

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

ESCOLA POLITÈCNICA SUPERIOR DE GANDIA

Grau en Ciències Ambientals



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA



ESCOLA POLITÈCNICA
SUPERIOR DE GANDIA

“Diagnóstico de la borrasca Filomena y su impacto en la Península Ibérica”

TREBALL FINAL DE GRAU

Autor/a:

Jorge Guerola Campos

Tutor/s:

Josep Vicent Llinares Palacios

GANDIA, 2021

Agradecimientos

Agraïr la confiança dels meus familiars han tingut en mi per a l'elaboració d'aquest projecte, i sobretot, al meu tutor del treball, Josep Vicent Llinares Palacios, que si no haguera sigut per ell, no haguera tret endavant aquest tòpic que m'ha apassionat sempre desde ben menut: el fenòmens meteorològics i el seu misteri.

Resumen

Filomena fue una borrasca que se formó durante los días 1 y 2 de enero de 2021. Se desplazó hacia aguas más cálidas del Atlántico reforzándose, adquiriendo características típicas de los ciclones tropicales. Durante su recorrido hacia la Península Ibérica se convirtió en borrasca extratropical marcada por frentes frío, cálido y ocluido que junto con el flujo de aire polar provocó nevadas copiosas e intensas.

En el presente trabajo se analizan las condiciones atmosféricas que propician la llegada de borrascas como Filomena a latitudes más meridionales. Para ello, se precisan imágenes satelitales del canal vapor de agua (WV6,2 μ m) y el canal combinado Airmass RGB. Cuyos resultados destacan el posicionamiento de los chorros polares a latitudes más bajas y una correlación con el Calentamiento Súbito Estratosférico.

Además, se estudia la variabilidad de estos precursores. La tendencia de las anomalías positivas del índice NAO marcan como un suceso poco común en eventos excepcional e histórico como fue Filomena en un futuro, aunque una tendencia climática hacia fenómenos extremos más cálidos y secos al sur de Europa.

Palabras clave: *ciclón extratropical, dinámica atmosférica, variabilidad climática.*

Abstract

Filomena was a storm formed during January 1 and 2, 2021. It moved into warmer waters strengthening itself throughout Atlantic, acquiring typical characteristics of tropical cyclones. During its journey to the Iberian Peninsula, it became an extratropical storm marked by cold, warm and occluded fronts, and together with the air polar flow caused heavy and intense snowfall.

This project analyzes the atmospheric conditions that lead the arrival of storms such as Filomena at more southern latitudes. To carry it out, satellite images from water vapor channel (WV6.2 μ m) and the combined Airmass RGB channel are needed. The results highlight the location of polar jet stream at lower latitudes and a correlation with Stratospheric Sudden Warming.

In addition, the variability of these precursors is studied. The trend of positive anomalies in the NAO index is marked as an uncommon event in exceptional and historical phenomena such as Filomena in the future, although a climatic trend towards hotter and drier extreme phenomena in south of Europe.

Keywords: *extratropical cyclone, atmospheric dynamics, climate variability.*

Resum

Filomena va ser una borrasca que es va formar durant els dies 1 i 2 de gener de 2021. Es va desplaçar cap a aigües més càlides de l'Atlàntic reforçant-se, adquirint característiques típiques dels ciclons tropicals. Durant el seu recorregut cap a la Península Ibèrica, es va convertir en borrasca extratropical marcada per fronts fred, càlid i oclòs, que, juntament amb el flux d'aire polar, va provocar nevades copioses i intenses.

En el present treball s'analitzen les condicions atmosfèriques que propicien l'arribada de borrasques com Filomena a latituds més meridionals. Per a això, es necessiten imatges per satèl·lit del canal vapor d'aigua (WV6,2 μ m) i el canal combinat Airmass RGB. Els resultats destaquen el posicionament de les corrents polars a latituds més baixes i una correlació amb l'Escalfament Soltat Estratosfèric.

A més, s'estudia la variabilitat d'aquests precursors. La tendència de les anomalies positives de l'índex NAO marquen com un succés poc comú en esdeveniments excepcional i històric com va ser Filomena en un futur, tot i que una tendència climàtica cap a fenòmens extrems més càlids i secs al sud d'Europa.

Paraules clau; *cicló extratropical, dinàmica atmosfèrica, variabilitat climàtica.*

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: SATÉLITE METEOSAT EN ÓRBITA CON LA TIERRA. FUENTE. EUMETSAT.11

FIGURA 2: ZONAS UTM DE EUROPA. LOCALIZACIÓN PENÍNSULA IBÉRICA
COMPRENDIENDO LOS HUSOS 29 T, 30 T, 31 T, 29 S, 30 S, 31 S..... 12

FIGURA 3: DISTRIBUCIÓN CLIMÁTICA SEGÚN LA CLASIFICACIÓN DE KÖPPEN-
GEIGER. FUENTE: ATLAS CLIMÁTICO. AEMET. 13

FIGURA 4: DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN DE LOS CICLONES EN BASE A SU
ESTRUCTURA TÉRMICA VERTICAL Y CARACTERÍSTICAS FRONTALES. FUENTE:
AEMET. 15

FIGURA 5: DIFERENCIACIÓN DE CICLONES SEGÚN SU ESTRUCTURA Y NÚCLEO DE
FORMACIÓN. FUENTE: CANAL VISIBLE DE SATÉLITE METEOSAT..... 16

FIGURA 6: IMAGEN DEL SATÉLITE MSG, CANAL IR10.8, DEL DÍA 13 DE ENERO DE
2010 A LAS 11:00, HORA PENINSULAR. FUENTE: METEOVIGO..... 17

FIGURA 7: IMAGEN DEL CANAL VISIBLE DE METEOSAT SECOND GENERATION DE LA
BORRASCA KLAUS. A LAS 23:30H DEL DÍA DEL 22 DE ENERO DE 2009. CUYO
CENTRO SITUADO SOBRE EL NORTE DE GALICIA. FUENTE: METEOVIGO..... 17

FIGURA 8: COMPARACIÓN DE LAS AMPLITUDES DE REFLECTANCIA DEL VAPOR DE
AGUA EN EL CANAL DE WV 6,2 Y WV7,3 DEL MSG. FUENTE: THE COMET PROGRAM
..... 19

FIGURA 9: RELACIÓN ENTRE LA CANTIDAD DE VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA
SEGÚN LA TEMPERATURA Y LA DISMINUCIÓN DE PRESIÓN EN ALTURA. FUENTE:
THE COMET PROGRAM..... 19

FIGURA 10: FUNCIONES DE PONDERACIÓN QUE MUESTRAN LA CONTRIBUCIÓN
VERTICAL RELATIVA DE LA RADIACIÓN EMITIDA POR SUSTANCIAS ATMOSFÉRICAS
EN DIFERENTES CANALES IR. LAS DOS BANDAS DE VAPOR DE AGUA DOMINAN LA
TROPOSFERA SUPERIOR Y MEDIA. FUENTE: THE COMET PROGRAM. 20

FIGURA 11: DIFERENCIA ENTRE ANOMALÍAS DE VORTICIDAD POSITIVA Y NEGATIVA.
FUENTE: EUMETRAIN..... 22

FIGURA 12: DIFERENCIACIÓN ENTRE UNA IMAGEN AIRMASS RGB (A) Y WV6.2 μ M (B).
FUENTE: METEOSAT 9, EL 16 DE OCTUBRE DE 2009 A LAS 0700UTC 24

FIGURA 13: VORTICIDAD POTENCIAL ISENTRÓPICA A 315 K. FUENTES: EUROPEAN
CENTRE FOR MEDIUM-RANGE WEATHER FORECASTS (ECMWF) Y LA

<u>ORGANIZACIÓN EUROPEA PARA LA EXPLOTACIÓN DE SATÉLITES METEOROLÓGICOS (EUMETSAT).....</u>	<u>24</u>
<u>FIGURA 14: REPRESENTACIÓN DE UN MODELO CONCEPTUAL DE ESTRUCTURA EN COMA DOMINADA POR CIZALLADURA EN EL LADO DEL ECUADOR. FUENTE: THE COMET PROGRAM.....</u>	<u>25</u>
<u>FIGURA 15: REPRESENTACIÓN DE UN MODELO CONCEPTUAL DE ESTRUCTURA ANTICOMA DOMINADA POR CIZALLADURA EN EL LADO DEL ECUADOR. FUENTE: THE COMET PROGRAM.....</u>	<u>26</u>
<u>FIGURA 16: JET STREAM POSICIONADO EN EL ATLÁNTICO Y NORTE DE EUROPA. FUENTE: METEOSAT 8 AIRMASS RGB – 7 ENERO 2005 2200 UTC. CURSO EUMETRAIN.....</u>	<u>27</u>
<u>FIGURA 17: REPRESENTACIÓN GRÁFICA DEL PLEGAMIENTO DE LA TROPOPAUSA. FUENTE: EUMETRAIN.....</u>	<u>27</u>
<u>FIGURA 18: PREDICCIÓN DE TRAYECTORIA DE FILOMENA DESDE EL DÍA 2 DE ENERO HASTA EL 11 DE ENERO. FUENTE: METEORED.....</u>	<u>28</u>
<u>FIGURA 19: EVOLUCIÓN DE FILOMENA, IMÁGENES DEL MSG, OBTENIDAS DEL CANAL WV6.2 μM. FUENTE: IMÁGENES DE EUMETSAT. ELABORACIÓN PROPIA.....</u>	<u>31</u>
<u>FIGURA 20: VÓRTICES POLARES SITUADOS EN EL HEMISFERIO NORTE. FUENTE: ESQUEMA PROPORCIONADO POR NOAA CLIMATE.GOV Y ADAPTADO POR WAUGH ET AL., 2017.....</u>	<u>34</u>
<u>FIGURA 21: TENDENCIA POSITIVA DEL ÍNDICE NAO POR MESES, DESDE 1950 HASTA 2020. DATOS OBTENIDOS DEL CENTRO DE PREDICCIÓN CLIMÁTICA (CPP). NOAA. ELABORACIÓN PROPIA.....</u>	<u>36</u>
<u>FIGURA 22: GRÁFICOS CORRESPONDIENTES A LA FASE POSITIVA (ROJA) FASE NEGATIVA (AZUL) DEL ÍNDICE NAO, 1950-1966, 1968-1984, 1986-2002, 2004-2020. FUENTE: (CPP). NOAA.....</u>	<u>36</u>
<u>FIGURA 23: CORRIENTES EN CHORRO DEL MES DE ENERO 1980-2020. FUENTE: ERA5, ECMWF.....</u>	<u>40</u>
<u>FIGURA 24: EVOLUCIÓN DEL NÚMERO DE DANAS EN 500 HPA PARA EL CONJUNTO DEL CONTINENTE EUROPEO. FUENTE: IRIARTE, P.O (2021).....</u>	<u>41</u>

ÍNDICE GENERAL

1.- INTRODUCCIÓN	9
1.1.- IMPORTANCIA DE LA METEOROLOGÍA EN EL MUNDO ACTUAL	9
1.2.- ACERCA DE METEOSAT SECOND GENERATION (MSG)	10
1.3.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA E INFLUENCIA EN SU VARIABILIDAD CLIMÁTICA.....	12
1.3.1.- SITUACIÓN EN LATITUD	12
1.3.2.- CLASIFICACIÓN CLIMATOLÓGICA DE ESPAÑA.....	13
1.4.- CICLONES TROPICALES, SUBTROPICALES Y EXTRATROPICALES. DIFERENCIACIÓN	15
1.5.- BORRASCAS DE GRAN IMPACTO SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA.....	16
2.- OBJETIVOS DEL TRABAJO	17
3.- MATERIALES Y MÉTODOS	18
3.1.- MATERIALES	18
3.2.- MÉTODOS.....	21
3.2.1.- VORTICIDAD POTENCIAL APLICADO A IMÁGENES SATELITALES	21
3.2.2.- MÁXIMOS Y MÍNIMOS DE VORTICIDAD EN IMÁGENES SATELITALES	22
3.2.3.- PATRÓN DE COMA Y ANTICOMA EN IMÁGENES SATELITALES.....	25
3.2.4.- <i>JET STREAM</i> Y ONDAS PLANETARIAS ROSSBY EN IMÁGENES SATELITALES.....	26
3.2.5.- ZONAS DE DEFORMACIÓN EN IMÁGENES SATELITALES	28
4.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN	28
4.1.- TRAYECTORIA DE FILOMENA	28
4.2.- ANÁLISIS CON IMÁGENES SATELITALES A ESCALA SINÓPTICA DE LA BORRASCA FILOMENA	30
4.3.- PRECURSORES DINÁMICOS EN LA FORMACIÓN DE LA BORRASCA FILOMENA	34
4.4.- VARIACIÓN Y TENDENCIA CLIMÁTICA	35
5.- CONCLUSIONES	41
REFERENCIAS	43

1.- Introducción

1.1.- Importancia de la meteorología en el mundo actual

“Hasta la actualidad, la humanidad ha puesto gran atención a los distintos fenómenos que se presentan en la atmósfera, tales como tormentas, inundaciones, sequías, contaminación del aire... Los fenómenos atmosféricos son tan antiguos como la atmósfera misma.” (S. R. Coca., 1968). Lo que sí es nuevo es la capacidad de comunicación e información, así como los avances tecnológicos los cuales permiten a la población obtener información al momento sobre sus futuras actividades, así como también el alto desarrollo de programas, permitiendo una mayor precisión a la hora de predecir un cierto evento, o incluso, realizar proyecciones de escala global sobre ciertas variables o sucesos, por ejemplo del aumento de la temperatura global del planeta, o incluso, los periodos de retorno relacionados con inundaciones, sequías u ocurrencia de tormentas de gran impacto.

Ya que el papel de la meteorología afecta a todos de manera más o menos directa, las instituciones técnico-científicas son cada vez más importantes para la vida de la población, que depende en su bienestar de las mediaciones y conocimientos que estas ofrecen. Este es el caso de los Servicios Meteorológicos. A pesar de que pareciera que la población (mayoritariamente urbana) está más protegida de los problemas causados por fenómenos meteorológicos, el mantenimiento de nuestras rutinas y actividades se vuelve más dependiente de estos factores. La gestión del riesgo forma parte ya de la vida cotidiana. Esto hace necesario mejorar la comunicación entre las instituciones meteorológicas y la ciudadanía. (E. Crespo et al., 2014).

Un estudio realizado por el CIS (Centro de Investigaciones Sociológicas) para AEMET corrobora que los factores fundamentales en la gestión del riesgo es la facilidad de acceso a la información pertinente, y a la confianza en ella, así como su conocimiento, comprensión, uso de la información meteorológica, fuentes de información (el uso de internet), y por último el caso de los avisos de los fenómenos adversos.

De los datos obtenidos por esta investigación resaltan que el 70 % de la población muestra interés habitualmente para la información meteorológica, además la confianza de la población respecto a la información meteorológica resalta el 82,4 % considerándola como muy o bastante acertada.

Las cifras mencionadas en anterioridad dan a entender que la población está bastante familiarizada con la información meteorológica y presentan bastante interés. Además, los resultados obtenidos crean una tendencia positiva de cara al futuro ya que gracias a los nuevos desarrollos en programas computacionales y la versatilidad de oferta de información meteorológica se esperan incrementos sustanciales por lo que respecta la meteorología en la sociedad actual y futura.

1.2.- Acerca de Meteosat Second Generation (MSG)

Secuencias de nubes que se mueven por Europa han adornado los pronósticos meteorológicos televisivos durante más de 25 años. Esta serie de satélites, los cuales empezaron a lanzarse en 2002, permitieron a los meteorólogos realizar previsiones a medio y corto plazo más precisas.

MSG (Meteosat Second Generation) empezó a tomar imágenes en longitudes de onda e intervalos más cortos que su generación anterior, que lo hace particularmente adecuado para el pronóstico de fenómenos meteorológicos adversos y problemáticos, como la nieve (el caso de Filomena), tormentas eléctricas y niebla.

MSG es un proyecto conjunto entre la ESA y Eumetsat, la organización creada en 1986 para establecer, mantener y operar un sistema europeo de satélites.

Los satélites de MSG son herramientas de gran ayuda las cuales ofrecen a los pronosticadores y modeladores del clima imágenes y datos más sofisticados que sus predecesores. La cámara de MSG, llamada *Spinning Enhanced Visible and Infra-red Imager* (SEVIRI), crea imágenes de la superficie de la Tierra y cobertura de nubes en 12 longitudes de onda diferentes una vez cada 15 minutos. Con lo cual, al haber incrementado la tasa de toma de imágenes, MSG permite realizar un seguimiento más cercano del desarrollo de las nubes y, por lo tanto, más sensible a los cambios rápidos en los patrones climáticos. (ESA., 2004).



Figura 1: Satélite Meteosat en órbita con la Tierra. Fuente. Eumetsat.

En la actualidad, se está trabajando para el próximo lanzamiento (aproximadamente en 2022) correspondiente a Meteosat Third Generation (MTG). Una misión de la Agencia Espacial Europea (ESA) que está principalmente orientada a ampliar las capacidades del programa MSG.

MTG proporcionará una capacidad de monitoreo meteorológico 4D. El MTG comprenderá cuatro satélites de imagen y dos de sondeo. Los satélites de imágenes MTG-I llevarán el generador de imágenes combinado flexible (FCI), y el generador de imágenes lightning. Además de satélites de sonda infrarroja (IRS) y un espectrómetro infrarrojo cercano ultravioleta visible., que será proporcionado por la ESA como misión Copernicus Sentinel 4.

- Por una parte del FCI, será de gran apoyo para pronósticos inmediatos (de muy corto alcance) de clima de alto impacto. Ofreciendo mejores capacidades para monitorear aerosoles, haciendo una importante contribución al monitoreo de la calidad del aire y una mejor detección de incendios.
- En segundo lugar el Lightning Imager monitoreará continuamente la actividad de los rayos de tormentas eléctricas y apoyando el pronóstico del tiempo inmediato de tormentas severas.
- Por último, los IRS generarán perfiles verticales desarrollados de la temperatura y humedad atmosféricas a una resolución espacial de 4 km. Al monitorear la inestabilidad atmosférica se espera que proporcione información sobre la composición de ozono, monóxido de carbono y las cenizas volcánicas en la atmósfera. (*SENER, Aeroespacial, 2021*)

Por consiguiente, el principal objetivo de la misión Copernicus Sentinel 4 será respaldar el monitoreo y pronóstico de calidad del aire en Europa, así como la detección a corto plazo de cambios repentinos en la atmósfera lo que facilitaría, por ejemplo, el seguimiento de borrascas de gran desarrollo, como Filomena, y su pronóstico se vería

enormemente mejorado comparándolo con el realizado recientemente mediante la observación del MSG.

1.3.- Situación geográfica de la Península Ibérica e influencia en su variabilidad climática.

1.3.1.- Situación en latitud

“La Península Ibérica (PI) se sitúa a latitudes relativamente bajas en comparación con el resto del continente europeo y se localiza en la zona templada del hemisferio norte, además queda sujeta a la circulación general del oeste y que por su configuración y disposición del relieve peninsular va a dar lugar a una serie de contrastes climáticos.”(J. Valera., 2007).



Figura 2: Zonas UTM de Europa. Localización Península Ibérica comprendiendo los Husos 29 T, 30 T, 31 T, 29 S, 30 S, 31 S.

Se pueden diferenciar dos zonas desde el punto de vista térmico: áreas ampliamente influenciadas por el Atlántico y zonas del Mediterráneo y, por otro lado, un núcleo interior con gran tendencia continental.

Estas condiciones propician dos situaciones que llegan a generarse en dos partes bien diferenciadas de la PI (Península Ibérica). La primera de ellas está condicionada por la entrada de borrascas del Atlántico, las cuales afectan a la parte más noroeste de la Península, esto produce un contraste por lo que respecta a las diferencias en precipitación entre la zona noroeste y la zona sureste peninsular.

Esta gran diferencia se debe a que las masas húmedas que entran por la zona Portugal, y Galicia van perdiendo energía conforme atraviesan el territorio español y, por consiguiente, llegan totalmente secas (en raras ocasiones se ven periodos de precipitación intensa en zonas del Mediterráneo a causa de intrusiones húmedas por el

- BSh (*estepa cálida*) y BSk (*estepa fría*): Sobre todo predomina la estepa fría, la cual se extiende por sur de Extremadura, Valle del Ebro, gran parte de la meseta sur y Almería.
- Climas templados, tipo C
 - Csa (*templado con verano seco y caluroso*): es la variabilidad climática que abarca mayor extensión en la PI y Baleares, extendiéndose en mayor parte de mitad sur, gran parte de Portugal (zona sur) y las regiones costeras del Mediterráneo.
 - Csb (*templado con verano seco y templado*): se localizan en zonas del norte de Portugal, Galicia, meseta Norte Peninsular y parte sur del Sistema Ibérico.
 - Cfa (*templado sin estación seca con verano caluroso*): Aparece sobre todo en la periferia que rodea los Pirineos y parte del Sistema Ibérico.
 - Cfb (*templado sin estación seca con verano templado*): se distribuye por Cantabria, Sistema Ibérico, noroeste de la meseta Norte y parte de los Pirineos.

Climas fríos, tipo D

- Dsb (*frío con verano seco y templado*) y Dsc (*frío con verano seco y fresco*): Ambas zonas se extienden en áreas de alta montaña del Cantábrico, Sistema Ibérico, sistema Central y Sierra Nevada.
- Dfb (*frío sin estación seca y verano templado*) y Dfc (*frío sin estación seca y verano fresco*): se localizan en las zonas de alta montaña de los Pirineos y en áreas reducidas del sistema Ibérico y Cantábrico.
- Climas polares, tipo E
 - ET (*tundra*): solo se encuentra en las zonas centrales de los Pirineos, coincidiendo con las mayores alturas en montaña. (AEMET. 2011)

“Los climas clasificados por el famoso Wladimir Köppen han ido cambiando a lo largo de los últimos 50 años, siendo estos cambios constatados por varios estudios realizados, uno de los cuales, empleó datos de rejilla de 1×1km de resolución, con el objetivo de analizar con mayor detalle y resolución la evolución temporal del área ocupada por cada clima y delimitar las regiones afectadas por dichos cambios. El periodo considerado se extendió a 1951-2010, trabajando por lo tanto con intervalos sucesivos de 15 años (1951 – 65, 1952-66,..., 1995-2010)”. (A. Chazarra., 2012), el cual se fundamentó por el artículo publicado de (Beck et al., 2005).

“El estudio afirma una clara tendencia a la expansión de los climas áridos (Tipo B) frente a los climas templados (Tipo C), el cual afecta a una superficie del orden del 8%.

Los climas fríos (Tipo D), propios de zonas de montaña pierden cerca de la mitad de su superficie. El Tipo E, que se observa únicamente en cotas más altas del Pirineo, desaparece al final de los años ochenta para la resolución considerada en el estudio (1x1km). Por último, se observa en general un desplazamiento de los tipos de clima hacia altitudes mayores, lo que parece indicar que esta diferencia climatológica es debida a un aumento de temperatura que a una variación en las precipitaciones mensuales”. (A. Chazarra., 2012).

1.4.- Ciclones tropicales, subtropicales y extratropicales. Diferenciación

La borrasca Filomena fue una borrasca que se caracterizó por ser un ciclón extratropical, aunque también adquirió características de tropical antes de llegar a la PI. Cabe diferenciar 3 tipos de ciclones: Ciclón tropical, ciclón subtropical y ciclones extratropicales.

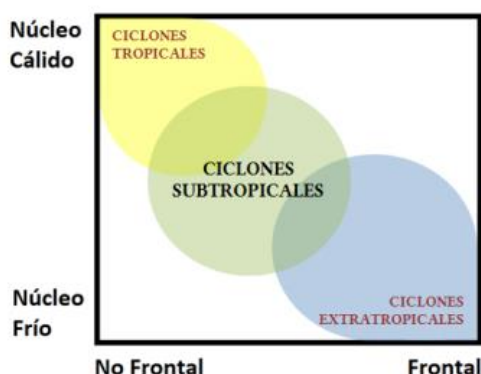


Figura 4: Diagrama de clasificación de los ciclones en base a su estructura térmica vertical y características frontales. Fuente: AEMET.

“La borrascas o ciclones extratropicales crecen y se desarrollan debido básicamente a la inestabilidad baroclina, generada por el fuerte gradiente horizontal de temperatura y la fuerte cizalladura del viento, tanto vertical como horizontal”, (AT Valiño et al., 2020). “En cambio, los ciclones subtropicales son sistemas de bajas presiones que se rigen por procesos tanto de carácter tropical como extratropical”, (Juan J. González et al., 2020), por ello su estructura no queda muy bien definida. Por último, en “los ciclones tropicales se observa nubosidad convectiva de manera totalmente uniforme alrededor del mínimo de depresión, o, comúnmente denominado ‘ojo’”.

a)	b)	c)
----	----	----

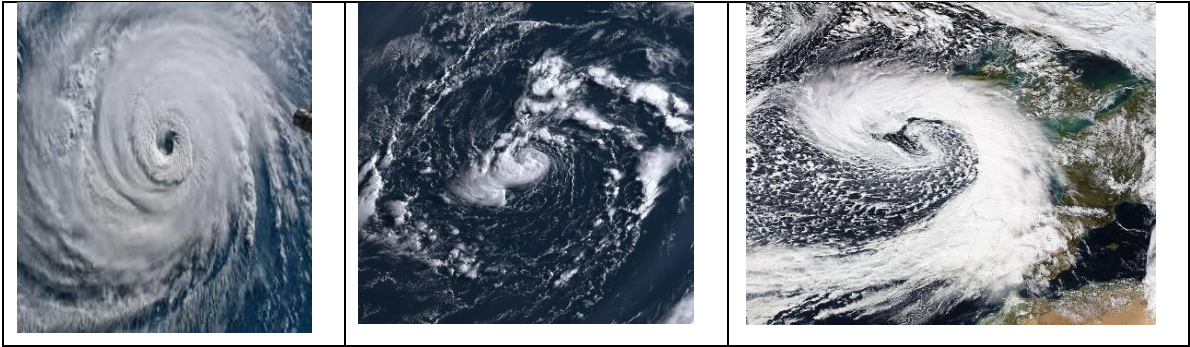


Figura 5: Diferenciación de ciclones según su estructura y núcleo de formación. Fuente: Canal visible de Satélite Meteosat.

En la *Figura 5* se observan algunos ejemplos de los distintos tipos de ciclones: el Ciclón tropical Carlos (*Figura 5a*), cuyo sistema se formó en el Pacífico en 2021, el Ciclón subtropical Ana (*Figura 5b*), cuyo centro se profundizó en el Atlántico Norte en 2021, y el ciclón extratropical Petra (*Figura 5c*) afectando la PI, Francia e Islas Británicas en 2014.

1.5.- Borrascas de gran impacto sobre la Península Ibérica.

Filomena se dio a conocer por su gran afección en la Península Ibérica. Pero detrás de esta, existieron otras que también dejaron huella.

Está el ejemplo de la ciclogénesis Floora. “Esta potente borrasca se formó durante los días 11-14 de enero de 2010 por el enfrentamiento entre una masa de aire subtropical cálida y una masa polar fría, y del contraste entre las dos surgió el torbellino o vórtice”. (*AT Valiño et al., 2010*). Destacando como importantes fenómenos meteorológicos, vientos intensos en la zona norte peninsular.

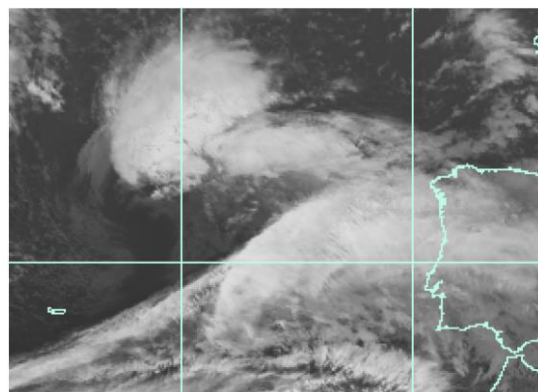


Figura 6: Imagen del satélite MSG, canal IR10.8, del día 13 de enero de 2010 a las 11:00, hora Peninsular. Fuente: Meteovigo.

Otra de las borrascas de gran impacto fue la del ciclón extratropical Klaus, la cual “se caracterizó por ser una profunda depresión que afectó la región suroeste del continente europeo durante los días 23, 24 y 25 de enero de 2009 y que se encuentra dentro de los denominados fenómenos adversos extremos. La depresión impactó sobre el norte de España, sur de Francia y la Península Itálica, donde las pérdidas económicas como humanas fueron muy elevadas. La principal razón desencadenante de tales pérdidas fue el fuerte viento generado por el temporal, que según la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), llegó a alcanzar rachas máximas de hasta 198 km/h”. (Gómara et al., 2020).

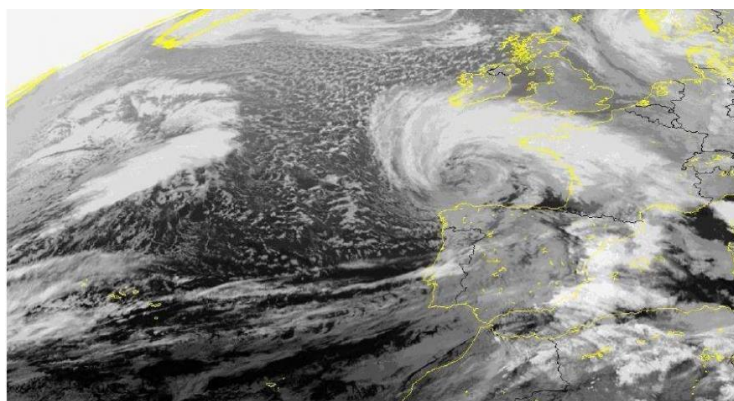


Figura 7: Imagen del canal visible de Meteosat Second Generation de la borrasca Klaus. A las 23:30h del día del 22 de enero de 2009. Cuyo centro situado sobre el norte de Galicia. Fuente: Meteovigo.

Por otro lado, Gloria fue una borrasca con una cantidad mayor de precipitación sobre el conjunto del Mediterráneo español si se consideran acumulaciones durante 3 días consecutivos. (P.O. Iriarte., 2021)

2.- Objetivos del trabajo

El objetivo del trabajo es proporcionar un análisis de la borrasca Filomena con el uso de imágenes del canal RGB Airmass del satélite Meteosat Second Generation y el canal SEVIRI WV6.2, el cual permite observar y caracterizar de manera muy visual ciertas características sobre la estructura y componentes físicos de la atmósfera desde el origen de la borrasca hasta su disgregación en el Mar Mediterráneo.

Todos estos procesos dinámicos y físicos de la atmósfera del fenómeno Filomena, permitirán determinar cuáles son los factores y situación de la atmósfera que propicia la llegada de estas borrascas de gran intensidad, además, estudiar si esta variabilidad en la circulación general atmosférica se incrementara en un futuro y su posible relación con el cambio climático.

3.- Materiales y métodos

3.1.- Materiales

- Para el análisis de la borrasca Filomena se han tomado imágenes del satélite Meteosat. Las imágenes corresponden al canal RGB basado en datos de canales infrarrojos y de vapor de agua de *Meteosat Second Generation*. Está diseñado y ajustado para monitorear la evolución de los ciclones, en particular la ciclogénesis rápida, las corrientes de chorro y las anomalías de PV (Vorticidad Potencial).

Debido a la incorporación de los canales de vapor de agua y ozono, su uso en ángulos de visión satelital elevados es limitado. El Airmass RGB se compone de datos de una combinación de los canales SEVIRI WV6.2, WV7.3 IR9.7 e IR10.8.

Para entender cómo funcionan los canales que proporcionan imágenes de vapor de agua y de masas de aire por el satélite Meteosat, se ha de tener en cuenta de qué manera funciona la atmósfera terrestre y el papel fundamental para la obtención de estas imágenes en las que posteriormente se trabajará.

La radiación que proviene del sol penetra en la Tierra y la calienta. La Tierra emite radiación en la longitud de onda del infrarrojo. El vapor de agua que se encuentra en la troposfera absorbe esta radiación y la refleja a la atmósfera en una longitud de onda larga. (*Conway, E. D., 1997*)

La capacidad de la radiación en la banda vapor de agua para que atravesase gran parte de la atmósfera depende de la densidad del vapor de agua, lo cual se refiere a la cantidad de humedad presente en la atmósfera.

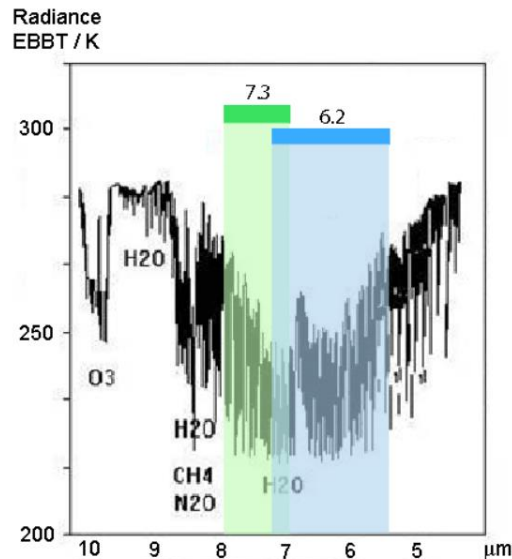


Figura 8: Comparación de las amplitudes de reflectancia del vapor de agua en el canal de WV 6,2 y WV7,3 del MSG. Fuente: The COMET Program

Como bien se puede observar en la *Figura 8*, la longitud de onda de 6.2 μm tiene mayor rango de absorción de la cantidad de agua en la atmósfera. Fuente: EumeTrain

El perfil de diferencia de temperatura de brillo de los canales de vapor de agua depende de: perfil de temperatura y humedad, ángulo de visión satelital y emisividad de la nube.

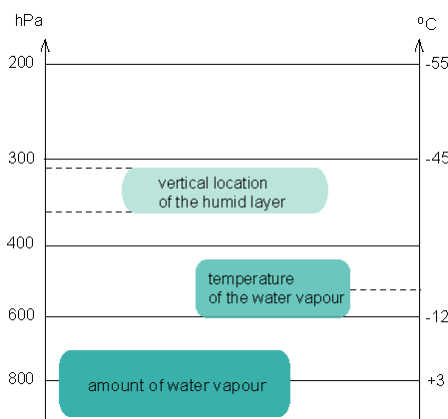


Figura 9: Relación entre la cantidad de vapor de agua en la atmósfera según la temperatura y la disminución de presión en altura. Fuente: The COMET Program.

En la *Figura 9* los recuadros verdes representan capas húmedas en la atmósfera. El tono de color varía según el contenido de humedad del vapor de agua: cuanto más arriba está la capa húmeda, más fría es y menos vapor de agua contiene.

En la atmósfera, la radiación medida por un satélite en bandas de vapor de agua es originalmente la radiación térmica proveniente de la superficie de la Tierra. Cuando

sube, es absorbido por el vapor de agua y re-irradiado en una longitud de onda más larga que depende de la cantidad de vapor de agua, ubicación vertical de las capas húmedas y la temperatura del vapor de agua. (Eumetrain., 2009).

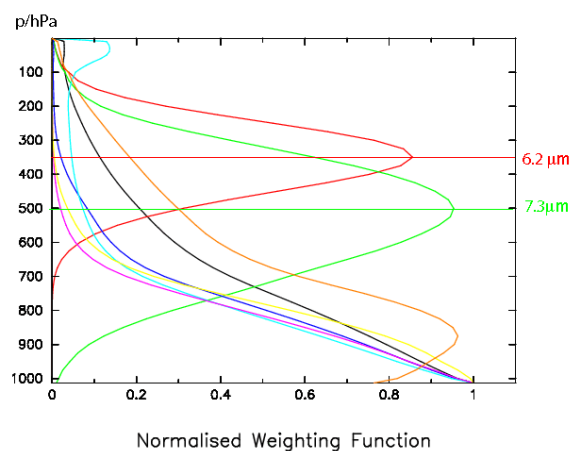


Figura 10: Funciones de ponderación que muestran la contribución vertical relativa de la radiación emitida por sustancias atmosféricas en diferentes canales IR. Las dos bandas de vapor de agua dominan la troposfera superior y media. Fuente: The COMET Program.

La *Figura 10* muestra que para el canal de longitud de onda de WV6,2μm, su sensibilidad a niveles de altura geopotencial (hPa) rondaría entre los 200 y los 600 hPa, su mayor sensibilidad sería a un nivel de 400 hPa y el umbral a 750 hPa.

En cambio, si se observa la longitud de onda a 7,3μm el grado de sensibilidad entraría dentro de los valores de altura geopotencial de 400 a 740 hPa, mayor sensibilidad a 600 hPa y umbral a unos 950 hPa.

El canal RGB, de combinación de masa de aire, da información sobre la nubosidad alta y profunda, troposfera muy seca por encima de la capa más baja, humedad de la troposfera media humedad de alta troposfera y características típicas del vapor de agua como corrientes en chorro, características de las olas y zonas de deformación. Las imágenes de RGB Airmass servirán de apoyo junto con las del canal de vapor de agua (WV) de 6,2 μm para un análisis más completo de Filomena.

- Por otro lado, para la obtención de la variación del índice NAO desde 1950 hasta Julio de 2021 se utilizan los datos históricos mensuales de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) del Centro de Predicción Climática.

Para la variación de los Jet Streams desde 1980 hasta 2020 se obtienen del modelo ERA5 del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, el cual es un proyecto de reanálisis meteorológico para el estudio

del clima global. Además, ERA5 proporciona datos por el Servicio de Cambio Climático de Copernicus en el ECMWF.

3.2.- Métodos

3.2.1.- Vorticidad potencial aplicado a imágenes satelitales

La vorticidad potencial (VP) es la circulación absoluta del aire de una parcela encerrada entre dos superficies Isentrópicas (de entropía constante). Si la Vorticidad Potencial se muestra en una superficie de temperatura potencial constante, entonces se llama oficialmente VPI (Vorticidad Potencial Isentrópica). (H. Debruin et al 1997).

La VP es el producto de la vorticidad absoluta en una superficie Isentrópica y la estabilidad estática. Por lo que VP consiste en dos factores, uno de elemento dinámico y el otro termodinámico.

$$PV = -g (\zeta_{\Theta} + f) \frac{\partial \Theta}{\partial p} \quad \text{Ecuación}$$

Dónde:

f: es el parámetro de Coriolis

g: la aceleración de gravedad

p: presión

PV: Vorticidad Potencial

Θ : temperatura potencial

ζ_{Θ} : Vorticidad Isentrópica Relativa

En el estudio de la VP se dan casos de anomalía de VP. Esta anomalía se refiere al hundimiento de la tropopausa. Asumiendo un balance entre las dimensiones de los campos de masa, presión y viento, se presentan las anomalías de VP, las cuales están conectadas con la vorticidad ciclónica (Caso Filomena) y las anomalías de VP negativa de los anticiclones (el caso de la ola de frío posterior al evento nival).

- En el caso de las anomalías positivas de VP, los isótopos están caracterizados por valores altos comparándolos con las áreas circundantes (indicando aire frío en su centro). La altura a la que se encuentra la tropopausa tiene un mínimo local, por lo que la presión correspondiente y los

campos de viento indican un área de presión baja y por lo tanto de circulación ciclónica.

- En el caso contrario, la anomalía de VP negativa, los isótopos están caracterizados por valores bajos comparándolo con su entorno (indicando aire cálido). Por lo que la altura de la tropopausa se expande a un máximo local. La presión correspondiente y del campo viento señalan un área con presión alta y de circulación anticiclónica. (Georgiev, C. et al., 2016).

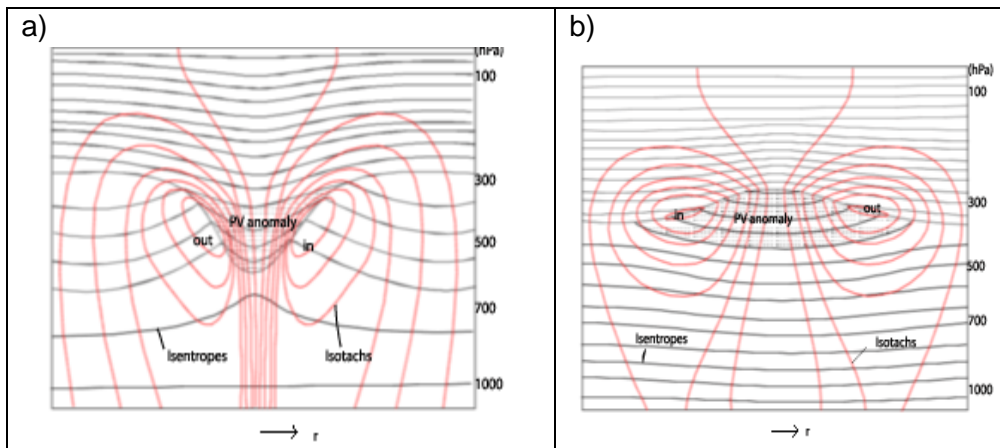


Figura 11: Diferencia entre Anomalías de Vorticidad Positiva y Negativa. Fuente: Eumetrain

La *Figura 11 a)*, muestra una anomalía de Vorticidad Potencial Positiva, generando una inestabilidad entre las líneas isotropas generando inestabilidad y situación ciclónica. En cambio, la *Figura 11 b)*, presenta una situación totalmente opuesta: la VP es negativa y la distancia entre líneas isotrópicas decrece, aportando estabilidad y situación anticiclónica.

Aunque en las imágenes de vapor de agua se puede apreciar mejor la zona de anomalías de VP, en imágenes del canal RGB también se hallan con bastante precisión ya que las masas de aire y de nubes distinguen estos centros, aunque de una manera más difusa.

En el caso de Filomena se localizarán las zonas de VP tanto positiva como negativa.

3.2.2.- Máximos y mínimos de vorticidad en imágenes satelitales

Los máximos de vorticidad (**X**) se caracterizan por su vorticidad ciclónica, indican áreas de circulación y forzamiento ascendente los cuales ayudan a predecir los jets Streams, eje de vientos máximos, zonas de deformación y masa de aire. (Alemán J. J. G., 2013)

Todas estas características deben de coincidir con el modelo numérico, por ello la ubicación correcta de un máximo de vorticidad.

Las circulaciones alrededor de los máximos de vorticidad suelen ser fuertes. Como resultado, los análisis numéricos de la atmósfera suelen tener éxito en su ubicación e intensidad relativa apropiada. Por ello la aplicación de imágenes de WV en el canal de 6,2 μm con el apoyo de la VP ayuda a validar los modelos numéricos de la predicción del tiempo, y por lo tanto se mejora la predicción a corto plazo. (*Santurette et al., 2005*)

Las circulaciones ciclónicas tienden a ser bastante húmedas, y ayudan a identificar también los patrones de convección a una escala mayor (sistemas meso escalares).

El uso de Airmass RGB en comparación con el de WV (Water Vapor) puede tener tanto fortalezas como debilidades. La ventaja es que revela el aspecto 3D de la atmósfera. La debilidad es que debe recordar que la atmósfera y las características dinámicas también son 3D, por lo que los centros de vorticidad son en realidad irregulares, lo cual no necesariamente verticales. Esto supone una dificultad a la hora de identificarlos, ya que en el modelo Airmass RGB, en una misma escena, puede revelar tanto una situación frontal, una gran convección de nubes generando grandes precipitaciones, y entre ambas, un centro de vorticidad que queda oculto y esto genera una gran dificultad para determinarlos. (*Bader, MJ et al., 1995*).

Los mínimos de vorticidad (**N**) indican áreas de circulación descendente, aunque las circulaciones alrededor del mínimo de vorticidad suelen ser más débiles y secas en la mayoría de los casos.

La identificación de los mínimos de vorticidad no es tan importante como los máximos de vorticidad ya que en comparación con los máximos de vorticidad estos no marcan cambios repentinos en el estado de la atmósfera por lo que la situación meteorológica es mucho más estable.

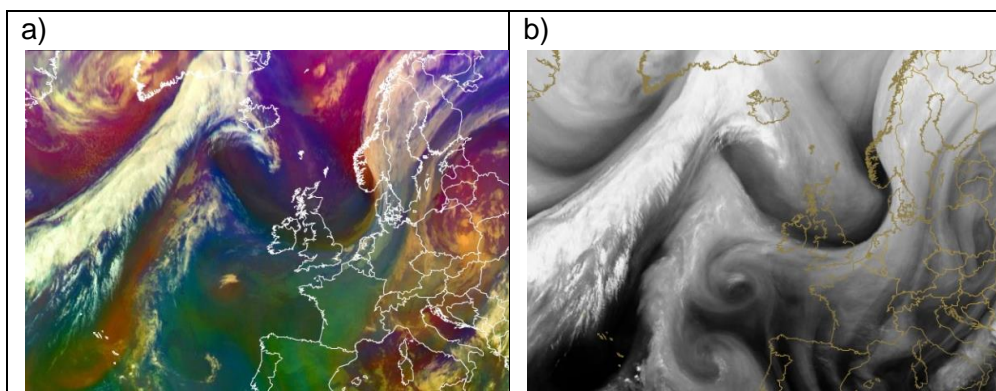


Figura 12: Diferenciación entre una imagen Airmass RGB (a) y WV6.2 μm (b). Fuente: Meteosat 9, el 16 de octubre de 2009 a las 0700UTC

Se puede observar en la *Figura 12* que la imagen de vapor de agua (*Figura 12 b*) facilita la ubicación de los centros de máxima y mínima vorticidad ya que no se ven interferidos por otras capas como lo hace la de Airmass RGB (*Figura 12a*), como lo son las masas de aire a escala de calores. También se observan los núcleos convectivos en la RGB, pero no en la de WV, lo cual implica que la imagen de vapor de agua discrepe de estos fenómenos y no se muestren.

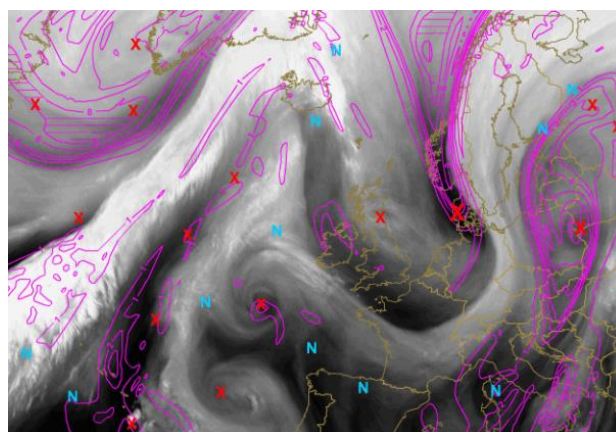


Figura 13: Vorticidad Potencial Isentrópica a 315 K. Fuentes: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) y la Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT).

En la *Figura 13*, además de representar la Vorticidad Potencial Isentrópica, se han determinado los centros de máxima y mínima vorticidad de forma manual. Si se comparan los valores VP Isentrópica con los máximos (X), la mayoría coinciden con Vorticidad Positiva (es decir, dentro de los contornos de Vorticidad Potencial), pero hay algunos que no, esto explica que la observación directa a través de estas imágenes y la generada por los métodos numéricos computacionales discrepe y como resultado genere errores.

A consecuencia de lo mencionado anteriormente, para un buen pronóstico se deberían de tener en cuenta tanto las áreas observadas por los meteorólogos profesionales en imágenes satelitales y las de los métodos numéricos, y así, poder corregir y mejorar la predicción meteorológica. Y esto es lo que ciertamente se ha hecho hasta la actualidad.

3.2.3.- Patrón de coma y anticoma en imágenes satelitales

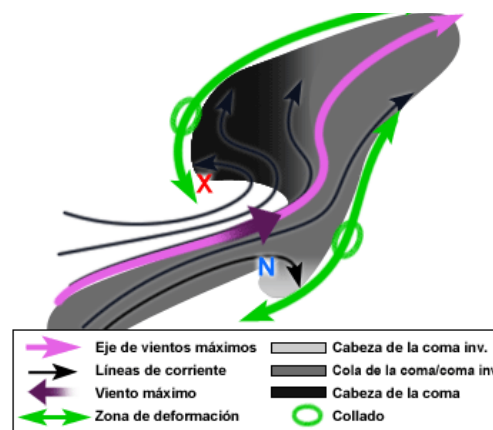


Figura 14: Representación de un modelo conceptual de estructura en coma dominada por cizalladura en el lado del ecuador. Fuente: The COMET Program

La forma del patrón de coma de forma ciclónica ayuda a revelar inmediatamente la localización del máximo de vorticidad. Se pueden reconocer la forma de dos arcos que representan la entrada (cóncava) y la salida (convexa). La forma de estos arcos está relacionada tanto con la intensidad del máximo de vorticidad como el tiempo en que la vorticidad máxima ha estado actuando sobre los arcos. (Alemán, J.J., 2013)

También existen los patrones de anticoma de vorticidad. Los cuales ayudan a determinar la ubicación del mínimo de vorticidad. Vienen representados, al igual que el patrón de coma por dos arcos, uno de entrada (cóncavo) y el otro de salida (convexo).

La cabeza anticoma se posiciona hacia abajo justo en las proximidades del mínimo de vorticidad. La advección de vorticidad negativa será más fuerte en la región de la cabeza de la coma. Este fenómeno se puede ver en la *Figura 15*.

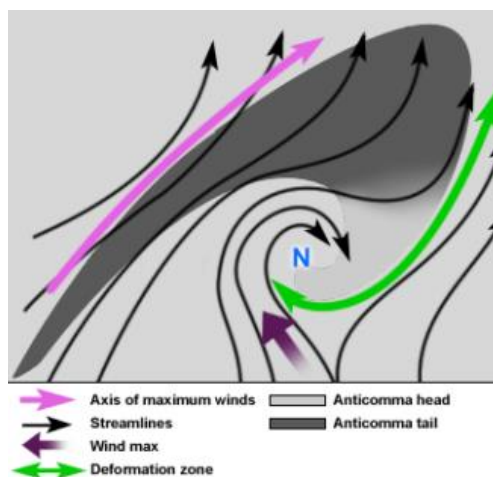


Figura 15: Representación de un modelo conceptual de estructura anticoma dominada por cizalladura en el lado del ecuador. Fuente: The COMET Program

3.2.4.- *Jet Stream* y ondas planetarias Rossby en imágenes satelitales

Una corriente en chorro o "*Jet Stream*" se define como una fuerte y estrecha corriente concentrada a lo largo de un eje casi horizontal, en la alta troposfera o en la estratosfera, caracterizada por una fuerte cizalladura tanto horizontal como vertical. (OMM)

Existen 4 corrientes en chorro principales: El chorro o vórtice de troposférico polar, Chorro estratosférico polar, el chorro subtropical y el chorro de zona de convergencia intertropical., cuya trayectoria no es continua presentado pliegues tanto en el plano vertical como horizontal, su longitud es de miles de kilómetros, su anchura de unos 300 km y su espesor vertical de varios kilómetros. (*Shapiro, M. A., & Keyser, D., 1990*)

El chorro se origina debido a un fuerte gradiente horizontal de temperatura, lo cual establece un fuerte gradiente horizontal de presión generando una intensificación del viento.

En el proceso de desaparición de los chorros se observan, comúnmente las denominadas bifurcaciones o "*Rossby waves*". Estas ondulaciones hacen que estas corrientes en altura lleguen a latitudes medias produciendo cambios en la situación meteorológica.

La determinación e identificación de estos Jets en el canal RGB del MSG, es bastante sencilla: por una parte, los *Jet streams* se diferencian claramente cuando observamos 2 masas de aire de distinta temperatura, una más cálida y otra más fría, lo

cual corresponde en el canal RGB a colores verdosos y anaranjados para la masa de aire cálida y colores más granates y morados para las masas de aire frío.

Teniendo en cuenta lo dicho anteriormente, el Jet Stream se encuentra entre estas dos masas de aire, generando fuerte gradiente horizontal de presión e intensificando el viento.

En la siguiente Figura se presentan, por una parte, una imagen satelital de Airmass RGB en la cual se ha identificado el Jet Stream y en la segunda imagen, un supuesto perfil vertical si se hiciese un corte transversal en el chorro.

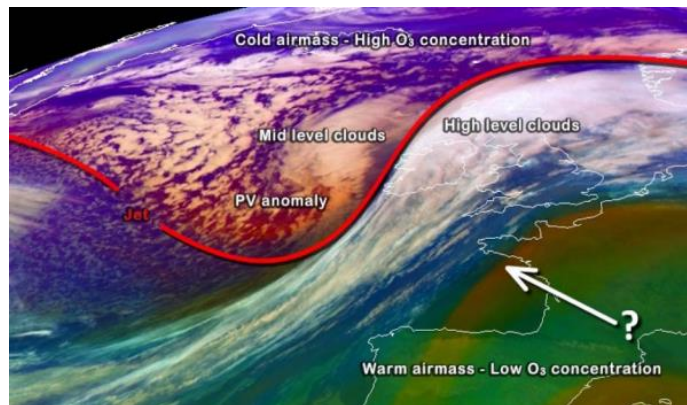


Figura 16: Jet Stream posicionado en el Atlántico y norte de Europa. Fuente: Meteosat 8 Airmass RGB – 7 enero 2005 2200 UTC. Curso Eumetrain.

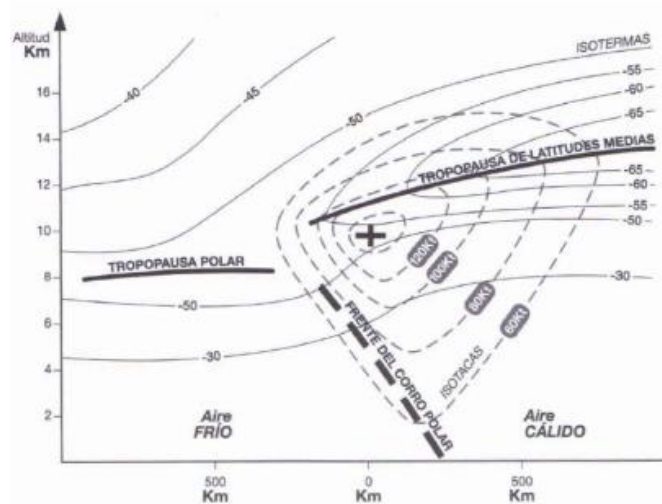


Figura 17: Representación gráfica del plegamiento de la tropopausa. Fuente: Eumetrain

El plegamiento de la tropopausa (*Figura 17*) ocurre cuando el aire estratosférico estable se hunde por debajo del aire troposférico bajo de la corriente en chorro.

En las imágenes satelitales de WV estos chorros pueden verse como un fuerte degradado en los tonos grises, cerca de los sistemas frontales, en cambio, en las de

Airmass RGB se ven como una línea continua de color granate-púrpura en la cercanía de los frentes de grandes dimensiones.

3.2.5.- Zonas de deformación en imágenes satelitales

Una zona de deformación es una región en la atmósfera en la que se produce un grado considerable de estiramiento o cizalladura. Con frecuencia esto produce patrones nubosos característicos que se pueden analizar en las imágenes de WV y en las de Airmass RGB. El análisis de las zonas de deformación es importante ya que esta es un factor primordial de los procesos de frontogénesis y frontólisis. (Jurado, B. T., 2020).

Asimismo, las circulaciones internas de dos masas de aire distintas provocan un estiramiento de la masa de aire. Estas se producen por una colisión entre ambas y generando la zona de deformación.

4.- Resultados y discusión

4.1.- Trayectoria de Filomena

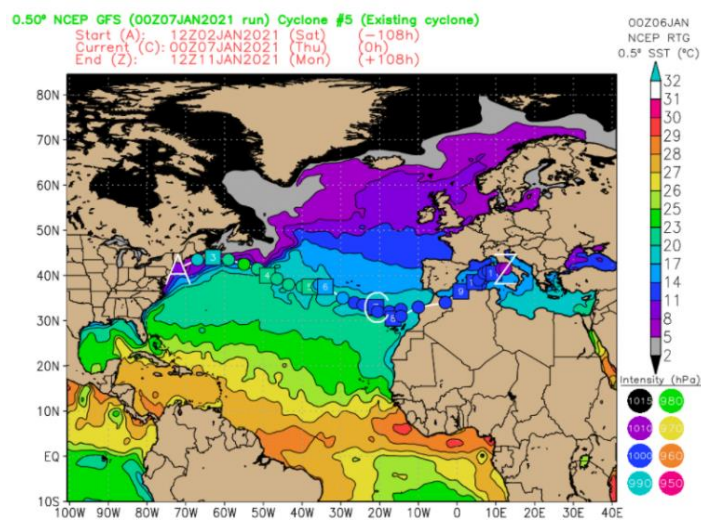


Figura 18: Predicción de Trayectoria de Filomena desde el día 2 de enero hasta el 11 de enero.

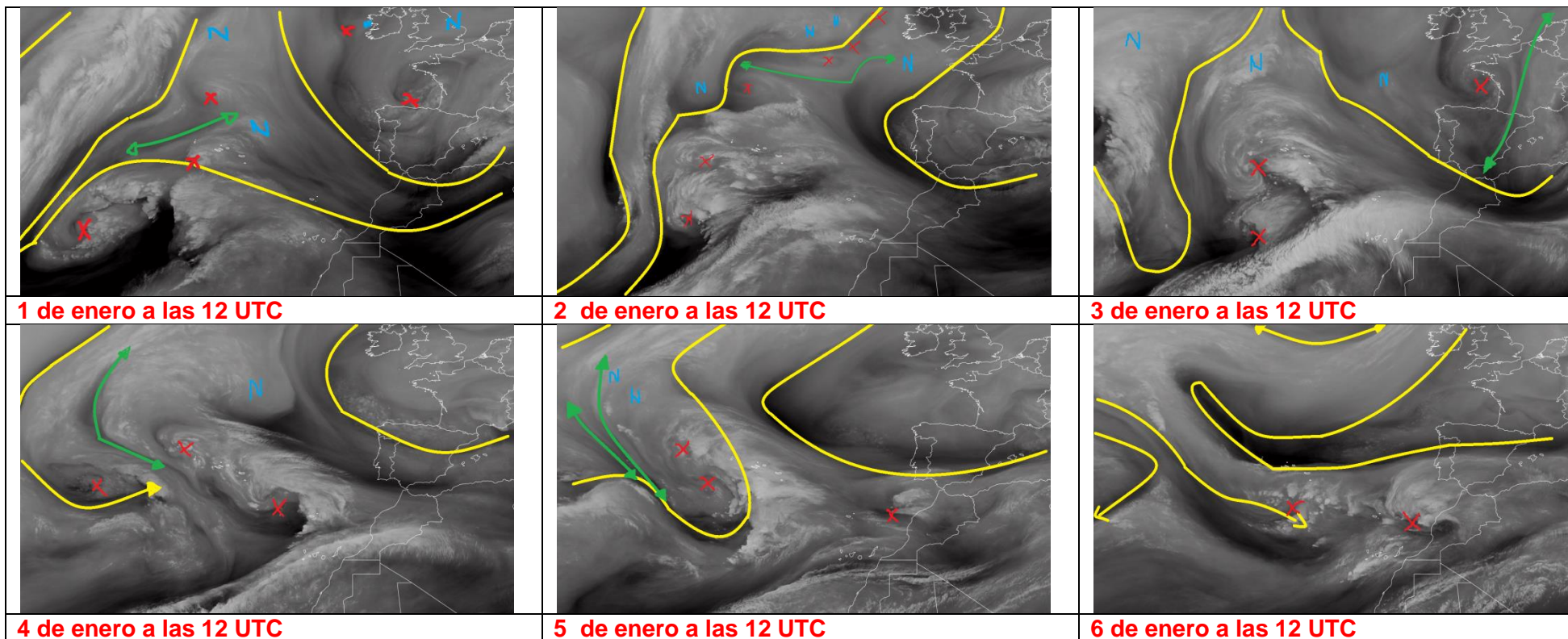
Fuente: Meteored.

En la *Figura 18* se presenta la trayectoria de Filomena desde el día 2 hasta el día 11 del mes de enero de 2021. Los círculos verdes y azules indican el posicionamiento de la borrasca indicando su trayectoria, La letra A su origen, C su posición en el momento de la predicción y Z la posición final prevista por el modelo GFS.

Filomena se originó en el interior este de los EEUU, y desde Nueva Escocia fue avanzando hacia el Atlántico, gracias al desplazamiento de dos anticiclones (altas presiones) hacia el norte. La circulación general de bajas presiones fue posicionándose más meridionalmente. Por ello, y gracias a este paso, la borrasca Filomena fue profundizándose al ir tocando aguas más cálidas del sur del Océano Atlántico, por esta misma causa su centro fue convirtiéndose en más cálido y húmedo en comparación con las áreas circundantes.

Entre sus primeros días de origen su estructura no estaba bien definida y su seguimiento era algo confuso ya que el empuje del chorro polar provocó que se debilitara al ir hacia el centro del Atlántico, uniéndose con otras depresiones y profundizándose a partir del día 4-5 de enero. Por ello, la Agencia Estatal de Meteorología no le puso nombre hasta el día 5 de enero, momento en el cual los modelos de predicción ya alertaban sobre avisos por fuertes vientos (no por las nevadas) en días posteriores al extraordinario evento nival.

4.2.- Análisis con Imágenes Satelitales a escala sinóptica de la Borrasca Filomena



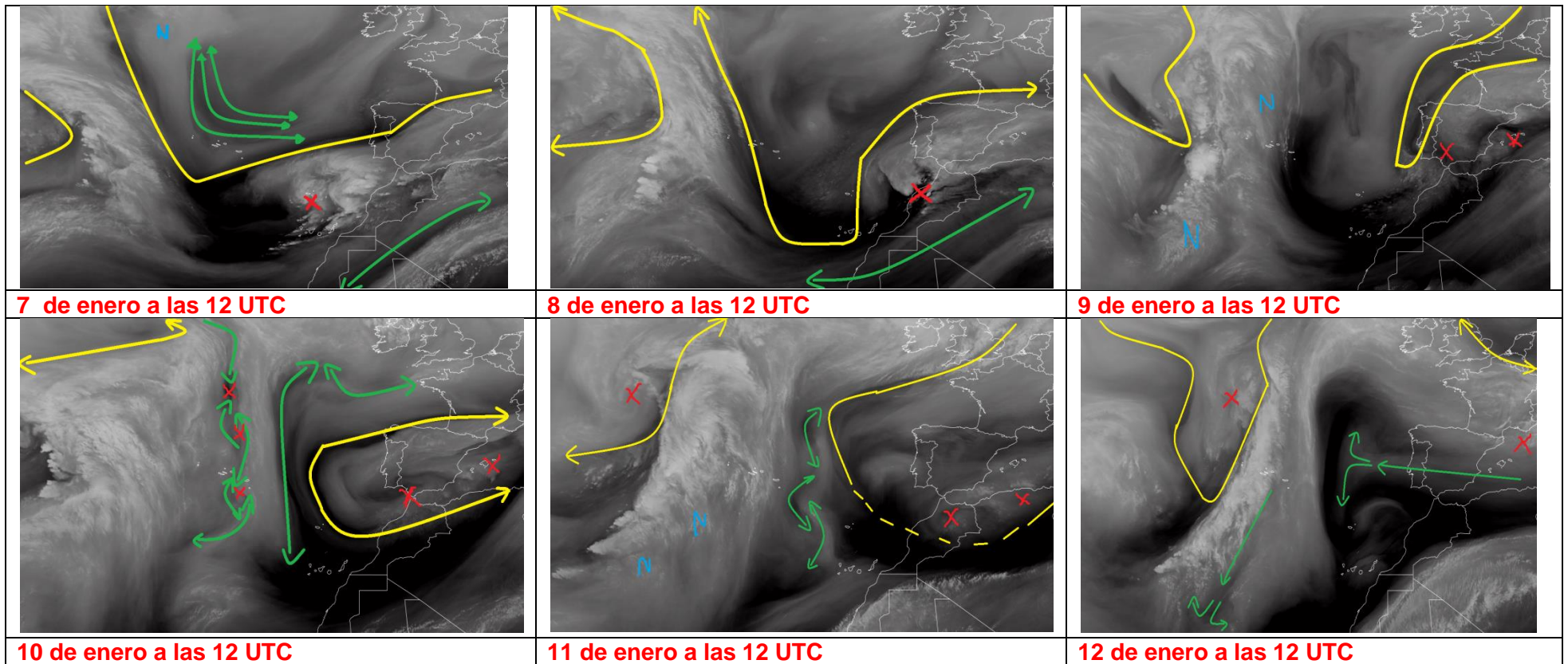


Figura 19: Evolución de Filomena, Imágenes del MSG, obtenidas del Canal WV6.2 μm . Fuente: Imágenes de EUMETSAT. Elaboración propia.

Para el análisis sinóptico de la *Figura 19* se precisan las imágenes de vapor de agua que muestran los mínimos (N) y máximos (X) de vorticidad, zonas de deformación (verde) y Jet Stream o corrientes en chorro (amarillo). Todos estos procesos dinámicos de la atmósfera se identifican en la *Figura 19*.

A continuación, se realiza un análisis para cada una de las imágenes desde el día 1 de enero de 2021 hasta el 12 de enero de 2021.

1 de enero a las 12 UTC: En este momento se sitúa una depresión en la zona del Atlántico (no correspondiente a Filomena). En la cual se hallan un máximo de vorticidad y ciertos centros de vorticidad positiva en la zona norte Peninsular y Gran Bretaña. Las situaciones son frías pero secas en la Península Ibérica excepto en la zona norte. El Jet polar abarca toda la zona de centro y sur de Europa incluyendo España. Las altas presiones se van desplazando más hacia el norte y centro oeste de Europa.

2 de enero a las 12 UTC: Dos máximos de vorticidad se posicionan más al centro. La situación en la Península continúa estable, pero con un poco más de humedad debido a la intrusión de una baja posicionada sobre Italia. La corriente en chorro sigue en su posición anterior sobre la Península Ibérica, aunque curvándose por las Islas Británicas.

3 de enero a las 12 UTC: El Jet Stream se posiciona hacia el oeste abarcando más territorio por lo que la entrada de aire frío empieza a hacerse notar. Continúa un máximo de vorticidad sobre la costa suroeste francesa afectado a la Cordillera Cantábrica. Además, aparecen ciertos hundimientos en la tropopausa cruzando Francia y la Costa Mediterránea.

4 de enero a las 12 UTC: En esta imagen satelital ya se posiciona Filomena sobre la zona oeste del Atlántico Norte. Se observa como entra un jet Stream en el interior de la borrasca. Los otros máximos de vorticidad que se sitúan más orientalmente y favorecen que Filomena se intensifique con la aportación de más humedad ya que se observa una zona de deformación entre las 2 bajas. La diferencia entre Filomena y las otras dos borrascas es que estas últimas contienen aire más cálido.

5 de enero a las 12 UTC: El achatamiento del Jet Polar y su posicionamiento más meridionalmente permite que Filomena se vaya desplazando más hacia el sur. Filomena ya adopta su estructura de ciclón extratropical diferenciada por frente frío, cálido y ocluido. Se identifican zonas de deformación en la zona indicando su desplazamiento hacia el sureste (Canarias)

6 de enero a las 12 UTC: Filomena ya posiciona su centro justamente por debajo de las Azores. Por lo que las altas presiones predominan en centro y norte de Europa y del

mismo modo, anticiclones en la parte más septentrional del Atlántico, permitiendo la circulación de las bajas presiones por el sur de Europa. Filomena en este momento empieza a afectar Canarias dejando vientos fuertes, nevadas en los picos más altos del Teide y las primeras lluvias. Filomena también empieza a descargar precipitación de forma intensa en el sur de Andalucía.

7 de enero a las 12 UTC: Filomena tiene su centro en la zona norte de Canarias. Aquí siguen las precipitaciones de forma continua y se puede observar además en la imagen de WV algunos núcleos convectivos. Al igual que en el sur de Andalucía donde empiezan las lluvias más intensas entre el día 7 y el día 8, causando inundaciones en zonas de Málaga.

8 de enero a las 12 UTC: Durante este día Filomena tiene su centro situado al oeste de Marruecos. El Jet se ondula generando un desprendimiento de aire frío junto con el aire cálido al sur de Filomena (zonas oscuras) genera las máximas precipitaciones de forma torrencial en el sur de Andalucía. Empieza a nevar de forma copiosa en la meseta sur, centro peninsular y Sistema Ibérico junto con viento fuertes.

9 de enero a las 12 UTC: Filomena posiciona su centro de máxima vorticidad en el suroeste de la Península. Las lluvias y nevadas se desplazan hacia el norte. Se observa otro centro de máxima vorticidad sobre el Archipiélago Balear. El Jet se desplaza hacia el norte remitiendo su acción sobre la Península Ibérica.

10 de enero a las 12 UTC: El centro de Filomena se posiciona en el Golfo de Cádiz, las lluvias y nevadas remiten. El Jet se sumerge más hacia el interior permitiendo entrada de aire polar. Se observan ciertos máximos de vorticidad relacionados en forma de cadena. Gran franja negra en el norte del continente africano y Canarias indicando aire seco y algo más cálido que el de su entorno.

11 de enero a las 12 UTC: Se aprecia como la corriente en chorro relacionada con una onda Rossby se rompe permitiendo la mezcla de las masas de aire. Filomena va perdiendo fuerza y se desplaza hacia el Mediterráneo desapareciendo por completo. La intrusión de aire polar hace que empiece una ola de frío que dura hasta el 18 de enero.

12 de enero a las 12 UTC: Situación estable en toda la Península Ibérica, pero con temperaturas gélidas. Se superan récords de temperaturas mínimas en muchos observatorios del territorio español, en especial en Teruel y Sierras de Madrid. A espera de la borrasca *Gaetan* a cruzar el norte Peninsular.

4.3.- Precusores dinámicos en la formación de la borrasca Filomena

En el apartado anterior (4.2) se han identificado los cambios en la atmósfera dinámica que propiciaron la formación de Filomena y su evolución hasta latitudes más bajas de lo normal y, por consiguiente, afectando e impactando en la Península Ibérica. Se evidencian cuáles fueron los precusores: Los Jets Streams se han estado desplazando constantemente. Además, puede haber una relación de este desplazamiento con la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y, por consiguiente, de la mayor posible causa: Un Calentamiento Súbito Estratosférico (CSE).

Un CSE es un calentamiento brusco de la estratosfera generando una perturbación en el vórtice polar. Cuando se produce este fenómeno, el vórtice se llega a romper (se debilita la circulación del viento) por lo que vórtice polar troposférico se ve influenciado cambiando la situación meteorológica en latitudes medias. (D. Butkaitis., 2021).

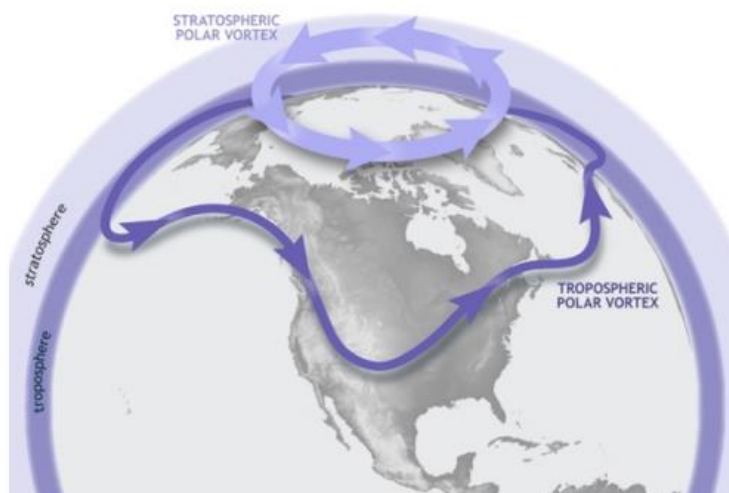


Figura 20: Vórtices polares situados en el Hemisferio Norte. Fuente: Esquema proporcionado por NOAA Climate.gov y adaptado por *Waugh et al., 2017*.

La *Figura 20* representa la circulación de los 2 vórtices polares: el estratosférico y el troposférico. Importantes ante un Calentamiento Repentino Estratosférico (CRE), determinando cambios en la meteorología en latitudes medias.

Son varios los factores que desencadenan un CSE: Se originan en niveles de troposfera baja en el círculo polar ártico, como la existencia de grandes sistemas montañosos, contraste de temperaturas entre el mar o fenómenos como El Niño (cambio de dirección del viento (oeste→este), provocando ondulaciones o también llamadas ondas planetarias que, junto con las llamadas Ondas de Rossby las cuales se originan

por el gradiente de temperatura entre el ecuador y los polos rompen de forma brusca a niveles de la estratosfera polar.

Las ondas Rossby chocan con el vórtice polar estratosférico (situado en los polos) causando una división en su centro. Permitiendo así una compresión de los Jets. Esta compresión conduce a un CRS (Calentamiento Repentino Estratosférico), con un aumento de temperaturas en la estratosfera polar de hasta 50°C. A su vez, este fenómeno afecta al vórtice polar troposférico, provocando meandros en la corriente en chorro (vórtice polar troposférico). Asimismo, los valores de índices positivos de la NAO indican un vórtice estratosférico robusto y por consiguiente una corriente de chorro polar estable, mientras que los valores negativos sugieren un debilitamiento del vórtice estratosférico y mayores probabilidades de ocurrencia del CSE. (*D. Butkaitis., 2021*).

Debido al desplazamiento de los anticiclones hacia latitudes más altas el índice NAO se vuelve negativo. Es decir, una situación opuesta a cuando el anticiclón se sitúa sobre las Azores estableciendo tiempo estable en España. En Índice NAO consiste en un dipolo norte-sur de anomalías, con un centro situado por Groenlandia y el otro signo opuesto sobre las Azores.

Si relacionamos estos precursores con Filomena, se constata que durante los meses de diciembre 2020 y enero 2021 los índices eran negativos (-0,3024 y -1,1087, respectivamente). Pudiéndose afirmar que, al menos, una causa pudo ser el CSE seguido de una relación en cadena hacia una fase negativa del índice NAO y, por consiguiente, un desplazamiento del chorro polar y su dispersión llegando a España, provocando esa histórica ola de frío y tiempo invernal en gran parte del territorio español.

4.4.- Variación y tendencia climática

El índice NAO es muy variable con el tiempo. Existen casos en los que el índice NAO en un año concreto tiene fase negativa en los meses de invierno y fase positiva en verano. Otros en los que la fase negativa aparece más en los meses de otoño y primavera, siendo positiva en invierno y verano. En definitiva, el índice NAO sufre muchas fluctuaciones, por lo que es muy difícil predecirlo a largo plazo.

En la *Figura 21*, se ha realizado un gráfico sobre el valor de este índice por meses desde el año 1950 hasta Julio de 2021.

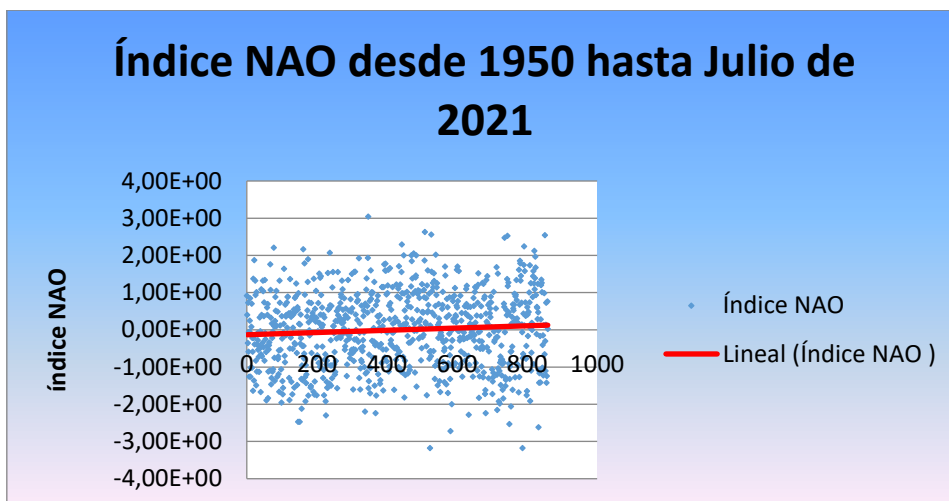


Figura 21: Tendencia positiva del índice NAO por meses, desde 1950 hasta 2020. Datos obtenidos del Centro de Predicción Climática (CPP). NOAA. Elaboración propia.

En el gráfico de la *Figura 21* se observa una tendencia en aumento de la fase positiva de la NAO, esto quiere decir, según los datos registrados por meses desde 1950 hasta Julio de 2021 que existe una evidencia a un posible cambio en el patrón de NAO y por lo tanto, un cambio en la circulación atmosférica, al menos, en el Atlántico Norte, en el que los anticiclones tenderán a ser más presentes en latitudes bajas, impidiendo la circulación de las borrascas por zonas más próximas al sur de Europa, como es el caso de España. Se están haciendo notar esas sequías y ambientes más calurosos por la entrada de flujos Saharianos y la tendencia de la NAO deja claro que las sequías extremas se verán incrementadas en un futuro.

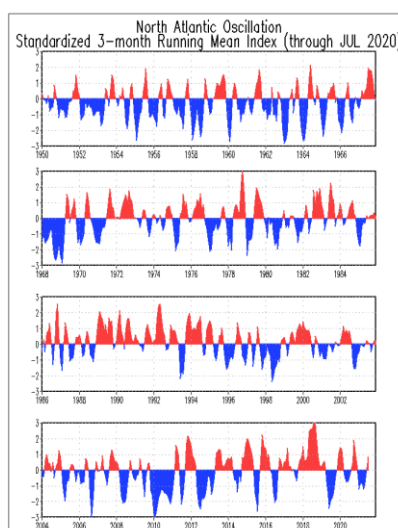


Figura 22: Gráficos correspondientes a la fase positiva (roja) fase negativa (azul) del índice NAO, 1950-1966, 1968-1984, 1986-2002, 2004-2020. Fuente: (CPP). NOAA.

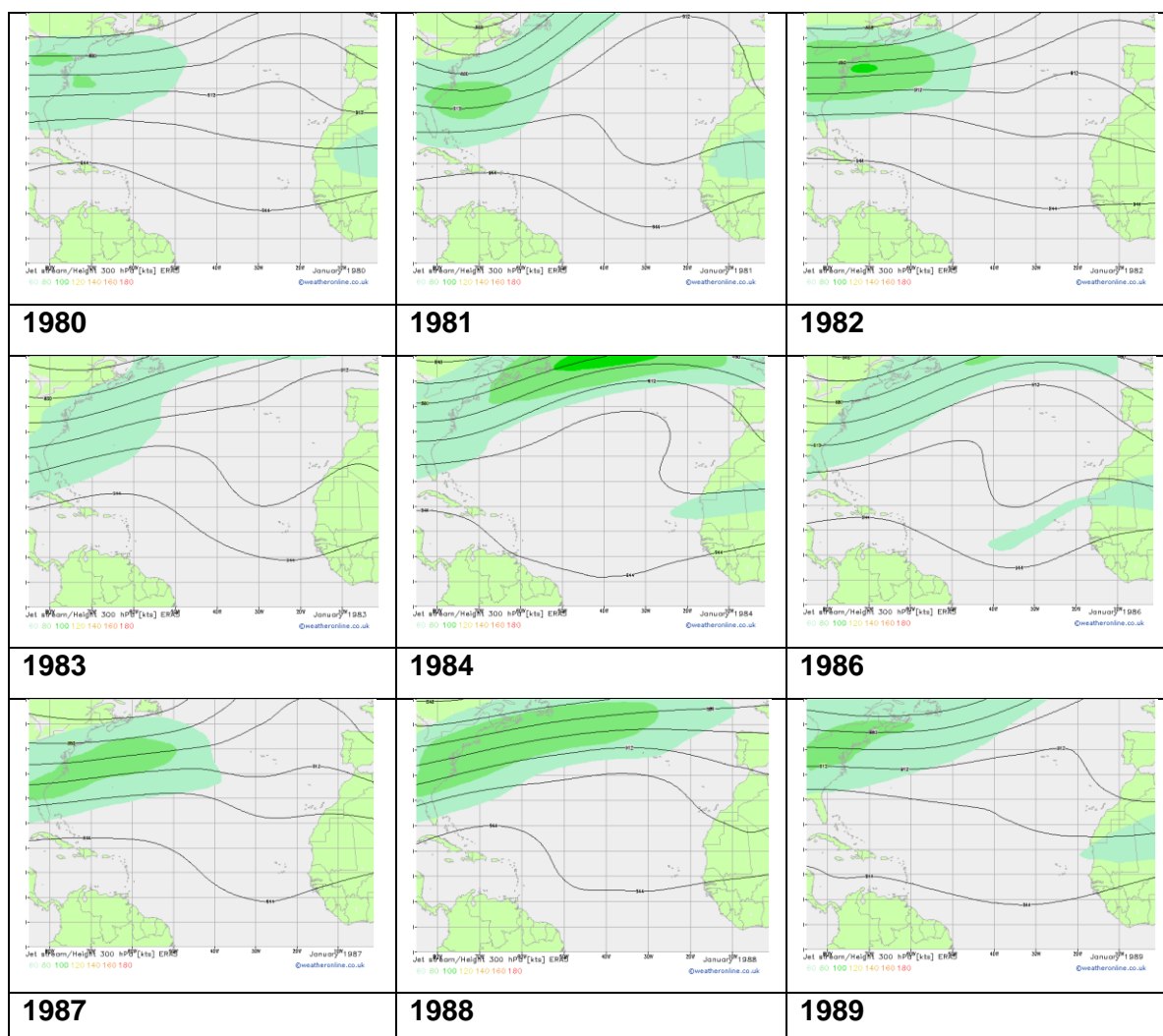
En la *Figura 22*, se pueden identificar esas diferencias en el índice NAO en las que en el periodo de 1950-1966 los picos en los que se alcanza una fase negativa son más

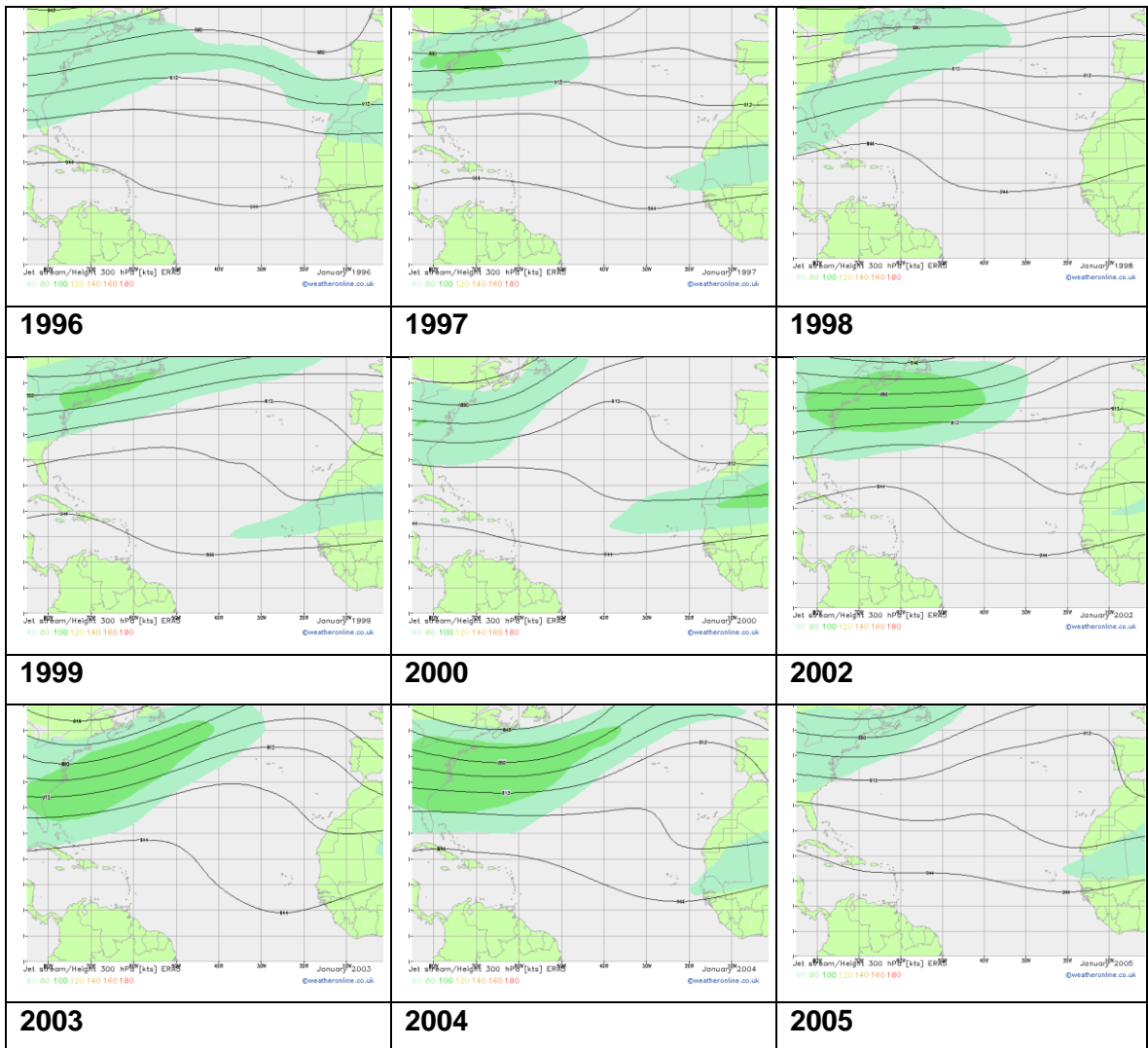
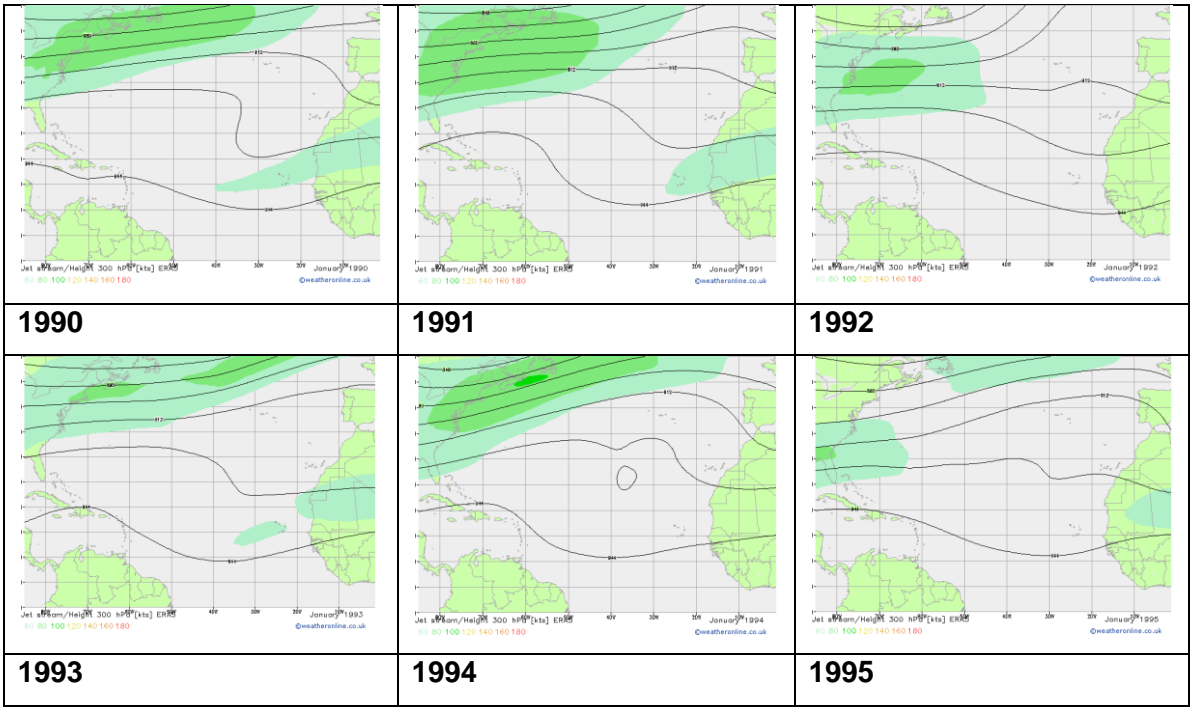
intensos que las fases positivas. Siendo la situación de circulación de borrascas mucho más meridional que en los fenómenos atmosféricos que caracterizan el periodo de 1986-2002.

Si se comparan los periodos más distantes, es decir, el más antiguo correspondiente a 1950-1966 y el más reciente al de 2004-2020. Las gráficas son muy distintas.

En primera instancia, si se observa el primer periodo mencionado anteriormente, tanto la fase negativa como la positiva se van turnando de forma muy suave, con picos finos, lo cual significa periodos cortos tanto de fase positiva como de fase negativa.

En cambio, en el segundo periodo, las fases adquieren gran volumen, tanto en fase positiva como en negativa, esto se traduce en poco cambio respecto a la variabilidad de la atmósfera en un mismo sitio durante este periodo, situaciones de mucha inestabilidad durante un tiempo prolongado o, en el caso contrario, situaciones anticiclónicas de duración más larga de lo normal.





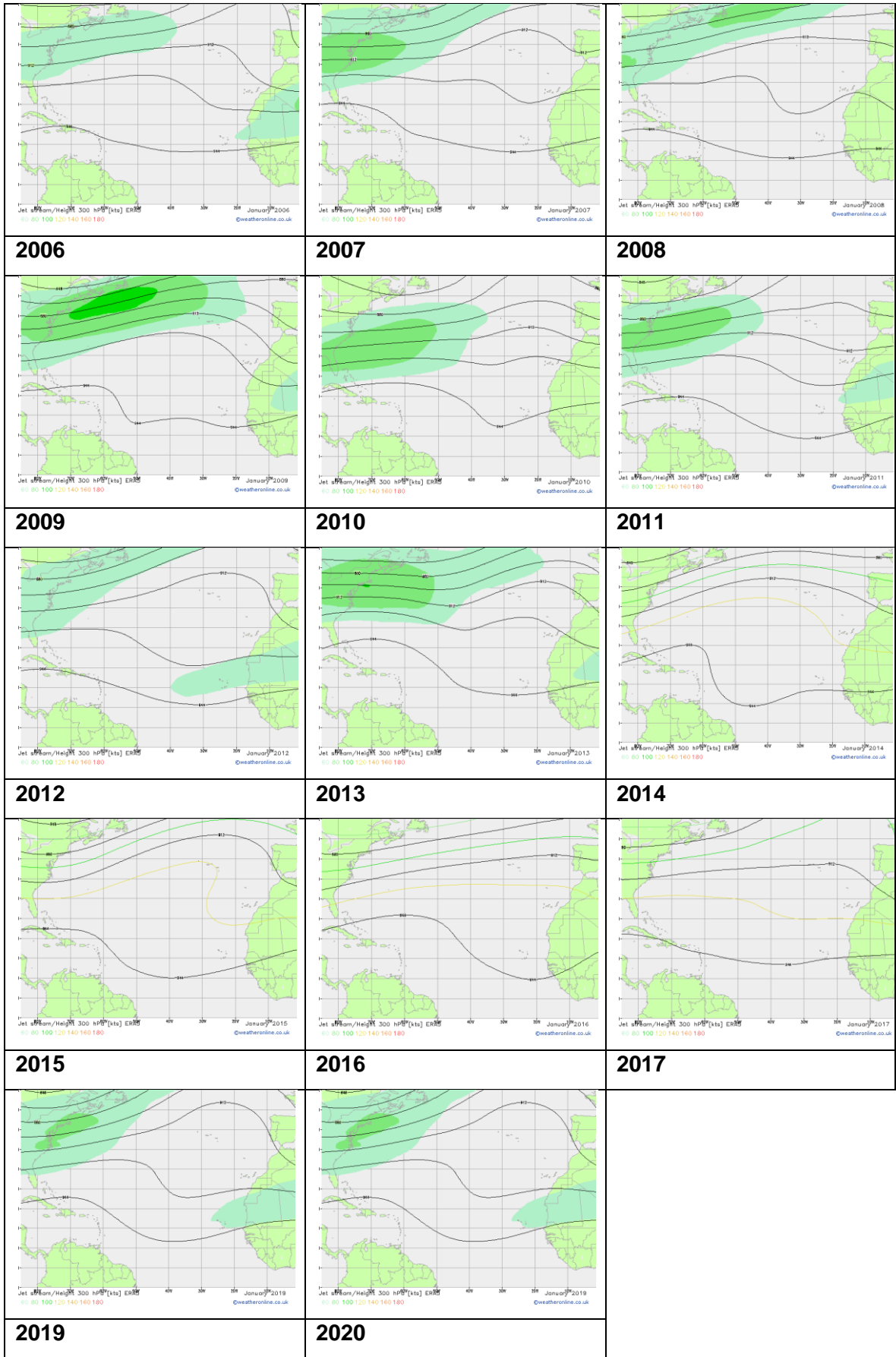


Figura 23: Corrientes en chorro del mes de enero 1980-2020. Fuente: ERA5, ECMWF

En la *Figura 23*, el fenómeno de cambio que más se aprecia es el desplazamiento de las corrientes de chorro subtropicales hacia latitudes más altas, junto con fluctuaciones y ondulaciones mucho más bruscas que en años posteriores, empujando las corrientes de chorros polares hacia latitudes más altas. Este fenómeno destaca a partir de 2005, donde las corrientes van posicionándose más septentrionalmente.

Las manchas verdes representan la velocidad del Jet, cuanto más intensa es, se ve representada por un verde oscuro. Una alta velocidad del Jet indica pocas fluctuaciones en la corriente. En el caso contrario, una merma de esta velocidad representa episodios de Ondas Rossby, en las cuales los chorros llegan a romperse generando cambios en la meteorología en latitudes más bajas. Y este sería el caso de la Ola de frío post-Filomena.

Muchos estudios afirman este cambio susceptible hacia ondulaciones y meandros de los Jet Streams a causa del incremento de los gases de efecto invernadero y su estrecha relación con la NAO (eg. *Miller et al 2006; Stephenson et al.2006, Woollings et al. 2012*).

Los patrones NAO pueden describir los cambios climatológicos y la variabilidad interanual en la corriente en chorro impulsada por los remolinos del Atlántico Norte. Este hecho no se puede afirmar totalmente, ya que representa alrededor del 60 % de la dispersión entre diferentes Jets en comparación con el análisis directo. (*Woollings et al., 2012*).

La morfología de los continentes, las cadenas montañosas y las temperaturas de la superficie del mar significa que la corriente en chorro del Atlántico Norte es distinta de las del Pacífico norte y gran parte del hemisferio sur en que los chorros subtropicales y los impulsados por remolinos están separados incluso en el tiempo medio, (*Seager et al., 2002*); (*Wilson et al., 2009*); (*Brayshaw et al., 2009*).

Esto significa, que la respuesta del chorro impulsado por remolinos al forzamiento es diferente en el Atlántico Norte a la que se observa en otros lugares (*Son y Lee 2005*). De hecho, existe una mayor variabilidad de los Jets correspondientes al hemisferio norte que los Jets posicionados en el hemisferio sur, Y esto se debe a la existencia de muchos más sistemas montañosos y superficie de tierra en la parte Norte del Ecuador que en la parte sur.

Además, el chorro del Atlántico norte está particularmente influenciado por muchos factores diferentes desde el océano hasta la estratosfera, (*Woollings., 2010*). La incertidumbre en la respuesta de la corriente en chorro tiene una contribución significativa

a la incertidumbre en la respuesta climática al forzamiento antropogénico, (Karpechko., 2010).

Identificar qué factores hacen las mayores contribuciones a la incertidumbre de la corriente en chorro es un tema importante para la investigación futura.

Del mismo modo, el caso de las DANAs, (Depresión Aislada en Niveles Altos), son generadas por este tipo de ondulaciones debido a un forzamiento en los chorros polares.

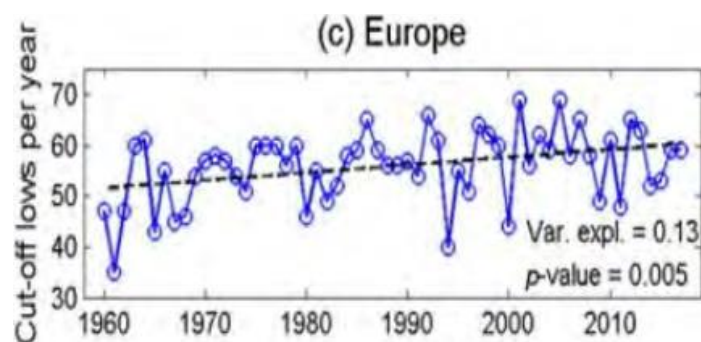


Figura 24: Evolución del número de DANAs en 500 hPa para el conjunto del continente europeo.

Fuente: Iriarte, P.O (2021)

La ocurrencia de DANAs en el conjunto del planeta va en aumento. Las tendencias descubiertas son consistentes con señales de cambio climático como el debilitamiento y desplazamiento hacia el norte de las corrientes en chorro subtropicales y un mayor desplazamiento de las corrientes polares hacia el norte. De este modo, se constata un incremento de las frecuencias de bloqueo, (anticiclones anclados en Azores) que explican buena parte de la varianza del número anual de DANAs. (Iriarte, P.O., 2020).

5.- Conclusiones

El análisis de imágenes del canal de vapor de agua WV6.2 y el canal RGB Airmass del Meteosat Second Generation ha sido de gran utilidad para el diagnóstico de la evolución de la Borrasca Filomena y la identificación de algunos procesos dinámicos de la atmósfera como las corrientes en chorro (Jet Streams) y de los máximos y mínimos de vorticidad los cuales han permitido detectar de forma muy visual los factores que determinaron las causas de la formación de Filomena.

Este tipo de análisis es crucial para la validación de modelos numéricos, y así poder comprobar si el modelo numérico está representando adecuadamente la situación real de la dinámica atmosférica.

Los índices NAO en Filomena fueron negativos, un caso peculiar en la atmósfera dinámica, permitiendo que la senda de borrascas se situara más a sur. En cambio, el posterior análisis histórico y su tendencia nos muestra que esta fase tiende a ser menor que la positiva, por lo que el evento de Filomena se podría catalogar como un suceso excepcional, no solo debido al cambio en el índice NAO sino por su fuerte impacto en la Península Ibérica, así como también en el Archipiélago Canario.

La NAO, como bien se comentaba, tiene un fuerte lazo con el Calentamiento Súbito Estratosférico (CSE) el cual es el principal precursor de estas oscilaciones en la NAO. Además, las corrientes en chorro polar y subtropical se ven influenciadas por el factor NAO.

Al intentar correlacionar el evento Filomena (influenciada por las corrientes en chorro y situación NAO) con el cambio climático no resulta claro. Existen modelos en cuya evaluación se compara la respuesta de la latitud de jet con el cambio de la temperatura media global del aire en superficie, durante los mismos periodos de este estudio (1950-2020) (Son, S. W., & Lee, S., 2005). Cuya correlación es muy débil, lo que evidencia que las diferencias en la sensibilidad climática no expliquen de forma clara la causa del desplazamiento de los Jets polares más septentrionalmente al igual que los subtropicales.

Algunos modelos afirman que el incremento de gases de efecto invernadero los cuales producen el calentamiento global generan una expansión tanto de los Jets subtropicales (ya que las zonas tropicales van abarcando cada vez más territorio) y también un desplazamiento de los Jets polares, (eg.. Shindell, D. T et al, 2006). Esto desencadenaría eventos relacionados con el cambio climático. Fenómenos meteorológicos como DANAs se vería incrementado y situaciones como Filomena serían poco habituales, pero no se descarta su aparición debido a cambios bruscos en la NAO.

En definitiva, los fenómenos extremos como Filomena pueden darse en un futuro, pero con menos frecuencia que las olas de calor. El paradigma "*lo húmedo se vuelve más húmedo, lo seco más seco con el calentamiento global*" se reafirma, del mismo modo las olas de frío serán más extremas que hasta la actualidad, pero menos frecuentes que las situaciones extremas debido a la intensificación de las olas de calor.

Referencias

- AME (Asociación Meteorológica Española) (2020). Floora y sus consecuencias en el noroeste peninsular. *Acta de las Jornadas Científicas, no 31*.
- AEMET. (2011) Atlas climático ibérico.
- AEMET. (2021) Informe sobre el episodio meteorológico de fuertes nevadas y precipitaciones ocasionadas por borrasca Filomena y posterior ola de frío.
- Bader, MJ, Forbes, GS, Grant, JR, Lilley, RBE y Waters, AJ (1995). Imágenes en la previsión meteorológica. Una guía práctica para interpretar imágenes de satélite y radar. Cambridge: Cambridge University Press.
- Barnes, E. A., & Hartmann, D. L. (2012). Detection of Rossby wave breaking and its response to shifts of the midlatitude jet with climate change. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 117*(D9).
- Bernal, J. V. (2007) Climatología en España.
- Butkaitis, D. (2021) The Polar Vortex and Its Influence on Mid-Latitude Winter Weather. *Polar Predict News, Arctic Winter 2021.17*(5-8)
- Cano Espadas, D. (2019). 6 de junio de 2019. Borrasca Miguel.
- Chazarra, A. (2012). Variabilidad de los climas de Köppen en la España peninsular y Baleares en el periodo 1951-2010.
- Conway, E. D. (1997). An introduction to satellite image interpretation. JHU Press.
- Crespo, E., Revilla, J. C., & Elizaga Rodríguez, F. (2014). Meteorología y sociedad: uso y evaluación de la información meteorológica.
- Chung, E. S., Soden, B. J., & Sohn, B. J. (2010). Revisiting the determination of climate sensitivity from relationships between surface temperature and radiative fluxes. *Geophysical Research Letters, 37*(10).
- Danielsen, E. F. (1990). In defense of Ertel's potential vorticity and its general applicability as a meteorological tracer. *Journal of Atmospheric Sciences, 47*(16), 2013-2020.
- Eiras-Barca, J., Lorenzo, N., Taboada, J., Robles, A. Y Miguez-Macho, G (2018): Sobre la relación entre ríos atmosféricos, tipos meteorológicos e inundaciones en Galicia (NO de España), *Nat. Peligros Earth Syst. Sci.*, 18, 1633–1645, <https://doi.org/10.5194/nhess-18-1633-2018>

Georgiev, C. G., & Santurette, P (2005). INTERPRETATION GUIDE TO MSG WATER VAPOUR CHANNELS.

Georgiev, C., Santurette, P., & Maynard, K. (2016). *Weather analysis and forecasting: Applying satellite water vapor imagery and potential vorticity analysis*. Academic Press.

Gómez Peláez, Á. J. (2016). Ondas de Rossby barotrópicas libres como conductoras de las variaciones del NAFDI, la baja térmica sahariana y las intrusiones de polvo hacia el Atlántico y el Mediterráneo.

Gómara, I., Puebla, C. R., Fonseca, B. R., & Yagüe, C. (2020). Estudio del ciclón extratropical Klaus: posibles conexiones con la NAO. *Acta de las Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española*, (31).

González-Alemán, J. J., Valero, F., & León, F. M. (2020). ¿Cómo detectar un ciclón subtropical?. *Acta de las Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española*, 33(1).

González-Alemán, J. J. (2013). Estudio sobre la interpretación de la dinámica atmosférica a partir de imágenes de WV.

Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., & Robertson, A. W. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(470), 877-946.

Jurado, B. T., García, J. I. P., Ayensa, E., & Espadas, D. C. (2020). Análisis de situaciones típicas de la meteorología atlántica mediante imágenes de vapor de agua. *Acta de las Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española*, (28).

Martín Vide, J. (2021). ¿Está relacionado el temporal de frío y nieve de Filomena con el cambio climático?. *The Conversation*, 2021.

Manders, A. M. M., Verkley, W. T. M., Diepeveen, J. J., & Moene, A. R. (2007). Application of a potential vorticity modification method to a case of rapid cyclogenesis over the Atlantic Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 133(628), 1755-1770.

Muñoz, D. S., Morata, A., Martín, M., & Valero, F. (2020). SIMULACIÓN NUMÉRICA DE UN EPISODIO DE PRECIPITACIÓN INTENSA EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL. *Acta de las Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española*, (29).

- Naray Ares, A. (2020). Estudio de la excepcionalmente tardía e inusual ciclogénesis explosiva Miguel.
- Oria Iriarte, P. (2021). ¿Ha sido Gloria la mayor borrasca mediterránea de los últimos tiempos?.
- Pinault, J. L. (2021). Resonantly Forced Baroclinic Waves in the Oceans: A New Approach to Climate Variability. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9(1), 13.
- Rind, D., Perlwitz, J., & Loneragan, P. (2005). AO/NAO response to climate change: 1. Respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D12).
- Rodríguez Fonseca, B., Casado Calle, M. J., & Barriopedro, D. (2018). Modos de variabilidad que afectan al suroeste de Europa.
- Sánchez-Laulhé, J. M. (2018). OTOÑO. Ruptura onda de Rossby y borrasca ANA: 10, 11 de diciembre de 2017. *Revista Tiempo y Clima*, 5(59).
- Simpson, I. R., Deser, C., McKinnon, K. A., & Barnes, E. A. (2018). Modeled and observed multidecadal variability in the North Atlantic jet stream and its connection to sea surface temperatures. *Journal of Climate*, 31(20), 8313-8338.
- Seager, R., Battisti, D. S., Yin, J., Gordon, N., Naik, N., Clement, A. C., & Cane, M. A. (2002). Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 128(586), 2563-2586.
- Shapiro, M. A., & Keyser, D. (1990). Fronts, jet streams and the tropopause. In *Extratropical cyclones* (pp. 167-191). American Meteorological Society, Boston, MA.
- Shindell, D. T., Faluvegi, G., Stevenson, D. S., Krol, M. C., Emmons, L. K., Lamarque, J. F., ... & Zeng, G. (2006). Multimodel simulations of carbon monoxide: Comparison with observations and projected near-future changes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D19).
- Son, S. W., & Lee, S. (2005). The response of westerly jets to thermal driving in a primitive equation model. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(10), 3741-3757.
- Valiño, A. T., & Cillero, J. P. G. (2020). Estudio de la ciclogénesis Floora y sus consecuencias en el noroeste peninsular. *Acta de las Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española*, (31).
- Waugh, D. W., Sobel, A. H., & Polvani, L. M. (2017). What is the polar vortex and how does it influence weather? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(1), 37-44.

- Woollings, T., & Blackburn, M. (2012). The North Atlantic jet stream under climate change and its relation to the NAO and EA patterns. *Journal of Climate*, 25(3), 886-902.
- Woollings, T., Hannachi, A., & Hoskins, B. (2010). Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649), 856-868.
- Woollings, T. (2008). Vertical structure of anthropogenic zonal-mean atmospheric circulation change. *Geophysical research letters*, 35(19).
- Woollings, T. (2010). Dynamical influences on European climate: An uncertain future. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 368(1924), 3733-3756.
- Wilson, C., Sinha, B., & Williams, R. G. (2009). The effect of ocean dynamics and orography on atmospheric storm tracks. *Journal of climate*, 22(13), 3689-3702.
- Zaqarashvili, T. V., Albekioni, M., Ballester, J. L., Bekki, Y., Biancofiore, L., Birch, A. C., ... & Yellin-Bergovoy, R. (2021). Rossby waves in astrophysics. *Space Science Reviews*, 217(1), 1-93.

Cursos y páginas web

- SENER. Aeroespacial. (2018). Meteosat Third Generation Scanner. Recuperado el 24/08/2021 <https://www.aeroespacial.sener/en/products/meteosat-third-generation-mtg>. Página Web
- NOAA. Climate Prediction Center (2021). North Atlantic Oscillation (NAO). Recuperado el 10/08/2021. <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml>. Página web
- METED (2006). Dynamic Feature Identification: The Satellite Palette. Recuperado el 5/12/2020. <https://www.meted.ucar.edu/>. Curso
- EUMETRAIN. (2008). Water Vapour CAL Module - Water Vapour Channels. Recuperado el 12/05/2021. <http://www.eumetrain.org/data/3/33/intro.htm>. Módulo
- Georgiev, C. (2011). NIMH Bulgaria. Satellite Image Interpretation and Applications, Eumetrain. Recuperado el 12/05/2021 <http://www.eumetrain.org/data/2/206/206.html>. Curso