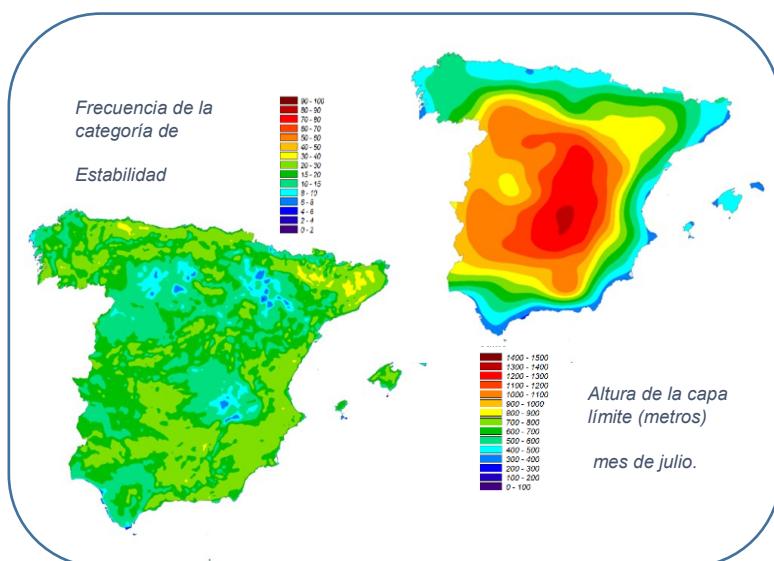


Climatología de las categorías de estabilidad de Pasquill-Gifford-Turner y de la altura de la capa límite (2017-2020)

Nota técnica 45 de AEMET



José María PASCUAL RODRÍGUEZ
Rafael SÁNCHEZ GONZÁLEZ
Jaime CASTRO ARIAS
Estela JORDÁ SEMPERE
Ainoa PASCUAL CAO
Antonio A. SERRANO DE LA TORRE

AUTORES

José María PASCUAL RODRÍGUEZ¹

Rafael SÁNCHEZ GONZÁLEZ¹

Jaime CASTRO ARIAS²

Estela JORDÁ SEMPERE³

Ainoa PASCUAL CAO⁴

Antonio A. SERRANO DE LA TORRE⁵

¹Agencia Estatal de Meteorología (Delegación territorial en Galicia)

²Agencia Estatal de Meteorología (Departamento de Producción)

³Agencia Estatal de Meteorología (Delegación territorial en Cataluña)

⁴Agencia Estatal de Meteorología (Departamento de Infraestructuras y Sistemas)

⁵Agencia Estatal de Meteorología (Centro de Investigación Atmosférica de Izaña)

jpascualr@aemet.es, rsanchezg@aemet.es

AGRADECIMIENTOS

A todos los participantes en el grupo de trabajo constituido en AEMET en 2023 con la finalidad de actualizar el procedimiento de generación de matrices de estabilidad.



Aviso Legal: los contenidos de esta publicación podrán ser reutilizados, citando la fuente y la fecha, en su caso, de la última actualización



Edita:

© Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2025

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado:
<https://cpage.mpr.gob.es>

NIPO: 666-25-008-4
<https://doi.org/10.31978/666-25-008-4>

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
C/ Leonardo Prieto Castro, 8
28040 Madrid
<http://www.aemet.es/>



ÍNDICE.

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	2
2. DISPERSIÓN. EL PENACHO GAUSSIANO	5
3. LAS MATRICES DE ESTABILIDAD	6
4. MÉTODOS DE DETERMINACIÓN DE LAS CLASES DE ESTABILIDAD	7
4.1. Método original de Pasquill-Gifford (PG).	7
4.2. Método de Turner.	8
4.3. Método <i>solar radiation/delta-T</i> (SRDT).	9
4.4. Número de Richardson.	10
4.5. Longitud de Monin-Obukhov.	10
5. DIFICULTADES ENCONTRADAS CON LOS DATOS DE OBSERVACIÓN Y MÉTODOS DE CÁLCULO PROPUESTOS.	12
6. CÁLCULO A PARTIR DE REANÁLISIS DE MODELOS NUMÉRICOS.	16
7. RESULTADOS.	18
7.1 ERA5.	18
7.2 CERRA.	22
8. COMPARACIÓN ENTRE MATRICES OBSERVACIONALES Y DE REANÁLISIS.	24
9. ALTURA DE LA CAPA LÍMITE.	26
10. CONCLUSIONES	31
11. ANEXO I.	33
12. ANEXO II.	40
13. REFERENCIAS.	45

RESUMEN

Las categorías de estabilidad de Pasquill siguen siendo una herramienta de uso común para abordar problemas relativos a la dispersión de contaminantes. Aunque el desarrollo de la modelización numérica ha proporcionado métodos más sofisticados, la sencillez, los buenos resultados y una cierta tradición histórica son factores que juegan a favor del método de Pasquill. Como consecuencia de ello, las matrices de estabilidad son un producto demandado por los usuarios que la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) debe proporcionar debidamente actualizado.

Tradicionalmente, las categorías de estabilidad se calculaban utilizando el método de Turner, apoyado en gran medida en las observaciones de nubosidad. La automatización de la red de observación está haciendo cada vez más escasos los registros de esta variable. Es, por tanto, necesario llevar a cabo las actualizaciones con algún método alternativo. Por otra parte, la disponibilidad de datos procedentes de los reanálisis de modelos numéricos abre otra vía para realizar un cálculo de matrices de estabilidad que no esté limitado a los puntos donde se cuenta con un observatorio, sino que sea prácticamente continuo sobre todo el territorio.

Palabras clave: Matrices de estabilidad, dispersión de contaminantes, clases de estabilidad, capa límite, calidad del aire, altura de la capa límite.

1. INTRODUCCIÓN

La mayoría de los fenómenos de contaminación del aire ocurren en la capa más baja de la atmósfera, denominada «capa límite planetaria» (PBL). Es la región en la cual la atmósfera experimenta efectos de superficie a través de intercambios de momento, calor y humedad (Panofsky y Dutton, 1984).

Los elementos responsables de la mezcla que tiene lugar en la atmósfera son los remolinos turbulentos, los cuales están constituidos por perturbaciones de un régimen promedio cuyos tamaños varían de forma continua desde la escala máxima de movimiento hasta la escala viscosa (Kolmogorov, 1941). Dichos remolinos, de enorme eficacia para la mezcla de los componentes atmosféricos, se originan cerca del suelo como consecuencia del efecto producido por la cizalladura del viento (turbulencia de origen mecánico) y por el calentamiento del aire en contacto con la superficie terrestre (turbulencia de origen térmico).

En consecuencia, la evolución de las emisiones de contaminantes procedentes de focos puntuales está determinada por la capacidad atmosférica de dispersión de los mismos, directamente relacionada con la turbulencia, sea esta de origen térmico o mecánico. Caracterizaremos cualitativamente esta capacidad atmosférica de dispersión mediante las denominadas «categorías de estabilidad de Pasquill–Gifford–Turner (PGT)». Estas categorías (Pasquill, 1961; Gifford, 1961) son las recogidas en la tabla 1 y constituyen un procedimiento ampliamente utilizado por su sencillez y porque únicamente requiere información que suele estar disponible en las estaciones meteorológicas de superficie.

Categoría	Denominación
A	Muy inestable
B	Moderadamente inestable
C	Ligeramente inestable
D	Neutra
E	Ligeramente estable
F	Estable

Tabla 1: Categorías de estabilidad de Pasquill.

La clase de estabilidad en que se encuentra la atmósfera en cualquier momento dependerá de:

- La estabilidad estática, relacionada con el cambio de la temperatura con la altura;
- La turbulencia térmica, causada por el calentamiento del aire a nivel del suelo;
- La turbulencia mecánica, que es función de la velocidad del viento y la rugosidad de la superficie.

Existe una cierta confusión con el término «estabilidad». Según Puigcerver (1989):

Hay, no obstante, un lunar en el brillante trabajo de Pasquill: el lapsus terminológico al denominar a sus clases «stability categories». [...] Nuestra recomendación sería llamar categorías de dispersión a las clases de Pasquill o modificadas, y hablar de poder dispersor de la atmósfera en lugar de hablar de estabilidad, error de concepto éste que debería desaparecer de los artículos científicos.

Con vientos débiles, la clasificación de Pasquill en esencia solo distingue entre situaciones más o menos estables o inestables, en el sentido termodinámico, provocadas por el balance de radiación del suelo. No obstante, según el viento se incrementa, esas situaciones de estabilidad o inestabilidad evolucionan hacia la estratificación neutra o indiferente, prácticamente la única asignada con vientos de más de $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Así, la clasificación de condiciones de estabilidad atmosférica es también una forma de determinar la naturaleza de la turbulencia presente en la atmósfera. Podría considerarse más claro hablar de «poder dispersor de la atmósfera» o de «categorías de dispersión»; sin embargo, para este estudio se ha decidido continuar empleando la terminología habitual de «categorías de estabilidad».

La necesidad social de disponer de la climatología de las clases o categorías de estabilidad surge de las diferentes normativas vigentes sobre contaminación atmosférica. En este sentido, las matrices de estabilidad elaboradas para las categorías de estabilidad de Pasquill aparecían, junto con otras variables meteorológicas, expresamente mencionadas en el Real Decreto 1196/2003, relativo al control y planificación del riesgo de accidentes graves en los que intervienen sustancias peligrosas. El Real Decreto 840/2015, que traspone al ordenamiento interno español la Directiva 2012/18/UE del Parlamento Europeo y del Consejo (conocida como Directiva SEVESO III) relativa al control de los riesgos inherentes a los accidentes graves en los que intervengan sustancias peligrosas, mantiene al citado RD 1196/2003 como referencia para la elaboración de planes de emergencia exterior. Además, concreta el término impreciso de «planta SEVESO¹» en la definición de «establecimiento»:

[...] la totalidad del emplazamiento bajo el control de un industrial en el que se encuentren sustancias peligrosas en una o varias instalaciones, incluidas las infraestructuras o actividades comunes o conexas.

Un Real Decreto más reciente, el 524/2023, por el que se aprueba la Norma Básica de Protección Civil, deroga el RD 1196/2003, si bien establece que la directriz básica a la que hace referencia continuará aplicándose hasta que sean aprobados los nuevos instrumentos de planificación que sustituyan a los actuales.

Dentro de los diversos planes de Protección Civil recogidos en el citado Real Decreto 524/2023, las matrices de estabilidad también pueden ser de utilidad en relación con aspectos vinculados a la calidad del aire. Entre ellos están, por ejemplo, los planes municipales de emergencia con los que deben contar los municipios de más de 20 000 habitantes. Aunque no se mencionen de forma expresa, las matrices de estabilidad pueden ser una herramienta para la aplicación, entre otras, de la ley 34/2007, de 15 de noviembre, de calidad del aire y protección de la atmósfera, que obliga a las Administraciones a evaluar la calidad del aire, para informar al público acerca de los niveles actuales y previstos de contaminantes atmosféricos. Lo mismo podría decirse de la ley 7/2021, de 20 de mayo, de cambio climático y transición energética, que establece la obligación de que los municipios de más de 50 000 habitantes tengan zonas de bajas emisiones.

Se hace necesario, por tanto, contar con matrices de estabilidad actualizadas en un número suficiente de puntos para proporcionar una prestación que pueda considerarse útil para la mayoría de los usuarios. Tradicionalmente se han facilitado datos de matrices de estabilidad allí donde existía un observatorio, en ocasiones a distancias importantes del lugar de interés. Sin embargo, ahora contamos con la posibilidad de efectuar los cálculos en una red regular más

¹ Denominación derivada del accidente ocurrido el 10 de julio de 1976 en una industria química de la localidad de Seveso, situada 25 km al norte de Milán, Italia. La liberación de sustancias tóxicas a la atmósfera provocó importantes efectos sobre la población y el medio ambiente. El accidente motivó el desarrollo de las primeras regulaciones dentro de la Unión Europea sobre accidentes en los que intervienen sustancias peligrosas.

densa de puntos. Para ello bastaría con recurrir a los datos generados por los reanálisis de los modelos numéricos.

La utilización de salidas de reanálisis presenta dos claras ventajas: facilitan prácticamente todos los parámetros necesarios para llevar a cabo los cálculos de matrices de estabilidad por cualquier método y, además, con una resolución espacial muy superior a la que proporcionan los observatorios. De hecho, calcular las matrices de estabilidad en la rejilla de un reanálisis permitiría en la práctica interpolar la frecuencia de las distintas clases de estabilidad en cualquier punto que se nos solicitara, aunque, como es lógico, esta interpolación no asegura que queden reflejadas adecuadamente las características locales.

Esta nota técnica surge de las conclusiones del grupo de trabajo constituido en AEMET en 2023 con la finalidad de actualizar el procedimiento de generación de matrices de estabilidad. AEMET recalcula periódicamente las que pone a disposición de los usuarios, y las más recientes se elaboraron en 2009. Si bien la idea inicial era actualizar las generadas en 2009, disponibles para cada observatorio de la red sinóptica de la Península y Baleares (figura 1), la escasez creciente de ciertos datos de observación, sobre todo los relacionados con la nubosidad, llevó a buscar métodos de cálculo alternativos, adaptados a las variables disponibles, así como a recurrir a campos extraídos de los reanálisis de modelos numéricos.

Conviene, sin embargo, comprobar que los resultados de los reanálisis se ajustan razonablemente a los obtenidos de la observación. Para ello, se calcularon las matrices «observadas» para el mayor número posible de estaciones y se compararon ambos procedimientos. Dado que no contamos con las variables necesarias para calcular de noche las categorías de estabilidad por el método de Turner, la comparación será un tanto incompleta. En realidad, el cálculo de las categorías de estabilidad nocturna por procedimientos que dependan de la nubosidad siempre ha sido problemático porque es un dato que falta en todos los observatorios que no contaban con personal las 24 horas.

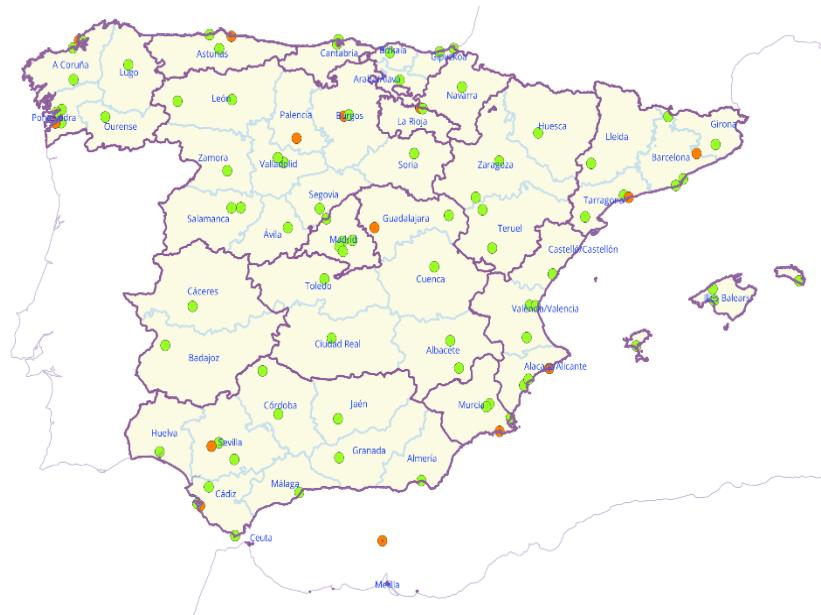


Figura 1: Estaciones de AEMET con matrices de estabilidad actualizadas en 2009. Se representan en verde las que siguen en funcionamiento y en naranja aquellas que no están operativas actualmente. En esta actualización de 2009 no se incluyó ninguna estación de Canarias.

2. DISPERSIÓN. EL PENACHO GAUSSIANO

La dispersión es el proceso por el cual los contaminantes emitidos por una fuente localizada, como una chimenea industrial o una emisión accidental, se desplazan a través del aire, de forma que el penacho de humos o gases emitidos a la atmósfera se extiende sobre un área grande, reduciendo así la concentración local de los contaminantes. El penacho se propagará tanto horizontal como verticalmente.

El modelo más utilizado para la dispersión de contaminantes gaseosos del aire, por su simplicidad y por sus buenos resultados prácticos, es el modelo gaussiano (Sutton, 1932; Pasquill, 1961), que se basa en las siguientes suposiciones:

- El contaminante se emite de forma continua, y los procesos de emisión y dispersión son estacionarios;
- El viento es el factor fundamental en el transporte de contaminantes. Por simplicidad, supondremos que no varía con la altura;
- Las moléculas se difunden espontáneamente desde regiones de mayor concentración a regiones de menor concentración. La mayor concentración de contaminantes se encuentra a lo largo de la línea central del penacho;
- Las secciones transversales de la concentración de contaminantes tienen la forma de curvas gaussianas.

Si tomamos un sistema de coordenadas cartesianas en el que la fuente de emisión se sitúa en el origen, la coordenada vertical es z y el viento sopla lo largo del eje x , la dispersión lateral se producirá a lo largo del eje y . Dado que los gases de una chimenea generalmente se emiten a temperaturas más altas que la del ambiente, se elevarán una cierta altura antes de ser arrastrados por el viento, por lo que podemos hablar de una altura efectiva de la chimenea, H , distinta de la propia elevación de la boca de la misma.

En este modelo, la concentración de contaminantes, C , en un punto de coordenadas (x, y, z) corriente abajo puede ser expresada como:

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{2\pi u \sigma_y \sigma_z} \cdot e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}} \cdot \left[e^{-\frac{(z+H)^2}{2\sigma_z^2}} + e^{-\frac{(z-H)^2}{2\sigma_z^2}} \right] \quad (1)$$

Donde Q es la tasa de emisión en $\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$, u es la velocidad media del viento en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ y σ_y y σ_z son las desviaciones estándar del penacho en las direcciones y y z (expresadas en m). Las unidades de C serán entonces $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. En general, las concentraciones se miden en el suelo, de modo que podemos poner $z = 0$ en (1) y queda:

$$C(x, y, 0) = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \cdot e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}} \cdot e^{-\frac{H^2}{2\sigma_z^2}} \quad (2)$$

Por otro lado, solemos estar interesados en la dirección de máxima concentración; es decir, en $y = 0$:

$$C(x, 0, 0) = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \cdot e^{-\frac{H^2}{2\sigma_z^2}} \quad (3)$$

Las desviaciones estándar σ_y y σ_z son medidas de la dispersión del penacho en las direcciones lateral y vertical, respectivamente. Dependen de la distancia a la fuente y de la estabilidad atmosférica.

3. LAS MATRICES DE ESTABILIDAD

Para aplicar de forma práctica la ecuación (3), es necesario definir en qué condiciones de estabilidad nos encontramos. Esas condiciones se identifican en función de algún índice que tendrá en cuenta la importancia relativa de la turbulencia de origen mecánico y la de origen térmico, y se agrupan en ciertas categorías de estabilidad de acuerdo con la tabla 1 (Pasquill, 1961). Cada una de esas categorías llevará asociada una evolución de σ_y y σ_z con la distancia, que se puede hallar mediante algunas gráficas o través de ecuaciones como las de Briggs. Tanto unas como otras pueden consultarse, por ejemplo, en Pal Arya (1999).

ESTACION: LA CORUÑA
MATRIZ DE ESTABILIDADES ANUAL

PERÍODO: 1979/2008

	0-1 m/s			1-3 m/s			3-5 m/s			5-7 m/s			7-9 m/s			9-13 m/s			>13 m/s			TOTAL		
N	0.03 0.24	0.25 0.19	0.00 0.31	0.15 0.70	0.85 0.42	0.72 0.34	0.00 1.06	0.63 0.22	0.98 0.00	0.00 1.61	0.00 0.00	0.22 0.00	0.00 0.89	0.00 0.00	0.18 4.50	1.73 0.83	1.92 0.65							
NNE	0.03 0.22	0.22 0.18	0.00 0.29	0.07 0.33	0.49 0.26	0.43 0.53	0.00 0.81	0.22 0.47	0.53 0.00	0.00 1.40	0.00 0.00	0.09 0.00	0.00 0.71	0.00 0.00	0.10 3.47	0.93 0.91	1.05 0.54							
NE	0.02 0.22	0.23 0.20	0.00 0.31	0.04 0.38	0.44 0.26	0.45 0.50	0.00 0.77	0.08 0.86	0.53 0.00	0.00 2.50	0.00 0.00	0.08 0.00	0.00 1.56	0.00 0.00	0.06 5.43	0.75 1.32	1.06 0.81							
ENE	0.01 0.22	0.20 0.19	0.00 0.32	0.03 0.23	0.24 0.21	0.29 0.59	0.00 0.35	0.04 0.53	0.26 0.00	0.00 0.85	0.00 0.00	0.01 0.00	0.00 0.49	0.00 0.00	0.04 2.14	0.48 0.93	0.56 0.91							
E	0.01 0.25	0.24 0.21	0.00 0.34	0.01 0.33	0.33 0.32	0.28 0.76	0.00 0.18	0.01 0.21	0.15 0.00	0.00 0.19	0.00 0.00	0.00 0.00	0.00 0.07	0.00 0.00	0.02 1.02	0.58 0.74	0.43 1.10							
ESE	0.01 0.22	0.21 0.20	0.00 0.32	0.00 0.39	0.29 0.35	0.25 0.72	0.00 0.18	0.00 0.12	0.17 0.00	0.00 0.09	0.00 0.00	0.00 0.00	0.00 0.03	0.00 0.00	0.01 0.91	0.50 0.67	0.42 1.04							
SE	0.01 0.27	0.25 0.22	0.00 0.36	0.00 0.69	0.28 0.61	0.50 1.03	0.00 0.81	0.00 0.39	0.43 0.00	0.00 0.42	0.00 0.00	0.00 0.00	0.00 0.12	0.00 0.00	0.01 2.31	0.53 1.22	0.93 1.39							
SSE	0.01 0.24	0.19 0.21	0.00 0.33	0.00 0.77	0.20 0.77	0.35 0.94	0.00 1.22	0.02 0.44	0.50 0.00	0.00 0.77	0.00 0.00	0.00 0.00	0.00 0.30	0.00 0.00	0.01 3.30	0.41 1.42	0.85 1.27							
S	0.01 0.25	0.20 0.23	0.00 0.32	0.00 0.87	0.15 0.86	0.29 0.66	0.00 1.70	0.02 0.36	0.58 0.00	0.00 1.32	0.00 0.00	0.01 0.00	0.00 0.52	0.00 0.00	0.01 4.66	0.37 1.45	0.88 0.98							
SSW	0.01 0.22	0.18 0.18	0.00 0.29	0.00 0.33	0.05 0.34	0.14 0.20	0.00 1.51	0.01 0.20	0.46 0.00	0.00 1.92	0.00 0.00	0.01 0.00	0.00 0.89	0.00 0.00	0.01 4.87	0.24 0.72	0.61 0.49							
SW	0.01 0.23	0.19 0.19	0.00 0.30	0.00 0.40	0.03 0.33	0.11 0.19	0.00 1.69	0.01 0.17	0.46 0.00	0.00 2.04	0.00 0.00	0.01 0.00	0.00 1.05	0.00 0.00	0.01 5.41	0.23 0.69	0.58 0.49							
WSW	0.01 0.22	0.19 0.19	0.00 0.29	0.00 0.47	0.06 0.32	0.15 0.20	0.00 1.32	0.02 0.12	0.44 0.00	0.00 1.32	0.00 0.00	0.02 0.00	0.00 0.60	0.00 0.00	0.01 3.93	0.27 0.63	0.61 0.49							
W	0.01 0.24	0.18 0.19	0.00 0.31	0.02 0.63	0.15 0.45	0.35 0.28	0.00 1.35	0.20 0.10	0.94 0.00	0.00 1.59	0.00 0.00	0.07 0.00	0.00 0.62	0.00 0.00	0.03 4.43	0.53 0.74	1.36 0.59							
WNW	0.01 0.21	0.18 0.28	0.00 0.46	0.02 0.22	0.16 0.16	0.31 0.16	0.00 0.83	0.26 0.07	0.72 0.00	0.00 0.88	0.00 0.00	0.06 0.00	0.00 0.35	0.00 0.00	0.03 2.73	0.60 0.47	1.09 0.44							
NW	0.01 0.22	0.19 0.19	0.00 0.28	0.02 0.34	0.20 0.16	0.25 0.12	0.00 0.46	0.15 0.02	0.43 0.00	0.00 0.48	0.00 0.00	0.02 0.00	0.00 0.19	0.00 0.00	0.03 1.69	0.54 0.37	0.70 0.40							
NNW	0.01 0.22	0.19 0.17	0.00 0.28	0.05 0.35	0.33 0.18	0.37 0.11	0.00 0.45	0.28 0.05	0.43 0.00	0.00 0.31	0.00 0.00	0.04 0.00	0.00 0.10	0.00 0.00	0.06 1.43	0.80 0.40	0.84 0.39							
TOTAL	3.48 4.41	2.94 3.29	4.65 0.28	7.21 0.85	5.84 4.31	6.89 5.09	13.86 0.83	4.26 1.76	7.29 0.58	0.00 0.88	16.81 0.00	0.00 0.58	0.00 0.35	0.00 0.00	0.00 3.32	14.09 9.36	13.24 11.54							

Cálculos efectuados mediante el método de Turner.

CLAVE DE INTERPRETACION: (Ejemplo)

	0-1 m/s		
N	0.03	0.25	0.00
	0.24	0.19	0.31

El porcentaje de observaciones comprendidas entre 0 y 1 m/s y dirección norte se distribuye del modo siguiente según las categorías de estabilidad de Pasquill:

- A. MUY INESTABLE: 0.03%
- B. INESTABLE: 0.24%
- C. LIGERAMENTE INESTABLE: 0.00%
- D. NEUTRA: 0.23%
- E. LIGERAMENTE ESTABLE: 0.19%
- F. ESTABLE: 0.30%

Figura 2: Ejemplo de matriz de estabilidad (fuente: adaptada a partir de cálculos de AEMET).

El método expuesto en el apartado 2 permitiría, teóricamente, seguir la emisión de contaminantes que se produce en un momento dado y calcular la acumulación en el suelo de las sustancias nocivas en los momentos posteriores. Para ello, bastaría con conocer la concentración emitida, la altura de la chimenea, el viento y las condiciones de estabilidad según las categorías de Pasquill. Sin embargo, lo que se solicita a AEMET en la mayoría de los casos, y lo que debe mantenerse actualizado, es una especie de climatología de clases de estabilidad para un lugar determinado; un observatorio, por ejemplo. En concreto, el resultado final tiene el aspecto de la figura 2, que ilustra la razón de usar el término «matriz».

En las matrices de estabilidad se especifica, para cada rumbo y para ciertos intervalos de velocidad del viento, la frecuencia con la que se observan las diferentes categorías de estabilidad. Suele elaborarse una tabla como la del ejemplo de la figura 2 para el periodo diurno y otra para el nocturno de cada mes, del total anual o incluso por estaciones astronómicas.

4. MÉTODOS DE DETERMINACIÓN DE LAS CLASES DE ESTABILIDAD

Este apartado se centrará en repasar brevemente los métodos más comunes de determinación de las categorías de estabilidad de Pasquill.

La ecuación (3) sugiere el empleo de las desviaciones típicas de la dirección del viento, en concreto de la desviación típica del ángulo de elevación del viento ($método \sigma_E$) o de la dirección del mismo ($método \sigma_A$) junto con los valores de la velocidad media. Los procedimientos de cálculo pueden verse con detalle en EPA (2000). Sin embargo, estos métodos no se incluyen en este resumen debido a que no se dispone de los datos necesarios para poder aplicarlos, pues las estaciones de AEMET no han registrado históricamente la desviación típica de la velocidad del viento ni de su dirección. Tampoco son parámetros que puedan obtenerse de los reanálisis.

Por tanto, este estudio se centrará en aquellos métodos que resultarían aplicables de forma más o menos directa con los datos de observación o de reanálisis.

4.1. Método original de Pasquill-Gifford (PG)

Utiliza la radiación solar, aunque de forma un tanto imprecisa, y la cobertura nubosa como indicadores de la turbulencia convectiva, y la velocidad del viento a 10 metros como indicador de la turbulencia mecánica (tabla 2).

Velocidad del viento (ms^{-1})	Insolación diurna			Cobertura nubosa nocturna	
	Fuerte	Moderada	Débil	Cubierto o $> 4/8$ de nubes bajas	$< 3/8$
<2	A	A-B	B	-	-
2-3	A-B	B	C	E	F
3-5	B	B-C	C	D	E
5-6	C	C-D	D	D	D
>6	C	D	D	D	D

Tabla 2: Condiciones meteorológicas y clases de estabilidad (Pasquill, 1961).

En la tabla 2, una insolación fuerte corresponde a un mediodía soleado en pleno verano en Inglaterra; una insolación leve, a condiciones similares en pleno invierno. La noche se refiere al período desde 1 hora antes del anochecer hasta 1 hora después del amanecer. La categoría neutra D también debe usarse, independientemente de la velocidad del viento, para condiciones nubladas durante el día o la noche, y para cualquier condición del cielo durante la hora anterior o posterior a la noche, como se define anteriormente.

4.2. Método de Turner

Una modificación del método original de Pasquill debida a Turner (1964) calcula la radiación solar entrante en función del ángulo de elevación solar, la cantidad de nubes y la altura de las nubes. Esta versión introduce ahora siete categorías de estabilidad, en lugar de seis, si bien las dos últimas se suelen agrupar en una sola, haciendo coincidir esta combinación con la categoría F de Pasquill-Gifford. Turner (1964) nombra las distintas categorías con números y no con letras.

La altura solar, h , se calcula mediante la expresión:

$$\text{sen}(h) = \text{sen}(\varphi) \cdot \text{sen}(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(\gamma) \quad (4)$$

Donde γ es el ángulo horario, φ es la latitud geográfica y δ es la declinación solar. A partir del valor de h , se halla la clase de insolación de acuerdo con la tabla 3.

Insolación como función de la altitud solar		
Altitud solar h ($^{\circ}$)	Insolación	Número de clase de insolación
$60 < h$	Fuerte	4
$35 < h < 60$	Moderada	3
$15 < h < 35$	Ligera	2
$h < 15$	Débil	1

Tabla 3: Clase de insolación en función de la altura solar, según Turner (1964).

Estas clases de insolación sirven para construir el índice de radiación neto (NRI) de acuerdo con los siguientes criterios:

1. Para cielos cubiertos por nubes bajas (menos de 7 000 pies, o 2133,6 metros), NRI = 0.
2. Durante la noche, si la cubierta nubosa es menor o igual que 3/8, NRI = -2; en caso contrario, NRI = -1.
3. Durante el día, se hace uso de la tabla 3:
 - Si el total de nubes es menor o igual que 4/8, tomamos el valor de la clase de insolación para NRI.
 - Si la nubes es mayor de 4/8 y la altura de las nubes es menor de 7 000 pies, se le resta 2 unidades. Si la altura está entre 7 000 pies (2133,6 m) y 16 000 pies (4876,8 m), se le resta una unidad.
 - Si el cielo está cubierto por nubes a más de 7 000 pies (2133,6 m), se le resta 1 unidad.

- Si el valor corregido ha menor que 1, se toma 1 para el NRI.

Una vez determinado el NRI, la categoría de estabilidad se halla teniendo en cuenta también la velocidad del viento, de acuerdo con la tabla 4.

Velocidad del viento (kt)	Clase de estabilidad en función del NRI y de la velocidad del viento						
	Índice de radiación neto (NRI)						
	4	3	2	1	0	-1	-2
0-1	1	1	2	3	4	6	7
2-3	1	2	2	3	4	6	7
4-5	1	2	3	4	4	5	6
6	2	2	3	4	4	5	6
7	2	2	3	4	4	4	5
8-9	2	3	3	4	4	4	5
10	3	3	4	4	4	4	5
11	3	3	4	4	4	4	4
≥12	3	4	4	4	4	4	4

Tabla 4: Clases de estabilidad en función del NRI y de la velocidad del viento, según Turner (1964).

La categoría 1 de Turner equivaldría a la clase A de PG; la 2, a la B, y así sucesivamente. Las clases 6 y 7 se suelen agrupar en una sola, la cual se hace coincidir con la clase F de PG.

4.3. Método *solar radiation/delta-T* (SRDT)

Este procedimiento evita la necesidad de disponer de observaciones de cantidad y altura de nubes. La clasificación para el día puede verse en la tabla 5; la correspondiente a la noche se presenta en la tabla 6.

Velocidad del viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	Día			
	Radiación solar ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)			
	≥ 925	925 - 675	675 - 175	< 175
< 2	A	A	B	D
2 - 3	A	B	C	D
3 - 5	B	B	C	D
5 - 6	C	C	D	D
≥ 6	C	D	D	D

Tabla 5: Determinación de la clase de estabilidad mediante el método *solar radiation/delta-T* (SRDT) para el día (EPA, 2000).

El método SRDT se apoya en medidas de radiación solar durante el día y en medidas del gradiente vertical de temperatura durante la noche (entre 2 y 10 metros). Se diseñó para reproducir lo más aproximadamente posible el método de Turner y, a diferencia del método original de Pasquill-Gifford, establece unos límites bien definidos para la radiación solar durante el periodo diurno.

Velocidad del viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	Noche	
	Gradiente vertical de temperatura	
	< 0	> 0
< 2,0	E	F
2,0 – 2,5	D	E
$\geq 2,5$	D	D

Tabla 6: Determinación de la clase de estabilidad mediante el método *solar radiation/delta-T* (SRDT) para la noche (EPA, 2000).

4.4. Número de Richardson

El número de Richardson es un parámetro que expresa la relación entre la estabilidad estática de la atmósfera y la cizalladura del viento. Se define mediante la expresión:

$$Ri = \frac{g \frac{d\bar{\theta}}{dz}}{T \left(\frac{d\bar{u}}{dz} \right)^2} \quad (5)$$

En la expresión (5), las barras superiores en θ y u indican promedios a lo largo del periodo de tiempo considerado, para eliminar las fluctuaciones de esa magnitud asociadas a la turbulencia; g es la aceleración de la gravedad; $d\bar{\theta}/dz$ es el gradiente vertical de la temperatura potencial; T , la temperatura, y $d\bar{u}/dz$ es la cizalladura del viento. Este último parámetro es una medida de la turbulencia mecánica, mientras que el resto hacen referencia a la convección.

El número de Richardson es una magnitud adimensional y su signo coincide con el del gradiente de temperatura potencial, que es el método habitual para identificar las condiciones de estabilidad en la atmósfera. Por tanto, este parámetro proporciona un criterio para la existencia o no de turbulencia en un entorno con estratificación estable: si $Ri > 0,25$, la turbulencia es débil o inexistente.

4.5. Longitud de Monin-Obukhov

El flujo de calor en la capa límite superficial puede parametrizarse como:

$$H_s = -\rho c_p K_H \frac{d\bar{\theta}}{dz} \quad (6)$$

En esta expresión, c_p es el calor específico a presión constante y ρ , la densidad del aire.

El flujo de momento, conocido como tensión de cizalladura, viene dado por una expresión similar:

$$\tau = \rho K_m \frac{d\bar{u}}{dz} \quad (7)$$

Las constantes K_H y K_m reciben el nombre de «difusividades». Por conveniencia, al cociente τ/ρ , que tiene dimensiones de velocidad al cuadrado, se le representa por u^2 , y al parámetro u se le denomina «velocidad de fricción». Introducimos también una escala característica de temperatura dada por:

$$\theta_* = -H_s/\rho c_p u_*$$

La hipótesis de similitud, basada en el análisis dimensional, establece que, si las ecuaciones y los parámetros que gobiernan un problema se escriben de forma adimensional, entonces son «universales», en el sentido de que son aplicables para diferentes escalas del problema. En el caso de la capa límite, una de las magnitudes adimensionales utilizadas es $\zeta = z/L$. La magnitud L se conoce como «longitud de Monin-Obukhov» y está definida por:

$$L = \frac{-(u_*^3/k)}{(gH_s/C_p\rho T)} \quad (8)$$

Donde k es la constante de von-Karman ($\approx 0,40$). De la definición de u_* y de las ecuaciones (6) y (7) se sigue que este parámetro está estrechamente relacionado con el número de Richardson. El valor de $|L|$ representa el espesor de la capa próxima a la superficie, donde los efectos de la fricción o la cizalladura del viento son importantes y la turbulencia que generan domina sobre la provocada por la flotabilidad (estabilidad).

De la hipótesis de similitud se sigue que los gradientes de temperatura y velocidad del viento expresados en forma adimensional deben ser función exclusivamente de ζ .

$$\phi_m(\zeta) = \frac{kz}{u_*} \frac{du}{dz} \quad (9a)$$

$$\phi_h(\zeta) = \frac{kz}{\theta_*} \frac{d\theta}{dz} \quad (9b)$$

De este modo:

$$Ri = \zeta \cdot \frac{\phi_h(\zeta)}{\phi_m^2(\zeta)} \quad (10)$$

Las funciones ϕ_m y ϕ_h se deben determinar de forma empírica. Una vez conocidas, se puede hallar el número de Richardson a partir de los gradientes de temperatura y velocidad medidos. Finalmente, invirtiendo la ecuación (10), se obtiene L . Este es el procedimiento en que se basa el método del gradiente o método aerodinámico (Pal Arya, 1988): se supone conocida la diferencia de velocidad entre dos niveles (z_1 y z_2) de la capa límite, Δu , además de la diferencia de temperatura potencial entre esos dos niveles, $\Delta\theta$. En el punto $z_m = (z_1 \cdot z_2)^{1/2}$, se tiene que:

$$Ri(z_m) = \frac{g}{T_0} \frac{\frac{\Delta\theta}{\Delta z}}{\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)^2} \Bigg|_{z_m} = \frac{g}{T_0} \frac{z \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta \ln z}}{\left(\frac{\Delta u}{\Delta \ln z}\right)^2} \Bigg|_{z_m} \quad (11)$$

Y, como $\Delta \ln(z) = \ln(z_2/z_1)$,

$$Ri(z_m) = \frac{g}{T_0} \cdot z_m \cdot \ln(z_2/z_1) \cdot \frac{\Delta\theta}{(\Delta u)^2} \quad (12)$$

Se ha utilizado $\ln(z)$ en lugar de z porque los perfiles son más aproximadamente lineales respecto del logaritmo.

Las formas empíricas de las funciones ϕ_m y ϕ_h , simplificadas dentro del margen de error con el que se conocen, junto con la relación (9) permiten obtener las siguientes relaciones entre Ri y L .

$$\frac{z_m}{L} = Ri(z_m) \quad \text{si } Ri(z_m) < 0 \quad (13a)$$

$$\frac{z_m}{L} = \frac{Ri(z_m)}{1 - 5Ri(z_m)} \quad \text{si } 0 \leq Ri(z_m) < 0.2 \quad (13b)$$

Se recomienda tomar las alturas z_1 y z_2 de modo que $z_2/z_1 \in [2 \text{ a } 4]$. No obstante, este método tiene algunas limitaciones; en particular, en situaciones de estratificación estable podríamos obtener valores de Ri mayores que 0,25, lo que impediría su aplicación.

En Woodward (1999) o en Ashrafi y Hoshyaripour (2008) pueden encontrarse relaciones entre los valores del número de Richardson y la longitud de Monin-Obukhov con las categorías de estabilidad de Pasquill.

5. DIFICULTADES ENCONTRADAS CON LOS DATOS DE OBSERVACIÓN Y MÉTODOS DE CÁLCULO PROPUESTOS

Los métodos basados en el cálculo de la estabilidad a partir de las medidas de la desviación típica de la dirección del viento quedan descartados, pues, como ya hemos señalado, AEMET no registra este parámetro y tampoco cuenta con medidas del factor de estabilidad del viento que podrían sustituirlas.

En la actualidad, las medidas de recorrido del viento —es decir, de medias escalares de la velocidad del mismo— que pudieran compararse con las medias vectoriales no aparecen en los registros de las estaciones automáticas. No obstante, no se descarta la posibilidad de que el muestreo relativamente fino de datos de viento disponible (al menos seis valores medios y seis rachas máximas cada hora) permita hacer alguna estimación de la desviación típica de la dirección que sea lo suficientemente precisa para determinar las categorías de estabilidad. Este problema podría tratarse en una segunda fase del estudio.

Los métodos basados en parámetros relacionados directamente con la capa límite (número de Richardson y longitud de Monin-Obukhov) solo podrían aplicarse a estaciones de radiosondeos, puesto que requieren el cálculo de gradientes verticales de ciertas variables. Además, después de algunos ensayos, se llegó a la conclusión de que estos métodos son un tanto delicados en su

aplicación práctica, con numerosas variantes en la literatura consultada (Munn y Rodhe, 1985; Arya, 1988; Woodward, 1999; Ashrafi y Hoshayaripour, 2008; Huertas et al., 2021).

Un procedimiento alternativo, basado, como se ha indicado en el punto anterior, en medidas de radiación y de gradiente vertical de temperatura durante la noche, sería el SRDT. Aunque hay un limitado número de estaciones con medidas de radiación solar (figura 3), empiezan a ser más abundantes que aquellas que cuentan con registro de nubosidad, de modo que este será el procedimiento utilizado para la estimación durante el día de las clases de estabilidad. Sin embargo, el procedimiento de cálculo nocturno solo podría aplicarse en las muy escasas estaciones con radiosondeo, o en aquellas que dispongan de torre de medidas a distintas alturas, aún más escasas en AEMET.



Figura 3: Estaciones que disponen de registros de radiación horaria. En rojo las que están en funcionamiento en la actualidad y en gris las que no cuentan con registros actuales.

El método de Turner, que es el más extendido para la elaboración de matrices de estabilidad y, en cierta medida, puede considerarse el método de referencia (EPA, 2000), precisa observaciones de viento y nubosidad. En cuanto a la nubosidad, los datos que se requieren no son solo de la cobertura nubosa, sino también de la altura de las distintas capas de nubes.

Aunque el número de estaciones de AEMET con registros de viento se ha incrementado en los últimos años, las observaciones de nubosidad son cada vez más escasas como consecuencia de la progresiva automatización de la red². Sin embargo, este método solo intenta estimar la radiación solar como factor que induce la turbulencia térmica a través de la nubosidad y el ángulo solar. En la actualidad, al ser abundantes los sensores de radiación solar, se considera más asequible, por disponibilidad de datos, usar directamente las medidas de radiación solar para el cálculo diurno, siguiendo el método SRDT. Para el cálculo en horas nocturnas, al no disponer de delta-T, se plantea entonces la posibilidad de utilizar la nubosidad obtenida de datos

² Las observaciones de nubosidad no son incompatibles con la automatización de la red. En particular, existen algoritmos que estiman, con ciertas limitaciones, la cobertura nubosa a partir de las medidas de ceilómetros (Wauben, 2002). Sin embargo, no es un parámetro que esté disponible para la mayor parte de las estaciones automáticas de AEMET.

de satélite, pues el método de Turner para la noche es menos exigente con las capas de nubosidad que para el día.

Todas las estaciones automáticas de AEMET cuentan desde 2017 con datos semihorarios del porcentaje de nubosidad estimado de satélite. El valor para este parámetro se obtiene del producto CMA, máscara de nubes, del SAF de Nowcasting (Satellite Application Facilites), NWCSAF (EUMETSAT/NWC SAF, 2019). Este producto asigna el valor de cobertura nubosa a cada pixel de imagen cada 15 minutos desde el minuto 00 de cada hora, con una resolución horizontal aproximada de píxel de 2,5 km. El porcentaje de nubosidad se calcula a partir del valor de cobertura de los nueve píxeles más próximos a la estación (cajas de 3 x 3 píxeles), lo que equivale a tener un valor en tanto por ciento en unidades del 11,12 %, próximo a la unidad de octa que se emplea en la observación manual, que es del 12,5 %.

En realidad, el método de Turner para la noche requiere no solo la nubosidad total, pues también es preciso conocer qué parte de ella es de tipo bajo. Al no disponer de la cobertura de nubes bajas, se ajustará el cálculo de las clases de estabilidad haciendo algunas concesiones al método original, como asumir que, cuando la cobertura nubosa es del 100 %, esta es de nubes bajas. Esto conlleva contabilizar algunos episodios que serían ligeramente estables como neutros, pero no afecta a la determinación de las situaciones más estables.

Para validar el método elegido para el cálculo de las clases de estabilidad en el periodo nocturno, se realizó una comprobación de la «Nubosidad Estimada de Satélite (%)» respecto de la observación manual de la nubosidad. El objetivo principal era, como se ha comentado, comprobar la viabilidad de realizar el cálculo de las clases de estabilidad en el periodo nocturno usando la nubosidad estimada por satélite. Este trabajo se llevó a cabo con una selección de estaciones: Coruña_Aeropuerto (1387E), Madrid_Barajas (3129), Murcia (7178I), Palma de Mallorca_Aeropuerto (B278) y Tenerife (C429I).

La comparación se llevó a cabo con las medidas climatológicas de nubosidad, efectuadas a las 07, 13 y 18 UTC durante todo el año 2020. Los resultados fueron satisfactorios, más en los observatorios peninsulares y un poco menos en los insulares, sobre todo en el de Canarias. Aun así, en el conjunto de los cinco observatorios tenemos un coeficiente de correlación del 0,75 y un MAE (error absoluto medio) de 20,3 %, que es inferior a 2 octas, lo cual quiere decir que las estimaciones entran dentro del rango del error observacional. En concreto, se verificó que las mayores discrepancias se dan en las observaciones nocturnas, donde los índices de la comprobación empeoran y presentan un marcado sesgo positivo; es decir, en promedio, es mayor la medida estimada por satélite que la manual, lo cual es debido a que la observación manual nocturna tiende a subestimar por falta de visibilidad. El ANEXO I contiene una descripción más detallada del proceso de verificación y de sus resultados.

A la vista de los resultados de este estudio, se considera que el parámetro de «Nubosidad Estimada de Satélite (%)» de las estaciones automáticas de AEMET es suficientemente adecuado para la determinación de las clases de estabilidad por la noche.

Finalmente, los métodos de cálculo escogidos son el de *solar radiation* (SR) para el día y el de Turner para la noche. Se dispone de datos horarios de todas las variables involucradas (radiación solar, viento y nubosidad) desde 2017 en adelante.

Así pues, a la vista de la disponibilidad de estaciones con datos para llevar a cabo el cálculo de las clases de estabilidad, y las posteriores matrices, el número de puntos para los que se podría disponer de dicha prestación es bastante reducido, como puede verse para la Península, Baleares y Canarias en la figura 4.



Figura 4: Estaciones que disponen de registros necesarios para llevar a cabo el cálculo de las matrices de estabilidad.



Figura 5: Estaciones que disponen de matriz de estabilidad (actualización de 2009) y funcionan en la actualidad (círculos verdes), y estaciones con registros actuales que permiten calcular las matrices de estabilidad por algún procedimiento (triángulos rojos).

Si bien las islas Canarias mejoran respecto de la actualización de 2009, puesto que en ella no contaban con ninguna estación, quedan muchas capitales de provincia sin dato próximo. Por

ejemplo, en el caso de Aragón solo se dispondría de la estación de Teruel. La figura 5 muestra la comparación entre las estaciones incluidas en 2009 y aquellas en las que resulta posible el cálculo mediante datos de observación en la actualidad. No se muestra el archipiélago canario porque, como se ha señalado, no estaba representado en la actualización de 2009.

6. CÁLCULO A PARTIR DE REANÁLISIS DE MODELOS NUMÉRICOS

Dada la escasez de estaciones que permitan obtener las matrices de estabilidad a partir de los datos observados y la necesidad de contar con una cobertura razonable del territorio para atender la demanda de este producto, se consideró la posibilidad de efectuar el cálculo de las matrices a partir de los campos extraídos de los reanálisis de modelos de predicción numérica. Para mantener una cierta homogeneidad con los resultados derivados de la red de observación, se decidió utilizar los mismos métodos de cálculo, tanto de día como de noche, a pesar de que los reanálisis permiten más variedad de procedimientos.

Una primera opción es el reanálisis [ERA5](#) (Hersbach et al, 2023), que presenta una resolución de 30 km (figura 6), tal vez insuficiente para el propósitos del presente estudio, por lo que se decidió utilizar también el reanálisis [CERRA \(Copernicus Regional Reanalysis for Europe\)](#) (Schimanke et all., 2021), que cuenta con una resolución de 5,5 km (figura 7).

El reanálisis CERRA es un refinamiento del ERA5 para Europa utilizando el modelo de área limitada HARMONIE-ALADIN. ERA5 proporciona reanálisis horarios, mientras que CERRA cuenta con reanálisis cada tres horas, de modo que los valores intermedios no son verdaderos reanálisis, sino predicciones.

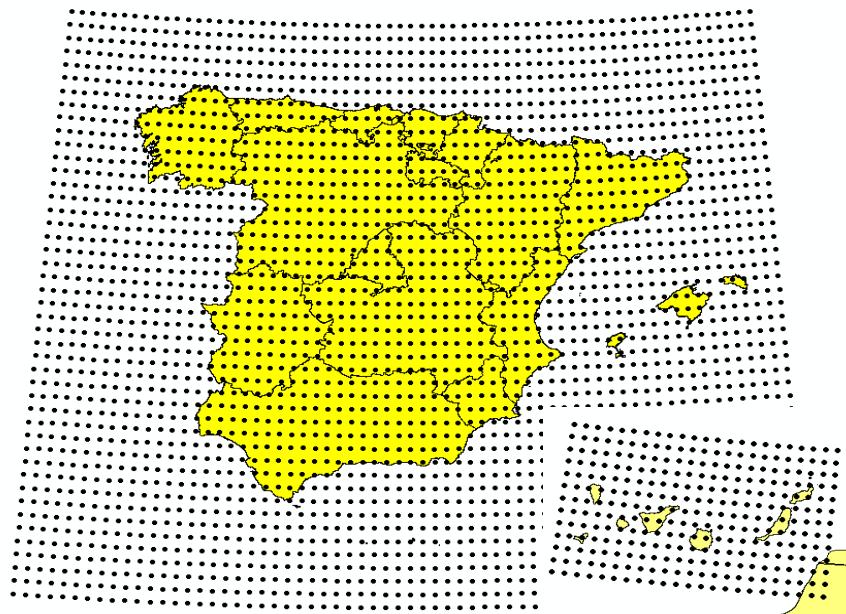


Figura 6: Rejillas extraídas del reanálisis ERA5.

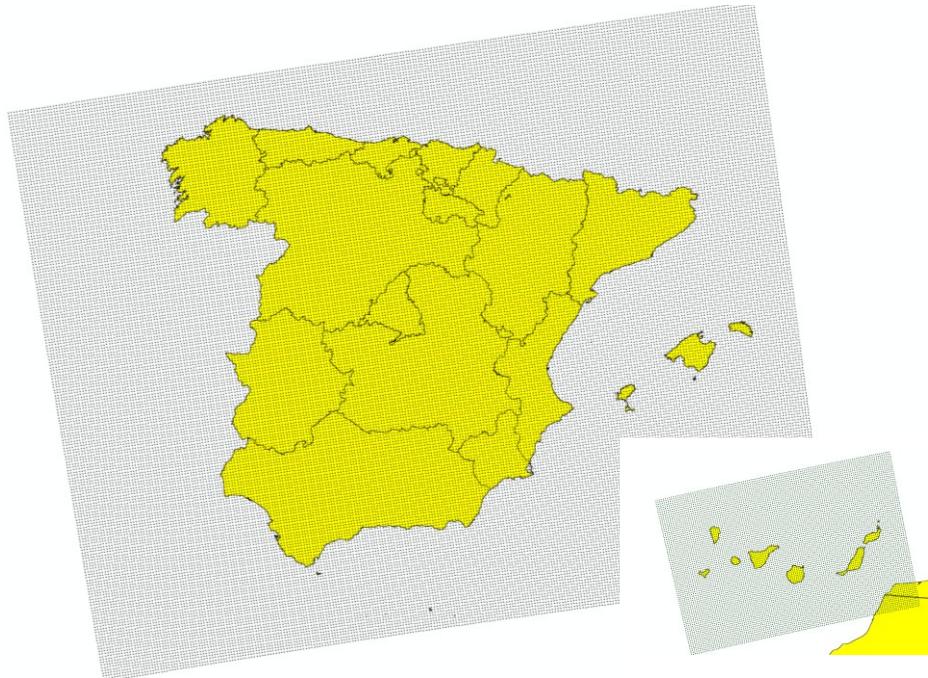


Figura 7: Rejillas extraídas del reanálisis CERRA.

Para el fin del cálculo de matrices de estabilidad, consideramos suficientes los valores en intervalos de tres horas (00, 03, 06, ..., horas UTC). Esta frecuencia de muestreo se aplicará tanto en el caso de ERA5 como de CERRA. En el momento de elaborar este trabajo, CERRA estaba actualizado hasta 2020, por lo que se utilizó un periodo de 10 años (2011-2020), ligeramente distinto del utilizado en el ERA5 (2014-2023). De acuerdo con WMO (2007), el periodo de 10 años resulta suficiente para los cálculos de las normales climáticas elaboradas con una finalidad «predictiva»; es decir, como indicador de las condiciones climáticas que cabe esperar en una localidad frente a las normales climatológicas estándar, que son una referencia sobre la que evaluar el comportamiento actual del clima. Para mejorar la utilidad de las primeras se recomienda una frecuente actualización, más que un periodo de referencia de mayor longitud.

No obstante, antes de dar por buenos los resultados obtenidos a partir de los modelos, habría que confirmar que son razonablemente coherentes con los de la observación. De las conclusiones que se obtengan en ese estudio de comprobación podría determinarse cuál sería la prestación más adecuada para poner a disposición de los usuarios, tanto en el momento presente como en actualizaciones futuras, siempre sin dejar de contar con las que se puedan generar a partir de los datos de observación.

De forma previa e independiente del modelo, es necesario contar con datos astronómicos que nos permitan determinar si en una hora dada es de día o de noche para cada punto de rejilla. Este dato se generó con un programa en Python y se tomó un año «tipo», bisiesto, para los cálculos. Las pequeñas variaciones de año a año en la salida y puesta del sol no constituyen un impacto relevante para el propósito de este estudio. El criterio establecido coincide con la práctica habitual de considerar que es de día siempre que la altura solar sea superior a -10° , como se deduce de la ecuación (4) para latitudes medias, y, como se indica en el método original de Pasquill, para una hora antes de la salida o una hora después de la puesta del Sol.

Aunque los dos reanálisis disponibles permitirían aplicar diversos métodos de determinación de las clases de estabilidad, en una primera fase se reproducirá el mismo procedimiento de

cálculo que se definió para los datos procedentes de la observación, basado en la utilización de datos de radiación durante el día y de nubosidad durante la noche. Es importante remarcar que en los reanálisis, a diferencia de lo que ocurre con los datos obtenidos de satélite, sí se dispone de valores de nubosidad a diferentes niveles, y se tendrá en cuenta la distinción entre ellos.

7. RESULTADOS

7.1 ERA5

Se presentan en la figura 8 un conjunto de mapas, uno por cada clase de estabilidad de Pasquill, obtenidos a partir del reanálisis ERA5 de acuerdo con el procedimiento indicado anteriormente. Los valores originales en los puntos de rejilla de los reanálisis se extendieron a una red más fina (1 km) mediante un método de interpolación de tipo *kriging* ordinario.

Puede verse el claro predominio de la categoría de estabilidad neutra, que alcanza porcentajes anuales del orden del 70 % en el noroeste de la Península y en la isla de Menorca, mientras que desciende a valores en torno al 30 % en puntos del extremo sur, Sistema Central y Pirineos. En la mayor parte de la Península, la clase D no supera el 40 %, y por encima del 50 % solo quedan áreas de Galicia y de los litorales cantábrico y mediterráneo. La mayor parte de las islas Baleares, con la excepción de Menorca, no supera tampoco el 50 %. En las zonas donde la categoría D es relativamente poco frecuente, las categorías A, B y F son las que predominan. Son, por tanto, puntos donde las situaciones muy estables o muy inestables resultan relativamente frecuentes. Teniendo en cuenta el método de cálculo empleado, este resultado cabe atribuirlo a cielos más despejados o a un viento más débil.

Los máximos de la situación D, neutra, que se observan en el noroeste de la Península están probablemente relacionados con el viento fuerte (a estos efectos, viento fuerte es el superior a 5 m/s) que, de forma habitual, sopla en esta zona. Lo mismo podría decirse de buena parte del resto de Galicia, zonas de la Meseta Norte, el Sistema Ibérico, el valle del Ebro y Menorca. Como podía esperarse, en estas comarcas las frecuencias asociadas a las categorías más extremas son muy pequeñas: en el noroeste de Galicia, por ejemplo, la clase A no llega al 2 %, y la clase F apenas supera el 6 %.

Llama la atención que la categoría E tenga menor presencia que la F. Esta característica suele observarse también en los cálculos a partir de datos de observación y se corrige en parte añadiendo una séptima categoría, la de mayor estabilidad, de modo que disminuya la frecuencia de la clase F y la distribución adquiera un aspecto más simétrico. Como se verá más adelante, este objetivo solo se logra parcialmente.

Las regiones donde la categoría F alcanza los mayores porcentajes, del orden del 30 %, coinciden a grandes rasgos con aquellos donde la clase A tiene una presencia apreciable, aunque mucho menor, inferior al 8 %. Ambos porcentajes se aproximarían si sumamos los correspondientes a las clases A y B.

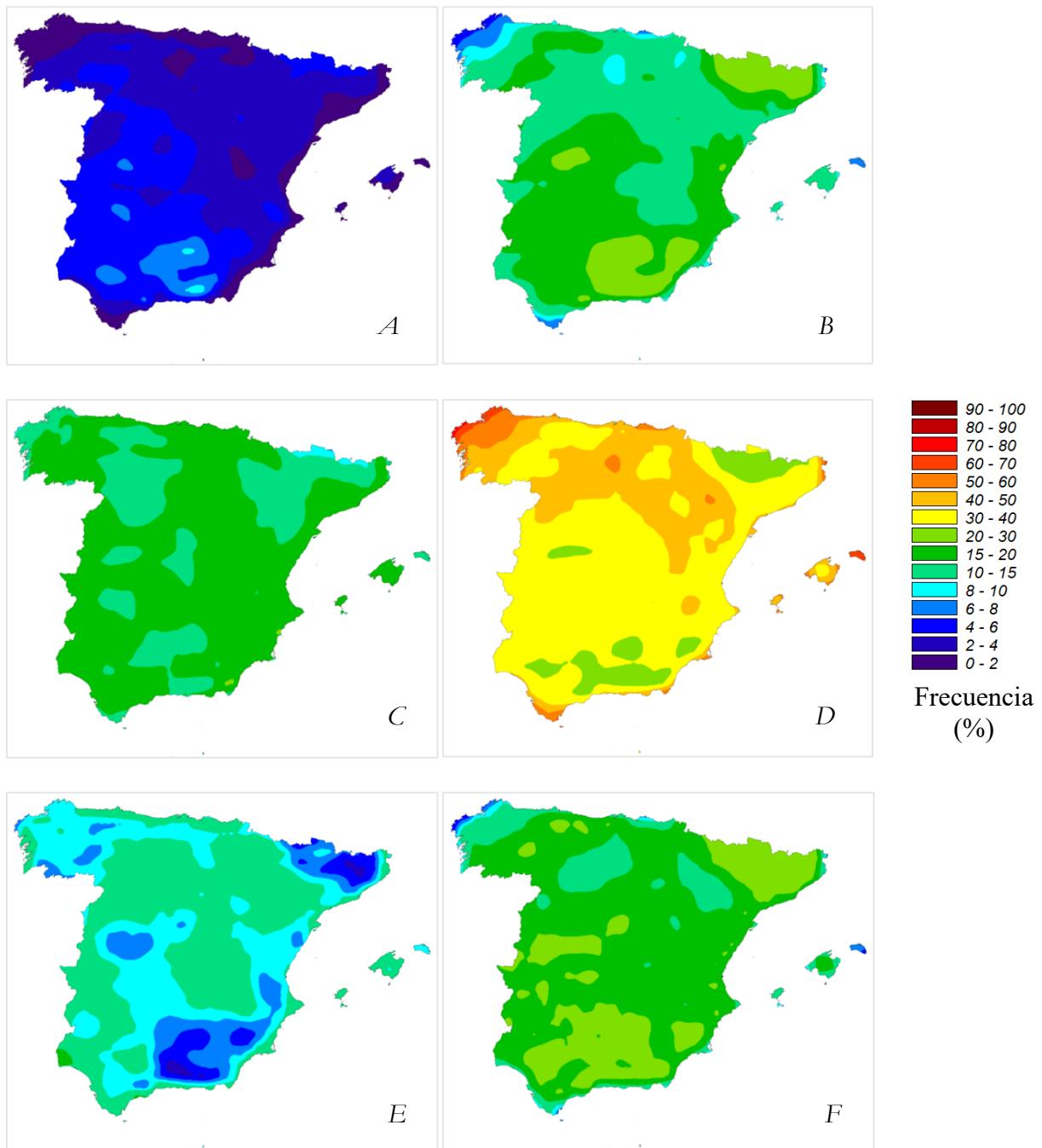


Figura 8: Frecuencia (%) de las distintas clases de estabilidad de Pasquill en la Península y Baleares calculadas a partir del reanálisis ERA5 (datos trihorarios, periodo 2014-2023).

Por lo que respecta a Canarias (figura 9), el predominio de la categoría D es muy elevado en las islas de menor tamaño, con valores de más del 70 %. En áreas tan pequeñas, la influencia de puntos de rejilla del reanálisis situados sobre el mar es determinante, como puede verse en la figura 6, de modo que posiblemente los resultados obtenidos son poco representativos. En Tenerife y Gran Canaria, especialmente en las zonas más abrigadas de los vientos alisios, todas las categorías tienen una representación notable, aunque siempre inferior a la neutra. La menor importancia de la clase neutra se debería a la menor intensidad media del viento, además de a que el reanálisis cuenta con una mayor presencia de puntos sobre tierra. El sur de Tenerife, donde la clase neutra no supera el 40 %, lo compensa con el resto de las categorías en orden decreciente a medida que nos alejamos de la categoría predominante, a diferencia de lo que ocurría en la Península en situaciones similares.

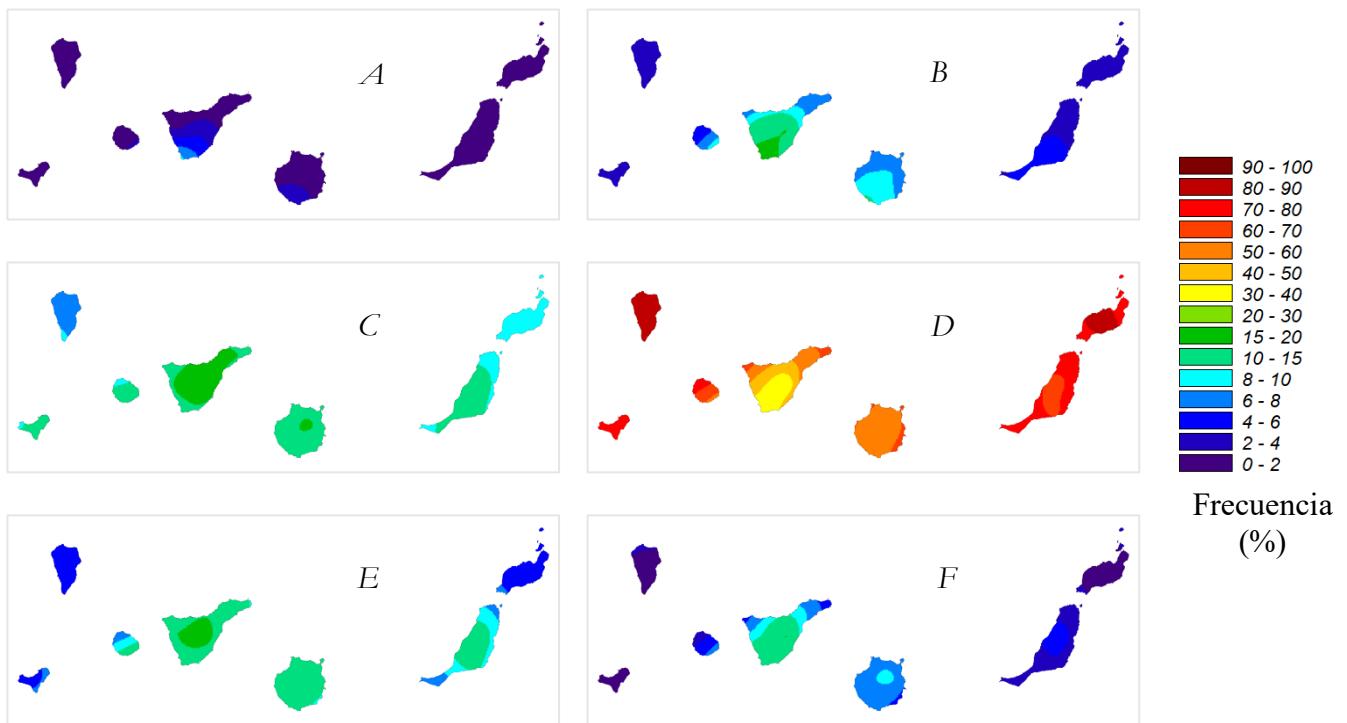


Figura 9: Frecuencia (%) de las distintas clases de estabilidad de Pasquill en Canarias calculadas a partir del reanálisis ERA5 (datos trihorarios, periodo 2014-2023).

El análisis de la distribución de las diferentes categorías de estabilidad a lo largo del año en la Península y Baleares muestra, de acuerdo con la figura 10, un predominio en todas las estaciones del año de la clase D (neutra), si bien en verano apenas supera a la B (inestable). Por el contrario, la clase D en invierno alcanza una frecuencia del 45 %, y en esta época del año tienen un peso importante las categorías más estables.

El desplazamiento de la frecuencia de las clases de estabilidad hacia las categorías más estables en invierno y más inestables en verano es el comportamiento que cabe esperar por la variación estacional de la insolación. Además, el mayor predominio de la clase neutra en invierno se puede atribuir a la mayor intensidad media del viento en esta estación. Puede observarse, asimismo, que las frecuencias de la categoría F son mayores que las de la E, lo que sugiere la conveniencia de introducir una séptima clase de estabilidad.

En la distribución anual de las diferentes clases de estabilidad sobre Canarias se observa (figura 11) un claro predominio, más acusado que en la Península y Baleares, de la categoría neutra en todas las estaciones del año, con porcentajes por encima del 60 %. Como se señaló también para la Península, las frecuencias se desplazan ligeramente hacia las categorías más estables durante el invierno, y hacia las más inestables durante el verano, si bien en la época estival no llegan a alcanzar en ninguna otra categoría una frecuencia comparable a la de la clase D, como sí ocurre en la región peninsular. De nuevo, parece notarse la influencia de puntos de rejilla de mar en el caso de las islas.

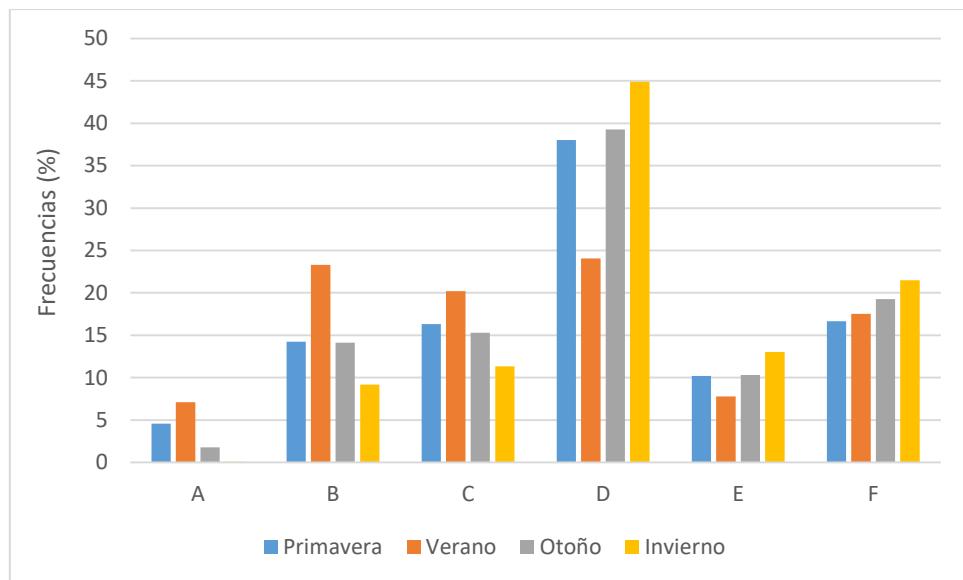


Figura 10: Frecuencia media sobre la Península y Baleares (%) de las distintas clases de estabilidad de Pasquill (datos trihorarios, periodo 2014-2023).

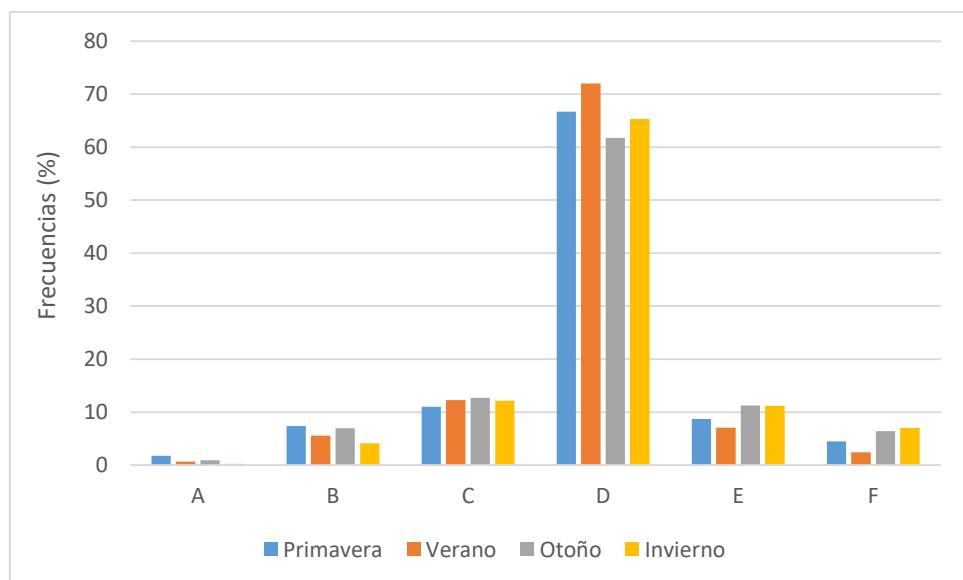


Figura 11: Frecuencia media sobre Canarias (%) de las distintas clases de estabilidad de Pasquill (datos trihorarios, periodo 2014-2023).

7.2 CERRA

La mayor resolución del reanálisis CERRA respecto del ERA5 se refleja claramente en los mapas de la figura 12 y la figura 13, que muestran las frecuencias de las diferentes categorías de estabilidad en la Península y Baleares, y en Canarias, respectivamente. Ciertos aspectos que los mapas del ERA5 permitían intuir se muestran aquí con más claridad, como la mayor frecuencia de la clase de estabilidad D en el valle del Ebro y en las dos submesetas. Son mapas que reflejan en cierta medida las grandes unidades de relieve.

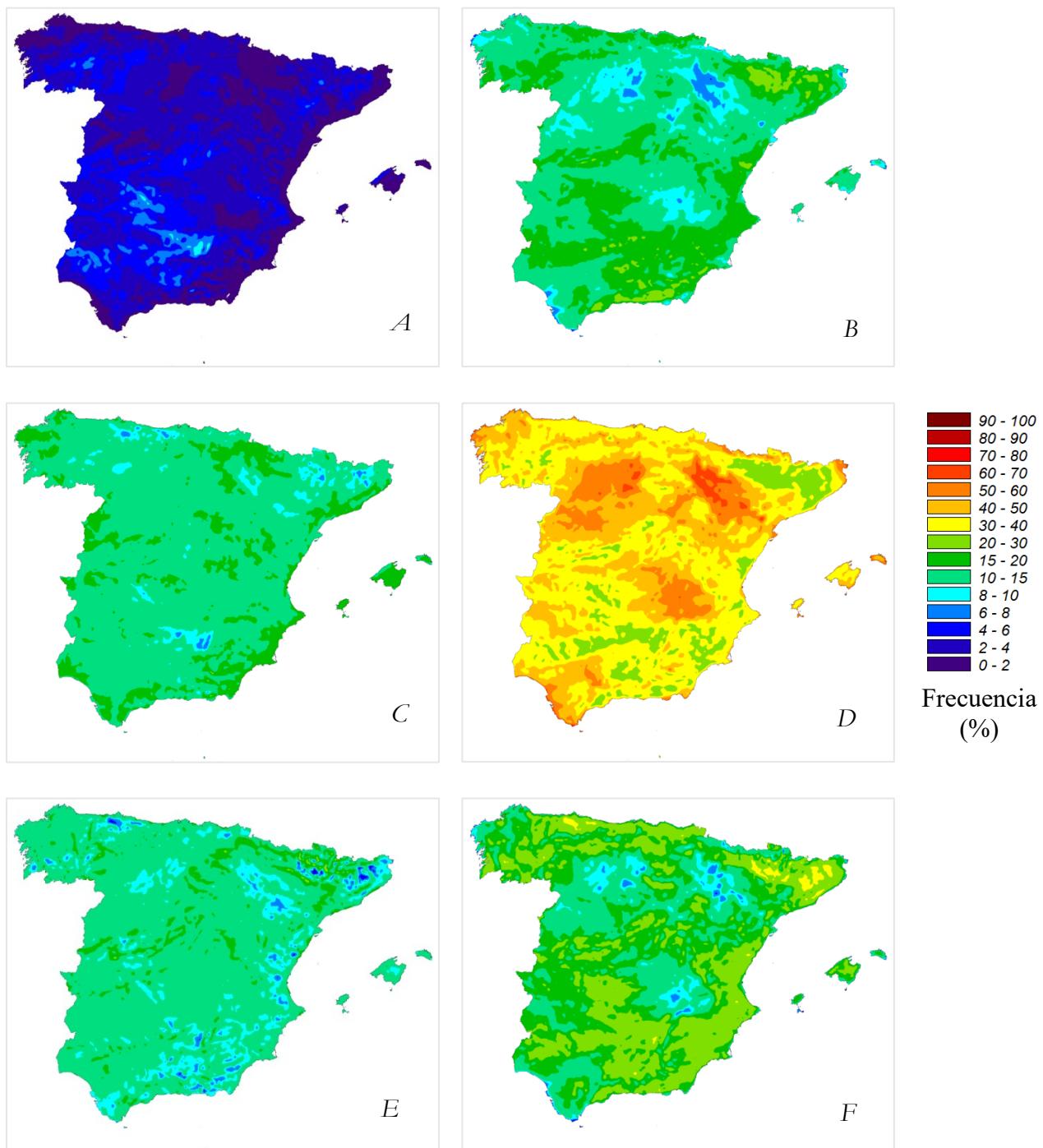


Figura 12: Frecuencia (%) de las distintas clases de estabilidad de Pasquill en la Península y Baleares calculadas a partir del reanálisis CERRA (datos trihorarios, periodo 2011-2020).

En la mayor parte del territorio se encuentra que la categoría neutra tiene una frecuencia menor al 50 %, y los máximos de esta clase de estabilidad en Galicia, en Baleares y en el litoral peninsular aparecen suavizados respecto de los marcados por el reanálisis ERA5. Esto se atribuye a la mayor resolución de CERRA.

Las comarcas donde la categoría D tiene una menor presencia aparecen ahora mejor delimitadas, aunque coinciden a grandes rasgos con las marcadas por el ERA5. Se aprecia con más claridad que corresponden a áreas montañosas y a buena parte del litoral mediterráneo. Son zonas donde ganan presencia las categorías B y, especialmente, F. Esta circunstancia probablemente tiene que ver, como ya se indicó, con la mayor amplitud de los enfriamientos y calentamientos radiativos en áreas de poca nubosidad, en especial en las de mayor altitud, cuando falta un elemento que los enmascare, fundamentalmente el viento.

De nuevo, se observa el predominio general de la clase F sobre la E, y, en buena parte del territorio, de la B sobre la C. Esto también se intuía en los mapas del ERA5, aunque de forma menos acentuada.

En lo que respecta a Canarias, la mayor resolución del CERRA, que implica una menor dependencia de los puntos de mar de la rejilla, se traduce en una presencia menor de la clase D, que solo alcanza porcentajes del orden del 60 % en algunas zonas costeras. En las islas de mayor tamaño se aprecia de nuevo el mayor número de casos de categoría F respecto de la E, hasta el punto de que hay áreas del sur de estas islas con una frecuencia de la clase F (muy estable) ligeramente mayor que la correspondiente a la D. Pese a estas excepciones, razonables teniendo en cuenta el clima canario y la influencia de los alisios, en la mayor parte del territorio es la categoría D la más habitual, especialmente en Lanzarote y Fuerteventura.

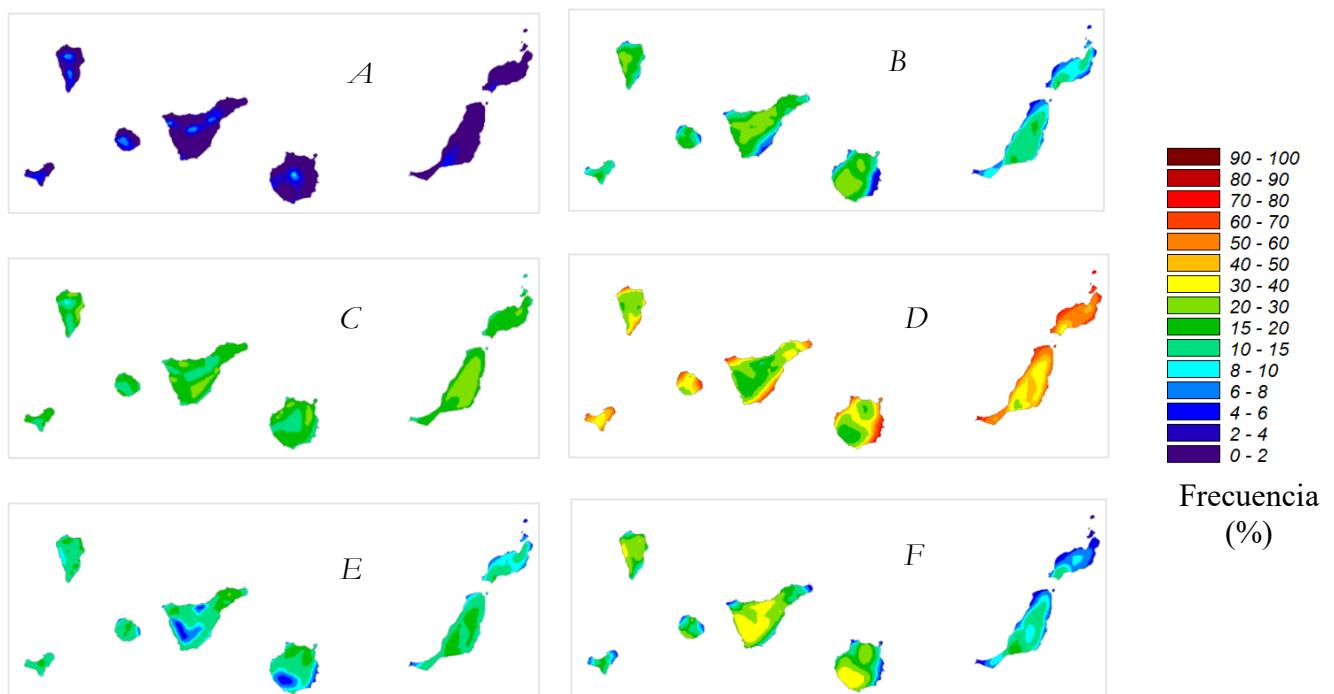


Figura 13: Frecuencia (%) de las distintas clases de estabilidad de Pasquill en Canarias calculadas a partir del reanálisis CERRA (datos trihorarios, periodo 2011-2020).

8. COMPARACIÓN ENTRE MATRICES OBSERVACIONALES Y DE REANÁLISIS

En este apartado se presentan los resultados de la comparación entre las frecuencias de las categorías de estabilidad de Pasquill halladas a partir de los dos reanálisis de ERA5 y CERRA, y las frecuencias obtenidas directamente con los valores medidos en las estaciones. La comparación se restringe al periodo 2017-2020, que es el único en el que resulta posible disponer de valores obtenidos mediante los tres procedimientos: los dos reanálisis y las matrices deducidas de la observación.

Para cada punto con medidas directas, se han comparado los valores trihorarios de la clase de estabilidad, cuando se ha podido determinar, con las clases obtenidas en ese mismo momento a partir de los reanálisis. Como ya se ha indicado, el procedimiento de cálculo ha sido el mismo en todos los casos: método SRDT durante el día y método de Turner durante la noche, con la nubosidad estimada de satélite en el caso de las matrices observacionales. En total, se compararon 532 042 casos individuales, correspondientes a 48 estaciones, de las cuales 8 están situadas en Canarias y 2, en Baleares. El 43 % de los casos corresponden a observaciones nocturnas. Se han utilizado las 7 clases de estabilidad de Turner (1964), si bien se mantiene la denominación habitual con letras y la clase 7 de Turner, la de máxima estabilidad, se representa por la letra G.

Lo que se presenta aquí no es una verificación de las matrices de estabilidad calculadas mediante los reanálisis; únicamente se trata de una comparación entre diversos métodos. Los datos procedentes de los reanálisis en los que se basa el cálculo representan promedios espaciales en áreas del orden del tamaño rejilla, mientras que los obtenidos de los observatorios son valores puntuales. La utilidad de unos u otros dependerá de la finalidad con la que se usen. A veces, ni siquiera se podrá elegir entre ambos porque hay amplias zonas del territorio donde no es posible calcular las matrices a partir de los datos observacionales.

La tabla 7 y la tabla 8 muestran la correspondencia entre las clases de estabilidad halladas mediante los reanálisis con las obtenidas a partir de la observación, para todas las estaciones y para todo el periodo de comparación.

Para estas tablas, el índice de correspondencia es un parámetro que representa la suma de las posiciones de la diagonal principal, e indica la frecuencia con la que coinciden la categoría de estabilidad asignada a partir del reanálisis y la asignada por la observación.

		ERA							
		A	B	C	D	E	F	G	
OBS	A	1	1	0	0	0	0	0	2
	B	1	7	4	1	0	0	0	13
	C	0	3	7	3	0	0	0	13
	D	0	2	5	29	4	4	0	44
	E	0	0	0	1	2	2	1	6
	F	0	0	0	1	2	5	2	10
	G	0	0	0	0	2	5	5	12
		2	13	16	35	10	16	8	

Tabla 7: Comparación de las frecuencias (%) de las categorías de estabilidad observacionales (OBS) y obtenidas mediante el reanálisis ERA5 en el punto más próximo a la estación.

		CERRA							
		A	B	C	D	E	F	G	
OBS	A	1	1	0	0	0	0	0	2
	B	1	8	3	1	0	0	0	13
	C	0	3	7	3	0	0	0	13
	D	0	3	4	29	4	4	0	44
	E	0	0	0	2	2	1	1	6
	F	0	0	0	1	3	5	1	10
	G	0	0	0	1	3	6	2	12
		2	15	14	37	12	16	4	

Tabla 8: Comparación de las frecuencias (%) de las categorías de estabilidad observacionales (OBS) y obtenidas mediante el reanálisis CERRA en el punto más próximo a la estación.

En el caso de la tabla 7, donde se comparan la observación con el reanálisis ERA5, el índice de correspondencia es del 56 %. Si contabilizamos como correctos aquellos casos en los que las diferencias son de una categoría, la correspondencia se eleva al 89 %. En el caso la tabla 8, donde se considera el reanálisis CERRA, los porcentajes obtenidos son muy similares: 54 % y 86 %, respectivamente. No existen diferencias relevantes en las categorías más inestables.

La clase neutra (D) está ligeramente más representada en la observación que en los reanálisis: 44 % frente a 35 % en el ERA5 y 37 % en el CERRA. Esto es a costa fundamentalmente de la categoría E, ligeramente estable. Aunque es cierto que los reanálisis concentran más casos en las condiciones muy estables que en las ligeramente estables, su comportamiento resulta más regular. Al menos, no sitúan el máximo entre las clases estables en la categoría G. Esta circunstancia se aprecia mejor en la figura 14.

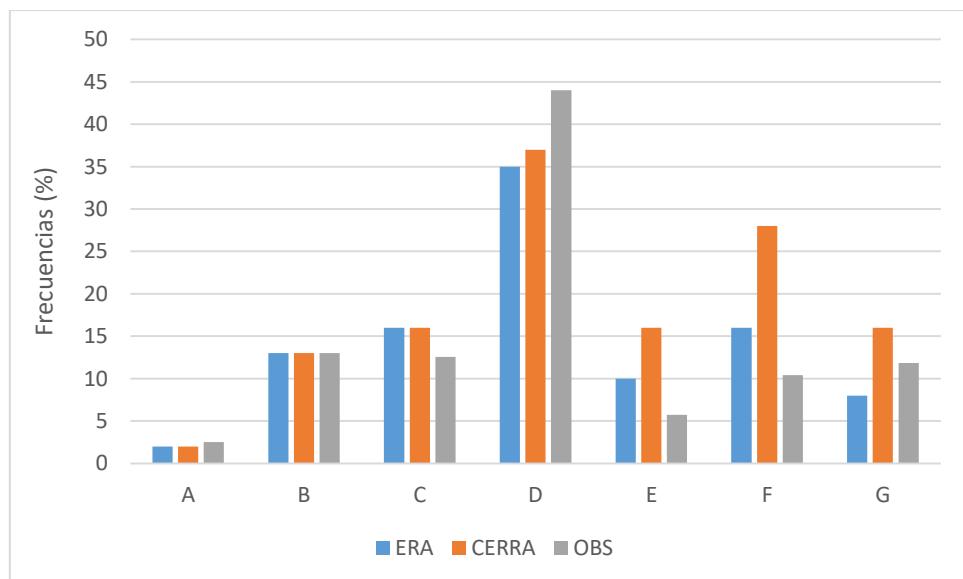


Figura 14: Frecuencia (%) de las distintas clases de estabilidad de Pasquill calculadas a partir de las observaciones y de los reanálisis en el punto más próximo a la estación.

Un análisis similar llevado a cabo para las distintas épocas del año muestra que no existen diferencias significativas entre ellas en la concordancia entre las clases de estabilidad asignadas según los reanálisis y según los datos de observación. Sin embargo, la distinción entre día y noche sí resulta relevante. En el caso del ERA5, mientras que el porcentaje diurno de concordancia es del 66 %, este se reduce al 41 % de noche. Algo similar ocurre con el CERRA: 67 % para el día y 36 % para la noche.

En relación con esto hay que recordar que, aunque en todos los casos se utilizó de noche el método de Turner, el origen del dato de nubosidad no es el mismo: para los reanálisis disponemos de la cobertura nubosa total y en capas (bajas, medias, altas); en cambio, el dato observado de nubosidad procede de satélite y solo disponemos de la cobertura total, por lo cual se supuso que si el cielo está cubierto, lo está siempre por nubes bajas. Cuando está cubierto por nubes altas, el valor del NRI es -1 y no 0, lo que supone (tabla 4) que, en condiciones de viento débil, con esta simplificación, se asignan a la clase D situaciones que realmente pertenecen a las clases E o F. La clase G solo aparece con un NRI de -2, que corresponde a cielos parcialmente cubiertos o despejados, por lo que su porcentaje de ocurrencia no se ve afectado por esta aproximación.

Otro factor a tener en cuenta en las discrepancias de las distintas clases estables es el tamaño de la rejilla de los reanálisis, dado que el valor que proporcionan tanto de viento como de nubosidad es el promedio en cada rejilla, frente al valor local de la observación. De este modo, CERRA muestra mayores frecuencias que ERA5 en las tres clases estables. En lo que respecta solo a la clase G, que no está alterada en los cálculos observacionales, se aprecia que las frecuencias de observación están en el promedio de las de CERRA y ERA5.

Los problemas con las estimaciones nocturnas de las clases de estabilidad no son nuevos, y tienen que ver con la falta de observaciones de nubosidad en la mayor parte de las estaciones. Se solía resolver la dificultad mediante procedimientos no muy rigurosos, como tomar la observación de nubosidad más cercana en el tiempo: normalmente, la de las 07 o las 18 UTC.

Otro problema que hace bajar notablemente los índices de correspondencia está relacionado con el mal comportamiento de algunas estaciones concretas. Algunos de estos observatorios de comportamiento anómalo no parecen responder a ninguna característica geográfica o climatológica que pudiera justificarlo. Tal vez se trate simplemente de errores de observación. Es llamativo, sin embargo, que buena parte de las estaciones de Canarias, especialmente en Tenerife y Gran Canaria, muestran unos índices de correspondencia muy bajos. Curiosamente, estos índices resultan muy altos en Lanzarote y Fuerteventura, de modo que el efecto parece estar relacionado con el relieve y con los pocos puntos de rejilla que, especialmente en el ERA5, se sitúan sobre las islas.

El concepto de Pasquill de las clases de estabilidad no era local, sino representando áreas más amplias. En ese sentido, los resultados muestran una buena validez de las clases generadas a través de los reanálisis con las calculadas con medidas de observación.

9. ALTURA DE LA CAPA LÍMITE

La altura de la capa límite está estrechamente relacionada con la dispersión de contaminantes. Una mayor altura implica un mayor volumen atmosférico disponible para la difusión de los mismos y una menor concentración cerca del suelo de las sustancias nocivas. El reanálisis ERA5 facilita este parámetro y se han elaborado unas climatologías mensuales de altura media

de la capa límite sobre la Península, Baleares y Canarias que se muestran en la figura 15, la figura 16 y la figura 17. En los cálculos se empleó el periodo 2014-2023 y los mismos valores trihorarios que en la determinación de las clases de estabilidad.

Se observa un comportamiento diferente entre las zonas costeras, incluyendo las islas, y el interior peninsular. En el interior hay una diferencia notable entre el invierno y el verano, con una mayor altura media de la capa límite durante el verano, mientras que en la costa la oscilación es menor y de sentido inverso. Esta diferencia de comportamiento revela que en las zonas interiores el factor más relevante en relación con la altura de la capa límite es la mayor o menor inestabilidad generada por los balances radiativos del suelo, mientras que en el litoral las circulaciones asociadas a la brisa costera tienen un papel muy destacado. Esto se debe a que el desplazamiento de la masa de aire asociada al flujo de la brisa, sea de mar o de tierra, establece una capa de mezcla interna, desarrollada dentro de la preexistente (*internal boundary layer*) y que con el paso del tiempo acaba reemplazándola (Pal Arya, 1988). Dentro de las zonas costeras, aquellas regiones generalmente afectadas por vientos más intensos presentan también una mayor altura de la capa límite. Así, se observa una notable diferencia entre el noroeste de Galicia y áreas del Mediterráneo; o incluso, dentro de la comunidad gallega, entre las rías altas y las bajas.

Las mayores altitudes medias de la capa límite se localizan durante el verano en la submeseta sur, con valores medios durante el mes de julio de más de 1300 metros. En diciembre, en esta misma zona no se superan los 400 metros de media. Los valores más bajos se registran durante el invierno en algunas zonas de montaña, especialmente en los Pirineos. En general, se observa que las zonas montañosas presentan valores relativamente bajos de altura de la capa límite en todas las épocas del año, lo que explicaría el desplazamiento hacia el este del máximo del interior peninsular, evitando las mayores altitudes del Sistema Central.

La estructura de la capa límite en terrenos montañosos es más compleja que en zonas llanas. El relieve interacciona con la atmósfera de dos modos: de forma pasiva, modificando el flujo, y de forma activa, alterando los balances radiativos, lo que, en particular, da lugar a gradientes de presión y a vientos locales (De Wekker y Kossman, 2015). Del mismo modo que la altura de la capa límite en las zonas costeras está condicionada por la circulación de la brisa, en las áreas montañosas es la generación de vientos locales de origen térmico lo que condiciona su desarrollo. A modo de ejemplo, el descenso hacia los valles en noches despejadas del aire frío genera una estabilización de la atmósfera, a veces una inversión, que puede explicar la menor altitud de la capa límite, al menos sobre los valles. El efecto del relieve también se aprecia en Canarias, combinado aquí con el derivado del abrigo orográfico respecto de los alisios, que desplaza los mínimos hacia el suroeste.

La distribución geográfica de la frecuencia de las clases de estabilidad sugería que los procesos radiativos responsables de la estabilización o inestabilización de la capa límite eran más intensos en las zonas de montaña. El mayor porcentaje de situaciones estables se esperaba que correspondiera a valores pequeños de la altitud de la capa de límite. Sin embargo, no parece que las situaciones inestables reflejen una mayor altura que compense estadísticamente a las primeras. Esto podría interpretarse como una desconexión entre un método de cálculo de estabilidades diurnas basado únicamente en la radiación y las circulaciones que esa misma insolación genera, y que resultan muy relevantes en el desarrollo de la capa límite.

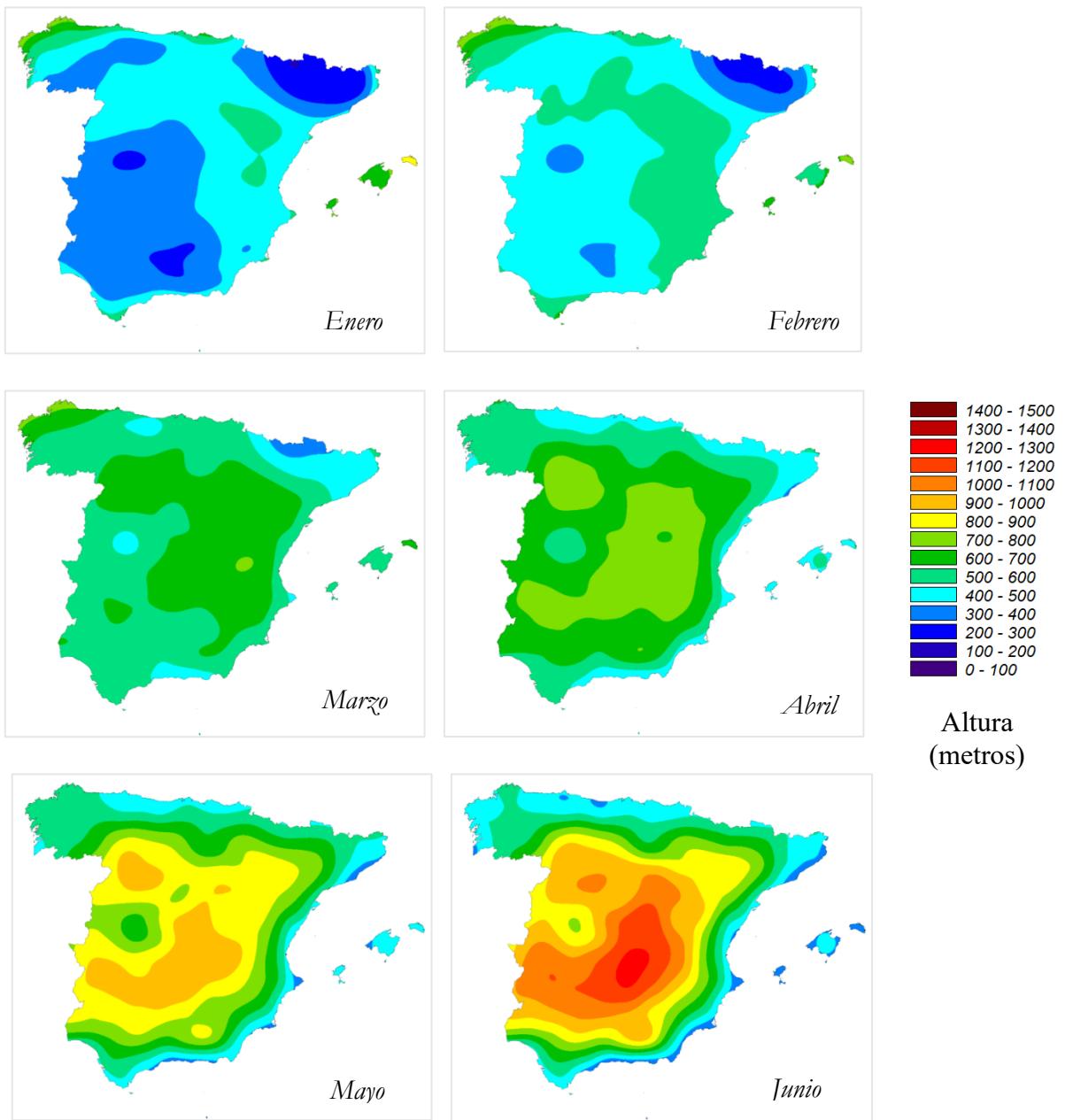


Figura 15: Altura mensual media en el primer semestre del año de la capa límite en la Península y Baleares calculada a partir del reanálisis ERA5 (2014-2023).

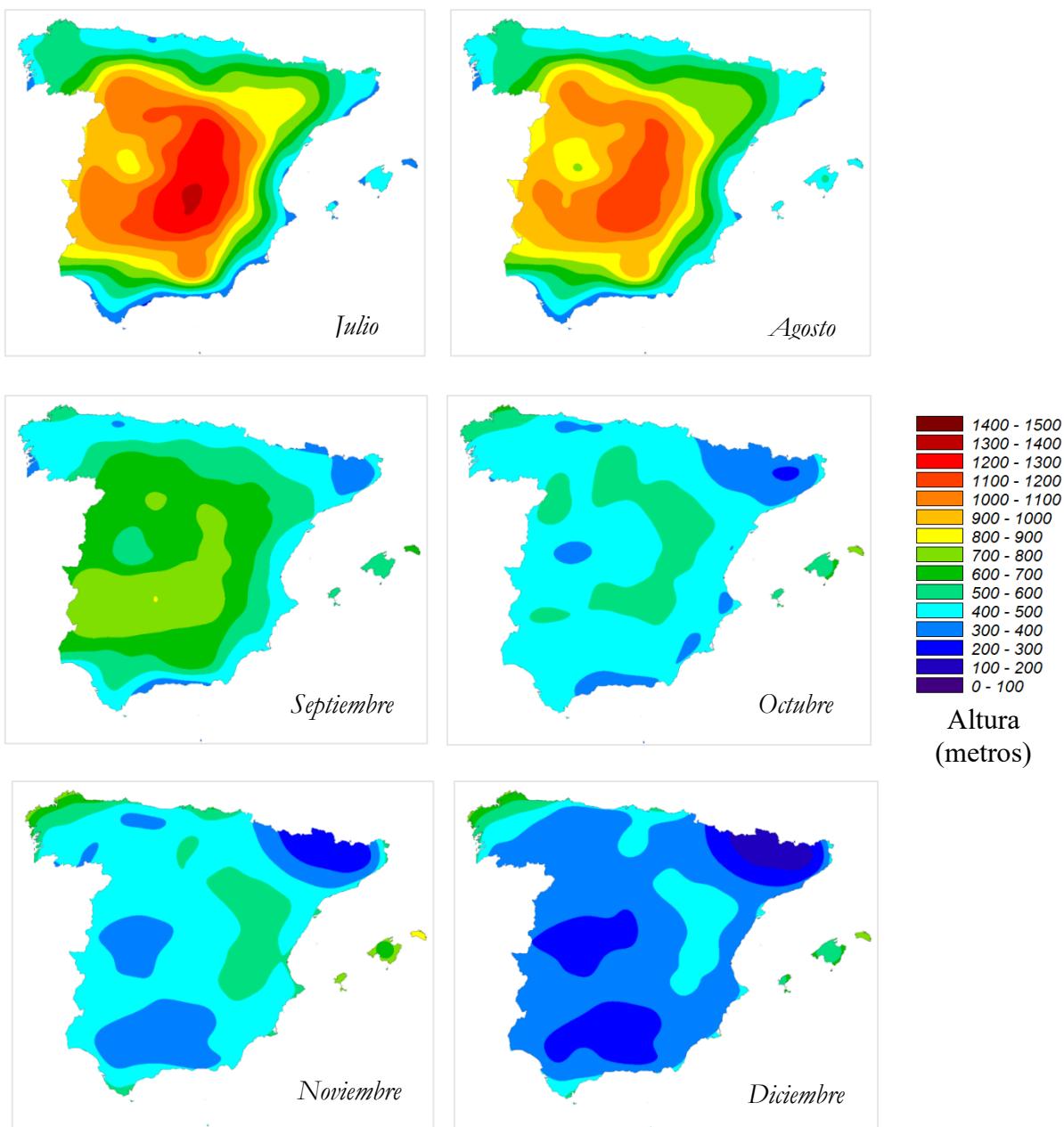


Figura 16: Altura mensual media en el segundo semestre del año de la capa límite en la Península y Baleares calculada a partir del reanálisis ERA5 (2014-2023).

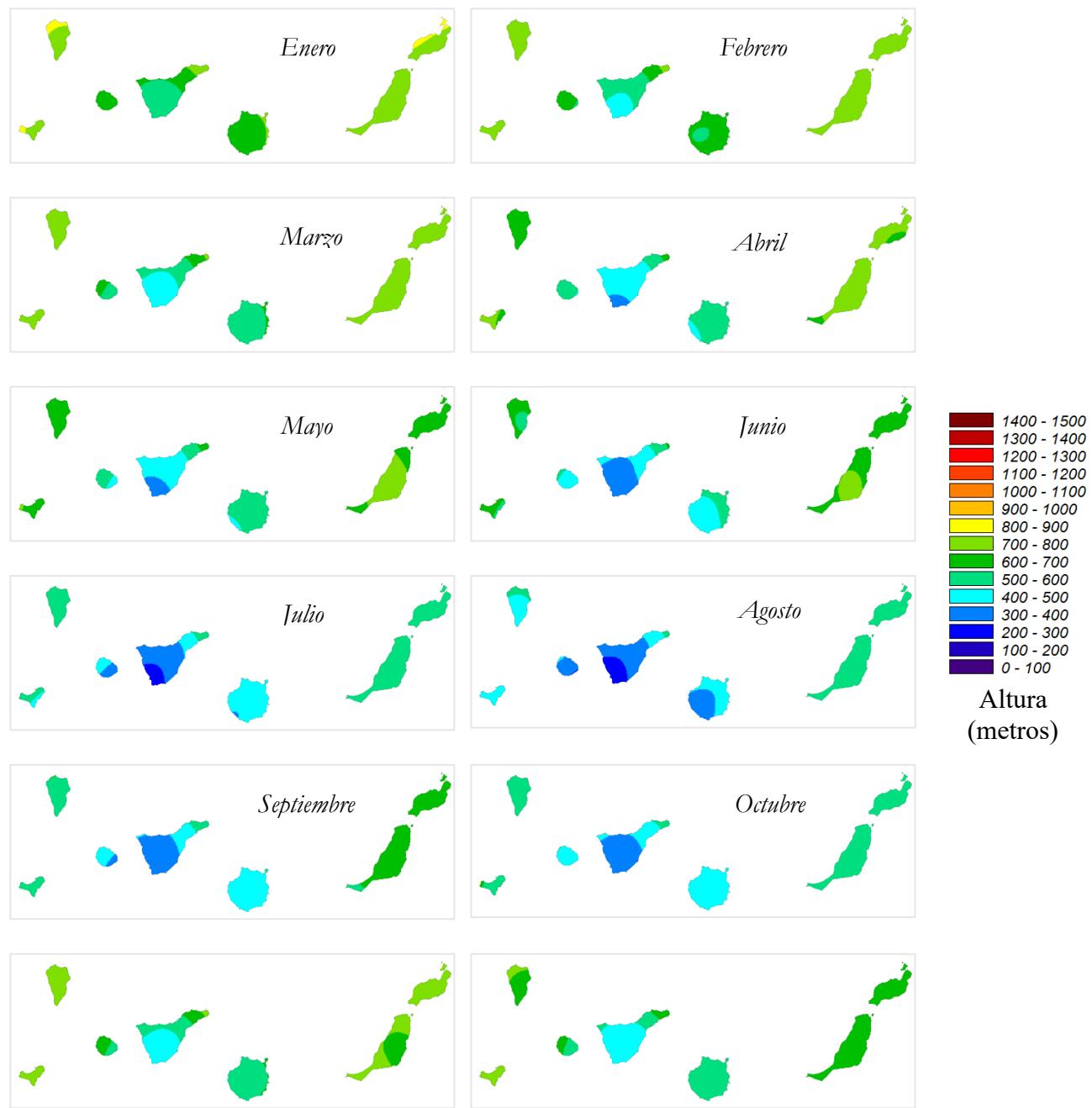


Figura 17: Altura mensual media de la capa límite en Canarias calculada a partir del reanálisis ERA5 (2014-2023).

10. CONCLUSIONES

A pesar de la disponibilidad actual de herramientas más sofisticadas, las categorías de estabilidad de Pasquill–Gifford–Turner continúan siendo un método práctico, por su sencillez y su arraigo histórico, para el análisis de la estabilidad atmosférica, entendida como capacidad de dispersión turbulenta de la atmósfera. Como consecuencia de ello, son un producto que los usuarios continúan demandando a AEMET.

Las categorías se definieron, especialmente en la modificación de Turner, de modo que fuera posible calcularlas con las variables meteorológicas disponibles en cualquier observatorio dotado de personal. Sin embargo, la automatización de la observación ha provocado una disminución de la disponibilidad de ciertas variables necesarias para los cálculos, sobre todo las relacionadas con la nubosidad.

En este trabajo se han presentado dos procedimientos alternativos para el cálculo de las matrices de estabilidad. Ambos se basan en la aplicación del método SRDT durante el día y del de Turner durante la noche. La diferencia está en el origen de los datos.

Un primer procedimiento se aplicó a 48 estaciones para el periodo 2017-2020, y utiliza datos de observación, por lo que solo podrá aplicarse allí donde se disponga de registros de las variables necesarias. Durante el día, para el método SRDT, se precisan datos de viento y, algo que es menos frecuente, de radiación global. Para la utilización del método de Turner, durante la noche, recurriremos a la variable «Nubosidad Estimada de Satélite», lo cual supuso modificar ligeramente el método de Turner, pues no se disponía de la altura de la nubosidad.

El segundo método se apoya en valores deducidos de reanálisis de modelos numéricos de predicción, en concreto el de ERA5 (2014-2023) y el de CERRA (2011-2020). Toda la información necesaria para el cálculo está disponible y tanto el método SRDT como el de Turner se aplican sin modificación alguna.

La comparación de los resultados del procedimiento basado en la observación con los de ambos reanálisis muestra una razonable coherencia entre ellos, aunque, como era de esperar, con ciertas diferencias. El aspecto más relevante es la menor presencia de la categoría de estabilidad neutra en los reanálisis respecto de la observación y el traslado de esas frecuencias hacia las categorías más estables, las cuales, por tanto, están ligeramente más representadas en los reanálisis. Una ventaja importante de los procedimientos basados en reanálisis es una cobertura más completa del territorio frente a los datos puntuales de las estaciones. Esto, a su vez, conlleva una desventaja: la menor representatividad local.

En relación con el suministro de matrices de estabilidad por parte de AEMET, principal objetivo de este trabajo, los métodos propuestos permiten la actualización de los cálculos con periodicidad anual en el caso de los valores deducidos de las observaciones y del reanálisis ERA5. Los diez últimos años disponibles y los registros con frecuencia trihoraria serían, en principio, suficientes para ello. En el caso del CERRA, será necesario esperar hasta que los reanálisis más actuales estén disponibles, dado que tienen un lapso de actualización mucho mayor que ERA5. Además de los propios resultados de los cálculos, sería conveniente poner a disposición del usuario una descripción detallada de los métodos empleados, junto con sus ventajas y limitaciones. La disponibilidad de varias matrices calculadas a partir de datos diferentes le permitirá un análisis más completo de las situaciones de estabilidad que puede esperar.

Como se ha señalado, ninguno de los procedimientos propuestos para la determinación de las categorías de estabilidad está libre de inconvenientes. En la práctica, facilitar al usuario una

matriz hallada a partir de la observación directa o de los cálculos de un reanálisis dependerá de lo que se estime más conveniente en cada caso concreto, en función del lugar para el que se solicita. No existe un método que sea «mejor» que otro. La propia definición de las clases de estabilidad no deja de ser una simplificación de las características de la atmósfera en relación a la dispersión de contaminantes, de modo que la búsqueda de un método perfecto de cálculo carece de sentido. Más bien, siguiendo con el espíritu original de la definición de las categorías de estabilidad, se trata de caracterizar la turbulencia atmosférica de una forma simple con los recursos disponibles, sean valores observados o resultados de un reanálisis.

Para ampliar el número de estaciones en las que resulte posible el cálculo de las matrices de estabilidad, podría plantearse la posibilidad de archivar los valores de desviación típica de la dirección del viento, un parámetro que está disponible en más estaciones que los registros de nubosidad. Por otro lado, aunque en este trabajo nos hemos limitado a realizar los cálculos con los reanálisis de modo que pudiéramos compararlos con los resultados de las observaciones, resulta posible efectuarlos mediante un mayor número de métodos. Del mismo modo que se ha efectuado una comparación entre los cálculos observacionales y los derivados de los reanálisis, podría resultar interesante efectuar una comparación entre los diversos procedimientos que estos últimos permiten.

La utilización de datos de reanálisis hace posible representar la variación espacial de las distintas clases de estabilidad. La distribución geográfica de las categorías de estabilidad obtenida del reanálisis ERA5 está influida, como cabía esperar, por su menor resolución espacial. El efecto es más notable en las islas pequeñas, donde se traduce en una sobrevaloración de la categoría neutra por los puntos de rejilla situados sobre el mar o que el reanálisis representa como marítimos. La mayor resolución del reanálisis CERRA corrige, al menos parcialmente, estos efectos, al tiempo que proporciona una distribución general de las categorías de estabilidad más explicable desde el punto de vista climático. En este sentido, podría considerarse que este último reanálisis ofrece mejores resultados generales.

Muy relacionado con el concepto de estabilidad atmosférica y, en general, con los problemas de dispersión de contaminantes, está la altura de la capa límite. El análisis de los valores de esta variable, proporcionados por el reanálisis ERA5, muestra una distribución geográfica dependiente de la continentalidad, del relieve y, en menor medida, de la mayor o menor exposición al viento. Las mayores oscilaciones corresponden a las zonas interiores de la Península, con un gran contraste entre los máximos de los meses de verano y los mínimos invernales. En el litoral, las oscilaciones resultan mucho menores y los máximos se registran en invierno. Las áreas montañosas parecen presentar, en todas las épocas del año, una menor altitud promedio de la capa límite en comparación con las zonas llanas del entorno.

El efecto sobre la dispersión de contaminantes o su concentración en las capas bajas podría ser descrito de manera sencilla combinando la clase de estabilidad y la altura de la capa límite. Así, situaciones estables con alturas de capa límite bajas mantenidas a lo largo de los días describen una situación de las zonas en las que la presencia de contaminantes aumentará en la capa más baja. Como estos dos parámetros pueden ser obtenidos de los modelos de predicción, podría tenerse un pronóstico de entornos más o menos favorables a este tipo de eventos contaminantes.

Aunque este aspecto requeriría un estudio más en profundidad, se ha comprobado tal hipótesis analizando los episodios de contaminación del ayuntamiento de Madrid desde 2017 a 2021 disponibles en la web del Ayuntamiento. Como resultados de este análisis, se han presentado gráficamente la evolución horaria tanto de la clase de estabilidad como de la altura de la capa límite, y en ellos se aprecia el patrón coincidente con la hipótesis anteriormente expuesta. Se añade como ANEXO II el estudio realizado.

11. ANEXO I

Comparación del parámetro de Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAS) «Nubosidad Estimada por Satélite (%)» con el parámetro «Nubosidad Total (octas u octavos)» de las observaciones climatológicas manuales de algunos observatorios de AEMET durante el año 2020.

Introducción

La cobertura nubosa es un parámetro esencial en la metodología elegida para la determinación de las clases de estabilidad PGT (Pasquil-Gifford-Turner). En observación convencional, el campo «Nubosidad Total (octas)» se registra a las 07, 13 y 18 UTC. Además, en los últimos años este parámetro ha ido desapareciendo de los registros conforme disminuían los observatorios con personal profesional. Se expresa en octavos de cielo cubierto por nubes, que en tanto por ciento equivale a unidades de 12,5 %. La hora de la observación suele estar comprendida en el intervalo de los 10 minutos previos a la hora nominal de dicha observación.

Por otra parte, desde 2017 se han ido incorporando datos de nubosidad a todas las EMAS de la red de AEMET mediante estimación de satélite, con sus valores en %. Este parámetro se obtiene del producto del SAF (Satellite Application Facilites) de Nowcasting, NWCSAF, denominado «máscara de nubes» o CMA. Para este proyecto, se ha trabajado con datos del Meteosat de Segunda Generación (MSG), por lo que este producto asigna un valor a cada píxel de imagen cada 15 minutos, desde el minuto 00 de cada hora, con una resolución horizontal aproximada de 2,5 km.

Los valores que genera el CMA son los indicados en la tabla I.1. Una descripción más en profundidad del CMA se puede encontrar en la página web oficial del NWCSAF: https://www.nwcsaf.org/cma_description.

Cloud/snow mask

FillValue	Non-processed	containing no data or corrupted data
0	Cloud-free	no contamination by snow/ice covered surface, no contamination by clouds ; but contamination by thin dust/volcanic clouds not checked
1	Cloud	cloud (except thin ice cloud over snow)
2	thin cloud over snow	thin ice cloud over snow
3	Snow/Ice contaminated	

Tabla I.1: Características del CMA (Fuente: EUMETSAT/NWCSAF).

Según la documentación existente en el sistema SIGROBS (Sistema Integrado para la Gestión de las Redes de Observación) de AEMET, para cada EMA se genera un valor de «Nubosidad Estimada por Satélite (%)» cada 30 minutos, considerando un total de 9 píxeles alrededor de las coordenadas de la EMA (cajas de 3x3 píxeles). Con esto se obtiene un valor en tanto por ciento de la cobertura nubosa, a intervalos del 11,11 %, que se corresponde con 1/9 del total de

píxeles que se han utilizado. Las lecturas de las bandas del SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) del MSG en la zona peninsular tienen un retraso de aproximadamente 7 minutos con respecto de la hora nominal de los productos. La información operacional del SEVIRI se puede encontrar en Schmetz (2002).

Como la resolución horizontal del píxel es de unos 2,5 km, se puede afirmar que la estimación de cobertura nubosa cubre un entorno del punto de un radio de 5 km aproximadamente. Dado que un observador situado sobre la superficie llana a nivel del mar tiene un radio de visibilidad de cobertura nubosa mayor a 20 km, la observación de cobertura nubosa manual cubre un área mayor que la que se utiliza para la estimación satelital. Por tanto, a la hora de comparar la «Nubosidad Estimada por Satélite (%)» con la nubosidad de observación manual pueden existir discrepancias de aproximadamente dos octas (alrededor del 25 %, medido en porcentaje).

Parece razonable pensar que el valor de «Nubosidad Estimada por Satélite (%)» debe suplir la observación manual; pero, al no encontrar ningún trabajo de validación, se ha decidido comprobar dicha hipótesis para poder utilizar los valores del producto derivado de satélite en el cálculo observacional de clases de estabilidad.

Metodología

Se hizo una primera comprobación para la estación de Madrid_Barajas (indicativo climatológico 3129), que se escogió como representativa del centro peninsular. A continuación, se seleccionaron varias estaciones más para estudiar posibles sesgos espaciales. Para la región atlántica norte, la primera opción fue la de A Coruña, pero, al no disponer de medidas manuales de nubosidad en algún periodo de 2020, se terminó escogiendo la cercana A Coruña_Aeropuerto (1387E). Para la región mediterránea y sur se eligió la estación de Murcia (7178I). Para tener en cuenta posibles efectos de insularidad, se añadieron Palma de Mallorca_Aeropuerto (B278) y Tenerife (C429I). Los resultados en la estación de Tenerife (C429I) fueron peores que los del resto, por lo que, para comprobar si era un problema del observatorio concreto o un problema más general de las islas Canarias, se añadieron otras dos estaciones del archipiélago: Tenerife Norte_Aeropuerto (C447A) y Fuerteventura_Aeropuerto (C249I).

El estudio se realizó con datos de 2020, pues es un año donde todos los observatorios que se seleccionaron disponían de medidas manuales de nubosidad. Los valores para las comprobaciones se extrajeron del Banco Nacional de Datos Climatológicos (BNDC) de AEMET. Se tomaron las observaciones convencionales a las horas 07, 13 y 18 UTC, las cuales se convirtieron de octas a %. Luego, de la base de datos de observaciones diezminutales del BNDC se extrajo la «Nubosidad Estimada por Satélite (%)» a las 07, 13 y 18 UTC, minuto 00.

Se compararon los dos conjuntos de datos y se calculó el error medio (ME), el error absoluto medio (MAE), la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) y el coeficiente de correlación lineal. Lo esperable era que la coincidencia fuera buena, con altos coeficientes de correlación y valores de MAE y RMSE en torno a 12-15 %, lo que significaría una desviación máxima de 1 octa en promedio en la medida de nubosidad total, que estaría en el entorno del error observacional manual. La existencia de algún sesgo tendría posibilidades de corregirse.

Resultados preliminares

La evolución a lo largo del año del error medio (ME) se muestra en la figura I.1. La tabla I.2 contiene los resultados obtenidos en la verificación para Madrid_Barajas (3129) y en la figura I.2 se representan los histogramas del error medio (ME) para cada hora.

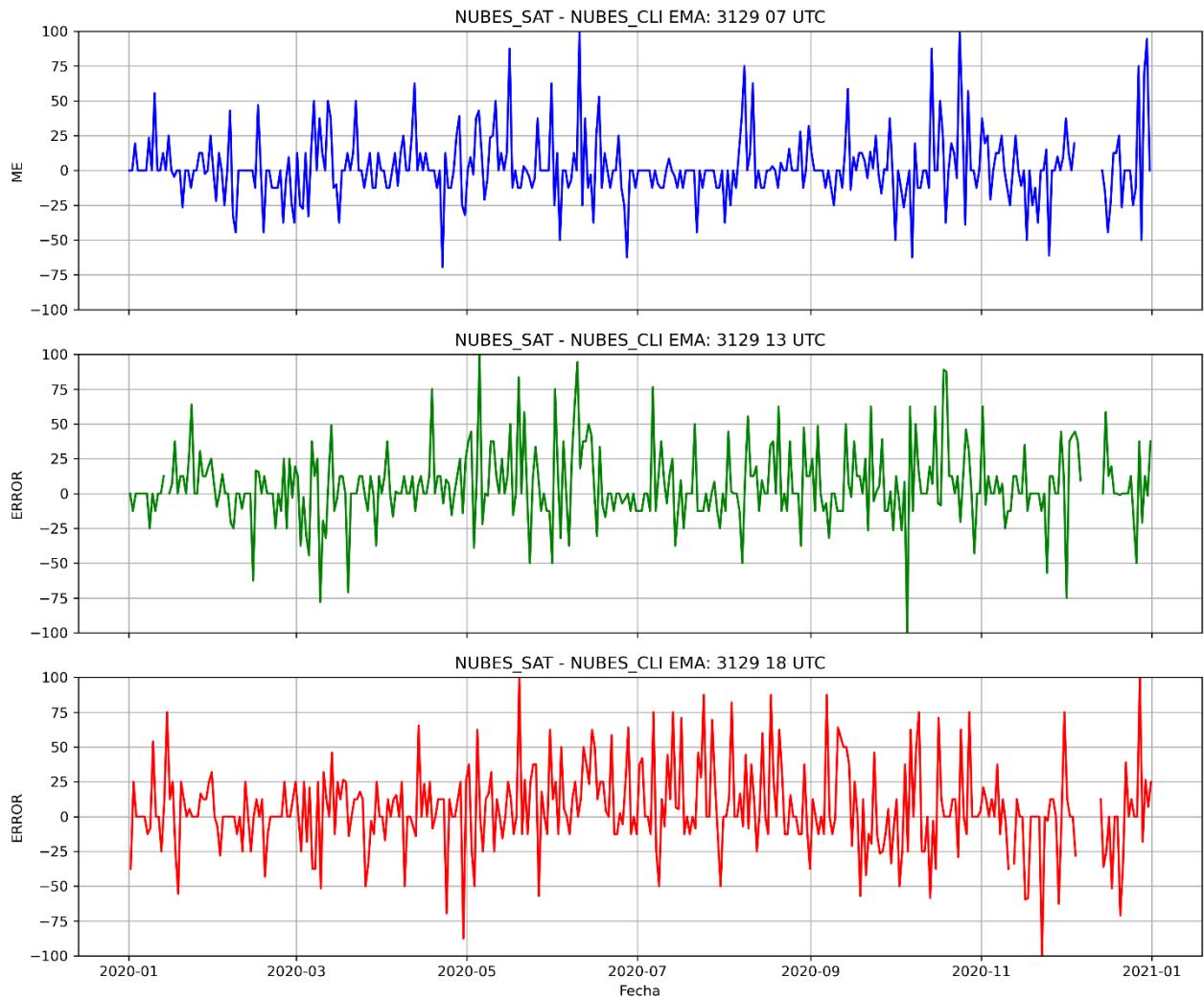


Figura I.1: ME (%) a lo largo de 2020 a las 07 UTC (arriba), 13 UTC (centro) y 18 UTC (abajo).

Hora	R	ME (%)	MAE (%)	RMSE (%)
07	0,81	3,5	17,0	27,9
13	0,77	5,5	19,5	29,5
18	0,71	7.0	23,3	33,4

Tabla I.2: Índices estadísticos para Madrid_Barajas.

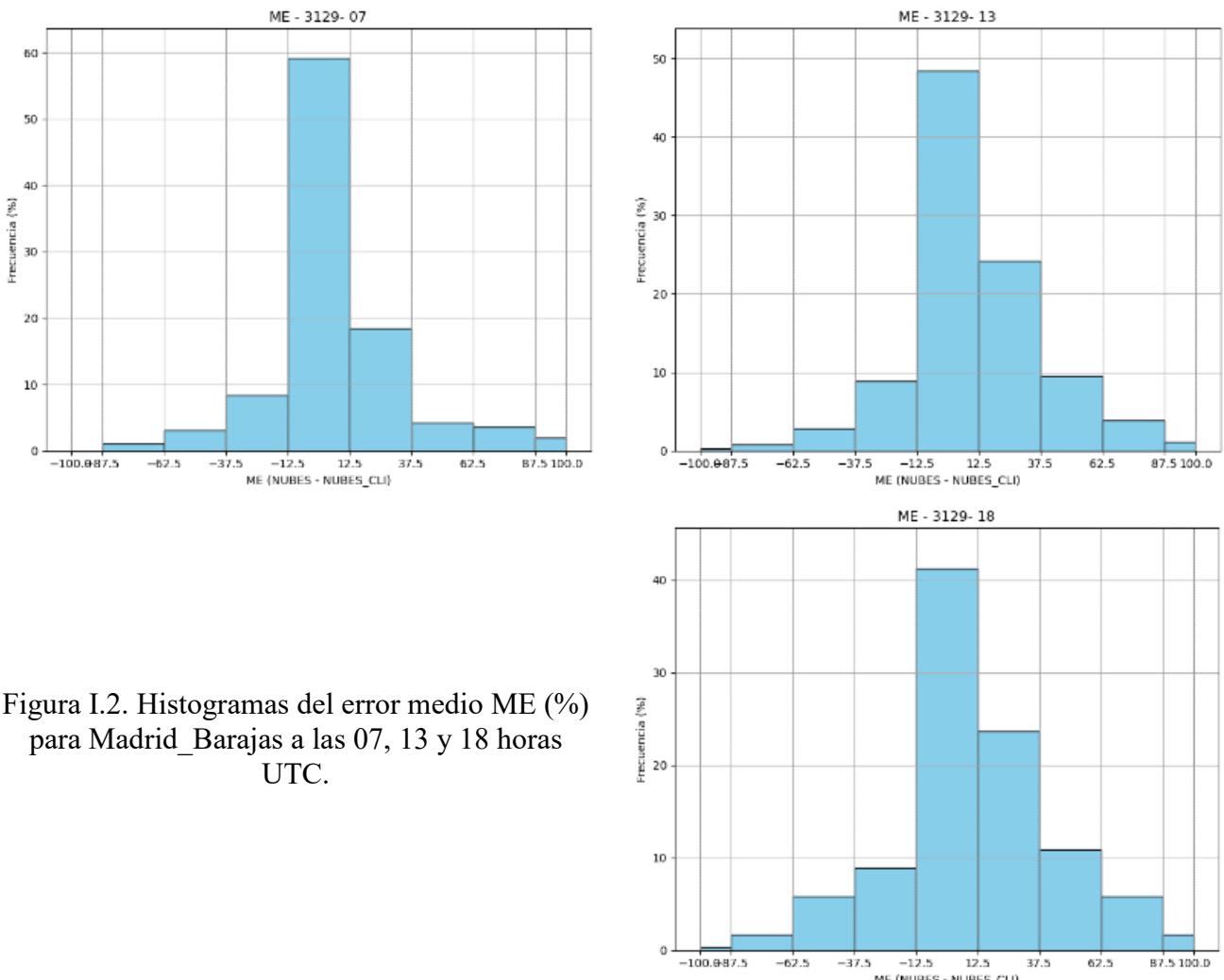


Figura I.2. Histogramas del error medio ME (%) para Madrid_Barajas a las 07, 13 y 18 horas UTC.

Análisis

En los histogramas de errores medios (ME) de la figura I.2 se observan distribuciones con un alto grado de simetría, aunque con sesgo positivo. Asimismo, la gran mayoría de los errores están en el entorno de 1 a 2 octas, que son valores compatibles con los errores observacionales. No obstante, también existen episodios menos frecuentes con errores mayores, incluso algunos con valores de 100 % y -100 %, que en principio resultan chocantes. Para estudiar esta casuística más en profundidad, se eligieron algunos de estos casos de altos valores de error medio y se analizaron manualmente las imágenes de satélite existentes.

En general, en toda la muestra elegida de errores medios importantes entre la estimación y la observación nos encontramos en presencia de nubosidad de tipo alto (cirros). Estas nubes, por su altura, pueden ser vistas en observación en entornos muy grandes, mayores que la caja de la estimación satelital. También hay que tener en cuenta que estas nubes son difíciles de distinguir en observación nocturna.

De un chequeo visual de los datos satelitales, se ve que estos sufren cambios bruscos en períodos de 30 minutos: pasan, por ejemplo, de porcentajes de 40 a 0 y de 0 a 60; incluso se observa algún caso de medidas que saltan de 100 a 0 y luego de nuevo a 100. En los episodios en los que existe nubosidad cambiante se pueden producir errores entre la observación manual y la del satélite sobre todo debidos al desfase temporal existente entre el momento de la

observación manual (-10') y el dato satelital (+7'). Para mitigar el efecto de esta discrepancia horaria, se generó una estimación de nubosidad de satélite con el promedio de la nubosidad entre media hora antes, la hora y media hora después para cada asignación de valor, y se verificó que se comporta mejor con respecto al dato observado, por lo que se decidió utilizar este valor promediado como mejor estimación satelital de la cobertura nubosa.

Hay ligeras diferencias en los valores calculados para las distintas horas (07, 13 y 18 UTC). Los de las 18 UTC son los que dan resultados peores debido a que, durante gran parte del año, la observación de esa hora se da de noche, lo cual hace más difícil esa observación manual.

Por tanto, dado que los mayores errores parecen estar asociados a nubosidad alta, y esta es poco relevante en cuanto a la determinación de las clases de estabilidad, se puede considerar que la «Nubosidad Estimada por Satélite (%)» puede ser utilizada como buena caracterización de la nubosidad del lugar en la determinación de las clases de estabilidad PGT en el cálculo nocturno.

Comprobación con toda la muestra de estaciones elegidas

Se repitió el estudio para las estaciones de A Coruña_Aeropuerto (1387E) y Murcia (7178I), y se comprobó que los resultados son similares a los obtenidos para Madrid_Barajas (3129). Se aprecia que en los lugares menos nubosos (Murcia) se obtienen mejores valores de comparación que en Madrid, y en este, mejores que en A Coruña_Aeropuerto. Esta última estación es la que, de las tres consideradas, presenta mayores episodios de nubosidad.

Por otro lado, se observa una mejora en todos los índices cuando se considera la nubosidad estimada promediada, lo cual llevó a decantarse por esta técnica del promedio como valor a utilizar en los cálculos de clases de estabilidad. Los resultados para las estimaciones promediadas y sin promediar se muestran en la tabla I.3.

Estación	Indicativo	R	ME (%)	MAE (%)	RMSE (%)	R*	ME* (%)	MAE* (%)	RMSE* (%)
Coruña	1387E	0,73	4,2	20,9	30,7	0,74	4,4	19,7	28,9
Madrid	3129	0,77	5,3	20,0	30,4	0,78	4,5	18,8	28,7
Murcia	7178I	0,78	-0,3	19,3	28,3	0,79	-0,6	17,5	26,3
Mallorca	B278	0,71	-5,2	24,7	32,0	0,73	-5,2	23,2	30,1
Tenerife	C429I	0,61	-0,6	24,0	33,3	0,62	-0,9	22,4	31,3

Tabla I.3: Índices estadísticos diarios para las distintas estaciones. El asterisco indica que la verificación se realizó con el promedio de la nubosidad estimada para la hora en punto y para media hora antes y después.

El coeficiente de correlación (R) para la estación de Tenerife (C429I) es menor que para las demás estaciones consideradas en el estudio, tanto en el caso de haber utilizado la «Nubosidad Estimada por Satélite (%)» a la hora nominal como en el de haber empleado los valores promediados entre la media hora anterior y la media hora posterior. Esto es indicativo de un menor acuerdo entre los datos de nubosidad satelital y nubosidad observada en esa zona, como se corroboró añadiendo otras dos estaciones de Canarias que aún daban correlaciones peores. Estas discrepancias requerirían un estudio más en profundidad que se sale del marco de este trabajo.

Conclusión

Los resultados de los índices estadísticos calculados considerando conjuntamente las cinco estaciones seleccionadas son los mostrados en la tabla I.4. En la figura I.3 se presentan los histogramas del error medio (ME) calculado conjuntamente para las cinco estaciones, utilizando la «Nubosidad Estimada de Satélite (%)» correspondiente a la hora nominal (izquierda) y considerando la «Nubosidad Estimada de Satélite (%)» promediada entre la media hora anterior y la media hora posterior (derecha).

Indicativo	R	ME (%)	MAE (%)	RMSE (%)	R*	ME* (%)	MAE* (%)	RMSE* (%)
5 EMAS	0,73	0,5	21,8	31,0	0,75	0,3	20,4	29,1

Tabla I.4: Índices estadísticos conjuntos para las cinco estaciones analizadas. El asterisco indica que la verificación se realizó con el promedio de la nubosidad estimada para la hora en punto y para media hora antes y después.

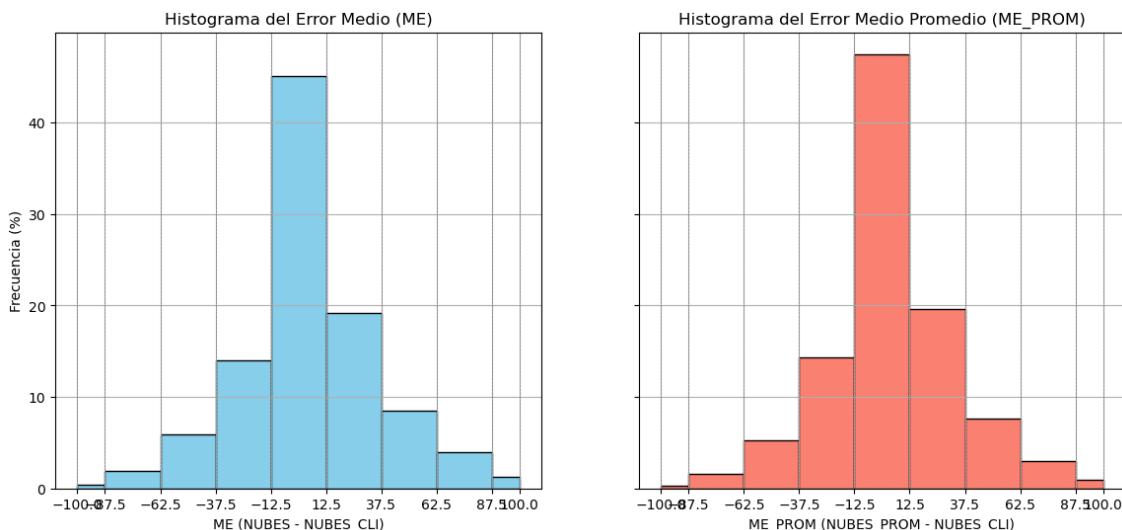


Figura I.3: ME conjunto para las cinco estaciones con nubosidad satelital nominal (izquierda) y nubosidad satelital promediada (derecha).

Para las estaciones de Madrid_Barajas (3129), Murcia (7178I) y Mallorca_Aeropuerto (B278), los mejores resultados se dan a las 07 UTC y luego a las 13 UTC; los peores son los correspondientes a las 18 UTC. En cambio, en A Coruña_Aeropuerto (1387E), los mejores resultados se obtienen a las 13 UTC, y empeoran para las 18 UTC; los peores son los correspondientes a las 07 UTC. Lo mismo que en A Coruña ocurre en Tenerife (C429I), lo que refuerza la hipótesis de que las observaciones manuales en periodos nocturnos son las que generan mayores discrepancias en las comparaciones con la «Nubosidad Estimada por Satélite (%»).

Se puede concluir, por tanto, que las estimaciones satelitales nocturnas de nubosidad deben considerarse más fiables que las manuales de cara a ser utilizadas en la determinación de clases de estabilidad. Por su parte, las observaciones diurnas presentan una gran correlación con la

nubosidad de satélite, y los resultados de la comparación mejoran al considerar las estimaciones promediadas horarias.

A la vista de los resultados obtenidos en este estudio, se puede considerar que la «Nubosidad Estimada por Satélite (%)» es un buen parámetro para caracterizar localmente la nubosidad.

12. ANEXO II

Episodios de contaminación por NO₂ en Madrid: Caracterización mediante clases de estabilidad Pasquill-Gifford-Turner (PGT) y altura de la capa límite planetaria (PBL).

Introducción

Las clases de estabilidad Pasquill-Gifford-Turner (PGT) tienen una amplia utilización, tanto científica como operativa, para la caracterización de la capa límite planetaria (PBL) y su capacidad de difusión de contaminantes atmosféricos. Fueron establecidas en la década de 1960 y son una categorización del grado de turbulencia atmosférica en la capa baja de la atmósfera (tabla II.1).

Categoría	Denominación
A	Muy inestable
B	Moderadamente inestable
C	Ligeramente inestable
D	Neutra
E	Ligeramente estable
F	Estable
G	Muy Estable

Tabla II.1: Caracterización de las clases de estabilidad PGT.

La turbulencia atmosférica en la capa límite planetaria es debida tanto a la inestabilidad térmica vertical de la atmósfera como a la fluctuación del viento. En las categorías inestables, esta turbulencia favorece la dispersión de los contaminantes, haciendo que su concentración disminuya. En las categorías estables, por el contrario, la turbulencia es escasa y el mecanismo de dispersión de contaminantes, débil. Por lo tanto, en una situación de estabilidad, la concentración de contaminantes en la capa límite tiende a mantenerse o incluso a incrementarse si el aporte de estas partículas continúa o si disminuye la capa en la que se concentran.

Debe tenerse en cuenta que, en la mayoría de los estudios o aplicaciones, la clase G tiende a unirse con la F. Sin embargo, en el caso de entornos de ciudades, que constituyen el foco de este estudio, se ha considerado necesario mantener la división para que la información obtenida quede recogida de manera precisa.

La concentración de los contaminantes atmosféricos, según marca la teoría del modelo PGT, está influenciada ambientalmente por la clase de estabilidad existente y por la altura de la capa límite planetaria (PBL), que en estos casos es coincidente con la capa de mezcla.

El objetivo de este estudio fue intentar encontrar la existencia de un patrón que relacione los episodios de contaminación en la ciudad de Madrid con la clase de estabilidad para el mismo periodo temporal. Esto se llevó a cabo analizando los episodios reportados de contaminación por dióxido de nitrógeno (NO₂) en la ciudad de Madrid ([Ayuntamiento de Madrid, 2017-2019](#)) conjuntamente con la clase de estabilidad existente, la cual se calculó a partir de los datos

observacionales de la estación meteorológica Madrid_Barajas (3149) y la altura de la PBL obtenida del modelo ERA5 para el mismo punto.

Se trabajó con el periodo 2017-2021, pues es en el que disponíamos de los cálculos de estabilidad y altura de la capa límite. Asimismo, en este periodo existían episodios de contaminación por NO₂ en la ciudad de Madrid.

Resultados

Se analizaron 16 episodios de contaminación por NO₂ en Madrid. Para cada uno de ellos, caracterizado por una fecha de inicio y una fecha de fin, se generó un gráfico de los valores horarios, tanto de clase de estabilidad PGT como de la altura de la capa límite (PBL). Las clases de estabilidad se representan con las 7 categorías sobre el eje izquierdo, y se muestra el valor temporal con el símbolo '+' de color rojo (condiciones estables F y G), verde (condiciones neutras C, D y E) y azul (condiciones inestables A y B). La altura de la capa límite se representa sobre el eje derecho en escala logarítmica (10^x) en metros (m) con el objetivo de que se muestren bien los valores de PBL más bajos. Así:

Valor logarítmico	Valor real en metros (m)
1,0	10
1,5	32
2,0	100
2,5	316
3,0	1 000
3,5	3 162

Tabla II.2: Equivalencia entre valor logarítmico y valor real en metros.

Se representa en línea de colores del siguiente modo: valores ≤ 100 m en rojo; valores entre 100 y 500 m en verde, y valores ≥ 500 m en azul. El objetivo del gráfico es visualizar los intervalos temporales rojos (muy baja PBL y mucha estabilidad), verdes (con PBL y estabilidad en rangos medios) y azul (con alta PBL e inestabilidad). En los intervalos rojos, se dan condiciones de la capa límite que favorecen la concentración de contaminantes; esta concentración tiende a disminuir por dispersión en las zonas verdes, y en las azules, donde la PBL es alta y existe inestabilidad o turbulencia para dispersar y mezclar los contaminantes, las condiciones de la capa baja son propicias para disminuir la concentración de contaminantes. En el análisis de todos los episodios se ve claramente este patrón. Se muestran a continuación las gráficas de los episodios más relevantes por su duración (figuras II.1-II.4).

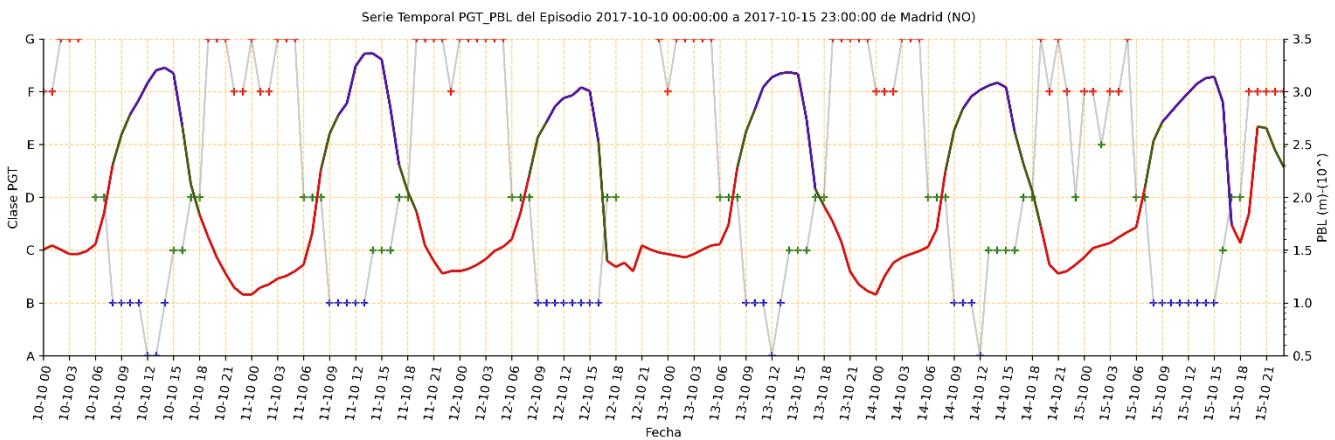


Figura II.1: Episodio del 10/10/2017 al 15/10/2017

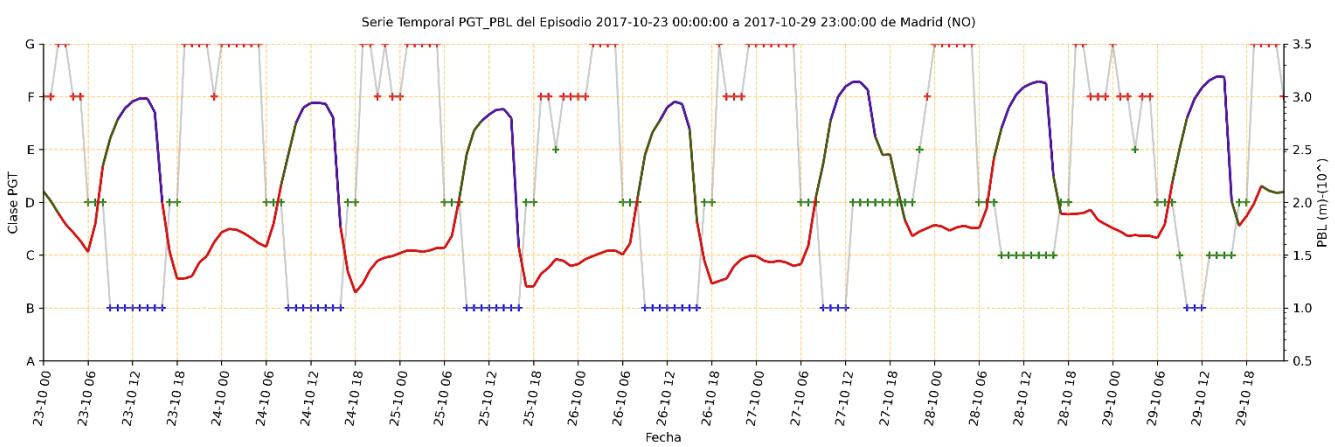


Figura II.2: Episodio del 23/10/2017 al 29/10/2017

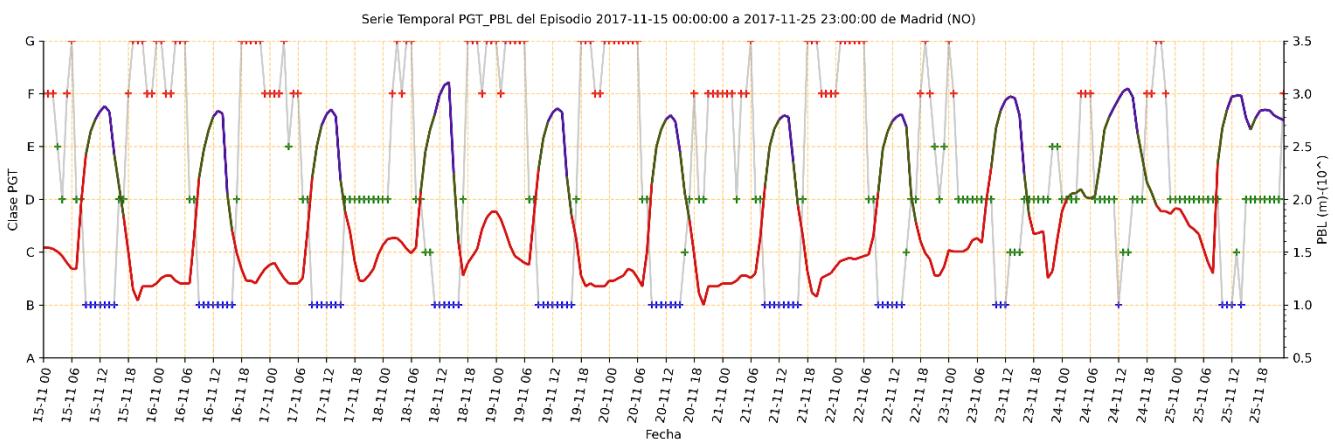


Figura II.3: Episodio del 15/11/2017 al 25/11/2017

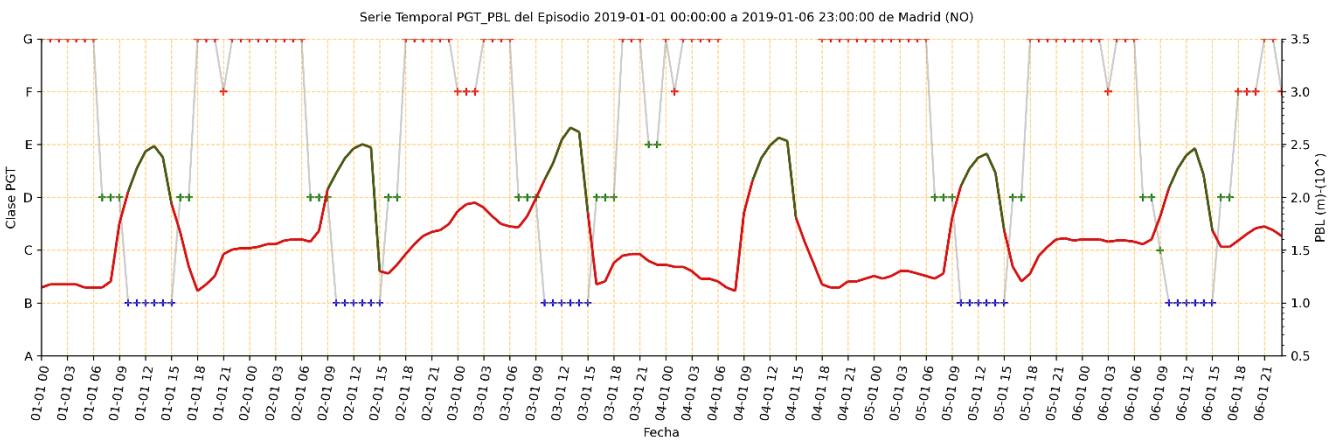


Figura II.4: Episodio del 01/01/2019 al 06/01/2019

La figura II.5 corresponde al mes de diciembre de 2018, en el cual se activaron tres episodios de contaminación, indicados con fondo amarillo en el gráfico. Como puede verse de esta evolución del mes, se dan condiciones propicias para el aumento de la concentración de contaminantes incluso días antes de que se active el episodio (que tiene que superar un cierto umbral en los sensores), lo cual parece ser una respuesta acumulativa a la concentración de contaminantes hasta alcanzar el umbral.

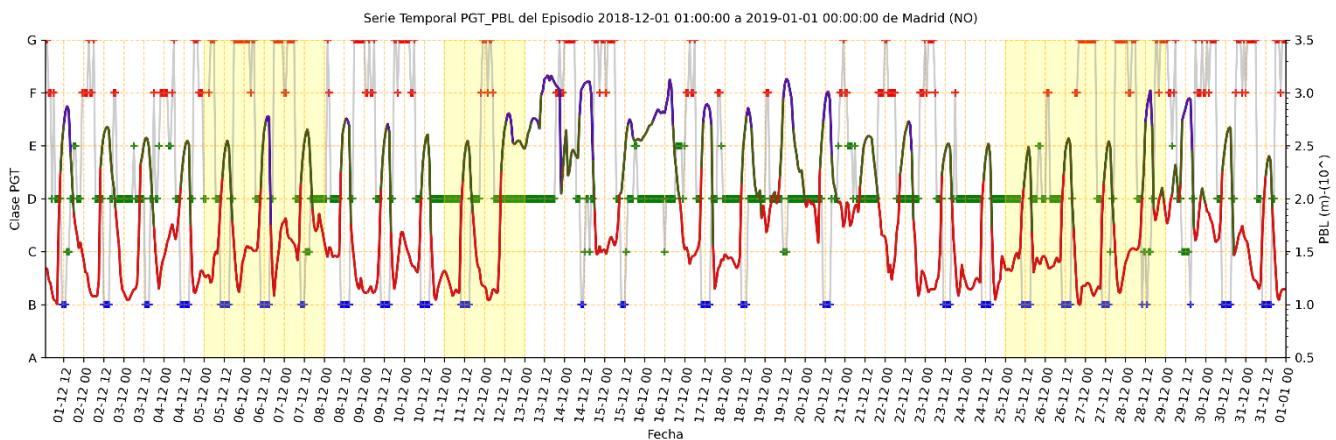


Figura II.5: Episodios durante el mes de diciembre de 2018 (en amarillo)

Conclusión

A la vista de los gráficos de los 16 episodios estudiados, se aprecia el patrón que responde al modelo conceptual PGT. En la ciudad de Madrid existe una fuente importante de NO₂, el contaminante considerado para seleccionar los episodios de contaminación, lo cual se debe especialmente al tráfico durante el día. Durante esos períodos, la inestabilidad térmica hace que el dióxido de nitrógeno se mezcle por toda la extensión de la PBL, que ronda los 1000 metros. Durante la noche, la estabilidad se vuelve predominante, con valores de estabilidad F y G abundantes, y disminuye la extensión de la PBL, la cual llega a reducirse en amplios intervalos temporales por debajo de los 100 metros de espesor (línea continua en rojo en las figuras II.1-II.5).

En los momentos en los que predomina la estabilidad, la materia contaminante se concentra en la capa límite, donde la dispersión es escasa. Como la emisión de NO₂ es continuada, su concentración aumenta progresivamente. Cuando la capa límite se mantiene estable durante varios días, la concentración del contaminante aumenta con el paso de los días, salvo que se mitigue o elimine la emisión.

Así pues, estos dos parámetros (clase de estabilidad y altura de la capa límite) son marcadores muy claros de las condiciones más o menos favorables para la concentración o dispersión de los contaminantes en dicha capa.

La simplicidad de las clases de estabilidad PGT hace que los modelos numéricos de predicción meteorológicos puedan generar este parámetro con un postproceso computacional, como el implementado para obtener las series desde ERA5 o CERRA. Combinando las clases de estabilidad con la altura de la capa límite planetaria, se puede generar una predicción adecuada de las condiciones que favorecen la concentración de contaminantes en superficie, aplicable en ciudades y en otros ámbitos, como núcleos contaminantes industriales o gestión del humo de incendios.

13. REFERENCIAS

- Ashrafi Kh., Hoshyaripour Gh. A. (2008). A Model to Determine Atmospheric Stability and its Correlation with CO Concentration. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1071954>
- Ayuntamiento de Madrid (2017-2019). Informes sobre episodios de contaminación por dióxido de nitrógeno. Portal web del Ayuntamiento de Madrid. Medio Ambiente. Recuperado el 14 de noviembre de 2025 de <https://www.madrid.es/portales/munimadrid/es/Inicio/Medio-ambiente/Informes-sobre-episodios-de-contaminacion-por-dioxido-de-nitrogeno/?vgnextfmt=default&vgnextoid=0ab214b9c4dcb810VgnVCM2000001f4a900aRCRD&vgnextchannel=3edd31d3b28fe410VgnVCM1000000b205a0aRCRD>
- De Wekker SFJ. y Kossmann M. (2015). Convective Boundary Layer Heights Over Mountainous Terrain -A Review of Concepts. *Front. Earth Sci.* 3:77. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00077>
- EPA, USA Environmental Protection Agency (2000). Meteorological Monitoring Guidance for Regulatory Modeling Applications. EPA-454/R-99-005.
- EUMETSAT/NWC SAF (2019). Algorithm Theoretical Basis Document for the Cloud Product Processors of the NWC/GEO. NWC/CDOP2/GEO/MFL/SCI/ATBD/Cloud, v2.1. https://www.nwcsaf.org/cma_description
- Gifford, F. A., Jr. (1961). Use of routine observations for estimating atmospheric dispersion. *Nucl. Saf.*, 2, 47–57.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J-N. (2023). ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
- Huertas, J.I., Martinez, D.S. y Prato, D.F. (2021). Numerical approximation to the effects of the atmospheric stability conditions on the dispersion of pollutants over flat areas. *Sci Rep* 11, 11566. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-89200-9>
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., y Ratier, A. (2002). An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). American Meteorological Society. https://www-cdn.eumetsat.int/files/2020-04/pdf_sci_bams0702_intro-msg.pdf
- Kolmogorov, A.N. (1941). The Local Structure of Turbulence in Incompressible Viscous Fluid for Very Large Reynolds Numbers. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 299-303.
- Munn R. E., Rodhe, H. (1985). Compendium of meteorology - for use by class I and II Meteorological Personnel: Volume II, part 6 - Air chemistry and air pollution meteorology.
- Pal Arya, S. (1988). Introduction to Micrometeorology. Academic Press, San Diego, CA.
- Pal Arya, S., (1999). Air Pollution Meteorology and Dispersion. Oxford University Press, 310 pp.
- Panofsky, H. and Dutton, J. (1984). Atmospheric Turbulence. John Wiley & Sons, New York, 397 p.
- Pasquill, F. (1961). The estimation of the dispersion of windborne material. *Meteorol. Mag.*, 90, 1063, 33-49.
- Puigcerver, M. (1989). Estabilidad atmosférica. Revista de Geofísica, nº45; págs. 139-140.

Schimanke S., Ridal M., Le Moigne P., Berggren L., Undén P., Randriamampianina R., Andrea U., Bazile E., Bertelsen A., Brousseau P., Dahlgren P., Edvinsson L., El Said A., Clinton M., Hopsch S., Isaksson L., Mladek R., Olsson E., Verrelle A., Wang Z.Q., (2021). CERRA sub-daily regional reanalysis data for Europe on model levels from 1984 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.7c27fd20>

Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., y Ratier, A. (2002). An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). American Meteorological Society. https://www-cdn.eumetsat.int/files/2020-04/pdf_sci_bams0702_intro-msg.pdf

Stein, A. F., R. R. Draxler, G. D. Rolph, B. J. B. Stunder, M. D. Cohen, and F. Ngan (2015). NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System. Bull. Amer. Meteor. Soc., 96, 2059–2077. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>

Sutton, O.G. (1932). A theory of eddy diffusion in the atmosphere. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character, 135 (826), 143-165.

Turner, D. B. (1964). A Diffusion Model for an Urban Area. J. Appl. Meteor. Climatol. 3, 83–91

Wauben, W. M. F. (2002). Automation of Visual Observations at KNMI: (ii) Comparison of Automated Cloud Reports with Routine Visual Observations. The Symposium on Observations, Data Assimilation, and Probabilistic Prediction, 13-17 January 2002, Orlando, Florida, American Meteorological Society.

WMO (2007). The Role of Climatological Normals in a Changing Climate. WCDMP-No 61 WMO-TD No.1377 (World Climate Data and Monitoring Programme).

Woodward, J. L. (1999). Estimating the Flammable Mass of a Vapor Cloud: A CCPS Concept Book. Appendix A. <https://doi.org/10.1002/9780470935361.app1>