

# Aspectos meteorológicos del naufragio de la corbeta Gneisenau en Málaga

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ

El pasado 16 de diciembre se cumplieron 125 años desde que se hundió la corbeta Gneisenau debido a un temporal marítimo que forma parte de la historia de Málaga, evento con causas meteorológicas que se refleja en el escudo de armas de la ciudad (¿caso único en España?), que ha sido conmemorado con numerosos actos culturales a los que la Asociación Meteorológica Española (AME) se quiere unir con la celebración en Málaga de las Jornadas de la AME del 25 al 27 de febrero de 2026. En este artículo se trata de indagar en las causas meteorológicas de este luctuoso evento. En el apartado 1 se describe la crónica del naufragio y alguna de las leyendas que circularon en Málaga; en el 2 se expone la información de los boletines del Instituto Central Meteorológico (ICM) de los días 16 y 17; en el 3 la relación entre los temporales marítimos mesoscales en el mar de Alborán y los frentes en altura generados en intrusiones secas; en el 4 la importancia de la mesoalta y la inestabilidad convectiva en los temporales de viento en Málaga ciudad; en el apartado 5 se describe la evolución meteorológica basada en los reanálisis ERA-20C y su singularidad.

## 1. Crónica y leyenda del hundimiento

La SMS Gneisenau fue un buque escuela de la Marina Imperial Alemana que el domingo 16 de diciembre de 1900 se hundió junto al puerto de Málaga debido a un temporal, falleciendo 41 marineros de una tripulación de unos 470, de ellos 210 grumetes de corta edad que recibían formación para ser marineros. Era una corbeta de la clase Bismarck de tres mástiles, con una eslora de 82 metros, una manga de 13.7 m y un calado de 5.2 m a proa. Su propulsión estaba complementada por una máquina de vapor que accionaba una hélice de dos palas que le proporcionaban una velocidad máxima 13.8 nudos (25.6 km/h). Su armamento, con 14 cañones, correspondía al de una fragata.

Ese domingo, la Gneisenau, a las órdenes del comandante Kretschmann, se encontraba fondeada fuera del puerto de Málaga, en la playa de La Malagueta, a la espera de recoger a un diplomático de su país para una misión en Marruecos. Según la leyenda,



Figura 1: Cartel del acto conmemorativo del 125.º aniversario del hundimiento de la corbeta "SMS Gneisenau". © Consulado de Alemania en Málaga

da, a primeras horas de la mañana, posiblemente ante los pronósticos que contemplaban un empeoramiento de la situación meteorológica, el Comandante de la Marina de Málaga, Julián García de la Vega, habría recomendado a Kretschmann la conveniencia de atracar en el interior del puerto; consejo que desestimó. Sobre este asunto Pablo Portillo escribía en 2010: "el run run" de la historia que ha llegado hasta nuestros días, dice que al ser avisado Kretschmann por las autoridades marítimas locales sobre la peligrosidad del fondeadero, caso de fuerte levante, el propio comandante habría respondido: *"Agradezco las buenas intenciones, pero las aguas del Mediterráneo son mansas. La Gneisenau siempre salió victoriosa en todos los mares"*. Probablemente leyenda pues, al parecer, el cónsul alemán, Adolfo Pries, habría escrito posteriormente, en carta dirigida al Ministro de Asuntos Exteriores de su país, que cuando se puso en contacto con el Comandante de Marina local en plena tragedia, el marino español le comentó que "no estaba al tanto del riesgo que corría el buque escuela". Además, parece extraño que Kretschmann hubiera permitido que los tripulantes católicos desembarcaran para asistir a misa en la catedral, ni hubiera enviado un bote a tierra para recoger a un grupo de personas para asistir a un servicio religioso a bordo (Portillo, 2015).

A media mañana se desencadenó un violento temporal de levante de mar, lluvia y viento, con rachas de más de 100 Km/h por lo que el comandante ordenó a la tripulación que aumentara el vapor en las calderas. A las 11 de la mañana le informaron que había suficiente vapor para impulsar a 50 revoluciones por minuto el eje de la hélice, suficiente para mover el barco con seguridad. En consecuencia, ordenó a la tripulación que levantara el ancla. Fue una decisión fatal, pues parece que había habido un malentendido, sólo había suficiente vapor para 15 (*fünfzehn*) revoluciones por minuto; no para 50 (*fünfzig*). Al izar el ancla, el Gneisenau comenzó a derivar empujado por los fuertes vientos hacia el rompeolas rocoso del puerto (figura 2). La tripulación echó el ancla de estribor, pero el buque garró (cejó arrastrando el ancla sin enganchar en roca), por lo que el barco se estrelló repetidamente contra el rompeolas hasta que empezó a escorarse, hundiéndose rápidamente. Sobre el rápido desencadenamiento del temporal informaba el 20 de diciembre de 1900 *Der Gesellige-Graudenzer Zeitung*: "Los relatos en círculos navales sobre la causa del infortunio coinciden en que el barco, atracado sin vapor frente a la escollera del puerto, fue sorprendido por un bora (procedente del sureste), típica en esta época del año en todo el Mediterráneo, que suele

estallar con una fuerza extraordinaria". Si bien los boras son vientos terrales del invierno del mar Adriático, que nada tienen que ver con un temporal de levante en Alborán, la brusquedad con que parece que se inició este temporal pudo recordar el inicio de los boras más duros.

El desastre se desató delante de la ciudad. Las campanas de las iglesias alertaron a la población y centenares de malagueños, ricos y pobres, acudieron a socorrer a los alemanes. Algunos se lanzaron al agua para formar cadenas humanas y así poder rescatar a los supervivientes de las olas. Otros lanzaron cuerdas a los tripulantes que habían subido a la jarcia para escapar de las agitadas aguas. Los intentos de rescate en barco se frustraron; no pudieron acercarse lo suficiente. El buque se hundió al poco tiempo. En el suceso fallecieron 41 alemanes, entre ellos el comandante y el primer oficial. A las 17 horas parece que cesó la tormenta en la ciudad (Rodríguez Conejero, 2024).

Tal fue el comportamiento de los ciudadanos que por Real Decreto la reina regente María Cristina concedió a Málaga el título de "Muy Hospitalaria" que figura en su escudo. Probablemente no exista en España otra ciudad con un título que aluda a un evento meteorológico. Por tal gesto, y tras conocerse en Alemania las consecuencias de la riada de 1907 en Málaga, la *Gran Riá*, este país donó a la ciudad un puente, el actual puente de Santo Domingo, al que se le conoce popularmente como "puente de los Alemanes" (figura 4).

## 2. El Boletín Meteorológico Diario y el naufragio

El *Boletín Meteorológico Diario* es una publicación diaria que editaba la Agencia Estatal de Meteorología (en 1900 denominada Instituto Central Meteorológico). Están digitalizados entre el 1 de marzo de 1893 y el 31 de diciembre de 2007, y se puede acceder a ellos desde la web de AEMET. En la figura 5 se muestra el *Boletín* del día 17 de diciembre de 1900, firmado por Augusto Arcimis, primer meteorólogo profesional y primer director del primitivo servicio meteorológico español, el ICM. En el apartado Estado General se puede leer "... en Málaga se formó ayer un secundario local, indicado ya

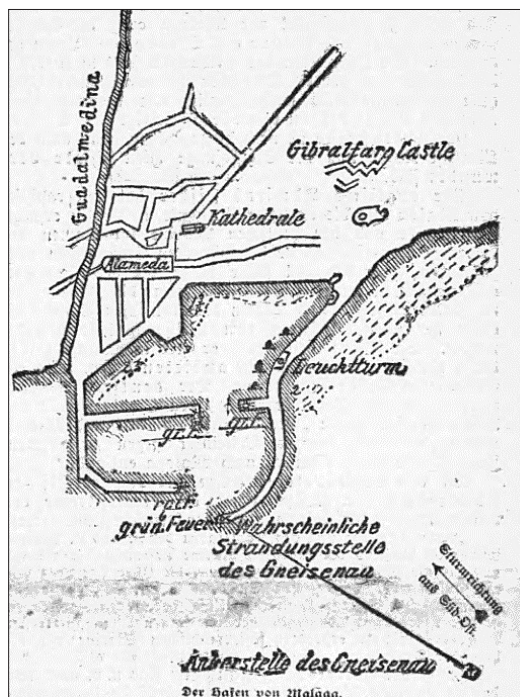


Figura 2. Deriva del Gneisenau en su encalladura. Fuente: *Der Gesellige-Graudenzer Zeitung* del 20 de diciembre de 1900. Acceso 3 enero 2026 [https://kpbc.ukw.edu.pl/Content/260988/KM\\_02475\\_1900\\_297.pdf](https://kpbc.ukw.edu.pl/Content/260988/KM_02475_1900_297.pdf)

(en el mapa de la mañana del día 17) por un bucle en las isobaras, con levante muy duro, que ha causado la pérdida de un buque de guerra Alemán." Entre las observaciones meteorológicas más significativas de la víspera figuran: en Málaga viento del E fuerza 9, entre 41 y 47 kt (75 y 88 km/h), temporal duro de levante, y precipitación de 33 mm (litros por metro cuadrado) en 24 horas (de 9 a 9 horas). Fue un temporal bastante localizado, mesoscalar, ni Melilla (ENE fuerza 4) ni Tarifa (E, fuerza 6) informaron de vientos tan extremos. Tampoco se recogieron precipitaciones en estos observatorios.

Según indicaba el *Boletín* del día 16 (figura 6), a las 9 horas había en Málaga viento del ESE de fuerza 4, entre 11 y 16 kt (20 y 28 km/h) –viento bonancible, moderado se-

gún la escala de Beaufort– y llovía débilmente, o acaba de empezar a llover, pues la precipitación acumulada en las 24 horas anteriores fue inapreciable. Sin embargo, el estado del mar ya era de mar gruesa, olas de 2.5 a 4 metros, según la escala de Douglas, que indicaba que a esta hora ya existían vientos fuertes en las proximidades de la ciudad. Las alturas de las olas estarían probablemente más próximas a los 2.5 m que a 4 m, pues parece ser que el comandante Kretschman, había permitido el desembarco de la tripulación católica para asistir a la misa de la catedral, y el embarque de personas ajenas al buque para la celebración de un acto en la Gneisenau a la que asistieron, y hace suponer que el estado del mar había empeorado rápidamente a media mañana. El pronóstico del ICM, basado en los datos de las 9 horas era: "tiempo probable en el sur: vientos frescos (fuerza 6; de 22 a 27 kt) y duros (suponemos que se refiere a fuerza 7, frescachón –strong breeze en inglés–; de 28 a 33 kt) del E con algunas lluvias". Evidentemente, el pronóstico indicaba un empeoramiento en cuanto al viento. ¿Fue esta la comunicación de García de la Vega a Kretschman? En cualquier caso la predicción se habría quedado corta, pues el temporal de viento de levante alcanzó en Málaga la fuerza 9 y la precipitación unos significativos 33 mm.

## 3. Los temporales de levante en Alborán

El litoral del mar de Alborán está caracterizado por una fuerte pendiente debida a la presencia casi continua de cadenas montañosas costeras. Este marco geográfico genera muy frecuentemente bloqueos costeros del flujo de aire de la capa límite



Figura 3. La corbeta Gneisenau hundida en el rompeolas del puerto de Málaga. Fuente: Archivo Municipal de Málaga



## Aspectos meteorológicos del naufragio de la corbeta Gneisenau en Málaga



Figura 4. Puente de Santo Domingo; popularmente, “puente de los Alemanes”

marítima que afecta a todo el mar, dado que su anchura máxima es de unos 160 km, haciendo que se comporte como un canal, como muestran las rosas de frecuencia de dirección del viento en superficie en alta mar de la figura 11a,b.

Cuando un flujo de aire en niveles bajos incide sobre una cadena montañosa lineal, con una componente perpendicular,  $U$ , su comportamiento depende de la pendiente de la ladera  $h_m / l_m$  y de la estabilidad estática del aire,  $N$ . Ambos factores, junto a la latitud, se combinan en el número adimen-

sional de Burger,  $B$ , o “pendiente montañosa a escala” (Pierrehumbert y Wyman, 1985 y Overland y Bond, 1995), siendo

$$B = (h_m / l_m) (N / f)$$

donde  $f = 2 \Omega \sin \varphi$  es el parámetro de Coriolis,  $h_m$  y  $l_m$  la altura y semianchura de la cordillera,  $\Omega$  la velocidad de rotación de la Tierra y  $\varphi$  la latitud, todos ellos valores fijos para una cordillera determinada, mientras que  $N$  es variable.

Si  $B > 1.0$ , el bloqueo es total a niveles bajos, y la zona de bloqueo se extiende corriente arriba del flujo de aire incidente,

hasta una distancia que depende de la altura de las montañas. En la zona de bloqueo, el viento y la presión se ajustan en un balance denominado semigeoestrófico: la componente de la fuerza del gradiente de presión paralela a la cordillera acelera el viento en dicha dirección, formando lo que se denomina viento de barrera, una corriente en chorro en niveles bajos atrapada en la cordillera; la componente de la fuerza del gradiente de presión normal a la cordillera se equilibra con la fuerza de Coriolis asociada con el viento paralelo a las montañas, el núcleo del chorro estaría situado donde el gradiente de presión normal a la cordillera es máximo, que estaría más próximo a la cordillera cuanto menor es la estabilidad  $N$ .

Si  $B \ll 1$ , el flujo se mantiene cuasigeoestrófico mientras sobrevuela las montañas, la “pendiente a escala” es muy pequeña.

Cuando  $0.1 \leq B \leq 1.0$  el flujo en las proximidades de las montañas se mantiene semigeoestrófico. El campo de viento se modifica fundamentalmente sobre las montañas y es dependiente de la “pendiente a escala” de las montañas, es decir, de  $B$ .

En general, lo más frecuente es que cualquier flujo marítimo incidente sobre las costas en niveles bajos sea bloqueado y si tiene cierta intensidad tenderá a generar un chorro paralelo a la costa en niveles bajos. En el caso en que este viento sea de

componente sur se formará un temporal de levante salvo si: **1)** la estabilidad estática del aire es pequeña (si el flujo es inestable  $N \rightarrow 0$ ,  $B \rightarrow 0$ ); **2)** el viento normal a la costa es muy intenso, pues muy probablemente irá acompañado de  $N$  pequeña por turbulencia; **3)**  $N$  es muy alta, como normalmente ocurre sobre el mar en verano, pues el desplazamiento vertical y por tanto el enfriamiento tiende a ser pequeño y, aunque exista bloqueo, no se transformará en vientos intensos paralelos a las cordilleras.

Lo más frecuente es que los temporales ocurran en el invierno extendido, de octubre hasta mayo, y que estén impulsados por la interacción del flujo del primer cuadrante, de la parte delantera (oriental) de una borrasca, o de una dana, con centro en la costa atlántica de Marruecos, con las sierras Béticas.

Los temporales de levante en

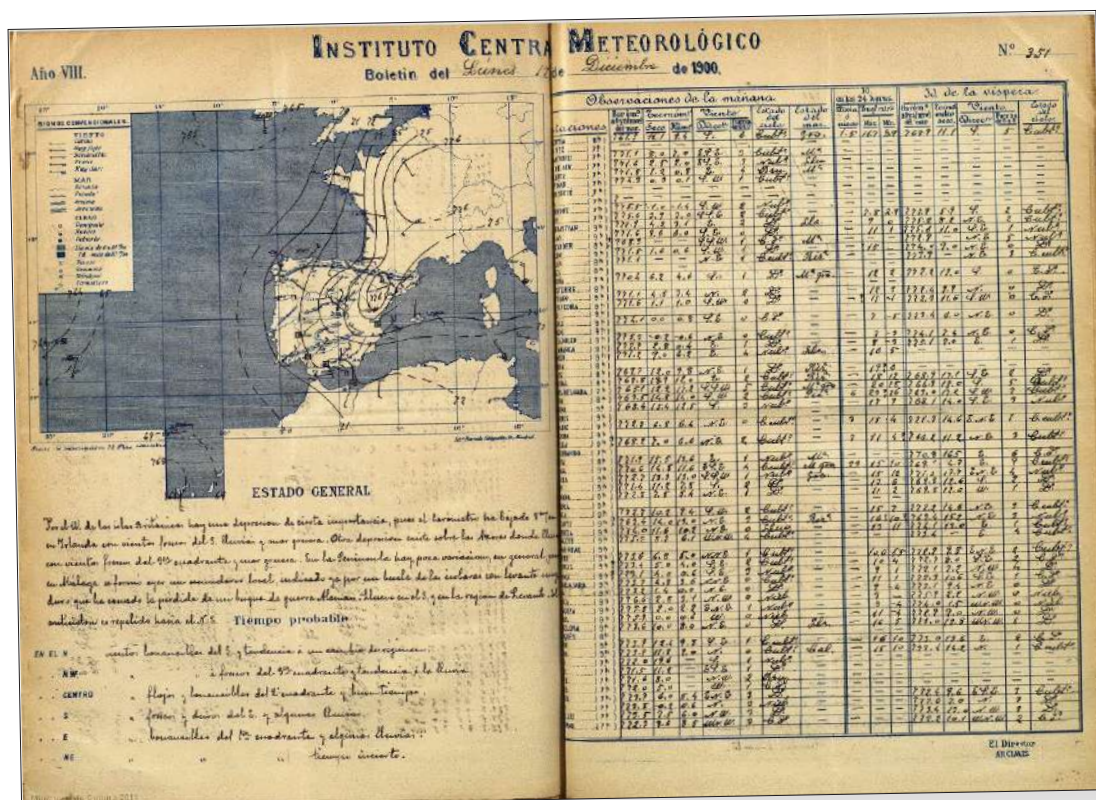


Figura 5. Boletín Meteorológico Diario del 17 de diciembre de 1900



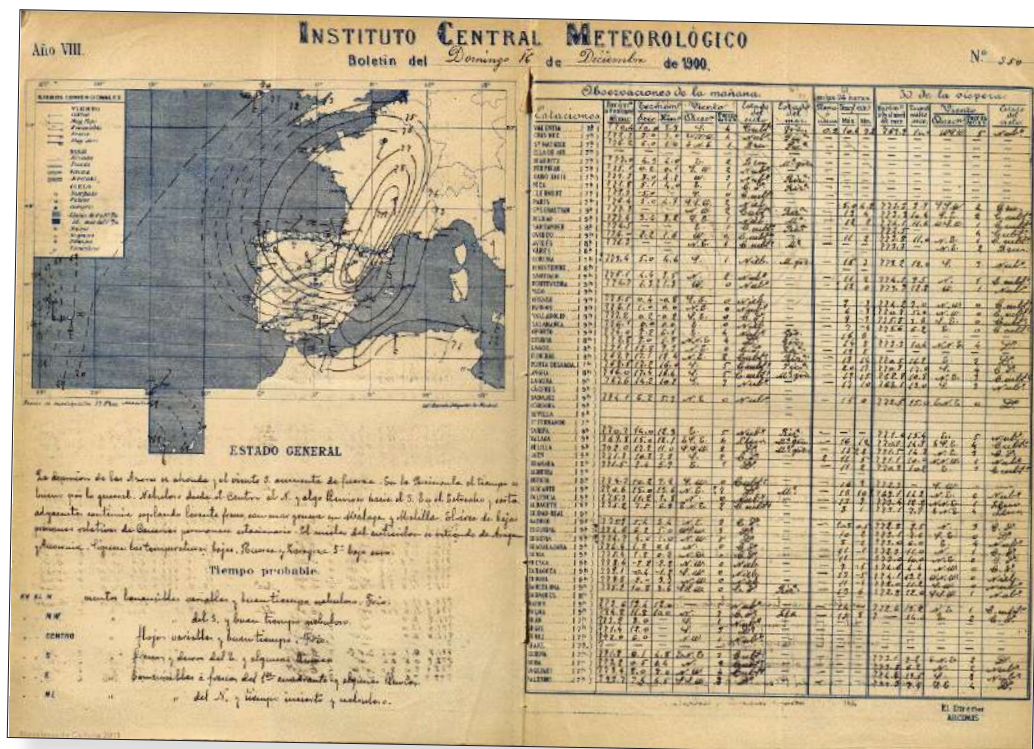


Figura 6. Boletín Meteorológico Diario del 16 de diciembre de 1900

de Gata, y por el hecho de que flujo de aire en la costa, debido a la influencia de la tierra en invierno, es más frío y más seco, y por tanto más estable, que el de alta mar. El efecto esquina ocurre donde la costa cambia de orientación y se hace convexa, como en el cabo de Gata, y cuando la velocidad del aire supera un valor crítico: el flujo de aire en la capa superficial marítima costera se comporta como si discurre por un canal que de pronto se ensancha, similar a lo que ocurre en el estrecho de Gibraltar, disminuyendo corriente abajo del cabo el espesor de la capa fría marítima (disminuyendo presión) y acelerándose. Estos efectos se mantienen corriente abajo en forma de abanico (abanico de expansión), extensa zona con fuertes vientos, generadora de gran oleaje y bajas presiones (Samelson, 1992).

En la bahía de Málaga ocurre lo contrario, el flujo del aire de levante junto a la costa es aún más estable (más frío y seco) que en el cabo de Gata por la influencia de Sierra Nevada, y como la costa se vuelve cóncava debido a la sierra de Mijas, se desarrollará con flujo de levante una mesoalta en la bahía de Málaga (a lo que habría que sumar un posible salto hidráulico si el viento incidente superara un cierto umbral crítico). Se podría decir que la mesoalta de Málaga es subsidiaria del alta invernal de Sierra Nevada.

Alborán pueden ser sinópticos o mesoscalares. Los sinópticos afectan a todo el mar de Alborán y se producen cuando al bloqueo del viento sur próximo al Estrecho se une un bloqueo de aire frío de componente norte al este del mar de Alborán en las costas del norte de África y tienen una duración de varios días. Los temporales de levante mesoscalares se producen por perturbaciones ciclónicas que se desplazan a lo largo del mar de Alborán que llevan en su parte delantera flujo de componente sur. Típicamente, cuando el temporal afecta a la costa de Málaga la perturbación lleva asociada un frente en altura generado por una intrusión seca en el golfo de Cádiz (ver el recuadro intrusión seca y el esquema de la figura 9) que se propaga por la costa norte como un frente partido (*split front*) y es frecuente que se disipe entre la bahía de Málaga y Sierra Nevada tras ocluirse. El *split front* consta de un frente en altura que precede al frente en superficie y lleva asociado dos cintas transportadoras de aire (*conveyor belts*, en inglés) principales: la cinta seca de la intrusión y la cinta cálida que precede al frente frío en superficie. El aire seco tras el frente en altura, asociado a la cinta seca, sobrevuela el aire húmedo de Alborán generando inestabilidad convectiva que se libera con el ascenso en conjunto de ambas capas atmosféricas desarrollando grandes tormentas convectivas, normalmente en localizaciones determinadas. Una zona especialmente proclive para el desarrollo de la convección es la bahía de Málaga, como veremos más abajo. La cinta cálida (con flujo del sur) es la impulsora del temporal

de levante, que normalmente precede a las precipitaciones convectivas. En el caso del Gneisenau el temporal de levante se puede calificar de mesoscalar, no afectó ni al Estrecho ni a Almería y estuvo acompañado de precipitaciones intensas.

#### 4. Temporales de viento de levante en Málaga ciudad. La meso-alta de la bahía

Los temporales de levante sinópticos, que afectan a todo el mar de Alborán, presentan en la costa norte dos "rápidos", uno en el estrechamiento de Gibraltar y otro en el noreste de Alborán. Este último está causado por el "efecto esquina" del cabo

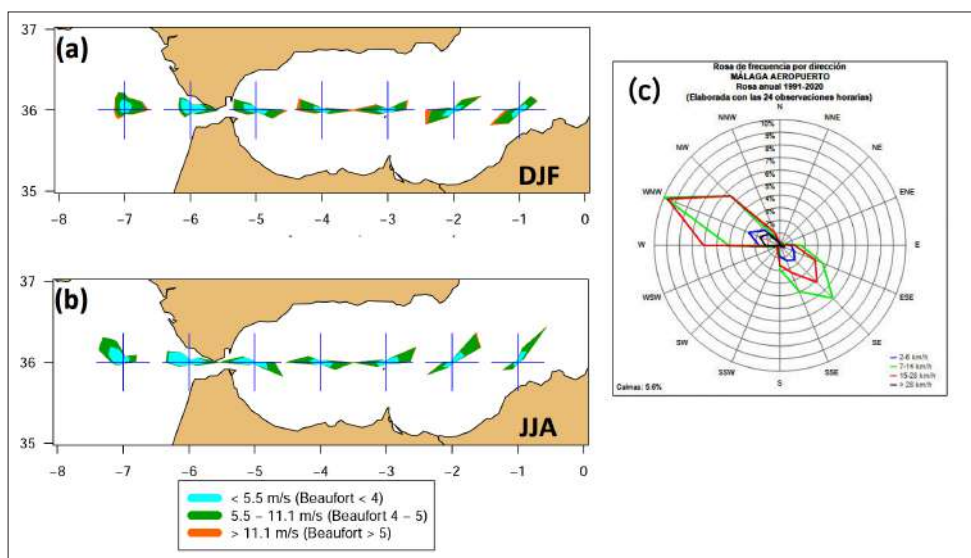


Figura 7. Izoq.: rosas de frecuencia de viento en alta mar de Alborán y proximidades del estrecho de Gibraltar con datos del reanálisis ERA5 (a) en invierno (b) en verano. Dcha.: rosa de frecuencia de viento en la estación de AEMET Málaga-aeropuerto

## Aspectos meteorológicos del naufragio de la corbeta Gneisenau en Málaga

La figura 10 muestra un análisis detallado del campo de presión a nivel del mar en una situación de vientos de levante del 8 de octubre de 1999 basado en las medidas realizadas a bordo del ferry Málaga-Melilla, en datos de estaciones costeras y en modelos conceptuales hidráulicos (Sánchez-Laulhé *et al.*, 2001). En la costa norte son destacables, un gran abanico de expansión con bajas presiones, B, ligado al efecto esquina del cabo de Gata, que expande el oleaje a toda la cuenca, y el alta mesoscalar, A, de la bahía de Málaga donde amaina los vientos y desplaza el núcleo de vientos fuertes hacia alta mar.

La formación de la mesoalta no es inmediata, por lo que, si existe un cambio de viento de poniente a levante, los máximos de viento de levante en Málaga tienden a producirse en el primer día del cambio. Igualmente, una vez desaparecido el levante la mesoalta no desaparece rápidamente, y funciona como una rampa para elevar y desestabilizar columnas de aire convectivamente inestables (húmedas en la base y secas por arriba), acortando el periodo de formación de los sistemas convectivos mesoscales. El desarrollo de mesoaltas en la bahía de Málaga explica la baja frecuencia de vientos de levante de fuerza 5 o superior (mayores de 28 km/h) en Málaga (ver figura 7c), lo cual protege bastante la ciudad del viento en los temporales marítimos de levante. Así, volviendo al caso del Gneisenau, según informaba el *Boletín* del día 16, mientras en Málaga había mar gruesa a las 9 horas, el viento solo era ESE fuerza 4. Incluso no es infrecuente que en un temporal marítimo de levante, a primeras horas del día, el viento en las inmediaciones de Málaga cambie a poniente durante unas horas.

Además de los “rápidos” del Estrecho y el cabo de Gata, la proximidad de una banda de inestabilidad, ligada al frente en altura, hace que el máximo del viento de levante, inicialmente mar adentro, se aproxime paulatinamente a tierra conforme se va disminuyendo la estabilidad N creando un “rápido” móvil en la costa norte. El aumento del viento es con frecuencia especialmente brusco en la bahía de Málaga por la existencia de la mesoalta. Posiblemente esto habría ocurrido en el naufragio del Gneisenau, no dando tiempo a que sus calderas alcanzaran la presión necesaria.

Como consecuencia, en el entorno de la bahía de Málaga los temporales de oleaje

### INTRUSIÓN SECA

Una intrusión seca es un flujo de aire que desciende desde un nivel próximo a la tropopausa hasta las capas bajas de la troposfera. Suele tener una clara señal en las imágenes satelitales, especialmente en los canales de vapor de agua, donde se muestra como una “zona oscura”.

Algunas partes de las intrusiones secas se caracterizan por una alta vorticidad potencial y, al acercarse a una zona baroclina en niveles bajos puede producir una rápida ciclogénesis. Los bordes delanteros de las intrusiones secas son frentes fríos definidos por la temperatura potencial del termómetro húmedo, causados por la disminución brusca de la humedad (frentes de humedad). En algunas partes, la intrusión seca socava la parte trasera del aire cálido ascendente para formar un anafrente frío. En otras, la intrusión sobrevuela el aire delantero cálido para producir un frente frío en altura que precede al frente frío en superficie. En estos casos, la intrusión seca se asocia con la generación de inestabilidad convectiva y la eventual liberación de calor latente en forma de tormentas convectivas (Browning, 1997).

La intrusión que se representa en la figura 9, debida a Danielsen (1961), muestra las trayectorias de aire frío y seco que desciende siguiendo una superficie isentrópica tridimensional. Las trayectorias se originan en las proximidades de un pliegue de la tropopausa en desarrollo (una región con tropopausa particularmente baja) y luego se abren en abanico a medida que descienden hacia el suelo, detrás del frente frío.

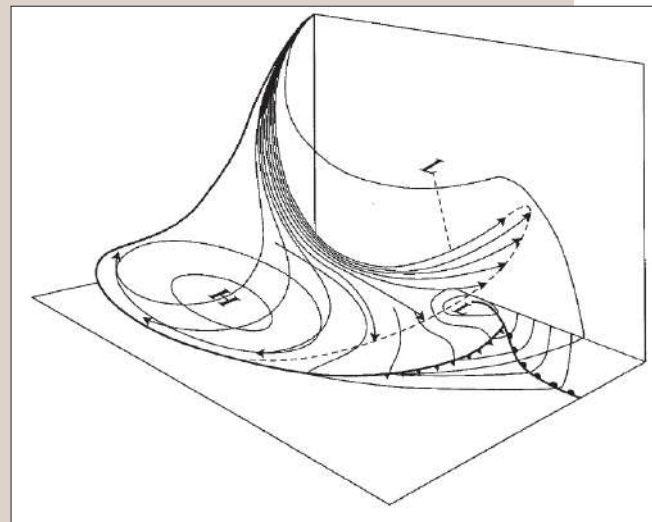


Figura 8. Representación tridimensional de la corriente de una intrusión seca, dibujada dentro de una superficie isentrópica curvada. Las flechas representan trayectorias descendentes de aire que se originan en una pequeña región cercana a la tropopausa. Estas trayectorias se aproximan al suelo en la parte izquierda del esquema, pero no en la parte derecha, donde sobrevuelan los frentes en superficie (Danielsen, 1964).

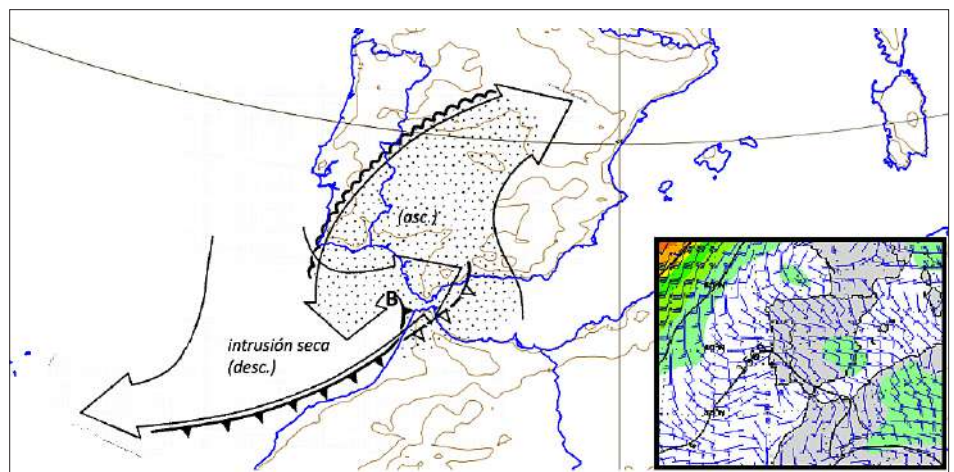
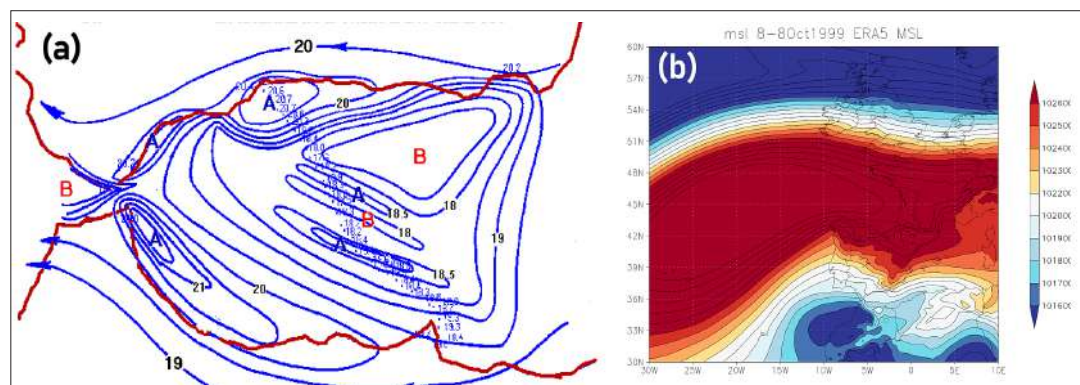


Figura 9. Esquema de un caso típico de frente frío asociado a una intrusión seca formado en el golfo de Cádiz que avanza hacia Alborán como *split front*, cuyo frente en altura está marcado por los símbolos triangulares de frente frío huecos. En el recuadro, viento y altura del geopotencial a las 12 UTC del día 16 del reanálisis ERA-20C



Figura 10. Presión a nivel del mar del 8 de octubre de 1999: (a) análisis manual medio de la mañana con datos del ferry Málaga Melilla (intervalo de contorno 0.5 hPa); (b) reanálisis medio del día. Fuente: ERA5, usando KNMI Climate Explorer. c2022. de Bilt: Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI); [acceso 2025 Nov 22]. <https://climexp.knmi.nl/start.cgi>.



mar y de viento tienden a convivir durante un par de horas precedentes a intensas precipitaciones convectivas. Por ejemplo, mostramos en la figura 11 las gráficas de viento y precipitación del evento del 13 de noviembre de 2024, en el que al paso de un frente en altura se formó un sistema convectivo mesoescalar que dejó una precipitación de 81.4 mm en 6 horas en la estación de AEMET CMT de Málaga (la segunda en intensidad en 6 horas en la ciudad en el registro histórico). El aumento progresivo de la intensidad del viento de las 06 a las 11 UTC seguiría la pauta que se espera de la disminución del número de Burger por la disminución de la N de las capas bajas. Partiría de valores  $B > 1$  con el viento de barrera sobre el mar, posteriormente, cuando  $0.1 \leq B \leq 1.0$ , el área de bloqueo se estrecha, limitándose a las proximidades de las cadenas montañosas, afectando el viento de barrera de levante a tierra, y cuando  $B \ll 1.0$ , sobre las 11 UTC desaparece el bloqueo y con él el levante. La duración total del temporal de lluvia y viento fue de unas cinco horas, probablemente una duración no muy diferente a la del temporal de Gneisenau.

## 5. Mapas del reanálisis ERA-20C

ERA-20C es el primer reanálisis atmosférico del ECMWF que cubre todo el siglo XX, de 1900 a 2010. Se elaboró con un modelo acoplado atmósfera/superficie terrestre/olas oceánicas que asimilaba únicamente de observaciones de superficie: presiones en superficie, presiones al nivel medio del mar, y vientos marinos en superficie, para describir la evolución espacio temporal de la atmósfera, la superficie te-

rrestre y el estado del mar en todo el siglo XX. La resolución horizontal es de aproximadamente 125 km.

En las figuras 12 y 13 se presentan los mapas del sector Atlántico Norte- Europa de la altura del geopotencial, temperatura y vorticidad potencial en 300 hPa (Z300) y de la presión a nivel del mar (PNM), del ERA-20C para distintas horas de los días 15 y 16 de diciembre. En dichos mapas están señalados los actores sinópticos y de gran escala del evento:

- En niveles altos de la troposfera (300 hPa), sobre el Atlántico oriental, una vaguada alargada, V, con aire frío y aire estrato-

férico (aire con vorticidad potencial  $VP > 1.5$  upv); rondando el mar de Alborán, una gota fría o dana, B, también en su núcleo aire frío y estratosférico; y una gran dorsal, D, que afectaba a todo el sur de Europa y se extendía hasta el norte de África sobrevolando el Mediterráneo.

- En superficie: un intenso anticiclón, A, bajo la dorsal D, que en conjunto formaban un alta de bloqueo que se extendía en la vertical a toda la troposfera; una lengua de bajas presiones con eje en el mar de Alborán que penetra en el anticiclón A, señalada en los mapas de PNM con una línea a trazos (columna izquierda de la figura 12), cuya evolución, ligada a la de la dana, es fundamental en los acontecimientos, pero que necesitaría una resolución mayor que la del reanálisis para una interpretación directa; B, inicialmente no tenía reflejo en superficie, pero, a partir de las 06 UTC del día 16, se manifestó en una circulación ciclónica señalada con b.

## Crónica de la evolución sinóptica

El día 15, V se estiró hacia los subtrópicos y un poco hacia la península, desplazando la dana B hacia el NE. A las 00 del día 16, B estaba sobre el Estrecho, quedando englobada en la vaguada. En su desplazamiento B se volvió asimétrica respecto a un eje mayor orientado NO-SE, con el mínimo de temperaturas desplazado hacia el costado NE (delantero) de la dana, debido a movimientos ascendentes, y el máximo de VP, por hundimiento de la tropopausa, desplazado hacia el costado SO (trasero), debido a movimientos descendentes.

Durante el día 16 se observa entre las 00 y las 06 UTC: un aumento gradiente

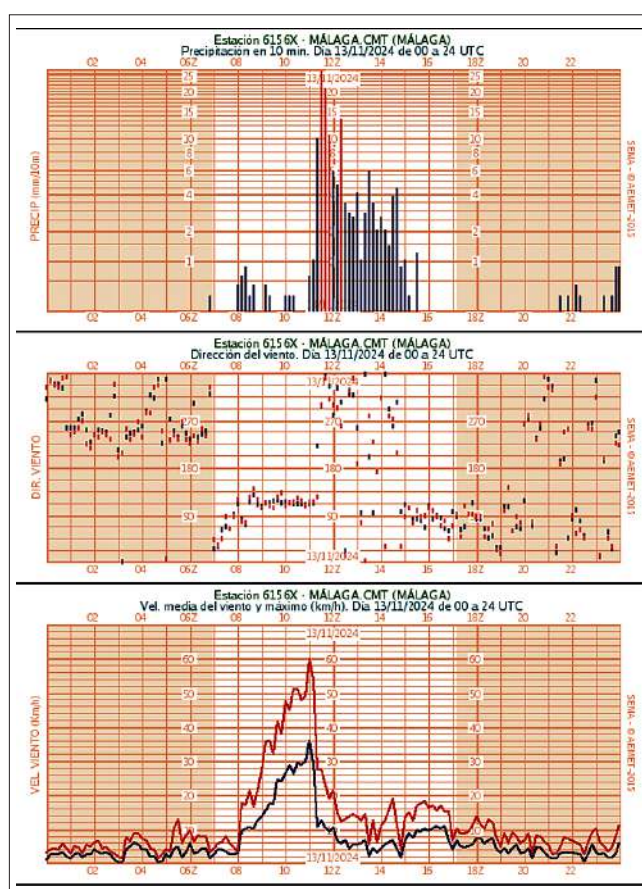


Figura 11. Gráficas del día 13 de noviembre de 2024 de la estación automática Málaga CMT de AEMET de: precipitación, dirección del viento y velocidad media del viento y racha máxima en diez minutos



## Aspectos meteorológicos del naufragio de la corbeta Gneisenau en Málaga

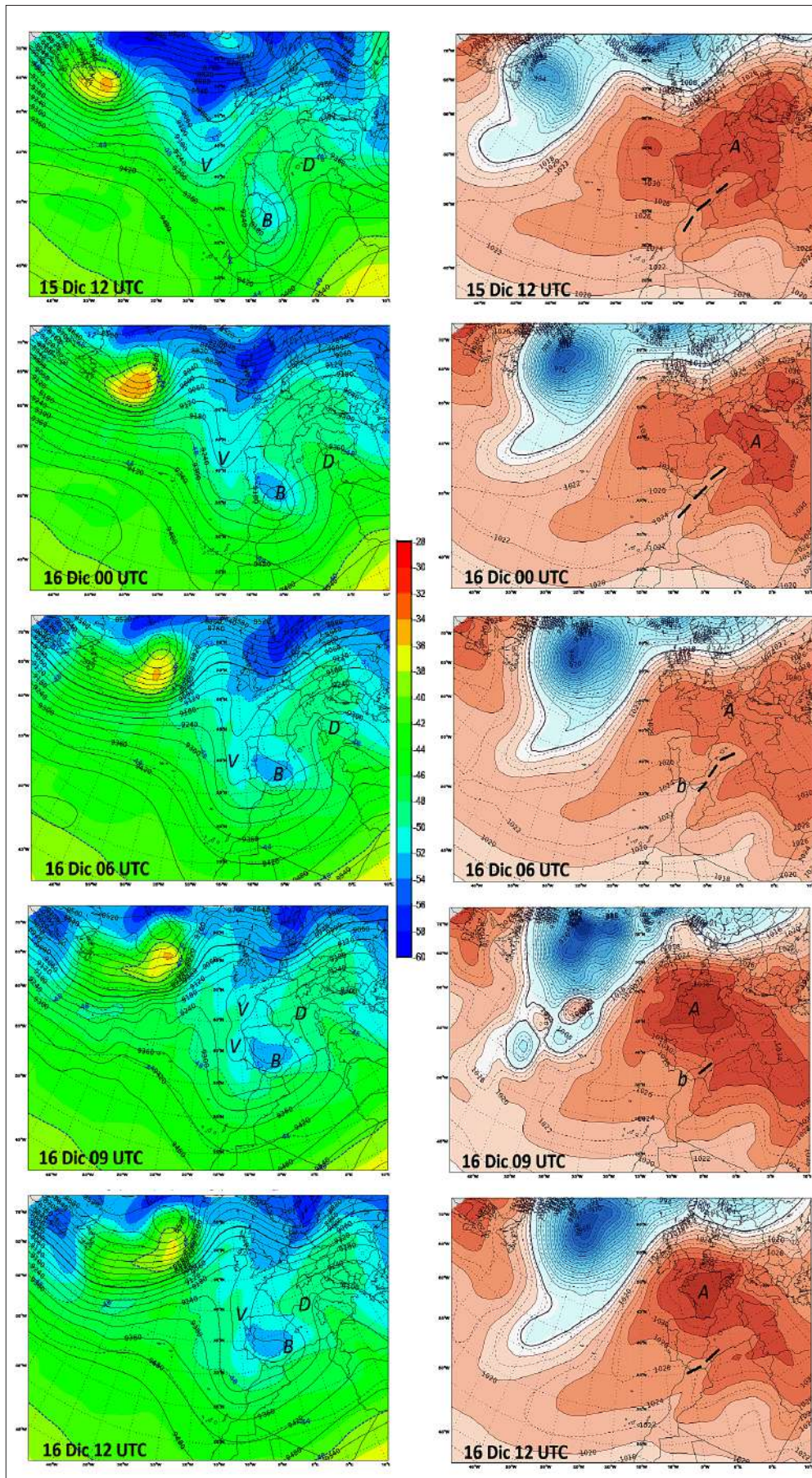


Figura 12. Campos del reanálisis ERA-20C del ECMWF de: (izq.) altura del geopotencial (contorneada, en m) y temperatura (sombreada, en °C) en 300 hPa; (dcha.) presión a nivel del mar (en hPa), para distintas horas de los días 15 y 16 de diciembre de 1900

de temperatura en 300 hPa sobre la costa norte del golfo de Cádiz (figura 12), que indica la intensificación de un máximo de viento en chorro del noroeste; un aumento del máximo de VP (figura 13), consecuencia del hundimiento de la tropopausa. En superficie se insinúa el desarrollo de una circulación ciclónica a partir de las 06 UTC del día 16, señalada con b, inicialmente en el golfo de Cádiz. La intensificación de una corriente en chorro de niveles altos y la depresión de la tropopausa lleva frecuentemente asociada la formación de pliegues en la tropopausa en los que se puede producir una “intrusión seca”, que es un descenso de filamentos de aire próximos a la tropopausa pueden hasta los niveles bajos: una intrusión seca puede causar fenómenos meteorológicos de impacto, como ciclogénesis o convección intensa (ver recuadro). Aunque la resolución del ERA-20C no es adecuada para mostrar la intrusión, los cambios manifestados o insinuados por sus mapas en niveles altos y bajos son compatibles con la formación de una intrusión seca en el golfo de Cádiz.

A las 09 UTC, la circulación ciclónica b se ha propagado por el oeste de Alborán, lo que podría ser coherente con el desplazamiento del frente en altura hacia Sierra Nevada. La disposición de las isobaras sobre el mar de Alborán en el mapa es la característica de un temporal de levante, con dirección S-N en el sur del mar y dirección ESE-ONO en el norte, con un fuerte gradiente de presiones zonal (motor de los temporales de levante) que desde el este de Marruecos se extiende a la mayor parte de la península ibérica a través de la mitad oriental de Alborán. Esta localización del gradiente de presiones es anómala, en el sentido de que, como hemos comentado, en la mayoría de los temporales de levante se sitúa próxima al estrecho de Gibraltar. Sin embargo, el análisis de la PNM es consistente con el análisis de la PNM del *Boletín* (figura 6), y con el resto de la información contenida en el mismo: temporal marítimo (mar gruesa) en Melilla y Málaga y solo mar rizada en Tarifa, viento del SE en Málaga y del S en Melilla y Orán. Lo cual confirma la representatividad de los mapas del reanálisis, mostrando un marco compatible con un temporal de levante que se inició en medio de Alborán, que no habría alcanzado a las 9 horas al Estrecho ni a Almería, donde habitualmente se sitúan los “rápidos” de los temporales sinópticos de viento de levante.



La posición e intensidad del gradiente de presiones se habría debido:

1. al fortalecimiento del anticiclón de bloqueo europeo-mediterráneo de 06 a 09 UTC, con un incremento de casi 8 hPa sobre Francia y de 7 hPa en el este de Alborán en estas 3 h, consecuencia de la extraordinaria intensificación de una onda de Rossby planetaria de la que forman parte la dorsal-alta europea-mediterránea y la amplia vaguada-baja ciclónica que domina el Atlántico norte por encima de 45° N (figura 12), y
2. a la propagación desde el estrecho de Gibraltar hacia el E de la circulación ciclónica en superficie con un frente frío (frente de humedad) causado por la intrusión seca en el golfo de Cádiz, que contrarresta parcialmente el fortalecimiento del anticiclón.

En este caso, la existencia de baroclinicidad en niveles bajos (presencia de un importante gradiente de presiones en superficie) indicaría un fortalecimiento del frente en altura (frontogénesis), que, probablemente, induciría una ciclogénesis en Alborán. Señales de la ciclogénesis en los mapas son el estrechamiento de la vaguada en la parte de la dana y la influencia contigua del flujo en 300 hPa, señalada sobre el mapa de las 09 UTC del día 16 de la figura 13, que habrían sido causadas por el calentamiento por liberación de calor latente en la nube-cabeza, o cresta nubosa, de la ciclogénesis. Como consecuencia de la ciclogénesis, la cinta transportadora cálida se habría intensificado, lo cual habría generado un extraordinario temporal mesoscalar de levante.

## Conclusiones

Evidentemente el accidente y hundimiento de la nave Gneisenau de la Marina Imperial Alemana el día 16 de diciembre de 1900 fue causado por un temporal de levante localizado o mesoescalar en el centro de Alborán. Según deducimos de los boletines del ICM y de los mapas ERA-20C, los actores meteorológicos que intervinieron en su formación fueron los habituales en este tipo de evento: el temporal se empezó a formar por la interacción de la cinta transportadora cálida asociada a un frente en altura, que se desplazaba hacia el E, con las sierras Béticas. El frente había sido generado por una intrusión seca en el golfo de Cádiz que se desplazó hacia el este de Alborán. Seguramente existiría una mesoalta en la bahía de Málaga, herencia del flujo de levante de días anteriores. Durante la mañana del día 16 se produjo una intensificación extraordinaria del anticiclón de bloqueo que se extendía por el sur de Europa y el Mediterráneo (de unos 8 hPa en 3 horas), que produjo un fortalecimiento del frente en Alborán y muy probablemente una ciclogénesis. La ciclogénesis intensificó la cinta transportadora (*conveyor belt*) de aire cálido y en consecuencia el temporal marítimo. Además podríamos esperar que la mesoalta de la bahía se intensificara anómalamente con la extraordinaria anticiclogénesis, lo que pudo amainar o incluso hacer desaparecer el viento de levante a alguna hora de la mañana, y hacer que la aparición del levante de fuerza 9, al acercarse el frente en altura, fuera también extraordinariamente brusca. Como consecuencia, la orden de poner

en marcha la propulsión a vapor no pudo completarse, al no haber habido tiempo para alcanzar la presión de vapor mínima en las calderas para gobernar el buque en esas circunstancias.

Kretschmann no podría esperar un aumento tan brusco del viento. Probablemente, ningún otro experimentado marino lo habría esperado. Posiblemente, si el temporal de levante hubiera sido de intensidad "normal", la catástrofe no se hubiera producido.

### Agradecimientos:

A Francisco Javier Bello (AEMET) por los mapas de reanálisis ERA-20C, y a Pablo Aguayo (Jefe de Climatología del Centro Meteorológico de Málaga de AEMET)

## Referencias

- Browning, K. A., 1997. The Dry Intrusion Perspective of Extra-Tropical Cyclone Development. *Meteorological Applications*, 4, 317-324. <https://doi.org/10.1017/S1350482797000613>
- Browning, K. A. et al., 1995. Observations of the mesoscale sub-structure in the cold air of a developing frontal cyclone. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121: 1229-1254. <https://doi.org/10.1002/qj.49712152604>
- Danielsen, E. F., 1964. Project Springfield Report. Defense Atomic Support Agency, Washington D. C. 20301, DASA 1517 (NTIS # AD-607980), 97 pp. <https://apps.dtic.mil/sti/tr/pdf/AD0607980.pdf>
- Overland, J.E., Bond N.A., 1995. Observational and scale analysis of coastal wind jets. *Mon Wea Rev* 123, 2934-2941.
- Pierrehumbert, R.T., Wyman, B., 1985: Upstream effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, 42, 977-1003.
- Poli, P., and Coauthors, 2016. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *J. Climate*, 29, 4083-4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>.
- Portillo Strempe P., 2010. 110 años del Hundimiento de La Gneisenau [http://kpbpc.ukw.edu.pl/Content/260988/KM\\_02475\\_1900\\_297.pdf](http://kpbpc.ukw.edu.pl/Content/260988/KM_02475_1900_297.pdf)
- Rodríguez Conejero F., 2024. El naufragio de la fragata Gneisenau y el colonialismo en África. <https://malagaperchel.org/wp-content/uploads/2024/10/EL-NAUFRAGIO-DE-LA-FRAGATA-GNEISENAU.pdf>
- Samelson, R.M., 1992. Supercritical marine-layer flow along a smoothly varying coastline. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1571-1584. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1992\)049<1571:SMLFAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1992)049<1571:SMLFAA>2.0.CO;2)
- Sánchez-Laulhé, J.M., 2025. La línea de turbonada de las inundaciones Málaga 13 noviembre 2024. *Tiempo y Clima*, 5(87). <https://doi.org/10.30859/ameTyCn87p18>
- Sánchez-Laulhé, J.M., Polvorinos F., Aranda J., 2001. Variación de la presión en el trayecto Málaga-Melilla en la situación de levante de 8 de octubre de 1999. <https://repositorio.aemet.es/handle/20.500.11765/17420>

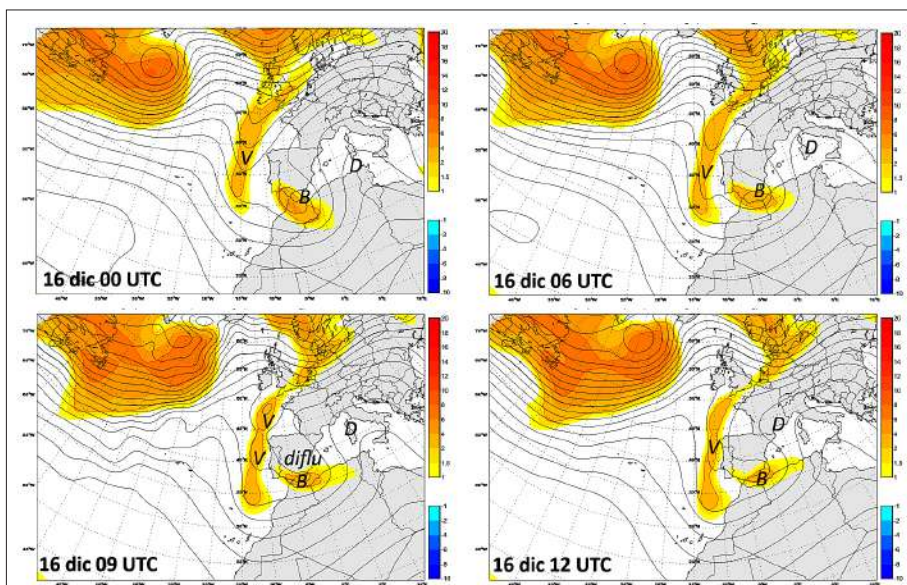


Figura 13. Altura del geopotencial (contorneada, en m) y vorticidad potencial (sombreada, en uvp) en 300 hPa del reanálisis ERA-20C del ECMWF a 00, 06, 09 y 12 UTC del 16 de diciembre de 1900