



UNIVERSITAT D'ALACANT

Facultat de Ciències

Facultad de Ciencias

FACULTAD DE CIENCIAS

GRADO EN FÍSICA

TRABAJO FIN DE GRADO

CURSO ACADÉMICO 2023 - 2024

TÍTULO:

**UN MÉTODO LAGRANGIANO PARA LA IDENTIFICACIÓN DE
SITUACIONES DE BLOQUEO ATMOSFÉRICO**

AUTOR:

JUAN MANUEL RUIZ MUÑOZ

Resumen

Los bloqueos atmosféricos pueden provocar olas de calor en verano y olas de frío en invierno, afectando significativamente al clima y al medio ambiente. Su estudio es cada vez más importante en un contexto de clima cambiante. La frecuencia de estos fenómenos extremos ha aumentado, lo que subraya la necesidad de métodos precisos para su identificación y caracterización.

Tradicionalmente, la identificación de bloqueos atmosféricos se ha basado en variables termodinámicas. Sin embargo, este trabajo propone un enfoque innovador mediante el uso de un método lagrangiano. El objetivo principal es desarrollar una técnica basada en el análisis masivo de retro-trayectorias de partículas virtuales en la atmósfera, utilizando el software HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory). Este enfoque permite una identificación explícita de las regiones atmosféricas donde se producen los bloqueos, proporcionando una mayor precisión y comprensión de su dinámica y evolución.

El método se centra en identificar estas regiones donde hay bloqueo, asociados a los centros de acción que los producen, y analizar su evolución en el tiempo, así como su localización, extensión, duración e intensidad. Además, se busca caracterizar los patrones de bloqueo Rex y Omega, que son dos de los tipos más comunes de bloqueo atmosférico.

En resumen, este trabajo propone un método lagrangiano para la identificación de bloqueos atmosféricos, utilizando el software HYSPLIT para simular el movimiento de partículas en la atmósfera. Este enfoque innovador ofrece una mayor precisión en la identificación y caracterización de estos fenómenos, contribuyendo así a una mejor comprensión y predicción de los impactos climáticos asociados.

Palabras clave: bloqueos atmosféricos, método lagrangiano, retro-trayectorias, HYSPLIT, cambio climático

Abstract

Atmospheric blocking can cause heat waves in summer and cold waves in winter, significantly affecting the climate and the environment. Their study is becoming increasingly important in the context of a changing climate. The frequency of these extreme phenomena has increased, which underlines the need for accurate methods for their identification and characterization.

Traditionally, atmospheric blockings have been identified using thermodynamic variables. However, this research introduces a novel approach through a Lagrangian method. The primary goal is to develop a technique that leverages the extensive analysis of backward trajectories of virtual particles in the atmosphere, employing the HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) software. This method allows for the direct identification of atmospheric regions experiencing blockings, enhancing accuracy and understanding of their dynamics and progression.

The method focuses on identifying these blocking regions, associated with the centers of action that produce them, and analyzing their temporal evolution, including their location, extent, duration, and intensity. It also seeks to identify Rex and Omega blocking patterns, which are among the most common types of atmospheric blocking.

In essence, this project proposes a Lagrangian method for identifying atmospheric blockings, utilizing the HYSPLIT software to simulate particle movement in the atmosphere. This innovative approach offers improved precision in identifying and characterizing these phenomena, thereby contributing to better understanding and forecasting of their climatic impacts.

Keywords: atmospheric blockings, Lagrangian method, backward trajectories, HYSPLIT, climate change

*"Understanding and predicting atmospheric blocking
remains one of the grand challenges of meteorology."*
— Michael E. Mann

Índice

1. Introducción	7
1.1. Contexto y justificación	7
1.2. Objetivos del estudio	7
2. Fundamentos teóricos	8
2.1. Bloqueos atmosféricos: definición y características	8
2.2. Casos de estudio: ejemplos de bloqueos atmosféricos	10
2.2.1. Ola de calor en Europa en el verano de 2003	11
2.2.2. Ola de calor en Europa en el verano de 2019	11
2.3. Métodos existentes para la identificación de bloqueos atmosféricos	12
2.4. Visión lagrangiana para la descripción del movimiento de un fluido. HYSPLIT	15
2.5. Algunos conceptos básicos de meteorología	16
2.5.1. Fuerza bárica	17
2.5.2. Fuerza de Coriolis	19
2.5.3. Viento geostrófico y viento de gradiente	22
2.5.4. Mapas de isohipsas, altura geopotencial y de isobaras	27
3. En busca de una métrica para la caracterización del bloqueo	29
3.1. Datos disponibles	29
3.2. Región de estudio	30
3.3. Justificación del uso de 500 hPa para el estudio de bloqueos atmosféricos .	32
3.4. Variables de estudio	33
3.4.1. Longitud de la trayectoria y distancia end-to-end	33
3.4.2. Proyección zonal y proyección meridional	34
3.5. Intervalo de integración para cada trayectoria	35
4. Metodología	36
5. Implementación y resultados	39
5.1. Justificación de la región e intervalo de integración elegidos	39

5.2. Descripción de la implementación	40
5.3. Presentación y pre-análisis de los resultados	41
5.3.1. Distancia End-to-End y Longitud de la trayectoria	41
5.3.2. Proyección zonal y meridional	45
5.4. Análisis final y discusión de los resultados	50
6. Aplicaciones y direcciones futuras de la investigación	52
6.1. Posibles aplicaciones del método propuesto	52
6.2. Propuestas para futuras investigaciones	53
7. Conclusiones	54
Referencias	55
A. Apéndice A - Elección del percentil para la generalización del método propuesto	58
A.1. Clasificación de la intensidad del bloqueo	58
A.2. Adaptación del percentil basado en la intensidad	58
B. Apéndice B - El algoritmo DBSCAN	60
C. Apéndice C - Métrica del taxista. Algo de topología.	63
D. Apéndice D - Resultados finales para el episodio de 2003	64
E. Apéndice E - Resultados para el episodio de junio de 2019	73

1. Introducción

1.1. Contexto y justificación

Los bloqueos atmosféricos tienen un impacto significativo en el clima y el medio ambiente. Estos eventos pueden alterar los patrones climáticos normales, resultando en condiciones meteorológicas extremas. Por ejemplo, un bloqueo atmosférico puede causar una ola de calor al evitar que las masas de aire fresco se desplacen hacia una región específica [16][17]. De manera similar, puede provocar sequías al impedir que las masas de aire húmedo alcancen una región [18].

El impacto sobre la salud de las personas es relevante, ya que hay un aumento claro en el aumento de muertes en olas de calor. Especialmente en los países que no están preparados para el calor [1][3][17].

Además de estos impactos directos, los bloqueos atmosféricos también pueden tener efectos secundarios en el medio ambiente. Por ejemplo, una sequía causada por un bloqueo atmosférico puede tener un impacto en la agricultura y la disponibilidad de agua [16]. También puede aumentar el riesgo de incendios forestales [17]. Por otro lado, una ola de calor puede aumentar el uso de aire acondicionado, lo que a su vez puede aumentar la demanda de energía y las emisiones de gases de efecto invernadero [18].

Es importante destacar que, aunque los bloqueos atmosféricos pueden causar condiciones meteorológicas extremas, no todos los eventos extremos del clima son causados por bloqueos atmosféricos. Otros factores, como la variabilidad climática natural y el cambio climático inducido por el ser humano, también juegan un papel importante [16][17].

Dada la importancia de los bloqueos atmosféricos y su impacto en el clima y el medio ambiente, es fundamental desarrollar métodos precisos y eficaces para detectar y caracterizar estos eventos meteorológicos [18]. Esto permitirá una mejor comprensión de los bloqueos atmosféricos y sus efectos, lo que a su vez puede mejorar la predicción del tiempo a largo plazo y la gestión de los riesgos climáticos [17].

1.2. Objetivos del estudio

El objetivo principal de este trabajo es desarrollar un método lagrangiano para la identificación de situaciones de bloqueo atmosférico. Para lograr esto, se propone un enfoque basado en el análisis masivo de retro-trayectorias de partículas virtuales en la atmósfera. Este enfoque nos permitirá detectar y caracterizar los bloqueos atmosféricos de forma

explícita, es decir, identificando las regiones, de forma directa, de la atmósfera donde se produce el bloqueo. Además, se espera que este método proporcione una mayor precisión a la hora de identificar los bloqueos atmosféricos y una mayor comprensión de su dinámica y evolución.

Algunos objetivos concretos de este estudio son:

- Identificar los centros de acción de los bloqueos atmosféricos y analizar su evolución en el tiempo. Además de su localización, extensión, duración e intensidad.
- Identificar los patrones de bloqueo Rex y bloqueo Omega, que son dos de los tipos más comunes de bloqueos atmosféricos.

Para ello nos ayudaremos del software HYSPLIT [20][21][22][23] (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory), que es una herramienta ampliamente utilizada en meteorología para el análisis de retro-trayectorias de partículas en la atmósfera. Este software nos permitirá simular el movimiento de partículas virtuales en la atmósfera y analizar cómo se ven afectadas por los bloqueos atmosféricos.

2. Fundamentos teóricos

2.1. Bloqueos atmosféricos: definición y características

Un bloqueo atmosférico es un fenómeno meteorológico caracterizado por la presencia de un sistema de alta presión, a veces también bajas, que impide o reduce significativamente el movimiento de las masas de aire. Esto altera los patrones climáticos normales y puede durar días, semanas o incluso más tiempo. Los bloqueos atmosféricos están frecuentemente asociados con condiciones meteorológicas extremas, como olas de calor o frío, sequías e inundaciones.

En términos más técnicos, un bloqueo atmosférico se caracteriza por un patrón de circulación a gran escala en la atmósfera que impide el movimiento normal de los sistemas de baja presión a lo largo de su trayectoria típica. Este patrón de circulación puede ser causado por una variedad de factores, incluyendo la interacción entre las corrientes de aire en la atmósfera y las características geográficas de la Tierra, como las montañas y los océanos.

Los bloqueos atmosféricos son un área de investigación activa en meteorología y climatología, ya que su comprensión y predicción precisa son fundamentales para la predicción

del tiempo a largo plazo y la gestión de los riesgos climáticos.

Estos tienen varias características distintivas que los hacen únicos y fácilmente identificables. Aquí hay algunas de las características más comunes:

- **Persistencia:** Suelen ser fenómenos de larga duración. Pueden persistir durante varios días, semanas o incluso más tiempo. Esta persistencia es una de las razones por las que los bloqueos atmosféricos pueden tener un impacto tan significativo en los patrones climáticos.
- **Alta presión:** Se caracterizan por un sistema de alta presión que impide el movimiento normal de las masas de aire. Este sistema de alta presión puede ser bastante extenso y puede cubrir grandes áreas geográficas.
- **Alteración de los patrones climáticos:** Alteran los patrones meteorológicos normales. Pueden causar condiciones meteorológicas extremas, como olas de calor o frío, sequías o inundaciones. Además, pueden desviar las corrientes de aire de su trayectoria típica, lo que puede tener un impacto en las condiciones climáticas en áreas que están lejos del bloqueo atmosférico en sí.
- **Dificultad para predecir:** A pesar de su importancia, son notoriamente difíciles de predecir. Los modelos climáticos actuales a menudo tienen dificultades para predecir con precisión cuándo y dónde ocurrirá un bloqueo atmosférico.

Como hemos comentado en los objetivos del estudio, nos centraremos en dos de los tipos más comunes de bloqueos atmosféricos: el bloqueo Rex y el bloqueo Omega. Estos dos tipos de bloqueos atmosféricos se caracterizan por patrones de circulación específicos en la atmósfera que impiden el movimiento normal de las masas de aire. A continuación con ayuda de las figuras 1 y 2, se describen brevemente estos dos tipos de bloqueos atmosféricos:

- **Bloqueo Omega:** Podemos identificar a simple vista este tipo de patrones de bloqueo por su forma de letra griega Omega (Ω), donde encontraremos un centro de alta presión en el norte de la región afectada y dos centros de baja presión en latitudes más al sur.
- **Bloqueo Rex:** A diferencia del Omega, el nombre de este tipo de patrones de bloqueo no hace referencia a su forma. Se coloca una región de alta presión sobre una de baja, en latitud.

Es importante destacar que estos son solo dos ejemplos de los tipos de bloqueos atmosféricos que pueden ocurrir. La naturaleza exacta de un bloqueo atmosférico puede variar

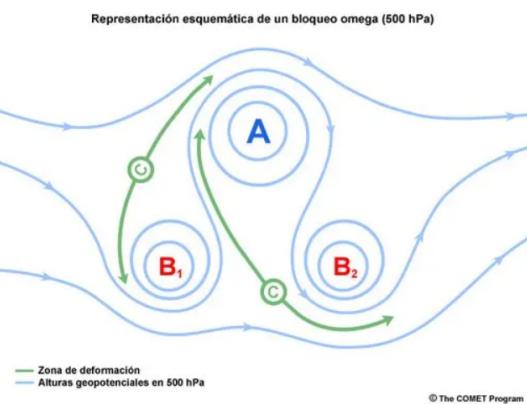


Figura 1: Ilustración esquemática de un bloqueo atmosférico de tipo Omega.

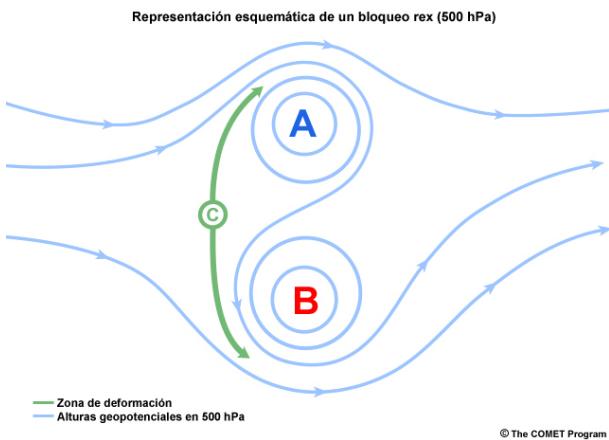


Figura 2: Ilustración esquemática de un bloqueo atmosférico de tipo Rex.

dependiendo de una serie de factores, incluyendo la ubicación geográfica, la estación del año y las condiciones atmosféricas específicas.

2.2. Casos de estudio: ejemplos de bloqueos atmosféricos

Aunque uno de nuestros objetivos es intentar identificar y caracterizar los bloqueos de forma automática para una extensión temporal y espacial amplia, empezaremos por casos concretos para intentar entender mejor cómo actúan y se comportan este tipo de situaciones. Iremos implementando poco a poco criterios de detección y análisis de estos eventos para poder aplicarlos a situaciones más generales.

Claro está que crear un modelo que nos identifique de forma objetiva y precisa los bloqueos atmosféricos es un reto tanto por la propia naturaleza de estos como de la

subjetividad que presenta cada una de las situaciones que nos iremos encontrando. Es por esto último, sumado a la situación extrema que se dió, por lo que comenzaremos estudiando la ola de calor que sufrió Europa, sobretodo la región occidental, en el verano de 2003. La causa de esta ola de calor es considerada por algunos autores no como un bloqueo atmosférico, sino como un patrón de circulación anómalo que se asemeja a este, asociándolo a un desplazamiento de la alta subtropical africana¹ hacia el norte de Europa.

Estudiaremos también la triple ola de calor ocurrida en junio de 2019, aunque sin profundizar demasiado debido a la limitación de tiempo.

2.2.1. Ola de calor en Europa en el verano de 2003

La ola de calor en Europa en el verano de 2003 [1] fue uno de los eventos climáticos más extremos de la historia reciente. Durante varias semanas en agosto de 2003, una gran parte de Europa experimentó temperaturas récord y condiciones meteorológicas extremas. La ola de calor fue responsable de miles de muertes en toda Europa y tuvo un impacto significativo en la agricultura, la economía y el medio ambiente.

Factores determinantes fueron, además de la propia situación atmosférica, las anomalías en las temperaturas del mar Mediterráneo y del Atlántico y la baja humedad del suelo [3]. La falta de medidas de prevención y la falta de información meteorológica adecuada impidieron que se tomaran las medidas necesarias para proteger a la población de los efectos de la ola de calor, dejando cifras del orden de 40000 muertes, la mayoría personas de edad avanzada.

2.2.2. Ola de calor en Europa en el verano de 2019

En junio de 2019 [15], Europa Central vivió su junio más caluroso registrado debido a un anticiclón persistente en la troposfera superior, causado por el patrón teleconectivo del Corredor Británico-Baikal (BBC) y la ruptura de ondas de Rossby. Hubo tres olas de calor submensuales: del 3 al 10 de junio, del 11 al 22 de junio, y del 23 al 28 de junio. Estas olas causaron cierres de escuelas, muertes e incendios, y fueron exacerbadas por la

¹La Alta Subtropical Africana, también conocida como el Anticiclón de las Azores, es una zona de alta presión atmosférica ubicada generalmente sobre el Atlántico Norte, cerca de las Islas Azores. Caracterizada por su presión elevada, esta alta presión es fundamental para la circulación atmosférica y tiene un impacto significativo en el clima de la región subtropical del Atlántico, incluyendo el Mediterráneo y el noroeste de África. Es responsable de los veranos cálidos y secos en el sur de Europa y la formación de los vientos alisios, que influyen en la climatología de las zonas tropicales y subtropicales.

advección de aire caliente desde el Sahel y el Mediterráneo.

En el apéndice E se presentan los resultados obtenidos con el algoritmo propuesto en este trabajo, cubriendo el período desde el 15 de junio a las 0 UTC hasta el 30 de junio a las 18 UTC de 2019.

2.3. Métodos existentes para la identificación de bloqueos atmosféricos

Realizando una rápida revisión bibliográfica [2], podemos encontrar una gran cantidad de métodos para la identificación de bloqueos atmosféricos. Esto se debe principalmente a la gran dificultad que presenta la identificación de estos eventos, ya que no existe una definición única y clara de lo que es un bloqueo atmosférico. Además, la naturaleza misma de los bloqueos atmosféricos, que pueden variar en duración, intensidad y extensión, hace que sea difícil establecer criterios objetivos para su identificación. Esto provoca que cada investigador tenga su propia versión de lo que es un bloqueo atmosférico y que tengamos una gran diversidad de métodos para su identificación.

En la gran mayoría de ellos la exigencia es que el bloqueo posea una extensión espacial y temporal mínima en los flujos bloqueados. Sin embargo, encontramos una mayor diversidad en las metodologías seguidas. Todo dependerá de varios factores:

- **Variables utilizadas y el campo base:** Las variables meteorológicas utilizadas para identificar los bloqueos atmosféricos pueden variar dependiendo del estudio. Algunos estudios utilizan variables como la altura geopotencial² a 500 hPa, la vorticidad potencial³ o la temperatura potencial⁴, mientras que otros utilizan variables

²La altura geopotencial es una medida usada en meteorología que toma en cuenta la variación de la gravedad con la altitud para representar la energía potencial en la atmósfera. Se define como la geopotencial dividida por la aceleración gravitacional promedio en la superficie terrestre. Es crucial para analizar patrones de circulación atmosférica y sistemas de presión, proporcionando una representación más precisa de la energía potencial en comparación con la altura geométrica.

³La vorticidad potencial es una medida que combina la vorticidad relativa y la estratificación atmosférica, definida como $P = \left(\frac{\zeta + f}{\rho}\right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial p}\right)$, donde ζ es la vorticidad relativa, f es la vorticidad planetaria, ρ es la densidad y θ es la temperatura potencial.

⁴La temperatura potencial es una medida termodinámica que representa la temperatura de una parcela de aire si se expandiera o comprimiera adiabáticamente hasta una presión de referencia de 1000 hPa. Se define como $\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}}$, donde T es la temperatura actual, p es la presión actual, p_0 es la presión de referencia, R es la constante de los gases ideales y c_p es la capacidad calorífica a presión constante. Permite comparar masas de aire y evaluar la estabilidad atmosférica, siendo esencial para la previsión meteorológica.

más complejas como la vorticidad relativa o la divergencia del viento. Además, el campo base de datos utilizado también puede variar, ya que algunos estudios utilizan campos meteorológicos absolutos, mientras que otros utilizan desviaciones de una media climatológica local, zonal o regional.

- **Criterios de detección:** Los criterios utilizados para detectar los bloqueos atmosféricos pueden ser subjetivos u objetivos. Los criterios subjetivos se basan en la experiencia y el juicio del investigador, mientras que los criterios objetivos se basan en reglas y algoritmos predefinidos.
- **Definición de bloqueo atmosférico:** La definición de bloqueo atmosférico puede variar dependiendo del estudio. Existen varias perspectivas para entenderlo: como un sistema de alta presión que impide el movimiento normal de las masas de aire, como un patrón de circulación anómalo en la atmósfera, o como un patrón de circulación que se mantiene durante un período prolongado de tiempo, entre otras. Cada una de estas definiciones tiene sus propias implicaciones para la identificación. Un enfoque que combine todas estas perspectivas podría ser lo más acertado.

Los índices de Dole y Gordon, DG, y el índice de bloqueo de Tibaldi y Molteni [5], TM, son dos de los métodos más utilizados para la identificación de bloqueos atmosféricos. Ambos índices se basan en la altura geopotencial a 500 hPa y en la vorticidad potencial, y utilizan criterios objetivos para detectar los bloqueos atmosféricos. Sin embargo, estos índices tienen algunas limitaciones, ya que no tienen en cuenta la evolución temporal de los bloqueos atmosféricos y no son capaces de identificar a estos de forma explícita, es decir, identificando las regiones de la atmósfera donde se produce el bloqueo.

Por desarrollar algún índice de los mencionados, hablemos del de TM ya que este es el que solemos encontrarnos con más frecuencia en los estudios.

En él, se define para cada punto de longitud y para cada paso temporal (λ, t) los gradientes meridionales de altura de geopotencial sur (GHGS) y norte (GHGN) como:

$$GHGS(\lambda, t) = \frac{Z(\phi_0, \lambda, t) - Z(\phi_s, \lambda, t)}{\phi_0 - \phi_s} \quad (1)$$

$$GHGN(\lambda, t) = \frac{Z(\phi_n, \lambda, t) - Z(\phi_0, \lambda, t)}{\phi_n - \phi_0}, \quad (2)$$

donde algunos valores característicos son $\phi_0 = 60^\circ N - \Delta$, $\phi_s = 38,75^\circ N - \Delta$ y $\phi_n = 80^\circ - \Delta$ con $\Delta = 2,8^\circ$ y $m \in \{-2, 0, 2\}$.

$Z(\phi, \lambda, t)$ se define como el valor del geopotencial en la latitud ϕ y longitud λ en el instante t . Una vez aquí, definimos una longitud como bloqueada localmente en un determinado día si al menos para alguno de los tres valores de ϕ se cumple que $GHGS > 0$ y $GHGN < -5m/\text{°latitud}$.

Dada la extensión típica de un bloqueo, considerado de carácter regional, se aplica un criterio extra de extensión longitudinal. Este considera, para cada día, que una longitud está bloqueada si por lo menos cuatro puntos próximos, a esta longitud, están bloqueados, o bien si entre cinco puntos, incluyendo el de la longitud considerada, existen cuatro puntos que están bloqueados. Además de todo esto, debido a que el bloqueo sinóptico requiere cierta persistencia temporal se incluye una restricción temporal, que exige que el bloqueo se mantenga durante al menos cinco días. Cualquier secuencia, de días bloqueados, inferior a este valor se elimina.

Este es un caso particular de un estudio [4]. No obstante, como ya hemos comentado podemos encontrar índices que se basan en otras variables, que utilizan las mismas pero con diferentes campos base, que son exactamente igual al mencionado pero con diferentes valores, etc. Todo esto hace que la identificación de bloqueos atmosféricos sea un campo de estudio muy amplio y diverso.

Otros estudios, basándose en el mismo índice de TM, utilizan otros valores para los gradientes meridionales de altura geopotencial sur y norte. Incluso, incorporan una restricción extra $Z(\lambda, \phi_0, t) - \overline{Z}(\lambda, \phi_0, t) > 0$ [9]. Reduciendo las probabilidades de detectar cutoff lows. Estos son sistemas de baja presión que se desprenden de la corriente en chorro y que pueden ser confundidos con bloqueos atmosféricos.

Algunas características del bloqueo pueden definirse a partir de estos criterios. Por ejemplo, la intensidad del bloqueo o el tipo de bloqueo, si es un bloqueo Rex o un bloqueo en Omega.

- Intensidad del bloqueo:

$$BI = 100,0 \left[\frac{Z(\lambda, \phi, t)}{RC} - 1,0 \right]$$

con $RC = \left[\frac{Z(\lambda_u, \phi) + Z(\lambda_d, \phi)}{2} \right]$ donde se obtuvo la línea media RC promediando el eje de la depresión más baja aguas arriba $Z(\lambda_u, \phi)$ y alturas aguas abajo $Z(\lambda_d, \phi)$ ubicadas en la misma latitud del centro de bloqueo.

- Tipo de bloqueo: La clasificación se realiza asumiendo que la forma geométrica de un bloqueo en Rex es un rectángulo y la de uno en Omega es un trapecio. A partir de

esta premisa se hace un estudio de la vorticidad potencial media de varias regiones en función del método trapezoidal [6][7].

Estas son algunas formas de caracterizar un bloqueo a partir de su identificación inicial con el índice TM, pero como hemos comentado, existen muchas más formas de hacerlo. Todo dependerá de los objetivos del estudio y de las características que se quieran estudiar.

2.4. Visión lagrangiana para la descripción del movimiento de un fluido. HYSPLIT

Al estudiar el comportamiento de un fluido, existen dos enfoques principales: el euleriano y el lagrangiano. El enfoque euleriano describe el movimiento de las partículas de fluido en un instante de tiempo dado y es el más común en meteorología y climatología, ya que permite analizar cómo cambian las propiedades del fluido en un punto fijo del espacio a lo largo del tiempo. Sin embargo, no permite seguir el movimiento de una partícula de fluido a lo largo del tiempo. Por otro lado, el enfoque lagrangiano sigue el movimiento de una partícula de fluido a lo largo del tiempo, facilitando el estudio de cómo se deforma y se mueve el fluido en respuesta a las fuerzas que actúan sobre él. Este enfoque es especialmente útil para investigar fenómenos como los bloqueos atmosféricos, ya que permite identificar y caracterizar los patrones de circulación que causan estos eventos meteorológicos.

Parcela de Aire en Meteorología

En meteorología, en lugar de analizar partículas individuales, se emplea el concepto de parcelas de aire. Una parcela de aire es un volumen imaginario de aire que se utiliza para estudiar y describir el comportamiento atmosférico. Estas parcelas permiten simplificar el análisis de la atmósfera, ya que se consideran como unidades cohesivas que evolucionan de manera coherente.

A medida que las parcelas de aire se desplazan a través de la atmósfera, experimentan cambios en diversas propiedades, como temperatura, humedad y presión. Estos cambios son fundamentales para comprender fenómenos meteorológicos como la estabilidad atmosférica, la formación de nubes, la precipitación y la dinámica de los frentes atmosféricos. Las parcelas de aire proporcionan un marco práctico y eficaz para analizar cómo las diferentes variables atmosféricas interactúan y afectan al clima y al tiempo.

Los campos de velocidades (y otras variables) se obtienen de la base de datos de reanálisis ERA-5, y se integran para calcular las trayectorias usando HYSPLIT. Este utiliza un enfoque lagrangiano donde partiendo de una meteorología y de una posición inicial de la parcela virtual de aire, calcula su trayectoria a lo largo del tiempo.

Para calcular la nueva posición $\mathbf{r}(t + \Delta t)$, asumiendo que la velocidad \mathbf{v} es constante durante el intervalo Δt , HYSPLIT utiliza el siguiente método:

1. La posición actual del objeto en el tiempo t es $\mathbf{r}(t)$.
2. La velocidad del objeto en esa posición y tiempo es $\mathbf{v}(\mathbf{r}(t), t)$.

La posición estimada al final del intervalo Δt asumiendo velocidad constante es:

$$\mathbf{r}_{\text{new}}(t + \Delta t) = \mathbf{r}(t) + \mathbf{v}(\mathbf{r}(t), t)\Delta t$$

HYSPLIT pretende mejorar esta estimación utilizando la velocidad promedio entre la velocidad inicial y la velocidad en la nueva posición estimada. La velocidad en la nueva posición estimada es $\mathbf{v}(\mathbf{r}_{\text{new}}(t + \Delta t), t + \Delta t)$. Y por tanto la nueva posición $\mathbf{r}(t + \Delta t)$ se calcula como:

$$\mathbf{r}(t + \Delta t) = \mathbf{r}(t) + \frac{1}{2} (\mathbf{v}(\mathbf{r}(t), t) + \mathbf{v}(\mathbf{r}_{\text{new}}(t + \Delta t), t + \Delta t)) \Delta t$$

Así, hemos tomado el promedio de la velocidad inicial y la velocidad en la posición estimada para obtener una mejor estimación de la posición final.

Con HYSPLIT tenemos la posibilidad de realizar la integración tanto hacia delante como hacia atrás. Bastará considerar un incremento positivo o negativo, en función de lo que queramos.

2.5. Algunos conceptos básicos de meteorología

El campo de la meteorología es muy amplio y detenernos a intentar explicar todos los conceptos básicos para entender a la perfección el método que se presenta sería una tarea titánica, además de que no es el objetivo de este trabajo. No obstante, sí que es importante tener en cuenta algunos conceptos que ayudarán al lector a entender el porqué hemos tomado ciertas decisiones y criterios.

Nuestro centro de estudio serán campos de velocidades, es decir, campos vectoriales que nos dicen cómo se mueve el aire en la atmósfera. La visualización de estos en mapas meteorológicos a veces no es trivial puesto que lo que se suele representar habitualmente son mapas de altura geopotencial como los de la figura 3 (o de isobaras) donde tenemos

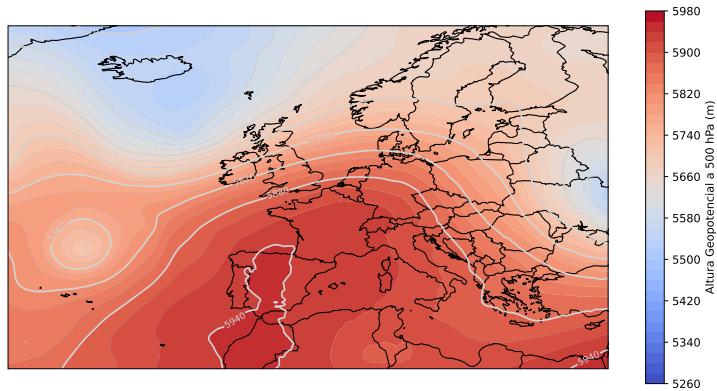


Figura 3: Mapa de altura geopotencial a 500 hPa.

líneas de contorno que nos indican la altura a la que se encuentra una determinada presión (líneas de igual presión) y las trayectorias de las masas de aire pues no necesariamente tienen porqué seguir dichas líneas de contorno. Basta pensar que la fuerza principal por la que tendremos vientos se da gracias a los gradientes de presión existentes entre distintas regiones de la atmósfera. Este gradiente es perpendicular a las líneas de contorno de la altura geopotencial.

2.5.1. Fuerza bárica

Llamaremos **fuerza bárica** a aquella que se da debido a la diferencia de presión en un plano horizontal.

Para entender mejor el concepto de esta fuerza (observemos la figura 4), podemos imaginarnos un volumen de atmósfera en el cual tenemos Δn superficies, infinitesimales, de igual presión. Entre los extremos de este volumen tendremos una presión p_1 y otra p_2 , que no será más que p_1 más un incremento Δp . Tendremos así, cuatro fuerzas, dos de ellas, F_1, F_2 que actuán perpendicularmente a las superficies de igual presión, y otras dos, F_3, F_4 que actúan paralelamente a S. Con esto, las fuerzas F_3, F_4 se van a compensar y la resultante de las fuerzas F_1, F_2 será la fuerza bárica.

Podemos encontrar una expresión analítica de dicha fuerza. Se considerán las fuerzas F_1, F_2 perpendiculares a S y además, tienen el mismo sentido, por ello podemos considerar solo sus módulos. Con lo que, la resultante de estas se puede escribir como:

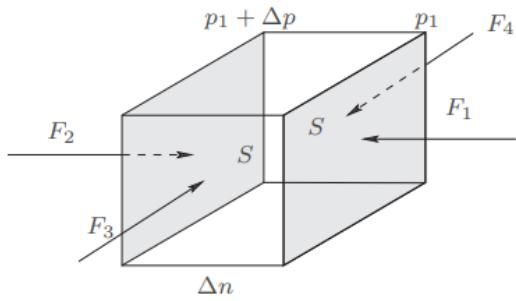


Figura 4: Esquema de las fuerzas ejercidas sobre un volumen de aire. La resultante de estas fuerzas es la fuerza bárica [19].

$$F = F_1 - F_2 = p_1 S - p_2 S = (p_1 - p_2)S = -\Delta p S = -\Delta p \Delta n S = -\Delta p V$$

Por lo que, haciendo referencia al concepto de aceleración $\mathbf{a} = \frac{\mathbf{F}}{m}$, llamamos aceleración bárica o fuerza por unidad de masa a:

$$\mathbf{F}_p = -\frac{V}{m} \Delta p = -\frac{1}{\rho} \Delta p \quad (3)$$

De la ecuación 3 podemos decir varias cosas. Por un lado, observamos que esta es inversamente proporcional a la densidad del aire, con lo que tendremos vientos mayores en regiones donde la densidad sea menor. Por lo general, esto ocurrirá en altura mayores. Por otro lado, esta será paralela al gradiente de presiones, y al tener un signo menos será en el sentido de la mayor presión a la menor. Esto último se puede observar en la figura 5 que esquematiza dicha situación.

Mencionar que hemos escrito la aceleración como F_p , como si de una fuerza se tratara. Esto no debe de confundir ya que en meteorología se suelen definir las magnitudes por unidad de masa. Así, la ecuación 3 nos da la fuerza bárica por unidad de masa que experimenta un volumen de aire sometido a una diferencia de presiones.

Pensando un poco, acabamos de ver que el 'motor' de los vientos es la diferencia de presiones, y que la fuerza que se induce es perpendicular a la superficies de misma presión. Por lo que, si observaramos un mapa con contornos de presión, lo que cabría esperar es un campo de velocidades perpendicular a estos contornos.

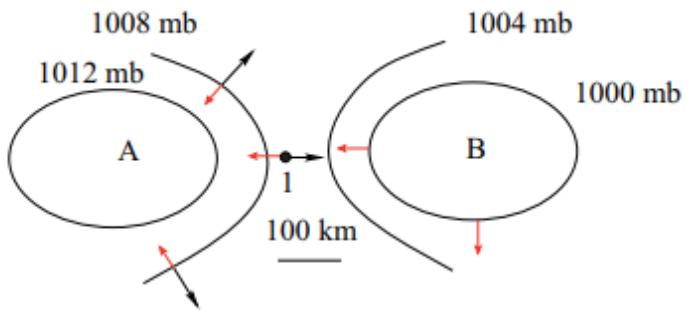


Figura 5: Esquema que muestra, en vectores negros, la fuerza bárica y en rojo el sentido del gradiente [19].

2.5.2. Fuerza de Coriolis

Si nos situamos en un sistema de referencia no inercial sufriremos la experiencia de fuerzas ficticias. Esto es lo que ocurre en la Tierra, ya que esta se encuentra en rotación. Esto provoca que un cuerpo con movimiento, respecto a un sistema fijo en la Tierra, se vea afectado por una aceleración. A esta se le conoce como aceleración de Coriolis, o fuerza de Coriolis.

Para entender mejor esto, observemos el esquema de la figura 6. Un sistema en rotación simplificado como una plataforma circular en rotación ilustra cómo un objeto que se desplaza en línea recta se percibe como siguiendo una trayectoria curva desde el punto de vista de un observador en la plataforma (sistema no inercial). En la Tierra, la magnitud de la fuerza de Coriolis depende tanto de la velocidad de rotación del planeta como de la velocidad del objeto en movimiento.

En la figura 6, se lanza un objeto desde el centro justo cuando la línea continua y la discontinua coinciden. La línea continua se encuentra fija en la plataforma, mientras que la discontinua se encuentra en el espacio. Desde la situación a) lo que se observa es que el objeto sigue la línea discontinua, recorriendo $r = Vt$. La plataforma recorre un arco $\theta = wt$. Si bien, esto es lo que se observa desde fuera, para un observador en el interior la situación será diferente, ya que para él existirá una fuerza, aceleración, que provoca que el objeto ya no realice un movimiento rectilíneo. Ahora, la línea continua permanecerá en reposo mientras que el objeto parecerá moverse en dirección en la que se desplaza la línea discontinua. Tendremos que el objeto se queda atrasado respecto a la línea continua una longitud $s = r\theta = vtwt = vwt^2$. Este corresponde al desplazamiento de un movimiento rectilíneo uniformemente acelerado, con aceleración $\frac{d^2}{dt^2}(s) = a_c = 2vw$.

Volviendo al sistema Tierra, de forma simplificada para no alargarnos, la fuerza de

Coriolis se puede escribir como:

$$\mathbf{F}_c = 2\mathbf{v} \times \boldsymbol{\Omega} = 2\Omega \sin(\phi) (\mathbf{v} \times \mathbf{k}), \quad (4)$$

donde Ω es la velocidad de rotación de la Tierra, v la del sistema respecto a un sistema fijo en la Tierra y ϕ el ángulo entre Ω y v , que en este caso coincide con la latitud, como bien podemos observar en la figura 7.

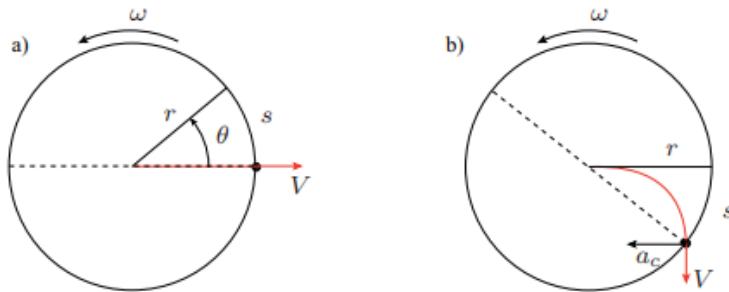


Figura 6: En el esquema a) tenemos lo observado desde fuera, sistema inercial. En el esquema b) lo observado desde un sistema fijo dentro del sistema en rotación [19].

Antes de pasar a realizar un análisis de la ecuación 4, comparemos la situación de la plataforma con la de la esfera. En el sistema de la plataforma el ángulo formado por la velocidad angular y la velocidad del objeto era constante e igual a noventa grados. Ahora tenemos una esfera, donde nuestros sistemas se encontrarán sobre su superficie. El plano, que hace el símil a la plataforma, será en este caso el plano tangente a la esfera en el punto de observación. Si nos situamos en el polo tendremos la situación b) de la figura 6. Sin embargo, en cualquier otro lugar, el ángulo formado por la velocidad de rotación de la Tierra y la del sistema a considerar, tendrá un valor $\phi \in (0, \frac{\pi}{2})$. En el ecuador, podemos notar que este efecto es nulo.

De la expresión 4 podemos concluir varias cosas. En primer lugar, que la fuerza no cambiará el módulo de la velocidad, sino que solo desviará su dirección. En palabras adaptadas a nuestro contexto quiere decir que la velocidad de los vientos no cambiará debido a este efecto, solo lo hará su dirección. Siendo este cambio, hacia la derecha en el hemisferio norte, y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Como segundo punto, como ya hemos comentado, la fuerza de Coriolis irá aumentando progresivamente, desde el Ecuador ($\phi = 0$), hasta los polos ($\phi = 90^\circ$). Como último punto, vemos que esta depende de la velocidad v , con lo que tendremos que afectará más si la intensidad de los vientos es mayor que si es menor. Para vientos suaves este efecto es despreciable.

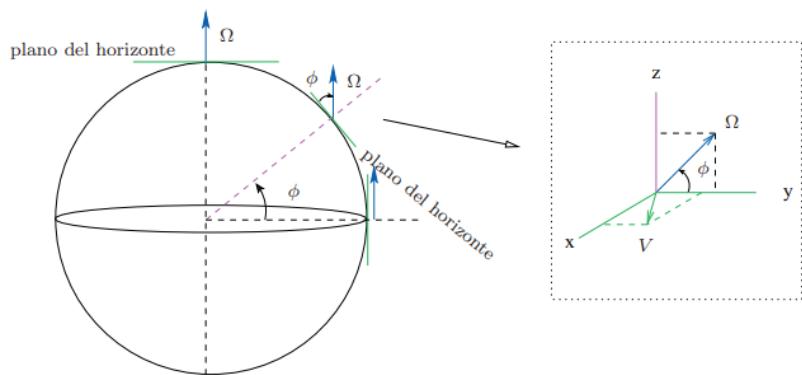


Figura 7: Esquema de la fuerza de Coriolis en la esfera [19].

El efecto de Coriolis solo tiene importancia en escalas espaciales grandes, es decir, para fenómenos meteorológicos que se desarrollen en pequeñas escalas, como pueden ser brisas marinas, no tendrá importancia. Tanto por la suavidad de los vientos como por la escala espacial en la que se desarrollan. No obstante, aunque estas brisas fueran intensas, no recorrerían grandes distancias, con lo que el efecto de Coriolis no sería importante.

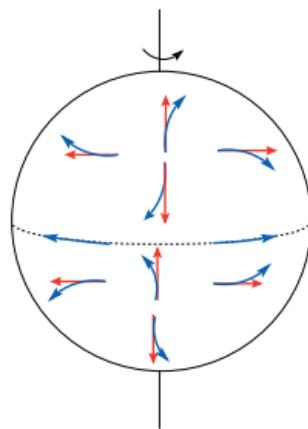


Figura 8: Esquema de cómo actúa la fuerza de Coriolis en la Tierra. Se muestra cómo se desviarían, en general, los vientos. En azul, la dirección del viento que se movería en la dirección roja [19].

De lo anterior, podemos intuir que entonces los vientos, generados por los gradientes de presión, que se mueven perpendicularmente a las isobares, se verán desviados por la fuerza de Coriolis. Con lo que, parece que la situación no es tan simple como parecía, porque además, esta desviación depende de la región donde nos encontramos. A todo esto hay que añadirle la interacción con la superficie, pues la superficie de la Tierra no es homogénea, y esto también afectará a la dirección de los vientos. Por tanto, no solo

tendremos que considerar a qué latitud nos encontramos sino que también a qué altitud.

2.5.3. Viento geostrófico y viento de gradiente

El viento geostrófico es el resultado del equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza de gradiente de presión. Este concepto idealizado no considera la fricción y se aplica principalmente a la atmósfera libre, lejos de la influencia directa de la superficie terrestre. En la figura 9 podemos observar la situación donde un volumen infinitesimal de aire, se empieza a mover desde presiones más altas a presiones más bajas, actúa la fuerza bárica. A medida que el volumen de aire va acelerándose y aumentando v la fuerza de Coriolis va aumentando. Llegará un momento en el que ambas fuerzas se igualen, y el volumen de aire se moverá a velocidad constante.

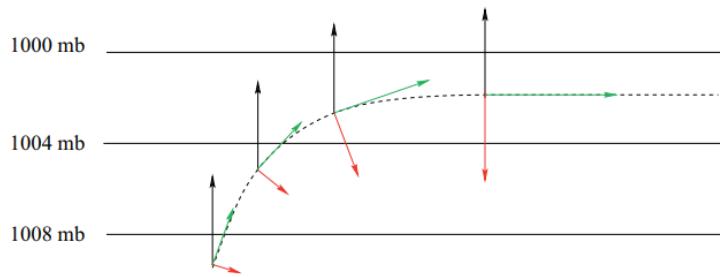


Figura 9: Esquema de la fuerza de Coriolis y la fuerza bárica. En negro la fuerza generada por el gradiente de presiones (fuerza bárica) y en rojo la generada por encontrarnos en un sistema en rotación (fuerza de Coriolis). La resultante se muestra en verde [19].

Podemos acudir a las expresiones 3 y 4 para encontrar una expresión analítica de dicho equilibrio:

$$\mathbf{F}_c = 2\Omega \sin(\phi) (\mathbf{k} \times \mathbf{V}_g) = -\frac{1}{\rho} \Delta_h \mathbf{p} = \mathbf{F}_{\text{bárica}}$$

donde V_g es la intensidad (velocidad) del viento (geostrófico) y Δ_h es el gradiente horizontal. Despejando obtenemos la expresión para V_g :

$$\mathbf{V}_g = \frac{1}{2\rho\Omega \sin(\phi)} (\mathbf{k} \times \Delta_h \mathbf{p})$$

Al final, podemos reducir a un problema de módulos puesto que las fuerzas son paralelas y opuestas, simplificando la expresión:

$$V_g = \frac{1}{2\rho\Omega\sin(\phi)} \frac{\Delta p}{\Delta n},$$

donde Δn es la distancia, gradiente, horizontal entre dos isobaras. Observese la figura 10.

Otra forma de escribir la última expresión es teniendo en cuenta de que la presión varía con la altura como ρg , con lo que se puede escribir:

$$V_g = \frac{g}{2\Omega\sin(\phi)} \frac{\Delta z}{\Delta n} \quad (5)$$

La ecuación 5 nos permite obtener la intensidad del viento geostrófico a partir de las isohipsas. Esto último, en principio, no es relevante para el método que vamos a presentar. Sin embargo, podemos puntualizar algunos detalles a partir de las deducciones anteriores. La dirección del viento geostrófico es paralela, y no perpendicular, a las isobaras **rectilíneas**, con sentido tal que se deja a la izquierda la baja presión. Además, la intensidad de este será mayor si Δn es menor, es decir, la distancia entre isobaras es menor. Como tenemos una dependencia inversa con el seno de la latitud, fijado un gradiente de presión, tendremos una intensidad menor cerca de los polos.

Es interesante tratar el caso cerca del ecuador, pues aquí, el seno se hace cero. La verdad que esto se resuelve dando la restricción de que se debe de considerar los argumentos anteriores para latitudes alejadas del ecuador pues de acercarnos obtendriamos vientos de intensidad infinita, cosa que no ocurre, por suerte. En el ecuador no tiene sentido hablar del efecto de Coriolis pues este es nulo, con lo que directamente los argumentos anteriores carecen de sentido pues solo actúan las fuerzas inducidas por el gradiente de presiones. No podemos igualar fuerzas que no existen.

Cabe ahora preguntarnos, si la situación esquematizada para explicar y describir el concepto de viento geostrófico se da en la realidad. La respuesta es que sí, pero no es general. En el caso anterior hemos supuesto, sin decirlo de forma directa, que las líneas de igual presión no tienen curvatura, y de forma indirecta damos también la impresión de que estas están equiespaciadas. En la realidad, las isobaras no son rectilíneas, y no están equiespaciadas. Por lo que, la situación idealizada no se da en la realidad. No obstante, en muchos casos, la situación es bastante similar a la idealizada, con lo que el concepto de viento geostrófico es bastante útil para entender cómo se mueven los vientos en la atmósfera.

Basta irnos a los entornos de zonas de altas o bajas presiones, donde tenemos superficies de presión cerradas, con cierta curvatura. En estos casos las fuerzas deben de ir 'reajustándose' en cada instante. Como en todo sistema que experimenta una trayectoria

con curvatura, experimentaremos de nuevo una fuerza ficticia, la fuerza centrífuga. Esta fuerza, se da, en cierta manera, al desequilibrio entre la fuerza bárica y la fuerza debida al efecto Coriolis.

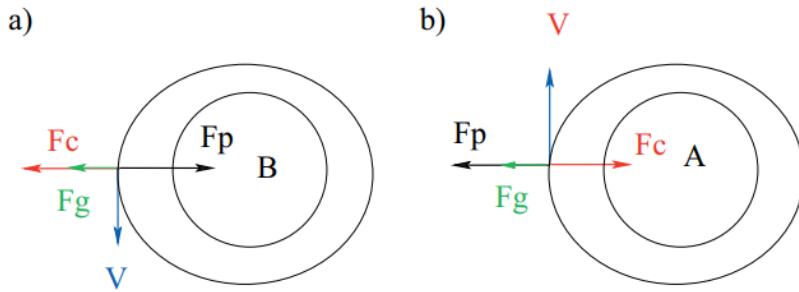


Figura 10: Esquema del equilibrio entre las tres fuerzas alrededor de una situación anticiclónica(A) y ciclónica(B) en el hemisférico norte [19].

La fuerza centrífuga siempre actúa hacia el exterior desde el centro de curvatura del sistema. Esto crea un equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza bárica. La magnitud de la fuerza centrífuga varía en función del radio de curvatura, que generalmente cambia a medida que nos movemos. En la figura 10 podemos notar que siempre dejamos las bajas presiones a la izquierda (Hemisferio norte), de ahí el sentido de V. En cuanto a la fuerza bárica, \mathbf{F}_p , esta dijimos que iba de la mayor a la menor presión, de ahí que en **a)** vaya dirigida al centro y en **b)** al exterior. Para la fuerza de Coriolis, el hecho de que en el hemisferio norte desvíe la dirección de los viento hacia la derecha, explica su orientación en los esquemas de la figura 10.

En esencia, los conceptos de viento geostrófico y de gradiente son equivalentes. Su diferencia reside que cuando tenemos curvatura tenemos que suponer la existencia de una aceleración ficticia para explicar el equilibrio. El viento geostrófico es un caso particular del viento gradiente pues:

$$\lim_{R \rightarrow \infty} \mathbf{F}_p = \lim_{R \rightarrow \infty} \left(\mathbf{F}_c + \frac{V_R^2}{R} \right) = \mathbf{F}_c,$$

lo que recupera la condición de equilibrio que teníamos para el viento geostrófico.

Antes hemos notado que la expresión 5 no tenía sentido cerca del ecuador, debido a que no tenemos efecto Coriolis. No necesariamente, en las cercanías del ecuador las isobaras tienen que ser rectas, también pueden ser curvas. Por lo que, los vientos seguirán las isobaras bajo el equilibrio de la fuerza bárica y la fuerza centrífuga. Claro está, que para que se dé el equilibrio estas fuerzas tienen que tener la misma dirección de acción

y sentidos contrarios, con lo que las situaciones que pueden darse tienen que ser bajo la presencia de una borrasca, como bien observamos en la figura 10. Con lo que cerca del ecuador, no encontraremos anticiclones, pues estas situaciones no pueden llegar al equilibrio para formarse.

Hasta el momento hemos nombrado muchos tipos de fuerzas, la bárica, la Coriolis y la centrífuga. No hemos hablado de las desviaciones que puede generar la superficie en la dirección de los vientos, incluso en este caso se producirán modificaciones en el módulo, ya sea por la propia naturaleza de la fuerza, que será disipativa, como que al forzarse a las masas de aire a subir o bajar, puede provocar cambios en su propiedades que pueden traducirse en aumentos de velocidad. Por ejemplo, el conocido efecto Foehn, que se da en la cara de sotavento de una montaña. En este caso, la masa de aire se ve forzada a subir, y al hacerlo, se enfriá, con lo que su densidad aumenta. Al llegar al otro lado de la montaña, la masa de aire se ve forzada a bajar, y al hacerlo, se calienta, con lo que su densidad disminuye. Este cambio de densidad puede provocar un aumento de la velocidad del viento.

Así, las situaciones contempladas anteriormente, son, generalmente, ciertas a cierta altitud. Normalmente, solemos tener en cuenta los efectos de superficie hasta los 1000 metros de altura. Aquí se define el concepto de **capa límite**. Esta es la zona de la atmósfera en la que el efecto de la fricción es apreciable. No entraremos mucho en detalle, pues nosotros trabajaremos en la troposfera libre, digamos a unos 5500 metros, más o menos. A esta altura, podemos considerar que el aire se mueve libre de fricción. No obstante, no está de más mencionar este efecto, pues existe e, incluso nosotros hemos llegado a trabajar con alturas cercanas, unos 1500 metros. En cuyo caso, habría que tener cuidado.

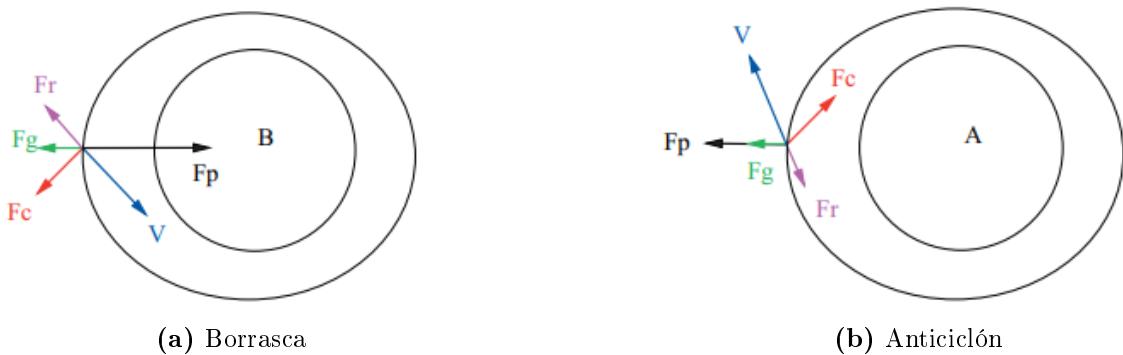


Figura 11: Esquema de las cuatro fuerzas descritas en una situación anteciclónica (figura derecha) y en una situación ciclónica (figura izquierda) en el hemisferio norte [19].

Podemos notar, como respecto de la figura 10 tenemos la diferencia de que la dirección de los vientos se modifica debido a la fuerza dissipativa de rozamiento. No vamos a entrar en detalles, pero esta es siempre opuesta, en dirección a la del viento. Cuanto llegamos a la situación de equilibrio, la figura 11 nos esquematiza el desglose de fuerzas. Los vientos dentro de la capa límite se desviarán siempre en el sentido de altas a bajas presiones, es decir, el viento siempre 'entrará', o apuntará, hacia las bajas. El rango típico, de ángulos de desviación debido a esta interacción, superficie-atmósfera, está comprendido entre los 0° y los 30° . Esto dependerá del terreno, de la altitud, de la intensidad de los vientos, etc.

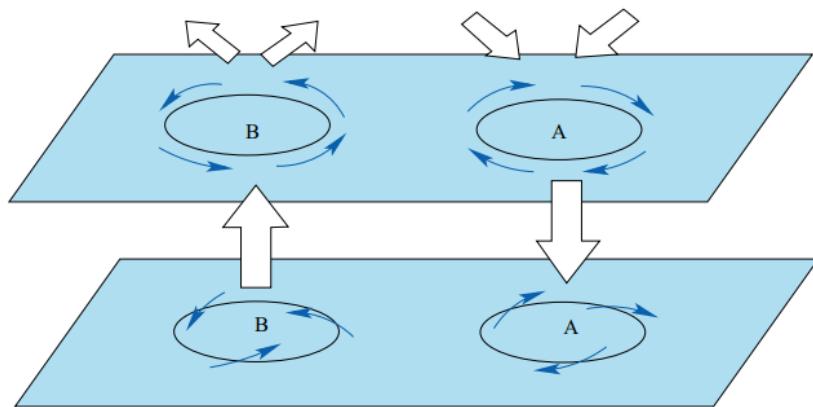


Figura 12: Situación esquematizada de la circulación de los vientos a dos alturas, una más cerca de la superficie y otra más alejada. Se muestra tanto para una borrasca como para un anticiclón [19].

En la figura 12 podemos observar como circula, de forma general y esquematizada, los vientos en una baja (borrasca) y en una alta (anticiclón). En la borrasca la circulación en superficie se desvía hacia el centro, generando una zona de convergencia que obliga a los vientos a subir en altitud. A medida que vamos subiendo en la capa límite la interacción con la superficie disminuye. Por otro lado, en el anticiclón, los vientos se desvían hacia fuera del centro de acción, con lo que se genera una zona de divergencia. Los vientos en altitud se fuerzan a bajar por conservación y se genera una circulación como la que se muestra. En cierta manera, también se puede entender como que en una borrasca la baja presión se debe a esta situación de ascenso del aire, lo que provoca una disminución de la presión en la región. Para el anticiclón exactamente igual pero al contrario, el aire baja en altitud sobre una región, este, en cierta manera, cede momento sobre la superficie, lo que provoca un aumento de la presión.

2.5.4. Mapas de isohipsas, altura geopotencial y de isobaras

Las variables con las que nosotros trabajaremos, principalmente, serán distancias. Mostraremos en proyecciones geográficas, puntos los cuales caracterizaremos por diferentes valores y variables. El asunto principal, es que nuestro objetivo es intentar detectar situaciones de bloqueo a partir de estudiar cómo se modifican los flujos a lo largo del tiempo en una región dada. Una de las formas que tendremos para comprobar si nuestros resultados van bien encaminados será comparándolos con mapas meteorológicos de presiones o de alturas geopotenciales. Es por ello, que vamos a explicar por encima algunos mapas que se suelen utilizar para representar la atmósfera.

El mapa de isobaras es el más común. En este se representan las líneas de igual presión. Estas líneas nos permiten visualizar cómo se distribuyen las presiones en la atmósfera. Suelen ser útiles para entender patrones de presión y se utilizan en meteorología para predecir el tiempo. En cuanto a los mapas de isohipsas, estos son muy parecidos a los de isobaras, pero en lugar de representar la presión, representan altitud sobre el nivel del mar. Son útiles para entender la topografía de una región y para estudiar la circulación atmosférica. En la figura 13 podemos observar un mapa de isohipsas.

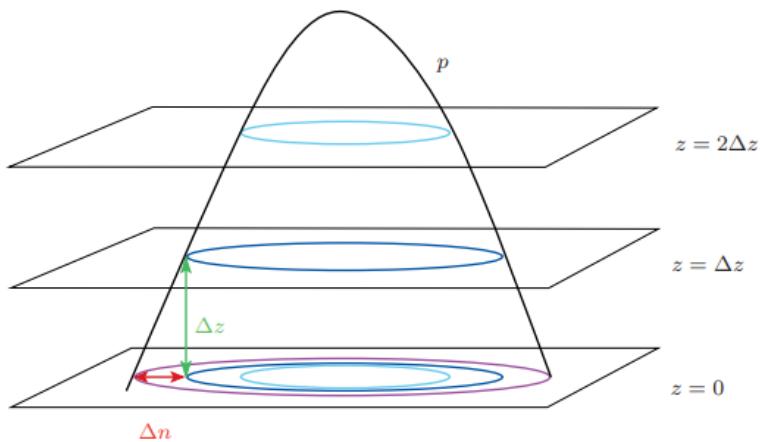


Figura 13: Mapa de isohipsas. En este tenemos esquematizada una superficie de igual presión, digamos el parabolóide que se observa. Las proyecciones sobre cada una de las alturas de la atmósfera nos darán las isobaras a una determinada altura [19].

Para los mapas de altura geopotencial nos extenderemos algo más. Todo cuerpo dentro de un campo gravitatorio posee una energía potencial gravitatoria, que depende de la posición en la que se encuentren, respecto al centro de masas. En este caso, la Tierra genera un campo gravitatorio que afecta a todo cuerpo/partícula que se encuentre en

las cercanías de ella. Si consideramos un volumen de aire infinitesimal este posee una cierta energía potencial debido a su posición en la atmósfera. Hay que tener en cuenta que si el potencial gravitatorio fuese igual en todos los puntos de la Tierra, la energía potencial sería la misma para todos los puntos de una misma superficie de nivel. Esto no ocurre, pues esta cambia con la latitud. Además, de que la Tierra no es una esfera perfecta, más bien un esferoide achulado, su composición y densidad interna no tiene porqué ser simétrica. Aunque las diferencias son pequeñas, son suficientes como para que el concepto de altura geométrica no sea el más adecuado cuando trabajamos en este campo. La altura geopotencial es mejor que la geométrica para describir la altura de una masa de aire. Esto es debido a que cuando el aire se desplaza sobre una misma superficie geométrica generalmente pierde o gana energía, mientras que esto no sucede cuando los desplazamientos tienen lugar sobre una superficie equipotencial.

$$Z = \frac{g \cdot z}{9,8}, \quad (6)$$

donde g es la gravedad en un determinado punto, z la altura geométrica y Z la altura geopotencial. La altura geopotencial se mide en metros y es una medida de la energía potencial gravitatoria por unidad de peso.

Notar, que las variaciones de la gravedad en diferentes lugares de la Tierra y atmósfera son ligeramente distintas al valor de 9.8, con lo que, por lo general, la altura geométrica coincide con la geopotencial. En estos mapas, un mapa de geopotencial de 500 hPa, tendremos representado la altura a la cual la presión es de 500 hPa. En cierta manera, en todos los mapas acabamos representando cosas distintas pero que realmente son lo mismo. Utilizar uno u otro dependerá de lo que queramos estudiar. La presión y la altura es de las más representadas. No es difícil obtener que la presión variará con la altitud, concretamente, disminuirá de forma exponencial, $P = P_0 e^{-\frac{h}{H}}$ (en una atmósfera isotérmica). Esta expresión depende de la escala H donde está depende a su vez de la altura a la que queramos escalar puesto que la tasa de cambio de la humedad, temperatura, etc será característica de la misma. P_0 presión a nivel del mar (1013 hPa, normalmente) y h la altura a la que queremos obtener la presión.

Hay que decir, que la relación entre presión y altitud que hemos dado no es exacta. No tiene por qué ser la única relación, todo dependerá del modelo utilizado.

3. En busca de una métrica para la caracterización del bloqueo

Para el desarrollo de un modelo de predicción de bloqueos atmosféricos necesitamos obtener una métrica que nos permita caracterizarlos. Antes de empezar a trabajar con algunos candidatos a métricas, será un buen comienzo saber de qué datos disponemos.

3.1. Datos disponibles

Como hemos comentado ya, utilizaremos el software HYSPLIT. Partiendo de un punto en la esfera terrestre obtenemos, integrando hacia atrás en el tiempo sobre una meteorología dada, una lista con las coordenadas (latitud y longitud) en cada instante hasta un tiempo final. Se usarán datos del reanálisis ERA5 del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo, ECMWF.

date	hour	minute	<i>H0_asl</i>	<i>LON1</i>	...	<i>LAT1</i>	...
27/07/2003	0	0	5500	2.5	...	32.5	...
27/07/2003	6	0	5500	2.5	...	32.5	...
27/07/2003	12	0	5500	2.5	...	32.5	...
:	:	:	:	:	:	:	:

Tabla 1: Datos obtenidos a partir de HYSPLIT. En la tabla se muestra una pequeña parte de los datos obtenidos. *H0_asl* es la altura sobre el nivel del mar a la que se inicia la integración.

Además, también obtenemos variables como la temperatura potencial, altura sobre la superficie, elevación del terreno, humedad relativa, etc. Esto siempre para cada uno de los puntos. Las variables más significativas para el enfoque de este trabajo son las coordenadas. Con ellas, trabajaremos directamente con las longitudes de las trayectorias. Tenemos un fichero .csv como el de la Tabla 1 para cada longitud. Fijada una longitud, también tenemos uno para cada latitud. El número total de trayectorias del que disponemos en cada instante es el producto del número total de longitudes y latitudes.

Podemos coger un fichero como los de la tabla 1 y representar las variables de latitudes y longitudes para cada instante de integración. Lo que obtenemos son mapas como los de la figura 14. Estos mapas nos permiten observar cómo son los flujos de aire en la atmósfera. Para nosotros serán fundamentales para obtener e interpretar, posteriormente, los resultados que obtendremos a partir de las métricas que iremos estudiando.

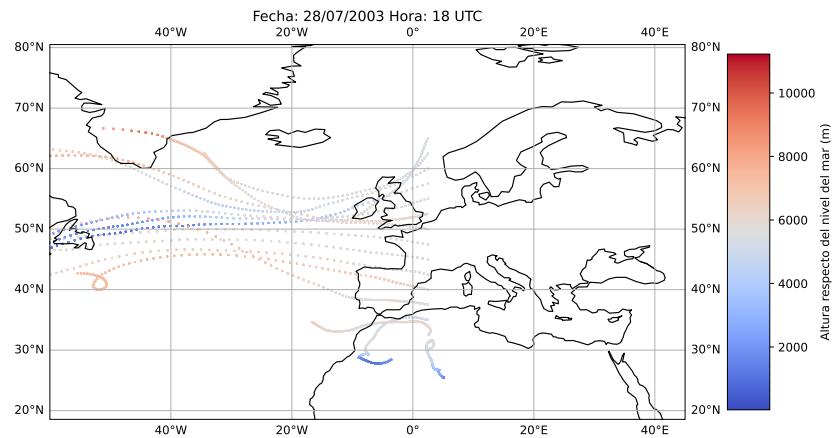


Figura 14: Hilera de trayectorias desde los 30N hasta los 65N, en saltos de 2,5 grados, para la longitud 2,5E el día 28/07/2003 a las 18 UTC. Se representa en una escala degradada de dos colores, rojo y azul, la altura respecto al mar a la que se encuentra la partícula en cada instante.

Queremos realizar un estudio de cómo se comportan los flujos de aire cuando nos encontramos inmersos en una situación de bloqueo. Para ello, podríamos fijar una longitud y observar cómo varían las trayectorias en estas situaciones. El problema de esto sería que nos quedaríamos cortos de información. Principalmente, porque a pesar de que podríamos observar la reducción de los flujos, la extensión típica de estos fenómenos suele ser de miles de kilómetros. Entre 1000 km y 5000 km, en función de si es Rex u Omega nos acercaremos a un extremo u otro. Además, que exista una reducción de los flujos no implica directamente una situación de bloqueo atmosférico. Podemos tener una circulación ciclónica o anticyclónica que los reduzca también. Incluso una depresión aislada en niveles altos desprendida del chorro polar. Por ello, es necesario y primordial poder observar el comportamiento del flujo en una región más amplia.

3.2. Región de estudio

Los bloqueos atmosféricos tienen una escala espacial típica de varios miles de kilómetros. Es por ello que la definición de una región de estudio estará ligada a este factor. Debemos de tener precaución con la elección de esta, pues tomar una región pequeña puede provocar, aún midiendo una disminución de los flujos (y por ende, teniendo un candidato a bloqueo), que seamos incapaces de determinar su extensión espacial completa. Además, al ser incapaces de 'observar', por completo su extensión espacial podríamos

tener circulaciones ciclónicas, o anticiclónicas, aisladas que provoquen el mismo efecto.

La mejor opción será tomar una región lo suficientemente grande como para que en cualquiera de los casos que se pudiera dar, el desarrollo espacial de estos fenómenos quede capturado en su interior. No siempre tendremos al bloqueo en el interior pues esto solo ocurrirá si dado un bloqueo, su dinámica le lleva a desarrollarse en la región seleccionada. Por otra parte, se suele estar interesado en una zona concreta del globo terráqueo, donde se monitoriza la cantidad de bloqueos que se dan haciendo un estudio tanto del desarrollo espacio-temporal como de su estacionalidad y frecuencia, entre otros aspectos que puedan llegar a ser interesantes.

Región	Descripción
Altas latitudes del Hemisferio Norte	<ul style="list-style-type: none"> ■ Región del Atlántico Norte: particularmente el área cercana a Groenlandia e Islandia. ■ Región del Pacífico Norte: cerca de Alaska y el noroeste de Canadá.
Altas latitudes del Hemisferio Sur	<ul style="list-style-type: none"> ■ Región del Atlántico Sur: cerca de la Antártida y la Patagonia. ■ Región del Pacífico Sur: cerca de Nueva Zelanda y el sureste de Australia.
Latitudes medias	<ul style="list-style-type: none"> ■ Europa Occidental: los bloqueos en esta región pueden causar olas de calor, sequías o fríos intensos. ■ Norte de Asia: especialmente Siberia y Rusia. ■ Norte de América: sobre Canadá y Estados Unidos.
Otros puntos relevantes	<ul style="list-style-type: none"> ■ Región del Mediterráneo: los bloqueos en esta zona pueden influir significativamente en el clima de los países mediterráneos. ■ Asia Oriental: incluyendo Japón y China.

Tabla 2: Algunas zonas típicas de estudio de bloqueos atmosféricos [10]/[11]/[12]/[13]/[14].

En nuestro caso, vamos a centrarnos en la región euroatlántica (Europa Occidental). El motivo es que nos centraremos en la región en la que vivimos. Esta región suele presentar con frecuencia situaciones de bloqueo.

No hay que dejar de pensar, que aunque en este trabajo nosotros hablemos y nos centremos en el caso de 2003, el objetivo final es que el modelo de identificación sea capaz de detectar bloqueos en cualquier región del globo. Por ello, la metodología que se presentará más adelante intentará ser lo más general posible, aunque se ilustre para el caso de 2003.

3.3. Justificación del uso de 500 hPa para el estudio de bloqueos atmosféricos

El análisis de bloqueos atmosféricos a 500 hPa (aproximadamente 5500 metros) es ampliamente reconocido como óptimo debido a varias razones:

- **Representatividad de la circulación atmosférica:** La media troposfera a esta altitud refleja de manera más precisa los patrones de flujo de gran escala, menos afectados por la fricción superficial, lo que es crucial para la dinámica de la circulación global y regional.
- **Identificación clara de bloqueos:** A 500 hPa, los bloqueos atmosféricos, como los patrones Omega y Rex, se manifiestan de manera más definida y evidente, facilitando su identificación y análisis.
- **Impacto en superficie y clima:** La circulación en 500 hPa influye directamente en los sistemas de alta y baja presión en la superficie, afectando el clima y las condiciones meteorológicas en amplias regiones.
- **Balance de fuerzas atmosféricas:** El balance entre la fuerza de gradiente de presión y la fuerza de Coriolis es más claro a esta altitud, esencial para comprender la dinámica de los vientos geostróficos y cómo los bloqueos alteran los patrones normales de circulación.
- **Abundancia y precisión de datos:** Los mapas de altura geopotencial a 500 hPa son una herramienta estándar en meteorología, ofreciendo datos consistentes y precisos que facilitan la comparación entre diferentes estudios.

- **Metodologías establecidas:** La mayoría de estudios sobre bloqueos atmosféricos utilizan 500 hPa como referencia, permitiendo una comparación robusta de resultados.
- **Eficiencia en el uso de HYSPLIT:** Las retro-trayectorias de parcelas de aire calculadas con HYSPLIT resultan ser particularmente efectivas a esta altura, capturando claramente el impacto de los bloqueos en la dinámica atmosférica.

3.4. Variables de estudio

Además de la región de estudio, es crucial seleccionar adecuadamente las variables que nos permitirán caracterizar los bloqueos atmosféricos. Nuestro objetivo es utilizar directamente las trayectorias integradas con HYSPLIT para analizar la deformación de los flujos a través de un análisis masivo de trayectorias. Disponemos de un conjunto de datos que incluye las coordenadas de latitud y longitud de cada partícula en cada instante de integración, lo que nos permite considerar diversas métricas a partir de estos datos.

3.4.1. Longitud de la trayectoria y distancia end-to-end

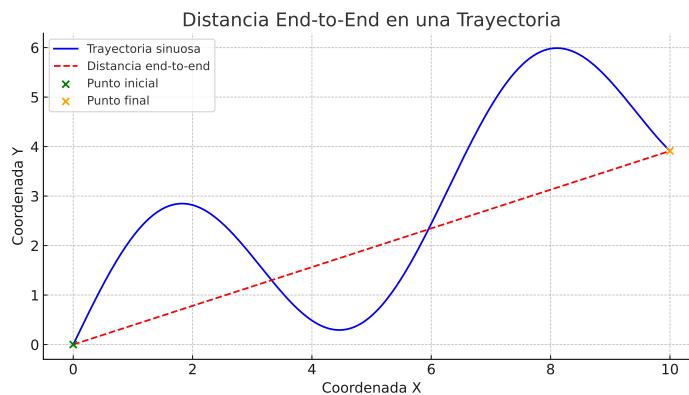


Figura 15: Esquema de la distancia end-to-end. En la figura se muestra la distancia entre los puntos inicial y final de la trayectoria.

Lo que genera una situación de bloqueo es un 'estancamiento' o desplazamiento meridional de los flujos zonales de aire que nos llegan del oeste. Podemos entonces relacionar esto con que las masas de aire experimentarán desplazamientos 'pequeños', respecto de un punto que presente bloqueo. Dada una trayectoria puesto que en nuestro dataset disponemos de las coordenadas en cada punto de la integración, podemos obtener dos variables

de especial interés. Por un lado, la longitud de la trayectoria, o longitud de arco, que nos dirá el recorrido total de una masa de aire que parte del punto de interés. Por otro lado, la distancia end-to-end, que nos dirá la distancia entre los extremos de la trayectoria.

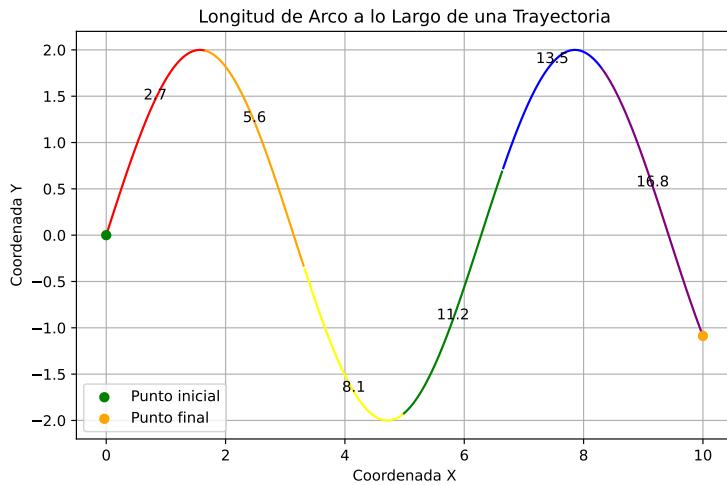


Figura 16: Esquema de la longitud de la trayectoria. En la figura se muestra la longitud de la trayectoria, es decir, la suma de las distancias entre los puntos consecutivos de la misma. Para una mejor comprensión se representa con colores la longitud acumulada en cada trozo.

Sería de esperar, que ambas variables, bajo la situación de bloqueo muestren claras evidencias de una disminución de sus valores, lo que podríamos traducir bajo un análisis más profundo como una disminución de la velocidad de los flujos.

3.4.2. Proyección zonal y proyección meridional

Al igual que con las variables anteriores algunas de las que pueden hacernos una idea de la extensión de los flujos son la proyección zonal y meridional de las trayectorias. La proyección zonal nos dirá cuánto se desplazan las masas de aire en dirección este-oeste, mientras que la proyección meridional nos dirá cuánto se desplazan en dirección norte-sur. En la figura 17 se muestra un esquema de ambas proyecciones en una analogía sobre el plano cartesiano. Consideraremos como proyección zonal a la diferencia entre la longitud más al este y la longitud más al oeste de la trayectoria. El signo de esta variable nos dará información de si los flujos se están dando de este-oeste o de oeste-este. Por otro lado, la proyección meridional será la diferencia entre la latitud más al norte y la latitud más al sur de la trayectoria. El signo de esta variable nos dirá si los flujos se están dando de norte-sur o de sur-norte.

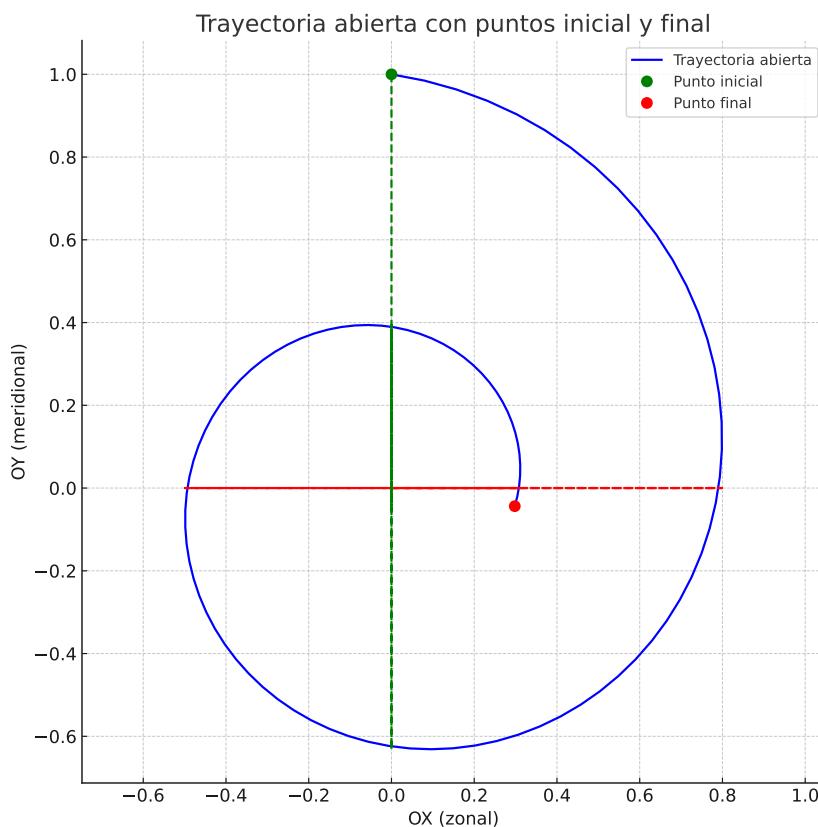


Figura 17: Esquema de la proyección zonal y meridional. En la figura se muestra la proyección zonal (rojo) y meridional (verde) de una trayectoria. Se intenta realizar una analogía con lo que veremos más adelante pues en este caso estamos en el plano cartesiano. En los casos que estudiaremos trabajaremos en coordenadas esféricas sobre la superficie terrestre.

Otras variables podrían considerarse. Es más, disponemos de muchas de ellas, como la humedad relativa, la temperatura potencial o la presión, entre otras. No se descarta que estas puedan ayudarnos a construir un modelo más robusto que nos permita ser más finos en cada una de las situaciones que se marcarán como bloqueo. Sin embargo, veremos más adelante el porqué de la elección de las variables que hemos comentado. Influye también la naturaleza del método que queremos construir, basándonos en el análisis de los flujos de forma explícita.

3.5. Intervalo de integración para cada trayectoria

Las tres variables anteriores van a depender del intervalo de integración para el cual se obtengan las trayectorias. Observad la Figura 14. Fijemos ahora, para la longitud

mostrada, una de todas las latitudes para las que tenemos una trayectoria. Podemos observar como la trayectoria está compuesta por puntos. En nuestro caso, cada uno de ellos representa la variable 'altura respecto del nivel del mar (m)' en cada paso temporal almacenado, $\Delta t = 1$ hora. Conforme vamos a orientar nosotros el estudio, observar las trayectorias para un intervalo mayor o menor de tiempo puede cambiar significativamente nuestros resultados. Para entender esto, basta con pensar en la extensión temporal típica de los fenómenos que vamos a estudiar.

Observar las trayectorias durante un tiempo 'grande' puede introducir ruido en nuestros resultados, dificultando la tarea de visualizar la disminución de los flujos en la zona de interés.

4. Metodología

Partiendo del conjunto de datos disponible de trayectorias, realizaremos una serie de transformaciones preliminares. Estas transformaciones tienen dos objetivos principales: primero, obtener las variables planteadas en la sección anterior; segundo, buscar resultados que nos permitan analizar y extraer información relevante sobre los bloqueos atmosféricos.

Los únicos pasos que se realizan de forma diferente en la metodología presentada son la obtención inicial de las tres variables. La distancia End-to-End y la longitud de las trayectorias se calculan utilizando la fórmula de Haversine. Las proyecciones se obtienen mediante el método 1, que se detalla a continuación.

$$d = 2 \cdot R \cdot \arcsin \left(\sqrt{\sin^2 \left(\frac{\Delta\phi}{2} \right) + \cos(\phi_1) \cos(\phi_2) \sin^2 \left(\frac{\Delta\lambda}{2} \right)} \right),$$

donde d es la distancia de Haversine entre los puntos, R es el radio de la Tierra, $\Delta\phi$ es la diferencia de latitudes, $\Delta\lambda$ es la diferencia de longitudes, y ϕ_1 y ϕ_2 son las latitudes de los puntos.

- ◊ - 1 Para la extensión zonal, se calcula la diferencia entre la longitud más al este y la longitud más al oeste de la trayectoria. De manera similar, para la extensión meridional, se calcula la diferencia entre la latitud más al norte y la latitud más al sur de la trayectoria.
- ◊ Para cada variable, se determinan los valores promedio, las medianas y las desviaciones estándar tanto para las longitudes como para las latitudes. Este análisis

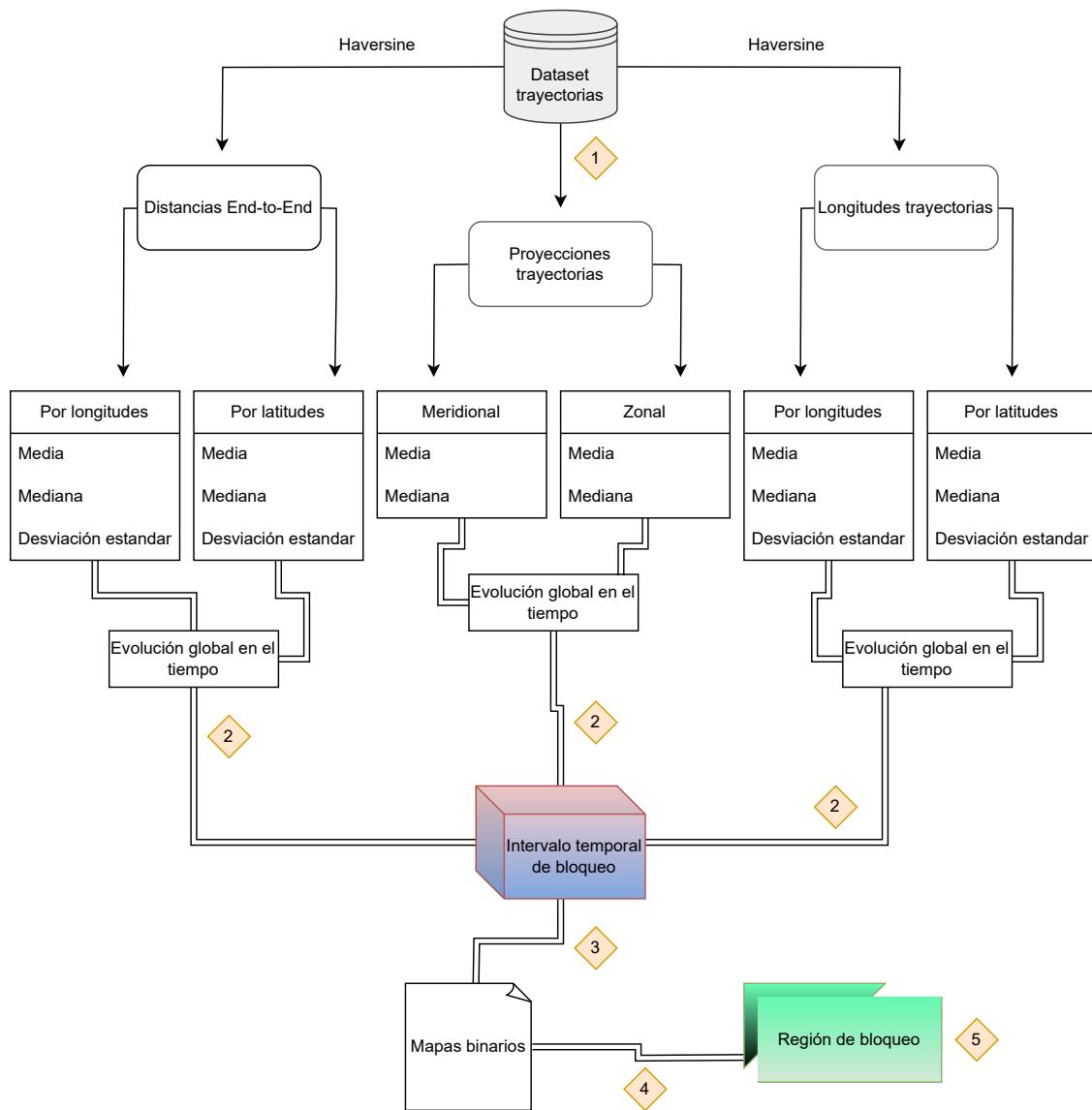


Figura 18: Esquema de la metodología propuesta. En la figura se muestra un esquema de cómo se llevará a cabo el procesamiento y tratamiento de las variables candidatas para caracterizar los bloqueos.

estadístico facilita la reducción de la dimensionalidad de los datos, proporcionando una visión más clara y comprensible de la distribución de las variables dentro de la región de estudio. A partir de estos cálculos, se obtiene un promedio global para cada instante, permitiendo observar la evolución temporal de las variables en toda la región.

- ◊ - 2 El valor medio de la evolución global se determina calculando el promedio de los valores máximos y mínimos observados. Este promedio establece un umbral superior que permite identificar un periodo temporal asociado a una disminución de los flujos. Se seleccionarán los instantes por debajo de este umbral y en caso de obtener saltos entre instantes no consecutivos, siempre que el salto sea menor a 4 instantes se considerarán los faltantes hasta el siguiente marcado⁵. El requisito de duración mínima será de 5 días, en nuestro caso, 20 instantes. Esto se decide así dada la duración media mínima que suelen tener estos episodios.
- ◊ - 3 Los instantes de bloqueo que satisfacen el umbral temporal establecido se someten a un segundo filtro⁶. Se aplica un escalado global para las variables End-to-End, Longitud y Proyección a todos los instantes. En este proceso, las trayectorias que exceden un umbral específico se actualizan con el valor 0, mientras que aquellas que no lo superan se asignan el valor 1.
- ◊ - 4 Se analiza cada punto de la región. Para cada punto, si tiene el valor 1 y sus vecinos inmediatos también, se propone dicho punto como candidato a bloqueado. Si el punto tiene el valor 0, se considerará como candidato a bloqueado si al menos 2 de sus vecinos inmediatos tienen el valor 1.
- ◊ - 5 Se emplean algoritmos de clustering para identificar los distintos grupos de puntos candidatos a bloqueo. El objetivo es determinar el clúster que mejor se aproxime a la región de bloqueo real.

El procesamiento de los datos presentado en la Figura 18 nos provoca de manera indirecta una reducción de las dimensionalidad inicial, lo que nos facilita tanto a nosotros como al ordenador la injesta de los datos. Además, nos permite obtener una visión más clara de la distribución de las variables en la región de estudio. En la Figura 19, de forma esquemática se visualiza como vamos reduciendo la dimensión.

⁵Supongámos los instantes 7,8,9,10,13,14,15,16 marcados como bloqueados después de aplicar el umbral. Se añadirán los instantes 11 y 12 puesto que entre el 10 y 13 la diferencia es menor a 4. En la presentación de los resultados se entenderá mejor este criterio puesto que podemos tener fluctuaciones, dentro del episodio de bloqueo, que nos sobrepasen el umbral. Se toman en este caso 4 instantes debido a que en un día entero tenemos 4 instantes 0, 6, 12, 18 UTC. Se permite un día de fluctuación.

⁶Se establece un percentil global para todos los datos. Se pretende, una vez detectados los instantes donde existe bloqueo, intentar acotar el área espacial dónde se produce el bloqueo dentro de nuestra región de estudio. Para ello, se quiere encontrar los valores por debajo de un cierto percentil. Estos puntos por debajo del percentil elegido serán candidatos a bloqueados.

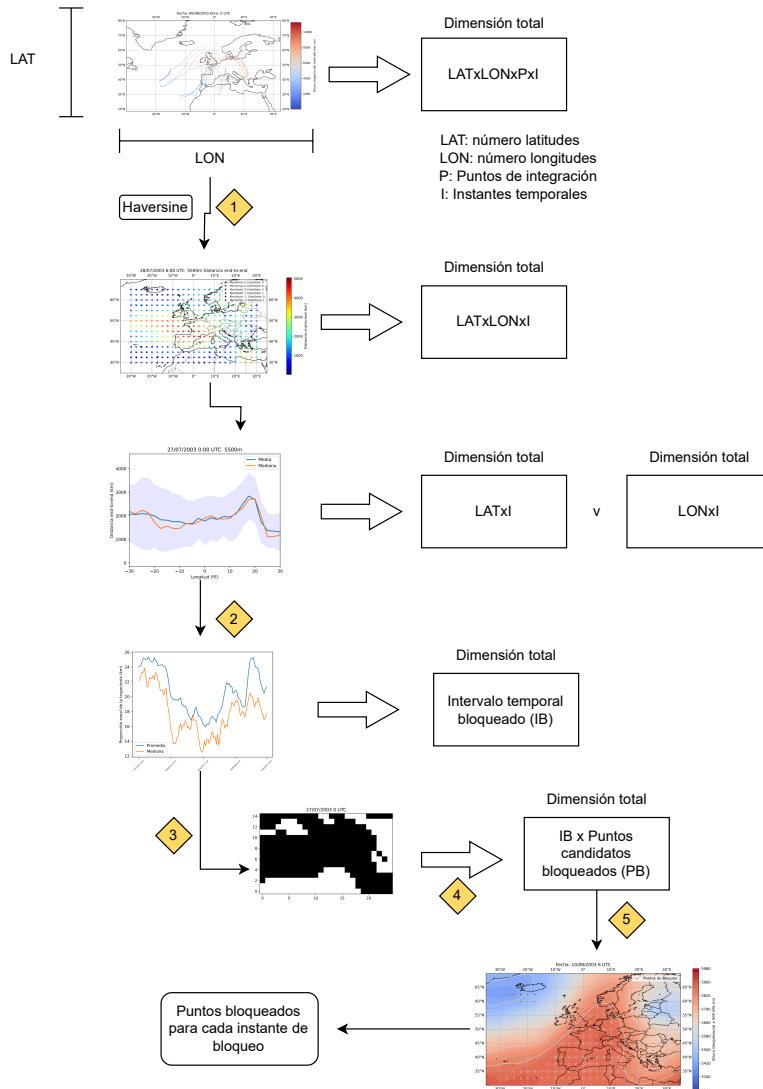


Figura 19: En el esquema se muestra cómo se va reduciendo la dimensionalidad de los datos de partida a medida que vamos obtenido resultados.

5. Implementación y resultados

5.1. Justificación de la región e intervalo de integración elegidos

Para la implementación de la metodología que seguiremos es necesario previamente seleccionar la dimensión de la región de estudio y el intervalo de integración (puntos de integración que tendrá cada una de las trayectorias).

La región espacial de estudio será $[30^{\circ}W, 30^{\circ}E] \times [30^{\circ}N, 65^{\circ}N]$ con un paso, tanto meridional como zonal, de $2,5^{\circ}$. Aunque no se comentó cuando se discutió la importancia de la región espacial de estudio, la resolución es primordial para captar de la forma más continua posible las variaciones en los flujos. Tomar un paso entre trayectorias erróneo nos puede llevar a conclusiones erróneas, o con peor precisión. Aunque el objetivo sea detectar la situación de bloqueo temporal y espacialmente, buscamos intentar describir de la forma más ceñida posible la forma del bloqueo. Dar un paso grande entre trayectorias nos haría perder información de la deformación de la frontera del bloqueo. Aún con todo esto, debemos ser conscientes de las limitaciones computacionales e intentar buscar un equilibrio entre la precisión y nuestros recursos.

Para la elección de cuántos días considerar en la integración de las trayectorias se va a tomar 2 días, un total de 49 puntos, 48 más 1 del que partimos. Esta elección no es arbitraria y se ha decidido así después de observar que es la que mejor resultados nos ha dado. En un principio se tomó un intervalo de 4 días, 97 puntos, puesto que consideramos que era lo más adecuado dada la extensión temporal típica de estos fenómenos. Con el análisis de los resultados nos dimos cuenta de que tal vez no era lo más adecuado para lo que queríamos observar. La razón es la siguiente: aunque lo que se busca es un comportamiento dentro de una región espacial extensa no hay que dejar de lado que vamos a tratar con trayectorias de parcelas de aire que parten de un punto de interés. Si la integración la extendemos demasiado en el tiempo estaremos introduciendo ruido a nuestros resultados. Tomar un intervalo que nos lleve muy lejos del punto de interés nos provocará que cuando estemos inmersos en el fenómeno de bloqueo, los resultados sean los esperados. Sin embargo, cuando estemos en instantes más cercanos al inicio y final, o en trayectorias situadas en zonas cercanas a la frontera de la zona bloqueda lo que ocurrira es que se extenderán en exceso.

Con los dos días de integración conseguimos que las trayectorias se extiendan lo suficiente como para que se observe con claridad los gradientes de flujos. Las trayectorias bloquedas mostrarán poco recorrido respecto a las no bloquedas, que lograrán extenderse lo suficiente durante los dos días.

5.2. Descripción de la implementación

Aunque se implementará para las tres variables candidatas (End-to-End, Longitud y Proyección) solo será una de ellas la que alcance los puntos 2, 3, 4 y 5 de la metodología propuesta. No obstante, no hay que descartar que las no seleccionadas puedan comple-

mentar la información que nos dé la elegida.

Tomaremos datos en intervalos de seis horas desde el día 27 de julio de 2003 a las 0 UTC⁷ hasta el día 22 de agosto de 2003 a las 18 UTC. Todo esto a 5500 metros (500hPa) de altura respecto al nivel del mar. Este se ha elegido ya que nos ha permitido testear el método propuesto en la ola de calor que ocurrió en Europa en 2003. Se buscará ser lo más objetivos posibles para que el método mantenga su validez en cualquiera de los casos que se pudiera dar.

5.3. Presentación y pre-análisis de los resultados

Los resultados que veremos, que más adelante analizaremos, son mapas donde tenemos representadas las variables de estudio. Hay que tener claro lo que se pretende encontrar, que no es más que obtener durante un periodo temporal y una región espacial valores de flujo menores que en su entorno. Para ello, es esencial comenzar por observar la evolución temporal de las variables a lo largo de cada instante en toda la región. Como es imposible presentar estos resultados debido a la gran cantidad de instantes que estudiamos dejamos un enlace a un repositorio⁸ de GitHub donde se pueden observar los resultados animados para todo el periodo temporal de estudio.

Mostraremos como instante de ejemplo el día 9 de agosto de 2003 a las 18 UTC que es uno de los días donde el bloqueo se expresa con mayor claridad y fuerza. Claro es, que para una mejor comprensión de lo que sucede en el episodio observar una secuencia de instantes anteriores y posteriores a la expresión del bloqueo es necesario. Sin embargo, por limitación de espacio y la incompatibilidad de poder presentar dichos resultados en su totalidad, ya que sería necesario presentar una gran cantidad de figuras, nos centraremos en este instante que nos permitirá cómo funciona nuestro método.

5.3.1. Distancia End-to-End y Longitud de la trayectoria

En las primeras figuras, 20 y 21, se muestran diferentes estados para las orientaciones de los triángulos. Existen 6 estados que dependen del desplazamiento de las trayectorias. En la leyenda se observan dos variables: Meridional y Este/Oeste. Si estas son 1 entonces la

⁷El Tiempo Universal Coordinado (UTC) es el estándar de tiempo utilizado internacionalmente para la sincronización de los datos meteorológicos. Proporciona una referencia uniforme que permite comparar y analizar fenómenos meteorológicos observados en diferentes partes del mundo, facilitando una comunicación precisa y consistente entre diversas agencias meteorológicas.

⁸<https://github.com/juanmanuelruizm/TFG>

trayectoria es esencialmente meridional o Este/Oeste. En caso de ser 0, estas serán zonales o Norte/Sur, respectivamente. El estado (meridional:1 y Este/Oeste:1) quiere decir que tenemos una trayectoria con predominancia meridional y que se desplaza de Este a Oeste. La orientación de estos triángulos busca aportar información acerca de cómo son los flujos que llegan a cada uno de los puntos.

En estas dos figuras podemos observar como para el día 9 de agosto de 2003 una gran región presenta un flujo relativamente inferior a la del resto de puntos de la región. Esta región abarca más o menos desde los $-10^{\circ}E$ hasta los $10^{\circ}E$ en longitud y $30^{\circ}N$ hasta los $60^{\circ}N$ en latitud. Esto se puede contrastar con los perfiles de la figura 23 donde podemos ver que para el perfil en longitudes tenemos un mínimo en la zona mencionada. También se puede notar que existe otra región aislada de la anterior donde tenemos la presencia de trayectorias de tono azulado. Estas son zonas de bajo flujo respecto a su entorno, que no tienen porqué pertenecer a la zona principal de bloqueo y que tendremos que analizar más adelante.

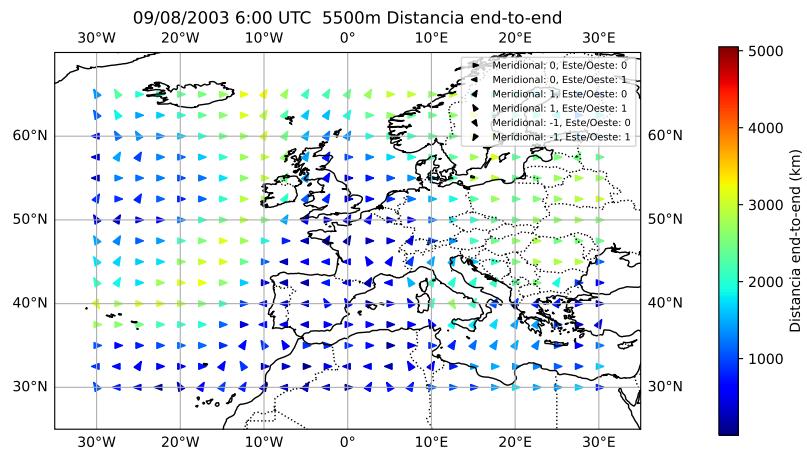


Figura 20: Mapa que muestra la distancia End-to-End en la región de estudio. Cada uno de los triángulos muestra en una escala de colores, para cada trayectoria, la distancia End-to-End.

En la figura 22 vemos la evolución temporal de la media y la mediana de los valores de distancia End-to-End y de distancias a lo largo de las trayectorias de todos los puntos de la región estudiada. Podemos ver cómo para el comienzo de los días considerados (27 de julio 2003) los valores son relativamente superiores a los que se dan en días en los que se produce la situación de bloqueo. Esta caída nos indica la presencia de una disminución global de los flujos dentro de la región. Sin embargo, se observa también que no se llega a

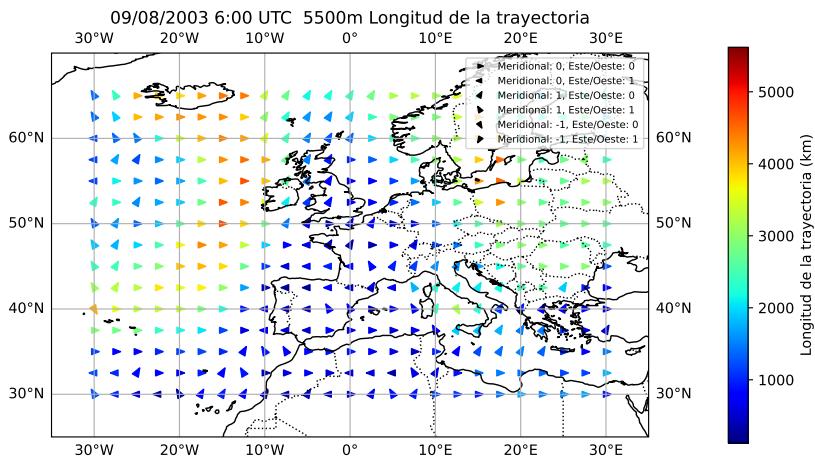


Figura 21: Mapa que muestra la longitud de la trayectoria en la región de estudio. Cada uno de los triángulos muestra en una escala de colores, para cada trayectoria, la longitud de arco.

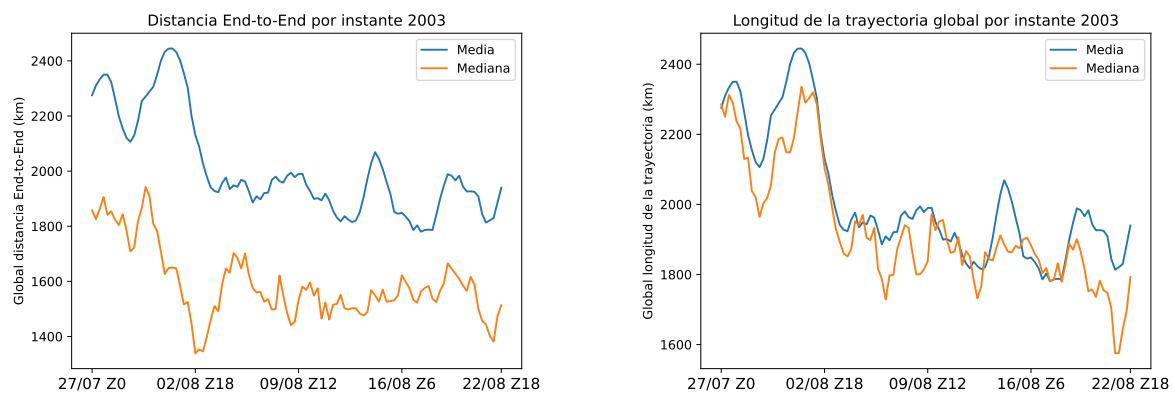


Figura 22: Resultados globales para la distancia End-to-End (izquierda) y la longitud de la trayectoria (derecha). En la figura se muestra la evolución temporal de ambas variables en la región de estudio con la media y la mediana.

dar una recuperación de los flujos que nos retornen de nuevo a la situación de normalidad. La discrepancia entre la media y la mediana en cada instante nos permite tener una idea de la simetría de los datos en la totalidad de la región en cada instante lo que puede ser de gran utilidad si buscamos entender mejor los perfiles de la figura 23.

En cuanto a la figura 23, como ya hemos comentado, el perfil en longitudes nos muestra una bajada en el intervalo que vemos a ojo en los mapas de las figuras 20 y 21. Para el perfil de longitudes de trayectorias vemos que los valores tienden a ser más altos que

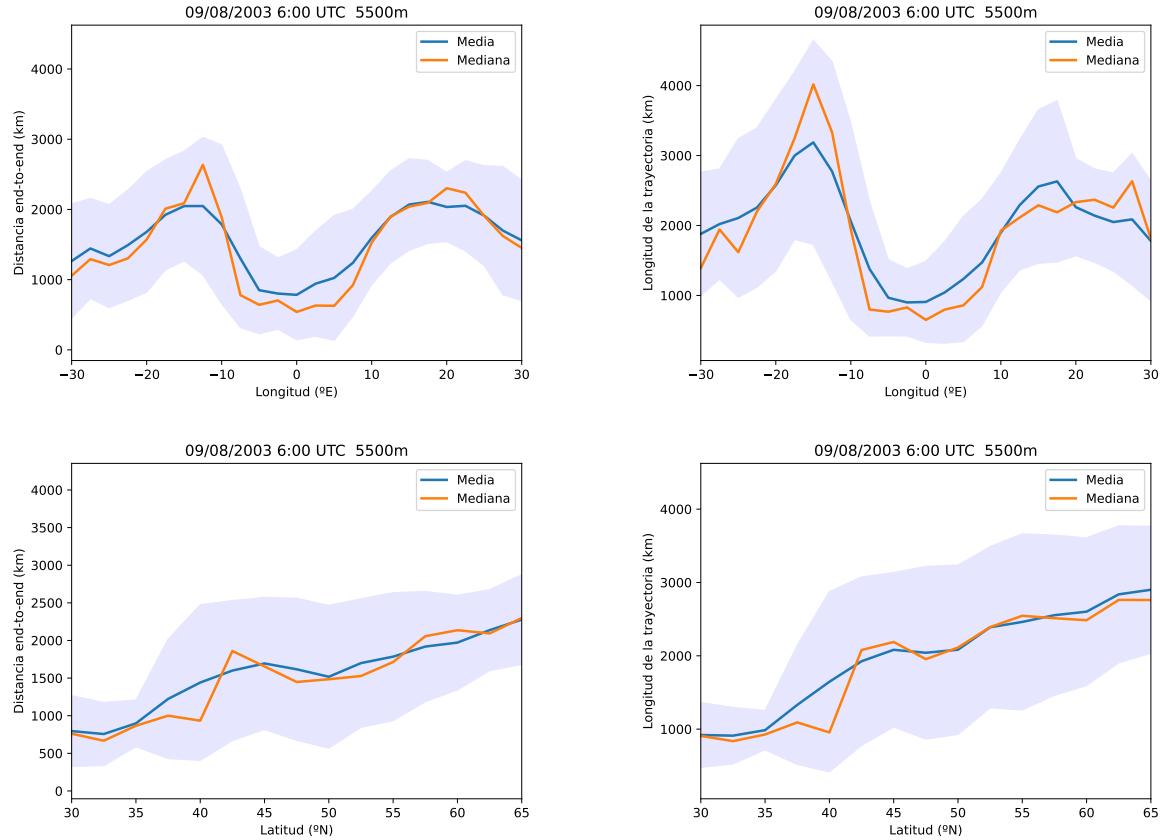


Figura 23: Perfiles de la distancia End-to-End observando desde latitudes (izquierda-abajo) y longitudes (izquierda-arriba). Para la longitud de trayectoria igual, para longitudes (derecha-arriba) y para latitudes (derecha-abajo). Además, la zona sombreada indica \pm una desviación estandar.

los que se presentan para End-to-End lo que tiene sentido por la propia definición de las variables. La longitud de la trayectoria es siempre mayor o igual que la End-to-End para una trayectoria dada, con lo que en promedio este valor tenderá a ser mayor. En la bajada parecen tornarse similares cosa que tiene sentido a priori puesto que en esta región las trayectorias serán cortas lo que hará que las diferencias entre los valores entre ambas variables sean relativamente pequeñas.

Siguiendo con los comentarios de la figura 23, también vemos los perfiles para las latitudes que parecen ser algo más complicados de entender. Las trayectorias a latitudes altas suelen presentar flujos altos mientras que las cercanas al ecuador lo contrario, flujos bajos. Esto es lo que se observaría si observáramos todos los instantes. Los perfiles en latitud suelen presentar una mayor pendiente cuando nos encontramos con un régión

grande de bloqueo dentro de la región de estudio.

5.3.2. Proyección zonal y meridional

Las variables proyección zonal y proyección meridional muestran resultados similares a los presentados para End-to-End y Longitud de la trayectoria. En la figura 24 podemos ver cómo para los valores globales de la proyección zonal (derecha) en toda la región, los primeros instantes presentan valores altos observándose inmediatamente después una bajada de los flujos como también se vio en la figura 22. A diferencia con dicha figura tenemos una clara recuperación de los flujos alrededor de los instantes previos al 16 de agosto. Esto es algo que hemos echado en falta en los valores globales de la figura 22 y que es fundamental para detectar la duración temporal del bloqueo.

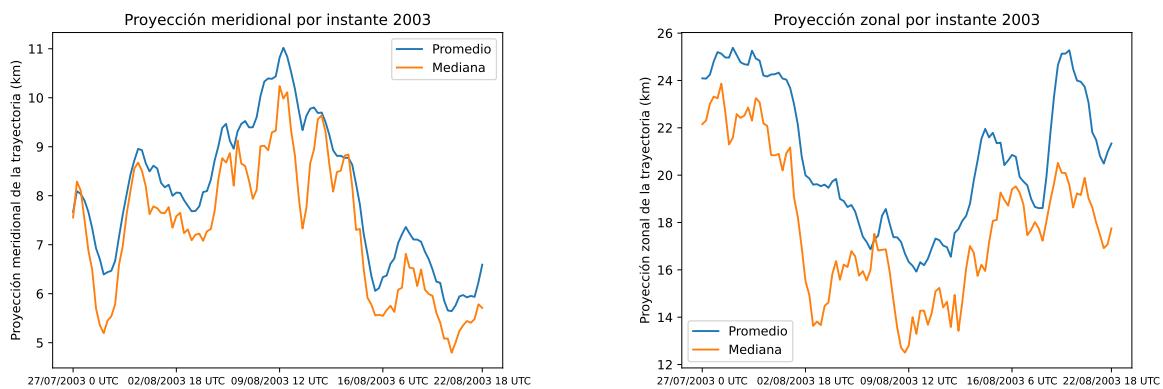


Figura 24: Resultados globales para la proyección meridional (izquierda) y zonal (derecha). En la figura se muestra la evolución temporal de ambas variables en la región de estudio con la media y la mediana.

En cuanto a los valores globales de la proyección meridional (figura 24 izquierda) podemos ver un comportamiento contrario al comentado. Las proyecciones meridionales de los flujos globales en la región de estudio presentan una subida para los instantes que en las proyecciones zonales globales tienen valores bajos. ¿Es esto una contradicción? Hay que entender qué nos están marcando las variables y es que estos resultados son coherentes por completo puesto que lo que observamos son las proyecciones de las trayectorias. Lo que nos quiere decir esto es que globalmente las trayectorias se vuelven más meridionales que zonales, se traduce en que los flujos dejan de ser Oeste-Este (o Este-Oeste) para ser Sur-Norte (o Norte-Sur). Los flujos desvían su trayectoria puesto que se topan con una región bloqueada.

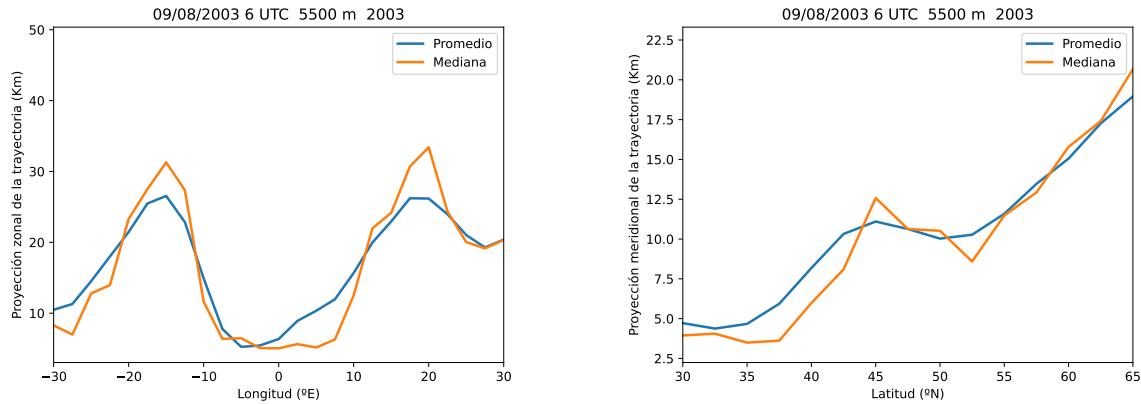


Figura 25: Perfiles en longitudes (izquierda) y en latitudes (derecha) para las variables proyección zonal (izquierda) y proyección meridional (derecha) para el día 9 de agosto de 2003.

De nuevo, en la figura 25 vemos que para el perfil de proyecciones zonales tenemos una bajada entre los valores de longitud que hemos comentado en las variables End-to-End y longitud de trayectoria. Esto es buena señal porque ambas variables parecen marcar cosas similares que encajan.

Como ya habíamos comentado durante la descripción de la implementación, solo una de las tres variables candidatas iba a alcanzar los criterios, o filtros, que nos van a permitir acotar la región temporal y espacial bloqueada. Ahora que hemos visto por encima los resultados, podemos decir que los resultados muestran mucha afinidad y prestan resultados coherentes. Sin embargo, tenemos una gran discrepancia entre las figuras 22 y 24. La recuperación de los valores globales una vez finalizado el episodio de bloqueo se debería de hacer notar para los días posteriores a la segunda semana de agosto. Sin embargo, para las variables globales End-to-End y longitud de trayectoria no se observa, lo que nos hace descartar realizar un estudio en mayor profundidad con estas a pesar de mostrarnos en los perfiles de la figura 23 resultados acordes con a lo esperado. Utilizar estas variables nos obligaría a tener que utilizar alguna información extra para poder acotar temporalmente el bloqueo. Aún siendo estas unas variables que nos aportan información y caracterizan cada una de las trayectorias, no acaban de mostrar del todo el comportamiento de estas durante un episodio de bloqueo atmosférico.

Es importante comentar también dos aspectos de la figura 24, sobre todo de la proyección zonal que será la que utilizaremos de forma directa para obtener el intervalo temporal de bloqueo. Vemos que los flujos pasan de ser largos a cortos para luego volver a ser largos, es decir, hay una bajada en la figura. Sin embargo, podemos notar también pequeñas

fluctuaciones tanto en las zonas de flujos largos como en la de flujos cortos. No entraremos en detalles debido a la falta de análisis pero parece que estas fluctuaciones se pueden asociar de forma directa a la evolución de la forma de la región espacial de bloqueo. En apartados posteriores comentaremos futuras direcciones de investigación a este aspecto. Los perfiles de la figura 25 complementan este aspecto haciendo atractiva la posibilidad de continuar con este trabajo.

Por otro lado, el segundo aspecto es que tenemos la posibilidad de hacer uso de la media o la mediana, pues los resultados son expuestos con ambas. En principio, se calcularon con la intención de estudiar la simetría de los datos e intentar tener una mejor visión de lo que ocurre. Sin embargo, se tiene que la mediana da una mejor calidad de las pequeñas fluctuaciones en el conjunto global lo que puede ser de gran utilidad para un futuro estudio. Ambas presentan envolventes similares y como de momento nuestro interés va orientado a la acotación temporal y espacial dejaremos esto para futuros estudios.

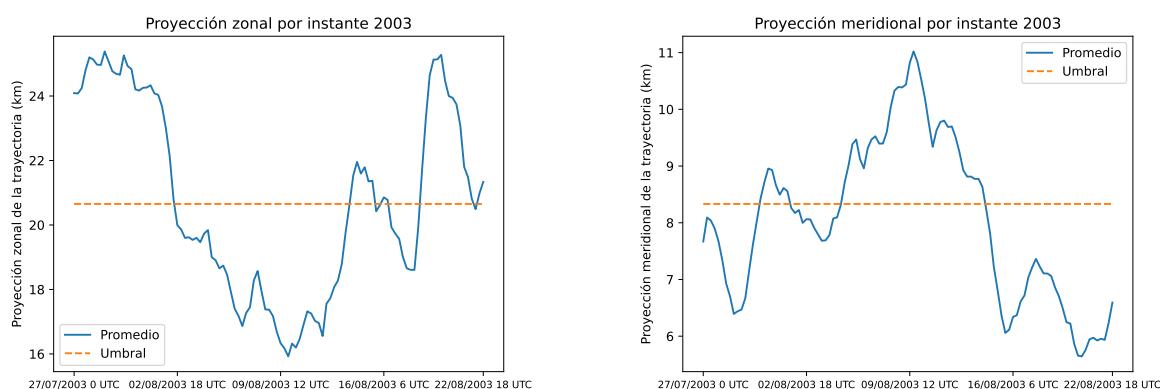


Figura 26: Resultados globales para la proyección meridional (izquierda) y zonal (derecha). En la figura se muestra la evolución temporal de ambas variables en la región de estudio con la media y el umbral seleccionado. Caso de estudio 2003.

Centrándonos en la media para obtener un valor umbral para conseguir los instantes de bloqueo necesitamos buscar alguna forma de acotar los valores que sean lo suficientemente bajos como para clasificarlos como bloqueados. Como en estas situaciones encontraremos un mínimo relativo, en este caso global al ser para un episodio particular (2003), el valor medio entre el valor máximo y el mínimo será un buen candidato a marcar los instantes bloqueados, que no serán más que aquellos que estén asociados a valores globales por debajo de este⁹. El uso de la proyección zonal o proyección meridional global en principio

⁹ $\text{Umbral} = \frac{\text{Máximo} + \text{Mínimo}}{2}$

es indiferente, solo hay que tener en cuenta que en uno buscaremos zonas de bajas y en el otro de valores altos de proyección. Nosotros buscaremos mínimos, con la proyección zonal global, obteniendo un intervalo temporal de bloqueo desde el 6 de agosto a las 6 UTC hasta el 12 de agosto a las 18 UTC. En este caso, vemos que tenemos una fluctuación cuando las proyecciones zonales empiezan a recuperarse, quedándose una parte por encima y volviendo de nuevo a bajar por debajo. Esta fluctuación supera los 4 instantes con lo que, a pesar de obtener más instantes como bloqueados después de esta fluctuación, se eliminan debido a que se considera que la situación se encuentra en un estado de recuperación con fluctuaciones que están fuera ya del episodio anterior. Al final de cuentas, la atmósfera es un sistema dinámico que fluctúa constantemente, es complicado obtener una recuperación uniforme, con lo que nos vemos casi en la obligación de disponer de un criterio para lidiar con estas situaciones. En caso de que después de esta fluctuación se hubiese tenido de nuevo otro mínimo, con nuestro criterio, hubiésemos obtenido otro episodio de bloqueo.

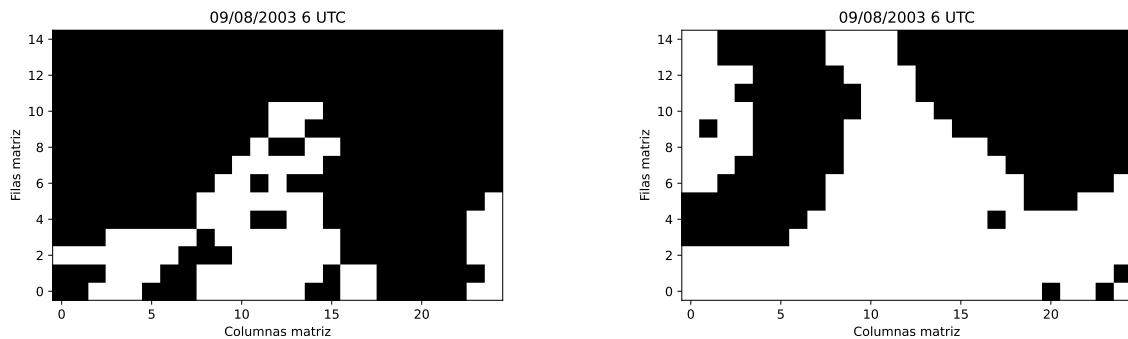


Figura 27: Se muestran la matriz de bloqueo para la proyección meridional (izquierda) y zonal (derecha) para el día 9 de agosto de 2003. Como se detalló en la metodología, la matriz contiene 1 (blanco) en las posiciones que pasan el segundo filtro y como 0 (negro) los que no.

Una vez tenemos los instantes donde tenemos bloqueo es necesario determinar qué puntos de nuestra malla están bloqueados. Para ello, se fija un percentil¹⁰ (se fija el percentil 40 para el caso estudiado), aplicado a todo el conjunto de proyecciones, a partir del cual quedan determinados qué puntos son candidatos a estar bloqueados. Como hemos visto en las figuras 20 y 21, es posible que en determinado instante tengamos la región espacial bloqueada y pequeñas regiones aisladas a esta con valores bajos que con este criterio nos aparecerán como bloqueadas también¹¹. Se deberá de distinguir entre los posibles grupos

¹⁰La generalización del percentil se propone en el apéndice A.

¹¹Es algo a tener en cuenta puesto que el percentil se aplicará sobre los mapas de las figuras 20 y

de puntos que se nos puedan formar al aplicar el percentil a cada instante de bloqueo. Para la segmentación de los diferentes clusters se hará uso del método DBSCAN¹², que se basa en la densidad de los puntos para agruparlos.

Antes de continuar con esto, vayamos a la figura 27 donde tenemos la matriz de unos y ceros al aplicar el percentil 40. Se marcan como unos aquellas posiciones que se encuentran dentro del percentil y como ceros aquellas que quedan fuera. Vemos que la matriz de proyecciones meridionales (izquierda) es diferente de la matriz de proyecciones zonales (derecha). Como ya hemos comentado, las proyecciones zonales nos indican la componente zonal, sobre el ecuador, que se proyecta de la trayectoria mientras que las proyecciones meridionales son la componente de la trayectoria sobre el meridiano. Como hemos aplicado el criterio de quedarnos con los valores por debajo de un percentil lo más acertado es analizar el mapa binario asociado a las proyecciones zonales, ya que en este tendremos justo marcado con unos las posiciones de las trayectorias que presentan una disminución en su componente zonal. Si quisieramos trabajar con la matriz de proyecciones meridionales el enfoque sería similar, solo que tendríamos que detenernos a fijar un percentil orientado a quedarnos con las trayectorias que presenten un aumento en su componente meridional. Vemos claramente, que la forma de la matriz que mejor se adapta a la región observada en las figuras anteriores (ver también figura 28) es la de la derecha.

Una vez hemos elegido trabajar con el mapa binario de las proyecciones zonales tenemos la tarea de identificar los puntos¹³ candidatos a estar bloqueados. Para ello se aplica el punto 4 de la metodología.

Entre todos los puntos candidatos, algunos no pertenecerán a la región bloqueada y únicamente serán zonas donde los flujos son bajos debido a otras condiciones atmosféricas, como la presencia de borrascas. Dado que observamos diferentes agrupaciones de puntos en áreas con bajos valores, se emplea un algoritmo de segmentación por densidad. Este algoritmo clasifica los puntos en los distintos grupos que se forman. Esto nos permite identificar las diferentes agrupaciones de puntos y, así, identificar el clúster asociado a la región de bloqueo.

21. En lugar de presentar las variables End-to-End y Longitud de trayectorias tendremos las variables proyección zonal y proyección meridional. El objetivo principal, quedarnos con los puntos de proyección menor, de color azul.

¹²En el apéndice B se desarrolla en mayor detalle cómo funciona el método.

¹³Trayectorias

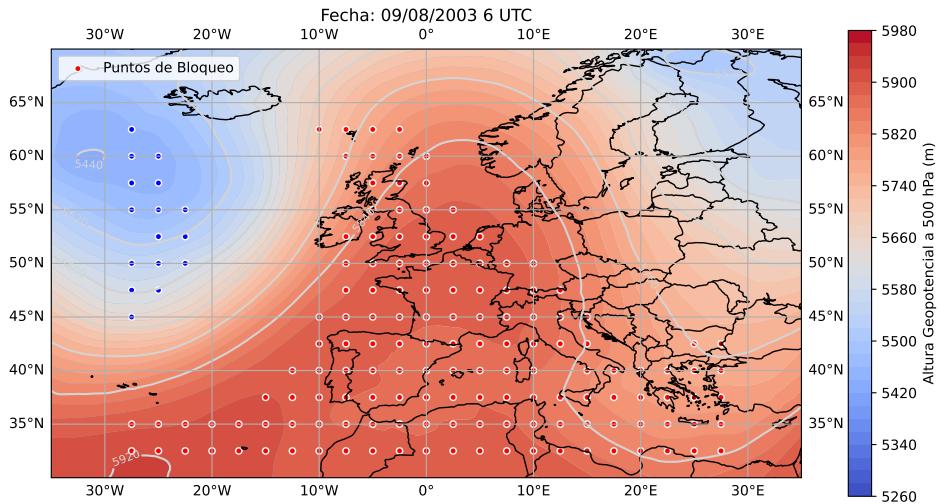


Figura 28: Mapa con los puntos candidatos a estar bloqueados en el instante 9 de agosto a las 6 UTC una vez se ha aplicado DBSCAN sobre ellos. De colores se muestran los diferentes clusters. En rojo el cluster asociado a la región de bloqueo real. Se muestran sobre un mapa de altura geopotencial a 500 hPa.

5.4. Análisis final y discusión de los resultados

Del pre-análisis de la sección anterior señalamos que se han presentado resultados para cuatro variables: End-to-End, Longitud de trayectoria, proyección meridional y proyección zonal. Los resultados para todas ellas son satisfactorios pues muestran un comportamiento esperado cuando se produce el bloqueo. Se ha desarrollado el trabajo en mayor profundidad con las variables de proyección principalmente porque en la evolución de las distancias End-to-End y de las longitudes de las trayectorias (figura 22), teníamos una discrepancia con lo esperado. La recuperación global de los flujos en la región de estudio al finalizar el episodio es crucial para poder acotar temporalmente el bloqueo. La no recuperación de estas dos variables es debido a la no correspondencia lineal entre la disminución de los flujos, longitudes y las distancias entre extremos de las trayectorias. Dentro de una región bloqueada podemos tener circulaciones estancadas con longitudes de trayectorias (o End-to-End) comparables a la de puntos donde no hay bloqueo. Además, aunque existe una relación¹⁴ directa entre distancia End-to-End y Longitud de arco de una determinada trayectoria esta no presenta una complementariedad. Las variables proyección zonal y

¹⁴Longitud de trayectoria \geq End-to-End

proyección meridional, además de que son directamente significativas en el estudio, tienen una cierta complementariedad: cuando una presenta valores altos la otra presenta bajos y viceversa. Esto hace que en mapas como los de la figura 26 tengamos información coherente.

Cuando se produce un bloqueo en una zona de la atmósfera, las masas de aire zonales del oeste se ven forzadas a desviarse para conservar el flujo¹⁵. Como resultado, observamos en los datos un aumento de las componentes meridionales y una disminución de las componentes zonales.

El umbral elegido para determinar los instantes de bloqueo parece bastante acertada, al menos para este caso de estudio específico. Aunque puede haber dudas sobre su generalización, cualquier otro episodio que ocurra se manifestará en los datos de manera similar, aunque con posibles variaciones en su intensidad, extensión temporal y espacial. Lo único necesario para detectar los instantes de bloqueo es que nuestros datos globales de proyecciones presenten un mínimo (o máximo). Con esto, y considerando las condiciones mínimas de duración de un bloqueo (5 días), se podrá determinar el periodo en el que este se produce. Es importante señalar que pueden introducirse instantes adicionales, que se tratarían de instantes en la interfase entre bloqueo y no bloqueo.

La generalización del criterio del percentil para la detección de otros episodios es un desafío más complejo. El problema principal radica en que fijar un percentil adecuado para un episodio específico no garantiza que sea igualmente eficaz para otros episodios, a pesar de seleccionar los valores más bajos del conjunto de datos. Para el episodio de 2003, el percentil se ha ajustado para obtener los mejores resultados, como se evidencia en los resultados obtenidos, que son bastante satisfactorios. Dado que el objetivo de este método es lograr una generalización, es necesario proponer soluciones. En esta memoria no se analizarán los resultados relacionados con la generalización, pero en el apéndice A se propondrá un percentil variable en función de la intensidad del bloqueo. En él se habla de un percentil variable o adaptativo a diferentes intensidades que se puedan dar. Intentar generar un continuo de percentiles para adaptarlos a un continuo de posibles intensidades podría ser una solución robusta.

La clasificación de los distintos clusters candidatos a bloqueo se aborda eficazmente

¹⁵El flujo en la atmósfera se refiere al movimiento y distribución de las masas de aire. Cuando se produce un bloqueo atmosférico, estas corrientes de aire se ven obligadas a desviarse de sus trayectorias habituales para mantener el equilibrio del sistema según las leyes de la física. Esto implica que, en lugar de moverse predominantemente de oeste a este (componente zonal), las corrientes de aire toman trayectorias más hacia el norte o el sur (componentes meridionales). Este cambio en la dirección del flujo se debe a la necesidad de conservar la cantidad de movimiento y la energía en la atmósfera.

mediante el algoritmo DBSCAN, obteniendo resultados de bloqueo satisfactorios. Este enfoque no solo permite determinar una región delimitada, sino que también se ajusta a su variabilidad a lo largo del tiempo. Al superponer el mapa de altura geopotencial a 500 hPa (figura 28), se puede observar que la envolvente obtenida es muy similar a las áreas de alta altura geopotencial. En el apéndice D se presenta la secuencia completa, donde se visualiza la evolución de la zona bloqueada y cómo se obtienen las trayectorias ajustadas correspondientes.

6. Aplicaciones y direcciones futuras de la investigación

Los resultados discutidos han sido aplicados a un episodio específico de bloqueo atmosférico. Aunque el método busca mantener la objetividad y la capacidad de generalización, hemos identificado la necesidad de realizar un análisis más exhaustivo que abarque un mayor número de episodios. Se ha propuesto que, para futuras implementaciones, se amplíe el alcance a un análisis más general, abarcando un intervalo de datos de 40-50 años.

6.1. Posibles aplicaciones del método propuesto

El método desarrollado en este trabajo tiene varias aplicaciones potenciales en el campo de la meteorología y el análisis climático. A continuación, se presentan algunas ideas:

- **Predicción de eventos extremos:** Detectar bloqueos atmosféricos ayuda a predecir eventos extremos como olas de calor, sequías o inundaciones, mejorando la precisión y el tiempo de anticipación.
- **Estudios de cambio climático:** Analizar la frecuencia y características de los bloqueos a lo largo del tiempo proporciona información valiosa sobre los efectos del cambio climático, permitiendo estudiar variaciones históricas y proyectar cambios futuros.
- **Impacto en la agricultura:** Dado que los bloqueos pueden alterar los patrones de lluvia y temperatura, este método puede identificar períodos críticos que afecten la producción agrícola, ayudando a desarrollar estrategias de mitigación y adaptación.
- **Gestión de recursos hídricos:** Prever bloqueos atmosféricos mejora la gestión de recursos hídricos, permitiendo una mejor planificación y uso eficiente del agua en regiones vulnerables a sequías prolongadas.

- **Salud pública:** Las olas de calor, frecuentemente asociadas con bloqueos, pueden tener graves consecuencias para la salud. Este método puede anticipar tales eventos, facilitando la implementación de medidas preventivas.
- **Infraestructura energética:** Los bloqueos pueden afectar la demanda de energía en sistemas de calefacción y refrigeración. Anticipar estos eventos puede optimizar la distribución y almacenamiento de energía, mejorando la eficiencia y sostenibilidad del suministro energético.

Estas aplicaciones no solo demuestran la versatilidad del método propuesto, sino también su potencial para contribuir significativamente a la comprensión y gestión de los fenómenos atmosféricos y sus impactos en diversos sectores.

6.2. Propuestas para futuras investigaciones

Tanto para mí, como también imagino para el lector, este trabajo ha quedado limitado en términos de generalización. La restricción computacional ha sido la principal razón por la que se ha utilizado un único episodio para presentar el método en esta memoria. No obstante, el desarrollo del método se ha realizado con miras a un futuro en el que buscaremos confirmar su generalidad, robustez y objetividad ante la diversidad de situaciones posibles. Por ello, presentamos algunas líneas futuras de trabajo:

- **Análisis de múltiples episodios de bloqueo:** Extender el análisis a un conjunto más amplio de episodios permitirá evaluar de manera más precisa la capacidad de generalización del método y determinar su eficacia en diversos contextos. Además, esta ampliación nos brindará la oportunidad de poner a prueba la idea del percentil adaptativo propuesta en el apéndice A.
- **Aplicación de técnicas de deep learning, como redes neuronales convolucionales (CNN):** Durante el desarrollo del método y la obtención de los resultados, hemos identificado que la implementación mediante algoritmos de deep learning podría generar resultados muy prometedores. Los mapas presentados en las figuras 20 y 21, así como los resultados derivados de estos, pueden ser utilizados para entrenar una red neuronal convolucional. Esto nos permitiría alcanzar los objetivos propuestos, específicamente la identificación de bloqueos en Omega y bloqueos Rex.

7. Conclusiones

Se ha desarrollado un método lagrangiano basado en retro-trayectorias para la identificación de situaciones de bloqueo atmosférico. Este método es muy diferente a los habitualmente utilizados, que se basan en el análisis de campos meteorológicos (métodos eulerianos). Se ha trabajado con un programa de cálculo de trayectorias atmosféricas, HYSPLIT usando como entrada los datos de reanálisis ERA5, y los programas utilizados para la obtención de los resultados se han desarrollado en Python.

Los resultados obtenidos son bastante prometedores, superando incluso las expectativas iniciales. No obstante, estos resultados han sido muy específicos y su generalización aún no ha sido abordada adecuadamente. Al revisar los objetivos planteados inicialmente, se observa que algunos no se han cumplido completamente, la clasificación del bloqueo en Omega o Rex y la identificación de los centros de acción. A pesar de estas limitaciones, se ha presentado un método que establece una metodología muy prometedora para la detección de bloqueos atmosféricos. La generalización de este método es un desafío pendiente que, sin duda, será el enfoque de futuras investigaciones.

Se ha logrado delimitar una extensión temporal y una región espacial de bloqueo, las cuales evidencian cómo la región de bloqueo se adapta a su evolución a lo largo del tiempo, lo que puede ser utilizado para estudiar el ciclo de vida y las características de las zonas de bloqueo.

Referencias

- [1] García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, R. M., Luterbacher, J., & Fischer, E. M. (2010). A review of the European summer heat wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 40(4), 267–306. <https://doi.org/10.1080/10643380802238137>
- [2] Barriopedro, D., García-Herrera, R., & Trigo, R. M. (2010). Application of blocking diagnosis methods to General Circulation Models. Part I: a novel detection scheme. *Climate Dynamics*, 35(7–8), 1373–1391. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0767-5>
- [3] Black, E., Blackburn, M., Harrison, G., Hoskins, B., & Methven, J. (2004). Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*, 59(8), 217–223. <https://doi.org/10.1256/wea.74.04>
- [4] Casado Calle, M.J., Doblas-Reyes, R.J. y Pastor Saavedra, M.A. (2004). Variabilidad interanual de la frecuencia de bloqueo en el Hemisferio Norte. 25–35. <http://hdl.handle.net/20.500.11765/1381>.
- [5] Tibaldi, S & Molteni, F (1990). On the operational predictability of blocking, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 42:3, 343-365, DOI: 10.3402/tellusa.v42i3.11882
- [6] Detring, C., Müller, A., Schielicke, L., Névir, P., & Rust, H. W. (2020). Atmospheric blocking types: Frequencies and transitions. <https://doi.org/10.5194/wcd-2020-62>
- [7] Detring, C., Müller, A., Schielicke, L., Névir, P., & Rust, H. W. (2021). Occurrence and transition probabilities of omega and high-over-low blocking in the Euro-Atlantic region. *Weather and Climate Dynamics*, 2(4), 927–952. <https://doi.org/10.5194/wcd-2-927-2021>
- [8] scikit-learn. (2023). sklearn.cluster.DBSCAN. Recuperado de <https://scikit-learn.org/stable/modules/generated/sklearn.cluster.DBSCAN.html>
- [9] Barriopedro, D., & García-Herrera, R. (2004). A climatology of Northern Hemisphere blocking. *Journal of Climate*, 17(12), 2496-2511.
- [10] Barriopedro, D., García-Herrera, R., & Trigo, R. M. (2006). Application of blocking diagnosis methods to General Circulation Models. *Climate Dynamics*, 26(6), 731-742.

- [11] Feldstein, S. B. (2000). The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns. *Journal of Climate*, 13(22), 4430-4440.
- [12] Grotjahn, R., Black, R., Leung, R., Wehner, M., Barlow, M., Bosilovich, M., ... & Sobel, A. (2016). North American extreme temperature events and related large scale meteorological patterns: a review of statistical methods, dynamics, modeling, and trends. *Climate Dynamics*, 46(3), 1151-1183.
- [13] Liu, T., Nakamura, H., & Huang, F. (2018). Atmospheric blocking: space-time links to the NAO and PNA. *Climate Dynamics*, 50(5), 1653-1668.
- [14] Schwierz, C., Croci-Maspoli, M., & Davies, H. C. (2004). Perspicacious indicators of atmospheric blocking. *Geophysical Research Letters*, 31(6), L06125.
- [15] Xu, P., Wang, L., Liu, Y., Chen, W., & Huang, P. (2020). The record-breaking heat wave of June 2019 in Central Europe. *Atmospheric Science Letters*, 21(4), e964. <https://doi.org/10.1002/asl.964>.
- [16] Woollings, T., Barriopedro, D., Methven, J. et al. Blocking and its Response to Climate Change. *Curr Clim Change Rep* 4, 287–300 (2018). <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0108-z>.
- [17] Kautz, L.A., Martius, O., Pfahl, S., Pinto, J.G., Ramos, A.M., Sousa, P.M. & Woollings, T. (2022). Atmospheric blocking and weather extremes over the Euro-Atlantic sector – a review. *Weather and Climate Dynamics*, 3, 305-336. 10.5194/wcd-3-305-2022.
- [18] MeteoSwiss. (2009). Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate. *Geophysical Research Letters*, 36(L10702).
- [19] Zúñiga López, I. (2015). Meteorología y Climatología. Editorial UNED. (Capítulo 5, pp. 107-138).
- [20] Stein, A.F., Draxler, R.R., Rolph, G.D., Stunder, B.J.B., Cohen, M.D., and Ngan, F., (2015). NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96, 2059-2077, <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>.
- [21] Draxler, R.R., 1999: HYSPLIT4 user's guide. NOAA Tech. Memo. ERL ARL-230, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.

- [22] Draxler, R.R., and G.D. Hess, 1998: An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition. *Aust. Meteor. Mag.*, 47, 295-308.
- [23] Draxler, R.R., and G.D. Hess, 1997: Description of the HYSPLIT_4 modeling system. NOAA Tech. Memo. ERL ARL-224, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 24 pp.1.

A. Apéndice A - Elección del percentil para la generalización del método propuesto

En el análisis de bloqueos atmosféricos, es crucial contar con un método robusto que pueda adaptarse a la variabilidad en la intensidad de estos fenómenos a lo largo del tiempo. Este apéndice plantea un enfoque adaptativo para la detección de bloqueos atmosféricos utilizando un percentil dinámico, ajustado según la intensidad del bloqueo.

A.1. Clasificación de la intensidad del bloqueo

Para abordar la variabilidad en la intensidad de los bloqueos, primero es necesario clasificar los episodios de bloqueo en función de su intensidad. Esto se puede lograr mediante la identificación de parámetros adicionales que caractericen la intensidad del bloqueo, como la amplitud de las anomalías¹⁶ en las proyecciones zonales.

Pasos para la clasificación:

- **Definición de parámetros:** Identificar y definir parámetros que representen la intensidad del bloqueo, tales como la amplitud de las anomalías en las proyecciones zonales o el mínimo local de cada episodio en el perfil global para valores de proyecciones zonales.
- **Rangos de intensidad:** Clasificar los bloqueos en rangos de intensidad (bajo, medio, alto) basados en los valores de los parámetros definidos.

A.2. Adaptación del percentil basado en la intensidad

Para garantizar una detección precisa y consistente de los bloqueos, se propone ajustar el percentil en función de la intensidad del episodio de bloqueo detectado.

Metodología:

- **Cálculo de percentiles adaptativos:** Desarrollar una función que ajuste el percentil de manera dinámica según la intensidad del bloqueo. Percentiles más altos se utilizarán para bloqueos de menor intensidad y percentiles más bajos para bloqueos de alta intensidad.

¹⁶En meteorología, una anomalía es la desviación de un valor meteorológico (como temperatura o precipitación) respecto a su promedio a largo plazo. Indica cómo las condiciones actuales difieren de las esperadas para una región y época del año.

- **Implementación del algoritmo:** Implementar un algoritmo que realice los siguientes pasos:

- Calcular la intensidad del episodio de bloqueo actual.
- Seleccionar el percentil correspondiente al rango de intensidad identificado.
- Aplicar el percentil adaptativo para determinar la región espacial de bloqueo.

Este enfoque se presenta como una posible solución robusta y flexible para la detección de bloqueos atmosféricos, asegurando su aplicabilidad a lo largo de diversos contextos temporales y espaciales.

B. Apéndice B - El algoritmo DBSCAN

DBSCAN [8] (Density-Based Spatial Clustering of Applications with Noise) es un algoritmo de clustering que agrupa puntos basándose en la densidad de datos y detecta puntos de ruido. Se caracteriza por no requerir la especificación previa del número de clusters y por su capacidad para identificar clusters de formas arbitrarias.

Se usa la métrica del taxista. La elección de esta métrica se justifica por la reducción relativa de las distancias que se calculan en el algoritmo DBSCAN, que busca vecinos más próximos.

Otras distancias como la de círculo grande sobre la esfera, utilizada en el análisis de las retro-trayectorias, son la elección natural para miles de kilómetros.

Parámetros Clave

- ϵ (epsilon): Radio de vecindad que define la distancia máxima para considerar vecinos.
- MinPts: Número mínimo de puntos en una vecindad para formar un cluster.
- metric: Métrica de distancia para calcular la proximidad entre puntos. En este método se ha hecho uso de la métrica del taxista.

Proceso del Algoritmo

- **Inicialización:** Comienza con todos los puntos no visitados.
- **Selección Aleatoria:** Se elige un punto no visitado y se calcula su vecindad de radio ϵ .
- **Formación de Clusters:** Si la vecindad contiene al menos MinPts, se inicia un nuevo cluster. Si no, el punto se marca como ruido.
- **Expansión:** Se expanden los clusters agregando puntos de vecindades de puntos centrales hasta que no se puedan agregar más puntos.
- **Repetición:** Se repite hasta que todos los puntos hayan sido visitados.

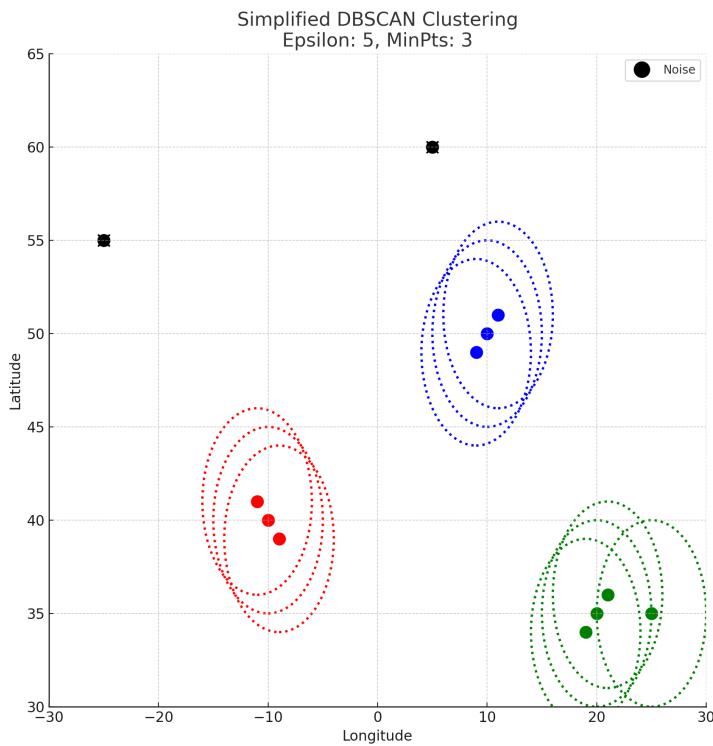


Figura 29: Ilustración de clustering con DBSCAN hecha con Python. Los puntos de mismo color se han clasificado en el mismo cluster. Se utiliza un epsilon y un MinPts de 3 lo que quiere decir que se necesitan 3 vecinos dentro del entorno a epsilon unidades de distancia (con distancia dependiendo de la topología definida, los abiertos no tienen porqué ser circunferencias) para considerar puntos del mismo núcleo. Los puntos negros se marcan como ruido ya que no cumplen el requisito mínimo de vecinos.

Ventajas

- No requiere especificar el número de clusters.
- Detecta clusters de formas arbitrarias y tamaños variados.
- Robusto al ruido y capaz de identificar puntos aislados.

Desventajas

- Sensible a la elección de ϵ y MinPts.

- Menor eficiencia en alta dimensionalidad.
- Dificultad con clusters de densidad variable.

Aplicaciones

Utilizado en análisis geoespacial, detección de anomalías, agrupación de imágenes y bioinformática. En este trabajo, se aplica para detectar clusters de puntos candidatos a formar parte del área geográfica bloqueada, identificando regiones con alta densidad de puntos relevantes.

C. Apéndice C - Métrica del taxista. Algo de topología.

Para el algoritmo de DBSCAN se ha utilizado el concepto de distancia del taxista. En este apéndice se detalla en qué consiste esta métrica y su relevancia en el contexto topológico.

Desde el punto de vista topológico, el concepto de distancia es una función que asigna un valor no negativo a cada par de puntos en un espacio métrico, cumpliendo ciertas propiedades. En el caso de la métrica del taxista, también conocida como la métrica Manhattan o métrica del l^1 , la distancia entre dos puntos en un espacio euclíadiano es la suma de las diferencias absolutas de sus coordenadas correspondientes.

Formalmente, si tenemos dos puntos $p = (p_1, p_2, \dots, p_n)$ y $q = (q_1, q_2, \dots, q_n)$ en un espacio n-dimensional, la distancia d entre p y q bajo la métrica del taxista se define como:

$$d(p, q) = \sum_{i=1}^n |p_i - q_i|$$

Esta métrica se denomina "del taxista" porque representa la distancia que un taxista tendría que recorrer en una ciudad con calles dispuestas en una cuadrícula ortogonal, donde solo puede moverse en líneas rectas paralelas a los ejes de coordenadas.

Las propiedades fundamentales que debe cumplir una métrica son:

- **No negatividad:** $d(p, q) \geq 0$ para todos los puntos p y q , y $d(p, q) = 0$ si y solo si $p = q$.
- **Simetría:** $d(p, q) = d(q, p)$ para todos los puntos p y q .
- **Desigualdad triangular:** $d(p, r) \leq d(p, q) + d(q, r)$ para todos los puntos p, q y r .

En la métrica del taxista, estas propiedades son naturalmente satisfechas. La no negatividad es evidente ya que las diferencias absolutas son siempre no negativas. La simetría se cumple porque la diferencia absoluta entre p_i y q_i es igual a la diferencia absoluta entre q_i y p_i . Finalmente, la desigualdad triangular se cumple porque, en términos de las diferencias absolutas, no es posible recorrer una distancia más corta que la suma de las distancias intermedias al trasladarse entre dos puntos a través de un tercer punto.

Esta métrica es adecuada para nuestro caso puesto que los puntos forman una malla cuadrada.

D. Apéndice D - Resultados finales para el episodio de 2003

En este apéndice se muestra un subintervalo del total. El método marca como instantes bloqueados desde el 6 de agosto a las 6 UTC hasta el 12 de agosto a las 18 UTC. En el repositorio¹⁷ de GitHub se muestra al completo la secuencia de días. Los puntos marcados como ruido presentan el color negro.

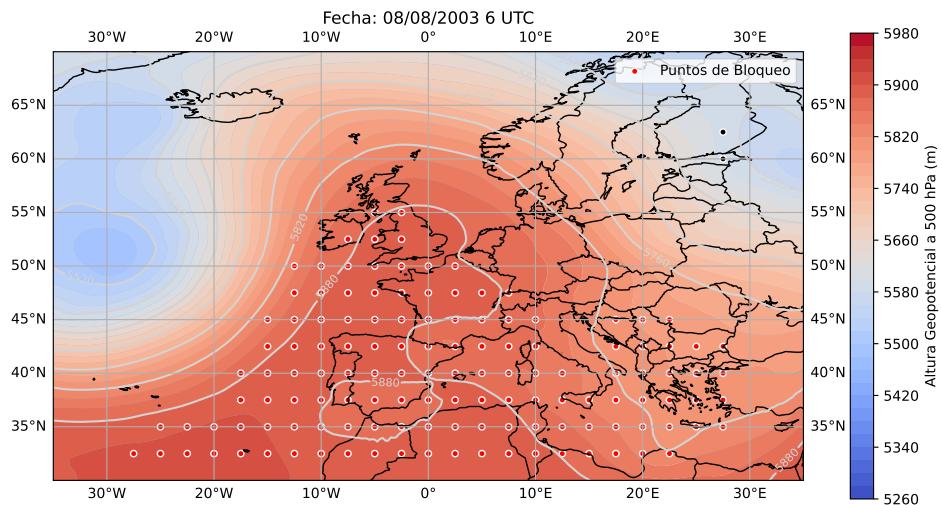


Figura 30: 8 de agosto a las 6 UTC.

¹⁷<https://github.com/juanmanuelruizm/TFG>

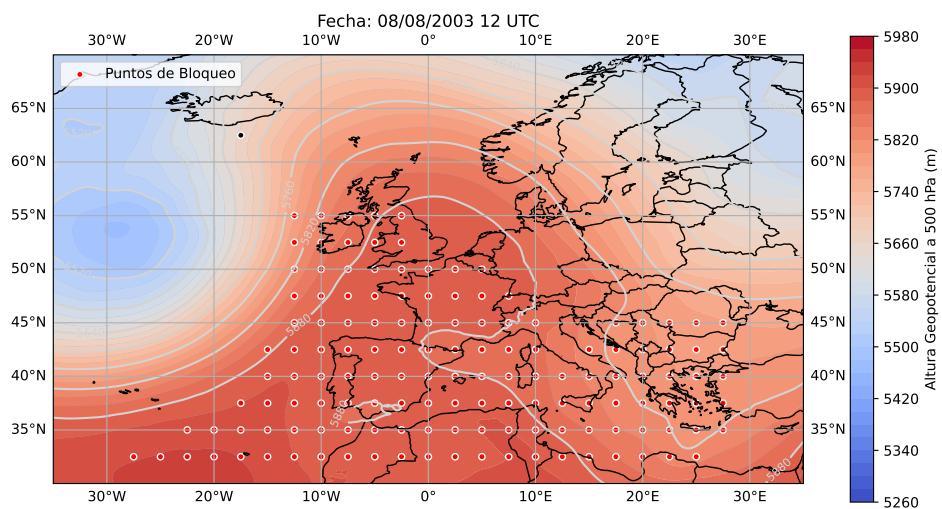


Figura 31: 8 de agosto a las 12 UTC.

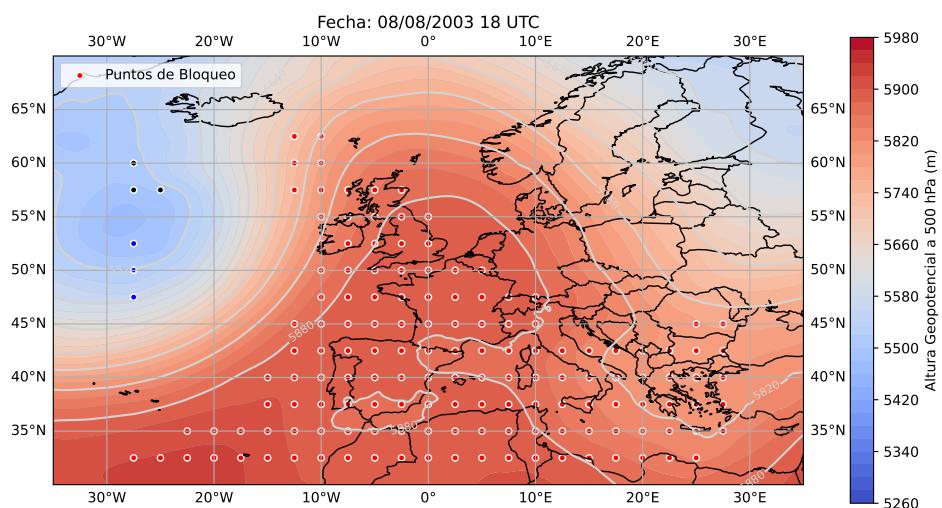


Figura 32: 8 de agosto a las 18 UTC.

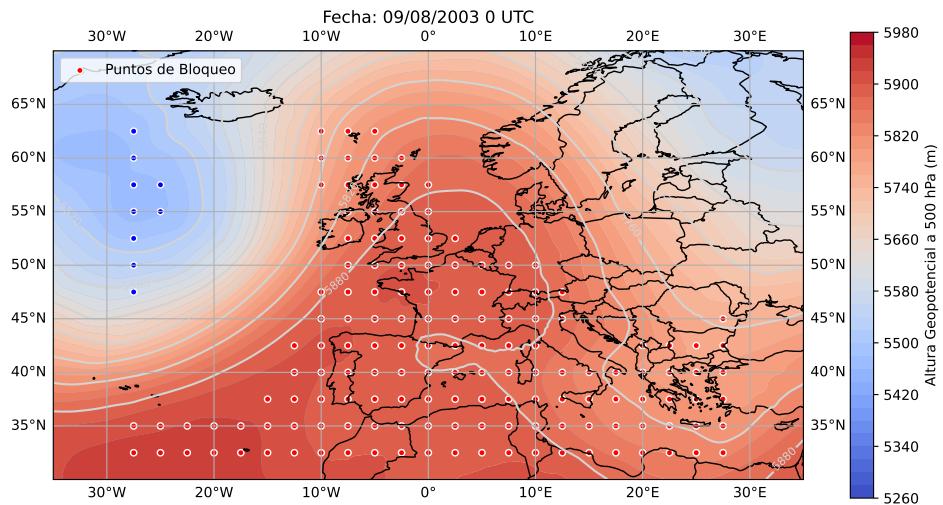


Figura 33: 9 de agosto a las 0 UTC.

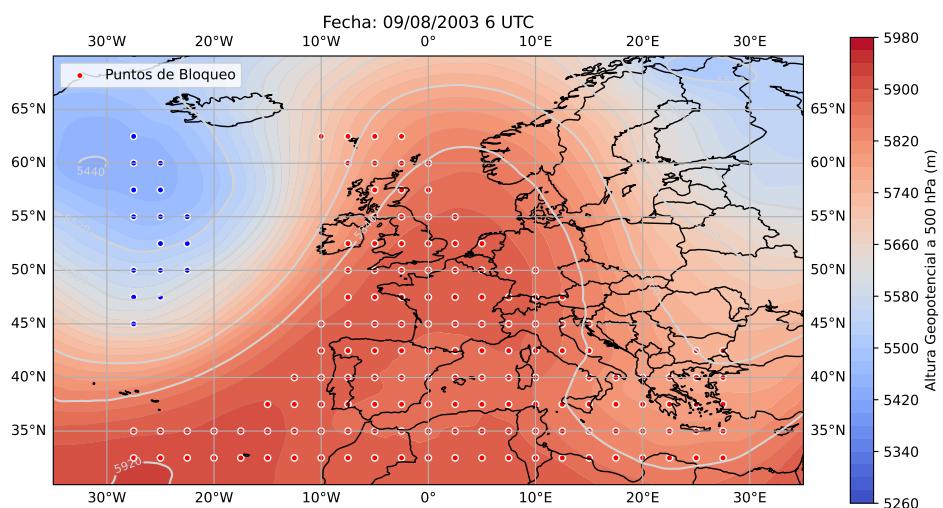


Figura 34: 9 de agosto a las 6 UTC.

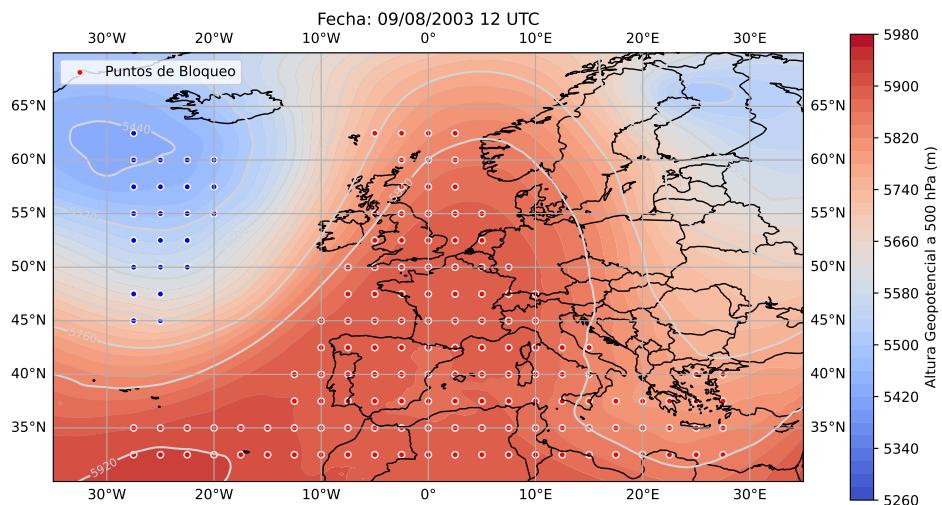


Figura 35: 9 de agosto a las 12 UTC.

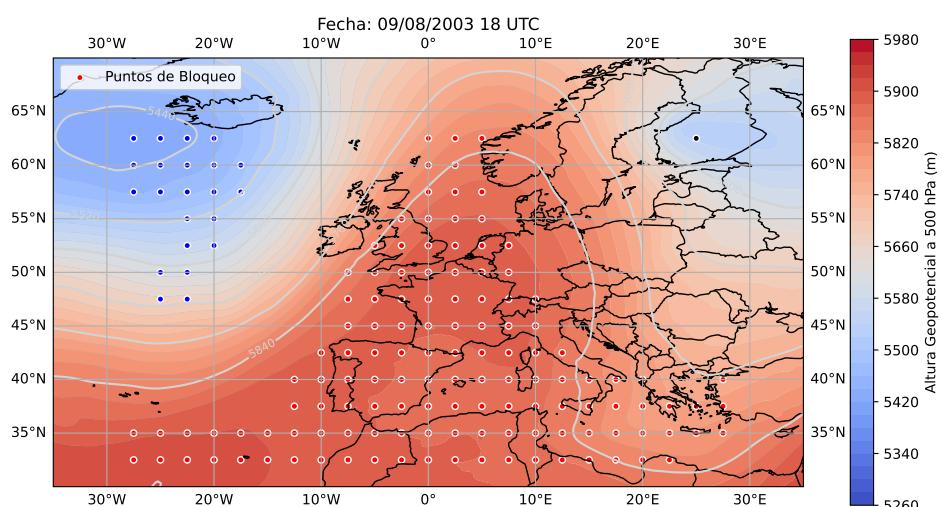


Figura 36: 9 de agosto a las 18 UTC.

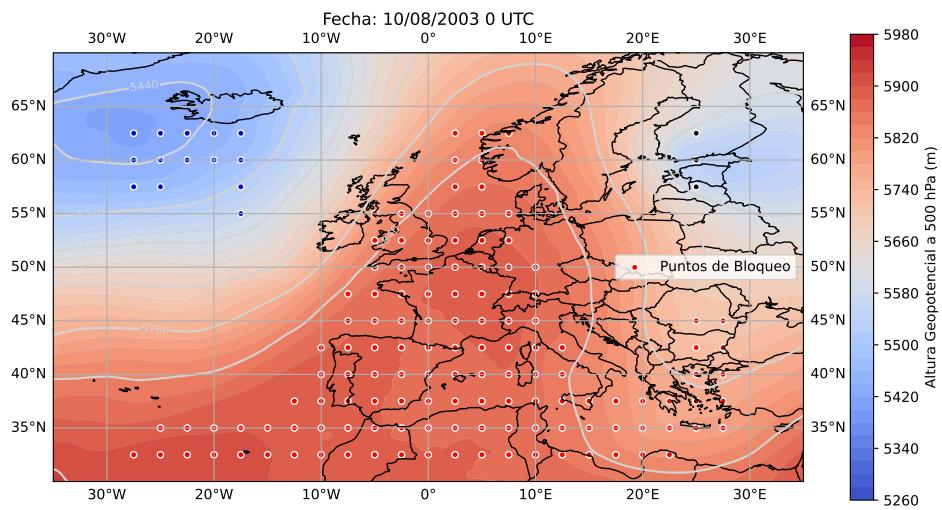


Figura 37: 10 de agosto a las 0 UTC.

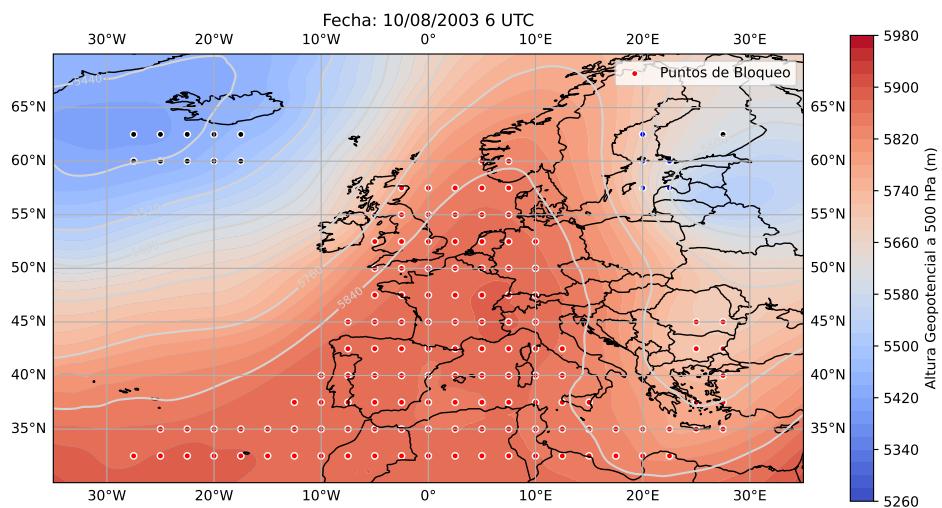


Figura 38: 10 de agosto a las 6 UTC.

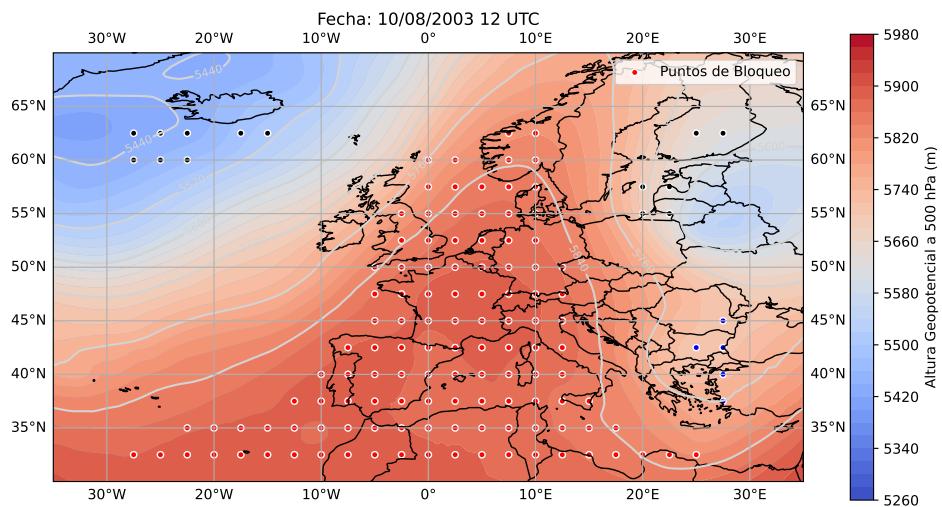


Figura 39: 10 de agosto a las 12 UTC.

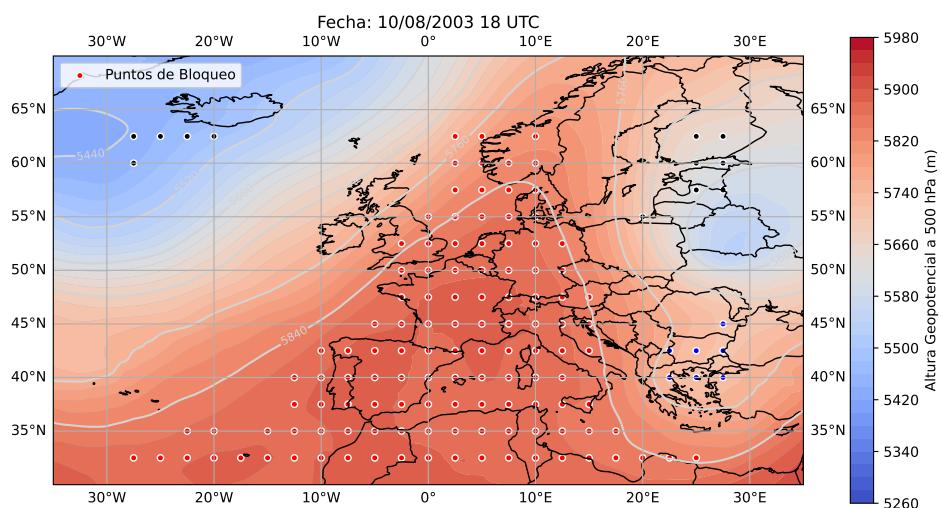


Figura 40: 10 de agosto a las 18 UTC.

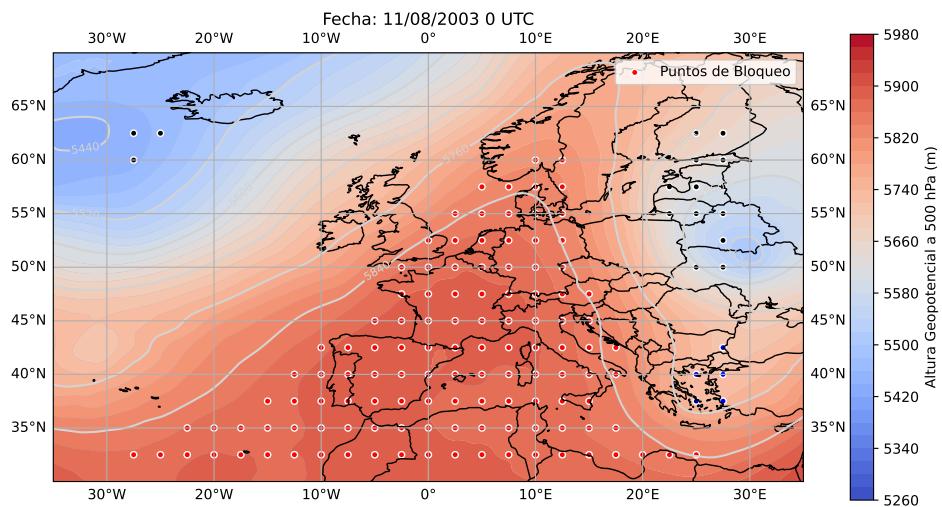


Figura 41: 11 de agosto a las 0 UTC.

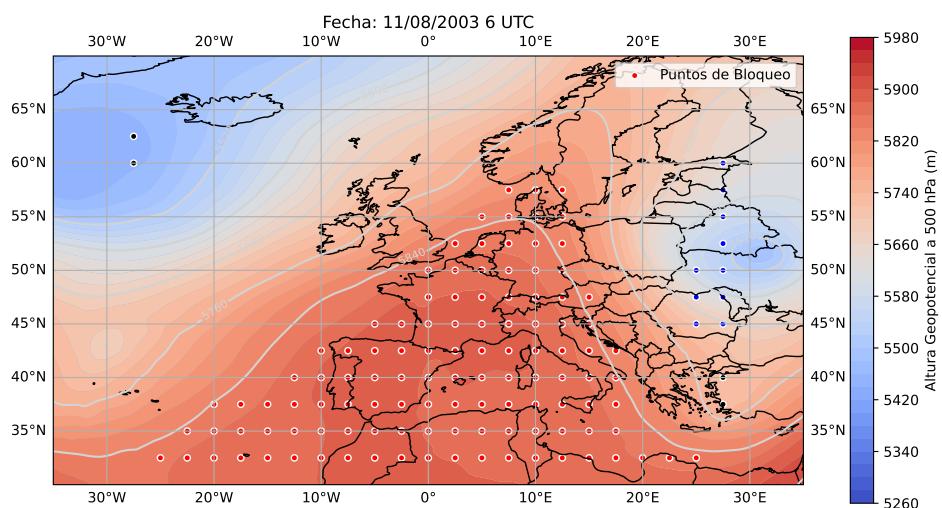


Figura 42: 11 de agosto a las 6 UTC.

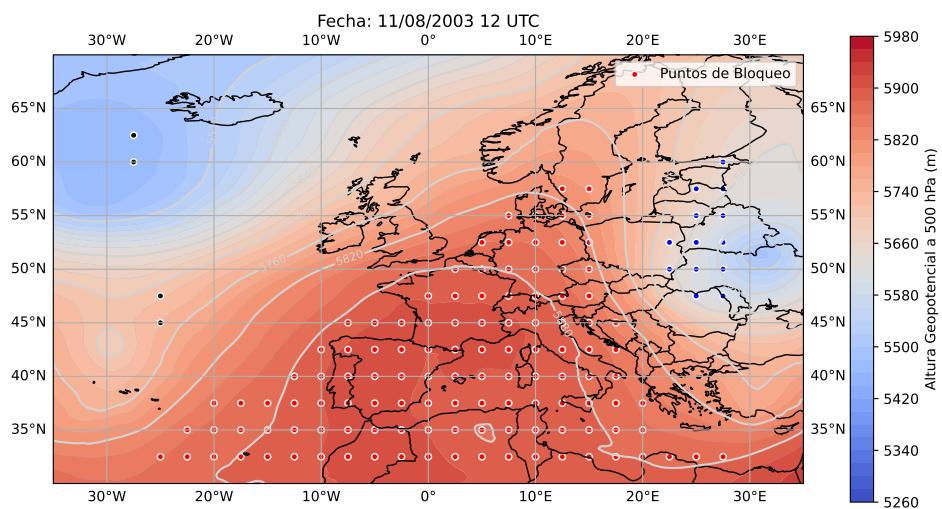


Figura 43: 11 de agosto a las 12 UTC.

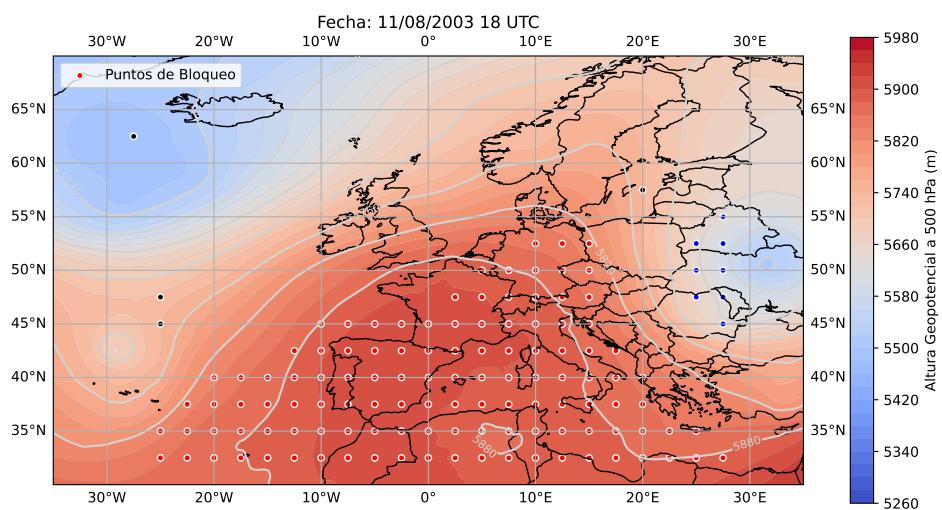


Figura 44: 11 de agosto a las 18 UTC.

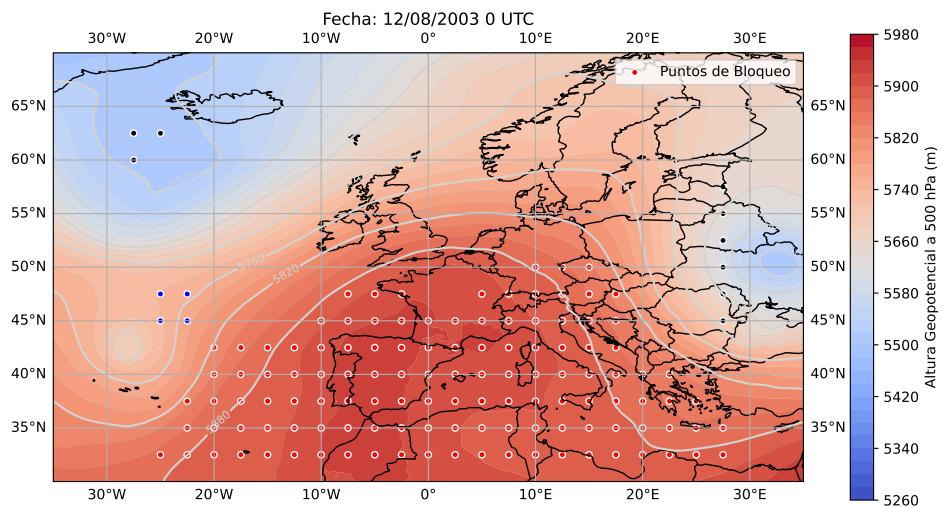


Figura 45: 12 de agosto a las 0 UTC.

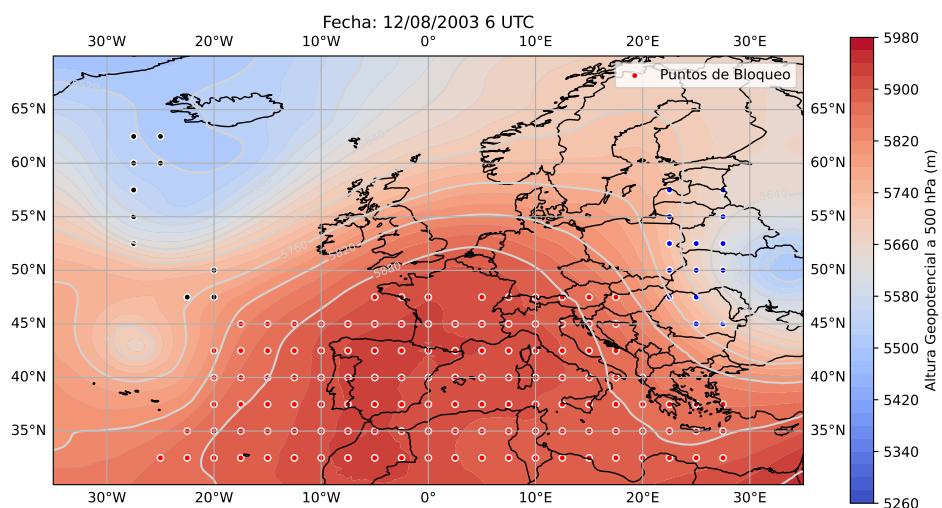


Figura 46: 12 de agosto a las 6 UTC.

E. Apéndice E - Resultados para el episodio de junio de 2019

Los resultados de este caso siguen unos patrones muy similares a los obtenidos en el episodio de 2003. En la figura 47 se observa una disminución de los valores de proyección zonal (figura derecha) desde el 23 hasta el 29 de junio. Los valores globales de proyección meridional (figura izquierda) muestran un comportamiento casi complementario, como se esperaba según lo discutido para el caso de 2003.

En este caso, tanto la matriz de bloqueo (figura 48) como el mapa con altura geopotencial y las áreas de bloqueo señaladas por los puntos (figura 49), muestran una región adicional con bloqueo que se corresponde con una vaguada en altura.

Este episodio se caracteriza por tres olas de calor en junio, capturándose solo la última, la más intensa, debido a que se introdujeron datos en el algoritmo solo del 15 al 30 de junio. El algoritmo aún no está preparado para procesar varias olas de calor simultáneamente, deteniéndose al detectar una. No obstante, en la figura 47 se pueden observar los valores globales en todos los instantes, mostrando una bajada (o subida en la proyección meridional) en el inicio, lo que es indicativo de que previamente hubo una ola de calor.

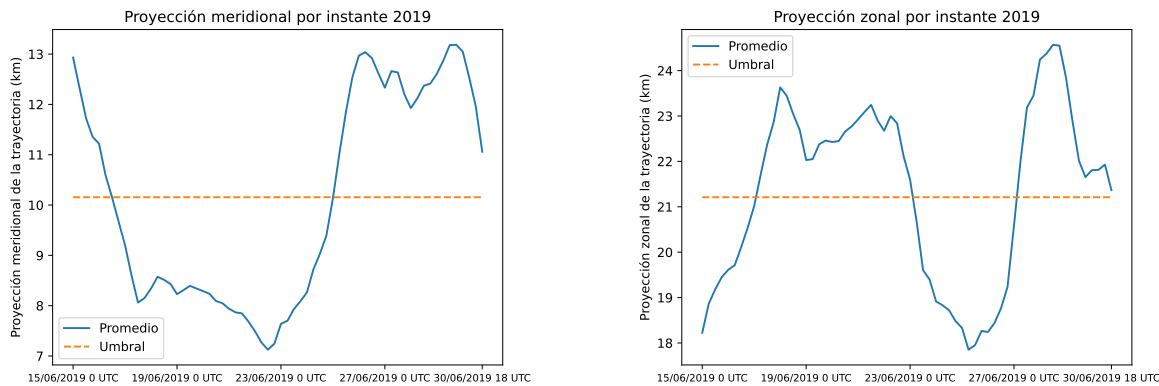


Figura 47: Resultados globales para la proyección meridional (izquierda) y zonal (derecha). En la figura se muestra la evolución temporal de ambas variables en la región de estudio con la media y el umbral seleccionado. Caso de estudio 2019.

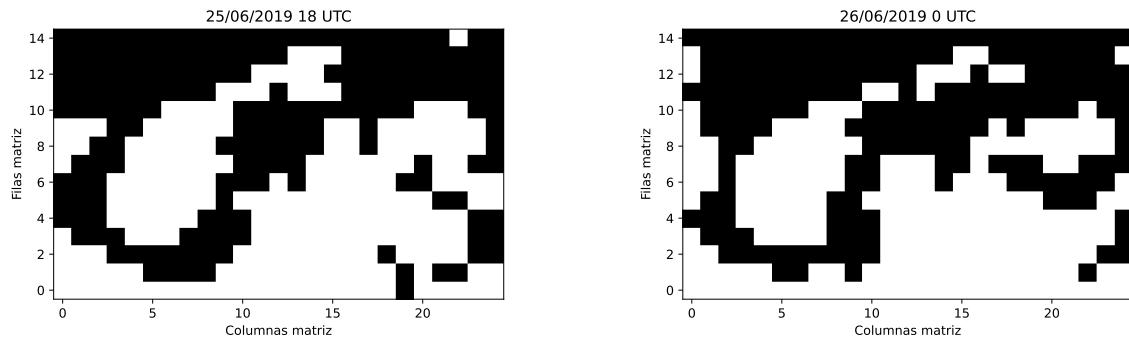


Figura 48: Se muestran la matriz de bloqueo para la proyección zonal en los instantes bloqueados 25 de junio del 2019 a las 18 UTC (izquierda) y 26 de junio del 2019 a las 0 UTC (derecha).

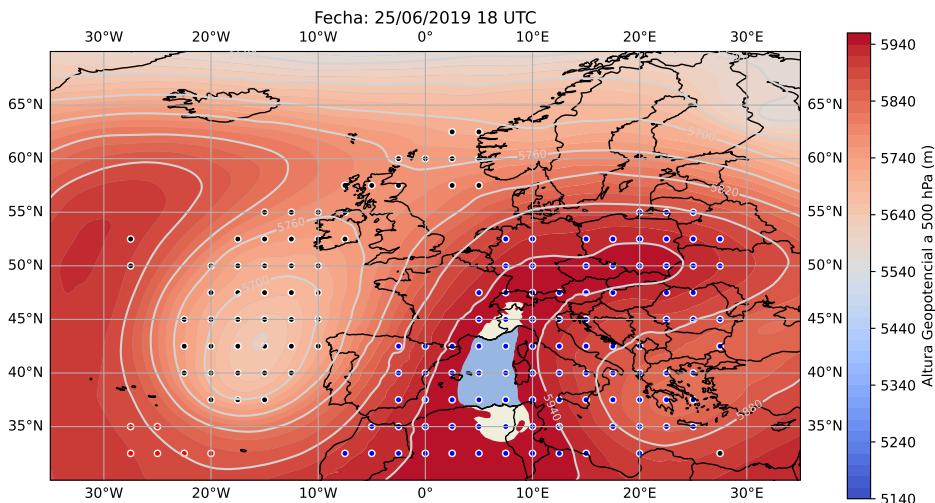


Figura 49: 25 de junio a las 18 UTC.

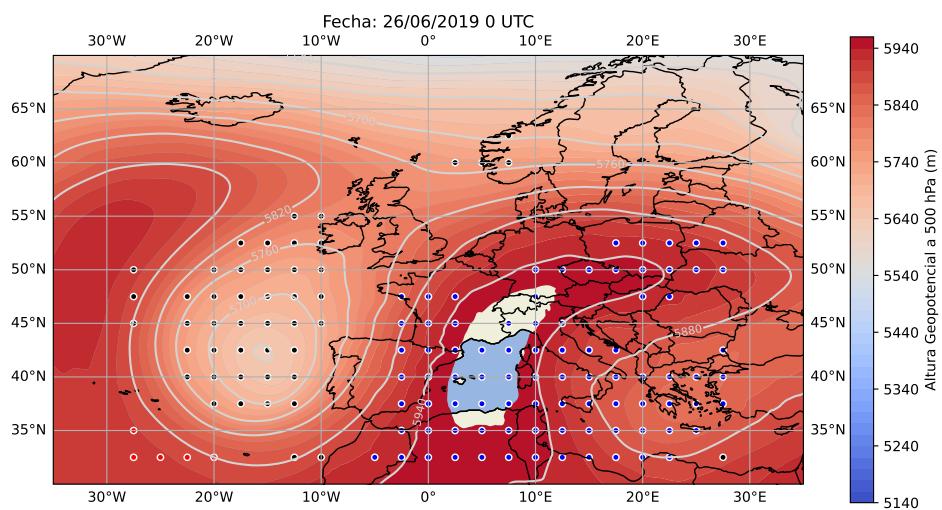


Figura 50: 26 de junio a las 0 UTC.