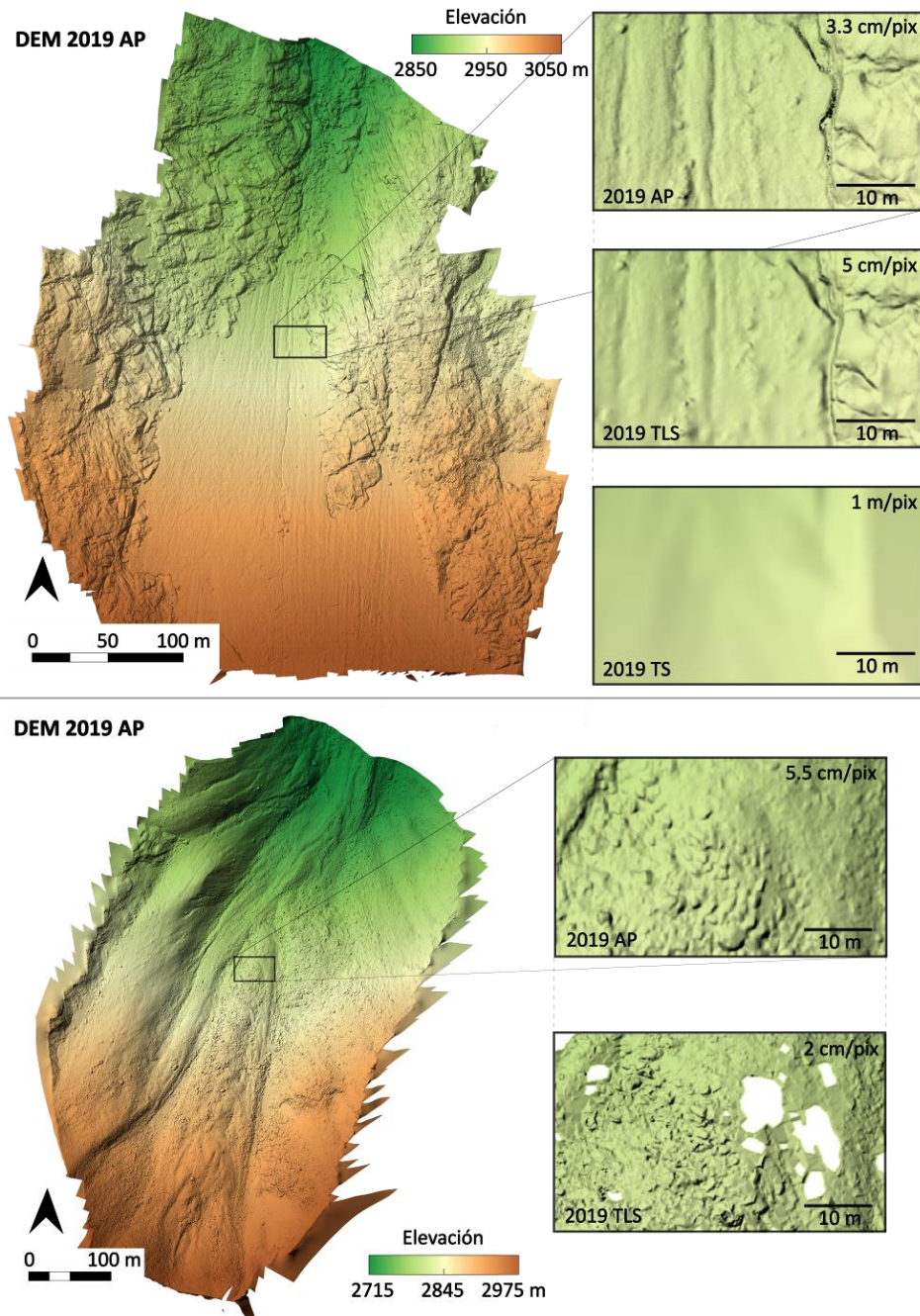


Figura 53. Modelos de elevación derivados de las medidas con diferentes técnicas geomáticas en 2019. Arriba, el DEM general del glaciar de la Maladeta derivado de AP-UAV y visualizaciones de detalle de los modelos de elevación AP-UAV, TLS y TS. Abajo, el DEM general del glaciar rocoso de La Paúl derivado de AP y visualizaciones de detalle de los modelos AP-UAV y TLS.

En algunos casos, el detalle de los productos derivables de las medidas en los Pirineos y su complementación con otros datos de acceso público, permitirían una representación digital

tridimensional detallada de diferentes regiones geográficas. Ofreciendo información tridimensional sobre los escenarios estudiados y su conservación digital más allá de las imágenes. Un ejemplo interactivo del glaciar de la Maladeta puede visitarse en el siguiente enlace: <https://skfb.ly/oFsZA> (Figura 54).

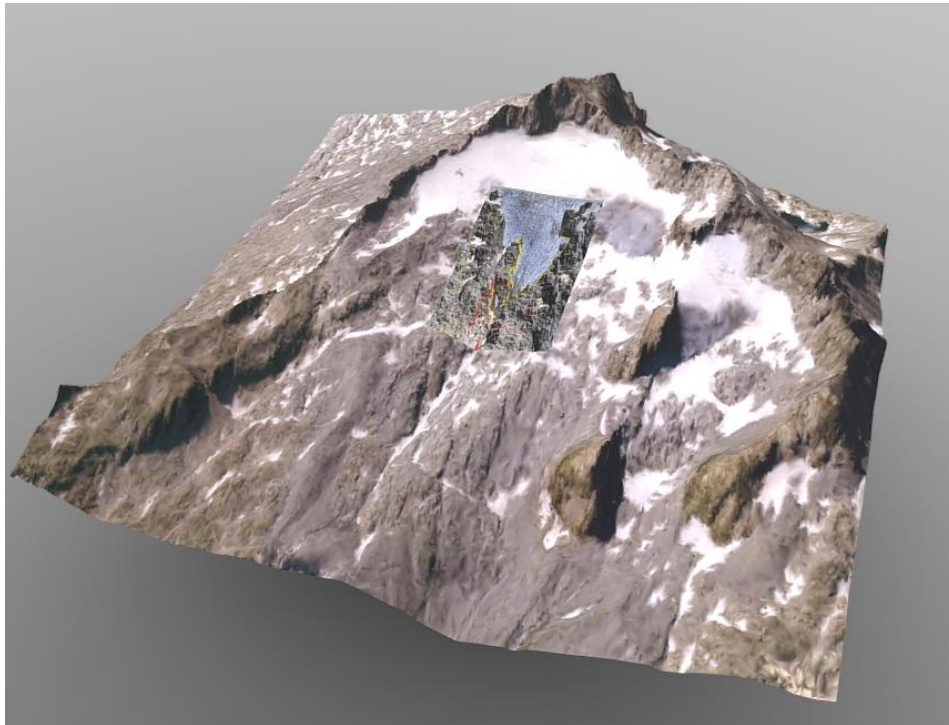


Figura 54. Visualización 3D de modelo derivado de los vuelos LiDAR del PNOA (IGN) y vuelos fotogramétricos del GIR PANGEA en el glaciar de la Maladeta (2020). Enlace al modelo: <https://skfb.ly/oFsZA> (Sketchfab/LabCDA3D)

4.1.1. LEVANTAMIENTOS DEL GLACIAR DE LA MALADETA

Año	2010	2011	2012	2013	2014	2016	2017	2018	2019	2020
TS										
Superficie medida (ha)	1.9	1.6	2.5	3.8	2.1	5.0	4.4	4.5	3.4	
Densidad media (pts/m ²)	1.45	0.68	0.11	0.09	0.06	0.05	0.01	0.03	0.01	
TLS*										
Superficie medida (ha)							1.8	2.7	2.6	2.6
Densidad media (pts/m ²)							2875	2723	2818	3047
TP										
Superficie medida (ha)							2.2		1.9	
Densidad media (pts/m ²)							4091		2368	
AP-UAV										
Superficie medida (ha)									11.7	32.8
Densidad media (pts/m ²)									1739	409

* Datos después del recorte por la zona de interés (glaciar y proximidades).

Tabla 23. Información sobre los levantamientos de la superficie glaciar de la Maladeta y alrededores.

Las estaciones totales permitieron realizar levantamientos con densidades de puntos que variaron entre 0.01 pts/m² (1 punto cada 100 m²; 2019) y 1.45 pts/m² (2010) (Tabla 23). Densidades que, debido al punto de vista terrestre y estático de la TS, presentaron un aumento progresivo del espaciado entre medidas al aumentarse la distancia al equipo (Figura 55). Junto a la densidad variable, se observaron variaciones en la extensión de superficie medida a pesar del empleo de las mismas localizaciones para estacionar todos los años. Diferencias que oscilaron entre las 1.6 ha (2011) y 5 ha (2016) (Tabla 23). La causa de estas variaciones estuvo relacionada principalmente con dos variables: tiempo para ejecutar los levantamientos y posición del frente glaciar.

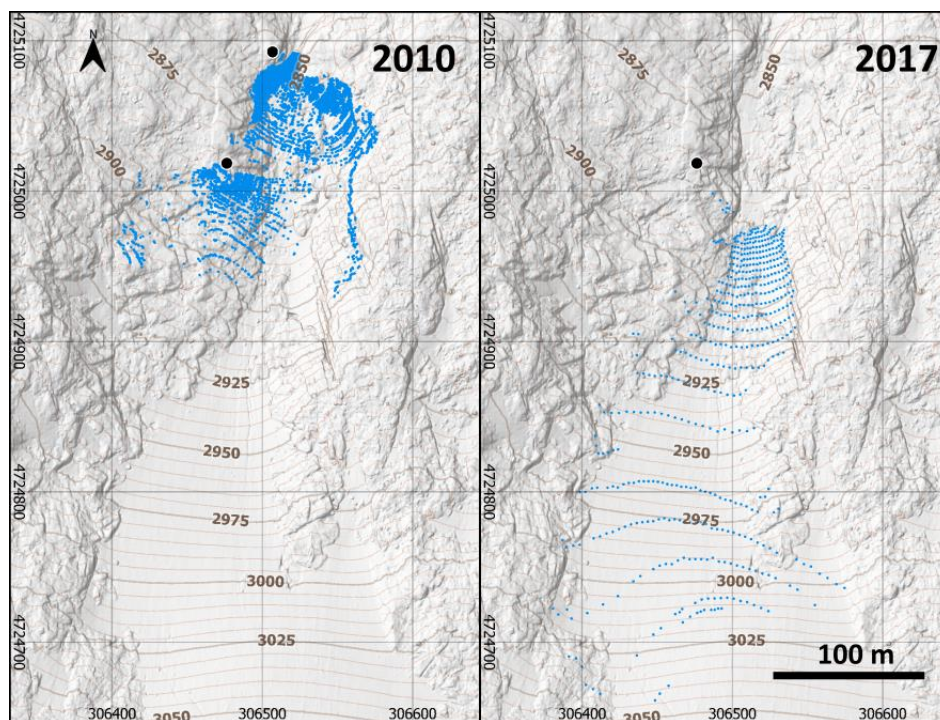


Figura 55. Puntos medidos (azul) en el levantamiento TS, desde dos posiciones (2010) y desde una posición (2017), en el glaciar de la Maladeta. En ambas campañas se puede observar la localización de la TS (punto negro). Fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020.

Por ejemplo, en 2010 el tiempo disponible para ejecutar las medidas fue elevado (27.9×10^3 puntos), a la vez que se centró el levantamiento en una reducida extensión del terreno (1.9 ha). Levantamiento opuesto al del 2017, con más del doble de extensión glaciar medida y con menos del 2% de los puntos registrados en 2010 (Figura 55). Además de la Tabla 23, las diferencias entre los levantamientos con TS pueden observarse en el Apéndice 3. Levantamientos topográficos; Figura 94).

El número de medidas con técnicas de captura masiva como los escáneres láser, se incrementó en más de un 10,000% respecto a la TS en ese mismo 2017 (Figura 56). Esto es, pasar de una densidad media de 0.01 pts/m² a más de 2,500 pts/m² (Tabla 23).

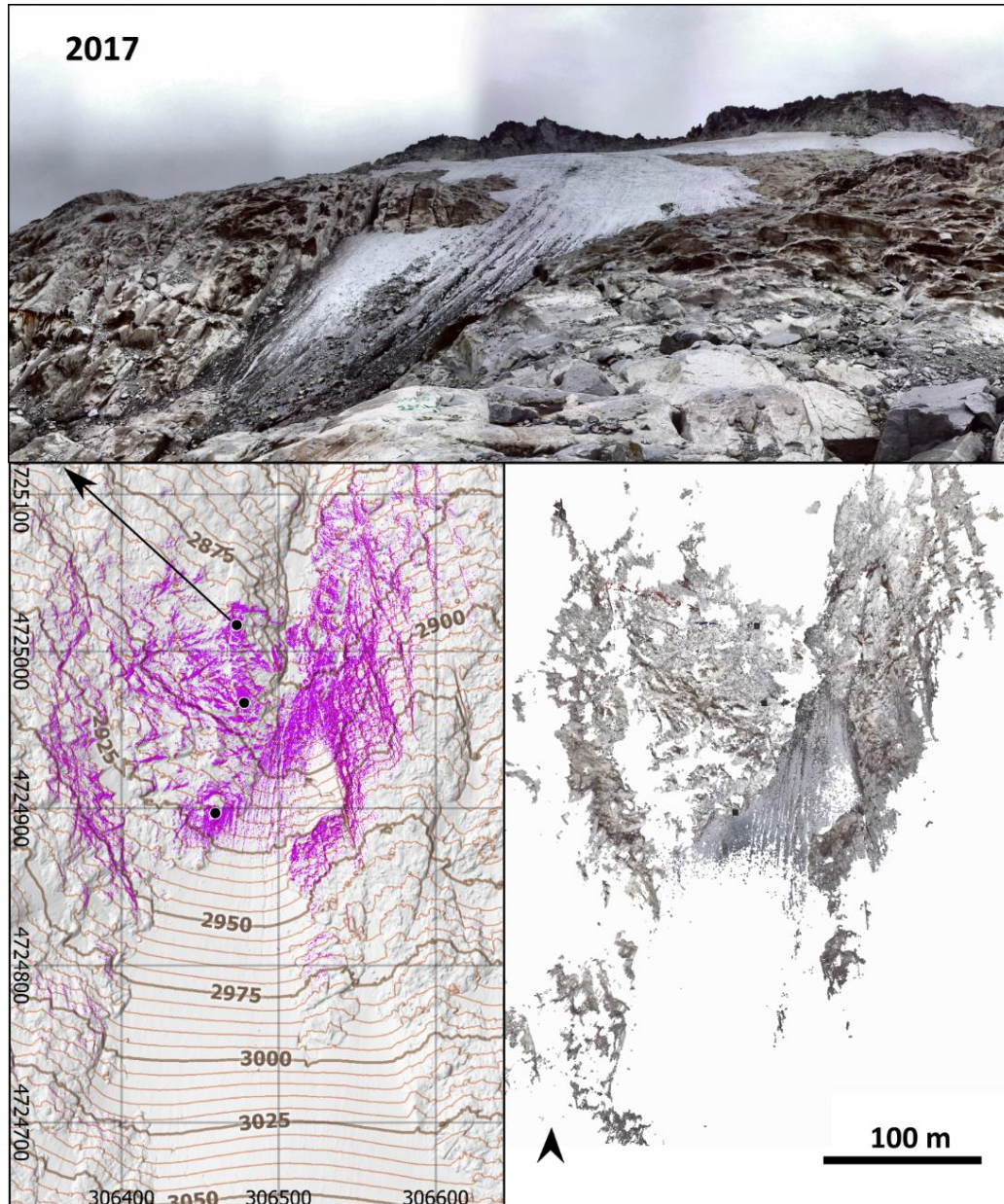


Figura 56. Puntos medidos en el levantamiento TLS en 2017 en el glaciar de la Maladeta. Arriba, imagen tomada por el escáner láser de la superficie glaciar. A la izquierda, puntos (violeta) proyectados sobre fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020. A la derecha, vista cenital de la nube de puntos RGB resultante de los tres escaneos.

Sin embargo, la extensión de superficie medida por el escáner láser fue anormalmente baja incluso considerando la superficie rocosa del entorno glaciar. Siendo incluso inferior a la superficie de los levantamientos TS (Tabla 23 y en las Figura 95 del Apéndice 3. Levantamientos

topográficos) a pesar de contar con un alcance muy superior (330 m del TLS contra los 150 m de la TS). Al igual que las medidas TS, el punto de vista terrestre y estático de los escaneos provocó un registro desigual. Si bien la falta de datos en el entorno rocoso y algunas zonas del glaciar próximas a los escaneos se debió a la falta de visibilidad entre escáner y las superficies (oclusiones), no hubo obstáculos entre el equipo y gran parte la superficie de la lengua glaciaria (Figura 56). Este fenómeno se repitió en todas las campañas (Apéndice 3. Levantamientos topográficos), con condiciones climáticas diferentes (cielo nublado en 2017 y abierto en 2018-2020) y localizaciones del TLS muy próximas, que ofrecieron densidades de puntos similares (Tabla 23).

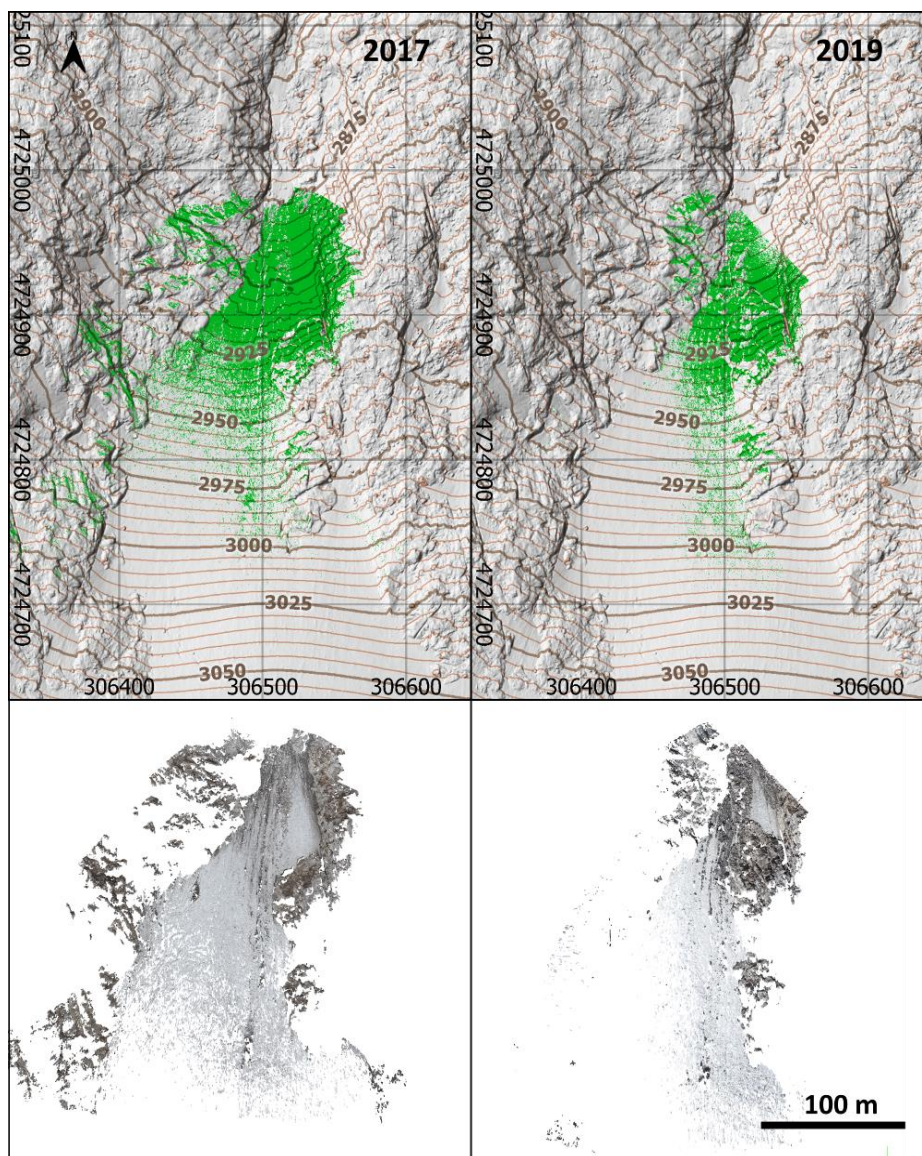


Figura 57. Puntos medidos en el levantamiento TP en 2017 y 2019 en el glaciar de la Maladeta. Arriba, puntos (verde) proyectados sobre fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020. Abajo, vista cenital de la nube de puntos RGB.

El levantamiento fotogramétrico terrestre también se vio afectado por oclusiones y sombras, que provocaron un muestreo de la superficie heterogéneo (Figura 57; Figura 96 del Apéndice 3). Al tratarse de una técnica cuya calidad depende de numerosos factores (ver apartado 1.3.1.4), los resultados del procesado fotogramétrico no fueron similares.

En 2017, el levantamiento fotogramétrico superó en densidad de puntos y extensión al del escáner láser (Tabla 23) con la captura de tan solo 21 fotografías. Mientras que la fotogrametría terrestre del 2019, con un total de 181 fotografías, no solo fue inferior en la extensión de superficie medida, sino que también lo fue la densidad de puntos por metro cuadrado a pesar de que la metodología de adquisición y procesado de las imágenes fue similar (Tabla 23). En cualquiera de los casos, el alcance de la fotogrametría terrestre fue generalmente superior al mostrado por el escáner láser durante el registro de hielo glaciar. Sin embargo, debido a la existencia de modelos de mayor calidad, los levantamientos fotogramétricos terrestres no fueron empleados para la generación de productos derivados (apartado 3.2.1.4).

Con la aplicación de AP-UAV, las oclusiones, sombras y limitaciones en cuanto a alcance del resto de técnicas se redujeron (Figura 58). De 5 ha en el 2016 a partir de TS como la campaña de campo donde mayor superficie glaciar se registró, a las casi 12 ha en 2019 y cerca de 33 ha en 2020 a partir de AP-UAV (Tabla 23). Si bien es cierto que los levantamientos fotogramétricos aéreos cubrieron grandes extensiones del entorno de la lengua glaciar, la rapidez y densidad de los datos adquiridos fueron significativamente superiores a las técnicas TS (Tabla 23).

Además, a pesar de contar con una densidad inferior a otras técnicas (TLS o TP), la homogeneidad del muestreo permitió contar con información topográfica de toda la superficie sobrevolada. De forma que la densidad media de unos 400 pts/m² en 2020 fue relativamente constante en todo el levantamiento. En contraposición a la desigual densidad de las medidas terrestres (Figura 97 del Apéndice 3. Levantamientos topográficos).

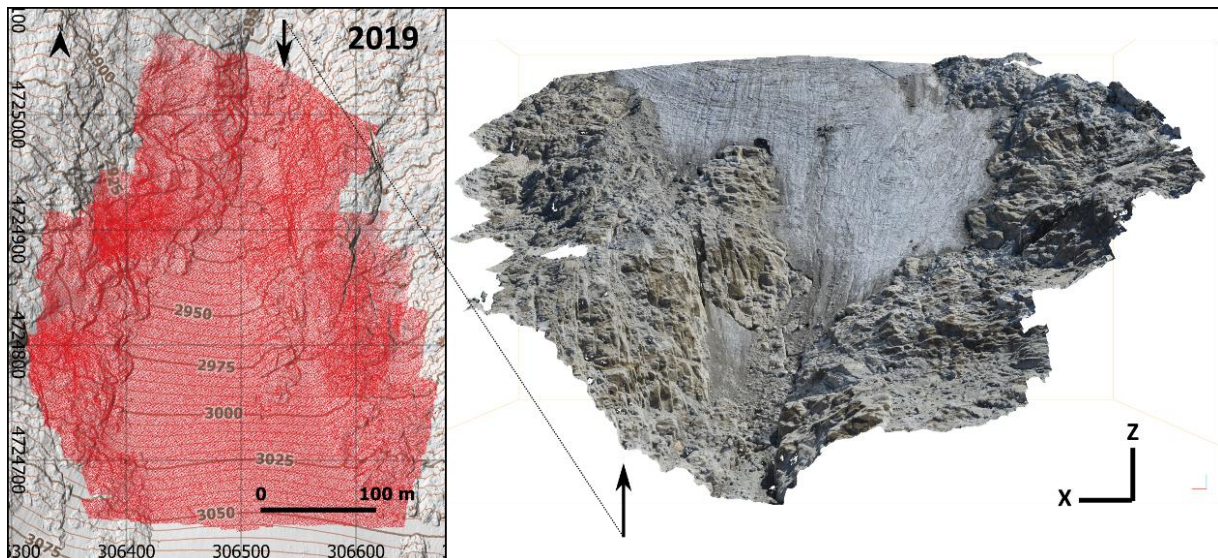


Figura 58. Puntos medidos en el levantamiento AP-UAV 2019 en el glaciar de la Maladeta. Izquierda, puntos (rojo) proyectados sobre fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020. Derecha, vista frontal en perspectiva de la nube de puntos RGB.

4.1.1.1. MODELOS DE ELEVACIÓN, ORTOMOSAICOS Y ORTOIMÁGENES

La generación de los DEMs a partir de los levantamientos mostrados previamente y bajo los procedimientos descritos en el capítulo de materiales y métodos, presentó diferencias significativas en el detalle y cobertura de los modelos. La menor densidad de puntos de los levantamientos TS provocó un menor detalle en los DEM derivados, en contraposición de la elevada cobertura y densidad de puntos de los levantamientos AP-UAV. Los DEM generados a partir de TS tuvieron una resolución de 1 m/pix, los derivados de TLS de 5 cm/pix y los derivados de AP-UAV de 3.3 cm/pix en 2019 y 5.8 cm/pix en 2020. Es en los modelos TLS y AP-UAV, donde el elevado detalle permitió apreciar hasta grietas en la superficie glaciar

En la Figura 59, se muestra el modelo de elevación más detallado y extenso de cada uno de los años de trabajo en el glaciar de la Maladeta. En el Apéndice 3. Levantamientos topográficos, se encuentran cada uno de los DEM generados con cada técnica a lo largo de los años (Figura 98, Figura 99 y Figura 100).

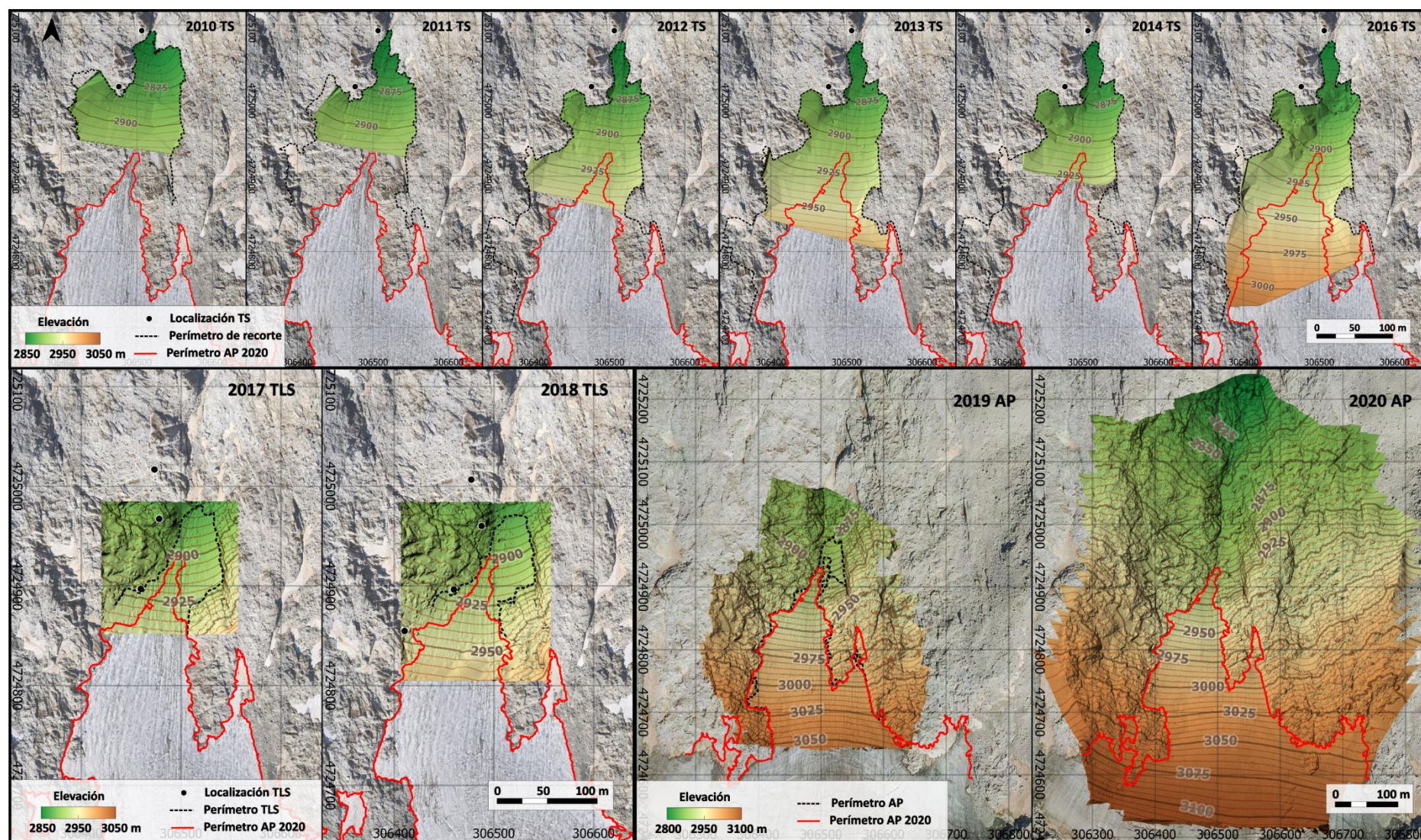


Figura 59. DEM generados en el glaciar de la Maladeta a partir de TS, TLS y AP-UAV. Ortofotos derivadas de AP-UAV 2020 y PNOA 2021 (CC-BY 4.0 scne.es)

La generación de ortomosaicos derivados directamente de los levantamientos fotogramétricos UAV y ortoimágenes derivadas indirectamente de los escaneos láser, mostraron una diferencia de calidad significativa. La visualización de aspectos como el frente glaciar fue más complicado en las ortoimágenes derivadas de puntos con valores RGB (escaneos), a pesar de su elevada resolución (5 cm/pix). Mientras que la generación de ortomosaicos a partir de la ortorectificación de las fotografías aéreas, permitió identificar de forma precisa el perímetro del frente glaciar gracias al gran detalle de las imágenes (Figura 60), con una resolución de 1.6 cm/pix en el 2019 y de 2.9 cm/pix en el 2020. En el Apéndice 3. Levantamientos topográficos, se encuentran cada una de las ortoimágenes TLS (Figura 101) y ortomosaicos AP-UAV (Figura 102) generados.

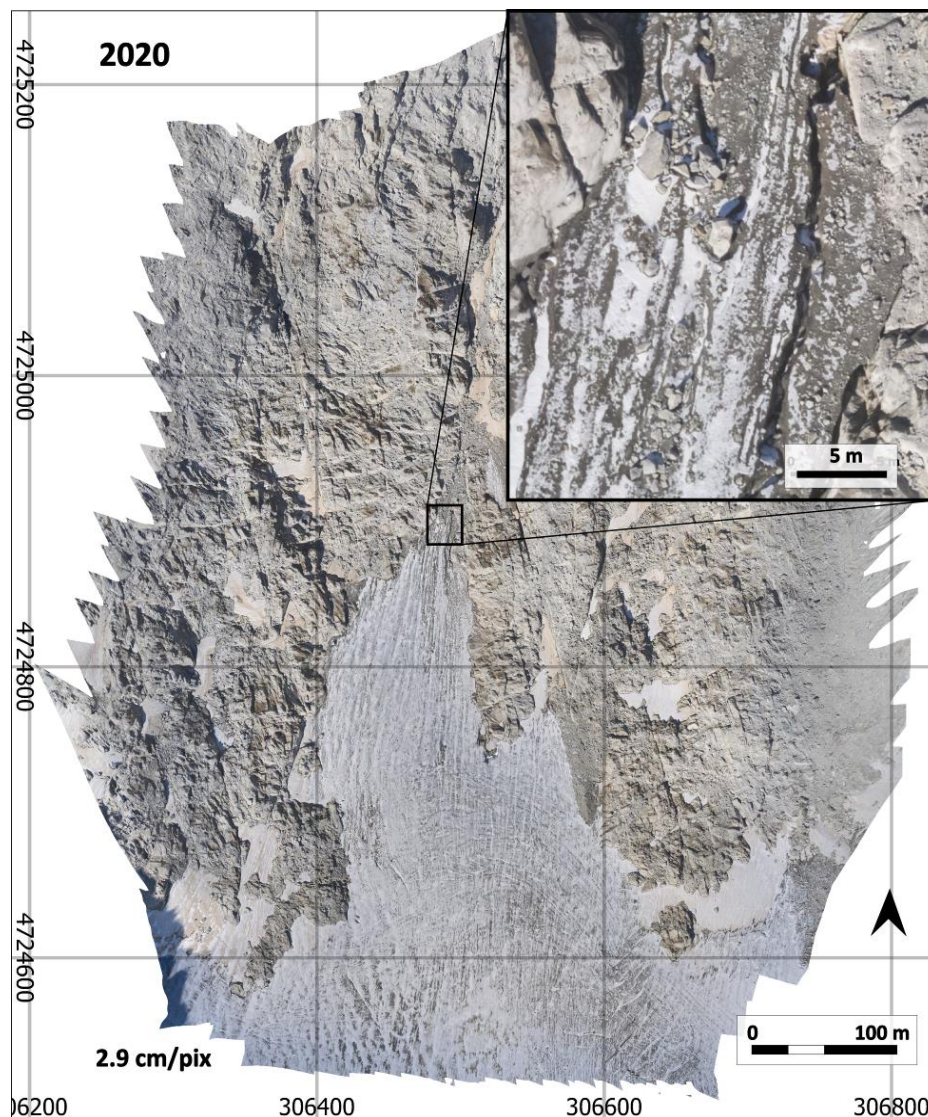


Figura 60. Ortomosaico generado a partir de AP-UAV en 2020 de la lengua glaciar de la Maladeta.

4.1.1.2. PERÍMETROS

Los perímetros del frente glaciar de la Maladeta presentaron una longitud y número de vértices desigual (Figura 61; Tabla 24). Siendo los perímetros definidos a partir de ortomosaicos de la fotogrametría UAV los más extensos (2391 m en 2020) y detallados (un vértice cada 0.4 m en 2020). Estos valores distaron de los perímetros definidos mediante GNSS-RTK y TS. Los receptores GNSS permitieron registrar una longitud máxima de 1176 m (2012) o un vértice cada 5.2 m (2011), en el mejor de los casos. Mientras que con el punto de vista estático de la TS se definió en 2019 un perímetro de 781 m con tan solo 33 medidas. A pesar del mayor detalle en la delimitación del perímetro respecto a técnicas GNSS y TS (un vértice cada 1.5 m en 2018), la limitación en el alcance de los escaneos TLS provocó que estos fueran de poca longitud (338 m en 2018) (Tabla 24).

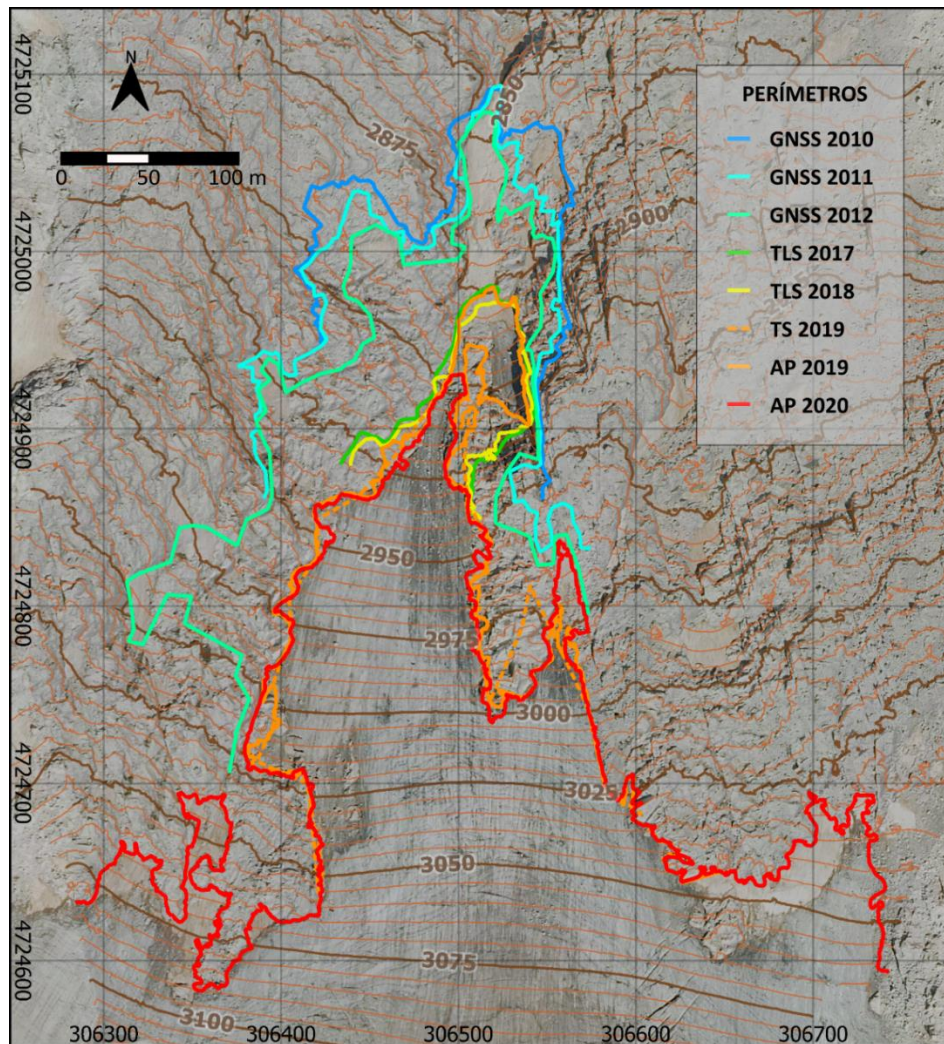


Figura 61. Perímetros definidos de forma directa o indirecta a partir de medidas en campo o sobre ortomosaicos y DEMs en el glaciar de Maladeta. Los perímetros son proyectados sobre el ortomosaico PNOA 2021 y elevaciones AP-UAV 2020.

Año	Técnica	Nº Vértices	Perímetro (m)	Distancia media vértices (m)
2010	GNSS	123	665	5.3
2011	GNSS	174	911	5.2
2012	GNSS	111	1176	10.6
2017	TLS	130	318	2.4
2018	TLS	224	338	1.5
2019	TS	33	781	23.7
2019	AP-UAV	2585	1456	0.6
2020	AP-UAV	6201	2391	0.4

Tabla 24. Datos sobre la definición del perímetro glaciar de la Maladeta.

4.1.2. LEVANTAMIENTOS DEL GLACIAR ROCOSO DE LA MALADETA

Año	2008	09	10	11	12	13	16	17	18	19	2020	
GNSS-RTK												
Superficie medida (ha)	0.8											
Densidad media (pts/m ²)	0.002											
TLS*												
Superficie medida (ha)											1	
Densidad media (pts/m ²)											3273	
TP												
Superficie medida (ha)	0.2							0.1		-		
Densidad media (pts/m ²)	2,779							18,642		-		
AP-UAV												
Superficie medida (ha)											10.3	11.6
Densidad media (pts/m ²)											757	632

* Datos después del recorte por la zona de interés (glaciar rocoso y proximidades).

Tabla 25. Información sobre los levantamientos de la superficie del glaciar rocoso de la Maladeta y alrededores.

La geolocalización de varillas de acero y puntos naturales mediante GNSS-RTK facilitó el control de dinámicas en puntos concretos de la superficie del glaciar rocoso de la Maladeta. La distribución de esos puntos permitió obtener datos de gran parte de la superficie del glaciar rocoso. No obstante, la densidad media de puntos fue reducida en comparación a otras técnicas (1 punto cada 500 m²; Tabla 25).

Las medidas de los puntos singulares mostraron buenos resultados desde el inicio de los trabajos. Únicamente en las últimas campañas aparecieron adversidades en la medida de algunos de esos puntos, ya fuera por su desaparición (varilla nº 14 en 2019) o por el aumento de los errores por mala comunicación entre la base y el rover (varilla nº 10 en 2020). La lista completa de los puntos con las coordenadas y precisiones alcanzadas en la medida de los 15 puntos monitorizados puede encontrarse en el Apéndice 3. Levantamientos topográficos (Tabla 38).

Con la aplicación de técnicas TLS y AP-UAV, la densidad de las medidas en la superficie rocosa fue aumentando respecto al levantamiento GNSS-RTK (Figura 62; Tabla 25). Sin embargo, la dificultad para transitar los alrededores del glaciar rocoso y la falta de visibilidad desde las zonas más accesibles, provocaron un muestreo heterogéneo con los escaneos. Gracias al gran alcance del escáner láser, se midieron superficies de las cumbres cercanas, a unos 280 m del punto de estación más cercano. Esto provocó que hubiera medidas en un entorno de unas casi 10 ha, pero tan afectado por oclusiones (aproximadamente tan solo 1 ha fue de la superficie del glaciar rocoso) que fue poco útil como modelo de referencia para el control de calidad de otras técnicas a pesar de la elevada densidad de puntos (Tabla 25; Figura 62).

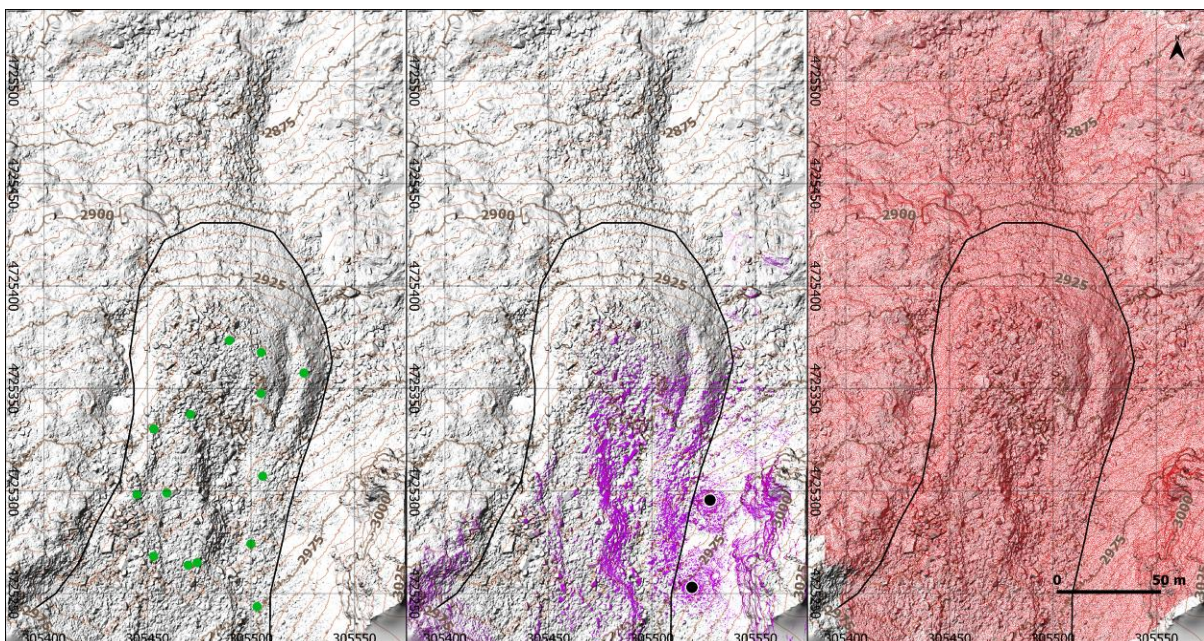


Figura 62. Puntos medidos mediante GNSS-RTK (verde), TLS (violeta; puntos negros muestran ubicación del escáner) y AP-UAV (rojo) en el glaciar rocoso de Maladeta en 2019. Fondo sombreado generado a partir de la AP-UAV 2020.

La aplicación de AP-UAV mostró una densidad de puntos más discreta que los escaneos (Tabla 25). No obstante, al igual que en glaciar de la Maladeta, la extensión de superficie y homogeneidad de las medidas fue significativamente superior gracias al punto de vista aéreo (Figura 62). Y es que al igual que en los levantamientos TLS, las limitaciones del punto de vista terrestres también estuvieron presentes en el levantamiento fotogramétrico, donde se reconstruyó únicamente parte del frente del glaciar rocoso (Figura 63).

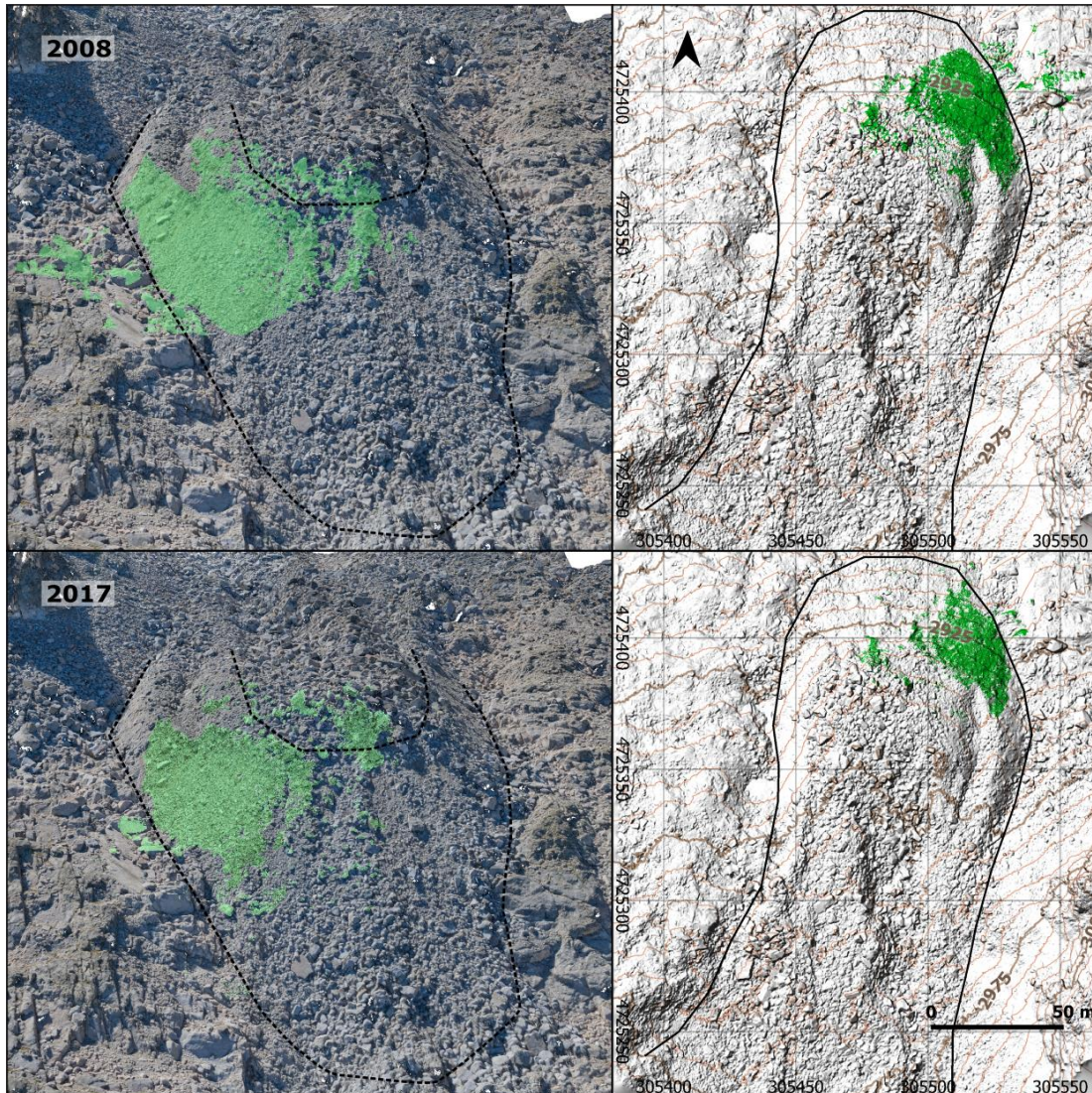


Figura 63. Puntos medidos en el levantamiento TP en 2008 y 2017 en el glaciar rocoso de la Maladeta. Izquierda, vista en perspectiva de los puntos medidos mediante TP (verde) proyectados sobre nube de puntos AP-UAV (2019). Derecha, los mismos puntos proyectados sobre fondo sombreado generado a partir de DEM AP-UAV 2020.

Con 12 imágenes capturadas en 2008, la densidad de puntos por metro cuadrado se acercó a la elevada densidad de muestreo del escáner láser. Sin embargo, fue en 2017 que con 39 imágenes y más de 18,000 pts/m² se superó con creces el detalle de los levantamientos TLS. En 2019, a pesar de capturar 160 imágenes, la pobre geometría de la red de imágenes impidió la reconstrucción del frente (ver apartado 3.2.1.4). En cualquier caso, las elevadas densidades estuvieron concentradas en una extensión de terreno reducido, inferior a 0.2 ha (Tabla 25; Figura 63).

4.1.2.1. MODELOS DE ELEVACIÓN Y ORTOMOSAICOS

Los únicos modelos de elevación y ortomosaicos obtenidos de la captura de datos en el glaciar rocoso de la Maladeta fueron derivados de los vuelos fotogramétricos. La falta de otros datos que ofrecieran una calidad y densidad en las medidas suficientemente elevada para el registro de la superficie rocosa impidió que se generaran más productos con otras técnicas.

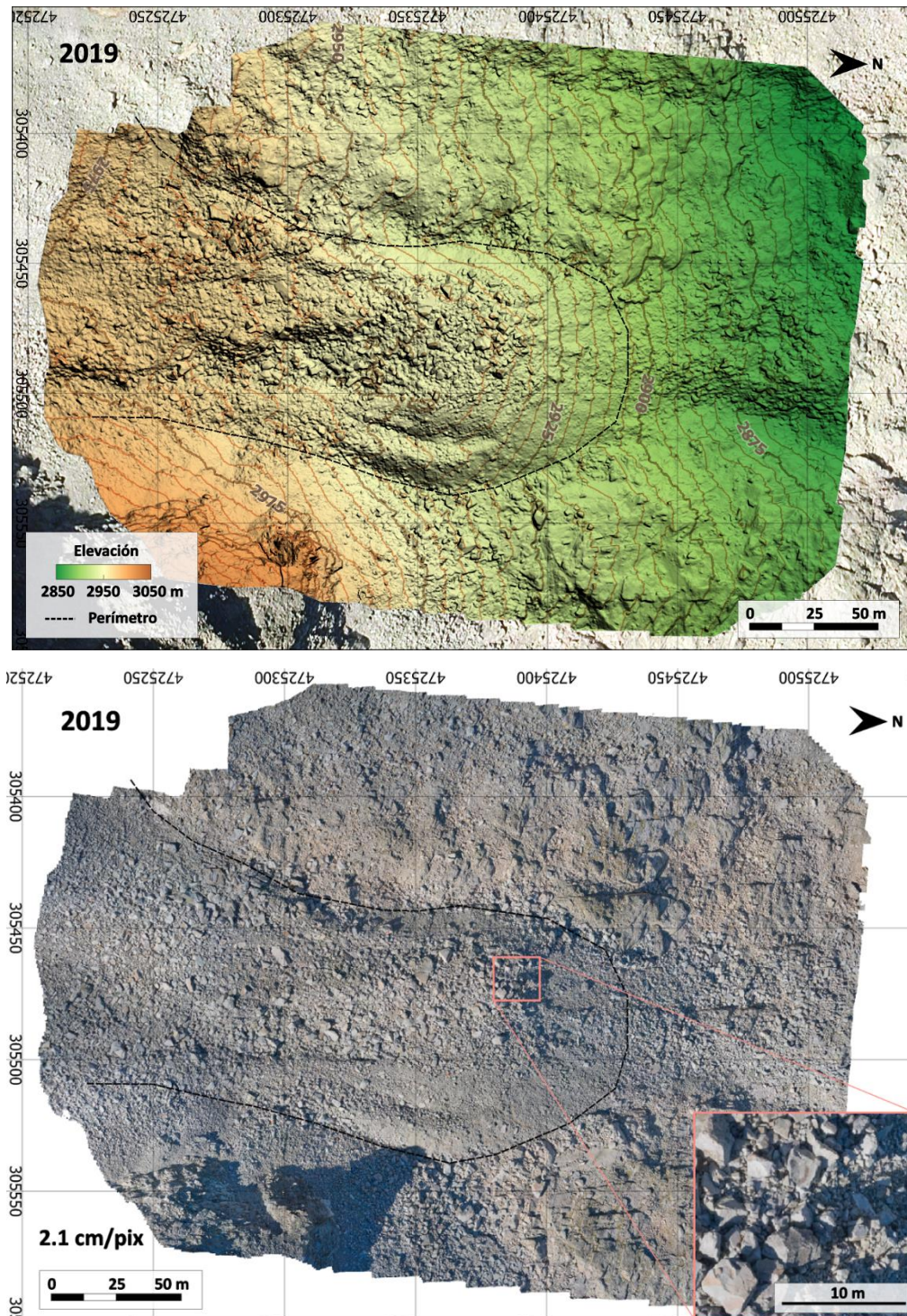


Figura 64. DEM y ortomosaico del glaciar rocoso de la Maladeta derivados de AP-UAV en 2019.

Los DEM y ortomosaicos de la AP-UAV, presentaron unas características y apariencia similar tanto en 2019 como en 2020. Los modelos de elevación tuvieron una resolución de 4.1 cm/pix y 4.5 cm/pix, mientras los ortomosaicos 2.1 cm/pix y 2.3 cm/pix, en 2019 y 2020, respectivamente. Resolución suficiente para la identificación de bloques individuales y morfología general del glaciar rocoso (Figura 64).

4.1.3. LEVANTAMIENTOS DEL GLACIAR DE LA PAÚL

Año	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
TS												
Superficie medida (ha)	3.6	7.7	6.7	7.6	7.6	7.6	7.3	6.9	7	7.4	7.1	7.1
Densidad media (pts/m ²)	0.6	0.28	0.06	0.07	0.08	0.05	0.1	0.02	0.09	0.13	0.04	0.1
TLS*												
Superficie medida (ha)											4.4	
Densidad media (pts/m ²)											740	
AP-UAV												
Superficie medida (ha)											15.3	23.9
Densidad media (pts/m ²)											209	492

* Datos después del recorte por la zona de interés (glaciar y proximidades)

Tabla 26. Información sobre los levantamientos de la superficie glaciar de La Paúl y alrededores.

Las localizaciones de la TS durante los levantamientos en el glaciar de La Paúl permitieron medir una superficie similar a pesar de las deformaciones geométricas del glaciar (Tabla 26; única excepción en 2009, donde se realizaron medidas desde una única posición). Dicha superficie rondó las 7 ha en todos los años, abarcando gran parte de la superficie glaciar. No obstante, al igual que en el glaciar de la Maladeta, la resolución espacial de las medidas se fue deteriorando con la distancia. De este modo, en las cercanías de la TS (<20 m) se encontraron puntos con una separación inferior a 1 m, mientras en las zonas más elevadas la distancia entre puntos superó los 20 m (Figura 65). De ahí, la reducida densidad de puntos del levantamiento TS (Tabla 26), donde se pueden encontrar años con una densidad de 1 punto cada 10 m² (2020). Además de en la Tabla 26, las diferencias entre los levantamientos con TS pueden observarse en el Apéndice 3. Levantamientos topográficos (Figura 103).

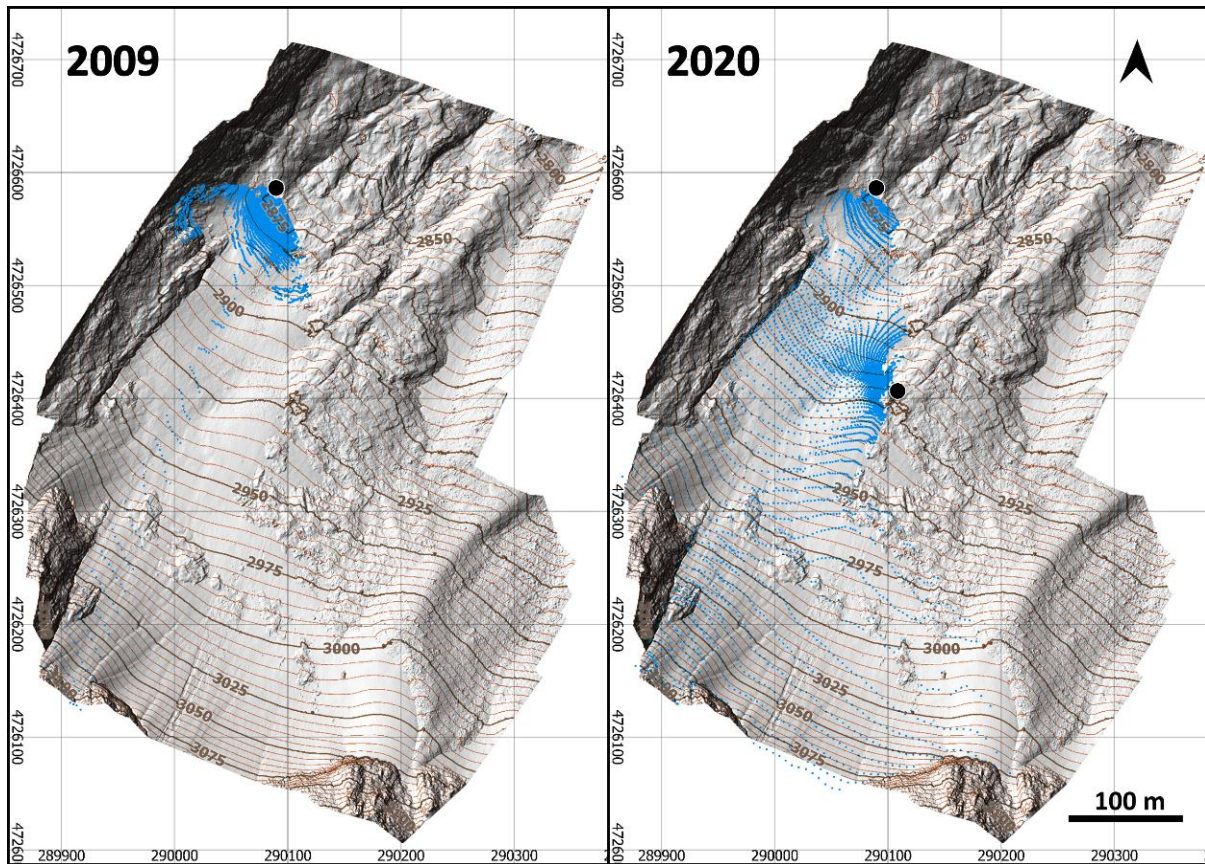


Figura 65. Puntos medidos (azul) durante el primer y último levantamiento TS en el glaciar de La Paúl. En ambas campañas se puede observar la localización de la TS (punto negro). Fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020.

El único levantamiento TLS en 2019, mostró características similares a los ejecutados en el glaciar de la Maladeta. A pesar de contar con un alcance de más de 300 m, por lo general el escáner no registró datos geométricos de forma regular de la superficie helada más allá de los 80 m (Figura 66.). No obstante, las paredes del pico de Posets, a más de 120 m de distancia del escáner, sí fueron medidas con regularidad. Si bien la localización desde donde se realizó uno de los escaneos TLS fue muy similar a la localización del estacionamiento más elevado con la TS, la extensión de superficie medida no lo fue (Tabla 26). Indicando de este modo, que no existieron oclusiones entre el escáner y las superficies heladas más lejanas al haberse podido medir con la TS (Figura 65 y Figura 66.).

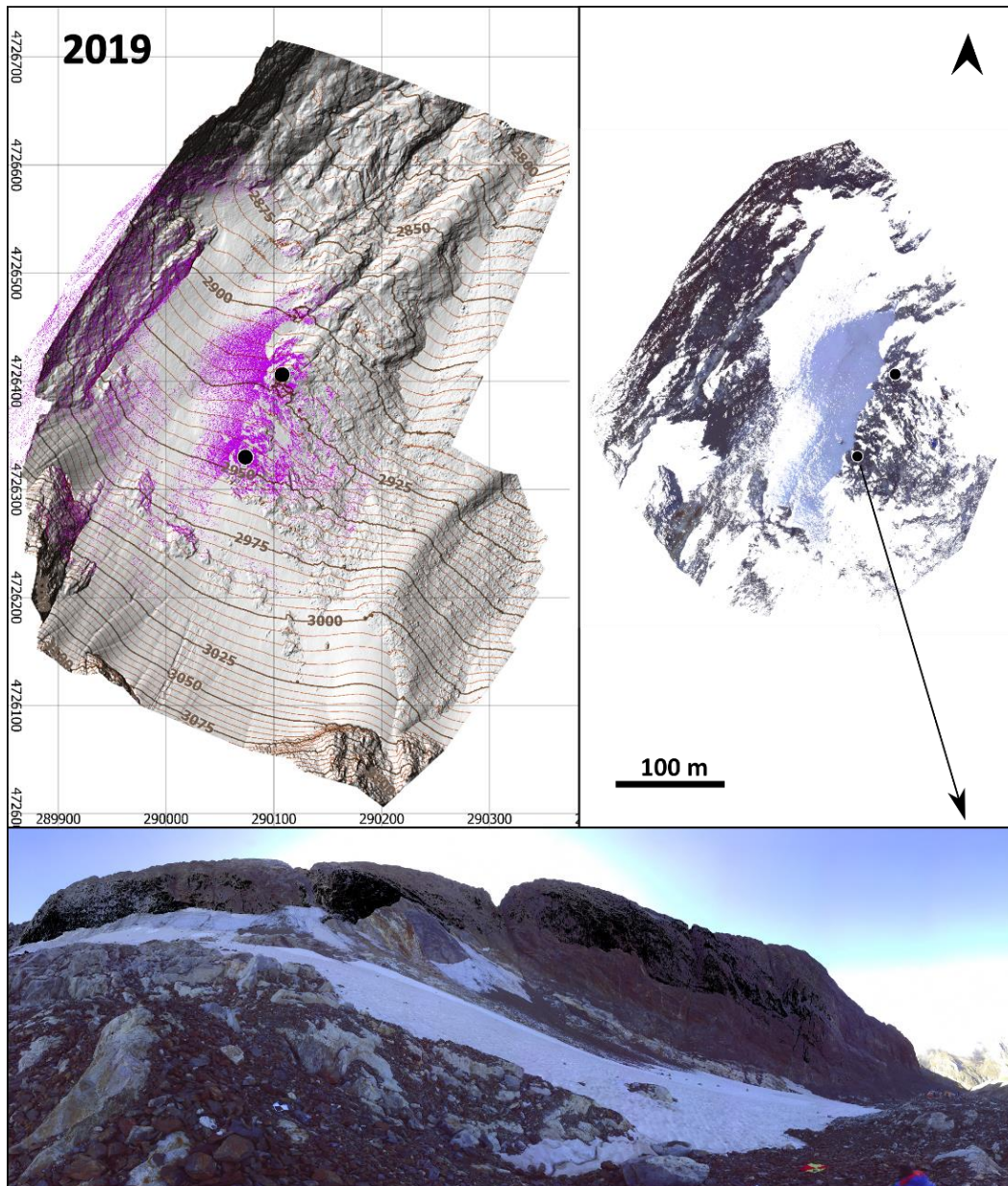


Figura 66. Puntos medidos en el levantamiento TLS en 2019 en el glaciar de La Paúl. A la izquierda, puntos (violeta) proyectados sobre fondo sombreado generado a partir de AP-UAV 2020. A la derecha, vista cenital de la nube de puntos RGB resultante de los dos escaneos (puntos negros). Abajo, imagen tomada por el escáner láser de la superficie glaciar.

A pesar de la menor extensión de superficie levantada (4.4 ha), los escaneos TLS mostraron de nuevo una elevada densidad de puntos en comparación a equipos TS, con más de 700 pts/m² (Tabla 26). Densidad que triplicó los resultados de los vuelos fotogramétricos de ese mismo año (2019; Tabla 26). Sin embargo, una vez más la extensión de superficie y el registro homogéneo de datos presentes en los levantamientos AP-UAV superó a la captura masiva de datos con TLS (Tabla 26; Figura 67). En 2019, la superficie registrada (glaciar y entorno cercano) superó las 15 ha, triplicando la extensión del levantamiento TLS, y en 2020 lo

quintuplicó con más de 23 ha (Tabla 26). A pesar de la menor densidad de puntos, el registro homogéneo permitió obtener información regular sobre toda la superficie levantada, mostrando modelos 3D tan completos como los de la Figura 67. La extensión del levantamiento AP-UAV del 2019 en comparación al levantamiento 2020, puede encontrarse en el Apéndice 3. Levantamientos topográficos (Figura 104).

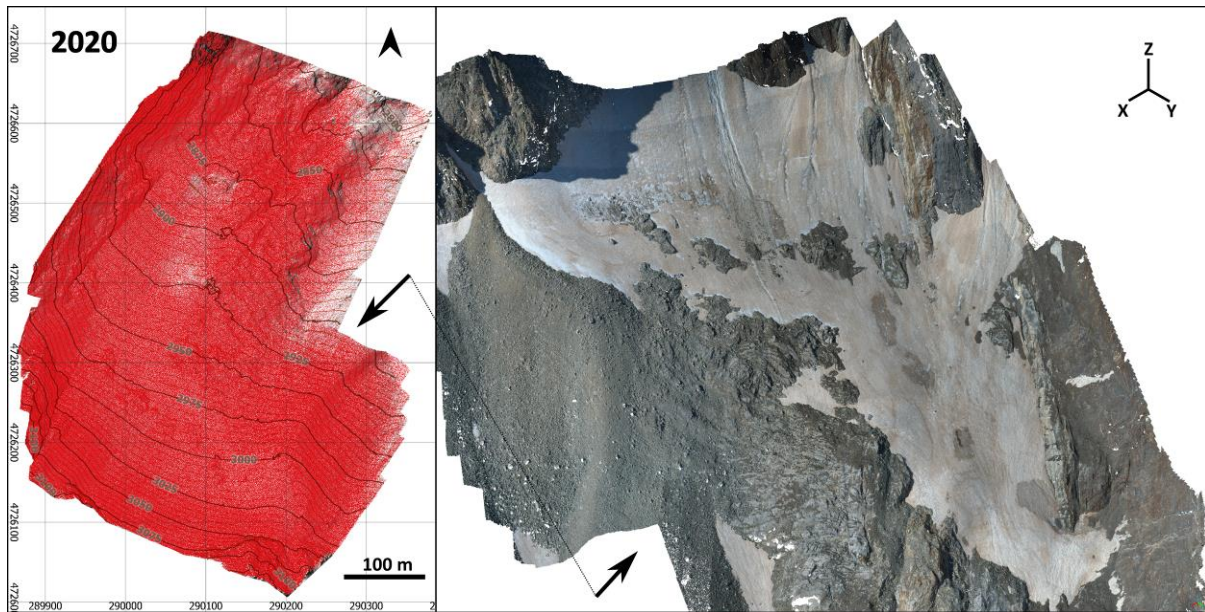


Figura 67. Puntos medidos en el levantamiento AP-UAV 2020 en el glaciar de La Paúl. Izquierda, puntos (rojo) proyectados sobre fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020. Derecha, vista perspectiva ISO de la nube de puntos RGB.

4.1.3.1. MODELOS DE ELEVACIÓN Y ORTOMOSAICOS

Similar a los modelos del glaciar de la Maladeta, los DEMs generados en el glaciar de La Paúl presentaron resoluciones y coberturas dispares (Figura 68). El método de interpolación TIN y la resolución de 1 m/pix para los DEMs derivados de los levantamientos TS, mostraron un menor detalle que los generados a partir de la interpolación Poisson y resolución de 5 cm/pix de los escaneos TLS, o los 5.6 cm/pix (2019) y 5.4 cm/pix (2020) generados con el programa fotogramétrico.

La Figura 68, muestra los DEM generados en años pares en el glaciar de La Paúl. En el Apéndice 3. Levantamientos topográficos, se puede encontrar cada uno de los DEM generados a lo largo de los años (Figura 105, Figura 106 y Figura 107).

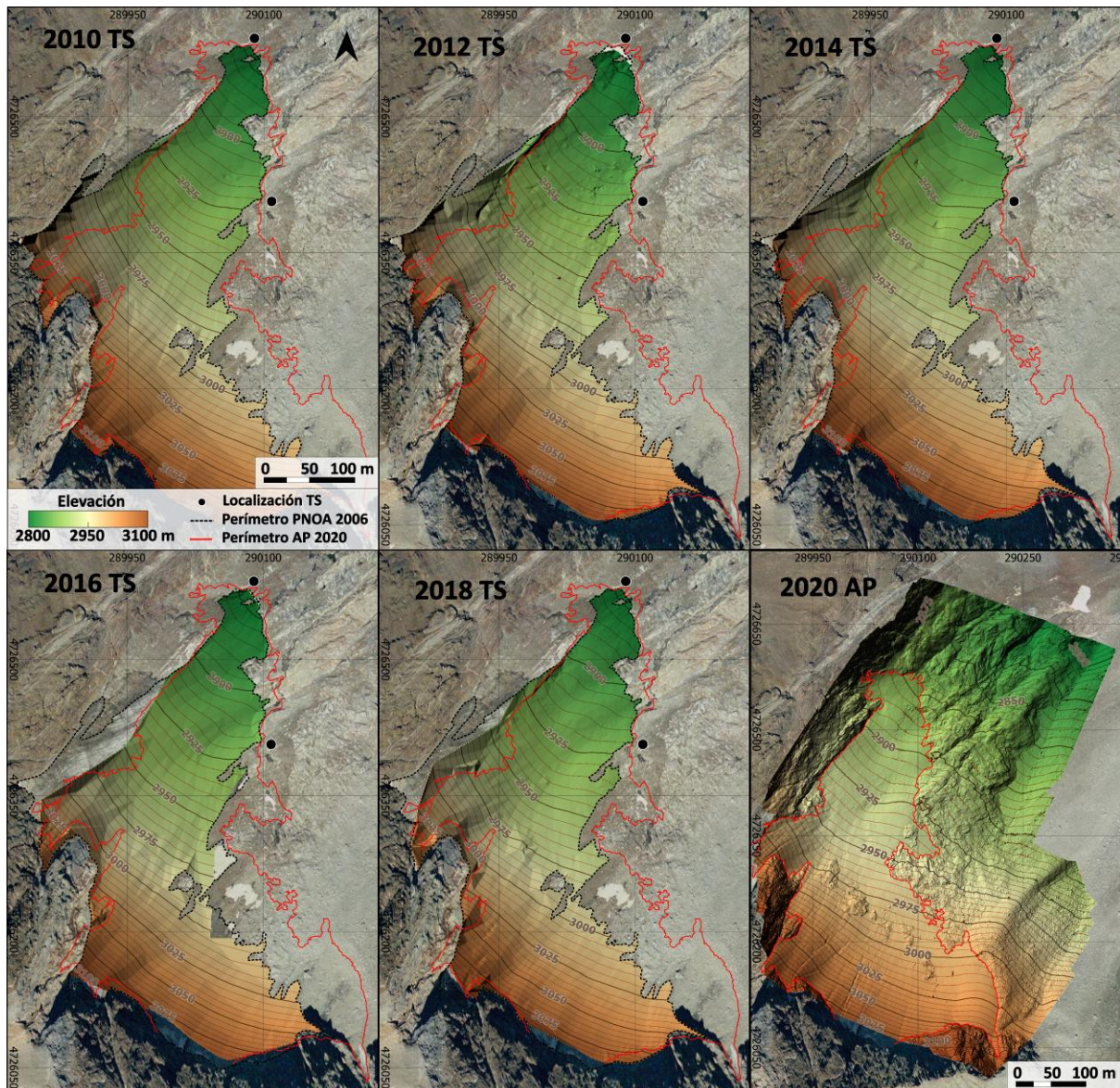


Figura 68. Muestra de los DEM generados en el glaciar de La Paúl a partir de TS y AP-UAV en años pares. Ortofotos derivadas del vuelo fotogramétrico PNOA 2006 (CC-BY 4.0 scne.es).

La calidad de los levantamientos AP-UAV se reflejaron en los ortomosaicos generados (Figura 69). Con 2.8 cm/pix en 2019 y 2.7 cm/pix en 2020, la resolución de los ortomosaicos permitió definir con precisión el perímetro glaciar. Aspecto por mencionar fue la apariencia del ortomosaico del 2019, cuyos valores RGB se vieron afectados por la falta de iluminación directa sobre el glaciar debido al atardecer. En el Apéndice 3. Levantamientos topográficos (Figura 108), se puede apreciar el ortomosaico de ambos años.

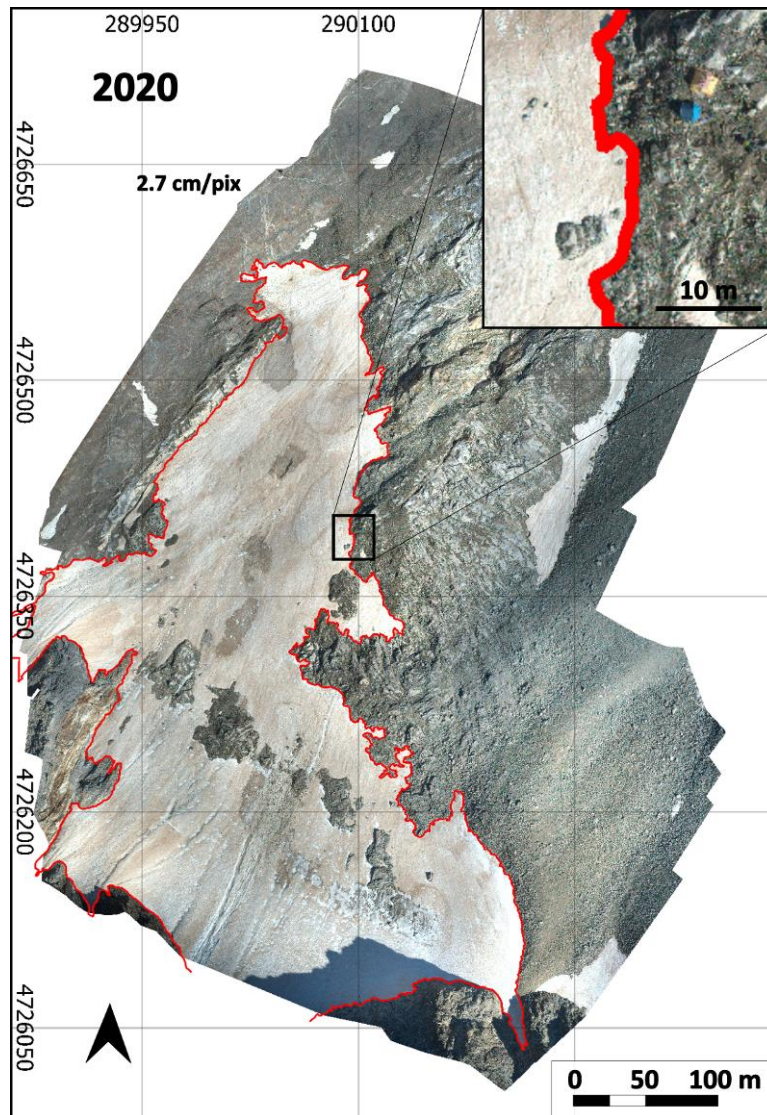


Figura 69. Ortomosaico generado a partir de AP-UAV en 2020 del glaciar de La Paúl. En rojo, el perímetro glaciar extraído.

Debido a que el objetivo del levantamiento TLS fue obtener un modelo de referencia y que no se registró el frente glaciar, no se derivó ninguna ortoimagen, ni perímetro glaciar.

4.1.3.2. PERÍMETROS

Los perímetros del glaciar de La Paúl presentaron geometrías diferentes en función de la técnica y producto empleado (Figura 70; Tabla 27). Aunque el perímetro definido entre las medidas directas con técnicas TS y GNSS fue muy similar en el glaciar de La Paúl, una vez más los derivados de los ortomosaicos AP-UAV incrementaron significativamente la longitud y detalle de los perímetros definidos. Hasta el punto de reducir unas ocho veces la distancia media entre vértices (1.1 m en AP-UAV 2019 y 2020 en contraposición a los 8.1 m en GNSS-

RTK 2015) y triplicar la longitud de perímetro definido (2.9 km en AP-UAV 2020 en contraposición a los 0.8 km en TS 2011), en el mejor de los casos (Figura 70; Tabla 27).

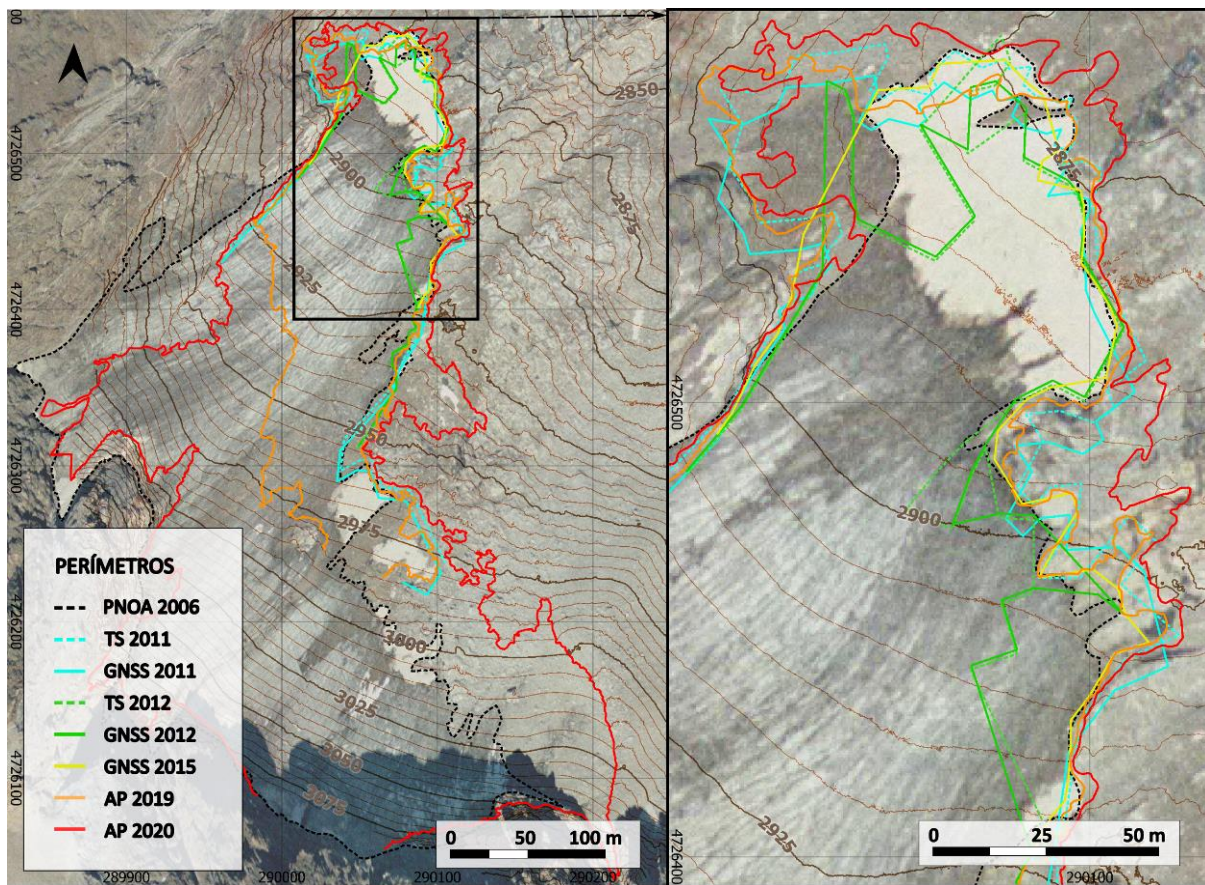


Figura 70. Perímetros definidos de forma directa o indirecta a partir de medidas en campo o sobre ortomosaicos en el glaciar de La Paúl. Ortomosaico PNOA 2006 y elevaciones AP-UAV 2020.

Año	Técnica	Nº Vértices	Perímetro (m)	Distancia media vértices (m)
2011	TS	92	839	9.1
2011	GNSS	90	823	9.1
2012	TS	51	634	12.4
2012	GNSS	48	596	12.4
2015	GNSS	44	369	8.4
2019	AP-UAV	1174	1323	1.1
2020	AP-UAV	2518	2870	1.1

Tabla 27. Datos sobre la definición del perímetro glaciar de La Paúl.

4.1.4. LEVANTAMIENTOS DEL GLACIAR ROCOSO DE LA PAÚL

Año	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020
GNSS+RTK								
Superficie medida (ha)	1.5							
Densidad media (pts/m ²)	0.001							
TLS*								
Superficie medida (ha)				1.5	1.5	1.5	1.5	1.4
Densidad media (pts/m ²)				654	997	1038	1223	1161
TP								
Superficie medida (ha)						14.4	8.8	
Densidad media (pts/m ²)						61	2441	
AP-UAV								
Superficie medida (ha)							22.6	19
Densidad media (pts/m ²)							485	826

* Datos después del recorte por la zona de interés (glaciar rocoso y proximidades).

Tabla 28. Información sobre los levantamientos de la superficie del glaciar rocoso de La Paúl y alrededores.

La medida de puntos bien identificados por toda la superficie del glaciar rocoso de La Paúl con dispositivos GNSS-RTK, permitió obtener información de gran parte de su superficie (1.5 ha), aunque a una resolución reducida (1 punto cada 1000 m²) (Tabla 28).

La medida de 20 varillas y puntos naturales fue regular durante las ocho campañas de campo. Con excepciones en 2013, donde dos puntos (nº12 y nº13) presentaron errores significativos, en 2014, donde dos puntos no fueron coordinados (nº9 y nº10), y en 2018, donde no se midió un punto (nº8). En los tres casos, los puntos volvieron a ser adecuadamente medidos en campañas de campo posteriores. Una lista completa con las coordenadas y precisiones alcanzadas en la medida de los 20 puntos singulares puede encontrarse en el Apéndice 3. Levantamientos topográficos (Tabla 39).

Al igual que en el glaciar rocoso de Maladeta, las técnicas TLS y AP-UAV ofrecieron un significativo aumento en el número de puntos medidos sobre la superficie respecto a las medidas GNSS-RTK (Tabla 28). A lo que se añadió la captura de imágenes terrestres para la TP. Si bien la extensión de superficie escaneada fue similar a la abarcada por los puntos medidos con GNSS (1.5 ha), la densidad de puntos en los levantamientos TLS llegó a superar los 1000 pts/m². Por encima de la densidad de puntos de los levantamientos AP-UAV, aunque estos últimos con una mayor extensión de superficie levantada (hasta 22.6 ha en 2019). Los levantamientos TP, por su parte, presentaron características muy dispares (Tabla 28). De más de 14 ha y 60 pts/m² en 2018, a unas 9 ha y más de 2000 pts/m² en 2019. Aunque la ruta de adquisición de imágenes fue similar a la seguida por los escaneos TLS, el número de

fotografías capturadas varió significativamente (de 904 en 2018, a 507 en 2019). Si bien la mayor extensión medida en 2018 pudo deberse al aumento de fotografías, no fue tan evidente la relación entre las densidades de puntos en las campañas 2018 y 2019 (Tabla 28).

El esfuerzo de transitar por los alrededores de la lengua rocosa del glaciar permitió una captura más completa de la superficie con técnicas terrestres como TLS o TP en comparación al glaciar rocoso de Maladeta (Figura 71). Sin embargo, la geometría compleja de los glaciares rocosos afectó significativamente a estos levantamientos.

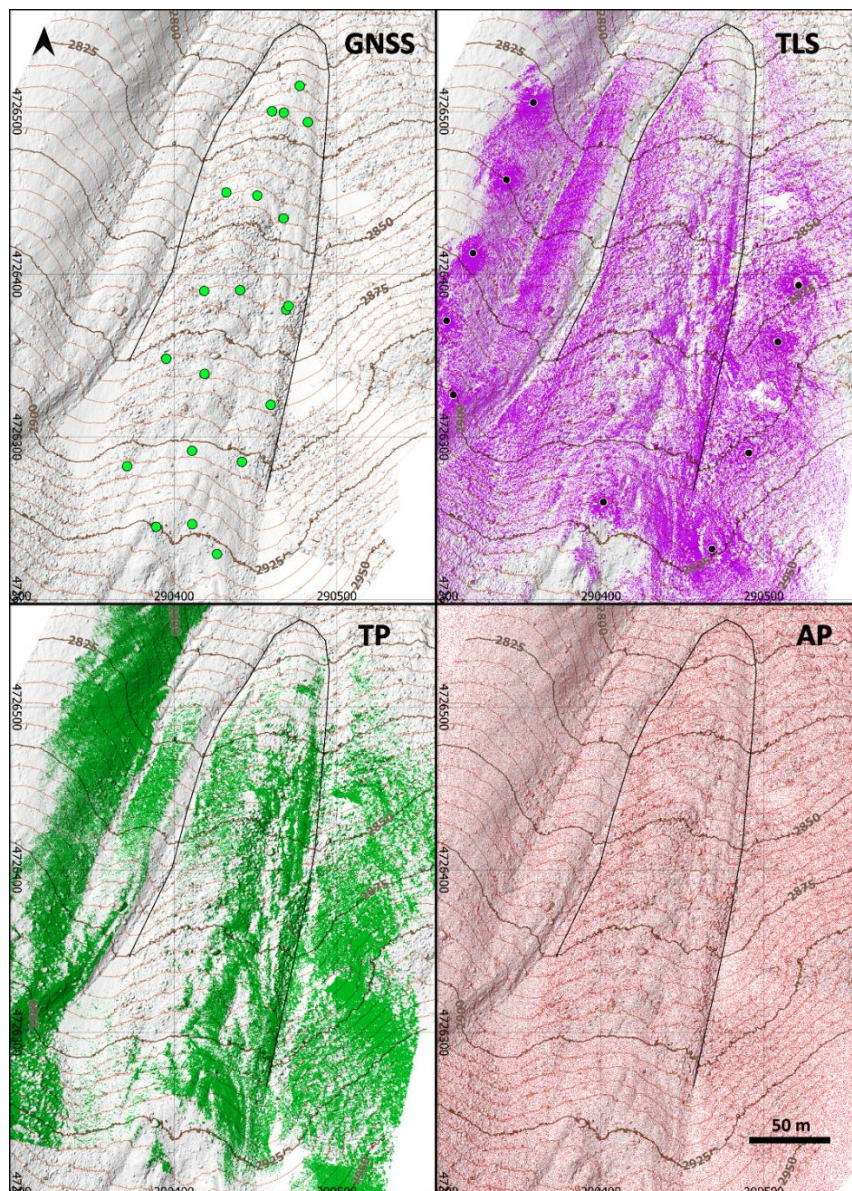


Figura 71. Puntos medidos mediante GNSS-RTK, TLS (violeta; puntos negros muestran ubicación del escáner), TP (verde) y AP-UAV (rojo) en el glaciar rocoso de La Paúl en 2019. Fondo sombreado generado a partir DEM AP-UAV 2020.

En el caso de TLS, las oclusiones entre el haz laser y la superficie a medir presentaron espacios sin información de diferentes dimensiones a pesar de los múltiples escaneos (Figura 71; Figura 72). Mientras que en los levantamientos TP, la falta de visibilidad y las sombras fueron una parte fundamental del registro heterogéneo de la superficie (Figura 71; Figura 72). A lo que se añadió aspectos como la mala geometría de la red de imágenes en campañas como la del 2019, que resultaron en la falta de información geométrica en el lado occidental de la lengua (Figura 71).

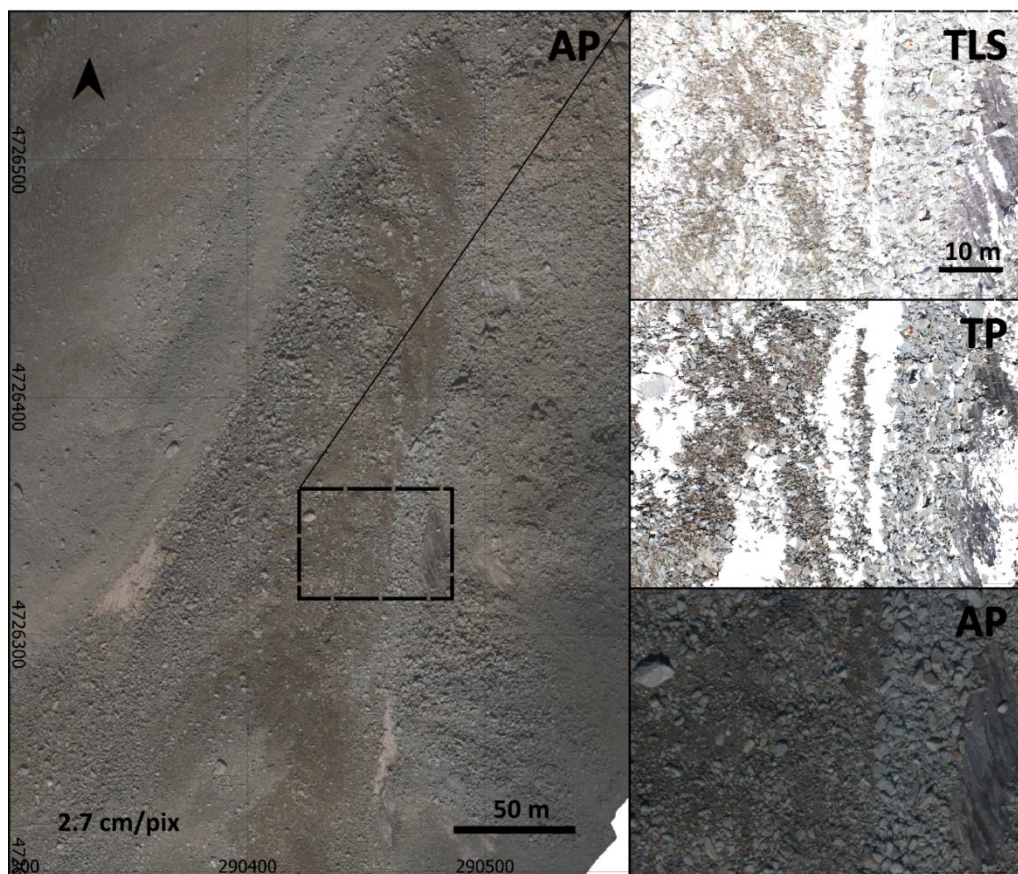


Figura 72. Izquierda, ortomosaico derivado de AP-UAV 2019 en el glaciar rocoso de La Paúl. Derecha, nubes de puntos resultantes de los levantamientos TLS, TP y AP-UAV sobre una zona de detalle en 2019.

El punto de vista aéreo y la captura de fotografías de manera regular a través de los planes de vuelo UAV, facilitó un muestreo homogéneo de la superficie con técnicas fotogramétricas a pesar de la geometría abrupta de la geoforma (Figura 71). Llegando a hacer posible la identificación de los bloques del glaciar rocoso en la misma nube de puntos (Figura 72).

Una visualización de todos los levantamientos TLS, TP y AP-UAV en el glaciar rocoso de La Paúl están disponibles e Apéndice 3. Levantamientos topográficos (Figura 109, Figura 110 y Figura 111).

4.1.4.1. MODELOS DE ELEVACIÓN Y ORTOMOSAICOS

Los DEM derivados de los escaneos y las fotografías terrestres y aéreas mostraron características similares a la densidad, homogeneidad y extensión de las medidas con las técnicas TLS, TP y AP-UAV. Los modelos de elevación de los levantamientos TLS, expusieron los efectos de un muestreo desigual del terreno. Espacios sin información debido a la falta de datos o interpolaciones poco realistas a partir de polígonos de grandes dimensiones fueron comunes a lo largo de toda la lengua, especialmente en su eje longitudinal (Figura 73). Solamente en zonas con suficiente densidad de puntos, el DEM mostró un buen aspecto, resaltando las aristas de bloques con una la resolución de 2 cm/pix para todos los años (Figura 73).

Los efectos en la discontinuidad de las medidas en la lengua, también se reflejaron en los DEM derivados de la TP a partir de la interpolación del software fotogramétrico. Sin embargo, en este caso el método de interpolación generó una superficie suavizada en las zonas con poca información, lejos de la geometría abrupta real de los bloques rocosos (Figura 73). Incluso en las superficies teóricamente bien fotografiadas, llegaron a aparecer artefactos (formas derivadas de ruido o reconstrucciones erróneas de la superficie) (Figura 73). Estos artefactos aparecieron en los DEM de 2018 (12.6 cm/pix) y 2019 (1.5 cm/pix), independientemente de la resolución del modelo.

Los productos AP-UAV, generalmente no presentaron espacios sin información o artefactos tras la interpolación y generación del modelo de elevación (Figura 73). Al igual que en la nube de puntos, fue posible identificar bloques en toda la superficie glaciar. No obstante, a pesar de exponer una buena apariencia, el punto de vista aéreo y el método de interpolación provocó un suavizado generalizado de la superficie. Reduciendo los cambios bruscos en la geometría de los bloques con respecto al DEM derivado de los escaneos (Figura 73). Estos efectos estuvieron presentes tanto en el DEM de 2019 (5.5 cm/pix) como en el 2020 (4.2 cm/pix).

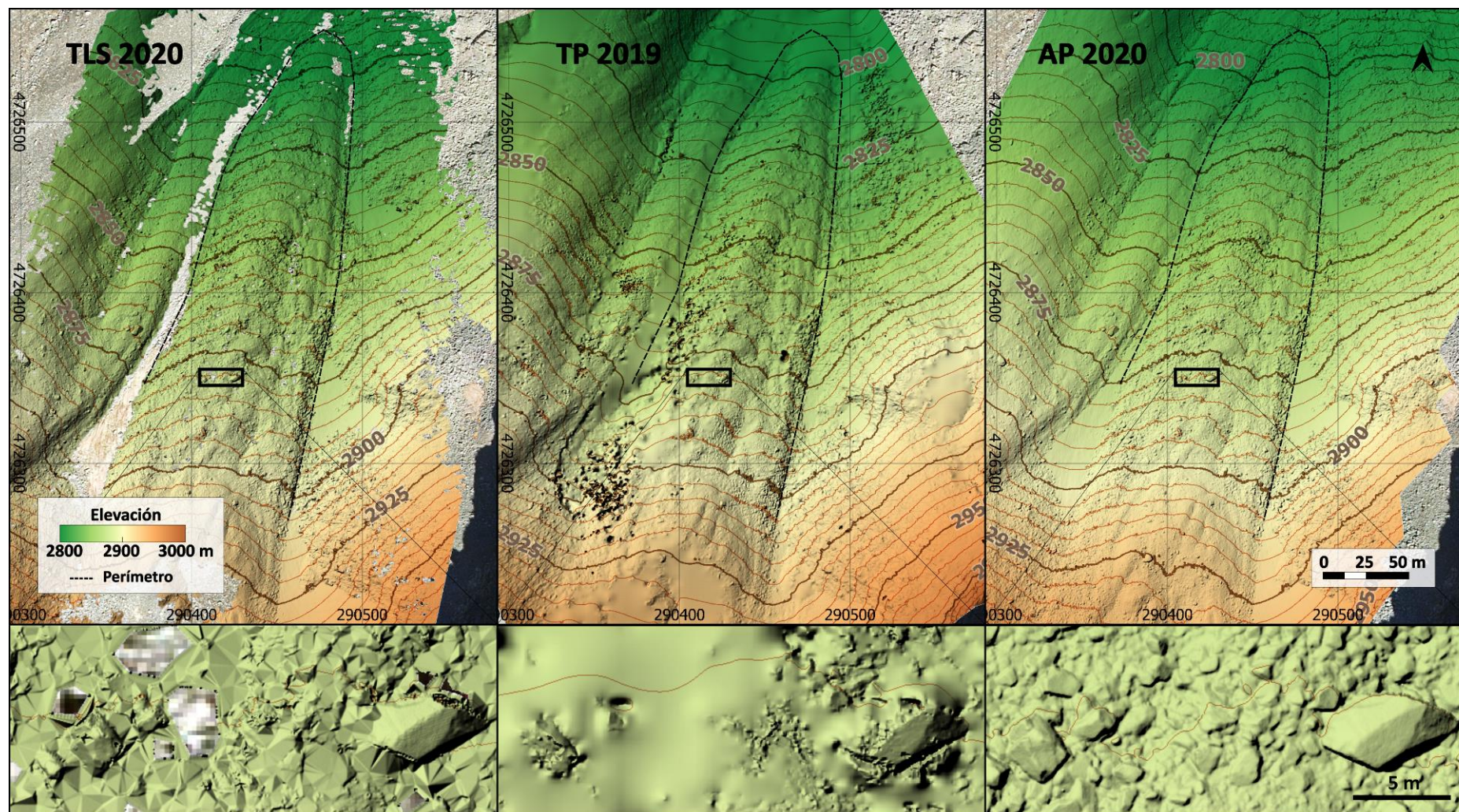


Figura 73. Detalle de DEMs generados a partir de técnicas TLS, TP y AP-UAV en el glaciar rocoso de La Paúl.

Los modelos de elevación TLS y AP-UAV de todos los años de trabajo en el glaciar rocoso de La Paúl, pueden encontrarse en el Apéndice 3. Levantamientos topográficos (Figura 112 y Figura 113).

En el caso de los ortomosaicos, estos fueron derivados únicamente de los levantamientos AP-UAV del 2019 (2.7 cm/pix) y 2020 (2.1 cm/pix). Al basarse en los DEM, ambos presentaron una buena apariencia, con las únicas diferencias provocadas por la iluminación desigual en el momento de captura de las imágenes (en 2020 las imágenes se tomaron al atardecer; Figura 74).

A pesar poder derivar ortomosaicos de la TP, estos no fueron usados debido a su mala apariencia (Figura 74). El punto de vista terrestre y la falta de información en numerosas zonas, provocó una significativa deformación de las imágenes durante su ortorectificación. Aunque esta deformación fue más significativa en las zonas cercanas al eje longitudinal del glaciar rocoso, la apariencia de los ortomosaicos TP no fue idónea en ninguno de los casos a pesar de su elevada resolución (ej. 0.8 cm/pix en 2018).

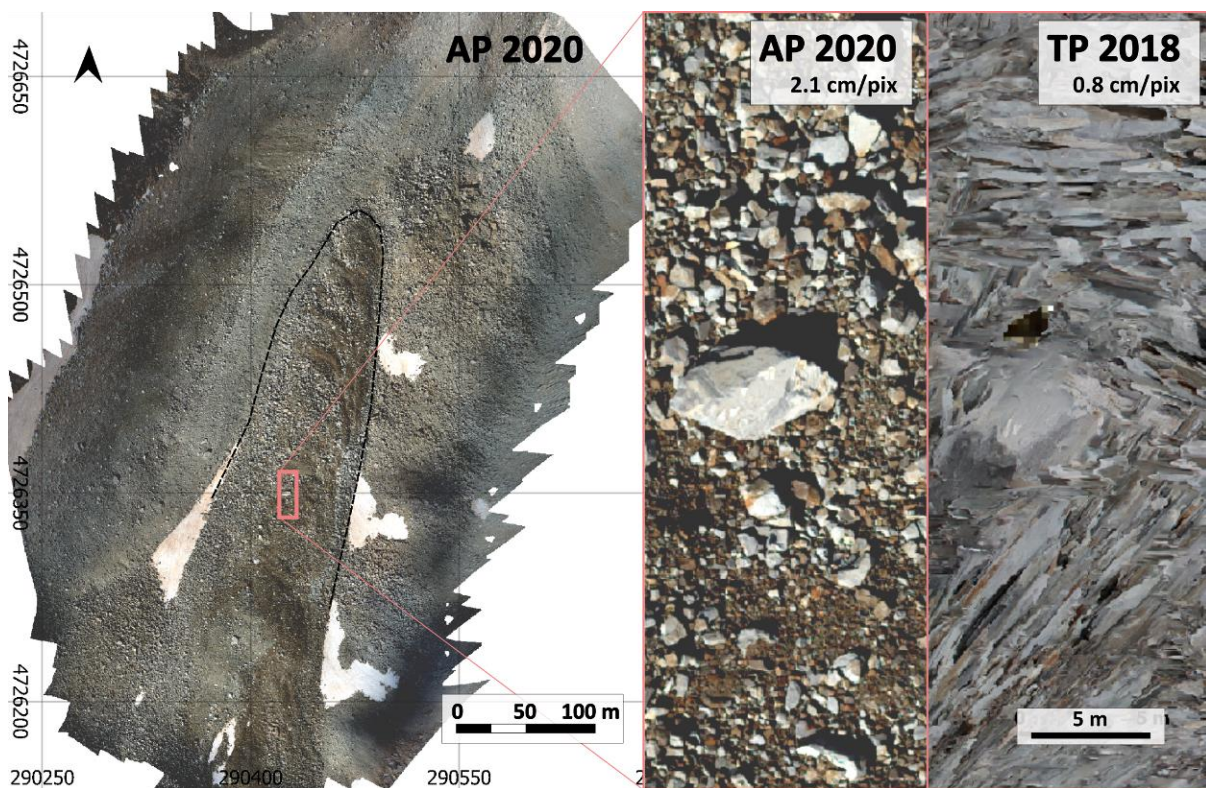


Figura 74. Ortomosaico generado a partir de AP-UAV en 2020 en el glaciar rocoso de La Paúl y detalles de este ortomosaico frente al generado mediante TP en 2018.

4.2. EVOLUCIÓN SUPERFICIAL DE LOS GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS

El análisis de deformaciones se centró en la cuantificación de la evolución geométrica general de las geoformas a partir de diferencias de espesor, superficie y localización de puntos singulares. Debido a las limitaciones presentadas durante el proceso de captura (apartado 3.1) y tratamiento de datos (apartado 3.2) con las distintas técnicas geomáticas, no todos los datos o productos fueron empleados para la determinación precisa de variaciones en el terreno.

A continuación, se especifica el uso de las técnicas geomáticas aplicadas durante más de 10 años para la cuantificación o análisis de calidad de las deformaciones (Tabla 29).

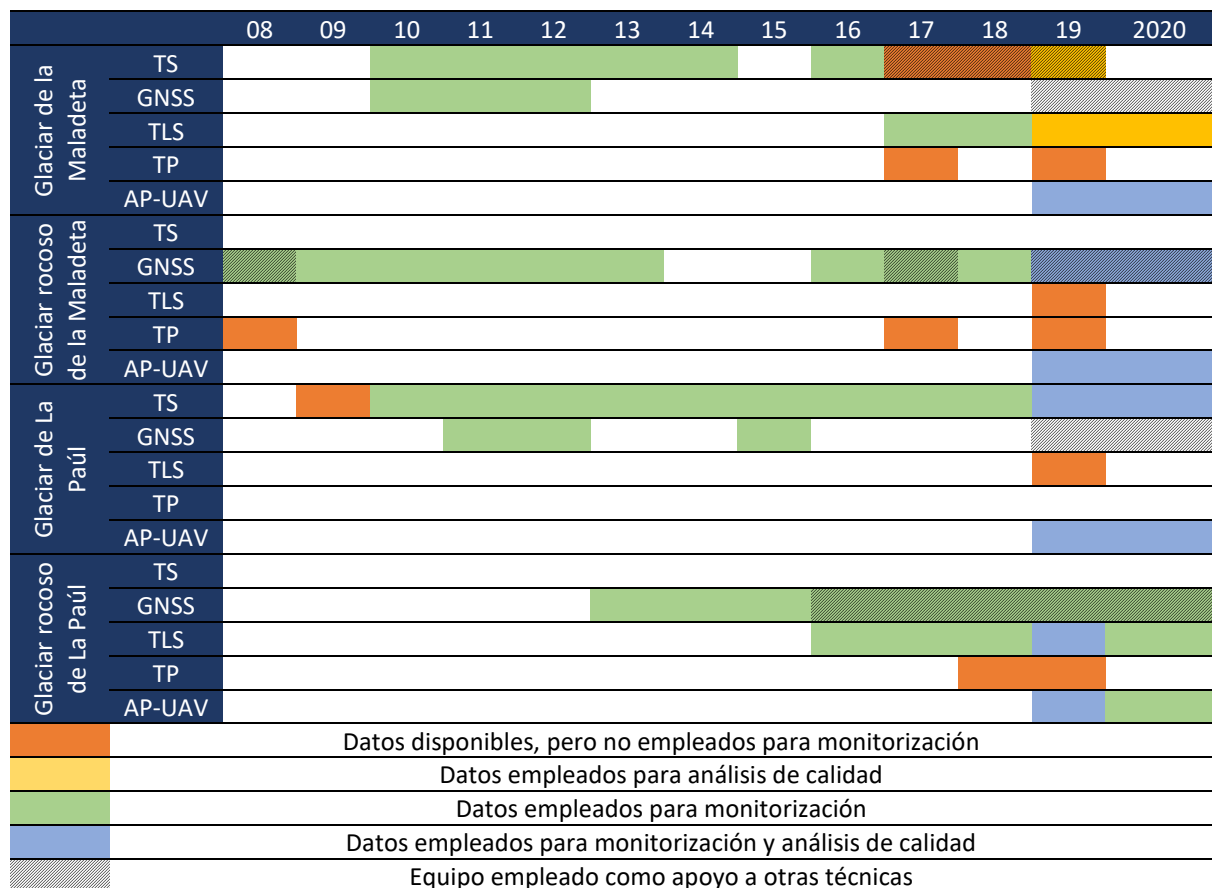


Tabla 29. Aplicación de los datos geomáticos registrados para el estudio de los glaciares y glaciares rocosos de Maladeta y La Paúl entre 2008 y 2020.

Con el principio de emplear los datos o productos que mejor representen la superficie a estudiar (Tabla 29), en los siguientes apartados se muestran los valores de deformación obtenidos en los glaciares y glaciares rocosos mediante tablas, gráficos y/o mapas de deformación que ayudan a comprender la evolución superficial de las geoformas.

4.2.1. EVOLUCIÓN DEL GLACIAR DE LA MALADETA

El perímetro definido en los siete años de mediciones geomáticas varió en función de los levantamientos de campo y las técnicas empleadas (Tabla 30, Figura 75). La pérdida de superficie normalizada (pérdida de superficie considerando la proporción de perímetro medido en la campaña de 2010) entre levantamientos anuales presenta máximos de -0.37 ha/año en 2011-2012 y 2018-2019 y mínimos de -0.13 ha/año de media entre 2012 y 2017 (Tabla 30). Esta pérdida de superficie coincide con retrocesos medios máximos de la lengua cercanos a los 8 m entre 2019 y 2020 y mínimos de 2.3 m entre 2017 y 2018. La evolución de la superficie del frente glaciar (tomando como referencia la superficie de la lengua medida en 2010) muestra una pérdida aproximada del 11% anual entre 2010 y 2020 (Figura 75.B). Mientras que en 2020, el 78% de la superficie total de la lengua existente en 2006 ya había desaparecido (cerca del 6% de pérdida anual; Figura 75.A). Entre 2010 y 2020, esta evolución supuso una diferencia en la elevación del frente de 54 m (Figura 75; DEM AP-UAV 2020 como referencia de elevación).

Años	Tiempo (años)	Fuente	Perímetro medido (m)	Proporción de perímetro (%)*	Dif. de área total (ha)	Dif. de área normalizada (ha)**	Variación frente (m)***
2010-2011	1	GNSS	664.6	100	-0.4	-0.4	6.0
2011-2012	1	GNSS	910.6	137	-0.5	-0.4	7.3
2012-2017	5	GNSS/TLS	1,175.7	177	-1.2	-0.7	24.3
2017-2018	1	TLS	317.9	48	-0.1	-0.2	2.3
2018-2019	1	TLS/AP-UAV	338.2	51	-0.2	-0.4	5.0
2019-2020	1	AP-UAV	1,456.1	219	-0.4	-0.2	7.9

* Proporción de perímetro medido respecto al perímetro 2010.

** Diferencia de área considerando una extensión de perímetro igual a la medida en 2010.

*** Distancia media al punto más cercano entre el muestreo cada un metro de los frentes glaciares.

Tabla 30. Valores medios de retroceso y pérdida de superficie en la lengua glaciar de la Maladeta. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.

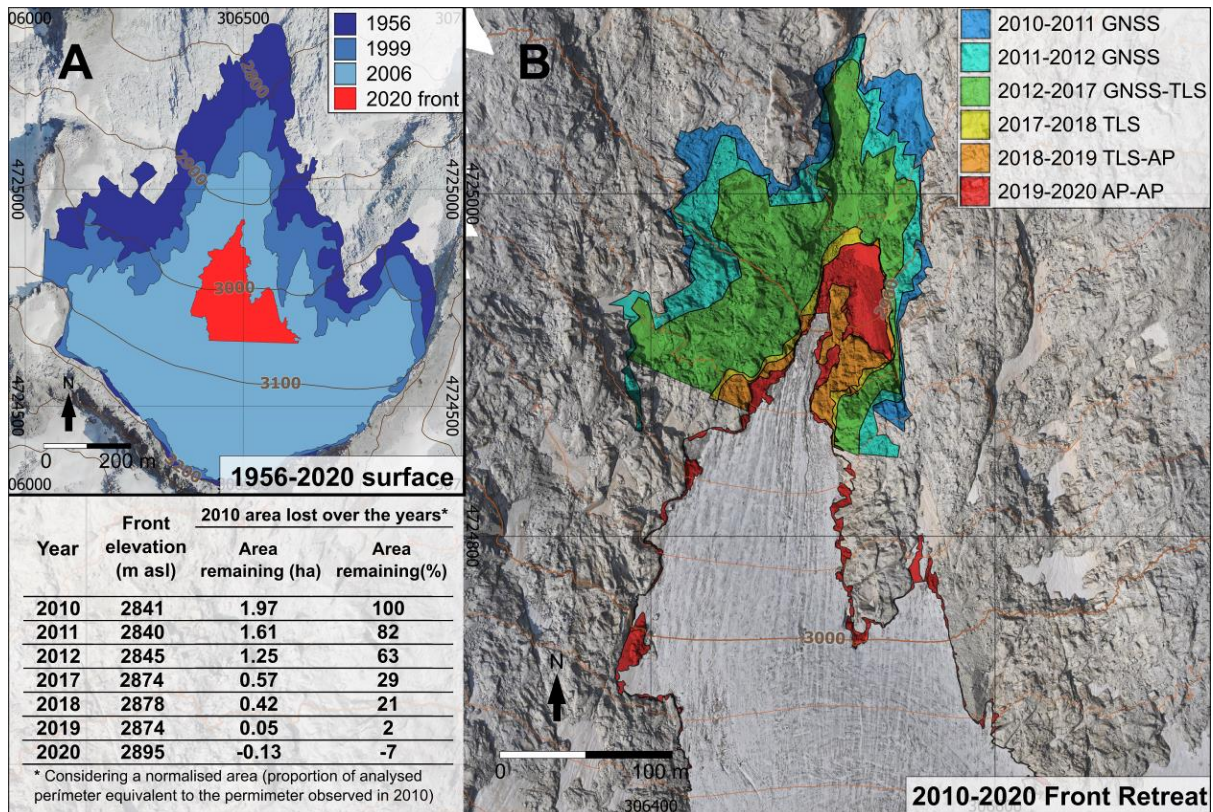


Figura 75. Evolución de la lengua glaciar de la Maladeta. (A) Perímetros extraídos de ortomosaicos de todo el glaciar (CC-BY 4.0 scne.es 1956-1957; 1999; 2006) y el generado a partir del levantamiento fotogramétrico con UAV en 2020 (EPSG: 25831). (B) Diferencias de superficie entre campañas, y valores de elevación del frente y superficie remanente respecto a la superficie medida en 2010. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.

La Tabla 30 y la Figura 75 se basan en la Figura 114 y Figura 115 del Apéndice 4. Comparación de los levantamientos topográficos. En estas últimas figuras puede encontrarse información detallada sobre la pérdida de superficie con cada técnica geomática utilizada para definir el perímetro de la lengua entre 2010 y 2020.

La superficie observada a lo largo de nueve años mostró variaciones en el tamaño del área analizada y en los valores de espesor (Tabla 31; Figura 76; Figura 77). Al igual que en el caso de las mediciones perimetrales de la lengua glaciar, las técnicas AP-UAV (2019-2020) facilitaron el análisis de una mayor superficie, abarcando más de 3.5 ha (Tabla 31). Mientras que en los levantamientos TLS (2017-2018), la superficie estudiada fue menor, en torno a 0.7 ha. A pesar de la reducción de la superficie analizada, la diferencia de espesor medio entre 2017 y 2018 fue de -1.3 m. Un valor similar a las pérdidas detectadas en otros años (Tabla 31, Figura 77). En el periodo estudiado, destacan los descensos de espesor en 2011-2012, de -4.2 m, acompañados de pérdidas de volumen de -51,547 m³ (volumen normalizado, Tabla 31).

Las menores diferencias de espesor, de -0.3 m, se encontraron en 2012-2013, coincidiendo con pequeñas acumulaciones de nieve en la lengua debidas a precipitaciones recientes. La pérdida de -1.3 m/año de espesor observada a partir de los vuelos fotogramétricos de 2019 y 2020, permitió determinar una diferencia en el volumen total de hielo de -46,679 m³, lo que representó un volumen normalizado de -16,454 m³. En 2020, la extensión de hielo de la lengua medida en 2010 ya había desaparecido, por lo que se tomó como referencia el volumen normalizado determinado entre la lengua de 2010 y el sustrato aflorante de 2020 para determinar unas tasas medias de pérdida de volumen del 17% anual (Figura 76).

Años	Tiempo (año)	Origen DEM	Perímetro recorte	Área medida (ha)	Proporción de área (%)*	Dif. volumen total (m ³)	Dif. volumen normalizada (m ³)**	Dif. media espesor (m)
10-11	1	TS	2010 GNSS	1.2	100	-19,874	-19,874	-1.6
11-12	1	TS	2011 GNSS	1.1	91	-46,845	-51,547	-4.2
12-13	1	TS	2012 GNSS	1.8	148	-6,234	-4,223	-0.3
13-14	1	TS	2012 GNSS	1.4	109	-23,686	-21,737	-1.8
14-16	2	TS	2012 GNSS	1.4	109	-40,058	-36,766	-3.0
16-17	1	TS/TLS	2012 GNSS	1.5	117	-23,521	-20,147	-1.6
17-18	1	TLS	2017 TLS	0.7	054	-8,745	-16,276	-1.3
18-19	1	TLS/AP	2018 TLS	1.4	111	-26,410	-23,886	-1.9
19-20	1	AP	2019 AP	3.5	284	-46,679	-16,454	-1.3

* Proporción de área medida comparado con la campaña del 2010.

** Diferencia de volumen considerando una extensión de área igual a la medida en 2010.

Tabla 31. Diferencias de volumen y espesor en la lengua glaciar de la Maladeta. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.

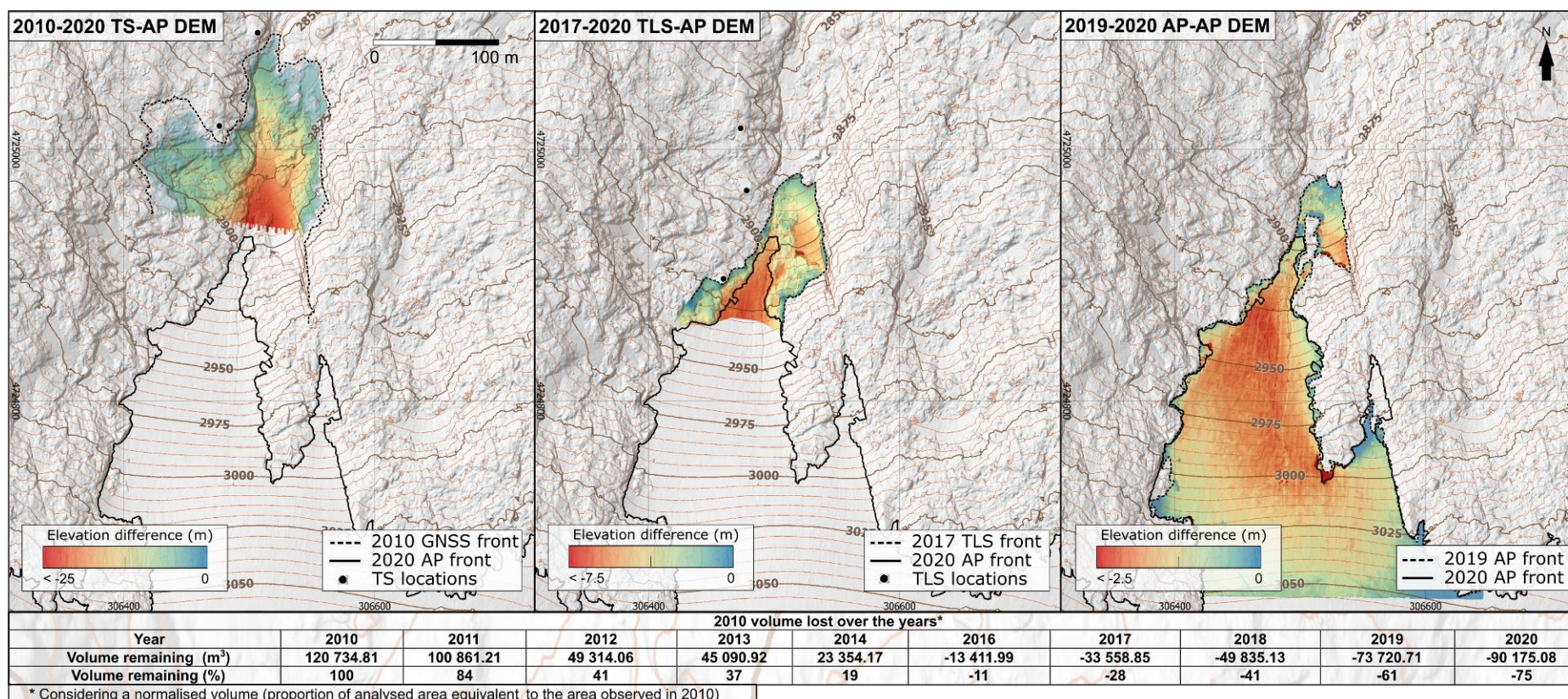


Figura 76. Diferencias de espesor y volumen en la lengua glaciar de la Maladeta entre campañas de medición. Arriba, la diferencia de espesor entre el primer DEM obtenido por cada técnica geomática y el último DEM obtenido en 2020 (ver Figura 114 y Figura 115 del Apéndice 4. Comparación de los levantamientos topográficos para el resto de las comparaciones). En rojo, las zonas con mayor pérdida de espesor, y en azul, las zonas donde el espesor no ha variado. Abajo, valores del volumen remanente respecto al volumen total de la lengua en 2010 (los valores negativos desde 2016 muestran la pérdida completa del volumen existente en 2010). Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.

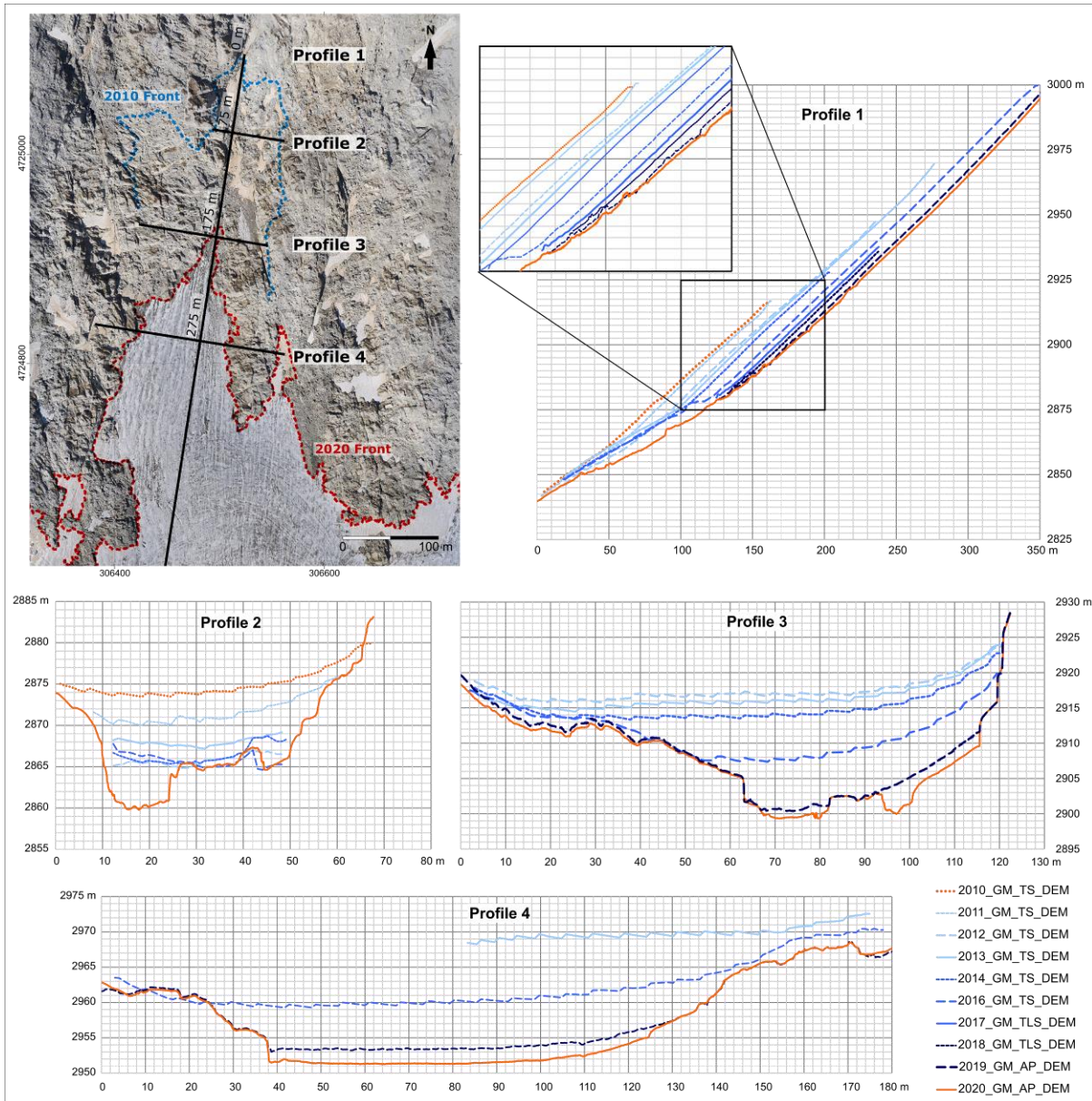


Figura 77. Perfiles de elevación de la lengua glaciar de la Maladeta a partir de los DEM obtenidos en las campañas de campo. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.

4.2.2. EVOLUCIÓN DEL GLACIAR ROCOSO DE LA MALADETA

Los desplazamientos superficiales determinados mediante GNSS-RTK en el glaciar rocoso de la Maladeta mostraron valores medios por debajo de los 5 cm/año, tanto en la componente horizontal como en la vertical (Tabla 32). Lo que provocó un desplazamiento medio total entre la primera y última campaña de medición (2008-2020) de unos 48 cm en XY y -46 cm en Z (Tabla 32).

2008-2020				
ID	Desplazamientos medios anuales (cm/año)		Desplazamientos totales (cm)	
	XY	Z	ΔXY	ΔZ
1	4.7	-11	47.3	-120.5
2	3.7	-1.7	36.9	-18.8
3	3.6	-6.3	36.4	-68.8
4	5	-4.8	50.4	-53.2
5	4.2	-5.6	41.6	-62.1
6	5.2	-4.3	51.9	-47.0
7	5.9	-4.7	58.6	-51.8
8	4.2	-5.6	41.6	-62.1
9	5.1	-2.8	50.8	-31
10	2.7	-1	24.1	-10.3
11	5.3	-1.8	53.2	-19.3
12	4.8	-3.2	48.5	-35.6
13	3.6	-1.6	36.3	-17.8
14	9.4	-6.1	75.3	-54.6
15	6.4	-3.5	63.7	-35.5
Media	4.9	-4.3	47.8	-45.9

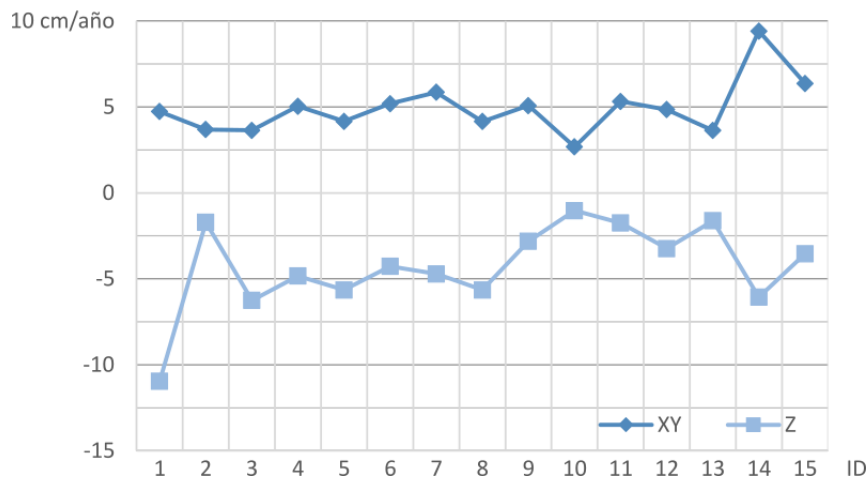


Tabla 32. Diferencias planimétricas y altimétricas, medias y totales, de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta.

La similitud entre los valores medios de desplazamiento horizontal y vertical, no significaron una deformación homogénea de toda la superficie en ambas componentes. Por un lado, los desplazamientos horizontales de cada punto fueron más similares entre ellos que los verticales (según desviación estándar de la media; excepción en el punto 14), donde además de identificarse una pérdida de elevación en todos los puntos, estas deformaciones variaron entre -11 cm (punto 1) y -1 cm (punto 10) (Tabla 32). Por otro, a pesar de la similitud de las deformaciones horizontales, se identificó una aceleración en los puntos localizados en zonas cercanas al frente glaciar respecto a las zonas superiores.

Sin embargo, las variaciones verticales presentaron un comportamiento opuesto, presentando mayores velocidades en las zonas superiores del glaciar que en zonas cercanas al frente (Tabla 32; ver Tabla 40 y Tabla 41 del Apéndice 4. Comparación de los levantamientos topográficos para visualización de deformaciones por grupos según su localización en el glaciar rocoso). Además, los desplazamientos medios de elevación no fueron significativos (LOD95%) en los puntos 2, 9, 10, 11, 12, 13 y 15 al presentar valores de desplazamientos inferiores a ± 4.2 cm/año ($\sigma_z = \pm 1.5$ cm; Ecuación 1, apartado 3.2.1.2). Estos puntos, generalmente se localizaron a los laterales del glaciar rocoso (Figura 78).

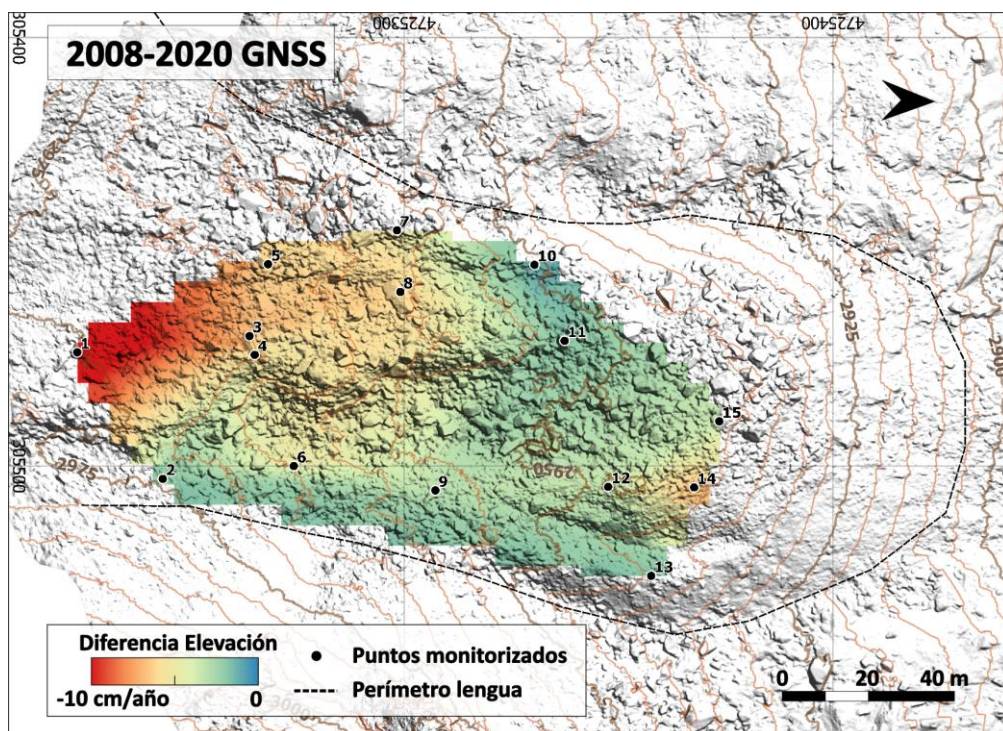


Figura 78. Diferencias medias anuales de elevación de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2019.

La interpolación de las velocidades (cm/año) con el fin de identificar las diferencias relativamente acentuadas en la componente Z, presentó un deshinchamiento irregular en la superficie del glaciar rocoso (Figura 78; Figura 116 en Apéndice 4. Comparación de los levantamientos topográficos). Las zonas superiores mostraron una pérdida de elevación que no presentaron zonas intermedias e inferiores del glaciar. Esta distribución de las deformaciones verticales se repitió en el DoD derivado de AP-UAV 2019-2020 (Figura 79). La mayor resolución de los modelos fotogramétricos y la determinación de variaciones significativas (LOD95%, Ecuación 1), permitió identificar un deshinchamiento en las zonas

superiores e intermedias, mientras zonas inferiores y del frente del glaciar rocoso se mantuvieron relativamente estáticas.

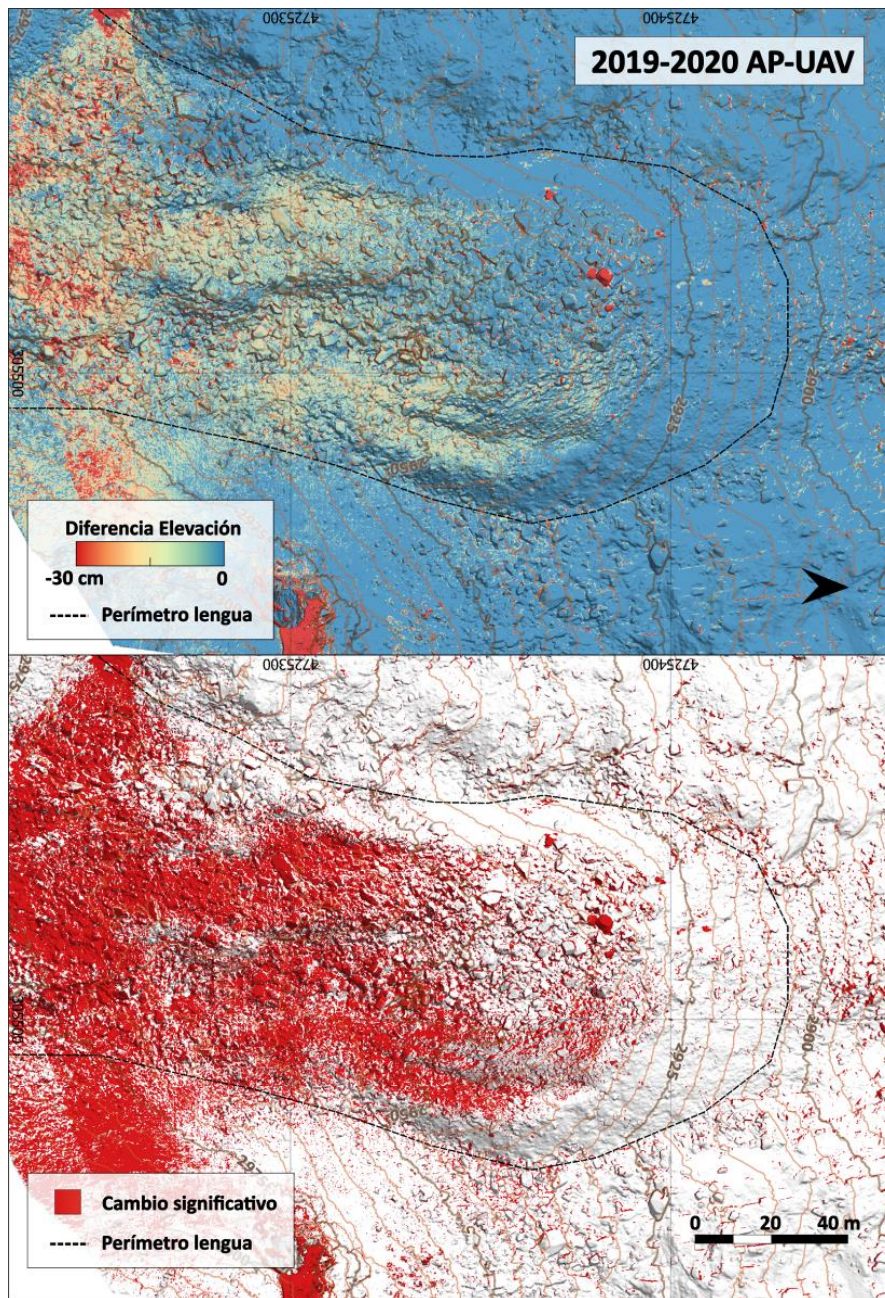


Figura 79. DoD a partir de los DEM derivados de AP-UAV (2019-2020) en el glaciar rocoso de la Maladeta. Arriba, diferencias de elevación. Abajo, superficie con cambios significativos en elevación (< -6 cm). Fondo sombreado DEM AP-UAV 2019.

4.2.3. EVOLUCIÓN DEL GLACIAR DE LA PAÚL

Los cambios del frente y superficie a lo largo de las campañas en el glaciar de La Paúl se determinaron a partir de los perímetros derivados de las medidas GNSS-RTK y ortomosaicos AP-UAV (Tabla 33; Figura 80). A diferencia con la lengua glaciar de la Maladeta, las variaciones

en la superficie normalizada (proporción de superficie equivalente al perímetro medido en la campaña de 2011) entre levantamientos presentó valores positivos y negativos (Tabla 33). Con máximos negativos (pérdida de superficie) de -0.35 ha, entre 2011 y 2012, y máximos positivos (ganancia de superficie) de 0.4 ha, entre 2019 y 2020. Diferencias de superficie entre años consecutivos superiores a los obtenidos en intervalos de tiempo mayores, como en el incremento de 0.27 ha de superficie glaciaria en cuatro años, entre 2015 y 2019.

El retroceso o avance del frente glaciario coincidió con la variación irregular de extensión, donde se observaron retrocesos y avances de más de 7 m entre 2011-2012 y 2019-2020, respectivamente (Tabla 33). No obstante, a pesar del incremento o descenso general de la superficie, los frentes medidos no mostraron un patrón regular de avance o retroceso en cada una de las comparaciones, sino una combinación de ambos (Figura 80). Debido a la degradación y aumento de la superficie glaciaria, el frente se encontró de manera general entre de los 2875 m y los 2870 m s.n.m. en los años de estudio.

Años	Tiempo (años)	Fuente	Perímetro medido (m)	Proporción de perímetro (%)*	Dif. de área total (ha)	Dif. de área normalizada (ha)**	Variación frente (m)***
2011-2012	1	GNSS	823	100	-0.35	-0.35	-7.25
2012-2015	3	GNSS	596	72	0.22	0.31	4.45
2015-2019	4	GNSS/A P-UAV	369	45	0.12	0.27	2.24
2019-2020	1	AP-UAV	1323	161	0.65	0.4	7.85

* Proporción de perímetro medido respecto al perímetro 2011.

** Diferencia de área considerando una extensión de perímetro igual a la medida en 2011.

*** Distancia media al punto más cercano entre el muestreo cada un metro de los frentes glaciares.

Tabla 33. Diferencias de superficie y variación del frente en el glaciar de La Paúl.

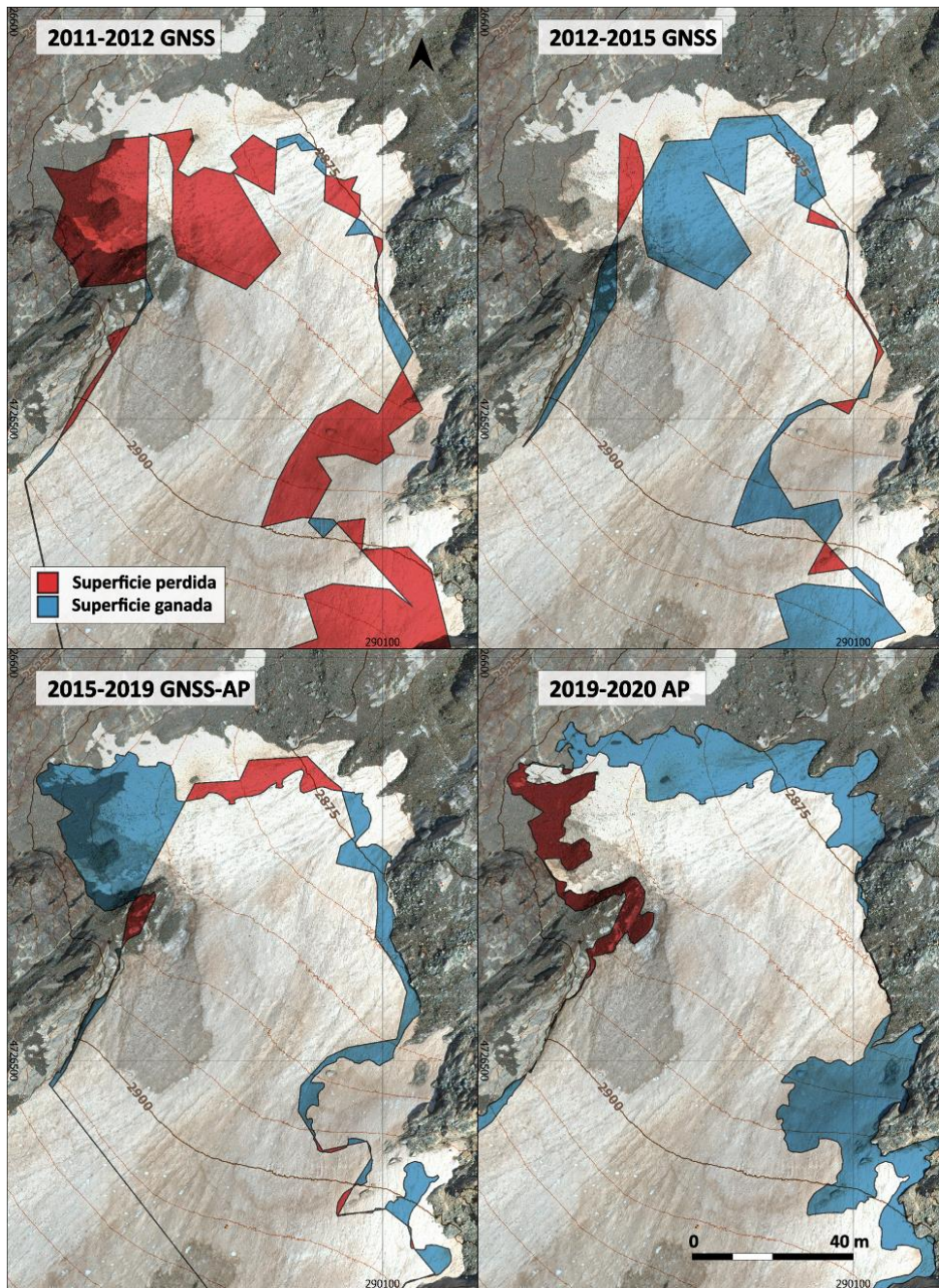


Figura 80. Pérdidas y ganancias de superficie en el frente del glaciar de La Paúl. Ortomosaico y DEM AP-UAV 2020.

El cálculo en las diferencias de espesor en 10 años de monitorización se realizó a partir de los levantamientos TS (Tabla 34; datos TS 2009 no se emplearon por recubrir poca superficie glaciar). Aunque en 2019 se comenzaron a aplicar técnicas AP-UAV, en esa campaña los vuelos no cubrieron gran parte de la zona superior del glaciar por seguridad y por dificultades para posicionar puntos de control terrestre en las zonas más elevadas. Los levantamientos TS, por su parte, permitieron medir gran parte de la superficie glaciar en todas las campañas (7 ha

aprox.; Tabla 34), favoreciendo la cuantificación de variaciones de espesor y volumen a partir de los DEM.

Años	Tiempo (año)	Origen DEM	Perímetro recorte	Área medida (ha)	Proporción de área (%)*	Dif. volumen total (m ³)	Dif. volumen normalizada (m ³)**	Dif. media espesor (m)
10-11	1	TS	2006 PNOA	6.7	100	-87,365	-87,365	-1.3
11-12	1			6.7	100	-144,540	-145,046	-2.2
12-13	1			7.4	111	158,205	142,078	2.1
13-14	1			7.4	111	88,765	79,634	1.2
14-15	1			7.3	109	-146,141	-134,103	-2.0
15-16	1			6.7	101	-63,502	-62,923	-0.9
16-17	1			6.7	101	-113,267	-112,549	-1.7
17-18	1			7.0	105	88,198	83,982	1.3
18-19	1			7.0	105	-71,839	-68,132	-1.0
19-20	1			7.0	105	28,887	27,567	0.4

* Proporción de área medida comparado con la campaña del 2010.

** Diferencia de volumen considerando una extensión de área igual a la medida en 2010.

Tabla 34. Diferencias de volumen y espesor en el glaciar de La Paúl.

Una vez más, a diferencia del glaciar de la Maladeta y acorde a los cálculos de extensión glaciar, las variaciones del volumen y espesor entre campañas no mostraron un comportamiento de degradación regular (Tabla 34; Figura 81). Seis de los diez años analizados mostraron pérdidas de espesor glaciar, con valores que oscilaron entre -0.9 m (2015-2016) y -2.2 m (2011-2012). Mientras que los años de ganancia de espesor rondaron los 0.4 m (2019-2020) y 2.1 m (2012-2013). Tal fue el nivel de variación del volumen entre campañas, que las pérdidas de un año fueron en algunos casos recuperadas al año siguiente y viceversa (ej. 2011/12 y 2012/13; 2017/18 y 2018/19). A pesar de encontrar variaciones interanuales de diferente proporción y signo, el volumen general del glaciar se vio reducido en -4.1 m entre 2010 y 2020, con una pérdida de volumen total cerca de los -280,000 m³ (Tabla 34).

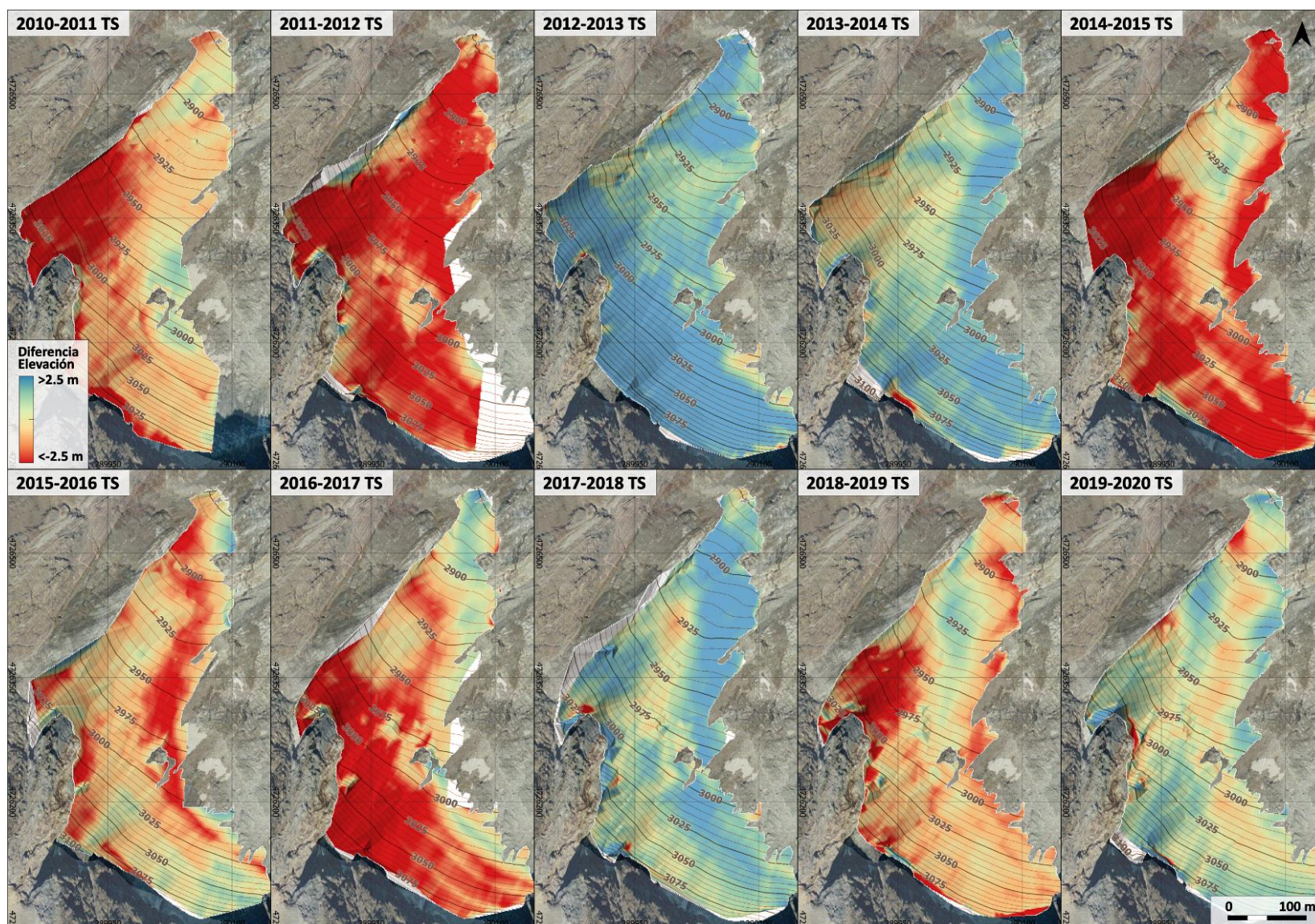


Figura 81. Diferencias de espesor en el glaciar de La Paúl derivadas de los levantamientos TS. Ortomosaico PNOA 2006 (CC-BY scne.es).

La comparación DoD entre el levantamiento TS del 2010 y 2020, presentó un frente cuyo espesor permaneció igual o llegó a aumentar hasta 1 m. Mientras las zonas más elevadas y resguardadas (zona suroeste del glaciar) presentaron pérdidas máximas de hasta -12 m de espesor (Figura 82).

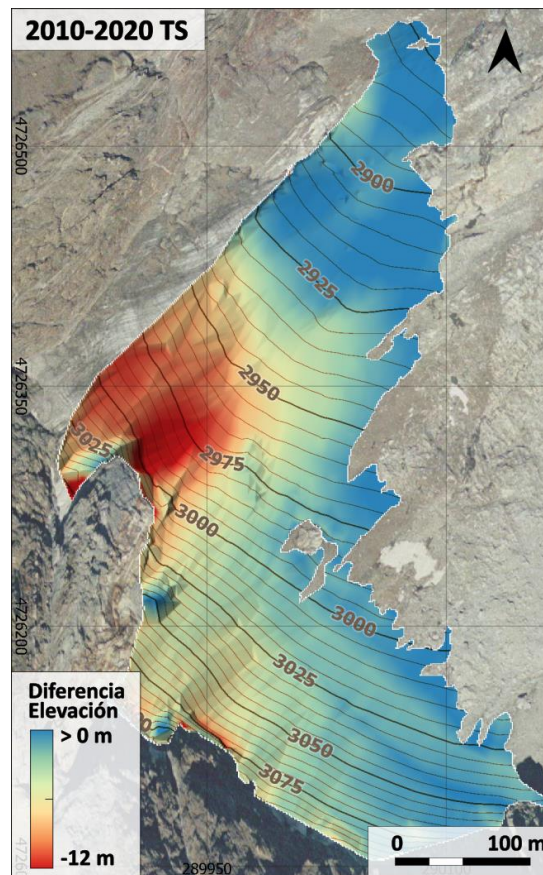


Figura 82. Diferencias de espesor en el glaciar de La Paúl entre 2010 y 2020. Ortomosaico PNOA 2006 (CC-BY scne.es).

4.2.4. EVOLUCIÓN DEL GLACIAR ROCOSO DE LA PAÚL

Los desplazamientos superficiales de los puntos monitorizados mediante GNSS-RTK en el glaciar rocoso de La Paúl presentaron valores medios de 33 cm/año en planimetría y -14.3 cm/año en altimetría (Tabla 35). Provocando un desplazamiento medio total en la superficie rocosa de 2.2 m en XY y -0.95 m en Z entre 2013 y 2020 (Tabla 35).

A diferencia del glaciar rocoso de la Maladeta, los desplazamientos horizontales fueron significativos en La Paúl. Estos movimientos alcanzaron máximos de más de 66 cm/año (punto 3) y mínimos de 13 cm/año (punto 13). Por su parte, la componente vertical presentó valores más comedidos, con máximos de -30 cm/año (punto 3) y mínimos de -3 cm/año (punto 12). Las mayores velocidades de deformación horizontal se concentraron en el eje longitudinal del glaciar rocoso y en el lado occidental de su frente (Tabla 35; Figura 83). Distribución similar a las variaciones verticales de los puntos monitorizados, donde las mayores velocidades se

encontraron en las zonas centrales de mayor elevación del glaciar rocoso y en el frente. La Tabla 42 en el Apéndice 4. Comparación de los levantamientos topográficos, se muestran las variaciones anuales de cada punto.

2013-2020				
ID	Desplazamientos medios anuales (cm/año)		Desplazamientos totales (cm)	
	XY	Z	ΔXY	ΔZ
1	31.7	-7.3	222.1	-50.9
2	40	-10.6	279.9	-74.5
3	65.5	-30.3	458.6	-212.0
4	27.5	-9.1	192.7	-63.9
5	44.6	-18.4	312.3	-129.1
6	31.9	-7.3	223.2	-51.2
7	16	-5.5	111.7	-38.7
8	34.7	-9.3	173.5	-46.5
9	34.5	-17	172.6	-84.9
10	37.4	-21	186.9	-105.2
11	36.6	-10.4	256.4	-73.0
12	17.5	-3.1	122.2	-21.6
13	12.7	-8.8	89.0	-61.9
14	29.8	-10.2	208.6	-71.3
15	37.1	-18.6	259.8	-130.4
16	37.8	-17.6	264.6	-123.3
17	33.4	-21	233.8	-146.8
18	37.7	-21.6	263.9	-151.3
19	22.3	-17.2	156.4	-120.7
20	30.6	-21.3	214.4	-148.8
Media	33	-14.3	220.1	-95.3

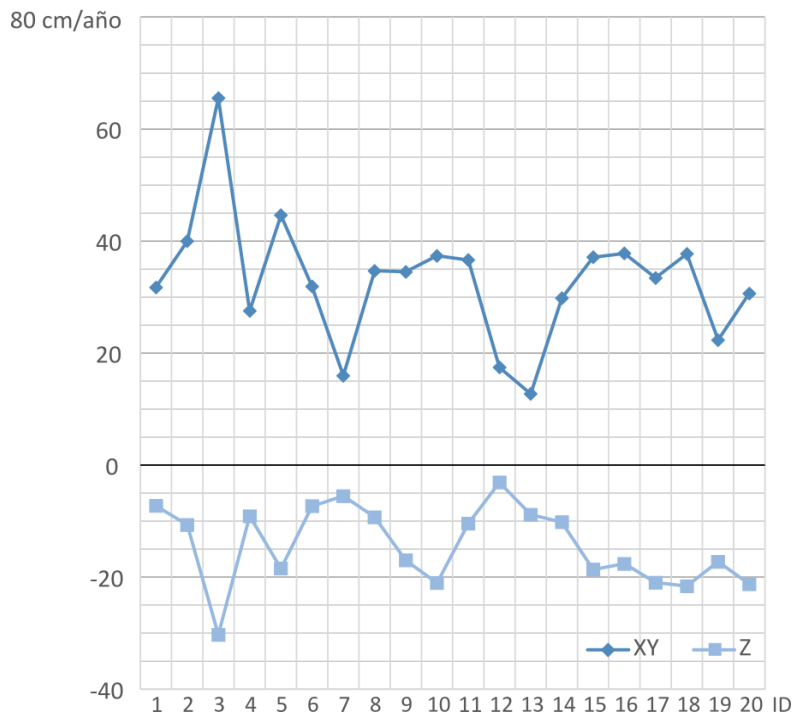


Tabla 35. Diferencias planimétricas y altimétricas, medias y totales, de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de La Paúl.

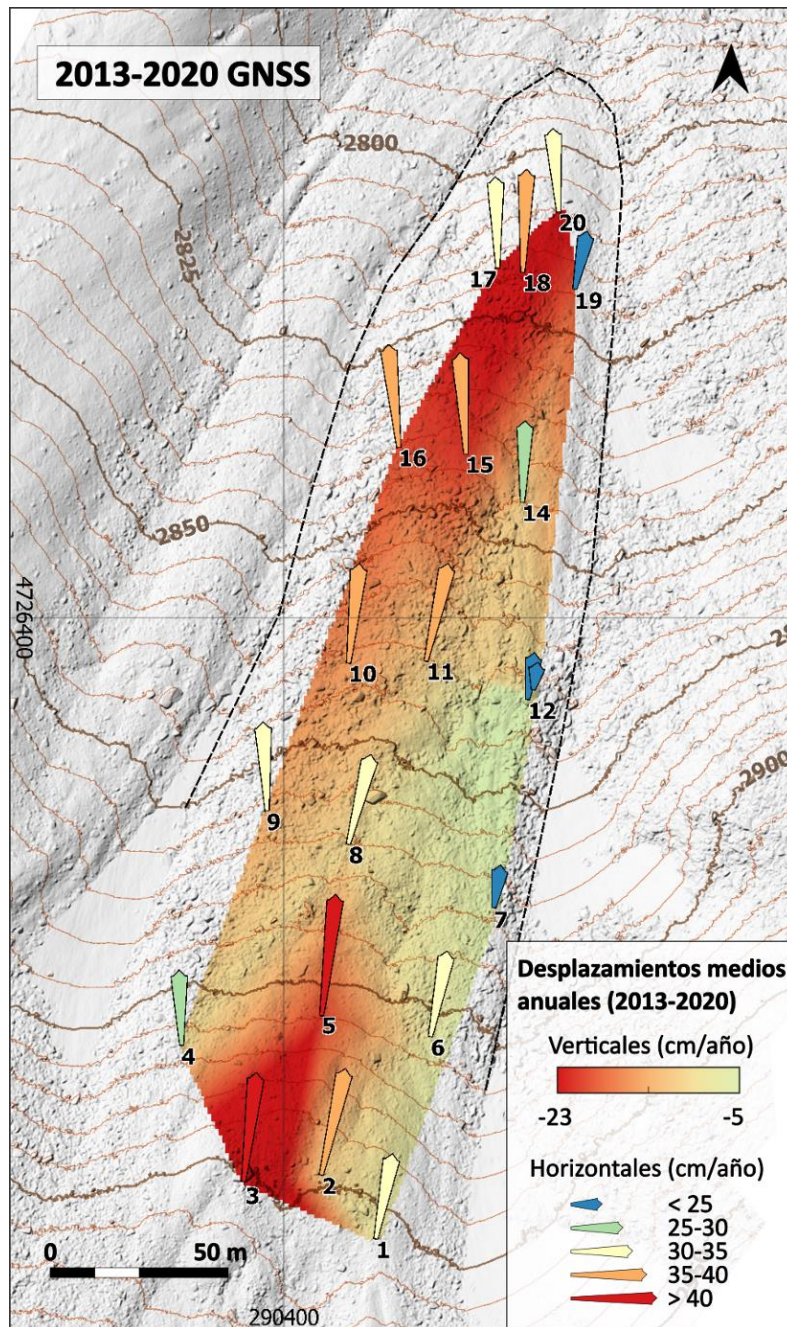


Figura 83. Velocidades de deformación horizontal y vertical anual del glaciar rocoso de La Paúl derivadas de las medidas GNSS-RTK. Desplazamientos horizontales escalados x10. Elevación y sombreado DEM AP-UAV 2020.

La distribución de las deformaciones a partir de los levantamientos de mayor resolución presentó desplazamientos significativos a lo largo de toda la lengua rocosa. La comparación 3D de los levantamientos TLS mostró variaciones anuales de alrededor de 20 cm/año en el sentido de la pendiente (Tabla 36; Figura 84). Estas distancias M3C2 significativas (LOD95%) se localizaron generalmente por toda la superficie estudiada, aunque al igual que en los levantamientos GNSS-RTK, fueron de mayor magnitud en zonas cercanas al eje longitudinal y

el lado occidental de la lengua (Figura 84; Figura 117 en el Apéndice 4. Comparación de los levantamientos topográficos se muestran las variaciones TLS de todos los años).

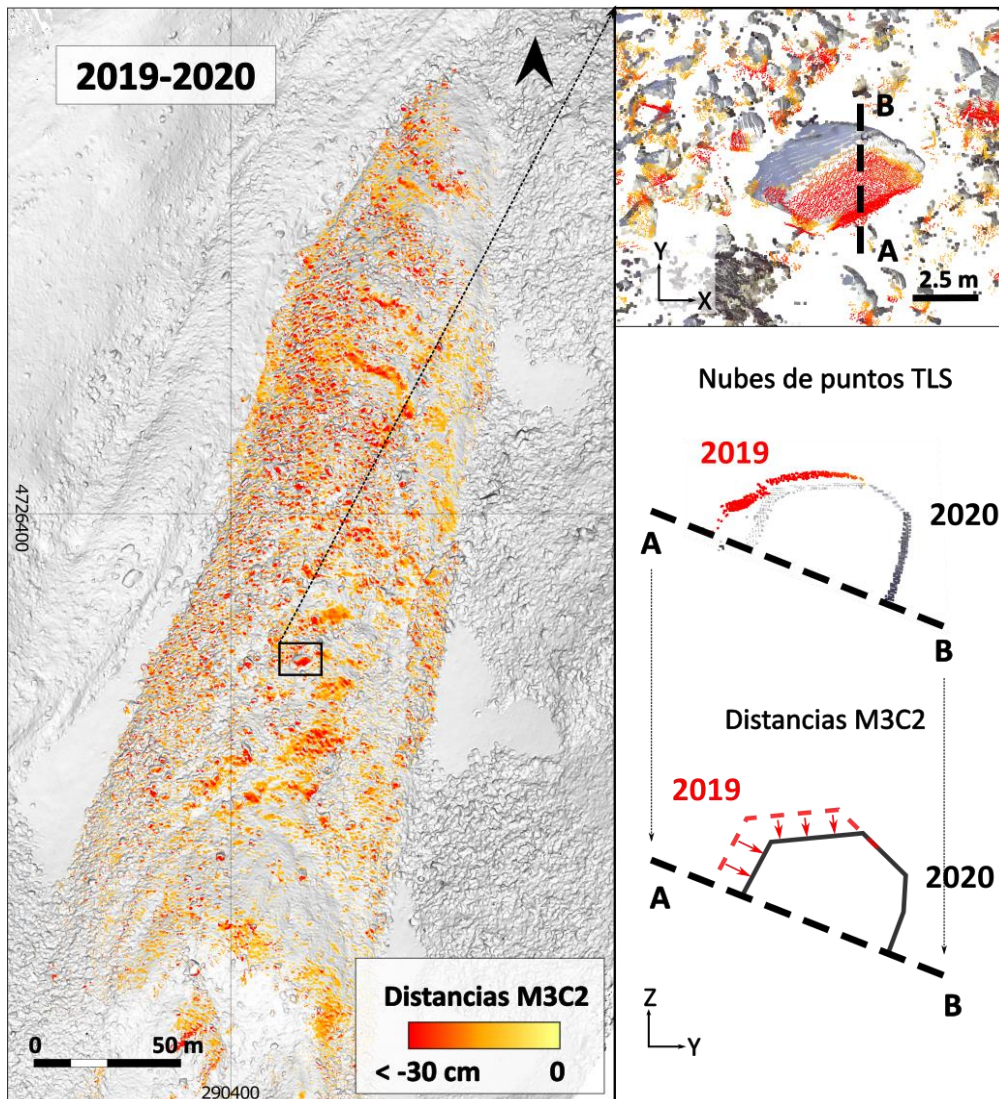


Figura 84. Variaciones 3D significativas (LOD95%) medidas con TLS en el glaciar rocoso de La Paúl entre 2019 y 2020. Sombreado DEM AP-UAV 2020.

Nubes de puntos TLS	2016-2017	2017-2018	2018-2019	2019-2020
Distancias M3C2 (cm; Media \pm SD)	-19.6 \pm 10.7	-18 \pm 15.6	-22.2 \pm 17.5	-17.9 \pm 9.7

Tabla 36. Variaciones 3D anuales determinadas en los levantamientos TLS en el glaciar rocoso de La Paúl.

La comparación DoD de los levantamientos AP-UAV entre 2019 y 2020 mostró un comportamiento similar, donde las diferencias de elevación significativas (LOD95%) más pronunciadas se localizaron en la vertiente oeste de la lengua (Figura 85). De media, toda la lengua perdió -17 cm de elevación en el transcurso de un año. Sin embargo, más allá del aumento de tamaño de los neveros en el entorno, también se apreciaron descensos

altimétricos significativos en los alrededores de la lengua, principalmente en zonas cercanas al frente (Figura 85).

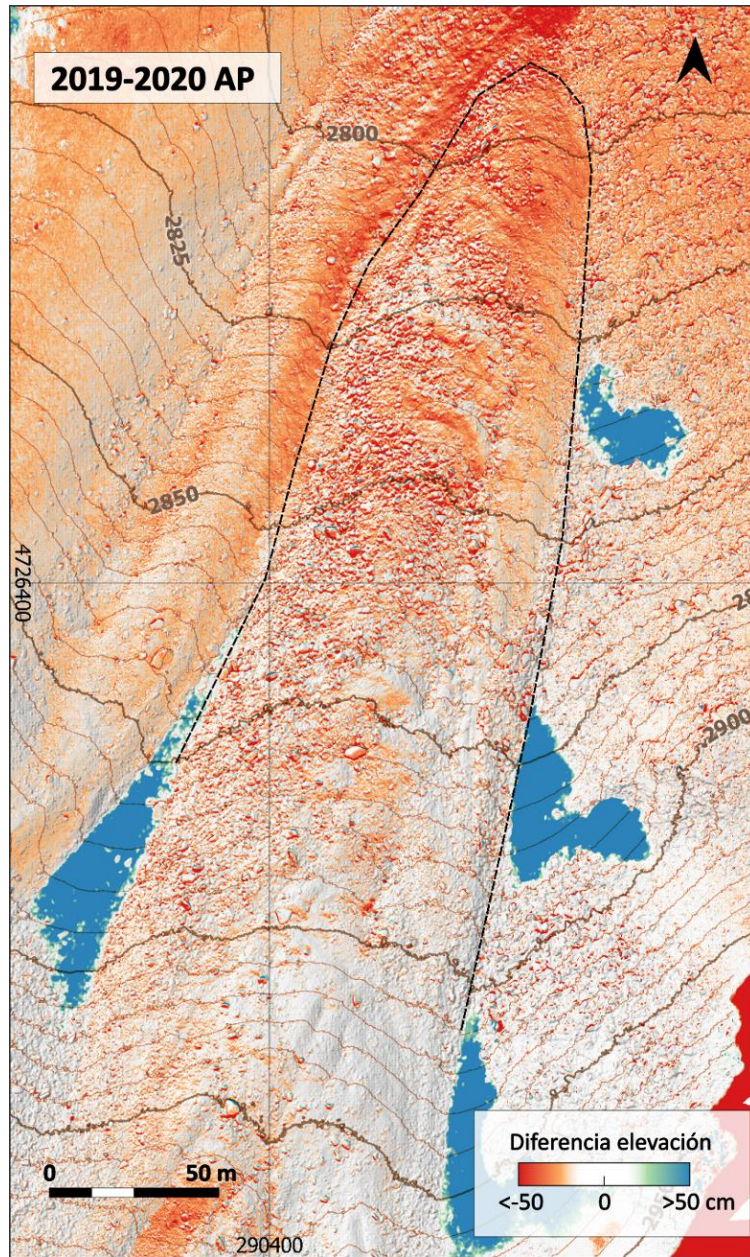


Figura 85. Variaciones verticales significativas (LOD95%) medidas mediante AP-UAV en el glaciar rocoso de La Paúl entre 2019 y 2020. Sombreado DEM AP-UAV 2020.

4.3. COMPARACIÓN DE MODELOS TOPOGRÁFICOS

La información generada a partir de los trabajos de campo anuales en los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl, muestran un nivel de detalle y precisión que proyectos de AP a gran altura o teledetección satelital no podrían alcanzar. Sin embargo, el desarrollo tecnológico provocó que diferentes técnicas geomáticas fueran sustituidas o complementadas en la ejecución de los levantamientos. La necesidad de determinar la calidad de las medidas y su compatibilidad de cara a estudios prolongados en el tiempo, provocó que se analizaran las diferencias entre modelos topográficos y entre modelos de deformación de las geoformas.

La comparación de los DEM derivados de TS y TLS frente al DEM AP-UAV en el glaciar de la Maladeta, presentó las limitaciones de las técnicas terrestres. Las superficies con baja densidad de puntos o sin registro presentaron deformaciones significativas (>0.5 m) respecto al DEM derivado del levantamiento AP-UAV (Figura 86). Las variaciones máximas se observaron en las superficies rocosas que rodean la lengua y en las superficies de hielo más alejadas del equipo de medición terrestre. Sin embargo, en el frente glaciar la superficie suavizada de hielo y nieve hizo que la baja densidad o irregularidad de las mediciones en los levantamientos TS y TLS no afectaran, por lo general, de forma significativa a los DEM derivados. De este modo, las diferencias medias entre los DEM en superficies adecuadamente cubiertas por ambas técnicas variaron en torno a ± 10 cm respecto al DEM fotogramétrico.

La desviación estándar de las deformaciones en la comparación TS/AP-UAV de 2019 (± 24 cm) fue mayor que la presente en las comparaciones TLS/AP-UAV de 2019 (± 9 cm) y 2020 (± 8 cm), lo que apunta a un menor ajuste del DEM TS al modelo fotogramétrico. No obstante, estas diferencias se consideraron insignificantes debido a la disparidad en la resolución de los modelos de elevación. Las variaciones medias determinadas entre los DEM sugerirían una incertidumbre máxima en la determinación del volumen de $\pm 5\%$ en cada levantamiento (pérdida de volumen normalizada, Figura 86). Equivaldría a un error de $\pm 7\%$ (según la suma cuadrática) del volumen total cuantificado entre dos campañas de medición consecutivas, independientemente del equipo utilizado para el levantamiento.

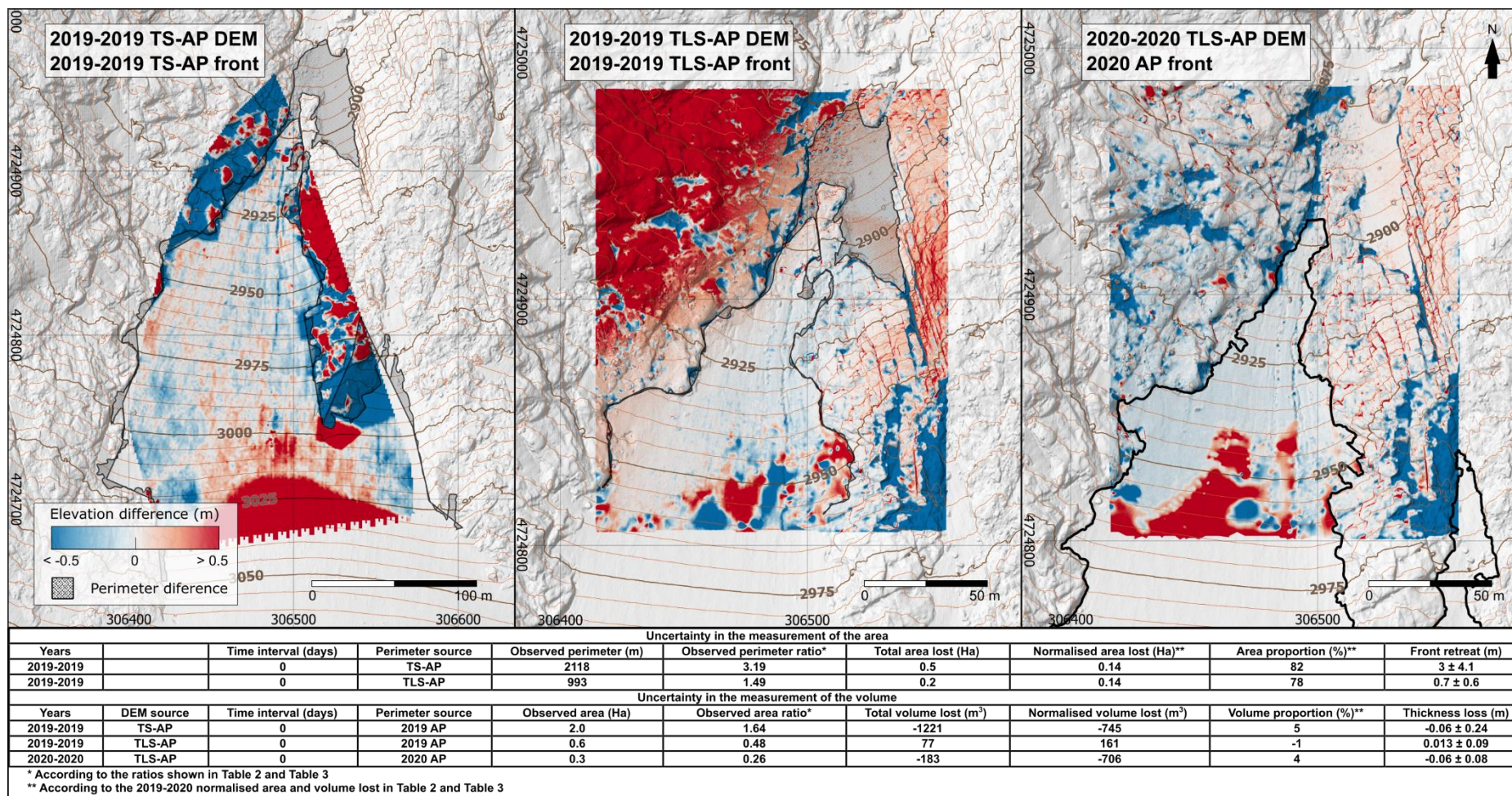


Figura 86. Diferencias entre modelos topográficos. Arriba, las diferencias entre los modelos de elevación y las superficies. En rojo y azul, las zonas con mayores diferencias entre los modelos de elevación. Regiones sombreadas, diferencias en el área definida con cada técnica. Abajo, diferencias de superficie y volumen y su influencia (%) en la determinación de las variaciones de las campañas. Además de las diferencias medias en retroceso y pérdida de espesor. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.

En el caso de los errores derivados de la definición del perímetro de la lengua en el glaciar de la Maladeta, se observó una diferencia tanto de TS como de TLS respecto a AP-UAV de 0.14 ha en 2019 (Figura 86). Esta diferencia equivaldría aproximadamente al 80% de la superficie de la lengua glaciar desaparecida entre 2019 y 2020 (pérdida de superficie normalizada, Tabla 30). Sin embargo, esta misma superficie, derivada de la incertidumbre en la definición de los frentes, representaría tan solo un $\pm 7\%$ de la pérdida de superficie entre 2010 y 2020 en el glaciar de la Maladeta. De mantenerse estas variaciones en la definición de los perímetros glaciares, el comportamiento irregular de retroceso y avance del frente glaciar en La Paúl, podría conducir a una determinación imprecisa de frentes glaciares a partir de diferentes técnicas geomáticas.

La observación de las comparaciones 2.5D entre modelos TS y AP-UAV en 2019 y 2020 en el glaciar de La Paúl mostró un comportamiento similar a la Maladeta. Los DoD generados presentaron diferencias medias de espesor idénticas (0.4 m) en toda la superficie analizada y una distribución de las pérdidas similar (Figura 87). Solamente apareciendo una diferencia de volumen normalizado de unos 4000 m³ (alrededor de un 15% del volumen ganado ese año; Tabla 34) a pesar de las diferencias en el alcance de cada técnica.

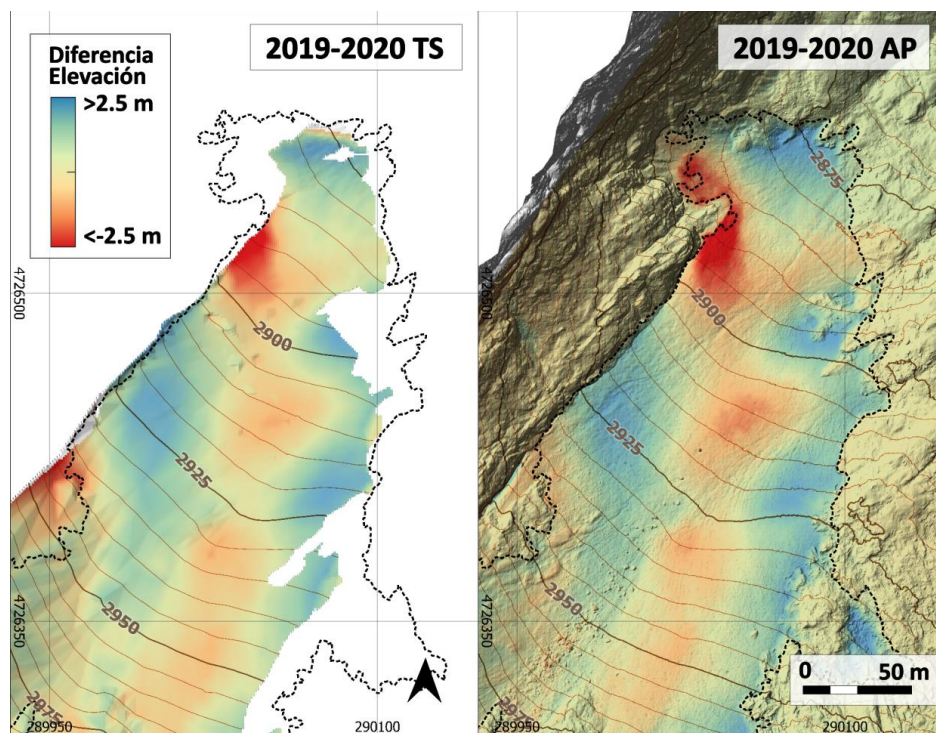


Figura 87. DoD derivado de los levantamientos TS y AP-UAV (2019-2020) en el glaciar de La Paúl.

La identificación de similitudes entre modelos en un mismo año o valores de deformación derivados de diferentes técnicas geomáticas en los glaciares rocosos fue más compleja que en los glaciares. La interpolación de las variaciones de elevación de los puntos GNSS entre 2019 y 2020 en el glaciar rocoso de la Maladeta mostró una distribución de las deformaciones relativamente similar al DoD de alta resolución generado a partir de AP-UAV en el mismo periodo (Figura 88). Además, los valores medios de pérdida de elevación fueron similares en ambos casos, con medias de -9 cm con GNSS-RTK (Tabla 41) y -8 cm con AP-UAV en la misma superficie estudiada. No obstante, en los modelos DoD AP-UAV se pudo apreciar de forma más evidente las sutiles deformaciones en zonas concretas del glaciar rocoso (Figura 88).

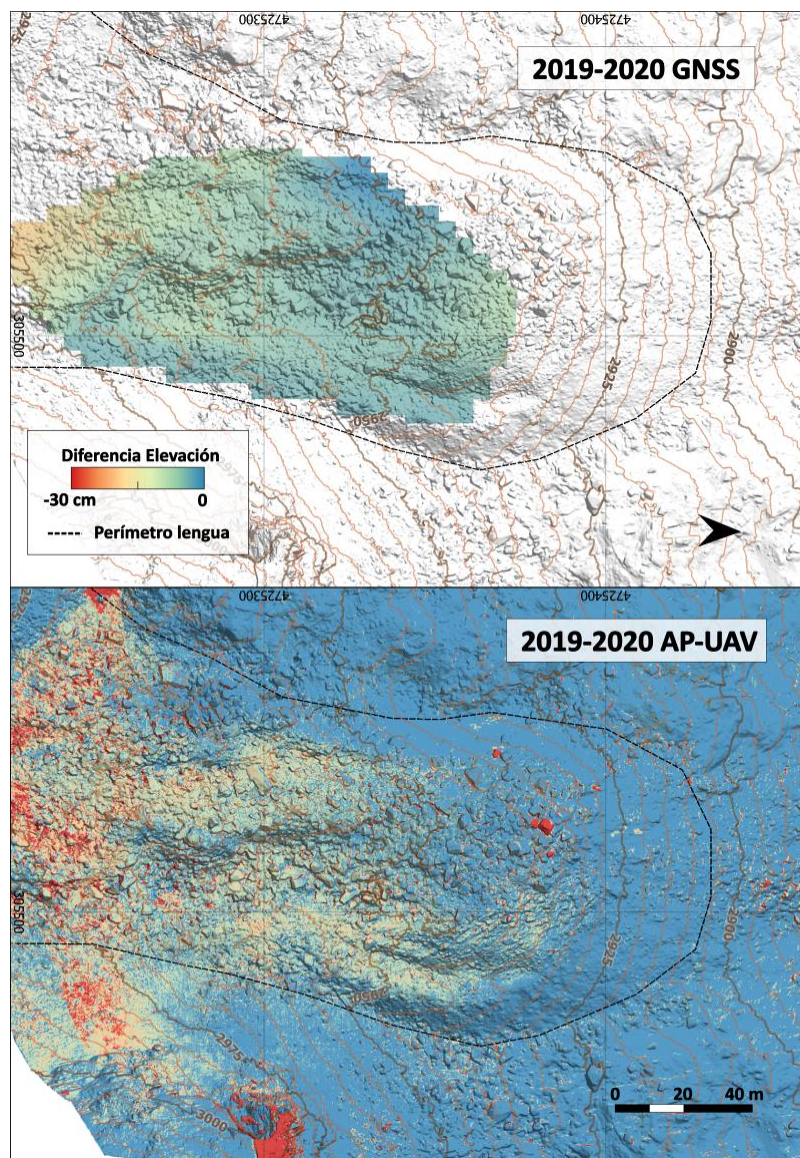


Figura 88. Desplazamientos verticales en el glaciar rocoso de la Maladeta (2019-2020). Arriba, resultados de la interpolación de las variaciones verticales entre puntos monitorizados mediante GNSS-RTK. Abajo, resultado del DoD de los levantamientos AP-UAV.

La aparente similitud en los resultados de las diferentes técnicas geomáticas en glaciares rocosos se vio alterada por los resultados obtenidos en La Paúl. Los -17 cm de media en elevación obtenidos en el DoD derivado de AP-UAV entre 2019 y 2020, fueron significativamente interiores a los -29 cm de desplazamiento vertical determinados en la monitorización GNSS-RTK (Tabla 42 en Apéndice 4. Comparación de los levantamientos topográficos). Estas velocidades de deformación vertical provocaron una disparidad entre metodologías de monitorización GNSS-RTK y AP-UAV que no fue posible apoyar con DEMs derivados de TLS debido a las múltiples zonas sin información. En su lugar, se empleó la comparación M3C2 entre los levantamientos TLS y AP-UAV del 2019 para identificar similitudes entre nubes de puntos. Los resultados mostraron diferencias significativas (LOD95%) entre levantamientos a priori idénticos (Figura 89.A), provocadas principalmente por los diferentes puntos de vista, terrestre y aéreo, de las dos técnicas geomáticas y el suavizado generalizado de las reconstrucciones fotogramétricas (Figura 89.B).

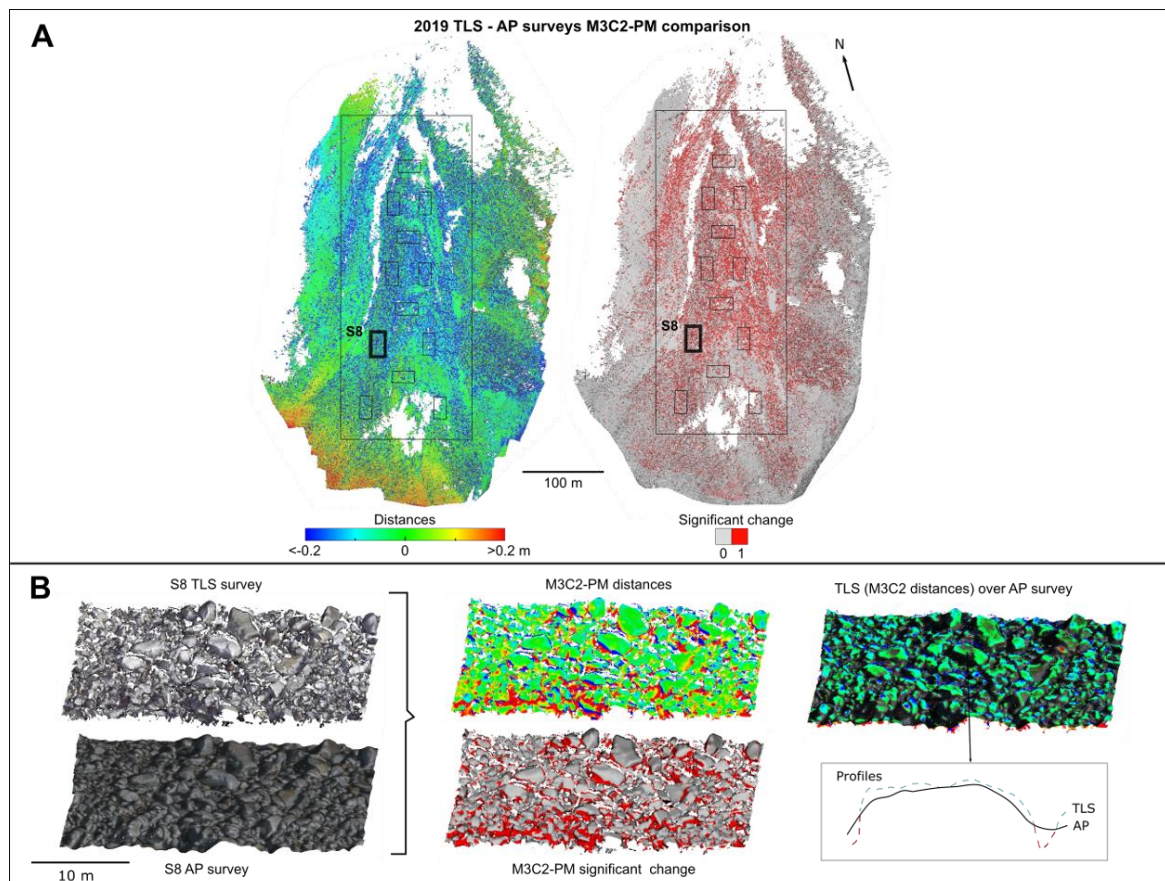


Figura 89. Comparaciones M3C2-PM entre levantamientos TLS y AP-UAV. (A) Distancias M3C2-PM y distribución de cambios significativos. Las distancias M3C2-PM muestran valores predominantemente negativos debido al punto de vista superior del levantamiento. (B) Detalle de las diferencias entre las reconstrucciones TLS/AP-UAV en S8. Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2022.

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

5.1. ESTRATEGIAS DE CAPTURA, TRATAMIENTO, CALIDAD DE LOS DATOS Y MÉTODOS DE COMPARACIÓN (OG1)

OE1 y OE2: Captura y tratamiento de datos geomáticos. Flujo de trabajo general y específico en los glaciares y glaciares rocosos, así como las mejoras ejecutadas con el avance de las campañas de campo y los trabajos para la interoperabilidad de la información espacial capturada.

La aplicación de técnicas geomáticas en los Pirineos por parte del GIR PANGEA ha visto una evolución acorde al avance de las tecnologías (ver 3.1. Captura de datos; Tabla 2). De unos inicios marcados por la ejecución de medidas mediante TS y en su momento novedosos receptores GNSS-RTK, seguido de procedimientos de captura masiva de datos como TLS y posterior inclusión de la accesible AP-UAV.

A la actualización tecnológica le ha seguido un desarrollo en los procedimientos de captura de datos, que a su vez ha impulsado una revisión de los planes de actuación y viabilidad de los trabajos en cada uno de los escenarios estudiados. Sujetos a las necesidades del proyecto, el respaldo de otras investigaciones y años de experiencia de los miembros del GIR PANGEA, se establecieron metodologías de monitorización relativamente accesibles y precisas, con un mínimo impacto en el entorno (ver 1.3.1. Técnicas geomáticas aplicadas a glaciares y glaciares rocosos; y Capítulo 3. Materiales y métodos). Estas estrategias permitieron el control superficial periódico de las geoformas sin la necesidad de instalar de manera permanente equipamiento valioso y, en ocasiones, fácil de alterar por agentes climáticos o personas ajenas a la investigación.

Sin embargo, las estrategias de monitorización de alta precisión y detalle implantadas en los glaciares y glaciares rocosos presentan inconvenientes, como es la consecución de datos en intervalos de tiempo anuales. Este aspecto no solo limita la obtención de datos continuos que podría alcanzarse mediante metodologías de monitorización automática como el seguimiento de prismas mediante TS robotizadas o receptores GNSS instalados sobre elementos superficiales de las geoformas (ej. Hohensinn, 2019; Dematteis et al., 2021). Sino que obliga a desplazarse a los escenarios objeto de estudio para la obtención de datos. Traslado de personal y equipamiento a zonas de difícil acceso que son seguidos de trabajos sobre la

superficie de las geoformas, con los correspondientes riesgos materiales y personales asociados. Las dificultades para acceder y transitar sobre las superficies monitorizadas, añadido a imprevistos meteorológicos, pueden provocar que la frecuencia en la captura de datos se reduzca sin recursos personales y materiales suficientes. Aspectos que se han manifestado en los trabajos en la Maladeta y La Paúl, con años donde no se han podido aplicar algunas técnicas o que directamente no se ha realizado trabajo de campo (Tabla 2).

Manteniendo las estrategias de medición adoptadas por el GIR PANGEA, los procesos de captura de datos no permanecieron estáticos, sino que se adaptaron a imprevistos y mejoras. Algunos ejemplos son, (I) el fortalecimiento de los marcos de referencia a través de la instalación de más puntos de referencia para adaptarse a la evolución de las geoformas; (II) captura de datos para la transformación de los sistemas de referencia locales de cada glaciar a un sistema geodésico global; (III) aumento de la extensión de superficie monitorizada a partir de la inclusión de más medidas o una mejor distribución de las mismas y (IV) la evaluación de nuevas metodologías para la extracción de información geográfica más completa de los escenarios estudiados. Estas y otras actuaciones han favorecido que las técnicas geomáticas empleadas desde 2008 en los Pirineos hayan registrado la superficie de las geoformas, así como identificar sus limitaciones a partir del tratamiento de los datos.

Los flujos de trabajo para la extracción de información sobre los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl están estrechamente ligados al proceso de captura y tipo de dato obtenido. En el caso de los levantamientos TS, la densidad, velocidad y alcance en la captura de datos ha sido especialmente provechosa en la medida de superficies geoméricamente simples como los glaciares (Tabla 5; Tabla 12; Figura 46). La complejidad de su aplicación radicó, principalmente, en la fase de captura de datos, con la selección de ubicaciones que permitieran medir la mayor extensión de superficie glaciar posible. Una vez decidida la ubicación de los estacionamientos y su configuración en campo, el tratamiento de los datos es simple.

El procesado de los datos se complica relativamente con los receptores GNSS-RTK, al depender de datos satelitales registrados por estaciones permanentes de terceros para la mejora de las precisiones. Más allá de la configuración del equipo y el procesado, la dificultad del trabajo con estos dispositivos se centra en la necesidad de posicionarse sobre el punto a

medir, lo que obliga a plantear qué datos adquirir en cada escenario. En el caso de los glaciares rocosos, la posibilidad de desplazarse por su superficie motivó la monitorización de gran parte de su extensión mediante GNSS-RTK (Figura 42 y Figura 44). En contraposición, se encuentran las superficies glaciares, donde los trabajos se limitaron a la medida de perímetros debido a los elevados recursos y riesgos que implica desplazarse por la superficie helada (Tabla 5 y Tabla 12).

Siguiendo con los equipos TLS, la parte más crítica bien podría ser la fase de captura de datos. La necesidad de un elevado solape entre escaneos y una correcta ubicación de las dianas, puede provocar que la alineación de los modelos no se produzca o que surjan errores significativos vinculados a la georreferenciación, respectivamente. Estos aspectos son especialmente relevantes en terrenos como los glaciares rocosos, donde la irregularidad de la superficie y la distancia entre escaneos ha manifestado afectar al registro de las nubes de puntos (ej. glaciar rocoso de La Paúl; Figura 47). Aunque también ha mostrado ser crucial en la calidad de los levantamientos TLS el tipo de superficie a medir. En los glaciares de la Maladeta y La Paúl, el hielo y nieve superficial ha alterado las medidas del escáner Faro Focus3D X330 debido a las longitudes de onda en las que opera el haz láser del escáner (Deems et al., 2013; Kociuba et al., 2021), afectando al alcance de medida del equipo (Figura 56 y Figura 66).

La reconstrucción fotogramétrica ha expuesto una significativa dependencia tanto al proceso de captura de datos, como al tratamiento de los mismos. La calidad de los levantamientos fotogramétricos está directamente ligada al diseño, ejecución y procesado fotogramétrico (ver 1.3.1.4. Fotogrametría), aspectos más controlables en geociencias en trabajos de AP-UAV que en TP debido a la posibilidad de regular en mayor medida el proceso de adquisición de las imágenes. Ejemplos claros son los resultados obtenidos de la TP en el glaciar y glaciar rocoso de la Maladeta y, especialmente, en el glaciar rocoso de La Paúl. En este último los datos no fueron óptimos debido a las limitaciones vinculadas al punto de vista terrestre y la falta de solape entre imágenes (Figura 51), a pesar del esfuerzo de capturar imágenes de toda la superficie rocosa. Estudios que han mostrado buenos resultados en el levantamiento fotogramétrico terrestre de glaciares rocosos, han capturado imágenes desde posiciones prácticamente cenitales a la superficie a medir (ej. Gómez-Gutiérrez et al., 2014), asemejando

el punto de vista aéreo de un dron, o empleado cámaras calibradas que permitan reducir la necesidad de solape y posiciones diferentes entre imágenes para el cálculo de los parámetros de orientación internos y externos de la cámara. No obstante, incluso en trabajos AP-UAV la calidad de los levantamientos puede variar significativamente en función de la distribución de puntos de control (James and Robson, 2014) o la alteración de parámetros en las imágenes procesadas automáticamente por la cámara (Martínez-Fernández et al., 2022), entre otros. Es por ello, que todavía existen esfuerzos para aumentar la replicabilidad de los levantamientos (James et al., 2019) y por lo que en los trabajos en los Pirineos se ha enfatizado en la captura y tratamiento de los datos fotogramétricos aéreos.

La aplicación de AP-UAV para la monitorización de geoformas vinculadas a la criosfera a pesar de la posible variabilidad de los resultados, tiene una justificación. Se trata de una técnica económica que, además de facilitar el levantamiento detallado de grandes extensiones de forma rápida y cómoda en comparación a otras técnicas (Figura 50; Figura 52), permite derivar modelos de elevación y ortomosaicos de manera directa a partir del software fotogramétrico (Figura 53; Figura 60). Productos que con levantamientos TLS es posible adquirir indirectamente si existe una elevada densidad y homogeneidad de datos (ej. ortoimágenes del glaciar de la Maladeta; Figura 48). Sin embargo, requieren de métodos de interpolación que se adapten al registro irregular de la superficie (Figura 48) y pueden ser poco útiles para trabajos de monitorización en terrenos abruptos debido a las oclusiones (ej. glaciares rocosos; Figura 51).

Este último inconveniente se incrementa en los levantamientos TS, donde el punto de vista terrestre y la modalidad de trabajo a partir de escaneos automáticos harían improductivas las actividades de monitorización detallada en glaciares rocosos por las mismas razones. No obstante, las superficies geoméricamente simples de los glaciares permiten derivar DEMs incluso con métodos de interpolación sencillos como TIN (Figura 46). Modelos que a partir de receptores GNSS serían inviables de obtener con el mismo nivel de detalle.

El empeño en obtener la máxima información posible o estudiar la viabilidad de nuevas técnicas, ha provocado que algunos levantamientos no fueran ejecutados de forma óptima por limitaciones personales y del entorno. Este podría ser el caso de los levantamientos TP, donde la deficiente geometría de la red de imágenes en el glaciar rocoso de la Maladeta

(2019) o la falta de puntos de control terrestre en el glaciar de la Maladeta, provocó problemas para la generación de los modelos o errores significativos en la reconstrucción (superiores a ± 30 cm), respectivamente (ver 3.2.1.4. Fotogrametría SfM). Calidad distante a la alcanzada habitualmente en los trabajos del GIR PANGEA.

Finalmente, la combinación de los datos mostrados en este documento ha sido posible gracias al uso de un único sistema de referencia común para todas las técnicas. Esto no solo ha permitido abarcar los datos multisensor adquiridos en un mismo espacio geográfico, sino que han facilitado la adición y aprovechamiento productos de terceros para el análisis de deformaciones y como base visual para la muestra de resultados (ej. ortomosaicos y LiDAR PNOA; Capítulo 4. Resultados). Ventajas que podrían seguir explorándose con la implementación de nuevos productos, hasta llegar a posibilitar análisis multiescala (local, regional y global) de la criosfera.

OE2: Métodos de comparación y análisis de calidad de los modelos topográficos.

Las precisiones 3D medias estimadas en los trabajos de los Pirineos han estado por debajo de los ± 2 cm en los levantamientos GNSS-RTK, de los ± 3 cm en los levantamientos TS, de los ± 4 cm en levantamientos TLS y de los ± 6 cm en los levantamientos AP-UAV (ver 3.2.1. Generación de productos y análisis de calidad).

La estrategia seguida de evaluar los errores en los levantamientos a partir de la consideración de un único error, uniforme en toda la superficie en lugar de variable, es común en geociencias (ver 1.3.1 Técnicas geomáticas aplicadas a glaciares y glaciares rocosos). Numerosos autores han aplicado este método de evaluación de calidad, reportado precisiones similares a las obtenidas en los Pirineos en otros glaciares y glaciares rocosos. Por ejemplo, Gómez-Gutiérrez et al. (2014) señala precisiones sobre los ± 3 cm y Kenner et al. (2014) por debajo de los ± 5 cm mediante equipos TLS. El mismo Kenner et al. (2014) presenta precisiones generalmente mejores que ± 3 cm con técnicas GNSS-RTK y de Sanjosé et al. (2014) entre ± 1 cm y ± 3 cm con TS en glaciares rocosos y glaciares, respectivamente. Por su parte, Dall'Asta et al. (2017) y Hendrickx et al. (2019) hablan de precisiones verticales entre ± 3 cm y ± 10 cm en vuelos fotogramétricos UAV con una adecuada distribución de los puntos de control. Sin embargo, cada vez son más las estrategias para evaluar la calidad de los diferentes

modelos, incluso con apoyo de normas ISO (ej. TS, García-Balboa et al., 2011; TLS, Lague et al., 2013, Tsakiri et al., 2015; AP, James et al., 2017). Análisis habitualmente sustentados en la comparación de las medidas o productos derivados con otros modelos de mayor precisión (ej. AP-UAV y TLS; Figura 89; Martínez-Fernández et al., 2022).

Las precisiones alcanzadas han sido vinculadas a los datos directamente obtenidos (puntos y nubes de puntos) o derivados (DEM y ortomosaicos) de la aplicación de las técnicas geomáticas. La decisión de emplear un tipo de dato u otro para el proceso de monitorización, se ha basado en las propiedades de la superficie a medir y de la técnica empleada. Lo que provoca que la elevada calidad de algunas medidas puedan verse desaprovechadas por su reducida resolución espacial o falta de homogeneidad. Este es el caso de los levantamientos TS, donde la precisión supera con creces las decenas de metros que pueden llegar a separar dos medidas consecutivas, o los levantamiento TLS, donde las oclusiones afectan negativamente a la elevada densidad de sus mediciones. Aspectos que pueden ser significativos o no en función de la geometría de la superficie a monitorizar y su velocidad de deformación, lo que en los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl ha provocado que se generen modelos de elevación en glaciares con TS, pero que se limite el uso de los DEM con técnicas como AP-UAV en los glaciares rocosos. Mientras técnicas de comparación 3D adaptadas a escenarios naturales complejos (Lague et al., 2013) han permitido aprovechar la alta densidad y calidad de las medidas TLS para el análisis de alteraciones superficiales.

En geociencias, el análisis de deformaciones verticales mediante la comparación de DEMs es habitual (ver 1.3.3. Metodologías de monitorización), indistintamente de la técnica empleada. Aunque con el aumento de la capacidad computacional de los equipos, cada vez son más comunes los esfuerzos en emplear productos 3D que ofrezcan una mayor información sobre las variaciones del terreno en entornos de vinculados a la criosfera (ej. *3D Geospatial Data Processing Research Group*^s, Universidad de Heidelberg). Metodologías de análisis, tradicionales y más novedosas, que el GIR PANGEA ha introducido en los procesos de monitorización en La Paúl y Maladeta (3.3. Métodos para la cuantificación de deformaciones).

^s https://www.geog.uni-heidelberg.de/3dgeo/index_en.html, último acceso abril 2023

5.2. MODELOS TOPOGRÁFICOS GENERADOS, EVOLUCIÓN RECIENTE DE LOS GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS Y COMPATIBILIDAD ENTRE TÉCNICAS (OG2)

OE3: Modelos topográficos generados. Información proporcionada por cada técnica geomática en los glaciares y glaciares rocosos.

La información proporcionada por los levantamientos topográficos ha permitido la modelización del terreno en los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl. Aunque la aplicación de las técnicas geomáticas a lo largo de 12 años ha sido variada y no en todos los casos fructífera (Tabla 29), los trabajos en los cuatro escenarios monitorizados han generado resultados detallados y precisos (ver 3.2. Tratamiento de datos y 4.1. Modelos para la representación del terreno).

El uso principal de cada técnica se menciona a continuación (ver 4.2. Evolución superficial de glaciares y glaciares rocosos): (I) Los datos GNSS-RTK han permitido realizar un seguimiento 3D de puntos concretos en la superficie de glaciares rocosos y perímetros glaciares. (II) Los datos TS capturan información 3D superficial de grandes extensiones glaciares favoreciendo la definición de variaciones verticales a partir de modelos de elevación. (III) La elevada densidad de las nubes de puntos TLS han favorecido la generación de modelos de deformación tridimensionales en glaciares rocosos y la monitorización de espesores y frentes glaciares a partir de DEMs y ortomosaicos. (IV) Finalmente, las técnicas AP-UAV han ofrecido los modelos más detallados, y generalmente extensos, de los cuatro escenarios estudiados, derivándose deformaciones verticales de las superficies a partir de DEMs en glaciares y glaciares rocosos y variaciones horizontales en los frentes glaciares a partir de ortomosaicos.

OE4: Evolución superficial de los glaciares y glaciares rocosos.

Los trabajos en el glaciar y glaciar rocoso de la Maladeta y La Paúl han demostrado la utilidad de las técnicas geomáticas en los trabajos de monitorización. Todas las geoformas estudiadas han presentado actividad en su superficie, aunque de diferente magnitud (ver 4.2. Evolución superficial de los glaciares y glaciares rocosos). En la Tabla 37 se muestra un resumen de las deformaciones en cada glaciar y glaciar rocoso.

Glaciar de la Maladeta			
Variaciones en extensión 2010-2020 (sobre perímetro de 665 m)		Variaciones de espesor 2010-2020 (sobre 1.2 ha analizadas)	
Área total (ha)	-2.1	Volumen total (m ³)	-210,910
Área media (ha/año)	-0.2	Volumen medio (m ³ /año)	-21,091
Frente total (m)	-52.8	Espesor total (m)	-17
Frente media (m/año)	-5.3	Espesor medio (m/año)	-1.7
Glaciar de La Paúl			
Variaciones en extensión 2011-2020 (sobre perímetro de 823 m)		Variaciones de espesor 2010-2020 (sobre 6.7 ha analizadas)	
Área total (ha)	0.6	Volumen total (m ³)	-276,857
Área media (ha/año)	0.07	Volumen medio (m ³ /año)	-27,686
Frente total (m)	7.3	Espesor total (m)	-4.1
Frente media (m/año)	0.8	Espesor medio (m/año)	-0.4
Glaciar rocoso de la Maladeta			
Variaciones horizontales 2008-2020		Variaciones verticales 2008-2020	
Total (cm)	48	Total (cm)	-46
Media (cm/año)	4.9	Media (cm/año)	-4.3
Glaciar rocoso de La Paúl			
Variaciones horizontales 2013-2020		Variaciones verticales 2013-2020	
Total (cm)	220	Total (cm)	-95
Media (cm/año)	33	Media (cm/año)	-14

Tabla 37. Resumen de la evolución de los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl (basado en Tabla 30, Tabla 31, Tabla 32, Tabla 33, Tabla 34 y Tabla 35).

En la lengua glaciar de la Maladeta, la degradación ha sido constante a lo largo de 10 años de monitorización. Tal ha sido su retroceso y pérdida de espesor, que la extensión de superficie glaciar medida en 2010 (1.2 ha) desapareció por completo entre 2019 y 2020 (Figura 75). Mientras que, en un intervalo de 6 años, entre 2010 y 2016, la proporción de volumen de hielo presente en 2010 en la lengua desapareció (Figura 76), con un retroceso del frente que varió entre 2.3 y 7.9 m/año (Tabla 30). La información gráfica y numérica proporcionada sobre la evolución del glaciar de la Maladeta, ha permitido estimar la fecha aproximada de la desaparición de su lengua e, incluso, la posible transición de un glaciar controlado por factores climáticos a uno supeditado a factores topoclimáticos (Martínez-Fernández et al., 2023).

La situación de desequilibrio del glaciar de La Paúl y su subsistencia gracias a factores topoclimáticos (Rico et al., 2015) parece evidente por el comportamiento irregular de su superficie durante los años de monitorización. A pesar de las condiciones climáticas, el glaciar ha presentado procesos de degradación y aumento de extensión (Tabla 33), manteniendo una superficie aproximada de 6 a 7 ha (Figura 70). Acompañado al incremento de la superficie (Tabla 37), también han existido años alternos donde el espesor de hielo se ha visto incrementado (Tabla 34, Figura 81). Estas variaciones positivas de espesor se han dado

principalmente en zonas del frente glaciar (Figura 82), causando un balance próximo a cero entre 2010 y 2020 (Tabla 37). Sin embargo, las zonas más elevadas y protegidas por las paredes del Pico de Posets y sus crestas cimeras, han sufrido una pérdida de espesor que ha alcanzado los -12 m en el transcurso de 10 años (Figura 82). Comportamiento que ha terminado por confirmar la transición del glaciar a un helero según las observaciones geomorfológicas de la última campaña de campo del GIR PANGEA en 2022^t.

La evolución geométrica de los glaciares rocosos de La Paúl y la Maladeta ha sido muy dispar desde un punto de vista geométrico. Dejando a un lado las evidencias geomorfológicas, el glaciar rocoso de La Paúl puede clasificarse como un glaciar activo según la clasificación IPA-RGIK (Arenson et al., 2021) debido a sus desplazamientos medios de más de 30 cm/año en gran parte de su superficie (Tabla 37, Figura 83 y Figura 84). Mientras que el glaciar rocoso de la Maladeta bien podría ser considerado transicional bajo la misma clasificación, debido a sus desplazamientos en zonas concretas y generalmente inferiores a 5 cm/año (Tabla 37). Más allá de su clasificación, compleja si no se acompaña con una interpretación geomorfológica adecuada, en La Paúl se puede identificar un comportamiento de arrastre (*creep*) debido a los mayores desplazamientos horizontales que verticales (Tabla 37, Figura 83). A la vez que en La Maladeta se identifica un deshinchamiento en zonas centrales y superiores de su superficie (Figura 78 y Figura 79), presentando un frente prácticamente estático (Figura 79).

OE5: Eficiencia y compatibilidad de técnicas a través de la comparación de modelos topográficos.

La compatibilidad de las técnicas ha de ser evaluada considerando las limitaciones mencionadas con anterioridad. Por un lado, existen variaciones entre los modelos que no son causados por la deformación superficial de las geoformas, sino provocadas por las propiedades de los modelos topográficos (resolución, homogeneidad de las medidas, interpolaciones, etc.). Por otro lado, esas variaciones pueden no ser significativas para la monitorización y estudio de glaciares y glaciares rocosos.

^t https://comunicacion.uva.es/es_ES/detalle/Investigadores-de-la-UVa-certifican-la-desaparicion-del-glaciar-de-la-Paul-en-el-macizo-pirenaico-de-Posets/

A priori, técnicas como la AP-UAV pueden presentar claras ventajas debido a su capacidad para obtener datos topográficos detallados de grandes extensiones, que con otras técnicas sería inviable. No obstante, esta misma técnica ha mostrado ser susceptible a terrenos con pendientes pronunciadas y relieve complejo (Hendrickx et al., 2019; Martínez-Fernández et al., 2022), lo que podrían hacerla inviable en estudios de alta precisión sin un plan de vuelo y control terrestre adecuado. Mientras equipos TLS podrían permitir análisis significativamente más precisos en terrenos abruptos si se realiza un adecuado diseño de la captura de datos (Kenner et al., 2014) y las tasas de deformación de la superficie monitorizada son suficientemente elevadas (Ulrich et al., 2021).

La variedad de ventajas y limitaciones de cada técnica implica que no puedan sustituirse de manera sistemática. En numerosas ocasiones existe una dependencia de unas con otras (ej. georreferenciación de levantamientos AP-UAV o TLS con técnicas GNSS-RTK) o, incluso, su elección se ve condicionada por los recursos del proyecto de investigación. La compatibilidad de las técnicas en el caso de los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl se analiza a continuación.

En los glaciares, los DEM derivados de TS, TLS y AP-UAV han mostrado valores de elevación cuyas diferencias (Figura 86 y Figura 87) provocarían variaciones inferiores a un $\pm 15\%$ de las pérdidas de volumen anuales en los dos glaciares estudiados (Tabla 30 y Tabla 34). Lo que además de un análisis de la distribución de las deformaciones similar (Figura 87), permitiría una cuantificación apropiada con cualquiera de las técnicas.

Sin embargo, las variaciones en la determinación de los perímetros glaciares se han visto afectadas significativamente (Figura 86). Las propiedades de las técnicas, las limitaciones para recorrer el entorno y la experiencia del operario encargado de digitalizar los frentes (a través de medidas directas en campo o a partir de ortoimágenes) podrían considerarse aspectos críticos de esta variabilidad. Elementos relativamente sencillos de identificar en el glaciar de La Paúl (Figura 70; Figura 80), donde una cubierta de derrubios en la zona superior del glaciar ocasionó una incorrecta definición de su perímetro a partir del ortomosaico AP-UAV del 2019, o donde la irregularidad del terreno provocó diferencias en las medidas directas realizadas mediante TS y GNSS-RTK en el 2011. En escenarios como en el glaciar de la Maladeta, la velocidad de retroceso anual de su frente (Tabla 30) podría llevar a interpretaciones erróneas

debido a la magnitud de las diferencias entre técnicas (afectando hasta un 80% de la superficie cuantificada entre 2019 y 2020; ver 4.3. Comparación de modelos topográficos). No obstante, debido a la degradación constante de la lengua, estas alteraciones representarían tan solo el 7% de las pérdidas de superficie cuantificadas en la lengua glaciar entre 2010 y 2020. En casos como en el del glaciar de La Paúl, el comportamiento irregular de su frente, con pérdidas y ganancias de superficie anuales (Tabla 33), el empleo de diferentes estrategias de medición podría implicar una cuantificación imprecisa aun analizando intervalos de tiempo elevados.

En los glaciares rocosos, la identificación de posibles compatibilidades fue más complejo. En la Maladeta, la pérdida de elevación de su superficie fue casi idéntica y la distribución de las deformaciones relativamente similar entre técnicas GNSS y AP-UAV (Figura 88; 2019-2020). Sin embargo, las variaciones verticales medias determinadas entre 2019 y 2020 en el glaciar rocoso de La Paúl con GNSS-RTK y AP-UAV presentaron valores de entre -14 cm/año y -29 cm/año, respectivamente. Velocidades de deformación que técnicas TLS no apoyarían en ninguno de los casos mediante comparaciones 3D debido a las significativas diferencias entre nubes de puntos TLS y AP-UAV (Figura 89).

Las diferencias identificadas entre técnicas geomáticas muestran la necesidad de mejorar los procesos de captura (ej. de Sanjosé et al., 2014; James et al., 2019; Martínez-Fernández et al., 2022) y métodos de comparación y análisis (ej. Ulrich et al., 2021; Zahs et al., 2022; Martínez-Fernández et al., 2023), especialmente en glaciares rocosos. Aspectos vitales para una interpretación adecuada de la evolución superficial de entornos complejos de alta montaña con deformaciones relativamente reducidas, como las presentadas en los glaciares y glaciares rocosos estudiados.

Indudablemente las tareas de monitorización del GIR PANGEA siguen siendo susceptibles de mejora en la actualidad (ver 1.3. Geomática como apoyo al estudio de la criosfera de montaña). Algunos ejemplos son: (I) La aplicación de otros equipos disponibles (ej. medidas TS con prisma) que permitan detectar si los pequeños desplazamientos anuales de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta son significativos o, simplemente, aumentar el intervalo de tiempo entre campañas para adaptar la precisión de los dispositivos GNSS-RTK a las velocidades del glaciar rocoso. (II) Emplear posiciones permanentes para la

ejecución de escaneos TLS en los glaciares rocosos con el fin de que a pesar de que existan zonas sin información por oclusiones, las superficies escaneadas sean prácticamente las mismas. Permitiendo de este modo reducir la influencia del registro heterogéneo al medir, aproximadamente, la misma superficie anualmente. (III) Definir puntos de control terrestre naturales y estables en posiciones estratégicas del entorno de las geoformas monitorizadas para que la ejecución de los vuelos fotogramétricos sea más rápida y eficiente, al evitar tener que recorrer el entorno de los glaciares y glaciares rocosos para el posicionamiento de dianas en cada campaña de campo. (IV) Además de evaluar la posibilidad de emplear flujos de trabajo que no requieran de puntos de control (Cook and Dietze, 2019), donde errores de unos ± 15 cm no supongan un obstáculo a la hora de evaluar la evolución de las geoformas (ej. glaciar de la Maladeta).

Aunque también existen opciones de incorporar nuevos métodos de comparación o técnicas económicamente asequibles al control de deformaciones. Aspectos como la aplicación de estrategias de correlación cruzada entre ortomosaicos AP-UAV podrían ser de gran utilidad para el análisis de desplazamientos horizontales (ej. Vivero and Lambiel, 2019). El empleo de drones equipados con receptores GNSS-RTK para reducir el número de puntos de control, también ha ofrecido buenos resultados en otros glaciares pirenaicos (Revuelto et al., 2022). Además de la aplicación de técnicas satelitales como Interferometría Radar, que ha mostrado buenos resultados en otros escenarios similares (Bertone et al., 2022) y cuya aplicación en los glaciares y glaciares rocosos de La Paúl y la Maladeta ya ha sido iniciada (Martínez-Fernández, 2021).

5.3. CONCLUSIONES (ESPAÑOL E INGLÉS)

La variedad de configuraciones para la captura de información geográfica y monitorización de los componentes de la criosfera en alta montaña puede ser tan numerosa como equipos disponibles, escenarios de trabajo y velocidades de deformación. Definir estrategias estáticas en el tiempo para el control de superficies puede inducir a un desaprovechamiento de los recursos disponibles (personales y materiales), incluso en una misma zona de trabajo, además de una interpretación incompleta o inapropiada si no se adaptan las metodologías de tratamiento y análisis a los datos espaciales disponibles.

Los trabajos ejecutados por el GIR PANGAEA en los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl durante más de una década presentan una evolución en las estrategias de medición (ej. de estaciones totales a fotogrametría dron), tratamiento (ej. georreferenciación de los levantamientos a un sistema de referencia común) y análisis de datos (ej. comparaciones 2D, 2.5D y 3D). Se han implementado y combinado técnicas y metodologías de monitorización tradicionales con tecnologías y algoritmos más recientes, que han permitido determinar de manera precisa y detallada la evolución superficial de las cuatro geoformas estudiadas con resoluciones temporales y espaciales inalcanzables de otra forma.

La aplicación de estaciones totales ha mostrado ser de gran utilidad en la monitorización de superficies glaciares, hasta el punto de ofrecer resultados similares a los obtenidos con escáneres láser terrestre o fotogrametría dron. Además, se trata de un equipo que permite ofrecer apoyo topográfico a otras técnicas. Este último aspecto común con los dispositivos GNSS, sin los cuales no hubiera sido posible la interoperabilidad de los productos derivados de las diferentes técnicas geomáticas y los obtenidos de terceros (ej. proyecto PNOA del IGN). Asimismo, la posibilidad de desplazarse con la antena GNSS por los escenarios ha permitido la monitorización de puntos singulares en la superficie de los glaciares rocosos y la definición de perímetros glaciares en terrenos abruptos con problemas de visibilidad entre grandes distancias.

La captura masiva de datos de los sistemas escáner láser terrestre y fotogrametría han presentado un avance en la densidad de las medidas, permitiendo obtener más información de las geoformas. En el caso de los escáneres, la elevada precisión y velocidad de muestreo

permiten definir desplazamientos superficiales difíciles de identificar mediante otras técnicas. Sin embargo, en escenarios de hielo y nieve la actuación del escáner se ha visto perjudicada por la longitud de onda del haz láser, que ha provocado que el alcance del equipo se reduzca significativamente en la medida de superficies glaciares. Inconveniente que no se ha presentado en los glaciares rocosos pero que, debido a la superficie irregular formada por los bloques y las limitaciones para alcanzar posiciones elevadas para la ejecución de los escaneos, ha mostrado un registro irregular de la superficie. Aspecto compartido con la fotogrametría terrestre, donde además de la aparición de zonas sin información debido a oclusiones, la complejidad para transitar por el entorno de los glaciares y glaciares rocosos ha provocado que la geometría de la red de imágenes y apoyo terrestre necesario para la correcta reconstrucción de las superficies haya sido, generalmente, deficiente en todos los escenarios. Distribución de las imágenes y limitaciones derivadas del punto de vista terrestre que mejora con la fotogrametría aérea, con la posibilidad de planificar y ejecutar la captura de imágenes de manera remota. La capacidad de sobrevolar la superficie monitorizada ha ofrecido la posibilidad de obtener levantamientos de elevada densidad y homogeneidad en las medidas, mostrando las principales desventajas de la técnica en la dependencia de un adecuado apoyo terrestre, su sensibilidad a las condiciones ambientales y a la dificultad para garantizar una precisión uniforme en todo el modelo.

La comparación tradicional mediante la sustracción de coordenadas (XYZ) o valores de los modelos de elevación, acompañada de metodologías de comparación de nubes de puntos, ha proporcionado un análisis completo de la evolución superficial de las geoformas y la compatibilidad de las técnicas geomáticas. En el glaciar de la Maladeta, las técnicas aplicadas han permitido cuantificar la constante degradación de su superficie. En el glaciar de La Paúl, la significativa variabilidad de una geoforma supeditada a factores topoclimáticos, con aumentos y descensos en su extensión glaciar, aunque una generalizada pérdida de espesor en las zonas más elevadas. El glaciar rocoso de La Paúl ha mostrado sus significativos desplazamientos anuales, donde las variaciones horizontales de mayor magnitud que las verticales en gran parte de su superficie denotan el comportamiento activo de la geoforma. Deformaciones diferentes a las del glaciar rocoso de la Maladeta, donde unos reducidos y localizados desplazamientos señalan una conducta más estática y propensa al deshinchamiento de su cuerpo que a procesos de arrastre en su superficie.

Los trabajos geomáticos del GIR PANGAEA desde el 2008 han sido útiles para la identificación de ventajas y limitaciones en la aplicación de técnicas geomáticas para la monitorización de diferentes componentes de la criosfera. Su aplicación ha permitido obtener datos cuantitativos de calidad sobre la evolución superficial de los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl, ofreciendo información local susceptible de ser asociada a otros productos y proyectos para la ejecución de estudios multisensor, multiescala y multitemporal en una región de gran valor para la comprensión de la criosfera y el clima global, como es la montaña templada pirenaica.

CONCLUSIONS

The range of configurations for capturing geographic information and monitoring cryosphere components in high mountains can be as numerous as the available equipment, working scenarios and deformation rates. Defining static strategies in time for surface monitoring can lead to a waste of available resources (personnel and materials), even in the same working area. In addition to an incomplete or inappropriate interpretation if the processing and analysis methodologies are not adapted to the available spatial data.

The work carried out by GIR PANGAEA on the Maladeta and La Paúl glaciers and rock glaciers for more than ten years shows an evolution in measurement strategies (e.g. from total stations to drone photogrammetry), processing (e.g. georeferencing of surveys to a standard reference system) and data analysis (e.g. 2D, 2.5D and 3D comparisons). Implementing and combining traditional monitoring techniques and methodologies with recent technologies and algorithms. This allowed to precisely determining the surface evolution of the four studied landforms with otherwise unattainable temporal and spatial resolutions.

The application of total stations has proven to be useful in monitoring glacier surfaces, offering results similar to those obtained with terrestrial laser scanners or drone photogrammetry. Additionally, it can provide topographic support for other techniques. This last aspect is common to GNSS devices, without which the interoperability of products derived from different geomatic methods and those obtained from third parties would not have been possible (e.g. the PNOA project of the IGN). Likewise, the possibility of moving with the GNSS antenna through the scenarios has allowed the monitoring of singular points on the

rock glacier surface and the definition of glacier perimeters in steep terrain with visibility problems over long distances.

The massive data capture of terrestrial laser scanner systems and photogrammetry has increased the measurements density, allowing us to obtain more information on landforms. In the case of scanners, the high accuracy and sampling speed allows the definition of surface displacements that are difficult to identify using other techniques. However, in ice and snow scenarios, the performance of the scanner is impaired by the wavelength of the laser beam, which causes the range of the equipment to be significantly reduced when measuring glacier surfaces. An inconvenience that has not been present in rock glaciers but that, due to the irregular surface formed by the blocks and the limitations in reaching high positions for the execution of the scans, has shown an inconsistent surface registration. This aspect is shared with terrestrial photogrammetry. In addition to the appearance of areas without information owing to occlusions, the complexity of moving around glaciers and rocky glaciers meant that the geometry of the network of images and ground control necessary for the correct reconstruction of the surfaces has generally been deficient in all scenarios. Distribution of images and limitations derived from the terrestrial point of view that improves aerial photogrammetry using drones. The possibility of remotely planning and executing the capture of images has meant obtaining surveys with high density and homogeneity in the measurements. Its main disadvantages are the dependence of the technique on adequate terrestrial control, sensitivity to environmental conditions, and difficulty in guaranteeing an accurate survey over the entire monitored surface.

The traditional comparison by coordinate subtraction or elevation model comparison, accompanied by point cloud comparison methodologies, has provided a complete analysis of the surface evolution of landforms and the compatibility of geomatics techniques. The applied techniques allowed us to quantify the constant degradation of the Maladeta glacier surface. In the La Paúl glacier, the significant variability of a form conditioned to topoclimatic factors, with increases and decreases in its glacial extension, although a generalized loss of thickness in the highest areas. The rock glacier of La Paúl has shown significant annual displacements, where horizontal variations of greater magnitude than the vertical ones on a large part of its surface denote the active behaviour of the glacier. Deformations that differ

from those of the Maladeta rock glacier, where reduced and localized displacements indicate a more static behaviour, and prone to the deflation of its body rather than to creeping processes on its surface.

The GIR PANGEA geomatic works since 2008 have helped identify the advantages and limitations of applying geomatic techniques for monitoring different cryosphere components. Their application has allowed us to quantify in a precise and detailed way the surface evolution of the glaciers and rock glaciers of the Maladeta and La Paúl, offering local information that can be associated with other products and projects for the execution of multisensor, multiscale and multitemporal studies in a region of great value for understanding the cryosphere and global climate, such as the Pyrenean Temperate Mountain.

CAPÍTULO 6. PUBLICACIONES CIENTÍFICAS

**6.1. PUBLICACIONES CIENTÍFICAS: GEOMÁTICA APLICADA A LOS GLACIARES Y
GLACIARES ROCOSOS DE LA PAÚL Y MALADETA**

ARTÍCULO 1: GEOMATIC METHODS APPLIED TO THE CHANGE STUDY OF THE LA PAÚL ROCK
GLACIER, SPANISH PYRENEES

Martínez-Fernández, A., Serrano, E., de Sanjosé, J. J., Gómez-Lende, M., Pisabarro, A., and Sánchez, M.: *Geomatic methods applied to the change study of the La Paúl rock glacier, Spanish Pyrenees*, *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, XLII-2/W13, 1771–1775, 2019. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-2-W13-1771-2019>

GEOMATIC METHODS APPLIED TO THE CHANGE STUDY OF THE LA PAÚL ROCK GLACIER, SPANISH PYRENEES

A. Martínez-Fernández ^{1, *}, E. Serrano ¹, J. J. Sanjosé ², M. Gómez-Lende ³, A. Pisabarro ¹, M. Sánchez ²

¹ Dept. of Geography, University of Valladolid, Valladolid, Spain - (adrian.martinez, alfonso.pisabarro)@uva.es, serrano@fyl.uva.es

² Dept. of Graphic Expression, Polytechnic School, University of Extremadura, Cáceres, Spain - (jjblasco, msf)@unex.es

³ GIR PANGAEA, University of Valladolid, Valladolid, Spain - manuelglende@gmail.com

KEY WORDS: Rock Glacier, Periglacial Processes, Pyrenees, TLS, GNSS

ABSTRACT:

Rock glaciers are one of the most important features of the mountain permafrost in the Pyrenees. La Paúl is an active rock glacier located in the north face of the Posets massif in the La Paúl glacier cirque (Spanish Pyrenees). This study presents the preliminary results of the La Paúl rock glacier monitoring works carried out through two geomatic technologies since 2013: Global Navigation Satellite System (GNSS) receivers and Terrestrial Laser Scanning (TLS) devices. Displacements measured on the rock glacier surface have demonstrated both the activity of the rock glacier and the utility of this equipment for the rock glaciers dynamic analysis. The glacier has exhibited the fastest displacements on its west side (over 35 cm yr⁻¹), affected by the Little Ice Age, and frontal area (over 25 cm yr⁻¹). As an indicator of permafrost in marginal environments and its peculiar morphology, La Paúl rock glacier encourages a more prolonged study and to the application of more geomatic techniques for its detailed analysis.

1. INTRODUCTION

The high mountain processes related to the cryosphere respond in a clear way to the climatic variability. A prolonged global study of high altitude ice masses or frozen bodies, such as glaciers, rock glaciers or ice patches, can contribute to the global modelling of effects such as climate change. In this sense, the control of the dynamics of these ice landforms becomes a fundamental part. Knowing their physical variations, and being able to relate them to other studies, may allow us to understand why these bodies behave this way. Depending on local (e.g., topography, location) and global (e.g., climate) factors, these dynamics or rates of change are affected to a greater or lesser extent.

In the case of ice landforms in high temperate mountains, such as the Pyrenees, the response to these climatic variations is usually particularly fast. Small inter-annual fluctuations in precipitation and temperature especially affect their dynamics. This influence seems to be due to the limited extension and the situation in latitude and altitude of these ice bodies (López-Moreno et al., 2006).

Among these ice landforms, the Pyrenean rock glaciers are clear indicators of the existence of mountain permafrost. Their presence in marginal environments makes them sensitive to environmental changes, making them effective morphoclimatic geo-indicators. Therefore, in order to classify them as active and use them as permafrost indicators, it is essential to verify their movement and the existence of ice inside them. (Serrano et al., 1999, 2006, 2010).

The application of geomatic techniques is especially useful for the control of the dynamics of rock glaciers due to its versatility and limited impact on glaciers (Sanjosé et al., 2014). Periodic

use of these techniques can make it possible to determine displacements on their surface, as well as variations in their volume.

This study presents the application of two geomatic techniques (i.e., GNSS and terrestrial LiDAR) for the analysis of the dynamics of the La Paúl rock glacier since summer 2013. In this way, the preliminary results of the displacements and deformation rates of the rock glacier are shown.

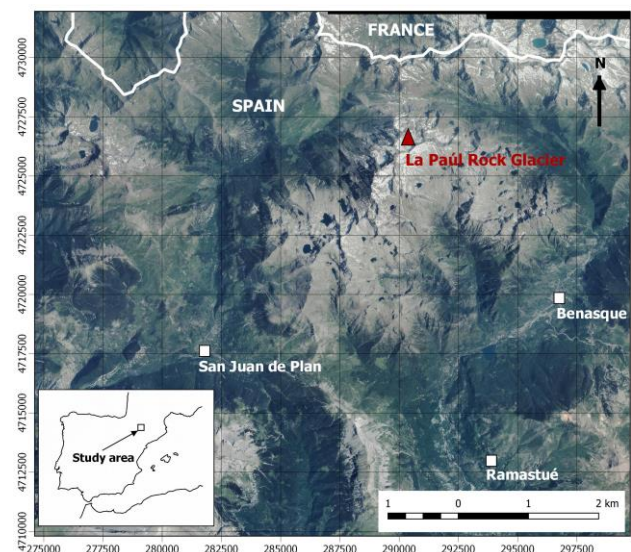


Figure 1. Location of La Paúl rock glacier (ETRS89 / UTM 31N; orthophoto from PNOA 2015 CC-BY scene.es)

* Corresponding author

2. LA PAÚL ROCK GLACIER

In the Posets massif (Spanish Pyrenees) are located the glacier and the rock glacier of La Paúl (Lat. 42°39'40" N/ Long. 0°26'34" E; Fig. 1). The rock glacier is composed of periglacial debris with a tongue of 400 m length, extended between 2830 m and 2950 m of altitude, which has been eroded on its NW edge during the Little Ice Age (LIA) (Serrano and Martín-Moreno, 2018; Fig. 2 and Fig. 3). Thermal ground records, basal temperature measurements of the snowpack and electrical tomographies have shown the presence of frozen ground in the rock glacier (Serrano et al., 2001; Lugon et al., 2004; González-García, 2014).

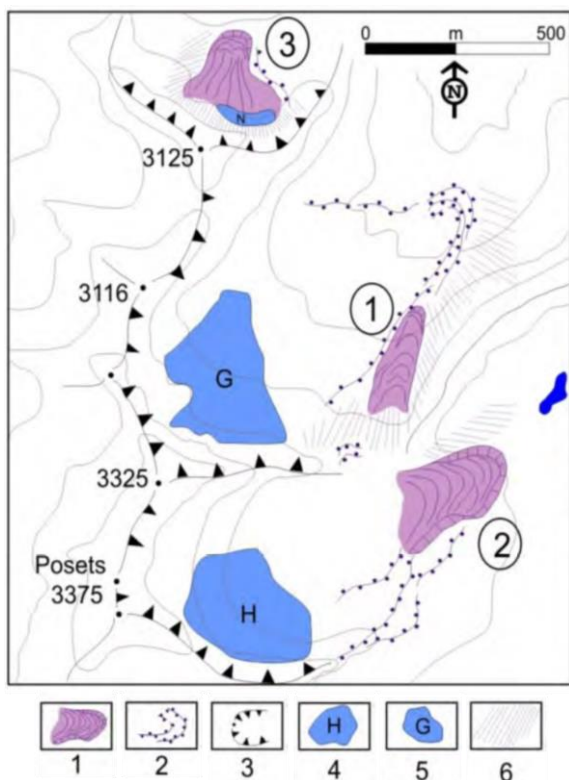


Figure 2. Geomorphological sketch of the La Paúl surroundings. Inside a circle: the rock glaciers of La Paúl (1), Posets (2) and Los Gemelos (3). Legend: 1, rock glacier. 2, moraines. 3, cirque. 4, ice patches. 5, glacier. 6, slope debris



Figure 3. La Paúl rock glacier

3. METHODS

So far, two geomatic techniques have been combined in the rock glacier:

- Global Navigation Satellite System (GNSS): Geolocation of 20 steel rods distributed along the surface of the rock glacier using GNSS-RTK techniques (Fig. 4). Between 2013 and 2018 annual measurements have been made with Leica GPS1200 receivers, obtaining mean accuracies of about 2 cm in the 20 points.

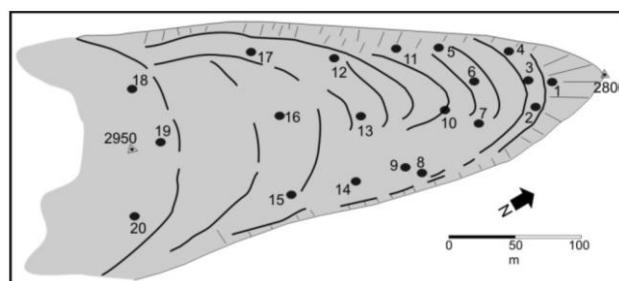


Figure 4. Rods location for GNSS-RTK measurements on the rock glacier

- Terrestrial Laser Scanner (TLS): scans of the entire body of the glacier (Fig. 5 and Fig. 6) through the phase-shift scanner Faro Focus3D X330. Since the 2016 annual campaign, 3D surface models of the rock glacier and surroundings have been generated. Targets located through the GNSS receivers have permitted to georeferencing an average of 8 scans and approximately 150 million registered points in the last three years. Mean registration errors did not exceed 2 cm while referencing errors remained below 5 cm.



Figure 5. One of the TLS placements on the east side of the La Paúl rock glacier

Leica Geo Office software has been used for the GPS data treatment, while point clouds were generated through the 3D processing software Faro Scene. Surface displacements estimation over the last five years (all of them measured with GPS and the past three years with TLS) has been determined by the annual correlation of the rods coordinates and by 3D comparison between the clouds.

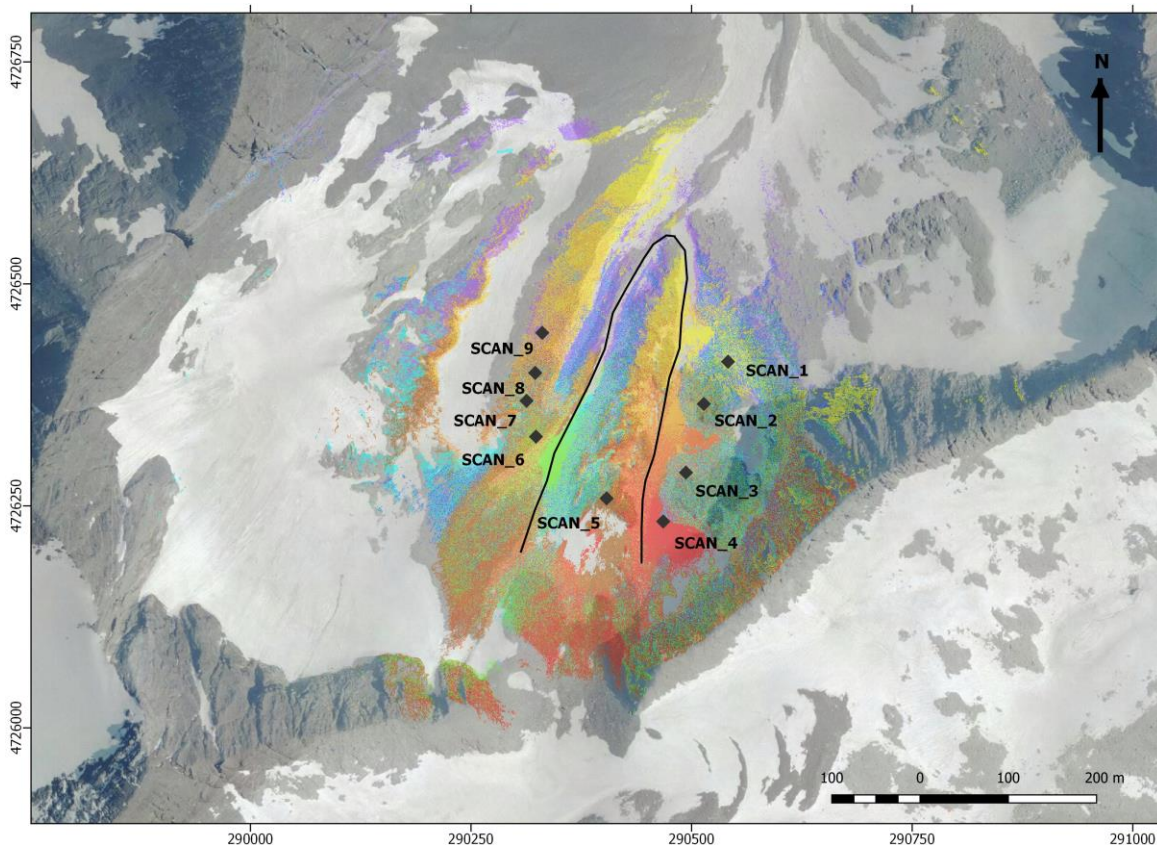


Figure 6. Point clouds obtained by TLS on the rock glacier, 2018. Colours correspond to the different scans (ETRS89 / UTM 31N; orthophoto from PNOA 2015 CC-BY scne.es)

This 3D comparison has been carried out through the *Cloud to Cloud* algorithm of the CloudCompare software (CloudCompare 2.9, 2018), using local modelling strategies. When no local model is used, the algorithm computes the differences between two point clouds (i.e., reference cloud and compared cloud) by measuring the (Euclidean) distance between the nearest points of each cloud (i.e., nearest neighbour distance). Due to the different locations where the scans were placed, and the movement of the rock glacier itself, the areas without data do not coincide between consecutive years. For this reason, distances have been calculated using local models. This strategy allows a local model to be computed around each point of the reference cloud to generate an approximation of the actual surface. The local model used is based on the Delaunay's triangulation and has been applied over a radius of 50 cm around the points.

4. PRELIMINARY RESULTS

Based on GNSS measurements on the 20 rods (six measurement campaigns, five years of comparisons), mean movements of 0.32 m in planimetry and -0.2 m in altimetry were registered since 2013 (Table 1). Although the average of the 6-year measured coordinates is similar in different parts of the glacier, occasional exceptions appeared. The west edge of the rock glacier showed particularly active years with rods movements of 30-45 cm yr⁻¹, which contrasted with the occasional small displacements in the east edge (15-40 cm yr⁻¹). The front registered the major changes (45-65 cm yr⁻¹), although with a very irregular distribution. Altogether, the variations in the

surface showed a wave displacement related to the slope changes.

Punto	X (cm)	Y (cm)	Z (cm)
1	10,2	29,7	-15,2
2	13,9	36,6	-17,8
3	4,3	64,8	-24,7
4	2,6	28,0	-15,8
5	11,0	44,4	-29,1
6	10,9	30,7	-14,4
7	04,8	15,5	-10,0
8	13,6	31,1	-16,2
9	1,1	32,4	-16,2
10	8,2	36,5	-21,6
11	14,0	34,7	-17,9
12	3,0	15,1	-14,2
13	4,1	13,5	-13,2
14	5,6	30,7	-17,3
15	1,9	37,5	-27,8
16	1,2	38,6	-27,7
17	3,4	34,8	-25,9
18	6,1	39,5	-28,8
19	6,3	21,2	-21,9
20	1,5	32,6	-28,5

Table 1. Mean displacements of the 20 steel rods in the 2013-2018 GPS-RTK measurements

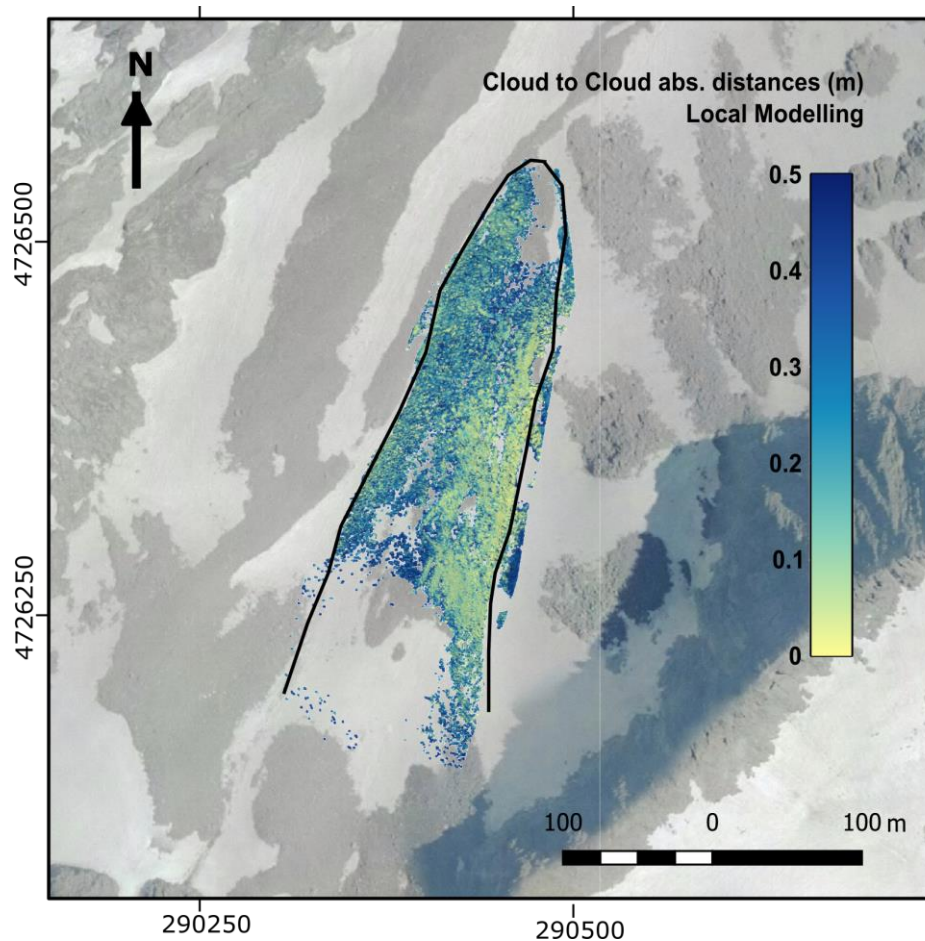


Figure 7. *Cloud to Cloud* with local modelling comparison between 2016 (reference) and 2017 (compared) point clouds of La Paül Rock Glacier

Comparisons between point clouds (three scan campaigns, two years of comparisons) showed mean variations of 0.24 m (absolute values), with a standard deviation of ± 0.25 m, in the central body of the rock glacier. In addition, the computed altimetric differences between clouds have been higher than the planimetric with a mean of -0.015 ± 0.21 m in the last two years. In accordance with the rod's displacements, primary dynamism was found in the western part of the glacier, whereas smallest in the eastern. Figure 7 shows the 2016-2017 *Cloud to Cloud* comparison. Notice that the rock glacier front could not be appropriately recorded during the 2016 scans so that no comparisons can be made.

5. FINAL REMARKS

The presence of frozen grounds is an indicator of the existence of permafrost-associated with other forms existing in its immediate environment related to ice, such as the La Paül glacier, protalus lobes, debris lobes, or frost mounds (Serrano et al., 2001, González-García, 2014).

The GNSS-RTK and TLS measurements show that the rock glacier is active, with displacements of similar magnitude to other Pyrenean rock glaciers. The complex history of the rock glacier, with part of its north-western portion eroded during the LIA (Serrano and Martín-Moreno, 2018), exhibit its resilience capacity, in both ideal and marginal conditions, in the high

temperate mountain. In this case, the La Paül rock glacier is previous to the LIA, when the advance of the La Paül glacier modified its eastern sector incorporating part of the rock glacier body to the lateral and frontal moraine.

To know in more detail the rates of change and deformation of the rock glacier (particularly in less active areas) is necessary to continue the measurements to obtain complete and precise data. Future efforts should be directed to an optimisation of the available resources (material and personnel), as well as an improvement in the planning of the surveys with the TLS equipment. Also, a more prolonged study, together with the combination of other geomatic techniques, will allow a better understanding of the behaviour of the La Paül rock glacier and the relationships between the eroded and non-eroded sectors.

ACKNOWLEDGEMENTS

R+D+I Projects CGL2015-68144-R (Ministry of Economy and Competitiveness, FEDER) and Government of Extremadura (GR10071 FEDER).

REFERENCES

CloudCompare GPL software, Version 2.9. cloudcompare.org (December 2018).

González García, M. 2014. La alta montaña periglaciaria en el Pirineo Central español: procesos, formas y condiciones ambientales. Tesis doctoral, Universidad de Málaga.

López-Moreno, J.I., Nogués-Bravo, D., Chueca-Cía, J., Julián-Andrés, A. 2006. Change of topographic control on the extent of cirque glaciers since the Little Ice Age. *Geophysical Research Letters*, 33, L24505.

Lugon, R., Delaloyé, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C., Gonzalez-Trueba, J.J. 2004. Permafrost and Little Ice Age relationships, Posets massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 207-220.

Sanjosé, J.J., Berenguer, F., Atkinson, A.D.J., De Matías, J., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-García, M., Rico, I. 2014. Geomatics techniques applied to glaciers, rock glaciers, and ice-patches in Spain (1991–2012). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 96, 307–321.

Serrano, E., Agudo C., Martínez De Pisón, E. 1999. Rock glaciers in the Pyrenees. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 101-106.

Serrano, E., Sanjosé, J.J., Agudo, C. 2006. Rock glacier dynamic in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991–2000) and structure of the Argüelas rock glacier. *Geomorphology* 74, 285–296.







Serrano, E., Sanjosé, J.J., González Trueba, J.J. 2010. Rock glaciers dynamics in marginal periglacial environments. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (11), 1302-1314.

Serrano, E., Martín Moreno, E. 2018. Surge glaciers during the Little Ice Age in the Pyrenees. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 44 (1), 213-244.

ARTÍCULO 2: PERIGLACIAL ENVIRONMENTS AND FROZEN GROUND IN THE CENTRAL PYRENEAN HIGH MOUNTAIN AREA: GROUND THERMAL REGIME AND DISTRIBUTION OF LANDFORMS AND PROCESSES

*Serrano, E., de Sanjosé-Blasco, J.J., Gómez-Lende, M., López-Moreno, J.I., Pisabarro, A., **Martínez-Fernández, A.** Periglacial environments and frozen ground in the central Pyrenean high mountain area: Ground thermal regime and distribution of landforms and processes. *Permafrost and Periglac Process.* 2019; 30: 292– 309. <https://doi.org/10.1002/ppp.2032>*

Periglacial environments and frozen ground in the central Pyrenean high mountain area: Ground thermal regime and distribution of landforms and processes

Enrique Serrano¹  | José Juan de Sanjosé-Blasco²  | Manuel Gómez-Lende³  |
Juan Ignacio López-Moreno⁴  | Alfonso Pisabarro¹  | Adrián Martínez-Fernández¹ 

¹ Department of Geography, University of Valladolid, Valladolid, Spain

² Department of Graphic Expression, Polytechnic School, University of Extremadura, Spain

³ PANGEA Research Group, University of Valladolid, Valladolid, Spain

⁴ Dept. of Geoenvironmental Processes and Global Change, Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Spain

Correspondence

Enrique Serrano, Department of Geography, University of Valladolid, Valladolid, Spain.
Email: serrano@fyl.uva.es

Funding information

I+D+I projects, MINECO of Spanish government-FEDER, Grant/Award Numbers: CGL2015-68144-R and CGL2017-82216-R

Abstract

The periglacial belt is located in the highest parts of temperate mountains. The balance between mean air and ground temperatures and the presence of water determine the effectiveness of periglacial processes related to permafrost, the active layer or seasonally frozen ground (SFG). This study combines thermal and geomorphological data obtained in four Pyrenean massifs (Infierno-Argualas, Posets, Maladeta and Monte Perdido) to improve knowledge on the occurrence and distribution of frozen ground. The methodology used is based on the study of landforms as frozen ground indicators, mapping processes, ground temperature analysis, basal temperature of snow, thermal mapping and geomatic surveys on rock glaciers and protalus lobes. In the Pyrenean high mountain areas the lower limit of frozen ground is at ~2,650m a.s.l., possible permafrost appears above 2,650m a.s.l. on north- and south-facing slopes, and probable permafrost is dominant above 2,900m a.s.l. Unfrozen ground with cold-associated geomorphological processes reach 2,900m a.s.l. and unfrozen and frozen ground distribution points to a patchy pattern throughout the periglacial belt. The most widespread frozen grounds are SFG. The thermal data, mean annual ground temperature, cold season temperatures, bottom temperature snow measurements, freeze/thaw cycles and distribution of landforms permit the establishment of a periglacial land system divided into three main belts: infraperiglacial, middle periglacial and supraperglacial. The large number of processes and landforms that are involved and their altitudinal and spatial organization make up a complex environment that determines the geoecological dynamics of high mountain areas.

KEYWORDS

altitudinal distribution, high mountain, mountain permafrost, periglacial belts, Pyrenees

1 | INTRODUCTION

The periglacial belt of temperate mountains is located in their highest parts, and present-day landscape dynamics are dominated by glacial retreat, paraglacial activity and gradual atmospheric cooling with altitude. Topoclimatic factors result in high-relief slope processes, with

characteristic cascade systems that define alpine environments. Snow, water, ice and thermal changes determine surface processes, among which frozen ground is one of the basic elements of the periglacial belt of temperate mountains. Mountain permafrost is a complex cryogenic phenomenon defined by instability, high sensitivity to environmental changes and a highly heterogeneous spatial distribution, topography,

vertical and lateral variability in local climate, snow cover distribution, and surface and subsurface temperatures.¹⁻³ There is no complete agreement on the main factors determining the distribution of frozen ground, seasonally frozen ground (SFG) or permafrost in these mountains. They may include either solar radiation related to snow cover or the temperature decline with altitude, but the relationship between mountain permafrost degradation and increased air temperature and therefore its vulnerability to climate change has been noted,⁴ highlighting the importance of knowledge of permafrost distribution.

Permafrost mapping is an important tool for our understanding of the state and extent of mountain permafrost and has been applied in many mountain ranges. Permafrost distribution maps have been drawn up based on the combination of field observations and semi-empirical models⁵⁻¹¹ and are based on different classifications of permafrost (Table 1). Maps based on spatial classifications are useful for determining the potential extent of mountain permafrost on a regional scale, whereas maps on a local scale are not common because they require evidence of permafrost, geoelectrical and thermal field data and the relationships among factors, applied by modeling.¹²

Frozen ground is highly sensitive to global warming and as such there are processes related to the active layer that increase natural hazards in high mountain areas.^{2,13,14} Mountain permafrost gives rise to singular thermal and hydrological conditions that create unique ecosystems, detailed knowledge of which (here the Pyrenees) would facilitate the incorporation of frozen ground in estimates of geodiversity, geoconservation management and resources for geotourism in protected areas and high mountain areas.

The first contributions to the presence of periglacial landforms and processes in the Pyrenees resulted from geomorphological studies defining landforms, such as debris talus, nivo-karst, patterned grounds, solifluction lobes and rock glaciers.^{13,15-19} The presence of permafrost was also confirmed by field observations.²⁰ In the 1980s significant progress was made in the study of active periglacial processes through the analysis of rock glaciers,²¹⁻²⁵ but it was not until the 1990s that studies began to deal with frozen grounds, mainly with regard to mountain permafrost. The study of frozen ground increased with the application of analysis and mapping of geomorphological indicators, ground thermal records, geophysical surveys, permafrost distribution mapping and the creation of empirical models^{20,25-29} as well as ongoing observations of active periglacial processes.^{20-22,27,29-32} Pyrenean

permafrost was included in the permafrost map of the northern hemisphere.³³ In the 21st century periglacial processes are still monitored using geomatic techniques and detailed analysis of the activity and distribution of active rock glaciers and permafrost.³⁴⁻⁴⁴ Synthetic mapping on a regional scale (1:300,000³⁶) uses permafrost indicators (rock glaciers, gelifluction, ice caves, frost mounds, vertical electric soundings and thermal ground recordings), digital terrain models and modeling of basic parameters (mean annual air temperature [MAAT], aspect, slope) that determine the presence of permafrost using the classification of possible or probable permafrost. These studies established that permafrost was possible above 2,400m a.s.l. on north-facing slopes and from 2,650m on south-facing slopes, although it may be present as low as 2,000 m a.s.l. under favourable topoclimatic conditions; probable permafrost above 2,700 m a.s.l. on north-facing slopes, whereas on south-facing slopes the lower limit is 2,800 m a.s.l.^{36,42} Similar distributions have also been put forward by others, with possible permafrost from 2,800 m a.s.l. and probable permafrost from 2,900 m a.s.l.,⁴¹ or discontinuous permafrost over 2,600 m a.s.l. on north-facing slopes and 2,850 m a.s.l. on south-facing slopes.⁴⁵

The aim of the present is to combine thermal and geomorphological data obtained from four Pyrenean massifs to improve our knowledge on the occurrence and distribution of frozen grounds and the altitudinal and morphodynamic definitions of the Pyrenean periglacial belts. In so doing, this research seeks the answers to three basic questions:

1. How are frozen grounds distributed in the Pyrenees and what importance do they have as elements of the cryosphere?
2. How important are frozen grounds in the periglacial landscape of the Pyrenees and what are their key elements, thermal regime, landforms and associated processes?
3. How do frozen grounds contribute to the morphogenic altitudinal zoning of the Pyrenees and provide a model for temperate mountains of moderate altitude?

2 | STUDY SITE: THE PYRENEES

The Pyrenees mountains are located in the north of the Iberian Peninsula (between 42° and 43°N) and extend over 435km (Figure 1). We

TABLE 1 Permafrost typology by factors

Typology	Permafrost classification			Reference
Thermal	Cold (MAGT < -0.5 °C never equal to ~0 °C)	Temperate (MAGT = ~0 °C)	Semi-temperate (MAGT > -0.5 °C occasionally values ~0°C)	Delaloyé, 2004
Thermal rule- based	Probable (MAGT < -2 °C)	Possible (MAGT ~2/0 °C)	Improbable (MAGT > 1°C)	Haerberli, 1985
Environmental	Stable	Metastable	Instable	Harris, 1986 Oberman & Mazhitova, 2003
Spatial (mapping)	Continuous	Discontinuous	Sporadic	Barsch,1978; Harris, 1986
	Potentially extensive Rarely in all conditions	Potentially local Mostly in cold conditions	Only in very favorable conditions	Foen, 2005 Boeckli et al. 2012

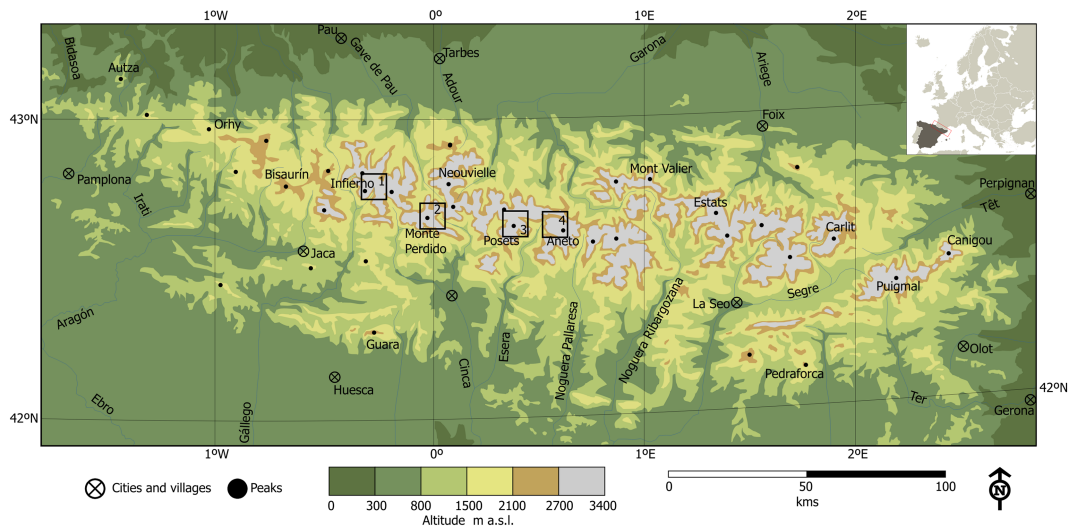


FIGURE 1 Location of massifs studied in the Pyrenees: 1, Infierno (3,175 m a.s.l.); 2, Monte Perdido (3,355 m a.s.l.); 3, Posets (3,375 m a.s.l.); 4, Maladeta (Aneto peak, 3,404 m a.s.l.) [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

studied high glacial cirques of four Pyrenean massifs, Infierno (3,175m a.s.l.), Posets (3,375m a.s.l.), Monte Perdido (3,355m a.s.l.) and Maladeta (Aneto peak, 3,404 m a.s.l.) located on the southern side of the central Pyrenees (Figure 2).

The Pyrenees were formed by collision of the European and Afro-Iberian plates, forming a central core, the axial zone, where the highest mountains are located, consisting of Paleozoic rocks (slates, schists, granites, marble, gneiss, hornfels, skarns and limestones). Two thrust systems were developed to the north and south of the axial zone, the southern one involving cover rock (sedimentary rocks, limestone, marls, sandstones).^{46,47} Infierno is located in the axial zone, a folded massif of schists, marbles and slates; Posets is at the boundary between a granitic batholith and contact metamorphic aureole; and the Maladeta massif is in a wide granitic batholith. The Monte Perdido massif is a part of the Monte Perdido thrust sheet formed by a calcareous fold cascade reaching 3,335 m a.s.l. All massifs are on the southern slope in the Ebro river basin.

The central portion of the Pyrenees is in an Atlantic-Mediterranean transitional climate defined by the eastward transition from Atlantic to Mediterranean conditions, whose topographic heterogeneity explains the large spatial variability in annual precipitation and temperature distributions. The sites studied are located in the high mountains, where precipitation is $>2,000 \text{ mm a}^{-1}$ above 2,000 m a.s.l. and around $2,500 \text{ mm a}^{-1}$ at the highest elevations.⁴⁸ Summer and winter are relatively dry, with snowfall alternating with long anticyclonic periods.⁴⁸ Temperatures indicate a clear altitudinal gradient. Above 1,000 m a.s.l. the average annual temperature is less than 10°C but at 2,000 m a.s.l. it is around 5°C . The 0°C isotherm varies among the massifs, and has been placed at different altitudes: 2,750 m a.s.l.,⁴⁸ 2,780–3,000 m a.s.l.⁴¹ and 2,950 m a.s.l.³³

The Pyrenean high mountains occupy around 365 km^2 , make up just 0.83% of the total surface, and ranges from 2,400 to 3,404 m a.s.l.^{41,49} This is a rocky high mountain environment dominated by the periglacial belt and just 19 small glaciers and ice patches,⁵⁰ all of which are located in glacial cirques, all beneath summits of over 3,000 m a.s.l.

The four studied massifs still contain active glaciers, four in Maladeta, two in Posets, one in Infierno and one in Monte Perdido.^{33,50,51}

Glaciers shaped the high Pyrenees during the Pleistocene, some longer than 40 km in the central portion during the Last Glacial Maximum (LGM).^{26,36,51,52} The Dryas was also important, and at least two stages with small glaciers shaped the highest cirques during the Lateglacial.^{27,53–55} During the Little Ice Age (LIA) glaciers occupied cirques and fashioned moraine complexes.^{27,56–58} Paraglacial and periglacial environments have made up the high mountain region for the last 12 ka,⁵¹ so all massifs studied have LIA moraine complexes and are in areas occupied by Dryas period moraine systems (Figure 2).

3 | MATERIAL AND METHODS

The study of frozen ground and related geomorphic processes has used different techniques such as geomatic surveys, continuous dataloggers, bottom temperature snow (BTS) measurements and thematic mapping (geomorphological and thermal) in the four studied Pyrenean massifs (Table 2). Previously published data are available for BTS measurements of the Posets massif⁵⁹ and measures of rock glacier dynamics, displacement and thinning,^{30,35,60,61} with new data from after 2011.

1. *Landforms and mapping processes.* Four geomorphological maps of Infierno, Posets, Maladeta and Monte Perdido have been made on a 1:10,000 scale, on which all periglacial and active processes are represented. All are based on the Numerical Cartographic Base 1:25,000 (BCN25) of the National Topographic Map (MTN25). A digital terrain model (MDT) at 5 m resolution and aerial photography were used for fieldwork. Graphical representation is based on the symbols and colors assigned to each morphogenetic system,⁶² although only periglacial processes and landforms are used as indicators on the maps of frozen ground. The landforms used as indicators of frozen ground were rock glaciers, protalus lobes, debris

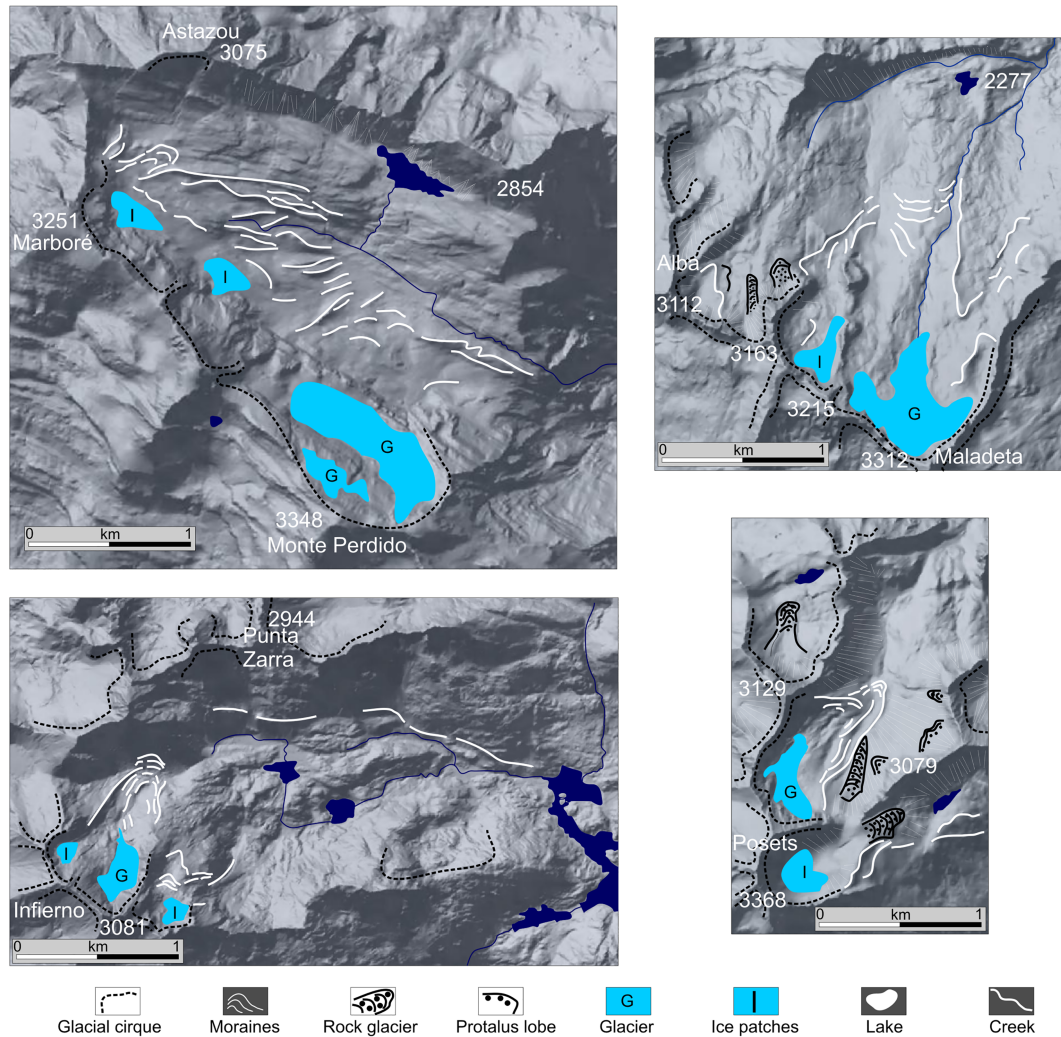


FIGURE 2 Sketches of the areas studied with the main glacial and periglacial landforms [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

lobes, frost mounds and patterned ground, all characteristic of periglacial landscapes.⁶³ A periglacial system can be defined as the set of processes, landforms and sediments associated with changes in water status and frozen ground in polar, upland or periglacial mountain environments,⁶³ the last of which can be divided into altitudinal belts.

2. *Ground temperatures (GTS)*. The ground thermal regime was monitored between 2010 and 2016 by means of 37 continuous dataloggers (Ibuttons DS1922L and DS1921G) distributed between 2,250 and 3,070 m a.s.l. and placed at depths between 2 and ~10 cm, depending on surface conditions, in the Infierno (three units), Posets (five units), Maladeta (11 units) and Monte

TABLE 2 Data used in this work

		Infierno			Monte Perdido			Posets ⁵⁹			Maladeta			Total	
		<i>n</i>	Date	Altitude	<i>n</i>	Date	Altitude	<i>n</i>	Date	Altitude	<i>n</i>	Date	Altitude	<i>n</i>	Altitude
Ground temperature		3	2010–2011	2,730 2,360	13	2015–2017	3,075 2,585	5	2009–2011	2,970 2,285	11	2009–2011	2,919 2,173	32	3,075 2,285
BTS measurements		119	2011	2,810 2,350	56 (154)	2016	3,075 2,585	72	2001 ⁵⁹	3,155 2,620	80	2010	3,155 2,210	323	3,155 2,210
Mapping		Geomorphological map, thermal map, permafrost distribution map. Frozen ground map 1:10,000 scale											--	--	
Indicators	SFG	Debris lobes			Debris lobes			Debris lobes			Debris lobes			Debris lobes	
Landforms		Patterned ground			Patterned ground			Patterned ground			Patterned ground			Patterned ground	
	Permafrost	Protalus lobe			Protalus lobe			Protalus lobe			Protalus lobe			Protalus lobe	
					Frost mounds			Frost mounds			Frost mounds			Frost mounds	
					Rock glaciers ^{29,36,52,60,61}			Rock glaciers			Rock glaciers			Rock glaciers	

Perdido (18 units) massifs. Data were recorded at 4-h intervals within a thermal range of -40 to $+85^{\circ}\text{C}$ and with a resolution of $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$. The data obtained revealed the ground thermal regime so that the evolution and thermal periods of the ground and possible existence of frozen grounds could be established.^{64,65}

Several temperature parameters were used. Mean annual ground temperature (MAGT) indicates the existence of permafrost when ground temperature is $<0^{\circ}\text{C}$ throughout the year.⁶⁶ Mean cold period ground temperature (MWGT), complementary to basal temperature of the snow measured in March, is an indicator of the presence of frozen ground when between it is $<-2^{\circ}\text{C}$ and $<-6^{\circ}\text{C}$, of SFG when temperatures are between 0°C and -2°C , and freeze-thaw processes and unfrozen ground when temperatures are at $\sim 0^{\circ}\text{C}$ or moderately negative at $\sim -1^{\circ}\text{C}$.^{67,68} The freezing index (FI) and freeze/thaw cycles facilitate quantification of the cooling of the ground and are used to indicate the presence of SFG and the geomorphological effectiveness in the top 10 cm of the ground.⁶⁹

3. *BTS measurements.* Over the last 10 years BTS has been measured in March for all the massifs studied, providing 290 BTS measurements in total. Two steel probes (2 m length) were used together with a sensor at the tip connected to a "PHD 2307.0 Delta" RTD thermometer with a precision of $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ (-120 to 200°C) and $\pm 1^{\circ}\text{C}$ (exterior). Thermal profiles of the snowpack were constructed in all of the study areas to determine the thermal structure and changes in snow depth. BTS commonly used for the detection of permafrost conditions in the ground and it has been shown to be a useful method for the indirect detection of permafrost.^{5,70,71} Several studies have demonstrated a high dependence of BTS measurements on the characteristics of the snow cover itself⁷² and some dysfunctions in locating permafrost by applying geophysical techniques and BTS.⁷³ BTS measurements are commonly used to determine ground surface temperatures and to identify areas of homogeneous thermal behavior.^{71,73} The technique is especially useful when measurements between snow and ground can be compared with GTS obtained by continuous dataloggers.
4. *Thermal mapping.* Four thermal maps have been made in the studied areas^{40,41} at 1:10,000 scale. Thermal maps represent the thermal conditions of the ground according to GTS and BTS measurements and include information derived from landforms and processes. The four maps show the distribution pattern of frozen ground and probable permafrost, possible permafrost, SFG and unfrozen ground. Thermal data and frozen ground indicators were integrated with GIS techniques.^{36,74} A digital elevation model (DEM) integrates data for altitude, slope, orientation and exposure, and annual solar radiation rate to assess the effects of topoclimatic factors,⁷⁴ thermal information (BTS and GTS), the 0°C and -2°C isotherms, and characteristic landforms of SFG or mountain permafrost in the Pyrenees (rock glaciers, protalus lobes, debris lobes, frost mounds, patterned ground) were added.
5. *Geomatic surveys.* At sites of frozen ground at different altitudes, surface displacement was monitored by GPS-RTK and terrestrial

laser scanner (TLS).^{41,75,76} Measurements were made on rock glaciers, protalus lobes and debris lobes. New geomatic techniques have reduced logistical effort and costs, and raised the quality of geomatic survey data.⁷⁷ The GPS-RTK techniques were applied by monitoring points distributed over the surface of the frozen bodies^{75,78} to an accuracy of around ± 2 cm. TLS were used for the precise monitoring of rock glaciers and debris lobes⁷⁷ in order to observe vertical and horizontal changes with an accuracy of ~ 1 – 3 cm. A scanning net is first obtained, which leads to the construction of a triangular irregular net (TIN) and a DEM is finally built, from which annual spatial losses or gains in volume can be calculated.⁷⁵

6. *Altitudinal belts.* Finally, the altitudinal relationships between landform indicators of SFG, the thermal regime and annual median temperatures, winter temperatures obtained by continuous dataloggers and BTS, and information from thermal maps allowed us to establish the periglacial belts in the Pyrenees. For Europe, periglacial belts have been established by Chardon⁷⁹ and Lehmkuhl⁸⁰ in the Alps, Sellier⁸¹ in the European Atlantic mountains, and Lehmkuhl⁸⁰ in the Eurasian mountains (Tianshan, Altai, Khangay and Verkhoyansk). These studies relied on periglacial landforms, processes and permafrost features, and thermal data are now included to estimate the altitudinal range of periglacial belts.

4 | RESULTS

4.1 | Landforms and mapping processes

Active periglacial processes in the central Pyrenees were detected in all Pyrenean high mountain areas (Table 3), where a periglacial environment defines the morphogenetic system. Periglacial processes exist at any altitude in the studied areas, and those related to nivation, the freeze/thaw cycle, frost cracking, solifluction and mass wasting were mapped from 2,200 m a.s.l. Nivation and frost cracking were the most common processes from 2,200 to 3,300 m a.s.l. This is significant, as it permits the most developed geocological belts in the Pyrenean high mountain to be classified as nivo-periglacial, where nivation processes are dominant, and cryonival, when gelifraction and frozen grounds prevail.

The geomorphic processes related to frozen ground are represented in a wide altitudinal range between 2,500 m a.s.l. to the west and 2,910 m a.s.l. to the east. A west-east gradient can be seen at the lower limit of processes related to frozen ground (Figure 3). Patterned ground, solifluction lobes and rock glaciers have a west-east gradient from 200 m to over 300 m respectively, while the gradient in frost mounds, protalus lobes and patterned ground shows more variability on the eastern side. The upper limits show the same tendency but the different altitudes, locations with flat topographies and summit crest development determine the upper limit of frozen ground.

Landforms as an indicator of frozen ground are scattered throughout the high mountain areas above $\sim 2,590$ m a.s.l. Rock glaciers,

TABLE 3 Periglacial processes and landforms analyzed in the Pyrenean high mountains

Processes	Landforms	Infierno			Monte Perdido			Posets			Maladeta			TOTAL		Indicators
		<i>n</i>	Altitude (m)	Or.	<i>n</i>	Altitude (m)	Or.	<i>n</i>	Altitude (m)	Or.	<i>n</i>	Altitude (m)	Or.	<i>n</i>	Altitude (m)	
Frost cracking	Debris talus and cones	–	3,000 2,400	N, S, E	–	3,040 2,555	N, S	–	3,100 2,300	N, W, E.	–	3,050 2,200	E, N, W, NW, NE	–	3,100 2,200	Freeze–thaw
	Crest and ridges	–	3,100 2,600	–	–	2,700 3,300	–	–	3,300 2,900	–	–	3,200 3,000	–	–	3,300 2,600	Freeze–thaw
Nivation	Nival pavements	–	2,900 2,400	–	–	2,950 2,500	–	–	3,100 2,600	–	–	2,700 2,470	–	–	3,100 2,400	Freeze–thaw
	Nivokarst landforms	–	–	–	–	3,100 2,500	–	–	–	–	–	–	–	–	–	No frost
	Protalus ramparts	7	2,690 2,450	N, E NE,	–	–	–	1	2,750 2,700	NW	2	3,000 2,970	N	10	3,000 2,450	No frost
Mass movement	Debris flow	16	2,500 2,450	NE	3	2,700 2,500	–	16	–	E, N	3	2,500 2,300	–	38	2,700 2,300	No frost
	Solifluction lobes	–	2,400 2,200	–	–	–	–	–	2,600 2,200	–	–	2,500 2,100	–	–	2,600 2,100	Freeze–thaw
	Terracettes	–	2,450 2,200	–	–	2,650 2,490	N, S, E	–	2,700 2,200	E, W	–	2,650 2,200	N, S	–	2,700 2,200	Freeze–thaw
Gelifluction and frozen ground creep	Debris lobes	–	2,700 2,500	–	8	3,030 2,520	N, NE, NW, SE	3	2,900 2,650	W, E	–	2,920 2,700	N, E	11	3,030 2,500	SFG
	Rock glaciers	1	2,730 2,590	NW	–	–	–	2	3,050 2,780	N, NE	1	3,110 2,910	–	4	3,100 2,590	Permafrost
	Protalus lobes	1	2,700 2,680	N	1	2,900 2,850	N	4	3,000 2,775	N, W NW,	2	2,960 2,750	NW, NE	8	3,000 2,680	Permafrost
Cryoturbation	Frost mounds	–	–	–	4	2,850 2,760	–	10 (6)	3,050 2,670	–	7 (2)	2,920 2,900	–	21	3050 2670	Permafrost
	Patterned grounds	–	2,600 2,430	–	20 (5)	2,790 2,530	–	36 (11)	3,050 2,800	–	(2)	2,900 2,500	–	~60	3,050 2,530	SFG

Or., orientation; SFG, seasonally frozen ground.

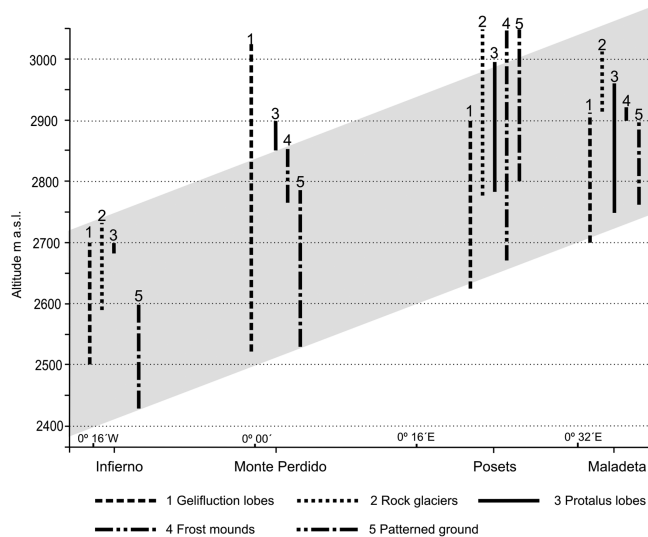


FIGURE 3 Periglacial landforms distributed by altitude in the Pyrenees

protalus lobes and frost mounds are the most useful indicators of frozen bodies and permafrost. Debris lobes and patterned ground indicate the existence of ice on the ground, but not necessarily permanently frozen ground. There are four rock glaciers and eight protalus lobes in the areas studied, all located between 2,590 and 3,100 m a.s.l. The fronts of rock glaciers are at different altitudes depending on topography, historical evolution and topoclimatic factors, but in all cases their roots are located above 3,000 m a.s.l. These rock glaciers are landforms inherited from past conditions. In the case of Argualas they date from the Holocene, while in Posets they are at least pre-LIA.^{35,61} They show degradation features in the lower part of the tongues but, together with protalus lobes, they are the only permanent frozen bodies that flow downhill. From ~2,670 m a.s.l., protalus lobes and frost mounds develop, both related to the existence of permafrost. The processes found are dependent on altitude: in lower areas nivation, gelifraction and mass wasting are dominant, from ~2,500 m a.s.l. geomorphic processes related to SFG develop, and above ~2,750 m a.s.l. processes are permafrost-related, all of them active up to the highest areas.

4.2 | Ground temperatures

MAGT shows a high positive correlation ($r = 0.87$), indicating cooling of the ground with altitude (Figure 4). MAGT values $<0^{\circ}\text{C}$ are found above 2,800 m, but no values $<-2^{\circ}\text{C}$ are found, suggesting SFG above 2,650 m. At lower altitudes MAGT values between 2 and 6°C are dominant. The lack of vegetation and the homogeneous, thin coverage and grain size of sediments, commonly till and debris slope material, indicate that orientation, altitude and snow distribution are the main factors influencing MAGT. From 2,800 m a.s.l., there is no clear trend and altitude is no longer the factor determining ground temperatures. Above this, orientation, accumulation and snow melt become the dominant factors in the distribution of frozen grounds, with a broad range of MAGT between 3 and -1.5°C , which reflects the presence

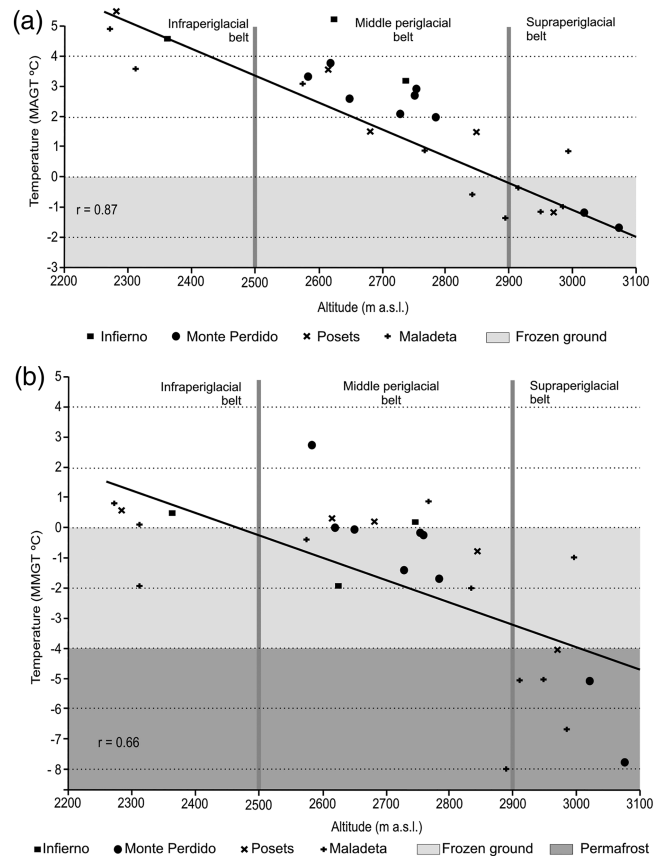


FIGURE 4 (a) Relationship between altitude and mean annual ground temperatures (MAGT) and (b) altitude and mean March ground temperatures (MMGT). It is possible to differentiate between the periglacial belts, and for MMGT correlation is lower in each periglacial belt

of all types of frozen ground, without ice, with seasonal ice or with permanent ice.

Mean ground temperatures in March show a lower correlation with altitude ($r = 0.66$), although they show the same structuring as MAGT (Figure 4). This structuring is characterized by three behaviors differentiated by altitude: between 2,200 and 2,500 m, between 2,500 and 2,850 m, and over 2,850 m a.s.l. (Figure 5a, b).

1. At lower altitudes, below 2,500 m a.s.l., winter temperature increases with altitude with the highest correlation ($r = 0.66$), and the thermal range lies between 3 and -2°C .
2. Between 2,500 and 2,850 m a.s.l., ground cooling with altitude has a lower gradient and very low correlation ($r = 0.007$). All records show temperatures $>-2^{\circ}\text{C}$, indicating possible permafrost and SFG. Only one record points to a mean March ground temperature $>2^{\circ}\text{C}$, and this is in the Monte Perdido massif.
3. From 2,850 m a.s.l. temperatures show a higher but quite low correlation with altitude ($r = 0.12$) and a greater thermal gradient. All temperatures are below -2°C , except one located on the south side of Astazou, with the temperature $>0^{\circ}\text{C}$, and those below -4°C are dominant (78%). The thermal records clearly show the dominance

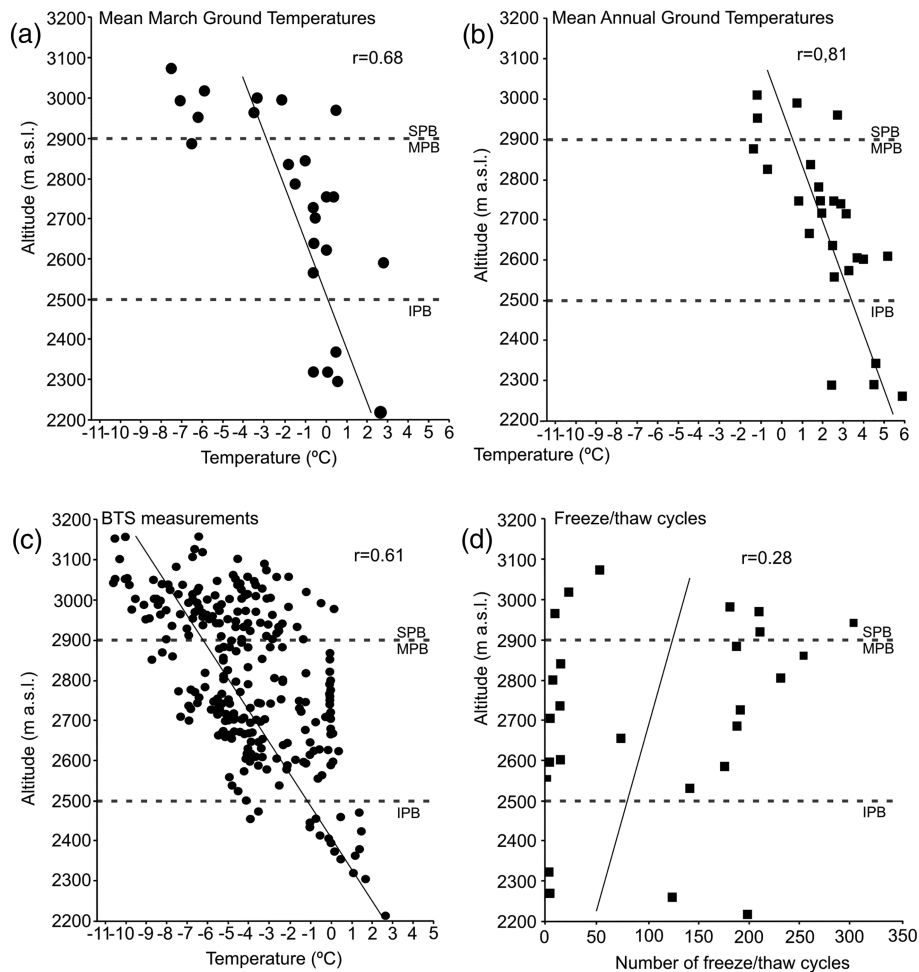


FIGURE 5 Altitudinal distribution of MGMT (a), MAGT (b), BTS measurements (c) and number of freeze/thaw cycles (d). SPB, supraperiglacial belt; MPB, middle periglacial belt; IPB, infraperiglacial belt

of permafrost, both possible and probable, but with the presence of SFG. Cold season ground temperatures point to the presence of frozen ground from 2,300 m a.s.l. in La Maladeta, but as a whole frozen ground is only dominant between 2,580 m and 2,850 m a.s.l.

Data from GTS and its annual evolution show three ground thermal regimes in the studied massifs: “Thermal regime dependent on atmospheric temperature,” “Thermal regimes of grounds dependent on snow cover” and “Frozen soil thermal regimes.”

The first type is located at the lower limit, where ground temperature correlates strongly with air temperatures. The second type is characterized by stable cold season temperatures ($\sim 0^{\circ}\text{C}$ for 6–8 months) and negative temperatures in autumn (0 to -3°C), showing the absence of frozen ground up to 2,785 m. The third type reflects either a long period with ground temperatures below 0°C under atmospheric influence, or the presence of permafrost.

4.3 | Measurements of basal snow temperature

BTS measurements show some similarity with the thermal ground records (Figure 5). The correlation between altitude and temperature

in the ground is lower than observed for ground temperatures ($r = 0.61$), but a similar pattern can be seen. Ground temperature falls with altitude up to $\sim 2,500$ m and thereafter the thermal range in the ground broadens slightly to go from $\sim 2^{\circ}\text{C}$ at 2,350 m a.s.l. to 6.5°C at 2,500 m a.s.l., 8°C at 2,700 m a.s.l. and 10.5°C at 3,000 m a.s.l.

Above 2,650 m a.s.l. BTS measurements remain between 0 and -4°C and from 2,700 m a.s.l. between 0 and -8°C . Above 2,650 m a.s.l. BTS measurements remain between 0 and -4°C and from 2,700 m a.s.l. between 0 and -8°C . Above 2,700 m a.s.l. records with temperatures $< -2^{\circ}\text{C}$ are dominant (76%), and above 2,975 m a.s.l. 60% of temperature records are $< -6^{\circ}\text{C}$. Between this altitude and up to 3,020 m a.s.l. the BTS measurements show a greater range, with ground temperatures between 0 and -2°C (Figure 5c). This indicates SFG, possible and probable permafrost, and from 3,020 m a.s.l. all BTS records are $< -2^{\circ}\text{C}$. Hence, between $\sim 2,650$ and 3,050 m a.s.l. there is a patchy spatial pattern of discontinuous permafrost with SFG. This all indicates an environment with continuous permafrost wherever there are no vertical crests, which, above this altitude, is only found at the Monte Perdido, Maladeta and Posets massifs, and only over a small area (~ 700 ha).

The number of freeze/thaw cycles shows a low correlation with altitude ($r = 0.28$), indicating that it is not among the factors that drive

them (Figure 5d). There are areas with a very low number of freeze/thaw cycles (<20) between 2,200 and 3,020 m a.s.l. From 2,500 m a.s.l., two distinct behaviors are recorded: a very low number of freeze/thaw cycles that reach 3,000 m a.s.l., and a gradual increase in freeze/thaw cycles with altitude, which reach a maximum at 2,900 m (300 cycles) before falling away at greater altitude. Above 2,850 m the number of freeze/thaw cycles is highly variable (between 150 and 300).

4.4 | Geomatic surveys

The displacement and dynamics of several landforms (four rock glaciers, a protalus lobe and a debris lobe), located in the Infierno-Argualas, Posets and Maladeta massifs, were measured by geomatic techniques. All of these massifs are above 2,700 m a.s.l., an altitude at which there is permafrost and processes are related to solifluction and permafrost creep. All analyzed landforms show activity with a wide range of displacement between 1 and 32 cm a⁻¹.^{35,60,61,75}

Debris lobes are located at 2,760 m a.s.l. in the Alba cirque, Maladeta massif. The thermal environment is located at an MAAT of 0°C and MAGT of 0.9°C. Debris lobes comprise SFG, frozen for 6 months from January to June and its thermal regime is determined by snow accumulation (Figure 6). Mass displacements have been measured between 37 and 10 cm a⁻¹, a low value related to frozen ground and water availability by snow melt from April to July.

The Maladeta protalus lobe (42°38'51"N, 0°38'30"E) is located between 2,850 and 2,960 m a.s.l. It is 113 m in length with a N-NE orientation and is characterized by large granite blocks on the surface. It is in the altitudinal zone between -4 and -2°C MAAT in the possible permafrost belt and MAGT is -1.3°C. Measured displacement of the protalus lobe is between a maximum mean annual displacement of 10.8 cm a⁻¹ and a minimum of 3.8 cm a⁻¹. Displacement recorded in the protalus lobe diminishes progressively towards the central area where the slope decreases, and the displacement at the front increases

again, where instability is greater.^{35,76} The recorded dynamics define a periglacial landform with low activity and interannual variations.

The Argualas rock glacier (42°46'22"N, 0°16'16"W) is located between 2,590 and 3,032 m a.s.l. It is 750 m long, oriented to the NW and made up of metamorphic blocks and fine sediments organized in furrows and arches of around 1–3 m depth.³⁵ It is in the possible permafrost belt with MAAT around -1.5°C/-2°C. Its measured displacement is between 17.7 and 32 cm a⁻¹, and rates for the lower part tend to be greater, reaching 40 cm a⁻¹.^{30,36}

La Paúl rock glacier (42°39'40"N, 0°26'34"E) is between 2,830 and 2,950 m a.s.l. It is 400 m long, oriented to the N and made up of granitic and metamorphic blocks with fine sediments organized in arches and eroded by the growth of the La Paúl glacier during the LIA. The rock glacier lies between the probable and possible permafrost belts, with MAAT around 0.73°C and BTS measurements of 2.8°C at the front and between -3 and -4.6°C in the main body. Measured displacement over the last 4 years is 30 cm a⁻¹ at the front with velocities between 31 and 45 cm a⁻¹ in the central body.

The Posets rock glacier (42°39'27"N, 0°26'39"E) is located between 2,830 and 3,000 m a.s.l., has a length of 400 m and is oriented ENE. The surface is made up of fine sediments and small blocks of slate and schist, with large blocks scattered on the surface. MAGT is between -0.5 and -1.5°C and BTS measurements on the rock glacier show temperatures of -6°C, although measurements lower than -3°C are the most common, indicating conditions at the lower limit of the permafrost environment. Mean horizontal displacement rates in the central axis and lower part are around 9 cm a⁻¹, and the fastest movements are recorded in the central part where the displacement rate is 10.9 cm a⁻¹.^{30,36} Increases in displacement rates are observed from the root to the central area, decreasing towards the front. The rock glacier shows dynamics characteristic of very low and attenuated activity and has been classified as distinctive of marginal periglacial mountain environments.

The Maladeta rock glacier (42°39'19"N, 0°37'37"W) is located between 2,910 and 3,010 m a.s.l. It has a length of 210 m, is oriented

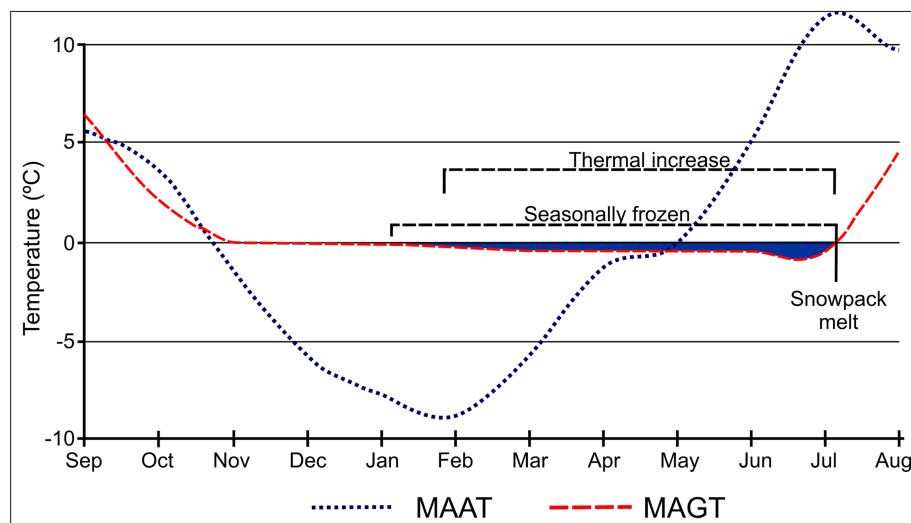


FIGURE 6 Air and ground thermal regime (hydrologic year 2009–2010) on the debris lobe in Maladeta massif at 2,920 m a.s.l. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

to the N and is made up of large granite blocks.⁷⁶ It is located within the possible permafrost belt with MAAT between -4 and -2°C . MAGT is between -2 and -6°C and BTS measurements on the rock glacier show temperatures between -3.6 and -8.4°C in a permafrost environment determined by atmospheric and ground temperatures. Measured displacement is between 13.8 and 12 cm a^{-1} , an active movement showing debris transport with high-relief slope processes in the high mountain cascade system. On the surface the deep hollows and depressions point to permafrost degradation processes.

4.5 | Thermal mapping

Maps of the distribution of frozen ground reveal differences between the massifs of Infierno and Monte Perdido, where the altitudinal distribution of frozen ground is patchy, and those of Posets and Maladeta, where the altitudinal gradient determines the distribution of frozen ground (Figure 7). The patchy pattern reveals differences related to orientation, with the presence of unfrozen ground to $2,750\text{--}2,800\text{ m a.s.l.}$ Above $2,650\text{ m a.s.l.}$ SFGs are common, such that

there is a very moderate altitudinal range in which SFGs predominate and there are areas of unfrozen ground (at $2,625\text{--}2,650\text{ m a.s.l.}$ on north-facing slopes and at $2,625\text{--}2,780\text{ m a.s.l.}$ on south-facing slopes). In this altitudinal range the presence of processes such as frost-cracking, nivation, solifluction, gelifluction and cryoturbation point to effective periglacial morphodynamics.

Between $2,650$ and $2,825\text{ m a.s.l.}$ on north-facing and $2,780\text{ m}$ and $2,900\text{ m a.s.l.}$ on south-facing slopes, the presence of SFG, unfrozen ground and sporadic permafrost also gives a patchy pattern in spatial distribution. Above this altitude discontinuous permafrost is dominant and from $2,900\text{ m a.s.l.}$ there is potential continuous permafrost based on the thermal data, although the geomorphological data show the presence of processes and landforms not associated with frozen grounds. The presence of crests and summit edges without permafrost in their upper regions, which occurs at over $3,000\text{ m a.s.l.}$, suggests that the distribution of discontinuous permafrost and SFG reaches the summits (Figure 7). All areas show a wider altitudinal range of frozen ground on north-facing than than on south-facing slopes.

Overall, the evidence indicates that on northern slopes mountain permafrost is dominant from $2,750\text{ m a.s.l.}$ to the watershed crests

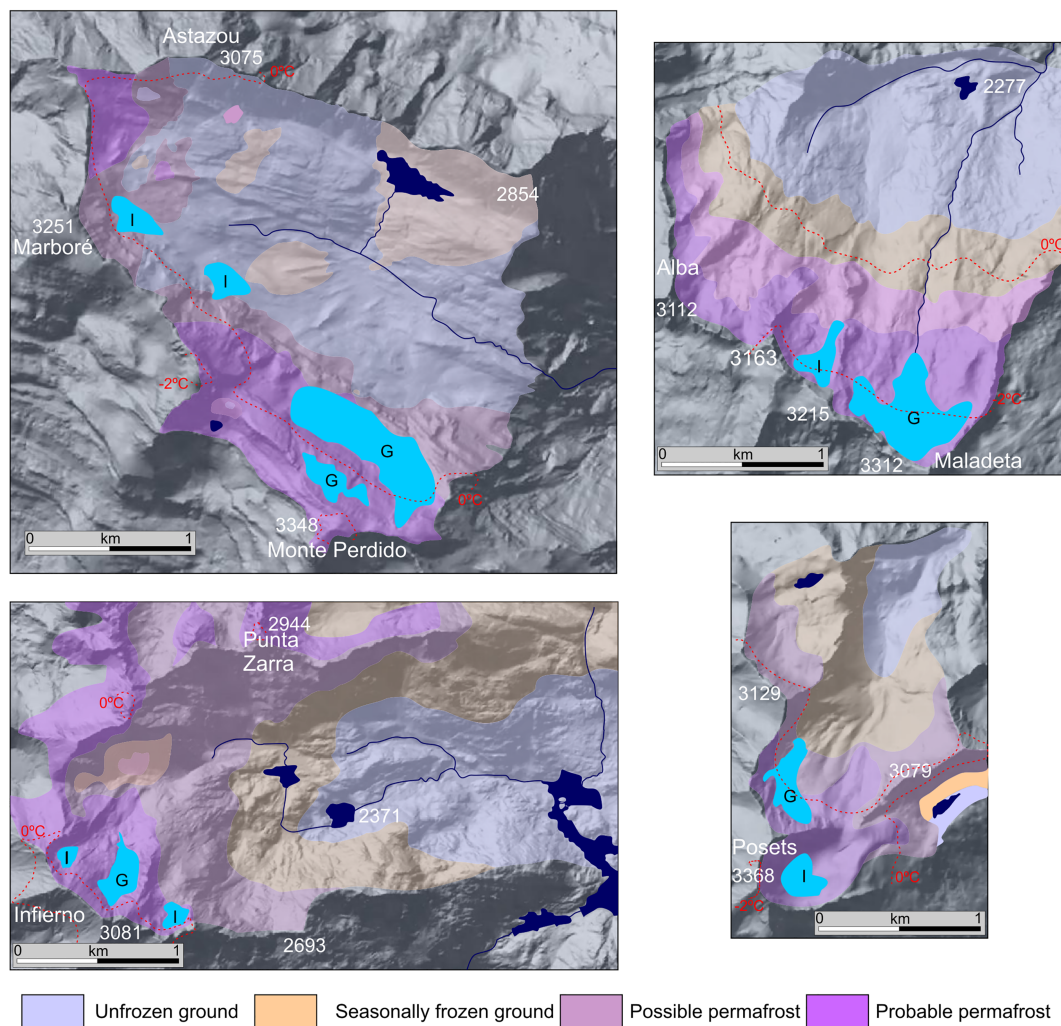


FIGURE 7 Frozen ground distribution maps and isotherm altitude (red dotted line) of the areas studied [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

(3,000–3,100 m a.s.l.). On southern slopes SFG is dominant in a broad range between ~2,600 m a.s.l. and at the summits (3,000–3,400 m).

4.6 | Pyrenean periglacial belts and limits

The Pyrenean periglacial land system can be divided into three main belts with characteristic features according to the thermal data (MAGT, cold season temperatures, BTS measurements, freeze/thaw cycles) and landform distributions:

4.6.1 | The infraperiglacial belt

The thermal data show a belt between ~1,800 and ~2,500 m a.s.l. where MAAT is around 4 and 2.5°C, with the cold season annual isotherm of 0°C located at 1,785 m a.s.l.¹². The 0°C isotherm is the thermal indicator of the beginning of the periglacial belt at ~1,800 m a.s.l. when ice in the ground can be present even though the snowpack protects the ground from atmospheric temperatures. MAGT is between 2.5 and 6°C and the frozen season temperature between 3 and -0.5°C, indicating the possibility of freeze/thaw cycles and nivation processes. BTS measurements show a narrow thermal amplitude, with a maximum of 6.5°C (Figure 5c). The thermal regimes are: “dependent on atmospheric temperature,” with and without snow cover or with thin snow covers; and “dependent on snow cover,” with cold season temperatures stable at around 0°C for 6–8 months. Sub-zero temperatures only appear in autumn and are generally moderate. Ground insulation by the snow cover indicates the absence of SFG and permafrost. Therefore, there is only unfrozen ground and cold-associated processes, although sporadic permafrost was detected at low altitudes, and only above 1,800 m a.s.l. at exceptional sites related to snow avalanche channels on north-facing slopes.⁸²

Processes are also highly variable, mainly those associated with nivation and ground freeze–thaw cycles, although there are also solifluction and frost-cracking processes in this belt. The snowpack generates nival pavement, nivokarst landforms (in the Monte Perdido and Posets massifs) and protalus ramparts. Landforms derived from frost weathering are directly related to air temperature and direct insolation on the substrate, forming debris talus and cones. Finally, solifluction lobes and sheets, and terracettes, the latter with its upper limit at 2,200 m a.s.l., are very common and allow the lower limit of the periglacial belt to be established.

4.6.2 | The middle periglacial belt

From ~2,500–2,600 to ~2,900 m a.s.l., 12 thermoregisters show homogenous temperatures with MAGT between 5 and -1°C, MWGT between 3 and -2°C, and a thermal rank from BTS measurements between 4 and 8°C. This belt coincides with MAAT between 2.5 and -0.5°C, and the 0°C isotherm is found between 2,750 and 2,950 m a.s.l. depending on the massifs considered.^{33,41,83} Thermal regimes that are dependent on snow cover and frozen soil regimes are dominant at these altitudes. SFG is mainly found here, above 2,650 m a.s.l. and reaching 2,800–2,900 m a.s.l., although there is also

unfrozen ground up to 2,750–2,800 m a.s.l. and permafrost above 2,650 m. Discontinuous permafrost occurs predominantly in the highest part of the belt, appearing over 2,760 m a.s.l. On the other hand, on the crests, walls and mountain passes topoclimatic conditions are not favorable for permafrost, as is common in alpine models.²

In the middle periglacial belt processes related to frozen as well as unfrozen ground are found. Cryoturbation is an important indication of continuous or seasonal frozen ground, although frost mounds are not very common in the Pyrenees.^{35,41,45,84} and patterned ground, developing from 2,530 to 3,050 m a.s.l., is not necessarily related to frozen ground. Rock glaciers and protalus lobes are only found on slopes with northern orientations.

4.6.3 | The supraperglacial belt

The upper belt is developed above 2,900 m a.s.l. MAAT is between -1 and -2°C, and the -2°C isotherm is between 3,130 and 3,360 m a.s.l. depending on the massifs considered,^{33,41} in nearly all cases above the summits. MAGT is between 3 and -1.5°C, and the cold season temperature is between 0.5 and -8°C. The BTS temperatures show a thermal rank around 10°C always with temperatures below 0°C. The thermal regimes in the belt are varied. The least represented is the “Thermal regimes of grounds dependent on atmospheric temperature,” which occurs only at the highest altitudes above 3,000 m a.s.l. The high correlation with air temperatures is due to windy conditions that clear snow cover from the ground. The “Thermal regimes of grounds dependent on snow cover” occur in the lowest part of the belt, indicating that permafrost is not present and the insulation of the ground by the snow cover. Finally, the most widespread is “Thermal regimes of frozen grounds,” influenced by air temperatures, the presence of permafrost and arrival of the cold wave from the ground, but this thermal regime also points to the occurrence of SFG.

SFG is very scattered and discontinuous permafrost is dominant, although the thermal conditions of crests, walls and summits prevent the development of continuous permafrost on massifs below 3,330 m a.s.l. There is frost-cracking and nivation at these altitudes, but the dominant processes are permafrost creep, solifluction and cryoturbation. A wide range of landforms are present, the commonest being rock outcrop together with protalus lobes and rock glaciers on the slopes and patterned ground and frost mounds in flat areas.

5 | DISCUSSION: PROCESSES AND THERMAL DISTRIBUTION

Data from the four study areas show a complex topography with geomorphic altitudinal belts and a patchy pattern of frozen ground, factors which are consistent with the occurrence of permafrost and SFG.^{2,85}

The four massifs analyzed are fairly homogenous in their behavior, with differences related to their differing altitudes rather than to geographical or local climate issues. All of them point to general conclusions for the entire Pyrenean mountain range.

Snow is the main morphodynamic factor in the Pyrenean periglacial belt because it determines water availability, freeze/thaw cycles and the thermal regime of grounds, mainly in the lower parts of periglacial environments. The moderate activity and high variability of freeze/thaw cycles is due to the atmospheric thermal regime at low altitudes, where it does not cool often below 0°C, and to the accumulation and duration of snow cover at higher altitudes, as it protects the ground from periods of freezing from early autumn to summer. The large number of freeze/thaw cycles (>120 and up to 200) at low altitudes indicates the importance of topoclimatic factors.

Periglacial landforms, patterned ground, debris lobes and sheets are always scattered across areas with water availability in periods without nival protection and the periglacial dynamic is changeable due to the high interannual variability of the snowpack, resulting from the complex interactions among climate, topography and blowing snow.¹²⁰ Annual snow accumulation and snowpack duration are sensitive to warming and in the central Spanish Pyrenees both are predicted to decrease by up to 78% of the maximum accumulated snow water equivalent over the next century, while the duration of snow cover may shorten significantly at low altitudes.⁸⁶ The warming influence on the snowpack decreases with increasing altitude, although changes in the dynamics of the snowpack will be greater on those slopes that receive intense solar radiation, those facing, SE and SW.^{86,87} This is of significance in the near future as the effectiveness of periglacial processes in the lower areas as well as the higher ones can be assumed to increase as a result of permafrost degradation.

These records are within the frame of displacements commonly found in proglacial lobes.^{35,60,88} In all cases, proglacial lobe displacements are slower than those of active rock glaciers.

In the Central Pyrenees the main areas with unfrozen ground reach 2,750–2800 m a.s.l., even though there SFG occur above 2,650 m a.s.l. The altitudinal range of SFG and unfrozen ground is therefore only between 2,600 and 2,880 m a.s.l. on south-facing slopes and in the upper belts SFG and permafrost are dominant, although there are also unfrozen grounds on crests and peaks. At these altitudes there is high periglacial efficiency in generating landforms derived from the inter-relationships between diverse processes such as frost-cracking, nivation, creep and cryoturbation. The geophysical surveys showed evidence of frozen bodies above 2,590 m a.s.l.,^{32,34–36,38,59} and sporadic permafrost at exceptionally low altitudes, as in the Telera massif, at around 1,850–2,000 m a.s.l.³⁹

Previous data pointed to a complex spatial thermal distribution, one that was patchy, in which all kinds of thermal conditions on the ground appear between 2,650 and 2,800 m a.s.l. on north-facing slopes, and between 2,800 m a.s.l. and 2,900 m a.s.l. on south-facing slopes (Figure 8). Discontinuous permafrost is dominant between 2,750 and 2,900 m a.s.l. on northern aspects, but between 2,850 and 2,950 m a.s.l. on southern aspects where the altitudinal range is reduced.

The altitudinal range of frozen ground is always lower on south-facing slopes that on south-facing slopes. The area most sensitive to current changes by permafrost degradation is found at above 3,050 m a.s.l. There is potential thawing due to the increase in atmospheric temperatures and the altitudinal rise of isotherms disturbing walls and crests. As common in alpine models, the topoclimatic conditions of crests, walls and mountain passes are not favorable to permafrost, and natural hazards are increased,² as this also occur in the Pyrenees.^{51,67,87} They are no such environments in the Infierno massif

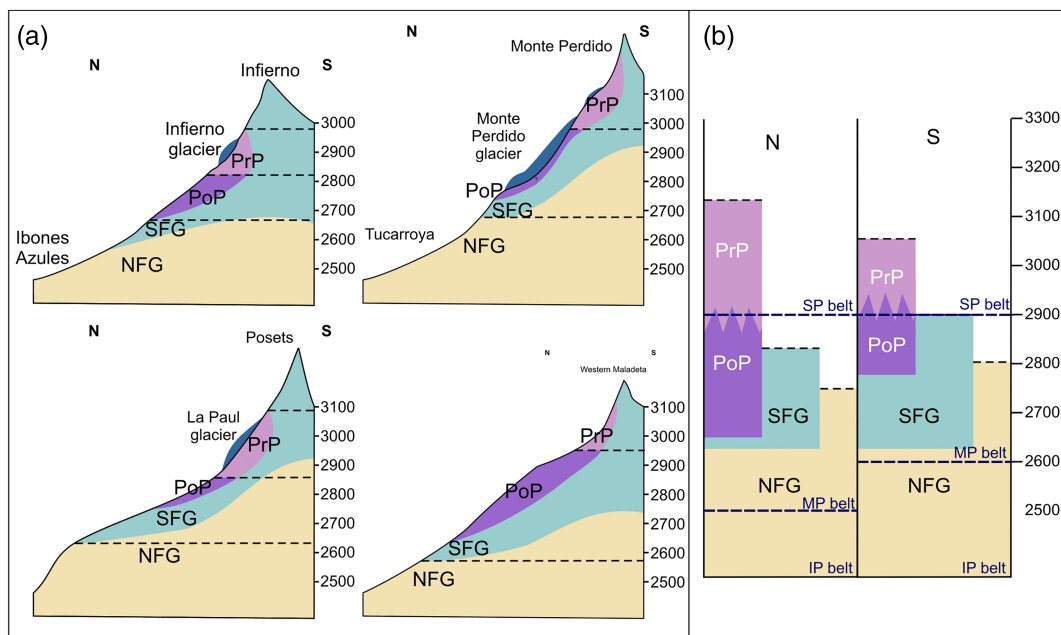


FIGURE 8 (a) Altitudinal distribution of frozen ground in the areas studied. NFG, unfrozen ground; SFG, seasonal frozen ground; PoP, possible permafrost; PrP, probable permafrost. (b) Synthesis of the altitude distribution of frozen ground and periglacial belts (IP, infraperiglacial belt; MP, middle periglacial belt; SP, supraperiglacial belt) [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

TABLE 4 Studies on periglacial belts in the Pyrenees

Authors	Area	Periglacial belts		Altitude (m a.s.l.)	Periglacial processes	Frozen ground
Serrano et al. 2000	Central southern Pyrenees	Supra-periglacial	Glacionival	> 3,000–3,100	Frost cracking Gelifluction Cryoturbation	Continuous permafrost
		Periglacial Infra-periglacial	Cryonival	~3,100	Frost cracking	Disc. permafrost
				2,600–2,700	Gelifluction Cryoturbation	Cont. permafrost
			Nivo-periglacial	2,600–2,700 ~2,100	Nivation Solifluction Frost cracking Gelifluction	Sporadic permafrost
Feuillet, 2010	Central northern Pyrenees	Atlantic mountain periglacial		>2,850	–	Con. permafrost
				>2,650	Cryoturbation	Disc. permafrost
				2,620	Gelifluction	NFG
		2,300	Cryoturbation	SFG		
	Lower limit		2,250–2,300	Solifluction	–	
González-García, 2013	Central southern Pyrenees	Supra-periglacial	Glacionival	~3,400	Nivation	Prob. permafrost >2,900
		Periglacial	> 3,100	3,000–3,100	Frost cracking	
			Cryonival	3,000–3,100	Nivation Solifluction Frost cracking Gelifluction	Poss. permafrost > 2,800 m a.s.l. Prob. permafrost >2,900 m a.s.l.
		Infra-periglacial	Nivo-periglacial	2,600–2,700	Cryoturbation	
				~2,600 ~2,300	Nivation Solifluction Gelifluction	Spor. permafrost
	Nival	~2,300 ~2,000	Solifluction Runoff Nivation	Seasonal ice		
Fernandes et al. 2017	Upper Garona basin	Periglacial/cryonival		~2,800	Cryoturbation	–
				~2,300	Solifluction Talus slopes Nivation	
		Nival		~2,300	Nivation	–
				~1,900	Cryoturbation Solifluction Talus slopes	
		Subnival		~1,900 ~1,500	Peat development Talus slopes	–

Cont. permafrost, continuous permafrost; Disc. permafrost, discontinuous permafrost; Spor. permafrost, sporadic permafrost; NFG, unfrozen ground; SFG, seasonal frozen ground; Prob. permafrost, probable permafrost; Poss. permafrost, possible permafrost.

because of its lower height, but the area of permafrost is very considerable in Aneto-Maladeta, the Posets massif and Monte Perdido, where more than 300, 160 and 180 ha respectively are located above 3,000 m, all of which are highly visited during summer.

Continuous permafrost may occur above 3,000 m a.s.l., but the summit crests and edges are not favorable to frozen ground development due to the high solar radiation on both slopes.^{2,68} As in the Alps, summit areas in the Pyrenees probably have a patchy pattern with SFG and permafrost.

The altitudinal organization of periglacial processes and landforms seems to be a sign of a well-established periglacial land system in the Pyrenean high mountains. This periglacial land system has been divided into belts or sub-belts in which the altitudinal range directs dynamic changes and MAAT has been used to delineate the altitudinal belts with permafrost and active processes.^{41,80,81,89} The geomorphic periglacial belts included in the periglacial mountain land system are of great geocological interest in the development of functioning models of high mountain environments, ecological relationships and forecasting human-induced or climate changes in the environment.

Periglacial belts and limits in European mountains have been established since Chardon⁷⁹ proposed a division in the western Alps between the “infraperiglacial” belt (~1800–2400 m a.s.l.), the “periglacial-type” belt (~2400–3100 m a.s.l.) and the “supraperiglacial” belt (~3100–4000 m a.s.l.). These were later simplified and divided into two sub-belts: the inner periglacial sub-belt, defined by the lower limit of active solifluction between 2,200 and 2,350 m a.s.l., and the upper periglacial sub-belt, dominated by blockfields, patterned ground, bare bedrock, rock glaciers and solifluction with permafrost environments, at altitudes above 2,400–2,500 m a.s.l.⁸⁰ The lower limits were determined by Sellier in the Atlantic mountains defined by the lowest solifluction limit⁸¹ and in the Rondane massif (Norway) where three periglacial belts were differentiated, all with sporadic to continuous permafrost occurrence.^{90–92} Several proposals have been made to divide the periglacial belt in the Pyrenees, all of which have distinguished three or four belts (Table 4).

The periglacial belts in the Pyrenees are divided into three units, the infraperiglacial belt (~1,800 to ~2,500 m a.s.l.), the middle periglacial belt (~2,500–2,600 to ~2,900 m a.s.l.) and the supraperiglacial belt (above 2,900 m a.s.l.). The infraperiglacial belt was defined by Serrano et al.⁹³ and González-García,⁴¹ but the upper limit is now at lower altitudes due to the high ground temperatures, which are always above 2°C. It includes the nival and nivoperiglacial belts⁴¹ and the subnival and nival belts because distinctions are not made by nivation processes and there is no evidence of different thermal regimes. Additional thermal data and knowledge on activity and inherited elements are necessary to subdivide the infraperiglacial belt. The middle periglacial belt is located at lower altitude than the “periglacial” and “periglacial-type” previously proposed,^{41,93,94} in which a dominance of frozen ground (SFG and permafrost) implies a lowering of the upper and lower altitudinal limits. The supraperiglacial belt matches the supraperiglacial belt proposed by Serrano et al.⁹³ and González-García⁴¹, but the lower limit has now been set 200 m lower because of the new recording at

2,900 m a.s.l. Winter season ground temperatures at this altitude are lower than –6°C and are close to those of permafrost-related landforms.

The current active periglacial environments in Iberian mountain ranges are located in the upper parts of the highest mountain ranges and are mostly related to seasonal frost dynamics.⁵⁸ Marginal permafrost conditions have only been detected in sporadic patches close to the summits of the Sierra Nevada and the Cantabrian Mountains and are related to LIA moraine complexes, today undergoing rapid permafrost degradation. At the same altitude as in the Pyrenees, seasonal frost has been detected in the high parts of the Central Range, NW Ranges and Cantabrian Mountains.⁴² The complexity of the periglacial belt in the Pyrenees is not found in other mountains of the Iberian Peninsula. The most common processes are solifluction, characterized by very slow deformation rates (<1 cm a⁻¹), needle-ice activity and miniature patterned ground, all associated with diurnal frost cycles.⁴² Nival processes are also common in the Iberian Mountain, and the Pyrenees is no exception. The occurrence of seasonal frozen ground and mountain permafrost in the Iberian Peninsula nevertheless seems to be limited by altitude, and only the Pyrenees and Sierra Nevada reach altitudes that support cold environments. Between the two ranges the latitudinal difference is seen in the altitudinal distribution of periglacial processes, with frozen ground around 200 m higher. Only in the Pyrenees are there well-developed frozen bodies such as rock glaciers and protalus lobes, which define the Iberian high mountains. Changes related to warming will have significant consequences in the periglacial belt of the Iberian mountains, largely driven by changes in snow depth, spatial variability associated with variations in surface runoff, in soil thermal regimes and geomorphological processes.^{42,51,87}

Within the Mediterranean area, permafrost conditions generally increase with altitude towards the eastern part of the region and from north to south.⁴³ In the western and central Mediterranean, permanently frozen ground is rarely found below 2,500 m, discontinuous permafrost is generally detected between 2,500 and 2,800–3,000 m and continuous permafrost is distributed in ice-free environments above this altitude.⁴³ The altitudinal range observed in the Pyrenees, above 2,600 m on north-facing slopes and 2,800 m on south-facing slopes, is higher than in the southern Alps (above 2,400 m) and Rila mountains (above ~2,350 m), but lower than in the southeastern Alps, such as Mount Olympus (~2,700 m), NE Turkey and central Anatolia (above 2,800 m).^{95–97} To the south permafrost is only found in sporadic patches above 3,000–3,100 m in the Sierra Nevada and the Atlas Mountains.^{98,99} Latitude appears to be the dominant factor in the distribution of Mediterranean periglacial belts for massifs of similar altitudes.

Oliva et al.⁴² have noted that in the near future periglacial activity in Iberian mountains will become restricted to higher elevations. Furthermore, future annual and seasonal climate projections point to permafrost conditions at higher altitude and rapid degradation process, possibly triggering large slope and mass wasting processes with important socio-economic impacts, which have already begun in the Pyrenees.^{43,51}

6 | CONCLUSIONS

The central Pyrenean high mountains offer a broad periglacial belt in which significant morphodynamic variations can be seen. The lower limit of frozen grounds is at ~2,650 m a.s.l., although below this level there may be sporadic permafrost or SFG depending on local factors such as topography, slope morphology, aspect, hydrology, or thickness and duration of snow cover. Possible permafrost appears above 2,650 m a.s.l. on north- and south-facing slopes and probable permafrost is dominant above 2,900 m a.s.l., but unfrozen ground reaches 2,900 m a.s.l. as do frozen grounds. Unfrozen and frozen grounds have a patchy distribution throughout the periglacial belt.

The thermal data reveal that the most widespread frozen grounds in the temperate high mountain of the Pyrenees are SFG, which alternate with unfrozen grounds at the lowest altitudes, where the snowpack is the most important element. Snow cover, its thickness and duration determine the thermal processes, such as the freeze/thaw cycles on the ground, frost and thermal regimes, and geomorphic processes, such as nivation, which is most extensive morphogenetic system expressed in various landforms such as nival pavements, nivation hollows, nivation dolines and lapies, protalus ramparts, supra-snowpack and sub-snowpack small mudflows, or avalanche snow cones and paths.

Permafrost degradation is visible in rock glaciers and protalus lobes, as well as on the walls, crests and summits, which indicates an increase in the probability of rock-falls and slope slides over 3,000 m a.s.l. This is a narrow altitudinal margin of moderate extent, but is widely visited on the most attractive summits (Maladeta-Aneto, Posets, Monte Perdido massifs), which increases risk. It is also possible to foresee changes to the lower parts related to changes in the duration and thickness of the snow cover, leading to an increase in the activity of periglacial processes in the lowest and highest parts of the periglacial belt in the near future.

The high mountain area can be divided into periglacial geomorphic sub-belts: the infraperiglacial belt, the middle periglacial belt and the supraperglacial belt. The most developed is the lowest, which has the greatest altitudinal range and surface area, although it is the least active due to atmospheric thermal conditions between the 4 and 2.5°C isotherms and the protective factor of snow cover on the ground. The middle periglacial belt is the most geomorphologically active as it contains all kinds of thermal behaviors in the ground: unfrozen, SFG and mountain permafrost, generating a combination of geomorphological processes and a great capacity for erosion and transport. The upper belt cover a wide altitudinal belt among the different massifs due to the varying altitude of its summits. Although the processes and landforms involved are fewer and simpler in their behavior than those of the lower belts, it is the most active due to its topography, dominated by steep slopes, topoclimatic conditions, location above the 0°C isotherm, highly irregular snow cover in windy areas and degradation of permafrost.

The large number of processes and landforms that are involved and their altitudinal and spatial organization make up a complex environment that determines the geocological dynamics of the high

mountains. Therefore and because most of the periglacial high mountains form a part of the Natural Protected Areas of the Spanish State or the Autonomous Community of Aragon, they need to be considered to understand high mountain ecosystems and habitats. Changes occurring in the near future associated with projected temperature and precipitation are likely to have a significant influence on high mountain snow cover and permafrost.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was funded by I + D + I projects CGL2015-68144-R and GL2017-82216-R (MINECO of Spanish government-FEDER).

ORCID

Enrique Serrano  <https://orcid.org/0000-0001-9760-3876>

José Juan de Sanjosé-Blasco  <https://orcid.org/0000-0002-2928-3150>

Manuel Gómez-Lende  <https://orcid.org/0000-0002-7350-3958>

Juan Ignacio López-Moreno  <https://orcid.org/0000-0002-7270-9313>

Alfonso Pisabarro  <https://orcid.org/0000-0002-7084-2508>

Adrián Martínez-Fernández  <https://orcid.org/0000-0003-1836-9298>

REFERENCES

- Nötzli J, Hoelzle M, Haeberli W. Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. In: *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*. Zürich: Balkema; 2003:827-832.
- Haeberli W, Noetzli J, Arenson L. Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *J Glaciol*. 2010;56:1043-1058. <https://doi.org/10.3189/002214311796406121>
- Dobinski W. Permafrost the contemporary meaning of the term and its consequences. *Bull Geogr-Phys Geogr Ser*. 2012;5(1):29-42.
- Harris C, Vonder-Mühl D, Isaksen K, et al. Warming permafrost in European mountains. *Global Planet Change*. 2003;39(3-4):215-225.
- Haeberli W. Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps. In: *Proceedings of Third International Conference on Permafrost*. Ottawa: National Research Council of Canada; 1978:378-384.
- Keller F. Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost Periglacial Process*. 1992;3(2):133-138.
- Hoelzle M, Haeberli W, Keller F. Application of BTS-measurements for modelling mountain permafrost distribution. In: *Proceedings of Sixth International Conference on Permafrost*. Beijing: South China University of Technology Press; 1993:272-277.
- Hoelzle M, Haeberli W. Simulating the effects of mean annual air temperature changes on permafrost distribution and glacier size: an example from the upper Engadin. *Swiss Alps Ann Glaciol*. 1995;21:399-405.
- Keller F, Frauenfelder R, Gardaz JM, et al. Permafrost map of Switzerland. In: *Proceeding Seventh International Permafrost Conference*. Yellowknife: Université de Laval; 1998:557-562.
- Heginbottom JA. Permafrost mapping: a review. *Prog Phys Geogra*. 2002;26:623-642.

11. Vonder-Mühl D, Hauck C, Gubler H. Mapping of mountain permafrost using geophysical methods. *Prog Phys Geogra*. 2002;26(4):643-660. <https://doi.org/10.1191/0309133302pp356ra>
12. Cazenave-Piarrot F, Tihay JP. Glaciers rocheux dans les Pyrénées Centrales et Occidentales. Paris: Societé Hydrotechnique de France (section Glaciologie); 1986:8.
13. Nöetzi J, Gruber S. Transient thermal effects in alpine permafrost. *Cryosphere Discuss*. 2009;2(2):185-224. <https://doi.org/10.5194/tcd-2-185-2008>
14. Kellerer-Pirklbauer A, Lieb GK, Schoeneich P, Deline P, Pogliotti P. (eds.). Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps PermaNET project, final report of Action 53. Website. http://wwwpermanet-alpinespaceeu/archive/pdf/WP5_3_final_reportpdf. Accessed September 20, 2018, 2011.
15. Boyé M. Gelivation et cryoturbation dans massifs du Mont-perdu (Pyrénées Centrales). *Pirineos*. 1952;23:5-27.
16. Monturiol J. Sobre una forma periglacial descubierta en el macizo de Vallibierna (Pirineo central). *Notas y Comunicaciones del IGME*. 1959; 55:59-70.
17. Hupé P. A propos des sols polygonaux et striés des Pyrénées. *Comté Rendu Societé Geologique de France*. 1961;8:228-229.
18. Angely AG. Anciens glaciers dans l'est des Pyrénées centrales. *Rev Geogr Pyrénées Sud-Ouest*. 1967;38:5-28.
19. Höllermann P. The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geoecological point of view. *Erdkunde*. 1985;39:259-270.
20. Serrano E. Evolución postglacial de laderas en la alta montaña del macizo de Panticosa (Pirineo aragonés). In: Cearreta C, Ugarte F, eds. *The Late Quaternary in the Western Pyrenean region*. Bilbao: Universidad del País Vasco; 1992:415-426.
21. de Sanjosé-Blasco JJ, Agudo C, Serrano E, Silió F. *Auscultacion topográfica y estudio fotogramétrico del glaciar rocoso de las Argualas (Pirineo Aragonés): datos preliminares In: Estudios de Geomorfología en España*. Murcia: SEG-Universidad de Murcia; 1992:423-431.
22. Cazenave-Piarrot F, Tihay JP. Eboulis, formations morainiques et glaciers rocheux dans le massifs de L'Ardiden (Pyrenees Centrales). In: *Eboulis et environnement géographique passé et actuel*. Paris: Publ Centre Géographie Physique; 1983:121-138.
23. Hamilton L. The development, age and present status of a rock glacier in the Posets massif, Spanish Pyrenees. *Pirineos*. 1988;131:43-56.
24. Agudo C, Serrano E, Martínez de Pison E.. El glaciar rocoso activo de los Gemelos en el Macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Cuat Geomorfol*. 1989;3:83-91.
25. Serrano E, Rubio V. El glaciar rocoso activo de las Argualas. *Ería*. 1989;19-20:195-198.
26. Serrano E. Glacial evolution of the upper Gállego Valley (Panticosa Mountains and Ribera de Biescas, Aragonese Pyrenees, Spain). *Pirineos*. 1991;138(0):83-104.
27. Serrano E. Geomorfología del alto Gállego (Pirineo aragonés). Zaragoza: Institución Fernando el Católico; 1998.
28. Lampre F. *Estudio Geomorfológico de Ballibierna (macizo de la Maladeta, Pirineo aragonés): modelado glaciar y periglacial*. Zaragoza: CPNA; 1998.
29. Serrano E, de Sanjosé-Blasco JJ, Silió F, Agudo C. Movimientos superficiales del glaciar rocoso de las Argualas (Pirineo aragonés). *Pirineos*. 1995;145-146(0):103-110.
30. Serrano E, Agudo C, Martínez de Pison E. Rock glaciers in the Pyrenees. *Permafr Periglaci Process*. 1999;10(1):101-106.
31. Marti M, Serrat D. Les glaciers rocalloses pirenenques. *Terra*. 1995;25:24-34.
32. Fabrè D, García F, Evin M, et al. Structure interne du glacier rocheux actif de las Argualas (Pyrénées Aragonaises, Espagne). *La Houille Blanche*. 1995;5-6:144-147.
33. López-Moreno JI, Alonso-González A, Monserrat O, et al. Ground-based remote-sensing techniques for diagnosis of the current state and recent evolution of the Monte Perdido glacier, Spanish Pyrenees. *J Glaciol*. 2019;65(249):85-100. <https://doi.org/10.1017/jog201896>
34. Brown J, Ferrians OJ, Heginbottom JA, Melnikov ES. 1998. Circum arctic map of permafrost. International permafrost association, data and information working group circumpolar active-layer permafrost system (CAPS), version 10 CD-ROM National Snow and ice data center, Boulder, University of Colorado
35. Serrano E, de Sanjosé-Blasco JJ, Agudo C. Rock glacier dynamic in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier. *Geomorphology*. 2006;74(1-4):285-296.
36. Serrano E, Morales C, González-Trueba JJ, Martín-Moreno R. Cartografía del permafrost de montaña en los Pirineos españoles. *Finisterra*. 2009;87:45-54.
37. Serrano E, de Sanjosé-Blasco JJ, Atkinson A, et al. Protalus lobe dynamic on Pyrenean High Mountain. In: *Proceeding III EUCOP, Thermal State of Frozen Ground in a Changing Climate during the IPY*. Longyearbyen: IPA-University Center of Svalbard; 2010:135.
38. Lugin R, Delaloye R, Serrano E, Reynard E, Lambiel C, González-Trueba JJ. Permafrost and little ice age relationships, Posets massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafr Periglaci Process*. 2004;15(3):207-220.
39. Julián A, Chueca J. Permafrost Distribution from BTS measurements (sierra de Telera, Central Pyrenees, Spain): assessing the importance of solar radiation in a mid-elevation shaded mountainous area. *Permafr Periglaci Process*. 2007;18(2):137-149.
40. González-García M, Serrano E, de Sanjosé-Blasco JJ, González-Trueba JJ. Dinámica superficial y estado actual del glaciar rocoso de la Maladeta occidental (Pirineos). *Geogra Res Lett*. 2011;32:81-94.
41. González-García, M. La alta montaña periglacial en el Pirineo Central Español: procesos, formas y condiciones ambientales. PhD Thesis, Málaga: Universidad de Málaga; 2013.
42. Oliva M, Serrano E, Gómez-Ortiz A, et al. Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula. *Quat Sci Rev*. 2016;137:176-199.
43. Oliva M, Žebre M, Guglielmin M, et al. Permafrost conditions in the Mediterranean region since the last glaciacion. *Earth Sci Rev*. 2018;185:397-436.
44. Ventura J. Identificación e inventario de potenciales glaciares rocosos activos en los Pirineos mediante fotointepretación en visores cartográficos 2d y 3d: primeros resultados. *Polígonos*. 2016;28:95-122.
45. Feuillet T, Sellier D. Observations Sur la limite inférieure de l'étage périglaciaire dans les Pyrénées centrales françaises. *Environnements périglaciaires*. 2008;15:59-68.
46. Teixell A. Crustal structure and orogenic material budget in the west Central Pyrenees. *Tectonics*. 1998;17(3):395-406.
47. Gibbons W, Moreno T (Eds). *The Geology of Spain*. London: The Geological Society; 2002.
48. López-Moreno JI. Recent variations of snowpack depth in the central Spanish Pyrenees Arctic. *Arct Antarct Alp Res*. 2005;37(2):253-260.
49. García-Ruiz JM, Alvera B, del Barrio G, Puigdefábregas J. Geomorphic processes above timberline in the Spanish Pyrenees. *Mt Res Dev*. 1990;10(3):201-214.
50. Rico I, Izaguirre E, Serrano E, López-Moreno JI. Current glacier area in the Pyrenees: an updated assessment. *Pirineos*. 2017;72:e029. <https://doi.org/10.3989/Pirineos2017172004>

51. Serrano E, Oliva M, González-García M, et al. Post-little ice age paraglacial processes and landforms in the high Iberian mountains: a review. *Land Degrad Develop*. 2018;29(11):4186-4208. <https://doi.org/10.1002/ldr3171>
52. Serrano E, Agudo C, González-Trueba JJ. La deglaciación de la Alta montaña Morfología, evolución y fases morfogénicas glaciares en el macizo de Posets (Pirineo Aragonés). *Cuat Geomorfol*. 2002;16(1-4):111-126.
53. Palacios D, de Andrés N, López-Moreno JI, García-Ruiz JM. Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley. *Quatern Res*. 2015;83(3):397-414. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.201501010>
54. García-Ruiz JM, Palacios D, González-Sampériz P, et al. Mountain glacier evolution in the Iberian Peninsula during the younger Dryas. *Quat Sci Rev*. 2016;138:16-30. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.201602022>
55. Serrano E, Martín-Moreno R. Surge glaciers during the little ice age in the Pyrenees. A controversial dynamics. *Geogra Res Lett*. 2018;44:213-244.
56. Martínez de Pisón E, Arenillas M. Los glaciares actuales del Pirineo Español. In: *La nieve en el Pirineo español*. Madrid: MOPU; 1988:29-98.
57. González-Trueba JJ, Martín R, Martínez de Pisón E, Serrano E. Little ice age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*. 2008;18:568-551.
58. Oliva M, Ruiz-Fernández J, Barriendos M, et al. The little ice age in Iberian mountains. *Earth Sci Rev*. 2018;177:175-208.
59. Serrano E, Agudo C, Delaloye R, González-Trueba JJ. Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Nor Geogr Tidsskr*. 2001;55(4):245-252.
60. Serrano E, de Sanjosé-Blasco JJ, González-Trueba JJ. Rock glaciers dynamics in marginal periglacial environments. *Earth Surf Process Landf*. 2010;35(11):1302-1314.
61. Serrano E, González-Trueba JJ, Sanjosé JJ. Dinámica, evolución y estructura de los glaciares rocosos de los Pirineos. *Geogra Res Lett*. 2011;37(2):145-170.
62. Smith M, Paron P, Griffiths J. *Geomorphological Mapping: Methods and Applications*. Chichester: Elsevier Science; 2011.
63. Evans DJA, Ria K, Orton C. Periglacial geomorphology of summit tors on Bodmin moor, Cornwall, SW England. *J Maps*. 2017;13:342-349. <https://doi.org/10.1080/1744564720171308283>
64. Ishikawa M. Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*. 2003;52(1-2):105-120.
65. Delaloye R. Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale *GeoFocus*. 2004; 10:1-240.
66. van Everdingen RO. Frost mounds at bear rock, near Fort Norman, NWT, 1975-1976. *Can J Earth Sci*. 1978;15(2):263-276.
67. Rico I, Magnin F, López-Moreno JI, Alonso E, Revuelto J, Serrano E. First evidence of permafrost occurrence in a steep rock wall in the Pyrenees: The Vignemale North Face. In: Ruiz J et al., eds. *Ambientes periglaciares: avances en su estudio, valoración patrimonial y riesgos asociados*. Oviedo: Universidad de Oviedo; 2017:87.
68. Noetzli J, Gruber S, Kohl T, Salzmann N, Haeberli W. Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *J Geophys Res*. 2007;112:F02S13. <https://doi.org/10.1029/2006JF000545>
69. Fengqing J, Zhang Y. Freezing and thawing Index. In: Vijay P, Singh P, Haritashya UK, eds. *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. Dordrecht: Springer; 2011:301.
70. Haeberli W. *Creep of Mountain Permafrost: Internal structure and flow of Alpine Rock Glaciers*. Zurich: Eidgenossischen Technischen Hochschule; 1985.
71. Hoetzle M. Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Permafr Periglac Process*. 1992;3(2):143-147.
72. Lewkowicz AG, Ednie M. Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon territory, Canada. *Permafr Periglac Process*. 2004;15(1):67-80.
73. Ishikawa M, Hirakawa K. Mountain permafrost distribution based on BTS measurements and DC resistivity soundings in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan. *Permafr Periglac Process*. 2000;11(2):109-123.
74. Funk M, Hoelzle M. A model of potential direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost. *Permafr Periglac Process*. 1992;3(2):139-142.
75. de Sanjosé-Blasco JJ, Berenguer F, Atkinson ADJ, et al. Geomatics techniques applied to glaciers, rock glaciers, and ice-patches in Spain (1991-2012). *Geogr Ann Ser a Phys Geogr*. 2014;96(3):307-321. <https://doi.org/10.1111/geoa.12047>
76. González-García M, Serrano E, de Sanjosé-Blasco JJ, González-Trueba JJ. Surface dynamic of a proglacial lobe in the temperate high mountain (Maladeta, Western Pyrenees). *Catena*. 2017;149:689-700.
77. Bauer A, Paar G, Kaufmann V. Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. Permafrost. In: *Proceedings Eighth International Conference on Permafrost*. Zurich: Balkema Publishers; 2003:55-60.
78. de Sanjosé-Blasco JJ, Atkinson A, Salvador F, Gómez-Ortiz A. Application of geomatic techniques in controlling of the dynamics and cartography of the Veleta rock glacier (Sierra Nevada, Spain). *Z Geomorphol*. 2007;51(2):79-89.
79. Chardon C. Montagne et haute montagne alpine critères et limites morphologiques remarquables en haute montagne. *Rev Géogra Alp*. 1984;72(2):213-244.
80. Lehmkuhl F. The Kind and Distribution of Mid-Latitude Periglacial Features and Alpine Permafrost in Eurasia. In: *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. Fairbanks: University of Alaska Fairbanks; 2008:031-1036.
81. Sellier D. Les limites de l'étage périglaciaire fonctionnel dans les montagnes atlantiques de l'Europe: éléments d'identification à partir de marqueurs morphologiques. *Environnements Périglaciaires*. 2006;13:41-59.
82. Chueca J, Julián A. Relationship between solar radiation and the development and morphology of small cirque glaciers (Maladeta Mountain massif, Central Pyrenees, Spain). *Geogr Ann Ser a Phys Geogr*. 2004;86A:81-89.
83. del Barrio G, Creus J, Puigdefábregas J. Thermal seasonality on the High Mountain belts of the Pyrenees. *Mt Res Dev*. 1990;10(3):227-233.
84. González-García M, Serrano E, González-Trueba JJ. Morfogénesis, morfodinámica y caracterización térmica de montículos de hielo en Los Pirineos (macizos de Maladeta y Posets). *Polígonos*. 2016;28:73-93.
85. Gruber S, Haeberli W. Mountain Permafrost. In: *Permafrost Soils*. Chichester: Wiley; 2009:3-44.
86. López-Moreno JI, García-Ruiz JM, Beniston M. Environmental change and water management in the Pyrenees. Facts and future perspectives for Mediterranean mountains. *Global Planet Change*. 2008;61(3-4):300-312. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.10004>
87. López-Moreno JI, Pomeroy J, Revuelto J, Vicente-Serrano SM. Response of snow processes to climate change: spatial variability in a

- small basin in the Spanish Pyrenees. *Hydrol Process*. 2013;27(18):2637-2650.
88. Whalley B, Azizi F. Rock glaciers and protalus landforms: analogous forms and ice sources on earth and Mars. *J Geophys Res*. 2003;108(E4):8032. <https://doi.org/10.1029/2002JE001864>
89. Lautridou JP, Francou B, Hall K. Present-day periglacial processes and landforms in mountain areas. *Permafr Periglac Process*. 1992;3(2):93-101.
90. Sellier D. *Géomorphologie des versants quartzitiques en milieux froids: l'exemple de montagnes d'Europe du Nord-Ouest. Thèse d'Etat*. Paris: Université de Paris I; 2002.
91. Kerguillec R. Étagements périglaciaires fonctionnels dans les massifs du Dovrefjell et des Rondane (Norvège Centrale). *Environnements Périglaciaires*. 2011;17:45-65.
92. Kerguillec R, Sellier D. Selection of geomorphosites in the Rondane National Park (Central Norway): landforms and popularization. *Geomorphologie Rel Process Environ*. 2015;21(2):131-144.
93. Serrano E, Martínez de Pisón E, Agudo C. El medio periglacial de alta montaña en el Pirineo Central: aportaciones recientes. In: *Procesos y formas periglaciares en la alta montaña mediterránea*. Teruel: Instituto de Estudios Turolenses; 2000:45-62.
94. Fernandes M, Oliva M, Palma P, Lopes LF. Glacial stages and post-glacial environmental evolution in the upper Garonne valley, central Pyrenees. *Sci Total Environ*. 2017;15:584-585. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.209>
95. Dobiński W. Permafrost of the Carpathian and Balkan Mountains, eastern and southeastern Europe. *Permafr Periglac Process*. 2005;16(4):395-398.
96. Bodin X, Thibert E, Fabre D, et al. Two decades of responses (1986–2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafr Periglac Process*. 2009;20(4):331-344.
97. Gorbunov AP. Rock glaciers, kurums, glaciers and permafrost in the mountains of Turkey (geographical review). *Earth Cryosphere*. 2012;16(2):3-8.
98. Oliva M, Gómez-Ortiz A, Salvador-Franch F, et al. Inexistence of permafrost at the top of the Veleta peak (Sierra Nevada, Spain). *Sci Total Environ*. 2016;550:484-494.
99. Vieira G, Mora C, Ali F. New observations indicate the possible presence of permafrost in North Africa (Djebel Toubkal, high atlas, Morocco). *Cryosphere*. 2017;11(4):1691-1705.

How to cite this article: Serrano E, de Sanjosé-Blasco JJ, Gómez-Lende M, López-Moreno JI, Pisabarro A, Martínez-Fernández A. Periglacial environments and frozen ground in the central Pyrenean high mountain area: Ground thermal regime and distribution of landforms and processes. *Permafrost and Periglac Process*. 2019;30:292–309. <https://doi.org/10.1002/ppp.2032>

ARTÍCULO 3: THE INFLUENCE OF IMAGE PROPERTIES ON HIGH-DETAIL SFM PHOTOGRAMMETRIC SURVEYS OF COMPLEX GEOMETRIC LANDFORMS: THE APPLICATION OF A CONSUMER-GRADE UAV CAMERA IN A ROCK GLACIER SURVEY

Martínez-Fernández, A.; Serrano, E.; Pisabarro, A.; Sánchez-Fernández, M.; de Sanjosé, J.J.; Gómez-Lende, M.; Rangel-de Lázaro, G.; Benito-Calvo, A. *The Influence of Image Properties on High-Detail SfM Photogrammetric Surveys of Complex Geometric Landforms: The Application of a Consumer-Grade UAV Camera in a Rock Glacier Survey.* *Remote Sens.* 2022, 14, 3528. <https://doi.org/10.3390/rs14153528>



Article

The Influence of Image Properties on High-Detail SfM Photogrammetric Surveys of Complex Geometric Landforms: The Application of a Consumer-Grade UAV Camera in a Rock Glacier Survey

Adrián Martínez-Fernández ^{1,2,*} , Enrique Serrano ^{2,3} , Alfonso Pisabarro ^{2,4} , Manuel Sánchez-Fernández ⁵ , José Juan de Sanjosé ^{2,5} , Manuel Gómez-Lende ², Gizéh Rangel-de Lázaro ⁶ and Alfonso Benito-Calvo ¹

- ¹ Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), 09002 Burgos, Spain; alfonso.benito@cenieh.es
- ² Research Group Natural Heritage and Applied Geography (PANGEA), Universidad de Valladolid, 47011 Valladolid, Spain; serranoef@fyl.uva.es (E.S.); apisp@unileon.es (A.P.); jjblasco@unex.es (J.J.d.S.); manuelglende@hotmail.com (M.G.-L.)
- ³ Department of Geography, Universidad de Valladolid, 47011 Valladolid, Spain
- ⁴ Department of Geography and Geology, Universidad de León, 24071 León, Spain
- ⁵ Research Group Engineering, Territory and Heritage (NEXUS), Universidad de Extremadura, 10003 Cáceres, Spain; msf@unex.es
- ⁶ Department of Earth Sciences, Natural History Museum, London SW7 5BD, UK; g.rangel@nhm.ac.uk
- * Correspondence: adrian.martinez@cenieh.es



Citation: Martínez-Fernández, A.; Serrano, E.; Pisabarro, A.; Sánchez-Fernández, M.; de Sanjosé, J.J.; Gómez-Lende, M.; Rangel-de Lázaro, G.; Benito-Calvo, A. The Influence of Image Properties on High-Detail SfM Photogrammetric Surveys of Complex Geometric Landforms: The Application of a Consumer-Grade UAV Camera in a Rock Glacier Survey. *Remote Sens.* **2022**, *14*, 3528. <https://doi.org/10.3390/rs14153528>

Academic Editors: Joaquim João Sousa, Jorge Delgado García and Javier Cardenal Escarcena

Received: 10 June 2022

Accepted: 21 July 2022

Published: 23 July 2022

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright: © 2022 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Abstract: The detailed description of processing workflows in Structure from Motion (SfM) surveys using unmanned aerial vehicles (UAVs) is not common in geomorphological research. One of the aspects frequently overlooked in photogrammetric reconstruction is image characteristics. In this context, the present study aims to determine whether the format or properties (e.g., exposure, sharpening, lens corrections) of the images used in the SfM process can affect high-detail surveys of complex geometric landforms such as rock glaciers. For this purpose, images generated (DNG and JPEG) and derived (TIFF) from low-cost UAV systems widely used by the scientific community are applied. The case study is carried out through a comprehensive flight plan with ground control and differences among surveys are assessed visually and geometrically. Thus, geometric evaluation is based on 2.5D and 3D perspectives and a ground-based LiDAR benchmark. The results show that the lens profiles applied by some low-cost UAV cameras to the images can significantly alter the geometry among photo-reconstructions, to the extent that they can influence monitoring activities with variations of around ± 5 cm in areas with close control and over ± 20 cm (10 times the ground sample distance) on surfaces outside the ground control surroundings. The terrestrial position of the laser scanner measurements and the scene changing topography results in uneven surface sampling, which makes it challenging to determine which set of images best fit the LiDAR benchmark. Other effects of the image properties are found in minor variations scattered throughout the survey or modifications to the RGB values of the point clouds or orthomosaics, with no critical impact on geomorphological studies.

Keywords: unmanned aerial vehicle (UAV); photogrammetry (SfM); image format; image properties; mapping; change detection; geomorphology; permafrost

1. Introduction

Recent years have witnessed a growth in studies showing the advantages of combining images from unmanned aerial vehicles (UAVs) and photogrammetric software based on Structure from Motion (SfM) for a detailed topographic representation of landforms.

Geoarchaeology [1], environmental geography [2], coastal geomorphology [3], volcanology [4], and glacial or periglacial geomorphology [5–7] are some of the many fields of study that benefit from these systems. Flexibility and ease of use, added to the good results offered by consumer-grade equipment, are reasons for its application. The acquisition of high-quality and high-resolution reconstructions is simplified, as is the mapping and analysis of surface change from 3D (point clouds and meshes), 2.5D (DEMs), and 2D (orthoimages) perspectives.

It is precisely the 2.5D comparisons based on the DEM of difference (DoD) that are conventional in geoscience studies to analyse spatial variability. However, this approach does not allow a three-dimensional analysis of fully 3D datasets and presents several drawbacks associated with creating DEMs, even more so in steep and complex topographies [8].

Landforms such as rock glaciers are often an example of this challenging topography. Usually located in the mid and high mountains, active rock glaciers are formed by heterometric rock debris and interstitial ice. The deformation of frozen bodies causes creep downslope, affecting slope stability. Variations in periglacial landforms such as rock glaciers indicate rapid global and regional climate change, and their analysis contributes to the understanding of the global climate [9–12].

Consequently, cryosphere-related studies in general, and of rock glaciers in particular, have benefited from the rise in the use of UAVs and SfM for mapping and monitoring [13]. These studies can present different designs and executions, processing workflows, or quality reports of the photogrammetric surveys. On the one hand, this variety may be due to the extent and complexity of the geomorphological environments [14] and the equipment and software available for the photogrammetric reconstructions [15]. On the other, it may be down to the lack of photogrammetric considerations (i.e., image network geometry and tie-point quality), the absence of detailed information to allow reproducibility, and insufficient analysis of the quality of results [16].

Regarding SfM processing software, the usual lack of information reported on computing processes has hindered the homogenisation of photogrammetric processing workflows. In addition to the black box that some SfM software can be limited to [17,18], undefined processing routines and parameters or default values are also used. This is possibly due to the often user-friendly SfM software, which does not always encourage consideration of the processing parameters involved. In fact, the ease of use and the good results of SfM software such as Agisoft Metashape has led to its application in considerable studies related to geomorphology and cryosphere, to the extent that it is now the most widely used SfM software in these environments [15]. Despite research that has explored the effects that different UAV survey designs and processing parameters can have on SfM reconstructions [19,20], comprehensive analyses of SfM processing workflows used in geomorphological environments are rare. Moreover, SfM geoscience literature does not usually specify all the elements or parameters used in the photo-reconstructions, which is crucial for accurate and reproducible results [19].

One of the often-overlooked essential elements of the photogrammetric process is image properties. In this context, different image formats or processing levels can be used. Raw image formats such as DNG preserve all the information captured by the camera sensor, whereas image formats commonly used in SfM reconstructions, such as JPEG, are generally processed by the camera. Such processing leads to uncontrolled compression and modification of raw image characteristics (e.g., sharpening, noise, exposure). TIFF images can be generated from the controlled processing of raw images in order to prevent the loss of information or the alteration of photographic adjustments. It is a versatile image format that allows lossless compression and is widely recognised by the graphic industry. This last aspect differentiates the TIFF format from raw images, for which each manufacturer usually offers a proprietary format. UAV consumer-grade cameras have typically generated JPEG-format images which, together with the small file size compared to other image formats, has popularised its application in photogrammetry. Nevertheless, it is becoming increasingly common for low-cost UAV cameras to output raw images for

post-processing. Like the raw image, the TIFF-format image has a larger size than JPEG and it is used in SfM projects for which high quality is required. The influence of the image format or compression level in consumer-grade UAV photogrammetric reconstruction can affect the final models [21]; however, to our knowledge, its impact has not been thoroughly explored in geosciences.

The present study aims to evaluate the influence of the image and its properties on the UAV photogrammetric reconstruction of complex geometric landforms in high mountain environments for mapping and change detection activities. The study uses raw images via the open DNG format, as well as camera pre-processed JPEG images and post-processed TIFF images with different photographic adjustments. Due to the extensive processing that can be applied to the photographs, the choice of image sets was limited to those provided directly by the UAV camera and two high-quality image sets derived from the raw images. All photographs were obtained or derived from a single photogrammetric survey with ground control over a rock glacier. This scenario is limited given its survey design and execution which are common in high mountain environments tied to the cryosphere. Image capture is executed with low-cost UAVs and low-cost flight planning software due to its increasing usage in research [13]. This study similarly limits the SfM reconstruction process to the Agisoft Metashape software following the new photogrammetric experiences in the scientific community [15]. In this sense, the processing workflow and parameters used for the high-resolution photogrammetric reconstructions are specified in detail. Differences between photo-based surveys are analysed in a 2.5D and fully 3D context from fixed and spatially variable precisions that will allow the confidence-bounded quantification of topographic change. From the 3D perspective, precisions and comparisons with geometric attributes of the scene are contrasted in order to identify relationships between deformations and terrain features. Moreover, reliable systems that have proven helpful for monitoring slight variations in rock glaciers, such as ground-based LiDAR [22], are used to analyse the accuracy of the SfM surveys. Finally, from the results obtained, an overview of the impacts that consumer-grade UAV camera imagery can have on monitoring geomorphological processes is given.

2. Study Site

The study focuses on the La Paúl rock glacier in the NW of the Posets peak (3375 m a.s.l.) in the Posets massif, Spanish Pyrenees (Lat. 42°39'40"N/Lon. 0°26'34"E) (Figure 1). Posets massif is a mountain permafrost environment where one glacier (La Paúl) and two rock glaciers (Posets and La Paúl) are located [23,24]. Studies on rock glacier displacement have been made by means of the global navigation satellite system real-time kinematic (GNSS-RTK) which reveals centimetric displacements and the existence of frozen bodies and buried ice masses [25]. The La Paúl rock glacier is a debris rock glacier formed in front of the site where the Posets glacier once was. The rock glacier front is at about 2800 m a.s.l., with a 400 m tongue and slope of more than 20%. It is dated as pre-Little Ice Age (LIA) because the glacial advances during the LIA period deformed its north-west side, although the flow deformation features, mainly arches, are both prior and posterior to the erosion by the glacier. The ground thermal regime, the basal temperatures of snow (BTS measurements), and geoelectrical sounding show the presence of a frozen body [12,23,26].

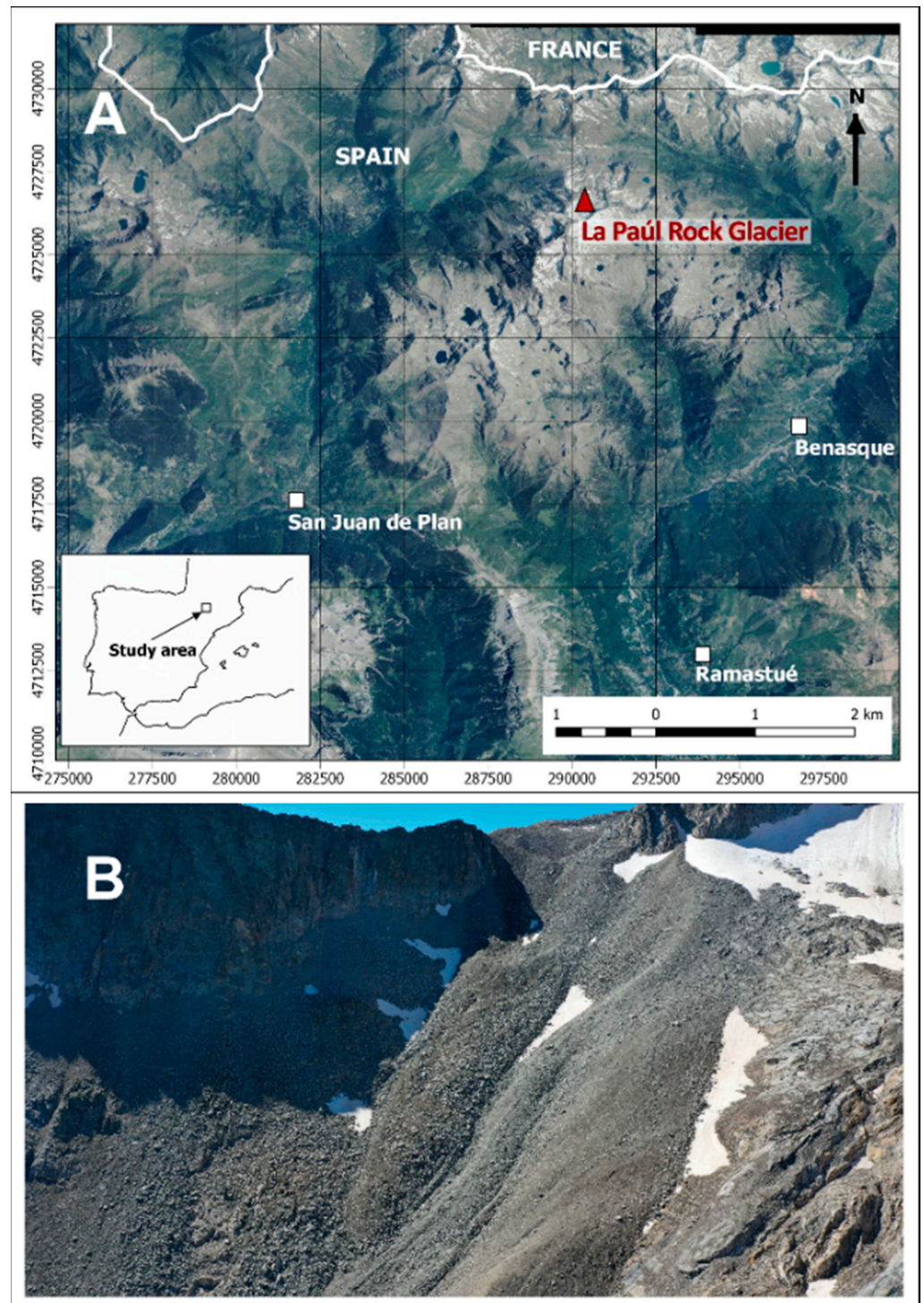


Figure 1. Study site. (A) Rock glacier location (EPSG: 25831). (B) Rock glacier and surroundings image in 2019.

This is a high mountain environment of high-relief topography in which the application of UAV systems in glacial and periglacial studies is not usual [13]. Nevertheless, permafrost behaviour in the area has been studied for more than 10 years [12] and the La Paúl rock glacier velocities monitored for more than five years [27].

3. Materials and Methods

3.1. Data Collection and Benchmark Generation

Data collection was carried out using the UAV multirotor DJI Mavic 2 Pro, flight planning and control software UgCS PRO (v.3.2; SPH Engineering; Riga, Latvia), and ground control targets. These are systems widely used in cryosphere or environmental monitoring [14,15]. For a better adjustment of the waypoints followed by the UAV to the topography during flights, a 5 m resolution DEM derived from 2010 LiDAR flights over the area [28] was introduced to the flight design. Data collection work was affected by an environment of difficult access and mobility, limited hours of daylight, and legal restrictions concerning UAV flights (flying altitude up to 120 m above ground level and distance below 500 m to the controller). The weight and volume of the equipment were reduced accordingly while maintaining the principles of consumer-grade systems and widespread flight planning strategies.

To establish a robust image network, flight plans were divided into two phases (Table 1; Figure 2). The first phase consisted of nadir images with flight lines perpendicular to the slope direction of the rock glacier (i.e., strips transverse to the tongue). A constant flight height of almost 80 m above ground level was established, providing a ground sample distance (GSD) of 20 mm/pixel. Forward and side overlap between images was set at 80%. This resulted in an approximate acquisition every 15 m over 6.8 ha to collect a total of 303 images. The second phase involved capturing oblique images with a camera tilt of 25° to the vertical. Flight lines were perpendicular to the first phase (i.e., longitudinal strips along the rock glacier tongue), further enhancing the geometry of the network by combining images with portrait and landscape orientations [20]. In this phase, a flight of 88 m above ground level with 70% frontal and 65% lateral overlap were planned. In total, 125 images were captured with an acquisition every 25 m. Oblique photographs allowed the strengthening of the image network geometry, which improved the quality of the photogrammetric survey. Considerations related to systematic topographic error, such as the determination of the self-calibration camera parameter, typical of SfM software, are improved with the application of oblique flights, even with sparse ground control points (GCPs) [29,30]. Images were obtained in DNG and JPEG formats, the latter automatically processed by the Hasselblad L1D-20c camera embedded in the UAV. The camera parameters remained constant during the phases (Table 1) to ensure minimum motion blur [31].

Table 1. UAV camera and photogrammetric survey characteristics.

Camera Specs and Parameters							
Model	Hasselblad L1D-20c			Sensor	1" CMOS (20 MP)		
Focal length (mm)	28 (35 mm equivalent); 10.26 (true focal length)			Vel. Obturator (seg.)	1/800-1/1250		
Lens aperture	f/7.1			ISO	100		
Image size (pix; format)	5472 × 3078; JPEG 5464 × 3070; DNG			Image bit depth (bit; format)	8; JPEG 16; DNG		
Flight Design							
Phase 1: Nadir imagery				Phase 2: Oblique imagery			
Camera tilt to the vertical (°)	0	Strip strategy	Perpendicular to the tongue	Camera tilt to the vertical (°)	25	Strip strategy	Parallel to the tongue
AGL altitude (m)	78.6	GSD (mm)	20	AGL altitude (m)	88.4	GSD (mm)	22.5
Image overlap (forward-side; %)	80-80	Number of images	303	Image overlap (forward-side; %)	70-65	Number of images	125
Ground Control							
Number of GCP	12			GCP dimensions (m)	1 × 1		
GCP measurement method	dGNSS-RTK base and rover. Post-processing through permanent station network			Min/max GCPs precision (XY, Z; mm)	±6/±16 ±12/±25		

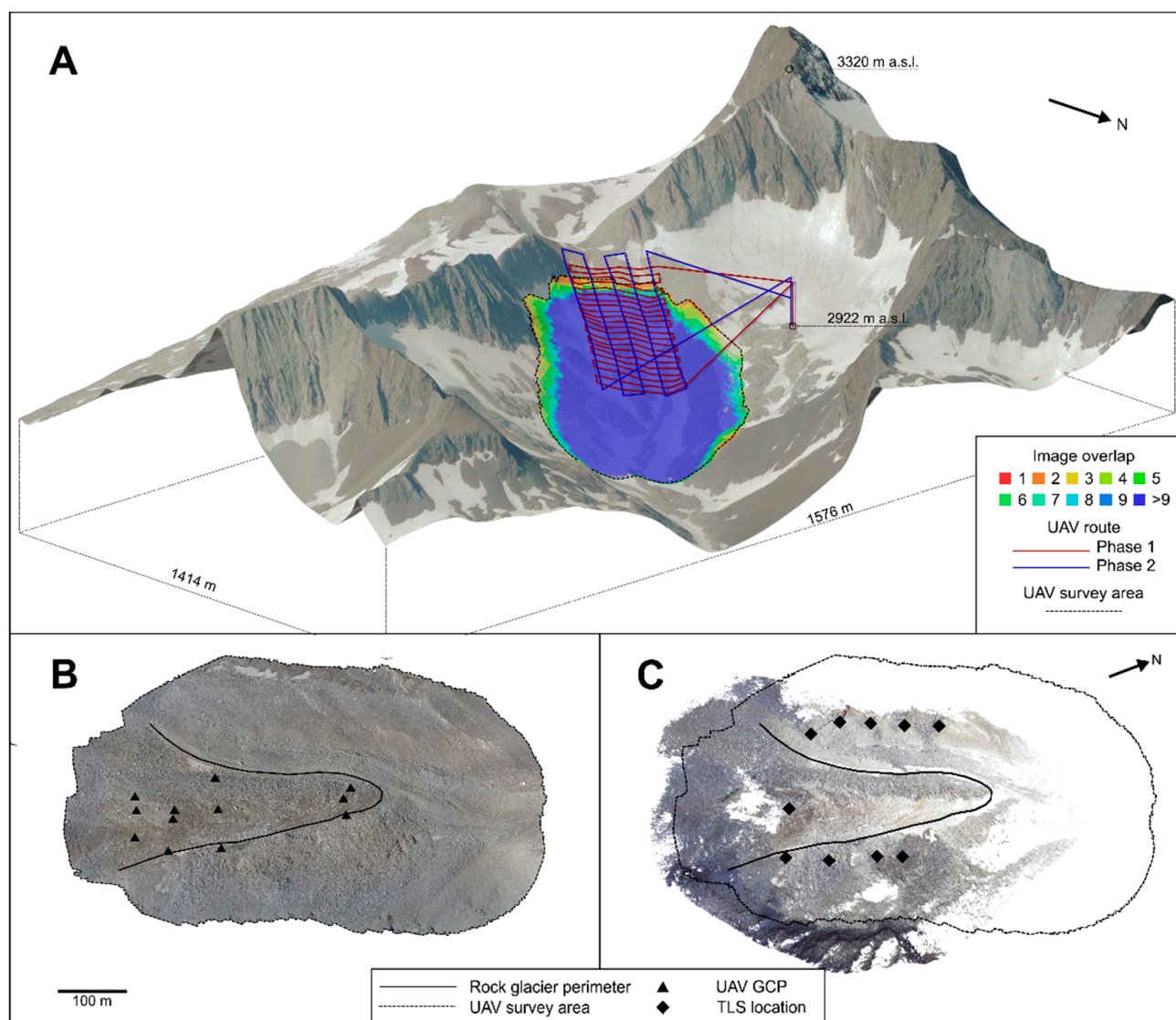


Figure 2. Data collection design and extension. (A) UAV flight design, image overlap, and area surveyed during the photogrammetric flight. (B) Ground control points location used in the UAV flights over the surveyed area. (C) TLS benchmark surveyed area and scan placements.

Photogrammetric flight control consisted of 12 GCPs distributed over the rock glacier (Figure 2B). The GCPs were square fabric targets with high contrast (red and yellow colours) and a well-defined centre. Due to physical (accessibility) and time constraints (limited working hours), the GCPs were not optimally distributed over the survey area [32,33]. The georeferencing of targets to a global reference system was performed using differential GNSS using RTK techniques. The GNSS reference station and rover measurements were post-processed using the National Geodetic Network of GNSS Reference Stations [34] for an overall standard deviation (SD) of ± 10 mm in planimetry and ± 17 mm in altimetry in the location of the targets.

The LiDAR benchmark was acquired through the terrestrial laser scanner (TLS) Faro Focus3D X330. A total of 10 scan positions were performed around the tongue of the rock glacier in order to record its shape (Figure 2C). Scans were registered and georeferenced using Faro Scene v.2019 software. This registration was performed using the cloud-to-cloud method for an average scan point tension of 17 mm. With the scans registered as a single block, georeferencing was carried out using 24 targets of identical characteristics to those of the photogrammetric flight. These targets were placed so that a minimum of three were

identified in each scan, ensuring that a target was always visible from two consecutive scan positions. As for the flights, the coordinates of the control points were acquired through differential GNSS for a SD of ± 12 mm in planimetry and ± 19 mm in altimetry. The mean target tensions of a georeferenced block of scans were 44 mm.

3.2. Image Processing

In order to analyse the differences between SfM reconstructions using raw imagery (DNG format) and derived imagery (JPEG and TIFF formats), four sets of images were incorporated into the photogrammetric workflow. Unlike JPEG images, raw images are not compressed or pre-processed by the UAV camera when shooting. They are images that have not undergone image corrections so that all the information recorded by the camera sensor is preserved. As part of the default settings, some UAV on-board cameras, such as the DJI Mavic 2 Pro, apply a range of lens distortion corrections to images through built-in lens profiles. These geometric adjustments can lead the SfM software to erroneous physical-based lens distortion models and thus to more inaccurate photo-reconstructions [35]. Furthermore, JPEG images often undergo modifications, such as dynamic range, sharpening, contrast, or saturation, as part of the raw-to-JPEG conversion.

Agisoft Metashape (v.1.5.5; Agisoft LLC; St. Petersburg, Russia) allows the processing of DNG-formatted raw images; however, the software does not read all image metadata (XMP/EXIF). For this reason, DNG image parameter modifications that are predictably favourable (e.g., exposure, chromatic aberration, highlight and shadow adjustments, or vignetting) for the reconstruction or appearance of the model, as well as unfavourable (e.g., sharpening, noise filter adjustments or lens correction) for the photogrammetric process [36], are not applied. Therefore, the DNG images were converted to the lossless TIFF format. The conversion was based on a controlled processing in which aspects that could significantly affect the lens distortion models were eliminated. Two TIFF image sets were generated with different parameters and without the geometric adjustments applied by default to the JPEG images. In a first TIFF set, the images were acquired from the default settings of the photographic editing program (default TIFF; hereinafter TIFF.def). That is, chromatic aberrations were corrected and sharpening and noise reduction filters were applied (luminance, detail, and colour) to the DNG image. In a second set (modified TIFF; hereinafter TIFF.mod), sharpness and noise filter adjustments were overridden; chromatic aberration was corrected; and white balance, exposure, shadows, and vignetting were modified. Because the Hasselblad L1D-20c camera built-in lens profile is applied by default to images, the choice of the photo editing software was based on the capacity of the software to mitigate or remove the effects of the profile. Although there are open options [37], Capture One software (v.20; Phase One; Frederiksberg, Denmark) was chosen to override the effects of the embedded lens profile in DNG images and produce the TIFF images (lens geometric adjustments in the JPEG files are irreversible). Well-known programs such as Adobe Photoshop Lightroom Classic (v.8.4 CC2019; Adobe Systems; San Jose, CA, USA) apply the built-in profile directly to the images, leaving no possibility of correcting the distortion associated with the lens profile.

3.3. Processing of SfM Surveys

There are numerous recommendations and workflows for photogrammetric processing using Metashape software (e.g., [19,38]); however, in this study, the developer's recommendations [39] (Table 2) were followed for the generation of a dense point cloud (i.e., final 3D survey) for each of the four image sets (DNG, JPEG, TIFF.def, and TIFF.mod).

Table 2. Agisoft Metashape workflow and parameters based on Agisoft tutorials [39]. Parameters modified or not present in the Agisoft tutorial are shown in italics.

Steps and Parameters
1. Add photos
2. Set coordinate system
3. Camera calibration checks
Unique camera group; check on: 'Enable rolling shutter compensation'
4. Align photos
High accuracy; generic and reference preselection; 40K key points limit; 4K tie-point limit; adaptive camera model fitting
5. Place markers
<i>6. Input marker GNSS-RTK coordinates and accuracy</i>
7. Remove tie points with the highest reprojection error values
<i>About the 5% of the tie points</i>
8. Set image coordinates' accuracy
0.1 pix marker accuracy; 1 pix tie-point accuracy
9. Optimize camera alignment
<i>Disable image coordinates; adaptive camera model fitting</i>
10. Generate dense cloud
<i>High quality; aggressive depth filtering; calculate point colors</i>

The Agisoft workflow used as a reference does not provide specific values for all steps, so some were defined for this study. Among them is the elimination of approximately 5% of the tie points (i.e., feature point matches across images) with the highest reprojection error (step 7 in Table 2). Other steps have been modified to improve the quality of the surveys, such as defining X, Y, and Z accuracy values for each GCP according to GNSS-RTK measurements (step 6 in Table 2); avoiding the use of the UAV GNSS coordinates associated with the images because of their low accuracy (step 9 in Table 2), or selecting a higher quality for the generation of the dense point cloud (step 10 in Table 2).

The GCPs defined in the DNG project were exported and used in the TIFF projects to ensure that control was set to the same pixels in Metashape. Due to size differences (Table 1), the GCPs were manually redefined in the JPEG images. Root-mean-square error (RMSE) differences after the bundle adjustments were low (Table 3). Differences in the re-projection RMSE of the markers (i.e., Error(pix) in the markers section of Metashape) were 0.008 pix between DNG-TIFF projects and 0.078 pix between DNG-JPEG projects. Moreover, the marker locations RMSE for the XYZ coordinates (i.e., Error(m) in the markers section) were less than 4 mm between projects. The number of projections of each marker (i.e., number of images where the marker appears) was the same in the formats with identical dimensions (DNG and TIFF files), and on average two fewer in the JPEG project due to lens corrections.

Table 3. Agisoft Metashape tie points and markers root mean square errors of each image set.

	Bundle Adjustment RMSEs			
	DNG	JPG	TIFF.def	TIFF.mod
Reproj. Error (pix)	0.412	0.446	0.39	0.409
GCPs XY (mm)	24	24	24	24
GCPs Z (mm)	32	37	32	32
GCPs 3D (mm)	40	44	41	40
GCPs Image (pix)	0.19	0.268	0.197	0.189

3.4. Comparison Methods

The 2.5D comparisons from the DEM of difference (DoD) were carried out by subtracting 55 mm grid resolution DEMs (the Metashape's default DEM resolution in the projects). The DEM generation from the dense point clouds and the DoD calculation were performed in the photogrammetric software. In order to determine whether the calculated differences

were significant, a 95% confidence level ($LoD_{95\%}$) was assigned to them. To establish the $LoD_{95\%}$ of the differences across the survey, Equation (1) was applied. Thus, the Z error of the GCPs in the Metashape software after the bundle adjustment (Table 3) was used as the vertical standard deviation for the surveys. The calculation of the DoDs using a survey ($LoD_{95\%}$ overall) was performed with QGIS v.3.8.0 [40].

$$LOD_{95\%} = t\sqrt{(\sigma_{Z1}^2 + \sigma_{Z2}^2)} \quad (1)$$

where $t = 1.96$ and σ_{Z1} and σ_{Z2} are vertical standard deviations of the Z coordinate in the DEMs.

The 3D comparisons were performed using the multiscale model to model cloud comparison with precision maps method (M3C2-PM; [8,20]). The M3C2 approach is especially suited to computing signed and robust distances between TLS point clouds with an associated spatially variable 95% confidence level ($LoD_{95\%}$; [41,42]). This algorithm can handle 3D differences in complex topography by measuring distances along the normal direction of the local surface. The combination of M3C2 and PM enables a complete 3D change detection approach to compare 3D point clouds from SfM photo reconstructions. This is because PM is a suitable tool for propagating spatially variable precision in SfM surveys, according to considerations of the photogrammetric and georeferencing process. M3C2-PM is partially implemented in CloudCompare v.2.11 [43] within the M3C2 plug-in, requiring a Python script in Agisoft Metashape and the SfM_georef software [20] to generate and analyse the precision maps, respectively. The generation of precision maps comprises a Monte Carlo processing to derive the tie points' precision and covariances, among other parameters. For the M3C2-PM comparisons, precisions were derived after 1000 iterations for each case (about 20 h of processing time per survey with i7-8700 CPU and 32 GB RAM). Differences between Monte Carlo means and initial error-free values were of the order of 0.1 mm. The results of the iterative process were analysed through SfM_georef and the tie-point interpolation of coordinate precision and covariances to the dense cloud through CloudCompare. The interpolation process was performed in a fully 3D environment through a median-based interpolation within a radius of 2.5 m (enough to interpolate values to almost the entire survey). Within the Cloudcompare M3C2 plug-in, the multiscale calculation mode was used to determine normals on a 50 mm subsampled core point cloud. The normals' computation diameter values of 0.05 m to 0.3 m (with a 0.05 m step) and 0.30 m to 1.2 m (with a 0.30 m step) were used for the point clouds derived from the DNG images and the TLS benchmark, respectively. These dimensions ensured the correct generation of normals in the surveys, as they are 20 to 25 times the roughness values of the point clouds. A registration error was disabled between SfM comparisons, as the precision maps comprise the photogrammetric and georeferencing precisions. In addition, the mean target tension of the TLS survey was used as uncertainty for the instrument position. Thus, a registration error value of 44 mm was applied in the comparisons with the TLS benchmark. As the TLS point cloud has no associated precision maps, a conservative value of 17 mm (i.e., mean scan point tensions) was set to represent the within-survey precision in each axis.

In the search for a detailed analysis of the surfaces, three different survey extensions were considered (Figure 3A): a first extension of the entire survey, a second one of the area comprising the rock glacier body (RG zone), and a third of sectors (S) of about 450 m² on the rock glacier tongue. The performance of different regions of the photogrammetric surveys, regarding precision values, M3C2-PM differences, and geometric properties, was thus examined. Roughness (for a sphere with 0.3 m radius) and slope (from normals) were three-dimensionally computed from the SfM point clouds in CloudCompare (Figure 3B).

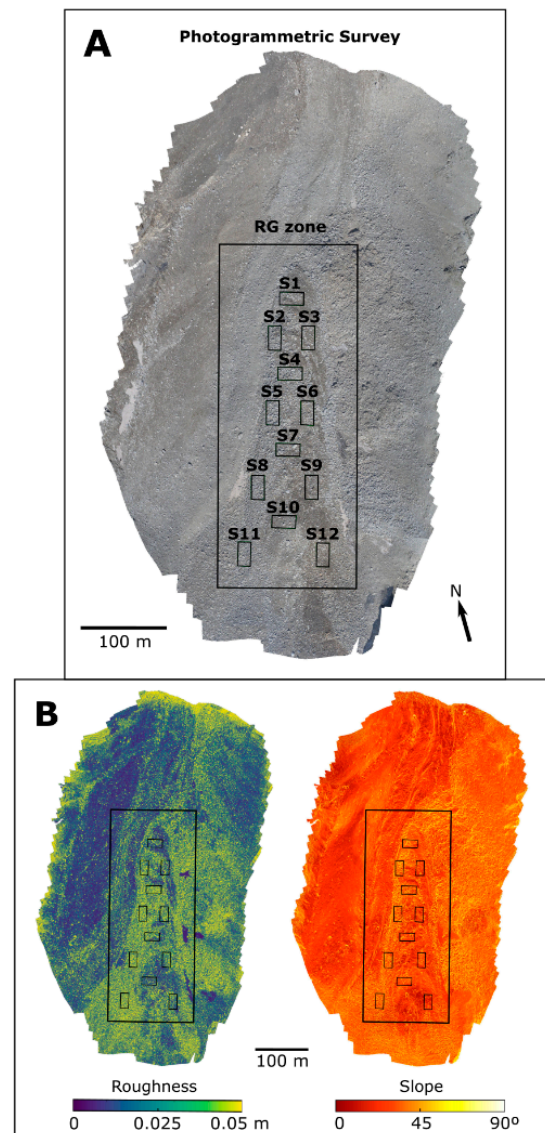


Figure 3. Levels of detail and geometric characteristics of the terrain in the photo reconstruction with JPEG images. (A) Surface extensions analysed. Photogrammetric survey, rock glacier zone (RG zone), and sectors (S). (B) Survey roughness (sphere 0.3 m radius) and slope (from point cloud normals) values.

4. Results

4.1. SfM Surveys Properties

The rock glacier and its surroundings were photographed from more than nine different positions during the UAV flights (Figure 2A). The cropping of the JPEG images due to the build-in lens profile (Figure 4A) did not influence the regular photographing of the entire rock glacier surface. The raw and TIFF-derived images showed good quality (i.e., no blur, ghosting, or overexposure); however, modified parameters (e.g., white balance, exposure or shadow) in some of the image sets affected the appearance of the scene to a greater extent (Figure 4A). For example, variations in sharpening levels were evident between the DNG and TIFF.def images, while exposure levels were evident between the DNG and TIFF.mod images. In turn, the parameters directly affected the appearance of the resulting point clouds; however, in this case, the image exposure levels were more influential in that they significantly changed the colour (RGB values) of the points (Figure 4B).

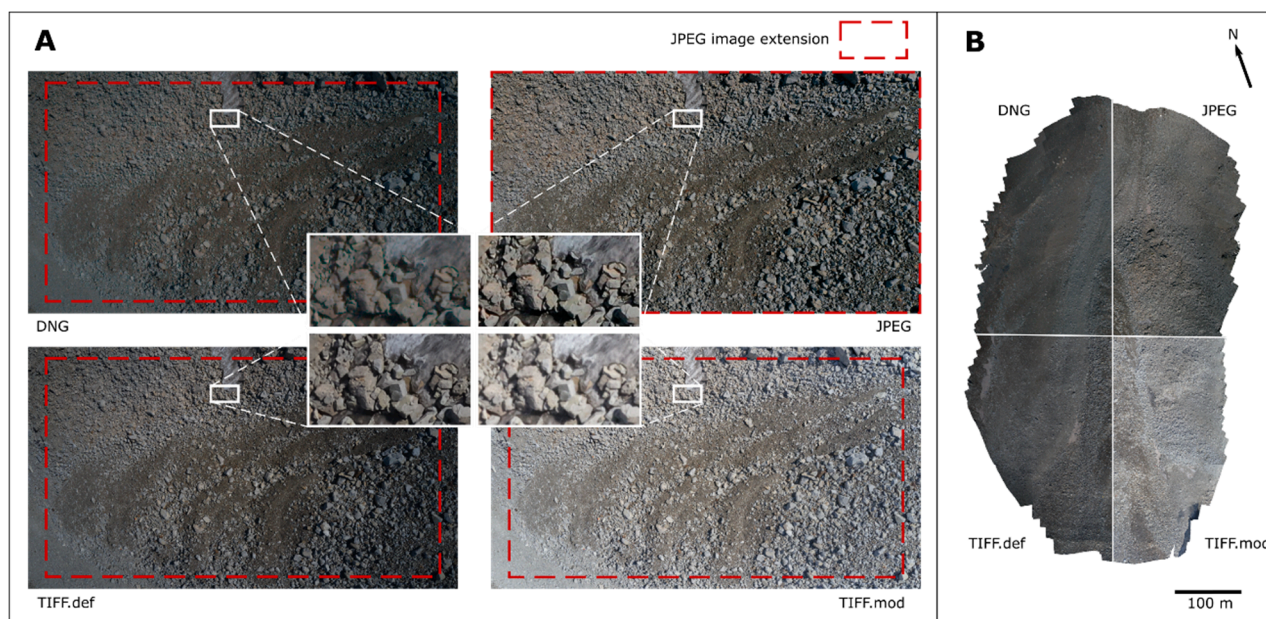


Figure 4. Effect of image properties on the appearance of photographs and 3D surveys. (A) Detail of the images used in the photogrammetric reconstructions. DNG: Raw imagery from DJI Mavic 2 Pro UAV (Hasselblad L1D-20c camera). JPEG: Imagery processed by the UAV camera. TIFF.def: Imagery with build-in lens profile removed and automatic parameters modification from the image editing software. TIFF.mod: Imagery with build-in lens profile removed and user-defined parameters. (B) Top view of the dense point clouds from the photogrammetric reconstruction for each image set.

The different image sets affected the number and distribution of the tie points extracted for the bundle adjustment. The reconstruction of the JPEG images increased the number of tie points compared to the other formats by 20–28% (20% TIFF.def; 24% DNG; 28% TIFF.mod), although the DNG and TIFF images captured a larger extent of the rock glacier surroundings (Figure 4A). On the rock glacier body (RG zone), tie-point differences increased by 29% to 39%, with JPEG and TIFF.mod showing the highest variations. Nevertheless, the disparities in the number of points were considerably reduced after densification of the SfM reconstruction (dense point cloud). Thereafter, the JPEG survey only had 2% more points than the DNG survey in the RG zone; however, due to the cropping effects caused by the lens correction, the JPEG reconstruction had 2.1% fewer points than the DNG reconstruction over the entire photogrammetric survey.

4.2. Quality of SfM Surveys

The Metashape projects with DNG, TIFF.def, and TIFF.mod images showed similar camera parameter values (Supplementary Table S1). Nevertheless, the effects of the lens geometric adjustments on the JPEG images had an impact on parameters such as principal point coordinates (c_x , c_y) or radial distortion coefficients (k_1) [35], which were different from the rest of the projects. Regarding the bundle adjustment errors, these were similar in the four Metashape projects (Table 3), with the re-projection RMSE as an indicator of the adequate quality of the reconstructions. Only the JPEG survey showed slightly higher errors, with differences in the order of hundredths of a pixel compared to the rest. Visible on an average of 30 images, the GCPs presented RMSEs in line with the GNSS measurement accuracies in all cases. Again, the only difference was identified in the JPEG project, in which there was a 5 mm variation in the z-coordinate RMSE over the rest.

The errors provided by the photogrammetric software were initially lower than the tie-point precision values obtained from PM (Table 4). Although the SfM surveys were performed with a strong image network, tie-point internal precision (i.e., tie-point precision without georeferencing influence) showed mean values higher than ± 110 mm in XY and

± 170 mm in Z. Considering the effects of georeferencing (i.e., full tie-point precision), the tie-point precision was almost identical to the internal precision (planimetric and altimetric differences lower than ± 2 mm). Hence, the mean tie-point precisions were similar among the different photo-reconstructions regardless of the influence of georeferencing (shape and full tie-point precision, Table 4). The random error variations among surveys were less than ± 6 mm in planimetry, while in the Z component they were up to ± 22 mm. TIFF.def exhibited the highest precision values, while DNG and JPEG showed the worst values in planimetry and altimetry, respectively. Overall, georeferencing precision variation among reconstructions was less than one unit in translations (mm) and rotations (mdeg), and almost identical in the scale factor (Table 4). Thus, the georeferencing precision in surveys was around ± 6 mm in XY translations, and up to $\pm 0.008^\circ$ in rotations, with a scale factor close to zero. The tie-point precision interpolation to the dense point clouds improved the mean values of the precision linked to the surveys (Figure 5). This was mainly due to the association of higher precisions with areas with higher point density (e.g., rock glacier tongue) compared to areas with lower precisions (e.g., survey boundaries). In the DNG survey, the mean XY precision of the whole surface went from ± 120 mm in the tie points to ± 71 mm in the dense point cloud, while the mean Z precision went from ± 186 mm to ± 92 mm. The improvement was more significant in the RG zone, where ± 14 mm in XY and ± 25 mm in Z were achieved. In fact, the mean precision differences among surveys in the RG zone were almost null (Figure 5), focusing the possible variations in the rest of the surface surveyed. The photo reconstruction derived from the JPEG images showed the highest mean precision values, while the TIFF.mod photo reconstruction showed the lowest. The differences between these surveys reached ± 11 mm in the XY component and ± 19 mm in the Z component.

Table 4. Survey tie-point precision values extracted from the Monte Carlo analysis for each of the image sets. Full involves photogrammetric and georeferencing considerations. Shape only involves photogrammetric considerations.

	DNG	JPG	TIFF.def	TIFF.mod
Survey overall mean tie-point precision				
Full (XY; Z, mm)	119.59; 185.77	116.0; 199.0	113.1; 176.3	117.5; 188.0
Shape (XY; Z, mm)	119.2; 184.2	115.7; 197.7	112.7; 174.8	117.3; 186.5
Survey overall georeferencing precision				
Translation (XY; Z, mm)	6.41; 8.06	5.88; 7.8	6.39; 8.06	6.58; 8.6
Slope (angles to X; Y; Z axes; mdeg) Rotation (as Euler angles)	3.8; 8.08; 3.13	3.8; 8.3; 3.1	3.89; 8.27; 3.1	4.2; 8.5; 3.2
Scale (%)	0.0037	0.0035	0.0036	0.0037

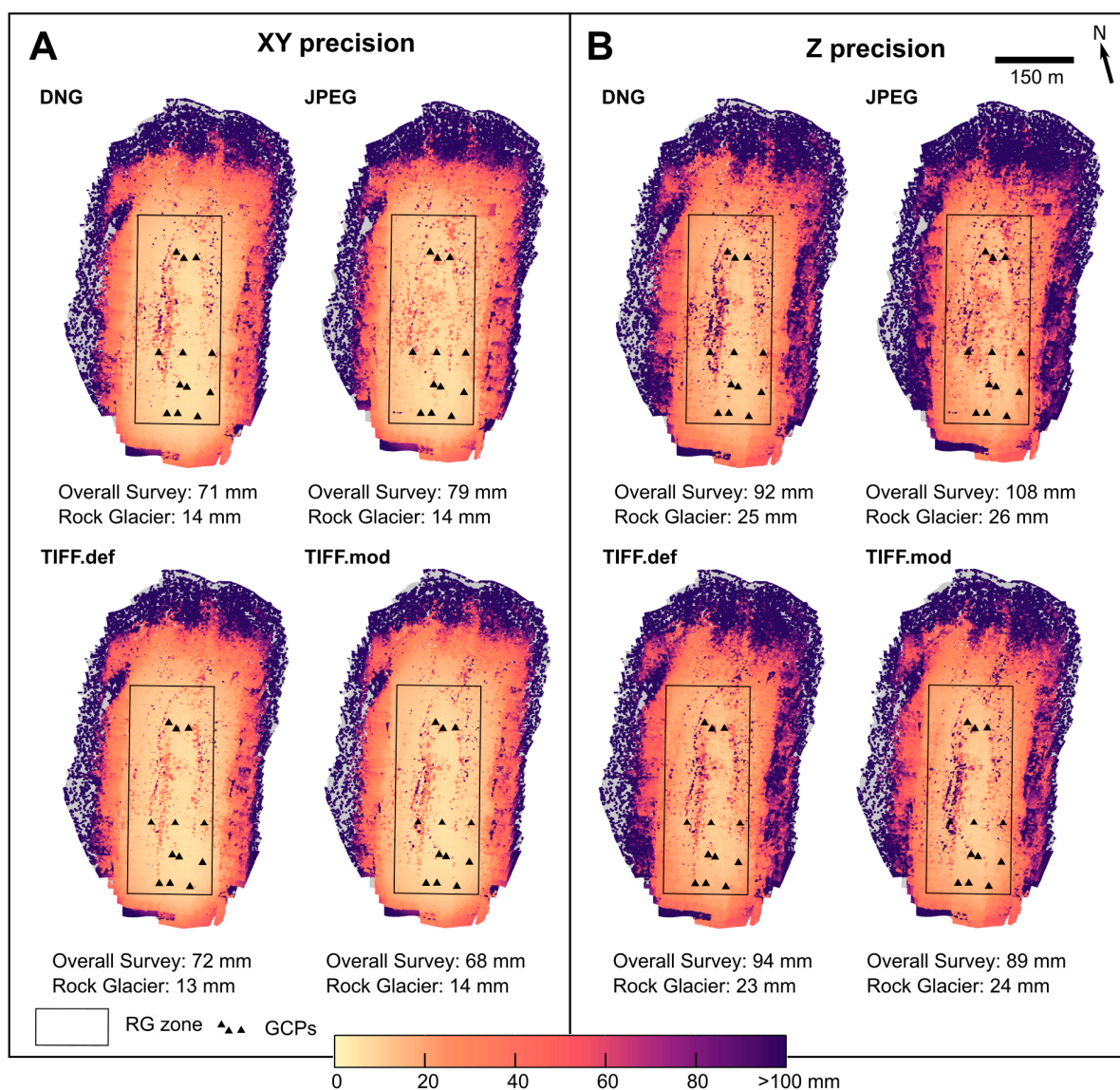


Figure 5. Three-dimensional variable precision distribution and values of the SfM surveys. Yellow colors represent high-precision points; purple colors represent lower-precision points. Overall and rock glacier mean precisions are displayed. (A) Dense cloud horizontal precision (σ_{XY}). (B) Dense cloud vertical precision (σ_Z).

4.3. 3D Comparison of SfM Surveys

The M3C2-PM comparisons between raw and derived image surveys showed variations in differing magnitudes (Figure 6; Table 5). The highest values between the DNG to JPEG, TIFF.def, and TIFF.mod comparisons (distances from the DNG survey to the rest) were found between the DNG and JPEG surveys. Differences were of 26 ± 77 mm (mean \pm SD) across the whole survey, with the most pronounced DNG-JPEG variations matching areas with poor precision values. Differences were predominantly positive to the NE and negative to the NW. This pattern increased gradually from the vicinity of the rock glacier tongue to the survey boundaries (Figure 6A). At the central area of the survey, where the tongue and the GCPs are located, variations in magnitude and extent were low, as well as being intermittently distributed over the surface. In order to check whether the manual positioning of the GCPs could have caused the JPEG surface to tilt relative to the DNG, an iterative closest point registration [43] was performed among surveys. The RMSE of the registration and subsequent M3C2 comparison of the surfaces did not show significant variations to the initial M3C2-PM comparison.

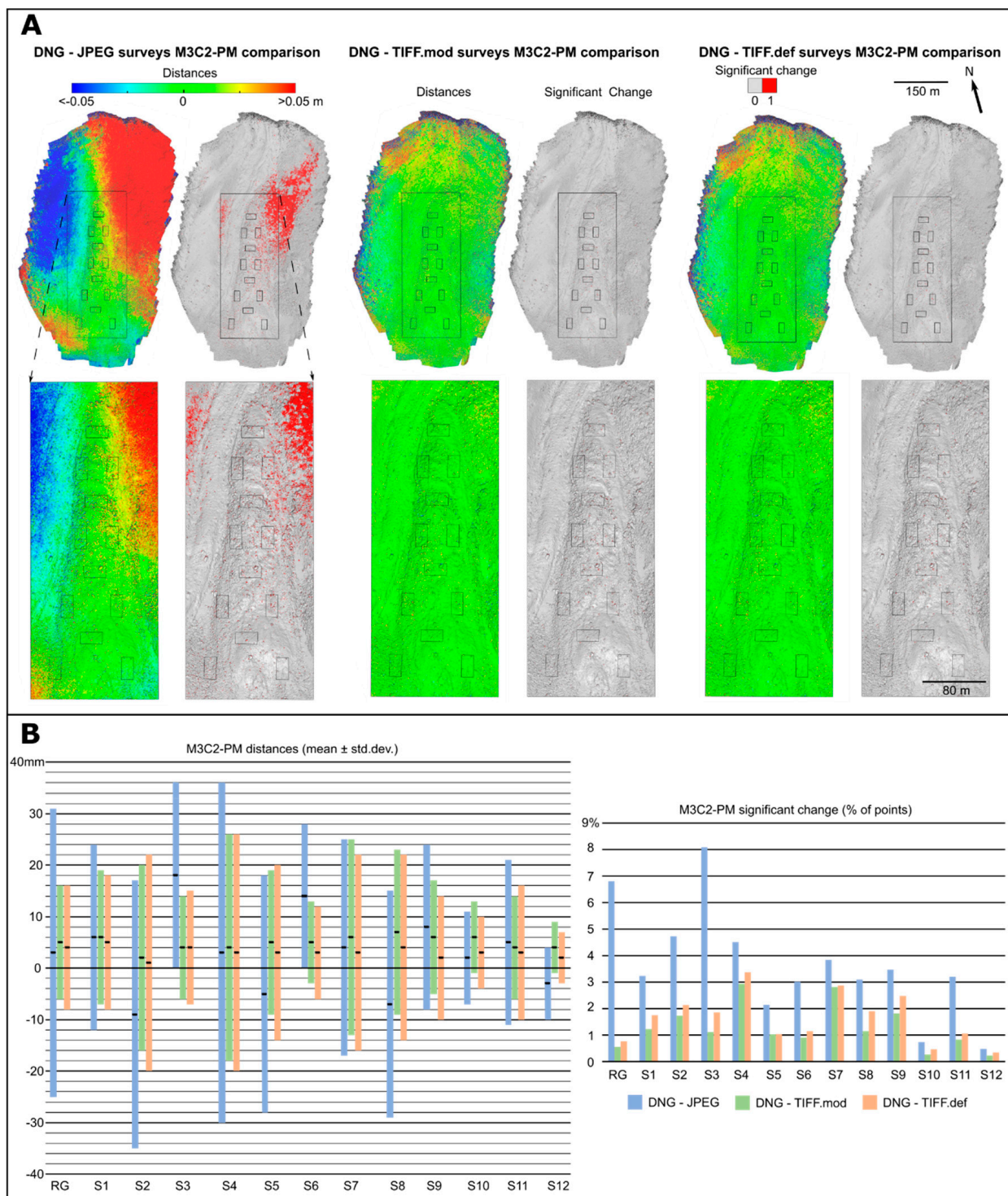


Figure 6. M3C2-PM 3D comparisons between SfM surveys. (A) M3C2-PM distances values and distribution (distances less than -0.05 m are shown in blue and distances greater than 0.05 m in red). Significant change values and distribution (significant changes are shown in red). (B) M3C2-PM distances (mean and SD) and significant change percentages in the different rock glacier sectors.

Table 5. Summary of 3D comparisons between the photogrammetric surveys of the different image sets in the areas studied. Mean and standard deviation of the differences are shown, as well as the percentage of points where the differences are significant (95% confidence level).

	M3C2-PM Distances (Mean \pm SD; mm)			M3C2-PM Distances (Significant Change; % of Points)		
	DNG-JPG	DNG-TIFF.def	DNG-TIFF.mod	DNG-JPG	DNG-TIFF.def	DNG-TIFF.mod
Survey	26 \pm 77	6 \pm 27	8 \pm 27	7	0	0
RG	3 \pm 28	4 \pm 12	5 \pm 11	7	1	1
S1	6 \pm 18	5 \pm 13	6 \pm 13	3	2	1
S2	-9 \pm 26	1 \pm 21	2 \pm 18	5	2	2
S3	18 \pm 15	4 \pm 11	4 \pm 10	8	2	1
S4	3 \pm 33	3 \pm 23	4 \pm 22	5	3	3
S5	-5 \pm 23	3 \pm 17	5 \pm 14	2	1	1
S6	14 \pm 13	3 \pm 9	5 \pm 8	3	1	1
S7	4 \pm 21	3 \pm 19	6 \pm 19	4	3	3
S8	-7 \pm 22	4 \pm 18	7 \pm 16	3	2	1
S9	8 \pm 16	2 \pm 12	6 \pm 11	3	2	2
S10	2 \pm 9	3 \pm 7	6 \pm 7	1	0	0
S11	5 \pm 16	3 \pm 13	4 \pm 10	3	1	1
S12	-3 \pm 7	2 \pm 5	4 \pm 5	0	0	0

In contrast to the JPEG, the main differences between DNG-TIFF.def and DNG-TIFF.mod reconstructions were only found at the photogrammetric survey boundaries. In these cases, the mean variations were 6 \pm 27 mm (DNG-TIFF.def) and 8 \pm 27 mm (DNG-TIFF.mod) over the whole survey. The differences were reduced by the proximity to the centroid of the control points and the increased overlap between images.

With no significant variations (95% confidence interval) in large areas between DNG and TIFF surveys (less than 0.5% of the DNG cloud total points), the main differences were found between the DNG and JPEG models. The DNG-JPEG significant differences became continuous in the NE near the rock glacier tongue. The area affected by these variations amounted to 6.9% of the survey points. The mean value of these significant variations was 90 \pm 83 mm, while for non-significant differences it was 20 \pm 75 mm. In the rock glacier zone (RG zone), the percentage of significant differences between DNG-JPEG remained at 6.8%. Although the mean differences were 3 \pm 28 mm in this zone, the magnitude of the significant variations reached 31 \pm 63 mm, exceeding 50 mm in areas close to the tongue (Figure 6). The M3C2-PM distances in the remaining comparisons were 4 \pm 12 mm in DNG-TIFF.def and 5 \pm 11 mm in DNG-TIFF.mod, with significant changes in 0.8% and 0.6% of the points, respectively (Figure 6; Table 5).

The sectors (S) analysed showed significant differences intermittently, without covering large areas of the reconstructed surface (Figure 6). Comparisons between DNG and TIFF surveys showed mean differences of less than or equal to 5 mm for TIFF.def and 7 mm for TIFF.mod in all sectors. Only the standard deviation of S2 (TIFF.def) and S4 (TIFF.def and TIFF.mod) exceeded \pm 20 mm (GSD size in the flight plan). Significant M3C2-PM distances in sectors S2, S4, S7, and S9 between DNG and TIFF.def represented more than 2% of the DNG survey points, while for DNG and TIFF.mod, the S4 and S7 sectors were the only ones to exceed 2%. With higher variations, the dispersion value obtained from the DNG and JPEG comparison exceeded \pm 20 mm in sectors S2, S4, S5, S7, and S8. Unlike the DNG and TIFF comparisons, there were negative means in the M3C2-PM distances (i.e., S2, S5, S8, S12), although these were no greater than -10 mm. The western sectors generally had negative mean distances and the highest dispersion values. At the same time, the easternmost sectors had positive mean differences and lower standard deviations. The percentage of points with significant changes between DNG-JPEG increased compared to the TIFF measurements, with values exceeding 8% in sectors such as S3 (Figure 6; Table 5).

In order to analyse the dispersed distribution of the variations in the rock glacier tongue, sectors were observed in the comparisons. Regarding DNG-JPEG, all sectors had similar behaviour. Positive differences were located on block surfaces that were clearly identifiable from the UAV images (mainly block edges). In contrast, negative values were common in shadow zones between blocks or sudden changes in the vertical component (i.e., transitions from large boulders to small ones or sediments; Figure 7). This behaviour indicates less smoothing of surfaces in the JPEG reconstruction than in the DNG reconstruction.

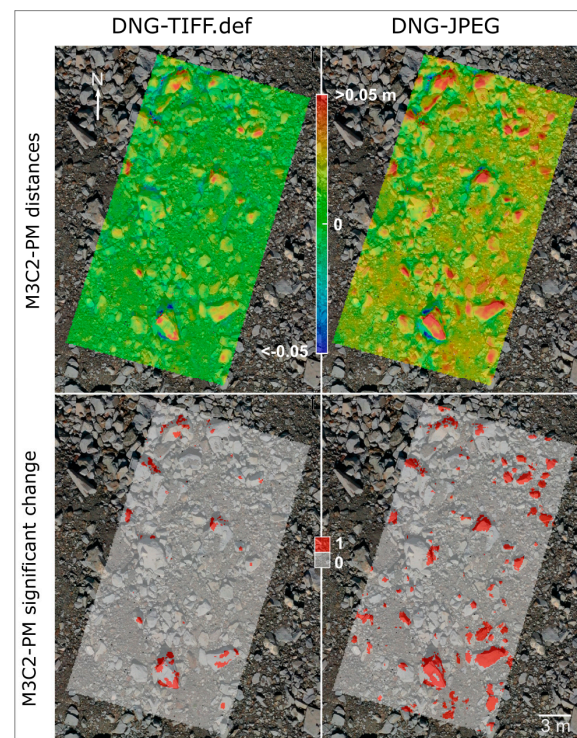


Figure 7. Detail of the M3C2-PM comparison between image sets (sector 3). M3C2-PM distances less than -0.05 m are shown in blue and distances greater than 0.05 m are shown in red. M3C2-PM significant changes are shown in red.

Although the greatest differences between the sectors were generally significant variations, these were not always located in shadow areas or on the edges of large blocks. Surfaces composed of small blocks (<50 cm) clearly visible in the images also presented significant changes (Figure 7). Nevertheless, surfaces without pronounced changes in geometry in the RG zone, such as snow or sediment cover, did not show significant differences, and their mean M3C2-PM distances were smaller than the GSD size. With less than 1% significant variations (0.8% TIFF.def and 0.6% TIFF.mod), the relationships between terrain features and M3C2-PM distances in the sectors were less evident in the DNG and TIFF surveys. These variations were concentrated in areas with sudden changes in the vertical component or shaded areas; however, unlike the DNG-JPEG comparison, surfaces clearly visible from multiple images that did not meet the above conditions showed more isolated significant variations (Figure 7).

4.4. Geometric Attributes of SfM Surveys

Terrain roughness and slope values were either identical or very similar in the four SfM surveys (Figure 8). Roughness between DNG and TIFF.mod reconstructions was practically identical, while the same attribute in the JPEG and TIFF.def surveys was occasionally higher (up to 2 mm) in the areas analysed (Figure 8). Sectors located on the western side of the rock glacier tongue (S2, S5, S8), mainly made up of debris of different dimensions, presented

high roughness values (>17 mm) and slopes above 38°. Sectors located on the eastern side (S3, S6, S9) were composed of sediments, scattered blocks, and less steep slopes, which resulted in lower roughness values than on the west side. Finally, sectors in the upper part of the glacier (S10, S11 and S12) had lower roughness values than those in the central part of the tongue, such as S4. The uniform sampling of the SfM reconstructions meant that sectors with higher roughness, and therefore larger reconstructed surface, showed a greater number of points than sectors with lower roughness values.

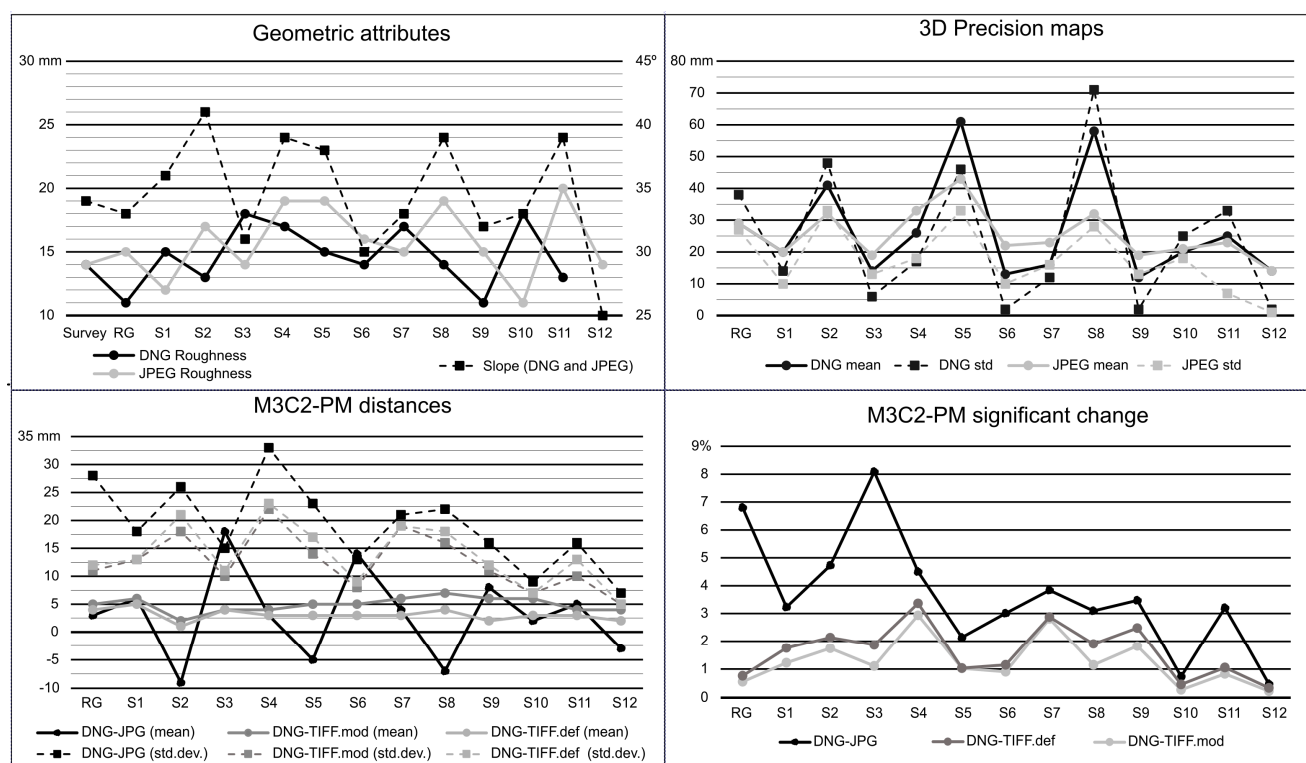


Figure 8. Values of geometric attributes, precisions, and comparisons of SfM surveys in the studied areas.

4.5. 2.5D Comparison of SfM Surveys

Comparing DEMs with $LoD_{95\%}$ showed similar patterns to the 3D comparison in terms of the distribution of differences (Figure 9). The DNG-JPEG DoD revealed variations over a large part of the survey area, maintaining the trend of the M3C2-PM comparison by presenting positive values to the NE and negative values to the NW. Similarly, the main differences of the DNG-TIFF.def and DNG-TIFF.mod DoDs were located at the survey boundaries; however, the mean magnitude of variations was slightly higher than the M3C2-PM comparisons in the overall survey (Figure 9; Table 6). In all cases, the mean differences and standard deviation (except for DNG-JPEG SD) were below the pixel resolution in the DEMs. Nevertheless, the magnitude of DNG-JPEG DoD variations exceeded 50 mm and 200 mm over large areas of the RG zone and the general survey, respectively. With regards to distance, significant variations were found in greater proportion in the 2.5D comparisons than in the 3D comparisons. While 6.9% of the points showed significant changes in the M3C2-PM comparison of the DNG-JPEG surveys, this percentage increased to 20% of pixels in the DoD. As in the 3D comparison, most of these significant changes were located on the NE surface of the survey (Figure 9). In the remaining cases (DNG-TIFF DoDs), significant variations were reduced to 2% of the total area, concentrated at the survey boundaries along with the largest DoD distances. In the RG zone, the percentage of the surface with significant changes was equal to or less than 1% in all cases (TIFF and JPEG). These changes had a scattered distribution over the surface of the frozen body, mainly appearing near large blocks.

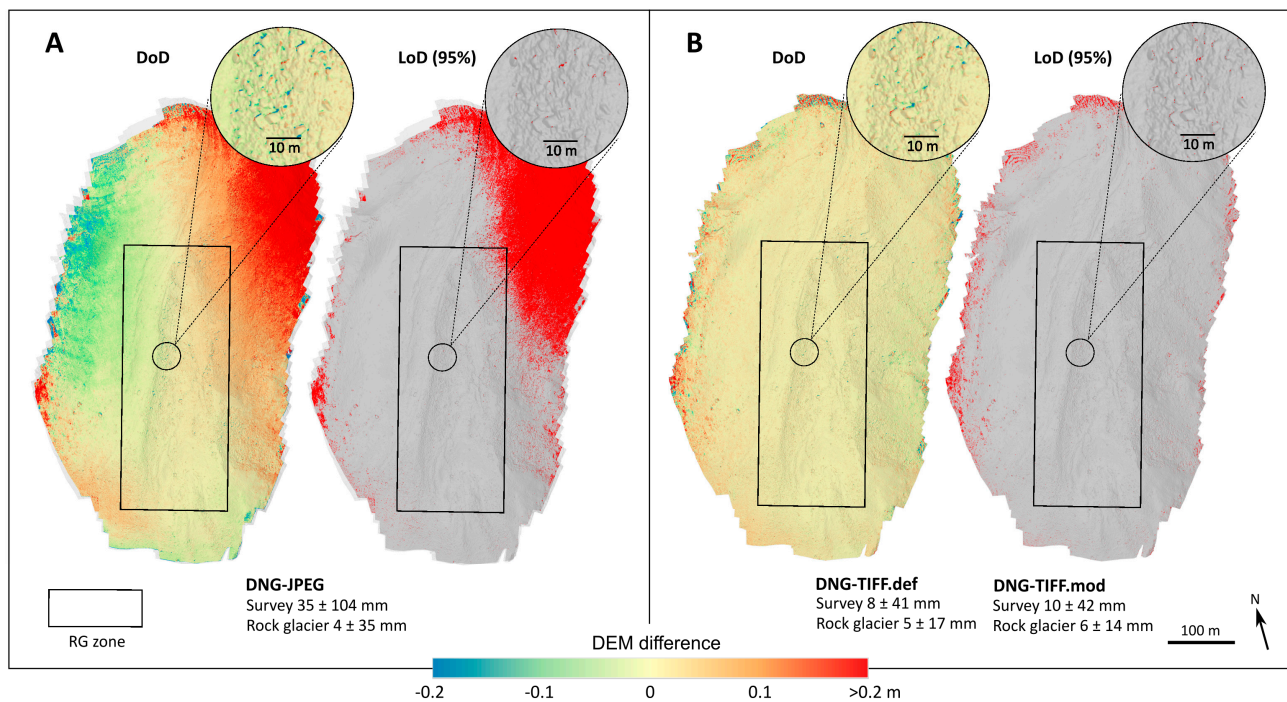


Figure 9. DEM of difference (DoD) distances and significant change identification. Mean and standard deviation values of the entire survey and RG zone are shown (all the surveys were cropped according to the extent of the JPEG reconstruction). DoD distances equal or less than -0.2 m are shown in blue and distances equal or greater than 0.2 m are shown in red. DoD significant changes (LoD95%) are shown in red color. (A) DNG to JPEG DoD comparison. (B) DNG to TIFF.def and TIFF.mod DoD comparison. At the level of detail presented, there is no difference between TIFF.def and TIFF.mod; therefore, only one figure is shown.

Table 6. Summary of 2.5D comparisons between the photogrammetric surveys of the different image sets in the areas studied. Mean and standard deviation of the differences are shown, as well as the percentage of pixels where the differences are significant (95% confidence level).

	DoD Distances (Mean \pm SD; mm)			DoD Distances (Significant Change; % of Pixels)		
	DNG-JPG	DNG-TIFF.def	DNG-TIFF.mod	DNG-JPG	DNG-TIFF.def	DNG-TIFF.mod
Survey	35 \pm 104	8 \pm 41	10 \pm 42	20	2	2
RG	4 \pm 35	5 \pm 17	6 \pm 14	1	0	0
S1	7 \pm 24.1	6 \pm 18	8 \pm 19	0	0	0
S2	-12 ± 39	1 \pm 30	3 \pm 26	0	0	0
S3	21 \pm 16	5 \pm 14	5 \pm 12	0	0	0
S4	3 \pm 48	5 \pm 32	5 \pm 31	0	0	0
S5	-7 ± 31	5 \pm 24	7 \pm 20	0	0	0
S6	16 \pm 16	4 \pm 14	6 \pm 12	0	0	0
S7	4 \pm 42	3 \pm 14	7 \pm 41	0	0	0
S8	-8 ± 29	6 \pm 26	9 \pm 23	0	0	0
S9	9 \pm 22	3 \pm 18	7 \pm 16	0	0	0
S10	2 \pm 12	4 \pm 12	7 \pm 11	0	0	0
S11	7 \pm 25	4 \pm 21	6 \pm 18	0	0	0
S12	-4 ± 10	3 \pm 10	5 \pm 10	0	0	0

4.6. 3D Comparison of TLS and SfM Surveys

The terrain characteristics and scan positions limited the terrain extent recorded in the TLS survey. Similarly, the density of the TLS point cloud varied depending on the area

surveyed and its proximity to the scans. Despite the multiple TLS positions, most sectors had fewer points than the SfM surveys. Thus, sectors such as S3 had approximately 10% of the average number of points counted in each sector of the TLS survey (i.e., 316×10^3). There were exceptions, however, such as S10, which had a close scan that increased the mean number of points by more than 800%. This meant there was no direct relationship between the number of points and the complexity or roughness (on average around 50% higher than the SfM reconstructions) of the sectors analysed.

The 3D comparison of the TLS benchmark with the SfM surveys (distance from the benchmark to the photo-reconstructions) showed mean M3C2-PM distances of similar magnitude to the image-based comparisons (Figure 10A; Table 7). The differences were 2 ± 153 mm between TLS-DNG, 8 ± 155 mm between TLS-JPEG, 8 ± 150 mm between TLS-TIFF.def, and 8 ± 153 mm between TLS-TIFF.mod. With mean values close to zero, the fluctuation of the positive and negative deformations was exposed by the dispersion values (Table 7). These deviations were two to five times higher than the deviations detected in the SfM comparisons.

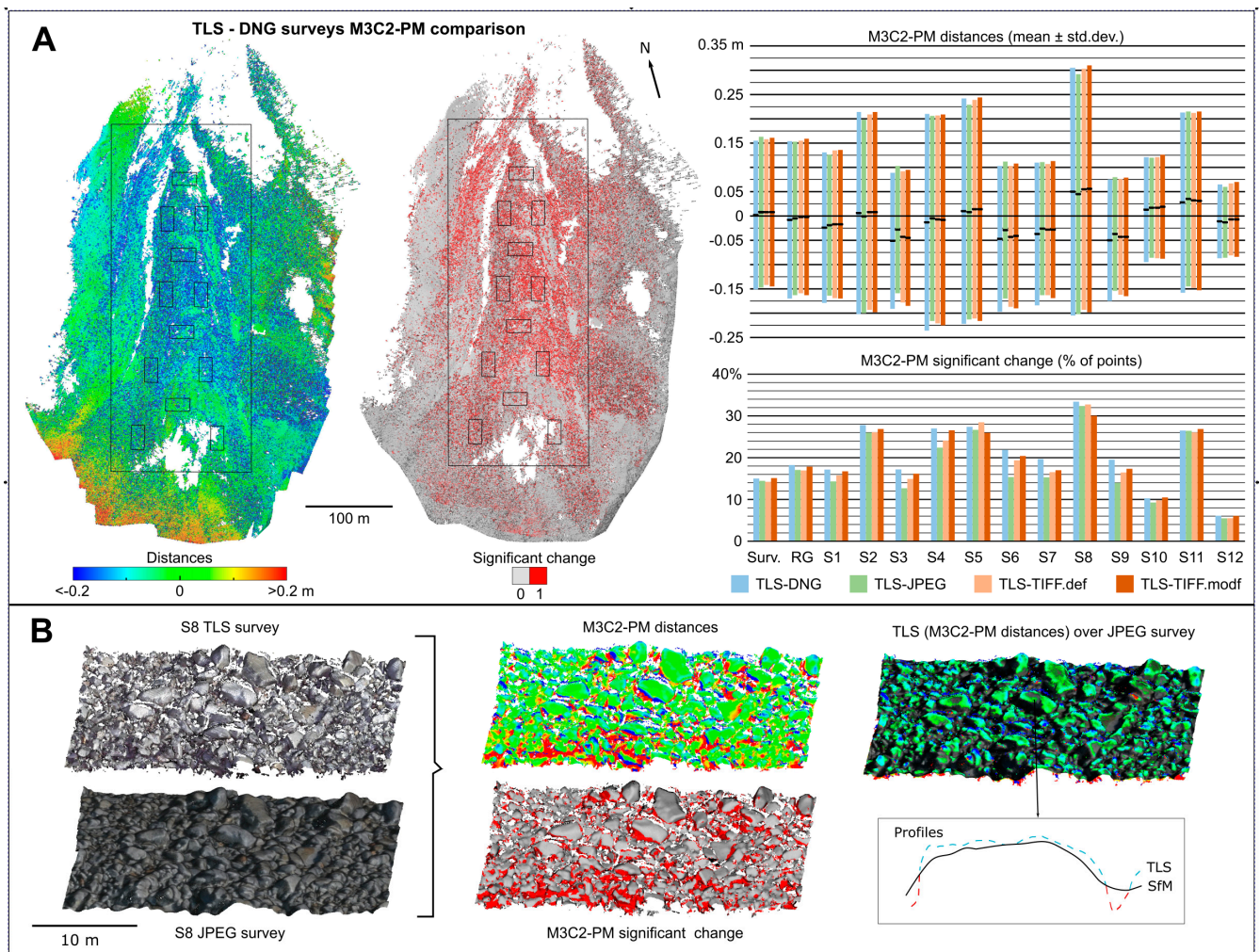


Figure 10. M3C2-PM comparisons between TLS and SfM surveys. Distances less than -0.2 m are shown in blue and distances greater than 0.2 m are shown in red. Significant changes are shown in red. (A) M3C2-PM distances and significant change values and distribution. M3C2-PM distances show predominantly negative values due to the top viewpoint of the survey. At the level of detail presented, there is no difference between TLS and SfM surveys. Therefore, only the TLS-DNG comparison image is shown. (B) Detail of the differences between TLS-DNG reconstructions in S8.

Table 7. Summary of 3D comparisons between the TLS survey and the photogrammetric surveys of the different image sets in the areas studied. Mean and standard deviation of the differences are shown, as well as the percentage of points where the differences are significant (95% confidence level).

	M3C2-PM Distances (Mean \pm SD; mm)				M3C2-PM Distances (Significant Change; % of Points)			
	TLS-DNG	TLS-JPG	TLS-TIFF.def	TLS-TIFF.mod	TLS-DNG	TLS-JPG	TLS-TIFF.def	TLS-TIFF.mod
Survey	2 \pm 153	8 \pm 155	8 \pm 150	8 \pm 153	15	14	14	15
RG	-8 \pm 162	-5 \pm 158	-2 \pm 157	-2 \pm 161	18	17	17	18
S1	-24 \pm 155	-19 \pm 145	-17 \pm 152	-17 \pm 153	17	14	16	17
S2	6 \pm 208	-1 \pm 199	8 \pm 201	8 \pm 206	28	26	26	27
S3	-51 \pm 140	-28 \pm 131	-43 \pm 135	-45 \pm 140	17	13	15	16
S4	-13 \pm 223	-5 \pm 211	-7 \pm 214	-8 \pm 217	27	22	24	27
S5	10 \pm 232	8 \pm 221	14 \pm 225	14 \pm 230	27	27	28	26
S6	-47 \pm 150	-29 \pm 141	-42 \pm 145	-41 \pm 149	22	15	19	20
S7	-37 \pm 147	-26 \pm 137	-28 \pm 135	-28 \pm 141	20	15	17	17
S8	50 \pm 255	45 \pm 247	55 \pm 248	56 \pm 254	33	32	33	30
S9	-50 \pm 125	-37 \pm 117	-43 \pm 119	-43 \pm 122	20	14	16	17
S10	13 \pm 108	17 \pm 103	17 \pm 104	19 \pm 107	10	9	10	10
S11	28 \pm 185	36 \pm 180	33 \pm 180	32 \pm 184	26	26	26	27
S12	-11 \pm 76	-13 \pm 73	-7 \pm 74	-7 \pm 77	6	5	6	6

Within sectors, the mean differences increased in the entire TLS survey. Sectors such as S3, S8, or S9 showed values greater than or equal to ± 50 mm, while 4 of the 12 sectors observed showed deviations greater than ± 200 mm in the TLS-DNG comparison. These pronounced variations were mainly associated with variations in the sampling of the TLS measurements. In areas of the TLS survey with dense and uniform sampling, the reconstruction was less smooth than in the SfM reconstructions (Figure 10B). Clearly visible surfaces in the images (e.g., the highest part of the blocks) showed an underestimation (negative M3C2-PM distances) of the dimensions in the SfM reconstruction concerning the TLS. In contrast, less visible surfaces in the images (e.g., shadow areas or gaps between blocks) showed overestimation (positive M3C2-PM distances) of the dimensions. Although the variations were not identical in all comparisons, the mean TLS-SfM distances never varied by more than ± 20 mm in all sectors (except S3, which exceeded 20 mm in TLS-DNG and TLS-JPEG). Even the standard deviations were similar at all levels analysed (survey, rock glacier zone, and sectors) with maximum variations of about ± 10 mm.

In contrast to the SfM surveys, significant changes were especially concentrated and intermittently distributed on the rock glacier tongue. The proportion of points with significant differences between the TLS and image-based surveys increased according to terrain features, from variations between 14.2% (TIFF.def) and 15.1% (TIFF.mod) in the entire TLS survey, to 16.9% (TIFF.def) and 18.2% (JPEG) in the mainly debris-formed surface of the RG zone. The surface percentage with significant changes increased in the sectors, representing more than a quarter of the points in S3 (27.8%), S5 (27%), S6 (27.4%), S9 (33.4%), and S12 (26.5%) in the TLS-DNG comparison. In all cases, the distribution of these significant changes was predominantly located on surfaces less visible from the aerial perspective of the UAV (Figure 10B).

5. Discussion

5.1. SfM Surveys Properties

The first effects of the image properties on the SfM reconstruction are observed at the radiometric level. The surveys exhibit similar characteristics to the images used for the reconstruction (Figure 4). Thus, models such as DNG and TIFF.mod show differences in the RGB values of the point clouds depending on the exposure of the images. Meanwhile, other image characteristics, such as chromatic aberration or modifications in sharpening, are not evident in point clouds, but they are in cartographic products such as orthomosaics. These results partially correlate with those previously reported by [21] in terms of brightness values in DNG-derived images.

Geometrically, the first differences are found in the number of tie points extracted for bundle adjustment. Images such as pre-processed JPEG show a considerable increase compared to the rest of the image sets, followed by TIFF.def and DNG. Images with filters such as sharpening and noise reduction increase the number of feature points matched across the images. Modifications in white balance, exposure, or shadows, which were intended to improve the appearance and quality of the reconstruction, seem to negatively affect the number of point matches in the reconstructed area. This effect can be explained by the better definition of block edges in images that are pre-processed or with filters applied. These results contrast with those previously reported by [21]. According to the authors, DNG images present a tie-point increment in the photo reconstructions of natural scenarios (river bed) regarding the JPEG and TIFF formats. In any case, the differences in the number of points between DNG and TIFF images found in the current study are of less than 10%. These differences become insignificant after cloud densification, with differences of around 2% in the number of points. Neither a reduction in the surface area captured with the JPEG images (due to the built-in lens profile cropping) nor the photographic adjustments seem to significantly affect the point density values extracted from the final survey.

5.2. Quality of SfM Surveys

Along with the highest number of tie points, the greatest error values of the bundle adjustment are found in the JPEG reconstruction (Table 3). Nevertheless, the differences in error between reconstructions are negligible (smaller than the GSD dimensions or the georeferencing device precision) even with the influence of different camera parameters (Supplementary Table S1). It follows that the strong image network and accurate location of control points offer similar quality regardless of the image processing level when analysing the information provided by the SfM software. Suitable distribution and location of GCPs has been shown to be necessary for obtaining residuals below the accepted practical accuracy of up to twice the size of the GSD in planimetry and up to three times the GSD in altimetry [17]. Further, studies have shown the importance of the number and distribution of GCPs in defining the residuals of the photogrammetric reconstruction (e.g., [33]). Nevertheless, this study demonstrates how, with a suitable image network, the residuals offered by SfM software can be good even with non-optimally distributed GCPs with centimetric errors in steep terrain. This becomes even more relevant when considering the alteration of the position, and thus the number of GCPs in the JPEG project compared to the other SfM projects. Studies such as [21] support this geometrical similarity between reconstructions derived from different formats and show the negative effects of JPEG image compression in a variety of scenarios.

In an exhaustive analysis of the quality of the photo reconstructions from the precision maps, a considerable decrease in tie-point precision values was observed in all cases (Table 4). Nevertheless, the precision difference with or without the georeferencing considerations was lower than the RMSE of the GCPs after bundle adjustment, and very close to the mean error achieved at the Z coordinate by GNSS-RTK. Furthermore, the high precision of the georeferencing parameters supports the idea that control distribution and quality do not significantly affect SfM projects that only differ in the photographic adjustments applied to the images (according to this study characteristic). Discrepancies between photo reconstructions would not affect the mapping through orthomosaics, which would support the smaller relevance of GCP density on orthophoto quality, as reported by [32]. Moreover, in most cases, the precision in translations (less than 10 mm) and rotations (less than 0.01°) would allow the determination of annual surface creep, even in transitional rock glaciers with reduced movement rates [44].

Tie-point precision interpolation to dense point clouds facilitates the identification of a similar distribution of uncertainty across the four surveys. The distribution and magnitude of the variable 3D precisions over the different photo reconstructions follows photogrammetric, georeferencing, and physical environment considerations. Induced by the uncertainty of the georeferencing parameters, the reconstructions show a radial

degradation of precision as the distance to the GCPs centroid increases, as reported in [20]. From an image network geometry point of view, the overlap between images also correlates with the precision of the points. In fact, it is possible to identify a pronounced degradation of precision at the boundaries, where the overlap is reduced (Figure 5). The degradation is more evident in the JPEGs and less in the TIFF.mod among the image sets. These sets have the highest (JPEG) and lowest (TIFF.mod) number of matched points determined during image alignment, which indicates that the number of tie points does not imply higher quality of the final point cloud. In any case, the average variations between the image sets in the reconstruction agreed with the quality of the GCPs or the pixel size programmed for the photogrammetric flights (Table 1). In the RG zone, with high overlap between images and proximity to the GCPs centroid, 3D precisions improved significantly in all cases, with almost null differences (Figure 5). Nevertheless, it is possible to identify precision decreases in steep slope areas such as the boundaries of the rock glacier tongue. Thus, the first influences on the physical terrain features are found in the UAV photo reconstructions (especially in the Z-component due to the photogrammetric approach, as remarked in ref. [32]).

5.3. 3D Comparison of SfM Surveys

The application of M3C2-PM proves that the characteristics of images can significantly affect photogrammetric reconstruction, even if there are indications of good reconstruction (fixed and variable precision values presented in the study). The GCP errors (Table 3) or precision maps (Table 4) show similar mean values between SfM surveys; however, the M3C2-PM comparison from image sets such as DNG and JPEG can show significant geometric differences over large areas (Figure 6; Table 5). Some of these major differences are found at the boundaries of the photo reconstructions, where the image network or the proximity to the ground points are not adequate [19]. Nevertheless, despite showing M3C2-PM distances exceeding ± 20 cm (10 times the GSD size) around the boundaries, the surfaces do not show significant variations. This is a result of the high random errors associated with these areas. Instead, significant variations between DNG-JPEG can be found in central areas of the survey, where precisions are higher due to the improvement in photogrammetric considerations. Geometric discrepancies exceed ± 5 cm in large surfaces of the RG zone. Moreover, the SD displacements in the zone are higher than georeferencing precisions or GSD size. Interestingly, reconstructions that should be geometrically identical due to the exact image acquisition moment and similar processing workflow show areas with greater differences than the ground control quality or image resolution. Bearing in mind that the derived internal and georeferencing precisions are very similar between surveys, and the DNG and TIFF photo-reconstructions are geometrically similar, the JPEG survey differences from the rest were tied to the built-in lens profile. This is in line with [35], who point out the application of on-board geometric image corrections by camera manufacturers and the need for users to be aware of the effects they may have.

In addition to the deformations over large extensions, the photo reconstructions show significant differences on dark surfaces between blocks and, though less common, on well-illuminated surfaces on the top of the blocks. These significant variations are intermittent and mainly focused on the rock glacier tongue. They are present in all comparisons, but are more frequent between DNG-JPEG surveys. The differences in areas where the image network and ground control can be assumed to be optimal suggest that the appearance of image sets (Section 3.2) significantly affects the reconstruction of poorly visible surfaces or abrupt geometries (considering GSD size as a reference).

There appears to be a relationship between the geometric attributes extracted from the photogrammetric surveys and the real terrain features. Furthermore, the increase in roughness in the JPEG and TIFF.def images in comparison with the remaining image sets could be interpreted as an improvement in surface reconstruction. Nevertheless, the differences in the areas analysed are so slight that the attributes of the surveys can be considered identical. Moreover, these geometric attributes are not directly related to the

M3C2-PM differences between projects. The DNG-JPEG comparison of S3, for example, shows a higher proportion of its surface with significant changes compared to the rest of the sectors; however, this sector does not have high roughness or slope values compared to sectors further west. In the same sense, sectors close to each other, such as S4 and S5, show similar roughness and slope values, but M3C2-PM distances and significant changes of different magnitude. Otherwise, the comparison of DNG-TIFF.def surfaces presents significant variations in smaller proportion. The mean M3C2-PM distances of these surfaces are negative, suggesting that the impact of the shadow zones is more significant than the visible surface of the blocks (Figure 7). Even so, the positive variations in the DNG-TIFF.mod comparison might suggest the opposite, such that the impact of the shadowed areas is not that influential. In any case, the values are small (± 5 mm) and show such similar deviations that they can be considered negligible. Although there may be a relationship between terrain complexity and the differences detected between the SfM projects, there is no linear correlation between geometric attributes and M3C2-PM differences (distances and percentage of the surface with significant changes) in all the sectors studied (Figure 8).

The above results highlight the relevance of the information provided in photogrammetric reconstructions in geomorphic research, as pointed out by [16]. Most geomorphic related studies do not indicate the properties of the images beyond the camera used (e.g., [1,3,5]). Although this information would be sufficient in numerous investigations, there are studies where it may play a critical role, as found in the present study. Without information on the usage or treatment of raw or derived imagery generated by the camera or raster processing software, alterations in the results of comparative software studies (e.g., [17,18,21]) or surface change analyses (e.g., [3,5,45]) may go unnoticed.

5.4. 2.5D Comparison of SfM Surveys

The DoD between surveys shows deformations with similar patterns but higher magnitudes than the 3D comparisons. Even though the most prominent variations are found between DNG-JPEG surveys, the proportion of the surface with significant changes in the rock glacier tongue is smaller than the other cases (DNG-TIFF). Considering the higher SD in the DNG-JPEG DoD, the increase in significant changes in the DNG-TIFF comparisons was associated with a smaller *LoD* value. In contrast to the variable values of precision maps, the effects of a constant systematic error for the entire survey were also reflected in the significant differences. Thus, the DEM comparisons show significant deformations at the survey boundaries to a much greater extent (Figure 9; Table 6).

Another limitation of the 2.5D comparisons is the increase in differences in areas of steep slope and high roughness (sudden changes in the vertical component) or small surfaces with shadows. Nevertheless, as seen in the 3D comparisons, these variations are smaller in areas of simple geometry, such as snow-covered surfaces adjacent to the rock glacier tongue. Under the tests performed, it follows that image processing does not necessarily affect the reconstruction geometry in areas with a good control and image network in 2.5D comparisons if no lens corrections are applied. Otherwise, images such as the JPEG from the Mavic 2 Pro camera may alter the surface even with identical project conditions (ground control, image network, and surface characteristics). In any case, the considerable increase in significant differences between models supports the limitations of the 2.5D comparison in environments with complex geometry, as reported in ref. [8].

5.5. 3D Comparison of TLS and SfM Surveys

The magnitude and distribution of the differences between TLS surveys and image-based reconstructions are more closely related to the complexity of the terrain than to the characteristics of the photogrammetric flight (under the assumptions provided in Section 4.6). Therefore, areas such as the debris-formed rock glacier tongue show variations spread almost throughout its entire surface. In contrast, snow-covered areas with more uniform geometry do not significantly differ in any 3D comparison. Moreover, the sectors show no direct statistical relationship among features such as point density, roughness,

slope, and M3C2-PM distances. This lack of any relationship is attributed to the irregular sampling inherent to high-resolution TLS surveys in complex terrain. Limitations in the number and positioning of scans leads to oversampled or unregistered surfaces, as noted by [46]. In addition, irregular sampling can also affect the computation of normals, which is crucial in the M3C2 comparison process.

In sectors uniformly registered by both methods such as S8, the SfM reconstruction presents an overestimate in shadow areas and an underestimate in well-identified areas in the images regarding the TLS benchmark (Figure 10B). This behaviour is similar to the comparison of the DNG and JPEG photo reconstructions and is partially presented in studies where multiple image compression levels are used in the SfM reconstructions [21]. Still, the magnitude of the TLS-JPEG differences in the S8 surface reaches deviations of about ± 250 mm in the rock glacier area unlike the ± 20 mm for the DNG-JPEG deviation in the same area. Such large distances imply significant variations in a great part of the TLS surface in all comparisons, exceeding 25% of the points in many sectors. The magnitude of the M3C2-PM distances and its significance level are similar in all the TLS-SfM reconstructions. The differences are lower than or close to the pixel size of the georeferencing error and the percentage of points with significant changes is around 1% in all the TLS points.

Considering the conditions presented in this study, none of the image sets used for the photogrammetric reconstruction fit better to the TLS survey, even with the high-sampling TLS record from multiple scans around the frozen bodies, which leads to low uncertainty in change detection [22] and is not often feasible due to the mobility difficulties in these scenarios.

5.6. Potential and Limitations in Monitoring Geomorphic Processes

Beyond the negative influence that JPEG image compression may have on photogrammetric reconstruction [21], the characteristics of the high-quality image are also shown to be relevant for the detailed geometric representation of surfaces. Monitoring processes with equipment (e.g., consumer-grade UAV, GNSS-RTK positioning devices), flight planning (e.g., ground support, image network) and products (e.g., DEM) similar to those shown in the La Paúl rock glacier is commonplace. It is easy, however, to find geoscience related studies where the format or properties of the images are not specified; ground control is not optimally distributed due to constraints or DoDs are used to quantify deformations between different epochs. Some examples with DJI Mavic drones are shown below.

The control of landslide processes with UAVs, as performed by [47], may be affected by the images used in the photogrammetric survey. Ref. [47] uses the DJI Mavic 2 Pro UAV and mentions the difficulty of achieving adequate ground control coverage of the whole landslide area due to terrain instability. If the surveys of the different epochs were performed using the JPEG format images with a built-in lens profile (applied by default by the UAV), the areas with less ground control could be affected during the comparison of DEMs. Applying different geometric lens corrections to images by onboard cameras could also induce alterations in the quantification of terrain displacements. This is the case of [48], in which different low-cost DJI UAVs (Phantom 3 Pro and DJI Mavic Platinum Pro) were used for deformation control in meandering rivers. In addition, ground control covering just one side of the curve line of each meander structure, and the differences in the magnitude of the errors associated with the GCPs following photogrammetric processing between epochs would favour the alteration of the quantified deformations. The quantification of the processes would increase in studies where ground control is not used. That is the case of [49], where the DJI Mavic 2 Pro and DJI Mavic Air UAVs were used to evaluate hazard processes. As demonstrated by [49], the application of these UAVs is sufficient to identify features; however, the reported fixed centimetric accuracies of the surveys may be significantly affected by the image properties and the accuracy of the UAV geolocation device.

Naturally, each photogrammetric project for the study of landform processes will have its requirements. The particular morphology of each landform and its deformation

rates will affect flight planning and ground control according to the accuracy required. In the studies mentioned above, the deformation rates of the processes were generally high (several metres), whereas the high-resolution DEMs used to quantify the deformations were of just a few centimetres. This means that even with alterations in the quantification of displacement, the deformation patterns or features, and thus the overall behaviour of the processes, would not be drastically affected.

In studies where there is a trade-off between the resolution of the photogrammetric products and the deformation rates to be determined, the image treatment used in the photogrammetric process could play a fundamental role. According to the results obtained in this study, more than 20 cm differences between DEMs of different image sets (DNG-JPEG) used in La Paúl may camouflage or double the annual variations in the rock glacier over a large part of its surface [27].

6. Conclusions

The use of images with different processing levels to produce high-detail models of landforms, such as the La Paúl rock glacier, has been shown to affect the photogrammetric survey and the need to review primary products. Nevertheless, these variations can be considered insignificant depending on the aim of the photo reconstructions. If the aim is to generate detailed orthophotos for geomorphological mapping, the influence of the image could be reduced to the appearance of the orthomosaic. Nevertheless, if 2.5D or 3D models are generated to monitor landforms, aspects such as the lens distortion corrections that some popular UAVs apply to their images can influence deformation rates even with demanding flight plans.

Deriving from the same photogrammetric flight and identical processing strategies, the surveys of the rock glacier with different image sets should be very similar. That is the case if one observes the errors reported by the photogrammetric software, which does not reflect significant variations between surveys. Comparisons between point clouds with spatially variable 3D precision and comparisons of DEMs with fixed 2D precision, however, have shown significant variations over large areas of the surveys where any of the image sets used would have undergone geometric lens corrections. Significant variations (DNG-JPEG) have reached up to 20% of the surveyed area in the DEMs and 7% between point clouds. In areas with close ground control (RG zone), the significant variations between DEMs are considerably reduced (1%). Nonetheless, the distribution of significant changes in 2.5D models should be treated with caution in high-relief topography such as the La Paúl rock glacier, where the standard deviation of the variations reached 2/3 the grid resolution in the RG zone and twice the grid resolution in the entire survey. Both comparison methods (2D and 3D) showed large areas with displacements of around ± 5 cm in the central area of the survey and over ± 20 cm (10 times the ground sample distance) on surfaces outside the GCP surroundings. In monitoring studies, these alterations may be wrongly interpreted by debris displacement events leading to mistaken interpretations of the landform behaviour. These results highlight the convenience of using raw images or high-quality images (lossless or low compression), and the cautious use of images that have been automatically modified by built-in lens profiles applied by some low-cost UAV on-board cameras.

The adequate distribution of ground control has shown to reduce the effects of built-in lens profiles in 2D and 3D comparisons if they are not mitigated prior to photogrammetric processing. Parameters that modify image appearance, such as exposure or sharpness, do not lead to variations in the surveys that could significantly affect the periodic monitoring of landform deformations with the detail and complexity present in this study. Despite the similarity or disparity of the photo reconstructions, their geometric accuracy could not be adequately assessed with the TLS benchmark. The differences between the photogrammetric and TLS surveys of irregular surfaces have been shown to be dominated by limitations related to the ground perspective of the sensor, even in the presence of multiple scans.

Supplementary Materials: The following supporting information can be downloaded at: <https://www.mdpi.com/article/10.3390/rs14153528/s1>. Table S1: Camera calibration coefficients from Agisoft Metashape (v.1.5.5; Agisoft LLC; St. Petersburg, Russia).

Author Contributions: Conceptualisation, A.M.-F. and G.R.-d.L.; data curation, A.M.-F.; formal analysis, A.M.-F.; funding acquisition, E.S. and A.B.-C.; investigation, A.M.-F., E.S., A.P., M.S.-F., J.J.d.S. and M.G.-L.; methodology, A.M.-F.; project administration, E.S. and J.J.d.S.; supervision, E.S. and J.J.d.S.; validation, A.M.-F. and A.B.-C.; visualisation, A.M.-F.; writing—original draft, A.M.-F. and E.S.; writing—review and editing, A.M.-F., E.S., A.P., M.S.-F., G.R.-d.L. and A.B.-C. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: The research was supported by the Spanish Ministry of Economy, Industry, and Competitiveness projects CGL2015-68144-R and PID2020-113247RB-C21. The APC was funded by A.B.-C.

Acknowledgments: We thank Viktor Kaufmann and the Institute of Geodesy of the Graz University of Technology for their assistance. We also thank Alan Atkinson, Ibai Rico, Eñaut Izagirre, and Isaac Gurdíel for technical and field support. This work could not have been accomplished without the logistical support of the Department of Geography of the University of Valladolid, and the Digital Mapping and 3D Analysis Laboratory of the CENIEH.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

- Benito-Calvo, A.; Haddoumi, H.; Aouraghe, H.; Oujaa, A.; Chacón, M.G.; Sala-Ramos, R. Geomorphological analysis using small unmanned aerial vehicles and submeter GNSS (Gara Sultana butte, High Plateaus Basin, Eastern Morocco). *J. Maps* **2020**, *16*, 459–467. [[CrossRef](#)]
- Brown, A.G.; Fallu, D.; Walsh, K.; Cucchiario, S.; Tarolli, P.; Zhao, P.; Pears, B.R.; van Oost, K.; Snape, L.; Lang, A.; et al. Ending the Cinderella status of terraces and lynchets in Europe: The geomorphology of agricultural terraces and implications for ecosystem services and climate adaptation. *Geomorphology* **2021**, *379*, 107579. [[CrossRef](#)]
- de Sanjosé Blasco, J.J.; Serrano-Cañadas, E.; Sánchez-Fernández, M.; Gómez-Lende, M.; Redweik, P. Application of Multiple Geomatic Techniques for Coastline Retreat Analysis: The Case of Gerra Beach (Cantabrian Coast, Spain). *Remote Sens.* **2020**, *12*, 3669. [[CrossRef](#)]
- Granados-Bolaños, S.; Quesada-Román, A.; Alvarado, G.E. Low-cost UAV applications in dynamic tropical volcanic landforms. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2021**, *410*, 107143. [[CrossRef](#)]
- Ewertowski, M.W.; Tomczyk, A.M.; Evans, D.J.A.; Roberts, D.H.; Ewertowski, W. Operational Framework for Rapid, Very-high Resolution Mapping of Glacial Geomorphology Using Low-cost Unmanned Aerial Vehicles and Structure-from-Motion Approach. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 65. [[CrossRef](#)]
- Santos-González, J.; González-Gutiérrez, R.B.; Redondo-Vega, J.M.; Gómez-Villar, A.; Jomelli, V.; Fernández-Fernández, J.M.; Andrés, N.; García-Ruiz, J.M.; Peña-Pérez, S.A.; Melón-Nava, A.; et al. The origin and collapse of rock glaciers during the Bølling-Allerød interstadial: A new study case from the Cantabrian Mountains (Spain). *Geomorphology* **2022**, *401*, 108112. [[CrossRef](#)]
- Vidaller, I.; Revuelto, J.; Izagirre, E.; Rojas-Heredia, F.; Alonso-González, E.; Gascoin, S.; René, P.; Berthier, E.; Rico, I.; Moreno, A.; et al. Toward an Ice-Free Mountain Range: Demise of Pyrenean Glaciers During 2011–2020. *Geophys. Res. Lett.* **2021**, *48*, e2021GL094339. [[CrossRef](#)]
- Lague, D.; Brodu, N.; Leroux, J. Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* **2013**, *82*, 10–26. [[CrossRef](#)]
- Harris, C.; Arenson, L.U.; Christiansen, H.H.; Etzelmüller, B.; Frauenfelder, R.; Gruber, S.; Haeblerli, W.; Hauck, C.; Hölzle, M.; Humlum, O.; et al. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Sci. Rev.* **2009**, *92*, 117–171. [[CrossRef](#)]
- Oliva, M.; Serrano, E.; Gómez-Ortiz, A.; González-Amuchastegui, M.J.; Nieuwendam, A.; Palacios, D.; Pérez-Alberti, A.; Pellitero-Ondicol, R.; Ruiz-Fernández, J.; Valcárcel, M.; et al. Spatial and temporal variability of periglacial of the Iberian Peninsula. *Quat. Sci. Rev.* **2016**, *137*, 176–199. [[CrossRef](#)]
- Serrano, E.; Oliva, M.; González-García, M.; López-Moreno, J.I.; González-Trueba, J.; Martín-Moreno, R.; Gómez-Lende, M.; Martín-Díaz, J.; Nofre, J.; Palma, P. Post-little ice age paraglacial processes and landforms in the high Iberian mountains: A review. *Land Degrad. Dev.* **2018**, *29*, 4186–4208. [[CrossRef](#)]
- Serrano, E.; de Sanjosé-Blasco, J.J.; Gómez-Lende, M.; López-Moreno, J.I.; Pisabarro, A.; Martínez-Fernández, A. Periglacial environments and frozen ground in the central Pyrenean high mountain area: Ground thermal regime and distribution of landforms and processes. *Permafrost. Periglac. Process.* **2019**, *30*, 292–309. [[CrossRef](#)]
- Śledź, S.; Ewertowski, M.W.; Piekarczyk, J. Applications of unmanned aerial vehicle (UAV) surveys and Structure from Motion photogrammetry in glacial and periglacial geomorphology. *Geomorphology* **2021**, *378*, 107620. [[CrossRef](#)]

14. Tmušić, G.; Manfreda, S.; Aasen, H.; James, M.R.; Gonçalves, G.; Ben-Dor, E.; Brook, A.; Polinova, M.; Arranz, J.J.; Mészáros, J.; et al. Current practices in UAS-based environmental monitoring. *Remote Sens.* **2020**, *12*, 1001. [[CrossRef](#)]
15. Gaffey, C.; Bhardwaj, A. Applications of unmanned aerial vehicles in cryosphere: Latest advances and prospects. *Remote Sens.* **2020**, *12*, 948. [[CrossRef](#)]
16. James, M.R.; Chandler, J.H.; Eltner, A.; Fraser, C.; Miller, P.E.; Mills, J.P.; Noble, T.; Robson, S.; Lane, S.N. Guidelines on the use of structure-from-motion photogrammetry in geomorphic research. *Earth Surf. Process. Landf.* **2019**, *44*, 2081–2084. [[CrossRef](#)]
17. Casella, V.; Chiabrande, F.; Franzini, M.; Manzino, A.M. Accuracy Assessment of a UAV Block by Different Software Packages, Processing Schemes and Validation Strategies. *ISPRS Int. J. Geo-Inf.* **2020**, *9*, 164. [[CrossRef](#)]
18. Hendrickx, H.; Vivero, S.; De Cock, L.; De Wit, B.; De Maeyer, P.; Lambiel, C.; Delaloye, R.; Nyssen, J.; Frankl, A. The reproducibility of SfM algorithms to produce detailed Digital Surface Models: The example of PhotoScan applied to a high-alpine rock glacier. *Remote Sens. Lett.* **2019**, *10*, 11–20. [[CrossRef](#)]
19. James, M.R.; Robson, S.; D'Oleire-Oltmanns, S.; Niethammer, U. Optimising UAV topographic surveys processed with structure-from-motion: Ground control quality, quantity and bundle adjustment. *Geomorphology* **2017**, *280*, 51–66. [[CrossRef](#)]
20. James, M.R.; Robson, S.; Smith, M.W. 3-D uncertainty-based topographic change detection with structure-from-motion photogrammetry: Precision maps for ground control and directly georeferenced surveys. *Earth Surf. Process. Landf.* **2017**, *42*, 1769–1788. [[CrossRef](#)]
21. Alfio, V.S.; Costantino, D.; Pepe, M. Influence of Image TIFF Format and JPEG Compression Level in the Accuracy of the 3D Model and Quality of the Orthophoto in UAV Photogrammetry. *J. Imaging* **2020**, *6*, 30. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
22. Ulrich, V.; Williams, J.G.; Zahs, V.; Anders, K.; Hecht, S.; Höfle, B. Measurement of rock glacier surface change over different timescales using terrestrial laser scanning point clouds. *Earth Surf. Dyn.* **2021**, *9*, 19–28. [[CrossRef](#)]
23. Serrano, E.; Agudo, C.; Delaloyé, R.; González-Trueba, J.J. Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Nor. Geogr. Tidsskr. Nor. J. Geogr.* **2010**, *55*, 245–252. [[CrossRef](#)]
24. Serrano, E. The existing glaciers of the Iberian Peninsula: The Central Pyrenees. *Iberia Land Glaciers* **2022**, 525–553. [[CrossRef](#)]
25. Serrano, E.; de Sanjosé, J.J.; González-Trueba, J.J. Rock glacier dynamics in marginal periglacial environments. *Earth Surf. Process. Landf.* **2010**, *35*, 1302–1314. [[CrossRef](#)]
26. Lugon, R.; Delaloye, R.; Serrano, E.; Reynard, E.; Lambiel, C.; González-Trueba, J.J. Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafr. Periglac. Process.* **2004**, *15*, 207–220. [[CrossRef](#)]
27. Martínez-Fernández, A.; Serrano, E.; Sanjosé, J.J.; Gómez-Lende, M.; Pisabarro, A.; Sánchez, M. Geomatic methods applied to the change study of the La Paúl rock glacier, Spanish Pyrenees. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* **2019**, *XLII-2/W13*, 1771–1775. [[CrossRef](#)]
28. CNIG. Centro de Descargas National Center for Geographic Information. Centro de Descargas del CNIG. 2019. Available online: <https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp> (accessed on 23 September 2020).
29. Harwin, S.; Lucieer, A.; Osborn, J. The Impact of the Calibration Method on the Accuracy of Point Clouds Derived Using Unmanned Aerial Vehicle Multi-View Stereopsis. *Remote Sens.* **2015**, *7*, 11933–11953. [[CrossRef](#)]
30. Nesbit, P.; Hugenholtz, C. Enhancing UAV-SfM 3D Model Accuracy in High-Relief Landscapes by Incorporating Oblique Images. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 239. [[CrossRef](#)]
31. O'Connor, J.; Smith, M.J.; James, M.R. Cameras and settings for aerial surveys in the geosciences. *Prog. Phys. Geogr. Earth Environ.* **2017**, *41*, 325–344. [[CrossRef](#)]
32. Rangel, J.M.G.; Gonçalves, G.R.; Pérez, J.A. The impact of number and spatial distribution of GCPs on the positional accuracy of geospatial products derived from low-cost UASs. *Int. J. Remote Sens.* **2018**, *39*, 7154–7171. [[CrossRef](#)]
33. Martínez-Carricondo, P.; Agüera-Vega, F.; Carvajal-Ramírez, F.; Mesas-Carrascosa, F.J.; García-Ferrer, A.; Pérez-Porras, F.J. Assessment of UAV-photogrammetric mapping accuracy based on variation of ground control points. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* **2018**, *72*, 1–10. [[CrossRef](#)]
34. ERGNSS. Red Geodésica Nacional de Estaciones de Referencia GNSS (ERGNSS)—IGN. 2020. Available online: <https://www.ign.es/web/ign/portal/gds-gnss-estaciones-permanentes> (accessed on 23 September 2020).
35. James, M.R.; Antoniazza, G.; Robson, S.; Lane, S.N. Mitigating systematic error in topographic models for geomorphic change detection: Accuracy, precision and considerations beyond off-nadir imagery. *Earth Surf. Process. Landf.* **2020**, *45*, 2251–2271. [[CrossRef](#)]
36. USGS NUPO Materials. Processing UAS Imagery Using Agisoft Photoscan. USGS National Unmanned Aircraft Systems Project Office (NUPO) Materials. 2021. Available online: <https://uas.usgs.gov/nupo/pdf/BauerPhotoscanNASAMarch2017.pdf> (accessed on 24 September 2020).
37. P4P Color Profiles. GitHub-Darana/P4P__Color-Profiles: Color Profiles for the Phantom 4 Pro Drone. 2017. Available online: https://github.com/darana/P4P__color-profiles (accessed on 5 April 2021).
38. USGS NUPO Materials. USGS Agisoft PhotoScan Workflow. USGS National Unmanned Aircraft Systems Project Office (NUPO) Materials. 2021. Available online: https://uas.usgs.gov/nupo/pdf/USGS_Agisoft_PhotoScan_Workflow.pdf (accessed on 19 September 2020).
39. Agisoft Beginner Level Tutorials. Orthophoto & DEM Generation (with GCPs). 2020. Available online: <https://www.agisoft.com/support/tutorials/beginner-level/> (accessed on 23 April 2020).

40. QGIS. Development Team. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. 2019. Available online: <http://qgis.osgeo.org> (accessed on 9 June 2022).
41. Benito-Calvo, A.; Gutiérrez, F.; Martínez-Fernández, A.; Carbonel, D.; Karampaglidis, T.; Desir, G.; Sevil, J.; Guerrero, J.; Fabregat, I.; García-Arnay, Á. 4D Monitoring of Active Sinkholes with a Terrestrial Laser Scanner (TLS): A Case Study in the Evaporite Karst of the Ebro Valley, NE Spain. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 571. [[CrossRef](#)]
42. Martínez-Fernández, A.; Benito-Calvo, A.; Campaña, I.; Ortega, A.I.; Karampaglidis, T.; Bermúdez de Castro, J.M.; Carbonell, E. 3D monitoring of Paleolithic archaeological excavations using terrestrial laser scanner systems (Sierra de Atapuerca, Railway Trench sites, Burgos, N Spain). *Digit. Appl. Archaeol. Cult. Herit.* **2020**, *19*, e00156. [[CrossRef](#)]
43. CloudCompare. CloudCompare (Version 2.11) [GPL Software]. 2020. Available online: <http://www.cloudcompare.org/> (accessed on 9 June 2022).
44. RGIK. *Towards Standard Guidelines for Inventorying Rock Glaciers: Baseline Concepts*; Version 4.2; IPA Action Group Rock Glacier Inventories and Kinematics, Ed.; University of Fribourg: Fribourg, Switzerland, 2021; p. 13.
45. Groh, T.; Blöthe, J.H. Rock Glacier Kinematics in the Kaunertal, Ötztal Alps, Austria. *Geosciences* **2019**, *9*, 373. [[CrossRef](#)]
46. Zahs, V.; Hämmerle, M.; Anders, K.; Hecht, S.; Sailer, R.; Rutzinger, M.; Williams, J.G.; Höfle, B. Multi-temporal 3D point cloud-based quantification and analysis of geomorphological activity at an alpine rock glacier using airborne and terrestrial LiDAR. *Permafr. Periglac. Process.* **2019**, *30*, 222–238. [[CrossRef](#)]
47. Koutalakis, P.D.; Tzoraki, O.A.; Prazioutis, G.I.; Gkiatas, G.T.; Zaimes, G.N. Can Drones Map Earth Cracks? Landslide Measurements in North Greece Using UAV Photogrammetry for Nature-Based Solutions. *Sustainability* **2021**, *13*, 4697. [[CrossRef](#)]
48. Akay, S.S.; Özcan, O.; Sanli, F.B.; Görüm, T.; Sen, Ö.L.; Bayram, B. UAV-based evaluation of morphological changes induced by extreme rainfall events in meandering rivers. *PLoS ONE* **2020**, *15*, e0241293. [[CrossRef](#)]
49. Ybañez, R.L.; Ybañez, A.A.B.; Lagmay, A.M.F.A.; Aurelio, M.A. Imaging ground surface deformations in post-disaster settings via small UAVs. *Geosci. Lett.* **2021**, *8*, 23. [[CrossRef](#)]

ARTÍCULO 4 (PENDIENTE DE PUBLICACIÓN): THE FINAL COUNTDOWN? MONITORING THE RAPID SHRINKAGE OF THE MALADETA GLACIER (2010-2020), SOUTHERN PYRENEES

Martínez-Fernández, A., Serrano, E., de Sanjosé, J. J., Gómez-Lende, M., Sánchez-Fernández, M., López-Moreno, J.I., Rico, I., Pisabarro, A. *The final countdown? Monitoring the rapid shrinkage of the Maladeta glacier (2010-2020), Southern Pyrenees. Accepted in the journal Land Degradation & Development.*

The final countdown? Monitoring the rapid shrinkage of the Maladeta glacier (2010-2020), Southern Pyrenees

Martínez-Fernández, A.^{1,2*}, Serrano, E.^{3,2}, de Sanjosé J.J.^{4,2}, Gomez-Lende, M.^{5,2}, Sánchez-Fernández, M.⁴, López-Moreno, J.I.⁶, Rico, I.^{7,2}, Pisabarro A.^{8,2}.

1. Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), 09002 Burgos, Spain
2. PANGEA Research Group, Natural Heritage and Applied Geography, Universidad de Valladolid, 47011 Valladolid, Spain
3. Department of Geography, Universidad de Valladolid, 47011 Valladolid, Spain
4. NEXUS Research Group Engineering, Territory and Heritage, Universidad de Extremadura, 10003 Cáceres, Spain
5. Department of Geography, Urban and Regional Planning, Universidad de Cantabria, 39005 Santander, Spain
6. Pyrenean Institute of Ecology (IPE-CSIC), 50059 Zaragoza, Spain
7. Department of Geography, Prehistory and Archaeology, Universidad del País Vasco, 01006 Vitoria-Gasteiz, Spain
8. Department of Geography and Geology, Universidad de León, 24071 León, Spain

*Correspondence: adrian.martinez@cenieh.es

Abstract

Small glaciers are one of the best indicators of climatic variations and their short-term effects. Located in the Spanish Pyrenees, the Maladeta is one of these glaciers. Its systematic observation began in the 1980s, being one of the few Pyrenean glaciers with a tongue-shaped front. This study presents the evolution of the Maladeta glacial tongue over a decade (2010-2020) through multiple geomatic techniques. Surveys have ranged from Total Stations and Global Navigation Satellite Systems devices to massive data capture techniques such as Terrestrial Laser Scanners or Unmanned Aerial Vehicles photogrammetry. The aim is to analyse in detail the loss of surface area and thickness of the glacier and its transition from being a glacier with a tongue partially determined by climate to a topoclimatically determined cirque glacier. The results reveal a tongue retreat of over 5 m/yr and area losses of over 0.2 ha/yr, along with ice thickness and volume losses of -1.7 m/yr and over $-21 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{yr}$, respectively. If this trend continues, the tongue, and possibly the Maladeta glacier, could disappear by the end of the 2030s.

Keywords

Glaciology, Global Change, Monitoring, Geomatics, Terrestrial Laser Scanning (TLS), Photogrammetry, Unmanned Aerial Vehicle (UAV), Pyrenees

1. Introduction

Mountain glaciers are considered one of the best indicators of climate and environmental changes, and small glaciers (surface area less than $< 0.5 \text{ km}^2$) are particularly appropriate for understanding short-term climatic variations and their effects (Fischer, 2018). Nevertheless, the involved processes and the relationships among glacier size, climatic and topoclimatic factors are not always straightforward in smaller glaciers, as the local topography is highly influential (Colucci, 2016; Fischer, 2018; Gachev, 2022; López-Moreno et al., 2019; Sommer et al., 2020).

The glaciers of the Pyrenees are all small, dominantly cirque glaciers and they are located at high elevation to Pyrenean scale (González-Trueba et al., 2008; Rico et al., 2017; Serrano, 2022; Vidaller et al., 2021). During the Little Ice Age (LIA), there were over a hundred glaciers, of which 83% have now disappeared (González-Trueba et al., 2008; Oliva et al., 2018; Serrano & Martín-Moreno, 2018). The maximum glacial expansion during the LIA is not well known, although previous studies point to a maximum extension between the end of the 17th and the middle of the 18th century (1680-1750), coinciding with the Maunder minimum (Serrano and Martín, 2018; Oliva et al., 2018), when the most extensive glacier was the Aneto with 236 ha (González-Trueba et al., 2008).

The retreat and disappearance of small glaciers shows diverse processes involving basal fusion, collapses, gradual covering by clasts, and relict glacier ice conserved for long periods on the glacial cirques. Topographic factors may delay their disappearance since remaining ice bodies are located in glacial cirques sheltered from high solar radiation, fed by avalanches, and often covered by debris that protects them from insolation (González-Trueba et al., 2008; Rico, 2019; Vidaller et al., 2021). During the later stages of degradation the changes in the surface of Pyrenean glaciers have been small because of the influence of local topoclimatic factors (Carturan et al., 2013; Fischer, 2018; Huss & Fischer, 2016; López-Moreno et al., 2006; Rico, 2019).

In the Pyrenees, temperature increases have been estimated between $0.9 \text{ }^\circ\text{C}$ and 1.2°C since the LIA (Feuillet & Mercier, 2012; Serrano et al., 2002; OPCC, 2022), corresponding to an increment of approximately $0.02^\circ/\text{yr}$ between 1951 and 2010 (Deaux et al., 2014). The warming of the air leads to the rise in the Equilibrium Line Altitude (ELA), which in the Maladeta massif, where the highest peaks reach between 3100 and 3400 m a.s.l., is above 3150 m a.s.l. (WGMS, 2015). The annual losses in thickness reveal the imbalance of Pyrenean glaciers under current climatic conditions (Chueca et al., 2007; Del Rio et al., 2014; López-Moreno et al., 2019; Moreno, 2016; René, 2013; Rico et al., 2014; Vidaller et al., 2021). Climate models estimate a temperature increase of over 1°C by 2050 (Amblar et al., 2017) and point to the disappearance of a large proportion of European glaciers by the middle of the 21st century. Including those of the Pyrenees due to their small size, southern location and unfavourable climatic factors, such as the decrease in snowfall and the increase in temperatures and summer radiation (Bonsoms et al., 2022; Del Rio et al., 2014; López-Moreno et al., 2019; Marti et al., 2015).

During the final stages of degradation, climatic factors are less critical than topoclimatic factors in the evolution of the ice body (López-Moreno et al., 2006) and small glaciers can persist under conditions of climate imbalance, not responding directly to regional climatic changes (DeBeer & Sharp, 2009; Grunewald & Scheithauer, 2010; Hughes, 2009). Some authors point to faster variations of the smallest glaciers when the climatic factors are dominant (DeBeer & Sharp, 2009; Fischer, 2018; Fischer et al., 2016; Vidaller et al., 2021). Therefore, it becomes crucial to know the processes of degradation and disappearance of small glaciers and their geomorphological and environmental responses to climate change.

The application of geomatic techniques in studies related to the cryosphere is common, revealing their advantages and limitations (Colucci & Guglielmin, 2015; Fischer, 2018; Fischer et al., 2016; López-Moreno et al., 2016, 2019; Rico et al., 2017; Martínez-Fernández et al., 2019, 2022). Models from classical and more recent techniques can be combined to generate valuable information on cryospheric processes. These records can cover a broad time range and complement recent high-resolution geometric data. In the case of the Maladeta glacier, its mass balance has been studied for decades using traditional methods (Eduardo Martínez de Pisón & Arenillas, 1988), but it is with the introduction of geomatic techniques that it has been possible to analyse in detail the evolution of the front.

This study aims to analyse (i) the loss of surface area and thickness of the glacial tongue of the Maladeta between 2010 and 2020, (ii) the transition of a tongue glacier to a cirque glacier, and (iii) to assess the applicability and quality of the used geomatic techniques (Total Stations, Global Navigation Satellite System devices, Terrestrial Laser Scanners and Aerial Photogrammetry using Unmanned Aerial Vehicles (UAV)).

2. The Maladeta glacier

The Maladeta glacier (42°39'N, 0°36'E, Figure 1) is located on the N slope of the peak of the same name (3308 m a.s.l.) within the massif of Maladeta, the highest in the Pyrenees (Aneto peak, 3404 m a.s.l.). Glacier is located above 2895 m a.s.l., it has 700 m wide and 610 m long (according to orthomosaics CC-BY 4.0 scne.es 2021), and the surrounding substrate is granite. According to the World Glacier Monitoring Service (WGMS), it is a mountain glacier, simple basin and cirque with tongue.

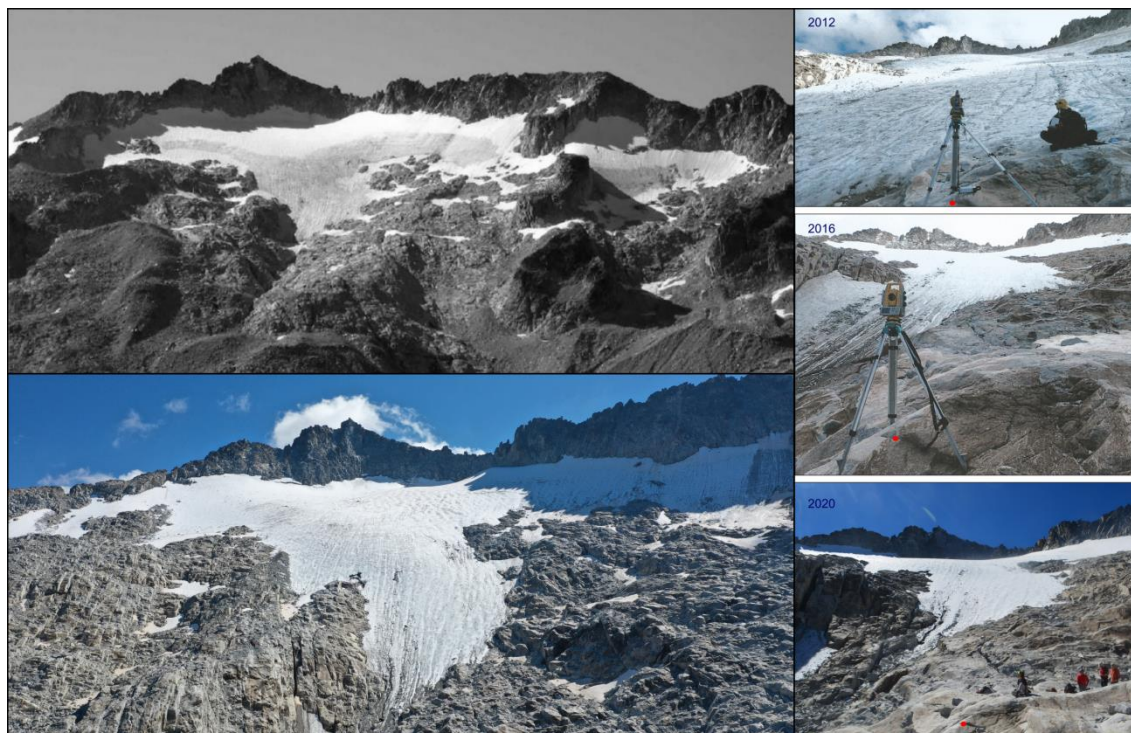


Figure 1. Aerial and terrestrial views of the Maladeta glacier tongue. Up, the glacier in 2013 (WGMS, 2015). Down, the glacier in 2020 (UAV picture). Right, the tongue retreat in 2012, 2016 and 2020 (note the red dot is the same location; pictures from Ibai Rico and Enrique Serrano).

Its evolution has been monitored since the 1980s (Martínez de Pisón & Arenillas, 1988), and the glacial mass balance measured since 1991 (Arenillas et al., 2008; Cobos et al., 2017; García-García, 1997; Jiménez, 2016; Martínez de Pisón, E Navarro et al., 1997; E Martínez de Pisón et al., 1995; Martínez et al., 1997; Martínez & García, 1994; Mora et al., 2006; Moreno, 2016; WGMS, 2015).

The glacier developed during the LIA, in 1992, it divided into two parts and, at present, has lost around 85% of the LIA maximum area. A very fast retreat in the 1990s was followed by an increase mass loss in the 21st century (Chueca et al., 2003, 2005, 2007). The surface decrease was at a rate between 2.6 ha/yr and 3 ha/yr from from 1993 to 2007 (Chueca et al., 2007; Jiménez, 2016; Rico et al., 2017), and it was accompanied by ice thinning and length shortening.

The losses in thickness between 1994 and 2013 surpass -16 m, with mean losses close to -1 m/yr (Jiménez, 2016; WGMS, 2015), and between 2011 and 2020, the thickness loss was estimated at -0.82 m/yr for a total of -7.4 m (Vidaller et al., 2021).

The mass balance of the glacier varies annually, though mass losses are dominant, between -1.6 m w.e./yr and -2.4 m w.e./yr, whereas the years with a positive balance do not surpass 0.39 m w.e./yr. The glacier loses mass irregularly. It lost -0.45 m w.e./yr between 1991 and 2008; between 2008 and 2020, this rate doubled with estimates for the period 2008-2016 of -0.9 m w.e./yr and -0.7 m w.e./yr between 2011 and 2020 (Jiménez, 2016; Moreno, 2016; Rico, 2019; Vidaller et al., 2021).

The ELA was located over 2950 m a.s.l. in 2004 (Chueca et al., 2005) and in positive balances years, such as in 2013 and 2018, it was above 3060 m (WGMS, 2015) and 3130 m (Rico, 2019), respectively. In the years with negative balances, as in 2014, 2015, 2016, 2017, 2019, 2020 and 2021, the ELA was always above 3150 m a.s.l., and only three of the last 10 years have had a positive mass balance (WGMS, 2015, 2022).

The structure, morphology and dynamics of the glacier reveal two different environments:

i) The cirque: upper sector represents 81% of the surface area of the glacier (2021). The accumulation zone is located over 3090 m a.s.l. elevation and has a moderate slope and transversal crevasses. The mean glacial flow between 1991 and 2011 was 2.9-4.9 m/yr, whereas, in 2016, displacement was 2.4-3 m/yr (Jiménez, 2016). Differences in ice flow rates generate crevasses of metric width across the central part. The glacier in the 1990s reached 50 m thickness (Martínez et al., 1997; Martínez & García, 1994), in 2008 the thickness was 40 m (Jiménez, 2016) and in 2017 it was 26 m thickness (Cobos et al., 2017).

ii) The tongue: it is a small tongue representing 19% of the glacier surface area (2021). The elevation of the front has risen over the years, standing at 2790 m a.s.l. in 1994, 2870 m in 2013 (WGMS, 2015), and 2895 m in 2020. In the 1990s, it had a slope of $\approx 28^\circ$ and a length of ≈ 600 m, which has currently (2022) decreased to less than 250 m while its slope has increased to $\approx 32^\circ$. The ice front has a bezel morphology characteristic of retreating tongues. The tongue has transverse shear crevasses resulting from glacier thrust on stagnation ice, and debris carried by ablation processes partially covers it. A decrease in flow velocity is evident, from mean velocities of 3.7 m/yr between 1991 and 2011, to 1.6 m/yr in 2016 (Moreno, 2016). Cavities due to basal melting are common, causing glacier hollowing and collapse processes. These processes contributed to the loss of thickness of over -34 m (-1.9 m/yr) between 1994 and 2013 (WGMS, 2015).

3. Materials and Methods

The advance of the geomatic techniques and their application in high mountain environments affected measurement strategies. The topographic data recorded in the present study consist of a compendium of nine years of annual measurements on Maladeta, where limitations have been logistical (personnel and equipment), physical (accessibility), temporal (daylight hours) and meteorological. During this period, four techniques or devices were used: Total stations (TS), Global Navigation Satellite System (GNSS) devices, Terrestrial Laser Scanners (TLS) and aerial photogrammetry (AP) using UAVs (Table 1).

Year	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020
TS	Surf.	Surf.	Surf.	Surf.	Surf.		Surf.	Surf.	Surf.	Peri.;Surf.	
GNSS	Peri.	Peri.	Peri.								
TLS								Peri.;Surf.	Peri.;Surf.	Peri.;Surf.	Surf.
AP										Peri.;Surf.	Peri.;Surf.

Surf.: Surface; Peri.: Perimeter

Table 1. Main measurement equipment and information obtained from the glacier tongue between 2010 and 2020.

Information on the perimeter and surface area of the glacier tongue was extracted from the techniques mentioned above. Each technique had different characteristics regarding range, precision and sampling density (Figure 2). In the first years, GNSS devices were used in defining the perimeter of the front in addition to TS equipment to determine ice thickness (Rico, 2019). This latter equipment was the most commonly used on Maladeta during the years of monitoring. In 2017, TLS systems were incorporated to monitor the retreat of the front and the loss of thickness. TLS data were georeferenced in the local reference system established for TS surveys in 2010. The incorporation of the TLS and AP in the 2019 measurement campaign led to the abandonment of TS use in 2020. In 2019, GNSS devices were employed with two aims. Firstly, to provide support for the TLS and AP surveys, and secondly, to transform the local reference system to an absolute one for the joint analysis of the measurements collected over the 10 years of monitoring. Detailed information on the equipment used and the data collection process can be found in Appendix 1.

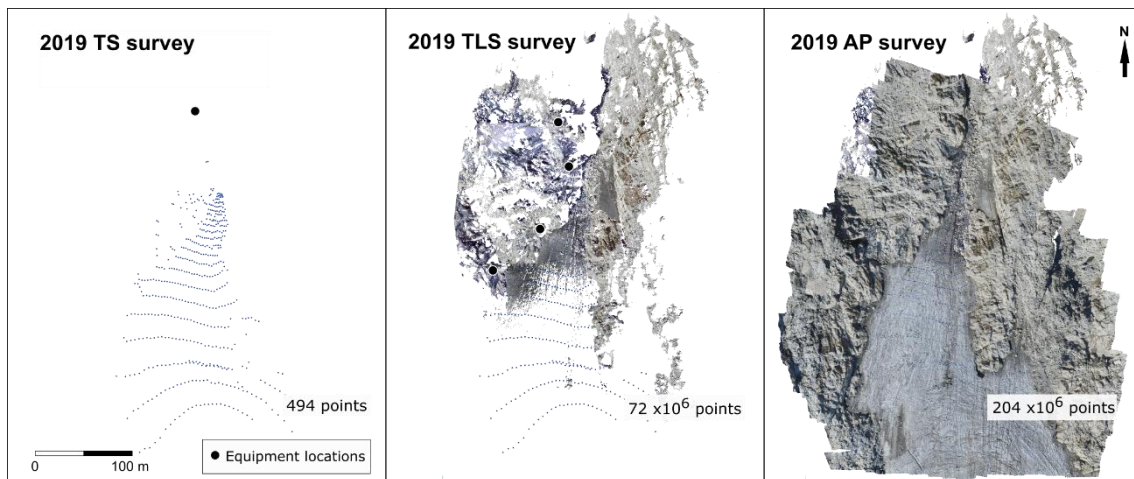


Figure 2. Sampling of different techniques applied on the Maladeta glacier in 2019 (TS: Total Station; TLS: Terrestrial Laser Scanner; AP: Aerial Photogrammetry).

Despite the use of multiple techniques to monitor the geometry of the glacier tongue, the quantification of the retreat and loss in thickness of the surface is presented through the topographic data that can provide more meaningful geometric information about the glacier. In this way, TLS and later AP techniques replaced TS and GNSS devices, although the latter continued to be used to support the surveys.

The glacier tongue degradation processes were quantified using direct measurements and derived products, orthoimages and digital elevation models (DEM) from the topographic surveys. The front retreat was determined by computing distances and surfaces between the perimeters defined by the measurements and orthoimages. Simultaneously, the thickness loss was derived from the subtraction of DEMs generated from different interpolation methods based on the acquired data. A detailed description of the methods used to quantify the retreat and thickness loss of the glacier tongue can be found in Appendix 2.

Due to the influence of survey quality on the quantification of glacier degradation, comparisons were made between perimeters and elevation models obtained

from different geomatics techniques (TS, TLS and AP) in a single campaign. In this way, the reliability and drawbacks of the annual losses presented was established. The assessment of the surveys quality and the uncertainty of the quantified glacier tongue losses can be found in Appendix 3.

Furthermore, due to the absence of meteorological stations near the Maladeta glacier (the closest one is about 50 km to the northwest and with a significantly lower elevation), daily solar radiation was used as a significant factor to explain glacier behaviour and potential changes in mass balances. In this sense, the radiation data obtained by Bonsoms et al. (2022) allowed the detection of anomalous years from the correlation of annual radiation with thickness and surface losses.

4. Results

A summary of the results (Table 2) and events to be described in this section is presented. The ice surface area measured on the Maladeta glacier tongue in 2010 (1.97 ha) disappeared between 2019 and 2020 (Figure 3, 4.1 section). Furthermore, in six years, between 2010 and 2016, the entire volume of ice present in the 2010 glacial tongue was lost ($121 \times 10^3 \text{ m}^3$; Figure 4, 4.2 section). While the longitudinal retreat of the glacier between 2010 and 2020 varied between 2.3 and 7.9 m/yr (Table 3).

Glacier tongue retreat		Glacier tongue thickness	
2010-2020 Normalized area lost (ha)	2.1	2010-2020 Normalized volume lost (m^3)	210,910
Normalized area loss (ha/yr)	0.2	Normalized volume loss (m^3/yr)	21,091
2010-2020 Front retreat (m)	52.8	2010-2020 Thickness loss (m)	17
Mean front retreat (m/yr)	5.3	Mean thickness loss (m/yr)	1.7

Table 2. Summary of the surface evolution of the Maladeta glacier tongue between 2010 and 2020 (based on Tables 3 and 4).

4.1. Loss of surface area

The perimeter defined in the seven years of geomatic measurements varied according to the field surveys and techniques used (Table 3, Figure 3). The normalised surface area loss (area loss considering the perimeter ratio measured in the 2010 campaign) between annual surveys presents maximums of -0.37 ha/yr in 2011-2012 and 2018-2019 and minimums of -0.13 ha/yr on average between 2012 and 2017 (Table 3). This surface area loss coincides with maximum mean retreats of the tongue close to 8 m between 2019 and 2020 and minimums of 2.3 m between 2017 and 2018. The evolution of the surface area of the glacier front (taking as a reference the surface of the tongue measured in 2010) shows an approximate loss of 11% per year from 2010 to 2020 (Figure 3.B). Whereas in 2020, 78% of the total surface area of the tongue existing in 2006 had already disappeared (close to 6% of annual loss; Figure 3.A). Between 2010 and 2020, this evolution meant a difference in the elevation of the front of 54 m (Figure 3; 2020 AP DEM as elevation reference).

Years	Time interval (yr)	Source	Observed perimeter (m)	Observed perimeter ratio (%)*	Total area lost (Ha)	Normalized area loss (Ha)**	Front retreat (m)***
2010-2011	1	GNSS-GNSS	664.6	1.00	-0.4	-0.4	6.0
2011-2012	1	GNSS-GNSS	910.6	1.37	-0.5	-0.4	7.3
2012-2017	5	GNSS-TLS	1175.7	1.77	-1.2	-0.7	24.3

2017-2018	1	TLS-TLS	317.9	0.48	-0.1	-0.2	2.3
2018-2019	1	TLS-AP	338.2	0.51	-0.2	-0.4	5.0
2019-2020	1	AP-AP	1,456.1	2.19	-0.4	-0.2	7.9

* Measured perimeter ratio compared to the 2010 campaign.

** Area loss considering the perimeter ratio measured in the 2010 campaign.

*** Mean distance to nearest point between a sampling of one meter of the fronts perimeter.

Table 3. Mean values of retreat and surface area loss in the glacier tongue.

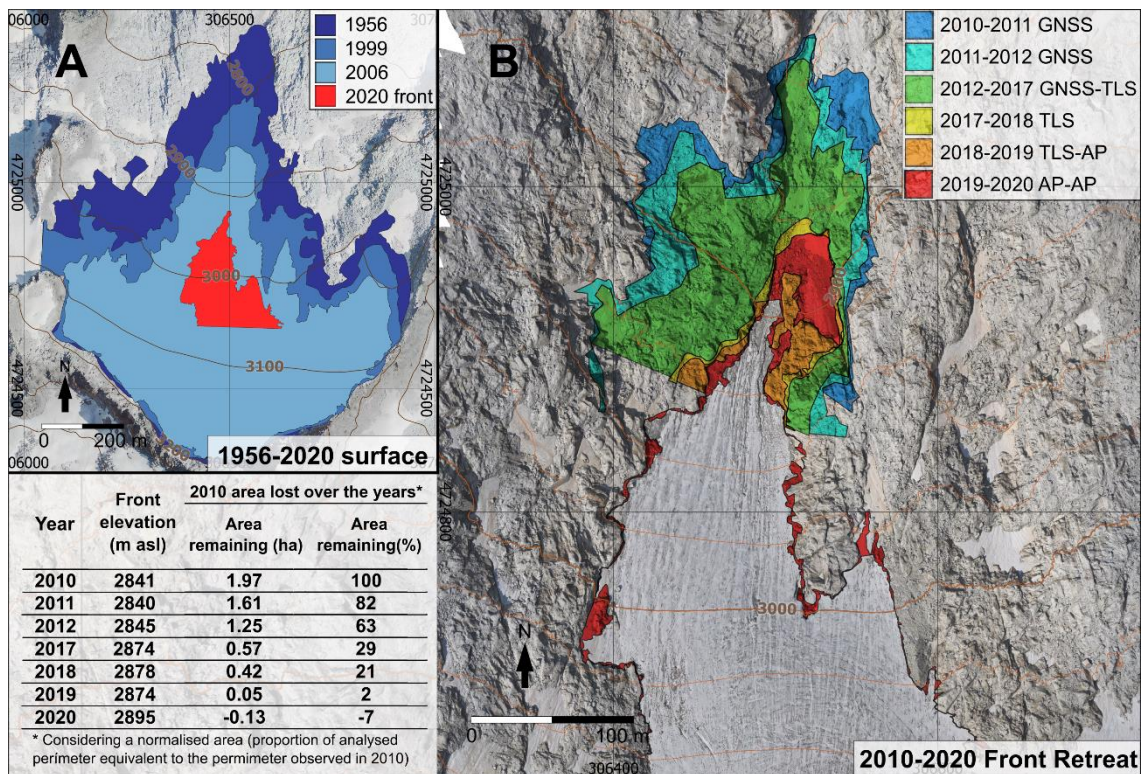


Figure 3. Evolution of the Maladeta glacier tongue. (A) Perimeters extracted from orthomosaics of the whole glacier (CC-BY 4.0 scene.es 1956-1957; 1999; 2006) and the one generated from the UAV photogrammetric survey in 2020 (EPSG: 25831). (B) Surface area differences between campaigns, and front elevation and remaining surface area values concerning the surface area measured in 2010.

Table 3 and Figure 3 are based on Figures SM1 and SM2 (Supplementary Material). Detailed information on the loss of surface area with each geomatic technique used for defining the tongue perimeter between 2010 and 2020 can be found in the latter figures.

4.2. Loss of thickness

The surface observed over nine years showed variations in the size of the area analysed and the thickness values (Table 4, Figure 4). As in the case of the perimeter measurements of the glacier tongue, the AP techniques (2019-2020) facilitated the analysis of a greater surface area, covering more than 3.5 ha (Table 4). Whereas in the TLS surveys (2017-2018), the surface studied was smaller, at around 0.7 ha. Despite the reduction in the area analysed, the difference in mean thickness between 2017 and 2018 was -1.3 m. A similar value to the losses detected in other years (Table 4, Figure SM3). In the period studied, the thickness decreases in 2011-2012 stands out at -4.2 m, accompanied by volume losses of

-51,547 m³ (normalised volume, Table 4). The lowest differences in thickness, of -0.3 m, were found in 2012-2013, coinciding with minor snow accumulations on the tongue due to recent precipitations. The loss of -1.3 m/yr of thickness observed from the photogrammetric flights of 2019 and 2020 allowed determining a difference in total ice volume of -46,679 m³, representing a normalised volume of -16,454 m³. In 2020, the ice extent of the tongue measured in 2010 had already disappeared, so the normalised volume determined between the 2010 tongue and the 2020 outcropping substrate was taken as a reference to determine mean volume loss rates of 17% per year (Figure 4).

Years	Time interval (yr)	DEM source	Front perimeter source	Observed area (ha)	Observed area ratio*	Total volume lost (m ³)	Normalized volume lost (m ³)**	Thickness loss (m)
2010-2011	1	TS-TS	2010 GNSS	1.2	1.00	-19,874	-19,874	-1.6
2011-2012	1	TS-TS	2011 GNSS	1.1	0.91	-46,845	-51,547	-4.2
2012-2013	1	TS-TS	2012 GNSS	1.8	1.48	-6,234	-4,223	-0.3
2013-2014	1	TS-TS	2012 GNSS	1.4	1.09	-23,686	-21,737	-1.8
2014-2016	2	TS-TS	2012 GNSS	1.4	1.09	-40,058	-36,766	-3.0
2016-2017	1	TS-TLS	2012 GNSS	1.5	1.17	-23,521	-20,147	-1.6
2017-2018	1	TLS-TLS	2017 TLS	0.7	0.54	-8,745	-16,276	-1.3
2018-2019	1	TLS-AP	2018 TLS	1.4	1.11	-26,410	-23,886	-1.9
2019-2020	1	AP-AP	2019 AP	3.5	2.84	-46,679	-16,454	-1.3

* Measured area ratio compared to the 2010 campaign.

** Volume loss considering the area ratio measured in the 2010 campaign.

Table 4. Mean values of thickness and volume loss in the glacier tongue.

The data in Table 4 are derived from Figures SM1 and SM2. Detailed information on annual thickness loss with the different geomatic techniques can be found in them, together with ground elevation differences using terrain profiles in Figure SM3.

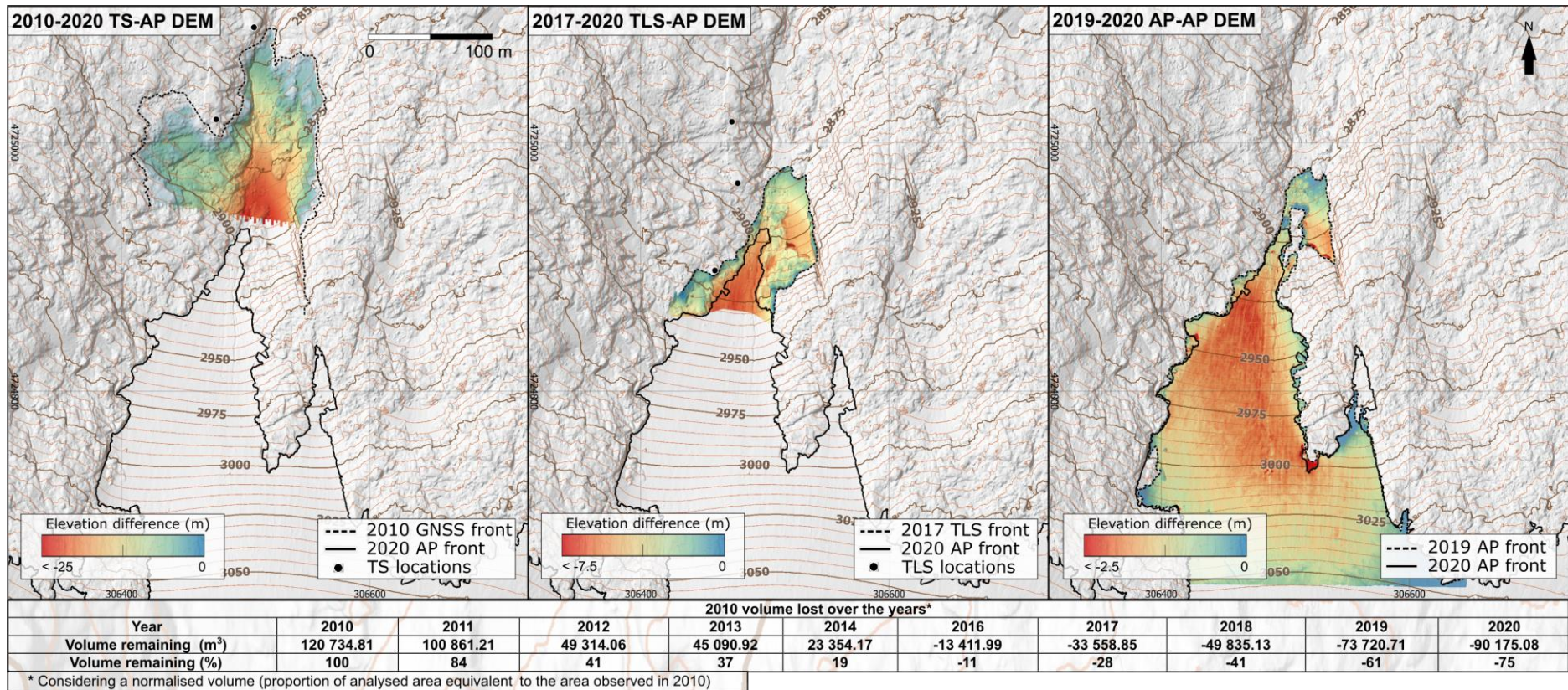


Figure 4. Thickness and volume differences in the glacier tongue between measurement campaigns. (i) Above, the thickness difference between the first DEM obtained by each geomatic technique and the last DEM obtained in 2020 (see Figure SM1 and Figure SM2 for the rest of the comparisons). In red, areas with greater thickness loss, and in blue, the areas where the thickness has not changed. (ii) Below, values of the remaining volume concerning the total volume of the tongue in 2010 (negative values since 2016 show the complete loss of the volume existing in 2010).

5. Discussion

5.1. Loss of surface area and thickness in the glacier tongue

The loss in thickness of the glacial tongue from 2010 presents maximum values of over -25 m (-2.5 m/yr; Figure 4; Figure SM3) with mean values of -17 m over a period of 10 years (-1.7 m/yr; Table 2). These values are consistent with the thickness losses of the glacier, estimated at -1.7 m/yr between 1994 and 2008 (Jiménez, 2016), -1 m/yr between 1994 and 2013 (WGMS, 2015) and -1.55 m/yr between 2008 and 2017 (Cobos et al., 2017). Moreover, the -1.7 m/yr of mean thickness lost in the tongue (Table 4) reveals a moderate increase in the rate of loss concerning the -1.56 m/yr in the period 2010-2014 (Rico, 2019). The increase in the rate of thickness loss between 2010 and 2020 stands out despite small snow accumulations (2012-2013, Table 4) and points to a more significant loss at the front of the glacier than in the higher areas. If it is considered that the portion of the ice measured in 2010 has disappeared, the range between -1.7 m/yr and -2.5 m/yr would fit the losses that occurred in the terminus ramp of the glacier before its final ablation. This thickness loss is in line with the rates recorded in other small glaciers, with changes between -0.5 to -5 m/yr (Fischer, 2018; Sommer et al., 2020). This fact shows the high variability of the changes in small glaciers and the high rates of ablation of the Maladeta glacier, which denotes its imbalance and rapid shrinkage.

The longitudinal retreat between 2010 and 2020 (5.3 m/yr; Table 2), doubled the reported values for the period 1991-2011 (Jiménez, 2016; Moreno, 2016). These rates are in accordance with those reported in Rico (2019), in which retreats of the front was determined of 2.5 m/yr for the period 2010-2014 and of 14 m/yr between 2012 and 2016. The differences have been linked to the method used for determining the distance between the fronts (in this study, mean distances throughout the perimeter of the tongue are presented). The retreat reflects the rapid ablation of the glacier terminus favoured by the increase in temperatures and, therefore, in the ELA, which has lain above the elevation of the glacier the 80% of the years since 2012.

The surface area of the glacier reduced at a rate of -2.6 ha/yr between 1993 and 2000 and by -3.5 ha/yr between 2002 and 2007 (Chueca et al., 2007; Jiménez, 2016; Rico et al., 2017). Nevertheless, the results from monitoring the tongue between 2010 and 2020 reveal a normalised loss rate between -0.2 and -0.3 ha/yr (Table 2). In order to evaluate the rates of glacier loss presented in other studies (1993-2000 and 2002-2007) and the rates of loss of the tongue presented in this study (2010-2020), the loss of surface area in the whole glacier and in the tongue was correlated. The perimeter of the entire glacier front was extracted using an orthomosaic (0.5 m/pix) from 2006 (date chosen because of the absence of snow; Figure 3.A). Given the rate of loss of the glacier tongue and a perimeter of about 2350 m obtained from the orthomosaic, the area lost on the entire glacier would amount to -0.9 ha/yr, far from the -3.5 ha/yr reported for the 2002-2007 period. These results would indicate a slower disappearance of the glacial tongue than the periphery of the upper part of the glacier.

The retreat of the entire glacier may point to the importance of topoclimatic factors, as previously proposed for temperate mountains (Colucci & Guglielmin, 2015; Fischer, 2018; Gachev, 2022) and in the Pyrenees (Rico et al., 2017;

Vidaller et al., 2021). This fact corroborates that small glaciers housed in shaded sites, without avalanche input and at moderate elevation (< 3000 m a.s.l.), such as the Maladeta glacier, present very rapid shrinkages with a tendency towards their disappearance. These contrast with those that have avalanche inputs and are located at a higher elevation, where the dominant topoclimatic factors favour the permanence of glaciers (DeBeer & Sharp, 2009).

The analysis of the evolution of the surface area and volume of the Maladeta glacier tongue since 2010 notes that volume loss is 1.7 times faster than the disappearance of surface area (Figure 3; Figure 4). This fact shows how the small glaciers degradation is characterised by a more significant loss of thickness than surface area (Rico et al., 2015, 2017; Vidaller et al., 2021). The analysis seems to confirm that thickness loss will affect not only cirque glaciers with sizes less than 10 ha but also small glaciers of larger extent.

High-resolution digital elevation models (5.8 cm/pix) have revealed the current position of the front of the glacier at 2895 m a.s.l. (2020; Figure 3.B), 25 m above that estimated in 2013 (WGMS, 2015). The 2015 elevation estimated by the WGMS has been rejected, as it has no concordance either with prior or posterior data. While between 1994 and 2010, an increase of 3.1 m/yr was estimated (WGMS, 2015), in the following decade, 2010-2020, the mean was 5.3 m/yr (Table 2; Figure 3). A gradual increase in the front elevation is also observed since it rose by 4.7 m/yr between 2010 and 2017, and 7 m/yr between 2017 and 2020 (Figure 3). The increase in elevation in the last 10 years shows a clear trend, with some very significant annual rises (e.g. 2019-2020, an increase of 21 m).

The analysis presented in this study, with the application of several geomatic techniques such as GNSS, TS, TLS or AP, has been useful in the study of the Maladeta glacier tongue as it has been in other studies linked to the cryosphere (Colucci & Guglielmin, 2015; Fischer, 2018; Fischer et al., 2016; López-Moreno et al., 2016, 2019; Martínez-Fernández et al., 2019, 2022; Rico et al., 2017). Moreover, the combined analysis of the elevation models generated in the campaigns of 2019 and 2020 demonstrates that the thickness and volume lost quantification are similar using any of the techniques (Appendix 3). That is mainly due to the geometric characteristics of the surface of the glacier, which favour the generation of similar DEMs despite the different levels of detail of the measurements. According to this study, the elevation models derived from different techniques may affect the volume determined by around $\pm 7\%$ between two surveys. Nevertheless, these same techniques present diverse limitations concerning the extension of the surface surveyed (Tables 3 and 4) or the derivable products (e.g. orthoimages from TLS scans; Appendix 2).

Monitoring the glacier tongue has shown that the values in determining the perimeter should be used cautiously. The variability of the surveys generated from each technique resulting from the sampling distance, the resolution of the products, the accessibility to the study area and the accuracy and properties of the equipment have affected the obtained perimeters (Appendix 2). An error of a subjective nature, resulting from the researcher responsible for defining the perimeter, must be added through direct observations or cartographic products. In the monitoring work on the tongue, it has been shown that these issues may affect around $\pm 80\%$ of the area determined between two consecutive years

(2019-2020; Table 3). Nevertheless, this inconsistency in the perimeter definition would only affect $\pm 7\%$ of the surface area loss in the 10 years of study. It is precisely this uncertainty in the perimeter definition that affects the determination of the annual retreat of the tongue (Appendix 3) and thus, the definition of the elevation of the front (Figure 3.B). In some years, no variation appears, while elevation changes are significant in others.

5.2. Transition from a tongued to a cirque glacier

The ablation rates and disappearance of the ice seem to be related to the rate of summer radiation estimated by Bonsoms et al. (2022). High levels ($>170 \text{ W m}^2$) bring about a shortening of time the snow cover remains and a longer duration of the period of surface ablation (Bonsoms et al., 2022). In the glacier of the Maladeta, there is a high positive correlation between the high incidence of summer radiation and the high negative mass balances, except for 2014 and 2020, in which high radiation rates correspond to a positive and negative moderate mass balance, respectively (Figure 5, Table 5).

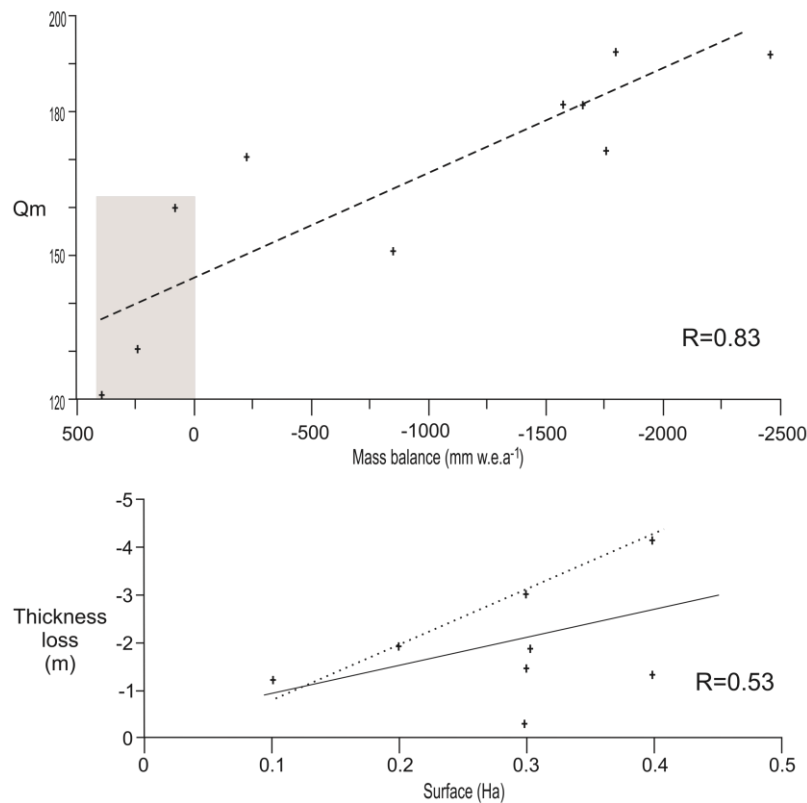


Figure 5. Top, correlation between solar radiation and mass balance in the Maladeta glacier. Bottom, correlation between thickness and surface losses in the Maladeta glacier tongue.

Year	Specific Balance* (mm w.e)	Mass	Radiation Qm** (W m ²)	Thickness loss*** (m)	Surface area loss*** (ha)
2012	-2471		190	-0.3	-0.7
2013	+390		120	-1.8	
2014	+78		160	-3	
2015	-1760		170		
2016	-843		150	-1.6	
2017	-1672		180	-1.3	-0.2
2018	+257		130	-1.9	-0.4
2019	-1582		180	-1.3	-0.2
2020	-212		170		
2021	-1939				

* WGMS, 2022; ** Bonsoms et al., 2022; *** Table 3 and Table 4

Table 5. Balance, radiation, thickness and surface losses in the glacier tongue.

On the glacier tongue, there is also a positive correlation between the loss of thickness and surface area during 2010-2020 period except in the 2014, 2017 and 2020 years (Figure 5). The three years represent an important anomaly with greater loss of surface than thickness that implies a lower correlation. This corroborates the correlation found for the same period between the decrease in area and thickness for the whole glacier between 2011 and 2020 (Vidaller et al., 2021). Nevertheless, once more, there is an exception. The year 2019-2020 did not show any correspondence between a high loss of surface area and thickness (Table 5). Years with notable increases in the front elevation are also reflected, such as the interval of 2012-2017 and 2019-2020 (Figure 3B). The exception recorded in both the climatic behaviour (radiation/mass balance) and the response (thickness/surface area/elevation of the front) permits the affirmation that there are years in which the response of the glacier is not driven by climatic control.

In the Pyrenees, the daily radiation rate has doubled, which has meant that snowmelt, and thus the ablation period, is about one month earlier in the 2000-2020 interval than in 1959-1980 (Bonsoms et al., 2022; López-Moreno et al., 2020). Together with the progressive rise of the ELA and the decrease of the accumulation area, daily radiation is one of the most significant factor in explaining the gradual increase of the glacier ablation with the advancing years. A clear increase can be seen in the elevation rates of the glacier front, in the retreat rates, and in the equalisation of the loss of surface area and thickness (Cobos et al., 2017; Vidaller et al., 2021), although there is great variability in the mass balances and radiation (Jiménez, 2016; WGMS, 2021). If this trend continues, the loss of the glacier tongue and the transition to a cirque glacier of less than 10 ha will occur in approximately 12 years. Therefore, by the end of the 30s of the 21st century the tongue will no longer exist.

The high degree of variability of the tongue retreat implies a changeable trend. The variability present in the behaviour of the Maladeta glacier is also observed in other small glaciers located in mountains at temperate latitudes, where topoclimatic and climatic factors are involved and the ELA is located above the elevation of the glacier flow (Fischer, 2018; Gachev, 2022; Sommer et al., 2020). The existence of processes such as glacial lake outburst floods (Serrano et al. 2018) or collapses and the coincidence with high rates of glacial retreat point to the high instability of the glacier. These differentiated behaviours of the glacier

allow the establishment of two different dynamics in the shrinkage process of the glacier of the Maladeta:

i) Surface ablation: processes associated with high summer radiation that generate high negative balances with substantial losses in thickness but moderate retreats of the front. The main processes are melting and runoff, sublimation and evaporation on the glacier surface. These processes were dominant in 2012, 2015, 2017 and 2019, and an increase in their activity over time has been detected. Nevertheless, they took place every year studied and are one of the main factors causing the shrinkage of the glacier.

ii) Collapses: a process detected under moderate, positive or negative balances of mass that causes small losses in thickness but a pronounced loss in length. These have been detected for the years 2014, 2018 and 2020. This is a process identified in the field, in ice without deformation by flow and with the presence of subglacial water and air circulation. Both water and air favour melting, sublimation and runoff at the base of the ice. Following the snow melt, relatively warmer subglacial air currents initiate ascending or descending air flows along subglacial conducts. They can melt or sublimate the ice at its base, enlarging the hollows of the interior of the glacier (Figure 6). Coinciding with high indices of radiation, water flow and instability, the ceiling of the ice collapses. These processes generate the sudden retreat of the glacier, when the ice blocks falls onto the substrate and the quickly melting after breaking away.. The retreat processes by collapse occur at intervals of 2 to 4 years and generate sharp retreat sandwiched between periods of gradual retreat, accelerating the glacier shrinkage..

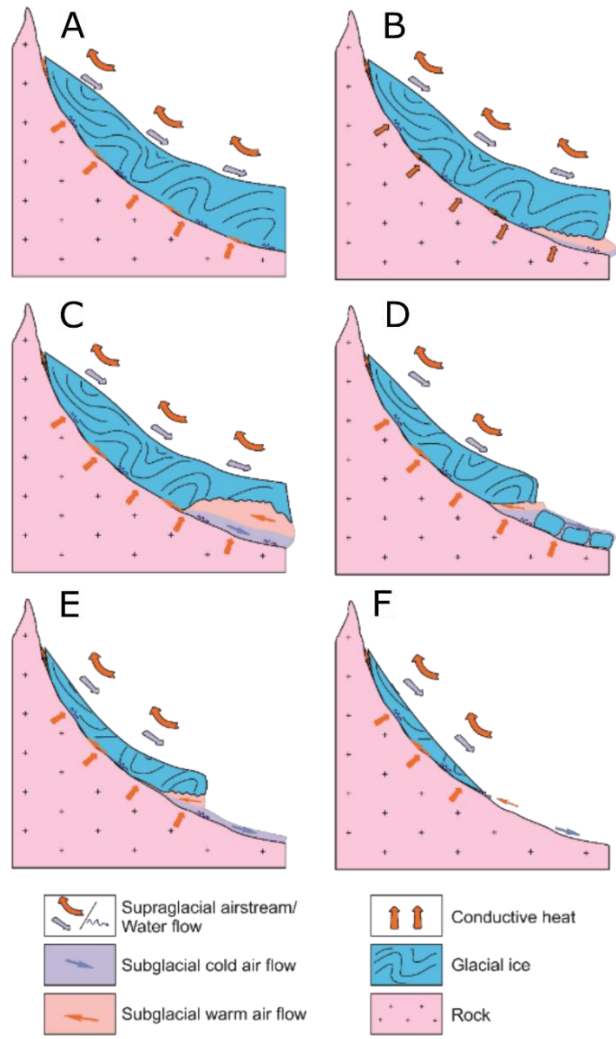


Figure 6. Shrinkage processes in the glacier of the Maladeta. (A) Begin the ablation processes. (B) Subglacial water and airflow. (C) The genesis of subglacial cavities. (D) The collapse of the ice roof. (E) The process begins again. (F) The final stage, change to a snow patch.

Both processes combined involve great variability in the behaviour of the glacier and the high instability of the system. These are essential characteristics of small glaciers in temperate mountains.

6. Conclusion

The Maladeta glacier is a small one now transitioning from being a glacier moderately influenced by climatic conditions to its dependency on topoclimatic factors. The periodic and detailed monitoring of the glacier tongue for 10 years (2010-2020) has made it possible to determine an annual increase in the rates of loss of ice thickness and ice surface area, along with the ascent of the front. The present study shows that ablation rates are very significant in the glacier tongue. This fast loss of the tongue implies the transformation of the glacier into a cirque glacier over approximately a decade. Despite this trend, it has been found that the reduction of the glacier surface area is faster in the cirque than in the tongue, which points to the gradual disappearance of the entire ice body throughout its

length and at any elevation. Such behaviour could lead to the extinction of the glacier in a period close to that of the tongue.

The glacier front is dominated by a substantial decrease in ice thickness and the disappearance of about 80% (2020) of the existing tongue in 2006. The glacier tongue denotes the absence of deformation, with relict folds, shear faults and subglacial ablation. It is a dominant process in which subglacial ablation with the generation of large cavities is followed by collapse processes and the disappearance of large portions of the glacier, such that periods of intense and moderate retreat alternate. These are largely related to years with high summer radiation and high negative mass balances throughout the glacier, which in the front are manifested as collapse processes rather than part of the internal dynamic of the ice. The variability in the ablation and retreat rates of the glacier and the diversity of processes involved in the disappearance of the glacier tongue, such as collapses, glacial lake outburst flood, and supraglacial and subglacial runoff, point to its high instability.

The technologies applied facilitated the periodic observation over 10 years, which has helped to deepen knowledge of the glacier evolution and, above all, of the change rates during the ice ablation and shrinkage. Nevertheless, the technological changes, from TS to TLS and finally AP, show the suitability of the most recent techniques, with optimal precision and resolution for continuously monitoring the evolution of medium-sized and very small glaciers. Aerial photogrammetry using UAVs provides extensive models of high precision and resolution that avoid errors arising from the spatial interpolation and extrapolation of points on the glacier surface while reducing laborious fieldwork, often subject to unforeseen and potentially dangerous events.

Acknowledgements

The research was funded by the Spanish Ministry of Economy, Industry and Competitiveness projects CGL2015-68144-R and PID2020-113247RB-C21. We are very grateful for the support of the many participants who have accompanied us during the 10 years of fieldwork. This work could not have been accomplished without the logistical support of the Department of Geography of the University of Valladolid and the Digital Mapping & 3D Analysis Laboratory of the CENIEH, in addition to the help of the NEXUS Research Group members of the University of Extremadura.

References

- Amblar, P., Casado, M. J., Pastor, M. A., Ramos, P., & Rodríguez-Camino, E. (2017). Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España a partir de los resultados del IPCC-AR5 - Agencia Estatal de Meteorología - AEMET. Gobierno de España. https://www.aemet.es/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/detalles/Guia_escenarios_AR5
- Arenillas, M., Cobos, G., & Navarro, J. (2008). Datos sobre la nieve y los glaciares en las cordilleras españolas. El programa ERHIN (1984-2008). Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.

- Bonsoms, J., López-Moreno, J. I., González, S., & Oliva, M. (2022). Increase of the energy available for snow ablation in the Pyrenees (1959–2020) and its relation to atmospheric circulation. *Atmospheric Research*, 275, 106228. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2022.106228>
- Carturan, L., Filippi, R., Seppi, R., Gabrielli, P., Notarnicola, C., Bertoldi, L., Paul, F., Rastner, P., Cazorzi, F., Dinale, R., & Dalla Fontana, G. (2013). Area and volume loss of the glaciers in the Ortles-Cevedale group (Eastern Italian Alps): Controls and imbalance of the remaining glaciers. *Cryosphere*, 7(5), 1339–1359. <https://doi.org/10.5194/TC-7-1339-2013>
- Chueca, J., Julián, A., & López-Moreno, J. I. (2007). Recent evolution (1981–2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain: extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors. *Journal of Glaciology*, 53(183), 547–557. <https://doi.org/10.3189/002214307784409342>
- Chueca, J., Julián, A., Saz, M. A., Creus, J., & López, I. (2003). El glaciar de La Madaleta (Pirineo Central Español): Análisis de su evolución desde la Pequeña Edad del Hielo y su relación con factores climáticos. *Cuaternario y Geomorfología*, 41–55. <https://recyt.fecyt.es/index.php/CUGEO/article/view/17039/10444>
- Chueca, J., Julián Andrés, A., Saz Sánchez, M. A., Creus Novau, J., & López Moreno, J. I. (2005). Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology*, 68(3–4), 167–182. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2004.11.012>
- CloudCompare. (2020). CloudCompare (version 2.11) [GPL software] (2.11).
- Cobos, G., Lastrada, E., García, F., Buchón, C., Barseló, F., & Collado, J.A. Monteagudo, R. (2017). Cartografiado del glaciar de la Maladeta a partir de prospección de georradar. Programa ERHIN.
- Colucci, R. R. (2016). Geomorphic influence on small glacier response to post-Little Ice Age climate warming: Julian Alps, Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(9), 1227–1240. <https://doi.org/10.1002/ESP.3908>
- Colucci, R. R., & Guglielmin, M. (2015). Precipitation–temperature changes and evolution of a small glacier in the southeastern European Alps during the last 90 years. *International Journal of Climatology*, 35(10), 2783–2797. <https://doi.org/10.1002/JOC.4172>
- Craymer, M. (2022). Geodetic Toolbox (<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/15285-geodetic-toolbox>), MATLAB Central File Exchange. Last visit on September 16, 2022.
- Deaux, N., Soubeyroux, J.-M., Cuadrat, J., Cunillera, J., Esteban, P., Prohom, M., & Serrano-Notivoli, R. (2014). Homogénéisation transfrontalière des températures sur le massif des Pyrénées. XXVII Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, 344–350.
- DeBeer, C. M., & Sharp, M. J. (2009). Topographic influences on recent changes of very small glaciers in the Monashee Mountains, British Columbia, Canada.

Journal of Glaciology, 55(192), 691–700.
<https://doi.org/10.3189/002214309789470851>

del Rio, M., Rico, I., Serrano, E., & Tejado, J. J. (2014). Applying GPR and Laser Scanner Techniques to Monitor the Ossoue Glacier (Pyrenees). *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 19(4), 239–248.
<https://doi.org/10.2113/JEEG19.4.239>

ERGNSS. (2020). Red Geodésica Nacional de Estaciones de Referencia GNSS (ERGNSS) - IGN. <https://www.ign.es/web/ign/portal/gds-gnss-estaciones-permanentes>

Feuillet, T., & Mercier, D. (2012). Post-little Ice Age patterned ground development on two Pyrenean proglacial areas: from deglaciation to periglaciation. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94(3), 363–376. <https://doi.org/10.1111/J.1468-0459.2012.00459.X>

Fischer, M. (2018). Understanding the response of very small glaciers in the Swiss Alps to climate change. University of Fribourg (Switzerland).

Fischer, M., Huss, M., Kummert, M., & Hoelzle, M. (2016). Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps. *Cryosphere*, 10(3), 1279–1295.
<https://doi.org/10.5194/TC-10-1279-2016>

Gachev, E. M. (2022). Response of Very Small Glaciers to Climate Variations and Change: Examples from the Pirin Mountains, Bulgaria. *Atmosphere* 2022, Vol. 13, Page 859, 13(6), 859. <https://doi.org/10.3390/ATMOS13060859>

García-García, F. (1997). Aplicaciones de la técnica geofísica de prospección por geo-radar en glaciología e ingeniería civil. Universitat Politècnica de Catalunya.

González-Trueba, J. J., Moreno, R. M., Martínez De Pisón, E., & Serrano, E. (2008). 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. [Http://Dx.Doi.Org/10.1177/0959683608089209](http://Dx.Doi.Org/10.1177/0959683608089209), 18(4), 551–568.
<https://doi.org/10.1177/0959683608089209>

Grunewald, K., & Scheithauer, J. (2010). Europe's southernmost glaciers: response and adaptation to climate change. *Journal of Glaciology*, 56(195), 129–142. <https://doi.org/10.3189/002214310791190947>

Hughes, P. D. (2009). Twenty-first Century Glaciers and Climate in the Prokletije Mountains, Albania. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 41(4), 455–459.
<https://doi.org/10.1657/1938-4246-41.4.455>

Huss, M., & Fischer, M. (2016). Sensitivity of very small glaciers in the swiss alps to future climate change. *Frontiers in Earth Science*, 4, 34.
<https://doi.org/10.3389/FEART.2016.00034/BIBTEX>

Jiménez, C. (2016). Cartografiado de la morfología subglaciar de La Maladeta y Aneto mediante georradar [Universitat Politècnica de València]. <https://doi.org/10.4995/THESIS/10251/62211>

Kazhdan, M., Bolitho, M., & Hoppe, H. (2006). Poisson Surface Reconstruction. *Proceedings of the Fourth Eurographics Symposium on Geometry Processing*, 61–70. <http://dl.acm.org/citation.cfm?id=1281957.1281965>

López-Moreno, J. I., Alonso-González, E., Monserrat, O., Del Río, L. M., Otero, J., Lapazarán, J., Luzi, G., Dematteis, N., Serreta, A., Rico, I., Serrano-Cañadas, E., Bartolomé, M., Moreno, A., Buisan, S., & Revuelto, J. (2019). Ground-based remote-sensing techniques for diagnosis of the current state and recent evolution of the Monte Perdido Glacier, Spanish Pyrenees. *Journal of Glaciology*, 65(249), 85–100. <https://doi.org/10.1017/JOG.2018.96>

López-Moreno, J. I., Nogués-Bravo, D., Chueca-Cía, J., & Julián-Andrés, A. (2006). Glacier development and topographic context. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(12), 1585–1594. <https://doi.org/10.1002/ESP.1356>

López-Moreno, J. I., Revuelto, J., Rico, I., Chueca-Cía, J., Julián, A., Serreta, A., Serrano, E., Vicente-Serrano, S. M., Azorin-Molina, C., Alonso-González, E., & García-Ruiz, J. M. (2016). Thinning of the Monte Perdido Glacier in the Spanish Pyrenees since 1981. *Cryosphere*, 10(2), 681–694. <https://doi.org/10.5194/TC-10-681-2016>

López-Moreno, J. I., Soubeyroux, J. M., Gascoin, S., Alonso-Gonzalez, E., Durán-Gómez, N., Lafaysse, M., Vernay, M., Carmagnola, C., & Morin, S. (2020). Long-term trends (1958–2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees. *International Journal of Climatology*, 40(14), 6122–6136. <https://doi.org/10.1002/JOC.6571>

López-Moreno, Juan I., García-Ruiz, J. M., Vicente-Serrano, S. M., Alonso-González, E., Revuelto-Benedí, J., Rico, I., Izagirre, E., & Beguería-Portugués, S. (2020). Critical discussion of: “A farewell to glaciers: Ecosystem services loss in the Spanish Pyrenees.” *Journal of Environmental Management*, 275, 111247.

Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., Laffly, D., & René, P. (2015, June 22). The Pyrenean glaciers (South West Europe) in 1850 and 2011: a new cross-border inventory based on aerial images and field surveys. 26th IUGG General Assembly.

Martínez-Fernández, A., Benito-Calvo, A., Campaña, I., Ortega, A. I., Karampaglidis, T., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2020). 3D monitoring of Paleolithic archaeological excavations using terrestrial laser scanner systems (Sierra de Atapuerca, Railway Trench sites, Burgos, N Spain). *Digital Applications in Archaeology and Cultural Heritage*, 19, e00156. <https://doi.org/10.1016/J.DAACH.2020.E00156>

Martínez-Fernández, A., Serrano, E., Pisabarro, A., Sánchez-Fernández, M., Sanjosé, J. J. de, Gómez-Lende, M., Lázaro, G. R., & Benito-Calvo, A. (2022). The Influence of Image Properties on High-Detail SfM Photogrammetric Surveys of Complex Geometric Landforms: The Application of a Consumer-Grade UAV Camera in a Rock Glacier Survey. *Remote Sensing 2022*, Vol. 14, Page 3528, 14(15), 3528. <https://doi.org/10.3390/RS14153528>

Martínez-Fernández, A., Serrano, E., Sanjosé, J. J., Gómez-Lende, M., Pisabarro, A., & Sánchez, M. (2019). Geomatic methods applied to the change study of the La Paúl rock glacier, Spanish Pyrenees. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLII-2-W13(2/W13), 1771–1775. <https://doi.org/10.5194/ISPRS-ARCHIVES-XLII-2-W13-1771-2019>

Martínez de Pisón, E. Navarro, J., Martínez, R., Pedrero, A., Arenillas, M., & Bisbal, L. (1997). Observaciones sobre el estado de los glaciares del Pirineo español. Campaña 1994. *La Nieve En Las Cordilleras Españolas*, 253–265.

Martínez de Pisón, E., Navarro, J., Martínez, R., Cantarino, I., Pedrero, A., & Arenillas, M. (1995). Observaciones morfológicas sobre la evolución de los glaciares del Pirineo español entre 1982 y 1993. *La Nieve En Las Cordilleras Españolas*, 251–281.

Martínez de Pisón, Eduardo, & Arenillas, M. (1988). Los glaciares actuales del Pirineo español. In *La nieve en el Pirineo Español* (pp. 29–98). MOPU. Servicio de Publicaciones.

Martínez, R., & García, F. (1994). Trabajos de glaciología en el glaciar de la Maladeta. Campaña 1991-92. *La Nieve En Las Cordilleras Españolas*, 209–236.

Martínez, R., García, F., Macheret, Y., Navarro, J., & Bisbal, L. (1997). El sustrato subglaciar y la estructura interna de los glaciares del Aneto y la Maladeta cartografiados por geo-radar de ultra-alta frecuencia (UHF). *La Nieve En Las Cordilleras Españolas*, 227–249.

Mora, J., Arenillas, M., Cobos, G., & Navarro, J. (2006). The recent evolution of glaciers in the Spanish Pyrenees. *La Houille Blanche*, 92(3), 65–70. <https://doi.org/10.1051/lhb:200603010>

Moreno, M. . (2016). Estudio del balance anual de masa en el glaciar de La Maladeta.

Oliva, M., Ruiz-Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J. M., Domínguez-Castro, F., García-Ruiz, J. M., Giralt, S., Gómez-Ortiz, A., Hernández, A., López-Costas, O., López-Moreno, J. I., López-Sáez, J. A., Martínez-Cortizas, A., Moreno, A., Prohom, M., Saz, M. A., Serrano, E., Tejedor, E., Vicente-Serrano, S. M. (2018). The Little Ice Age in Iberian mountains. *Earth-Science Reviews*, 177, 175–208. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2017.11.010>

OPCC. (last access 18-10-2022). Past and present climate | Pyrenean climate change observatory. <https://www.opcc-ctp.org/en/sector/past-and-present-climate>

QGIS Development Team. (2021). QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project (3.18). <http://qgis.osgeo.org>

Rene, P. (2013). *Glaciers des Pyrénées: Le réchauffement climatique en images*. Editions Cairn.

Rico, I. (2019). Los glaciares de los Pirineos. Estudio glaciológico y dinámica actual en el contexto del cambio global. Universidad del País Vasco.

Rico, I., Izagirre, E., Serrano, E., & López-Moreno, J. I. (2017). Current glacier area in the Pyrenees: an updated assessment 2016. *Pirineos*, 172, e029–e029. <https://doi.org/10.3989/PIRINEOS.2017.172004>

Rico, I., Serrano, E., LastNameSanjosé, J. J. de, & Del Rio, M. (2015). Responses to Climatic Changes since the Little Ice Age on La Paul Glacier (Central Pyrenees). *Krei*, 13, 105–116. <http://hdl.handle.net/10810/18801>

- Rico Lozano, I., Serrano, E., López Moreno, J. I., Revuelto Benedí, J., Atkinson, A., & San José, J. J. (2014). El glaciar de la Maladeta (Pirineos): evolución del frente y variabilidad ambiental (2010-2013). *Avances de La Geomorfología En España 2012-2014*, 2014, ISBN 978-84-617-1123-9, Págs. 535-538, 535–538. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=8142557&info=resumen&idioma=ENG>
- Schrader, F. (1894). Sur l'étendue des glaciers des Pyrénées. *Annuaire Du Club Alpin Français*, 1, 403–422.
- Serrano, E. (2022). The existing glaciers of the Iberian Peninsula: the Central Pyrenees. *Iberia, Land of Glaciers: How The Mountains Were Shaped By Glaciers*, 525–553. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00025-6>
- Serrano, E., Agudo, C., & González, J. J. (2002). La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Cuaternario y Geomorfología*, 16 (1-4), 111–126. <https://recyt.fecyt.es/index.php/CUGEO/article/view/17078/10465>
- Serrano, E., & Martín-Moreno, R. (2018). Surge glaciers during the Little Ice Age in the Pyrenees. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44(1), 213–244. <https://doi.org/10.18172/CIG.3399>
- Serrano, E., Oliva, M., González-García, M., López-Moreno, J. I., González-Trueba, J., Martín-Moreno, R., Gómez-Lende, M., Martín-Díaz, J., Nofre, J., & Palma, P. (2018). Post-little ice age paraglacial processes and landforms in the high Iberian mountains: A review. *Land Degradation & Development*, 29(11), 4186–4208. <https://doi.org/10.1002/LDR.3171>
- Sommer, C., Malz, P., Seehaus, T. C., Lippl, S., Zemp, M., & Braun, M. H. (2020). Rapid glacier retreat and downwasting throughout the European Alps in the early 21st century. *Nature Communications* 2020 11:1, 11(1), 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16818-0>
- Vidaller, I., Revuelto, J., Izagirre, E., Rojas-Heredia, F., Alonso-González, E., Gascoin, S., René, P., Berthier, E., Rico, I., Moreno, A., Serrano, E., Serreta, A., & López-Moreno, J. I. (2021). Toward an Ice-Free Mountain Range: Demise of Pyrenean Glaciers During 2011–2020. *Geophysical Research Letters*, 48(18), e2021GL094339. <https://doi.org/10.1029/2021GL094339>
- WGMS. (2015). *Global Glacier Change Bulletin*, 1 (2012–2013). https://wgms.ch/downloads/WGMS_GGCB_01.pdf
- WGMS. (2021). *Global Glacier Change Bulletin*, 4 (2018–2019). https://wgms.ch/downloads/WGMS_GGCB_04.pdf
- WGMS. (2022). Latest glacier mass balance data – world glacier monitoring service. <https://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>

Appendix 1: Data acquisition

The information recorded in this study is a compendium of years of work in the Pyrenees (2010-2020). With the development of geomatic techniques and the evolution of the environment, the measurement strategies have varied, with them the possibilities for surveying Pyrenean glaciers.

Data acquisition using different techniques was marked by the need to improve topographic information recorded from the surface and perimeter of the tongue of the Maladeta glacier. In search of ways to complement or compare all of the geographic information available, the surveys were georeferenced to the absolute reference system ETRS89 projection UTM H31, with orthometric heights according to the model EGM08-REDNAP. Using a standardised reference system enabled the topographic information obtained in this study to be complemented with previous cartographic products, such as historical orthophotos of the Spanish National Cartographic System.

Data Acquisition using the Total Station (TS)

The total station Topcon Imaging Station IS-1 was one of the first surveying equipment used. This is a robotic total station with a long and short measurement range without a prism. In the long-range, it reaches up to 2 km with $\pm(10 \text{ mm} + 10 \text{ ppm})$ precisions. In the short-range, distances are reduced to 250 m with an improvement in the precision of $\pm 5 \text{ mm}$ in the measurements. Over these short distances, the total station can perform scans in the form of a grid. The typical scanning speed reaches 10 pts/sec at a distance of up to 150 m for a 3D precision of around $\pm 12 \text{ mm}$.

It is a precise instrument placed in all the surveys on two nails embedded in bedrock at different elevations, part of a local reference framework set up in 2010 for observing the glacier tongue. The measurement of 13 reference points with TS and GNSS devices in 2019 enabled the determination of the transformation parameters of the local reference system to an absolute reference system with 3D uncertainties (XYZ) of $\pm 1 \text{ cm}$ (Transformation Helmert of 10 parameters; Craymer, 2022). These parameters were used to transform the TS surveys of all the campaigns to an absolute reference system common to all the topographical data. For the retreat of the glacier front and to complement the measurements with other techniques, since 2017 the TS surveys were carried out exclusively from the highest position. The TS was used on the glacier to carry out measurements of the perimeter in 2019, automatic surface surveys with the scanning mode from 2010 to 2019 (except 2015) and providing topographic support to TLS surveys in 2017 and 2018.

Data acquisition using GNSS devices

The first GNSS data were obtained using two Leica GPS1200 receptors together with the 2010 TS surveys. Differential GNSS and RTK techniques were used to collect coordinates of the tongue perimeter in the campaigns from 2010 to 2012 and provide topographic support to TS, TLS and AP techniques in the 2019 and 2020 surveys. Using a GNSS receptor as a reference station and another as a rover, measurements were post-processed using the National Geodetic Network

of GNSS Reference Stations (ERGNSS, 2020) and Leica Geo Office (for the surveys 2019 and 2020; for those from 2010 to 2012 see Rico, 2019). The measurements taken in 2019 permitted the transformation of the local coordinates of the TS surveys to the reference system ETRS89 UTM H31, which also included the transformation of the coordinates of the TLS reference points, measured by TS in 2017 and 2018, to an absolute reference system. Finally, GNSS devices were used to coordinate the reference targets in the photogrammetric flights made over the tongue of the glacier between 2019 and 2020. In all cases, the mean 3D uncertainty of the GNSS measurements was less than ± 2 cm in the surveys of 2019 and 2020, precisions similar to those reported by Rico (2019) in the 2010 and 2012 surveys.

Data acquisition using Terrestrial Laser Scanner (TLS)

The equipment used to carry out the scans was the FARO FOCUS 3D X330. This is a portable laser scanner with Shift-Phase technology with a range of up to 330 m. Equipped with an integrated and calibrated digital camera (70 MP HDR), it provides colour to the basic scanning product, the point clouds. It weighs over 5 kg and is used with a carbon fibre tripod. It is a scanner with a good balance regarding range, precision and size.

The TLS surveys were similar to those conducted by Martínez-Fernández et al., 2019. They began with the selection of scanning placements over the rock substrate on the western side of the glacier to cover as much of the surface of the tongue as possible. Although the location of the scans was generally similar among the surveys (differences of around ± 2 m), the number of scans varied depending on the working time available and accessibility to the area. Three scans were made in the 2017 survey and four in the surveys from 2018 to 2020. All of these were performed with a spatial resolution of 6 mm at 10 m and a measurement speed of around 122 kpts/sec for generating a point cloud of 360° around the scanner. Following their capture, the scans were processed, registered and georeferenced using the software FARO SCENE 2019 to obtain a single 3D point cloud of the surface of the glacier tongue.

The reference framework to georeference the scans was based on the use of natural points, points painted on the rock and easily transportable red and yellow cloth targets (only for the surveys of 2017 and 2018) of 1 m x 1 m. A minimum of three artificial or natural reference points distributed around the scanner were used in all the scans. The reference points varied slightly in each survey owing to their disappearance or the placement of the scanner. For this reason, from 2017 to 2019, the points were geolocated using TS within the local reference system and through GNSS in 2019 within the absolute reference system. In the 2020 survey, the GNSS and TS devices ceased to be used in the TLS survey as the reference points of previous years were used to reduce working time.

Data acquisition using Aerial Photogrammetry (AP) by UAV

Aerial images in 2019 and 2020 were acquired using the UAV DJI Mavic 2 Pro and the flight planning and control software UgCS PRO v.3.2. The flights were designed so that the glacier was photographed with nadir images during transverse strips to the tongue and with oblique images during longitudinal strips

to the tongue. It was ensured that the flight strategy and parameters, in addition to the characteristics of the images, were similar to those presented in Martínez-Fernández et al., 2022, and only the flight altitude over the ground and area covered were modified. Nevertheless, some of the flights made in 2019 were done manually due to technical problems. Despite the efforts the remote pilot made to follow the flight paths previously planned on UgCS PRO, more images were captured to ensure adequate coverage of the entire tongue. That resulted in 915 images being captured in 2019, whereas in 2020, over 400 images were collected. The photogrammetric reconstruction was made from TIFF format images derived from the raw images from the camera using the software Capture One v.20.

Models were scaled and georeferenced using GNSS devices and the positioning of six ground control points. To ensure the appropriate distribution of the reference points, cloth targets like those previously described were placed at the edges and centre of the survey.

Appendix 2: Quantification of the retreat and loss of thickness

Survey of the tongue perimeter

The definition of the perimeter of the tongue varied by survey and techniques used (Table A1). In the 2010, 2011 and 2012 surveys, the front was defined using GNSS devices (Rico, 2019). In 2017 and 2018, the perimeter was derived from TLS measurements. The high density of points with RGB values associated with the scanner surveys was used to generate meshes (Figure A1) and, later, orthoimages (5 cm/pix) to manually delimit the front at a scale of 1:300. The properties of the terrain and the sensor made it difficult to collect data homogeneously (similar point density per square metre) throughout the area surveyed, mainly because there were areas that had not been recorded due to the ground perspective of the sensor or the high reflectivity of the ice (Figure A1). Therefore, a 3D Poisson reconstruction was used for the meshing process (CloudCompare, 2020; Kazhdan et al., 2006). This reconstruction adapts to the smoothed geometry of snow and ice surfaces (Figure A1) and it can deal with noisy and complex surfaces, unlike more traditional meshings methods in geosciences such as TIN interpolation (based on Delaunay triangulation; Martínez-Fernández et al., 2020). The 2019 and 2020 surveys, were based on manual delimitation of the perimeter (E 1:300) from high-resolution orthomosaics (1.6 cm/pix in 2019 and 2.9 cm/pix n 2020) derived from UAV photogrammetry. From the GNSS and AP surveys, the largest extensions of the glacial tongue were delimited. Nevertheless, the GNSS devices provided less detail in defining the perimeter (Table A1). This was the opposite of surveying with TLS equipment, which offered greater detail at the expense of lesser coverage.

Adquisition Date	Technique	Num. Vertices	Perimenter (m)	Vertices distance (m)
15/09/2010	GNSS	123	648	5.3
05/09/2011	GNSS	174	911	5.2
24/09/2012	GNSS	111	1176	10.6
03/09/2017	TLS	130	318	2.4
22/09/2018	TLS	224	338	1.5
07/09/2019	AP	2585	1456	0.6
04/09/2020	AP	6201	2391	0.4

Table A1. Information on the surveys of the glacier tongue perimeter.

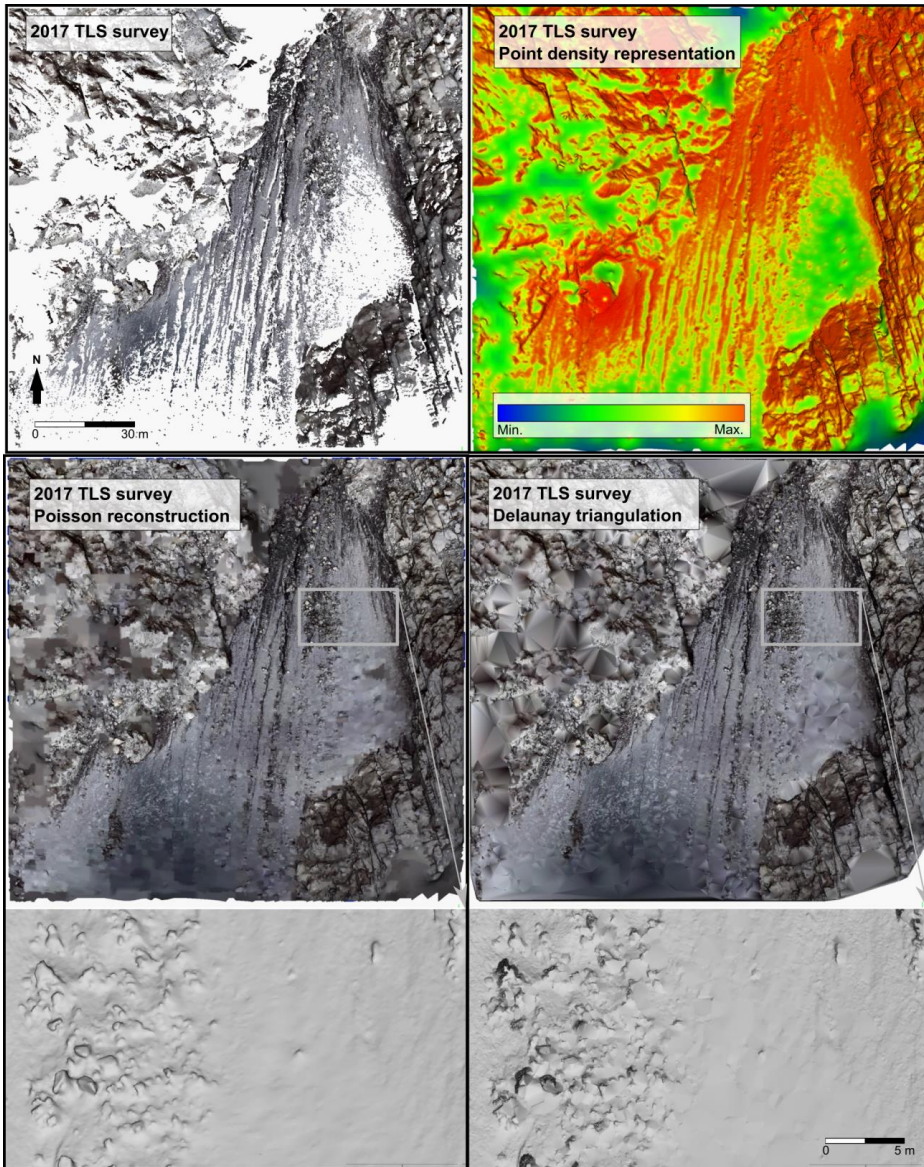


Figure A1. Point cloud from the 2017 TLS survey and orthoimages derived from different meshing methods

The extracted perimeter of the glacier front in the surveys made it possible to quantify the average retreat of the tongue. Distances between perimeters were calculated from the nearest point between two front lines sampled every 1 m. Whereas the surface area lost was determined by subtracting the areas derived from these perimeters (QGIS Development Team, 2021).

Survey of the tongue surface

The loss of thickness and volume was analysed using TS, TLS and AP measurements on the surface of the tongue (Table A2). Due to the surveys differences in point density per square metre and mainly to the smoothed geometry of the glacier surface, DEMs were chosen to quantify annual variations. It was considered that 2.5D comparison from the subtraction of DEMs was more appropriate than 3D methods as these latter are more computationally demanding and suitable for the analysis of geometrically more complex surfaces

(Martínez-Fernández et al., 2022). The tools used to compare DEMs were GRASS 7.8, implemented in QGIS 3.18.

The treatment of the TS surveys for the generation of the DEMs was limited to the application of a TIN interpolation on the points. Although in areas close to the equipment there may be measurements with separations of a few metres (< 5 m), at greater distances, it can reach several tens of metres (> 30 m). Even so, the resolution of the DEMs provided by TS was established at 1 m/pix to increase homogeneity among models. As with the TS measurements, the density of points recorded by TLS varied depending on the distance to the scanner, occlusions of the terrain, and the reflectivity of the frozen surface (Figure A1), reaching differences from a few millimetres to several metres. With the generation of DEMs of 5 cm/pix (CloudCompare, 2020) from the TLS survey mesh, an intermediate level was sought between the point density and a high level of detail to analyse the thickness differences of the glacier tongue. The DEMs generated from AP were obtained directly from the photogrammetric software (Agisoft Metashape 1.5.5), with a resolution of 3.3 cm/pix in 2019 and 5.8 cm/pix in 2020. The area analysed in the DEM comparisons fitted to that defined from the perimeter measurements, such that the minimum surface of bedrock surrounding the tongue was examined.

Adquisition Date	15/09/2010	05/09/2011	24/09/2012	20/09/2013	05/10/2014	10/09/2016	03/09/2017	22/09/2018	07/09/2019	04/09/2020
Technique/Device: Total Station (TS)										
Num. Positions	2	2	2	2	2	2	1	1	1	
Area surveyed (Ha)	1.9	1.6	2.5	3.8	2.1	5.0	4.4	4.5	3.4	
Num. points (x10 ³)	27.9	11.1	2.8	3.3	1.2	2.6	0.5	1.2	0.5	
Mean point density (pts/m ²)	1.45	0.68	0.11	0.09	0.06	0.05	0.01	0.03	0.01	
Measurement error (mm)*	10-30	10-30	10-30	10-30	10-30	10-30	10-30	10-30	10-30	
Georeferencing error (mm)**	10	10	10	10	10	10	10	10	10	
Technique/Device: Terrestrial Laser Scanner (TLS)										
Num. Scans							3	4	4	4
Area surveyed (approx. Ha)							1.8	2.7	2.6	2.6
Num. Points (x10 ⁶)							52	73	72	79
Point density (pts/m ²)							2875	2723	2818	3047
Registration error (mm)**							8	6	5	6
Georeferencing error (mm)***							32	33	30	28
Technique/Device: Aerial Photogrammetry (AP)										
Num. Flights									5	5
Area surveyed (approx. Ha)									11.7	32.8
Num. Points (x10 ⁶)									204	134
Point density (pts/m ²)									1739	409
Survey error (mm)****									41	34

* According to TS data sheet and Rico, 2018

** According to 3D transformation (Appendix 1)

*** According to Faro Scene 2020.

**** According to Agisoft Metashape 1.5.

Table A2. Information on the surveys of the glacier tongue surface.

Appendix 3: Quality of the surveys

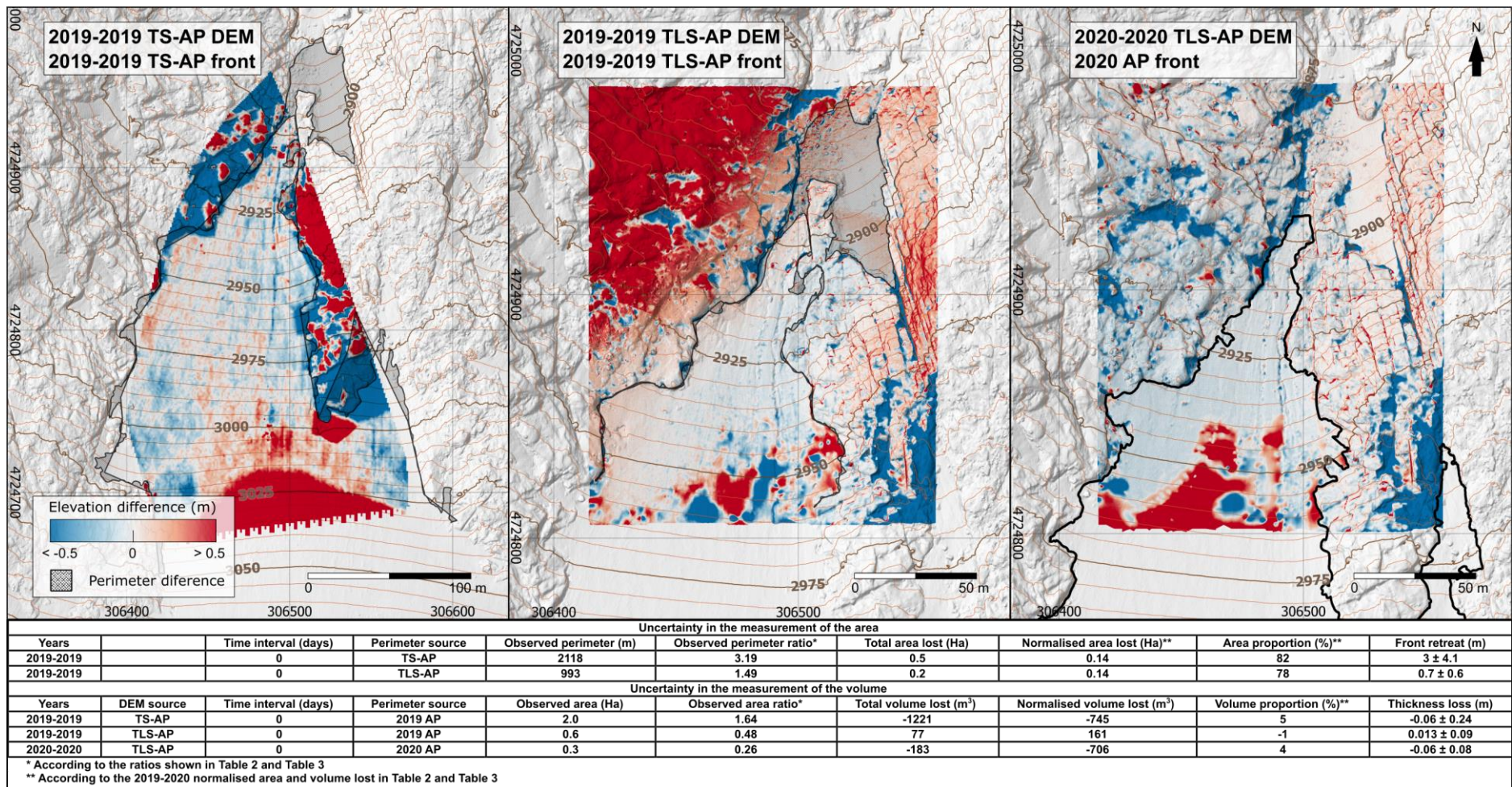
In the surveys of 2019 and 2020, TS, TLS and AP techniques (Table 1) were applied in parallel for the tongue survey, aiming to analyse the differences between the resulting models. This provided a benchmark uncertainty in quantifying the surface area, and volume lost with the techniques applied over the 10 years.

The determination of differences in area and volume was performed with the comparison of surfaces (TS-AP and TLS-AP in 2019) and DEMs (TS-AP and TLS-AP in 2019 and TLS-AP in 2020). Following the same procedure described earlier (Appendix 2) and taking as a reference the products of the AP survey as it was the most extensive one and had a more homogeneous record of the tongue surface

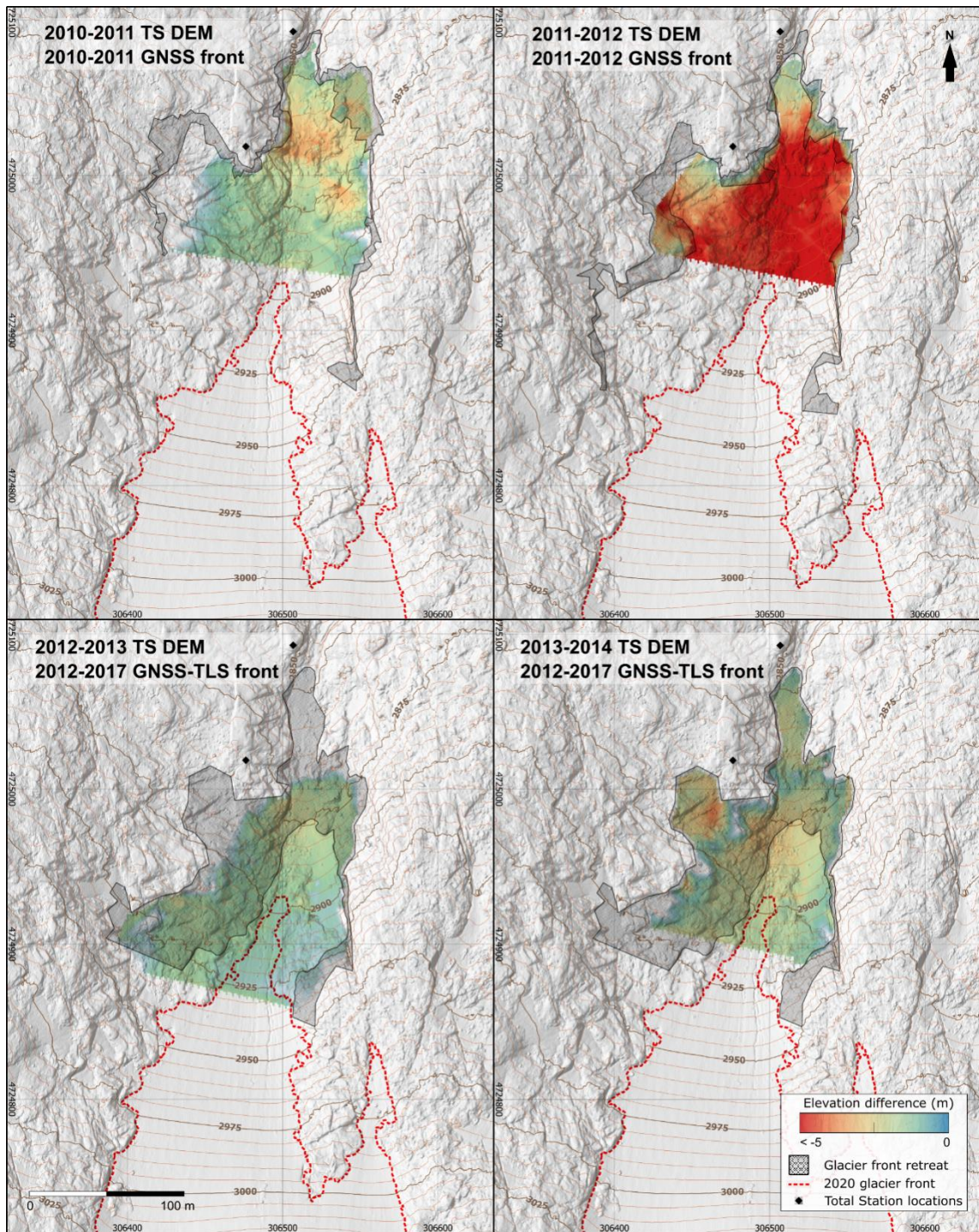
Uncertainty in the quantification of losses

The limitations of the TS and TLS surveys in comparison with the AP surveys were reflected in the 2.5D comparisons. Surfaces with low point density or with no record presented significant deformations (>0.5 m) concerning the DEM derived from the AP survey (Figure A2). The maximum variations were observed on the rock surfaces surrounding the tongue and on the ice surfaces furthest from the ground-based measuring equipment. At the glacial front, the smoothed surface of ice and snow meant that the low density or irregularity of measurements in the TS and TLS surveys generally did not significantly affect the derived DEMs. This way, the mean differences between DEMs in surfaces adequately covered by both techniques varied by around ± 10 cm concerning the photogrammetric DEM. The standard deviation of the mean variations in the TS-AP comparison of 2019 (± 24 cm) was greater than that present in the TLS-AP comparisons in 2019 (± 9 cm) and 2020 (± 8 cm), which points to a lesser fit of the TS model to the photogrammetric model. Nevertheless, these differences are considered insignificant due to the resolution disparity between the elevation models. The mean variations determined among the DEMs would suggest maximum uncertainty in determining the volume of $\pm 5\%$ in each measurement survey (normalised volume loss, Figure A2). It would be the equivalent of an error of $\pm 7\%$ (following the quadratic sum) of the total quantified volume between two measurement campaigns, independently of the equipment used for the survey.

In the case of errors resulting from the definition of the tongue perimeter, a difference was observed in the TS or TLS surface area with AP of 0.14 ha in 2019 (Figure A2). This difference would be the equivalent of approximately 80% of the surface area of the disappeared glacial tongue between 2019 and 2020 (normalised area loss, Table 2). Nevertheless, this same surface area, derived from the uncertainty in the definition of the fronts, would represent just $\pm 7\%$ of the surface loss between 2010 and 2020.



Supplementary Material (SM)



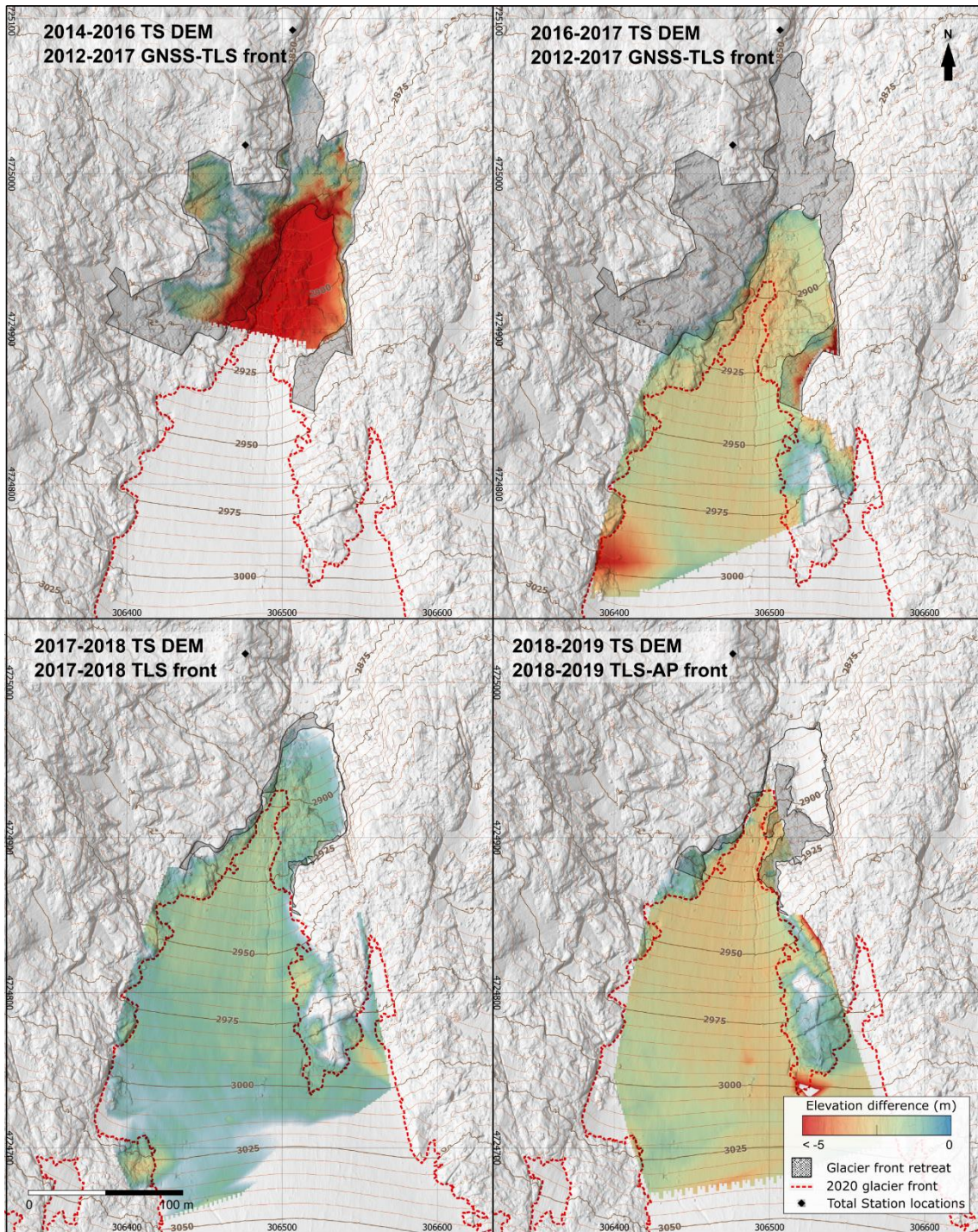


Figure SM1. Thickness and area loss of the glacier tongue based on TS surveys.

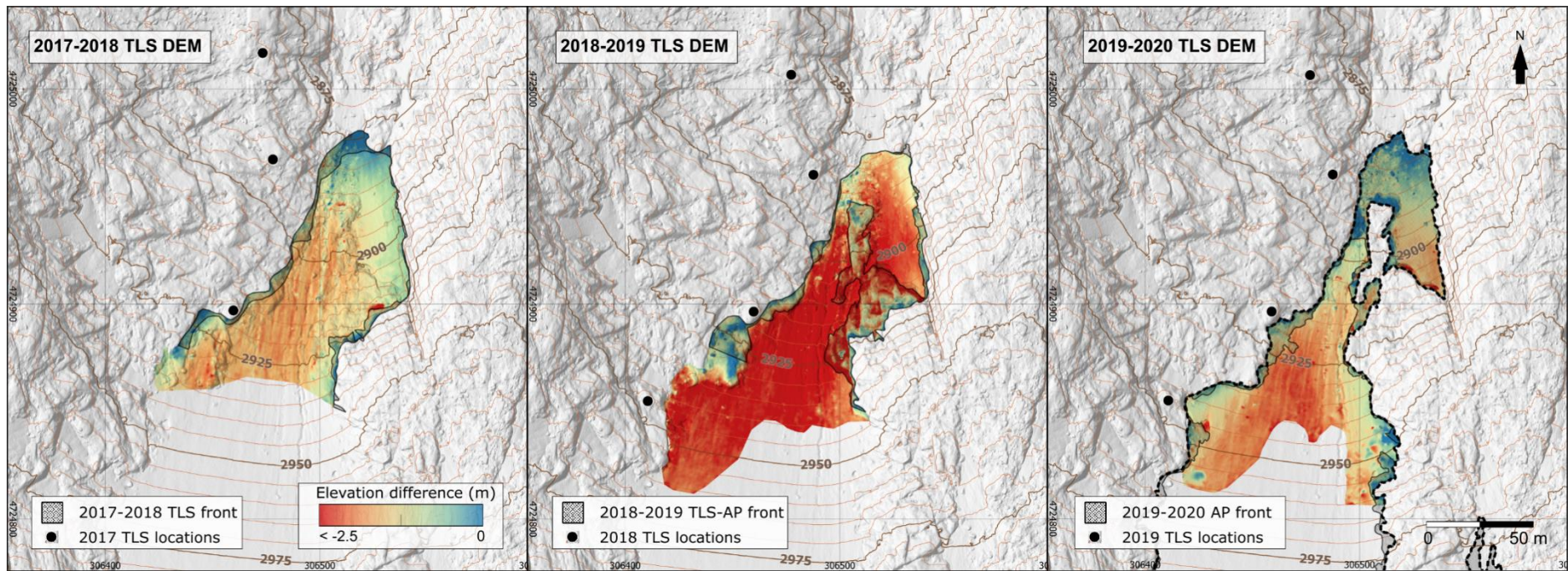


Figure SM2. Thickness and area loss of the glacier tongue based on TLS surveys.

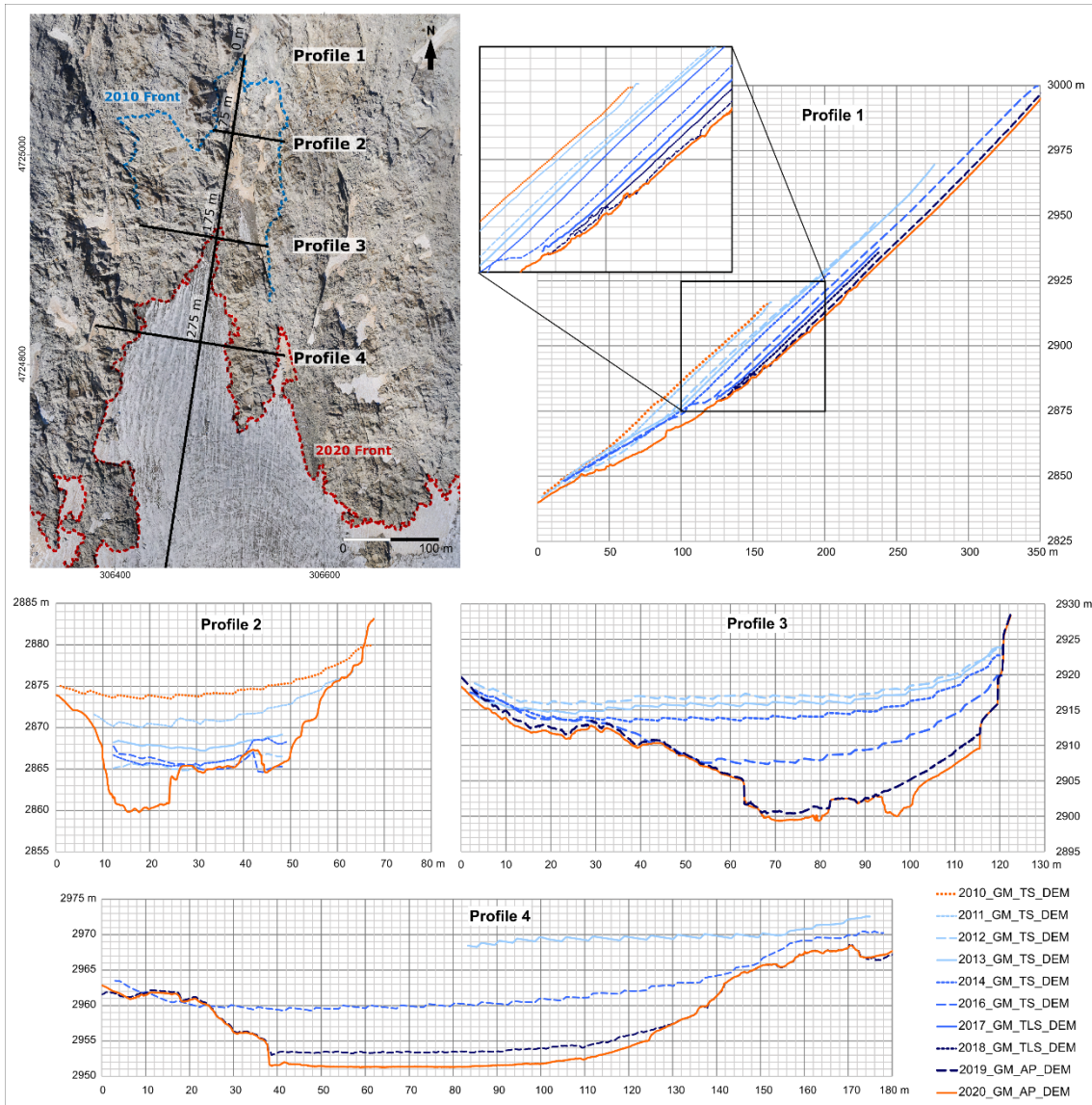


Figure SM3. Elevation profiles of the glacier tongue from the DEMs obtained in the field campaigns.

6.2. PUBLICACIONES CIENTÍFICAS: GEOMÁTICA APLICADA A OTROS CAMPOS DE ESTUDIO

4D MONITORING OF ACTIVE SINKHOLES WITH A TERRESTRIAL LASER SCANNER (TLS): A CASE STUDY IN THE EVAPORITE KARST OF THE EBRO VALLEY, NE SPAIN


Abstract: This work explores, for the first time, the application of a Terrestrial Laser Scanner (TLS) and a comparison of point clouds in the 4D monitoring of active sinkholes. The approach is tested in three highly-active sinkholes related to the dissolution of salt-bearing evaporites overlain by unconsolidated alluvium. The sinkholes are located in urbanized areas and have caused severe damage to critical infrastructure (flood-control dike, a major highway). The 3D displacement models derived from the comparison of point clouds with exceptionally high spatial resolution allow complex spatial and temporal subsidence patterns within one of the sinkholes to be resolved. Detected changes in the subsidence activity (e.g., sinkhole expansion, translation of the maximum subsidence zone, development of incipient secondary collapses) are related to potential controlling factors such as floods, water table changes or remedial measures. In contrast, with detailed mapping and high-precision leveling, the displacement models, covering a relatively short time span of around 6 months, do not capture the subtle subsidence (<0.6–1 cm) that affects the marginal zones of the sinkholes, precluding precise mapping of the edges of the subsidence areas. However, the performance of TLS can be adversely affected by some methodological limitations and local conditions: (1) limited accuracy in large investigation areas that require the acquisition of a high number of scans, increasing the registration error; (2) surface changes unrelated to sinkhole activity (e.g., vegetation, loose material); (3) traffic-related vibrations and wind blast that affect the stability of the scanner.

Keywords: ground-based LiDAR; subsidence rate; sinkhole evolution; salt karst

*Benito-Calvo, A.; Gutiérrez, F.; **Martínez-Fernández, A.**; Carbonel, D.; Karampaglidis, T.; Desir, G.; Sevil, J.; Guerrero, J.; Fabregat, I.; García-Arnay, Á. 4D Monitoring of Active Sinkholes with a Terrestrial Laser Scanner (TLS): A Case Study in the Evaporite Karst of the Ebro Valley, NE Spain. Remote Sens. 2018, 10, 571. <https://doi.org/10.3390/rs10040571>*

Article

4D Monitoring of Active Sinkholes with a Terrestrial Laser Scanner (TLS): A Case Study in the Evaporite Karst of the Ebro Valley, NE Spain

Alfonso Benito-Calvo ¹, Francisco Gutiérrez ^{2,*}, Adrián Martínez-Fernández ³, Domingo Carbonel ², Theodoros Karampaglidis ¹, Gloria Desir ², Jorge Sevil ², Jesús Guerrero ², Ivan Fabregat ²  and Ángel García-Arnay ²

¹ CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002 Burgos, Spain; alfonso.benito@cenieh.es (A.B.-C.); theodoros.karampaglidis@cenieh.es (T.K.)

² Department of Earth Sciences, University of Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain; dcarbone@unizar.es (D.C.); gdesir@unizar.es (G.D.); jorge@sevil.es (J.S.); jgiturbe@unizar.es (J.G.); ifago@unizar.es (I.F.); arnay@unizar.es (Á.G.-A.)

³ Department of Geography, University of Valladolid, 47011 Valladolid, Spain; adrian.martinez@uva.es

* Correspondence: fgutier@unizar.es; Tel.: +34-976-761090

Received: 7 March 2018; Accepted: 4 April 2018; Published: 7 April 2018



Abstract: This work explores, for the first time, the application of a Terrestrial Laser Scanner (TLS) and a comparison of point clouds in the 4D monitoring of active sinkholes. The approach is tested in three highly-active sinkholes related to the dissolution of salt-bearing evaporites overlain by unconsolidated alluvium. The sinkholes are located in urbanized areas and have caused severe damage to critical infrastructure (flood-control dike, a major highway). The 3D displacement models derived from the comparison of point clouds with exceptionally high spatial resolution allow complex spatial and temporal subsidence patterns within one of the sinkholes to be resolved. Detected changes in the subsidence activity (e.g., sinkhole expansion, translation of the maximum subsidence zone, development of incipient secondary collapses) are related to potential controlling factors such as floods, water table changes or remedial measures. In contrast, with detailed mapping and high-precision leveling, the displacement models, covering a relatively short time span of around 6 months, do not capture the subtle subsidence (<0.6–1 cm) that affects the marginal zones of the sinkholes, precluding precise mapping of the edges of the subsidence areas. However, the performance of TLS can be adversely affected by some methodological limitations and local conditions: (1) limited accuracy in large investigation areas that require the acquisition of a high number of scans, increasing the registration error; (2) surface changes unrelated to sinkhole activity (e.g., vegetation, loose material); (3) traffic-related vibrations and wind blast that affect the stability of the scanner.

Keywords: ground-based LiDAR; subsidence rate; sinkhole evolution; salt karst

1. Introduction

Bibliometric data show that investigations dealing with sinkholes have increased dramatically over the last two decades, concordant with a rapid rise in sinkhole-related damage on a global scale. This recent sinkhole risk escalation is largely related to (1) the increase in sinkhole occurrence in many areas, commonly due to human activities that contribute to triggers or accelerate the processes involved in sinkhole development (i.e., dissolution and subsidence); and (2) the development of sinkhole-prone areas without preventive planning [1,2]. However, the scientific literature dealing with sinkhole monitoring is very limited, especially when compared with other land subsidence and

3D 360° SURFACE MORPHOMETRIC ANALYSIS OF POUNDING STONE TOOLS USED BY HADZA FORAGERS OF TANZANIA: A NEW METHODOLOGICAL APPROACH FOR STUDYING PERCUSSIVE STONE ARTEFACTS

Abstract: Surface morphometry comprises a relevant set of techniques that provide objective tools to identify, map, and understand use wear patterns in stone tools. Thus far, these techniques have been applied mainly to 2D or 2.5D data, but their application to 3D 360° data is promising and still underdeveloped. Here, we apply new 3D techniques to calculate morphometric variables and to analyse surficial features and changes in pounding stone tools used for baobab processing among Hadza foragers of Tanzania. Baobab pounding stones were collected after use by Hadza foragers for processing the plant food and then 3D point clouds were acquired from laser scanners and SfM photogrammetry. Morphometry was conducted directly on 3D point clouds to avoid time-consuming and surface modifications related to more complex 3D data, such as meshing. Several morphometric variables were computed for the complete pieces (360° sphere) providing fast and accurate data to identify the detailed morphometric features of the artefacts. Additionally, stone surface changes due to baobab processing were measured by comparing the stone surface before and after use, thus enabling calculation of spatial abrasion patterns. Data were interpreted using multivariate exploratory statistical analysis. Differences in the effect of processing on surface morphology are likely explained by variations in raw source material and use. Results suggest that the traces produced by baobab processing on stone tools should be detectable in the archaeological record.

Keywords: 3D surface morphometry; Pounding stone tools; Use wear; Baobab processing; Multivariate exploratory statistics

*Benito-Calvo A., Crittenden A.N., Livengood S.V., Sánchez-Romero L., **Martínez-Fernández A.**, de la Torre I., Pante M. 3D 360° surface morphometric analysis of pounding stone tools used by Hadza foragers of Tanzania: A new methodological approach for studying percussive stone artefacts, Journal of Archaeological Science: Reports, Volume 20, 2018, Pages 611-621, ISSN 2352-409X, <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.06.003>.*



3D 360° surface morphometric analysis of pounding stone tools used by Hadza foragers of Tanzania: A new methodological approach for studying percussive stone artefacts

Alfonso Benito-Calvo^{a,*}, Alyssa N. Crittenden^b, Sarah V. Livengood^c, Laura Sánchez-Romero^{a,d}, Adrián Martínez-Fernández^a, Ignacio de la Torre^e, Michael Pante^f

^a CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002 Burgos, Spain

^b Department of Anthropology, University of Nevada, Las Vegas, NV 89154, USA

^c Department of Anthropology, University of Arkansas, Fayetteville, AR, 72701, USA

^d Doctorado Interuniversitario de Evolución Humana, Paleocología del Cuaternario y Técnicas Geofísicas Aplicadas a la Investigación, Universidad de Burgos, Juan de Austria 1, 09001 Burgos, Spain

^e Institute of Archaeology, University College London, 31-34, Gordon Square, WC1H 0PY London, United Kingdom

^f Department of Anthropology, Colorado State University, Fort Collins, CO, 80523, USA

ARTICLE INFO

Keywords:

3D surface morphometry
Pounding stone tools
Use wear
Baobab processing
Multivariate exploratory statistics

ABSTRACT

Surface morphometry comprises a relevant set of techniques that provide objective tools to identify, map, and understand use wear patterns in stone tools. Thus far, these techniques have been applied mainly to 2D or 2.5D data, but their application to 3D 360° data is promising and still underdeveloped. Here, we apply new 3D techniques to calculate morphometric variables and to analyse surficial features and changes in pounding stone tools used for baobab processing among Hadza foragers of Tanzania. Baobab pounding stones were collected after use by Hadza foragers for processing the plant food and then 3D point clouds were acquired from laser scanners and SfM photogrammetry. Morphometry was conducted directly on 3D point clouds to avoid time-consuming and surface modifications related to more complex 3D data, such as meshing. Several morphometric variables were computed for the complete pieces (360° sphere) providing fast and accurate data to identify the detailed morphometric features of the artefacts. Additionally, stone surface changes due to baobab processing were measured by comparing the stone surface before and after use, thus enabling calculation of spatial abrasion patterns. Data were interpreted using multivariate exploratory statistical analysis. Differences in the effect of processing on surface morphology are likely explained by variations in raw source material and use. Results suggest that the traces produced by baobab processing on stone tools should be detectable in the archaeological record.

1. Introduction

The use of pounding tools to process plant foods is a common behavior among extant primates, contemporary foragers, and in the archaeological record (de la Torre and Hirata, 2015). Traces of pounding activities in the form of pitted hammerstones and anvils appear early in the archaeological record, suggesting pounding had an important role in hominin food processing behavior and ultimately may have contributed to the emergence of stone tool knapping (Marchant and McGrew, 2005; Mora and de la Torre, 2005). Despite their significance, few attempts have been made to quantitatively study use wear of battered objects used in various food processing techniques (Arroyo et al., 2016; de la Torre et al., 2013). As our understanding of the significance

of plant foods in hominin evolution increases (Hardy and Martens, 2016; Henry et al., 2014; Schnorr et al., 2016; Schoeninger et al., 2001; Vincent, 1985), food processing techniques such as pounding are receiving growing consideration (Crittenden and Schnorr, 2017). Previous work has provided clear use wear evidence for plant-processing in Oldowan archaeological assemblages (Lemorini et al., 2014) and highlighted the significance of percussion tools used to process baobab fruit (Marchant and McGrew, 2005). Here, we contribute to the discussion by providing the first 3D 360° morphometric data on use wear of baobab pounding tools used by contemporary foragers, the Hadza of Tanzania. While the Hadza are by no means a representation of the Paleolithic past, they do offer a unique opportunity to explore the ways in which food processing techniques like pounding might leave an

* Corresponding author.

E-mail address: alfonso.benito@cenieh.es (A. Benito-Calvo).

<https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.06.003>

Received 15 November 2017; Received in revised form 4 June 2018; Accepted 4 June 2018

Available online 14 June 2018

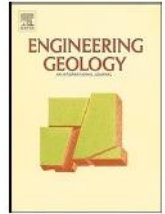
2352-409X/ © 2018 Elsevier Ltd. All rights reserved.

REVIEW ON SINKHOLE MONITORING AND PERFORMANCE OF REMEDIATION MEASURES BY HIGH-PRECISION LEVELING AND TERRESTRIAL LASER SCANNER IN THE SALT KARST OF THE EBRO VALLEY, SPAIN

Abstract: The need to apply sinkhole remediation and monitoring programs is increasing, concurrently with the rising engineering impacts of sinkholes in many regions. However, there is a significant gap in the scientific literature regarding the assessment of the performance of remedial works through subsidence monitoring. Monitoring techniques have experienced significant advances in the last few years thanks to the advent of new technologies. This work presents a review of sinkhole monitoring methods and discusses some practical considerations about their capabilities and limitations. It also documents a monitoring program (high-precision leveling and terrestrial laser scanner) and the concurrent remedial works (cement-based and polyurethane grouting) carried out in a highly active sinkhole that affects a flood-control dike and the adjacent village of Alcalá (NE Spain). The subsidence activity in the sinkhole is characterised by progressive sagging and the development of catastrophic nested collapses. Monitoring data reveal subsidence expansion and acceleration in the sector of the dike treated by polyurethane grouting above the main cavities. In contrast, subsequent cement-based grouting of the large cavities significantly reduced subsidence rates. Displacement data also indicate substantial subsidence enhancement following flood recession and the associated water table drop (buoyancy loss). This case study illustrates that high-precision leveling and terrestrial laser scanning are adequate complementary methods for monitoring specific sinkholes, characterised by very high accuracy and detailed spatial resolution, respectively.

Keywords: Catastrophic collapse; Early-warning; Geogrid; Grouting; Subsidence rate

*Gutiérrez F., Benito-Calvo A., Carbonel D., Desir G., Sevil J., Guerrero J., **Martínez-Fernández A.**, Karamplaglidis T., García-Arnay Á., Fabregat I. Review on sinkhole monitoring and performance of remediation measures by high-precision leveling and terrestrial laser scanner in the salt karst of the Ebro Valley, Spain. *Engineering Geology*, Volume 248, 2019, Pages 283-308, ISSN 0013-7952, <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.12.004>*



Review on sinkhole monitoring and performance of remediation measures by high-precision leveling and terrestrial laser scanner in the salt karst of the Ebro Valley, Spain



Francisco Gutiérrez^{a,*}, Alfonso Benito-Calvo^b, Domingo Carbonel^a, Gloria Desir^a, Jorge Sevil^a, Jesús Guerrero^a, Adrián Martínez-Fernández^c, Theodoros Karamplaglidis^b, Ángel García-Arnay^a, Ivan Fabregat^a

^a Department of Earth Sciences, University of Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

^b CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002 Burgos, Spain

^c Department of Geography, University of Valladolid, 47011 Valladolid, Spain

ARTICLE INFO

Keywords:

Subsidence rate
Early-warning
Grouting
Geogrid
Catastrophic collapse

ABSTRACT

The need to apply sinkhole remediation and monitoring programs is increasing, concurrently with the rising engineering impacts of sinkholes in many regions. However, there is a significant gap in the scientific literature regarding the assessment of the performance of remedial works through subsidence monitoring. Monitoring techniques have experienced significant advances in the last few years thanks to the advent of new technologies. This work presents a review of sinkhole monitoring methods and discusses some practical considerations about their capabilities and limitations. It also documents a monitoring program (high-precision leveling and terrestrial laser scanner) and the concurrent remedial works (cement-based and polyurethane grouting) carried out in a highly active sinkhole that affects a flood-control dike and the adjacent village of Alcalá (NE Spain). The subsidence activity in the sinkhole is characterised by progressive sagging and the development of catastrophic nested collapses. Monitoring data reveal subsidence expansion and acceleration in the sector of the dike treated by polyurethane grouting above the main cavities. In contrast, subsequent cement-based grouting of the large cavities significantly reduced subsidence rates. Displacement data also indicate substantial subsidence enhancement following flood recession and the associated water table drop (buoyancy loss). This case study illustrates that high-precision leveling and terrestrial laser scanning are adequate complementary methods for monitoring specific sinkholes, characterised by very high accuracy and detailed spatial resolution, respectively.

1. Introduction

Remedial works on sinkholes and dissolution features (e.g., cavities or conduits at the rockhead) can be applied prior to construction or at sites where active subsidence causes damage to human structures. Grouting is the most commonly applied method, involving the injection of cement-based grouts or chemical grouts, such as expansive polyurethane foams (Warner, 2004). The main underlying concepts include (1) filling cavities in bedrock and/or the soil cover, typically from centimeter- to meter-sized; (2) strengthening the soil; and (3) sealing openings and fissures at the rockhead to prevent downward migration of cover material (Sowers, 1996; Waltham et al., 2005; Zhou and Beck, 2011; Gutiérrez, 2016). Understanding the site-specific geological and hydrogeological conditions of the karst ground and the processes

involved in the development of sinkholes are essential for the design of effective grouting schemes. Three main types of grouting are commonly applied for sinkhole prevention and remediation: (1) slurry grouting; (2) compaction grouting; and (3) cap grouting.

Slurry grouting is the injection of high-mobility grout with the main aim of filling voids. This treatment is typically applied in cavernous bedrock using cement-based mortar with aggregates to prevent rock collapse and internal erosion of cover material into underlying voids (e.g., Kamal et al., 2011). Compaction grouting consists of injecting under high pressure a stiff and low-mobility grout into a zone of loose or soft material to displace, densify and thus strengthen the surrounding soil, and eventually fill voids. Compaction grouting is commonly carried out from the rockhead upwards (upstage grouting) to form columnar bodies made up of globular masses of grout piled on each other.

* Corresponding author.

E-mail address: fgutier@unizar.es (F. Gutiérrez).

3D MONITORING OF PALEOLITHIC ARCHAEOLOGICAL EXCAVATIONS USING TERRESTRIAL LASER SCANNER SYSTEMS (SIERRA DE ATAPUERCA, RAILWAY TRENCH SITES, BURGOS, N SPAIN)

Abstract: The advantages of active massive data capture devices such as LiDAR (Light Detection And Ranging) in the creation of high-resolution topographic models have been well known for years. They have been widely applied to the documentation of cultural heritage since the beginning of the 21st century. As LiDAR devices, terrestrial laser scanning (TLS) systems, or ground-based LiDAR, have shown themselves since then to have a multitude of applications and have proven clear advantages over classical survey methods. Nevertheless, few attempts have been made to use this method on Paleolithic archaeological excavations beyond one-time 3D reconstructions, which are mainly focused on forming a basis for conducting other studies. Since the excavation process involves the irreversible modification or destruction of deposits and spatial relationships that will not be reproduced again, the comprehensive reconstruction of excavation surfaces represents a fundamental issue for the research, dissemination, and conservation of Paleolithic sites. Through this work, we show the techniques and potential of the sequential geometric documentation of Paleolithic site excavations using TLS systems on the Sierra de Atapuerca Railway Trench sites (Gran Dolina, Galería and Sima del Elefante). Related to this sequential documentation, a case of application and a storage concept in Paleolithic archaeology is presented. As an application, the models were used to monitor the excavation surface changes and physical damage to excavation sections occurring during the last seven years. As a concept, multi-temporal models and derived information were stored in a database from which their design is displayed, the 4D (i.e., time dimension added to the three-dimensional spatial data) database. The results reveal TLS systems, 4D data, and 4D databases as efficient methods for providing detailed reconstructions, exhaustive change models, and storage of paleosurfaces, which could be applied also to other multi-annual excavation sites.

Keywords: 3D monitoring; 3D reconstructions; 4D database; Archaeological excavation; Terrestrial laser scanning (TLS)

Martínez-Fernández, A., Benito-Calvo, A., Campaña, I., Ortega, A.I., Karampaglidis, T., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. *3D monitoring of Paleolithic archaeological excavations using terrestrial laser scanner systems (Sierra de Atapuerca, Railway Trench sites, Burgos, N Spain), Digital Applications in Archaeology and Cultural Heritage, Volume 19, 2020, e00156, ISSN 2212-0548, <https://doi.org/10.1016/j.daach.2020.e00156>*



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Digital Applications in Archaeology and Cultural Heritage

journal homepage: www.elsevier.com/locate/daach

3D monitoring of Paleolithic archaeological excavations using terrestrial laser scanner systems (Sierra de Atapuerca, Railway Trench sites, Burgos, N Spain)



Adrián Martínez-Fernández^a, Alfonso Benito-Calvo^{b,c,*}, Isidoro Campana^b,
Ana Isabel Ortega^{b,c,d}, Theodoros Karampaglidis^{b,c}, José María Bermúdez de Castro^{b,d},
Eudald Carbonell^{d,e}

^a Department of Geography, University of Valladolid, Plaza del Campus Universitario S/N, 47011, Valladolid, Spain

^b CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002, Burgos, Spain

^c Grupo Espeleológico Edelweiss, Paseo Del Espolón S/N, 09071, Burgos, Spain

^d Fundación Atapuerca, Carretera de Logroño, 44, 09198, Ibeas de Juarros, Burgos, Spain

^e Institut Català de Paleoeologia Humana i Evolució Social (IPHES), Marcel·lí Domingo S/N, 43007, Tarragona, Spain

ARTICLE INFO

Keywords:

3D monitoring
Archaeological excavation
Terrestrial laser scanning (TLS)
3D reconstructions
4D database

ABSTRACT

The advantages of active massive data capture devices such as LiDAR (Light Detection And Ranging) in the creation of high-resolution topographic models have been well known for years. They have been widely applied to the documentation of cultural heritage since the beginning of the 21st century. As LiDAR devices, terrestrial laser scanning (TLS) systems, or ground-based LiDAR, have shown themselves since then to have a multitude of applications and have proven clear advantages over classical survey methods. Nevertheless, few attempts have been made to use this method on Paleolithic archaeological excavations beyond one-time 3D reconstructions, which are mainly focused on forming a basis for conducting other studies. Since the excavation process involves the irreversible modification or destruction of deposits and spatial relationships that will not be reproduced again, the comprehensive reconstruction of excavation surfaces represents a fundamental issue for the research, dissemination, and conservation of Paleolithic sites. Through this work, we show the techniques and potential of the sequential geometric documentation of Paleolithic site excavations using TLS systems on the Sierra de Atapuerca Railway Trench sites (Gran Dolina, Galería and Sima del Elefante). Related to this sequential documentation, a case of application and a storage concept in Paleolithic archaeology is presented. As an application, the models were used to monitor the excavation surface changes and physical damage to excavation sections occurring during the last seven years. As a concept, multi-temporal models and derived information were stored in a database from which their design is displayed, the 4D (i.e., time dimension added to the three-dimensional spatial data) database. The results reveal TLS systems, 4D data, and 4D databases as efficient methods for providing detailed reconstructions, exhaustive change models, and storage of paleosurfaces, which could be applied also to other multi-annual excavation sites.

1. Introduction

Over the past few years, prior research has shown the advantages of active massive data capture systems such as LiDAR (Light Detection And Ranging) in the creation of high-resolution topographic models. This technique has been applied in diverse areas of research such as forestry (Bauwens et al., 2016), structure analysis (Benito-Calvo et al., 2018b; Mukupa et al., 2016), cryosphere (del Rio et al., 2014; Helfricht et al.,

2014; Martínez-Fernández et al., 2019), agriculture (Fernández-Sarría et al., 2019), natural and cultural heritage (Doneus and Neubauer, 2005; Novaković et al., 2014). Three different types of LiDAR data recording technologies can be identified, according to the transport platform: airborne laser scanning (ALS), mobile laser scanning (MLS), and terrestrial laser scanning (TLS). ALS allows gathering surface information from large areas, and has become one of the most used systems for the generation of accurate 2.5D models in geosciences (Pirotti et al., 2013).

* Corresponding author. CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002, Burgos, Spain.

E-mail address: alfonso.benito@cenieh.es (A. Benito-Calvo).

SHEDDING LIGHT ON PRE-COLUMBIAN CRANIA COLLECTIONS THROUGH STATE-OF-THE-ART 3D SCANNING TECHNIQUES

Abstract: During the 19th and 20th centuries, numerous museums, scientific societies, and royal academies were founded in Europe and America. This is the context in which the Anthropological Museum Montané was founded in Havana, Cuba. Its collection has grown over the years, thanks to researchers, antiquarians, and amateurs. Since its foundation, the Museum Montané has become an essential institution for anthropological and archaeological research in the region. Nowadays, the Museum Montané, like other museums in developing countries, faces a challenge in introducing state-of-the-art technologies for digitizing exhibits and creating innovative projects to attract visitors. The current possibilities of virtualization of cultural heritage using digital technologies have a favorable impact on the preservation, access, and management of museum collections. The use of three-dimensional (3D) models fosters engagement with visitors, stimulates new learning forms, and revalorizes the exhibits. In the current study, we use a hand-held structured light scanner to create 3D reality-based models of pre-Columbian crania from the Caribbean and South American collection of the Anthropological Museum Montané. The resulting 3D models were used for producing 3D printing replicas and animated videos. The 3D resources will encourage new knowledge through research and provide broader access to these pre-Columbian crania collection with related learning and outreach activities. Digitizing these specimens has an importance that goes beyond the creation of 3D models: it protects these fragile and valuable collections for future generations. The methodology and results reported here can be applied in other museums with similar collections to digitally document, study, protect, and disseminate the archaeological heritage. In future projects, we seek to continue exploring the application of novel methods and digital techniques to the study of the preColumbian crania collections in Latin American and the Caribbean area.

Keywords: 3D scanning; 3D reality-based models; 3D printing; 3D animations; pre-Columbian crania; museum collections

Rangel-de Lázaro, G., **Martínez-Fernández, A.**, Rangel-Rivero, A., & Benito-Calvo, A. (2021). *Shedding light on pre-Columbian crania collections through state-of-the-art 3D scanning techniques*. *Virtual Archaeology Review*, 12(24), 1–10.
<https://doi.org/10.4995/var.2021.13742>



SHEDDING LIGHT ON PRE-COLUMBIAN CRANIA COLLECTIONS THROUGH STATE-OF-THE-ART 3D SCANNING TECHNIQUES

DAR LUZ A COLECCIONES DE CRÁNEOS PRECOLOMBINOS A TRAVÉS DE TÉCNICAS DE ESCANEADO 3D DE ÚLTIMA GENERACIÓN

Gizéh Rangel-de Lázaro^{a,b,c*} , Adrián Martínez-Fernández^d , Armando Rangel-Rivero^e, Alfonso Benito-Calvo^f 

^a Department of Earth Sciences, Natural History Museum, Cromwell Rd, South Kensington, SW7 5BD London, United Kingdom. g.rangel@nhm.ac.uk

^b Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES), Zona Educacional 4, Campus Sescelades URV (Edifici W3), 43007 Tarragona, Spain.

^c Universitat Rovira i Virgili, Departament d'Història i Història de l'Art, Avinguda de Catalunya 35, 43002 Tarragona, Spain.

^d Department of Geography, University of Valladolid, Plaza del Campus Universitario s/n, 47011 Valladolid, Spain. adrian.martinez@uva.es

^e Museo Antropológico Montané, Universidad de La Habana, Edificio Felipe Poey, 10400 La Habana, Cuba. rangel@fbio.uh.cu

^f Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca, 3, 09002 Burgos, Spain. alfonso.benito@cenieh.es

Highlights:

- A hand-held structured light scanner was used to acquire 3D reality-based models of pre-Columbian crania. The resulting 3D models were used for 3D printing replicas and 3D animations.
- This study provides unprecedented 3D reconstructions of pre-Columbian crania in the Caribbean area, and new 3D reconstructions of artificially deformed crania from South America.
- The 3D resources created will encourage new knowledge through research, and provide broader access to these pre-Columbian crania collection with related learning and outreach activities.

Abstract:

During the 19th and 20th centuries, numerous museums, scientific societies, and royal academies were founded in Europe and America. This is the context in which the Anthropological Museum Montané was founded in Havana, Cuba. Its collection has grown over the years, thanks to researchers, antiquarians, and amateurs. Since its foundation, the Museum Montané has become an essential institution for anthropological and archaeological research in the region. Nowadays, the Museum Montané, like other museums in developing countries, faces a challenge in introducing state-of-the-art technologies for digitizing exhibits and creating innovative projects to attract visitors. The current possibilities of virtualization of cultural heritage using digital technologies have a favorable impact on the preservation, access, and management of museum collections. The use of three-dimensional (3D) models fosters engagement with visitors, stimulates new learning forms, and revalorizes the exhibits. In the current study, we use a hand-held structured light scanner to create 3D reality-based models of pre-Columbian crania from the Caribbean and South American collection of the Anthropological Museum Montané. The resulting 3D models were used for producing 3D printing replicas and animated videos. The 3D resources will encourage new knowledge through research and provide broader access to these pre-Columbian crania collection with related learning and outreach activities. Digitizing these specimens has an importance that goes beyond the creation of 3D models: it protects these fragile and valuable collections for future generations. The methodology and results reported here can be applied in other museums with similar collections to digitally document, study, protect, and disseminate the archaeological heritage. In future projects, we seek to continue exploring the application of novel methods and digital techniques to the study of the pre-Columbian crania collections in Latin American and the Caribbean area.

Keywords: 3D scanning; 3D reality-based models; 3D printing; 3D animations; pre-Columbian crania; museum collections

Resumen:

Durante los siglos XIX y XX numerosos museos, sociedades científicas y academias reales fueron fundados en Europa y América. En este contexto, el Museo Antropológico Montané fue fundado en La Habana, Cuba. Su colección ha crecido con los años, gracias a investigadores, anticuarios y aficionados. Desde su fundación, el Museo Montané se ha convertido

*Corresponding author: Gizéh Rangel-de Lázaro: g.rangel@nhm.ac.uk

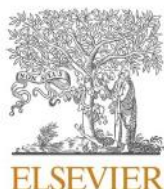


TOWARDS THE STEADY STATE? A LONG-TERM RIVER INCISION DECELERATION PATTERN DURING
PLEISTOCENE ENTRENCHMENT (UPPER EBRO RIVER, NORTHERN SPAIN)

Abstract: Pleistocene fluvial incision acceleration resulting in narrow and deeply entrenched valleys has been widely described and is generally attributed to uplift rate increase or greater climatic severity. In this paper, the long-term downcutting pattern of the Upper Ebro River and driving mechanisms are assessed, and we reconstruct the valley incision recorded by an outstanding sequence of 22 river terraces. Dating of 8 fluvial levels by means of the ESR, TCN, and OSL techniques, spanning the last 1.2 Ma, reveals a long-term incision deceleration pattern. The estimated age-incision model indicates a decrease in the incision rates, showing a long-term deceleration during the final Early Pleistocene (from 0.42 to 0.18 m/ka), and a tendency towards a steady state or base level stabilization from the Middle Pleistocene (0.15–0.03 m/ka) to the Late Pleistocene (0.03 m/ka). This incision pattern does not support climate change as a long-term incision-acceleration driver by itself, demonstrating the need for base level lowering effects to have operated. Upper Ebro deceleration incision is explained by the headward attenuation of the incision wave induced by the opening of the Ebro Cenozoic Basin in a geodynamic context characterized by an absence of significant uplift over the last million years. This trend could have changed the aggressor-victim roles of the rivers involved in fluvial captures at the drainage divide. The documented incision deceleration pattern differs from that reported for other valleys in the Iberian Peninsula, suggesting that the degree of maturity of the fluvial systems depends on their relative position with respect to the capture point, in addition to tectonic and lithostructural factors. In the Late Pleistocene-Holocene, a short-lived incision rate increase is recorded, corresponding to the last terrace dissection phase, during the transition from the last glacial MIS 2 to the interglacial MIS 1.

Keywords: Fluvial terraces; ESR dating; TCN dating; OSL dating; Incision deceleration; Steady state

*Benito-Calvo, A., Moreno, D., Fujioka, T., López, G.I., Martín-González, F., **Martínez-Fernández, A.**, Hernando-Alonso, I., Karampaglidis, T., Bermúdez de Castro, J.M., Gutiérrez, F. Towards the steady state? A long-term river incision deceleration pattern during Pleistocene entrenchment (Upper Ebro River, Northern Spain), *Global and Planetary Change*, Volume 213, 2022, 103813, ISSN 0921-8181, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103813>*



Towards the steady state? A long-term river incision deceleration pattern during Pleistocene entrenchment (Upper Ebro River, Northern Spain)

Alfonso Benito-Calvo^{a,*}, Davinia Moreno^a, Toshiyuki Fujioka^{a,b}, Gloria I. López^{a,c}, Fidel Martín-González^d, Adrián Martínez-Fernández^a, Isabel Hernando-Alonso^a, Theodoros Karampaglidis^e, José María Bermúdez de Castro^a, Francisco Gutiérrez^f

^a Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002 Burgos, Spain

^b Australian Nuclear Science and Technology Organisation, Lucas Heights, 2234 Sydney, Australia

^c Leon Recanati Institute for Maritime Studies RIMS, University of Haifa, 199 Aba Khoushy Ave, Mt Carmel, Haifa 3498838, Israel

^d Área de Geología-ESCT, Universidad Rey Juan Carlos, C/ Tulipán, S/n, Móstoles, Madrid 28933, Spain

^e MONREPOS, Archaeological Research Centre and Museum for Human Behavioural Evolution, Schloss Monrepos, 56567 Neuwied, Germany

^f Department of Earth Sciences, University of Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

ARTICLE INFO

Editor: Dr. Liviu Matenco

Keywords:

Fluvial terraces
ESR dating
TCN dating
OSL dating
Incision deceleration
Steady state

ABSTRACT

Pleistocene fluvial incision acceleration resulting in narrow and deeply entrenched valleys has been widely described and is generally attributed to uplift rate increase or greater climatic severity. In this paper, the long-term downcutting pattern of the Upper Ebro River and driving mechanisms are assessed, and we reconstruct the valley incision recorded by an outstanding sequence of 22 river terraces. Dating of 8 fluvial levels by means of the ESR, TCN, and OSL techniques, spanning the last 1.2 Ma, reveals a long-term incision deceleration pattern. The estimated age-incision model indicates a decrease in the incision rates, showing a long-term deceleration during the final Early Pleistocene (from 0.42 to 0.18 m/ka), and a tendency towards a steady state or base level stabilization from the Middle Pleistocene (0.15–0.03 m/ka) to the Late Pleistocene (0.03 m/ka). This incision pattern does not support climate change as a long-term incision-acceleration driver by itself, demonstrating the need for base level lowering effects to have operated. Upper Ebro deceleration incision is explained by the headward attenuation of the incision wave induced by the opening of the Ebro Cenozoic Basin in a geodynamic context characterized by an absence of significant uplift over the last million years. This trend could have changed the aggressor-victim roles of the rivers involved in fluvial captures at the drainage divide. The documented incision deceleration pattern differs from that reported for other valleys in the Iberian Peninsula, suggesting that the degree of maturity of the fluvial systems depends on their relative position with respect to the capture point, in addition to tectonic and lithostructural factors. In the Late Pleistocene-Holocene, a short-lived incision rate increase is recorded, corresponding to the last terrace dissection phase, during the transition from the last glacial MIS 2 to the interglacial MIS 1.

1. Introduction

Fluvial terraces record a cyclic evolution controlled by climatic fluctuations and base level lowering (Bridgland and Westaway, 2008; Pazzaglia, 2013; Stokes et al., 2012). The latter driver can be related to one or more factors such as uplift, eustatic changes, basin opening, or fluvial capture (Stokes et al., 2002; García-Castellanos and Larrasoana, 2015; Karampaglidis et al., 2020). A base level drop produces a perturbation or disequilibrium in the drainage network (Stokes et al.,

2002), which responds with the upstream propagation of an incision wave (Whipple, 2001; Zaprowski et al., 2001; García et al., 2004). This geomorphic adjustment tends to restore the equilibrium profile of the stream, with a trend to a steady-state fluvial network with stationary drainage divides (Ahnert, 1994; Struth et al., 2019). Incision waves combined with climatic oscillations lead to the development of terrace staircases, which record the overall entrenchment of valleys punctuated by episodic interruptions (Finnegan et al., 2014), with base level stability (strath terraces) or aggradation (fill terraces).

* Corresponding author.

E-mail address: alfonso.benito@cenieh.es (A. Benito-Calvo).

<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103813>

Received 11 November 2021; Received in revised form 29 March 2022; Accepted 3 April 2022

Available online 6 April 2022

0921-8181/© 2022 The Authors. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

ESR CHRONOLOGY OF THE FLUVIAL SEQUENCE OF CUEVA DEL SILO (SIERRA DE ATAPUERCA, SPAIN)

Abstract: The Cueva del Silo is part of the lower karst level of the Cueva Mayor-Cueva del Silo karst system (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain), whose evolution has preserved an impressive archeo-paleoanthropological sequence since the Early Pleistocene. Cueva del Silo is remarkable for the presence of fluvial deposits that record the entry of the Arlanzón River water in the cave system, providing a key sequence to investigate the fluvio-karstic relationships that give rise to this endokarst system. In order to provide a chronological framework to these fluvial deposits, six sediment samples were dated by Electron Spin Resonance and 16 samples by paleomagnetism, collected from two outcrops: Galería de las Arenas and Sala del Caos. Our results provide maximum mean age of around 1600 ka and a minimum age of 916 ± 136 ka for the deposits in Sala del Caos. The younger date from Sala del Caos might represent the last fluvial input from Arlanzón River in the lower karst level. In contrast, ESR ages estimates of 1268 ± 133 ka and 1262 ± 108 ka were obtained for Galería de las Arenas sequence, which could indicate re-sedimentation processes from the intermediate karst level where similar ages were published. The annual dose might be wrongly assessed due to the re-sedimentation processes inside the karst, hence, ESR ages for these facies should be treated with extreme caution.

Keywords: Atapuerca karst; Bleached quartz; ESR dating; Fluvial sediments; Pleistocene

*Isabel Hernando-Alonso, Davinia Moreno, Ana Isabel Ortega, Alfonso Benito-Calvo, María Jesús Alonso, Josep María Parés, **Adrián Martínez-Fernández**, Eudald Carbonell, José María Bermúdez de Castro, ESR chronology of the fluvial sequence of Cueva del Silo (Sierra de Atapuerca, Spain), Quaternary Geochronology, Volume 73, 2022, 101374, ISSN 1871-1014, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101374>*



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary Geochronology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quageo

ESR chronology of the fluvial sequence of Cueva del Silo (Sierra de Atapuerca, Spain)

Isabel Hernando-Alonso^{a,*}, Davinia Moreno^a, Ana Isabel Ortega^{a,b}, Alfonso Benito-Calvo^a,
 María Jesús Alonso^a, Josep María Parés^a, Adrián Martínez-Fernández^a, Eudald Carbonell^{c,d},
 José María Bermúdez de Castro^a

^a Centro Nacional de Investigación Sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3, Burgos, 09002, Spain

^b Fundación Atapuerca, Calle Crta. De Logroño 44, Ibeas de Juarros, Burgos, 09198, Spain

^c Institut Català de Paleocologia Humana i Evolució Social (IPHES), Edifici W3, Campus Sescelades URV, Zona Educacional 4, Tarragona, 43007, Spain

^d Universitat Rovira i Virgili, Campus Sescelades URV, Zona Educacional 4, Tarragona, 43007, Spain

ARTICLE INFO

Keywords:

ESR dating
 Fluvial sediments
 Atapuerca karst
 Bleached quartz
 Pleistocene

ABSTRACT

The Cueva del Silo is part of the lower karst level of the Cueva Mayor-Cueva del Silo karst system (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain), whose evolution has preserved an impressive archeo-paleoanthropological sequence since the Early Pleistocene. Cueva del Silo is remarkable for the presence of fluvial deposits that record the entry of the Arlanzón River water in the cave system, providing a key sequence to investigate the fluvio-karstic relationships that give rise to this endokarst system. In order to provide a chronological framework to these fluvial deposits, six sediment samples were dated by Electron Spin Resonance and 16 samples by paleomagnetism, collected from two outcrops: Galería de las Arenas and Sala del Caos. Our results provide maximum mean age of around 1600 ka and a minimum age of 916 ± 136 ka for the deposits in Sala del Caos. The younger date from Sala del Caos might represent the last fluvial input from Arlanzón River in the lower karst level. In contrast, ESR ages estimates of 1268 ± 133 ka and 1262 ± 108 ka were obtained for Galería de las Arenas sequence, which could indicate re-sedimentation processes from the intermediate karst level where similar ages were published. The annual dose might be wrongly assessed due to the re-sedimentation processes inside the karst, hence, ESR ages for these facies should be treated with extreme caution.

1. Introduction

Atapuerca karst system (Burgos, Spain) records an exceptional Pleistocene sedimentary sequence which contains the most complete archeological and paleontological evidence of human presence in Europe during the Quaternary (Bermúdez de Castro et al., 1997, 2017; Parés and Pérez-González, 1999; Carbonell et al., 2005, 2008; Rodríguez et al., 2011; Ollé et al., 2013; Arsuaga et al., 2014, 2017; García-Medrano et al., 2014; Meyer et al., 2016).

In-depth studies of the Atapuerca multilevel endokarst (Fig. 1A) have enabled the establishment of the different stages of human occupation of the cavities (Ortega et al., 2018) preserved in allochthonous facies (Campana et al., 2016, 2017). Previous works proposed a geomorphological relationship between the subhorizontal endokarstic levels and the water tables imposed by the Pleistocene fluvial terraces of the

Arlanzón River (Benito, 2004; Benito-Calvo et al., 2008, 2017, 2018; Ortega, 2009; Ortega et al., 2014). However, the scarce chronological data about the fluvial sediments contained in the endokarst system (Ortega, 2009) precludes further correlations of these events with the chronological data available of the fluvial terraces (Benito, 2004; Benito-Calvo et al., 2008, 2017, 2018; Benito-Calvo and Pérez-González, 2007; Moreno et al., 2012). So far, the endokarst sedimentary infill has been studied through paleomagnetism (Parés et al., 2000, 2006, 2016, 2020) and mainly by dating entrance facies with archeological and/or paleontological records (Falguères et al., 1999, 2013; Bischoff et al., 2003; Berger et al., 2008; Arnold et al., 2014; Demuro et al., 2014, 2019; Moreno et al., 2015), which provide minimum dates for the passages formation. Although, a couple of studies focused on the lowermost stratigraphic units of Gran Dolina have recently been published (Parés et al., 2018; Duval et al., 2022).

* Corresponding author.

E-mail address: isabel.hernando@cenieh.es (I. Hernando-Alonso).

REFERENCIAS

- Abermann, J. et al. (2010) 'On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments', *The Cryosphere*, 4(1), pp. 53–65. doi: 10.5194/tc-4-53-2010.
- Agudo, C. et al. (1989) 'El glaciar rocoso activo de los Gemelos en el Macizo del Posets (Pirineo Aragonés)', *Cuaternario y Geomorfología*, 3, pp. 83–91.
- Aoyama, Y. et al. (2013) 'Near real-time monitoring of flow velocity and direction in the floating ice tongue of the Shirase Glacier using low-cost GPS buoys', *Earth, Planets and Space*, 65(2), pp. 103–108. doi: 10.5047/eps.2012.06.011.
- Arenillas, M. et al. (2008) Datos sobre la nieve y los glaciares en las cordilleras españolas. El programa ERHIN (1984-2008). Madrid, Spain: Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.
- Arenson, L. et al. (2021) IPA Action Group Rock glacier inventories and kinematics. Towards standard guidelines for inventorying rock glaciers. Available at: <https://www3.unifr.ch/geo/geomorphology/en/research/ipa-action-group-rock-glacier> (Accessed: 1 March 2022).
- Azócar, G. F. et al. (2017) 'Permafrost distribution modelling in the semi-arid Chilean Andes', *The Cryosphere*, 11(2), pp. 877–890. doi: 10.5194/tc-11-877-2017.
- Bahr, D. B. and Radić, V. (2012) 'Significant contribution to total mass from very small glaciers', *The Cryosphere*, 6(4), pp. 763–770. doi: 10.5194/tc-6-763-2012.
- Barandun, M. (2018) A novel approach to estimate glacier mass balance in the Tien Shan and Pamir based on transient snowline observations. University of Fribourg ((Switzerland).
- Barboux, C. et al. (2014) 'Inventorying slope movements in an Alpine environment using DInSAR', *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(15), pp. 2087–2099. doi: 10.1002/esp.3603.
- Barsch, D. (1996) *Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg (Springer Series in Physical Environment). doi: 10.1007/978-3-642-80093-1.
- Bauwens, S. et al. (2016) 'Forest Inventory with Terrestrial LiDAR: A Comparison of Static and Hand-Held Mobile Laser Scanning', *Forests*, 7(12), p. 127. doi: 10.3390/f7060127.
- Benito-Calvo, A. et al. (2018) '4D Monitoring of Active Sinkholes with a Terrestrial Laser Scanner (TLS): A Case Study in the Evaporite Karst of the Ebro Valley, NE Spain', *Remote Sensing* 2018, Vol. 10, Page 571, 10(4), p. 571. doi: 10.3390/RS10040571.
- Benito-Calvo, A. et al. (2020) 'Geomorphological analysis using small unmanned aerial vehicles and submeter GNSS (Gara Sultana butte, High Plateaus Basin, Eastern Morocco)', *Journal of Maps*, 16(2), pp. 459–467. doi: 10.1080/17445647.2020.1773329.
- Berthier, E. et al. (2014) 'Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images', *The Cryosphere*, 8(6), pp. 2275–2291. doi: 10.5194/tc-8-2275-2014.
- Bertone, A. et al. (2022) 'Incorporating InSAR kinematics into rock glacier inventories: insights from 11 regions worldwide', *The Cryosphere*, 16(7), pp. 2769–2792. doi: 10.5194/tc-16-2769-2022.
- Bevan, S. L. et al. (2015) 'Seasonal dynamic thinning at Helheim Glacier', *Earth and Planetary Science Letters*, 415, pp. 47–53. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.031>.
- Bhardwaj, A. et al. (2016) 'LiDAR remote sensing of the cryosphere: Present applications and future prospects', *Remote Sensing of Environment*, 177, pp. 125–143. doi: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.031>.
- Biskaborn, B. K. et al. (2019) 'Permafrost is warming at a global scale', *Nature Communications*, 10(1), p. 264. doi: 10.1038/s41467-018-08240-4.

- Bisnath, S. and Gao, Y. (2009) 'Current State of Precise Point Positioning and Future Prospects and Limitations BT - Observing our Changing Earth', in Sideris, M. G. (ed.). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 615–623.
- Bodin, X. et al. (2009) 'Two decades of responses (1986–2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps', *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(4), pp. 331–344. doi: 10.1002/ppp.665.
- Bodin, X. et al. (2017) 'The 2006 Collapse of the Bérard Rock Glacier (Southern French Alps)', *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(1), pp. 209–223. doi: <https://doi.org/10.1002/ppp.1887>.
- Boeckli, L. et al. (2012) 'Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics', *The Cryosphere*, 6(4), pp. 807–820. doi: 10.5194/tc-6-807-2012.
- Boesch, R. and Graf, C. (2019) 'MASS MOVEMENTS OF AN ALPINE ROCK GLACIER', *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLII-2/W13, pp. 215–219. doi: 10.5194/isprs-archives-XLII-2-W13-215-2019.
- Bolch, T. et al. (2019) 'Status and Change of the Cryosphere in the Extended Hindu Kush Himalaya Region BT - The Hindu Kush Himalaya Assessment: Mountains, Climate Change, Sustainability and People', in Wester, P. et al. (eds). Cham: Springer International Publishing, pp. 209–255. doi: 10.1007/978-3-319-92288-1_7.
- Bonnaventure, P. P. et al. (2012) 'A Permafrost Probability Model for the Southern Yukon and Northern British Columbia, Canada', *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(1), pp. 52–68. doi: <https://doi.org/10.1002/ppp.1733>.
- Brown, A. G. et al. (2021) 'Ending the Cinderella status of terraces and lynchets in Europe: The geomorphology of agricultural terraces and implications for ecosystem services and climate adaptation', *Geomorphology*, 379, p. 107579. doi: 10.1016/j.geomorph.2020.107579.
- Brun, F. et al. (2017) 'A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016', *Nature Geoscience*, 10(9), pp. 668–673. doi: 10.1038/ngeo2999.
- Carbonneau, P. E. and Dietrich, J. T. (2017) 'Cost-effective non-metric photogrammetry from consumer-grade sUAS: implications for direct georeferencing of structure from motion photogrammetry', *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(3), pp. 473–486. doi: <https://doi.org/10.1002/esp.4012>.
- Casella, V. et al. (2020) 'Accuracy Assessment of a UAV Block by Different Software Packages, Processing Schemes and Validation Strategies', *ISPRS International Journal of Geo-Information* 2020, Vol. 9, Page 164, 9(3), p. 164. doi: 10.3390/IJGI9030164.
- Chadburn, S. E. et al. (2017) 'An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming', *Nature Climate Change*, 7(5), pp. 340–344. doi: 10.1038/nclimate3262.
- Chueca, J. et al. (2003) 'El glaciar de La Madaleta (Pirineo Central Español): Análisis de su evolución desde la Pequeña Edad del Hielo y su relación con factores climáticos', *Cuaternario y Geomorfología*, pp. 41–55. Available at: <https://recyt.fecyt.es/index.php/CUGEO/article/view/17039/10444> (Accessed: 16 September 2022).
- Chueca, J. et al. (2005) 'Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees)', *Geomorphology*, 68(3–4), pp. 167–182. doi: 10.1016/J.GEOMORPH.2004.11.012.
- Chueca, J. et al., (2007) 'Recent evolution (1981–2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain: extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors', *Journal of Glaciology*, 53(183), pp. 547–557. doi: 10.3189/002214307784409342.
- Cicoira, A. et al. (2022) 'In situ observations of the Swiss periglacial environment using GNSS instruments', *Earth System Science Data*, 14(11), pp. 5061–5091. doi: 10.5194/essd-14-5061-2022.
- CloudCompare (2020) CloudCompare (version 2.11) [GPL software]. (2020). Retrieved from <http://www.cloudcompare.org/>.
- Cobos, G. et al. (2017) Cartografiado del glaciar de la Maladeta a partir de prospección de georradar. Programa ERHIN. Madrid, Spain.

- Colucci, R. R. et al. (2019) 'Is that a relict rock glacier?', *Geomorphology*, 330, pp. 177–189. doi: 10.1016/j.geomorph.2019.02.002.
- Cook, K. L. and Dietze, M. (2019) 'Short Communication: A simple workflow for robust low-cost UAV-derived change detection without ground control points', *Earth Surface Dynamics*, 7(4), pp. 1009–1017. doi: 10.5194/esurf-7-1009-2019.
- Craymer, M. (2022) Geodetic Toolbox (<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/15285-geodetic-toolbox>), MATLAB Central File Exchange. Recuperado September 16, 2022.
- Cremonese, E. et al. (2011) 'Brief communication: "An inventory of permafrost evidence for the European Alps"', *Cryosphere*, 5(3), pp. 651–657. doi: 10.5194/TC-5-651-2011.
- Cuadrat, J. M. et al. (2018) 'El cambio climático en los Pirineos: Impactos, vulnerabilidades y adaptación', Observatorio Pirenaico del Cambio Climático (OPCC). Available at: <https://opcc-ctp.org/>.
- Cuartero, A. et al. (2010) 'Error analysis of terrestrial laser scanning data by means of spherical statistics and 3D graphs', *Sensors (Basel, Switzerland)*, 10(11), pp. 10128–45. doi: 10.3390/s101110128.
- Dall'Asta, E. et al. (2017) 'Unmanned Aerial Systems and DSM matching for rock glacier monitoring', *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 127, pp. 102–114. doi: 10.1016/j.isprsjprs.2016.10.003.
- Deems, J. S. et al. (2013) 'Lidar measurement of snow depth: a review', *Journal of Glaciology*, 59(215), pp. 467–479. doi: 10.3189/2013JoG12J154.
- Delaloye, R. et al. (2010) 'Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps', *Geographica Helvetica*, 65, pp. 135–145. doi: 10.5194/gh-65-135-2010.
- Delparte, D. M. et al. (2014) 'Monitoring Tropical Alpine Lake Levels in a Culturally Sensitive Environment Utilizing 3D Technological Approaches', *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4), pp. 709–718. doi: 10.1657/1938-4246-46.4.709.
- Dematteis, N. et al. (2021) 'Ten-Year Monitoring of the Grandes Jorasses Glaciers Kinematics. Limits, Potentialities, and Possible Applications of Different Monitoring Systems', *Remote Sensing*, 13(15). doi: 10.3390/rs13153005.
- Drews, R. et al. (2021) 'GNSS Data collected at Priestley Glacier November 2018, Blake', in. PANGAEA. doi: 10.1594/PANGAEA.936088.
- Eiken, T. et al. (1997) 'Kinematic GPS survey of geometry changes on Svalbard glaciers', *Annals of Glaciology*, 24, pp. 157–163. doi: 10.3189/S0260305500012106.
- Ewertowski, M. W. et al. (2019) 'Operational Framework for Rapid, Very-high Resolution Mapping of Glacial Geomorphology Using Low-cost Unmanned Aerial Vehicles and Structure-from-Motion Approach', *Remote Sensing*, 11(1), p. 65. doi: 10.3390/rs11010065.
- Fallourd, R. et al. (2011) 'Monitoring Temperate Glacier Displacement by Multi-Temporal TerraSAR-X Images and Continuous GPS Measurements', *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 4(2), pp. 372–386. doi: 10.1109/JSTARS.2010.2096200.
- Fan, L. et al. (2015) 'Error in target-based georeferencing and registration in terrestrial laser scanning', *Computers & Geosciences*, 83, pp. 54–64. doi: 10.1016/J.CAGEO.2015.06.021.
- Farinotti, D. et al. (2019) 'A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth', *Nature Geoscience*, 12(3), pp. 168–173. doi: 10.1038/s41561-019-0300-3.
- Fernández-Sarría, A. et al. (2019) 'Estimating residual biomass of olive tree crops using terrestrial laser scanning', *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 75, pp. 163–170. doi: 10.1016/J.JAG.2018.10.019.
- Fernández Pareja, T. et al. (2013) 'Terrestrial Laser Scanner (TLS) Equipment Calibration', *Procedia Engineering*, 63, pp. 278–286. doi: 10.1016/J.PROENG.2013.08.191.

- Fiddes, J. and Gruber, S. (2012) 'TopoSUB: a tool for efficient large area numerical modelling in complex topography at sub-grid scales', *Geoscientific Model Development*, 5(5), pp. 1245–1257. doi: 10.5194/gmd-5-1245-2012.
- Fischer, L. et al. (2011) 'Monitoring topographic changes in a periglacial high-mountain face using high-resolution DTMs, Monte Rosa East Face, Italian Alps', *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2), pp. 140–152. doi: 10.1002/ppp.717.
- Fischer, M. et al. (2016) 'Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps', *Cryosphere*, 10(3), pp. 1279–1295. doi: 10.5194/TC-10-1279-2016.
- Florentine, C. et al. (2018) 'Local topography increasingly influences the mass balance of a retreating cirque glacier', *The Cryosphere*, 12(6), pp. 2109–2122. doi: 10.5194/tc-12-2109-2018.
- Florentine, C. et al. (2020) 'Parsing complex terrain controls on mountain glacier response to climate forcing', *Global and Planetary Change*, 191, p. 103209. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103209>.
- Fonstad, M. A. et al. (2013) 'Topographic structure from motion: A new development in photogrammetric measurement', *Earth Surface Processes and Landforms*. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 421–430. doi: 10.1002/esp.3366.
- Gaffey, C. and Bhardwaj, A. (2020) 'Applications of unmanned aerial vehicles in cryosphere: Latest advances and prospects', *Remote Sensing*, 12(6), p. 948. doi: 10.3390/rs12060948.
- Gan, T. Y. and Barry, R. (2012) 'The Global Cryosphere: Past, Present, and Future', *The Global Cryosphere: Past, Present, and Future*, p. 1707. doi: 10.1017/CBO9780511977947.
- García-Balboa, J. et al. (2011) 'Evaluación de la incertidumbre de medida de ángulos, distancias y desniveles medidos con instrumentación topográfica', *Mapping*, 149, pp. 6–27. Available at: <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=3756629>.
- García-García, F. (1997) *Aplicaciones de la técnica geofísica de prospección por geo-radar en glaciología e ingeniería civil*. Universitat Politècnica de Catalunya.
- Giardino, J. R. et al. (1987) *Rock glaciers*, Allen and Unwin. Boston.
- Glueer, F. et al. (2021) 'Robotic Total Station Monitoring in High Alpine Paraglacial Environments: Challenges and Solutions from the Great Aletsch Region (Valais, Switzerland)', *Geosciences*, 11(11). doi: 10.3390/geosciences11110471.
- Gmitrowicz-Iwan, J. et al. (2021) 'The Influence of Target Properties on the Accuracy of Reflectorless Distance Measurements', *Sensors*, 21, pp. 1–9. doi: 10.3390/s21196421.
- Gómez-Gutiérrez, Á. et al. (2014) 'Comparing Two Photo-Reconstruction Methods to Produce High Density Point Clouds and DEMs in the Corral del Veleta Rock Glacier (Sierra Nevada, Spain)', *Remote Sensing*, 6(6), pp. 5407–5427. doi: 10.3390/rs6065407.
- Gómez-Gutiérrez, Á. et al. (2015) 'Does HDR Pre-Processing Improve the Accuracy of 3D Models Obtained by Means of two Conventional SfM-MVS Software Packages? The Case of the Corral del Veleta Rock Glacier', *Remote Sensing*, 7(8), pp. 10269–10294. doi: 10.3390/rs70810269.
- González García, M. et al. (2013) 'Surface dynamic and current status of the Madaleta rock glacier (Pyrenees)', *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(2 SE-), pp. 81–94. doi: 10.18172/cig.1257.
- González García, M. (2014) *La alta montaña periglacial en el Pirineo Central español: procesos, formas y condiciones ambientales*. Universidad de Málaga. Available at: <http://hdl.handle.net/10630/6973>.
- González Trueba, J. J. et al. (2008) '“Little Ice Age” glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula', <http://dx.doi.org/10.1177/0959683608089209>, 18(4), pp. 551–568. doi: 10.1177/0959683608089209.
- Granados-Bolaños, S. et al. (2021) 'Low-cost UAV applications in dynamic tropical volcanic landforms', *Journal*

- of *Volcanology and Geothermal Research*, 410, p. 107143. doi: 10.1016/J.JVOLGEORES.2020.107143.
- Gruber, S. et al. (2017) 'Review article: Inferring permafrost and permafrost thaw in the mountains of the Hindu Kush Himalaya region', *The Cryosphere*, 11(1), pp. 81–99. doi: 10.5194/tc-11-81-2017.
- Guo, D. and Wang, H. (2016) 'CMIP5 permafrost degradation projection: A comparison among different regions', *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(9), pp. 4499–4517. doi: <https://doi.org/10.1002/2015JD024108>.
- Haeblerli, W. (1985) 'Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers', *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*, (77).
- Haeblerli, W. et al. (2006) 'Permafrost creep and rock glacier dynamics', *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3), pp. 189–214. doi: 10.1002/ppp.561.
- Haeblerli, W. et al. (2007) 'Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps', *Annals of Glaciology*, 46, pp. 150–160. doi: 10.3189/172756407782871512.
- Haeblerli, W. et al. (2017) 'Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in deglaciating mountain ranges', *Geomorphology*, 293, pp. 405–417. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.009>.
- Hartzell, P. J. et al. (2015) 'Rigorous error propagation for terrestrial laser scanning with application to snow volume uncertainty', *Journal of Glaciology*, 61(230), pp. 1147–1158. doi: 10.3189/2015JoG15J031.
- Harwin, S. et al. (2015) 'The Impact of the Calibration Method on the Accuracy of Point Clouds Derived Using Unmanned Aerial Vehicle Multi-View Stereopsis', *Remote Sensing*, 7(9), pp. 11933–11953. doi: 10.3390/rs70911933.
- Hausmann, H. et al. (2007) 'Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations', *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(4), pp. 351–367. doi: 10.1002/ppp.601.
- Helfricht, K. et al. (2014) 'Lidar snow cover studies on glaciers in the Ötztal Alps (Austria): comparison with snow depths calculated from GPR measurements', *The Cryosphere*, 8(1), pp. 41–57. doi: 10.5194/tc-8-41-2014.
- Hendrickx, H. et al. (2019) 'The reproducibility of SfM algorithms to produce detailed Digital Surface Models: the example of PhotoScan applied to a high-alpine rock glacier', *Remote Sensing Letters*, 10(1), pp. 11–20. doi: 10.1080/2150704X.2018.1519641.
- Hirabayashi, Y. et al. (2016) 'Contributions of natural and anthropogenic radiative forcing to mass loss of Northern Hemisphere mountain glaciers and quantifying their uncertainties', *Scientific Reports*, 6(1), p. 29723. doi: 10.1038/srep29723.
- Hock, R. et al. (2019) 'High Mountain Areas. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M]', Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 131–202. doi: <https://doi.org/10.1017/9781009157964.004>.
- Hohensinn, R. (2019) Detection of Hazardous Ground Movements with Instantaneous Velocity Estimates by GNSS. ETH Zurich. doi: 10.3929/ETHZ-B-000348594.
- Hubbard, B. and Clemmens, S. (2008) 'Recent high-resolution surface velocities and elevation change at a high-altitude, debris-covered glacier: Chacaraju, Peru', *Journal of Glaciology*, 54(186), pp. 479–486. doi: 10.3189/002214308785837057.
- Huggel, C. et al. (2015) *The High-Mountain Cryosphere: Environmental Changes and Human Risks*. Cambridge: Cambridge University Press. doi: DOI: 10.1017/CBO9781107588653.
- Huss, M. and Fischer, M. (2016) 'Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change', *Frontiers in Earth Science*, 4, p. 34. doi: 10.3389/FEART.2016.00034/BIBTEX.

Huybrechts, P. (2009) 'Cryosphere BT - Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments', in Gornitz, V. (ed.). Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 221–226. doi: 10.1007/978-1-4020-4411-3_53.

IPCC (2014) 'Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)].', IPCC, Geneva, Switzerland, p. 151. Available at: <https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/>.

James, M. R. et al. (2017a) 'Optimising UAV topographic surveys processed with structure-from-motion: Ground control quality, quantity and bundle adjustment', *Geomorphology*, 280, pp. 51–66. doi: 10.1016/j.geomorph.2016.11.021.

James, M. R. et al. (2017b) '3-D uncertainty-based topographic change detection with structure-from-motion photogrammetry: precision maps for ground control and directly georeferenced surveys', *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(12), pp. 1769–1788. doi: 10.1002/esp.4125.

James, M. R. et al. (2019) 'Guidelines on the use of structure-from-motion photogrammetry in geomorphic research', *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(10), pp. 2081–2084. doi: 10.1002/esp.4637.

James, M. R. et al. (2020) 'Mitigating systematic error in topographic models for geomorphic change detection: accuracy, precision and considerations beyond off-nadir imagery', *Earth Surface Processes and Landforms*, p. esp.4878. doi: 10.1002/esp.4878.

James, M. R. and Robson, S. (2012) 'Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application', *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(3), p. n/a-n/a. doi: 10.1029/2011JF002289.

James, M. R. and Robson, S. (2014) 'Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks', *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(10), pp. 1413–1420. doi: 10.1002/esp.3609.

Janke, J. R. (2013) 'Using airborne LiDAR and USGS DEM data for assessing rock glaciers and glaciers', *Geomorphology*, 195, pp. 118–130. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.04.036.

Jiménez, C. (2016) Cartografiado de la morfología subglaciar de La Maladeta y Aneto mediante georradar. Universitat Politècnica de València. doi: 10.4995/THESIS/10251/62211.

Jones, B. and O'Neill, B. C. (2016) 'Spatially explicit global population scenarios consistent with the Shared Socioeconomic Pathways', *Environmental Research Letters*, 11(8), p. 84003. doi: 10.1088/1748-9326/11/8/084003.

Jones, D. B. et al. (2018) 'Mountain rock glaciers contain globally significant water stores', *Scientific Reports* 2018 8:1, 8(1), pp. 1–10. doi: 10.1038/s41598-018-21244-w.

Jones, D. B. et al. (2019) 'Rock glaciers and mountain hydrology: A review', *Earth-Science Reviews*, 193, pp. 66–90. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.001>.

Julián, A. and Chueca, J. (2007) 'Permafrost distribution from BTS measurements (Sierra de Telera, Central Pyrenees, Spain): assessing the importance of solar radiation in a mid-elevation shaded mountainous area', *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(2), pp. 137–149. doi: <https://doi.org/10.1002/ppp.576>.

Kääb, A. and Reichmuth, T. (2005) 'Advance mechanisms of rock glaciers', *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(2), pp. 187–193. doi: 10.1002/PPP.507.

Kaasalainen, S. et al. (2011) 'Brief communication "Application of mobile laser scanning in snow cover profiling"', *The Cryosphere*, 5(1), pp. 135–138. doi: 10.5194/tc-5-135-2011.

Kazhdan, M. and Hoppe, H. (2013) 'Screened Poisson Surface Reconstruction', *ACM Trans. Graph.*, 32(3), pp. 29:1--29:13. doi: 10.1145/2487228.2487237.

Kenner, R. et al. (2014) 'Monitoring of high alpine mass movements combining laser scanning with digital airborne photogrammetry', *Geomorphology*, 206, pp. 492–504. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.10.020.

- Kirkbride, M. P. and Deline, P. (2013) 'The formation of supraglacial debris covers by primary dispersal from transverse englacial debris bands', *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(15), pp. 1779–1792. doi: <https://doi.org/10.1002/esp.3416>.
- Klees, R. and Massonnet, D. (1998) 'Deformation measurements using SAR interferometry: potential and limitations', *Geologie en Mijnbouw*, 77(2), pp. 161–176. doi: 10.1023/A:1003594502801.
- Kociuba, W. et al. (2021) 'A Short-Time Repeat TLS Survey to Estimate Rates of Glacier Retreat and Patterns of Forefield Development (Case Study: Scottbreen, SW Svalbard)', *Resources*, 10(1). doi: 10.3390/resources10010002.
- Kodama, H. and Mae, S. (1976) 'The Flow of Glaciers in the Khumbu Region: Glaciological Expedition to Nepal, Contribution No. 10', in.
- Lague, D. et al. (2013) 'Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z)', *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 82, pp. 10–26. doi: 10.1016/j.isprsjprs.2013.04.009.
- Lambiel, C. and Delaloye, R. (2004) 'Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps', *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), pp. 229–241. doi: <https://doi.org/10.1002/ppp.496>.
- Lambrou, E. (2018) 'Modeling the Deviations of the Reflectorless Distance Measurement Due to the Laser Beam's Incident Angle', *International Journal of Applied Science and Technology*, 8(1), p. 13.
- Lemke, P. et al. (2007) 'Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change', Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Lescarmontier, L. et al. (2012) 'Vibrations of Mertz Glacier ice tongue, East Antarctica', *Journal of Glaciology*, 58(210), pp. 665–676. doi: 10.3189/2012JoG11J089.
- Liang, S. and Wang, J. (eds) (2020) 'Chapter 2 - Geometric processing and positioning techniques', in *Advanced Remote Sensing* (Second Edition). Second Edi. Academic Press, pp. 59–105. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815826-5.00002-7>.
- Lichti, D. D. et al. (2000) CALIBRATION AND TESTING OF A TERRESTRIAL LASER SCANNER, *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*. Amsterdam. Available at: <http://maptek.com.au/bsite/> (Accessed: 4 March 2019).
- Lichti, D. D. and Gordon, S. J. (2004) Error Propagation in Directly Georeferenced Terrestrial Laser Scanner Point Clouds for Cultural Heritage Recording. WSA2 Modelling and Visualization. FIG Working Week. Available at: https://www.fig.net/resources/proceedings/fig_proceedings/athens/papers/wsa2/WSA2_6_Lichti_Gordon.pdf (Accessed: 4 March 2019).
- Liu, L. et al. (2013) 'Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case study using InSAR', *The Cryosphere*, 7(4), pp. 1109–1119. doi: 10.5194/tc-7-1109-2013.
- López-Moreno, J. I. et al. (2019) 'Ground-based remote-sensing techniques for diagnosis of the current state and recent evolution of the Monte Perdido Glacier, Spanish Pyrenees', *Journal of Glaciology*, 65(249), pp. 85–100. doi: 10.1017/JOG.2018.96.
- López-Moreno, J. I. et al. (2020) 'Long-term trends (1958–2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees', *International Journal of Climatology*, 40(14), pp. 6122–6136. doi: 10.1002/JOC.6571.
- López-Moreno, J. I. et al. (2008) 'Environmental change and water management in the Pyrenees: Facts and future perspectives for Mediterranean mountains', *Global and Planetary Change*, 61(3), pp. 300–312. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.10.004>.
- Lu, Q. et al. (2017) 'Simulated responses of permafrost distribution to climate change on the Qinghai–Tibet

- Plateau', *Scientific Reports*, 7(1), p. 3845. doi: 10.1038/s41598-017-04140-7.
- Lucianaz, C. et al. (2011) 'Low cost DGPS wireless network', in *2011 IEEE-APS Topical Conference on Antennas and Propagation in Wireless Communications*, pp. 792–795. doi: 10.1109/APWC.2011.6046798.
- Luckman, A. et al. (2007) 'The potential of satellite radar interferometry and feature tracking for monitoring flow rates of Himalayan glaciers', *Remote Sensing of Environment*, 111(2), pp. 172–181. doi: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.05.019>.
- Lugon, R. et al. (2004) 'Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain', *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), pp. 207–220. doi: 10.1002/PPP.494.
- Lugon, R. and Stoffel, M. (2010) 'Rock-glacier dynamics and magnitude–frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps', *Global and Planetary Change*, 73(3–4), pp. 202–210. doi: 10.1016/j.gloplacha.2010.06.004.
- Marmy, A. et al. (2013) 'Permafrost model sensitivity to seasonal climatic changes and extreme events in mountainous regions', *Environmental Research Letters*, 8, p. 35048. doi: 10.1088/1748-9326/8/3/035048.
- Marmy, A. et al. (2016) 'Semi-automated calibration method for modelling of mountain permafrost evolution in Switzerland', *The Cryosphere*, 10(6), pp. 2693–2719. doi: 10.5194/tc-10-2693-2016.
- Martínez-Fernández, A. et al. (2019) 'Geomatic methods applied to the change study of the La Paúl rock glacier, Spanish Pyrenees', *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLII-2/W13(2/W13), pp. 1771–1775. doi: 10.5194/isprs-archives-XLII-2-W13-1771-2019.
- Martínez-Fernández, A. et al. (2020) '3D monitoring of Paleolithic archaeological excavations using terrestrial laser scanner systems (Sierra de Atapuerca, Railway Trench sites, Burgos, N Spain)', *Digital Applications in Archaeology and Cultural Heritage*, 19, p. e00156. doi: 10.1016/J.DAACH.2020.E00156.
- Martínez-Fernández, A. (2021) *DINÁMICA DE GLACIARES Y GLACIARES ROCOSOS EN LOS PIRINEOS MEDIANTE LA APLICACIÓN DE INTERFEROMETRÍA RADAR DE SATÉLITE UTILIZANDO IMÁGENES SENTINEL-1*. Jaén: Universidad de Jaén. Available at: <https://hdl.handle.net/10953.1/19139> (Accessed: 6 April 2023).
- Martínez-Fernández, A. et al. (2022) 'The Influence of Image Properties on High-Detail SfM Photogrammetric Surveys of Complex Geometric Landforms: The Application of a Consumer-Grade UAV Camera in a Rock Glacier Survey', *Remote Sensing 2022*, Vol. 14, Page 3528, 14(15), p. 3528. doi: 10.3390/RS14153528.
- Martínez-Fernández, A. et al. (2023) 'The final countdown? Monitoring the rapid shrinkage of the Maladeta glacier (2010-2020), Southern Pyrenees', accepted in *Land Degradation & Development* (Pending publication).
- Martínez de Pisón, E. et al. (1997) 'Observaciones sobre el estado de los glaciares del Pirineo español. Campaña 1994', in *La nieve en las Cordilleras españolas*. Madrid, Spain: Ministerio de Medio Ambiente, pp. 253–265.
- Martínez de Pisón, E. et al. (1995) 'Observaciones morfológicas sobre la evolución de los glaciares del Pirineo español entre 1982 y 1993', in *La nieve en las cordilleras españolas*. Madrid, Spain, pp. 251–281.
- Martínez de Pisón, E. and Arenillas, M. (1988) 'Los glaciares actuales del Pirineo español', in *ERHIN: La nieve en el Pirineo Español*. Madrid: MOPU, pp. 29–98.
- Martínez, R. et al. (1997) 'El sustrato subglaciar y la estructura interna de los glaciares del Aneto y la Maladeta cartografiados por geo-radar de ultra-alta frecuencia (UHF)', in *La nieve en las cordilleras españolas*. Madrid, Spain: Ministerio de Medio Ambiente, pp. 227–249.
- Martínez, R. and García, F. (1994) 'Trabajos de glaciología en el glaciar de la Maladeta. Campaña 1991-92', in *La nieve en las cordilleras españolas*. Madrid, Spain, pp. 209–236.
- Marzeion, B. et al. (2014) 'Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes.', *Science*, 345(6199), pp. 919–921. doi: DOI:10.1126/science.1254702.
- Marzeion, B. et al. (2014) 'Feedbacks and mechanisms affecting the global sensitivity of glaciers to climate change', *The Cryosphere*, 8(1), pp. 59–71. doi: 10.5194/tc-8-59-2014.

- Massonnet, D. and Feigl, K. L. (1998) 'Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface', *Reviews of Geophysics*, 36(4), pp. 441–500. doi: <https://doi.org/10.1029/97RG03139>.
- De Matías, J. et al. (2009) 'Photogrammetric Methodology for the Production of Geomorphologic Maps: Application to the Veleta Rock Glacier (Sierra Nevada, Granada, Spain)', *Remote Sensing*, 1(4), pp. 829–841. doi: [10.3390/rs1040829](https://doi.org/10.3390/rs1040829).
- Medwedeff, W. G. and Roe, G. H. (2017) 'Trends and variability in the global dataset of glacier mass balance', *Climate Dynamics*, 48(9), pp. 3085–3097. doi: [10.1007/s00382-016-3253-x](https://doi.org/10.1007/s00382-016-3253-x).
- Mora, J. et al. (2006) 'The recent evolution of glaciers in the Spanish Pyrenees', *La Houille Blanche*, 92(3), pp. 65–70. doi: [10.1051/lhb:200603010](https://doi.org/10.1051/lhb:200603010).
- Moreno, M. (2016) *Estudio del balance anual de masa en el glaciar de La Maladeta*. Madrid, Spain.
- Mukupu, W. et al. (2016) 'A review of the use of terrestrial laser scanning application for change detection and deformation monitoring of structures', *Survey Review*, pp. 1–18. doi: [10.1080/00396265.2015.1133039](https://doi.org/10.1080/00396265.2015.1133039).
- Navipedia (2011). Precise Point Positioning; Available at: https://gssc.esa.int/navipedia/index.php/Precise_Point_Positioning#Benefits_and_Prospects (Accessed: 22 January 2023).
- Nex, F. and Remondino, F. (2014) 'UAV for 3D mapping applications: a review', *Applied Geomatics*, 6(1), pp. 1–15. doi: [10.1007/s12518-013-0120-x](https://doi.org/10.1007/s12518-013-0120-x).
- Novaković, G. et al. (2014) 'New Approaches to Understanding the World Natural and Cultural Heritage by Using 3D Technology: UNESCO's Škocjan Caves, Slovenia', *International Journal of Heritage in the Digital Era*, 3(4), pp. 629–641. doi: [10.1260/2047-4970.3.4.629](https://doi.org/10.1260/2047-4970.3.4.629).
- O'Connor, J. et al. (2017) 'Cameras and settings for aerial surveys in the geosciences', *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 41(3), pp. 325–344. doi: [10.1177/0309133317703092](https://doi.org/10.1177/0309133317703092).
- Oliva, M. et al. (2018) 'The Little Ice Age in Iberian mountains', *Earth-Science Reviews*, 177, pp. 175–208. doi: [10.1016/j.earscirev.2017.11.010](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.010).
- Osmanoğlu, B. et al. (2016) 'Time series analysis of InSAR data: Methods and trends', *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115, pp. 90–102. doi: <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.10.003>.
- Palà, V. et al. (1999) 'Terrestrial photogrammetry at Johnsons Glacier, Livingston Island, Antarctica', 34, pp. 427–445.
- Parkes, D. and Marzeion, B. (2018) 'Twentieth-century contribution to sea-level rise from uncharted glaciers', *Nature*, 563(7732), pp. 551–554. doi: [10.1038/s41586-018-0687-9](https://doi.org/10.1038/s41586-018-0687-9).
- Pepin, N. C. et al. (2014) 'Measuring and Modeling the Retreat of the Summit Ice Fields on Kilimanjaro, East Africa', *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4), pp. 905–917. doi: [10.1657/1938-4246-46.4.905](https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.4.905).
- PERMOS (2016) 'Permafrost in Switzerland 2010/2011 to 2013/2014. Noetzli, J., Luethi, R., and Staub, B. (eds.), Glaciological Report Permafrost No. 12–15 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences', p. 85.
- Piermattei, L. et al. (2015) 'Use of terrestrial photogrammetry based on structure-from-motion for mass balance estimation of a small glacier in the Italian alps', *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(13), pp. 1791–1802. doi: [10.1002/esp.3756](https://doi.org/10.1002/esp.3756).
- Pirotti, F. et al. (2013) 'State of the Art of Ground and Aerial Laser Scanning Technologies for High-Resolution Topography of the Earth Surface', *European Journal of Remote Sensing*, 46(1), pp. 66–78. doi: [10.5721/EuJRS20134605](https://doi.org/10.5721/EuJRS20134605).
- QGIS (2019) QGIS Development Team (2019). QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <http://qgis.osgeo.org>.

- Rabatel, A. et al. (2017) 'Annual and Seasonal Glacier-Wide Surface Mass Balance Quantified from Changes in Glacier Surface State: A Review on Existing Methods Using Optical Satellite Imagery', *Remote Sensing*, 9(5). doi: 10.3390/rs9050507.
- Racoviteanu, A. E. et al. (2008) 'Optical Remote Sensing of Glacier Characteristics: A Review with Focus on the Himalaya', *Sensors*, 8(5), pp. 3355–3383. doi: 10.3390/s8053355.
- RGI Consortium (2017) 'Randolph Glacier Inventory - A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 6', NSIDC: National Snow and Ice Data Center. Boulder, Colorado USA. doi: <https://doi.org/10.7265/4m1f-gd79>.
- RGIK (2022) Towards standard guidelines for inventorying rock glaciers: baseline concepts (version 4.2.2). IPA Action Group Rock glacier inventories and kinematics.
- Rico, I. et al. (2015) 'Responses to Climatic Changes since the Little Ice Age on La Paul Glacier (Central Pyrenees)', *Krei*, 13, pp. 105–116. Available at: <http://hdl.handle.net/10810/18801> (Accessed: 21 September 2022).
- Rico, I. et al. (2017) 'Current glacier area in the Pyrenees: an updated assessment 2016', *Pirineos*, 172, pp. e029–e029. doi: 10.3989/PIRINEOS.2017.172004.
- Rico, I. (2019) Los glaciares de los Pirineos. Estudio glaciológico y dinámica actual en el contexto del cambio global. Universidad del País Vasco. Available at: <http://hdl.handle.net/10810/33085> (Accessed: 16 September 2022).
- Del Río, M. et al. (2014) 'Applying GPR and laser scanner techniques to monitor the Ossoue glacier (Pyrenees)', *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 19(4), pp. 239–248. doi: 10.2113/JEEG19.4.239.
- Sam, L. et al. (2016) 'Remote sensing flow velocity of debris-covered glaciers using Landsat 8 data', *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 40(2), pp. 305–321. doi: 10.1177/0309133315593894.
- Sánchez-Gámez, P. and Navarro, F. J. (2017) 'Glacier Surface Velocity Retrieval Using D-InSAR and Offset Tracking Techniques Applied to Ascending and Descending Passes of Sentinel-1 Data for Southern Ellesmere Ice Caps, Canadian Arctic', *Remote Sensing*, 9(5). doi: 10.3390/rs9050442.
- de Sanjosé, J. J. et al. (2014) 'Geomatics techniques applied to glaciers, rock glaciers, and ice patches in Spain (1991–2012)', *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96(3), pp. 307–321. doi: 10.1111/geoa.12047.
- de Sanjosé, J. J. et al. (2020) 'Application of Multiple Geomatic Techniques for Coastline Retreat Analysis: The Case of Gerra Beach (Cantabrian Coast, Spain)', *Remote Sensing*, 12(21), p. 3669. doi: 10.3390/rs12213669.
- de Sanjosé, J. J. et al. (2022) 'Geomatic Techniques Applied to the Dynamic Study (2001–2019) of the Rock Glacier in the Veleta Cirque (Sierra Nevada, Spain)', *Land*, 11(5). doi: 10.3390/land11050613.
- Santos-González, J. et al. (2022) 'The origin and collapse of rock glaciers during the Bølling-Allerød interstadial: A new study case from the Cantabrian Mountains (Spain)', *Geomorphology*, 401, p. 108112. doi: 10.1016/J.GEOMORPH.2022.108112.
- Scaioni, M. et al. (2014) 'Remote Sensing for Landslide Investigations: An Overview of Recent Achievements and Perspectives', *Remote Sensing*, pp. 9600–9652. doi: 10.3390/rs6109600.
- Schaffer, N. et al. (2019) 'Rock glaciers as a water resource in a changing climate in the semiarid Chilean Andes', *Regional Environmental Change*, 19. doi: 10.1007/s10113-018-01459-3.
- Serrano, E. (1992) 'Evolución postglaciar de laderas en la alta montaña del macizo de Panticosa (Pirineo aragonés). In: Cearreta C, Ugarte F, eds. *The Late Quaternary in the Western Pyrenean region.*', Bilbao: Universidad del País Vasco, pp. 415–426.
- Serrano, E. et al. (1995) 'Movimiento superficial del glaciar rocoso de las Argualas', *Pirineos*, 145–146(0 SE-), pp. 103–110. doi: 10.3989/pirineos.1995.v145-146.150.
- Serrano, E. et al. (2001) 'Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees', *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 55(4), pp. 245–252. doi: 10.1080/00291950152746603.

- Serrano, E. et al. (2009) 'Cartografía del permafrost de montaña en los Pirineos españoles', *Finisterra*, 44(87). doi: 10.18055/Finis1376.
- Serrano, E. et al. (2019) 'Periglacial environments and frozen ground in the central Pyrenean high mountain area: Ground thermal regime and distribution of landforms and processes', *Permafrost and Periglacial Processes*, 30(4), pp. 292–309. doi: 10.1002/ppp.2032.
- Serrano, E. (2021) 'The existing glaciers of the Iberian Peninsula: the Central Pyrenees', *Iberia, Land of Glaciers: How The Mountains Were Shaped By Glaciers*, pp. 525–553. doi: 10.1016/B978-0-12-821941-6.00025-6.
- Serrano, E. and Agudo, C. (1998) 'Glaciares rocosos activos de los Pirineos. Implicaciones ambientales. En: Procesos biofísicos actuales en medios fríos (Gómez-Ortiz, A., Salvador-Franch, F., Schulte, L., García-Navarro, A., Eds.)', *Universidad de Barcelona*, pp. 133–154.
- Serrano, E. and Agudo, C. (2004) 'Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España)', *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 99, pp. 159–172.
- Serrano, E. et al. (1999) 'Rock glaciers in the Pyrenees', *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(1), pp. 101–106. doi: [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199901/03\)10:1<101::AID-PPP308>3.0.CO;2-U](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199901/03)10:1<101::AID-PPP308>3.0.CO;2-U).
- Serrano, E. et al. (2011) 'Dynamic, evolution and structure of Pyrenean rock glaciers', *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(2), pp. 145–170. doi: 10.18172/cig.1260.
- Serrano, E. and Martín-Moreno, R. (2018) 'Surge glaciers during the Little Ice Age in the Pyrenees', *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44(1), pp. 213–244. doi: 10.18172/CIG.3399.
- Serrano, E. et al. (2006) 'Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991–2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees', *Geomorphology*, 74(1–4), pp. 285–296. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.08.014.
- Serrano, E. et al. (2010) 'Rock glacier dynamics in marginal periglacial environments', *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(11), pp. 1302–1314. doi: 10.1002/ESP.1972.
- Shean, D. E. et al. (2016) 'An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery', *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 116, pp. 101–117. doi: <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012>.
- Slater, A. G. and Lawrence, D. M. (2013) 'Diagnosing Present and Future Permafrost from Climate Models', *Journal of Climate*, 26(15), pp. 5608–5623. doi: doi:10.1175/jcli-d-12-00341.1.
- Śledź, S. et al. (2021) 'Applications of unmanned aerial vehicle (UAV) surveys and Structure from Motion photogrammetry in glacial and periglacial geomorphology', *Geomorphology*. Elsevier B.V., p. 107620. doi: 10.1016/j.geomorph.2021.107620.
- Soudarissanane, S. et al. (2011) 'Scanning geometry: Influencing factor on the quality of terrestrial laser scanning points', *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 66(4), pp. 389–399. doi: 10.1016/J.ISPRSJPRS.2011.01.005.
- Stine, M. (2013) 'Clyde Wahrhaftig and Allan Cox (1959) Rock glaciers in the Alaska Range. Bulletin of the Geological Society of America 70(4): 383-436', *Progress in Physical Geography*, 37(1), pp. 130–139. doi: 10.1177/0309133313475693/ASSET/IMAGES/LARGE/10.1177_0309133313475693-FIG2.JPEG.
- Strozzi, T. et al. (2020) 'Monitoring Rock Glacier Kinematics with Satellite Synthetic Aperture Radar', *Remote Sensing*, 12(3). doi: 10.3390/rs12030559.
- Sugiyama, S. et al. (2007) 'Reversal of ice motion during the outburst of a glacier-dammed lake on Gornergletscher, Switzerland', *Journal of Glaciology*, 53(181), pp. 172–180. doi: 10.3189/172756507782202847.
- Tanarro, L. M. et al. (2019) 'Unchanged surface morphology in debris-covered glaciers and rock glaciers in Tröllaskagi peninsula (northern Iceland)', *Science of The Total Environment*, 648, pp. 218–235. doi: 10.1016/j.scitotenv.2018.07.460.

- Tedesco, M. (2015) *Remote Sensing of the Cryosphere*, Remote Sensing of the Cryosphere. John Wiley & Sons, Ltd. doi: <https://doi.org/10.1002/9781118368909>.
- Telling, J. W. et al. (2017) 'Analyzing Glacier Surface Motion Using LiDAR Data', *Remote Sensing*, 9(3). doi: 10.3390/rs9030283.
- Teunissen, P. J. G. and Montenbruck, O. (2017) *Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems*. doi: 10.1007/978-3-319-42928-1.
- Tmušić, G. et al. (2020) 'Current practices in UAS-based environmental monitoring', *Remote Sensing*, 12(6), p. 1001. doi: 10.3390/rs12061001.
- Tsakiri, M. et al. (2015) 'Evaluation of a pulsed terrestrial laser scanner based on ISO standards', *Surface Topography: Metrology and Properties*, 3(1), p. 015006. doi: 10.1088/2051-672X/3/1/015006.
- Ulrich, V. et al. (2021) 'Measurement of rock glacier surface change over different timescales using terrestrial laser scanning point clouds', *Earth Surface Dynamics*, 9(1), pp. 19–28. doi: 10.5194/esurf-9-19-2021.
- Vidaller, I. et al. (2021) 'Toward an Ice-Free Mountain Range: Demise of Pyrenean Glaciers During 2011–2020', *Geophysical Research Letters*, 48(18), p. e2021GL094339. doi: 10.1029/2021GL094339.
- Villarroel, C. et al. (2018) 'DInSAR for a Regional Inventory of Active Rock Glaciers in the Dry Andes Mountains of Argentina and Chile with Sentinel-1 Data', *Remote Sensing*, 10(10), p. 1588. doi: 10.3390/rs10101588.
- Vivero, S. and Lambiel, C. (2019) 'Monitoring the crisis of a rock glacier with repeated UAV surveys', *Geographica Helvetica*, 74(1), pp. 59–69. doi: 10.5194/gh-74-59-2019.
- Vuille, M. et al. (2018) 'Rapid decline of snow and ice in the tropical Andes – Impacts, uncertainties and challenges ahead', *Earth-Science Reviews*, 176, pp. 195–213. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.019>.
- Wackrow, R. and Chandler, J. H. (2008) 'A convergent image configuration for DEM extraction that minimises the systematic effects caused by an inaccurate lens model', *The Photogrammetric Record*, 23(121), pp. 6–18. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1477-9730.2008.00467.x>.
- Wahrhaftig, C. and Cox, A. (1959) 'Rock glaciers in the Alaska Range', *GSA Bulletin*, 70(4), pp. 383–436. doi: 10.1130/0016-7606(1959)70[383:rgitar]2.0.co;2.
- Watson, C. S. and Quincey, D. (2015) 'Glacier Movement', in, p. 13.
- Weller, G. et al. (2009) 'Fifty Years of McCall Glacier Research: From the International Geophysical Year 1957–58 to the International Polar Year 2007–08', *ARCTIC*, 60. doi: 10.14430/arctic280.
- Westoby, M. J. et al. (2012) "'Structure-from-Motion" photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications', *Geomorphology*, 179, pp. 300–314. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021.
- WGMS (2015) *Global Glacier Change Bulletin*, 1 (2012–2013). Available at: https://wgms.ch/downloads/WGMS_GGCB_01.pdf (Accessed: 16 September 2022).
- Winkler, S. et al. (2010) 'An introduction to mountain glaciers as climate indicators with spatial and temporal diversity', *Erdkunde*, 64, pp. 97–118. doi: 10.2307/20749413.
- Yagüe-Martínez, N. et al. (2016) 'Interferometric Processing of Sentinel-1 TOPS Data', *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54(4), pp. 2220–2234. doi: 10.1109/TGRS.2015.2497902.
- Yang, R. et al. (2018) 'An analytical approach to evaluate point cloud registration error utilizing targets', *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 143, pp. 48–56. doi: 10.1016/J.ISPRSJPRS.2018.05.002.
- Yu, C., Li, Z. and Penna, N. T. (2018) 'Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction using a GPS-based iterative tropospheric decomposition model', *Remote Sensing of Environment*, 204, pp. 109–121. doi: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.10.038>.
- Zahs, V. et al. (2022a) 'Correspondence-driven plane-based M3C2 for lower uncertainty in 3D topographic

change quantification', *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 183, pp. 541–559. doi: <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2021.11.018>.

Zahs, V. et al. (2022b) 'Correspondence-driven plane-based M3C2 for lower uncertainty in 3D topographic change quantification', *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 183, pp. 541–559. doi: <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2021.11.018>.

Zemp, M. et al. (2015) 'Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century', *Journal of Glaciology*. 2017/07/10, 61(228), pp. 745–762. doi: DOI: 10.3189/2015JoG15J017.

Zemp, M. et al. (2019) 'Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016', *Nature*, 568(7752), pp. 382–386. doi: 10.1038/s41586-019-1071-0.

Zou, D. et al. (2017) 'A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau', *The Cryosphere*, 11(6), pp. 2527–2542. doi: 10.5194/tc-11-2527-2017.

Zwieback, S. et al. (2016) 'A Statistical Test of Phase Closure to Detect Influences on DInSAR Deformation Estimates Besides Displacements and Decorrelation Noise: Two Case Studies in High-Latitude Regions', *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54(9), pp. 5588–5601. doi: 10.1109/TGRS.2016.2569435.

APÉNDICES

APÉNDICE 1. Análisis de visibilidad para estacionamientos TLS

Objetivo:

Determinar localizaciones donde los escaneos TLS permitan registrar la mayor parte de superficie de las geoformas.

El solape entre nubes de puntos resultante de diferentes escaneos TLS sobre una superficie mejora y facilita mejora los resultados del registro. Por ello, encontrar posiciones desde las que escanear que permitan el mayor solape posible entre escaneos, al mismo tiempo que se recoge la mayor información de la superficie de la zona a estudiar, cobra importancia.

Conclusión:

Posiciones establecidas antes del análisis de visibilidad en glaciares y glaciares rocosos después de la campaña del 2018 muestran una cobertura de las geoformas similar a la definida por el análisis.

Si bien las posiciones del TLS en los levantamientos del 2018 son razonables con las posiciones ideales extraídas del análisis de visibilidad, el análisis ha permitido mejorar la cobertura de los levantamientos en campañas posteriores. Por ejemplo, posicionando el TLS en zonas accesibles y con buena visibilidad de la superficie glaciar donde antes no se habían ejecutado escaneos.


Existen casos donde la posición ideal para la ejecución de los escaneos es inaccesible o requiere de muchos recursos, por lo que en sucesivas campañas se opta por seguir ejecutando los escaneos en los escenarios a monitorizar según el juicio de los operarios y algunas indicaciones del análisis de visibilidad.

Herramienta:

Visibility Analysis, QGIS 3.18.2 (<https://github.com/zoran-cuckovic/QGIS-visibility-analysis>).

Flujo de trabajo (glaciar rocoso de La Paúl):

Generar Índice de Visibilidad (Figura 90). Permite calcular la exposición visual de cada píxel de un modelo digital de elevaciones. Es decir, determina a partir de qué píxeles es posible visualizar una mayor extensión del terreno bajo unos parámetros preestablecidos.

 Visibility Index

Parameters	Log
Digital elevation model	
PNOA_MDT05_ETRS89_HU31_0179_LID [EPSG:25831]	
Radius of analysis, meters	
330	
Observer height, meters	
1.600000	
Sample	
16 lines	
Direction	
Outgoing views	
<input checked="" type="checkbox"/> Use height interpolation	
<input type="checkbox"/> Take in account Earth curvature	
Atmospheric refraction	
0.130000	
Output file	
[Save to temporary file]	
<input checked="" type="checkbox"/> Open output file after running algorithm	



Figura 90. Arriba, valores establecidos en el índice de visibilidad en La Paúl a partir del DEM PNOA de 5 m resolución (CC-BY 4.0 scne.es). Abajo, zonas donde el índice es superior a 0.5 (rojo) sobre ortoimagen PNOA (CC-BY 4.0 scne.es).

- 1) Definición de posiciones teóricas de escaneo según intersección de píxeles con un índice de visibilidad elevado y radio de 330 m (alcance Faro Focus3D X330) desde el eje central de la lengua a monitorizar (Figura 91).

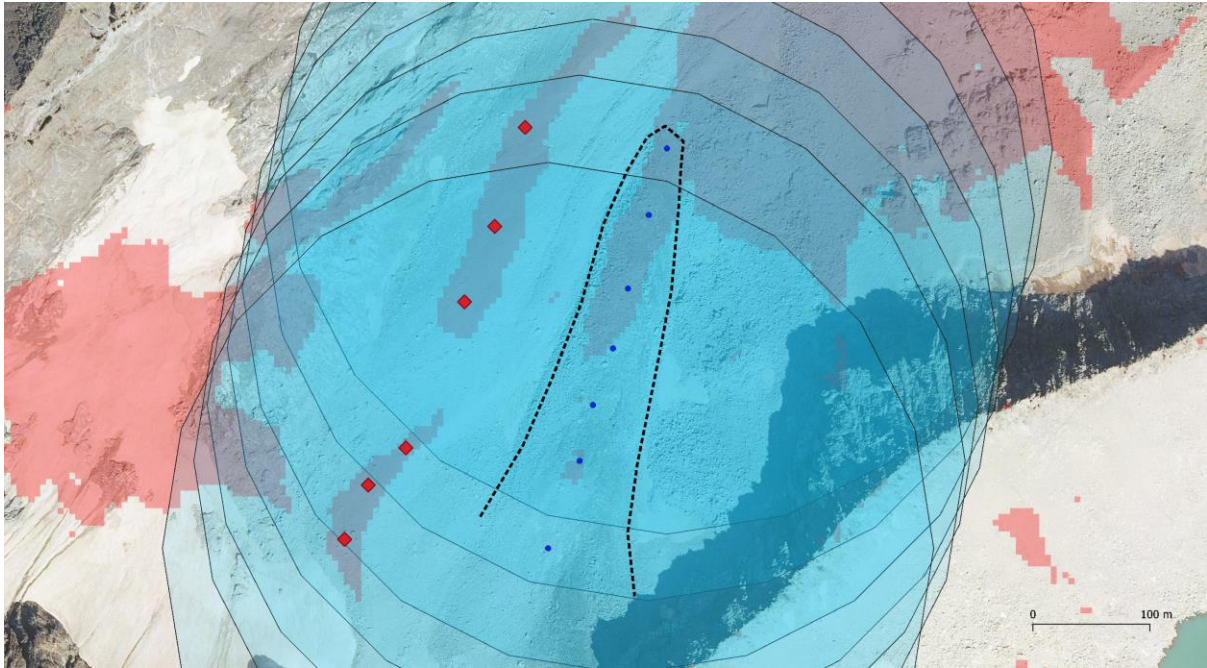


Figura 91. Buffer de 330 m de radio (circunferencias azules) sobre puntos del eje central de la lengua (puntos azules) del glaciar rocoso de La Paúl. Posiciones TLS teóricas para la ejecución de escaneos en zonas con un índice de visibilidad elevado.

- 2) Comparación de la posición de los escaneos teóricos y los escaneos ejecutados en la campaña del 2018 en el glaciar rocoso de La Paúl (Figura 92).

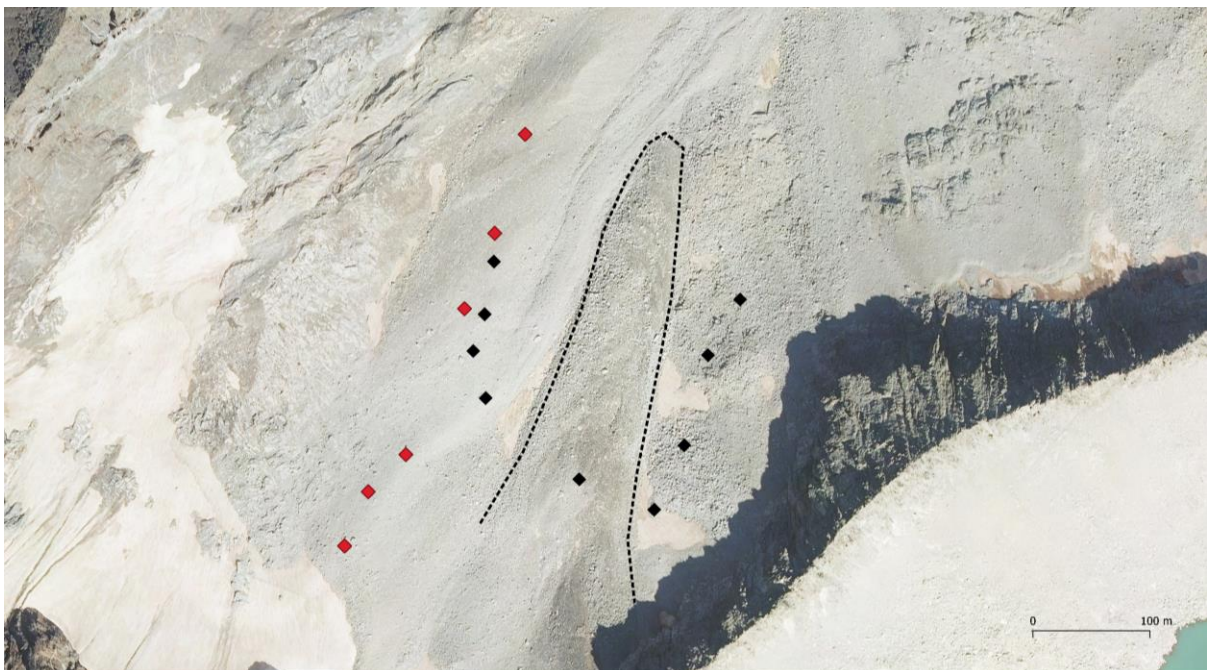
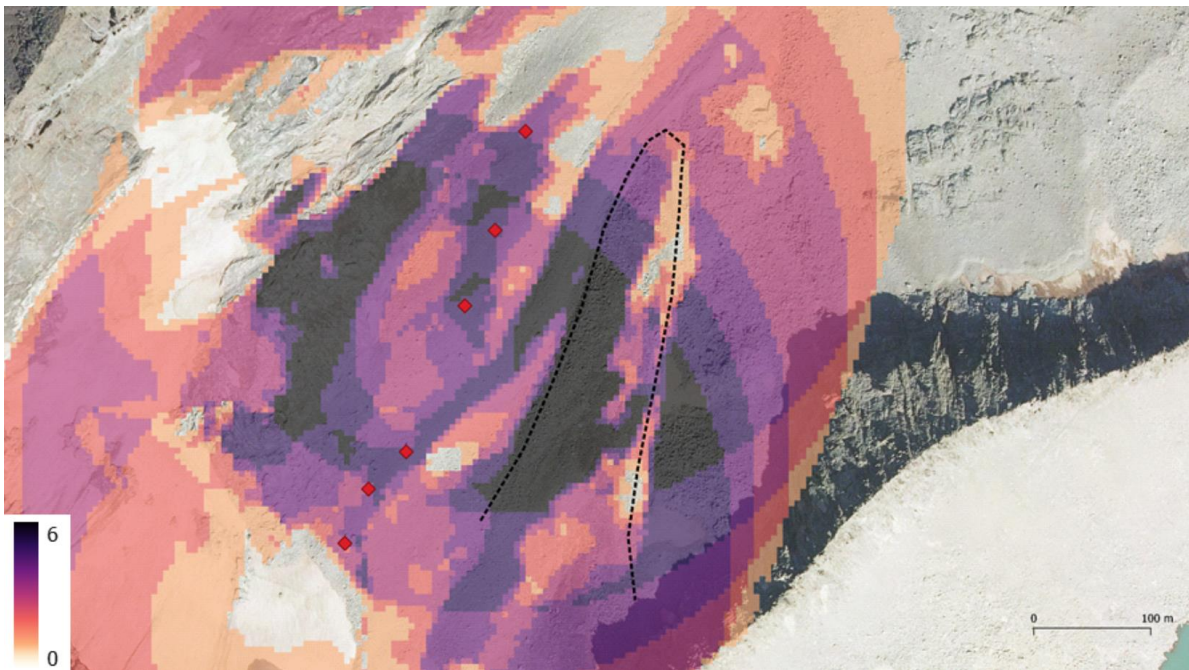


Figura 92. Posiciones del TLS teóricas (cuadro rojo) y de la campaña 2018 (cuadro negro) en el glaciar rocoso de La Paúl.

3) Análisis de visibilidad (Figura 93). Superficie abarcada desde los estacionamientos teóricos y los realizados en la campaña del 2018.

Viewshed

Parameters	Log
Analysis type	
Binary viewshed	
Observer location(s)	
° Puntos_aleatorios_LaPaulRocoso [EPSG:25831]	
<input type="checkbox"/> Selected features only	
Digital elevation model	
PNOA_MDT05_ETRS89_HU31_0179_LID [EPSG:25831]	
<input type="checkbox"/> Take in account Earth curvature	
Atmospheric refraction	
0.130000	
Combining multiple outputs	
Addition	
Output file	
[Save to temporary file]	
<input checked="" type="checkbox"/> Open output file after running algorithm	



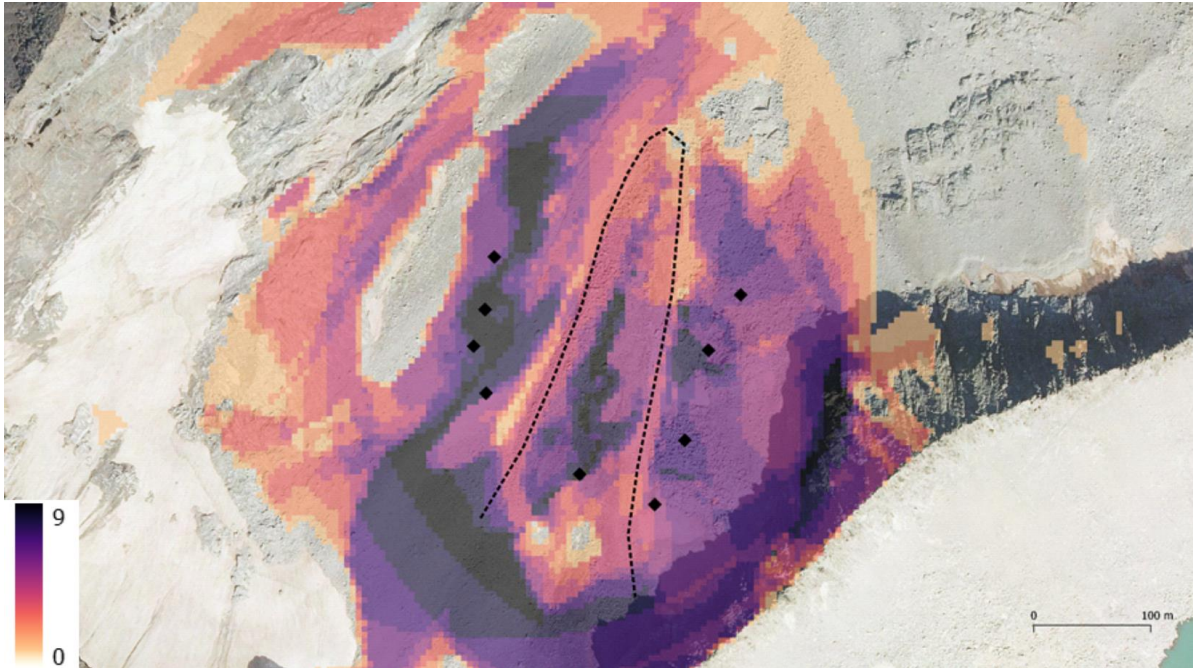


Figura 93. Arriba, parámetros establecidos para el análisis de visibilidad desde los estacionamientos teóricos del TLS. Centro, solape entre superficies escaneadas desde diferentes posiciones del TLS (0 a 6 posiciones). Abajo, solape entre superficies escaneadas desde diferentes posiciones del TLS en la campaña 2018 (0 a 9 posiciones).

APÉNDICE 2. TRANSFORMACIONES ENTRE SISTEMAS DE REFERENCIA

Transformación sistema de referencia local a geodésico en el glaciar de la Maladeta.

Tipo de transformación:

(10parameters) 7-parameter-transformation with rotation center at centroid of datum1 (Molodensky-Badekas)

Parámetros de transformación:

translation x (m)	304525.7458 ±	0.0062	
translation y (m)	4724085.9620 ±	0.0062	
translation z (m)	-145.4552 ±	0.0062	Degrees
rotation ex (rad)	8.26E-05 ±	0.0002	0.0047
rotation ey (rad)	-4.31E-05 ±	0.0004	-0.0025
rotation ez (rad)	-0.1250 ±	0.0002	-7.1611
scale factor	1		

Matriz de rotación:

rotcent (3 x 1)	1937.1307	3 x 1 vector of rotation center in datum1 [x y z]
	851.9102	
	3053.7418	

Residuales de la transformación:

resid (n x 3)	-0.0020	0.0383	-0.0263	matrix with the residuals datum2 - f(datum1,param)
	0.0161	0.0032	0.0057	
	-0.0106	-0.0332	0.0088	
	0.0141	-0.0336	0.0125	
	-0.0285	0.0263	0.0093	
	0.0207	-0.0266	0.0053	
	-0.0281	-0.0244	0.0084	
	-0.0040	-0.0227	-0.0104	
	-0.0139	0.0624	0.0053	
	0.0150	-0.0068	-0.0096	
	-0.0201	-0.0101	0.0095	
	0.0227	0.0131	-0.0054	
	0.0186	0.0141	-0.0130	

Puntos de referencia empleados para la transformación (13 puntos; TS y GNSS 2020):

datum1=	1961.064	918.816	3031.874	datum2=	306478.280	4725007.276	2886.386
	1957.994	919.739	3031.684		306475.137	4725007.774	2886.228
	1960.285	920.280	3031.875		306477.316	4725008.560	2886.422
	1959.579	917.025	3031.869		306477.046	4725005.242	2886.420
	1964.470	875.748	3037.478		306487.002	4724964.957	2892.029
	1962.251	864.546	3039.045		306486.246	4724953.513	2893.593
	1960.058	867.091	3039.563		306483.704	4724955.767	2894.114
	1929.246	812.874	3066.774		306459.916	4724898.136	2921.312
	1927.453	810.019	3067.818		306458.483	4724895.165	2922.372
	1926.879	811.201	3067.293		306457.795	4724896.197	2921.832
	1927.474	812.198	3066.904		306458.226	4724897.257	2921.462
	1873.465	770.002	3093.968		306409.942	4724848.683	2948.517

1872.481 775.293 3092.499 306408.302 4724853.811 2947.040

Transformación sistema de referencia local a geodésico en el glaciar de La Paúl.

Tipo de transformación:

(10parameters) 7-parameter-transformation with rotation center at centroid of datum1 (Molodensky-Badekas).

Parámetros de transformación

translation x (m)	285113.4229 ±	0.0078	
translation y (m)	4720587.4192 ±	0.0078	
translation z (m)	-124.6882 ±	0.0078	Degrees
rotation ex (rad)	6.48E-04 ±	0.0014	0.0371
rotation ey (rad)	7.09E-04 ±	0.0040	0.0406
rotation ez (rad)	-0.1268 ±	0.0012	-7.2625
scale factor	1		

Matriz de rotación:

rotcent (3 x 1)	4995.9349	3 x 1 vector of rotation center in datum1 [x y z]
	5811.8200	
	3050.1257	

Residuales de la transformación:

resid (n x 3)	-0.0107	0.0031	0.0008	matrix with the residuals datum2 - f(datum1,param)
	0.0088	-0.0145	0.0002	
	0.0019	0.0114	-0.0010	

Puntos de referencia empleados para la transformación (3 puntos; TS 2018 y GNSS 2019):

datum1=	4993.022	5812.676	3050.377	datum2=	290106.349	4726399.723	2925.687
	4996.114	5819.227	3049.657		290108.608	4726406.595	2924.964
	4998.669	5803.557	3050.343		290113.116	4726391.400	2925.661

Observaciones: Las transformaciones deberían tomarse con precaución. Aunque los resultados son aparentemente buenos, los puntos de referencia no abarcan los alrededores de toda la zona de trabajo. En el glaciar de La Paúl este aspecto puede ser crítico, ya que se emplean únicamente 3 puntos de referencia para determinar los parámetros de transformación, en contraposición a los 13 empleados en la Maladeta.

APÉNDICE 3. LEVANTAMIENTOS TOPOGRÁFICOS

MEDIDAS EN EL GLACIAR DE LA MALADETA

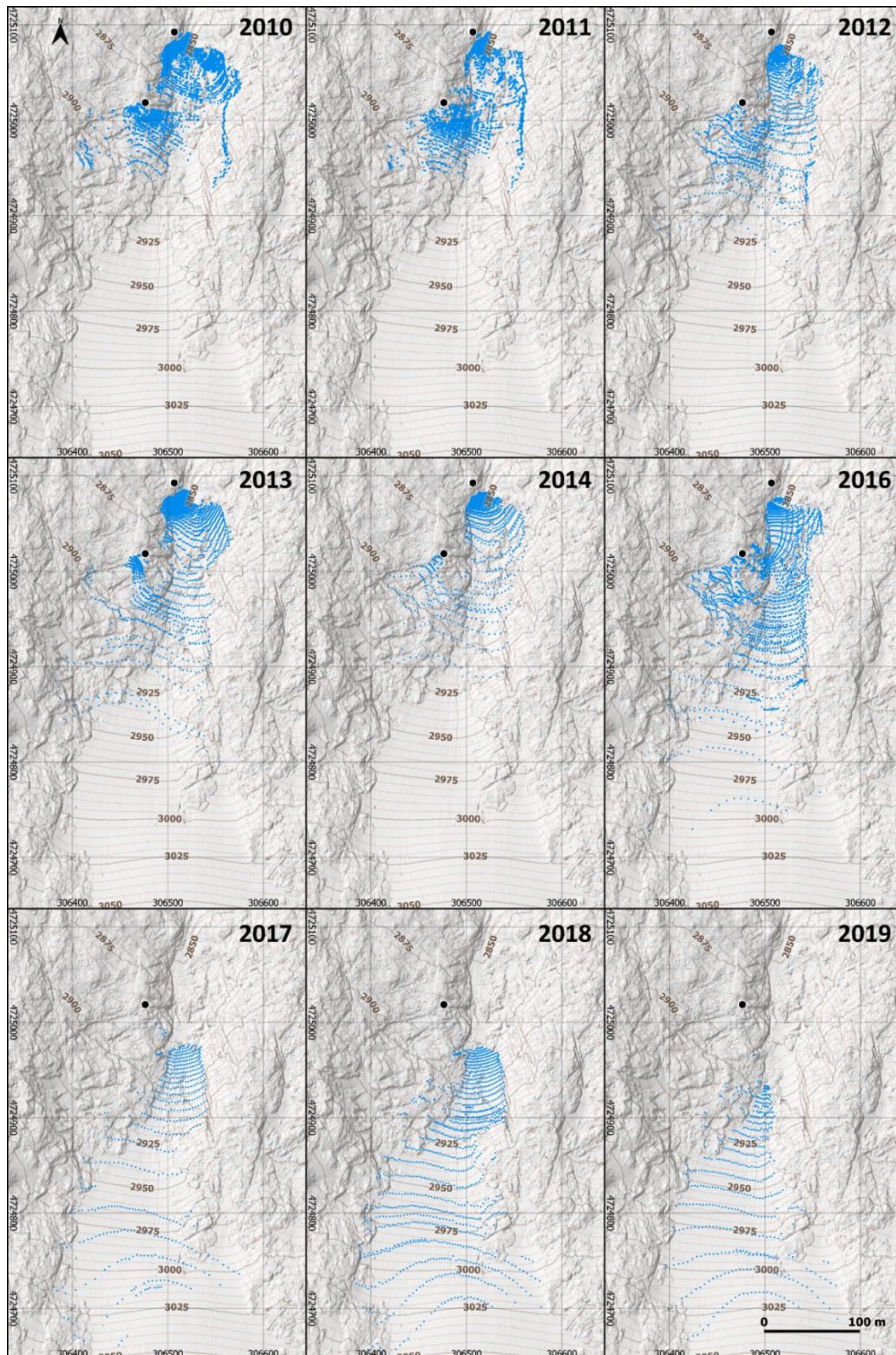


Figura 94. Puntos medidos (azul) en los levantamientos TS en el glaciar de la Maladeta (puntos negros representan las localizaciones de la TS). Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.

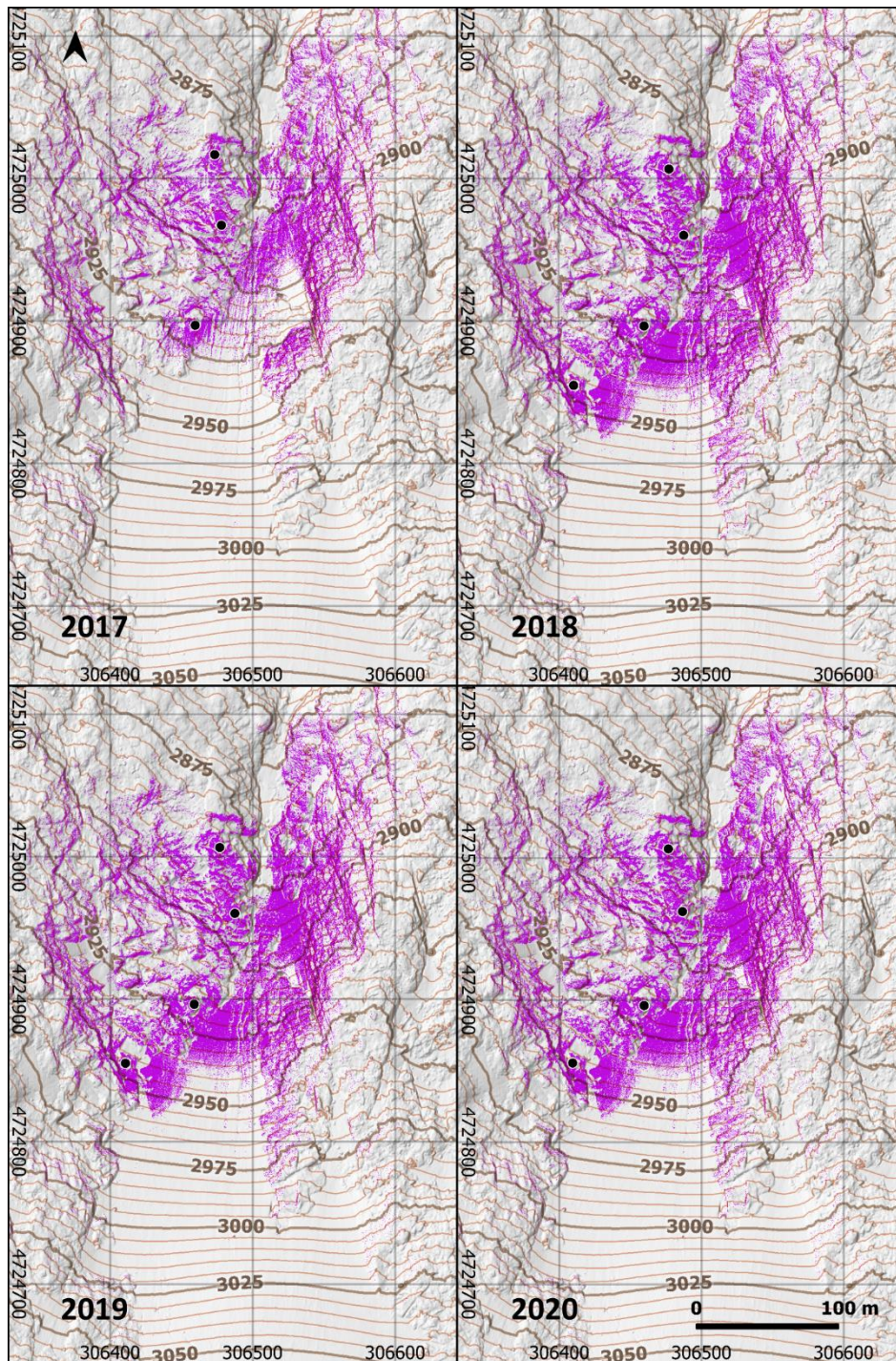


Figura 95. Puntos medidos (violeta) en los levantamientos TLS en el glaciar de la Maladeta (puntos negros representan las localizaciones TLS). Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.

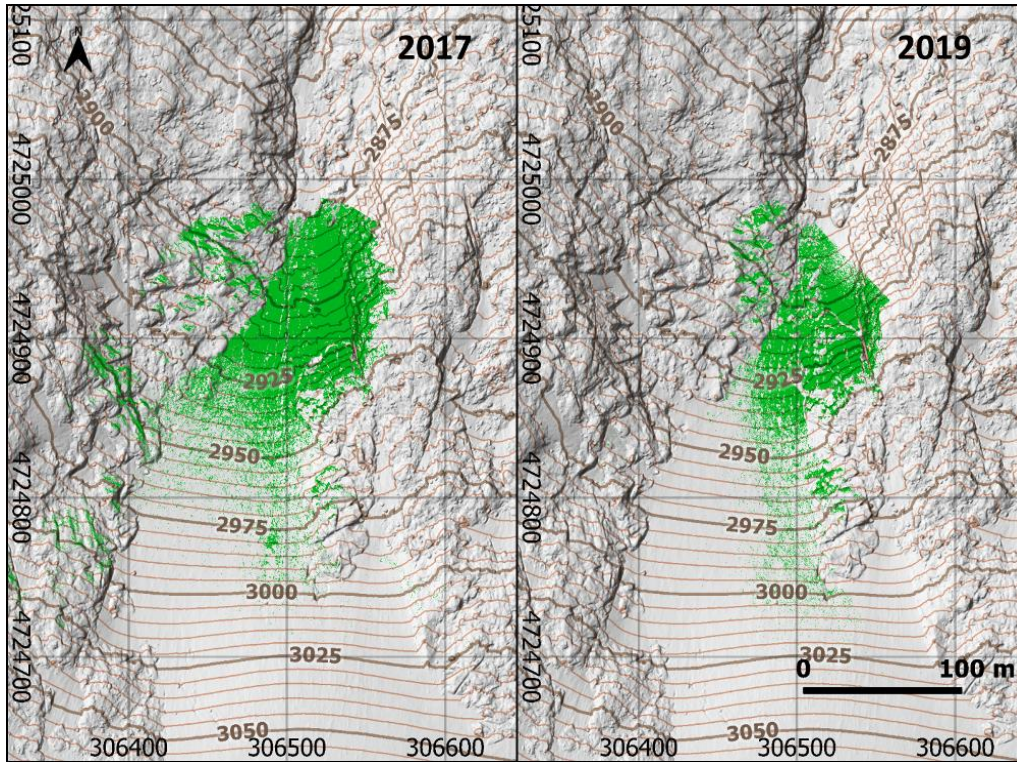


Figura 96. Puntos medidos (verde) en los levantamientos TP en el glaciar de la Maladeta. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.

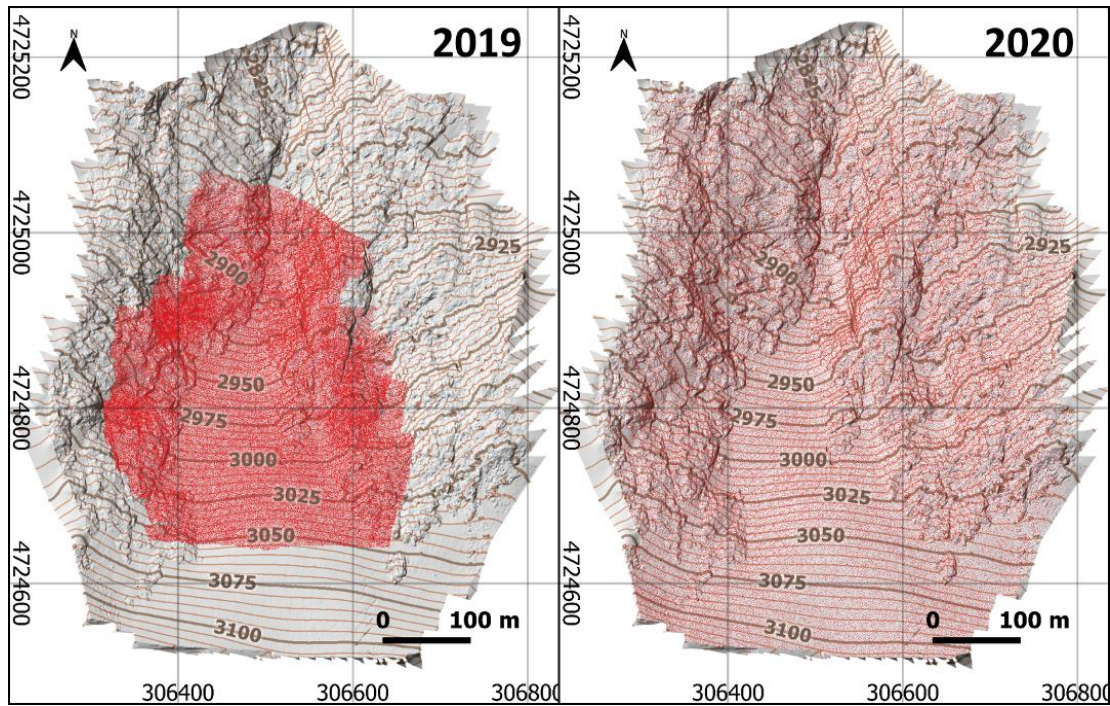


Figura 97. Puntos medidos (rojo) en los levantamientos AP-UAV en el glaciar de la Maladeta. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.

MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN DEL GLACIAR MALADETA

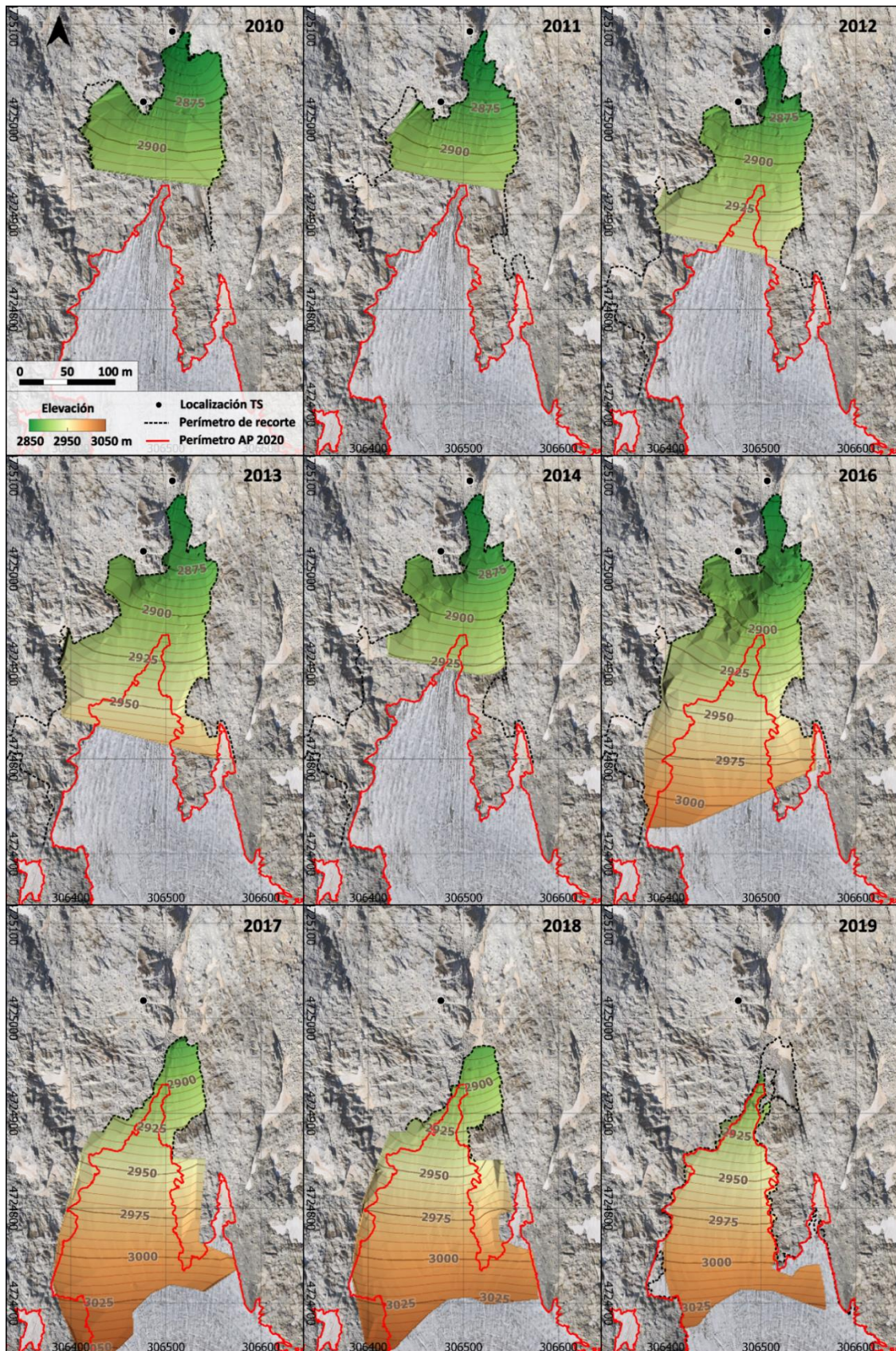


Figura 98. DEM generados en el glaciar de la Maladeta a partir de TS. Ortomosaico AP-UAV 2020.

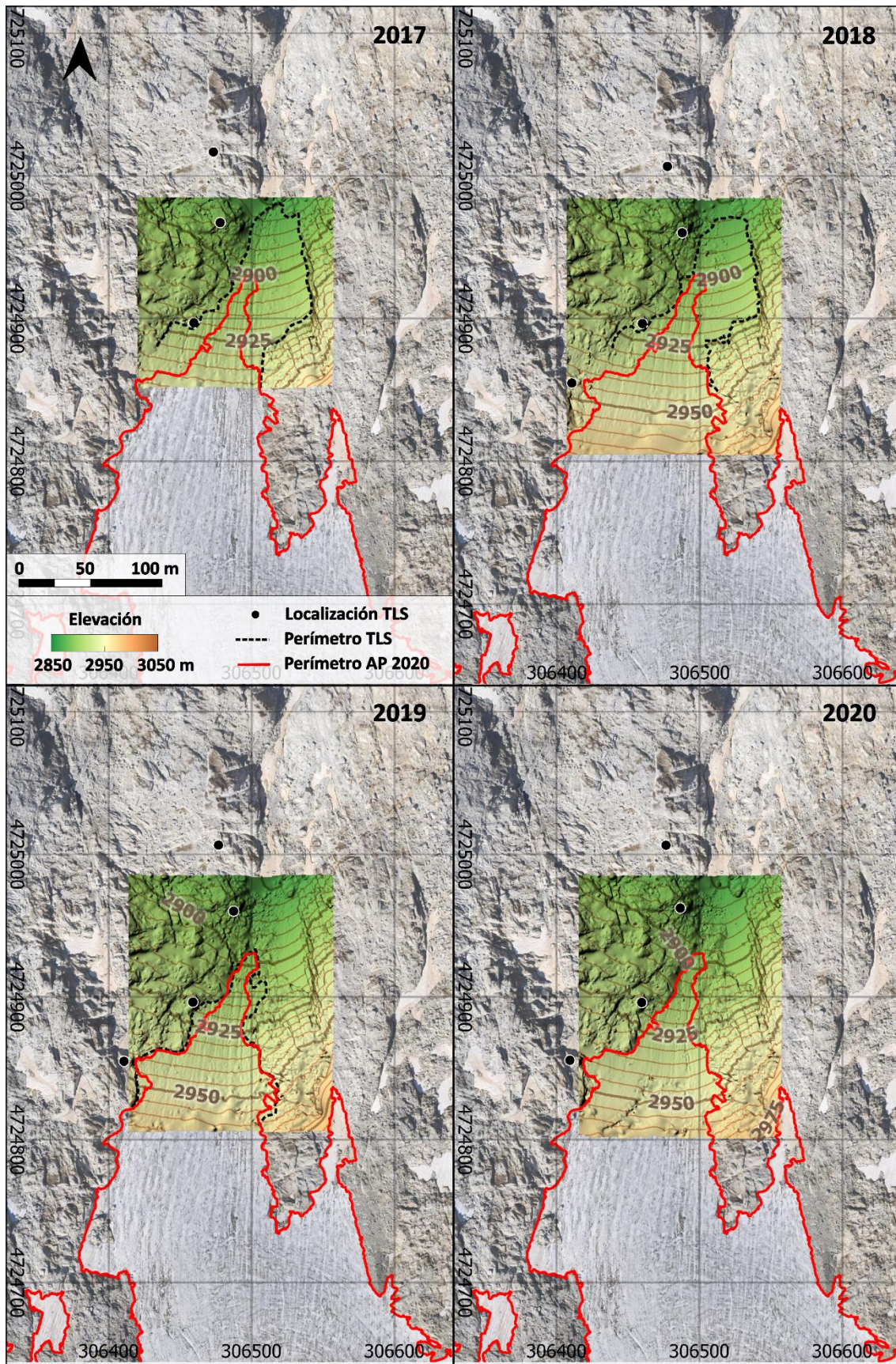


Figura 99. DEM generados en el glaciar de la Maladeta a partir de TLS. Ortomosaico AP-UAV 2020.

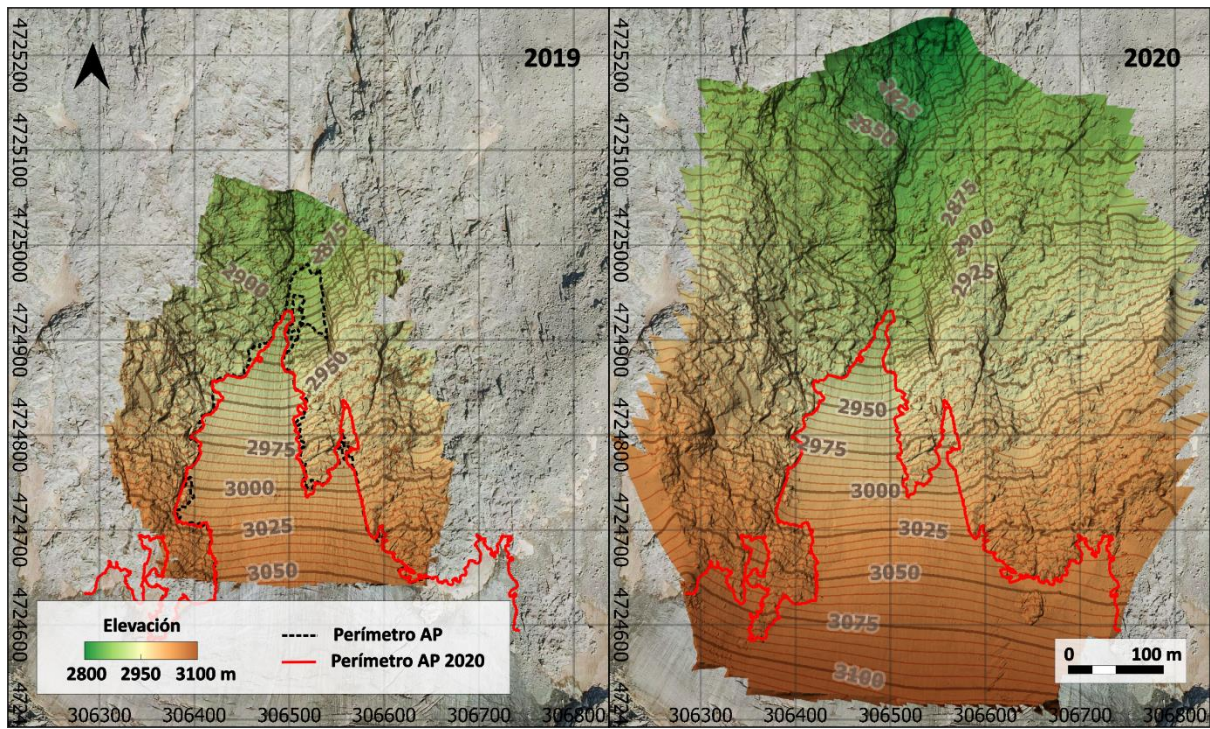


Figura 100. DEM generados en el glaciar de la Maladeta a partir de AP-UAV. Ortomosaico 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es).

ORTOIMÁGENES Y ORTOMOSAICOS DEL GLACIAR MALADETA

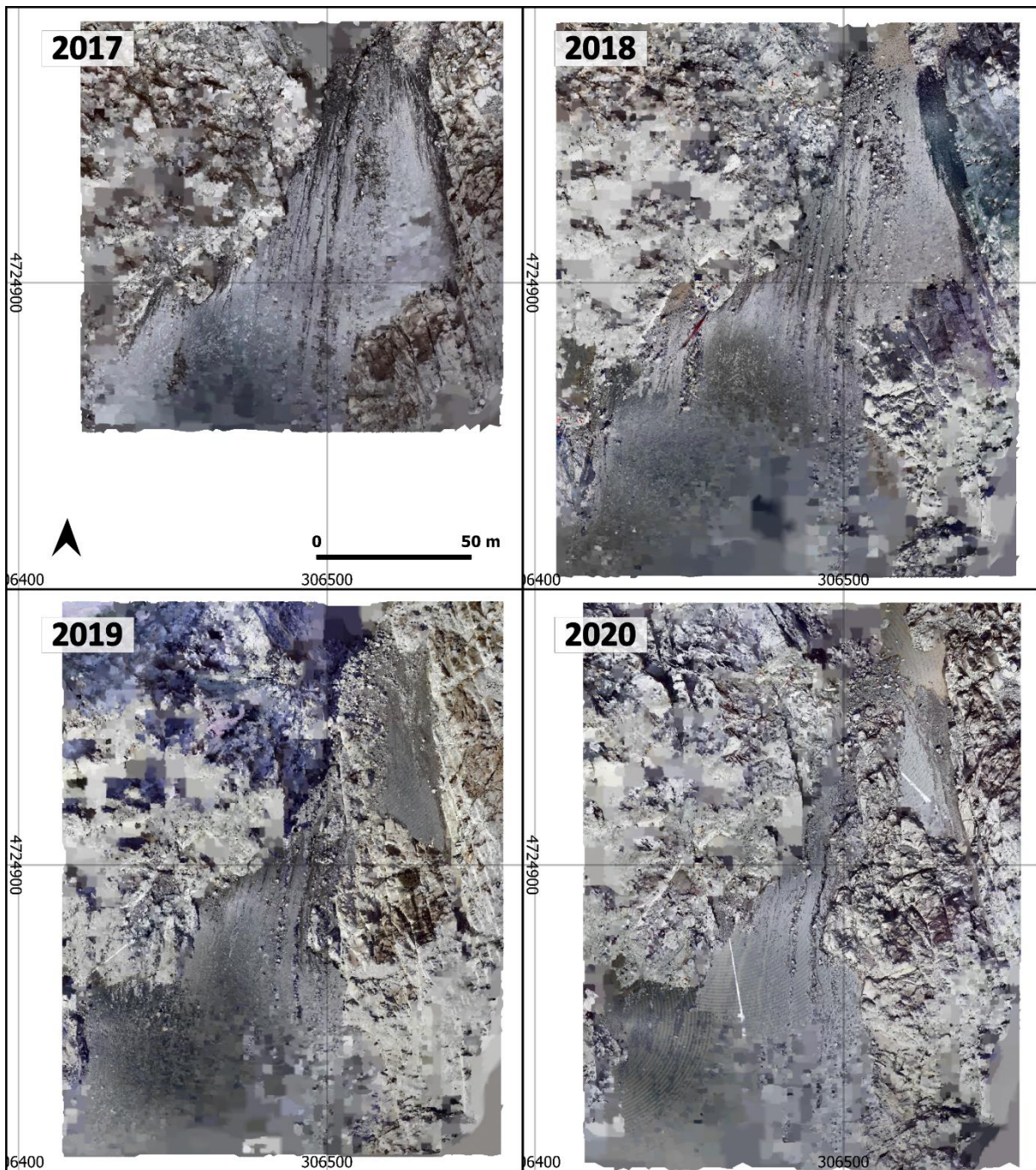


Figura 101. Ortoimágenes generadas en el glaciar de la Maladeta a partir de TLS.

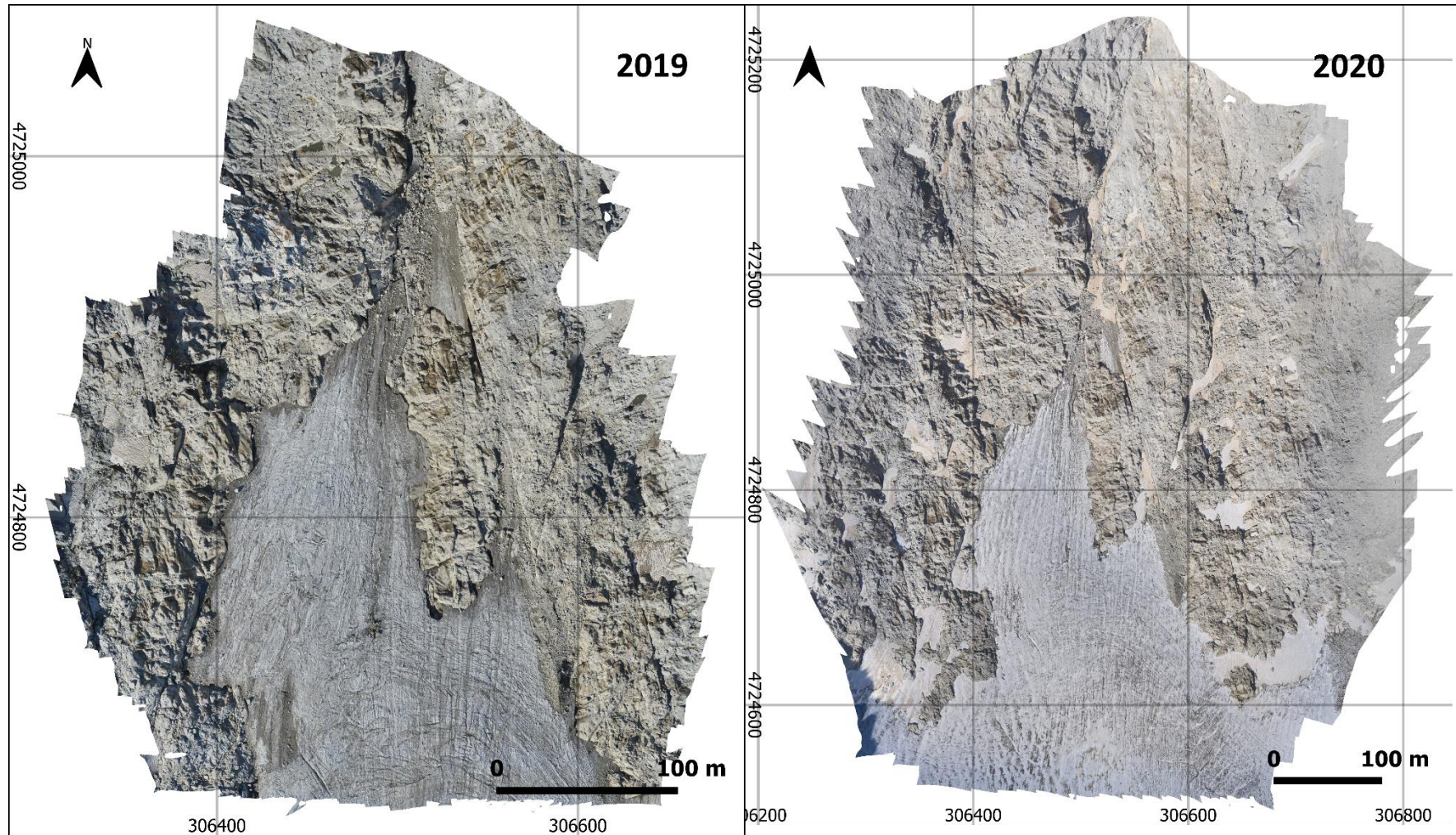


Figura 102. Ortomosaicos generados en el glaciar de la Maladeta a partir de AP-UAV.

COORDENADAS DE PUNTOS SINGULARES DEL GLACIAR ROCOSO DE LA MALADETA

ID	2008			2009			2010			2011			2012		
	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z
1	305473.65	4725223.44	2979.21	305473.61	4725223.47	2979.07	305473.59	4725223.51	2978.97	305473.57	4725223.54	2978.84	305473.52	4725223.56	2978.72
2	305503.07	4725243.46	2974.21	305503.04	4725243.47	2974.19	305503.03	4725243.50	2974.19	305503.04	4725243.52	2974.15	305503.00	4725243.55	2974.15
3	305469.80	4725263.64	2971.50	305469.79	4725263.64	2971.42	305469.78	4725263.67	2971.37	305469.77	4725263.70	2971.32	305469.73	4725263.72	2971.27
4	305474.24	4725264.73	2971.54	305474.20	4725264.78	2971.46	305474.19	4725264.81	2971.42	305474.16	4725264.86	2971.38	305474.12	4725264.90	2971.37
5	305452.62	4725268.01	2971.42	305452.66	4725268.03	2971.34	305452.71	4725268.05	2971.30	305452.75	4725268.08	2971.25	305452.77	4725268.12	2971.16
6	305500.11	4725273.95	2965.85	305500.08	4725273.98	2965.80	305500.07	4725274.01	2965.77	305500.06	4725274.04	2965.72	305500.00	4725274.08	2965.71
7	305444.54	4725298.12	2963.73	305444.62	4725298.15	2963.68	305444.65	4725298.17	2963.67	305444.69	4725298.19	2963.62	305444.81	4725298.22	2963.57
8	305459.45	4725298.78	2962.82	305459.42	4725298.79	2962.73	305459.42	4725298.82	2962.69	305459.41	4725298.88	2962.65	305459.39	4725298.90	2962.60
9	305505.79	4725306.95	2957.48	305505.76	4725307.00	2957.46	305505.75	4725307.03	2957.44	305505.76	4725307.05	2957.43	305505.73	4725307.11	2957.42
10	305453.01	4725330.31	2951.59	305453.00	4725330.31	2951.58	305453.00	4725330.32	2951.57	305453.00	4725330.34	2951.55	305453.00	4725330.35	2951.55
11	305470.88	4725337.18	2954.52	305470.82	4725337.22	2954.51	305470.83	4725337.24	2954.49	305470.86	4725337.26	2954.47	305470.83	4725337.29	2954.45
12	305504.61	4725347.33	2950.57	305504.65	4725347.36	2950.52	305504.68	4725347.37	2950.51	305504.71	4725347.39	2950.48	305504.75	4725347.43	2950.47
13	305525.66	4725357.52	2944.50	305525.65	4725357.54	2944.48	305525.64	4725357.54	2944.48	305525.63	4725357.55	2944.46	305525.63	4725357.57	2944.46
14	305504.63	4725367.03	2947.25	305504.68	4725367.12	2947.17	305504.71	4725367.17	2947.13	305504.74	4725367.24	2947.08	305504.82	4725367.34	2947.05
15	305489.55	4725373.03	2947.25	305489.55	4725373.09	2947.22	305489.54	4725373.13	2947.22	305489.56	4725373.18	2947.15	305489.55	4725373.24	2947.15

APÉNDICE 3. LEVANTAMIENTOS TOPOGRÁFICOS

ID	2013					
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	305473.524	4725223.598	2978.642	0.006	0.011	0.019
2	305502.997	4725243.571	2974.120	0.006	0.006	0.012
3	305469.740	4725263.751	2971.199	0.005	0.007	0.013
4	305474.131	4725264.932	2971.297	0.005	0.007	0.012
5	305452.803	4725268.138	2971.086	0.005	0.008	0.014
6	305500.003	4725274.129	2965.622	0.004	0.007	0.012
7	305444.815	4725298.229	2963.499	0.005	0.007	0.012
8	305459.432	4725298.941	2962.568	0.007	0.010	0.017
9	305505.695	4725307.152	2957.369	0.004	0.005	0.009
10	305453.046	4725330.364	2951.534	0.006	0.009	0.016
11	305470.836	4725337.298	2954.438	0.005	0.007	0.013
12	305504.748	4725347.465	2950.413	0.004	0.006	0.011
13	305525.607	4725357.567	2944.441	0.004	0.005	0.010
14	305504.827	4725367.393	2946.965	0.005	0.007	0.013
15	305489.535	4725373.288	2947.110	0.005	0.007	0.012

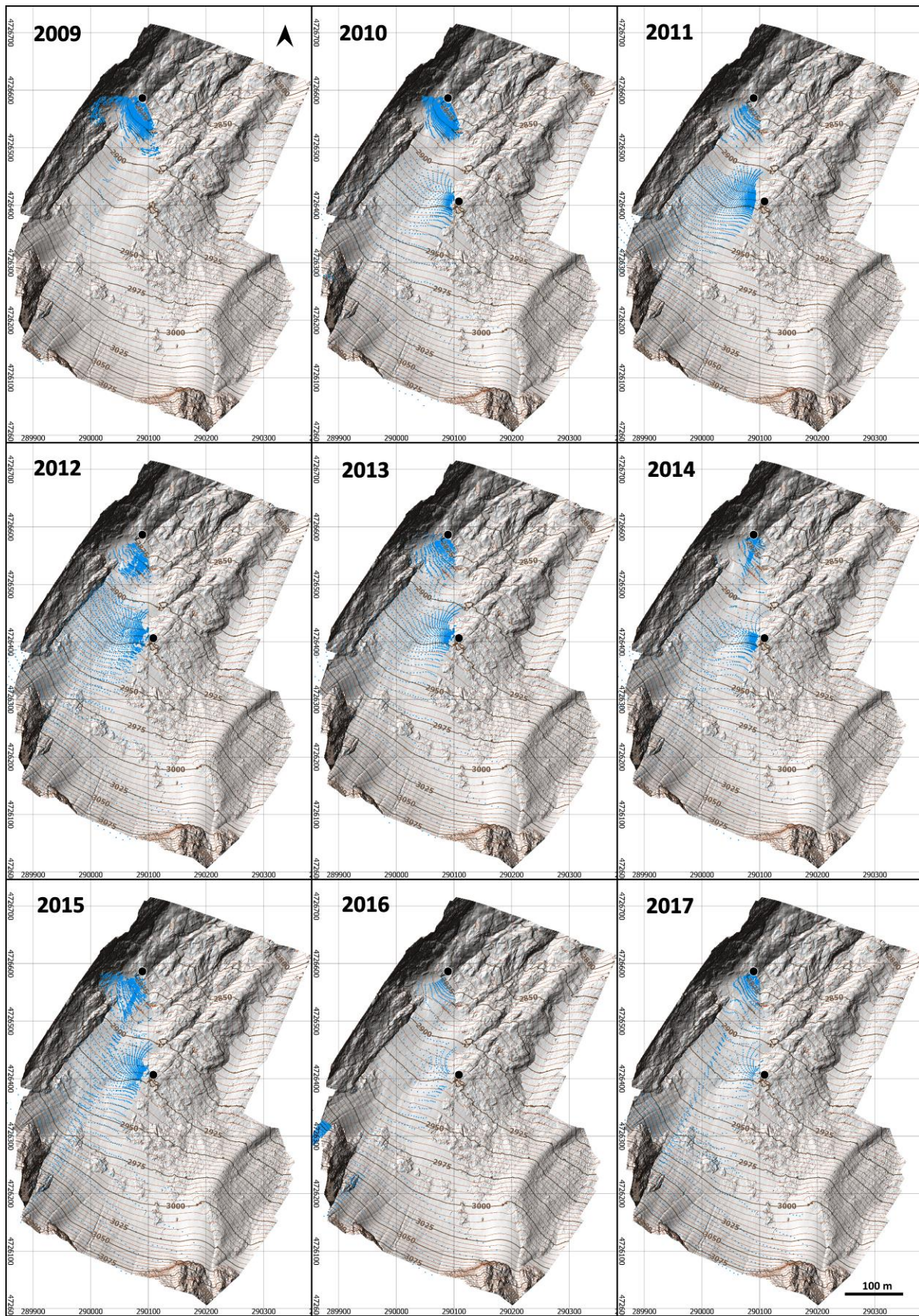
ID	2016					
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	305473.449	4725223.713	2978.184	0.008	0.014	0.025
2	305502.959	4725243.644	2973.961	0.005	0.012	0.017
3	305469.642	4725263.880	2970.865	0.004	0.008	0.015
4	305474.033	4725265.097	2971.069	0.004	0.006	0.013
5	305452.903	4725268.205	2970.790	0.004	0.006	0.013
6	305499.980	4725274.224	2965.437	0.004	0.008	0.011
7	305444.991	4725298.282	2963.260	0.004	0.006	0.014
8	305459.380	4725299.060	2962.207	0.004	0.005	0.012
9	305505.663	4725307.247	2957.169	0.004	0.008	0.011
10	305453.035	4725330.358	2951.393	0.006	0.007	0.018
11	305470.772	4725337.372	2954.247	0.004	0.006	0.013
12	305504.823	4725347.550	2950.216	0.004	0.006	0.010
13	305525.590	4725357.583	2944.282	0.003	0.006	0.009
14	305504.953	4725367.597	2946.674	0.004	0.006	0.015
15	305489.539	4725373.455	2946.869	0.003	0.005	0.011

ID	2017					
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	305473.402	4725223.755	2978.034	0.003	0.008	0.010
2	305502.923	4725243.666	2973.950	0.004	0.010	0.012
3	305469.615	4725263.904	2970.779	0.004	0.008	0.011
4	305474.009	4725265.124	2970.982	0.004	0.009	0.012
5	305452.934	4725268.260	2970.710	0.004	0.008	0.011
6	305499.920	4725274.273	2965.396	0.004	0.009	0.010
7	305445.051	4725298.311	2963.192	0.004	0.008	0.011
8	305459.361	4725299.096	2962.115	0.003	0.007	0.010
9	305505.672	4725307.287	2957.117	0.004	0.010	0.011
10	305453.012	4725330.391	2951.379	0.003	0.005	0.010
11	305470.843	4725337.492	2954.218	0.004	0.006	0.013
12	305504.845	4725347.574	2950.149	0.003	0.009	0.009
13	305525.534	4725357.578	2944.254	0.004	0.012	0.012
14	305504.999	4725367.718	2946.554	0.003	0.004	0.010
15	305489.548	4725373.550	2946.817	0.003	0.004	0.009

ID	2018					
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	305473.370	4725223.781	2977.991	0.004	0.005	0.011
2	305502.928	4725243.723	2973.945	0.004	0.004	0.010
3	305469.599	4725263.929	2970.743	0.003	0.004	0.009
4	305473.972	4725265.175	2970.959	0.003	0.004	0.009
5	305452.915	4725268.268	2970.704	0.003	0.004	0.007
6	305499.939	4725274.320	2965.385	0.004	0.004	0.009
7	305445.077	4725298.304	2963.177	0.004	0.004	0.008
8	305459.348	4725299.114	2962.097	0.004	0.004	0.009
9	305505.646	4725307.359	2957.117	0.003	0.004	0.009
10	305453.018	4725330.425	2951.380	0.003	0.005	0.008
11	305470.746	4725337.424	2954.226	0.005	0.008	0.011
12	305504.897	4725347.622	2950.155	0.004	0.004	0.009
13	305525.588	4725357.641	2944.254	0.003	0.004	0.009
14	305505.075	4725367.805	2946.507	0.004	0.006	0.009
15	305489.567	4725373.600	2946.805	0.003	0.006	0.009
ID	2019					
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	305473.306	4725223.840	2977.891	0.004	0.006	0.014
2	305502.909	4725243.722	2973.968	0.004	0.005	0.014
3	305469.540	4725263.938	2970.698	0.003	0.005	0.011
4	305473.920	4725265.230	2970.939	0.003	0.005	0.011
5	305452.928	4725268.279	2970.689	0.003	0.005	0.011
6	305499.887	4725274.302	2965.347	0.004	0.005	0.013
7	305445.119	4725298.327	2963.153	0.003	0.006	0.010
8	305459.300	4725299.129	2962.040	0.005	0.008	0.017
9	305505.606	4725307.340	2957.113	0.003	0.004	0.009
10	305453.071	4725330.391	2951.391	0.003	0.006	0.011
11	305470.734	4725337.471	2954.243	0.004	0.008	0.014
12	305504.881	4725347.579	2950.149	0.003	0.004	0.009
13	305525.543	4725357.591	2944.262	0.003	0.004	0.010
15	305489.505	4725373.636	2946.837	0.003	0.005	0.009
ID	2020					
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	305473.294	4725223.845	2977.695	0.005	0.005	0.011
2	305502.920	4725243.791	2973.916	0.004	0.005	0.010
3	305469.559	4725263.971	2970.588	0.005	0.005	0.010
4	305473.908	4725265.245	2970.855	0.005	0.004	0.010
5	305452.968	4725268.300	2970.600	0.005	0.005	0.010
6	305499.885	4725274.387	2965.254	0.004	0.005	0.011
7	305445.200	4725298.366	2963.051	0.006	0.007	0.012
8	305459.336	4725299.166	2961.962	0.005	0.005	0.010
9	305505.598	4725307.416	2957.042	0.006	0.007	0.012
10	305453.475	4725329.169	2949.764	0.400	0.579	0.875
11	305470.723	4725337.480	2954.198	0.004	0.005	0.008
12	305504.941	4725347.646	2950.082	0.005	0.006	0.011
13	305525.570	4725357.643	2944.215	0.005	0.005	0.009
15	305489.565	4725373.710	2946.737	0.004	0.005	0.008

Tabla 38. Coordenadas de los puntos singulares en el glaciar rocoso de Maladeta. Sistema de referencia ETRS89; Proyección UTM31; Alturas ortométricas EGM08-REDNAP.

MEDIDAS EN EL GLACIAR DE LA PAÚL



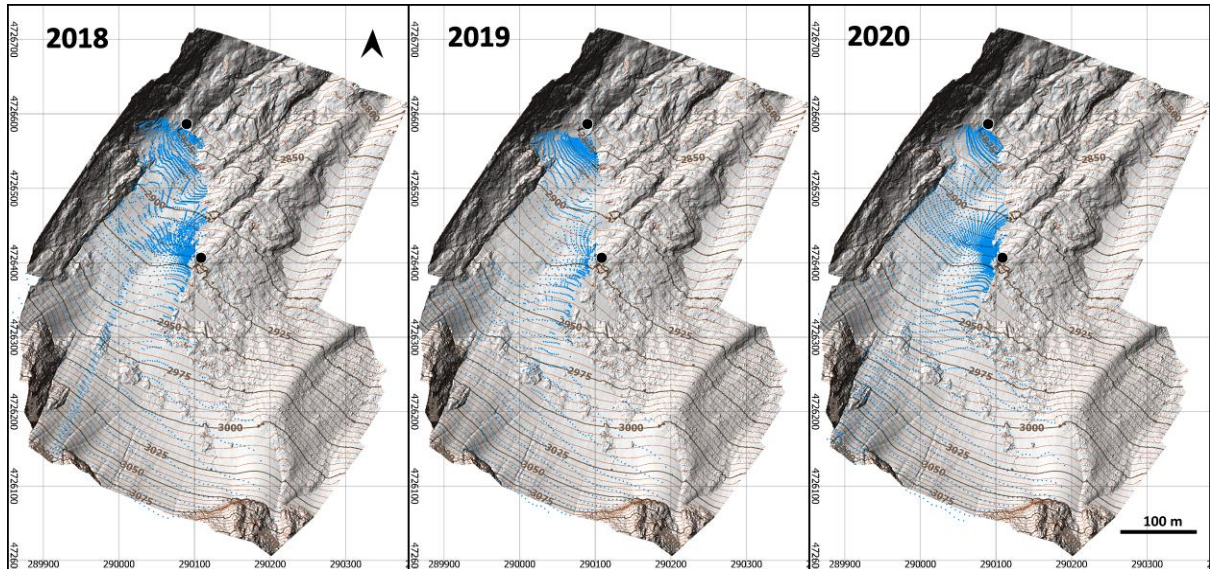


Figura 103. Puntos registrados (azul) durante los levantamientos TS en el glaciar de La Paúl. Puntos negros representan la localización de la TS. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.

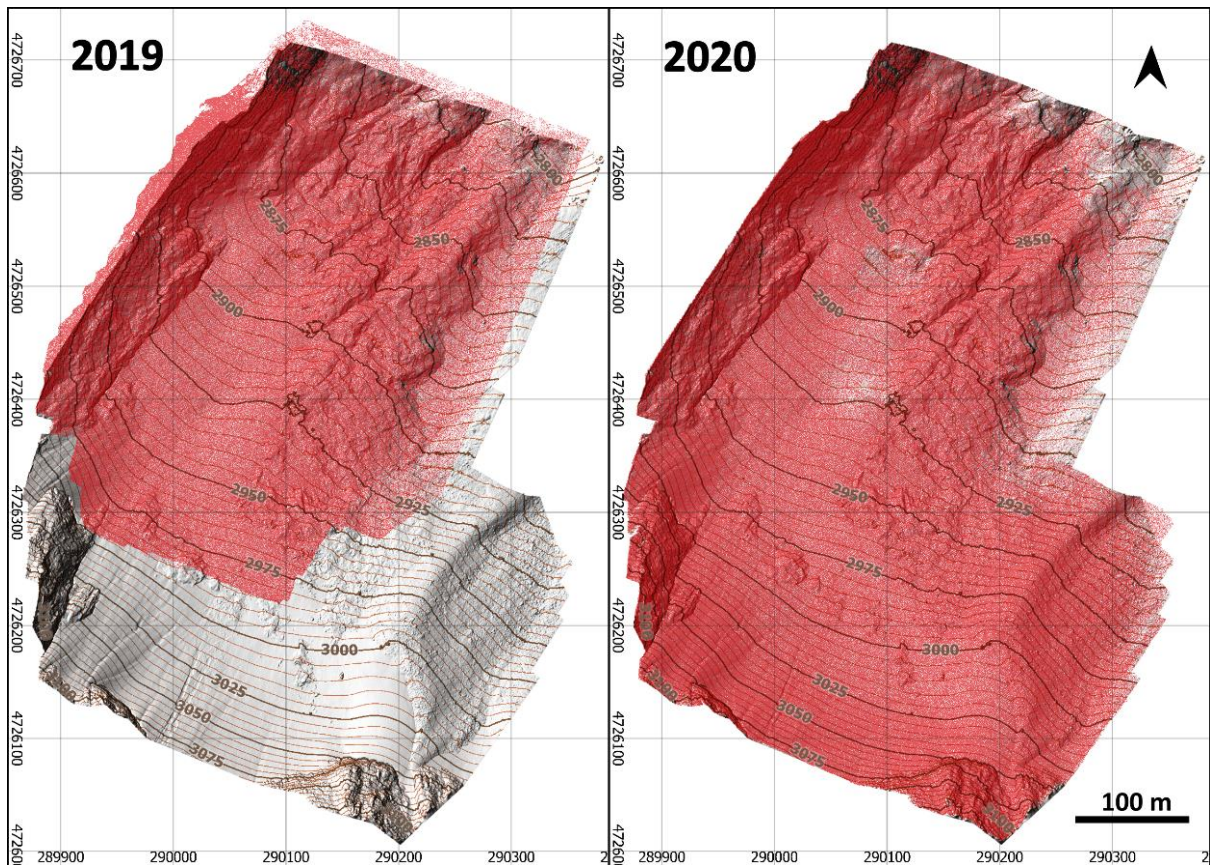
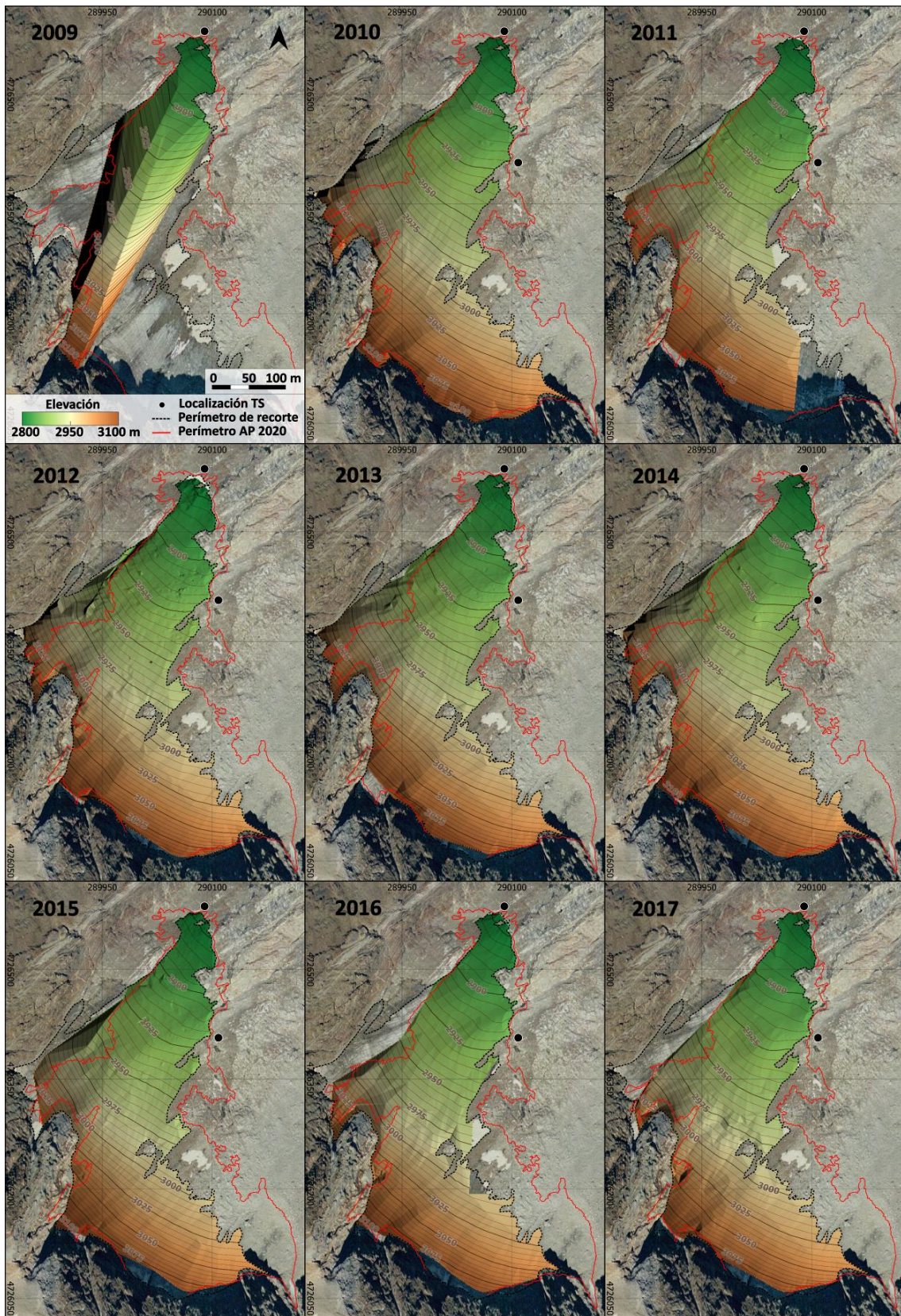


Figura 104. Puntos medidos (rojo) en los levantamientos AP-UAV del 2019 y 2020 en el glaciar de La Paúl. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.

MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN DEL GLACIAR DE LA PAÚL



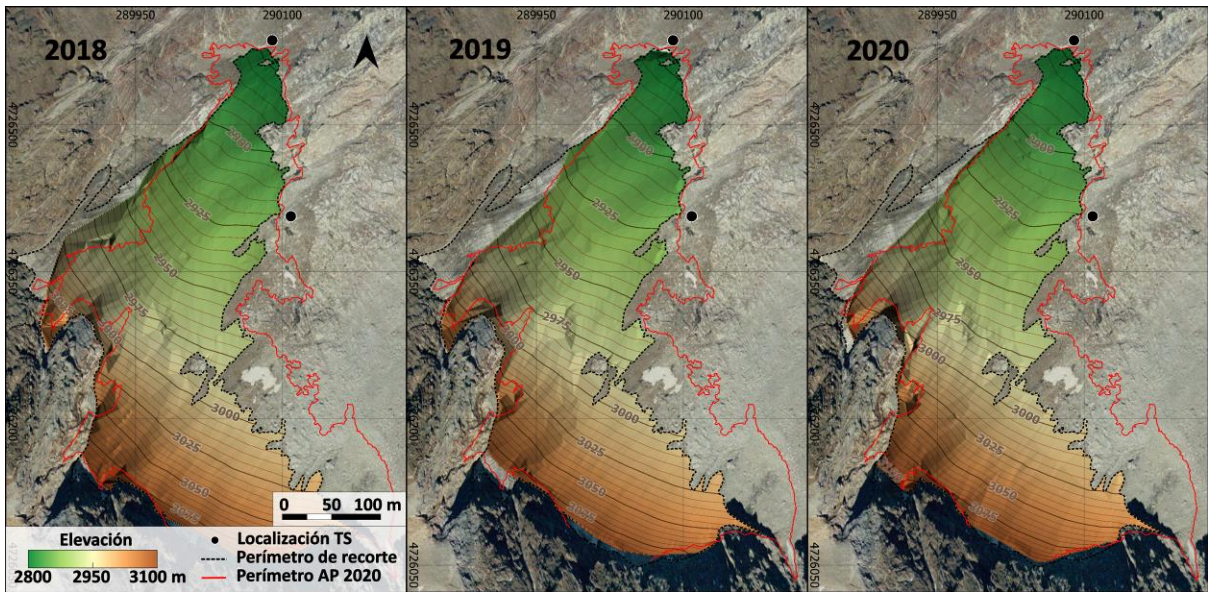


Figura 105. DEM generados en el glaciar de La Paúl a partir de TS. Ortomosaico PNOA 2006 (CC-BY 4.0 scne.es).

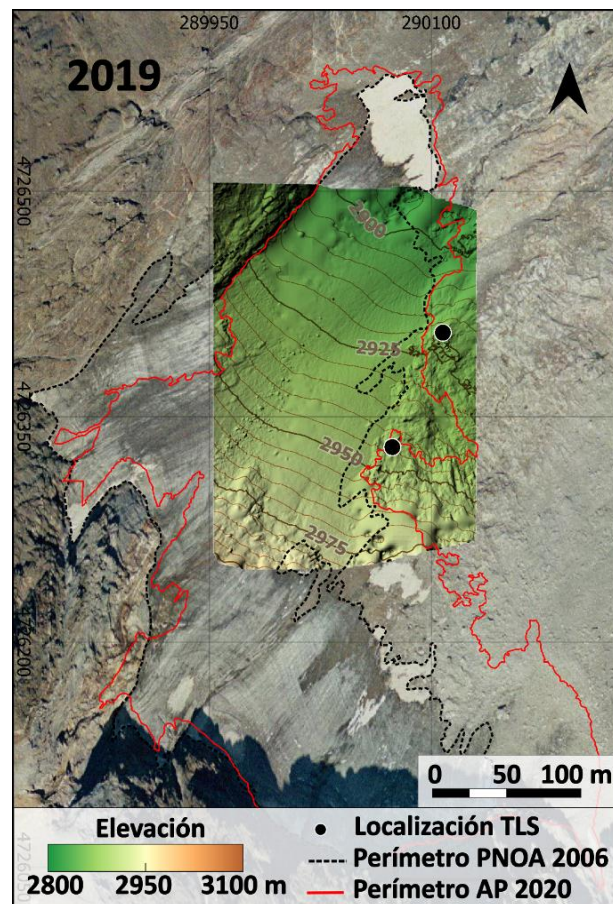


Figura 106. DEM generados en el glaciar de La Paúl a partir de TLS. Ortomosaico PNOA 2006 (CC-BY 4.0 scne.es).

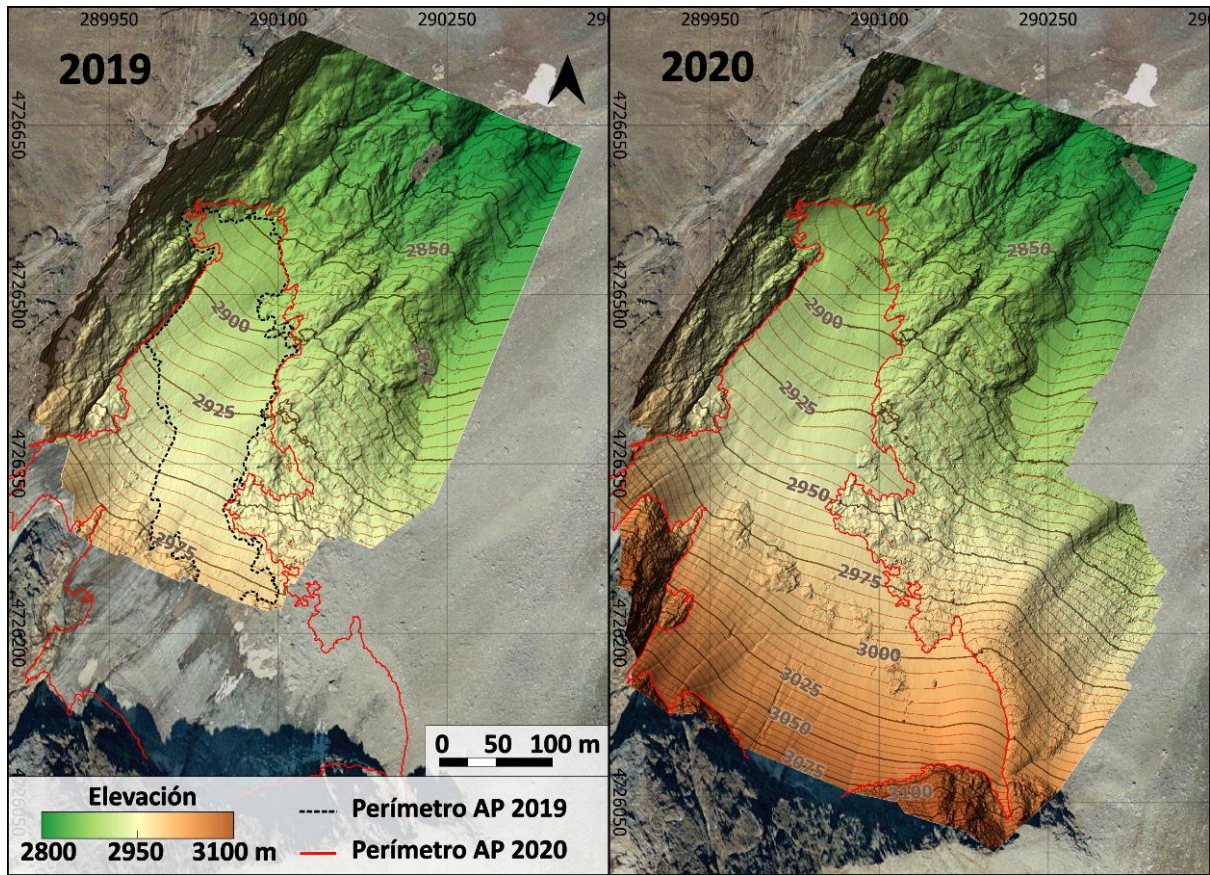


Figura 107. DEM generados en el glaciar de La Paúl a partir de AP-UAV. Ortomosaico PNOA 2006 (CC-BY 4.0 scne.es).

ORTOMOSAICOS DEL GLACIAR DE LA PAÚL

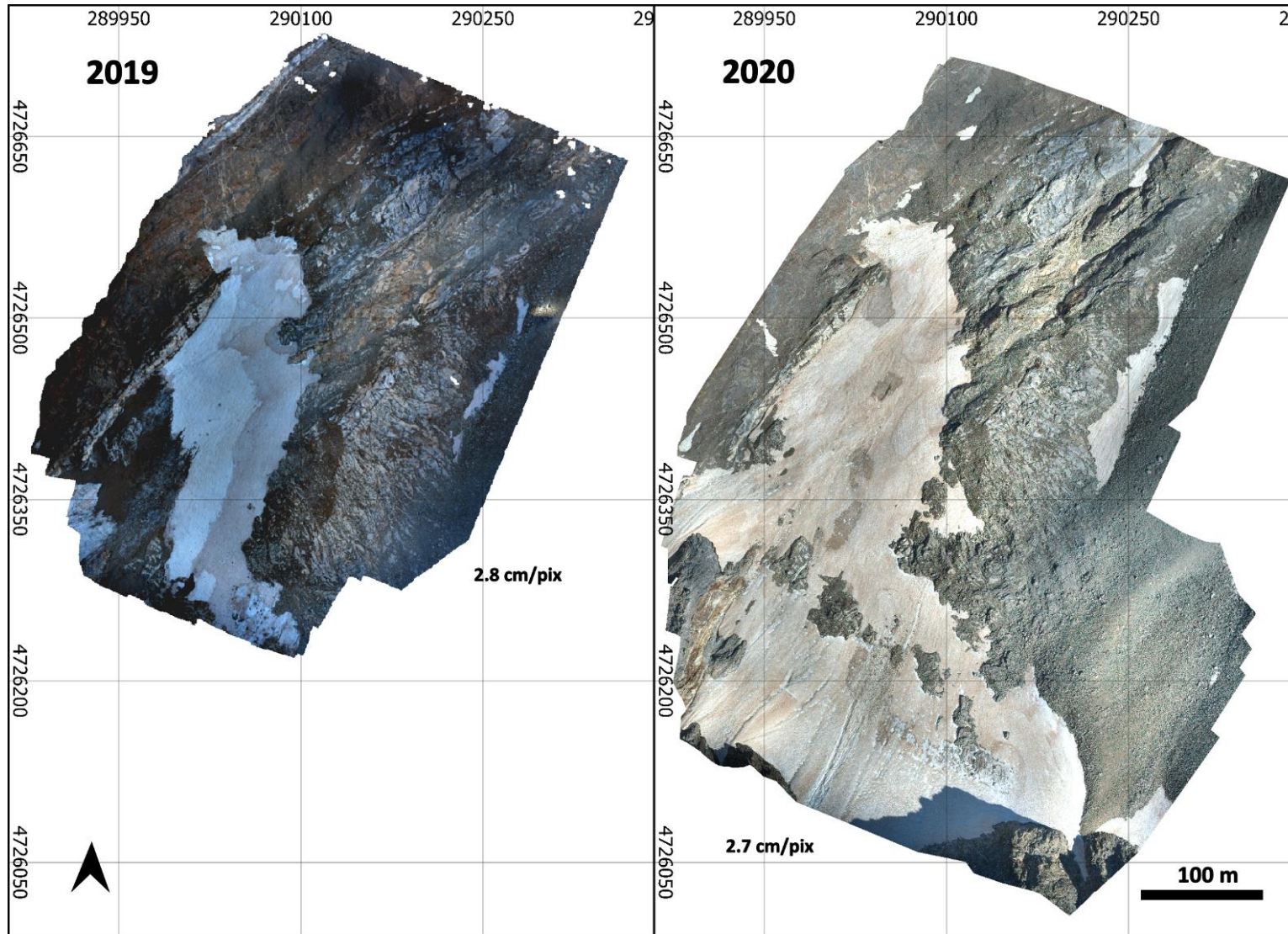


Figura 108. Ortomosaicos generados en el glaciar de La Paúl a partir de AP-UAV.

COORDENADAS DE PUNTOS SINGULARES DEL GLACIAR ROCOSO DE LA PAÚL

2013						
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	290425.897	4726225.926	2928.117	0.010	0.013	0.049
2	290410.566	4726243.742	2924.964	0.005	0.006	0.022
3	290388.692	4726242.021	2928.227	0.006	0.007	0.025
4	290371.235	4726280.157	2908.579	0.005	0.006	0.019
5	290410.684	4726288.440	2904.827	0.006	0.007	0.022
6	290441.312	4726282.574	2902.943	0.007	0.007	0.023
7	290459.169	4726318.689	2889.345	0.007	0.007	0.021
8	290418.167	4726336.510	2886.379	0.007	0.008	0.023
9	290395.307	4726345.886	2882.605	0.006	0.006	0.017
10	290418.269	4726387.217	2867.095	0.009	0.008	0.023
11	290440.054	4726387.800	2865.975	0.009	0.008	0.023
12	290468.631	4726377.049	2868.557	0.320	0.851	1.085
13	290470.234	4726379.793	2868.781	0.223	0.506	0.731
14	290467.226	4726432.340	2846.412	0.010	0.031	0.033
15	290451.306	4726445.839	2843.977	0.005	0.015	0.015
16	290432.385	4726447.669	2840.698	0.006	0.018	0.017
17	290460.257	4726497.868	2818.885	0.006	0.020	0.018
18	290467.300	4726496.698	2820.165	0.006	0.015	0.019
19	290481.915	4726492.060	2819.576	0.004	0.012	0.014
20	290477.392	4726513.689	2810.797	0.005	0.011	0.014
2014						
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	290425.956	4726226.207	2927.872	0.005	0.008	0.019
2	290410.675	4726244.005	2924.709	0.004	0.007	0.016
3	290389.170	4726241.209	2928.098	0.004	0.007	0.016
4	290371.207	4726280.392	2908.343	0.005	0.007	0.018
5	290410.685	4726288.820	2904.514	0.005	0.008	0.020
6	290441.356	4726282.818	2902.742	0.005	0.007	0.017
7	290459.177	4726318.826	2889.181	0.005	0.007	0.019
8	290418.301	4726336.765	2886.134	0.005	0.007	0.018
9						
10						
11	290440.177	4726388.101	2865.757	0.008	0.008	0.023
12	290468.748	4726377.449	2868.747	0.008	0.007	0.022
13	290470.242	4726379.715	2868.574	0.009	0.007	0.023
14	290467.230	4726432.621	2846.169	0.005	0.005	0.013
15	290451.255	4726446.123	2843.682	0.005	0.005	0.013
16	290432.355	4726447.956	2840.360	0.006	0.005	0.014
17	290460.247	4726498.103	2818.560	0.006	0.006	0.015
18	290467.286	4726497.037	2819.814	0.006	0.006	0.015
19	290481.855	4726492.204	2819.324	0.006	0.006	0.015
20	290477.340	4726513.962	2810.471	0.007	0.006	0.016

2015						
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	290426.035	4726226.527	2927.822	0.005	0.004	0.012
2	290410.771	4726244.381	2924.567	0.008	0.008	0.020
3	290389.230	4726241.668	2927.955	0.005	0.007	0.013
4	290371.218	4726280.720	2908.269	0.006	0.008	0.014
5	290410.757	4726289.357	2904.243	0.006	0.014	0.018
6	290441.434	4726283.193	2902.663	0.007	0.016	0.025
7	290459.203	4726318.989	2889.149	0.007	0.013	0.019
8	290418.403	4726337.113	2886.049	0.006	0.009	0.015
9	290395.189	4726346.435	2882.273	0.005	0.010	0.014
10	290418.317	4726387.909	2866.664	0.004	0.008	0.014
11	290440.269	4726388.493	2865.626	0.004	0.007	0.014
12	290468.756	4726377.605	2868.658	0.004	0.006	0.013
13	290470.278	4726379.863	2868.505	0.005	0.007	0.015
14	290467.234	4726432.931	2846.079	0.004	0.005	0.013
15	290451.247	4726446.510	2843.465	0.004	0.005	0.013
16	290432.340	4726448.380	2840.123	0.005	0.006	0.016
17	290460.229	4726498.484	2818.361	0.005	0.006	0.020
18	290467.322	4726497.463	2819.640	0.007	0.006	0.023
19	290481.949	4726492.486	2819.173	0.009	0.008	0.032
20	290477.338	4726514.322	2810.238	0.006	0.005	0.021

2016						
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	290426.063	4726226.855	2927.664	0.004	0.006	0.016
2	290410.853	4726244.827	2924.414	0.004	0.005	0.014
3	290388.872	4726243.226	2927.569	0.004	0.005	0.014
4	290371.210	4726280.987	2908.079	0.008	0.008	0.023
5	290410.830	4726289.792	2903.990	0.004	0.005	0.015
6	290441.524	4726283.504	2902.531	0.005	0.007	0.017
7	290459.248	4726319.145	2889.059	0.008	0.007	0.018
8	290418.490	4726337.476	2885.864	0.005	0.005	0.011
9	290395.220	4726346.783	2882.124	0.004	0.004	0.010
10	290418.383	4726388.289	2866.446	0.006	0.015	0.024
11	290440.345	4726388.896	2865.451	0.007	0.014	0.021
12	290468.781	4726377.751	2868.544	0.006	0.015	0.024
13	290470.314	4726380.018	2868.402	0.007	0.016	0.026
14	290467.271	4726433.259	2845.878	0.004	0.006	0.014
15	290451.217	4726446.921	2843.167	0.005	0.006	0.016
16	290432.267	4726448.782	2839.835	0.004	0.006	0.015
17	290460.203	4726498.909	2818.089	0.006	0.006	0.015
18	290467.319	4726497.906	2819.282	0.006	0.006	0.016
19	290482.047	4726492.775	2818.922	0.008	0.008	0.019
20	290477.302	4726514.645	2809.923	0.005	0.006	0.015

2017						
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	290426.150	4726227.156	2927.400	0.005	0.011	0.015
2	290410.932	4726245.263	2924.145	0.004	0.009	0.014
3	290388.876	4726243.651	2927.260	0.004	0.005	0.010
4	290371.195	4726281.281	2907.839	0.004	0.005	0.011
5	290410.893	4726290.258	2903.557	0.004	0.005	0.011
6	290441.587	4726283.846	2902.258	0.006	0.007	0.018
7	290459.279	4726319.328	2888.840	0.005	0.006	0.016
8	290418.548	4726337.811	2885.622	0.005	0.004	0.016
9	290395.183	4726347.180	2881.849	0.005	0.004	0.014
10	290418.409	4726388.708	2866.123	0.005	0.005	0.015
11	290440.431	4726389.251	2865.152	0.003	0.004	0.011
12	290468.796	4726377.881	2868.331	0.005	0.005	0.016
13	290470.313	4726380.126	2868.186	0.004	0.004	0.013
14	290467.292	4726433.588	2845.613	0.004	0.005	0.013
15	290451.190	4726447.334	2842.755	0.004	0.004	0.013
16	290432.234	4726449.208	2839.483	0.006	0.006	0.018
17	290460.211	4726499.266	2817.742	0.005	0.006	0.017
18	290467.339	4726498.297	2818.903	0.005	0.007	0.019
19	290482.055	4726492.934	2818.595	0.004	0.005	0.013
20	290477.285	4726514.993	2809.551	0.005	0.005	0.014
2018						
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	290426.213	4726227.484	2927.297	0.005	0.006	0.013
2	290411.026	4726245.649	2923.997	0.005	0.006	0.013
3	290388.929	4726244.054	2927.138	0.004	0.006	0.012
4	290371.202	4726281.556	2907.733	0.005	0.005	0.011
5	290410.926	4726290.674	2903.364	0.005	0.005	0.014
6	290441.633	4726284.147	2902.207	0.006	0.005	0.016
7	290459.307	4726319.491	2888.807	0.006	0.006	0.016
8						
9	290395.220	4726347.494	2881.745	0.006	0.007	0.017
10	290418.468	4726389.064	2866.005	0.004	0.007	0.014
11	290440.486	4726389.621	2865.025	0.005	0.007	0.016
12	290468.801	4726378.011	2868.295	0.004	0.007	0.014
13	290470.335	4726380.277	2868.157	0.005	0.009	0.017
14	290467.281	4726433.899	2845.448	0.004	0.008	0.015
15	290451.158	4726447.722	2842.550	0.005	0.010	0.015
16	290432.201	4726449.565	2839.279	0.004	0.008	0.014
17	290460.200	4726499.617	2817.529	0.005	0.006	0.015
18	290467.354	4726498.674	2818.664	0.006	0.007	0.020
19	290482.073	4726493.158	2818.466	0.005	0.006	0.017
20	290477.261	4726515.250	2809.377	0.004	0.005	0.016

2019						
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	290426.253	4726227.757	2927.288	0.007	0.007	0.024
2	290411.064	4726245.984	2923.932	0.007	0.006	0.025
3	290388.959	4726244.406	2927.032	0.006	0.005	0.018
4	290371.199	4726281.796	2907.703	0.006	0.006	0.018
5	290411.007	4726291.050	2903.185	0.006	0.005	0.015
6	290441.678	4726284.443	2902.191	0.006	0.006	0.017
7	290459.296	4726319.613	2888.826	0.008	0.007	0.019
8	290418.700	4726338.433	2885.413	0.008	0.007	0.016
9	290395.192	4726347.753	2881.686	0.007	0.006	0.014
10	290418.513	4726389.372	2865.899	0.005	0.010	0.013
11	290440.544	4726389.937	2864.978	0.005	0.011	0.015
12	290468.807	4726378.124	2868.283	0.005	0.007	0.014
13	290470.301	4726380.365	2868.157	0.007	0.010	0.019
14	290467.301	4726434.158	2845.402	0.004	0.008	0.018
15	290451.111	4726448.023	2842.417	0.004	0.008	0.013
16	290432.129	4726449.908	2839.166	0.004	0.009	0.014
17	290460.198	4726499.911	2817.415	0.004	0.008	0.013
18	290467.341	4726498.981	2818.526	0.004	0.008	0.014
19	290482.171	4726493.304	2818.409	0.004	0.007	0.012
20	290477.220	4726515.483	2809.253	0.005	0.010	0.017

2020						
	X	Y	Z	Std.X	Std.Y	Std.Z
1	290426.331	4726228.100	2927.082	0.005	0.009	0.017
2	290411.187	4726246.464	2923.701	0.004	0.007	0.016
3	290389.022	4726244.799	2926.790	0.004	0.007	0.014
4	290371.169	4726282.080	2907.469	0.006	0.005	0.017
5	290411.047	4726291.537	2902.844	0.005	0.005	0.016
6	290441.746	4726284.761	2901.986	0.005	0.005	0.015
7	290459.344	4726319.785	2888.657	0.006	0.006	0.013
8	290418.753	4726338.800	2885.205	0.005	0.005	0.012
9	290395.199	4726348.154	2881.424	0.006	0.005	0.013
10	290418.546	4726389.761	2865.613	0.006	0.007	0.013
11	290440.623	4726390.293	2864.725	0.005	0.005	0.010
12	290468.812	4726378.250	2868.131	0.005	0.005	0.010
13	290470.356	4726380.500	2868.032	0.006	0.006	0.011
14	290467.295	4726434.422	2845.176	0.005	0.007	0.017
15	290451.152	4726448.423	2842.094	0.004	0.006	0.014
16	290432.115	4726450.296	2838.840	0.004	0.006	0.014
17	290460.199	4726500.205	2816.857	0.010	0.020	0.037
18	290467.401	4726499.329	2817.963	0.006	0.012	0.022
19	290482.235	4726493.542	2817.974	0.005	0.009	0.018
20	290477.242	4726515.821	2808.710	0.004	0.009	0.016

Tabla 39. Coordenadas de los puntos singulares en el glaciar rocoso de La Paúl. Sistema de referencia ETRS89; Proyección UTM31; Alturas ortométricas EGM08-REDNAP.

MEDIDAS EN EL GLACIAR ROCOSO DE LA PAÚL

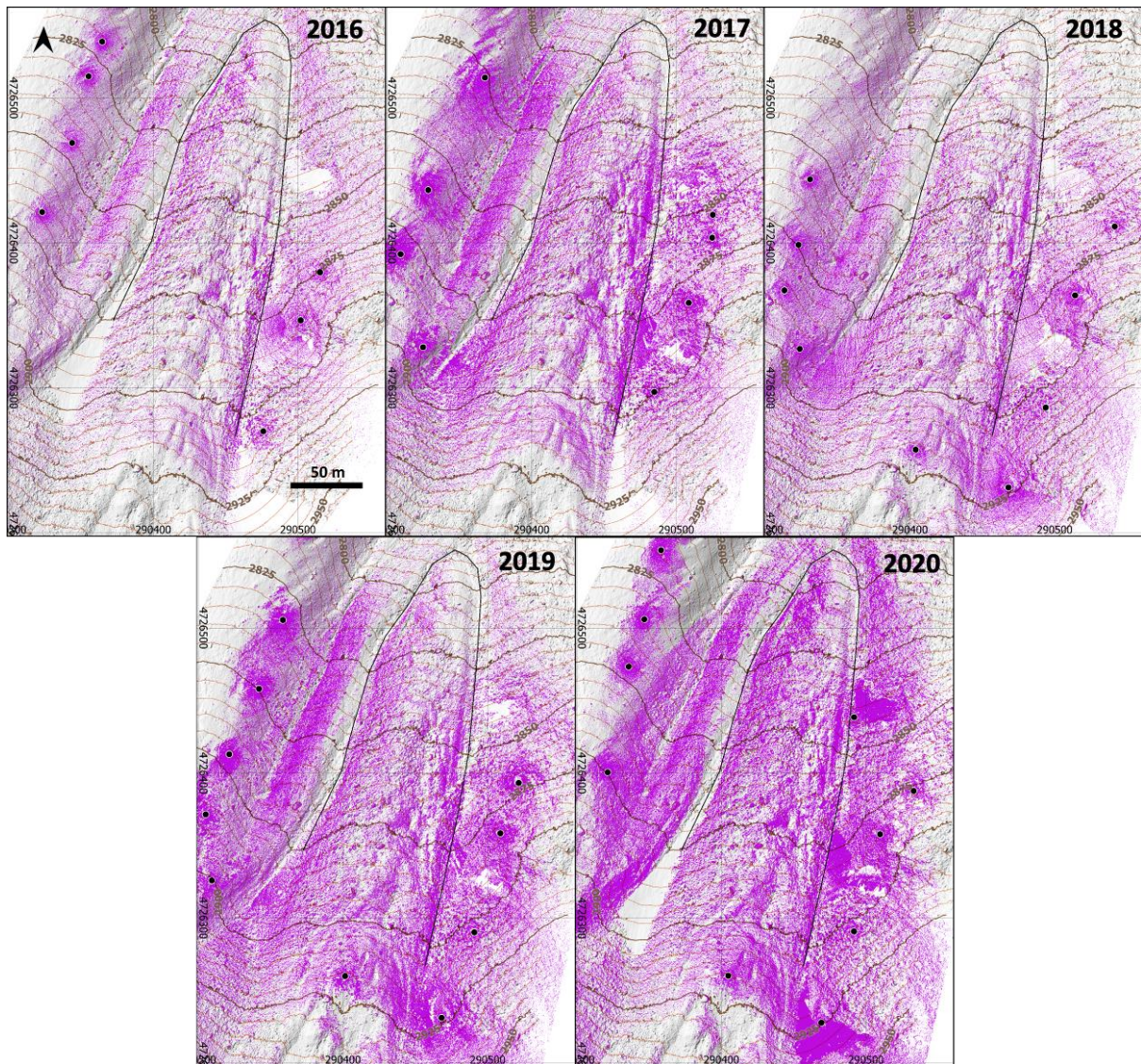


Figura 109. Puntos medidos (violeta) en los levantamientos TLS en el glaciar rocoso de La Paúl (puntos negros representan las localizaciones TLS). Fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020.

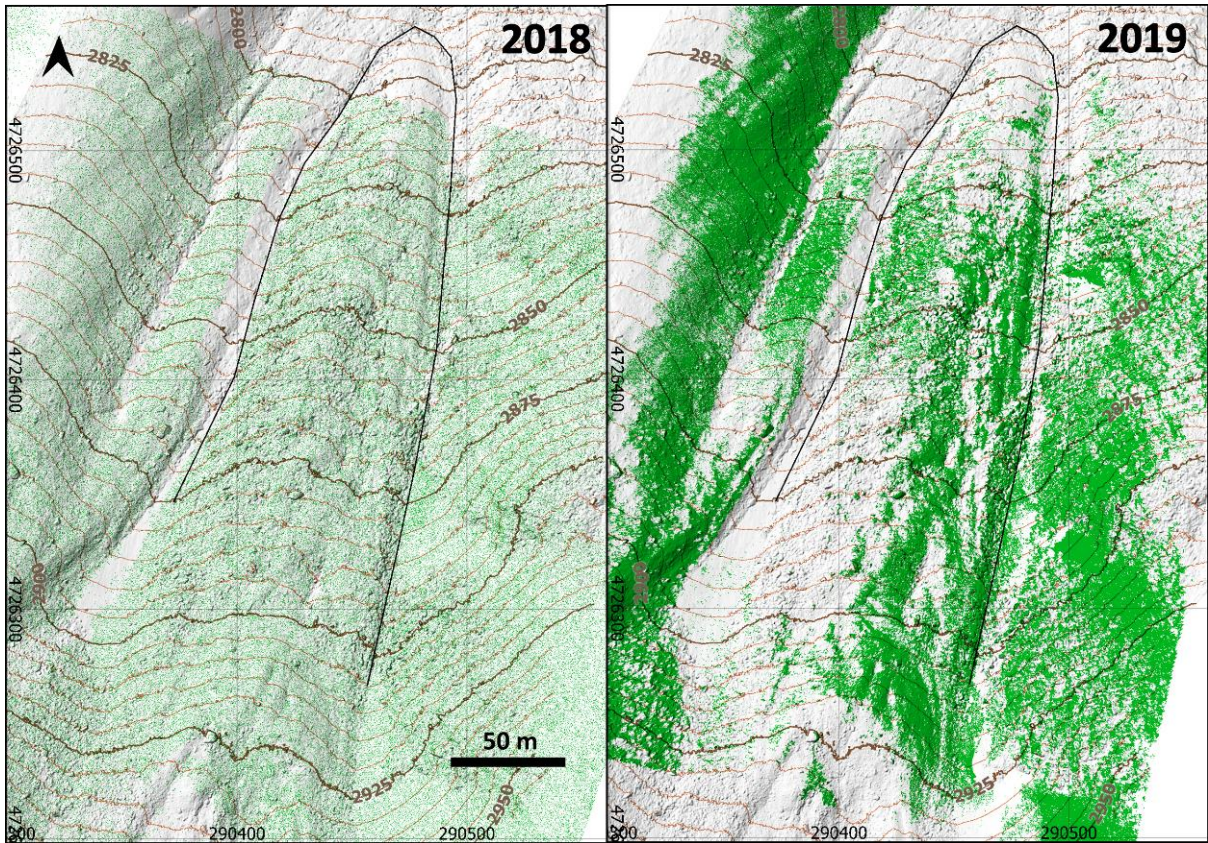


Figura 110. Puntos medidos (verde) en los levantamientos TP en el glaciar rocoso de La Paúl. Fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020.

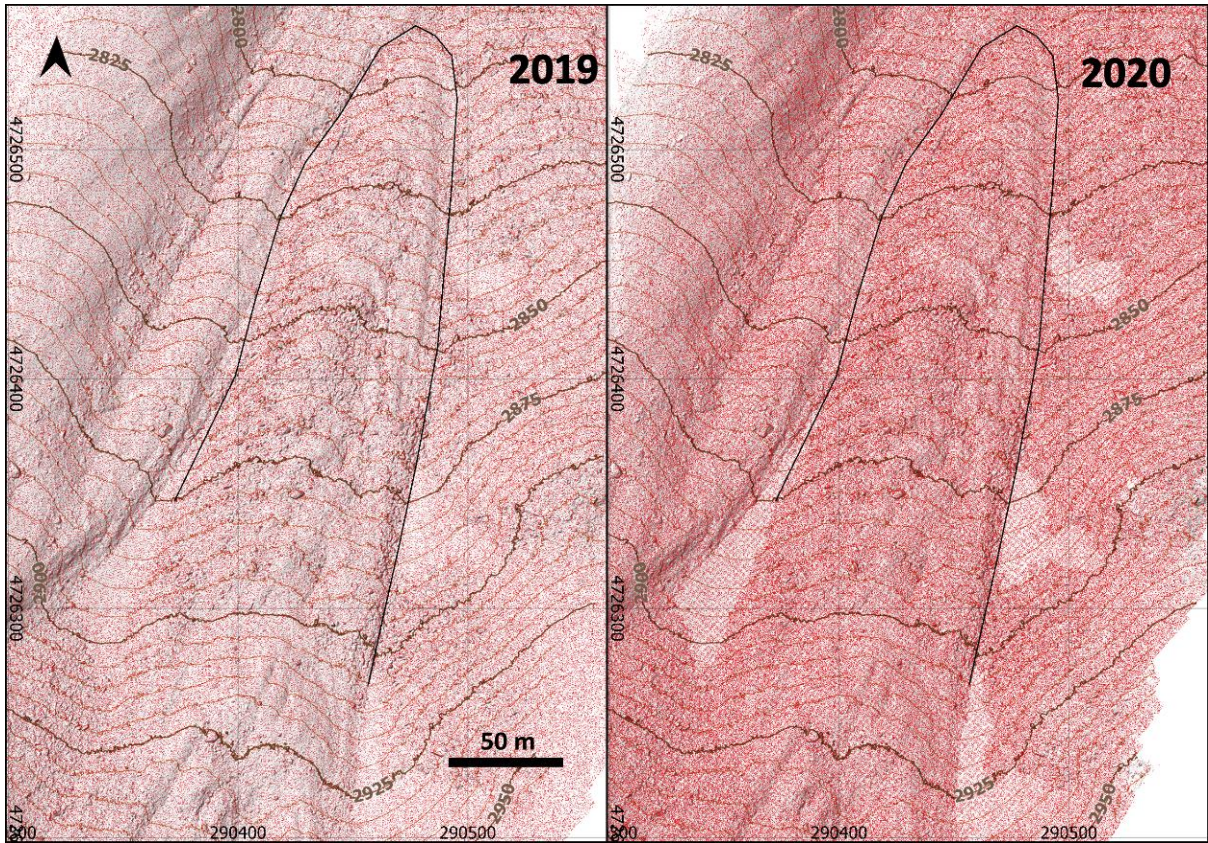


Figura 111. Puntos medidos (rojo) en los levantamientos AP-UAV en el glaciar rocoso de La Paúl. Fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020.

MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN DEL GLACIAR ROCOSO DE LA PAÚL

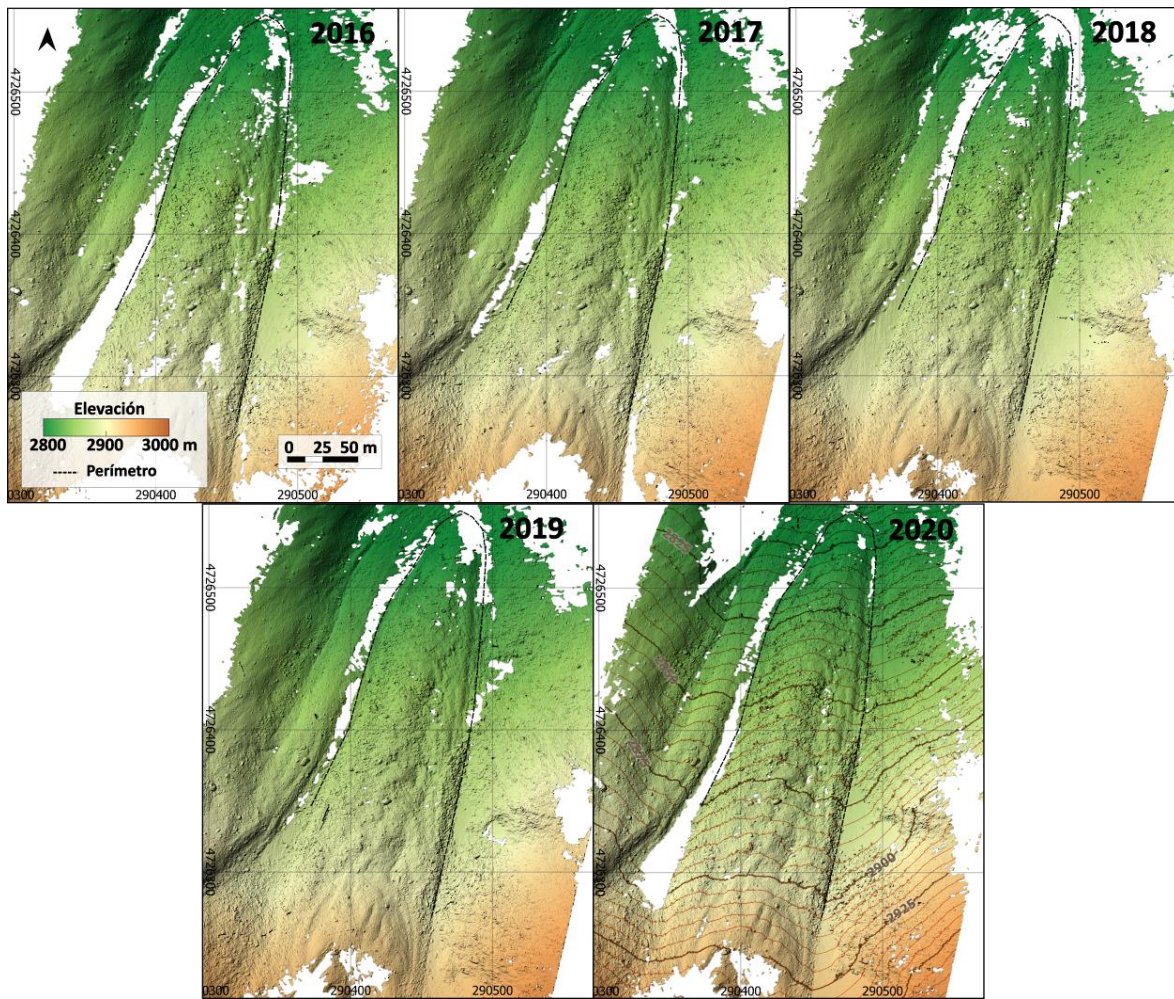


Figura 112. DEM generados en el glaciar rocosu de La Paúl TLS.

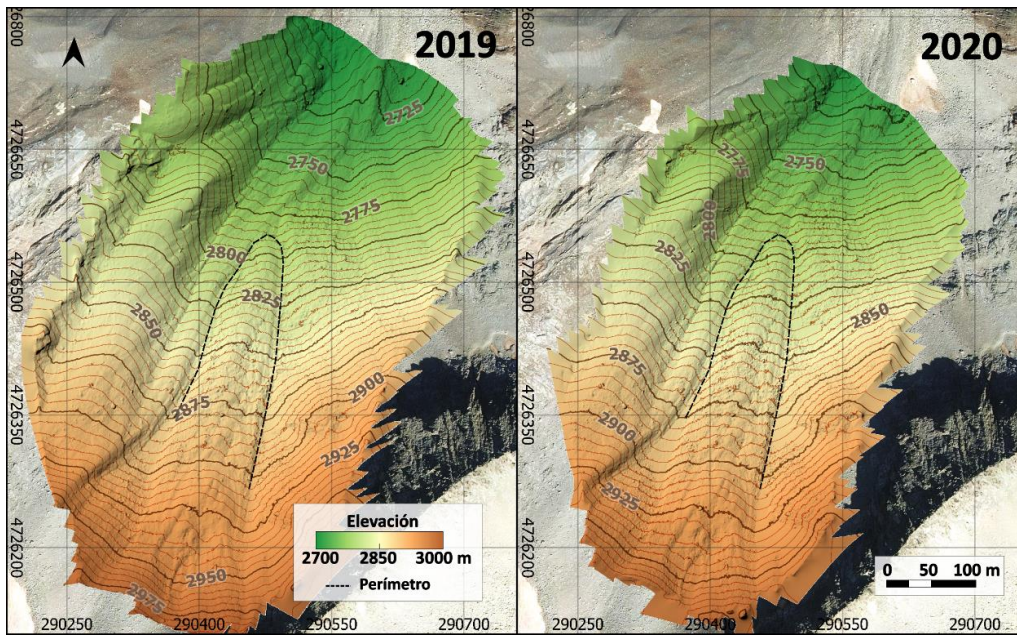
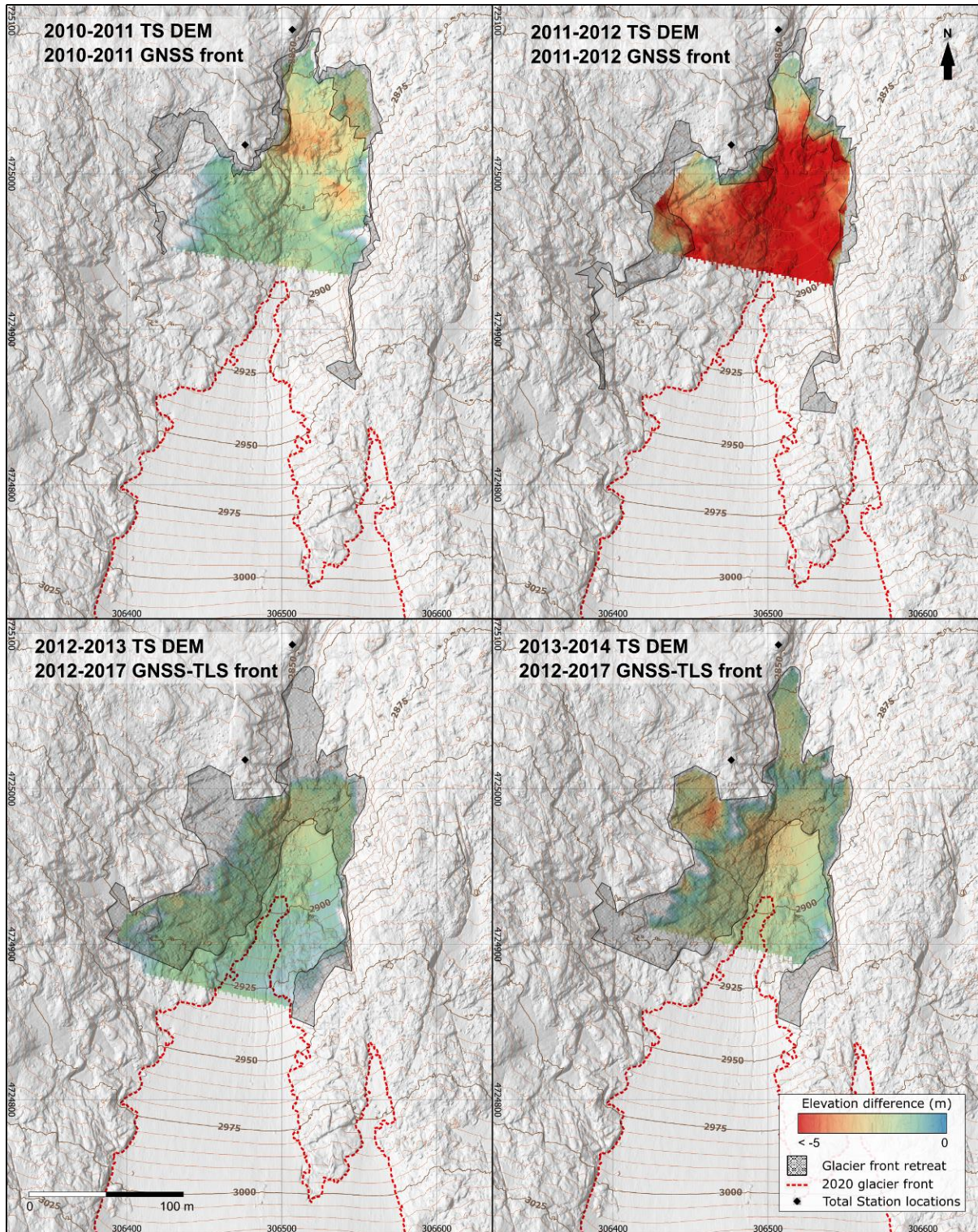


Figura 113. DEM generados en el glaciar rocoso de La Paúl a partir de AP-UAV. Ortomosaico 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es).

APÉNDICE 4. COMPARACIÓN DE LOS LEVANTAMIENTOS TOPOGRÁFICOS

DIFERENCIAS ENTRE PERÍMETROS Y DEM EN EL GLACIAR DE LA MALAETA



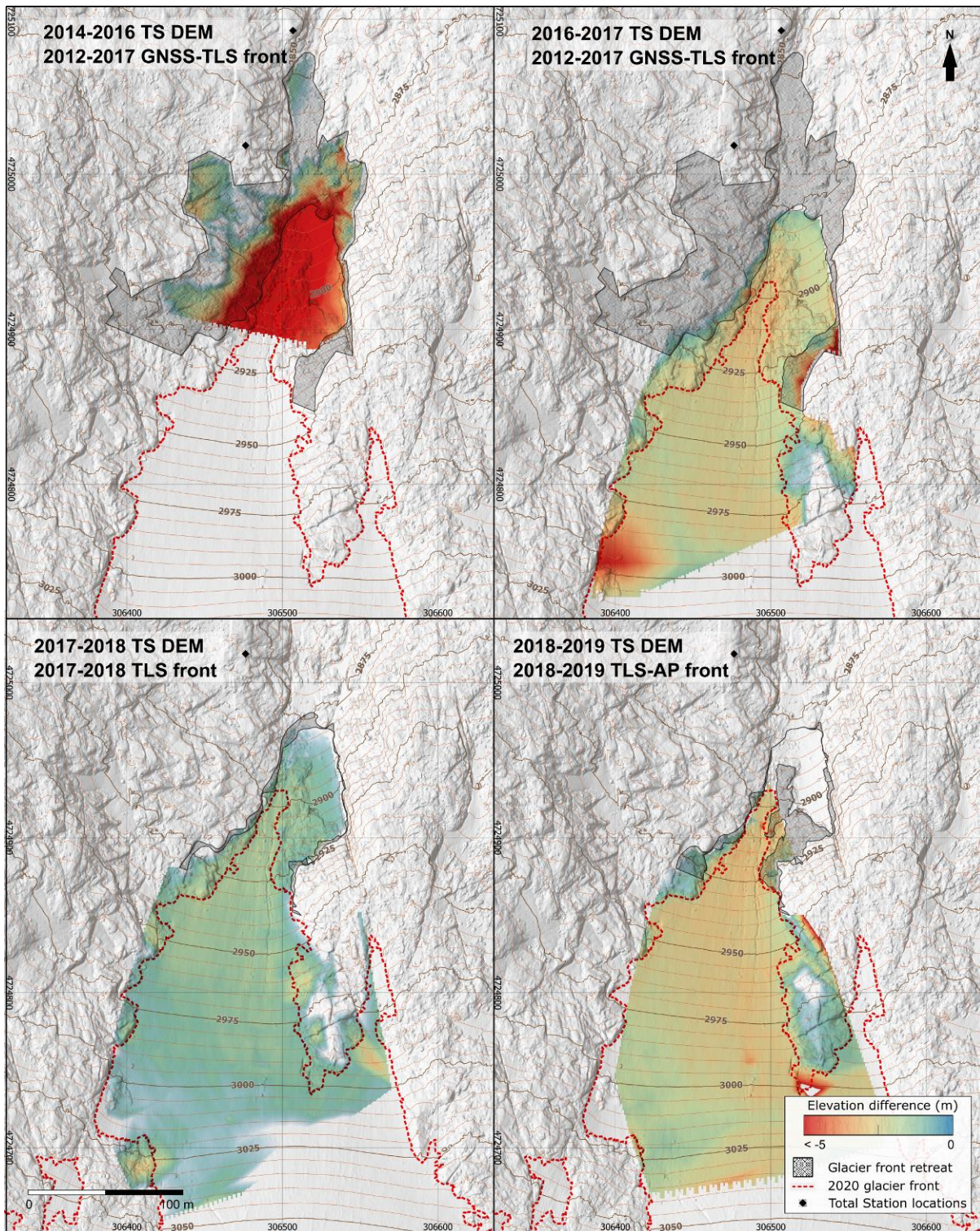


Figura 114. Diferencias de espesor basados en levantamientos TS y pérdida de superficie de la lengua glaciar de la Maladeta basados en levantamientos GNSS, TLS y AP-UAV. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.

Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.

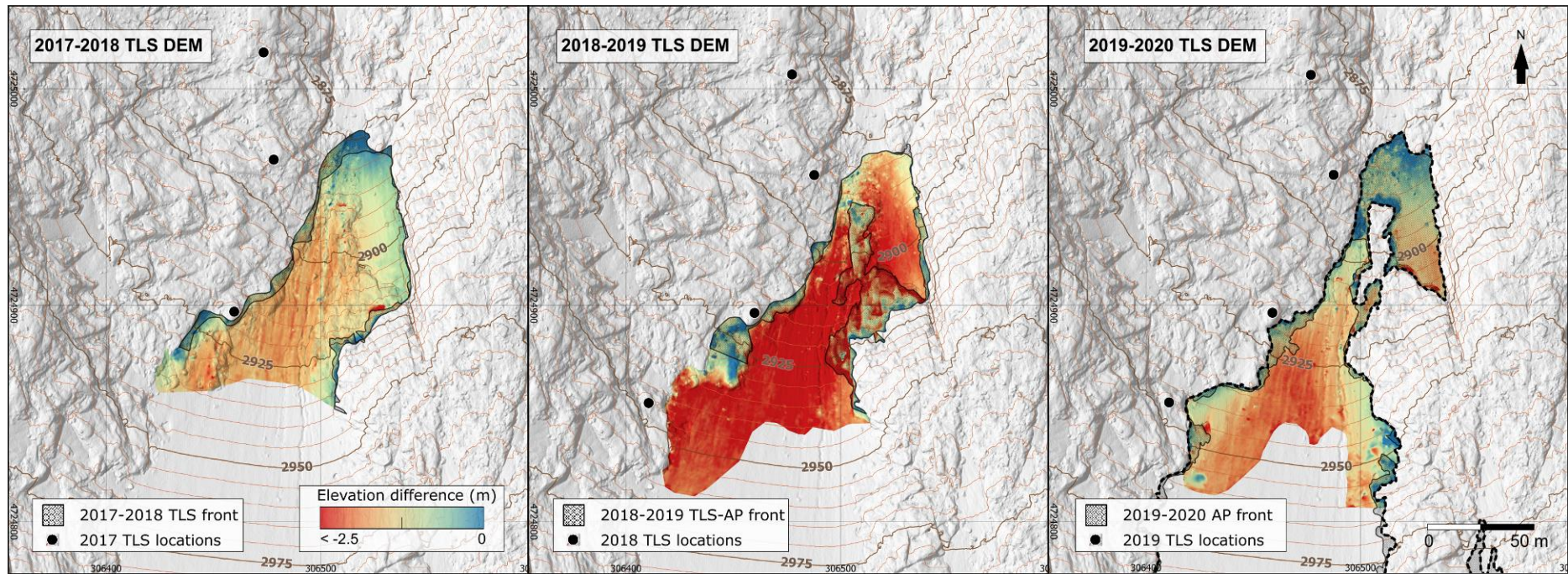


Figura 115. Espesor y pérdida de superficie de la lengua glaciar de la Maladeta basados en levantamientos TLS. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.

DESPLAZAMIENTOS DE PUNTOS GNSS EN EL GLACIAR ROCOSO DE LA MALADETA

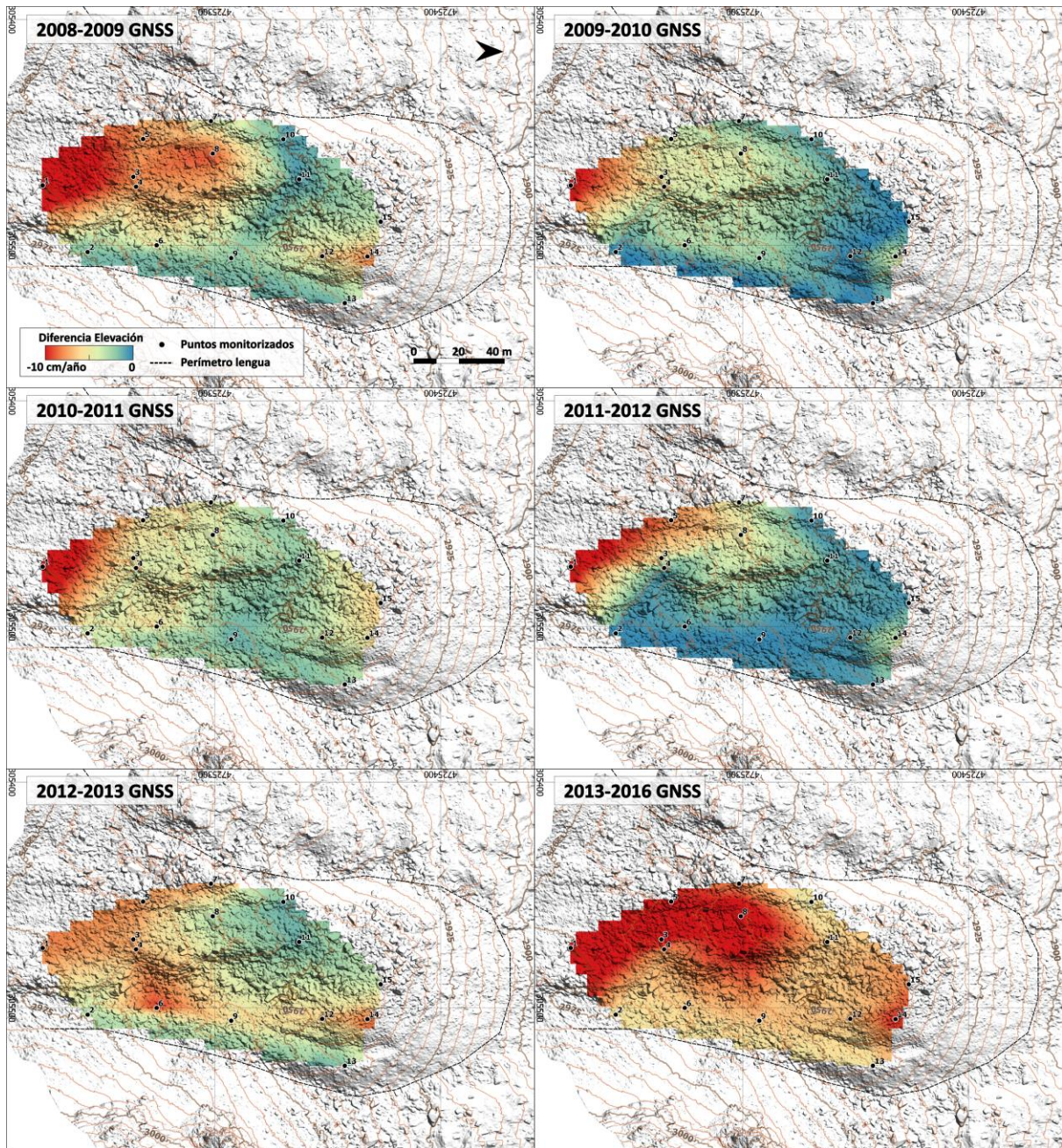
DESPLAZAMIENTOS PLANIMÉTRICOS (XY) ANUALES (cm/año)



Tabla 40. Desplazamientos planimétricos (cm) anuales de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta. División por grupos según la elevación de los puntos: Grupo 1, 2 y 3 representan puntos de la zona superior, media y frente de la lengua, respectivamente.



Tabla 41. Desplazamientos altimétricos anuales de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta (cm). División por grupos según la elevación de los puntos: Grupo 1, 2 y 3 representan puntos de la zona superior, media y frente de la lengua, respectivamente.



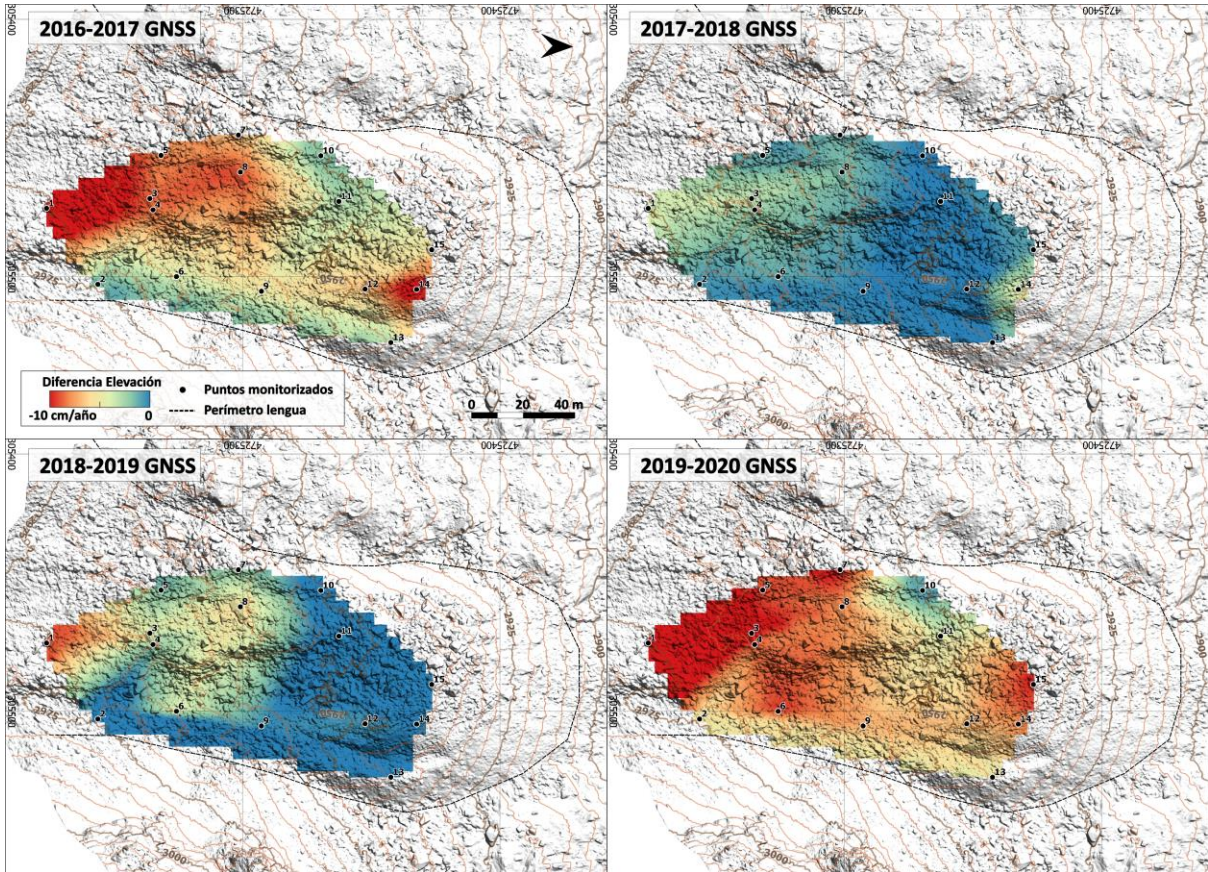


Figura 116. Diferencias medias anuales de elevación de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.

DESPLAZAMIENTOS DE PUNTOS GNSS EN EL GLACIAR ROCOSO DE LA PAÚL

ID	2013-2014		2014-2015		2015-2016		2016-2017		2017-2018		2018-2019		2019-2020	
	ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ	ΔXY	ΔZ
1	28.7	28.1	33.0	-5.0	33.0	-15.8	31.3	-26.4	33.4	-10.3	27.6	-0.9	35.1	-20.6
2	28.5	26.3	38.8	-14.2	45.3	-15.3	44.3	-27.0	39.7	-14.8	33.7	-6.5	49.5	-23.1
3	94.2	-81.2	46.2	-14.2	159.9	-38.7	42.4	-30.9	40.7	-12.2	35.3	-10.7	39.8	-24.2
4	23.7	23.5	32.8	-7.4	26.7	-19.0	29.4	-24.0	27.5	-10.6	24.0	-3.0	28.6	-23.4
5	37.9	37.9	54.3	-27.1	44.1	-25.3	47.0	-43.2	41.8	-19.3	38.5	-18.0	48.9	-34.1
6	24.8	24.4	38.3	-7.9	32.4	-13.2	34.8	-27.3	30.4	-5.1	30.0	-1.6	32.5	-20.5
7	13.8	13.8	16.4	-3.2	16.3	-9.0	18.6	-21.9	16.5	-3.3	12.3	1.9	17.9	-16.9
8	28.8	25.5	36.3	-8.4	37.3	-18.5	34.1	-24.2					37.0	-20.8
9					35.0	-14.9	39.8	-27.4	31.7	-10.4	26.0	-5.9	40.1	-26.2
10					38.6	-21.8	41.9	-32.3	36.1	-11.8	31.1	-10.5	39.1	-28.7
11	32.5	30.1	40.3	-13.0	41.0	-17.5	36.4	-29.9	37.5	-12.7	32.1	-4.7	36.5	-25.3
12	41.7	40.0	15.6	-9.0	14.8	-11.3	13.1	-21.3	13.0	-3.6	11.3	-1.2	12.6	-15.2
13	7.8	-7.8	15.3	-6.8	15.9	-10.3	10.8	-21.6	15.2	-3.0	9.5	0.1	14.5	-12.5
14	28.1	28.1	31.1	-9.0	33.0	-20.1	33.0	-26.5	31.1	-16.5	26.0	-4.6	26.4	-22.7
15	28.9	28.4	38.7	-21.7	41.2	-29.8	41.4	-41.2	38.9	-20.5	30.4	-13.3	40.2	-32.3
16	28.9	28.7	42.4	-23.7	40.9	-28.9	42.6	-35.2	35.9	-20.4	35.1	-11.3	38.8	-32.6
17	23.5	23.5	38.1	-19.8	42.6	-27.2	35.7	-34.7	35.1	-21.3	29.4	-11.4	29.4	-55.8
18	33.9	33.8	42.8	-17.5	44.2	-35.8	39.2	-37.8	37.7	-23.9	30.8	-13.8	35.3	-56.3
19	15.6	14.4	29.7	-15.2	30.5	-25.1	16.0	-32.7	22.4	-12.9	17.6	-5.7	24.6	-43.5
20	27.8	27.3	36.0	-23.3	32.5	-31.4	34.8	-37.2	25.9	-17.5	23.6	-12.3	33.8	-54.3
Media	30.5	19.2	34.8	-13.7	40.3	-21.5	33.3	-30.1	31.1	-13.2	26.5	-7.0	33.0	-29.4

Tabla 42. Desplazamientos planimétricos y altimétricos (cm) anuales de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de La Paúl.

DISTANCIAS 3D ENTRE LEVANTAMIENTOS TLS EN EL GLACIAR ROCOSO DE LA PAÚL

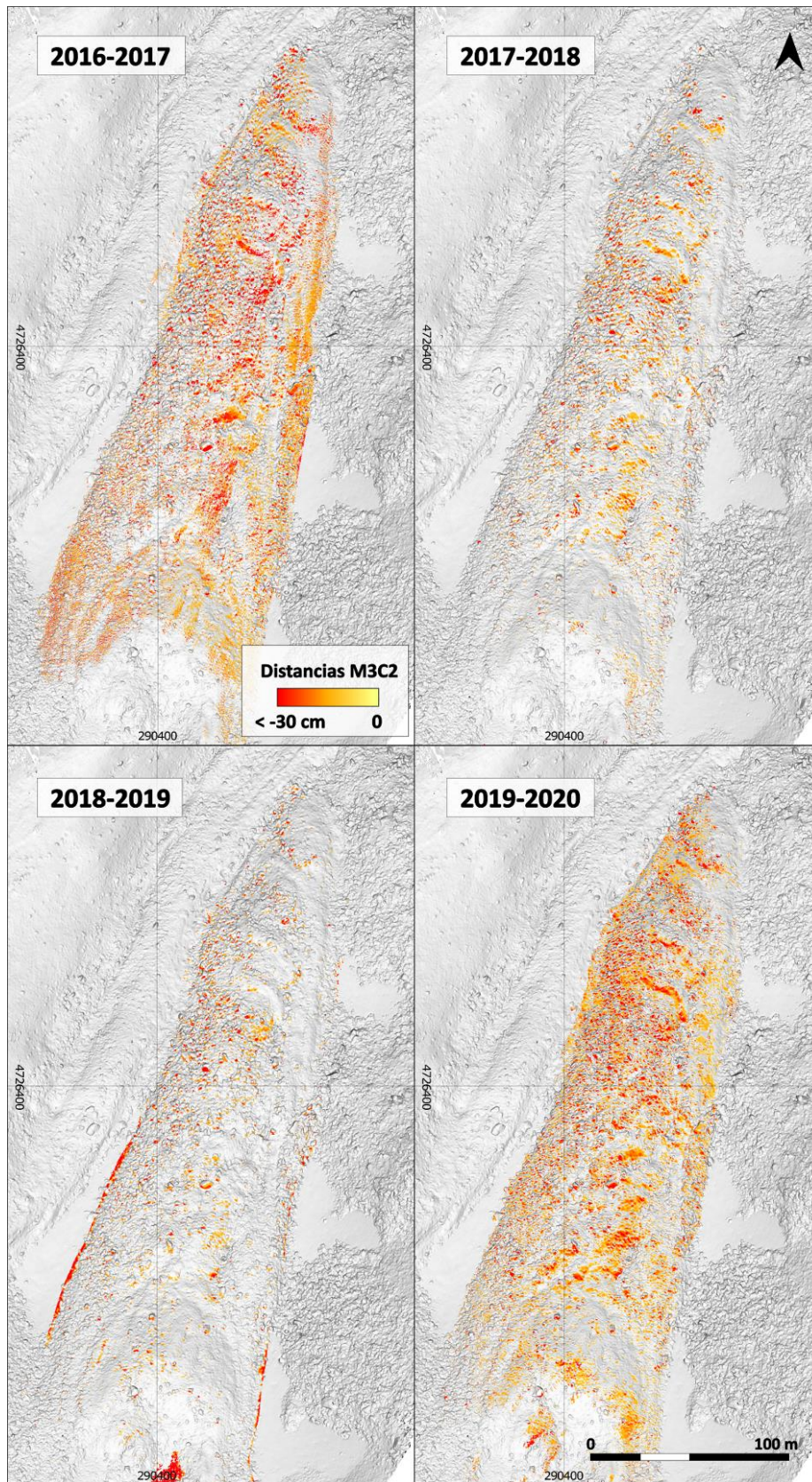


Figura 117. Distancias M3C2 (deformaciones 3D) entre levantamientos TLS en el glaciar rocoso de La Paúl. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.

ABREVIATURAS

Acrónimo	Español	Inglés
AGL	Sobre el Nivel del Suelo	<i>Above Ground Level</i>
ALS-AV	Escáner/Escaneo Láser Aerotransportado mediante Vehículos Aéreos Tripulados	<i>Airborne Laser Scanner/Scanning-Manned Aerial Vehicles</i>
ALS-UAV	Escáner/Escaneo Láser Aerotransportado mediante Vehículos Aéreos No Tripulados	<i>Airborne Laser Scanner/Scanning-Unmanned Aerial Vehicles</i>
AP	Fotogrametría Aérea	<i>Aerial Photogrammetry</i>
AP-AV	Fotogrametría Aérea mediante Vehículos Aéreos Tripulados	<i>Aerial Photogrammetry-Manned Aerial Vehicles</i>
AP-UAV	Fotogrametría Aérea mediante Vehículos Aéreos No Tripulados	<i>Aerial Photogrammetry-Unmanned Aerial Vehicles</i>
BTS	Temperaturas Basales de la Nieve	<i>Bottom Temperature of Snow</i>
CENIEH	Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana	<i>National Research Centre for Human Evolution</i>
DEM	Modelos Digitales de Elevación	<i>Digital Elevation Models</i>
DGNSS	Sistemas Globales de Navegación por Satélite diferencial	<i>Differential Global Navigation Satellite Systems</i>
DInSAR	Interferometría satelital radar diferencial	<i>Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar</i>
DoD	Diferencia entre Modelos Digitales de Elevación	<i>DEM-of-Difference</i>
ERGNSS	Red Geodésica Nacional de Estaciones de Referencia GNSS	<i>National Geodetic Network of GNSS Reference Stations</i>
ERHIN	Evaluación de los Recursos Hídricos procedentes de Innivación	<i>Assessment of Water Resources from Innivation</i>
EUREF	Subcomisión del Marco de Referencia Regional para Europa	<i>Regional Reference Frame Sub-Commission for Europe</i>
GIR PANGEA	Grupo de Investigación Reconocido: Patrimonio Natural y Geografía Aplicada	<i>Recognized Research Group: Natural Heritage and Applied Geography</i>
GLONASS	Sistema Global de Navegación por Satélite	<i>Global Navigation Satellite Systems del ruso Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema</i>
GNSS	Sistemas Globales de Navegación por Satélite	<i>Global Navigation Satellite Systems</i>
GPS	Sistema de Posicionamiento Global	<i>Global Positioning System</i>
GSD	Distancia de muestreo del suelo	<i>Ground Sample Distance</i>
ICP	Punto más cercano iterativo	<i>Iterative Closest Point</i>
IGN	Instituto Geográfico Nacional	<i>National Geographic Institute</i>
InSAR	Interferometría satelital radar	<i>Interferometric Synthetic Aperture Radar</i>

IPA	Asociación Internacional de Permafrost	<i>International Permafrost Association</i>
IPCC	Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
LIA	Pequeña Edad de Hielo	<i>Little Ice Age</i>
LiDAR	Detección y medición de la luz	<i>Light Detection and Ranging</i>
M3C2	Comparación de nubes entre modelos multiescala	<i>Multiscale Model to Model Cloud Comparison</i>
MODIS	Espectrorradiómetro de imágenes de resolución moderada	<i>Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NTRIP	Transporte en red de RTCM a través del protocolo de Internet	<i>Networked Transport of RTCM via Internet Protocol</i>
ORS	Teledetección satelital óptica	<i>Optical remote sensing</i>
PNOA	Plan Nacional de Ortofotografía Aérea	<i>National Aerial Orthophotography Plan</i>
PPP	Posicionamiento preciso de puntos	<i>Precise Point Positioning</i>
RGB	Rojo, Verde, Azul	<i>Red, Green, Blue</i>
RGI	Inventario de glaciares rocosos	<i>Rock Glacier Inventory</i>
RGIK	Inventarios y cinemáticas de glaciares rocosos	<i>Rock glacier inventories and kinematics</i>
RINEX	Formato de intercambio independiente del receptor	<i>Receiver Independent Exchange Format</i>
RMSE	Error medio cuadrático	<i>Root-mean-square error</i>
RTCM	Comisión Técnica de Radiocomunicaciones para Servicios Marítimos	<i>Radio Technical Commission for Maritime Services</i>
RTK	Cinemática en tiempo real	<i>Real-time Kinematic</i>
SAR	Radar de apertura sintética	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SfM	Estructura a partir del movimiento	<i>Structure from Motion</i>
SIG	Sistemas de Información Geográfica	<i>Geographic Information Systems</i>
SPOT	Satélite para la observación de la Tierra	<i>Earth Observation Satellite</i> <i>de</i> <i>francés</i> <i>Satellite Pour l'Observation de la Terre</i>
TIN	Red Irregular Triangulada	<i>Triangulated Irregular Network</i>
TLS	Escáner/Escaneo láser terrestre	<i>Terrestrial Laser Scanner/Scanning</i>
TP	Fotogrametría terrestre	<i>Terrestrial Photogrammetry</i>
TS	Estación total	<i>Total Station</i>
USGS	Servicio Geológico de Estados Unidos	<i>United States Geological Survey</i>
UVA	Universidad de Valladolid	<i>University of Valladolid</i>
WGI	Inventario Mundial de Glaciares	<i>World Glacier Inventory</i>
WGMS	Servicio Mundial de Vigilancia de Glaciares	<i>World Glacier Monitoring Service</i>

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Componentes de la criosfera. Fuente: https://climate.copernicus.eu/ , acceso enero 2023	31
Figura 2. Distribución de algunos componentes de la criosfera en el planeta (valores de la segunda mitad siglo XX, principios siglo XXI). Permafrost no mostrado en el hemisferio sur. Fuente: Hugo Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal, 2016, https://www.grida.no/	32
Figura 3. Escalas temporales de los procesos ligados a los componentes de la criosfera. Fuente: Lemke et al., 2007.	32
Figura 4. Distribución de las zonas montañosas y los glaciares, así como estadísticas resumidas regionales de los glaciares y el permafrost en las montañas. Fuente: Hock et al., 2019.	35
Figura 5. Ejemplos de glaciares de montaña, mostrando su diferente tamaño y morfología: (A) Storglaciären, Kebnekaise Mts., norte de Suecia (imagen de T. Koblet 09.09.2008); (B) Storbreen, Jotunheimen, Noruega (imagen de S. Winkler 26.07.2008); (C) Hintereisferner, Alpes de Ötztal, Austria (imagen de S. Winkler 11.07.1994); (D) Nigardsbreen, Jostedal, Noruega occidental (imagen de S. Winkler 24.08.2004); (E) Glaciar Franz Josef, Alpes del Sur, Nueva Zelanda (imagen de S. Winkler 27.03.2007). Fuente: Winkler et al., 2010	36
Figura 6. Componentes principales del balance de masa superficial en un glaciar de montaña (modificado de https://garingerearthsci.weebly.com). Fuente: Barandun, 2018.	37
Figura 7. Ejemplos de glaciares rocosos. (a) Sourdough, Montañas Wrangell, AK, EE.UU.; (b) Caquilla, Andes bolivianos del sur de Lipez, Bolivia; (c) Liapey d'Enfer, valle de Hérens, Alpes suizos, Suiza; (d) glaciar rocoso en Niggelintälli, valle de Turtmann, Alpes suizos, Suiza; (e) Hoelltal, cordillera de Niedere Tauern, Alpes orientales centrales, Austria; y (f) montaña Le Mourin, Valais, Alpes suizos, Suiza. Fuente: Jones et al., 2019.	41
Figura 8. Componentes de un glaciar rocoso activo. Fuente: Schaffer et al., 2019.	43
Figura 9. Localización de los glaciares pirenaicos. Fuente: Vidaller et al., 2021.	46
Figura 10. Mapas de distribución del permafrost y altitud isoterma en diferentes macizos de los Pirineos. (A) Monte Perdido; (B) Maladeta; (C) Infierno; (D) Posets. Fuente: Serrano et al., 2019.	48
Figura 11. Equipamiento geomático para levantamientos de alta precisión. Fuente: Adrián Martínez-Fernández / Laboratorio de Cartografía Digital y Análisis 3D (CENIEH), 2016.	54
Figura 12. Estación total Leica Nova MS60 MultiStation en la cima del Mont Blanc, Alpes. Fuente: https://leica-geosystems.com/case-studies/surveying-and-engineering (acceso enero 2023).	57
Figura 13. Imagen general (arriba) y de detalle en diferentes campañas (abajo), tomada por una TS donde se indican los puntos registrados para la monitorización del glaciar rocoso Corral de Veleta, Sierra Nevada. Fuente: derivado de Sanjosé et al., 2014.	58
Figura 14. Transporte de antenas GNSS para el levantamiento del glaciar de McCall, Alaska. Fotografía de M. Nolan (mayo de 2006). Fuente: Weller et al., 2009.	61
Figura 15. Principio de funcionamiento de la técnica DGNSS-RTK.	62

Figura 16. Dispositivo GNSS rover energéticamente autosuficiente instalado para la monitorización continua del glaciar rocoso Dirru, en el valle de Matter (Suiza). Fuente: Hohensinn, 2019	65
Figura 17. Dispositivo LiDAR terrestre en trabajos de escaneado del glaciar St. Annafirn (Alpes Suizos) en 2014. Fuente: Fischer et al., 2016.	67
Figura 18. Principio de funcionamiento de los equipos TLS y algunas de sus limitaciones (resolución del registro disminuye con la distancia y la presencia de oclusiones en superficies abruptas que impiden un registro homogéneo).	69
Figura 19. Principio de la fotogrametría SfM. Fuente: Theia Vision Library (http://theia-sfm.org/sfm.htm ; acceso enero 2023)	72
Figura 20. Nube de puntos 3D generado a partir de fotogrametría SfM aérea mediante dron de ala fija eBee RTK en la Cueva del Agua de Basconcillos del Tozo, y alrededores (Burgos). Imágenes capturadas desde la aeronave visibles en la parte superior de la figura. Fuente: Adrián Martínez-Fernández / Laboratorio de Cartografía Digital y Análisis 3D (CENIEH), 2016.	73
Figura 21. Imagen del macizo de la Maladeta, Pirineos. Arriba, imagen Landsat 4-5 en composición color natural (30 m resolución; 02/10/2011). Abajo, imagen Sentinel-2 en composición color natural (10 m/pix; 02/10/2022). Imágenes obtenidas a partir de EO Browser.	77
Figura 22. Influencia de las nubes en la adquisición de imágenes ópticas satelitales. Arriba, imagen capturada por el satélite Sentinel-2 sobre los pirineos aragoneses el 5 de julio de 2017. Abajo, misma escena cinco días después (10 de julio del 2017). Imágenes obtenidas a partir de EO Browser.	78
Figura 23. Resultados de la monitorización mediante DInSAR de glaciares rocosos en la región de Arolla, Alpes suizos. (a) Zona de estudio. (b) Clasificación del glaciar rocoso en función de sus atributos cinemáticos. (c-e) Interferogramas Sentinel-1 de la zona de estudio derivados de imágenes SAR de diferentes fechas. Fuente: Bertone et al., 2022	81
Figura 24. Productos derivables de nubes de puntos 3D. (A) Nube de puntos TLS y productos derivados (malla 3D, ortoimagen, DEM). (B, C) Detalle de la nube de puntos y apariencia del mallado 3D por técnicas Poisson y Delaunay. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2020.	83
Figura 25. M3C2 aplicado a nubes de puntos TLS sobre un glaciar rocoso austríaco. Fuente: Ulrich et al., 2021.	88
Figura 26. Localización de los glaciares y glaciares rocosos monitorizados por el GIR PANGEA en los Pirineos. Sistema de referencia ETRS89 UTM331 (EPSG: 25831).	91
Figura 27. Fotografías aéreas del glaciar (arriba) y glaciar rocoso (abajo) de La Paúl en 2020. El glaciar se encuentra en el mismo circo, a unos 200-400 m al oeste, del glaciar rocoso.	92
Figura 28. Croquis de las zonas estudiadas con los principales accidentes geográficos glaciares y periglaciares en el macizo de Posets. Fuente: derivado de Serrano et al., 2019.	93
Figura 29. Vista aérea y terrestre de la lengua glaciar de la Maladeta. Arriba, el glaciar en 2013 (WGMS, 2015). Abajo, el glaciar en 2020 (imagen UAV). Derecha, el retroceso de la lengua en 2012, 2016 y 2020 (nótese punto	

rojo representando la misma ubicación; fotografías de Ibai Rico y Enrique Serrano). Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023. _____	95
Figura 30. Croquis de las zonas estudiadas con los principales accidentes geográficos glaciares y periglaciares en el macizo de la Maladeta. Fuente: derivado de Serrano et al., 2019. _____	96
Figura 31. Vista aérea del glaciar rocoso de la Maladeta en 2020. _____	97
Figura 32. TS Topcon Imaging Station IS-03 durante el registro automático de la superficie de la lengua glaciar de la Maladeta en 2017. Fuente: Enrique Serrano. _____	103
Figura 33. Puesta a punto del receptor GNSS base (sobre trípode) y rover (sobre jalón) para los trabajos de monitorización en el glaciar rocoso de La Paúl durante la campaña del 2018. Fuente: Enrique Serrano. ____	104
Figura 34. Solape entre nubes de puntos TLS obtenidas en el glaciar rocoso de La Paúl en 2018. Cada color corresponde a cada uno de los nueve escaneos realizados. Ortofotografía del PNOA 2015 CC-BY scne.es. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2019. _____	106
Figura 35. Imagen HDR capturada por el escáner Faro Focus3D X330 en el glaciar de la Maladeta (2018), donde se aprecian algunos de los puntos pintados sobre terreno estable y una de las dianas empleadas para georreferenciar los trabajos TLS. _____	107
Figura 36. TLS Faro Focus3D X330 en uno de los escaneos ejecutados en la parte central de la lengua del glaciar rocoso de La Paúl en la campaña del 2020. Fuente: Enrique Serrano. _____	107
Figura 37. Estrategias para la captura de imágenes para la reconstrucción fotogramétrica terrestre. Ejemplo sobre los trabajos en la lengua glaciar de la Maladeta (izquierda, 2017), sin apoyo terrestre, y en el glaciar rocoso de La Paúl (derecha, 2019), con apoyo terrestre. Se muestran las localizaciones (símbolo de cámara) desde las que se capturaron las fotografías (detalle del número de fotografías capturadas desde una localización en la parte superior izquierda). Abajo, ejemplo de fotografías capturadas en cada geoforma. Ortomosaicos 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es) _____	109
Figura 38. Dron DJI Mavic 2 Pro empleado en los vuelos fotogramétricos de La Paúl en pleno vuelo (2019). Fuente: Manuel Sánchez. _____	110
Figura 39. Ejemplo de diseño de vuelo para la captura de datos fotogramétricos mediante UAV. Se puede observar la ruta de vuelo seguida por el UAV, solape entre imágenes proyectado sobre la superficie y extensión fotografiada en el glaciar rocoso de La Paúl (2019). Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2022. __	111
Figura 40. Localización de las dianas empleadas en los vuelos fotogramétricos en la lengua glaciar de la Maladeta (izquierda) y en el glaciar rocoso de La Paúl (derecha) en 2020. Ortomosaicos 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es) _____	114
Figura 41. Extensión aproximada de la zona del glaciar de la Maladeta donde se llegaron a realizar mediciones TS en alguna de las 10 de campañas de campo. Los puntos muestran la localización de los estacionamientos TS. Ortomosaico 2012 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es) _____	115
Figura 42. Localización de los 15 puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta para su monitorización mediante técnicas GNSS. Ortomosaico 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es). _____	118

Figura 43. Localización de los puntos de referencia empleados en los levantamientos TS y GNSS. Ortomosaicos 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es)	120
Figura 44. Localización de los 20 puntos singulares definidos en el glaciar rocoso de La Paúl para su monitorización mediante técnicas GNSS. Ortomosaicos 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es)	122
Figura 45. Mosaico de imágenes capturadas por la TS Topcon Imaging Station IS-03 en el glaciar de La Paúl (2018) generado a partir de programa Topcon ImageMaster.	126
Figura 46. Modelo de elevaciones (representación tipo sombreado) derivado del levantamiento TS en la Maladeta antes y después de ser recortado con el perímetro glaciar GNSS del 2012.	127
Figura 47. Vista cenital de los escaneos ejecutados en el glaciar rocoso de La Paúl en 2016 durante el registro y georreferenciación. Arriba a la izquierda, vista de los cuatro escaneos registrados en el lateral occidental de la lengua. Abajo a la izquierda, vista de los tres escaneos registrados en el lateral oriental. A la derecha, nube de puntos resultante de la georreferenciación de los dos grupos de escaneos.	130
Figura 48. Resultados de la interpolación Poisson y TIN sobre la nube de puntos TLS en el glaciar de la Maladeta en 2017. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.	132
Figura 49. Productos empleados para la definición del perímetro glaciar de la Maladeta a partir de escaneos TLS (ejemplo del 2017). Perímetro definido (línea discontinua) sobre el DEM (izquierda) y ortoimagen (derecha).	133
Figura 50. Vista en perspectiva del frente del glaciar rocoso de la Maladeta (2020) antes (izquierda; nube de puntos homólogos) y después (derecha; nube de puntos final) de la densificación de la nube de puntos durante la reconstrucción fotogramétrica UAV. Línea discontinua roja representa el frente de la lengua.	134
Figura 51. Detalle de la nube de puntos y DEM derivados de la fotogrametría terrestre realizada en el glaciar rocoso de La Paúl en 2019. Zonas sin información en la nube de puntos fueron interpoladas en el DEM, suavizando la geometría abrupta real de la superficie rocosa.	137
Figura 52. Superposición de medidas TS, GNSS-RTK, TLS y AP-UAV aplicadas en el glaciar de la Maladeta (arriba) y glaciar rocoso de La Paúl (abajo) en 2019. Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2023.	145
Figura 53. Modelos de elevación derivados de las medidas con diferentes técnicas geomáticas en 2019. Arriba, el DEM general del glaciar de la Maladeta derivado de AP-UAV y visualizaciones de detalle de los modelos de elevación AP-UAV, TLS y TS. Abajo, el DEM general del glaciar rocoso de La Paúl derivado de AP y visualizaciones de detalle de los modelos AP-UAV y TLS.	146
Figura 54. Visualización 3D de modelo derivado de los vuelos LiDAR del PNOA (IGN) y vuelos fotogramétricos del GIR PANGEA en el glaciar de la Maladeta (2020). Enlace al modelo: https://skfb.ly/oFsZA (Sketchfab/LabCDA3D)	147
Figura 55. Puntos medidos (azul) en el levantamiento TS, desde dos posiciones (2010) y desde una posición (2017), en el glaciar de la Maladeta. En ambas campañas se puede observar la localización de la TS (punto negro). Fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020.	148
Figura 56. Puntos medidos en el levantamiento TLS en 2017 en el glaciar de la Maladeta. Arriba, imagen tomada por el escáner láser de la superficie glaciar. A la izquierda, puntos (violeta) proyectados sobre fondo sombreado	

generado a partir del DEM AP-UAV 2020. A la derecha, vista cenital de la nube de puntos RGB resultante de los tres escaneos. _____	149
Figura 57. Puntos medidos en el levantamiento TP en 2017 y 2019 en el glaciar de la Maladeta. Arriba, puntos (verde) proyectados sobre fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020. Abajo, vista cenital de la nube de puntos RGB. _____	150
Figura 58. Puntos medidos en el levantamiento AP-UAV 2019 en el glaciar de la Maladeta. Izquierda, puntos (rojo) proyectados sobre fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020. Derecha, vista frontal en perspectiva de la nube de puntos RGB. _____	152
Figura 59. DEM generados en el glaciar de la Maladeta a partir de TS, TLS y AP-UAV. Ortofotos derivadas de AP-UAV 2020 y PNOA 2021 (CC-BY 4.0 scne.es) _____	153
Figura 60. Ortomosaico generado a partir de AP-UAV en 2020 de la lengua glaciar de la Maladeta. _____	154
Figura 61. Perímetros definidos de forma directa o indirecta a partir de medidas en campo o sobre ortomosaicos y DEMs en el glaciar de Maladeta. Los perímetros son proyectados sobre el ortomosaico PNOA 2021 y elevaciones AP-UAV 2020. _____	155
Figura 62. Puntos medidos mediante GNSS-RTK (verde), TLS (violeta; puntos negros muestran ubicación del escáner) y AP-UAV (rojo) en el glaciar rocoso de Maladeta en 2019. Fondo sombreado generado a partir de la AP-UAV 2020. _____	157
Figura 63. Puntos medidos en el levantamiento TP en 2008 y 2017 en el glaciar rocoso de la Maladeta. Izquierda, vista en perspectiva de los puntos medidos mediante TP (verde) proyectados sobre nube de puntos AP-UAV (2019). Derecha, los mismos puntos proyectados sobre fondo sombreado generado a partir de DEM AP-UAV 2020. _____	158
Figura 64. DEM y ortomosaico del glaciar rocoso de la Maladeta derivados de AP-UAV en 2019. _____	159
Figura 65. Puntos medidos (azul) durante el primer y último levantamiento TS en el glaciar de La Paúl. En ambas campañas se puede observar la localización de la TS (punto negro). Fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020. _____	161
Figura 66. Puntos medidos en el levantamiento TLS en 2019 en el glaciar de La Paúl. A la izquierda, puntos (violeta) proyectados sobre fondo sombreado generado a partir de AP-UAV 2020. A la derecha, vista cenital de la nube de puntos RGB resultante de los dos escaneos (puntos negros). Abajo, imagen tomada por el escáner láser de la superficie glaciar. _____	162
Figura 67. Puntos medidos en el levantamiento AP-UAV 2020 en el glaciar de La Paúl. Izquierda, puntos (rojo) proyectados sobre fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020. Derecha, vista perspectiva ISO de la nube de puntos RGB. _____	163
Figura 68. Muestra de los DEM generados en el glaciar de La Paúl a partir de TS y AP-UAV en años pares. Ortofotos derivadas del vuelo fotogramétrico PNOA 2006 (CC-BY 4.0 scne.es). _____	164
Figura 69. Ortomosaico generado a partir de AP-UAV en 2020 del glaciar de La Paúl. En rojo, el perímetro glaciar extraído. _____	165

Figura 70. Perímetros definidos de forma directa o indirecta a partir de medidas en campo o sobre ortomosaicos en el glaciar de La Paúl. Ortomosaico PNOA 2006 y elevaciones AP-UAV 2020. _____	166
Figura 71. Puntos medidos mediante GNSS-RTK, TLS (violeta; puntos negros muestran ubicación del escáner), TP (verde) y AP-UAV (rojo) en el glaciar rocoso de La Paúl en 2019. Fondo sombreado generado a partir DEM AP-UAV 2020. _____	168
Figura 72. Izquierda, ortomosaico derivado de AP-UAV 2019 en el glaciar rocoso de La Paúl. Derecha, nubes de puntos resultantes de los levantamientos TLS, TP y AP-UAV sobre una zona de detalle en 2019. _____	169
Figura 73. Detalle de DEMs generados a partir de técnicas TLS, TP y AP-UAV en el glaciar rocoso de La Paúl. _____	171
Figura 74. Ortomosaico generado a partir de AP-UAV en 2020 en el glaciar rocoso de La Paúl y detalles de este ortomosaico frente al generado mediante TP en 2018. _____	172
Figura 75. Evolución de la lengua glaciar de la Maladeta. (A) Perímetros extraídos de ortomosaicos de todo el glaciar (CC-BY 4.0 scne.es 1956-1957; 1999; 2006) y el generado a partir del levantamiento fotogramétrico con UAV en 2020 (EPSG: 25831). (B) Diferencias de superficie entre campañas, y valores de elevación del frente y superficie remanente respecto a la superficie medida en 2010. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023. ____	175
Figura 76. Diferencias de espesor y volumen en la lengua glaciar de la Maladeta entre campañas de medición. Arriba, la diferencia de espesor entre el primer DEM obtenido por cada técnica geomática y el último DEM obtenido en 2020 (ver Figura 114 y Figura 115 del Apéndice 4. Comparación de los levantamientos topográficos para el resto de las comparaciones). En rojo, las zonas con mayor pérdida de espesor, y en azul, las zonas donde el espesor no ha variado. Abajo, valores del volumen remanente respecto al volumen total de la lengua en 2010 (los valores negativos desde 2016 muestran la pérdida completa del volumen existente en 2010). Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023. _____	177
Figura 77. Perfiles de elevación de la lengua glaciar de la Maladeta a partir de los DEM obtenidos en las campañas de campo. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023. _____	178
Figura 78. Diferencias medias anuales de elevación de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2019. _____	180
Figura 79. DoD a partir de los DEM derivados de AP-UAV (2019-2020) en el glaciar rocoso de la Maladeta. Arriba, diferencias de elevación. Abajo, superficie con cambios significativos en elevación (< -6 cm). Fondo sombreado DEM AP-UAV 2019. _____	181
Figura 80. Pérdidas y ganancias de superficie en el frente del glaciar de La Paúl. Ortomosaico y DEM AP-UAV 2020. _____	183
Figura 81. Diferencias de espesor en el glaciar de La Paúl derivadas de los levantamientos TS. Ortomosaico PNOA 2006 (CC-BY scne.es). _____	185
Figura 82. Diferencias de espesor en el glaciar de La Paúl entre 2010 y 2020. Ortomosaico PNOA 2006 (CC-BY scne.es). _____	186
Figura 83. Velocidades de deformación horizontal y vertical anual del glaciar rocoso de La Paúl derivadas de las medidas GNSS-RTK. Desplazamientos horizontales escalados x10. Elevación y sombreado DEM AP-UAV 2020. _____	188

Figura 84. Variaciones 3D significativas (LOD95%) medidas con TLS en el glaciar rocoso de La Paúl entre 2019 y 2020. Sombreado DEM AP-UAV 2020.	189
Figura 85. Variaciones verticales significativas (LOD95%) medidas mediante AP-UAV en el glaciar rocoso de La Paúl entre 2019 y 2020. Sombreado DEM AP-UAV 2020.	190
Figura 86. Diferencias entre modelos topográficos. Arriba, las diferencias entre los modelos de elevación y las superficies. En rojo y azul, las zonas con mayores diferencias entre los modelos de elevación. Regiones sombreadas, diferencias en el área definida con cada técnica. Abajo, diferencias de superficie y volumen y su influencia (%) en la determinación de las variaciones de las campañas. Además de las diferencias medias en retroceso y pérdida de espesor. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.	192
Figura 87. DoD derivado de los levantamientos TS y AP-UAV (2019-2020) en el glaciar de La Paúl.	193
Figura 88. Desplazamientos verticales en el glaciar rocoso de la Maladeta (2019-2020). Arriba, resultados de la interpolación de las variaciones verticales entre puntos monitorizados mediante GNSS-RTK. Abajo, resultado del DoD de los levantamientos AP-UAV.	194
Figura 89. Comparaciones M3C2-PM entre levantamientos TLS y AP-UAV. (A) Distancias M3C2-PM y distribución de cambios significativos. Las distancias M3C2-PM muestran valores predominantemente negativos debido al punto de vista superior del levantamiento. (B) Detalle de las diferencias entre las reconstrucciones TLS/AP-UAV en S8. Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2022.	195
Figura 90. Arriba, valores establecidos en el índice de visibilidad en La Paúl a partir del DEM PNOA de 5 m resolución (CC-BY 4.0 scne.es). Abajo, zonas donde el índice es superior a 0.5 (rojo) sobre ortoimagen PNOA (CC-BY 4.0 scne.es).	348
Figura 91. Buffer de 330 m de radio (circunferencias azules) sobre puntos del eje central de la lengua (puntos azules) del glaciar rocoso de La Paúl. Posiciones TLS teóricas para la ejecución de escaneos en zonas con un índice de visibilidad elevado.	349
Figura 92. Posiciones del TLS teóricas (cuadro rojo) y de la campaña 2018 (cuadro negro) en el glaciar rocoso de La Paúl.	349
Figura 93. Arriba, parámetros establecidos para el análisis de visibilidad desde los estacionamientos teóricos del TLS. Centro, solape entre superficies escaneadas desde diferentes posiciones del TLS (0 a 6 posiciones). Abajo, solape entre superficies escaneadas desde diferentes posiciones del TLS en la campaña 2018 (0 a 9 posiciones).	351
Figura 94. Puntos medidos (azul) en los levantamientos TS en el glaciar de la Maladeta (puntos negros representan las localizaciones de la TS). Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.	355
Figura 95. Puntos medidos (violeta) en los levantamientos TLS en el glaciar de la Maladeta (puntos negros representan las localizaciones TLS). Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.	356
Figura 96. Puntos medidos (verde) en los levantamientos TP en el glaciar de la Maladeta. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.	357
Figura 97. Puntos medidos (rojo) en los levantamientos AP-UAV en el glaciar de la Maladeta. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.	357

Figura 98. DEM generados en el glaciar de la Maladeta a partir de TS. Ortomosaico AP-UAV 2020.	359
Figura 99. DEM generados en el glaciar de la Maladeta a partir de TLS. Ortomosaico AP-UAV 2020.	360
Figura 100. DEM generados en el glaciar de la Maladeta a partir de AP-UAV. Ortomosaico 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es).	361
Figura 101. Ortoimágenes generadas en el glaciar de la Maladeta a partir de TLS.	363
Figura 102. Ortomosaicos generados en el glaciar de la Maladeta a partir de AP-UAV.	364
Figura 103. Puntos registrados (azul) durante los levantamientos TS en el glaciar de La Paúl. Puntos negros representan la localización de la TS. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.	370
Figura 104. Puntos medidos (rojo) en los levantamientos AP-UAV del 2019 y 2020 en el glaciar de La Paúl. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.	370
Figura 105. DEM generados en el glaciar de La Paúl a partir de TS. Ortomosaico PNOA 2006 (CC-BY 4.0 scne.es).	372
Figura 106. DEM generados en el glaciar de La Paúl a partir de TLS. Ortomosaico PNOA 2006 (CC-BY 4.0 scne.es).	372
Figura 107. DEM generados en el glaciar de La Paúl a partir de AP-UAV. Ortomosaico PNOA 2006 (CC-BY 4.0 scne.es).	373
Figura 108. Ortomosaicos generados en el glaciar de La Paúl a partir de AP-UAV.	376
Figura 109. Puntos medidos (violeta) en los levantamientos TLS en el glaciar rocoso de La Paúl (puntos negros representan las localizaciones TLS). Fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020.	381
Figura 110. Puntos medidos (verde) en los levantamientos TP en el glaciar rocoso de La Paúl. Fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020.	382
Figura 111. Puntos medidos (rojo) en los levantamientos AP-UAV en el glaciar rocoso de La Paúl. Fondo sombreado generado a partir del DEM AP-UAV 2020.	383
Figura 112. DEM generados en el glaciar rocoso de La Paúl TLS.	385
Figura 113. DEM generados en el glaciar rocoso de La Paúl a partir de AP-UAV. Ortomosaico 2021 del PNOA (CC-BY 4.0 scne.es).	386
Figura 114. Diferencias de espesor basados en levantamientos TS y pérdida de superficie de la lengua glaciar de la Maladeta basados en levantamientos GNSS, TLS y AP-UAV. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.	388
Figura 115. Espesor y pérdida de superficie de la lengua glaciar de la Maladeta basados en levantamientos TLS. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.	389
Figura 116. Diferencias medias anuales de elevación de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.	394
Figura 117. Distancias M3C2 (deformaciones 3D) entre levantamientos TLS en el glaciar rocoso de La Paúl. Fondo sombreado DEM AP-UAV 2020.	397

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Propiedades generales de las principales técnicas geomáticas empleadas en la monitorización de glaciares y glaciares rocosos. En función de los objetivos, el equipamiento y el escenario, las propiedades pueden variar significativamente. _____	56
Tabla 2. Histórico de técnicas geomáticas aplicadas en los glaciares y glaciares rocosos de Maladeta y La Paúl en las campañas anuales entre 2008 y 2020. _____	102
Tabla 3. Propiedades de la cámara integrada en el UAV DJI Mavic 2 Pro durante los vuelos fotogramétricos. Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2022. _____	110
Tabla 4. Parámetros generales en cada una de las fases de captura de imágenes en los vuelos fotogramétricos mediante UAV en La Paúl y Maladeta. Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2022. _____	113
Tabla 5. Técnicas geomáticas aplicadas en la lengua del glaciar de la Maladeta y el principal elemento medido. _____	114
Tabla 6. Información sobre la captura de datos TS en el glaciar de la Maladeta. _____	115
Tabla 7. Información sobre la captura de datos TLS en el glaciar de la Maladeta. _____	117
Tabla 8. Información sobre la captura de datos fotogramétricos en el glaciar de la Maladeta. _____	117
Tabla 9. Técnicas geomáticas aplicadas al glaciar rocoso de la Maladeta y el principal elemento medido. _____	117
Tabla 10. Información sobre la captura de datos TLS en el glaciar rocoso de la Maladeta. _____	118
Tabla 11. Información sobre la captura de datos fotogramétricos en el glaciar rocoso de la Maladeta. _____	119
Tabla 12. Técnicas geomáticas aplicadas al glaciar de La Paúl y el principal elemento medido. _____	120
Tabla 13. Información sobre la captura de datos TLS en el glaciar de La Paúl. _____	121
Tabla 14. Información sobre la captura de datos fotogramétricos en el glaciar de La Paúl. _____	121
Tabla 15. Técnicas geomáticas aplicadas al glaciar rocoso de La Paúl y el principal elemento medido. _____	122
Tabla 16. Información sobre la captura de datos TLS en el glaciar rocoso de La Paúl. _____	122
Tabla 17. Información sobre la captura de datos fotogramétricos en el glaciar rocoso de La Paúl. _____	123
Tabla 18. Contorno empleado para recortar los DEM generados a partir de las medias TS en los glaciares de Maladeta y La Paúl. _____	127
Tabla 19. Flujo de trabajo seguido con el software FARO Scene para la generación de nubes de puntos TLS. _____	129
Tabla 20. Errores 3D medios de registro y georreferenciación de escaneos TLS en los glaciares y glaciares rocosos extraídos de Faro Scene. _____	131
Tabla 21. Flujo de trabajo y parámetros con Agisoft Metashape v1.5.5 basados en los tutoriales de Agisoft. Fuente: derivado de Martínez-Fernández et al., 2022 _____	134
Tabla 22. Error medio cuadrático de las dianas empleadas en los levantamientos fotogramétricos UAV tras la alineación de las imágenes en Agisoft Metashape Pro v1.5.5. _____	135
Tabla 23. Información sobre los levantamientos de la superficie glaciar de la Maladeta y alrededores. _____	147
Tabla 24. Datos sobre la definición del perímetro glaciar de la Maladeta. _____	156

Tabla 25. Información sobre los levantamientos de la superficie del glaciar rocoso de la Maladeta y alrededores.	156
Tabla 26. Información sobre los levantamientos de la superficie glaciar de La Paúl y alrededores.	160
Tabla 27. Datos sobre la definición del perímetro glaciar de La Paúl.	166
Tabla 28. Información sobre los levantamientos de la superficie del glaciar rocoso de La Paúl y alrededores.	167
Tabla 29. Aplicación de los datos geomáticos registrados para el estudio de los glaciares y glaciares rocosos de Maladeta y La Paúl entre 2008 y 2020.	173
Tabla 30. Valores medios de retroceso y pérdida de superficie en la lengua glaciar de la Maladeta. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.	174
Tabla 31. Diferencias de volumen y espesor en la lengua glaciar de la Maladeta. Fuente: Martínez-Fernández et al., 2023.	176
Tabla 32. Diferencias planimétricas y altimétricas, medias y totales, de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta.	179
Tabla 33. Diferencias de superficie y variación del frente en el glaciar de La Paúl.	182
Tabla 34. Diferencias de volumen y espesor en el glaciar de La Paúl.	184
Tabla 35. Diferencias planimétricas y altimétricas, medias y totales, de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de La Paúl.	187
Tabla 36. Variaciones 3D anuales determinadas en los levantamientos TLS en el glaciar rocoso de La Paúl.	189
Tabla 37. Resumen de la evolución de los glaciares y glaciares rocosos de la Maladeta y La Paúl (basado en Tabla 30, Tabla 31, Tabla 32, Tabla 33, Tabla 34 y Tabla 35).	206
Tabla 38. Coordenadas de los puntos singulares en el glaciar rocoso de Maladeta. Sistema de referencia ETRS89; Proyección UTM31; Alturas ortométricas EGM08-REDNAP.	367
Tabla 39. Coordenadas de los puntos singulares en el glaciar rocoso de La Paúl. Sistema de referencia ETRS89; Proyección UTM31; Alturas ortométricas EGM08-REDNAP.	380
Tabla 40. Desplazamientos planimétricos (cm) anuales de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta. División por grupos según la elevación de los puntos: Grupo 1, 2 y 3 representan puntos de la zona superior, media y frente de la lengua, respectivamente.	391
Tabla 41. Desplazamientos altimétricos anuales de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de la Maladeta (cm). División por grupos según la elevación de los puntos: Grupo 1, 2 y 3 representan puntos de la zona superior, media y frente de la lengua, respectivamente.	392
Tabla 42. Desplazamientos planimétricos y altimétricos (cm) anuales de los puntos monitorizados en el glaciar rocoso de La Paúl.	395



Universidad de Valladolid

