



Universidad de Valladolid

PROGRAMA DE DOCTORADO EN FÍSICA

TESIS DOCTORAL:

**TRANSICIONES TROPICALES EN EL ATLÁNTICO
NORTE: GÉNESIS Y SIMULACIONES
NUMÉRICAS**

**(TROPICAL TRANSITIONS IN THE NORTH
ATLANTIC: GENESIS AND NUMERICAL
SIMULATIONS)**

Presentada por Carlos Calvo Sancho para optar al
grado de
Doctor con Mención Internacional por la Universidad de
Valladolid

Dirigida por:
Dra. María Luisa Martín Pérez
Dr. Juan Jesús González Alemán

Segovia, 2024

*A mis padres
y a mi hermana*

Agradecimientos

Primero de todo, quiero agradecer a mis directores Marisa y Juanje ya que sin vosotros esto no hubiera sido posible. Gracias por haber creído en mí para ser beneficiario de la FPI, aun sabiendo de los hándicaps viniendo de geografía. Gracias por toda vuestra ayuda, el conocimiento, los consejos, los ánimos y saber cuándo el bosque tapa el horizonte.

I would like to thank Richard Rotunno for giving me the opportunity to do my predoctoral research stay in Boulder, US. Thank you for all the knowledge that you shared with me about hurricanes, supercells and tornadoes. Also, many thanks to the NCAR people for all the discussions we had about tropical and severe weather. Special thanks to Anna and Antonio for all the help and discussions.

Gracias Pedro, piloto de avión de Fernando Alonso, por sacar tiempo de donde no lo tenías para todas las dudas que tenía sobre el maravilloso espectro de la energía cinética, corregir mis artículos y las discusiones sobre *microbursts*. Gracias Mariano por todo el apoyo y los consejos para sobrevivir en el mundo de la academia. Gracias Dani por tu apoyo y paciencia con todas mis dudas con HARMONIE. Gracias Javi por ser un buen compañero de trabajo, de congresos y por toda la ayuda y apoyo en estos años. Agradecer a Paco todas las discusiones sobre cambio climático y el Atleti, su apoyo y guía en esta primera etapa en la academia. Gracias Yago por todos los consejos, apoyo y discusiones sobre la temática de la tesis, supercélulas y granizo grande en España durante estos años. Gracias Mauricio por todo el apoyo y las ideas en esta etapa. Gracias Iñigo por todos los consejos en la tesis y como enfocar las clases. Gracias Lara por tu ayuda en los primeros pasos de la tesis. Finalmente, aunque hayas llegado la última, gracias también a Ana por el apoyo en la recta final.

Pasando al ámbito personal, agradecer a amigos y familiares todo el apoyo incondicional para la realización de este proyecto.

Agradecer a mis padres y a mi hermana por todo el apoyo por alcanzar a finalizar esta tesis doctoral y, sobre todo, en que no decayera en el empeño de investigar en el ámbito de la meteorología. Gran parte de esta tesis es vuestra.

Por último, el medio donde uno crece marca en su devenir en la vida. Aragón, gracias a la gran riqueza y contrastes de sus paisajes y relieve (desde los Pirineos hasta el Sistema Ibérico y Maestrazgo, pasando por el Desierto y el Valle del Ebro), por sus tormentas, por su meteorología y

climatología, ha marcado totalmente en mi persona. Gran parte de la culpa de investigar en meteorología es por Aragón.

Financiación

Esta tesis ha sido apoyada por el contrato PRE2020-092343 (Ayudas para contratos predoctorales para la formación de doctores/as 2020 - antiguo programa FPI) por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España y el Fondo Europeo Social mediante el proyecto de investigación nacional PID2019-105306RB I00/AEI/10.13039/501100011033 (IBERCANES) financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España y el Fondo Europeo de DEsarrollo Regional (FEDER).

La estancia predoctoral de investigación en el Laboratorio de Mesoscala y Microescala de Meteorología (MMM) del National Center for Atmospheric Research (NCAR) fue financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España.

El autor agradece la ayuda a estas instituciones.

Resumen

Transiciones Tropicales en el Atlántico Norte: génesis y simulaciones numéricas:

Una transición tropical (TT, por sus siglas) es el proceso por el cual un ciclón baroclino de núcleo frío pierde su asimetría y gradualmente adquiere características típicas de ciclones tropicales de núcleo cálido y simétricos, finalizando en un ciclón tropical puro. Es justamente el proceso opuesto a una transición extratropical. Asimismo, las bajas polares con núcleo cálido ("*polar hurricanes*") y huracanes mediterráneos (*medicanes*, en inglés) tienen su génesis en este mismo proceso.

Dados los impactos asociados a TTs que afectan a la sociedad en múltiples aspectos, estos procesos de transición de ciclones han recibido gran atención por la comunidad científica y los pronosticadores en las últimas décadas. Esta tesis doctoral tiene como objetivo analizar la génesis y evolución de TTs en el Atlántico Norte en clima presente utilizando bases de datos de reanálisis atmosféricos y simulaciones numéricas para mejorar el conocimiento general sobre ciclones que han experimentado estos procesos de transición.

Los diferentes estudios que componen esta tesis doctoral se han centrado, en primer lugar, en la elaboración de una climatología de TTs. Se ha estudiado la energía cinética asociada a esos sistemas atmosféricos analizando el espectro energético asociado tanto a reanálisis como a simulaciones de diversas TTs. Además, se ha analizado la resolución efectiva que presentan varios modelos de área limitada al simular estos sistemas comparándola con la resolución obtenida de base de datos de reanálisis. Los modelos numéricos que se han utilizado para la simulación TTs han sido el WRF-ARW y el HARMONIE AROME. Finalmente, se ha llevado a cabo la verificación de simulaciones de TTs realizadas por dichos modelos mediante diversas técnicas tradicionales y por objetos.

En esta tesis doctoral se han analizado los ambientes sinópticos de ciclones que han experimentado un proceso de TT en el Atlántico Norte utilizando la base de reanálisis ERA5, diferenciando entre el Atlántico central y oriental. Para ello, se ha elaborado una base de datos de TTs mediante la identificación de estos sistemas en la base de datos HURricane DATabase generada por el Centro Nacional de Huracanes. Los eventos identificados de TTs en el Atlántico Norte para la elaboración de esta tesis doctoral cumplen lo siguiente: el ciclón debe tener un origen baroclino y convertirse en un ciclón tropical. Los resultados obtenidos indican que las TTs en el Atlántico Norte están caracterizadas por un patrón de bloqueo anticiclónico al norte de una baja en superficie con incremento de espesor geopotencial evidenciando el desarrollo del núcleo

cálido. Los ciclones en el Atlántico Norte oriental transicionan en ambientes más hostiles para la formación de ciclones tropicales que en el Atlántico Norte central.

Se ha analizado la curva del espectro de la energía cinética turbulenta en el reanálisis atmosférico ERA5 en distintas bandas latitudinales del hemisferio norte y en el Atlántico Norte. Los resultados muestran que ERA5 es capaz de reproducir apropiadamente el espectro de energía cinética, de tal forma que sigue generalmente el espectro obtenido a partir de datos observacionales sin reproducir correctamente las densidades energéticas en rangos mesoescalares. Debido a este hándicap, se han simulado numéricamente varios ciclones tropicales que han experimentado un proceso de TT para analizar y evaluar la importancia de cada uno de los términos que componen la tendencia del espectro. Estos ciclones tropicales seleccionados son de alto impacto en territorio nacional superando el percentil 90 de intensidad de viento de las TTs identificadas en el período 1979-2020. Los resultados obtenidos indican que el modelo HARMONIE-AROME muestra un mayor filtrado disipación numérica, mientras que el modelo WRF-ARW tiende a sobreenergizar el espectro. La predictibilidad entre modelos no muestra diferencias, sin embargo, se encuentran diferencias notables entre los distintos eventos de TTs. La energía cinética está principalmente gobernada por los términos asociados a fuertes ascensos y procesos convectivos húmedos en la cascada de energía y otros procesos de transferencia de energía.

La verificación llevada a cabo de las simulaciones de TTs realizadas por los modelos HARMONIE-AROME y WRF-ARW muestra unos resultados muy similares en la evaluación de la trayectoria de las TTs simuladas y una sobreestimación general en ambos modelos en la velocidad máxima del viento a 10 m. El campo de la temperatura de brillo y de precipitación acumulada ha sido evaluado mediante los métodos de verificación orientados a objeto. El modelo HARMONIE-AROME reproduce con mayor exactitud la precipitación en la fase previa de la TT, mientras que el modelo WRF-ARW lo hace en la fase posterior. No obstante, el modelo WRF-ARW presenta más eficiencia al simular la temperatura de brillo en comparación con los datos observacionales satelitales en la fase previa de la TT, mientras que el modelo HARMONIE-AROME tiene más efectividad en la fase posterior de la TT. Por lo tanto, es difícil establecer qué modelo numérico tiene más eficiencia al simular los ciclones con proceso de TT, dado que ambos modelos reproducen de forma similar tanto la temperatura de brillo como el campo de la precipitación acumulada.

Summary

Tropical Transitions in the North Atlantic: genesis and numerical simulations

Tropical Transition (TT) is the process by which a baroclinic cold-core cyclone loses its asymmetry and gradually acquires typical characteristics of warm-core symmetrical tropical cyclones, ending up as a purely tropical cyclone. Moreover, warm-core polar lows (*polar hurricanes*) and Mediterranean hurricanes (*medicanes*) have their genesis in this transition process.

Due to the multiple societal impacts associated with TTs, these cyclone transition processes have received increased attention from the scientific community and forecasters in recent decades. This dissertation aims to analyze TTs in the North Atlantic under the present climate by studying their genesis and evolution using atmospheric reanalysis databases and numerical simulations, to improve the general knowledge of cyclones that have undergone these transition processes.

The different studies that compose this dissertation have focused on the elaboration of a climatology of TTs. The kinetic energy associated with these atmospheric systems has been studied by analyzing the energy spectrum associated with both reanalysis and simulations of various TTs. In addition, the effective resolution of several limited-area models when simulating these systems has been analyzed by comparing it with that obtained from the reanalysis database. The numerical models used for the simulation of TTs were WRF-ARW and HARMONIE AROME. Finally, the verification of TTs simulations performed by these models has been carried out using several traditional and object-based techniques.

In this dissertation, the synoptic environments of cyclones that have undergone a TT process in the North Atlantic have been analyzed using the ERA5 reanalysis database, differentiating between the central and the eastern North Atlantic. For this purpose, a database of TTs was developed by identifying these systems in the National Hurricane Center's HURricane DATabase. All TT events in the North Atlantic identified for this thesis meet the following requirements: the cyclone must be of baroclinic origin and must become a tropical cyclone. The results obtained indicate that TTs in the North Atlantic are characterized by an anticyclonic blocking pattern northward of a surface low with increasing geopotential thickness, showing the development of the warm core. Cyclones in the eastern North Atlantic transition into an environment more hostile to tropical cyclogenesis than the central North Atlantic.

The kinetic energy spectrum curve in the ERA5 atmospheric reanalysis has been analyzed in different latitudinal bands in the Northern Hemisphere and a limited-area domain in the North Atlantic. The results show that ERA5 can correctly reproduce the kinetic energy spectrum so that it generally follows the spectrum obtained from observations, without correctly reproducing the energy densities in mesoscale regions. Because of this handicap, several tropical cyclones that have undergone a TT process have been numerically simulated to analyze and evaluate the importance of each of the terms by an energy budget. These tropical cyclones had a high impact on the Spanish territory and are found in the 90th percentile of the wind intensity of the TTs identified in the period 1979-2020. The obtained results indicate that the HARMONIE-AROME model shows a higher numerical dissipation filtering, while the WRF-ARW model tends to over-energize the spectrum. The predictability between the models shows no differences; however, notable differences are found between the different TTs events. The kinetic energy is mainly dominated by the terms associated with strong updrafts and moist convective processes in the energy cascade and other energy transfer processes.

The HARMONIE-AROME and WRF-ARW models have been verified in the area of TTs using traditional and object-oriented methods. Both models show very similar results in the evaluation of the trajectory of the simulated TTs and a general overestimation of the maximum wind speed at 10 m in both models. The brightness temperature and the three-hour cumulative precipitation fields were evaluated using object-oriented verification methods. The HARMONIE-AROME model resolves precipitation better in the pre-TT phase, while the WRF-ARW model resolves precipitation better in the post-TT phase. However, the WRF-ARW model resolves the brightness temperature better compared to satellite data in the pre-TT phase, while the HARMONIE-AROME model resolves the brightness temperature better in the post-TT phase. Therefore, based on the results obtained, it is difficult to determine the optimum numerical model resolving the cyclones that have undergone a TT process, since both models similarly resolve both the brightness temperature and the cumulative precipitation field.

Índice general

Agradecimientos	I
Financiación.....	III
Resumen.....	V
Summary.....	VII
Introducción	1
1.1 Motivación	3
Estado del arte.....	5
2.1. Ciclones: extratropicales, híbridos y tropicales.....	5
2.1.1. Ciclones extratropicales.....	8
2.1.2. Ciclones tropicales	10
2.2. Transiciones de ciclones: extratropical y tropical	11
2.2.1. Transiciones extratropicales	12
2.2.2. Transiciones tropicales	12
2.2.3. Teoría del espectro de la energía cinética.....	15
Objetivos.....	21
Datos y modelos numéricos	25
4.1. Reanálisis y datos observacionales.....	25
4.1.1. Datos de reanálisis	25
4.2. Datos observacionales	28
4.2.1. Base de datos de huracanes [NHC – HURDAT].....	28
4.2.2. Satélite Meteosat Second Generation [MSG] – SEVIRI.....	29
4.2.3. NASA Global Precipitation Measurement Mission – IMERG.....	33
4.3. Modelos numéricos de predicción.....	34
4.3.1. HARMONIE-AROME.....	40
4.3.2. WRF-ARW	42
Metodología	45
5.1. Selección de transiciones tropicales en HURDAT-NHC.....	45
5.2. Cyclone Phase Space (CPS)	46
5.3. Procesamiento de datos.....	47
5.3.1 Estadísticos básicos	47
5.3.2 Cálculo de compuestos.....	49
5.3.3. Cálculo de anomalías	50
5.3.4. Verificación mediante métodos objetivos.....	50
5.3.5. Pruebas de hipótesis.....	54
Resultados	57

6.1. WIND KINETIC ENERGY CLIMATOLOGY AND EFFECTIVE RESOLUTION FOR THE ERA5 REANALYSIS.....	59
6.2. AN ENVIRONMENTAL SYNOPTIC ANALYSIS OF TROPICAL TRANSITIONS IN THE CENTRAL AND EASTERN NORTH ATLANTIC	76
6.3. HORIZONTAL KINETIC ENERGY ANALYSIS OF TROPICAL TRANSITION SIMULATIONS WITH THE WRF AND HARMONIE-AROME MODELS.....	101
6.4. ASSESSING THE PERFORMANCE OF THE HARMONIE-AROME AND WRF-ARW NUMERICAL MODELS IN NORTH ATLANTIC TROPICAL TRANSITIONS.....	132
Discusión.....	185
Conclusiones, Implicaciones y Futuro Trabajo.....	195
Conclusions, Implications and Outlook.....	203
Bibliografía.....	209
Lista de acrónimos.....	241
Índice de figuras.....	243
Lista de publicaciones.....	245

Introducción

La interacción de la meteorología con la sociedad es fundamental desde que el ser humano comenzó a cultivar tierras. La meteorología se considera como un factor limitante en numerosos sectores clave de nuestra sociedad, como es el transporte (sea aeronáutico, naviero, ferrocarril o automovilístico), la pesca (bien la salida de barcos a faenar, bien un aumento de la actividad de la acuicultura debido a afloramientos) o la gestión de los recursos hídricos (asunto de gran calado e intensos debates a nivel nacional). En los últimos tiempos se ha incrementado el interés por conocer en un mayor grado de detalle los procesos atmosféricos que tienen alto impacto en la sociedad para poder preverlos en un futuro a medio plazo. Sobre todo, este interés ha ido in crescendo debido al aumento de los eventos extremos meteorológicos ligados al cambio climático antropogénico de las últimas décadas.

En la última década, el interés y estudio de los ciclones tropicales (TCs, por sus siglas en inglés) anómalos con potencial a impactar en las costas de Europa occidental ha aumentado considerablemente, sobre todo en los archipiélagos atlánticos europeos como son las Islas Canarias, las Islas Azores y la Isla de Madeira. Esto es debido al incremento observado y los correspondientes altos impactos que estos sistemas causan en la población que habita en estas zonas (Lima et al., 2021).

Uno de los procesos de ciclogénesis tropical es la transición tropical (TT). Una TT es el proceso en el que un ciclón baroclino, o extratropical, se transforma en un ciclón barotrópico de núcleo cálido, es decir, un TC (Davis y Bosart, 2003). La Tormenta Tropical Delta [2005], el Huracán Vince [2005], el Huracán Ophelia [2017], el Huracán Leslie [2018], la Tormenta Tropical Theta [2020] o la Tormenta Subtropical Bernard [2023] han sido ejemplos de TCs que impactaron o afectaron a la Península Ibérica o a las Islas Canarias en los últimos años. Dichos ciclones siguieron trayectorias anómalas, causando un alto impacto socioeconómico en la sociedad ibérica y canaria. Dichos impactos cubrieron un amplio abanico, desde pérdidas humanas y en la agricultura hasta impactos negativos en el turismo, incluyendo problemas de seguridad y riesgos medioambientales. Estas tormentas no tuvieron únicamente en común el alto impacto socioeconómico en tierras europeas, sino que su proceso de formación fue una TT.

En el comienzo de la teoría de ciclones, solo existía una clasificación dicotómica entre ellos. Es decir, solo podían ser extratropical o tropical. Sin embargo, dicha clasificación fue perdiendo relevancia en la comunidad científica según se identificaba ciclones que no se podían clasificar en alguna de esas categorías. A partir de la década de los 70, como se ha mencionado anteriormente, la era satelital comenzaba su curso

permitiendo aportar mayor variabilidad en las características estructurales y evolución de los distintos ciclones. Gracias al comienzo de la era satelital se pudo demostrar la existencia de un ciclón de características híbridas (posteriormente denominado ciclón subtropical, STC) idea surgida por Tannehill (1938) y Pierce (1939) en la década de 1930. Estos sistemas, los STCs, pueden contener características tanto extratropicales como tropicales y evolucionar hacia un "proceso de TT no terminado", es decir, un proceso en el que no se evoluciona a un TC puro. Asimismo, una transición subtropical podría considerarse como una parte del proceso de una TT, sobre todo en las etapas iniciales cuando el ciclón comienza a adquirir una componente tropical. Sin embargo, una vez que la transición subtropical es completada, el ciclón tendría estructura subtropical y podría continuar su TT hacia un TC, continuar siendo STC hasta su final o decaer como un ciclón extratropical débil. Por lo tanto, se puede hablar de que los STCs son TTs inacabadas, es decir, los STCs son ciclones extratropicales que comienzan su transición hacia un TC pero nunca llegan a alcanzar la etapa final de un TC puro.

La problemática descrita anteriormente sobre la clasificación dicotómica en los inicios de la teoría de ciclones también afectó al desarrollo de la base de datos HURricane DATabase (HURDAT; Jarvinen et al., 1984) del Centro Nacional de Huracanes (NHC). Hasta la década de 1960, no se identificaban las fases que no eran TC o ciclón post-tropical, ignorando las etapas iniciales del ciclón si eran subtropicales o extratropicales. Sin embargo, no fue hasta el comienzo de la era satelital en la década de 1970 cuando la identificación de estas etapas previas comenzó a ser sistemática. Por esta razón, en la presente tesis doctoral se empiezan a identificar procesos de ciclones tropicales desde 1979 debido a (1) que la identificación de sistemas en las primeras etapas del ciclón, antes de ser puramente tropical, es más constante y (2) la disponibilidad temporal del reanálisis ERA5 al inicio de esta tesis. No obstante, el NHC comenzó a prestar más atención a este tipo de ciclogénesis tropical a partir de los trabajos de Davis y Bosart (2003, 2004), que destacaban el riesgo que representaban para la sociedad.

Durante los últimos años se han utilizado los reanálisis atmosféricos y los modelos de área limitada de alta resolución para la modelización de TCs, para suplir la falta de datos observacionales directos. Sin embargo, procesos de escala pequeñas siguen sin ser resueltos mediante las técnicas actuales de modelización. Por ello, las investigaciones relacionadas con los TCs y, sobre todo, con las TTs tienen que incrementarse.

1.1 Motivación

En el paradigma actual de cambio climático antropogénico y en un mundo tan interconectado como el actual, las noticias sobre impactos socioeconómicos de eventos extremos en la sociedad están aumentando, especialmente la influencia de los TCs en Europa occidental. En los últimos años se ha observado un incremento de este tipo de eventos extremos, afectando principalmente a la Península Ibérica y las Islas Canarias (Lima et al., 2021). Este tipo de sistemas no tuvieron únicamente alto impacto y trayectoria anómala, sino que su proceso de formación fue mayoritariamente una TT.

Esta tesis doctoral surge en el marco del proyecto nacional de investigación **IBERCANES** (PID2019-105306RB-I00/AEI/10.13039/501100011033) financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España. El objetivo de este proyecto de investigación es comprender la génesis y evolución de las TTs en el Atlántico Norte para evaluar el riesgo de TCs en la Península Ibérica mediante el uso del reanálisis atmosférico ERA5 y de modelos de predicción numérica del tiempo. Para ello se utiliza la base de datos de huracanes HURDAT generada por el NHC para identificar los TCs cuya génesis es una TT. Por tanto, en el marco de IBERCANES, con la realización de esta tesis doctoral se pretende incrementar el conocimiento de los mecanismos físicos y ambientales que favorecen el proceso de una TT y mejorar la modelización de estos eventos en el Atlántico Norte. Mediante la simulación de alta resolución de estos sistemas atmosféricos se acomete el problema de pronosticar estos eventos de la forma más realista posible, usando los modelos meteorológicos de área limitada WRF-ARW y HARMONIE-AROME. Finalmente, la principal motivación de esta tesis doctoral radica en el incremento de conocimiento de los mecanismos de génesis de TCs mediante una TT en el Atlántico Norte con el fin de reducir posibles riesgos en Europa occidental.

La presente tesis está estructurada de la siguiente forma: el estado del arte se describe en el Capítulo 2. Los objetivos de esta tesis doctoral están detallados en el Capítulo 3. Los Capítulos 4 y 5 describen los datos y modelos numéricos, y metodología aplicada, respectivamente, para la realización de esta tesis. Los resultados principales se presentan en una colección de publicaciones científicas en el Capítulo 6, y una discusión integradora de los mismos en el Capítulo 7. Finalmente, las principales conclusiones e implicaciones de esta tesis se muestran en el Capítulo 8 y 9, junto a unas potenciales líneas de futuro trabajo fruto de esta tesis.

Estado del arte

En este capítulo se realiza una revisión de la temática que aborda esta tesis doctoral. Con este objetivo, una revisión del conocimiento teórico de ciclones y tipos de transiciones, así como de la teoría del espectro de la energía cinética turbulenta es facilitada. Finalmente, este capítulo se centrará en las TTs y el riesgo de los TCs en Europa occidental.

2.1. Ciclones: extratropicales, híbridos y tropicales

Un ciclón es un sistema atmosférico a escala sinóptica con una estructura vertical bien definida. Masas de aire de diferente naturaleza convergen en el seno de sus bajas presiones que giran contrariamente a las agujas del reloj en el Hemisferio Norte (viceversa en el Hemisferio Sur). En la atmósfera terrestre existen diferentes tipos de ciclones en función de sus características térmicas y dinámicas, y los efectos en superficie asociados a ellos mismos. Estas diferencias radican en diferentes mecanismos físicos que causan que los ciclones se formen con una u otra característica.

Una clasificación simple y fundamental de ciclones resulta de su estructura térmica y dinámica. Es decir, si el núcleo de un ciclón es frío o cálido. Estos dos sistemas térmicos conceptuales representan extremos teóricos de todos los ciclones que finalmente se pueden encontrar en la atmósfera terrestre, dado que existen ciclones que comparten características de ambos núcleos (Schultz y Keyser, 2021; Wood et al., 2024).

Un ciclón de núcleo frío tendrá una anomalía térmica en su núcleo respecto a su vecindad en el plano horizontal, mientras que un ciclón de núcleo cálido tendrá una anomalía térmica positiva. Las diferencias térmicas afectan a la distribución vertical del viento horizontal y, por lo tanto, resultan en una estructura dinámica diferente.

El análisis de un ciclón de núcleo frío o cálido se realiza mediante el cómputo del espesor geopotencial entre dos superficies isobáricas. El geopotencial está relacionado con la temperatura de cada nivel; por lo tanto, el espesor geopotencial de un nivel definido por dos niveles isobáricos es proporcional a la temperatura media de ese estrato isobárico. Además, la simetría del campo del espesor geopotencial de un ciclón será similar a la simetría de su estructura térmica. Así, se puede calcular el viento térmico y poder diferenciar las masas de aire frío (vector hacia su izquierda) y de aire cálido (vector hacia su derecha) dado que su intensidad tiene una relación proporcional de la temperatura barométrica media (Holton y Hakim, 2012). Por lo tanto, el viento geostrófico giratorio

(por ende, también el viento real) aumenta con la altura en ciclones con naturaleza fría, mientras que la velocidad del viento es mayor en niveles bajos que en niveles altos de la tropósfera en ciclones con núcleo cálido. La circulación es anticiclónica por encima del nivel de no divergencia en los ciclones de núcleo cálido, mientras continúa siendo ciclónica en toda la tropósfera en los ciclones de naturaleza fría. Por lo tanto, un ciclón de núcleo frío se profundiza con la altura, mientras que un ciclón de naturaleza cálida se debilita. La Figura 2.1 muestra una descripción de la distribución explicada previamente.

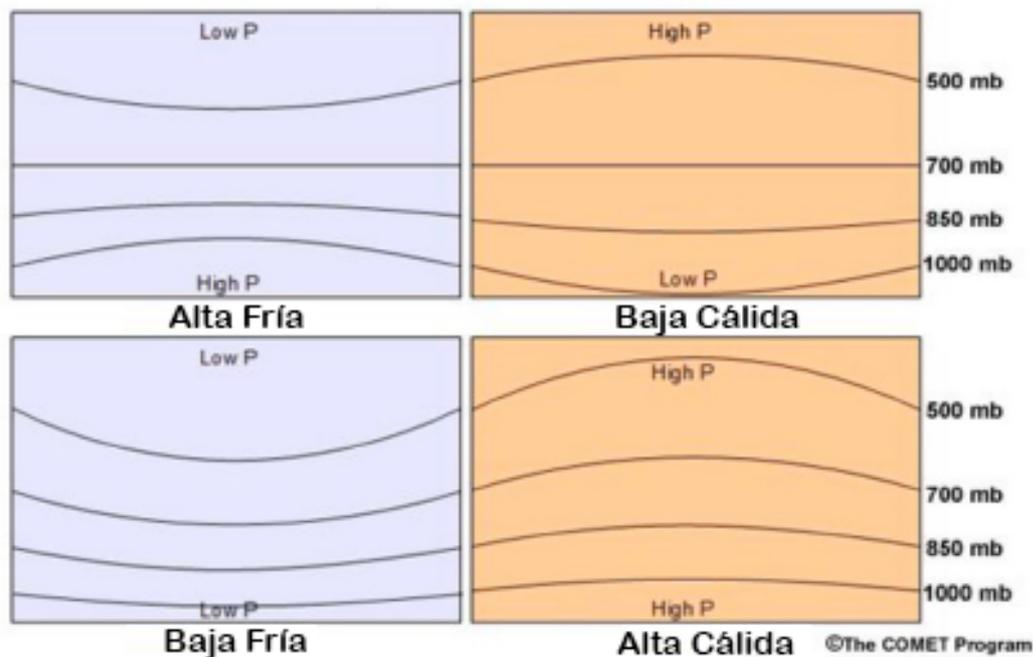


Figura 2.1: Esquema teórico de cortes transversales mostrando la relación entre presión en superficie, temperatura y presión en niveles altos en los diferentes tipos de ciclones y anticiclones. Fuente: página web del proyecto The COMET de la Corporación Universitaria para la Investigación Atmosférica (UCAR).

En la atmósfera terrestre se observan claramente dos tipos de ciclones clásicos. Uno de ellos es el típico ciclón que se forma en latitudes medias: el ciclón extratropical o ciclón de núcleo frío. El otro ciclón típico es el TC o ciclón de naturaleza cálida: huracán que se forma en bajas latitudes. Por lo tanto, tal y como se ha introducido previamente, el viento térmico es positivo (negativo) en los ciclones extratropicales (tropicales). Este razonamiento fue fundamental para el desarrollo de la herramienta del *Cyclone Phase Space* (CPS) por Hart en 2003 (ver Capítulo de *Metodología*).

Aparte de las diferencias térmicas y dinámicas, los ciclones con núcleo frío y cálido también pueden obtener más características que les hace diferenciarse uno del otro en su génesis, su madurez e interacción con el ambiente de su alrededor. Los ciclones de núcleo frío obtienen la energía

mediante la inestabilidad baroclina (Charney, 1947; Eady, 1949), es decir, obtienen la energía para su desarrollo y su madurez mediante gradientes térmicos horizontales que se yuxtaponen con cizalladura vertical del viento. Sin embargo, los ciclones con núcleo cálido adquieren energía fundamentalmente de la convección profunda y liberación de calor latente en un ambiente barotrópico (Charney y Eliassen, 1964), siendo los flujos húmedos y cálidos en superficie, generados por altas temperaturas de superficie del mar (SST, por sus siglas en inglés), los que determinan la intensificación de los TCs (Emanuel, 1986; Rotunno y Emanuel, 1987). Los flujos de calor latente y sensible aportan humedad a la capa límite atmosférica de los TCs, añadiendo energía potencial y comprimiendo la energía estática húmeda del aire. Es por ello por lo que un TC se intensifica cuando convierte la energía húmeda estática en energía cinética.

Por lo tanto, las características de los distintos tipos de ciclones están determinadas por el ambiente atmosférico en el que están y la energía que utilizan para desarrollarse. Los TCs toman su energía fundamentalmente del calentamiento diabático y los flujos de calor latente y sensible que caracterizan un ambiente barotrópico. Sin embargo, estos procesos tienen un papel secundario en los ciclones extratropicales dado que su intensificación depende principalmente de gradientes térmicos horizontales y la cizalladura vertical del viento. No obstante, existe un tipo de ciclón en el continuo de estos dos tipos de ciclones, que ambos son el extremo del otro. Este tipo de ciclones son los híbridos, que comparten características tanto de los ciclones extratropicales como de los TCs (Figura 2.2).

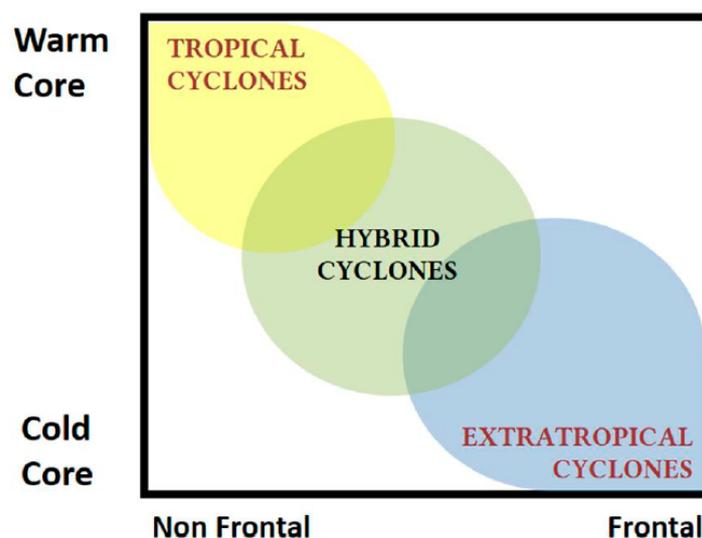


Figura 2.2: Clasificación esquemática de los ciclones atmosféricos basados en sus características térmicas y frontales. Adaptado de Beven (1997).

Para tener un mayor conocimiento de los tipos de ciclones existentes, se introduce brevemente el conocimiento teórico que la comunidad científica tiene sobre ellos. Para ello, los principales modelos conceptuales que se han desarrollado van a ser descritos. Sin embargo, los ciclones híbridos serán tratados en el subapartado de tipos de transiciones de ciclones debido a su singularidad.

2.1.1. Ciclones extratropicales

Existen numerosos modelos conceptuales que explican la formación y la evolución de los ciclones extratropicales, pero predominan principalmente dos: el modelo clásico Noruego y el modelo *Shapiro-Keyser*.

Los autores Bjerknes y Solberg en 1922 fueron los pioneros de la meteorología sinóptica observacional desarrollando el modelo clásico Noruego de ciclones. El modelo Noruego describe el desarrollo de un ciclón que evoluciona en la circulación general del oeste de las masas de aire (Bjerknes y Solberg, 1922). Las condiciones meteorológicas pueden ser interpretadas de una forma sencilla mediante el análisis de frentes. Dichos frentes en superficie suelen estar asociado al gradiente de la temperatura o de temperatura potencial en 850 hPa. El proceso de desarrollo de un ciclón según el modelo Noruego (Figura 2.3a) es el siguiente:

- I. Un frente se forma en la parte cálida de un chorro extratropical que está relacionado con una vaguada en altura y una baja en superficie.
- II. El frente se intensifica cuando una baja presión en superficie se profundiza. Los movimientos verticales asociados desarrollan la nubosidad y la precipitación y la vaguada en niveles altos profundiza la baja en superficie.
- III. El frente se ocluye cuando el frente frío se mueve más rápido que el frente cálido. Cuando ambos frentes se unen, se convierten en un frente ocluido y la región del aire cálido (entre el frente frío y cálido) comienza a desprenderse del centro de la baja. Al mismo tiempo, la profundización de la presión en superficie decae y la corriente en chorro se introduce por el punto de oclusión.
- IV. La perturbación atmosférica desaparece mientras que la presión en superficie aumenta debido a que cesan los movimientos ascendentes a escala sinóptica. Sin embargo, un débil frente ocluido permanece.

Una de las desventajas del modelo Noruego es su ineficacia fuera del flujo de poniente. Es decir, existen diferentes tipos de sistemas depresionarios que no se explican mediante el Modelo Noruego. Un ejemplo de ellos son las depresiones aisladas en niveles altos (DANA, *cut-off low* en inglés) cuando alcanzan latitudes subtropicales (Nieto et al.,

2005). Otra desventaja que tiene el modelo Noruego es la explicación de la formación de los ciclones mediante la existencia previa de un frente (polar) que separa las masas de origen tropical de las masas de origen polar en el conjunto de la troposfera.

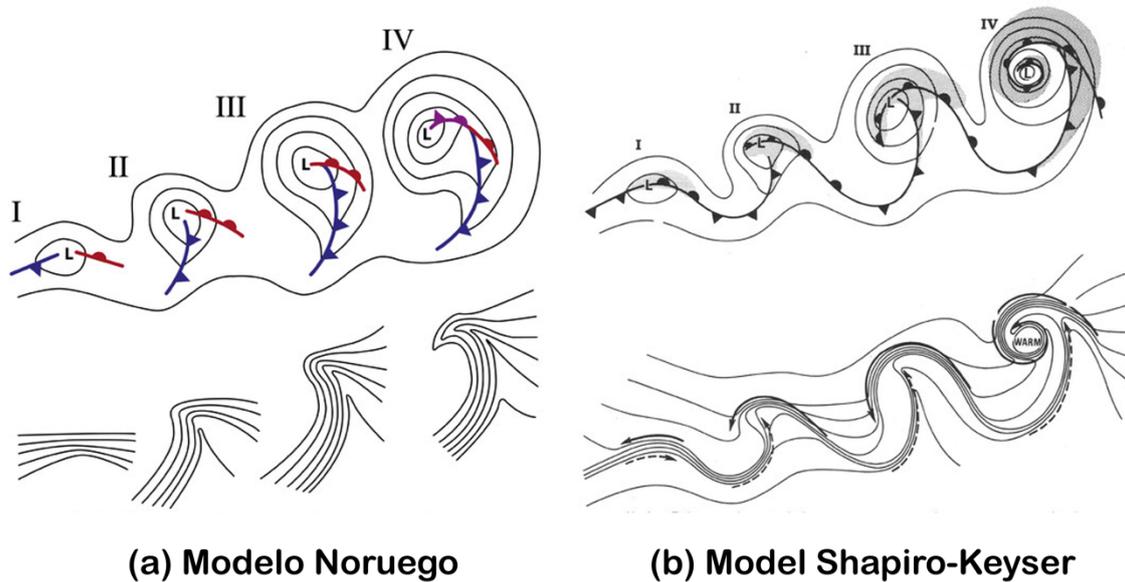


Figura 2.3: Desarrollo de un ciclón según (a) el modelo Noruego y (b) el modelo de Shapiro-Keyser. Adaptado de Schultz y Keyser (2021).

Shapiro y Keyser propusieron un nuevo modelo conceptual (modelo *T-bone*;) en el que se describe cuatro fases distintas en el ciclo de vida de un ciclón extratropical (Shapiro y Keyser, 1990) que difiere del modelo Noruego. Este modelo conceptual está basado en la combinación de numerosas simulaciones numéricas de intensos ciclones atlánticos (Kuo et al., 1990) y observaciones provenientes de campañas experimentales. El elemento diferencial que introduce el modelo Shapiro-Keyser respecto al modelo Noruego es que el frente cálido se extiende hacia la parte anterior al mismo tiempo que un frente frío empieza a desprenderse del centro de la baja. Esta extensión del frente cálido es denominada frente cálido replegado (*back-bent warm front*;, en inglés), que también es llamado *bent-back occlusion* (en inglés). Mientras que el proceso de oclusión en el modelo Noruego está caracterizado por la reducción de la región cálida y su desaparición en altura, en el modelo Shapiro-Keyser parte de esta región cálida es adveccionada hacia el centro del ciclón, proporcionando un calentamiento del núcleo y, en algunos casos, favoreciendo una TT. El proceso de desarrollo de un ciclón según el modelo Shapiro-Keyser (Figura 2.3b) es el siguiente:

- I. La perturbación atmosférica inicial comienza como un frente polar. La formación frontal comienza a lo largo de la región límite entre las diferentes masas de aire. Se trata, por tanto, de una zona baroclina.

- II. El gradiente de temperatura se debilita en el área circundante del centro del ciclón. Dicho gradiente es acompañado simultáneamente de la intensificación del frente cálido y un nuevo gradiente de temperatura se forma corriente arriba de la baja en superficie. En este instante temporal, el frente cálido es cuasiperpendicular al frente frío, de ahí de que se denomine también al modelo Shapiro-Keyser como modelo *T-bone*.
- III. El debilitamiento previo del gradiente de temperatura provoca una fractura en la estructura frontal, teniendo como consecuencia el desprendimiento del frente frío del frente cálido. En diferencia al modelo Noruego, ambos frentes nunca interactúan entre ellos.
- IV. En coordenadas centradas en el ciclón, el frente cálido se desarrolla hacia la parte anterior del centro del sistema con su zona delantera enrollándose rápidamente envolviendo al ciclón. El resultado es el frente cálido *bent-back*, provocando que el aire cálido aislado esté presente en el centro del ciclón.

2.1.2. Ciclones tropicales

Previamente se ha expuesto que en un ambiente barotrópico favorable, una perturbación atmosférica, principalmente en los trópicos, puede dar lugar a la generación de un TC. Si el ambiente favorable se mantiene (es decir, SST cálida y baja cizalladura vertical), dicha perturbación puede evolucionar hacia una ciclogénesis tropical para obtener un mayor grado de organización y de intensificación, permitiendo que el TC adquiera una estructura prácticamente simétrica. Asimismo, la intensificación de un TC necesita de una larga interacción con el océano. Sin embargo, cuando un TC entra en una zona en el que ambiente no sea favorable para su sustento, el sistema decaerá o experimentará una transición extratropical (ET, por sus siglas en inglés). Este ambiente hostil suele estar caracterizado, fundamentalmente, por temperaturas oceánicas frías y fuerte cizalladura vertical del viento.

Cuando un TC alcanza la etapa de plena madurez, el flujo de vientos va hacia arriba y al interior del sistema en niveles bajos con un giro ciclónico en forma de espiral. Sin embargo, en niveles altos, es decir, en el tope de la troposfera, el flujo va hacia afuera del sistema ciclónico con giro anticiclónico. La región central, caracterizada por la falta de nubosidad, se distingue por fuerte subsidencia, vientos flojos o relativamente en calma y presión en superficie más baja del sistema. Para un TC que está en un estado estable, la subsidencia que ocurre en el centro del sistema sirve para compensar el aire ascendente en el área donde la convección es dominante, debido a la conservación de la masa.

No obstante, en TCs débiles, la formación del ojo puede no ser tan evidente en imágenes de satélite.

La región de convección profunda se organiza en bandas de tormentas alrededor del centro del sistema o del ojo que, constituye a su vez, la pared del ojo y está asociado con los vientos más fuertes. Una indicación notable de la intensificación de un TC es la aparición de vórtices en la pared del ojo y el desarrollo de un ojo asimétrico, que posteriormente vuelve a ser simétrico. No obstante, otra indicación de intensificación del sistema, son los *overshooting* que producen distintos pulsos de la convección, resultando en un reforzamiento de la convección debido a la inestabilidad térmica.

Como se ha introducido anteriormente, los ciclones híbridos comparten características tanto de los ciclones extratropicales como tropicales. Este tipo de ciclones suceden en un tipo de transición de ciclones: la TT. Es por ello por lo que este tipo de ciclón se va a profundizar en la sección de TTs.

2.2. Transiciones de ciclones: extratropical y tropical

Los diferentes sistemas ciclónicos pueden evolucionar de uno a otro, proceso denominado *transición*. Un ejemplo es la línea de investigación que da lugar esta tesis doctoral, la TT, donde un ciclón extratropical experimenta el proceso para convertirse en un TC. En la Figura 2.2 se muestra un diagrama conceptual elaborado por Beven (1997) en el que se clasifica los diferentes tipos de ciclones en función de su naturaleza y la interacción-evolución-continuo en el espectro de los tipos de ciclones observados. Por lo tanto, no existe ningún límite físico en la atmósfera libre que prevenga que un tipo ciclón se transforme en otro tipo de ciclón o compartan características de los extremos de la clasificación de ciclones (híbrido).

Los riesgos asociados a los diferentes tipos de transiciones (por ejemplo, fuertes vientos, lluvias de alta intensidad o marejada ciclónica) son conocidos y, fundamentalmente, recaen en función del tipo de ciclón y su estructura (Wood et al., 2024). Sin embargo, sigue siendo una cuestión crítica la identificación de estos tipos de ciclones y las diferentes fases de sus transiciones, como la probabilidad de que ocurra una transición. Por lo tanto, la mejora de todas estas cuestiones recae en la subsecuente comunicación de la evolución de los potenciales impactos socioeconómicos y la gestión de estos.

2.2.1. Transiciones extratropicales

Una transición extratropical (ET; Evans et al., 2017) es un proceso por el cual un TC pierde el núcleo cálido simétrico que lo caracteriza y adquiere, gradualmente, características típicas de los ciclones con naturaleza fría y asimétrica incluyendo el desarrollo de frentes en superficie y acabando en un ciclón extratropical puro (Klein et al., 2000, Evans y Hart, 2003). Asimismo, una de las fases más peligrosas de los TCs es la ET. La gran mayoría de TCs que experimentan una ET sucede cuando el ciclón se desplaza hacia el norte, un área donde el ambiente reinante está dominado por temperaturas frías del mar, alta cizalladura y un ambiente baroclino que va *in crescendo*.

Cuando un TC esta experimenta un proceso de ET, sufre cambios notables en el campo de vientos en superficie con diferencias significativas respecto a un TC típico, dado que el campo de vientos se expande y el área de impacto es señaladamente mayor. El principal riesgo en esta fase conlleva que el ciclón puede alcanzar vientos huracanados en una región más grande. Además de alterar el campo de vientos, el proceso de ET puede producir fuertes precipitaciones en distinta manera que un TC. Además de la frontogénesis cálida, la interacción entre el TC y la corriente en chorro puede inducir precipitación asimétrica (Wood et al., 2024).

La trayectoria más típica de un TC que va a experimentar un proceso de ET en el Atlántico Norte es recurvarse sobre la cuenca occidental y moverse hacia el norte (Hart y Evans, 2001). Por lo tanto, las costas atlánticas con mayor probabilidad de tener impactos significativos por transición de un TC son las costas orientales norteamericanas y las costas occidentales europeas (Hart y Evans, 2001).

Las ETs conllevan interacciones en un amplio rango de escalas espaciales (de un TC a una vaguada baroclina) y temporales (de convectiva a sinóptica). Esto presenta un desafío notable para la representación de estos procesos complejos dinámicos y termodinámicos en los modelos de predicción numérica del tiempo. Las ETs implican además una reducción de la predictibilidad desencadenando o modificando el desarrollo del tren de ondas de Rossby y propagando así la incertidumbre de la predicción hacia regiones lejanas de la ET (López-Reyes et al., 2023).

2.2.2. Transiciones tropicales

Una TT es el proceso por el cual un ciclón baroclino de núcleo frío pierde su asimetría y gradualmente adquiere características típicas de TCs de núcleo cálido y simétricos, finalizando en un TC puro. Es justamente el proceso opuesto a una ET. En los últimos años este proceso de transición de ciclones ha recibido mayor atención por la comunidad

científica y los pronosticadores de meteorología tropical gracias al trabajo de Davis y Bosart (2004), autores que definieron este proceso. Asimismo, las bajas polares con núcleo cálido (*polar hurricanes*) y huracanes mediterráneos (*medicanes*, en inglés) tienen su génesis en este mismo proceso. Los efectos del proceso de una TT tienden a afectar únicamente al ciclón, mientras que una ET afecta tanto a la evolución del ciclón y al flujo corriente abajo que está asociado con numerosos impactos.

Hace unas décadas la literatura científica indicaba que las condiciones favorables para la ciclogénesis tropical eran únicamente de los trópicos (por ejemplo, Palmen, 1948; Gray, 1968; DeMaria et al., 2001). Sin embargo, en los últimos lustros se ha comprobado que las condiciones ambientales también pueden ser favorables fuera de los trópicos y no ser un fenómeno exclusivo de ellos. Prácticamente en el 50% de todos los TCs registrados en el Atlántico Norte han tenido influencia de procesos baroclínicos en sus etapas iniciales (Hess et al., 1995; Elsner et al., 1996; McTaggart-Cowan et al., 2013). El trabajo de McTaggart-Cowan et al. (2013) revela que la gran mayoría de TCs formados al norte que 25°N/S en el período 1948-2010 se desarrollaron en las inmediaciones de una perturbación troposférica en niveles altos en un ambiente baroclino. La frecuencia de las TTs en las distintas cuencas oceánicas está relacionada con la frecuencia de las perturbaciones en niveles altos alcanzando la zona de desarrollo de TTs desde latitudes medias (Wernli y Sprenger, 2007). Bentley et al. (2017) indagaron en esta asociación entre perturbaciones en niveles altos y procesos de TTs, y encontraron que los STCs que experimentan un proceso de TT podrían clasificarse en tres categorías en función de la perturbación en niveles altos: 1) depresiones aisladas en niveles altos (DANA), 2) vaguadas meridionales y 3) vaguadas zonales. A finales del siglo XX, se desconocía la frecuencia de ocurrencia y los mecanismos de las TTs como ciclogénesis tropical (Guishard, 2006). En los últimos años esta laguna en la literatura científica se ha ido cerrando, con distintos estudios documentando la frecuencia de ocurrencia de las TT en el Atlántico Norte (Davis y Bosart, 2003, 2004; Bentley et al., 2016; Calvo-Sancho et al., 2022).

Los TCs que tienen un origen baroclino tienen un reforzamiento diabático que actúan homogeneizando el perfil de viento para un rápido descenso de la cizalladura vertical del viento. La redistribución vertical de la vorticidad potencial (PV) debido a la convección resulta en un incremento de la PV en niveles altos y una reducción en niveles bajos en el ambiente cuando se está produciendo la transición hacia un TC (Figura 2.4, Hulme y Martin, 2009ab; Galarneau et al., 2010; Calvo-Sancho et al., 2022). El proceso de TT descrito por Davis y Bosart (2003, 2004) recalca el ambiente puramente baroclino en los primeros momentos del proceso. Mientras la TT está en marcha, el ciclón extratropical inicial comienza a mostrar características tanto de un ciclón baroclino como de un ciclón barotropical, es decir, de un ciclón híbrido o subtropical.

En los últimos lustros ha existido un incremento notable de los estudios centrándose en el entendimiento de los ciclones híbridos gracias al aumento de la resolución de las simulaciones numéricas. Por ello, los ciclones con características tropicales han podido ser analizados en regiones fuera de los trópicos (región típica de génesis de los TCs). Existen numerosos ejemplos de ciclones híbridos: STCs, ciclones mediterráneos con características tropicales o *medicanes*, bajas polares, seclusiones cálidas o transiciones de ciclones, como es el caso de la TT y subtropical (Emanuel y Rotunno, 1989; Quitián-Hernández et al., 2016; Miglietta y Rotunno, 2019; Gutierrez-Fernandez et al., 2024; Wood et al., 2024). La importancia de este tipo de ciclones recae en que ciertos ciclones híbridos tienen una alta probabilidad de convertirse en TCs en las siguientes fases, teniendo así potencial de producir mayor impacto socioeconómico.

Diferentes estudios han revelado que los TCs provenientes de un proceso de TT suelen desarrollarse sobre SSTs por debajo del tradicional umbral de 26.5°C para la ciclogénesis tropical (Palmen, 1948; Gray, 1968). Mauk y Hobgood (2012) destacaron el potencial para la ciclogénesis tropical de los TCs resultantes de una TT en el noreste del Atlántico Norte cuando las SSTs relativamente frías, es decir, en ambientes caracterizados por una estabilidad reducida. Asimismo, el trabajo de McTaggart-Cowan et al. (2015) propuso la revisión del umbral de SST para el desarrollo de sistemas tropicales en ambientes baroclínicos por la presencia de una perturbación troposférica en niveles altos. Esta característica podría propiciar una reducción de la altura de la tropopausa dinámica y unos mayores tasas de cambio de temperatura con la altura o *lapse-rates*, facilitando el desarrollo de convección profunda húmeda que termina en una TT. Para identificar áreas favorables a la ciclogénesis tropical vía TT se desarrolló el índice *Coupling Index* (CI). El CI se compone de la diferencia de temperatura potencial en la tropopausa dinámica y la temperatura potencial equivalente en el nivel de 850 hPa. Por consiguiente, se trata de una cizalladura térmica.

Aunque las transiciones subtropicales prácticamente no se han abordado en la literatura científica, se podrían considerar como una parte de un proceso de TT, concretamente, en la primera etapa cuando el ciclón comienza a adquirir características tropicales (Quitián-Hernández et al., 2021; Calvo-Sancho et al., 2023c). Una vez que la transición subtropical es completada, el ciclón tendría estructura subtropical y podría continuar su TT hacia un TC, mantenerse como un STC hasta su desaparición o morir como un ciclón extratropical débil. Por lo tanto, se podría decir que un STC es una TT que no ha llegado a término o, en otras palabras, los STCs son ciclones extratropicales que comienza su transición hacia un TC pero nunca llega a alcanzar la última etapa como TC puro.

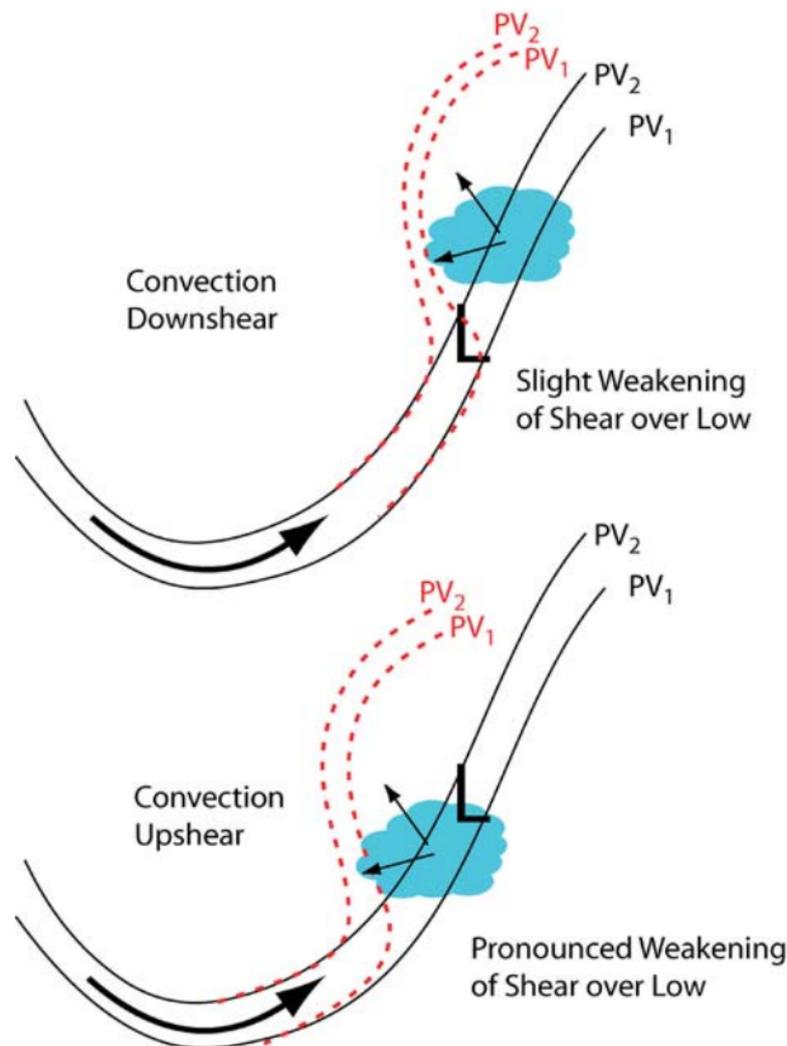


Figura 2.4: Efecto de la convección (área azul) (arriba) *downshear* y (abajo) *upshear*, relativo a la baja en superficie ("L"). Las flechas pequeñas indican el movimiento de la divergencia cerca de la tropopausa. Las flechas grandes indican el flujo del chorro en niveles altos. Las líneas solidas son dos PV iniciales ($PV_2 > PV_1$), y las líneas rojas punteadas indican la posición de los mismos contornos después de que la convección profunda haya comenzado. Figura y pie de figura de Davis y Bosart (2004).

2.2.3. Teoría del espectro de la energía cinética

Actualmente, la gran mayoría de predicciones meteorológicas tienen su base en los modelos de predicción numérica del tiempo, que, por tanto, se erigen en herramientas indispensables para la investigación en meteorología y climatología, al mismo tiempo que para otras ramas de investigación en el campo de la geofísica. La evaluación y validación de estos modelos, su evolución y aplicaciones están en constante discusión y estudio para intentar mejorar su pericia.

Para un experimento de modelización numérica, uno de los factores más importantes a considerar en la configuración de un modelo es la resolución. Las resoluciones, tanto espacial como temporal, tienen un papel fundamental en el resultado de la simulación (Adlerman y Droegemeier, 2002; Bryan et al., 2003). Además, también tienen un papel relevante en la capacidad de cómputo pudiendo llegar a ser factores limitantes, dependiendo de la resolución escogida. En los últimos años, gracias al aumento de la capacidad computacional, las resoluciones espacial y temporal han ido incrementándose hasta llegar a un punto que supone un desafío para su propia mejora. Esto se ha visto reflejado principalmente en los modelos mesoescalares de área limitada que están rozando la microescala (Prósper et al., 2019; Siewert y Kroszczynski, 2020). Ello representa un problema intrínseco, ya que, como es obvio, los modelos de mesoescala (400 – 4 km) no están originalmente diseñados para una simulación de microescala (< 4 km). Por tanto, se hace necesario adecuar las parametrizaciones físicas para computar aquellos procesos asociados a microescala y que, previamente, no se habían tenido en cuenta (Hong et al., 2004; Gramelsberger, 2010; Muñoz-Esparza et al., 2017; Sun et al., 2013). Estos límites hacen necesario conocer el límite físico del modelo en función de la resolución que se va a utilizar (Bolgiani et al., 2020). Esto se conoce como *resolución efectiva* y que se considera como la distancia física en la que el comportamiento del modelo es fiable en una variable particular.

Para evaluar la resolución efectiva se procede con la generación del espectro de la energía cinética simulada por el modelo (Skamarock, 2004) calculando la disipación de la misma mediante descomposición espectral del campo simulado de velocidad del viento. Los modelos numéricos “cierran” el cálculo de la energía cinética en cierto punto (resolución en frecuencia o en km) y a partir de él proceden a filtrarla mediante difusión numérica (Knievel et al., 2006; Skamarock et al., 2008). La separación entre la curva de la energía cinética simulada de la curva observada (obtenida a partir de observaciones; Lindborg 1999) indica la resolución efectiva (Figura 2.5), que normalmente suele ser siete veces el paso de malla o tamaño de *grid* ($7\Delta x$). La curva del espectro energético por debajo de la resolución efectiva no es incorrecta según términos físicos, pero la simulación obtenida conlleva incertidumbre a esa escala (normalmente es en mesoescala y/o microescala). Por lo tanto, conociendo los límites y las incertidumbres de una simulación numérica se puede analizar el evento.

Según Nastrom y Gage (1985), la energía cinética asociada a procesos planetarios y de gran escala siguen una curva teórica de disipación proporcional a k^{-3} (Kolmogorov, 1941) mientras que la energía atmosférica disipa proporcionalmente a $k^{-5/3}$ a mesoescala. En la alta tropósfera las curvas teóricas se “desvanecen” hacia el límite de la microescala (≈ 4 km). En su Ecuación 71, Lindborg (1999) usa estas observaciones para mostrar una expresión que describe la disipación de la energía cinética. Las

condiciones sinópticas, la geografía del área de estudio o la topografía local pueden influir y originar diferencias entre la curva simulada respecto a la observada (Skamarock, 2004; Ricard et al., 2013). Estas condiciones de la curva también están presentes en las simulaciones numéricas debido al tamaño de *grid* y del dominio. Además, los modelos de área limitada introducen modificaciones adicionales a la curva (Skamarock, 2004).

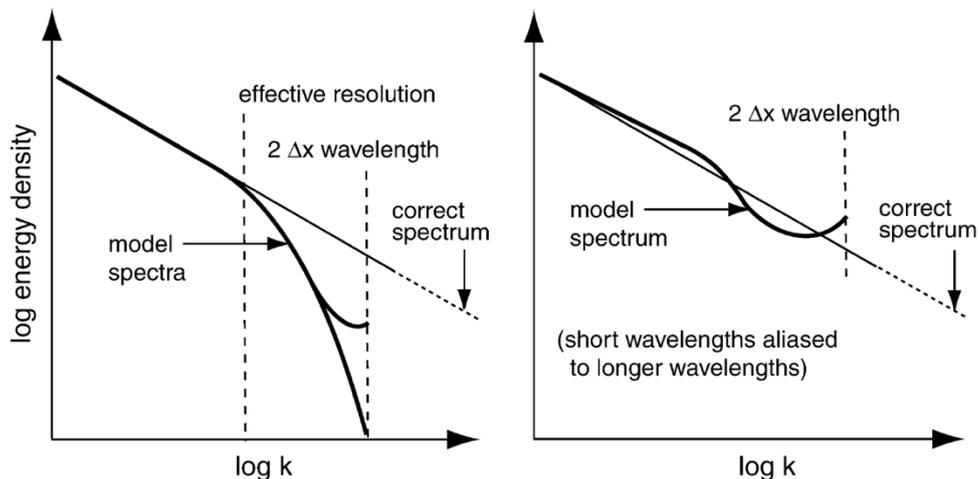


Figura 2.5: Ilustración del posible comportamiento de las colas espectrales obtenidas en simulaciones numéricas. Figura y pie de figura de Skamarock (2004).

En la comunidad científica existe un debate sobre el origen de la energía adicional en el espectro de energía en mesoescala que lleva a que la pendiente de la curva pase desde k^{-3} hasta $k^{-5/3}$ (Takahashi et al., 2006; Hamilton et al., 2008). Algunos autores sugieren que una cascada de energía no lineal fuerza el espectro mesoescalar a un estado de energía mayor (VanZandt, 1982; Lindborg y Cho, 2001; Tulloch y Smith, 2006; Lindborg, 2007). Otros trabajos apoyan la idea de que la mesoescala es energizada por una transferencia de movimiento ascendente no lineal producido principalmente por procesos convectivos y de calor latente (Lilly, 1983; Gage y Nastrom, 1986; Vallis et al., 1997).

Además de los espectros energéticos obtenidos en esta memoria siguiendo lo anteriormente expuesto, se ha analizado el papel de los componentes en los que la tendencia de energía cinética se subdivide. La tendencia de la energía cinética se compone de diferentes términos físicos que analizan los distintos intercambios de energía entre niveles atmosféricos y las conversiones entre energía cinética y potencial o diferentes formas termodinámicas. El estudio de cada término de la tendencia de energía permite aumentar el conocimiento de la dinámica del espectro de la energía cinética a mesoescala permitiendo estimar la pericia de un sistema de predicciones numéricas (Lorenz, 1969; Ricard et al., 2013; Skamarock et al., 2014; Weyn y Durran, 2017).

Según Peng et al. (2015a, b) y Zheng et al. (2020), la tendencia del espectro energético puede dividirse en los siguientes términos:

$$\partial_t E_h(\mathbf{k}) = C_{A \rightarrow h}(\mathbf{k}) + \partial_z F_{p\uparrow}(\mathbf{k}) + t_h(\mathbf{k}) + \partial_z F_{h\uparrow}(\mathbf{k}) + D_h(\mathbf{k}) + J_h(\mathbf{k}) + H_h(\mathbf{k}) + Dis_h(\mathbf{k}) \quad (2.1)$$

donde $\partial_t E_h(\mathbf{k})$ es el término de la tendencia neta de la energía cinética horizontal, $C_{A \rightarrow h}(\mathbf{k})$ representa la conversión espectral de energía potencial disponible a energía cinética horizontal, $F_{h\uparrow}(\mathbf{k})$ y $F_{p\uparrow}(\mathbf{k})$ representan los flujos verticales de energía cinética horizontal y presión, respectivamente y, por lo tanto, $\partial_z F_{h\uparrow}(\mathbf{k})$ y $\partial_z F_{p\uparrow}(\mathbf{k})$ son los términos de flujo vertical de divergencia de energía y de presión, $t_h(\mathbf{k})$ es el término de transferencia espectral no lineal, $D_h(\mathbf{k})$ representa la tendencia espectral debido a la divergencia tridimensional, $H_h(\mathbf{k})$ representa la tendencia espectral debido a procesos diabáticos, $J_h(\mathbf{k})$ y $Dis_h(\mathbf{k})$ son los términos adiabáticos no conservativos y disipativos, respectivamente.

Estos términos de la Ecuación (1.1) pueden ser expresados como sigue:

$$C_{A \rightarrow h}(\mathbf{k}) = -c_p \bar{\rho} \bar{\theta} \widehat{w} \partial_z \widehat{\pi}' \quad (2.2)$$

$$F_{p\uparrow}(\mathbf{k}) = -c_p \bar{\rho} \bar{\theta} \widehat{w} \widehat{\pi}' \quad (2.3)$$

$$t_h(\mathbf{k}) = -\bar{\rho} \widehat{\mathbf{u}} \cdot \text{DCT}[\mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + \mathbf{u} \nabla \cdot \mathbf{u} / 2] + \bar{\rho} \{ \partial_z \widehat{\mathbf{u}} \cdot \text{DCT}[\mathbf{w} \mathbf{u}] - \widehat{\mathbf{u}} \cdot \text{DCT}[\mathbf{w} \partial_z \mathbf{u}] \} / 2 \quad (2.4)$$

$$F_{h\uparrow}(\mathbf{k}) = -\bar{\rho} \widehat{\mathbf{u}} \cdot \text{DCT}[\mathbf{w} \mathbf{u}] / 2 \quad (2.5)$$

$$D_h(\mathbf{k}) = \bar{\rho} \widehat{\mathbf{u}} \cdot \text{DCT}[\mathbf{u}(\partial_z \mathbf{w} + \nabla \cdot \mathbf{u})] / 2 \quad (2.6)$$

$$J_h(\mathbf{k}) = -F_{h\uparrow}(\mathbf{k}) \partial_z \ln \bar{\rho} \quad (2.7)$$

$$H_h(\mathbf{k}) = c_p \bar{\rho} \widehat{H}_m \widehat{\pi}' \quad (2.8)$$

$$Dis_h(\mathbf{k}) = \bar{\rho} \widehat{\mathbf{u}} \cdot \widehat{Dis}_u \quad (2.9)$$

donde $\widehat{f} = \text{DCT}[f]$, representando f cualquiera de las variables o términos en las ecuaciones y DCT la transformada discreta de coseno. ∇ es el operador del gradiente horizontal, w es la velocidad vertical, c_p es el calor específico en aire seco a presión constante, $\bar{\theta}$ es la variación en altura de la temperatura potencial en estado básico. $\pi' = \pi - \bar{\pi} = (p/p_0)^{R_d/c_p} - (\bar{p}/p_0)^{R_d/c_p}$ es la presión perturbada de Exner, siendo p, p_0, \bar{p} la presión, la presión de referencia en superficie y la presión en estado básico, respectivamente. R_d es la constante de los gases para aire seco. Además, $H_m = (1 + 1.61q_v)S_\theta + 1.61\theta S_{qv}$ es la contribución diabática combinada, siendo q_v la razón de mezcla del vapor de agua, θ es la temperatura potencial y S_{qv} y S_θ las contribución diabáticas de $d\theta/dt$ y

dq_v/dt , respectivamente. Finalmente, Dis_u representa la disipación del vector horizontal de la velocidad.

En esta tesis doctoral se realiza, por vez primera a conocimiento del autor, un estudio de espectros energéticos de diversas TTs. Para ello, se analiza la tendencia del espectro energético en sus diversos componentes para averiguar aquellos términos relevantes durante el desarrollo de una TT, simulando diversos eventos de TTs con los modelos HARMONIE-AROME y WRF-ARW (Véase Capítulo de *Resultados*, artículo Calvo-Sancho et al., 2023a).

Objetivos

Los capítulos previos de Introducción y Estado del arte han aportado información del actual conocimiento del proceso de TT en el Atlántico Norte. Con esta tesis doctoral se pretende mejorar el conocimiento general sobre ciclones que han experimentado procesos de TT en el Atlántico Norte en clima presente mediante simulaciones numéricas. Todo ello se aborda desde diversas perspectivas y se plasma en cuatro publicaciones científicas incluidas en el capítulo de *Resultados*.

Un importante objetivo es comprender los mecanismos de génesis de las TTs en la zona oriental y central del Atlántico Norte (Objetivo 1). Ningún estudio previo, a conocimiento del autor de esta memoria, ha estudiado ciclones con este tipo de proceso de ciclogénesis en esa región. Otro objetivo de esta tesis doctoral consiste en analizar espectros de la energía cinética turbulenta asociada a las TTs, estudio que se ha realizado tanto sobre el reanálisis atmosférico ERA5 (Objetivo 2) como en los modelos numéricos de predicción meteorológica de área limitada HARMONIE-AROME y WRF-ARW (Objetivo 3). Estos estudios informan sobre la resolución efectiva de los modelos numéricos utilizados. Los análisis presentados en la presente memoria son los primeros que, utilizando climatologías del reanálisis ERA5 en diferentes bandas latitudinales (dominio periódico), examinan espectros de la energía cinética turbulenta. La información aportada por cada uno de los términos (budget) en los que puede dividirse la tendencia de energía cinética ha sido estudiada utilizando simulaciones numéricas con dos modelos (WRF-ARW y HARMONIE-AROME). HARMONIE-AROME, modelo actualmente operativo en la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), ha sido por primera vez evaluado en este ámbito en la temática de TTs. Por último, tras obtener los resultados relativos a la resolución efectiva del espectro energético, se han evaluado y verificado diferentes TTs mediante simulaciones numéricas con ambos modelos (Objetivo 4). Para ello se han utilizado datos observacionales, datos satelitales y diferentes métodos de verificación.

Las cuestiones abordadas en esta memoria de tesis doctoral son las siguientes:

Objetivo 1:

- Elaboración de una base de datos de eventos de TTs en el Atlántico Norte.
- ¿Cuáles son las características sinópticas comunes que están presente en un proceso de TT en el Atlántico Norte?

- ¿Existen diferencias y/o similitudes sinópticas en los procesos de TT en las zonas oriental y central del Atlántico Norte?

Las respuestas a estas cuestiones se encuentran en la sección 6.1 del Capítulo 6: An Environmental Synoptic Analysis of Tropical Transitions in the Central and Eastern North Atlantic (Calvo-Sancho et al. 2022).

Objetivo 2:

- ¿El reanálisis atmosférico ERA5 puede resolver la curva del espectro de energía cinética turbulenta obtenida por Lindborg (2005) a partir de datos observacionales?
- ¿Existen diferencias en las curvas de espectros entre distintas bandas latitudinales del hemisferio norte?
- ¿La resolución efectiva varía en función de la banda latitudinal?
- ¿Qué diferencias hay en las curvas espectrales de energía cinética turbulenta de ERA5 si el dominio es periódico o es de área limitada?

Las respuestas a estas cuestiones se encuentran en la sección 6.2 del Capítulo 6: Wind kinetic energy climatology and effective resolution for the ERA5 reanalysis (Bolgiani et al. 2022).

Objetivo 3:

- ¿Los modelos HARMONIE-AROME y WRF-ARW resuelven correctamente la curva del espectro de energía cinética turbulenta en todas sus escalas?
- ¿Existen diferencias en la predictibilidad entre las TTs y modelos?
- Respecto al *budget* energético, ¿qué términos juegan un mayor rol en la energía cinética turbulenta de eventos con TTs?

Las respuestas a estas cuestiones se encuentran en la sección 6.3 del Capítulo 6: Horizontal Kinetic Energy Analysis of Tropical Transition simulations with the WRF and HARMONIE-AROME models (Calvo-Sancho et al. 2023a).

Objetivo 4:

- ¿Los modelos reproducen correctamente la trayectoria e intensidad del viento de las TTs simuladas?

- ¿Los modelos reproducen la temperatura de brillo y la precipitación y, por ende, la convección asociada a estos sistemas?
- ¿Qué modelo es mejor para la simulación de TTs en el Atlántico Norte?

Las respuestas a estas cuestiones se encuentran en la sección 6.4 del Capítulo 6: Assessing the performance of the HARMONIE-AROME and WRF-ARW numerical models in North Atlantic Tropical Transitions (Calvo-Sancho et al. 2023b).

Datos y modelos numéricos

Las bases de datos y los modelos numéricos utilizados en esta memoria de tesis doctoral se describen en esta sección. Se ha dividido en dos subsecciones en función de la naturaleza de los datos: (1) reanálisis y datos observacionales y (2) modelos numéricos.

4.1. Reanálisis y datos observacionales

4.1.1. Datos de reanálisis

En las últimas décadas los reanálisis atmosféricos han experimentado importantes progresos con la aplicación de técnicas modernas de asimilación de datos y nuevas formas de observación de la Tierra. Los reanálisis atmosféricos son la principal fuente de datos atmosféricos para el análisis y la identificación del estado y evolución de la atmósfera, y la comprensión de la variabilidad y el cambio climático antropogénico en diferentes escalas espaciotemporales. Por lo tanto, estos conjuntos de datos atmosféricos son herramientas muy útiles y potentes para la monitorización climática y la investigación atmosférica.

Los conjuntos de datos de reanálisis atmosféricos son creados mediante un esquema asimilación de datos inmutables (*“frozen”*) y un modelo de predicción numérica que ingesta todas las observaciones disponibles en el período disponible de 6-12 h. Este marco inalterable proporciona una estimación dinámicamente consistente del estado climático y atmosférico en cada paso de tiempo. Sin embargo, hay una componente en los reanálisis atmosféricos que inevitablemente varía, y la constituyen los datos observacionales utilizados en formato bruto, que incluyen radiosondeos atmosféricos, datos satelitales, boyas marinas y datos de sensores en barcos y aviones. No obstante, en los últimos años se ha incrementado significativamente el número de observaciones debido a la entrada en operatividad de nuevas plataformas como AEOLUS de la *Agencia Espacial Europea* (ESA). Actualmente, aproximadamente entre 7 y 9 millones de observaciones son ingestadas en cada paso de tiempo (Hersbach et al., 2020).

Por lo tanto, el estado de la atmósfera en los reanálisis atmosféricos es significativamente sensible a las observaciones disponibles en cada período espaciotemporal. Mayor número de observaciones meteorológicas y climáticas influye en la representación de la variabilidad climática en distintas zonas del planeta. Un ejemplo de ello es el hemisferio norte: más del 87% de la población mundial vive en territorios del hemisferio norte, permitiendo una mayor densidad de observaciones en el que sistema de asimilación de datos juega un papel más relevante

que el propio modelo en sí. Sin embargo, en el hemisferio sur únicamente reside el 13% de la población mundial. Además, la proporción océano-tierra es sustancialmente mayor en el hemisferio sur. Esto provoca que las componentes físicas del modelo tengan un papel más relevante que el sistema de asimilación de datos, generando una variabilidad artificial y tendencias temporales espurias debido a la falta de coherencia en la densidad de observaciones entre ambos hemisferios y la combinación de las nuevas formas de observación de la Tierra con las antiguas.

A pesar de los sesgos mencionados, los datos de reanálisis han demostrado ser bastante útiles en el estudio del clima, siempre y cuando se utilicen conociendo la fuente de incertidumbre asociada a las observaciones ingestadas y del propio modelo físico.

La principal ventaja del uso de reanálisis atmosféricos en el estudio del clima radica en su naturaleza global, lo que garantiza una distribución espaciotemporal coherente de un amplio conjunto de variables atmosféricas básicas y derivadas. Esta consistencia en los datos ha permitido a la comunidad científica llevar a cabo numerosas investigaciones sobre procesos climáticos (por ejemplo, Taszarek et al., 2020; Coffey et al., 2020; Alonso-González et al., 2021; Calvo-Sancho et al., 2022).

Distintos centros de predicción numérica del tiempo a nivel global generan sus propios reanálisis globales y, a su vez, distintos reanálisis regionales enfocados a una aplicación técnica. La base de los reanálisis regionales es la misma que los reanálisis globales, sin embargo, se diferencian en tener mayor resolución horizontal, mayor ingesta de datos observados y el uso de modelos numéricos de área limitada como el HARMONIE-AROME.

En esta tesis doctoral se ha utilizado el reanálisis atmosférico ERA5 ya que presenta alta resolución horizontal (0.25°) en un dominio global y un gran número de variables disponibles. ERA5 es el reanálisis de última generación producido por el *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF, Hersbach et al., 2020). El reanálisis ERA5 es una evolución de su antecesor, ERA-Interim (Dee et al., 2011), manifestando gran número de mejoras que proporciona mejor caracterización del estado climático en cada paso de tiempo. Este reanálisis tiene una resolución horizontal de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ con una resolución vertical de 137 niveles híbridos que siguen el terreno (Figura 4.1). Asimismo, el ECMWF produce un conjunto de datos paralelo con una resolución vertical de 37 niveles de presión interpolados desde los niveles híbridos a unos niveles tipo preestablecidos. ERA5 es generado usando el sistema de asimilación de datos más avanzado hasta la fecha, 4D-Var, y el CY41R2 del modelo de predicción *ECMWF Integrated Forecast System* (IFS, Buizza et al., 2018).

En el transcurso del desarrollo de esta tesis doctoral, el reanálisis ERA5 ha experimentado dos importantes actualizaciones en la disponibilidad temporal de los datos. En sus inicios, solo estaba disponible desde 1979 hasta el presente. Sin embargo, en 2022 el período temporal se extendió hasta 1950 y en 2023 hasta 1940. Esto ha permitido una mejor comprensión de los procesos climáticos en un contexto de cambio global como el actual. No obstante, en esta tesis doctoral se han utilizado únicamente datos desde 1979 debido a que los datos observacionales del NHC, utilizados en esta memoria, son estables y confiables desde el comienzo de la era satelital.

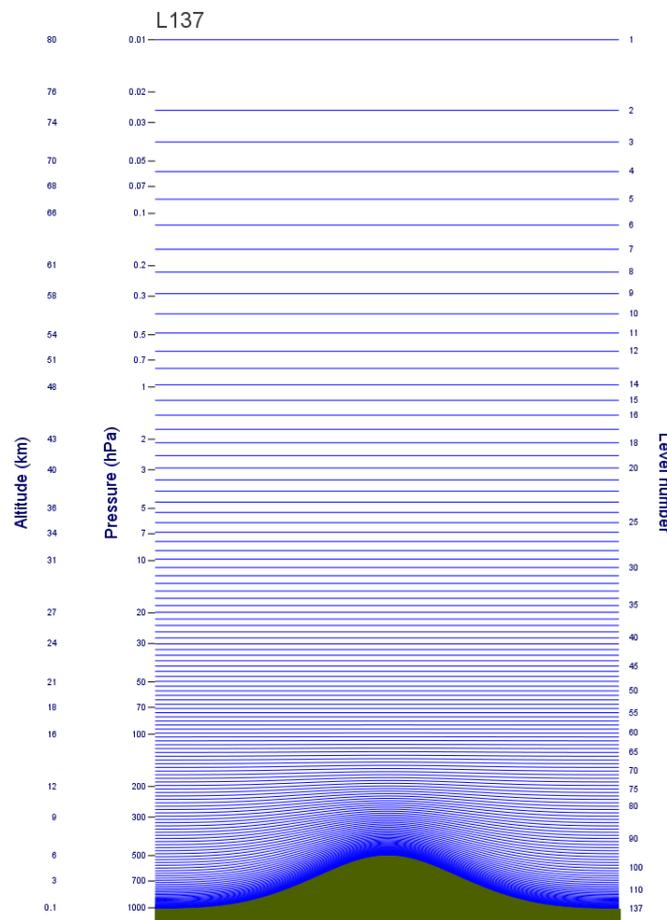


Figura 4.1: Distribución de los niveles híbridos del reanálisis ERA5 según su altura (km) y su nivel de presión (hPa). Fuente: ECMWF.

La alta resolución temporal ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) y la alta resolución temporal (1 h) de ERA5 ha permitido que este reanálisis sea seleccionado para la generación de una climatología de TTs en el Atlántico Norte (véase Artículo 1 en Capítulo 6). Asimismo, este reanálisis se ha utilizado para obtener espectros de la energía cinética turbulenta horizontal en el hemisferio norte y en el Atlántico Norte (véase Artículo 2 en Capítulo 6).

También, el reanálisis ERA5 ha sido utilizado como condiciones iniciales y de contorno en las simulaciones numéricas realizadas en esta tesis doctoral.

4.2. Datos observacionales

Como se ha mencionado en el apartado anterior, los datos observacionales son primordiales en el contexto de la creación de reanálisis atmosféricos y la predicción numérica del tiempo. Asimismo, son fuente fundamental para el estudio climático y la verificación objetiva de los modelos de predicción numérica.

En los últimos años se ha incrementado el número de distintas plataformas de observación de la Tierra proporcionando un conjunto continuo de datos, tanto espacial como temporalmente, que mejoran predicciones numéricas, reanálisis y la verificación objetiva de los mismos.

En esta tesis se han utilizado tres bases de datos observacionales. Se ha usado la base de datos de huracanes del NHC, y dos bases de plataformas satelitales: el satélite Meteosat de segunda generación y los datos de precipitación obtenidos por la misión de medida de precipitación global de la NASA, comúnmente llamada IMERG.

4.2.1. Base de datos de huracanes [NHC – HURDAT]

La base de datos de huracanes HURDAT (Jarvinen et al., 1984) está elaborada por el NHC. HURDAT contiene toda la información relacionada de cada TC después de un análisis posterior al sistema. El análisis llevado a cabo por el NHC a cada TC utiliza todas las observaciones disponibles, incluyendo observaciones que no estaban disponibles en el momento que ocurría el evento, resultando en una mejora del análisis realizado durante el evento. Además, el NHC realiza revisiones continuas de cualquier análisis previo de TC para actualizar de forma regular el registro histórico que se introduce mediante el *Best Track Change Committee* (Hagen et al., 2012). Por lo tanto, el objetivo de HURDAT es obtener una evaluación oficial del transcurso de todos los TCs (Figura 4.2).

En el año 2012 se generó una nueva versión de HURDAT (HURDAT2, HURricane DATabase 2nd generation) gracias a la implementación de una serie de cambios significativos en el análisis de STCs y TCs en la cuenca del Atlántico Norte. Esta nueva versión incluye las trayectorias óptimas en instantes temporales adicionales a los tiempos en que se registran variables sinópticas (es decir, otros instantes temporales además de 00, 06, 12, y 18UTC) para poder indicar cuando el sistema ha tocado tierra y su intensidad máxima. También se han incluido depresiones tropicales que no han desarrollado TCs y viento máximo en la mejor trayectoria de

cada TC y STC. Se puede consultar más información sobre esta base de datos en <http://www.nhc.noaa.gov/data/>.

Tracks and Intensity of All Tropical Storms

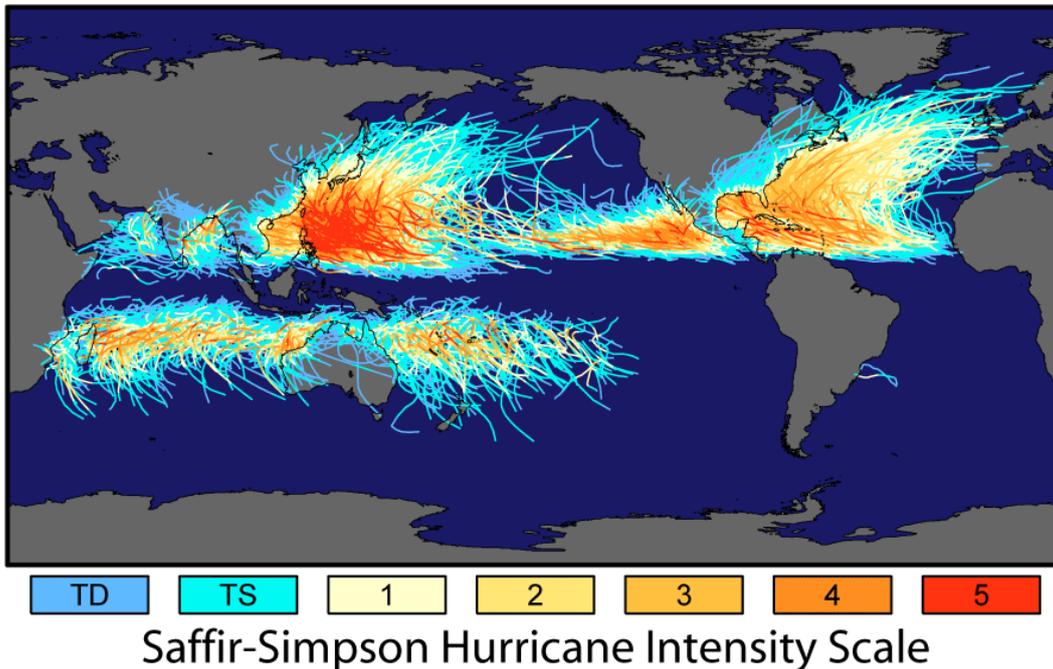


Figura 4.2: Trayectoria e intensidad de cada ciclón tropical registrado en todas las cuencas oceánicas. Fuente: NASA.

Para la realización de esta tesis doctoral, se han seleccionado las TTs recogidas en el proyecto *International Best Track Archive for Climate Stewardship* (IBTrACS, versión v04r00, Knapp et al., 2018). El principal objetivo del proyecto IBTrACS es crear el mejor conjunto de datos globales de trayectorias de TCs y STCs recogidas de todos los centros meteorológicos regionales especializados en TCs. Se puede consultar más información de este proyecto en <https://www.ncei.noaa.gov/products/international-best-track-archive>.

4.2.2. Satélite Meteosat Second Generation [MSG] – SEVIRI

Desde los albores de la carrera espacial durante la Guerra Fría, los programas de observación de la Tierra han emergido como iniciativas científicas y tecnológicas preeminentes, fruto de la colaboración internacional y el avance tecnológico. Estos programas, sustentados en una compleja red de instrumentos y satélites, se erigen como pilares fundamentales para la adquisición de información exhaustiva sobre nuestro planeta desde una perspectiva orbital y sin injerencias humanas en las observaciones.

Dotados con instrumentación especializada, tales como radiómetros, espectrómetros y sensores remotos, los programas de observación de la Tierra posibilitan un análisis integral de la atmósfera, la superficie terrestre

y las masas de agua. Su arquitectura tecnológica provee una ventana privilegiada hacia la comprensión de los fenómenos naturales a escala global, facilitando el monitoreo continuo de variables climáticas y ambientales.

En este contexto, una de las contribuciones más sobresalientes de estos programas radica en su capacidad para fortalecer la meteorología moderna. La meticulosa recopilación de información climatológica, respaldada por la precisión y alcance de los instrumentos utilizados, ingesta a los modelos de predicción numérica mediante complejos sistemas de asimilación de datos para la anticipación y activación de alertas tempranas de eventos meteorológicos extremos. En consecuencia, contribuyen significativamente a la seguridad ciudadana y la gestión de riesgos asociados a fenómenos meteorológicos adversos, como sistemas convectivos (y sus peligros asociados), inundaciones, sequías, etc.

Así, los programas de observación de la Tierra trascienden su mera utilidad técnica para erigirse como pioneros en la generación de conocimiento científico sobre nuestro planeta. Su labor incide no solo en el ámbito de la meteorología, sino también en disciplinas asociadas a la gestión sostenible del medio ambiente, la conservación de ecosistemas y la planificación de recursos naturales. Asimismo, gracias a satélites polares especializados, es posible seguir la evolución de la dinámica vegetal y cultivos, proporcionando un conocimiento enorme para la adaptación y mitigación del cambio climático.

En Europa, la organización intergubernamental que tiene como función explotar las misiones europeas de satélites meteorológicos es la *European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMESAT) mientras que la ESA se encarga de desarrollar cada satélite meteorológico. EUMETSAT se funda en 1986, es decir, posteriormente al lanzamiento del primer satélite METEOSAT en 1977. Los satélites METEOSAT son una constelación de satélites para proporcionar datos meteorológicos observacionales a Europa fundamentalmente. No obstante, debido a su característica geoestacionaria (el satélite está a una altitud de 35786 km y se desplaza a la misma velocidad angular que la Tierra) también cubre toda África y, satélites ya cumplida su vida útil, áreas del sureste asiático. Para la realización de esta tesis doctoral, y durante la escritura de la memoria de esta, está operativo el METEOSAT de segunda generación que está equipado con dos radiómetros: el SEVIRI y el *Geostationary Earth Radiation Budget* (GERB). La constelación del METEOSAT de segunda generación consta de cuatro satélites, estando uno de ellos situada sobre la intersección del ecuador y el meridiano de Greenwich. Dicho satélite es que el proporciona la información a Europa, África y el Océano Atlántico. Todos estos sistemas tienen una resolución temporal quinceminutal y una resolución espacial de 3 km sobre el *nadir*

(definido por la intersección de la vertical astronómica con la semiesfera inferior del observador).

En esta tesis doctoral se han utilizado datos espectrales provenientes del MSG-SEVIRI, el cual mide la radiación de cada cuerpo en el rango visible e infrarrojo del espectro en doce canales diferentes (Schmetz et al., 2002):

- ⇒ Canales en el rango visible: el rango visible lo componen los canales 1 y 4 (0.6 μm y 0.8 μm , respectivamente). Dichos canales proporcionan información sobre la superficie de la Tierra, la cubierta vegetal y las nubes, además de los aerosoles. A su vez, el canal 12 (0.4-1.1 μm), el canal visible de alta resolución (HRV), se utiliza conjuntamente en una composición RGB para obtener una imagen satelital de alta resolución debido a que su resolución espacial en el *nadir* es de 1 km.
- ⇒ Canales en el rango del infrarrojo cercano: el rango del infrarrojo cercano lo componen los canales 3 y 4 (1.6 μm y 3.9 μm , respectivamente). Dichos canales proporcionan una información muy valiosa sobre la composición de las nubes y, a su vez, facilitan la identificación y detección rápida y eficaz de incendios forestales.
- ⇒ Canales en el rango del vapor de agua: el rango del vapor de agua lo componen los canales 5 y 6 (6.2 μm y 7.3 μm , respectivamente). Dichos canales permiten la comprensión sobre el contenido de vapor de agua en la atmósfera y la caracterización del viento desde satélite.
- ⇒ Canales en el infrarrojo térmico: el rango del infrarrojo térmico lo componen los canales 7, 9 y 10 (8.7 μm , 10.8 μm y 12 μm , respectivamente). Dichos canales facilitan la identificación y la distinción de los distintos tipos de nubes. Al mismo tiempo, permite la medición de la temperatura de la superficie terrestre y del tope de las nubes. Esto último resulta una herramienta muy valiosa para caracterizar el tipo de convección y predecir su potencial impacto en la población.

En la realización de esta tesis doctoral se han utilizado fundamentalmente dos productos satelitales del MSG-SEVIRI: las imágenes de temperatura de brillo procedentes del rango del infrarrojo térmico y las imágenes de alta resolución procedentes del rango visible junto con el canal 12. Dichos productos han permitido la identificación y caracterización de los sistemas convectivos asociados a las TTs (Figura 4.3). Asimismo, dichos productos han sido utilizados para aplicar una verificación objetiva de los modelos de área limitada mediante una verificación por objetos.

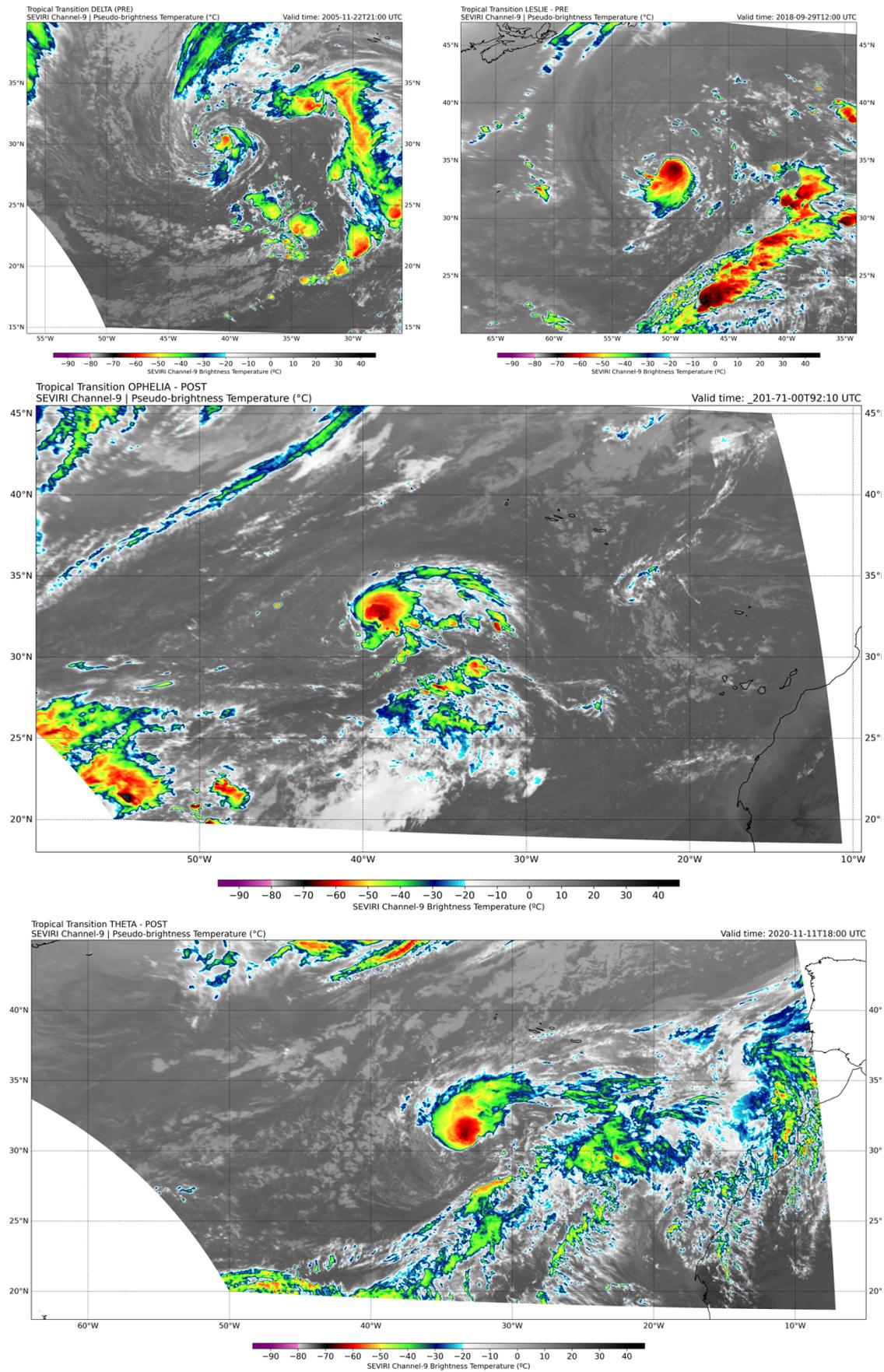


Figura 4.3: Imágenes del MSG-SEVIRI del canal IR10.8 en la TT Delta [2005], TT Leslie [2018], TT Ophelia [2017] y TT Theta [2020].

4.2.3. NASA Global Precipitation Measurement Mission – IMERG

Los TCs provocan grandes impactos negativos tanto en ámbitos humanos como ambientales debido a la repercusión generada en superficie por fuertes vientos o grandes precipitaciones. Estos impactos provocan numerosas incidencias en el medio y la economía de una sociedad, dañando infraestructuras, interrupción de servicios básicos y poniendo vidas en riesgo. Los fenómenos (o peligros) asociados a un TC son los fuertes vientos y precipitaciones, y la marejada ciclónica. La marejada ciclónica puede alterar los ecosistemas costeros, erosionando playas y afectando la biodiversidad por aumento de la salinidad de agua dulce.

Respecto al impacto de la precipitación y cómo influye en el propio TC, en la última década numerosos estudios han evaluado la correcta simulación de la precipitación por modelos de predicción numérica. Sin embargo, debido al posicionamiento geográfico de los TCs (prácticamente todo su ciclo de vida es en el océano, lejos de tierra), la obtención de datos observacionales en la vecindad de estos sistemas atmosféricos extremos es prácticamente imposible.

La misión de la agencia espacial americana (NASA) *Global Precipitation Measurement* (GPM) es una red internacional de satélites que tiene como objetivo facilitar la transmisión de datos observacionales de precipitación (lluvia, nieve o granizo) alrededor del globo para mejorar el conocimiento del ciclo del agua en la Tierra y la mejora de las simulaciones numéricas de eventos extremos (Figura 4.4). Además, la NASA ha desarrollado un algoritmo para estimar la precipitación acumulada combinando la información provista por la constelación de satélites NASA-GPM. Dicho algoritmo es denominado *Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM* (IMERG, Huffman et al., 2015). Además de la constelación de satélites NASA-GPM, IMERG utiliza los datos de más de 16000 pluviómetros alrededor del mundo para obtener la precipitación estimada (Huffman et al., 2015). Es por ello por lo que GPM IMERG es considerado el producto de precipitación por satélite más eficiente para obtener la extensión, el volumen total y la duración de los eventos de precipitación (Levizzani y Cattani, 2019).

El conjunto de datos satelitales IMERG tiene una resolución horizontal de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ cubriendo todo el globo con una resolución temporal de 30 min. Dependiendo de la demanda del usuario, IMERG tiene disponible tres diferentes conjuntos de datos: datos primitivos (*early*), tratados y finales con diferente latencia (registro temporal de datos) y precisión. El conjunto de datos primitivos (IMERG-E) está disponible con una latencia de 6 h respecto a la toma de datos y es utilizado para aplicaciones en tiempo real que se usan junto a datos geoestacionarios en escalas temporales cortas (Joyce et al., 2004). El conjunto de datos con un primer tratamiento (IMERG-L) está disponible con una latencia de 18 h respecto a la toma de

datos debido a que implementa diferentes observaciones de microondas adicionales y es principalmente utilizado para la predicción de cosechas. El conjunto de datos finales (IMERG-F) está disponible con un retraso de cuatro meses y su uso está principalmente focalizado en aplicaciones de investigación (Huffman et al., 2020). Además, IMERG-F ajusta datos pluviométricos mensuales para reducir el sesgo (*bias*) existente entre los puntos de rejilla (*grid*) con observación directa y la observación pasiva (Tan et al., 2017).

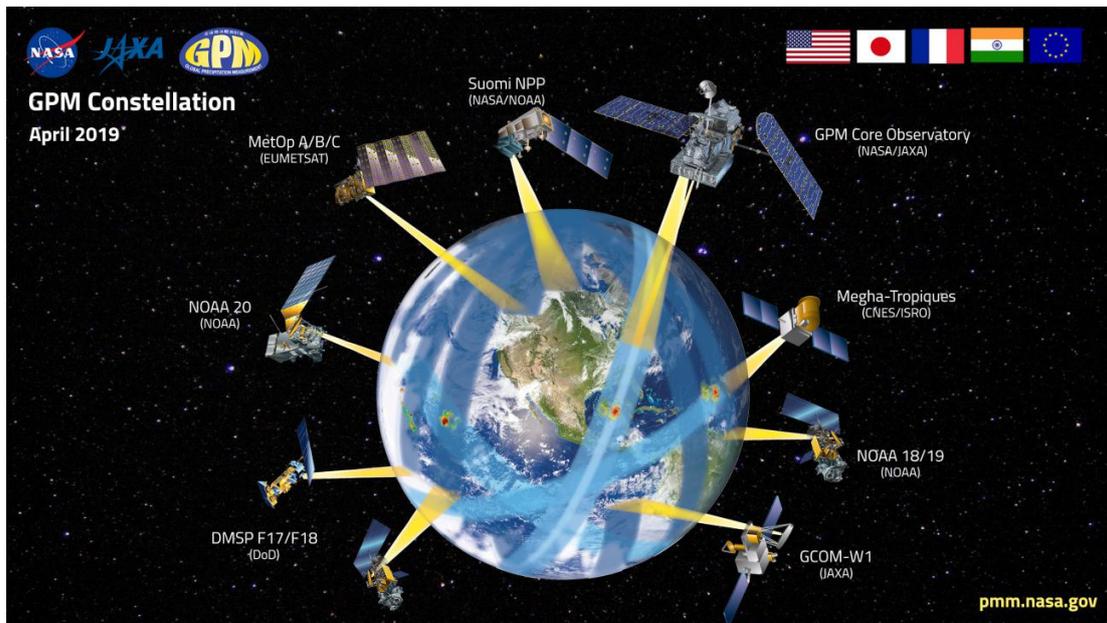


Figura 4.4: Constelación de satélites de la *Global Precipitation Measurement*. Fuente: NASA.

En esta tesis doctoral se ha utilizado el conjunto de datos IMERG-F Nivel 3 con una resolución temporal de 30 min (Versión 6) para analizar la precipitación acumulada en los TCs que han experimentado el proceso de TT y para realizar una verificación objetiva de los modelos de predicción numérica. Asimismo, los datos treinta minútales se han convertido en precipitación acumulada 3-horaria para evaluar correctamente los modelos.

4.3. Modelos numéricos de predicción

La modelización numérica de la predicción del tiempo ha sido fundamental en el desarrollo de herramientas para comprender y prever situaciones meteorológicas en el corto y medio plazo. Desde sus inicios en la década de 1920, cuando Lewis Fry Richardson ideó la primera aproximación matemática para predecir el tiempo (Richardson, 1922) hasta la actualidad con modelos complejos de alta resolución, la modelización numérica del tiempo ha experimentado un avance exponencial, siendo denominada la revolución silenciosa de la humanidad. Con la llegada de los ordenadores en la segunda mitad del siglo XX, su

alta capacidad de cómputo y procesamiento de cantidades ingentes de datos permitió la predicción meteorológica tal y como la conocemos en el día de hoy.

El impacto que ha tenido la introducción de la modelización numérica en la sociedad es incalculable. Las predicciones meteorológicas son cruciales para el sector primario, aportando una visión general de cómo, cuándo y dónde cultivar diferentes tipos de cultivo (Bauer et al., 2015). Al mismo tiempo, dichas predicciones desempeñan un papel vital en la gestión, anticipación, mitigación y adaptación a eventos de alto impacto socioeconómico como huracanes, sistemas convectivos y sequías. Además, la predicción del tiempo es fundamental en la aviación y la navegación marítima, ayudando a garantizar la seguridad de las operaciones y la vida humana (AEMET, 2024).

Las primeras ecuaciones de mecánica de fluidos fueron formuladas por Leonhard Euler en 1755, usando el método de cálculo diferencial desarrollado Isaac Newton en 1665, mejorado por Gottfried Wilhelm Leibniz en 1675 y usando el método de derivadas parciales propuesto en 1746 por Jean le Rond d'Alembert (Euler, 1755). Claude-Louis Navier en 1827 y George Stokes en 1845 añadieron los términos de la viscosidad molecular para formular las ecuaciones primitivas que describen el movimiento de un fluido, denominadas ecuaciones de Navier-Stokes (Mora, 2015). A comienzos del siglo XX, el meteorólogo Vilhelm Bjerknes sugirió que estas mismas ecuaciones podrían aplicarse para el estudio de la atmósfera y la predicción del tiempo atmosférico (Bjerknes y Solberg, 1922), en vez de usar reglas empíricas.

A comienzos de la década de 1920, Richardson, padre de la modelización numérica del tiempo, publicó un libro donde describía el primer experimento para generar una predicción numérica del tiempo resolviendo las ecuaciones primitivas. Sin embargo, el método que ideó Richardson era insatisfactorio debido a que el tiempo previsto para calcular manualmente la predicción no se ajustó al tiempo acontecido: Richardson quería hacer una previsión de seis horas para una pequeña región de Francia y tardó seis semanas en completarla (Richardson, 1922). En *Weather Prediction by Numerical Process* que publicó Richardson en 1922, describía dicha complejidad y aportaba que sería necesario más 64.000 personas trabajando por turnos para predecir el estado futuro de la atmósfera con mayor rapidez que la evolución real. Estas declaraciones de Richardson fueron bautizadas como "El sueño de Richardson": una cúpula simulando distintas regiones de la Tierra, donde miles de calculadoras humanas trabajaban para predecir el estado futuro del tiempo atmosférico bajo las órdenes de un director de orquesta (Figura 4.5).



Figura 4.5: La fábrica de predicciones meteorológicas concebida por Richardson en su libro "Predicción meteorológica por métodos numéricos" (1922).

En la década de 1950, con la llegada de los primeros ordenadores con capacidad de cálculo y procesamiento de gran cantidades de datos, el sueño de Richardson se hizo realidad. Jule Charney y John Von Neumann desarrollaron un modelo simple barotrópico de una capa (conservación de la vorticidad absoluta), siendo el primer modelo de predicción numérica del tiempo (Charney et al., 1950). Las primeras predicciones tuvieron lugar entre marzo y abril de 1950 en tres casos de estudio en Norte América.

La resolución horizontal y vertical en los primeros modelos meteorológicos fueron muy bastos, siendo superior a 1° de resolución horizontal y menos de 5 niveles verticales. En décadas posteriores, la innovación en los modelos numéricos estuvo íntimamente ligada al desarrollo de los nuevos supercomputadores con mayor capacidad de cálculo, procesamiento de datos y capacidad de almacenamiento.

A mediados de 1970 la comunidad europea de meteorología creó el ECMWF en Reading (Reino Unido). La primera predicción numérica a medio plazo en tiempo fue generada en junio de 1979, y, a partir de agosto de 1979, el ECMWF empezó a producir predicciones numéricas del tiempo a medio plazo de forma operacional. En noviembre de 1992 introdujeron el futuro de la predicción del tiempo: la predicción por conjuntos del tiempo como parte de su sistema de predicción operacional. El *Integrated Forecast System* (IFS) es el modelo numérico global del ECMWF. Dicho modelo es un modelo espectral, hidrostático, con el sistema de asimilación de datos 4D-VAR (Bouttier y Kelly, 2001). Actualmente, tiene una resolución horizontal de 9 km y una resolución

vertical de 137 niveles híbridos en los 51 miembros del sistema de predicción por conjuntos.

Las mejoras significativas que se han ido aplicando progresivamente en la resolución horizontal y vertical de los modelos han permitido el desarrollo de los modelos de área limitada o mesoescalares. Dichos modelos permiten incrementar la resolución horizontal hasta 500 m, lo cual ha permitido relajar la hipótesis hidrostática y desarrollar modelos no-hidrostáticos. Los modelos mesoescalares empezaron a aparecer a finales de los 80 y comienzos de la década de los 90, propiciando el desarrollo de diversos modelos, como el *Mesoscale Model Version 5* (MM5, Athens y Warner, 1978; Dudhia, 1993; Grell et al., 1995), el modelo operativo de la AEMET *High Resolution Limited Area Model* (HIRLAM, 2002) o el modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) que engloba dos núcleos dinámicos: el *Non-Hydrostatic Mesoscale Model* (NMM, Janjic et al., 2005) y el *Advanced Research WRF* (ARW, Skamarock et al., 2008). En los últimos años muchos de estos modelos han sido sustituidos por nuevas versiones que reestructuran todo el código del modelo, como es el caso de HIRLAM y el HARMONIE-AROME. Sin embargo, el modelo WRF-ARW sigue en uso, siendo el modelo principal para el estudio de diferentes fenómenos meteorológicos, no obstante, se espera que a corto plazo sea sustituido por el nuevo modelo *Model for Prediction Across Scales* (MPAS).

La modelización numérica de predicción del tiempo se basa en un núcleo dinámico que resuelve las ecuaciones primitivas de la atmósfera, de la dinámica de fluidos y la termodinámica, que son las siguientes (Kalnay, 2003; Holton, 2004):

⇒ Conservación de la energía (Primer Principio de la Termodinámica):

$$Q = c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dp}{dt} \quad (4.1)$$

⇒ Conservación del momento (*Navier-Stokes*):

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} - \frac{1}{p} \nabla p - \nabla \Phi + \mathbf{F}_r \quad (4.2)$$

⇒ Conservación de la masa:

$$\frac{1}{p} \frac{dp}{dt} + \nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (4.3)$$

⇒ Ecuación de estado (Ley de los gases ideales):

$$p = \rho RT \quad (4.4)$$

⇒ Conservación de la proporción de mezcla:

$$\frac{dq}{dt} = (E - C) \quad (4.5)$$

donde Q representa el calor por unidad de masa, C_p el coeficiente de calor específico a presión constante (1004 J/Kg), T la temperatura, ρ la presión y $\alpha = 1/\rho$ es el volumen específico siendo ρ la densidad del aire. Por otro lado, \mathbf{v} es el vector velocidad, Φ el geopotencial y $-\nabla\Phi = \mathbf{g}_e + \boldsymbol{\Omega}^2\mathbf{R}$ representa la gravedad donde se combina la fuerza de gravitación con la centrífuga, respectivamente, siendo $\boldsymbol{\Omega}$ la velocidad angular de rotación de la Tierra y \mathbf{R} el vector posición dirigido desde el eje de rotación hacia la partícula. Asimismo, R es la constante de los gases ideales (8.314 J/Kg mol) y q es la proporción de mezcal para las fases líquida y vapor de agua. $E - C$ hace referencia a los procesos de evaporación (E) y condensación (C) que pueden afectar la cantidad de vapor de agua localizada en una parcela cuando ésta se desplaza. A este conjunto de ecuaciones, sin considerar el término de fricción (\mathbf{F}_r) se las conoce como «ecuaciones de Euler» (Kalnay, 2003).

Las ecuaciones anteriormente descritas no tienen solución analítica y requieren de métodos de análisis numérico (diferencias finitas, volúmenes finitos o métodos de representación espectral) para su resolución debido a que se caracterizan por tener un carácter no lineal y ser expresadas en derivadas parciales. Las soluciones del modelo numérico precisan de ciertas aproximaciones que se complementan con diferentes cálculos y parametrizaciones físicas con el fin de producir un conjunto completo de variables atmosféricas.

Los modelos numéricos necesitan una serie de variables de pronóstico con las condiciones del estado atmosférico en t_0 para inicializar el modelo. Se denominan condiciones iniciales, que son generadas mediante sistemas de asimilación de datos que agrupa e interpola todas las observaciones meteorológicas actualizadas con la última salida del modelo global. Los modelos eulerianos, como el modelo WRF-ARW, resuelven en cada punto de malla para cada paso de tiempo con el objetivo de crear una evolución espaciotemporal de las condiciones meteorológicas. Sin embargo, en los modelos espectrales (caso del HARMONIE-AROME) la mayoría de las variables de pronóstico están basadas en una doble descomposición de Fourier (Bengtsson et al., 2017).

Los modelos mesoescalares cubren un área o dominio limitado del planeta seleccionado por el usuario. El principal uso de estos modelos es

para realizar previsiones a corto o muy corto plazo alcanzando resoluciones espaciotemporales muy altas. Los modelos mesoescalares necesitan definir periódicamente las condiciones de contorno, que son una serie de campos necesarios derivados de un modelo numérico global que proporcionan información acerca del estado de la atmósfera fuera de su dominio.

Las condiciones de contorno y las condiciones iniciales, como ha sido mencionado anteriormente, pueden ser obtenidas de un modelo global, o de un modelo de área limitada con una resolución horizontal más baja y un dominio más grande al utilizado. Este tipo de técnica se le denomina *dynamical downscaling*. No obstante, las condiciones iniciales también se pueden obtener mediante un sistema de asimilación de datos en el que las observaciones se combinen con el *first guess* (es una predicción previa a la simulación que se llevará a cabo y que proporciona una primera aproximación del estado de la atmósfera a partir de las observaciones disponibles).

Los sistemas de asimilación de datos asimilan todas las observaciones meteorológicas disponibles que abarcan desde radares, estaciones meteorológicas en superficie, en barco o boyas a mar abierto, sondeos verticales de la atmósfera, perfiladores de vientos o datos facilitados por la aviación civil y militar. Empero, el mayor número de datos meteorológicos asimilados en un modelo provienen de los datos satelitales. En la Figura 4.6 se muestra la gran disponibilidad de datos observacionales disponibles que se ingestan en un sistema de asimilación de datos de un modelo de predicción numérica del tiempo.

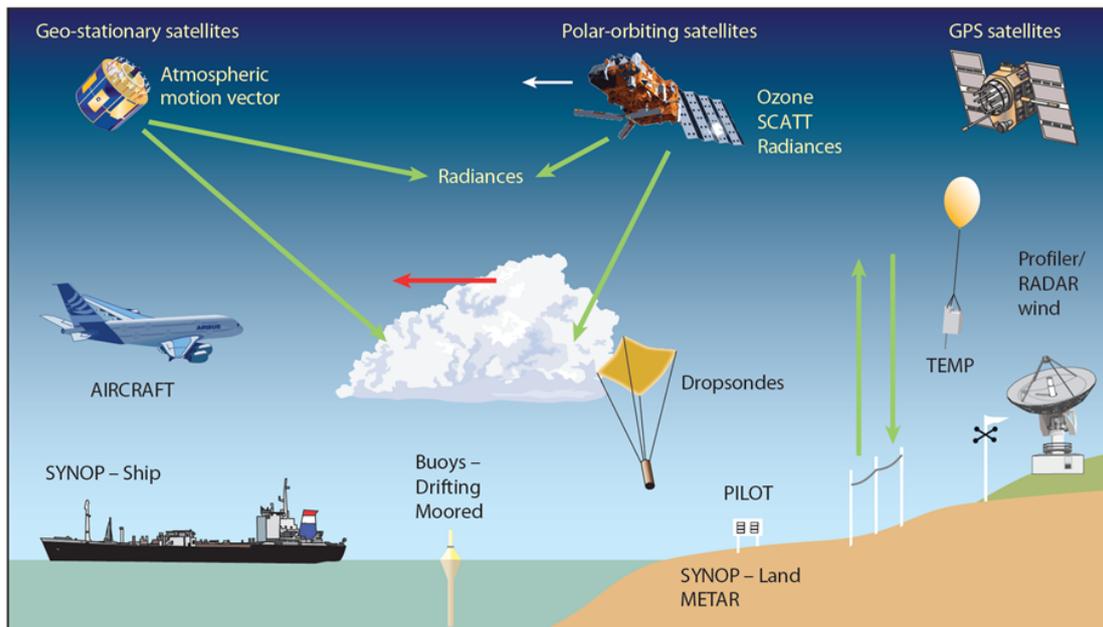


Figura 4.6: Esquema de las observaciones ingestadas en los sistemas de asimilación de datos de los modelos numéricos. Fuente: ECMWF.

Tras la obtención de las condiciones de contorno e iniciales, se podrá inicializar el modelo numérico y comenzar a obtener resultados de multitud de variables meteorológicas tanto temporal como espacialmente. Así, se podrá llevar a cabo un análisis de la evolución del evento (Figura 4.7).

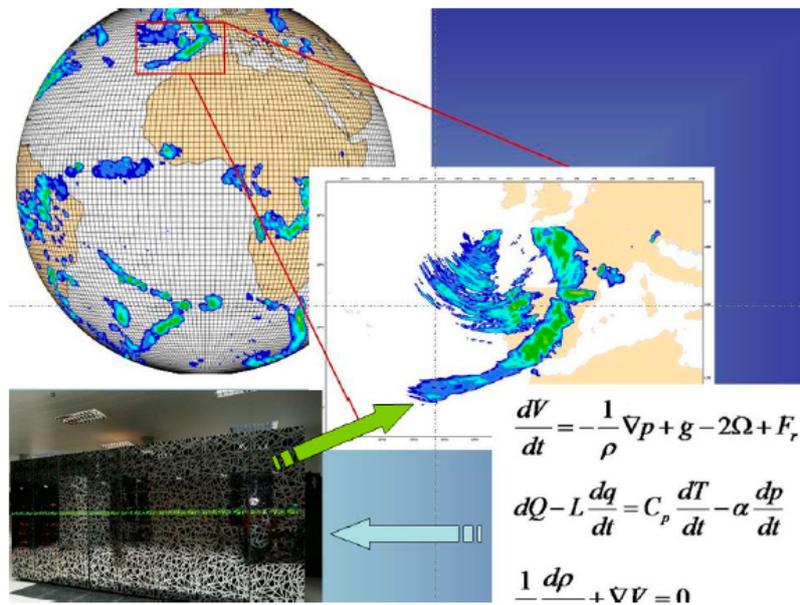


Figura 4.7: Esquema del funcionamiento de un modelo numérico. Fuente: AEMET.

Para la realización de esta tesis doctoral se han utilizado los modelos mesoescalares WRF-ARW y HARMONIE-AROME en el estudio de la energía cinética turbulenta horizontal y la verificación objetiva de cada modelo en la simulación de distintos eventos de TTs de alto impacto en la península ibérica. En los siguientes subapartados se realiza una breve descripción de ambos modelos.

4.3.1. HARMONIE-AROME

El modelo de área limitada HARMONIE-AROME constituye una configuración dentro del sistema compartido ALADIN-HIRLAM gracias a la colaboración entre los consorcios ALADIN y HIRLAM, y la configuración AROME que se integra operativamente en Météo-France y ALARO. La configuración AROME utiliza una parametrización de *cumulus* que se adapta en función de la escala escogida para la simulación. Desde el año 2020, los dos consorcios ALADIN-HIRLAM se unieron para formar un único consorcio denominado ACCORD (*A Consortium for CONvection-scale modelling Research and Development*) en el que se englobaría 26 servicios meteorológicos nacionales de distintos países europeos. En la Figura 4.8 se muestra los países que pertenecen y participan activamente en el desarrollo de HARMONIE-AROME en el marco de ACCORD. El modelo HARMONIE-AROME es utilizado de forma operativa en la AEMET y en la gran mayoría de servicios meteorológicos de ACCORD. En la

AEMET el modelo HARMONIE-AROME se simula cada día dos veces con una resolución horizontal de 2.5 km. En los últimos años, el consorcio ACCORD ha abierto a investigación (bajo licencia) sus distintos modelos de área limitada para ser utilizado con fines académicos (por ejemplo, Fernández-González et al., 2019; Díaz-Fernández et al., 2022; Qutián-Hernández et al., 2021; Calvo-Sancho et al., 2023abc).

El modelo HARMONIE-AROME es un modelo no hidrostático, espectral, con una discretización semi-implícita semi-lagrangiana (Bubnova et al., 1995; Hortal, 2002; Benard, 2010). Un núcleo dinámico espectral en un modelo numérico tiene una mayor precisión que los métodos de diferencias finitas y el esquema semi-lagrangiano permite pasos de tiempo más largos (75 s para resoluciones de 2.5 km o 30 s para resoluciones de 1 km) con el consiguiente ahorro computacional. Para la discretización de la coordenada vertical, el modelo HARMONIE-AROME utiliza un sistema de coordenadas híbridas y diferencias finitas. Asimismo, la proyección utilizada es Lambert-Conformal.



Figura 4.8: Países participantes en el consorcio ACCORD. Fuente: ACCORD.

Los modelos no hidrostáticos se caracterizan principalmente por la resolución explícita por la propia dinámica del modelo de las corrientes ascendentes asociados con la convección profunda. Existen numerosas aproximaciones analíticas distintas para incluir los efectos no hidrostáticos en un modelo numérico de área limitada, siendo el esquema de Laprise (1992) el que HARMONIE-AROME utiliza. Dos ecuaciones más de pronóstico (perturbación de la presión y divergencia vertical del viento) son añadidas.

Las parametrizaciones físicas que se adoptan en los modelos numéricos de predicción del tiempo tratan de representar los procesos atmosféricos que ocurren a escalas que el modelo no puede resolver y los procesos de alta complejidad que difícilmente pueden ser tratados con un nivel de detalle alto. El esquema de radiación implantado en HARMONIE-AROME es el mismo que utiliza el modelo global ECMWF-IFS desde el ciclo 32, el esquema de Morcrette (Seity et al., 2011; Bengtsson et al., 2017). La parametrización de la turbulencia utiliza un esquema de energía cinética turbulenta (TKE, por sus siglas en inglés), siendo el esquema original *Cuxart-Bougeault-Redelsperger* (CBR, Cuxart et al., 2000) y actualizado por *HARMONIE with RACMO Turbulence* (HARATU, Bengtsson et al., 2017). La parametrización de la convección somera se trata mediante el esquema unificado *Eddy-Diffusivity-Mass-Flux* (EDMF), considerando que el flujo vertical turbulento es debido a dos aportaciones: los remolinos turbulentos (*eddy-diffusivity*) y la contribución de los ascensos de mayor escala (*mass-flux*). La parametrización de los procesos microfísicos determina los procesos de condensación y formación de la precipitación, siendo en HARMONIE-AROME el esquema ICE3 debido a que usa tres clases diferentes de hielo (Lascaux et al., 2006). El esquema de superficie en HARMONIE-AROME es un modelo independiente denominado SURFEX (Masson et al., 2013) que utiliza un esquema de tipo teselas que considera cuatro tipos de superficie: suelos naturales, urbanos, lagos y océanos.

Para la obtención de simulaciones numéricas de distintas TTs, en esta tesis doctoral se ha utilizado el ciclo v43h1.1. Las condiciones iniciales y de contorno han sido tomadas del reanálisis atmosférico ERA5 (Hersbach et al., 2020). El dominio utilizado ha sido de 1000x1000 puntos con una resolución horizontal de 2.5 km y una resolución vertical de 65 niveles híbridos centrado en el punto geográfico de la TT.

4.3.2. WRF-ARW

El modelo numérico de área limitada WRF (Skamarock et al., 2019) es un modelo mesoescalar, no hidrostático, diferencias finitas, diseñado para su uso tanto en predicción operativa como en el ámbito de la academia gracias a sus dos distintos núcleos dinámicos. El modelo WRF es desarrollado fundamentalmente por el Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCAR) ubicado en Estados Unidos. Es el modelo numérico de predicción meteorológica más utilizado por la

comunidad científica gracias a que presenta gran versatilidad con numerosas configuraciones en función del interés del usuario y con código abierto.

Como se ha comentado anteriormente, el modelo WRF cuenta con dos núcleos dinámicos: *Advanced Research WRF* (ARW) y *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM). El núcleo ARW está enfocado a los estudios académicos, mientras que el núcleo dinámico NMM su público efectivo es la operatividad. Aquí se ha utilizado la versión 4.0.3 para la simulación de una serie de TTs de alto impacto en territorio nacional. El dominio donde se va a realizar la simulación se ha utilizado el método de anidamiento *one-way* siendo el D1 de 1000x1000 puntos de una resolución horizontal de 7.5 km y el D2 de 1000x1000 puntos de una resolución horizontal de 2.5 km. La resolución vertical se ha fijado en 65 niveles híbridos, con mayor número de niveles en la baja tropósfera para una mejor representación de los procesos convectivos en la capa límite. El paso de tiempo configurado en WRF-ARW ha sido adaptativo, debido a que se adapta al gasto computacional para que la simulación sea más rápida y eficaz.

Las parametrizaciones físicas utilizadas para las simulaciones numéricas de las TTs estudiadas han sido seleccionadas por las que vienen recomendadas para el estudio de huracanes y TCs en el manual de usuario de WRF4.0 (https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_v4/v4.0/content.html). Entre todas las parametrizaciones físicas utilizadas, hay que destacar el esquema de microfísica *WRF Single-moment 6-class* (MP6, WSM6; Hong y Lim, 2006), el esquema *YSU* (PBL1; Hong et al., 2006) para la capa límite y *Dudhia Shortwave* (SW1; Dudhia, 1989) y *RRTM* (LW1; Mlawer et al., 1997) para la radiación de onda corta y larga, respectivamente. La convección profunda la resuelve explícitamente el modelo.

Metodología

Para alcanzar los objetivos de tesis doctoral, ha sido esencial abordar distintas metodologías que han sido utilizadas en cada una de las publicaciones aportadas en esta memoria y mostradas en el capítulo de resultados. Aunque la metodología de cada artículo se detalla en cada uno, en este apartado se presentan de manera general y conjunta las diversas herramientas empleadas. Se ha dividido en cuatro subsecciones: (1) Selección de TTs en la base de datos HURDAT, (2) CPS y (3) procesamiento de datos.

5.1. Selección de transiciones tropicales en HURDAT-NHC

Como hemos mencionado en el capítulo de *Datos y modelos numéricos*, la base de datos HURDAT recopila todos los sistemas tropicales y subtropicales que ha identificado el NHC en las distintas cuencas del mundo. En esta tesis doctoral se ha generado una base de datos formada por 30 eventos de TTs en el Atlántico Norte. Estos eventos han sido registrados en el período 1979-2019 para poder hacer un análisis climatológico dinámico con el reanálisis ERA5. De todos los eventos de TTs en el Atlántico Norte se seleccionaron aquellos que satisfacen los siguientes requerimientos:

- ⇒ Cada evento de TT se debe englobar en la región del Atlántico Norte comprendido entre $> 60^{\circ}\text{W}$ de longitud y $> 20^{\circ}\text{N}$ de latitud.
- ⇒ Para considerar un TC como una TT, el ciclón debe haber tenido una transición desde una baja baroclina, ciclón extratropical, depresión subtropical o tormenta subtropical [LO, EX, SD o SS como son nombrados en HURDAT, respectivamente] a una depresión tropical, tormenta tropical o un huracán [TD, TS o HU como son nombrados en HURDAT, respectivamente].
- ⇒ Se ha aplicado un criterio adicional para filtrar lo máximo posible los TCs cuya génesis proviene de ondas del este tropicales (nombrado como WV en HURDAT). Para ello, se ha consultado el informe de cada TC del NHC para confirmar que no se menciona que la onda tropical intervino en el proceso de ciclogénesis tropical.

El NHC usa la técnica de *Dvorak* para clasificar la intensidad de cada TC (Dvorak, 1975). Aunque este método tiene elementos de subjetividad, su uso es apoyado por predictores veteranos para la identificación satelital. Sin embargo, en las últimas décadas, en el NHC ha comenzado a utilizar nuevas herramientas y fuentes de información para complementar esta técnica. Una de estas nuevas herramientas es el CPS.

5.2. Cyclone Phase Space (CPS)

Una de las líneas de investigación más candentes en la comunidad científica es la identificación, formación y desarrollo de ciclones y su discriminación en función de sus características intrínsecas. El avance de nuevos sistemas de toma de datos observacionales oceánicas y las nuevas formas de observación de la Tierra ha permitido la identificación de ciclones que podían compartir características tanto tropicales como extratropicales (ciclones híbridos y STCs). Por lo tanto, debido al descubrimiento de ciclones con características tropicales, la diferenciación de la naturaleza de los distintos ciclones mediante técnicas de teledetección se convirtió en una ardua tarea que obligó el desarrollo de distintas herramientas. Uno de estos métodos es el CPS (Hart, 2003), un método tridimensional para discernir la estructura y naturaleza de cada ciclón.

Según Hart (2003), el CPS sirve para analizar la estructura tridimensional de un ciclón clasificando termodinámicamente los ciclones en función de su simetría horizontal y su estructura térmica vertical. El CPS surgió de la idea de tratar, desde un punto de vista objetivo, las características estructurales y térmicas de los distintos ciclones. Esta herramienta física se puede aplicar a cualquier ciclón con circulación cerrada en superficie mediante salidas de modelos numéricos o reanálisis atmosféricos. Una vez calculado, se puede determinar la naturaleza del ciclón [ciclón extratropical, híbrido o tropical].

Para el cálculo del CPS, se utilizan tres parámetros:

⇒ **Parámetro de simetría térmica (B):** gradiente del espesor 900-600 hPa relativo al movimiento del ciclón en todo el sistema. Este parámetro informa sobre la naturaleza frontal del ciclón. Se denota como B y se calcula de la siguiente forma:

$$B = h(\overline{\Delta Z}_R - \overline{\Delta Z}_L) \quad (5.1)$$

donde Z es la altura geopotencial, R indica la parte derecha respecto del movimiento del ciclón, L indica la parte izquierda respecto del movimiento del ciclón, y la barra horizontal denota la media del semicírculo del radio considerado. h es 1 para el Hemisferio Norte y -1 para el Hemisferio Sur.

El parámetro B suele ser calculado con un radio de 500 km respecto al centro del ciclón. Sin embargo, un radio más pequeño suele ser utilizado para ciclones más pequeños, como suelen ser los *Medicanes* o ciclones tropicales cuya ciclogénesis tropical proviene de una transición tropical. De esta forma, si

- $B \approx 0 \rightarrow \overline{\Delta Z}_R \approx \overline{\Delta Z}_L$, el ciclón no tiene características frontales.

- $B > 0 \rightarrow \overline{\Delta Z}_R > \overline{\Delta Z}_L$ en el Hemisferio Norte. En este caso, el ciclón tiene una serie de gradientes térmicos en la región ciclónica. El umbral $B > 10$ es considerado como el mejor límite para determinar que un ciclón es frontal (Evans y Hart, 2003).

⇒ Parámetros del viento térmico ($-|V_T^L|, -|V_T^U|$): los parámetros del viento térmico son calculados en la tropósfera baja [L ; 900-600 hPa] y alta [U ; 600-300 hPa] de la siguiente forma:

$$-|V_T^L| = \left| \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{900 \text{ hPa}}^{600 \text{ hPa}} \quad (5.2)$$

$$-|V_T^U| = \left| \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{600 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} \quad (5.3)$$

donde $\Delta Z = (Z_{max} - Z_{min})_p$ es la perturbación del geopotencial del ciclón a una presión constante, siendo calculado con el mismo radio utilizado en B . Estos parámetros miden la estructura térmica vertical del ciclón.

- Si $-|V_T^{L,U}| > 0$, núcleo cálido.
- Si $-|V_T^{L,U}| < 0$, núcleo frío.

La combinación de estos tres parámetros permite obtener dos diagramas bidimensional diferente con un sistema de coordenadas en la forma de $(-|V_T^L|, B)$ y $(-|V_T^L|, -|V_T^U|)$. Ambos diagramas de fase facilitan la información necesaria para deducir la naturaleza frontal y la estructura térmica de cada ciclón de estudio.

Esta herramienta se ha utilizado en esta tesis doctoral para discernir la naturaleza y estructura térmica de cada ciclón simulado con los dos modelos numéricos.

5.3. Procesamiento de datos

En este apartado se recogen las técnicas de procesamiento y estadísticas de datos aplicadas en los artículos para esta tesis doctoral.

5.3.1 Estadísticos básicos

La verificación de las simulaciones numéricas es primordial para poder analizar posteriormente dinámicamente cada sistema atmosférico. Para ello, en esta tesis doctoral, se ha utilizado verificación con métodos tradicionales (a su vez, son estadísticos básicos) y métodos objetivos. En esta subsección se va a explicar los estadísticos básicos utilizados para verificar las simulaciones obtenidas por los modelos WRF-ARW y HARMONIE-AROME.

Dada la práctica ausencia de observaciones directas de las TTs por suceder en medio del océano, se ha utilizado la temperatura de brillo, la altura del tope de la nube y la precipitación asociada como variables objetivas. Los estadísticos básicos utilizados en esta tesis doctoral para la verificación de los modelos numéricos han sido la media (\bar{X}), la desviación estándar (S), el coeficiente de correlación de *Pearson* (R), el sesgo y el sesgo relativo (*BIAS*, por sus siglas en inglés) y el error cuadrático medio (*RMSE*).

- La media es el valor promedio de un conjunto de datos numéricos. Se calcula de la siguiente forma:

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^N X_s}{N} \quad (5.4)$$

donde X_s es el campo atmosférico simulado u observado en cada paso de tiempo, N , y en cada punto de malla del dominio.

- La desviación estándar, o típica, de un conjunto de datos numéricos es una medida de la dispersión (S) respecto a su valor medio (\bar{X}). Se calcula de la siguiente forma:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X}_i)^2}{N}} \quad (5.5)$$

donde \bar{X}_i representa el valor medio del campo atmosférico en cada instante de tiempo y N representa el número total de puntos de malla. La desviación típica, como se ha mencionado anteriormente, representa el grado de dispersión de los datos. Por lo tanto, el valor ideal es un valor bajo.

- El coeficiente de correlación de *Pearson* (R) es una medida de dependencia lineal entre dos variables cuantitativas, indicando el grado de relación entre ellas. En esta tesis doctoral, R también se ha calculado de forma espacial para cada punto de malla. Se calcula de la siguiente forma:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (X_{s,i} - \bar{X}_s)(X_{o,i} - \bar{X}_o)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_{s,i} - \bar{X}_s)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (X_{o,i} - \bar{X}_o)^2}} \quad (5.6)$$

donde $X_{s,i}$ y $X_{o,i}$ son el campo atmosférico simulado y observado, respectivamente, para cada punto de malla i,j y para cada paso de tiempo, N . El coeficiente de correlación de *Pearson* se representa de -1 a 1, siendo -1 una relación inversa y 1 una relación directa. Si $R=0$, no existe correlación lineal.

- El sesgo, o *BIAS*, es un estadístico para obtener el error entre un valor predicho y su observado. Se calcula de la siguiente forma:

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_s - X_o) \quad (5.7)$$

Los resultados de *BIAS* tienen que tender a 0 para que no exista sobreestimación o infraestimación de la variable analizada. Sin embargo, si $BIAS > 0$ indicará una sobrestimación de la variable simulada, mientras que si $BIAS < 0$ revelará una infraestimación de la variable predicha.

- El error cuadrático medio, o *RMSE*, es una métrica comúnmente utilizada para evaluar la precisión de los modelos de predicción numérica, comparando las predicciones del modelo con los observaciones reales del campo atmosférico a evaluar. Se calcula de la siguiente forma:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{s,i} - X_{o,i})^2} \quad (5.8)$$

El *RMSE* tiene un comportamiento parecido al *BIAS*. No obstante, sus valores siempre serán positivos. Si los valores tienden a 0 es indicativo de que la simulación apenas tiene errores respecto a los datos observacionales.

5.3.2 Cálculo de compuestos

El análisis de compuestos (*composites*, en inglés) es una técnica con gran aceptación en meteorología y climatología gracias su gran utilidad para ampliar el conocimiento de las características espaciales de los distintos fenómenos atmosféricos. Los *composites* se obtienen a partir de la media aritmética de la variable o de un conjunto de variables meteorológicas en un dominio espacial determinado por el usuario en una serie de pasos temporales (Figura 5.1). Además, este mismo cálculo es utilizado para obtener el grado de dispersión espacial que tiene el sistema atmosférico a estudiar o el cálculo de anomalías y si, éstas, son estadísticamente significativas.

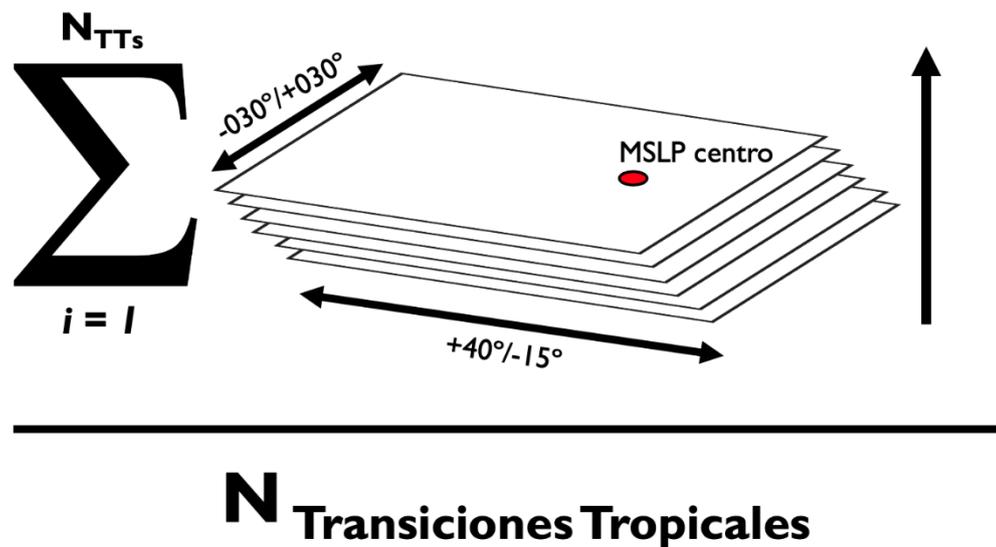


Figura 5.1: Esquema ilustrativo del cálculo de *composites*.

En esta tesis doctoral se ha aplicado la técnica de los *composites* para el estudio de las características espaciales de las distintas variables que explican el proceso de una TT en el Atlántico Norte. Para ello, todos los casos seleccionados en el apartado X.1, se ha aplicado esta técnica a los pasos de tiempo de la TT y ± 48 horas. En cada ciclón y paso de tiempo, se ha centrado cada variable explicativa en el centro del ciclón con un dominio de latitud $+40^\circ/-15^\circ$ N y longitud $-30^\circ/+30^\circ$ W.

5.3.3. Cálculo de anomalías

El cálculo de anomalías es una de las técnicas más aplicadas para el estudio de la variabilidad climática en distintos fenómenos y procesos que acontecen en la atmósfera. Gracias al cálculo de anomalías se puede cuantificar cuánto de extremo es un evento.

En la realización de esta tesis doctoral se ha aplicado esta técnica para el cálculo de anomalías de las variables explicativas del proceso de TTs. Para ello, se ha calculado la climatología en el período 1981-2010 de las distintas variables en el reanálisis ERA5.

5.3.4. Verificación mediante métodos objetivos

La verificación de las predicciones numéricas es una parte esencial del marco académico y operativo de la modelización numérica meteorológica. Dichas verificaciones ayudan a identificar deficiencias y errores sistemáticos en los modelos, siendo claves para la evaluación cuantitativa de la mejora de los sistemas de predicción con el tiempo y sus límites en la predictibilidad de los sistemas atmosféricos.

Las medidas de calidad tradicionales, como se han mencionado en los apartados anteriores, son fáciles de implementar en los diferentes servicios meteorológicos nacionales o centros de predicción, en el que se evalúan principalmente los campos dominados por estructuras a escala sinóptica (por ejemplo, campo de geopotencial de 500 hPa). Sin embargo, para la verificación de campos que están caracterizados por estructuras complejas en escalas inferiores a 100 km, como la precipitación o la representación de la convección en la temperatura de brillo, es necesario el uso de métodos objetivos que conllevan fijación de un umbral y la detección de objetos.

Se han aplicado dos métodos de verificación objetiva para las simulaciones numéricas realizadas con los modelos HARMONIE-AROME y WRF-ARW: *Structure-Amplitude-Location* (SAL) y *Fraction Skill Score* (FSS).

- **SAL** es un método de verificación que no se basa únicamente en una diferencia entre objetos predichos y objetos observados (Wernli y Sprenger, 2007), sino que evalúa el nivel de calidad de un campo en particular teniendo en cuenta su estructura (por ejemplo, células convectivas dispersas, bandas de precipitaciones frontales, etc, Früh et al., 2007). Esta técnica suele tener una gran aceptación para la verificación de la precipitación debido a su alta complejidad y su pequeña escala. Sin embargo, en esta tesis doctoral se ha aplicado por primera vez (a conocimiento del doctorando y su grupo de investigación) para comparar la temperatura de brillo y la altura del tope de la nube de TTs, simuladas por los modelos numéricos con los datos satelitales.

En el método de verificación SAL, la componente *Structure* (S) representa el tamaño y la forma del objeto y toma como valores entre [-2, 2]. Los valores negativos representan que los objetos son demasiado pequeños y/o picudos y los valores positivos que los objetos son demasiado grandes y/o planos. La componente *Amplitude* (A) evalúa la precipitación total en una determinada área asociada a un objeto. Los valores, como en la componente S, toman valores entre [-2, 2] siendo los negativos una infraestimación y los positivos una sobreestimación en la predictibilidad del evento. Por lo tanto, el valor 0 para las componentes S y A indicará una estructura y una amplitud perfecta en comparación con datos observacionales. Finalmente, la localización de los objetos de estudio se evalúa mediante la relación del centro de masa total siendo cuantificada por la componente *Location* (L). Dicha componente toma como valores entre [0, 2], siendo 0 una localización perfecta.

En la Figura 5.2 se muestra una infografía con distintas situaciones idealizadas y el funcionamiento de la técnica SAL y sus distintas componentes.

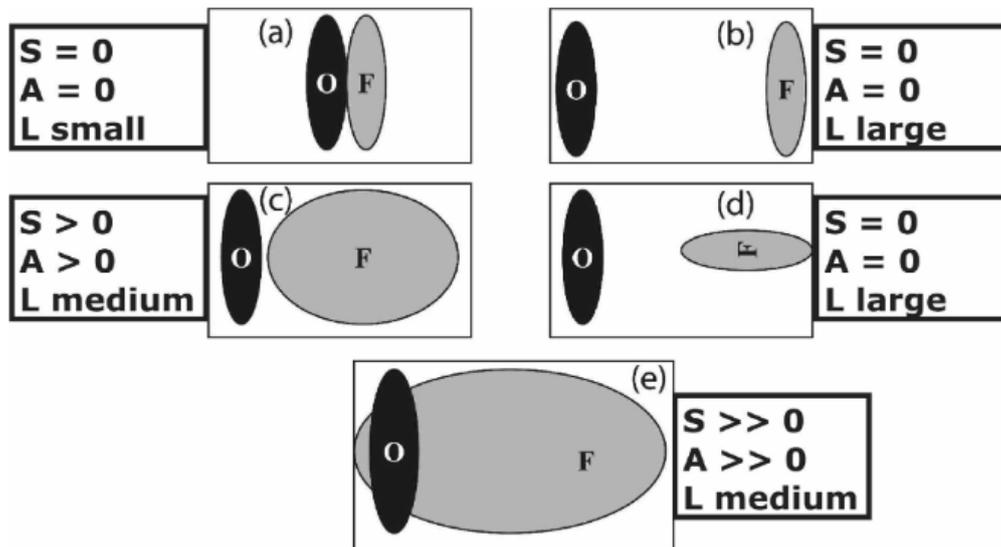


Figura 5.2: Esquema de varias combinaciones de predicciones y observaciones. Figura y pie de figura de Wernli et al. (2008).

- FSS es un método de verificación objetiva, robusta, por vecindad, que es menos sensible a los errores espaciales que las técnicas de verificación tradicionales. El FSS mide la valía de una predicción en función de la escala espacial, siendo menos sensible a escalas pequeñas o errores de desplazamiento (Wolff et al., 2014, Sokol et al., 2022). Zhao y Zhang (2018) destacaron similitudes entre la técnica FSS y el coeficiente de correlación convencional. Sin embargo, al mismo tiempo, destacaban las virtudes y ventajas del FSS, dado que identifica variaciones en las series temporales de precipitación cuando se evalúa en casos de precipitaciones extremas.

El FSS se define como una variación del *Brier Skill Score* (Brier, 1950):

$$FSS = 1 - \frac{FBS}{FBS_{Ref}} \quad (5.9)$$

donde $FBS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - F_i)^2$ es *Fraction Brier Score* (Brier, 1950), también conocido como el error cuadrático medio (MSE), N es el número de puntos *grid* en el dominio analizado, O_i es el campo observado y F_i es el campo simulado por cada modelo numérico. Como el MSE tiene una alta dependencia de la frecuencia de ocurrencia del evento, un diferente método de verificación MSE es calculado considerando una predicción de referencia con una

habilidad baja (Roberts y Lean, 2008). El FBS usado como referencia (FBS_{Ref}) es el FBS de mayor valor que puede ser calculado y derivado de las fracciones de la predicción y de la observación, generando el peor FBS posible. El FBS_{Ref} se define como

$$FSS = \frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N O_i^2 + \sum_{i=1}^N F_i^2 \right] \quad (5.10)$$

El FSS toma valores entre [0, 1], siendo 1 la predicción perfecta. Los valores de FSS se incrementan según la escala espacial aumenta. Por lo tanto, esto implica que bajos valores de FSS se obtendrán de verificaciones realizadas a simulaciones numéricas de alta resolución (Ebert, 2009).

En la realización de esta tesis doctoral, la técnica FSS se ha utilizado para verificar los modelos WRF-ARF y HARMONIE-AROME en distintas TTs utilizándose la temperatura de brillo simulada y la precipitación acumulada cada tres horas, de cada modelo numérico.

En la Figura 5.3 se muestra una infografía del funcionamiento del método de verificación FSS.

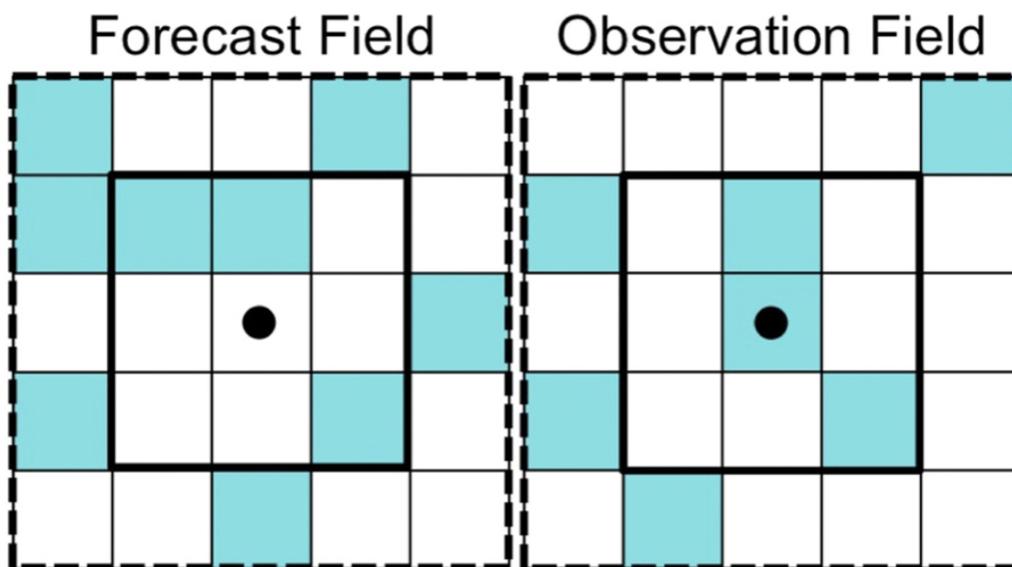


Figura 5.3: Un ejemplo del cálculo del FSS en la vecindad de un punto determinado. El cuadro azul (blanco) representa los puntos de grid que exceden (no exceden) el umbral y, así, obtienen un valor de 1 (0). En el punto de grid identificado con un círculo, el valor de la predicción (observación) para la longitud del cuadrado de es 3/9 (3/9). El valor de la predicción (observación) para un cuadrado de longitud 5 (cuadrado punteado) es 9/25 (7/25). Figura y pie de figura de Griffin et al. (2017)

5.3.5. Pruebas de hipótesis

El cálculo de diferentes estadísticos no es suficiente para concluir si entre dos muestras de datos son diferentes. Para ello, es necesario que vaya acompañado de pruebas (*test*) de hipótesis para evaluar su significancia estadística. Las pruebas de hipótesis son importantes herramientas para apoyar la argumentación de las conclusiones de un fenómeno específico, basado en propiedades estadísticas.

En primer lugar, se debe establecer una hipótesis inicial (hipótesis nula, H_0). Las pruebas de hipótesis ofrecen un conjunto de métodos estadísticos que son aplicados a la muestra de datos para obtener el grado de confianza para adoptar una decisión respecto a aceptar o rechazar la H_0 . Cuando la H_0 es rechazada, la hipótesis alternativa (H_1) tiene que ser aceptada con un grado de certidumbre. Esto no implica que la H_1 sea necesariamente 100% correcta, sino que existe un nivel de confianza que se asume *per se*. El parámetro α es usualmente utilizado como el nivel de significancia (confianza). Un valor típico para α en investigación meteorológica y climática es 0.05, que significa que existe un probabilidad del 95% de que sea correcto asumir que H_0 sea rechazada. Por lo tanto, en investigación meteorológica y climática es fundamental realizar este tipo de pruebas de contraste de hipótesis para excluir la posibilidad de que los resultados obtenidos hayan sido cuestiones de aleatoriedad y del azar.

Existen numerosas pruebas de contraste de hipótesis disponibles. Estas mismas se dividen entre pruebas paramétricas y no paramétricas, dependiendo de la distribución de probabilidad subyacente a la población de datos a la que vamos a aplicar dichas pruebas para inferir los niveles de confianza (Gerald y Patson, 2021). Las pruebas paramétricas asumen que los datos siguen una distribución de probabilidad (por ejemplo, una distribución normal o gaussiana). Por contra, las pruebas no paramétricas no asumen ninguna distribución de probabilidad, es decir, no se puede ajustar a ninguna distribución.

- En esta tesis doctoral se ha utilizado el test de Mann-Whitney U (Mann y Whitney, 1947) para la comprobación de las diferencias entre diversas muestras. La prueba de Mann-Whitney U es una prueba de contraste de hipótesis no paramétrica que se aplica a dos muestras de datos asumiendo la H_0 de igualdad de media (o mediana) entre las dos muestras (x, y). Así, puede ser utilizada en el mismo modo que la prueba T de *Student*. No se acepta la H_0 y se asume la H_1 cuando ambas muestras de datos tienen diferentes medias (o medianas), indicando que ambas medias (o medianas) provienen de diferentes poblaciones.

Esta prueba funciona de la siguiente forma:

- La prueba estadística U ordena los miembros mixtos de los dos conjuntos de datos (x, y) y proporciona un rango a cada uno.
- Para cada muestra de datos obtenida en el paso previo, se calcula la suma de todos los rangos y se compara con cada uno.
- Si la H_0 es verdadera, es decir, los dos conjuntos de datos tienen la misma media, la suma de los rangos de ambas muestra de datos (x, y) podría ser igual independientemente de la manera que se seleccionase los datos compuestos por los dos conjuntos de datos.

Como la posible combinación de la selección de datos podría ser muy grande $(n!/(n_1!(n_2!))$, donde n_1 es el número de elementos en x , n_2 es el número de elementos en y , con el fin de aceptar o rechazar H_0 , la prueba estadística está seleccionando el mínimo de las siguientes cantidades U_1 y U_2 :

$$U_1 = R_1 - \frac{n_1}{2}(n_1 + 1) \quad (3.11)$$

$$U_2 = R_2 - \frac{n_2}{2}(n_2 + 1) \quad (3.12)$$

donde R_1 y R_2 son la suma de los rangos en cada conjunto de datos.

Cuando los conjuntos de datos son moderadamente grandes, es decir, $(n_1, n_2) > 10$, la prueba estadística U puede ser aproximada como una distribución normal o *Gaussiana* con media μ_u y σ_u calculada como:

$$\mu_u = \frac{n_1 n_2}{2} \quad (3.13)$$

$$\sigma_u = \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 1)}{12}} \quad (3.14)$$

Para la realización de la presente tesis doctoral, la prueba de contraste de hipótesis *Mann-Whitney U* es utilizada para inferir cambios estadísticamente significativos, o no, en los *composites* de las variables explicativas en el proceso de TTs entre la cuenca del Atlántico Norte central y el Atlántico Norte oriental.

Resultados

Esta sección se compone de los cuatro artículos incluidos en esta memoria de tesis doctoral.

El primer artículo fue publicado en enero de 2022 en la revista *Climate Dynamics* con el título "*Wind kinetic energy climatology and effective resolution for the ERA5 reanalysis*". Esta revista está en Q1 dentro de la categoría *Meteorology & Atmospheric Sciences* del *Journal Citation Report* de 2022. Se trata del análisis del espectro energético de la energía cinética turbulenta del viento del reanálisis atmosférico ERA5 para determinar la resolución efectiva del reanálisis y si ERA5 captura adecuadamente la energía en distintas escalas atmosféricas. Los resultados muestran que el reanálisis ERA5 captura adecuadamente la energía a escala sinóptica, sin embargo, el espectro energético no es capaz de reproducir correctamente las tasas de disipación en mesoescala.

El segundo artículo, publicado en julio de 2022 en la revista *Atmospheric Research* lleva por título "*An environmental synoptic analysis of tropical transitions in the central and Eastern North Atlantic*". Esta revista está en Q1 dentro de la categoría *Meteorology & Atmospheric Sciences* del *Journal Citation Report* de 2022. Se identificaron treinta eventos de TT en el Atlántico Norte central y oriental durante el período 1979-2019 en la base de datos del NHC HURDAT para analizar y destacar las diferencias de los procesos de las TTs desde una perspectiva de *composites* centrados en el ciclón y una clasificación ambiental. Los resultados muestran una vaguada meridional de poniente con forzamiento cuasigeostrófico actuando como precursor. La transición está acompañada por gran liberación de calor latente que propicia la redistribución vertical de la vorticidad potencial y la reducción de la cizalladura vertical del viento en 850-300 hPa.

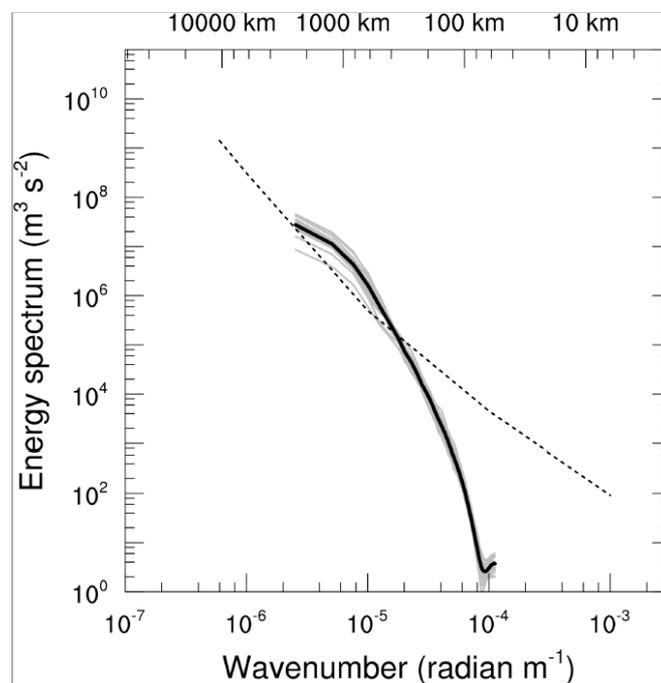
El tercer artículo, publicado en julio de 2023 en la revista *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* lleva por título "*Horizontal kinetic energy analysis of tropical transition simulations with the WRF and HARMONIE-AROME models*". Esta revista está en Q2 dentro de la categoría *Meteorology & Atmospheric Sciences* del *Journal Citation Report* de 2023. A partir de la modelización de cuatro sistemas que experimentaron TT se analizaron las principales características de la energía cinética horizontal asociada a estos sistemas atmosféricos de alta energía. Los ciclones tropicales Delta [2005], Ophelia [2017], Leslie [2018] y Theta [2020] han sido simulados con el modelo de área limitada WRF-ARW y el modelo espectral HARMONIE-AROME. Aunque los resultados muestran características similares entre ambos modelos, el modelo HARMONIE-AROME muestra una disipación y filtrado numérico más intenso mientras que el WRF-ARW tiende a representar un espectro

sobre-energizado a escala sinóptica. La predictibilidad es diferente para las cuatro TTs estudiadas, con resultados desde predictibilidad ilimitada a predictibilidad muy baja a escala sinóptica. Los términos del *budget* energético relacionados con la transferencia espectral no-lineal, la divergencia tridimensional y las tendencias de los procesos diabáticos, se han identificado como los principales términos que más influyen en la curva del espectro energético. Sin embargo, los términos de conversión cinética y potencial, el flujo vertical de la energía cinética horizontal y los términos de la divergencia de la presión, juegan roles secundarios en el comportamiento del espectro. El papel de la convección, liberación de calor latente y el disparo de la convección profunda está contemplado y se encuentra una relación entre los diferentes niveles verticales.

El cuarto artículo fue publicado en mayo de 2023 en la revista *Atmospheric Research* con el título "*Assessing the performance of the HARMONIE-AROME and WRF-ARW numerical models in North Atlantic Tropical Transitions*". Esta revista está en Q1 dentro de la categoría *Meteorology & Atmospheric Sciences* del *Journal Citation Report* de 2023. En este trabajo se han evaluado y verificado los modelos de área limitada WRF-ARW y HARMONIE-AROME en cuatro TCs con procesos de TT. Se ha aplicado métodos de verificación tradicionales y espaciales a datos satelitales (MSG-IR10.8 e IMERG). Los resultados relativos a los procesos asociados a TT son superiores para el modelo HARMONIE-AROME que para el WRF-ARW.

6.1. WIND KINETIC ENERGY CLIMATOLOGY AND EFFECTIVE RESOLUTION FOR THE ERA5 REANALYSIS

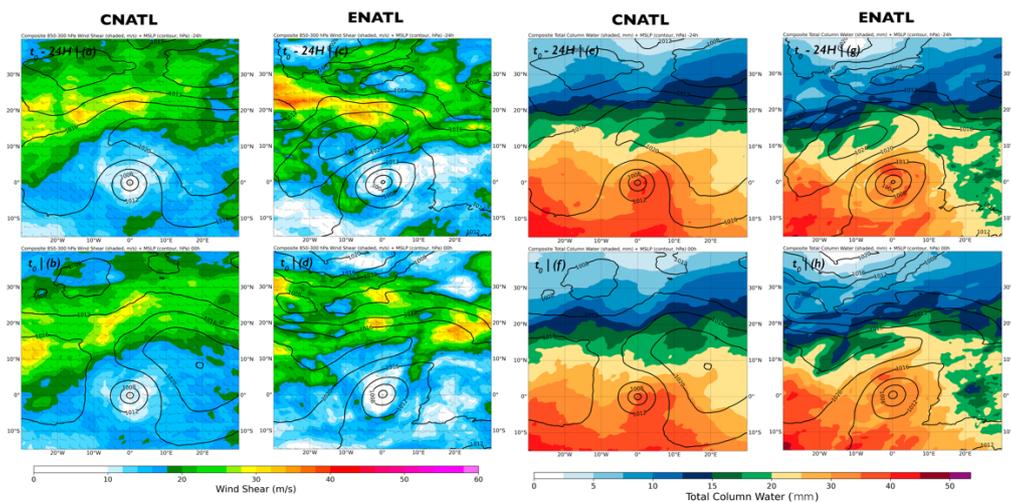
Bolgiani, P., Calvo-Sancho, C., Díaz-Fernández, J., Quitián-Hernández, L., Sastre, M., Santos-Muñoz, D., Farrán, J.I., González-Alemán J.J., Valero, F., Martín, M. L. (2022). Wind kinetic energy climatology and effective resolution for the ERA5 reanalysis. *Climate Dynamics*, 59(3-4), 737-752.



<https://doi.org/10.1007/s00382-022-06154-y>

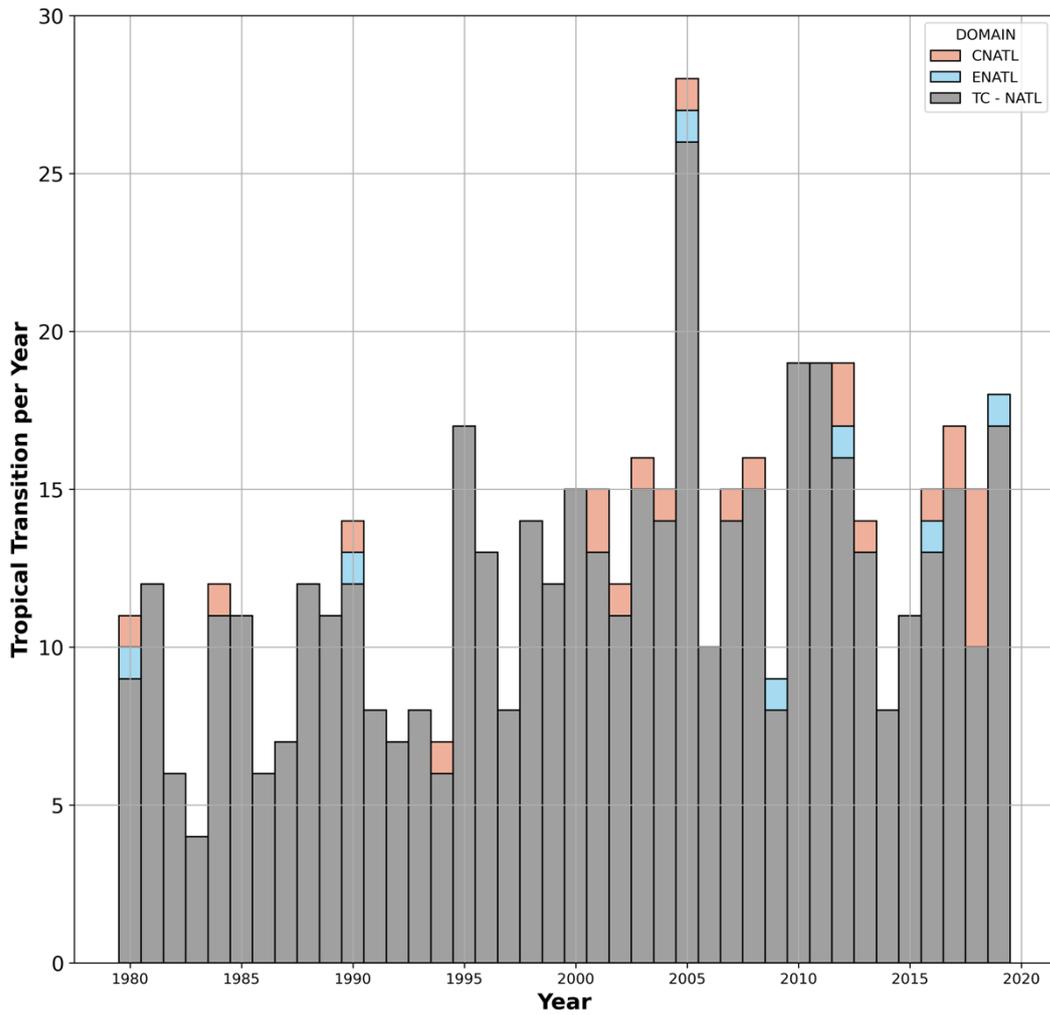
6.2. AN ENVIRONMENTAL SYNOPTIC ANALYSIS OF TROPICAL TRANSITIONS IN THE CENTRAL AND EASTERN NORTH ATLANTIC

Calvo-Sancho, C., González-Alemán, J. J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., Farrán, J. I., & Martín, M. L. (2022). An environmental synoptic analysis of tropical transitions in the central and Eastern North Atlantic. *Atmospheric Research*, 278, 106353.



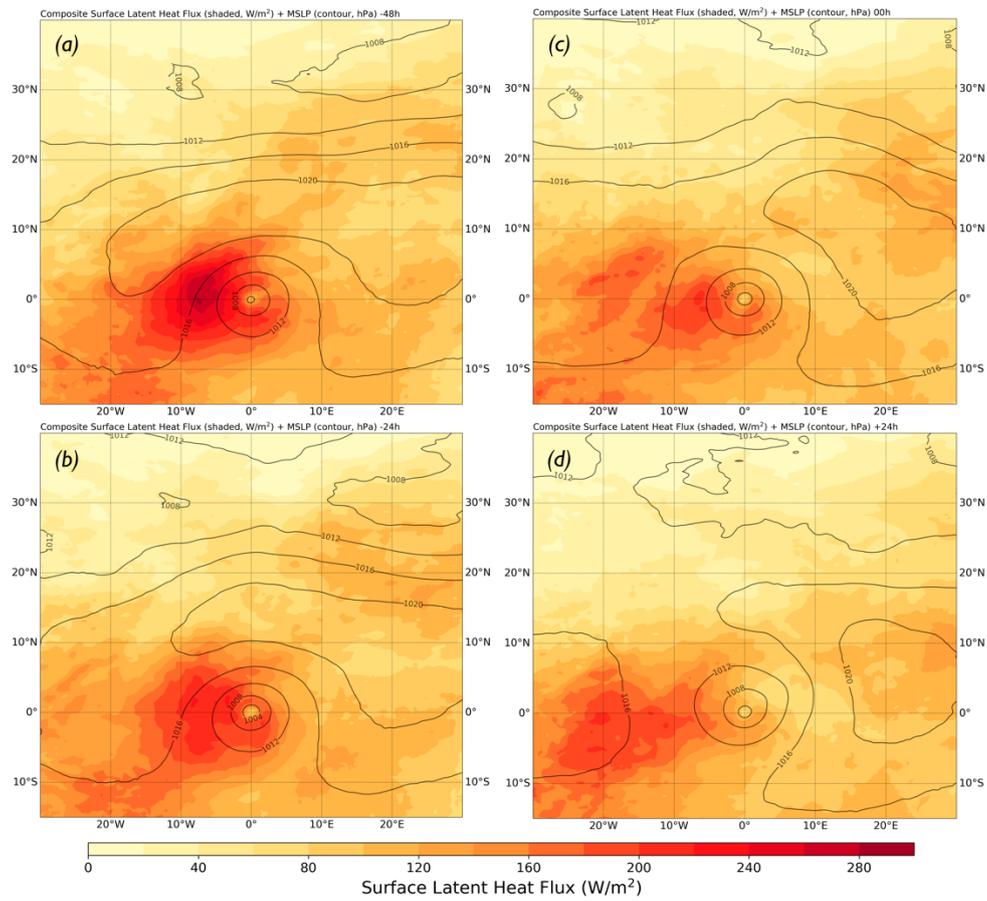
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106353>

Supplemental material of *An Environmental Synoptic Analysis of Tropical Transitions in the Central and Eastern North Atlantic*



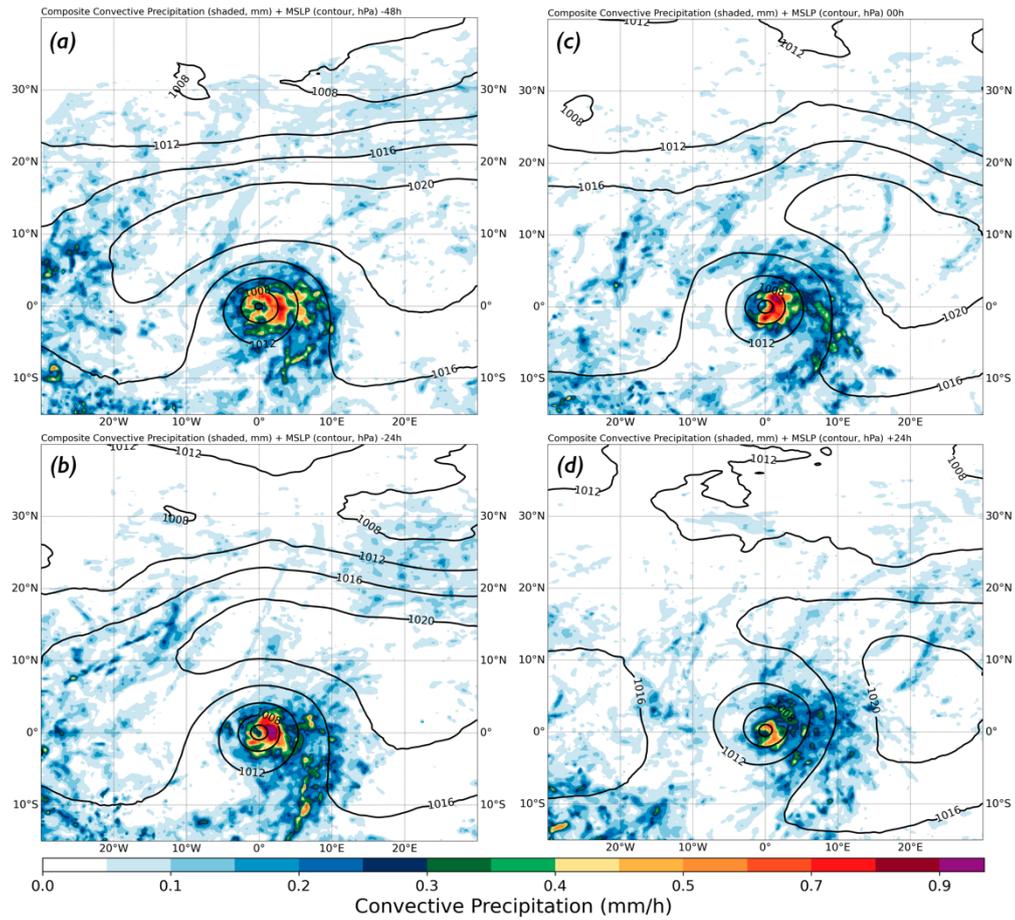
S1: Yearly distribution of the TTs and tropical cyclones identified within the NATL basin during the period 1979-2019.

North Atlantic Basin Surface Latent Heat Flux

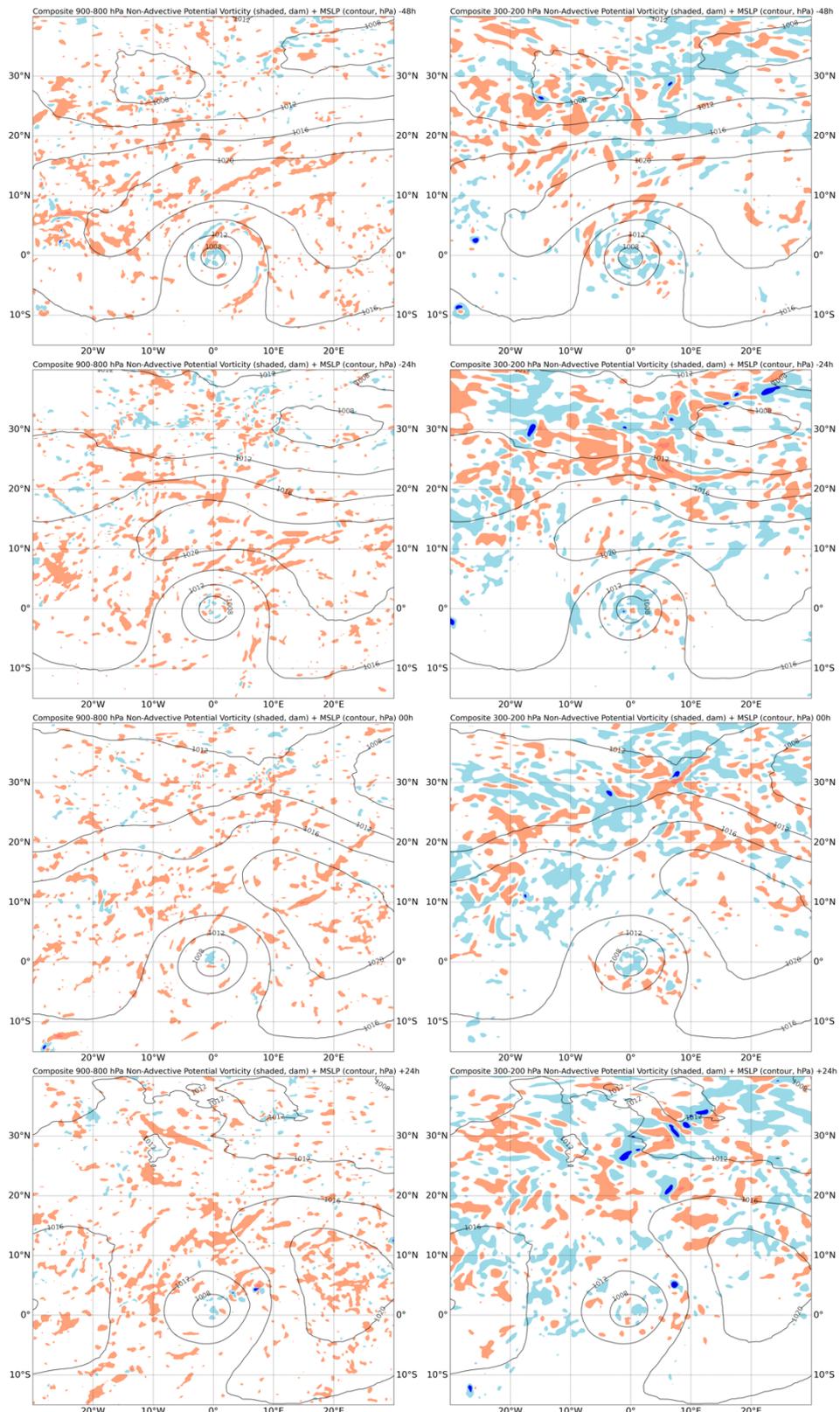


S2: Storm-centered composited for the 30 TTs evaluated in NATL. (a) $t_0 - 48$ h, (b) $t_0 - 24$ h, (c) t_0 , (d) $t_0 + 24$ h of surface latent heat release (shaded, W/m^2) and MSLP (black contours, hPa)

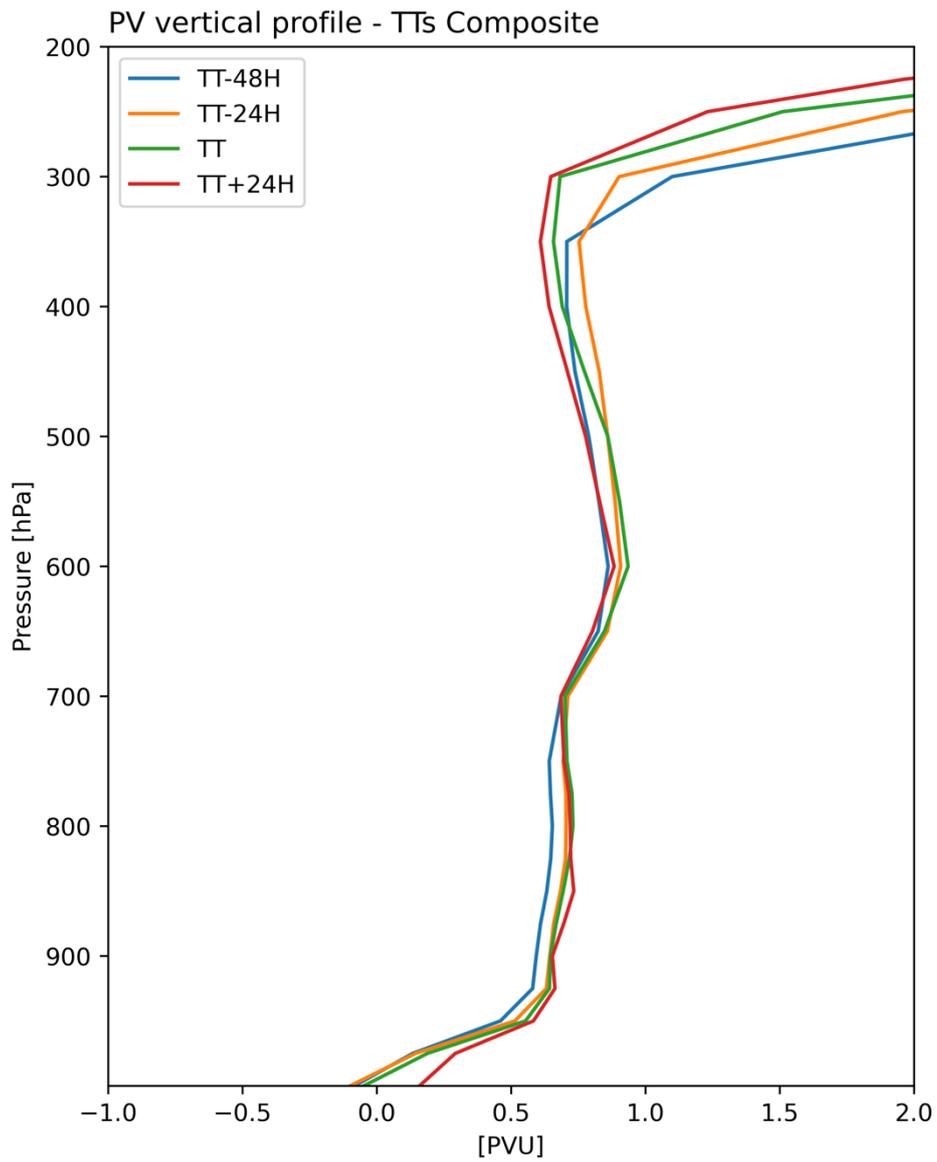
North Atlantic Basin Convective Precipitation



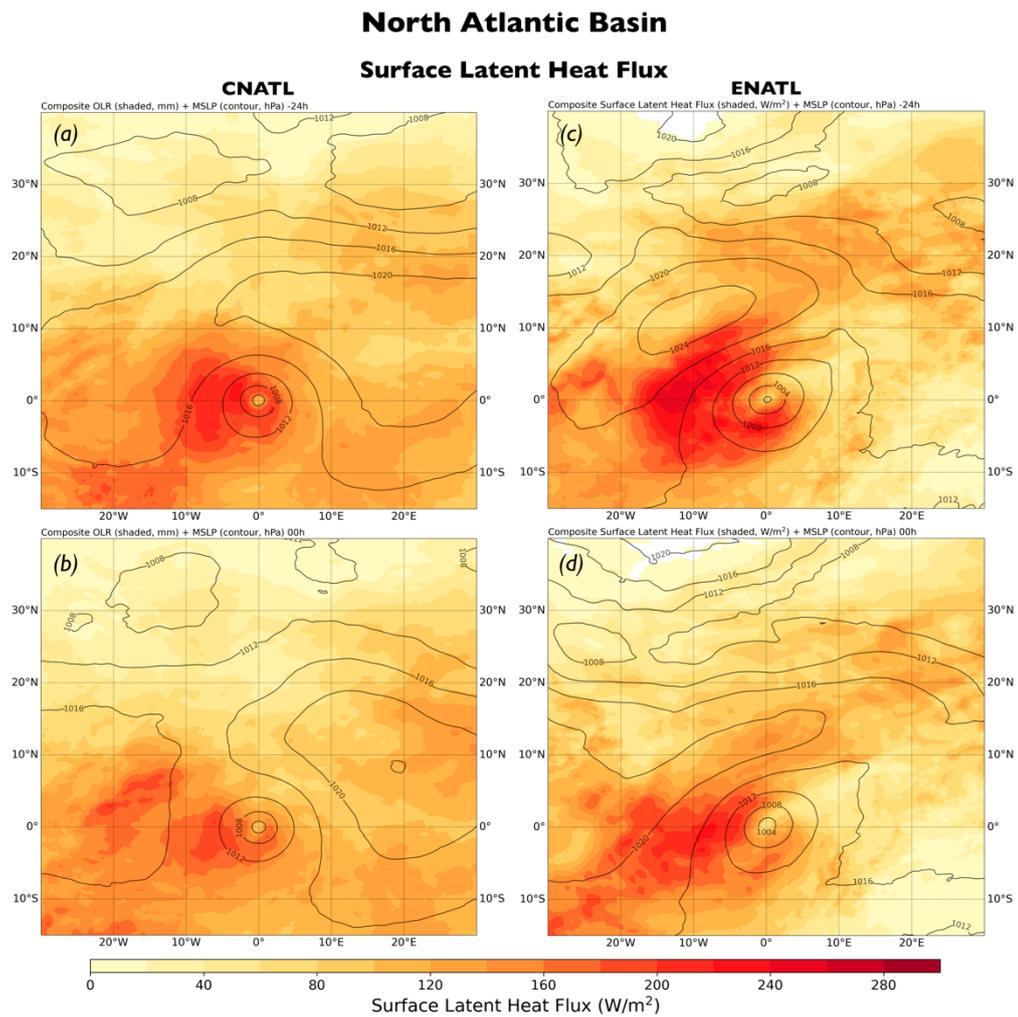
S3: Storm-centered composited for the 30 TTs evaluated in NATL. (a) $t_0 - 48$ h, (b) $t_0 - 24$ h, (c) t_0 , (d) $t_0 + 24$ h of convective precipitation (shaded, mm/h) and MSLP (black contours, hPa)



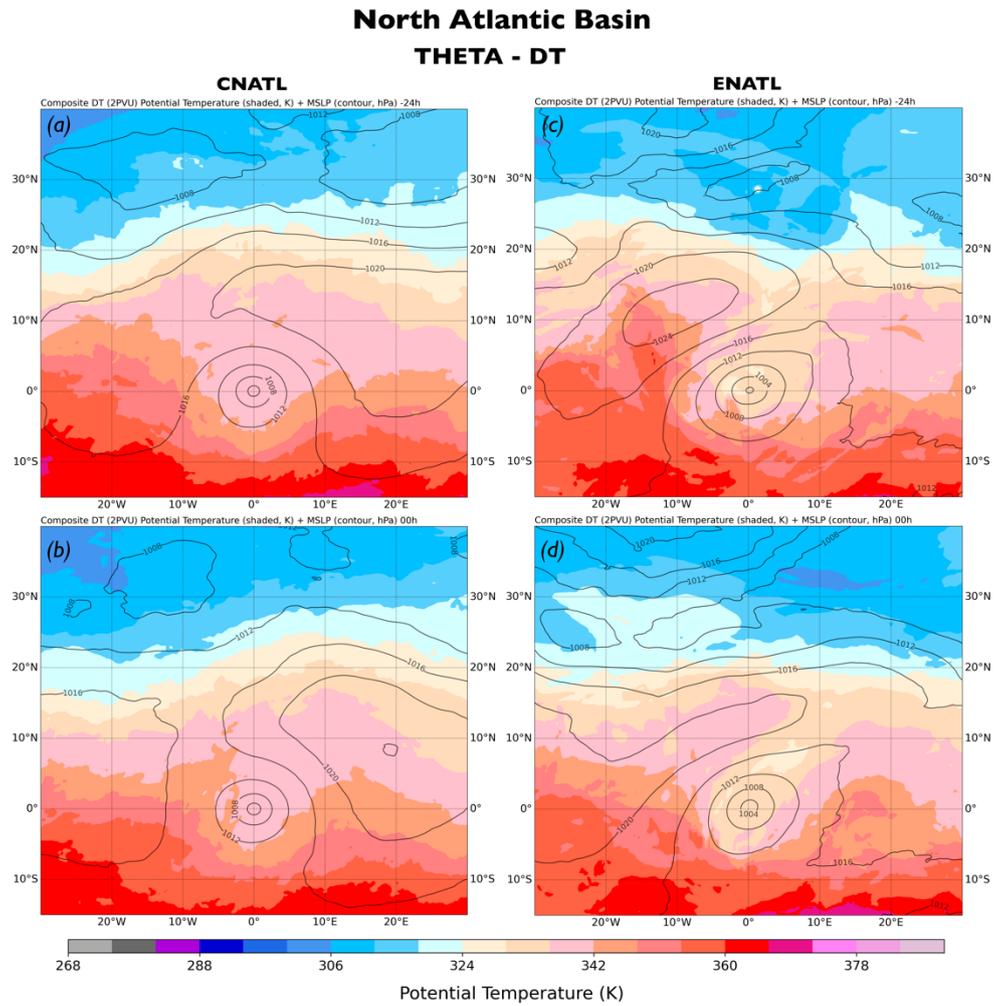
S4: Storm-centered composite for Non-Advection Potential Vorticity advection induced by latent heat release. (left) 900-800 hPa; (right) 200-300 hPa. Units of PVU h⁻¹ with positive (negative) values in brown (blue), in increments of 0.01, 0.05 and 0.2 PVU h⁻¹ (0.01, 0.05 and 0.2 PVU h⁻¹).



S5: Vertical profiles for Potential Vorticity for storm-centered composite, averaged 300 km around cyclone center at the time t_0-48H , t_0-24H , t_0 and t_0+24H .



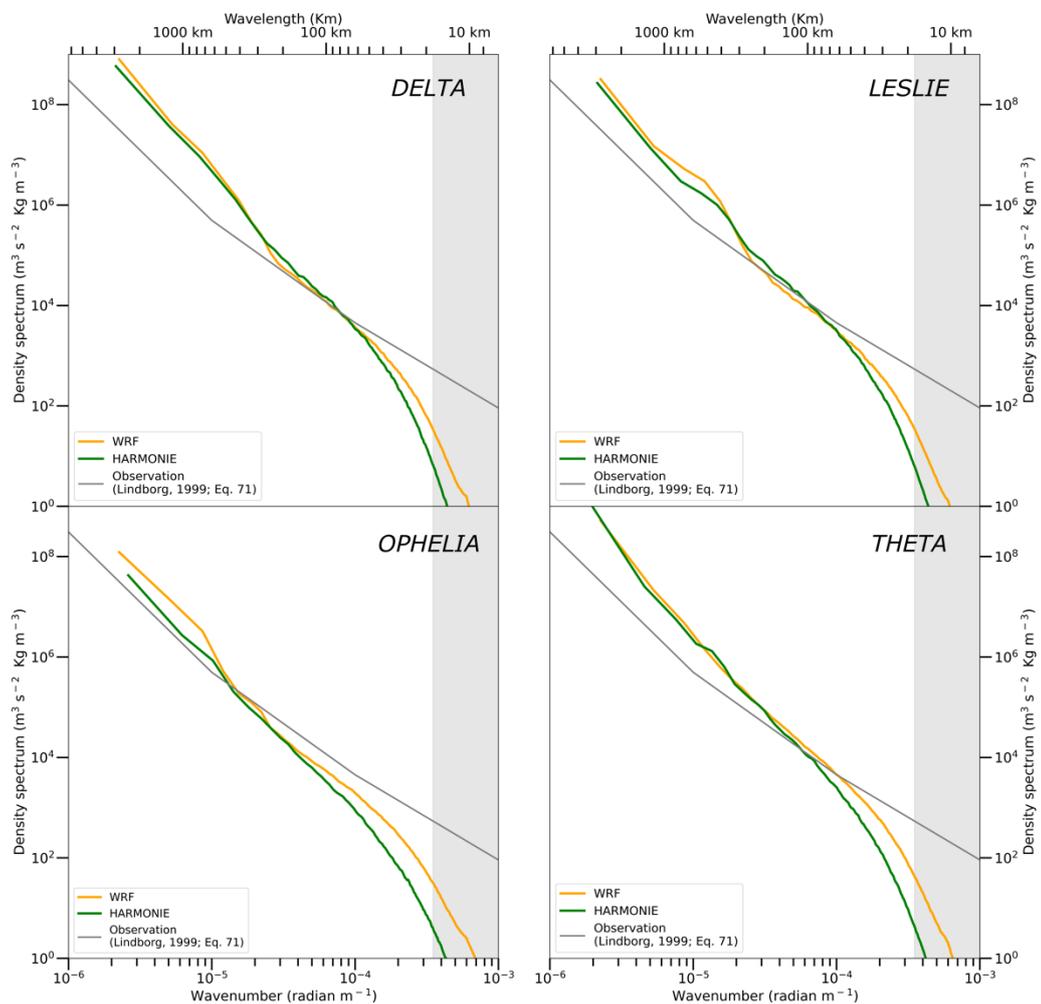
S6: Storm-centered composites for the central NATL and eastern NATL basins (a, c) $t_0 - 24$ h, (b, d) t_0 of surface latent heat flux (shaded, W/m^2) and MSLP (black contours, hPa).



S7: Storm-centered composites for the central NATL and eastern NATL basins (a, c) $t_0 - 24$ h, (b, d) t_0 of θ -DT (shaded, dam) and MSLP (black contours, hPa).

6.3. HORIZONTAL KINETIC ENERGY ANALYSIS OF TROPICAL TRANSITION SIMULATIONS WITH THE WRF AND HARMONIE-AROME MODELS

Calvo-Sancho, C., Bolgiani, P., Subias, Á., Sastre, M., González-Alemán, J. J., & Martín, M. L. (2023). Horizontal kinetic energy analysis of tropical transition simulations with the WRF and HARMONIE-AROME models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 149(756), 2655-2677.



<https://doi.org/10.1002/qj.4523>

Supplemental material of *Horizontal Kinetic Energy Analysis of Tropical Transition Simulations with the WRF and HARMONIE-AROME models*

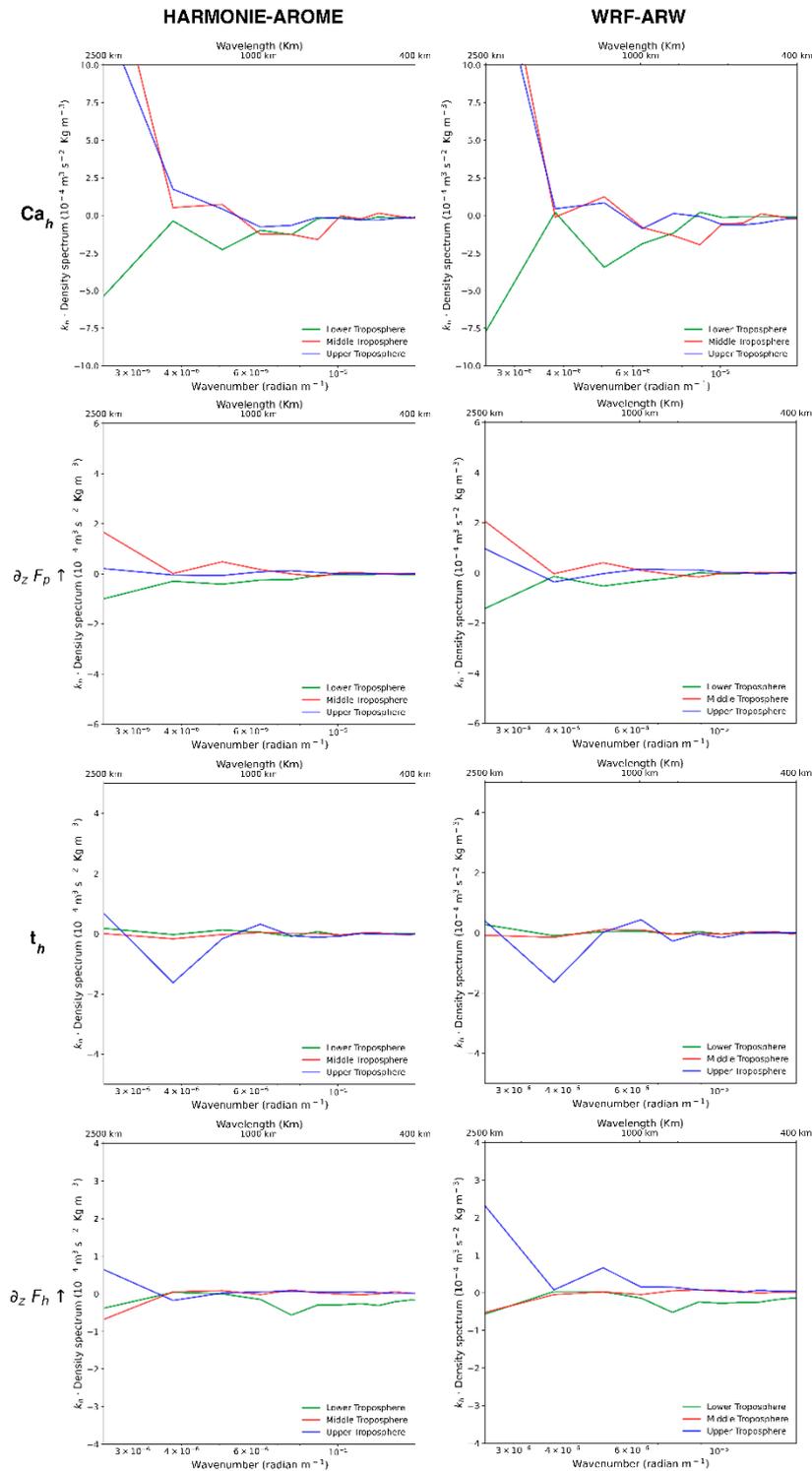


Figure 1: Averaged TKE spectral budget terms ($\text{m}^2 \text{s}^{-3} \text{kg m}^{-3}$) in Eq. (2): a), b) $C_{A \rightarrow h}$; c), d) $\partial_z F_{p \uparrow}$; e), f) t_h ; g), h) $\partial_z F_{h \uparrow}$ for HAR (left column) and WRF (right column) at synoptic scale. Legends are included in panels. Spectra

are multiplied by k_h to preserve area in log-linear coordinates. Magnitudes in y axis can change in each term.

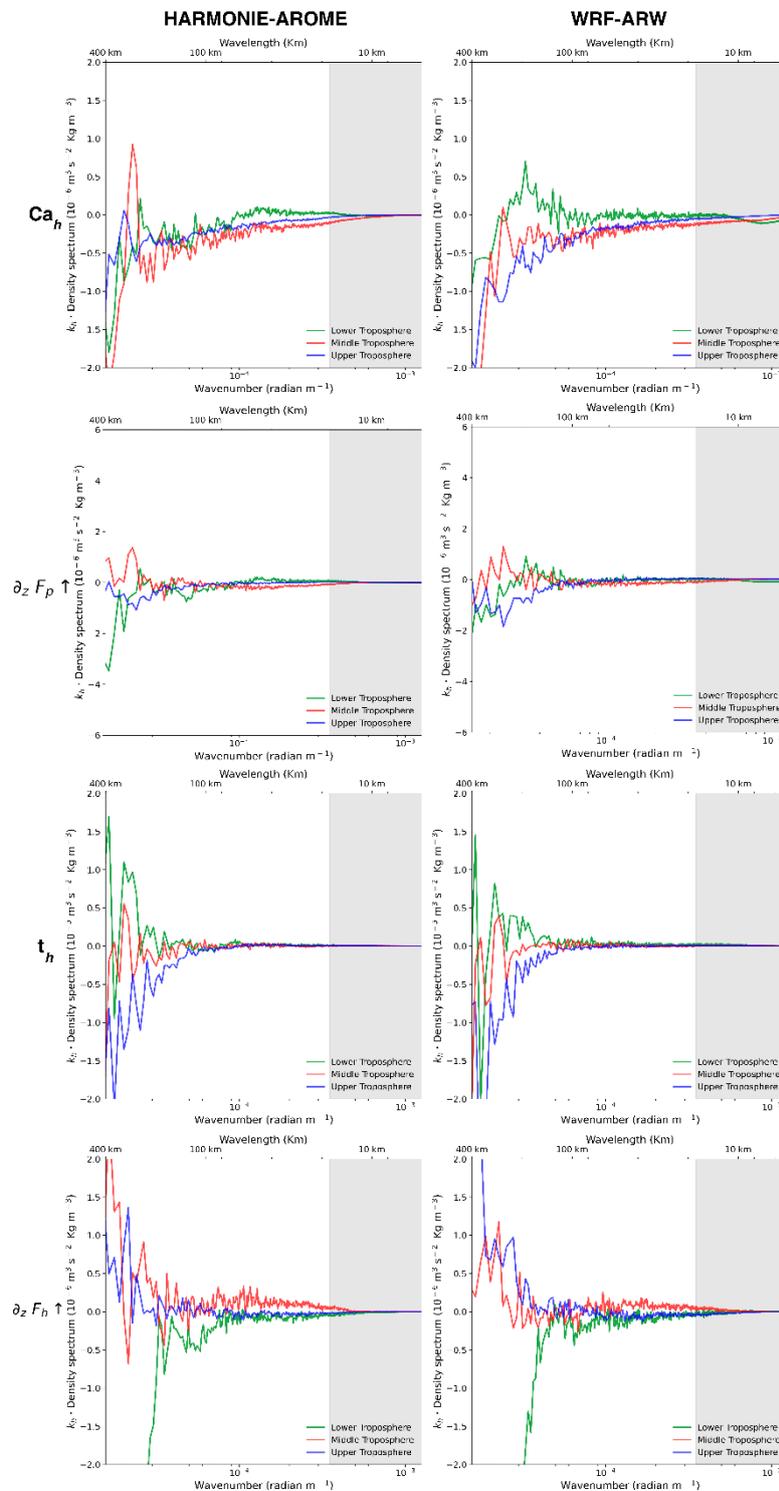


Figure 2: As Fig. 1 but at mesoscale.

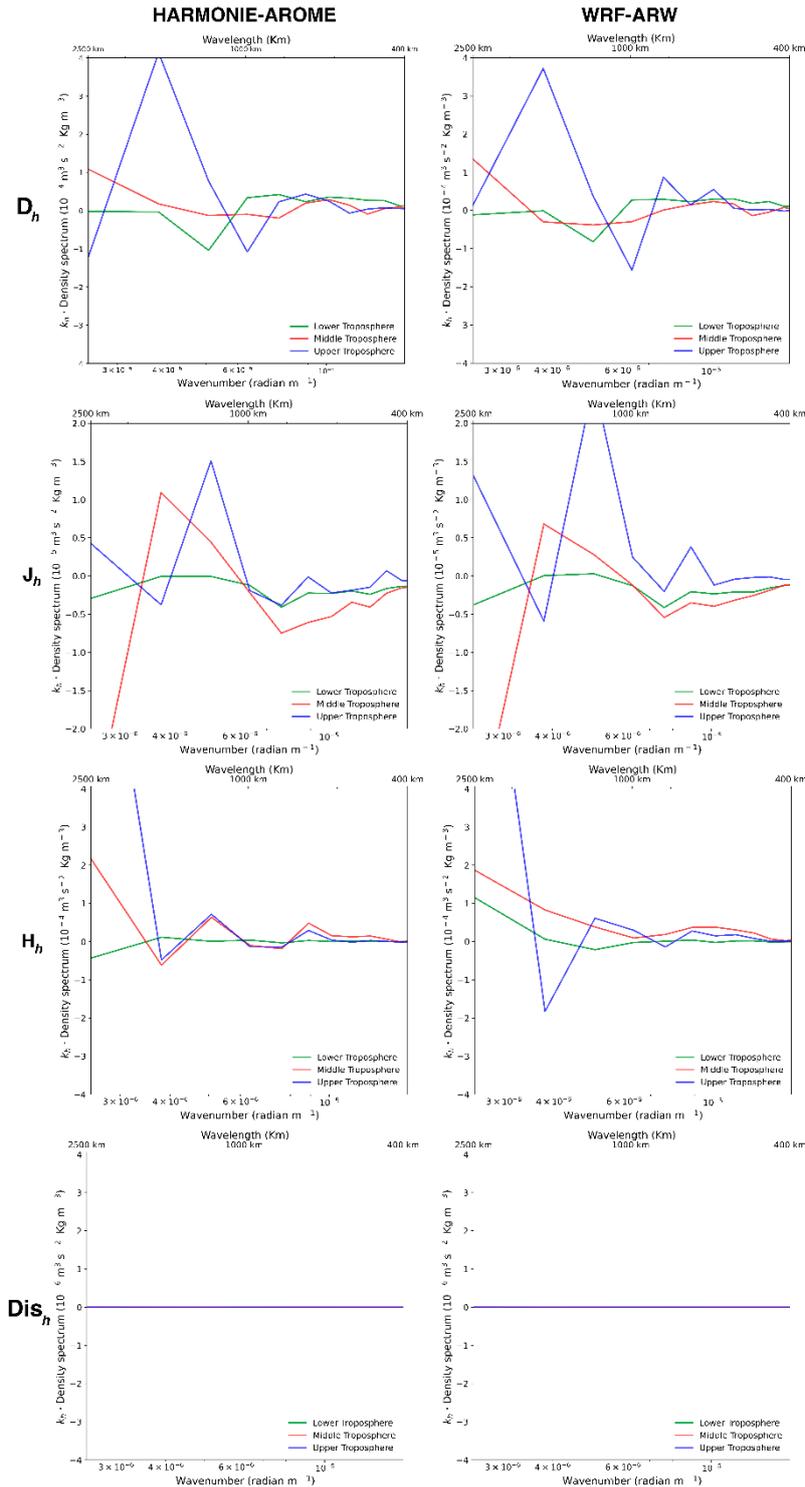


Figure 3: Averaged TKE spectral budget terms ($\text{m}^2 \text{s}^{-3} \text{kg m}^{-3}$) in Eq. (2): a), b) Div_h ; c), d) J_h ; e), f) H_h ; g), h) D_h for HAR (left column) and WRF (right column) at synoptic scale. Legends are included in panels. Spectra are multiplied by k_h to preserve area in log-linear coordinates. Magnitudes in y axis can change in each term.

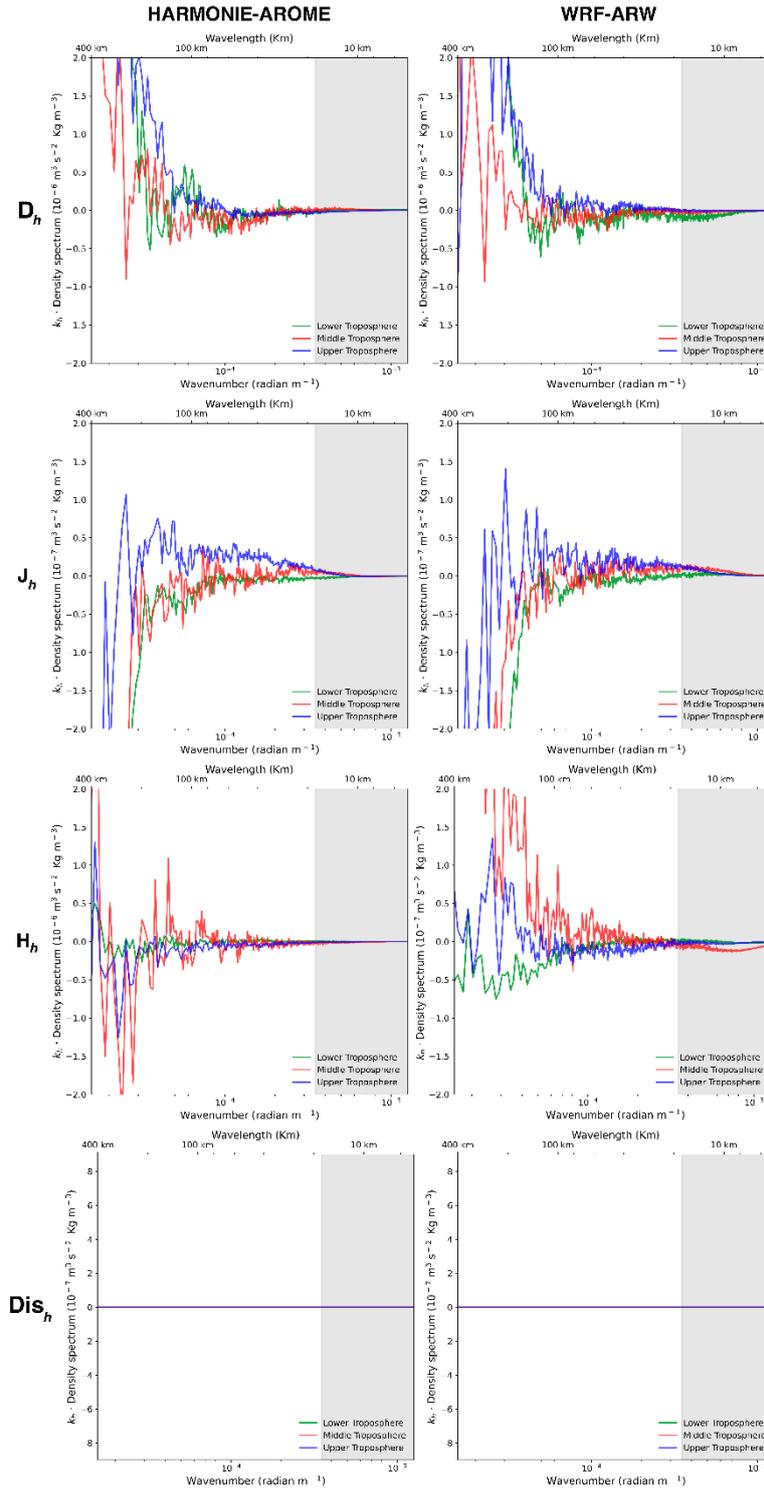


Figure 4: As Fig. 3 but at mesoscale.

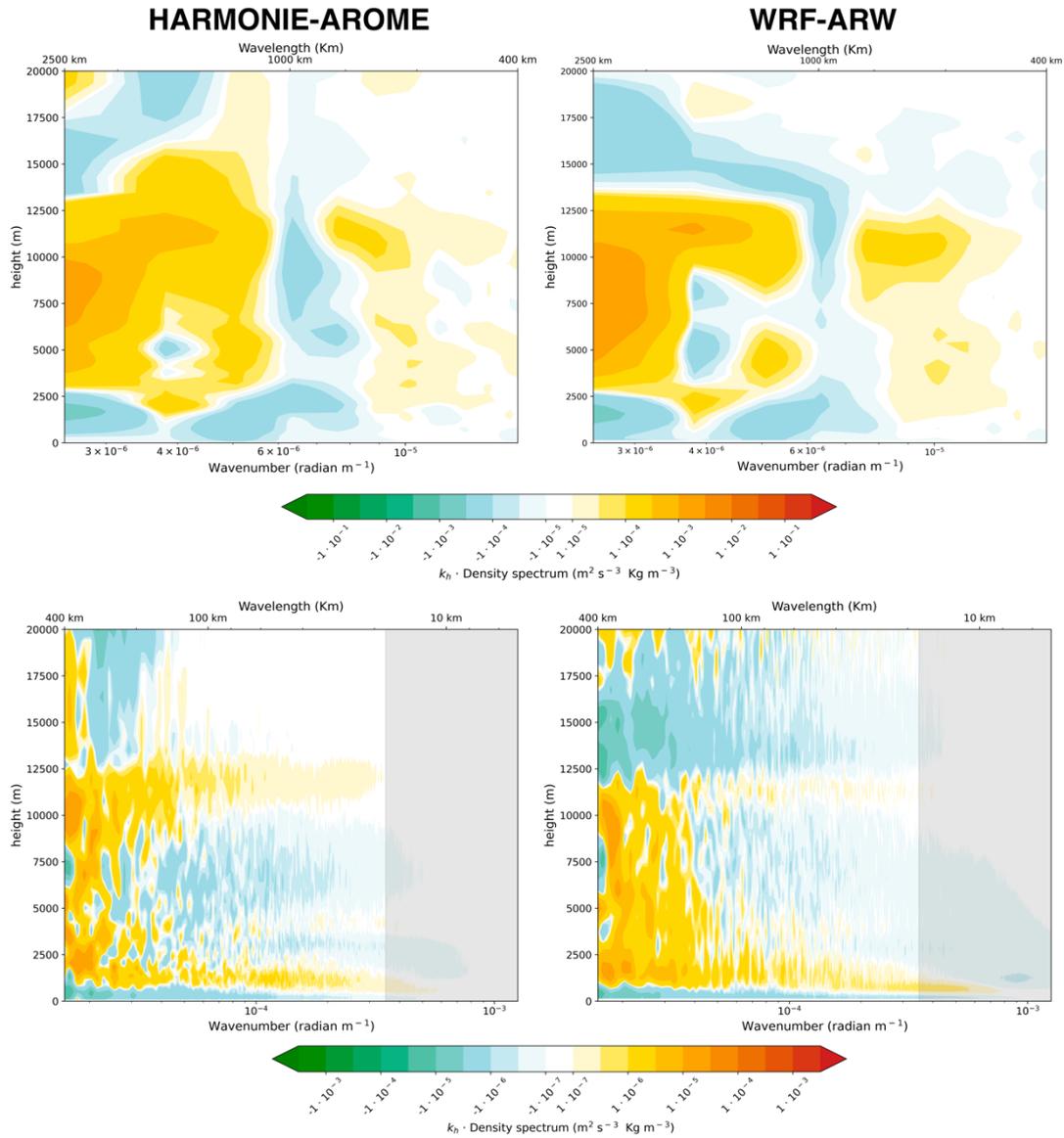


Figure 5: HARMONIE-AROME and WRF horizontal wavenumber spectra of the: (up) large-scale, (down) meso-scale net direct forcings ($\text{m}^2 \text{s}^{-3} \text{kg m}^{-3}$).

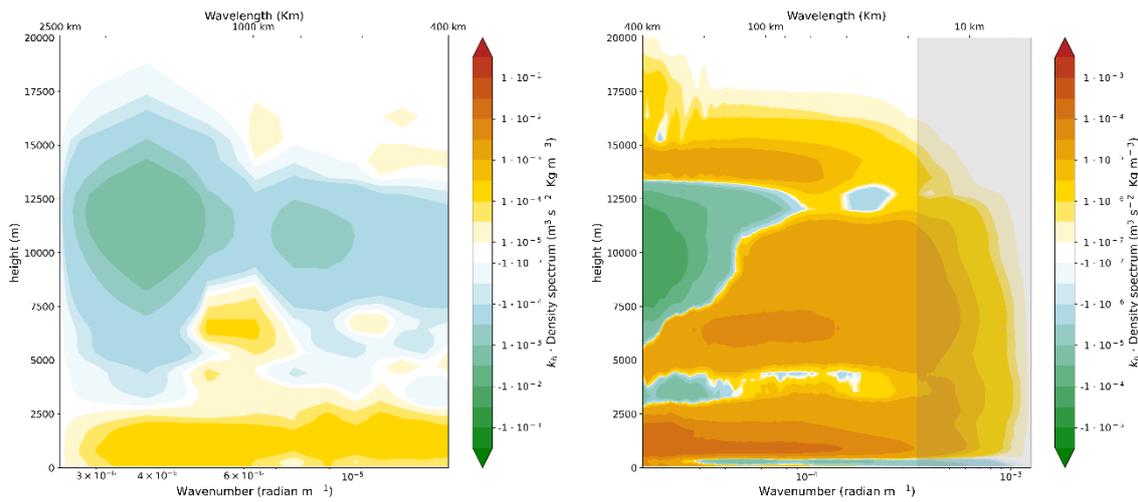


Figure 6: Horizontal wavenumber spectra ($\text{m}^2 \text{s}^{-3} \text{kg m}^{-3}$) of the nonlinear spectral fluxes of HKE averaged in time for HAR: synoptic scale (left column), mesoscale (right column). Spectra are multiplied by k_h to preserve area in log-linear coordinates. Magnitudes in y axis can change in each term.

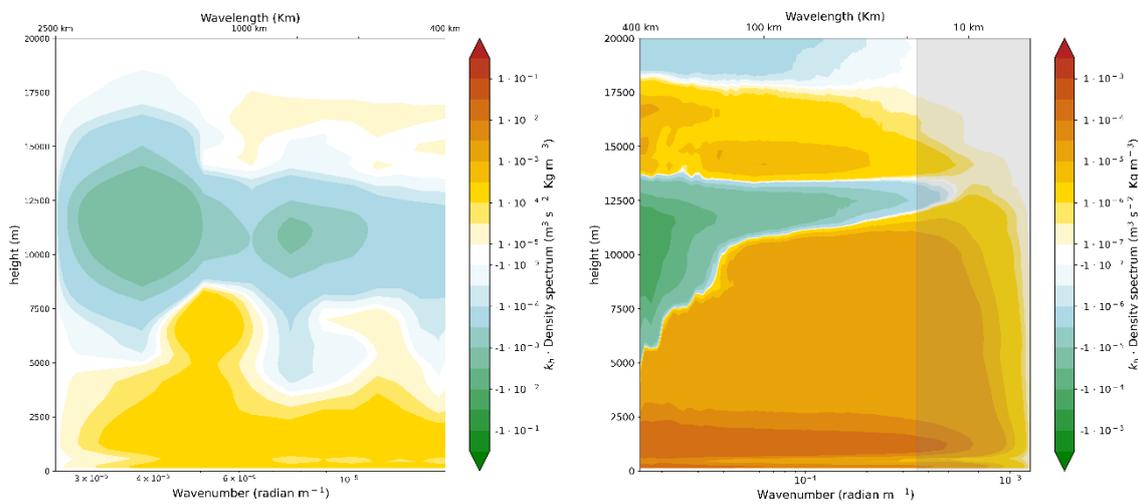
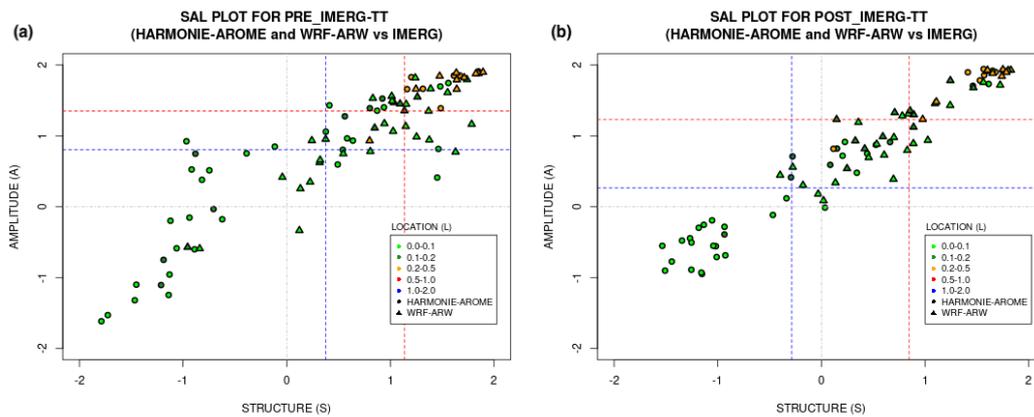


Figure 7: As Fig. 6 but for WRF.

6.4. ASSESSING THE PERFORMANCE OF THE HARMONIE-AROME AND WRF-ARW NUMERICAL MODELS IN NORTH ATLANTIC TROPICAL TRANSITIONS

Calvo-Sancho, C., Quitián-Hernández, L., González-Alemán, J. J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., & Martín, M. L. (2023). Assessing the performance of the HARMONIE-AROME and WRF-ARW numerical models in North Atlantic Tropical Transitions. *Atmospheric Research*, 291, 106801.



<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106801>

Supplemental material of Assessing the Performance of the HARMONIE-AROME and WRF-ARW Numerical Models in North Atlantic Tropical Transitions

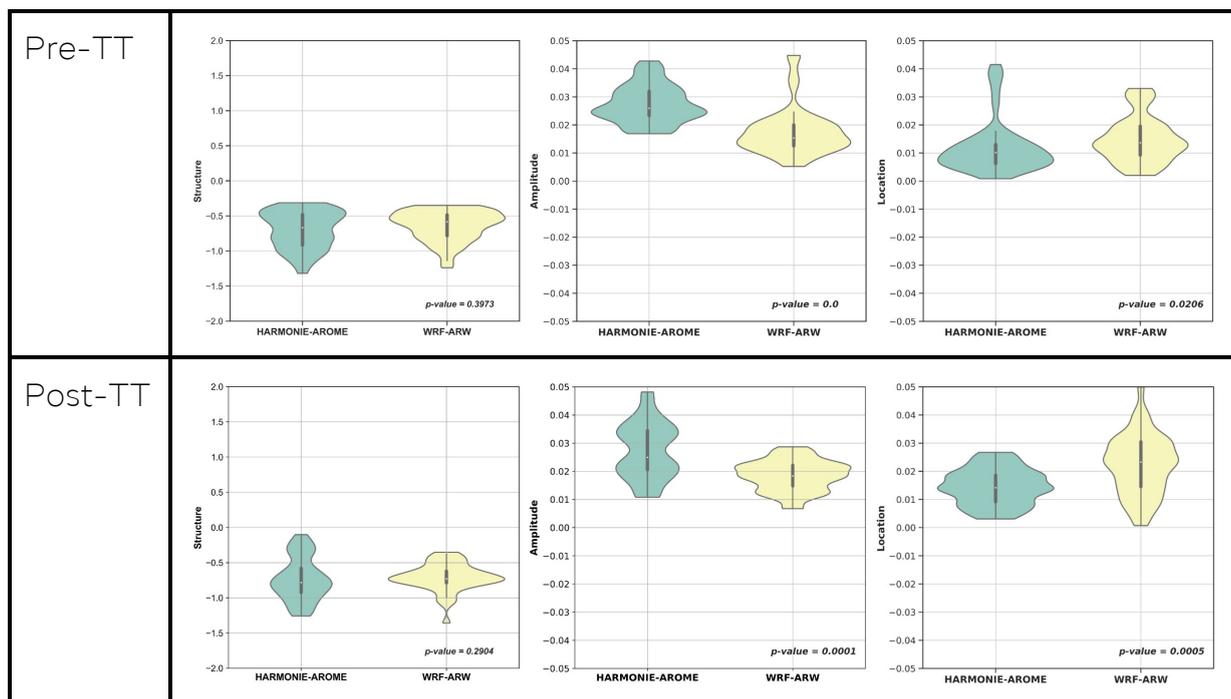
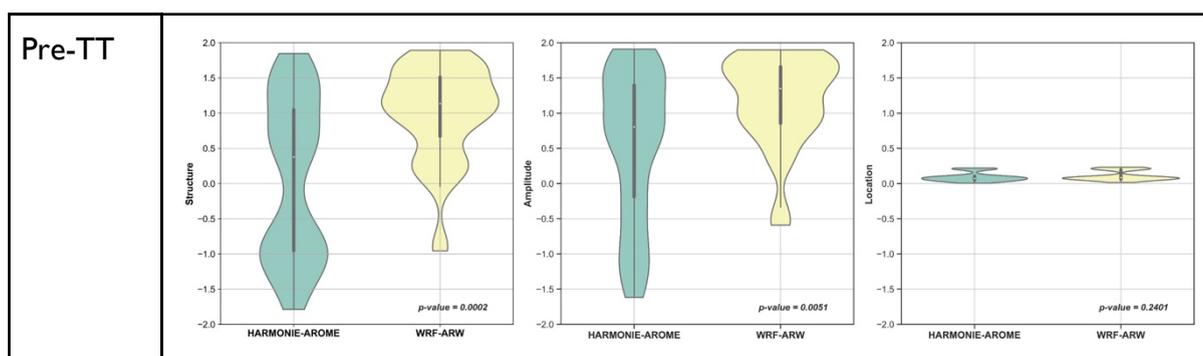


Figure 1A. Brightness temperature HARMONIE-AROME (green) and WRF (yellow) model's violin diagrams regarding the three SAL parameters for the pre-TT (above) and post-TT (below) period. The A and L components have been computed at different intervals for better visualization.



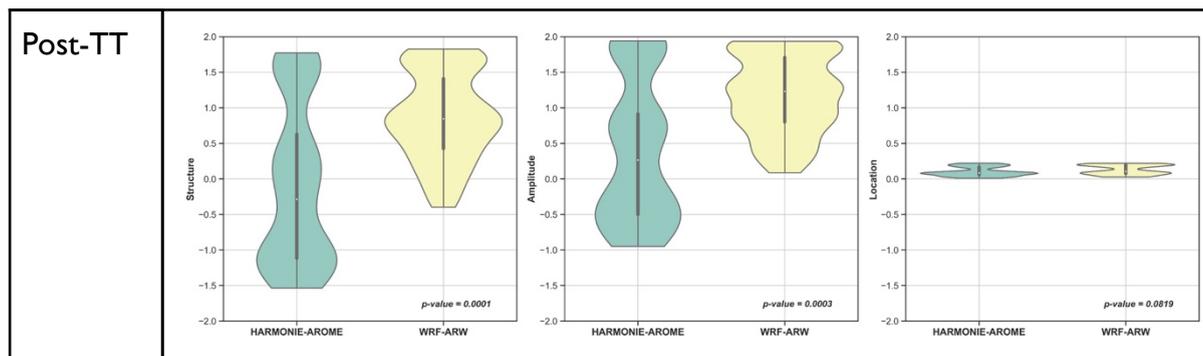


Figure 1B. Same as Figure XX except for the accumulated precipitation.

Brightness Temperature PRE period examples

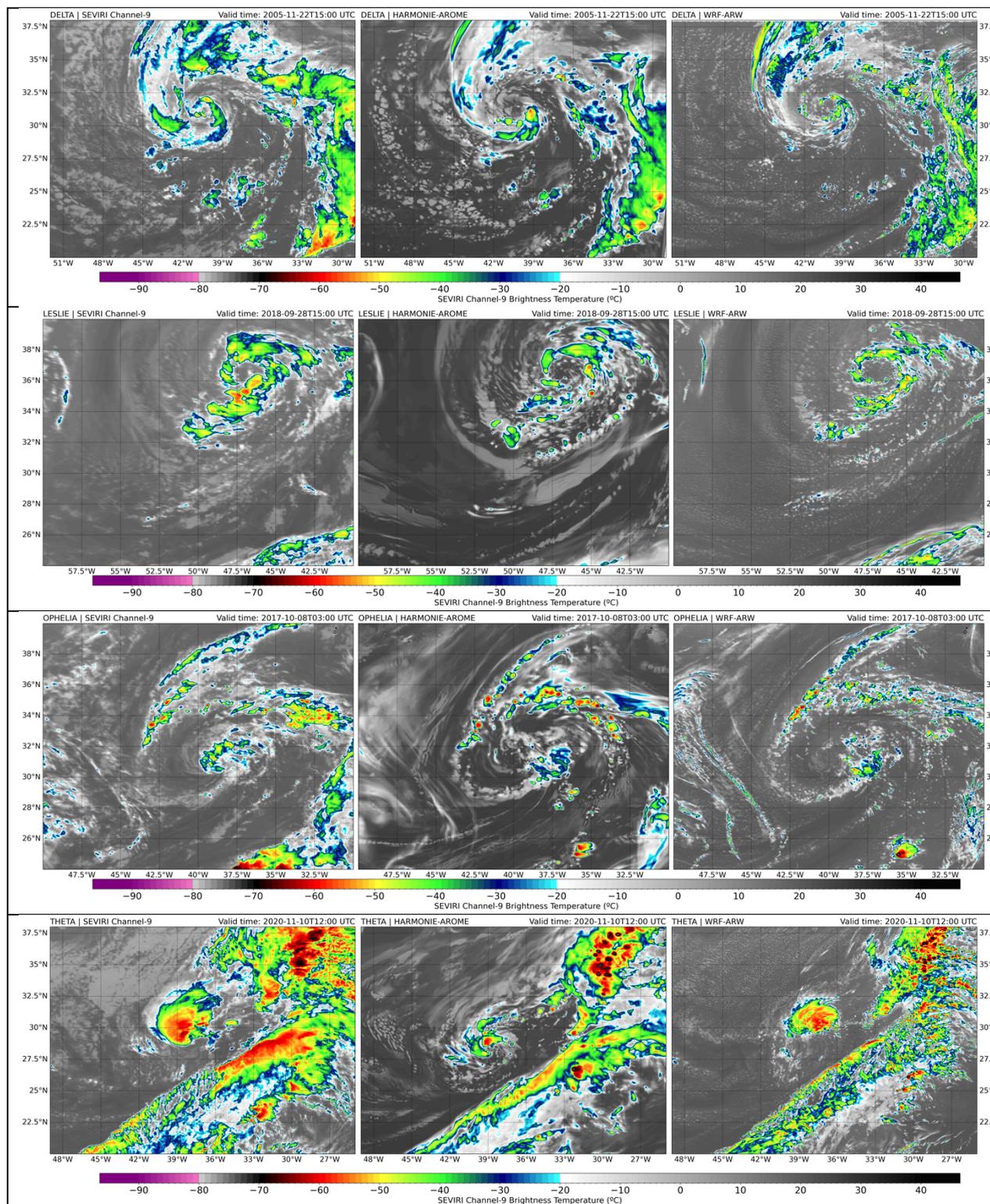


Figure 2a: Brightness Temperature examples for the PRE period in TT Delta, Leslie, Ophelia and Theta.

Brightness Temperature POST period examples

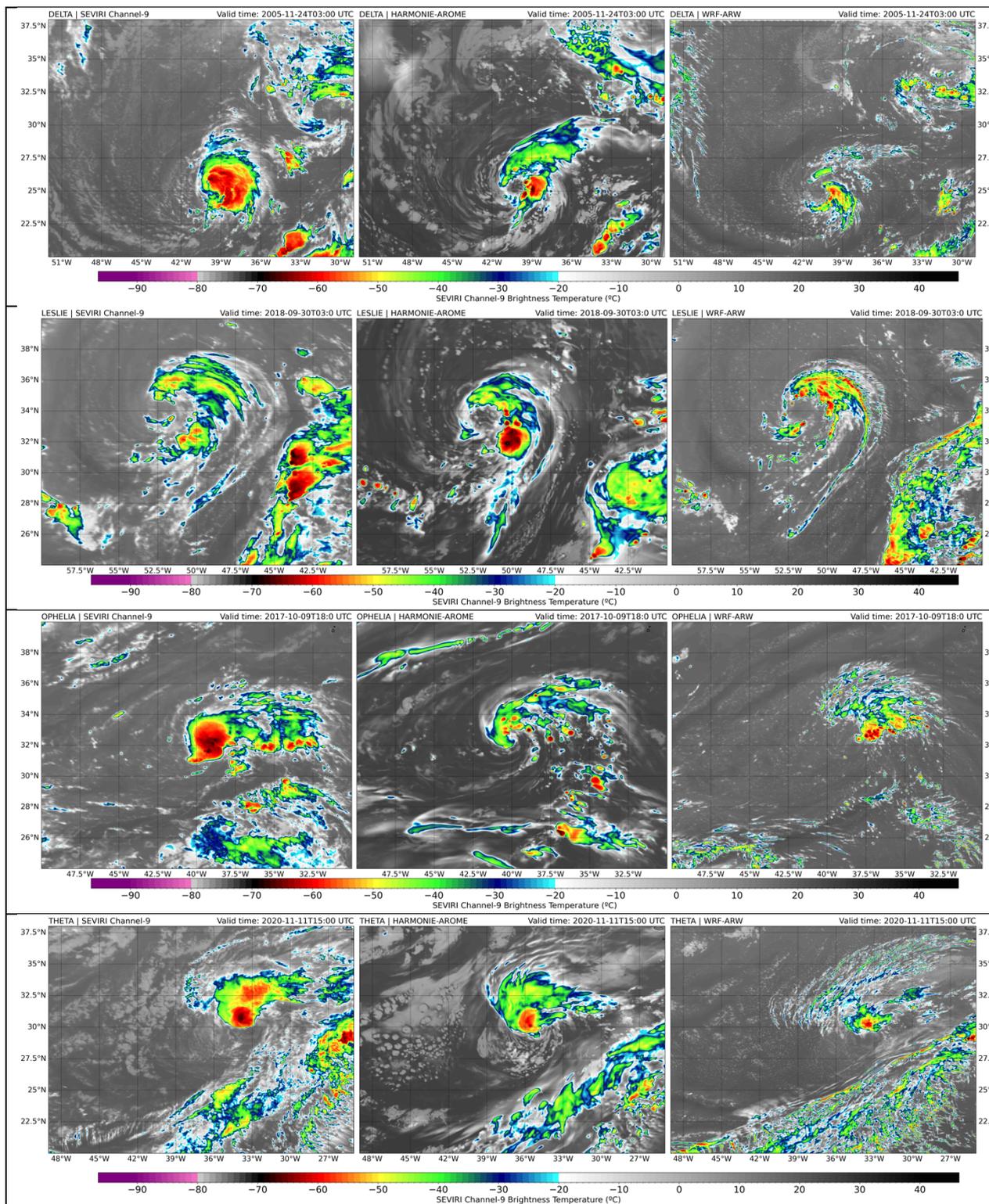


Figure 2b: Brightness Temperature examples for the POST period in TT Delta, Leslie, Ophelia and Theta.

IMERG and Accumulated Precipitation PRE period examples

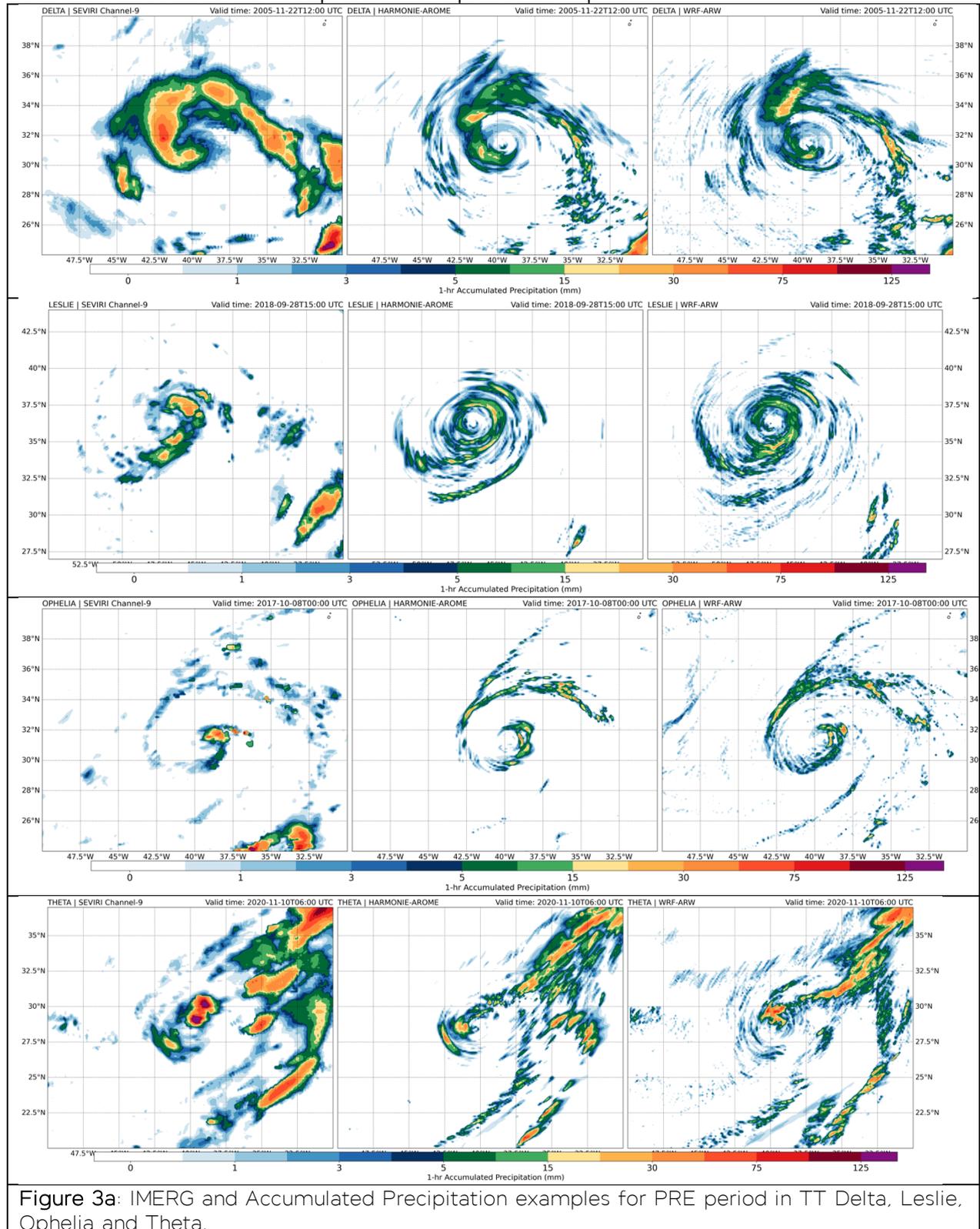


Figure 3a: IMERG and Accumulated Precipitation examples for PRE period in TT Delta, Leslie, Ophelia and Theta.

IMERG and Accumulated Precipitation POST period examples

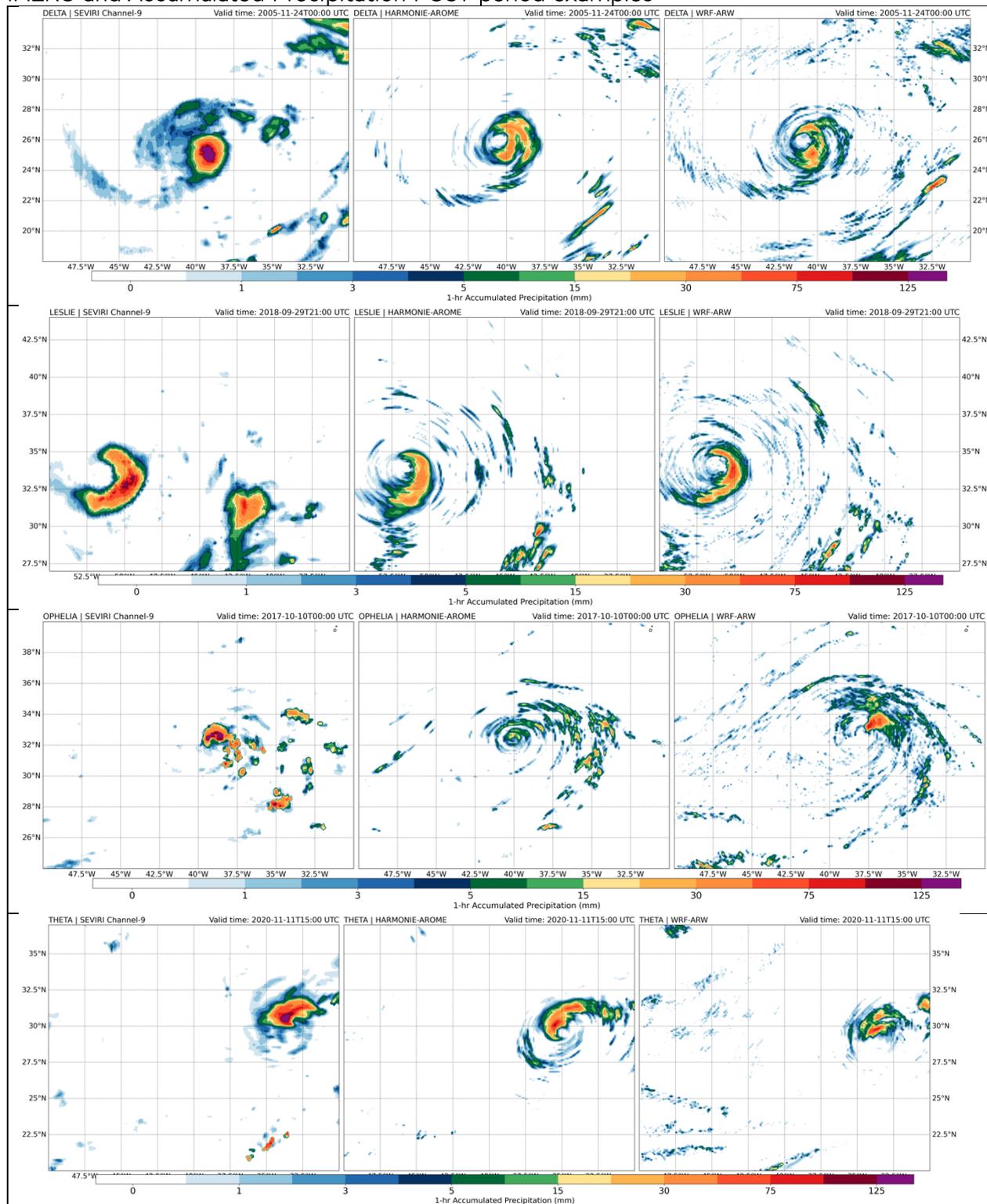


Figure 3b: IMERG and Accumulated Precipitation examples for POST period in TT Delta, Leslie, Ophelia and Theta.

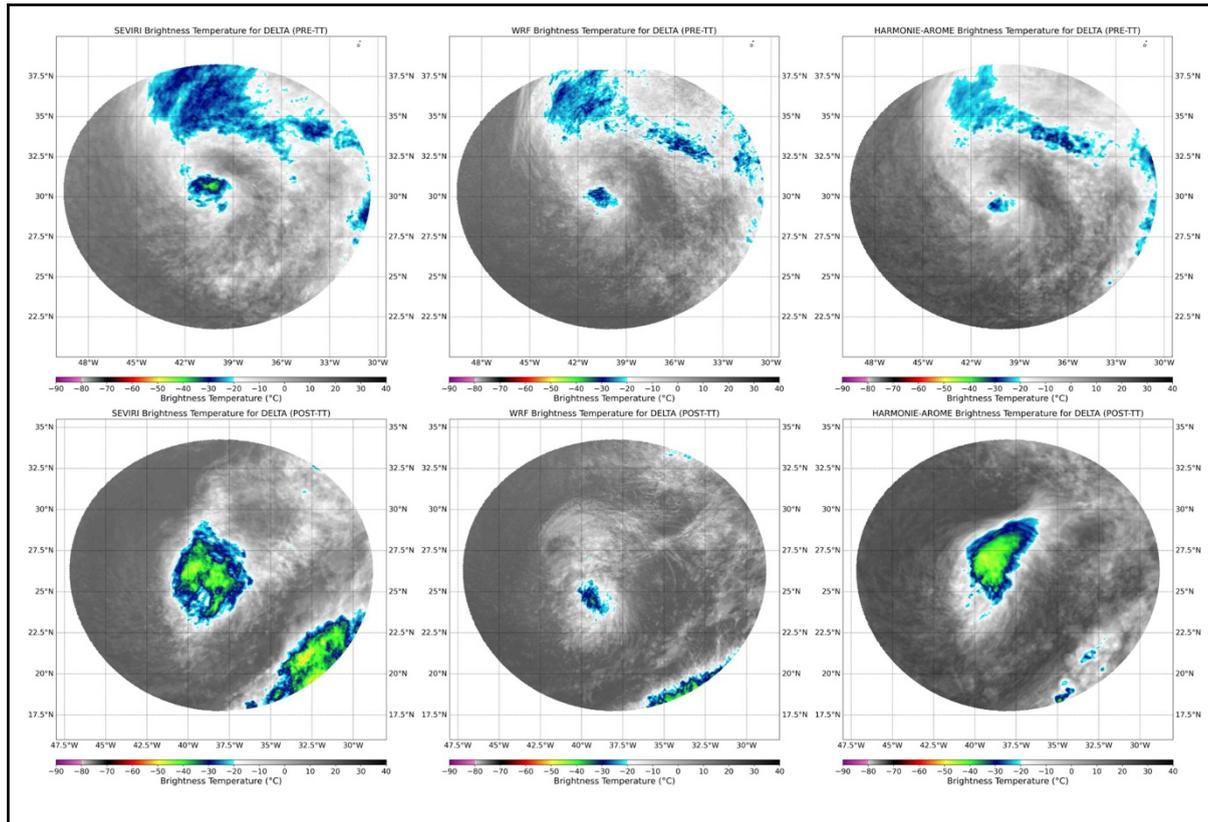


Figure 3A. Delta's (top) BT (K) mean for the MSG-SEVIRI satellite (first column), WRF (second column), and HARMONIE-AROME model (third column) during the pre-TT (top) and post-TT (bottom) period.

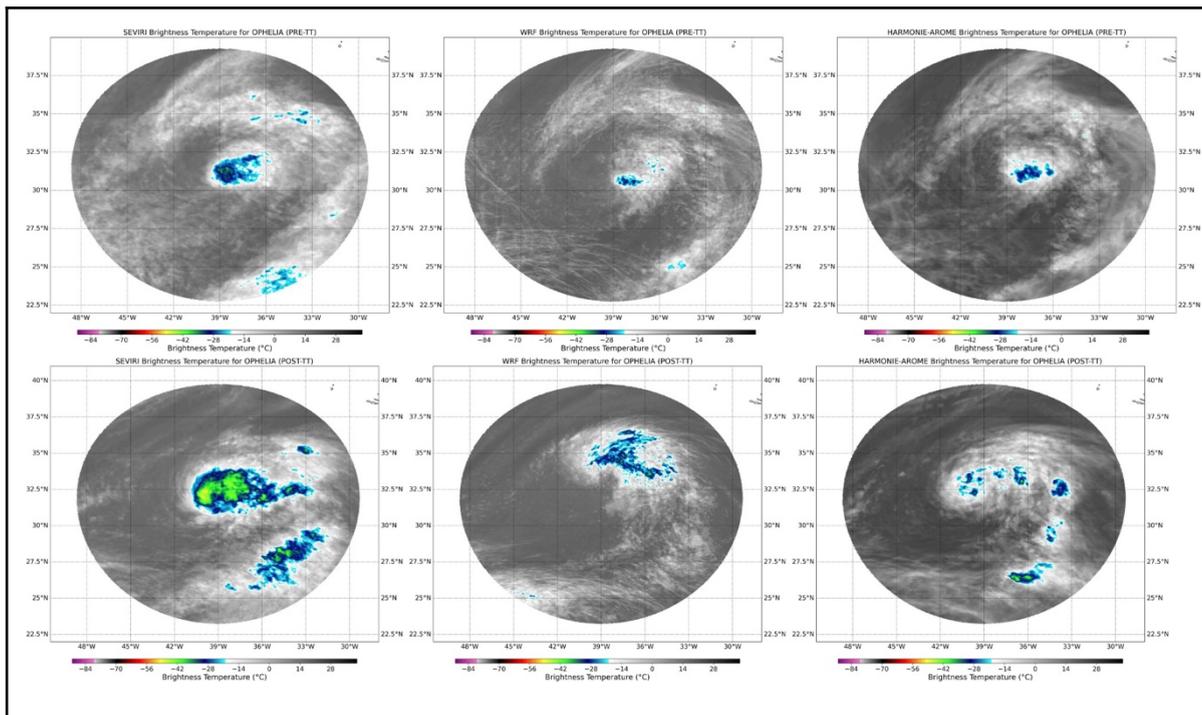


Figure 3B. Same as Figure 1A except for cyclone Ophelia.

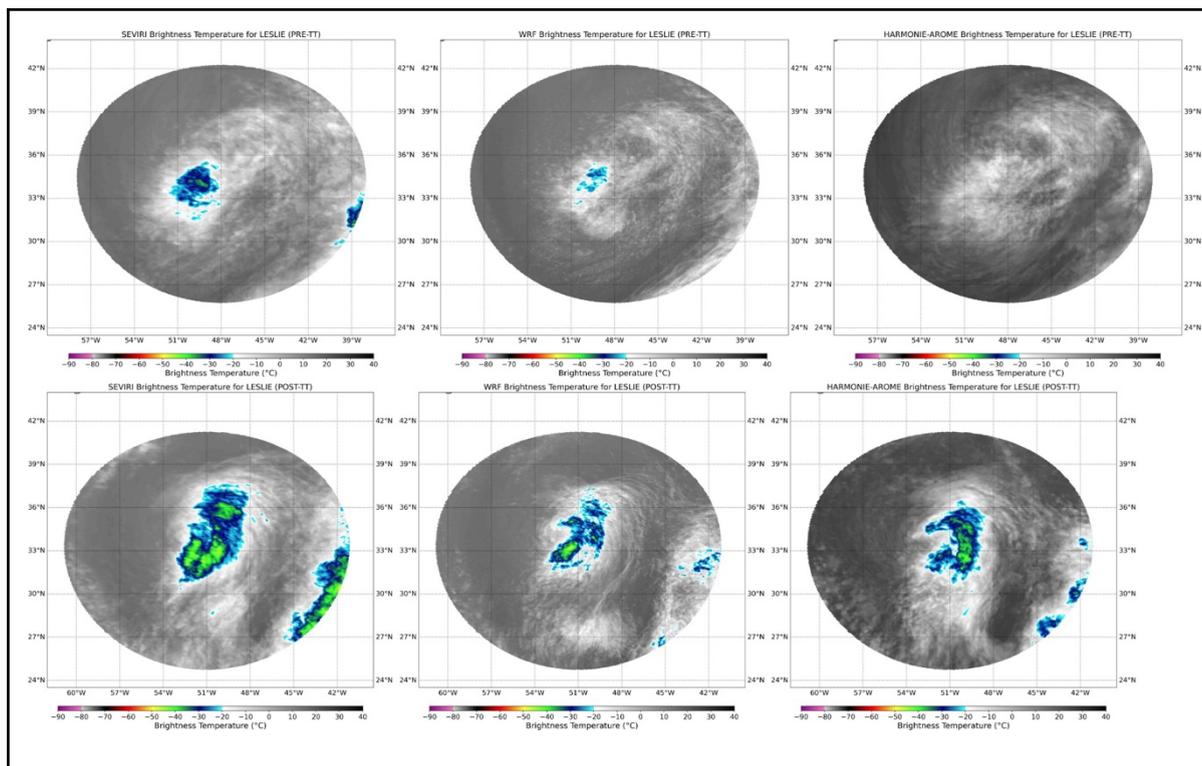


Figure 3C. Same as Figure 1A except for cyclone Leslie.

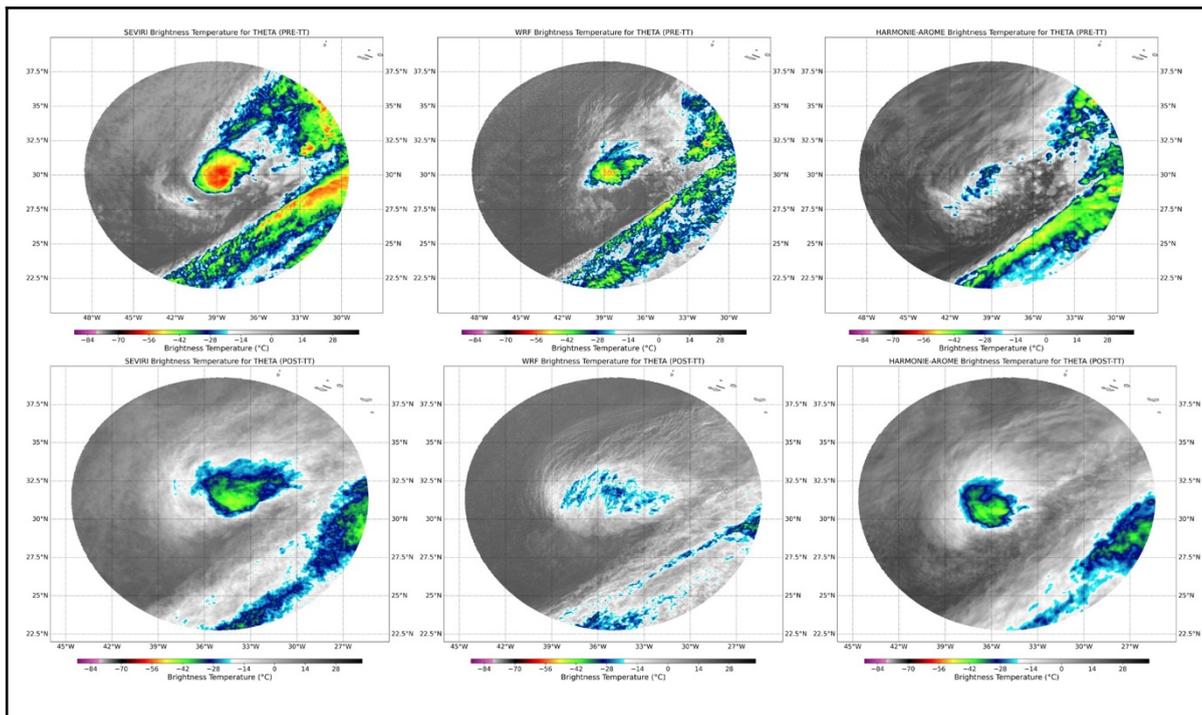


Figure 3D. Same as Figure 1A except for cyclone Theta.

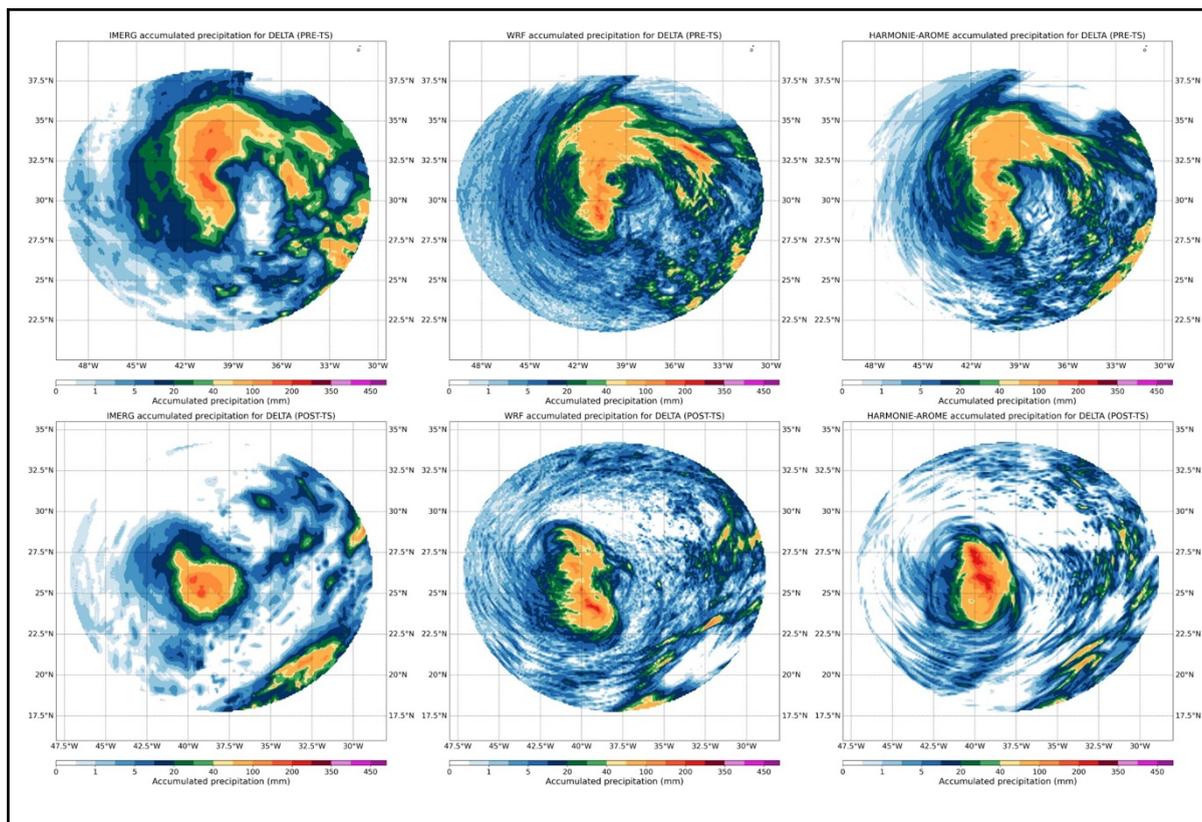


Figure 4A. Same as Figure 2A except for the accumulated precipitation.

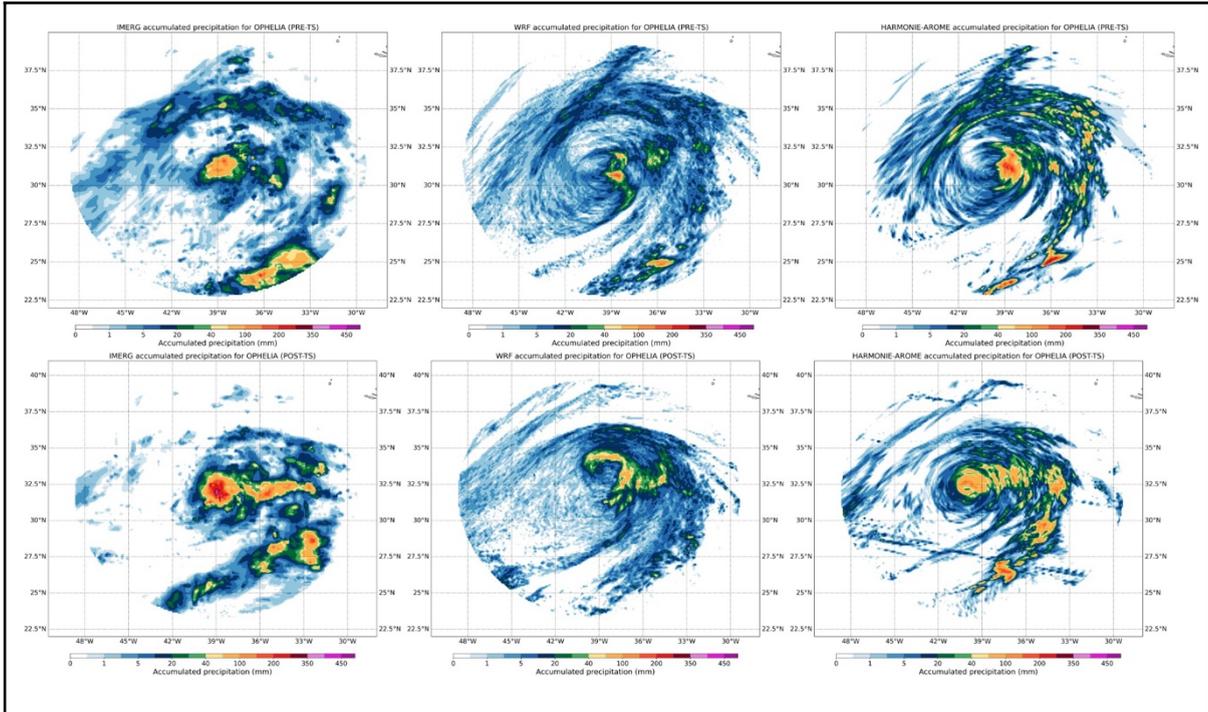


Figure 4B. Same as Figure 3A except for the Ophelia.

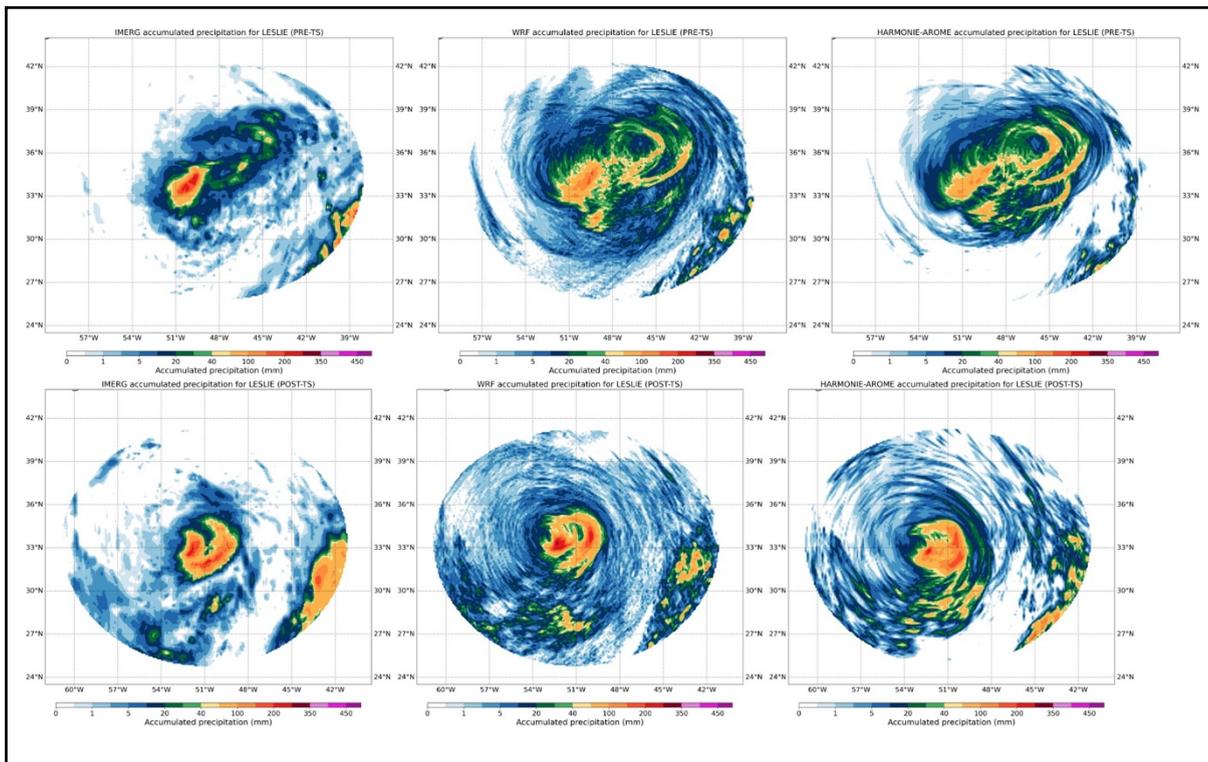


Figure 4C. Same as Figure 3A except for cyclone Leslie.

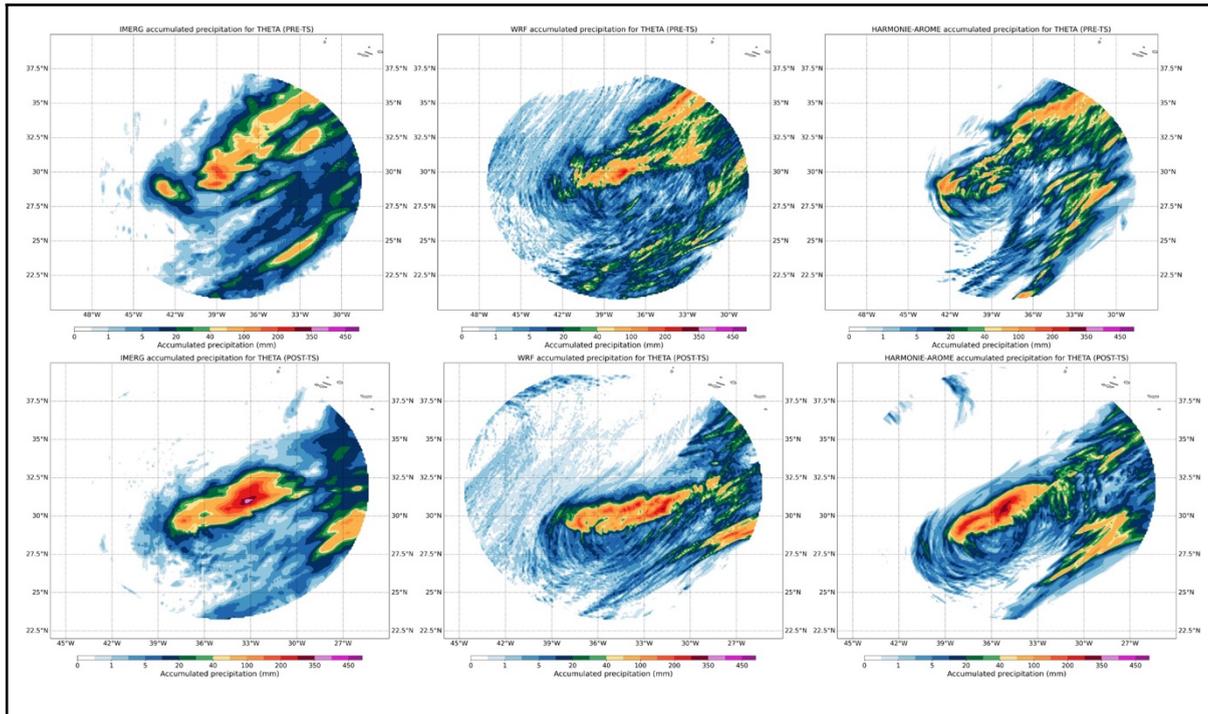


Figure 4D. Same as Figure 3A except for cyclone Theta.

BRIGHTNESS TEMPERATURE SPATIAL SKILL SCORES

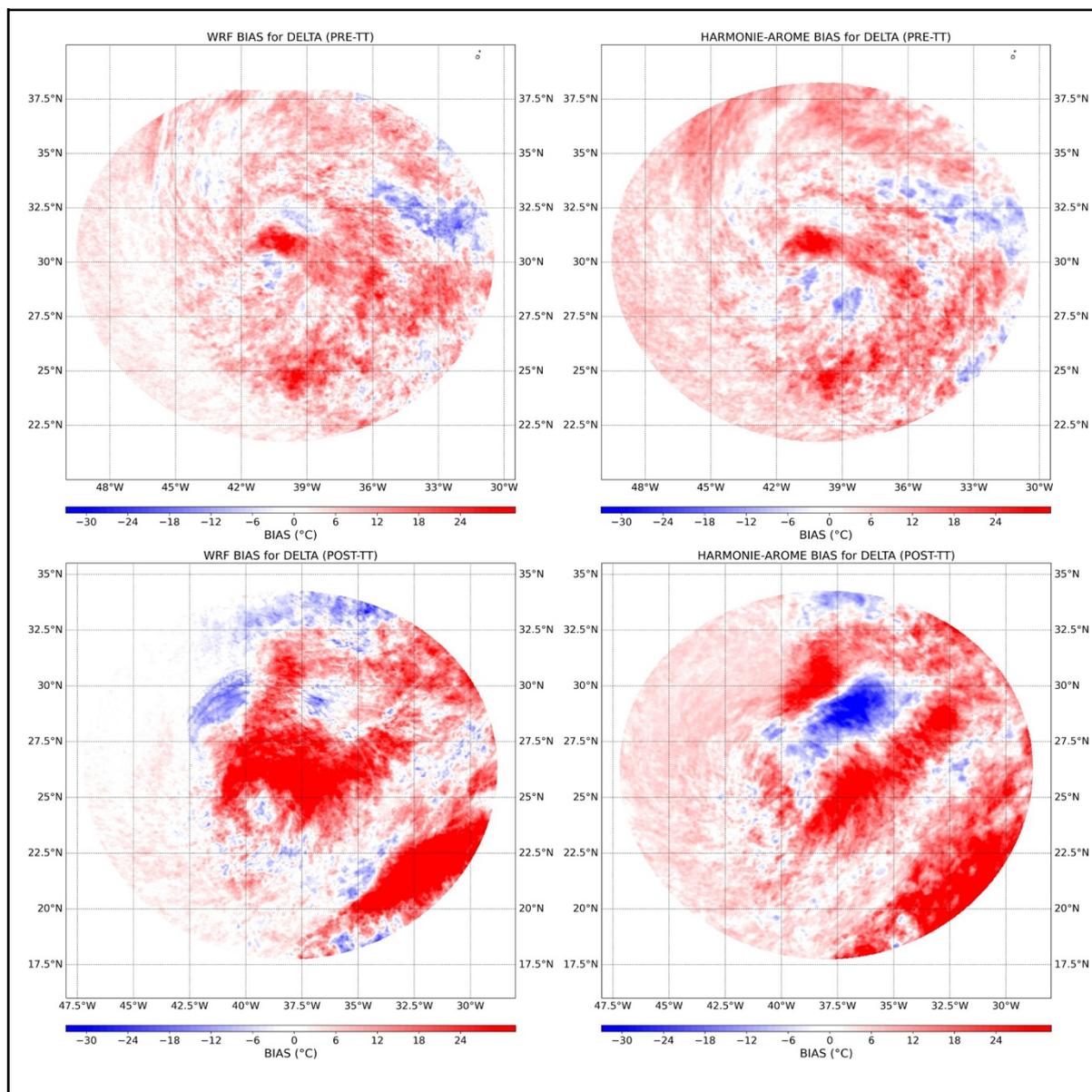


Figure 5A. Delta's BT (K) BIAS results for the a), c) WRF, and b), d) HARMONIE-AROME model for the (top) pre-STC and (bottom) pure-STC period.

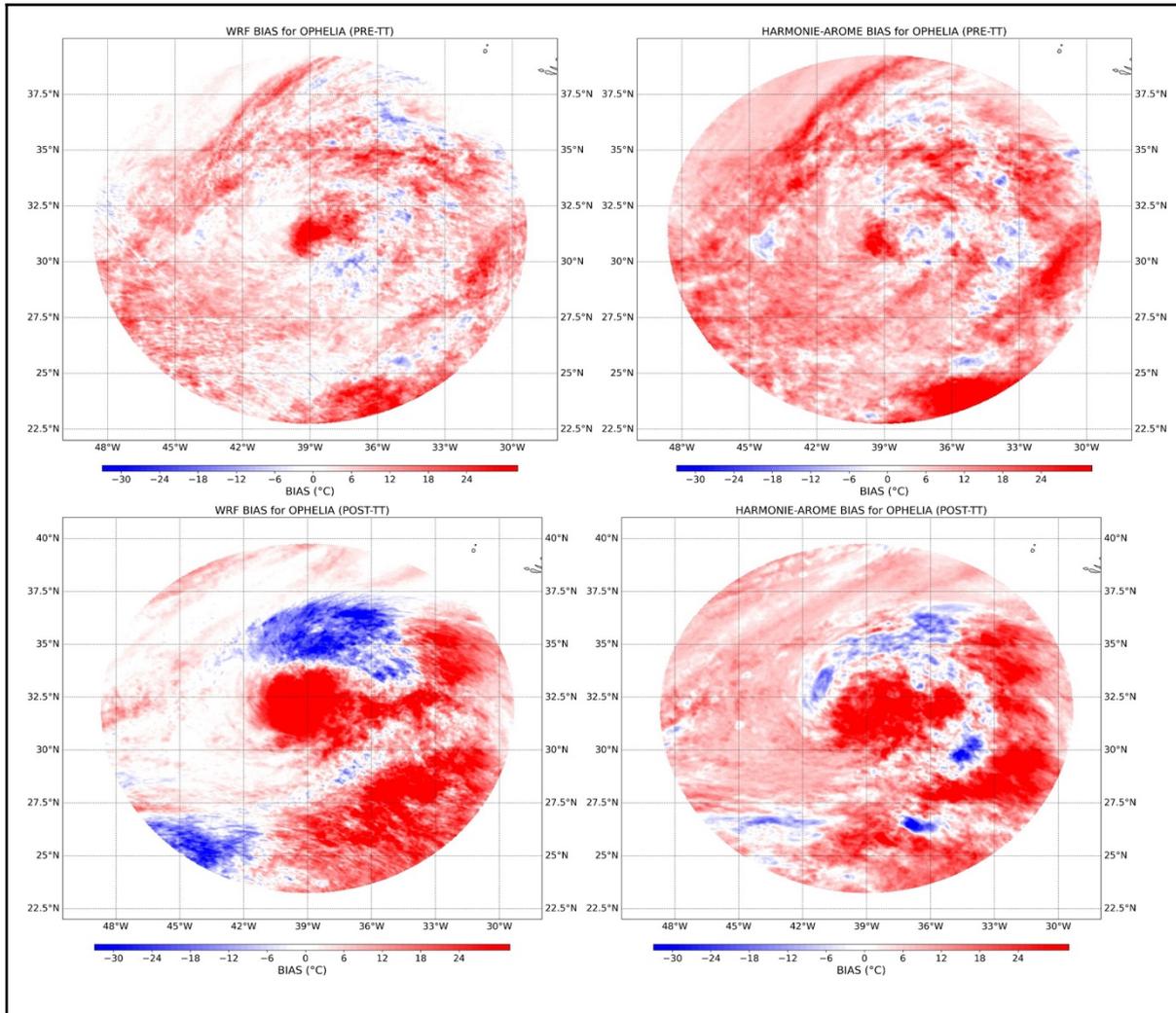


Figure 5B. Same as Figure 4A except for cyclone Ophelia.

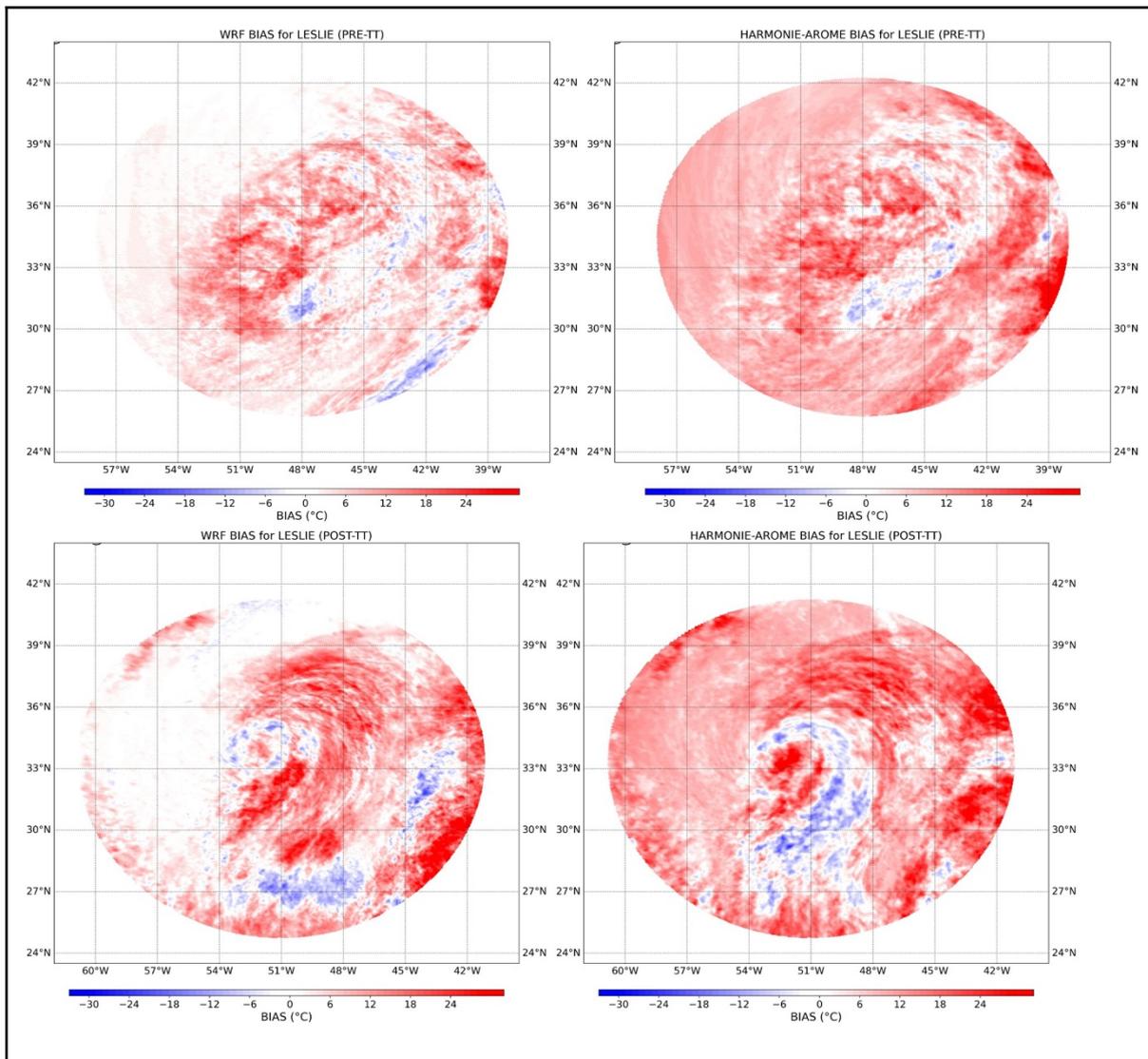


Figure 5C. Same as Figure 4A except for cyclone Leslie.

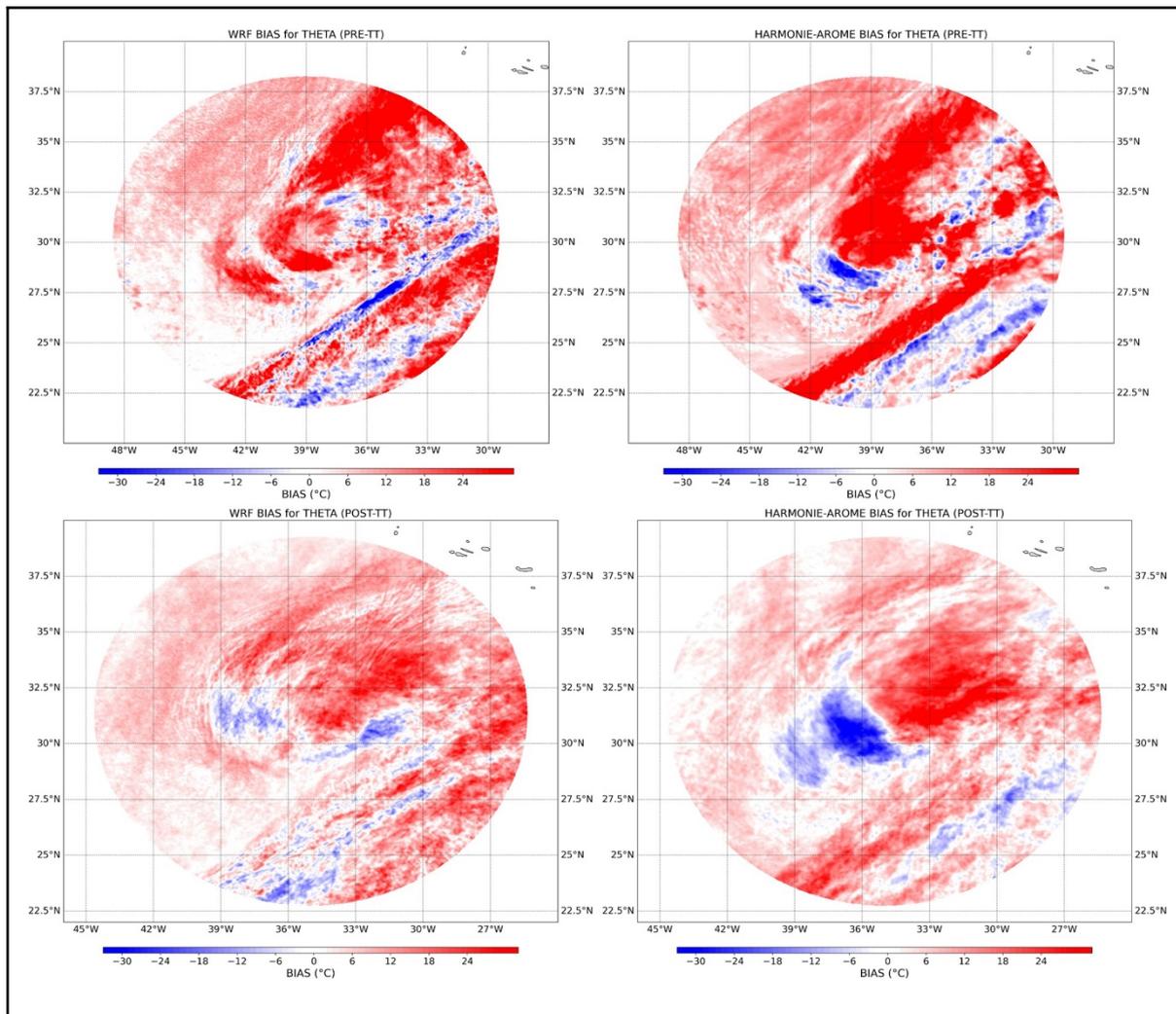


Figure 5D. Same as Figure 4A except for cyclone Theta.

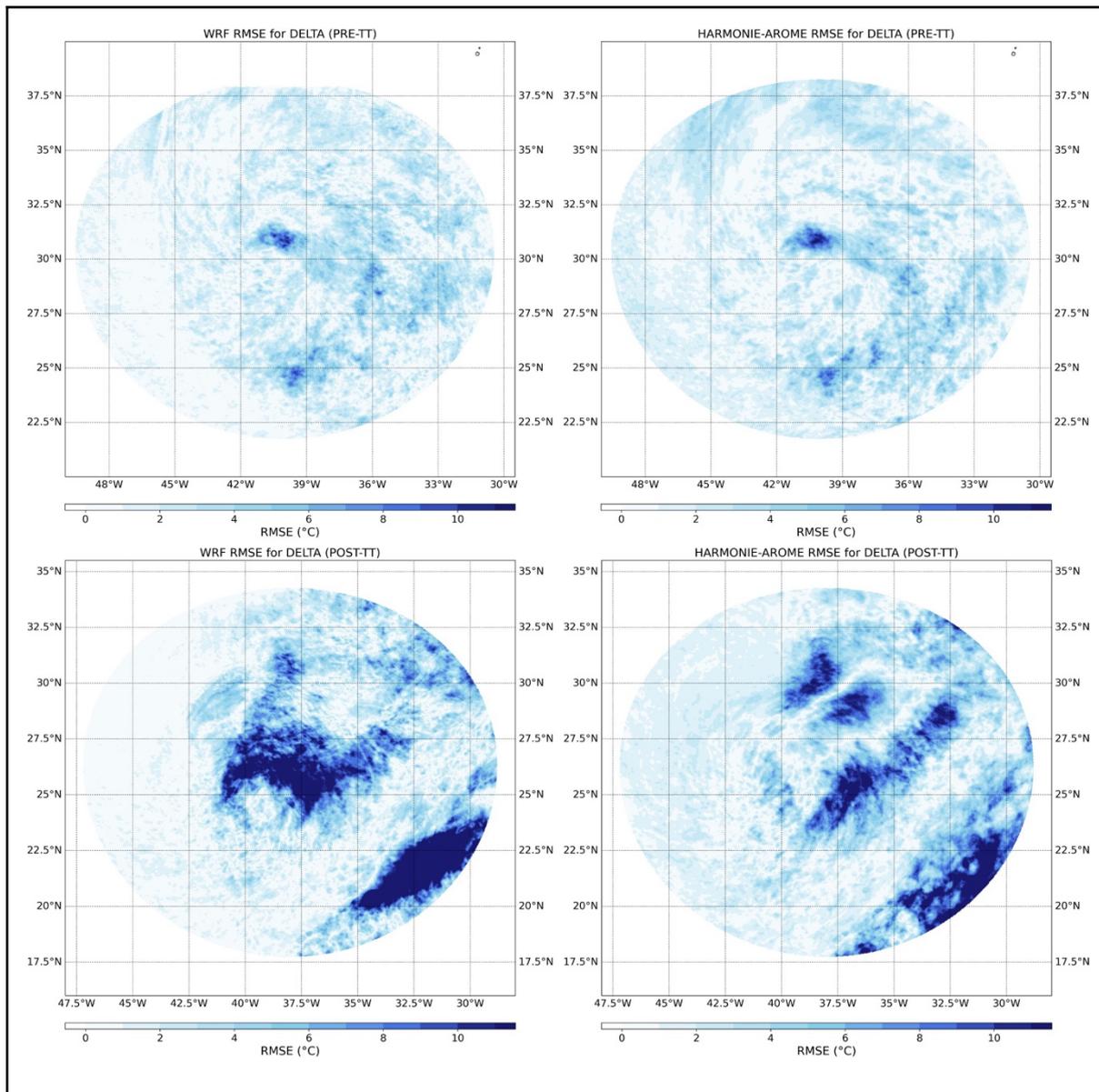


Figure 6A. Same as Figure 4A except for cyclone Delta RMSE results.

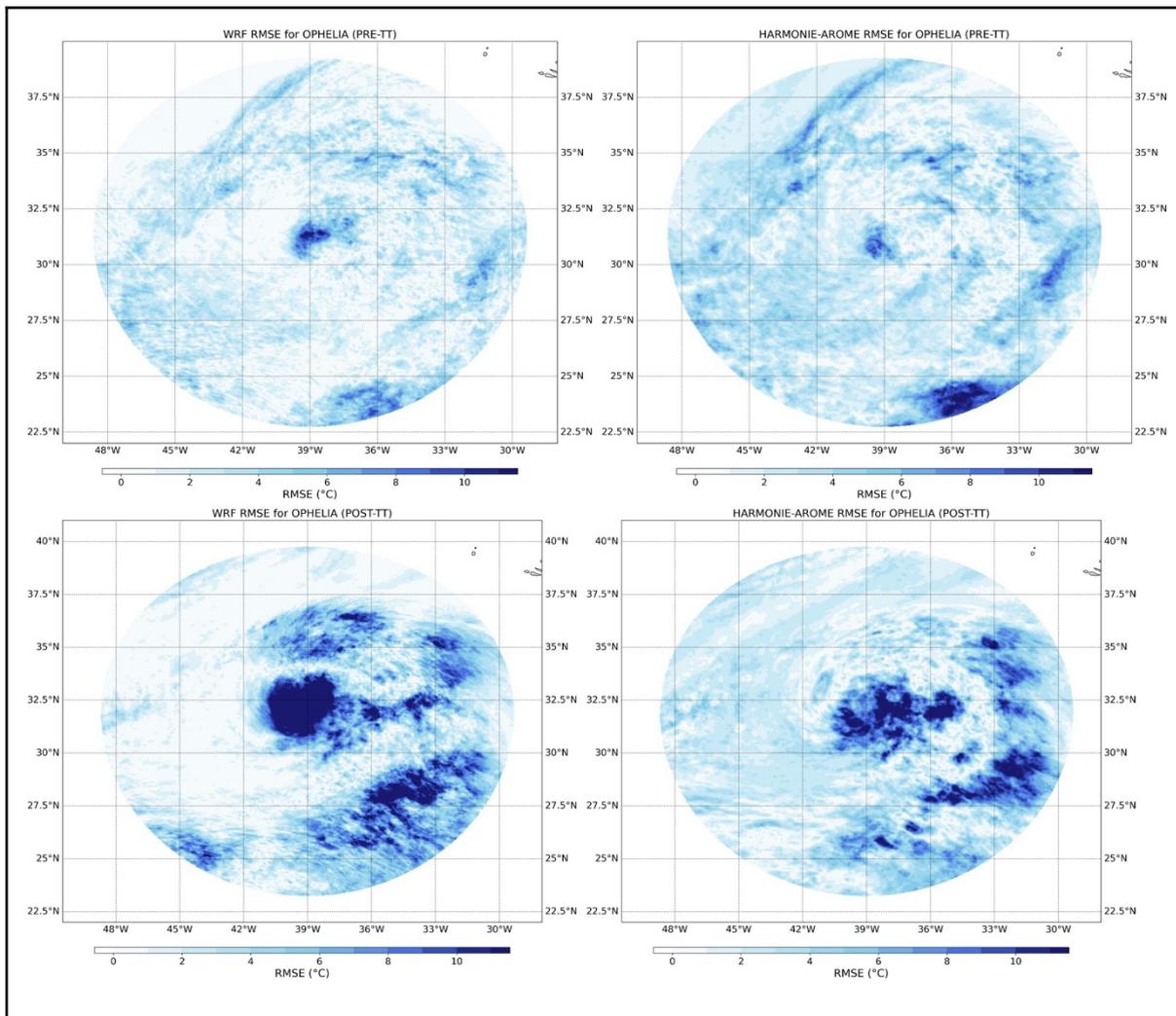


Figure 6B. Same as Figure 5A except for cyclone Ophelia.

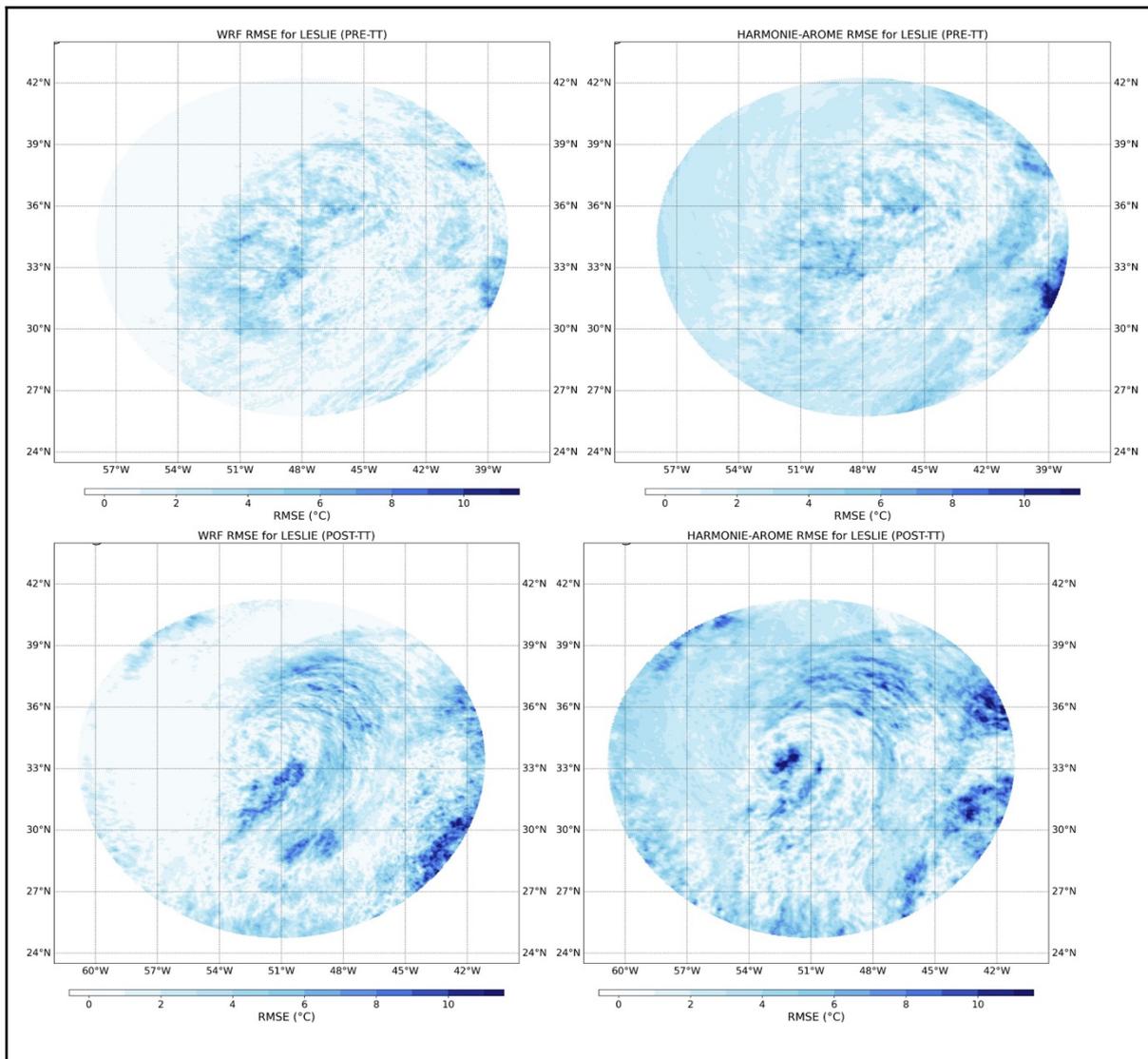


Figure 6C. Same as Figure 5A except for cyclone Leslie.

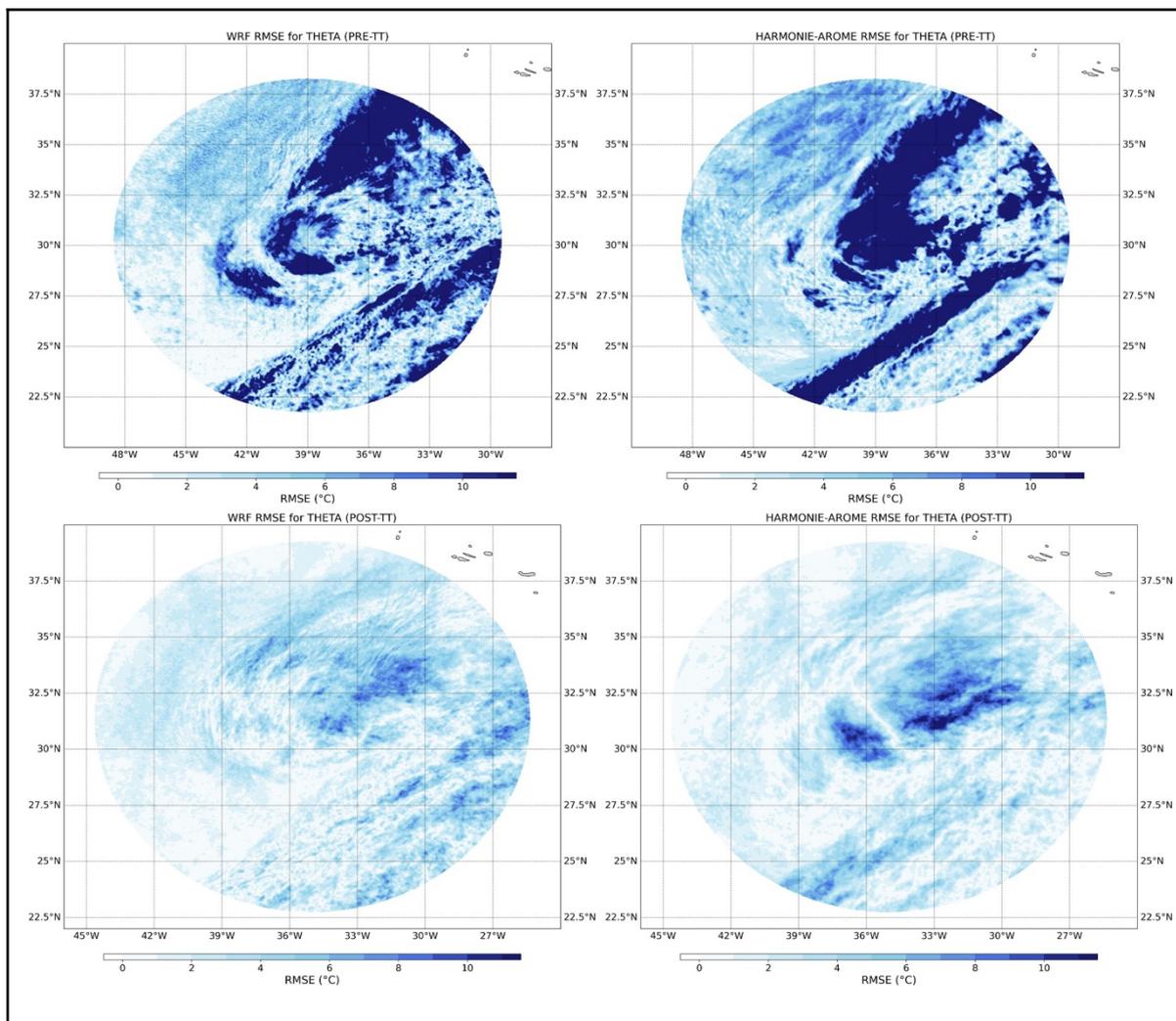


Figure 6D. Same as Figure 5A except for cyclone Theta.

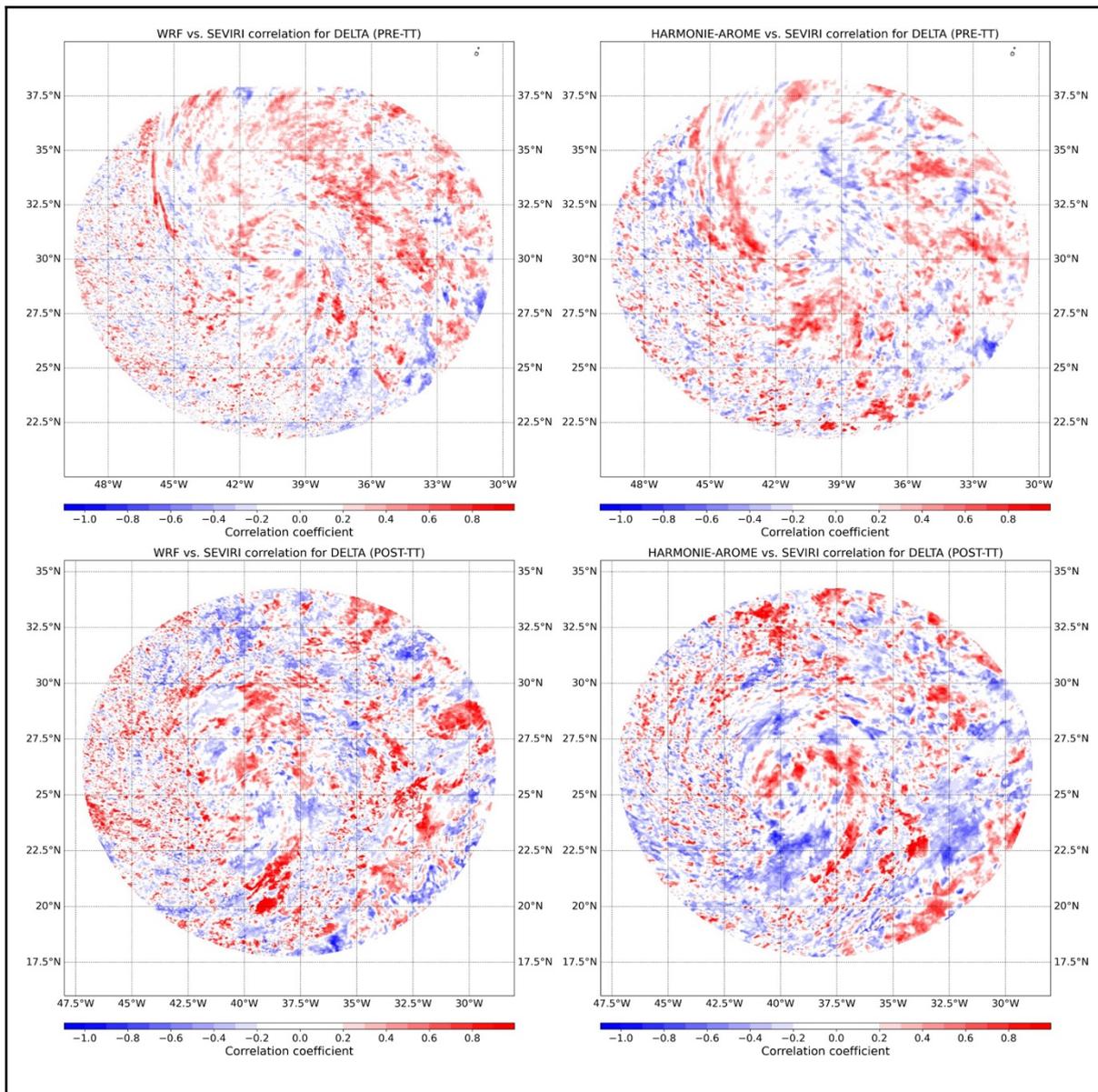


Figure 7A. Same as Figure 4A except for cyclone Delta correlation results.

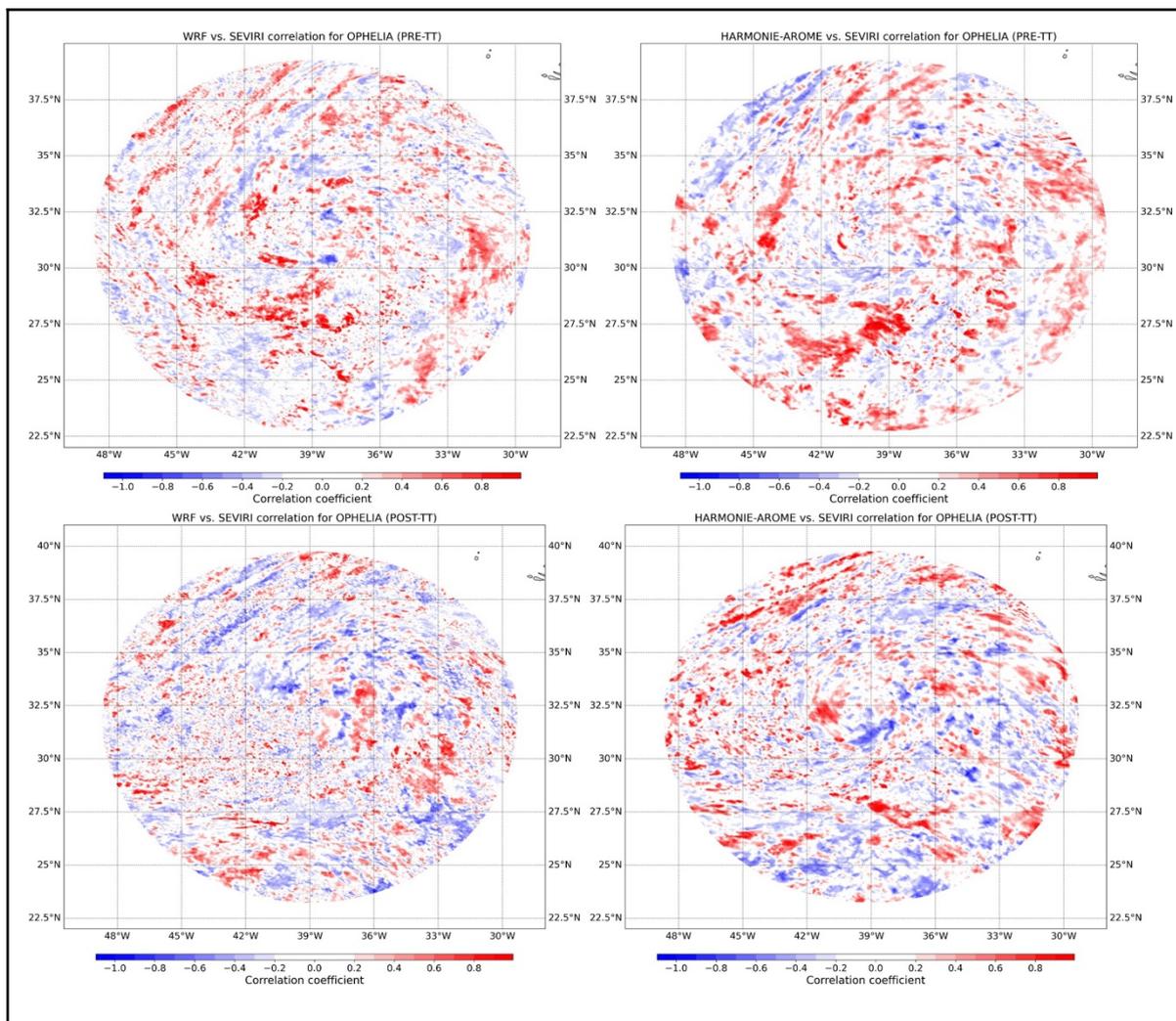


Figure 7B. Same as Figure 6A except for cyclone Ophelia.

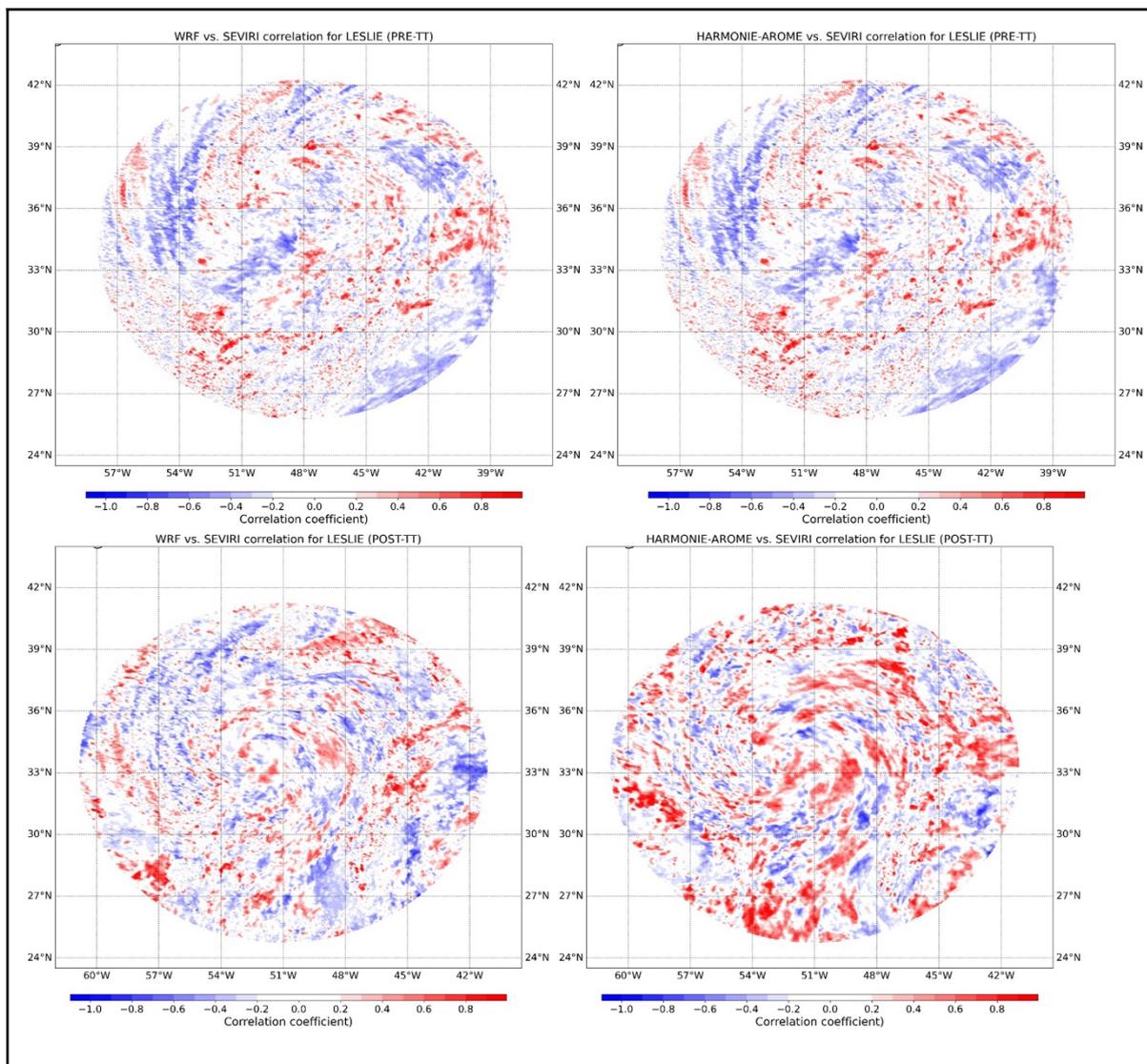


Figure 7C. Same as Figure 6A except for cyclone Leslie.

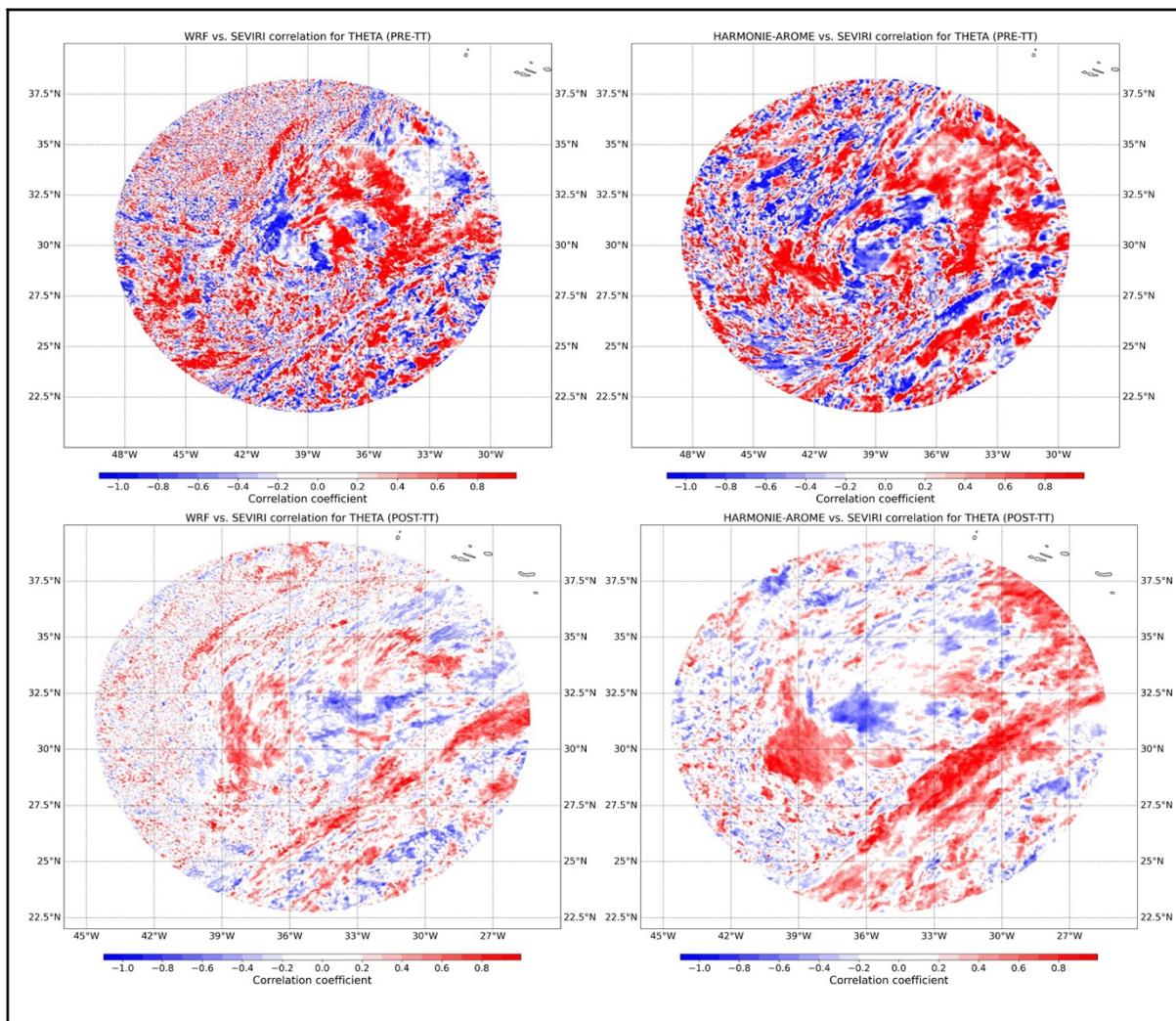


Figure 7D. Same as Figure 6A except for cyclone Theta.

ACCUMULATED PRECIPITATION SPATIAL SKILL SCORES:

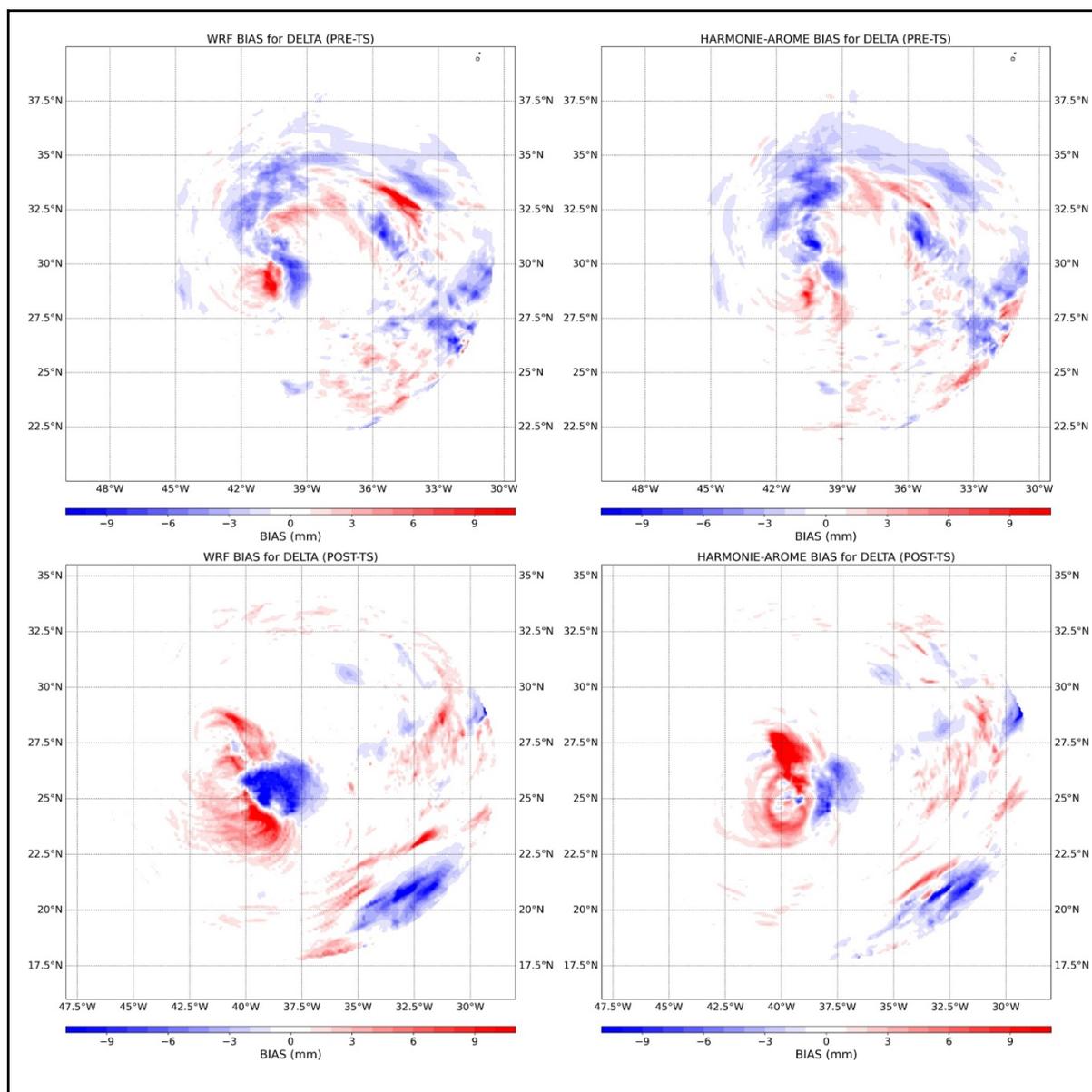


Figure 8A. Accumulated precipitation (mm) BIAS results for the a), c) WRF, and b),

d) HARMONIE-AROME model for the (top) pre-STC and (bottom) pure-STC period.

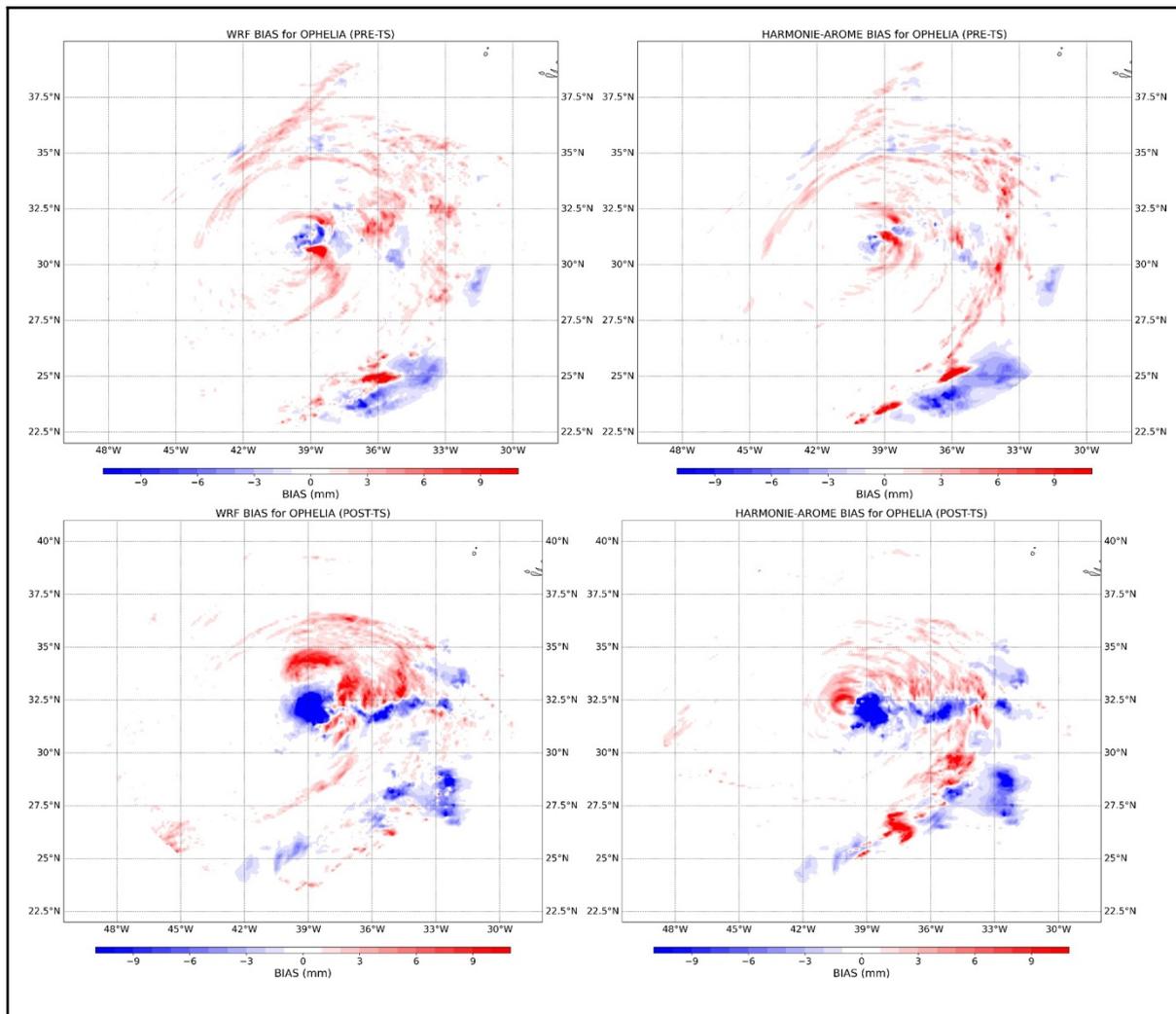


Figure 8B. Same as Figure 7A except for the Ophelia.

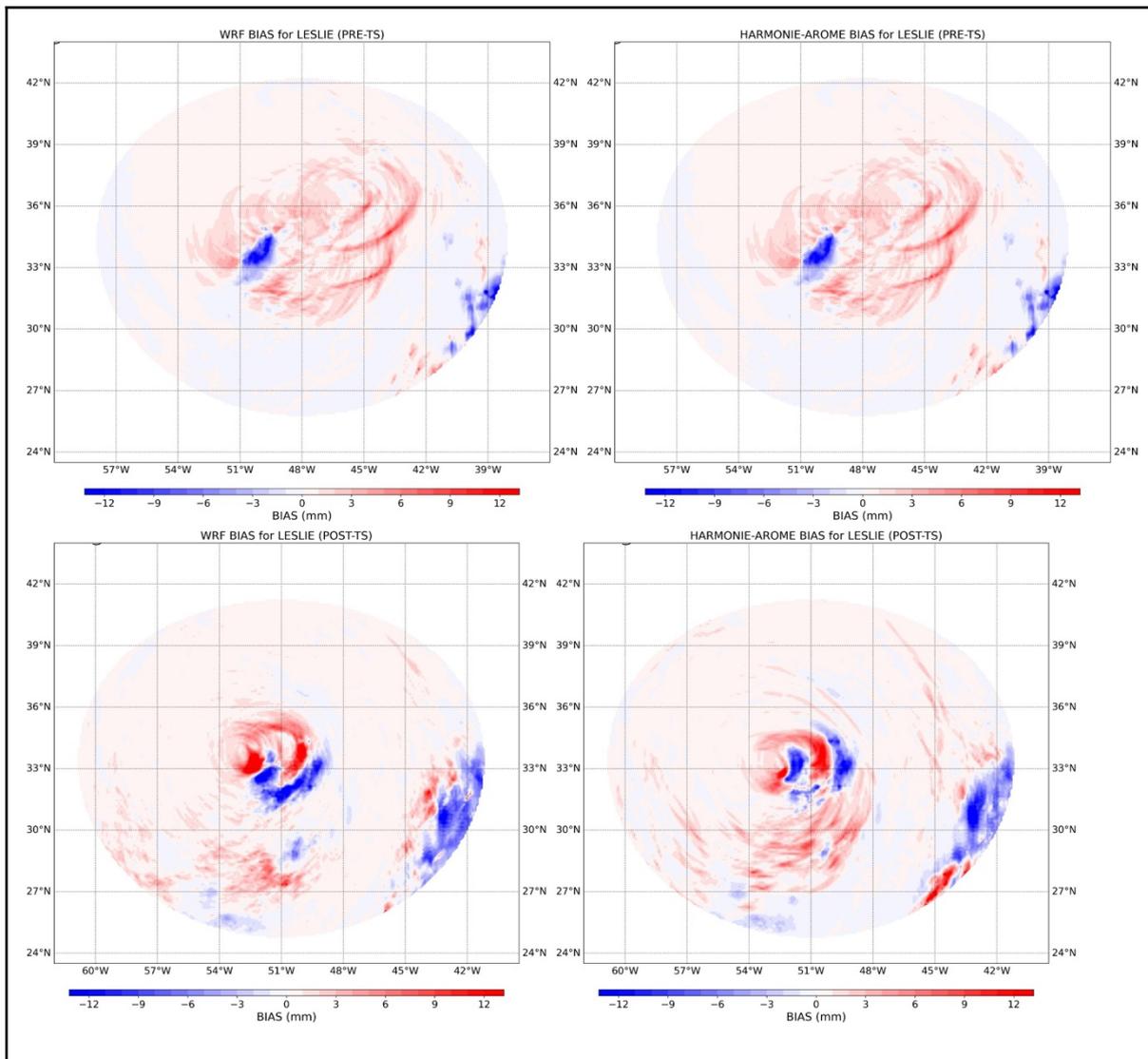


Figure 8C. Same as Figure 7A except for cyclone Leslie.

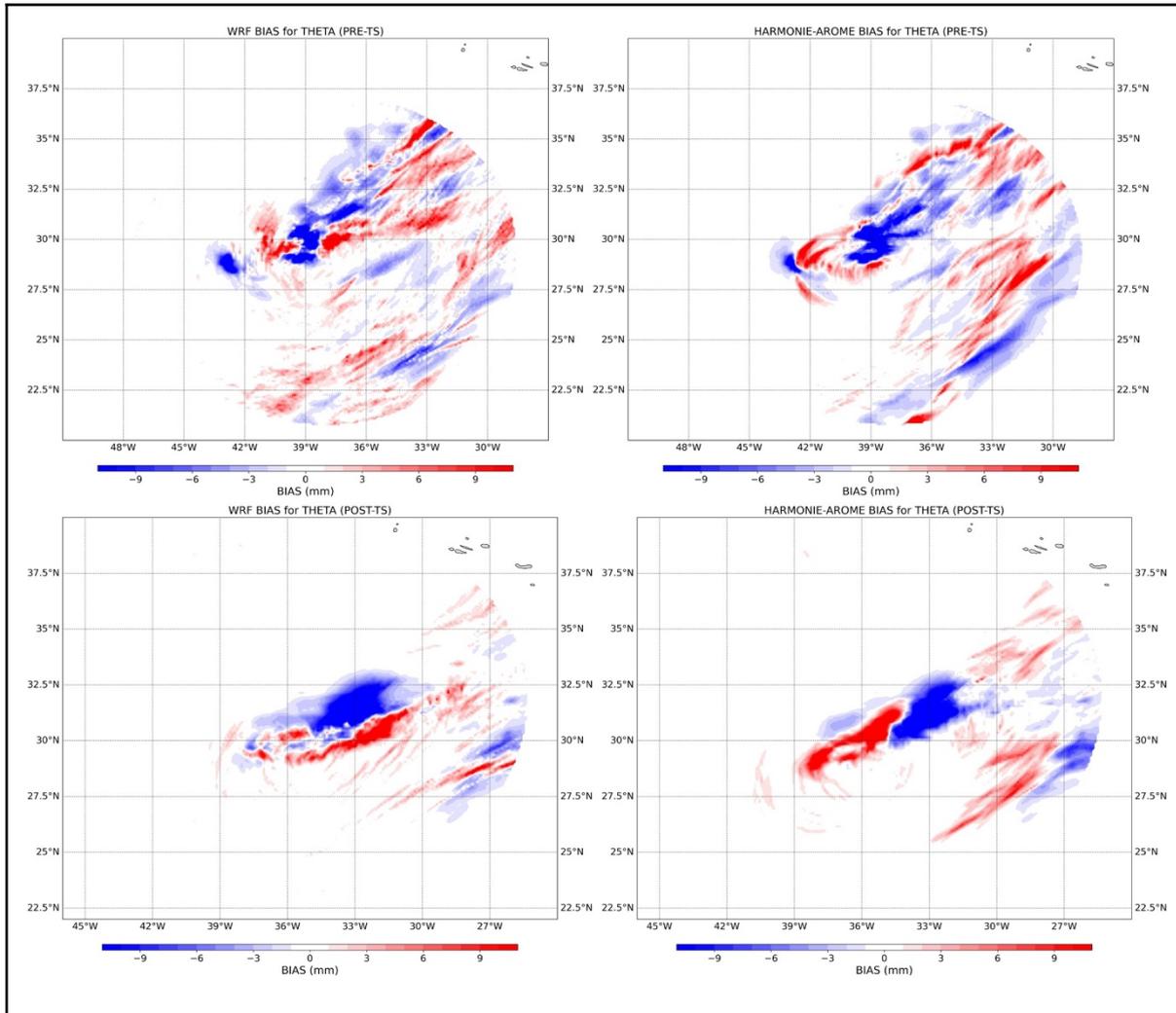


Figure 8D. Same as Figure 7A except for cyclone Theta.

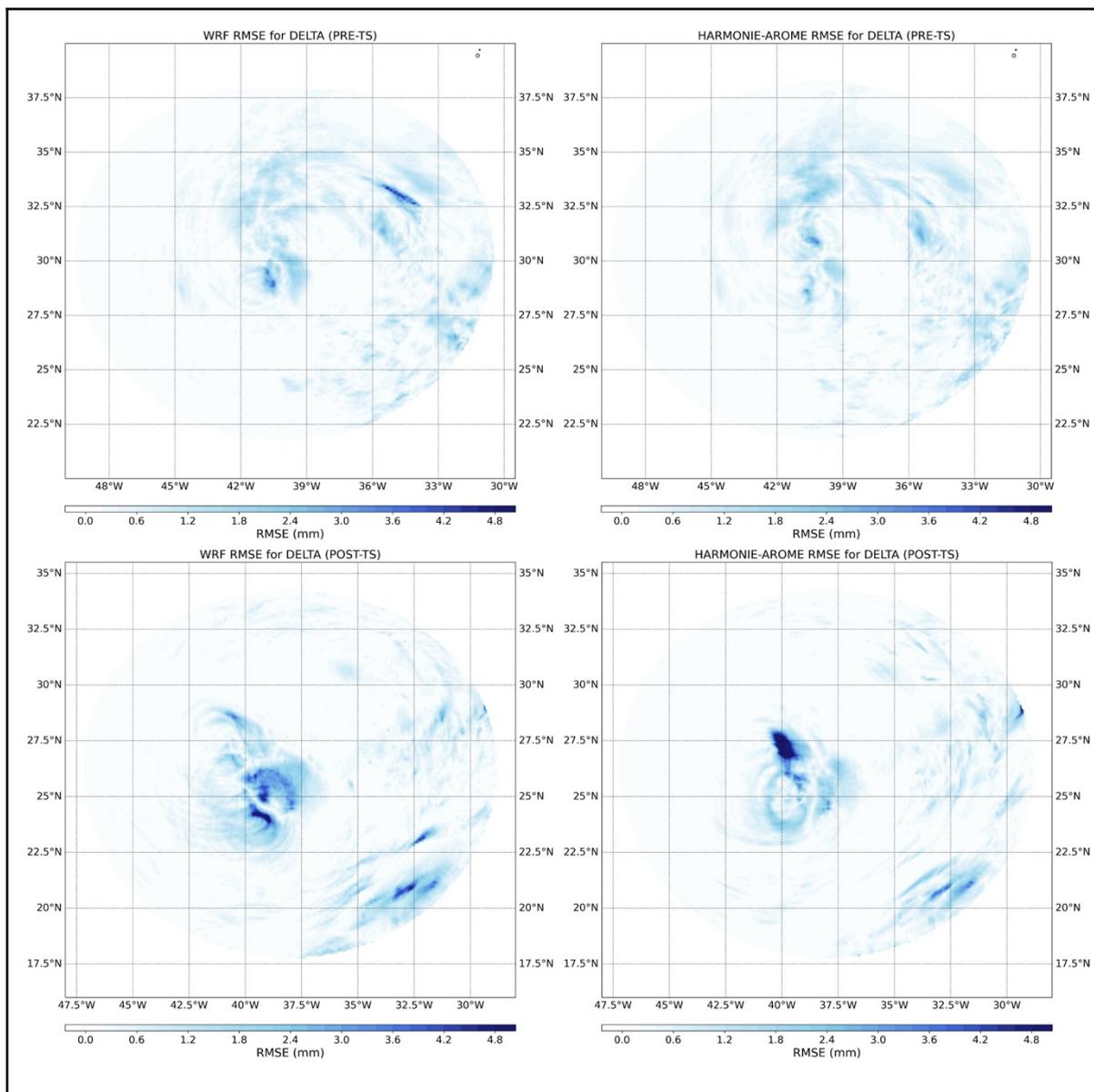


Figure 9A. Same as Figure 7A except for cyclone Delta RMSE results.

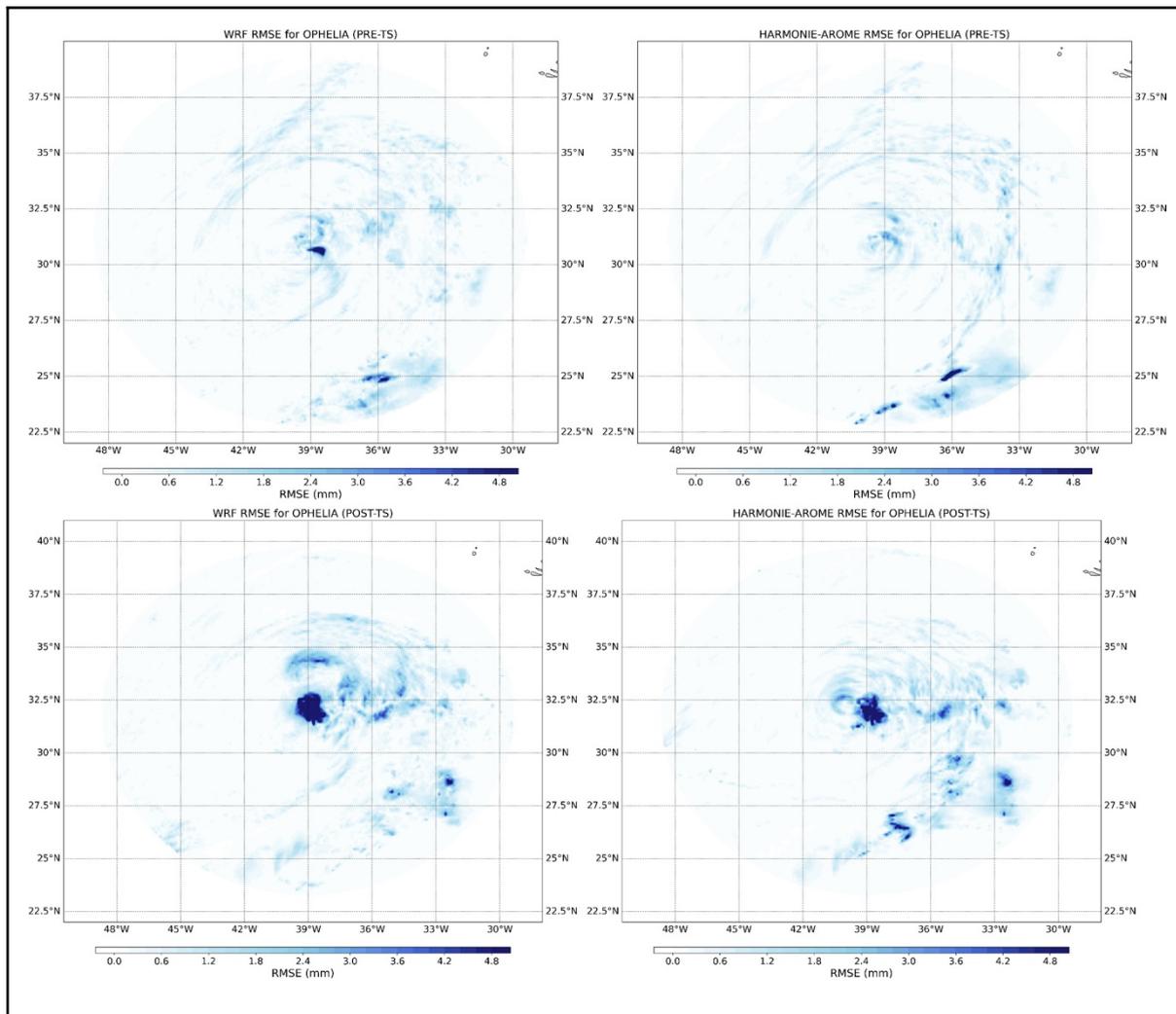


Figure 9B. Same as Figure 8A except for the Ophelia.

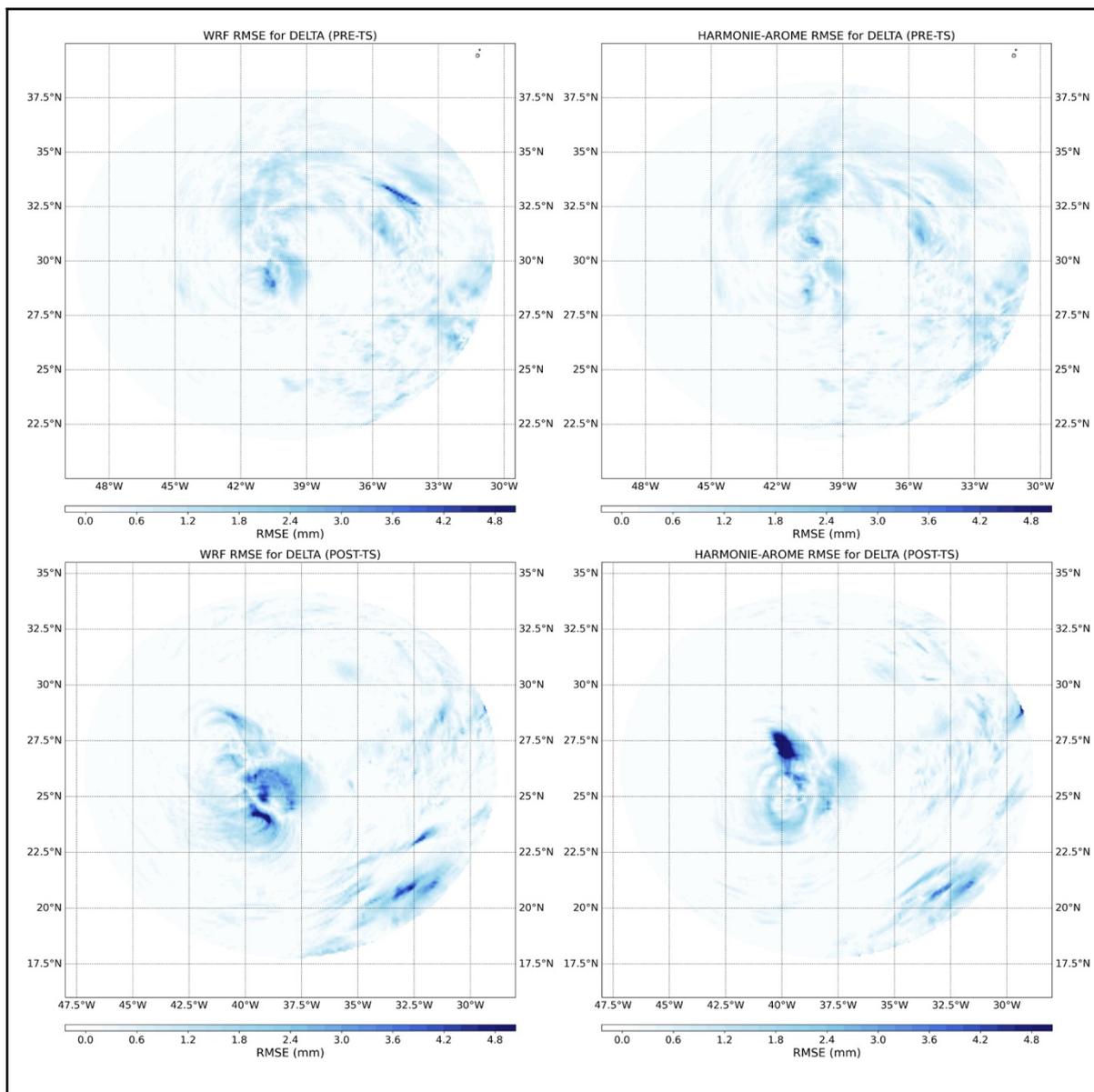


Figure 9C. Same as Figure 8A except for cyclone Leslie.

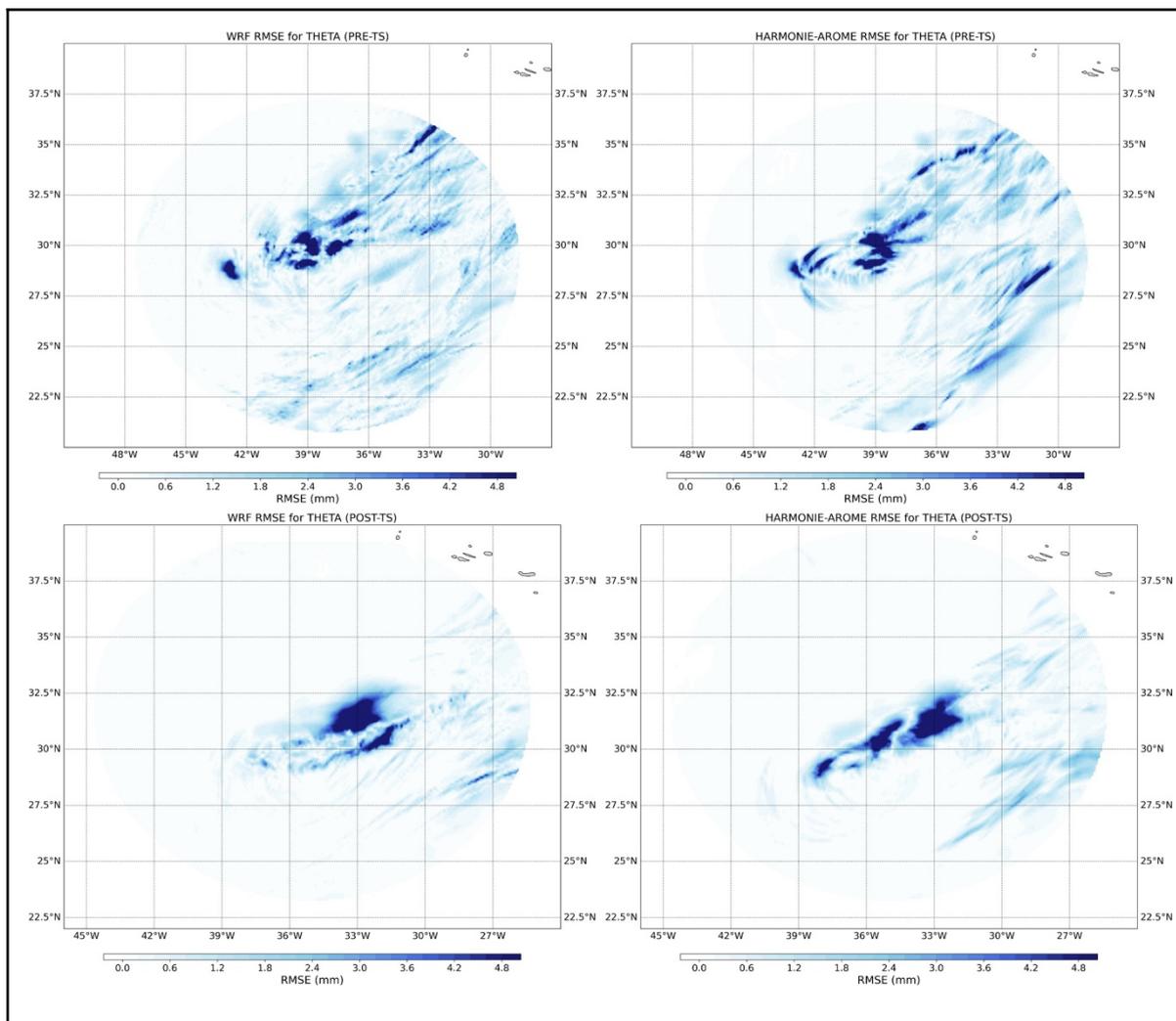


Figure 9D. Same as Figure 8A except for cyclone Theta.

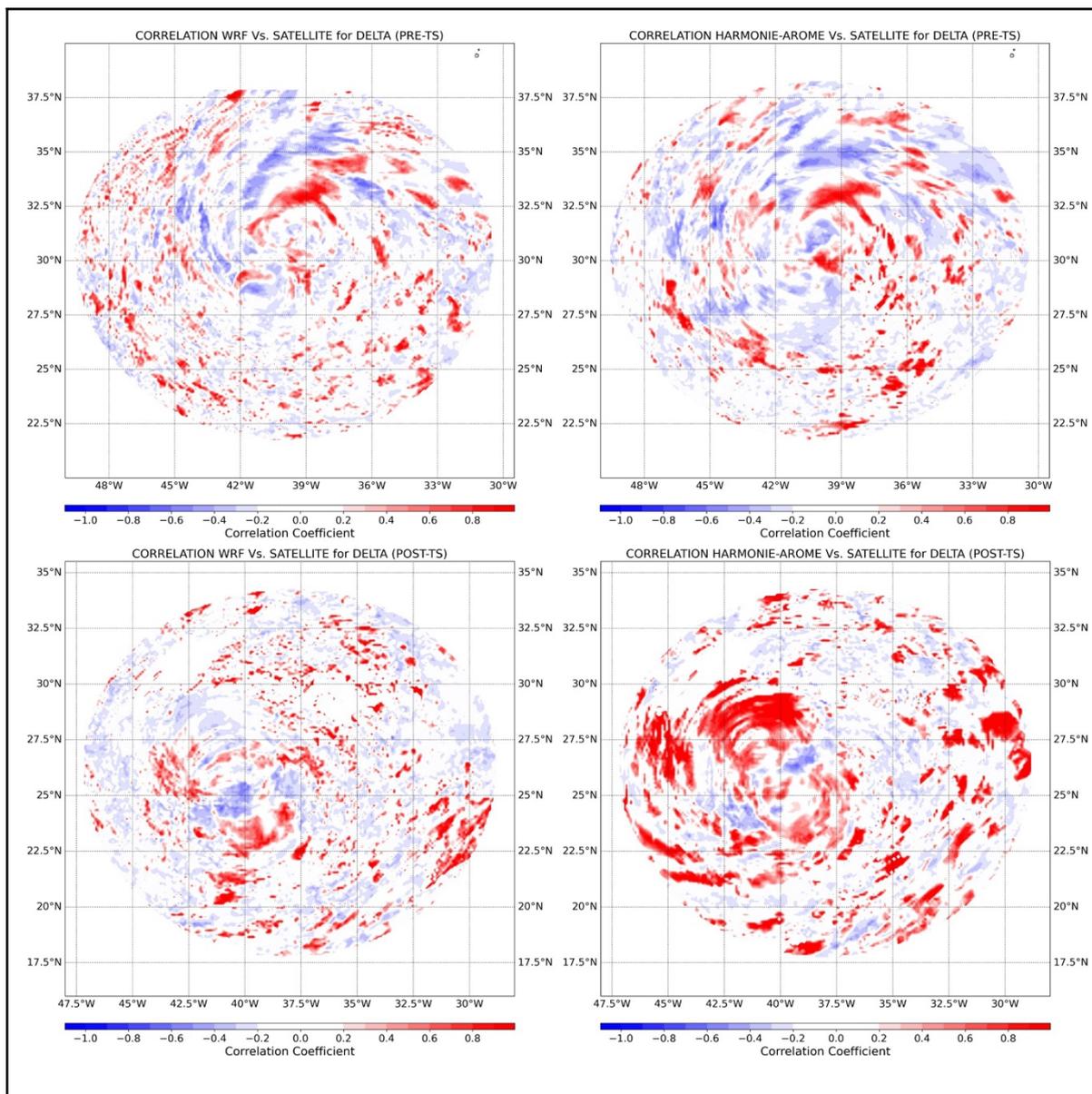


Figure 10A. Same as Figure 8A except for cyclone Delta correlation results.

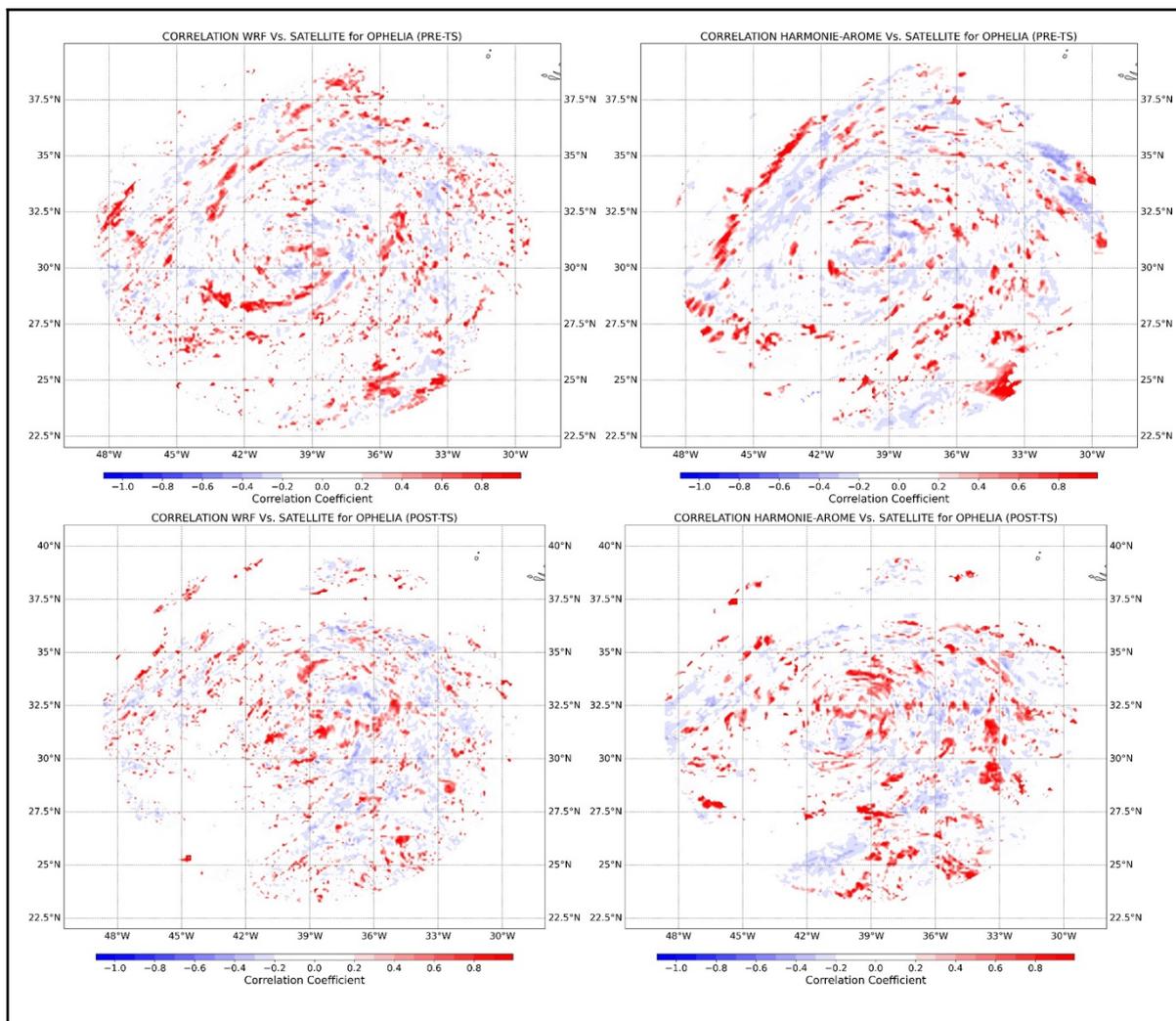


Figure 10B. Same as Figure 9A except for the Ophelia.

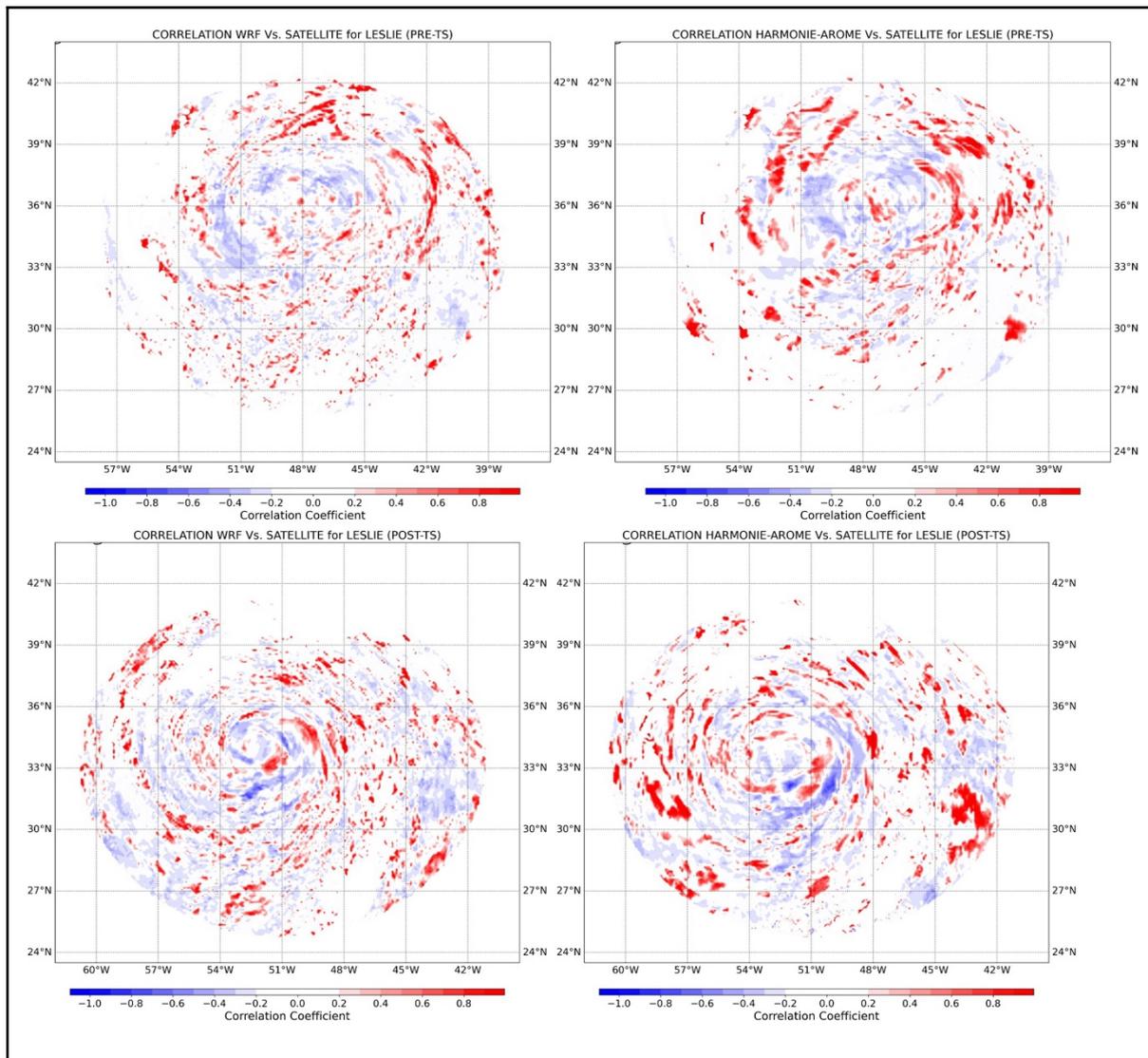


Figure 10C. Same as Figure 9A except for cyclone Leslie.

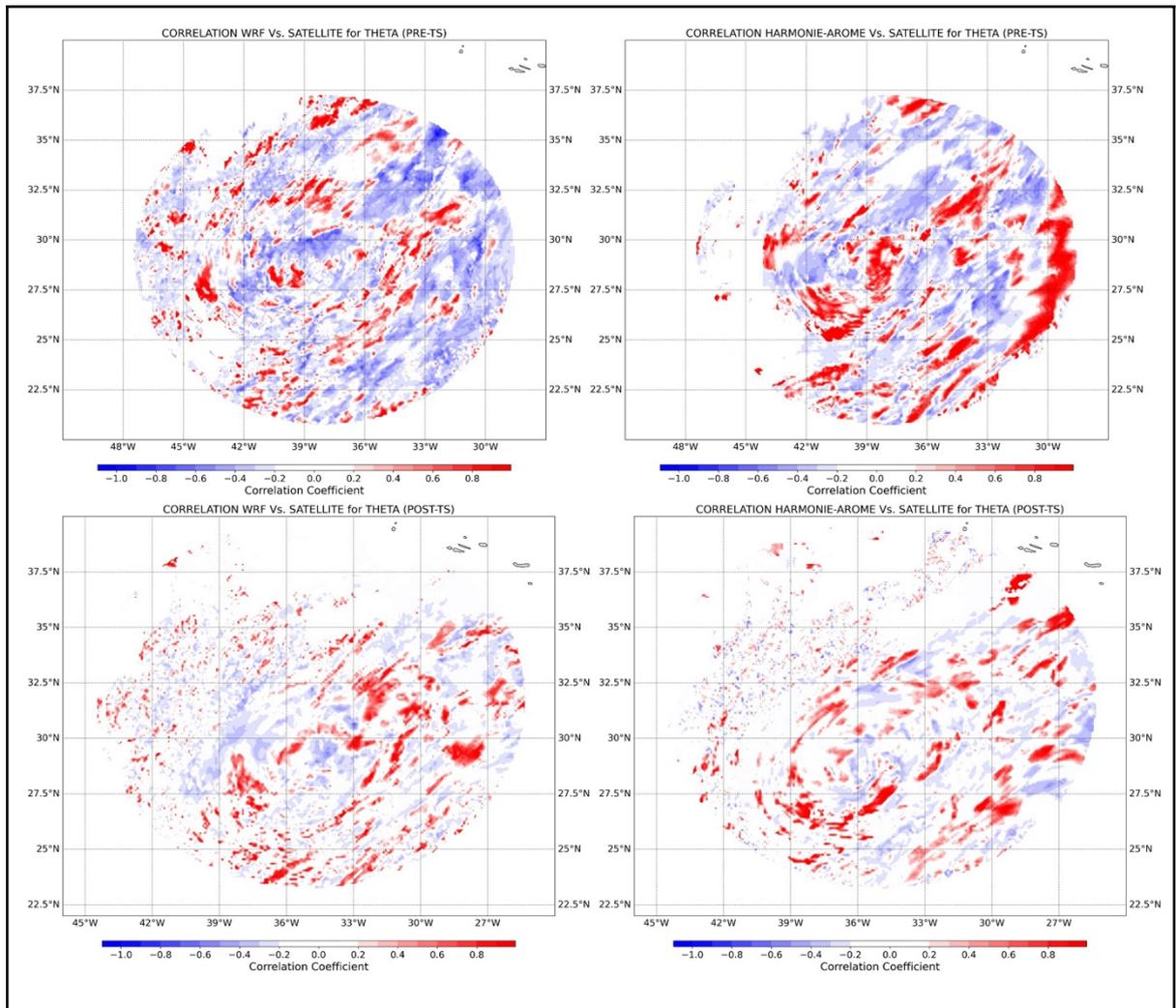


Figure 10D. Same as Figure A except for cyclone Theta.

Discusión

The scientific articles presented in the previous section include an extended discussion of the results. These are here all combined into an integrated discussion to provide an overall review for this dissertation.

Cyclones that undergo TT processes are associated with a high socioeconomic impact when they make landfall on populated areas. Still, they have been poorly studied because they rarely affect the North Atlantic western coast. However, in the last decades, western Europe has been affected by numerous cyclones with tropical characteristics or systems that transform into rapid extratropical transition from a tropical cyclone. It is critical to expand the knowledge and research on them, which is the primary purpose of this thesis. The results presented in this doctoral dissertation explore in depth the TT genesis in the North Atlantic Ocean by using reanalysis and numerical simulations with two convection-permitting models. This is mainly done to understand the effective resolution of numerical models in these atmosphere processes and improve forecasting ability.

The work of Calvo-Sancho et al. (2022a) has added new pearls of wisdom to TT processes in the North Atlantic basin. To the author's knowledge, it is the first analysis on TTs centered on the eastern North Atlantic, where TC often affects the Canarias Islands and western Europe shore. Given the context provided by Evans and Guishard (2009) and Guishard et al. (2009) in their synoptic analysis and climatology of STCs in the North Atlantic; González-Alemán et al. (2015) focusing on the northeastern Atlantic subset; and Bentley et al. (2016a, 2016b, 2016c), Hulme and Martin (2009) and Galarneau et al. (2015) in their environmental and dynamical climatology on TTs in central and western North Atlantic, Calvo-Sancho et al. (2022a) aimed at focusing on performing the TTs climatology using the HURDAT dataset. One of the limitations of this survey is the selection of the analysis period subject to the ERA5 time availability (started in 1979 and ended in 2019). Also, the HURDAT dataset started to be more consistent since the satellite era began in the 1970s decade.

Thirteen TT events were identified between 1979 and 2019 in the North Atlantic basin. Calvo-Sancho et al. (2022a) conducted a synoptic composite analysis of those cyclones to identify common characteristics in various atmospheric fields that explain the TT processes. The results displayed that TTs in the North Atlantic basin are characterized by a westerly meridional trough with quasigeostrophic forcing which acts as a precursor. This trough, almost isolated from the atmosphere's general circulation, is juxtapositioned with an increasing 1000-500 hPa thickness.

Therefore, the system evolves into a warm-core. However, a remarkable deepening of MSLP cannot be observed, which could be related to the diabatic processes begun to govern the cyclone and the ERA5 horizontal resolution cannot be properly resolved (Bolgiani et al., 2022). Moreover, the synoptic configurations are governed by a strong anticyclone northward to the surface cyclone, providing moisture to the cyclone through enhanced surface latent heat fluxes in the regions of the strong pressure gradient (Galarneau et al., 2015).

Calvo-Sancho et al. (2022a) find significant differences between central and eastern North Atlantic TTs. Central TTs developed in environments characterized by low-to-moderate 850–300 hPa vertical wind shear ($10 - 15 \text{ m s}^{-1}$) and warm SSTs (above 25°C). In contrast, eastern TTs tend to form over colder SSTs (below 25°C) and high vertical wind shear (above 15 m s^{-1}). This is crucial because warm SSTs promote convection due to reduced static stability, resulting on much deeper convection in central TTs. Consequently, Calvo-Sancho et al. (2022a) show that central TTs exhibit a more barotropic, tropical environment while the eastern TTs exhibit a baroclinic, extratropical environment when the systems transition to a tropical cyclone.

There are statistical differences between the central and eastern environments, revealing possible synoptic features differences. The storm-centered composites expose a quasi-isolated upper-tropospheric disturbance in central TT events, while the disturbance is more connected to the westerly circulation in the eastern basin. Therefore, central TTs made TCs more robust and bigger than in the eastern North Atlantic. Therefore, after understanding and identifying the common and the synoptic features differences in central and eastern TT events, a synoptic and mesoscale processes analysis of selected TTs events from the kinetic energy approach have been then conducted in Bolgiani et al. (2022) and Calvo-Sancho et al. (2023a).

Bolgiani et al. (2022) and Calvo-Sancho et al. (2023a) selected several TTs to analyze the HKE spectra by reanalysis and high-resolution numerical simulations. These TTs have been chosen from those studied by Calvo-Sancho et al. (2022a), considering the ones equal to or above the 90th percentile for wind-speed values. One of these events, Tropical Storm Delta [2005], is used as a case study of a highly active atmospheric system to evaluate the ERA5 reanalysis energy spectra by Bolgiani et al. (2022). Calvo-Sancho et al. (2023a) analyzed the HKE of the four most wind-intensive TTs by high-resolution numerical simulations with the HARMONIE-AROME and WRF-ARW models.

The ERA5 reanalysis, as explained in the *Data and numerical models* section, represents the state of the atmosphere and is widely used in meteorological and climatological research. Bolgiani et al. (2022) evaluated the wind kinetic energy spectrum of this atmospheric reanalysis

by generating seasonal climatologies for 30° latitudinal bands [00°-30°N for the Tropical latitudinal band, 30°-60°N for the Middle latitudinal band, 60°-90°N for the Polar latitudinal band] in the Northern Hemisphere (being a periodic domain) and over the North Atlantic area (limited-area domain). To the author's knowledge, this paper is the first one to analyze the energetic spectra at the planetary scale by reaching the curve until 40,000 km. The domain we used herein is periodic to not use a mathematical artifact that is necessarily applied in limited area domains. As introduced in the *Data and numerical models* section, numerical weather prediction is the principal research tool for meteorology and climatology. The spatial and temporal resolution are one of the most important variables to consider in the model configuration, playing a major role in the model's outcome (Adlerman and Droegemeier 2002, Bryan et al., 2003). In recent years, thanks to the enhancement of computational resources, the limited-area NWP models are increasing the spatiotemporal resolution verging on the microscale (Prósper et al., 2019, Siewert and Kroszczynski 2020). Therefore, the spatiotemporal increase resolution represents an intrinsic issue, as mesoscale (400-4 km) models are not originally designed for microscale (below 4 km) simulation. These limitations of the models make it necessary to know the productive limit of the resolutions used before undertaking the simulation (Bolgiani et al., 2020).

Skamarock (2004) proposed a simple method to analyze the effective resolution evaluation for NWP models. This method uses the kinetic energy dissipation curve, or kinetic energy spectra diagram, as an indicator for effective resolution. The effective resolution is usually considered the minimum resolution at which the model's behavior is reliable when considering a particular variable. In the spectra diagrams, the effective resolution is the departure of the simulated kinetic energy curve from the observed curve, which is usually around seven times the model's grid size ($7D_x$). When the simulation is below the effective resolution, it can be asserted that it is not completely adequate, but this does not make it useless. To compute the model kinetic energy dissipation diagram, the spectral decomposition of the simulated wind speed field is computed.

The work of Bolgiani et al. (2022) presented the first kinetic energy dissipation spectra climatology evaluating the ERA5 reanalysis. The results have been computed using the 500 hPa u and v wind components for the period 1979-2020 with 6-hourly data outputs. In the synoptic scale kinetic energy spectrum, the ERA5 reanalysis can properly capture the energy levels and dissipation rate as defined by Lindborg (1999) and Nastrom and Gage (1985) observations. However, the simulated spectra are not properly reproducing the energetic densities expected at mesoscalar ranges. This contradicts previous studies on the IFS model (Abdalla et al., 2013), which is most probably due to the resolution changes and grid standardization processes involved in the reanalysis.

The latitudinal kinetic energy spectrum climatology presents characteristic differences between the hemisphere and the North Atlantic, according to Bolgiani et al. (2022). This is another indication that the ERA5 is properly reproducing the synoptic conditions but partially capturing each latitude's mesoscalar status. The Middle (30–60° N) latitudinal band display higher energy at synoptic scales due to westerly winds, however, the Tropical (0–30° W) band shows higher mesoscalar energy contents. The Polar (60–90° N) latitudinal band is the most stable with upper wind energies in the expected levels.

The TT Delta [2005] affected the Canary Islands in November 2005 with a high socioeconomic impact. Moreover, this cyclone is the highest-energized of all cyclones in the 90th percentile in the TT events analyzed by Calvo-Sancho et al. (2022). The results of Bolgiani et al. (2022a) show that Tropical Storm Delta was clearly over-energized for the Autumn Tropical climatology and the North Atlantic spectrum. Excess energy is also seen at the mesoscale ranges, almost down to 100 km, but with a higher dissipation rate. Several studies indicated that ERA5 reanalysis captures the convective and latent heat processes involved in these atmospheric events (Nastrom and Gage, 1985; Hamilton et al., 2008; Robertson et al., 2020; Calvo-Sancho et al., 2022), which is in line with the Delta case study results. However, there is no sign of the transition to $k^{-5/3}$ (Skamarock, 2004; Lindborg, 2005) and the amount of energy produced by convection in a TT process is also above average. Therefore, the Tropical Storm Delta results show that ERA5 spectra are not adequate enough to perform an in-depth study of a STC or any other atmospheric phenomena governed by mesoscalar processes, which makes it advisable to use a high-resolution NWP model for this kind of meteorological system. Calvo-Sancho et al. (2023a) resolve this issue related to the uncertainty introduced by the ERA5 dataset at mesoscalar ranges.

Calvo-Sancho et al. (2023a) conducted innovative research to study the main features of the HKE spectra of four TTs in the North Atlantic through an energy spectra budget to study every HKE term. This atmospheric process is a high-energetic atmospheric system. To analyze these systems, Calvo-Sancho et al. (2023a) use two convection-permitting NWP models (HARMONIE-AROME and WRF-ARW) and compare which one resolves the energy better. The four TTs are Delta [2005], Ophelia [2017], Leslie [2018] and Theta [2020], and they have been selected from the 90th percentile for wind-speed values of TT events analyzed in Calvo-Sancho et al. (2022).

As mentioned above, the TT process is a high-energetic atmospheric system. Calvo-Sancho et al. (2023a) found that HARMONIE-AROME and WRF-ARW models display similar results most of the lifecycle of the TTs, however, HARMONIE-AROME shows a more intense filtering and numerical dissipation, whereas WRF-ARW tends to represent

overenergized spectra in the synoptic scale in comparison to Lindborg (1999) observations. Predictability in the TTs analyzed by Calvo-Sancho et al. (2023a) are dissimilar due to the spectral curve slopes obtained for each case. In the cases for the TT of *Delta* and *Theta*, the kinetic energy spectra show that these events are highly energetic and the steeper curve indicates that the predictability of these high-energy systems is unlimited ($p \geq 3$) for the synoptic flow characteristics (Lorenz, 1969; Zheng et al., 2020), becoming limited ($p < 3$) for the meteorological features below $\lambda_h \approx 200$ km. On the other hand, the TT *Ophelia* presents a lower predictability at synoptic scales, as the spectra seem to be shallower than the k^{-3} curve.

The HKE density levels for $\lambda_h < 40$ km is below the Lindborg (1999) observed curve for the four TTs. This indicates that the energy of the fine convective processes might not be properly resolved to the full extent of the atmospheric conditions. This would require further research as it is not fully understood, since Calvo-Sancho et al. (2023a) survey assessed one of the most convective and latent-heat-dependent atmospheric events. The works of Wang et al. (2018) and Vonich and Hakim (2018) highlighted that the increased HKE (“arc-like shape”) in the middle-upper troposphere spectra is characteristic of TCs, mainly due to vorticity and convection.

Calvo-Sancho et al. (2023a) selected the TT Delta to analyze all the HKE terms through an energy spectral budget. This TT is chosen because it is the highest-energized cyclone and Bolgiani et al. (2022) already used it to compare with the ERA5 HKE spectra climatology. Calvo-Sancho et al. (2023a) analyzed the HKE spectral terms to gain more insight into the dynamics and different processes that contribute to the tropospheric energy evolution and transference of the HKE spectra. This energy budget analyzed the spectral conversion from APE (Available Potential Energy) to HKE [$C_{A \rightarrow h}$] (see results section); the vertical fluxes of HKE [$F_{h\uparrow}(\mathbf{k})$] and pressure [$F_{p\uparrow}(\mathbf{k})$]; therefore, $\partial_z F_{p\uparrow}(\mathbf{k})$ and $\partial_z F_{h\uparrow}(\mathbf{k})$ are the vertical flux divergence terms; the nonlinear spectral transfer [$t_h(\mathbf{k})$]; the spectral tendency due to three-dimensional divergence [$D_h(\mathbf{k})$]; the spectral tendency due to diabatic processes [$H_h(\mathbf{k})$]; and the adiabatic non-conservative and dissipative terms [$J_h(\mathbf{k})$] and $Dis_h(\mathbf{k})$].

Calvo-Sancho et al. (2023a) shows that HARMONIE-AROME and WRF-ARW behave closely similarly in almost all atmospheric levels in the propagation of energy; however, the WRF results present an upscale flow ($\Pi_h(k_h) < 0$) between $700 > \lambda_h < 600$ km (Figure 7.1). This could be partially related to Lindborg (2005) conclusions on quasi-geostrophic dynamics, which show that strong rotation in the flow may produce an inhibition of the direct cascade ($\Pi_h(k_h) > 0$), accumulating energy at scales larger than the cyclone formation wavelengths ($\lambda_h > 500$ km). Thus, Calvo-Sancho et al. (2023a) results for TT *Delta*, present a nonlinear transmission of HKE that can run in both directions. This contradicts the Kolmogorov (1941)

energy cascade theory; however, these results are in line with Wang et al. (2018) survey, who conclude that any cascade theory alone is not enough to explain the formation of the kinetic energy spectra below the TCs formation wavelengths.

At middle-levels in mesoscale, there is an intercalation of upscale and downscale flows between $400 > \lambda_h < 100$ km; however, the HKE is mainly dominated by a direct energy cascade. Therefore, Calvo-Sancho et al. (2023) mesoscale results are in line with Sun et al. (2017), showing a behavior dependent on the vertical levels. In the upper troposphere, it is dominated by a downscale flow of energy for the lower wavelengths and upscale for the larger ones. This indirect energy cascade might be related to the forcing of HKE by tropical storms, in accordance to Vonich and Hakim (2018), Wang et al. (2018) and Zheng et al. (2020), who conclude that these types of events can influence the synoptical spectral curve slope rate of the kinetic energy spectra, producing a slope steeper than $k^{-5/3}$ at large mesoscale wavelengths.

The buoyancy forcing [$C_{A \rightarrow h}$] is determined by the energy conversion from APE to HKE. These contributions to HKE are mainly moderate and similar between HARMONIE-AROME and WRF-ARW in Calvo-Sancho et al. (2023). There is an energy conversion from HKE to APE in middle and upper levels; in low levels of the troposphere, a contribution from APE to HKE is shown. This could be related to the direct APE forcing by latent heat release, which has a major role in these systems. According to Peng et al. (2015), the energy conversion from APE to HKE is mainly promoted by moist processes, which take place at all mesoscale and synoptic wavelengths below 1000 km. The latent heat release previous to the TT causes an increment of potential vorticity in low levels and increases the circulation around the surface low. This effect occurs in low levels, which indicates an energy conversion from APE to HKE in all mesoscale wavelengths.

Two vertical flux processes -inertial gravity waves (IGW) propagation caused by moist convection outburst [$\partial_z F_{pt}(\mathbf{k})$] and moist convection flux [$\partial_z F_{ht}(\mathbf{k})$]- act to redistribute energy in several atmospheric vertical levels. The propagation of IGW [$\partial_z F_{pt}(\mathbf{k})$] can generate a transfer of HKE. At the synoptic scale, the HKE is carried away by IGWs from the middle-upper troposphere and deposited into the rest of the atmospheric levels (Figure 7.1). The moist convection flux [$\partial_z F_{ht}(\mathbf{k})$] shows vertical transfer upwards in low levels and the stratosphere, and downward ones in the upper troposphere-lower stratosphere. These highlighted that the HKE spectral budget is governed by the convection and the latent heat release associated with the TT. These results reinforce the aforementioned agreement with Wang et al. (2018), proving that the propagation of IGW and vertical fluxes must be taken in account to explain the kinetic energy spectra formation associated to TCs. Moreover, Zheng et al. (2020)

display that several terms affect the troposphere and are relatively similar between TCs.

At the mesoscale, the HKE shows a downward flux at low levels and from the stratosphere to middle-upper troposphere [$\partial_z F_{p\uparrow}(\mathbf{k})$]. The latent heat derived from the TT moist processes increases the IGW activity. This enhances the HKE transfer from the low to middle troposphere, emphasizing the role of deep moist convection. These results are consistent with Durran and Weyn (2016), who conclude that the spectral curve slope at the mesoscale can be the result of convection. This would explain this term's magnitude orders, making it an important variable for the HKE spectral formation.

The vertical transportation of moist convection [$\partial_z F_{h\uparrow}(\mathbf{k})$] at mesoscale shows a notable energy transport to low-middle levels, highlighting the role of convection and the latent heat release. The downward transport to the middle-upper troposphere might be related to precipitation-dragging effects (Zheng et al., 2020). The most notable differences are in the stratosphere. Although both models resolve a downward energy transport, the WRF-ARW model displays higher values in all wavelengths. It should be noted that the vertical flux of moist convection seems in the opposite direction to the IGWs transport at mesoscale in the troposphere. This suggests that moist convection is transporting HKE upward in low levels, whereas it is counterbalanced in similar magnitudes by the energy deposited by the induced propagation of IGWs.

The work of Calvo-Sancho et al. (2023a) contributes to a better understanding of how numerical models handle atmospheric energy in highly energized systems. The results display a similar behavior between both models. Therefore, after knowing the effective resolution and how the HKE is formed by TTs in these models, traditional and object-based verification have been then conducted in Calvo-Sancho et al. (2023b).

Calvo-Sancho et al. (2023b) examines the ability of HARMONIE-AROME and WRF-ARW models in four TTs in the North Atlantic. This is done by assessing the tracking, the minimum pressure and the intensity for each cyclone compared to the HURDAT dataset. Moreover, the brightness temperature and the accumulated precipitation have been evaluated and compared to satellite data [SEVIRI and IMERG] as useful fields for assessing the thermodynamic and convective characteristics of the TTs. Calvo-Sancho et al. (2023b) analyzed all the TTs in two periods: previous and post-TT.

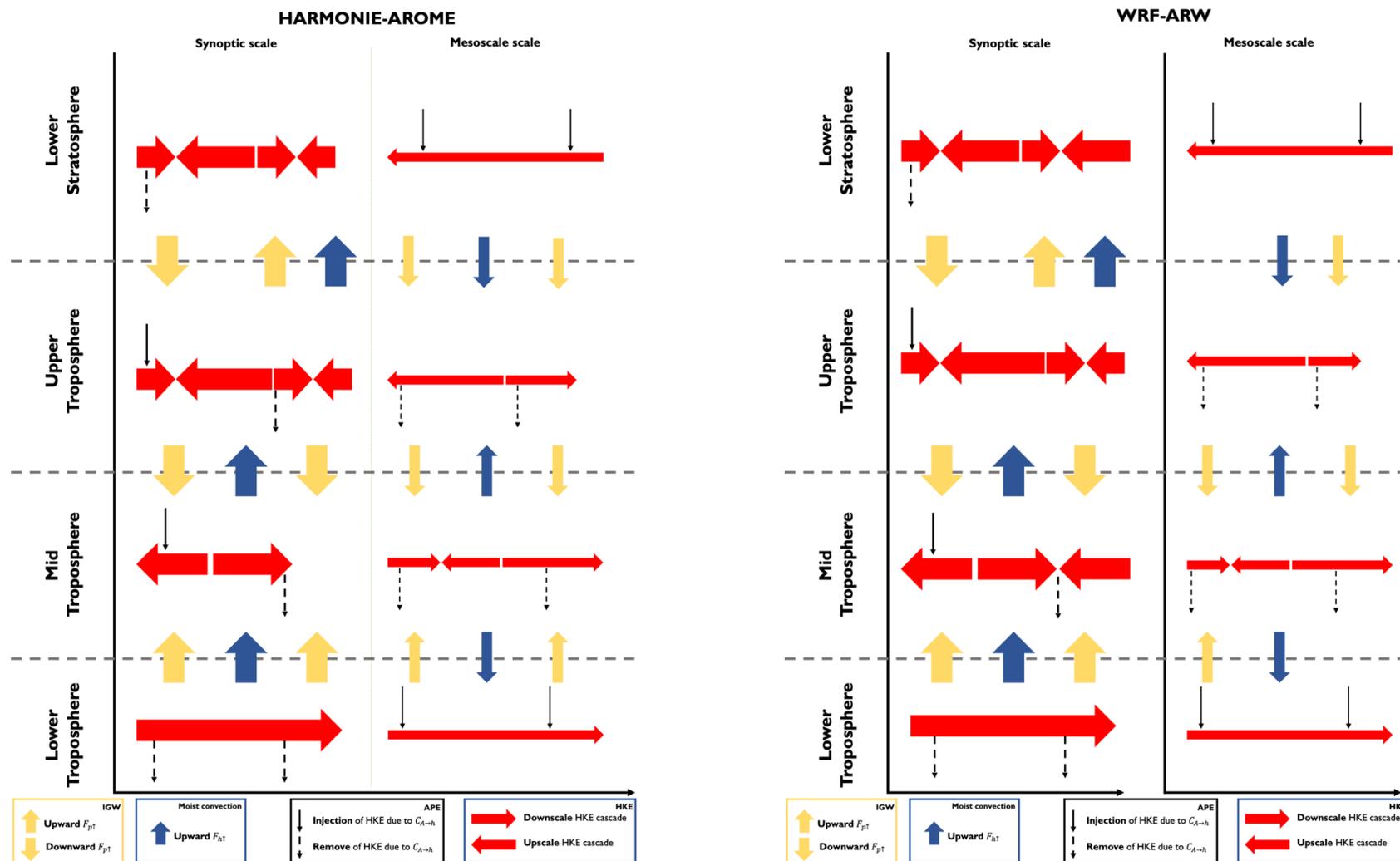


Figura 7.1: Schematic of the HKE budgets vs horizontal wavenumber for HARMONIE-AROME and WRF-ARW model.

Calvo-Sancho et al. (2023b) find that, in general, both models correctly resolved the tracking of the TTs in comparison to the HURDAT dataset. Only the simulation of TT *Theta* by HARMONIE-AROME displays high tracking errors. Regarding the cyclones' intensity, a general 10-meter wind speed overestimation is remarkable for both models. According to Qutián-Hernández et al. (2021), Kanase and Salvekar (2014) and Avolio et al. (2017), this positive bias occurred in cases where the YSU PBL parameterization scheme is activated, as in the Calvo-Sancho et al. (2023b) WRF-ARW configuration. On the other hand, the HARMONIE-AROME displays really good results in the intensity comparison to the WRF-ARW model. The minimum sea level pressure for each cyclone during its entire lifespan displays a general overestimation by both models compared to HURDAT dataset. Calvo-Sancho et al. (2023b) advise that is not possible to infer which model has a better ability to reproduce the tropical system.

Calvo-Sancho et al. (2023b) conducted a spatial verification for four TTs by applying traditional skill scores and object-based methods. The results show similar behavior in brightness temperature and accumulated precipitation in traditional skills scores by both models. HARMONIE-AROME and WRF-ARW, for brightness temperature, resolve smaller structures and slightly underestimate them, with a location almost perfect for both models. On the other hand, the FSS shows a better ability in larger sliding spatial windows.

Conclusiones, Implicaciones y Futuro Trabajo

En esta tesis doctoral se ha llevado a cabo un análisis de la génesis de las TTs en el Atlántico Norte central y oriental mediante el uso de un reanálisis atmosférico y simulaciones numéricas de alta resolución con modelos de área limitada. Los distintos trabajos asociados a esta tesis doctoral están realizados para las condiciones de clima presente únicamente. Primero se ha generado una climatología de TTs utilizando la base de datos HURDAT y el reanálisis atmosférico ERA5. Identificadas todas los sistemas en el área de estudio en el período 1979-2019, se han generado las curvas espectrales de energía cinética turbulenta del reanálisis ERA5 en distintas bandas latitudinales en el hemisferio norte y el Atlántico Norte. Dicho trabajo es el primero que genera un espectro energético en un dominio periódico «natural», llegando a los 40.000 km sin generar artificios matemáticos. Gracias a este trabajo, se ha comprobado que el reanálisis atmosférico ERA5 no capta correctamente la energía en mesoescala, impidiendo un análisis mesoscalar profundo de los sistemas que da objeto esta tesis doctoral. Por ello, cuatro TTs que están por encima del percentil 90 en intensidad de viento, se han simulado a alta resolución con los modelos HARMONIE-AROME y WRF-ARW para estudiar el espectro de la energía cinética turbulenta y, profundizando en el caso de estudio de la Tormenta Tropical *Delta*, se ha estudiado cada uno de los términos que compone la tendencia de energía. Por último, comprendido cómo se comporta la energía en estos sistemas atmosféricos, se lleva a cabo una verificación tradicional y basada en objetos para distintos campos atmosféricos en ambos modelos.

Las conclusiones de esta tesis doctoral se detallan a continuación. Están divididas en cuatro bloques fundamentales, que corresponden a los resultados obtenidos en cada publicación científica publicada adjuntada. Para una lectura más sencilla al lector, los objetivos que comprenden esta memoria se replican como preguntas científicas, junto a las principales implicaciones de cada estudio. Para ser más concisos, las conclusiones se muestran de forma que contestan a estas preguntas científicas.

1. An environmental synoptic analysis of tropical transitions in the central and Eastern North Atlantic (Calvo-Sancho et al. 2022)

Preguntas científicas:

- Elaboración de una base de datos de eventos de TTs en el Atlántico Norte.

- ¿Cuáles son las características sinópticas comunes que están presente en un proceso de TT en el Atlántico Norte?
- ¿Existen diferencias y/o similitudes sinópticas en los procesos de TT en las zonas oriental y central del Atlántico Norte?

Conclusiones:

- Se ha elaborado una base de datos con 30 eventos de TTs en el Atlántico Norte mediante la identificación en la base de datos HURDAT en el período 1979-2019.
- Las TTs en el Atlántico Norte están asociadas a un patrón de bloqueo anticiclónico al norte del ciclón en superficie, que es una manifestación de una potencial depresión aislada en niveles altos. Asimismo, el espesor geopotencial se incrementa evolucionando hacia un núcleo cálido.
- Existen diferencias estadísticamente significativas entre las TTs en el Atlántico Norte central y oriental. Las ciclones en el Atlántico Norte oriental transicionan en ambientes de fuerte vorticidad potencial en niveles altos y altos valores de CI, mientras que los ciclones en el Atlántico Norte central transicionan en un ambiente más barotrópico caracterizado por baja cizalladura y SSTs cálidas.

Principales implicaciones: Estos resultados contribuyen a un mejor conocimiento de las TTs en el Atlántico Norte central y oriental, siendo éstas últimas un potencial peligro para llegada de TCs a Iberia. Asimismo, estos resultados podrían mejorar la predicción de estos sistemas y servir como referencia a los predictores.

2. Wind kinetic energy climatology and effective resolution for the ERA5 reanalysis (Bolgiani et al. 2022)

Preguntas científicas:

- ¿El reanálisis atmosférico ERA5 puede resolver la curva del espectro de energía cinética turbulenta obtenida por Lindborg (2005) a partir de datos observacionales?
- ¿Existen diferencias en las curvas de espectros entre distintas bandas latitudinales del hemisferio norte?
- ¿La resolución efectiva varía en función de la banda latitudinal?
- ¿Qué diferencias hay en las curvas espectrales de ERA5 si el dominio es periódico o es de área limitada?

Conclusiones:

- El reanálisis atmosférico ERA5 es capaz de capturar apropiadamente el espectro de energía cinética turbulenta a escala sinóptica, tal y como están definidas las observaciones (Lindborg, 2005), sin embargo, no es capaz de reproducir adecuadamente las densidades energéticas esperadas en los rangos mesoescalares siendo una fuente de incertidumbre cuando se utiliza este reanálisis.
- La banda de latitudes media presenta mayor energía a escala sinóptica debido a la circulación del oeste, mientras que la banda tropical presenta mayor contenido de energía en rangos mesoescalares.
- La resolución efectiva varía en función de la banda latitudinal:
 - La banda tropical entre 1300-1100 km.
 - La banda de latitudes medias entre 600-500 km.
 - La banda polar entre 1200-1000 km.
- La curva del espectro de la energía cinética turbulenta varía en función del dominio, siendo la longitud de onda máxima el tamaño del dominio. La curva del espectro no sufre artificios matemáticos para poder construirla, mientras que en un dominio de área limitada sí.

Principales implicaciones: Estos resultados han permitido poner en valor el reanálisis ERA5 a escala sinóptica. Sin embargo, para estudios a escala mesoescalar es necesario un modelo de alta resolución. Asimismo, este trabajo es el primero que estudia el espectro energético a nivel planetario con un dominio periódico, alcanzando la curva hasta los 40.000 km.

3. Horizontal kinetic energy analysis of tropical transition simulations with the WRF and HARMONIE-AROME models (Calvo-Sancho et al. 2023a)

Preguntas científicas:

- ¿Los modelos HARMONIE-AROME y WRF-ARW resuelven correctamente la curva del espectro de energía cinética turbulenta en todas sus escalas?
- ¿Existen diferencias en la predictibilidad entre las TTs y modelos?
- Respecto al *budget* energético, ¿qué términos juegan un mayor rol en la energía cinética de eventos con TTs?

Conclusiones:

- Ambos modelos muestran curvas similares, sin embargo, HARMONIE-AROME muestra mayor filtrado y disipación numérica, mientras que el WRF-ARW tiende a sobreenergizar el espectro a escala sinóptica en comparación con las observaciones.
- La predictibilidad entre las distintas TTs analizadas es notablemente diferente. En el caso de las TTs de *Delta* y *Theta*, el espectro energético muestra que ambos eventos son muy energéticos y la pronunciación de la curva indica que tiene una predictibilidad ilimitada para las características del flujo sinóptico. Sin embargo, la TT *Ophelia* presenta una baja predictibilidad a escala sinóptica. No existen diferencias significativas entre modelos.
- La energía cinética turbulenta está principalmente gobernada por los términos que explican el papel de los fuertes ascensos y los procesos convectivos húmedos en la cascada de energía y otros procesos de transferencia de energía.

Principales implicaciones: Estos resultados han permitido observar puntos débiles de cada modelo según la curva del espectro energético en la simulación de TTs. Al mismo tiempo, este estudio ha revelado que la predictibilidad varía notablemente en función del evento de TT, en vez de un modelo u otro. Asimismo, el *budget* energético ha revelado que la energía cinética turbulenta está gobernada por aquellos términos relativos a procesos convectivos en la cascada de energía.

4. Assessing the performance of the HARMONIE-AROME and WRF-ARW numerical models in North Atlantic Tropical Transitions (Calvo-Sancho et al. 2023b)

Preguntas científicas:

- ¿Los modelos de área limitada reproducen correctamente la trayectoria e intensidad del viento de las TTs simuladas?
- ¿Los modelos de área limitada reproducen la temperatura de brillo y la precipitación y, por ende, la convección asociada a estos sistemas?
- ¿Qué modelo es mejor para la simulación de TTs en el Atlántico Norte?

Conclusiones:

- Ambos modelos muestran unos resultados muy similares en la evaluación de la trayectoria de las TTs simuladas, sin embargo, el modelo WRF-ARW presenta mejores habilidades objetivas que el

modelo HARMONIE-AROME. Respecto a la intensidad de las TTs simuladas, se obtiene una sobreestimación general en ambos modelos en la velocidad máxima del viento a 10 metros y mejor resolución de la presión media a nivel del mar del modelo HARMONIE-AROME.

- El modelo HARMONIE-AROME reproduce más eficientemente la precipitación en la fase previa de la TT, mientras que el modelo WRF-ARW lo hace en la fase posterior. Por otra parte, el modelo WRF-ARW reproduce mejor la temperatura de brillo en comparación con el SEVIRI-MSG en la fase previa de la TT, mientras que HARMONIE-AROME lo hace en la fase posterior de la TT.
- Es difícil establecer el modelo numérico que reproduce más eficientemente las TTs en base a los resultados obtenidos, dado que ambos modelos simulan similarmente tanto la temperatura de brillo como el campo de la precipitación acumulada, diferenciándose solo en la simulación durante las distintas fases próximas a la transición.

Principales implicaciones: Estos resultados muestran que ambos modelos simulan correctamente las TTs de alto impacto, sin destacar uno sobre el otro. Por lo tanto, es difícil establecer el modelo con mayor pericia en simular una TT.

Futuras investigaciones

Los resultados y conclusiones obtenidas en esta tesis doctoral animan a seguir estudiando las TTs desde distintos puntos de vista para incrementar el conocimiento actual. Gracias a la estancia predoctoral realizada en el centro de investigación NCAR en Estados Unidos junto al Dr. Richard Rotunno, se está en proceso de estudio el papel de la convección húmeda y los procesos mesoescalares para que una TT llegue a buen término. Para ello, se precisan utilizar simulaciones de muy alta resolución de dos ciclones con proceso implicado de TT, siendo uno de ellos el *Medicane* Ianos [2020].

Por otro lado, los buenos resultados del modelo HARMONIE-AROME invitan a una mayor investigación de la comunidad científica en este tipo de procesos y en eventos de tiempo severo. Es necesario recalcar que el modelo HARMONIE-AROME es el modelo operativo en la AEMET y en numerosos servicios meteorológicos europeos. Por lo tanto, la investigación para intentar conseguir mayor pericia en los pronósticos se hace necesaria en la comunidad científica. En los próximos lustros y décadas venideras existen numerosos retos y desafíos en el ámbito de la

predicción numérica del tiempo debido a la inteligencia artificial y al impacto del cambio climático antropogénico.

Finalmente, el impacto del cambio climático antropogénico es desconocido en las TTs en el Atlántico Norte y el Mediterráneo. Actualmente conocemos la génesis de numerosos TCs que afectan directamente a las costas de Europa occidental. Por lo tanto, son necesarios trabajos futuros que aumenten el conocimiento sobre cambios posibles en la frecuencia de generación de las TTs, cambios en las trayectorias de los ciclones con TT o cambios en frecuencia y trayectoria, pero con aumento de intensidad e impacto de los ciclones en las costas. Todas estas preguntas necesitan ser contestadas para una mejor adaptación en el futuro a medio-largo plazo.

Conclusions, Implications and Outlook

In this dissertation, an analysis of the genesis of tropical transitions in the Central and Eastern North Atlantic has been carried out using atmospheric reanalysis and numerical simulations. The different scientific articles associated with this thesis are carried out only for the present climate conditions. First, a TTs climatology was constructed using the HURDAT database and the ERA5 atmospheric reanalysis. After identifying all tropical transitions in the study area in the period 1979-2019, a climatology of the spectral kinetic energy by latitudinal bands of the north hemisphere and limited-area domain in the North Atlantic in the ERA5 reanalysis was generated. This work is the first to compute an energy spectrum in a “natural” periodic domain, reaching 40,000 km, without generating mathematical artifacts. Thanks to this work, it has been found that the ERA5 atmospheric reanalysis does not correctly capture the mesoscale energy, preventing a mesoscalar deep analysis of the TTs. Therefore, four tropical transitions above the 90th percentile in wind intensity have been simulated at high resolution with the HARMONIE-AROME and WRF-ARW models to study the kinetic energy spectrum and, with a case study of Tropical Storm Delta, each term composing the HKE has been studied. Finally, a traditional and object-based method verification has been carried out for different atmospheric fields in both models.

The conclusions of this dissertation are detailed below. They are divided into four different blocks, each corresponding to the results obtained in each of the scientific publications related to this thesis. For ease of reading, the objectives of this report are presented as scientific questions, along with the main implications of each study. To be more concise, the conclusions are presented in terms of how they answer these scientific questions.

1. An environmental synoptic analysis of tropical transitions in the central and Eastern North Atlantic (Calvo-Sancho et al. 2022)

Target questions:

- Development of a database of TT events in the North Atlantic.
- Which common synoptic features are present when the TT process evolves over the North Atlantic?

- What are the differences and/or similarities of those TT processes between the Central and Eastern North Atlantic?

Conclusions:

- A database of 30 TT events in the North Atlantic has been compiled by identifying these events in the HURDAT database for the period 1979-2019.
- TTs in the North Atlantic are associated with an anticyclonic blocking pattern north of the surface cyclone, which is a manifestation of a potential upper-level cut-off low. In addition, the geopotential thickness evolves toward a warm core through an increase in thickness.
- There are statistically significant differences between TTs in the central and eastern North Atlantic. Cyclones in the eastern North Atlantic transition in an environment with strong upper-level potential vorticity and high CI values, whereas cyclones in the central North Atlantic transition in a more barotropic environment characterized by low wind shear and warm SSTs.

Main implications: These results contribute to a better understanding of TTs in the central and eastern North Atlantic, being a potential threat for TC landfall in Iberia. Furthermore, these results could improve the forecast of these systems and serve as a reference for forecasters.

2. Wind kinetic energy climatology and effective resolution for the ERA5 reanalysis (Bolgiani et al. 2022)

Target questions:

- Can the ERA5 atmospheric reanalysis resolve the kinetic energy spectrum curve observed by Lindborg (2005)?
- Are there differences in the spectrum curve between different latitudinal bands?
- Does the effective resolution vary depending on the latitudinal band?
- How does the spectrum curve affect a periodic domain and a limited area domain in ERA5 reanalysis?

Conclusions:

- The ERA5 atmospheric reanalysis can capture the kinetic energy spectrum at synoptic scales, as defined by observations (Lindborg,

2005). However, it is unable to adequately resolve the expected energy densities in mesoscale ranges, which introduces a source of uncertainty when using this reanalysis.

- The mid-latitude band exhibits greater energy at synoptic scales due to westerly circulation, whereas the tropical band shows higher energy density in mesoscale ranges.
- The effective resolution varies depending on the latitudinal band:
 - Tropical band: 1300-1100 km.
 - Mid-latitude band: 600-500 km.
 - Polar band: between 1200-1000 km.
- The kinetic energy spectrum curve varies depending on the domain, with the maximum being the length of the domain itself. The spectrum curve does not suffer from mathematical artifacts in its construction for a periodic domain, whereas in a limited area domain, it does.

Main implications: These results have highlighted the value of the ERA5 reanalysis at synoptic scales. However, for mesoscale studies, a high-resolution model is necessary. Additionally, this survey is the first to study the energy spectrum on a planetary scale with a periodic domain, extending the curve up to 40,000 km.

3. Horizontal kinetic energy analysis of tropical transition simulations with the WRF and HARMONIE-AROME models (Calvo-Sancho et al. 2023a)

Target questions:

- Do the HARMONIE-AROME and WRF-ARW models accurately resolve the kinetic energy spectrum curve at all scales?
- Are there differences in predictability between TTs and models?
- Regarding the energetic budget, which terms play a major role in horizontal kinetic energy?

Conclusions:

- Both models exhibit similar curves. However, HARMONIE-AROME shows greater filtering and numerical dissipation, while WRF-ARW tends to over-energize the spectrum at synoptic scales compared to observations.
- The predictability between the TTs analyzed is notably different. For TT *Delta* and *Theta*, the energy spectrum indicates that both

events are very energetic, and the pronounced curve suggests unlimited predictability for synoptic flow characteristics. However, the TT *Ophelia* shows low predictability at synoptic scales. There are no differences between models.

- Horizontal kinetic energy is primarily governed by terms explaining the role of strong updrafts and moist convective processes in the energy cascade and other energy transfer processes.

Main implications: These results have identified the weaknesses of each model based on the energy spectrum curve. At the same time, this study has revealed that predictability varies significantly depending on the TT event, rather than on a particular model. Additionally, the energy budget has shown that horizontal kinetic energy is governed by terms explaining the deep moist convective processes in the energy cascade.

4. Assessing the performance of the HARMONIE-AROME and WRF-ARW numerical models in North Atlantic Tropical Transitions (Calvo-Sancho et al. 2023b)

Target questions:

- Do limited area models accurately reproduce the trajectory and wind intensity of simulated TTs?
- Do limited area models reproduce the brightness temperature and the precipitation fields and, therefore, the convection associated with these systems?
- Which model is better for simulating TTs in the North Atlantic?

Conclusions:

- Both models display very similar results in simulated TT trajectories. However, the WRF-ARW model demonstrates better objective skills than the HARMONIE-AROME model. Regarding the intensity of simulated TTs, there is a general overestimation in the maximum 10-meter wind speed in both models. The HARMONIE-AROME model resolves the MSLP better.
- The HARMONIE-AROME model resolves precipitation better in the pre-TT phase, while the WRF-ARW model resolves precipitation better in the post-TT phase. However, the WRF-ARW model resolves the brightness temperature better compared to SEVIRI-MSG in the pre-TT phase. In contrast, the HARMONIE-AROME model resolves the brightness temperature better in the post-TT phase.

- It is challenging to determine which numerical model better resolves these systems based on the results obtained, as both models perform similarly in terms of brightness temperature and accumulated precipitation fields.

Main implications: These results show that both models accurately resolve high-impact TTs. However, neither model stands out over the other. Therefore, it is difficult to establish which model has greater skill in resolving a tropical transition.

Future Research Outlook

The results and conclusions obtained in this dissertation encourage further study of tropical transitions from various perspectives to enhance current knowledge. Thanks to the predoctoral stay at the NCAR research center in the United States with Dr. Richard Rotunno, the role of moist convection and mesoscale processes in achieving the final stage of a TT is currently being studied. For this purpose, very high-resolution simulations of two cyclones that underwent a TT process are required to use it, one of which is the *Medicane* Ianos [2020].

Moreover, the promising results of the HARMONIE-AROME model invite further research by the scientific community into these processes and severe weather events. It is important to emphasize that the HARMONIE-AROME model is the operational model at AEMET and in numerous European meteorological services. Therefore, research aimed at achieving greater accuracy in forecasts is a responsibility of the scientific community. In the coming years and decades, the scientific community of numerical weather prediction faces numerous challenges due to artificial intelligence and the impact of anthropogenic climate change.

Finally, the impact of anthropogenic climate change on TTs in the North Atlantic and the Mediterranean is unknown. We currently know that it is the genesis of numerous TCs that directly affect the coasts of Western Europe. Therefore, it is necessary for future work to increase our understanding of whether there will be a change in the frequency of TTs, a change in the trajectories of cyclones that have undergone a TT, or whether both frequency and trajectory will remain unchanged but the intensity and impact of cyclones on the coasts will increase. All these questions need to be answered for better adaptation in the medium-long term future.

Bibliografía

- Aaron Wang, J.-W., Sardeshmukh, P.D., 2021. Inconsistent Global Kinetic Energy Spectra in Reanalyses and Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0294.1>
- Abdalla, S., Isaksen, L., Janssen, P., & Wedi, N. (2013). Effective spectral resolution of ECMWF atmospheric forecast models. *ECMWF Newsletter*, 137, 19--22. <https://doi.org/10.21957/rue4o7ac>
- Aboobacker, V. M., Shanas, P. R., Al-Ansari, E. M. A. S., Sanil Kumar, V., & Vethamony, P. (2021). The maxima in northerly wind speeds and wave heights over the Arabian Sea, the Arabian/Persian Gulf and the Red Sea derived from 40 years of ERA5 data. *Climate Dynamics*, 56(3–4). <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05518-6>
- Adlerman, E. J., & Droegemeier, K. K. (2002). The sensitivity of numerically simulated cyclic mesocyclogenesis to variations in model physical and computational parameters. *Monthly Weather Review*, 130(11). [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<2671:TSONSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<2671:TSONSC>2.0.CO;2)
- Alonso-González, E., Gutmann, E., Aalstad, K., Fayad, A., Bouchet, M., Gascoin, S., 2021. Snowpack dynamics in the Lebanese mountains from quasi-dynamically downscaled ERA5 reanalysis updated by assimilating remotely sensed fractional snow-covered area. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 4455–4471. <https://doi.org/10.5194/hess-25-4455-2021>
- Aminou, D. (2002). MSG's SEVIRI Instrument. *ESA Bulletin*, 111.
- Arimitsu, T., & Arimitsu, N. (2005). Multifractal analysis of the fat-tail PDFs observed in fully developed turbulence. *J Phys: Conf. Ser.*, 7, 101-120.
- Armon, M., Marra, F., Enzel, Y., Rostkier-Edelstein, D., and Morin, E. (2020). Radar-based characterisation of heavy precipitation in the eastern

- Mediterranean and its representation in a convection-permitting model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(3), 1227-1249
- Avolio, E., et al., 2017. Sensitivity analysis of WRF model PBL schemes in simulating boundary-layer variables in southern Italy: an experimental campaign. *Atmos. Res.* 192, 58–71.
- Augier, P., Lindborg, E., 2013. A New Formulation of the Spectral Energy Budget of the Atmosphere, with Application to Two High-Resolution General Circulation Models. *Journal of the Atmospheric Sciences* 70, 2293–2308. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0281.1>
- Ba, M. B., & Nicholson, S. E. (1998). Analysis of convective activity and its relationship to the rainfall over the Rift Valley lakes of East Africa during 1983-90 using the meteosat infrared channel. *Journal of Applied Meteorology*, 37(10 PART II). [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<1250:aocaaai>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<1250:aocaaai>2.0.co;2)
- Bannon, P. R. (2005). Eulerian available energetics in moist atmospheres. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(12), 4238-4252.
- Bagtasa, G. (2021). Analog forecasting of tropical cyclone rainfall in the Philippines. *Weather and Climate Extremes*, 32, 100323.
- Barnston, A. G., & Livezey, R. E. (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115(6). [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2)
- Bauer, P., Thorpe, A., & Brunet, G. (2015). The quiet revolution of numerical weather prediction. *Nature*, 525(7567), 47–55. <https://doi.org/10.1038/nature14956>
- Becker, E. (2001). Symmetric stress tensor formulation of horizontal momentum diffusion in global models of atmospheric circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(3), 269-282.
- Bengtsson, L., Andrae, U., Aspelién, T., Batrak, Y., Calvo, J., de Rooy, W., Gleeson, E., Hansen-Sass, B., Homleid, M., Hortal, M., Ivarsson, K.-I., Lenderink, G., Niemelä, S., Nielsen, K. P., Onvlee, J., Rontu, L., Samuelsson, P., Muñoz, D. S., Subias, A., ... Køltzow, M. Ø. (2017). The

- HARMONIE-AROME Model Configuration in the ALADIN-HIRLAM NWP System. *Monthly Weather Review*, 145(5), 1919–1935. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0417.1>
- Bentley, A.M., Bosart, L.F., Keyser, D., 2017. Upper-Tropospheric Precursors to the Formation of Subtropical Cyclones that Undergo Tropical Transition in the North Atlantic Basin. *Mon. Wea. Rev.* 145, 503–520. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0263.1>
- Bentley, A.M., Keyser, D., Bosart, L.F., 2016. A Dynamically Based Climatology of Subtropical Cyclones that Undergo Tropical Transition in the North Atlantic Basin. *Mon. Wea. Rev.* 144, 2049–2068. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0251.1>
- Bentley, A.M., Metz, N.D., 2016. Tropical Transition of an Unnamed, High-Latitude, Tropical Cyclone over the Eastern North Pacific. *Monthly Weather Review* 144, 713–736. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0213.1>
- Beven J (1997) A study of three ‘hybrid’ storms, In *Preprints, 22d Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Fort Collins, CO, Amer. Meteor. Soc (pp. 645–646).
- Beven, J.L., Stewart, S.R., Lawrence, M.B., Avila, L.A., Franklin, J.L., Pasch, R.J., 2003. ANNUAL SUMMARY: Atlantic Hurricane Season of 2001. *Mon. Wea. Rev.* 131, 1454–1484. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<1454:ASHSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<1454:ASHSO>2.0.CO;2)
- Beven, J.L., Stewart, S.R., Lawrence, M.B., Avila, L.A., Franklin, J.L., Pasch, R.J., 2003. ANNUAL SUMMARY: Atlantic Hurricane Season of 2001. *Mon. Wea. Rev.* 131, 1454–1484. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<1454:ASHSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<1454:ASHSO>2.0.CO;2)
- Beven, J. (2005). *Tropical Cyclone Report: Tropical Storm Delta*. 22–28 November 2005, 12pp.
- Bjerknes, J., & Solberg, H. (1922). *Geophysical Publikasjoner, Norske Videnskaps-Akademie Oslo*, Vol.
- Bierdel, L., Friederichs, P., Bentzien, S., 2012. Spatial kinetic energy spectra in the convection-permitting limited-area NWP model

- COSMO-DE. *metz* 21, 245–258. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2012/0319>
- Bierdel, L., Snyder, C., Park, S.-H., Skamarock, W.C., 2016. Accuracy of Rotational and Divergent Kinetic Energy Spectra Diagnosed from Flight-Track Winds. *Journal of the Atmospheric Sciences* 73, 3273–3286. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0040.1>
- Blažica, V., Žagar, N., Strajnar, B., Cedilnik, J., 2013. Rotational and divergent kinetic energy in the mesoscale model ALADIN. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 65, 18918. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.18918>
- Boer, G. J., & Shepherd, T. G. (1983). Large-scale two-dimensional turbulence in the atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(1). [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<0164:LSTDTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<0164:LSTDTI>2.0.CO;2)
- Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., Fernández-González, S., Sastre, M., Valero, F., & Martín, M. L. (2020). Microburst Detection With the WRF Model: Effective Resolution and Forecasting Indices. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(14). <https://doi.org/10.1029/2020JD032883>
- Bolgiani, P., Calvo-Sancho, C., Díaz-Fernández, J., Quitián-Hernández, L., Sastre, M., Santos-Muñoz, D., Farrán, J.I., González-Alemán, J.J., Valero, F., Martín, M.L., 2022. Wind kinetic energy climatology and effective resolution for the ERA5 reanalysis. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06154-y>
- Bormann, N., Hernandez-Carrascal, A., Borde, R., Lutz, H.-J., Otkin, J. and Wanzong, S. (2014). Atmospheric Motion Vectors from Model Simulations. Part I: Methods and Characterization as Single-Level Estimates of Wind. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(1), 47-64. <https://doi.org/10.1175/JAMCD-12-0336.1>
- Bosart, L.F., Lackmann, G.M., 1995. Postlandfall Tropical Cyclone Reintensification in a Weakly Baroclinic Environment: A Case Study of Hurricane David (September 1979). *Monthly Weather Review* 123,

- 3268–3291. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<3268:PTCRIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<3268:PTCRIA>2.0.CO;2)
- Bouttier, F., & Kelly, G. (2001). Observing-system experiments in the ECMWF 4D-Var data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(574), 1469-1488.
- Boville, B.A., Bretherton, C.S., 2003. Heating and Kinetic Energy Dissipation in the NCAR Community Atmosphere Model. *J. Climate* 16, 3877–3887. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3877:HAKEDI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3877:HAKEDI>2.0.CO;2)
- Bracken, W.E., Bosart, L.F., 2000. The Role of Synoptic-Scale Flow during Tropical Cyclogenesis over the North Atlantic Ocean. *Monthly Weather Rev* 128, 353. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<0353:TROSSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<0353:TROSSF>2.0.CO;2)
- Brier, G. W., 1950: Verification of forecasts expressed in terms of probability. *Mon. Wea. Rev.*, 78, 1–3.
- Bryan, G. H., Wyngaard, J. C., & Fritsch, J. M. (2003). Resolution requirements for the simulation of deep moist convection. *Monthly Weather Review*, 131(10), 2394–2416. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2394:RRFTSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2394:RRFTSO>2.0.CO;2)
- Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., & Geleyn, J. F. (1995). Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system. *Monthly weather review*, 123(2), 515-535.
- Calvo-Sancho, C. and Martín, Y., 2021. Supercell Pre-convective Environments in Spain: a dynamic downscaling of ERA-5 Reanalysis, EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-2967, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-2967>
- Calvo-Sancho, C., González-Alemán, J.J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., Farrán, J.I., Martín, M.L., 2022. An environmental synoptic analysis of tropical transitions in the central and Eastern North Atlantic. *Atmospheric Research* 278, 106353. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106353>

- Calvo-Sancho, C., Díaz-Fernández, J., Martín, Y., Bolgiani, P., Sastre, M., González-Alemán, J. J., ... & Martín, M. L. (2022). Supercell convective environments in Spain based on ERA5: hail and non-hail differences. *Weather and Climate Dynamics*, 3(3), 1021-1036.
- Calvo-Sancho, C., Bolgiani, P., Subias, Á., Sastre, M., González-Alemán, J. J., & Martín, M. L. (2023). Horizontal kinetic energy analysis of tropical transition simulations with the WRF and HARMONIE-AROME models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 149(756), 2655-2677.
- Calvo-Sancho, C., Quitián-Hernández, L., González-Alemán, J. J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., & Martín, M. L. (2023). Assessing the performance of the HARMONIE-AROME and WRF-ARW numerical models in North Atlantic Tropical Transitions. *Atmospheric Research*, 291, 106801.
- Calvo-Sancho, C., Quitián-Hernández, L., Bolgiani, P., González-Alemán, J. J., Santos-Muñoz, D., & Martín, M. L. (2023). Assessment of HARMONIE-AROME in the simulation of the convective activity associated to a subtropical transition using satellite data. *Atmospheric Research*, 290, 106794.
- Cammas J-P, Keyser D, Lackmann GM, Molinari J., 1994. Diabatic redistribution of potential vorticity accompanying the development of an outflow jet within a strong extratropical cyclone. Pp 403–409 in Preprints, Int. Symposium on the Life Cycles of Extratropical Cyclones, Vol. II, Bergen. Geophysical Institute, University of Bergen, Norway
- CDS Copernicus. (2020). ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present.
<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>
- Charney, J. G. (1947). The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 4(5), 136-162.

- Charney, J. G., Fjörtoft, R., & Neumann, J. V. (1950). Numerical integration of the barotropic vorticity equation. *Tellus*, 2(4), 237-254.
- Charney, J. and Eliassen, A. (1964). On the Growth of the Hurricane Depression. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21(1), 68-75.
- Chevallier, F., Kelly, G., 2002. Model clouds as seen from space: comparison with geostationary imagery in the 11-mm window channel. *Mon. Weather Rev.* 130, 712–722.
- Choi, Y., Shin, D. B., & Joh, M. (2018). Assessment of WRF microphysics schemes in simulation of extreme precipitation events based on microwave radiative signatures. *International Journal of Remote Sensing*, 39(23), 8527-8551.
- Cho, J. Y. N., Newell, R., & Barrick, J. D. (1999). Horizontal wavenumber spectra of winds, temperature, and trace gases during the Pacific Exploratory Missions: 1. Climatology. *J. Geophys. Res.*, 104, 5697–5716.
- Coffer, B.E., Taszarek, M., Parker, M.D., 2020. Near-Ground Wind Profiles of Tornadoic and Nontornadoic Environments in the United States and Europe from ERA5 Reanalyses. *Weather and Forecasting* 35, 2621–2638. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-20-0153.1>
- Couvreux, F., Bazile, E., Canut, G., Seity, Y., Lothon, M., Lohou, F., Guichard, F., Nilsson, E., 2016. Boundary-layer turbulent processes and mesoscale variability represented by Numerical Weather Prediction models during the BLLAST campaign (preprint). *Dynamics/Atmospheric Modelling/Troposphere/Physics (physical properties and processes)*. <https://doi.org/10.5194/acp-2015-1042>
- Cui, L., and Liu, Z., 2021. Synergy between research on ensemble perception, data visualization, and statistics education: A tutorial review. *Atten Percept Psychophys* 83, 1290–1311. <https://doi.org/10.3758/s13414-020-02212-x>
- Cuxart, J., Bougeault, P., & Redelsperger, J. L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations.

- Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 126(562), 1-30.
- Davis, C.A., Bosart, L.F., 2003. Baroclinically Induced Tropical Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.* 131, 2730–2747. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2730:BITC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2730:BITC>2.0.CO;2)
- Davis, C.A., Bosart, L.F., 2004. The TT problem: Forecasting the tropical transition of cyclones. *BAMS.* 85, 11, 1657-1662. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-85-11-1657>
- Deckmyn, A., 2022. harphub - A part of the ACCORD consortium [R HARP spatial verification – harpSpatial package] <https://github.com/adeckmyn/harpSpatial.git>
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E.V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 137, 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Denis, B., Côté, J., Laprise, R., 2002. Spectral Decomposition of Two-Dimensional Atmospheric Fields on Limited-Area Domains Using the Discrete Cosine Transform (DCT). *Mon. Wea. Rev.* 130, 1812–1829. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<1812:SDOTDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<1812:SDOTDA>2.0.CO;2)
- DeMaria, M., Knaff, J.A., Connell, B.H., 2001. A Tropical Cyclone Genesis Parameter for the Tropical Atlantic. *Wea. Forecasting* 16, 219–233. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2001\)016<0219:ATCGPF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2001)016<0219:ATCGPF>2.0.CO;2)
- de Rooy, W., 2014: The fog above sea problem: Part 1 analysis. Joint ALADIN-HIRLAM Newsletter, No. 2, Météo-France, Centre National de Recherches Meteorologiques, Toulouse, France, 9–15,

- http://www.umr-cnrm.fr/aladin/IMG/pdf/ah_newsletter_2_april_2014_1_.pdf.
- Díaz-Fernández, J., Quitián-Hernández, L., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., García Gago, Á., Fernández-González, S., Valero, F., Merino, A., GarcíaOrtega, E., Sánchez, J. L., Sastre, M. and Martín, M. L. (2020). Mountain Waves Analysis in the Vicinity of the Madrid-Barajas Airport Using the WRF Model (S. Federico, Ed.). *Advances in Meteorology*, 2020, 8871546. <https://doi.org/10.1155/2020/8871546>
- Díaz-Fernández, J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., Quitián-Hernández, L., Sastre, M., Valero, F., Gonzalez-Aleman, J.J., Martín, M.L., 2022a. Comparison of the WRF and HARMONIE models ability for mountain wave warnings. *Atmospheric Research*, 265, 105890. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105890>
- Díaz-Fernández, J., Bolgiani, P., Sastre, M., Santos-Muñoz, D., Valero, F., Farran, J.I., Martin, M.L., 2022b. Ability of the WRF-ARW and HARMONIE-AROME models to detect turbulence related to mountain waves over Central Iberia. *Atmos. Res.* 274, 106183. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106183>
- Done, J., Davis, C. A., & Weisman, M. (2004). The next generation of NWP: Explicit forecasts of convection using the weather research and forecasting (WRF) model. *Atmospheric Science Letters*, 5(6). <https://doi.org/10.1002/asl.72>
- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46(20), 3077-3107.
- Durran, D. R., & Weyn, J. A. (2016). Thunderstorms do not get butterflies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(2), 237-243.
- Dvorak, V.F., 1975. Tropical Cyclone Intensity Analysis and Forecasting from Satellite Imagery. *Monthly Weather Review* 103, 420-430. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1975\)103<0420:TCIAAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1975)103<0420:TCIAAF>2.0.CO;2)
- Eady, E. T. (1949). Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1(3), 33-52.

- Ebert, E. (2009, July). A framework for neighbourhood verification of high resolution spatial forecasts. In 18th World IMACS/MODSIM Congress (pp. 13-17).
- ECMWF. (2016). IFS documentation. <https://www.ecmwf.int/en/publications/ifs-documentation>
- Elsner JB, Lehmiller GS, and Kimberlain TB (1996) Objective classification of Atlantic hurricanes. *Journal of Climate*, 9(11), 2880-2889.
- Emanuel, K.A., 1986. An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance. *Journal of the Atmospheric Sciences* 43, 585-605. [https://doi.org/10.1111/1520-0469\(1986\)043<0585:AASITF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1111/1520-0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2)
- Emanuel, K. A., & Rotunno, R. (1989). Polar lows as arctic hurricanes. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 41(1), 1-17.
- Erler, A.R., Burgess, A.B.H., Shepherd, T.G., n.d. The Atmospheric Kinetic Energy Spectrum and Nonlinear Spectral Fluxes as seen in ECMWF Operational Analyses 52.
- Evans JL, and Hart RE (2003) Objective Indicators of the Life Cycle Evolution of Extratropical Transition for Atlantic Tropical Cyclones, *Mon. Weather Rev.*, 131, 909-925, [doi:10.1175/1520-0493\(2003\)131<0909:OIOTLC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0909:OIOTLC>2.0.CO;2).
- Evans, J.L., Guishard, M.P., 2009. Atlantic Subtropical Storms. Part I: Diagnostic Criteria and Composite Analysis. *Mon. Wea. Rev.* 137, 2065-2080. <https://doi.org/10.1175/2009MWR2468.1>
- Evans, J.L., Guishard, M.P., 2009. A PROPOSED POTENTIAL VORTICITY MECHANISM FOR SUB-TROPICAL CYCLOGENESIS AND TROPICAL TRANSITION 2.
- Evans C, and co-authors (2017) The Extratropical Transition of Tropical Cyclones. Part I: Cyclone Evolution and Direct Impacts, *Mon. Wea. Rev.*, 145, 4317-4344, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0027.1>
- Euler, L. (1755). *Institutiones calculi differentialis*.
- Fernández-González, S., Bolgiani, P., Fernández-Villares, J., González, P., García-Gil, A., Suárez, J. C. and Merino, A. (2019). Forecasting of poor

- visibility episodes in the vicinity of Tenerife Norte Airport. *Atmospheric Research*, 223, 49-59. 2
- Ferreira, R.N., Schubert, W.H., 1999. The Role of Tropical Cyclones in the Formation of Tropical Upper-Tropospheric Troughs. *JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES* 56, 17.
- Font, I., 1983. *Climatología de España y Portugal*. Sección de publicaciones del Instituto Nacional de Meteorología. 296 pp. ISBN: 84-500-9467-4
- Früh, B., J. Bendix, T. Nauss, M. Paulat, A. Pfeiffer, J. W. Schipper, B. Thies, and H. Wernli, 2007: Verification of precipitation from regional climate simulations and remote-sensing observations with respect to ground-based observations in the upper Danube catchment. *Meteor. Z.*, 16, 275–293.
- Futyan, J. M., & Del Genio, A. D. (2007). Deep convective system evolution over Africa and the tropical atlantic. *Journal of Climate*, 20(20). <https://doi.org/10.1175/JCLI4297.1>
- Gage, K. S., & Nastrom, G. D. (1986). Theoretical interpretation of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft during GASP. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(7). [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<0729:TIOAWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0729:TIOAWS>2.0.CO;2)
- Galarneau Jr TJ, Bosart LF, and Schumacher RS (2010) Predecessor rain events ahead of tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 138(8), 3272-3297.
- Galarneau, T.J., McTaggart-Cowan, R., Bosart, L.F., Davis, C.A., 2015. Development of North Atlantic Tropical Disturbances near Upper-Level Potential Vorticity Streamers. *Journal of the Atmospheric Sciences* 72, 572–597. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0106.1>
- Geleyn, J., Masek, J., Brozková, R., Kuma, P., Degrauwe, D., Hello, G. and Pristov, N. (2017). Single interval longwave radiation scheme based on the net exchanged rate decomposition with bracketing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*

- Gerald, B., & Patson, T. F. (2021). Parametric and nonparametric tests: A brief review. *Int J Stat Distrib Appl*, 7(3), 78-82.
- Gil Ruiz, S. A., Barriga, J. E. C., & Martínez, J. A. (2021). Wind power assessment in the Caribbean region of Colombia, using ten-minute wind observations and ERA5 data. *Renewable Energy*, 172. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2021.03.033>
- González-Alemán, J.J., Valero, F., Martín-León, F., Evans, J.L., 2015. Classification and Synoptic Analysis of Subtropical Cyclones within the Northeastern Atlantic Ocean*. *Journal of Climate* 28, 3331–3352. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00276.1>
- Griffin, S. M., Otkin, J. A., Rozoff, C. M., Sieglaff, J. M., Cronce, L. M., and Alexander, C. R. (2017). Methods for comparing simulated and observed satellite infrared brightness temperatures and what do they tell us?. *Weather and Forecasting*, 32(1), 5-25.
- Guishard MP (2006) Atlantic subtropical storms: Climatology and characteristics, 158 pp, Doctoral dissertation, PhD thesis, Pa State Univ., University Park, Pa.
- Guishard, M.P., Evans, J.L., Hart, R.E., 2009. Atlantic Subtropical Storms. Part II: Climatology. *Journal of Climate* 22, 3574–3594. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2346.1>
- Gutiérrez-Fernández, J., Miglietta, M. M., González-Alemán, J. J., & Gaertner, M. A. (2024). A new refinement of Mediterranean tropical-like cyclones characteristics. *Geophysical Research Letters*, 51(8), e2023GL106429.
- Gramelsberger, G. (2010). Conceiving processes in atmospheric models- General equations, subscale parameterizations, and “superparameterizations.” *Studies in History and Philosophy of Science Part B - Studies in History and Philosophy of Modern Physics*, 41(3). <https://doi.org/10.1016/j.shpsb.2010.07.005>
- Gray, W.M., 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.* 96, 669-700. [10.1175/1520-0493\(1968\)096%3C0669:GVOTOO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1968)096%3C0669:GVOTOO%3E2.0.CO;2)

- Hagen, A. B., Strahan-Sakoskie, D., & Lockett, C. (2012). A reanalysis of the 1944–53 Atlantic hurricane seasons—The first decade of aircraft reconnaissance. *Journal of Climate*, 25(13), 4441–4460.
- Hart RE, and Evans JL (2001) A Climatology of the Extratropical Transition of Atlantic Tropical Cyclones, *Journal of Climate* 14, 546–564.
- Hart, R. E. (2003). A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Monthly weather review*, 131(4), 585–616.
- Hamilton, K., Takahashi, Y. O., & Ohfuchi, W. (2008). Mesoscale spectrum of atmospheric motions investigated in a very fine resolution global general circulation model. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(18). <https://doi.org/10.1029/2008JD009785>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J., 2020. The ERA5 global reanalysis. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 146, 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hess JC, Elsner JB, and LaSeur NE (1995) Improving seasonal hurricane predictions for the Atlantic basin. *Weather and forecasting*, 10(2), 425–432.
- Hofmann, C., M. Zimmer, and H. Wernli, 2009: A brief catalog of poor and excellent COSMO model QPFs in German river catchments. Institut für Physik der Atmosphäre Internal Rep. 2, Universität Mainz, 31 pp. [Available online at <http://www.staff.uni-mainz.de/zimmerm/catalogpoorexcellent.pdf>.]
- Holopainen, E.O., 1963. On the dissipation of kinetic energy in the atmosphere. *Tellus* 15, 26–32. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1963.tb01360.x>

- Holton, J.R., 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press (535 pp.).
- Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2012). *An introduction to dynamic meteorology*. 245 (Vol. 88).
- Hong, S. Y., Dudhia, J., & Chen, S. H. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1). [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2)
- Hong, S.-Y. and Lim, J.-O. (2006). The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, 42(2), 129-151
- Hong S-Y, Noh Y, Dudhia J (2006) A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Weather Rev* 134:2318–2341
- Hortal, M. (2002). The development and testing of a new two-time-level semi-Lagrangian scheme (SETTLES) in the ECMWF forecast model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 128(583), 1671-1687.
- Hoskins, B.J., McIntyre, M.E., Robertson, A.W., 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 111, 877–946. <https://doi.org/10.1002/qj.49711147002>
- Hoskins, BJ, Yang, G-Y, Fonseca, RM., 2020. The detailed dynamics of the June–August Hadley Cell. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 146, 557– 575. <https://doi.org/10.1002/qj.3702>
- Hou, A. Y., and Coauthors, 2014. The Global Precipitation Measurement Mission. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 95, 701–722, doi:10.1175/BAMS-D-13-00164.1.
- Huang, Y., Liu, Y., Liu, Y., Li, H., & Knievel, J. C. (2019). Mechanisms for a record-breaking rainfall in the coastal metropolitan city of Guangzhou, China: Observation analysis and nested very large eddy simulation with the WRF model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(3), 1370-1391.

- Huang, Y., Wang, Y., Xue, L., Wei, X., Zhang, L., & Li, H. (2020). Comparison of three microphysics parameterization schemes in the WRF model for an extreme rainfall event in the coastal metropolitan City of Guangzhou, China. *Atmospheric Research*, 240, 104939.
- Huffman, G. J., et al., 2015. NASA Global Precipitation Measurement Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG). Algorithm Theoretical Basis Doc., version 4.5, 30 pp. [Available online at http://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/IMERG_ATB_D_V4.5.pdf.]
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Braithwaite, D., Hsu, K. L., Joyce, R. J., Kidd, C., ... & Xie, P. (2020). Integrated multi-satellite retrievals for the global precipitation measurement (GPM) mission (IMERG). *Satellite precipitation measurement: Volume 1*, 343-353.
- Hulme, A.L., Martin, J.E., 2009a. Synoptic- and Frontal-Scale Influences on Tropical Transition Events in the Atlantic Basin. Part I: A Six-Case Survey. *Monthly Weather Review* 137, 3605–3625. <https://doi.org/10.1175/2009MWR2802.1>
- Hulme, A.L., Martin, J.E., 2009b. Synoptic- and Frontal-Scale Influences on Tropical Transition Events in the Atlantic Basin. Part II: Tropical Transition of Hurricane Karen. *Monthly Weather Review* 137, 3626–3650. <https://doi.org/10.1175/2009MWR2803.1>
- Hutchinson, T. A. (2007, May). An adaptive time-step for increased model efficiency. In *Extended Abstracts, Eighth WRF Users' Workshop* (p. 4).
- Jackson, B., Nicholson, S. E., & Klotter, D. (2009). Mesoscale convective systems over western equatorial Africa and their relationship to large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, 137(4). <https://doi.org/10.1175/2008MWR2525.1>
- Jarvinen, B. R., Neumann, C. J., & Davis, M. A. (1984). A tropical cyclone data tape for the North Atlantic Basin, 1886-1983: Contents, limitations, and uses.

- Jenkner, J., 2008: Stratified verifications of quantitative precipitation forecasts over Switzerland. Ph.D. thesis, ETH Zurich 17782, 98 pp.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., & Xie, P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of hydrometeorology*, 5(3), 487-503.
- Kalnay, E. (2003). *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*. Cambridge university press.
- Kanase, R.D., Salvekar, P.S., 2014. Study of weak intensity cyclones over Bay of Bengal using WRF model. *Atmos. Climate Sci.* 4, 534–548.
- Kao, S. K., & Wendell, L. L. (1970). The Kinetic Energy of the Large-Scale Atmospheric Motion in Wavenumber-Frequency Space: I. Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27(4).
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1970\)0272.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1970)0272.0.CO;2)
- Klein PM, Harr PA, and Elsberry RL (2000) Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage. *Wea. Forecasting*, 15, 373–396, doi:10.1175/1520-0434(2000)015,0373: ETOWNP.2.0.CO;2.
- Knapp, K. R., Diamond, H. J., Kossin, J. P., Kruk, M. C., and Schreck, C. J. International best track archive for climate stewardship (ibtracs) project, version 4, 2018. URL <https://data.nodc.noaa.gov/cgi-bin/iso?id=gov.noaa.ncdc:C01552>.
- Knievel, J., Bryan, G., Dudhia, J., Gill, D., Hacker, J., Klemp, J., Skamarock, B., & Wang, W. (2006). Numerical Weather Prediction (NWP) and the WRF Model - Lecture slides. ATEC Forecasters' Conference, August.
https://ral.ucar.edu/projects/armyrange/references/forecastconf_06/02_wrf.pdf
- Kolmogorov, A. N. (1941). The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers. *Doklady Akademii Nauk*, 30. <https://doi.org/10.1098/rspa.1991.0075>

- Koshyk, J. N., & Hamilton, K. (2001). The horizontal kinetic energy spectrum and spectral budget simulated by a high-resolution troposphere-stratosphere-mesosphere GCM. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(4), 329–348. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<0329:THKESA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<0329:THKESA>2.0.CO;2)
- Kung, E.C., 1966. KINETIC ENERGY GENERATION AND DISSIPATION IN THE LARGE-SCALE ATMOSPHERIC CIRCULATION. *Mon. Wea. Rev.* 94, 67–82. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1966\)094<0067:KEGADI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1966)094<0067:KEGADI>2.3.CO;2)
- Kuo, Y. H., & Low-Nam, S. (1990). Prediction of nine explosive cyclones over the western Atlantic Ocean with a regional model. *Monthly Weather Review*, 118(1), 3–25.
- Lamraoui, F., et al., 2018. The interaction between Boundary Layer and Convection Schemes in a WRF simulation of Post Cold Frontal Clouds over the ARM East North Atlantic site. *J. Geophys. Res. Atmos.* 124, 4699–4721. <https://doi.org/10.1029/2018JD029370>.
- Landsea, C. W., and Coauthors, 2004a: The Atlantic hurricane database re-analysis project: Documentation for the 1851-1910 alterations and additions to the HURDAT database. *Hurricanes and Typhoons: Past, Present and Future*, R. J. Murname and K.-B. Liu, Eds., Columbia University Press, 177–221.
- Landsea, C. W., and Coauthors, 2004b: A reanalysis of Hurricane Andrew's (1992) intensity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 1699–1712.
- Landsea, C. W., and Coauthors, 2008: A reanalysis of the 1911–20 Atlantic hurricane database. *J. Climate*, 21, 2138–2168.
- Landsea, C.W. and Franklin, J.L., 2013. Atlantic Hurricane Database Uncertainty and Presentation of a New Database Format. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 3576–3592
- Landsea, C.W. and Beven, J., 2019. The revised Atlantic hurricane database (HURDAT2). <https://www.nhc.noaa.gov/data/hurdat/hurdat2-format-nov2019.pdf>

- Laprise, R. (1992). The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Monthly weather review*, 120(1), 197-207.
- Lascaux, F., Richard, E., and Pinty, J. P. (2006). Numerical simulations of three different MAP IOPs and the associated microphysical processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 132(619), 1907-1926.
- Lenzen, M., Malik, A., Kenway, S., Daniels, P., Lam, K.L., Geschke, A., 2019. Economic damage and spillovers from a tropical cyclone. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 19, 137–151. <https://doi.org/10.5194/nhess-19-137-2019>
- Levizzani, V., Cattani, E. Satellite remote sensing of precipitation and the terrestrial water cycle in a changing climate. *Remote Sens.* 2019, 11, 2301.
- Lilly, D. K. (1983). Stratified turbulence and the mesoscale variability of the atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(3). [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<0749:STATMV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<0749:STATMV>2.0.CO;2)
- Lim, K.-S. S., and Hong, S.-Y. 2010. "Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for weather and climate models," *Monthly Weather Review*, vol. 138, pp. 1587–1612.
- Lima, M. M., Hurduc, A., Ramos, A. M., & Trigo, R. M. (2021). The increasing frequency of tropical cyclones in the Northeastern Atlantic sector. *Frontiers in Earth Science*, 9, 745115.
- Lindborg, E. (1999). Can the atmospheric kinetic energy spectrum be explained by two-dimensional turbulence? *Journal of Fluid Mechanics*, 388, 259–288. <https://doi.org/10.1017/S0022112099004851>
- Lindborg, E. (2007). Horizontal wavenumber spectra of vertical vorticity and horizontal divergence in the upper troposphere and lower

- stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(3), 1017–1025.
<https://doi.org/10.1175/JAS3864.1>
- Lindborg, E., & Cho, J. Y. N. (2001). Horizontal velocity structure functions in the upper troposphere and lower stratosphere: 2. Theoretical considerations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D10), 10233–10241. <https://doi.org/10.1029/2000JD900815>
- López-Reyes, M., González-Alemán, J. J., Sastre, M., Insua-Costa, D., Bolgiani, P., & Martín, M. L. (2023). On the impact of initial conditions in the forecast of Hurricane Leslie extratropical transition. *Atmospheric Research*, 295, 107020.
- Mann, H.B., & Whitney, D.R. (1947). On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *The Annals of Mathematical Statistics*, 18, 50–60.
- Martín, M. L., Luna, M. Y., Morata, A., & Valero, F. (2004). North Atlantic teleconnection patterns of low-frequency variability and their links with springtime precipitation in the western Mediterranean. *International Journal of Climatology*, 24(2).
<https://doi.org/10.1002/joc.993>
- Martius, O., Schwierz, C., Sprenger, M., 2008. Dynamical tropopause variability and potential vorticity streamers in the Northern Hemisphere – A climatological analysis. *Adv. Atmos. Sci.* 25, 367–380. <https://doi.org/10.1007/s00376-008-0367-z>
- Mass, C. F., Ovens, D., Westrick, K., & Colle, B. A. (2002). Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? The results of two years of real-time numerical weather prediction over the Pacific Northwest. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(3), 407–430+341. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2002\)083<0407:DIHRPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2002)083<0407:DIHRPM>2.3.CO;2)
- Masson, V., et al., 2013. The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4), 929–960.
<https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>

- Mauk, R.G., Hobgood, J.S., 2012. Tropical Cyclone Formation in Environments with Cool SST and High Wind Shear over the Northeastern Atlantic Ocean*. *Weather and Forecasting* 27, 1433–1448. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-11-00048.1>
- Mann, H.B. and Whitney, D.R., 1947. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *The Annals of Mathematical Statistics* 18, 50-60.
- McIntyre, M.E., Palmer, T.N., n.d. Breaking Planetary Waves in the Stratosphere. *Nature* 305, 593–600. <https://doi.org/10.1038/305593a0>
- McNoldy, B.D., 2004. Triple Eyewall in Hurricane Juliette. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 85, 1663–1666. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-11-1663>
- McTaggart-Cowan, R., Deane, G.D., Bosart, L.F., Davis, C.A., Galarneau, T.J., 2008. Climatology of Tropical Cyclogenesis in the North Atlantic (1948–2004). *Monthly Weather Review* 136, 1284–1304. <https://doi.org/10.1175/2007MWR2245.1>
- McTaggart-Cowan, R., Galarneau, T.J., Bosart, L.F., Moore, R.W., Martius, O., 2013. A Global Climatology of Baroclinically Influenced Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review* 141, 1963–1989. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00186.1>
- McTaggart-Cowan, R., Davies, E.L., Fairman, J.G., Galarneau, T.J., Schultz, D.M., 2015. Revisiting the 26.5°C Sea Surface Temperature Threshold for Tropical Cyclone Development. *Bulletin of the American Meteorological Society* 96, 1929–1943. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00254.1>
- Merino, A., García-Ortega, E., Navarro, A., Sánchez, J. L., & Tapiador, F. J. (2022). WRF hourly evaluation for extreme precipitation events. *Atmospheric Research*, 274, 106215.
- Miglietta, M. M., & Rotunno, R. (2019). Development mechanisms for Mediterranean tropical-like cyclones (medicanes). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(721), 1444-1460.

- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663-16682.
- Mohr, K. I., & Thorncroft, C. D. (2006). Intense convective systems in West Africa and their relationship to the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(614). <https://doi.org/10.1256/qj.05.55>
- Molina, M. O., Gutiérrez, C., & Sánchez, E. (2021). Comparison of ERA5 surface wind speed climatologies over Europe with observations from the HadISD dataset. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.7103>
- Molinari, J., Vollaro, D., Bosart, L.F., Corbosiero, K.L., 2004. Tropical Cyclone Formation in a Sheared Environment: A Case Study. *Journal of the Atmospheric Sciences* 61-21, 2493-2509. <https://doi.org/10.1175/JAS3291.1>
- Montejo, I.B., 2016. Sensitivity study of the cloudiness forecast of the WRF model in the western half of Cuba. *Revista Cubana de Meteorología* 22 (1), 66–80. <https://doi.org/10.1155/2018/1381092>.
- Moore, P. (2021). An analysis of storm Ophelia which struck Ireland on 16 October 2017. *Weather*, 76(9), 301-306.
- Morss, R.E., Snyder, C., Rotunno, R., 2009. Spectra, Spatial Scales, and Predictability in a Quasigeostrophic Model. *Journal of the Atmospheric Sciences* 66, 3115–3130. <https://doi.org/10.1175/2009JAS3057.1>
- Muñoz-Esparza, D., Lundquist, J. K., Sauer, J. A., Kosović, B., & Linn, R. R. (2017). Coupled mesoscale-LES modeling of a diurnal cycle during the CWEX-13 field campaign: From weather to boundary-layer eddies. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(3). <https://doi.org/10.1002/2017MS000960>
- Nastrom, G. D., & Gage, K. S. (1985). A climatology of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by

- commercial aircraft. In *Journal of the Atmospheric Sciences* (Vol. 42, Issue 9, pp. 950–960). [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1985\)042<0950:ACOAWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042<0950:ACOAWS>2.0.CO;2)
- Neyestani, A., Gustafsson, N., Ghader, S., Mohebalhojeh, A. R., & Körnich, H. (2021). Operational convective-scale data assimilation over Iran: A comparison between WRF and HARMONIE-AROME. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 95. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2021.101242>
- Nieto, R., Gimeno, L., de la Torre, L., Ribera, P., Gallego, D., García-Herrera, R., García, J.A., Nuñez, M., Redaño, A., Lorente, J., 2005. Climatological Features of Cutoff Low Systems in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate* 18, 3085–3103. <https://doi.org/10.1175/JCLI3386.1>
- Nielsen, K. P., Gleeson, E. and Rontu, L. (2014). Radiation sensitivity tests of the HARMONIE 37h1 NWP model. *Geosci. Model Dev.*, 7, 1433–1449.
- Nyquist, H. (1928). Certain Topics in Telegraph Transmission Theory. *Transactions of the American Institute of Electrical Engineers*, 47(2), 617–644. <https://doi.org/10.1109/T-AIEE.1928.5055024>
- Olauson, J. (2018). ERA5: The new champion of wind power modelling? *Renewable Energy*, 126. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2018.03.056>
- Palmen, E., and Newton C.W., 1969. *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation*. Academic Press, 603 pp.
- Palmén E (1948) On the formation and structure of tropical cyclones. *Geophysics*, 3, 26–38
- Palmer, T. N. (2001). A nonlinear dynamical perspective on model error: A proposal for non-local stochastic-dynamic parameterization in weather and climate prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, 279–304.
- Papin, P.P., Bosart, L.F., Torn, R.D., 2020. A Feature-Based Approach to Classifying Summertime Potential Vorticity Streamers Linked to

- Rossby Wave Breaking in the North Atlantic Basin. *Journal of Climate* 33, 5953–5969. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0812.1>
- Pasternak, F., Lorisgnol, J. and Wolff, L. (1994). Spinning enhanced visible and infrared imager (SEVIRI): the new imager for Meteosat Second Generation. En G. Cerutti-Maori and P. Roussel (Eds.). <https://doi.org/10.1117/12.185247>
- Patla, J.E., Stevens, D., Barnes, G.M., 2009. A Conceptual Model for the Influence of TUTT Cells on Tropical Cyclone Motion in the Northwest Pacific Ocean. *Weather and Forecasting* 24, 1215–1235.
- Pauluis, O., & Held, I. M. (2002). Entropy budget of an atmosphere in radiative–convective equilibrium. Part II: Latent heat transport and moist processes. *Journal of the Atmospheric sciences*, 59(2), 140–149.
- Patla, J.E., Stevens, D., Barnes, G.M., 2009. A Conceptual Model for the Influence of TUTT Cells on Tropical Cyclone Motion in the Northwest Pacific Ocean. *Weather and Forecasting* 24, 1215–1235.
- Peduzzi, P., Chatenoux, B., Dao, H., De Bono, A., Herold, C., Kossin, J., Mouton, F., Nordbeck, O., 2012. Global trends in tropical cyclone risk. *Nature Clim Change* 2, 289–294. <https://doi.org/10.1038/nclimate1410>
- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S. and Couvreur, F. (2009). A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-Layer Meteorol.*, 132, 83–106.
- Peng, J., Zhang, L., Luo, Y., Zhang, Y., 2014a. Mesoscale Energy Spectra of the Mei-Yu Front System. Part I: Kinetic Energy Spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences* 71, 37–55. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-085.1>
- Peng, J., Zhang, L., Luo, Y., Xiong, C., 2014b. Mesoscale Energy Spectra of the Mei-Yu Front System. Part II: Moist Available Potential Energy Spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences* 71, 1410–1424. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0319.1>

- Peng, J., Zhang, L., Guan, J., 2015a. Applications of a Moist Nonhydrostatic Formulation of the Spectral Energy Budget to Baroclinic Waves. Part I: The Lower-Stratospheric Energy Spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences* 72, 2090–2108. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0306.1>
- Peng, J., Zhang, L., Guan, J., 2015b. Applications of a Moist Nonhydrostatic Formulation of the Spectral Energy Budget to Baroclinic Waves. Part II: The Upper-Tropospheric Energy Spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences* 72, 3923–3939. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0359.1>
- Pierce, C. H. (1939). The meteorological history of the New England hurricane of Sept. 21, 1938. *Monthly Weather Review*, 67(8), 237–285.
- Postel, G.A., Hitchman, M.H., 1999. A Climatology of Rossby Wave Breaking along the Subtropical Tropopause. *J. Atmos. Sci.* 56, 359–373. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<0359:ACORWB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<0359:ACORWB>2.0.CO;2)
- Sadler, J.C., 1976. A Role of the Tropical Upper Tropospheric Trough in Early Season Typhoon Development. *Monthly Weather Review* 104, 1266–1278. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1976\)104<1266:AROTTU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1976)104<1266:AROTTU>2.0.CO;2)
- Prósper, M. A., Tinoco, I. S., Otero-Casal, C., & Miguez-Macho, G. (2019). Downslope windstorms in the Isthmus of Tehuantepec during Tehuantepecer events: A numerical study with WRF high-resolution simulations. *Earth System Dynamics*, 10(3). <https://doi.org/10.5194/esd-10-485-2019>
- Quitíán-Hernández, L., Martín, M. L., González-Alemán, J. J., Santos-Muñoz, D., & Valero, F. (2016). Identification of a subtropical cyclone in the proximity of the Canary Islands and its analysis by numerical modeling. *Atmospheric Research*, 178, 125–137.
- Quitíán-Hernández, L., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., Sastre, M., Díaz-Fernández, J., González-Alemán, J. J., Farrán, J. I., Lopez, L., Valero, F., & Martín, M. L. (2021). Analysis of the October 2014 subtropical cyclone using the WRF and the HARMONIE-AROME numerical

- models: Assessment against observations. *Atmospheric Research*, 260. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105697>
- Quitíán-Hernández, L., González-Alemán, J. J., Santos-Muñoz, D., Fernández-González, S., Valero, F., & Martín, M. L. (2020). Subtropical Cyclone Formation via Warm Seclusion Development: The Importance of Surface Fluxes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(8). <https://doi.org/10.1029/2019JD031526>
- Rai, R. K., Berg, L. K., Kosović, B., Mirocha, J. D., Pekour, M. S., & Shaw, W. J. (2017). Comparison of measured and numerically simulated turbulence statistics in a convective boundary layer over complex terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 163, 69-89.
- Ren, D., Du, J., Hua, F., Yang, Y., Han, L., 2016. Analysis of different atmospheric physical parameterizations in COAWST modeling system for the Tropical Storm Nock-ten application. *Nat Hazards* 82, 903–920. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2225-0>
- Ricard, D., Lac, C., Riette, S., Legrand, R., & Mary, A. (2013). Kinetic energy spectra characteristics of two convection-permitting limited-area models AROME and meso-NH. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(674), 1327–1341. <https://doi.org/10.1002/qj.2025>
- Richardson, L. F. (1922). *Weather prediction by numerical process*. University Press.
- Roberts, N. M., and H. W. Lean, 2008: Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 78–97, doi:10.1175/2007MWR2123.1.
- Roberts, N. (2008), Assessing the spatial and temporal variation in the skill of precipitation forecasts from an NWP model. *Met. Apps*, 15: 163-169. <https://doi.org/10.1002/met.57>
- Robertson, F. R., Roberts, J. B., Bosilovich, M. G., Bentamy, A., Clayson, C. A., Fennig, K., Schröder, M., Tomita, H., Compo, G. P., Gutenstein, M., Hersbach, H., Kobayashi, C., Ricciardulli, L., Sardeshmukh, P., & Slivinski, L. C. (2020). Uncertainties in ocean latent heat flux

- variations over recent decades in satellite-based estimates and reduced observation reanalyses. *Journal of Climate*, 33(19). <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0954.1>
- Román-Cascón, C., Yagüe, C., Steeneveld, G. J., Morales, G., Arrillaga, J. A., Sastre, M., Maqueda, G., 2019. Radiation and cloud-base lowering fog events: Observational analysis and evaluation of WRF and HARMONIE. *Atmos. Res.* 229, 190-207. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.06.018>
- Rodríguez, O., & Bech, J. (2021). Tornadic environments in the Iberian Peninsula and the Balearic Islands based on ERA5 reanalysis. *International Journal of Climatology*, 41(S1). <https://doi.org/10.1002/joc.6825>
- Rotunno, R., & Emanuel, K. A. (1987). An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 44(3), 542-561.
- Sanchez-Laulhe, J.M., & Martin, F. (2006). Analysis of the extratropical transition of the tropical cyclone Delta. 5a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, 4 pp. ISBN: 84-8320-373-1.
- Santos-Muñoz, D., Martín, M. L., Luna, M. Y., & Morata, A. (2006). Diagnosis and numerical simulations of a heavy rain event in the Western Mediterranean Basin. *Advances in Geosciences*, 7. <https://doi.org/10.5194/adgeo-7-105-2006>
- Santos-Muñoz, D., 2015. HIRLAM Consortium. Validation of HARMONIE-40h1. Consulted in 2020. Retrieve from. <https://hirlam.org/portal/validation/40h1/AIC-feb2010/index.html>.
- Schultz, D. M., & Keyser, D. (2021). Antecedents for the Shapiro–Keyser cyclone model in the Bergen School literature. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(2), E383-E398.
- Seco, A., González, P.J., Ramírez, F. et al. (2009). GPS Monitoring of the Tropical Storm Delta along the Canary Islands Track, November 28-29, 2005. *Pure appl. geophys.* 166, 1519–1531.

- Selz, T., Bierdel, L., Craig, G.C., 2019. Estimation of the Variability of Mesoscale Energy Spectra with Three Years of COSMO-DE Analyses. *Journal of the Atmospheric Sciences* 76, 627–637. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-18-0155.1>
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. (2011). The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3), 976–991.
- Siewert, J., & Kroszczynski, K. (2020). GIS data as a valuable source of information for increasing resolution of the WRF model for warsaw. *Remote Sensing*, 12(11). <https://doi.org/10.3390/rs12111881>
- Shapiro, M.A., Keyser, D., 1990. Fronts, jets streams, and the tropopause. In: Newton, C. W., Holopainen, E. (Eds.), *Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume*. American Meteorological Society, pp. 167–191.
- Skamarock, W. C. (2004). Evaluating Mesoscale NWP Models Using Kinetic Energy Spectra. *Monthly Weather Review*, 132(12), 3019–3032. <https://doi.org/10.1175/MWR2830.1>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., & Powers, J. G. (2008). A Description of the Advanced Research WRF Version 3. In Technical Report. <https://doi.org/10.5065/D6DZ069T>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., ... & Huang, X. Y. (2019). A description of the advanced research WRF version 4. NCAR tech. note ncar/tn-556+ str, 145.
- Skofronick-Jackson, G., et al., 2019. Satellite Estimation of falling snow: A Global Precipitation Measurement (GPM) core observatory perspective. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 58, 1429–1448.
- Sokol, et al., 2022. Evaluation of ALADIN NWP model forecasts by IR10.8 μm and WV06.2 μm brightness temperatures measured by the geostationary satellite Meteosat Second Generation, *Atmos. Res.*, 265, 105920, ISSN 0169-8095, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105920>.

- Stefanova, L., & Krishnamurti, T. N. (2011). Kinetic energy exchanges between the time scales of ENSO and the Pacific decadal oscillation. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 114(3–4). <https://doi.org/10.1007/s00703-011-0162-8>
- Sun, Z., Franklin, C., Zhou, X., Ma, Y., Zhu, H., Barras, V., Roff, G., Okely, P., Rikus, L., Hu, B., Bi, D., Dix, M., Marsland, S., Yan, H., Hanna, N., Golebiewski, M., Sullivan, A., Rashid, H., Uotila, P., ... Puri, K. (2013). Improvements in atmospheric physical parameterizations for the Australian Community Climate and Earth-System Simulator (ACCESS). In CAWCR Technical Report No. 061.
- Takahashi, Y. O., Hamilton, K., & Ohfuchi, W. (2006). Explicit global simulation of the mesoscale spectrum of atmospheric motions. *Geophysical Research Letters*, 33(12). <https://doi.org/10.1029/2006GL026429>
- Tan, B.-Z., et al., 2017. Performance of IMERG as a function of spatiotemporal scale. *J. Hydrometeor.*, 18, 307–319, <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0174.1>.
- Tannehill, I. R. (1938). Tropical disturbances of August 1938. *Monthly Weather Review*, 66(8), 240–241.
- Tapiador, F.J., Gaertner, M.A., Romera, R., Castro, M., 2007. A Multisource Analysis of Hurricane Vince. *Bulletin of the American Meteorological Society* 88, 1027–1032. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-7-1027>
- Taszarek, M., Allen, J.T., Púčik, T., Hoogewind, K.A., Brooks, H.E., 2020. Severe Convective Storms across Europe and the United States. Part II: ERA5 Environments Associated with Lightning, Large Hail, Severe Wind, and Tornadoes. *Journal of Climate* 33, 10263–10286. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0346.1>
- Thorncroft, C.D., Hoskins, B.J., McIntyre, M.E., 1993. Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. *Q.J Royal Met. Soc.* 119, 17–55. <https://doi.org/10.1002/qj.49711950903>

- Toros, H., et al., 2018. Simulating heavy precipitation with HARMONIE, HIRLAM, and WRF-ARW: a flash flood case study in Istanbul, Turkey. *Eur. J. Sci. Technol.* 13,1–12.
- Tripoli, G. J., Medaglia, C. M., Dietrich, S., Mugnai, A., Panegrossi, G., Pinori, S., & Smith, E. A. (2005). The 9–10 November 2001 Algerian flood: A numerical study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(9). <https://doi.org/10.1175/BAMS-86-9-1229>
- Tulloch, R., & Smith, K. S. (2006). A theory for the atmospheric energy spectrum: Depth-limited temperature anomalies at the tropopause. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(40). <https://doi.org/10.1073/pnas.0605494103>
- Tung, K.K., Orlando, W.W. (2003). On the difference between 2D and QG turbulence. *Discrete and continuous dynamical systems* 3, 2, 145–162.
- Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., ... Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. In *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (Vol. 131, Issue 612). <https://doi.org/10.1256/qj.04.176>
- Valero, F., Luna, M. Y., Martín, M. L., Morata, A., & González-Rouco, F. (2004). Coupled modes of large-scale climatic variables and regional precipitation in the western Mediterranean in autumn. *Climate Dynamics*, 22(2–3). <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0382-9>
- Vallis, G. K., Shutts, G. J., & Gray, M. E. B. (1997). Balanced mesoscale motion and stratified turbulence forced by convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(542). <https://doi.org/10.1256/smsqj.54208>
- Van der Hoven, I. (1957). Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour. *Journal of*

- Atmospheric Sciences, 14(2), 160-164. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1957\)014<0160:PSOHWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1957)014<0160:PSOHWS>2.0.CO;2)
- van Meijgaard, E., van Uft, L., Lenderink, G., De Roode, S., Wipfler, E. L., Boers, R. and van Timmermans, R. (2012). Refinement and application of a regional atmospheric model for climate scenario calculations of Western Europe. (inf.téc.). KVR Research Rep.
- VanZandt, T. E. (1982). A universal spectrum of buoyancy waves in the atmosphere. *Geophysical Research Letters*, 9(5). <https://doi.org/10.1029/GL009i005p00575>
- Vonich, P.T., Hakim, G.J., 2018. Hurricane Kinetic Energy Spectra from In Situ Aircraft Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences* 75, 2523–2532. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0270.1>
- Waite, M.L., Snyder, C., 2009. The Mesoscale Kinetic Energy Spectrum of a Baroclinic Life Cycle. *Journal of the Atmospheric Sciences* 66, 883–901. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2829.1>
- Waite, M.L., Snyder, C., 2013. Mesoscale Energy Spectra of Moist Baroclinic Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences* 70, 1242–1256. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0347.1>
- Wang, Y., Wu, C.-C., 2004. Current understanding of tropical cyclone structure and intensity changes—a review. *Meteorog. Atmos. Phys.* 87, 257–278. <http://dx.doi.org/10.1007/s00703-003-0055-6>.
- Wang, Y., Zhang, L., Peng, J., Liu, S., 2018. Mesoscale Horizontal Kinetic Energy Spectra of a Tropical Cyclone. *J. Atmos. Sci.* 75, 3579–3596. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0391.1>
- Wang, G., Yang, F., Wu, K., Ma, Y., Peng, C., Liu, T., Wang, L.-P., 2021. Estimation of the dissipation rate of turbulent kinetic energy: A review. *Chemical Engineering Science* 229, 116133. <https://doi.org/10.1016/j.ces.2020.116133>
- Wernli, H. and Sprenger, M. (2007). Identification and ERA-15 Climatology of Potential Vorticity Streamers and Cutoffs near the Extratropical Tropopause. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(5), 1569–1586. <https://doi.org/10.1175/JAS3912.1>

- Wicker, W., Polichtchouk, I., Domeisen, D.I.V., 2022. Increased vertical resolution in the stratosphere reveals role of gravity waves after sudden stratospheric warmings (preprint). Atmospheric predictability. <https://doi.org/10.5194/wcd-2022-41>
- Williamson, D. L. (2002). Time-split versus process-split coupling of parameterizations and dynamical core. *Monthly Weather Review*, 130(8), 2024-2041.
- Wolff, J. K., Harrold, M., Fowler, T., Gotway, J. H., Nance, L., & Brown, B. G. (2014). Beyond the basics: Evaluating model-based precipitation forecasts using traditional, spatial, and object-based methods. *Weather and Forecasting*, 29(6), 1451-1472.
- Wood, K., Yanase, W., Beven, J., Camargo, S. J., Courtney, J. B., Fogarty, C., ... & Riboldi, J. (2023). Phase transitions between tropical, subtropical, and extratropical cyclones: A review from IWTC-10. *Tropical Cyclone Research and Review*.
- Yun, Y., Liu, C., Luo, Y. et al., 2020. Convection-permitting regional climate simulation of warm-season precipitation over Eastern China. *Clim Dyn* 54, 1469–1489. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05070-y>
- Zentek, R., Heinemann, G., Sachs, E., 2016. Climatology of Wind, Kinetic Energy, and Temperature Spectra Using a High-Resolution Climate Model for Mid-Europe. *Journal of Climate* 29, 963–974. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0540.1>
- Zhang, W., Villarini, G., Scoccimarro, E., & Napolitano, F. (2021). Examining the precipitation associated with medicanes in the high-resolution ERA-5 reanalysis data. *International Journal of Climatology*, 41(S1). <https://doi.org/10.1002/joc.6669>
- Zhao, B., Zhang, B. Assessing Hourly Precipitation Forecast Skill with the Fractions Skill Score. *J Meteorol Res* 32, 135–145 (2018). <https://doi.org/10.1007/s13351-018-7058-1>
- Zheng, H., Zhang, Y., Wang, Y., Zhang, L., Peng, J., Liu, S., Li, A., 2020. Characteristics of Atmospheric Kinetic Energy Spectra during the

Intensification of Typhoon Lekima (2019). Applied Sciences 10, 6029.
<https://doi.org/10.3390/app10176029>

Zimmer, M., H. Wernli, C. Frei, and M. Hagen, 2009: Feature-based verification of deterministic precipitation forecasts with SAL during COPS. Proc. MAP D-PHASE Scientific Meeting, Bologna, Italy, Institute of Atmospheric Sciences and Climate and ARPA-SIM, 116–121. [Available online at http://www.smr.arpa.emr.it/dphase-cost/master_proceeding_final.pdf.]

Lista de acrónimos

AEMET – Agencia Estatal de Meteorología
ACCORD – A Consortium for Convection-scale modelling Research and Development
ARW – Advanced Research WRF
CI – Coupling Index
CPS – Cyclone Phase Space
DANA – Depresión Aislada en Niveles Altos
DCT – Transformada de coseno discreta
EC – Ciclón extratropical
ECMWF – Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Medio Plazo
ESA – Agencia Espacial Europea
ET – Transición extratropical
EUMETSAT – European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
FSS – Fraction Skill Score
GPM – Global Precipitation Measurement
HIRLAM – High Resolution Limited Area Model
HKE – Horizontal Kinetic Energy
HURDAT – HURricane DATabase
IBTrACS – International Best Track Archive for Climate Stewardship
IFS – Integrated Forecast System
IMERG – Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM
MPAS – Model for Prediction Across Scales
MSG – Meteosat de Segunda Generación
NASA – Agencia Espacial Americana
NHC – Centro Nacional de Huracanes
PV – Vorticidad potencial
RMSE – Error cuadrático medio
SAL – Structure-Amplitude-Location
STC – Ciclón subtropical
TC – Ciclón tropical
TT – Transición tropical
WRF – Weather Research and Forecasting

Índice de figuras

Figura 2.1: Esquema teórico de cortes transversales mostrando la relación entre presión en superficie, temperatura y presión en niveles altos en los diferentes tipos de ciclones y anticiclones. Fuente: página web del proyecto The COMET de la Corporación Universitaria para la Investigación Atmosférica (UCAR).	6
Figura 2.2: Clasificación esquemática de los ciclones atmosféricos basados en sus características térmicas y frontales. Adaptado de Beven (1997).	7
Figura 2.3: Desarrollo de un ciclón según (a) el modelo Noruego y (b) el modelo de Shapiro-Keyser. Adaptado de Schultz y Keyser (2021).	9
Figura 2.4: Efecto de la convección (área azul) (arriba) downshear y (abajo) upshear, relativo a la baja en superficie ("L"). Las flechas pequeñas indican el movimiento de la divergencia cerca de la tropopausa. Las flechas grandes indican el flujo del chorro en niveles altos. Las líneas solidas son dos PV iniciales ($PV_2 > PV_1$), y las líneas rojas punteadas indican la posición de los mismos contornos después de que la convección profunda haya comenzado. Figura y pie de figura de Davis y Bosart (2004).	15
Figura 2.5: Ilustración del posible comportamiento de las colas espectrales obtenidas en simulaciones numéricas. Figura y pie de figura de Skamarock (2004).	17
Figura 4.1: Distribución de los niveles híbridos del reanálisis ERA5 según su altura (km) y su nivel de presión (hPa). Fuente: ECMWF.	27
Figura 4.2: Trayectoria e intensidad de cada ciclón tropical registrado en todas las cuencas oceánicas. Fuente: NASA.	29
Figura 4.3: Imágenes del MSG-SEVIRI del canal IR10.8 en la TT Delta [2005], TT Leslie [2018], TT Ophelia [2017] y TT Theta [2020].	32
Figura 4.4: Constelación de satélites de la Global Precipitation Measurement. Fuente: NASA.	34
Figura 4.5: La fábrica de predicciones meteorológicas concebida por Richardson en su libro "Predicción meteorológica por métodos numéricos" (1922).	36
Figura 4.6: Esquema de las observaciones ingestadas en los sistemas de asimilación de datos de los modelos numéricos. Fuente: ECMWF.	39
Figura 4.7: Esquema del funcionamiento de un modelo numérico. Fuente: AEMET.	40
Figura 4.8: Países participantes en el consorcio ACCORD. Fuente: ACCORD.	41
Figura 5.1: Esquema ilustrativo del cálculo de composites.	50

Figura 5.2: Esquema de varias combinaciones de predicciones y observaciones. Figura y pie de figura de Wernli et al. (2008).52

Figura 5.3: Un ejemplo del cálculo del FSS en la vecindad de un punto determinado. El cuadro azul (blanco) representa los puntos de grid que exceden (no exceden) el umbral y, así, obtienen un valor de 1 (0). En el punto de grid identificado con un círculo, el valor de la predicción (observación) para la longitud del cuadrado de es 3/9 (3/9). El valor de la predicción (observación) para un cuadrado de longitud 5 (cuadrado punteado) es 9/25 (7/25). Figura y pie de figura de Griffin et al. (2017) 53

Figura 7.1: Schematic of the HKE budgets vs horizontal wavenumber for HARMONIE-AROME and WRF-ARW model. 192

Lista de publicaciones

En el contexto de esta tesis doctoral:

Calvo-Sancho, C., González-Alemán, J. J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., Farrán, J. I., and Martín, M. L. (2022). An environmental synoptic analysis of tropical transitions in the central and Eastern North Atlantic. *Atmospheric Research*, 278, 106353. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106353>

Bolgiani, P., Calvo-Sancho, C., Díaz-Fernández, J., Quitián-Hernández, L., Sastre, M., Santos-Muñoz, D., Farrán, J.I, González-Alemán, J.J., Valero, F., and Martín, M. L. (2022). Wind kinetic energy climatology and effective resolution for the ERA5 reanalysis. *Climate Dynamics*, 59(3), 737-752. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06154-y>

Calvo-Sancho, C., Bolgiani, P., Subias, Á., Sastre, M., González-Alemán, J. J., and Martín, M. L. (2023). Horizontal kinetic energy analysis of tropical transition simulations with the WRF and HARMONIE-AROME models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 149(756), 2655-2677. <https://doi.org/10.1002/qj.4523>

Calvo-Sancho, C., Quitián-Hernández, L., González-Alemán, J. J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., and Martín, M. L. (2023). Assessing the performance of the HARMONIE-AROME and WRF-ARW numerical models in North Atlantic Tropical Transitions. *Atmospheric Research*, 291, 106801. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106801>

Otras publicaciones durante el período doctoral:

Calvo-Sancho, C., Díaz-Fernández, J., Martín, Y., Bolgiani, P., Sastre, M., González-Alemán, J. J., Santos-Muñoz, D., Farrán, J.I., and Martín, M. L. (2022). Supercell convective environments in Spain based on ERA5: hail and non-hail differences. *Weather and Climate Dynamics*, 3(3), 1021-1036. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-1021-2022>

Calvo-Sancho, C., Quitián-Hernández, L., Bolgiani, P., González-Alemán, J. J., Santos-Muñoz, D., and Martín, M. L. (2023). Assessment of HARMONIE-AROME in the simulation of the convective activity associated to a subtropical transition using satellite data. *Atmospheric Research*, 106794. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106794>

Díaz-Fernández, J., Calvo-Sancho, C., Bolgiani, P., González-Alemán, J. J., Farrán, J. I., Sastre, M., and Martín, M. L. (2024). On the Precursor Environments to Mountain Lee Wave Clouds in Central Iberia under CMIP6

Projections. Atmosphere, 15(1), 128.
<https://doi.org/10.3390/atmos15010128>

Martín, M. L., Calvo-Sancho, C., Taszarek, M., González-Alemán, J. J., Montoro-Mendoza, A., Díaz-Fernández, J., Bolgiani, P., Sastre, M., and Martín, Y. (2024). Major role of marine heatwave and anthropogenic climate change on a Giant hail Event in Spain. *Geophysical Research Letters*, 51(6), e2023GL107632. <https://doi.org/10.1029/2023GL107632>