

VIENTOS DESCENDENTES MUY FUERTES EN LA COSTA DEL SOL CON FUERTE FLUJO FRÍO DEL NORTE Y NORDESTE

Fausto Polvorinos Pascual, José María Sánchez-Laulhé Ollero

CM de Málaga. Delegación de AEMET en Andalucía, Ceuta y Melilla. C/ Demóstenes nº 4, 29010 MÁLAGA.

fpolvorinosp@aemet.es, jsanchezlaulheo@aemet.es

1. Introducción

Cientos de árboles derribados por vientos rectilíneos del norte (blowdown) a primeras horas del 10 de noviembre de 2001 en el término municipal de Marbella. Ruptura de la cubierta de la piscina municipal (hacia las 8 de la mañana) y vuelco de dos camiones en el viaducto sobre el Río Verde, además de otros muchos daños en casas particulares y mobiliario urbano de otros municipios de la Costa del Sol, el día 5 de marzo de 2008. Numerosos daños por vientos en Marbella y otros lugares de la Costa del Sol los días 4 y 8 de febrero de 2012 (figura 1). Un incendio forestal que devastó 750 hectáreas en el vecino Valle del Genal el día 4 de febrero de 2012. Son efectos de algunos de los episodios de vientos descendentes muy fuertes que se observan a sotavento de las cordilleras litorales que orlan el Mar de Alborán, durante las entradas de aire muy frío entre mediados de otoño y mediados de primavera.



Figura 1. La caída de árboles y de muros es uno de los efectos de los vientos fuertes.

En la figura 2 se puede observar como la mayor frecuencia de vientos fuertes de este tipo (direcciones comprendidas entre 340° y 045°) se

observa en invierno. No suelen producirse en épocas cálidas.

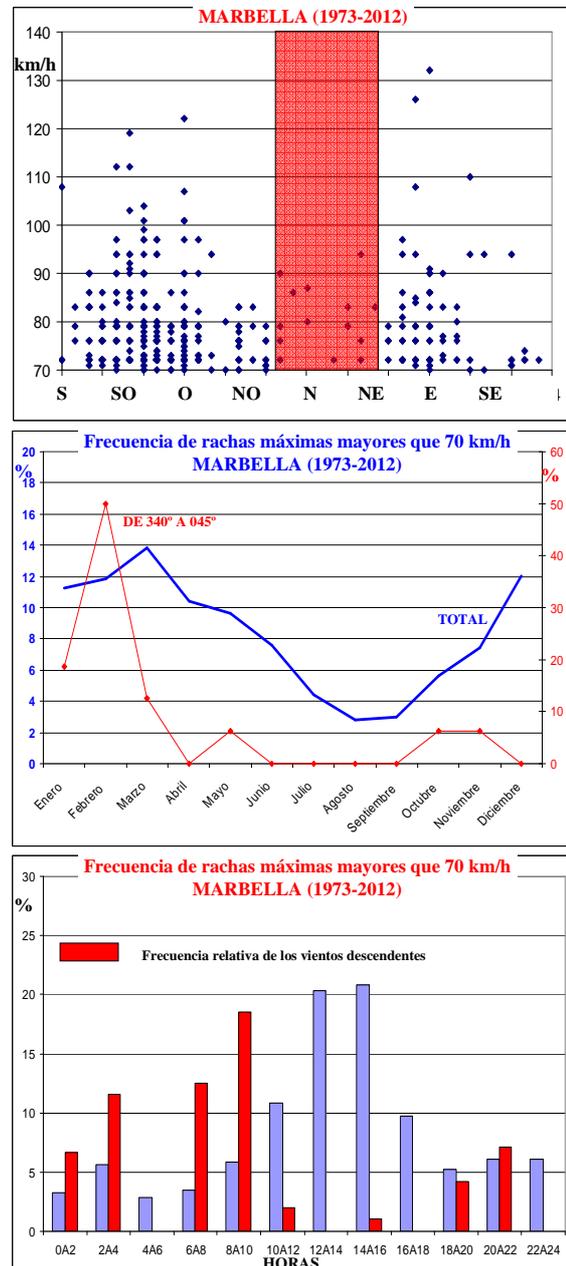


Figura 2. Rachas máximas superiores a 70 km/h y direcciones en Marbella, se resaltan las direcciones en las que soplan este tipo de vientos. Distribución anual de las rachas mayores de 70 km/h y porcentaje de los vientos descendentes en cada intervalo horario.

Como en otros lugares del mundo los vientos más fuertes suelen observarse de madrugada o a primeras horas de la mañana. El 62 % de las rachas máximas superiores a 70 km/h se observan en Marbella entre

las 10 y las 18 TUC, 41% entre 12 y 16 TUC, cuando la mezcla turbulenta sobre tierra acelera los vientos al acoplarse la capa límite con los vientos más fuertes que soplan en altura. En cambio este tipo de viento que contribuyen en un 3% al total de la muestra entre 1973 y 2012 representan un 31% de las rachas superiores a 70 km/h observadas entre las 6 y las 10 TUC y alcanzan su velocidad máxima entre las 8 y 10 TUC en el 31% de las ocasiones, y solamente en un 13% entre las 10 y 18 TUC. Una explicación sería la existencia de un máximo de viento a cierta altura, pero muy cerca de superficie, de tal forma que se reflejaría en ella en las primeras fases de la transición matutina de la capa límite, al aumentar un poco su espesor debido al calentamiento del terreno permitiendo que los vientos más fuertes alcancen la superficie. La combinación de una componente del flujo perpendicular a las montañas litorales fuerte, la advección de aire muy frío en capas bajas de la troposfera, que modifican la estabilidad vertical del aire, y la presencia de una capa crítica de viento, de tal forma que el viento decae con la altura e incluso cambia de dirección es lo que provoca estos fuertes vientos descendentes en el litoral del Mar de Alborán.

2. Geografía

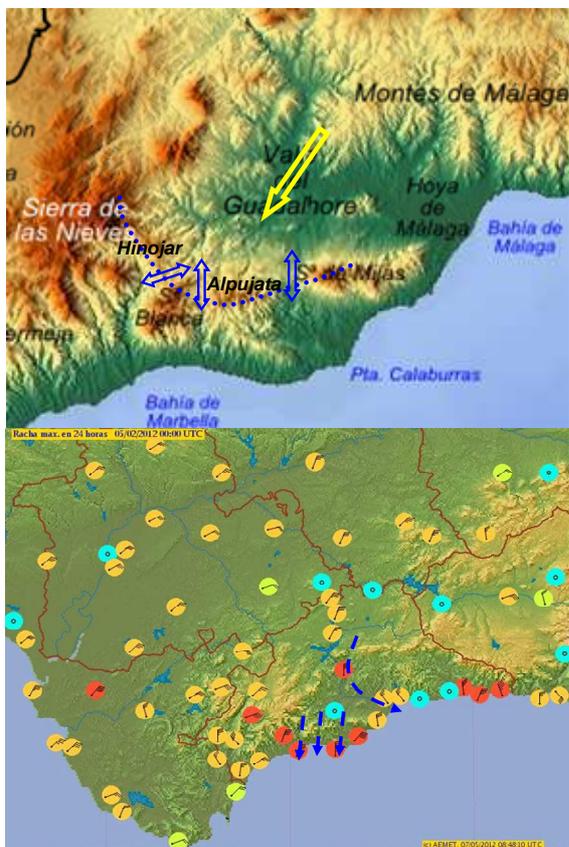


Figura 3. Mapa orográfico, en azul pasos montañosos. Rachas máximas observadas el día 4 de febrero de 2012.

El flujo del viento, la termodinámica a barlovento y la orografía de las Sierras más cercanas al litoral, de 1000-1200 metros de altitud máxima, son muy propicios para la aparición de vientos muy fuertes a sotavento por encauzamiento en los pasos (altitudes entre 300 y 600 metros) y descendencias, los vientos se aceleran al descender hacia el mar, pudiendo alcanzar rachas del orden de 80 - 100 km/h.

El arco cóncavo (figura 3) formado para los vientos del nordeste por la Sierra de las Nieves, el Cerro del Hinojar, sierra Blanca-Canucha, sierra Alpujata y Sierra de Mijas aumenta la intensidad del flujo sobre las crestas.

Los vientos se aceleran al canalizarse el aire frío preferentemente a través de los puertos de montaña: Pescadores (305 metros) entre las Sierra de Mijas y Alpujata, el de Ojén (580 metros) entre ésta y Sierra Blanca-Canucha y un collado de 600 metros entre ésta y el cerro del Hinojar por donde el flujo frío del nordeste pasa del Valle del Guadalhorce al cauce de río Verde y se acelera cuesta abajo hacia el mar. Los vientos más fuertes se observan al sur de los pasos y puertos de las montañas litorales que rodean al mar de Alborán (figura 3).

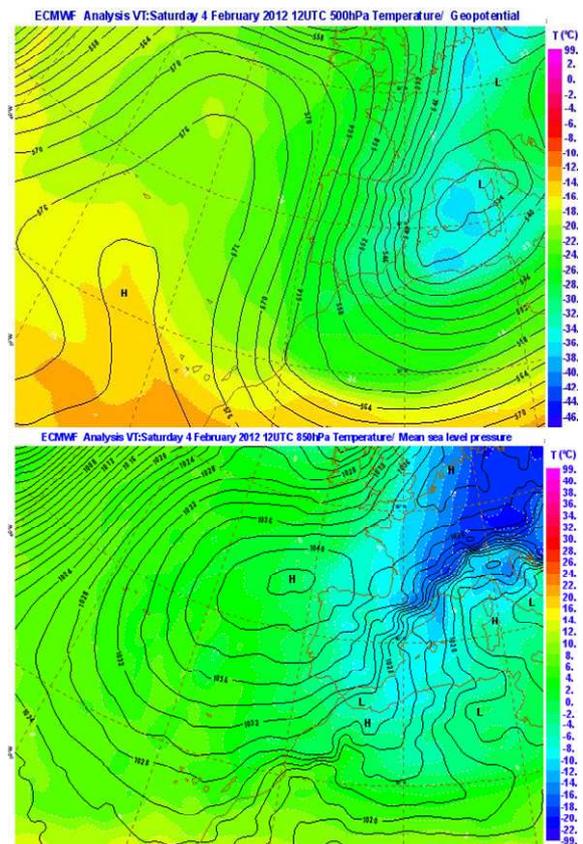


Figura 4. Análisis del modelo ECMWF de las 12 TUC del día 4 de febrero de 2012. Arriba 500 hPa abajo superficie e isotermas de 850 hPa.

3. Situación meteorológica

Se caracteriza por un potente anticiclón centrado sobre Rusia extendiéndose hasta el Atlántico donde se observa un máximo de presión al noroeste de

Galicia, y un centro de bajas presiones sobre el Mediterráneo. Toda la Península queda dentro de un fuerte flujo frío y seco de componente norte con movimientos descendentes a escala sinóptica. Un ejemplo del mapa sinóptico de superficie y altura aparecen en la figura 4.

3.1 Superficie mesoescalar

Fuerte gradiente de presión en superficie, con centro de altas presiones a barlovento y vaguada de bajas presiones a sotavento (baja a sotavento en el Mar de Alborán). El aire que baja (subsistencia) se calienta adiabáticamente lo cual causa la caída de la presión al nivel del mar en el lado de sotavento. En el lado de barlovento, el aire frío queda atrapado produciendo una dorsal de presión de mesoescala. Tanto las vaguadas a sotavento como las dorsales a barlovento aumentan el gradiente de presión a través de las montañas litorales intensificando el viento canalizado por el terreno. Estos gradientes de presión mesoescalares son fáciles de reconocer para los predictores expertos. Un ejemplo aparece en la figura 5.

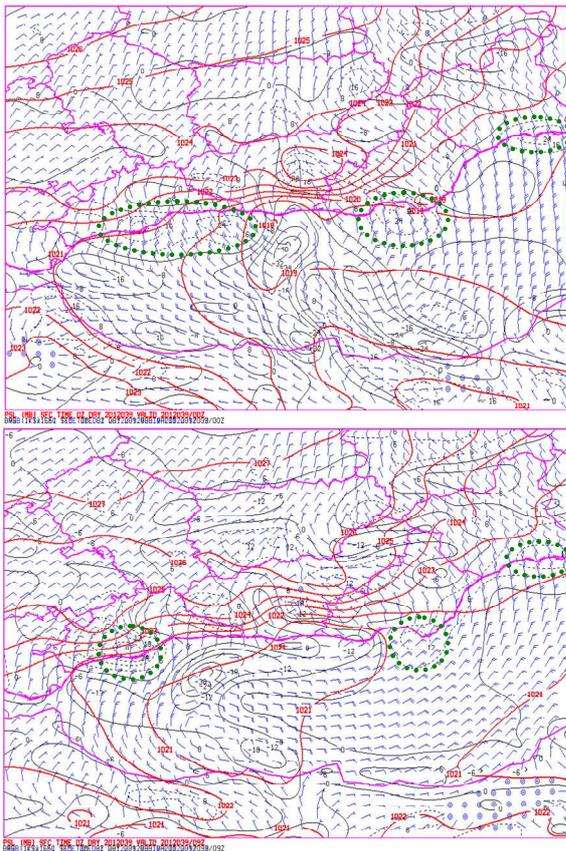


Figura 5. Mapas de superficie del modelo ECMWF correspondientes a las 00 (análisis) y 09 (H+9) TUC del día 8 de febrero de 2012. En rojo isobaras, en azul vientos y en negro divergencia. Los círculos a puntos marcan las zonas de divergencia.

3.2 Sierra Nevada

El flujo en capas bajas es desviado por Sierra Nevada, acelerándose en sus bordes. Volviendo a

acelerarse cuando llega al mar (figura 6). A sotavento de Sierra Nevada no se observa esta aceleración si no la formación de una baja orográfica (figuras 5, 6 y 11).

3.3 Vientos sobre el mar. Divergencias.

El fenómeno de los vientos descendentes en la Costa del Sol se produce con la entrada de vientos fuertes y fríos del nordeste (las temperaturas puede bajar más de 10°C en 24 horas), que también se observan, incluso antes (figura 6), en el Golfo de Cádiz y zona de Palos. La disminución de la fricción produce una aceleración del viento sobre el mar que se detecta en las observaciones y en los mapas previstos (figura 6).

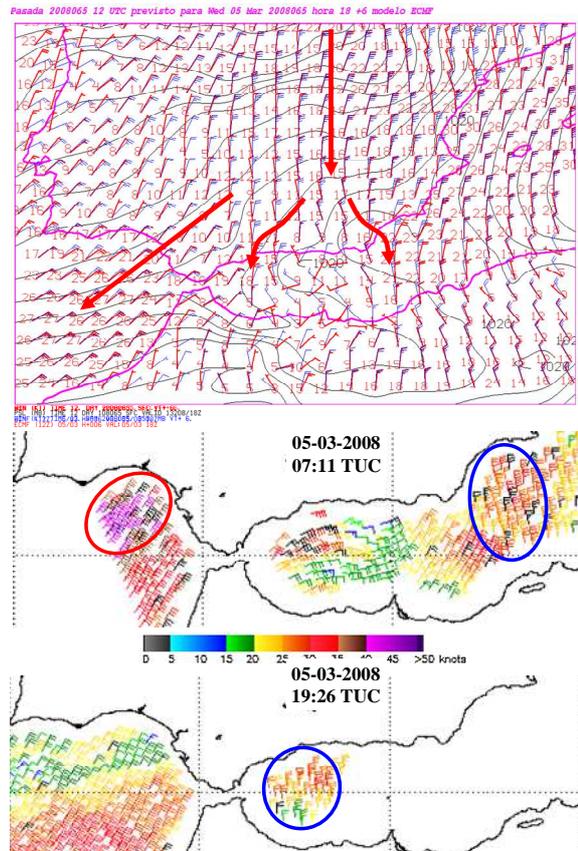


Figura 6. Mapa previsto por el ECMWF para las 18 UTC (H+06) del día 5 de marzo de 2008: isobaras a nivel del mar en negro, vientos previstos en 850 hPa (azul) y superficie (rojo). Las flechas rojas indican el flujo en capas bajas. Abajo, vientos quickscat del 5 de marzo de 2008.

4. Imágenes de satélite

En las imágenes se observan numerosos detalles asociados a la modificación dinámica del flujo debido a la orografía.

Se observan rasgos asociados a movimientos descendentes, estabilidad atmosférica, chorros en capas bajas, bajas a sotavento,...

En los canales de vapor de agua se observan zonas oscuras más intensas a sotavento de las sierras,

asociadas a movimientos descendentes (figuras 7, 8 y 11).

La sequedad atmosférica es tan grande el día 8 de febrero de 2012 que en el canal WV 07.3 μm se observa perfectamente toda la Costa Peninsular (figura 7) y en el WV 06.2 μm se llega a entrever el litoral de la Costa del Sol. En los cortes verticales a lo largo del meridiano 5 se observa una suave descendencia del norte al sur de España dentro de un ambiente muy seco por encima de 700 hPa. A sotavento del Sistema Central y, sobre todo, de las montañas litorales del Mar de Alborán, se producen bruscos movimientos descendentes por debajo de unos 750 hPa que desecan aún más el ambiente.

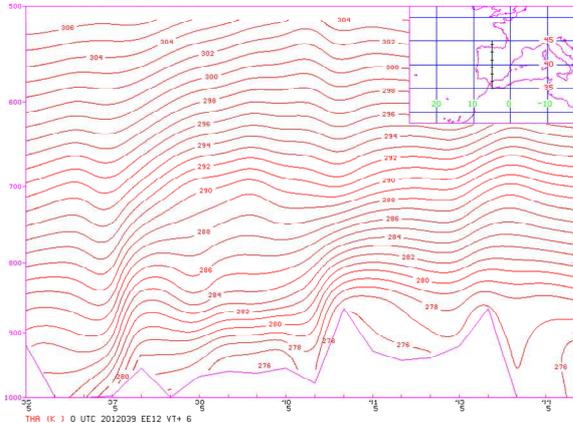
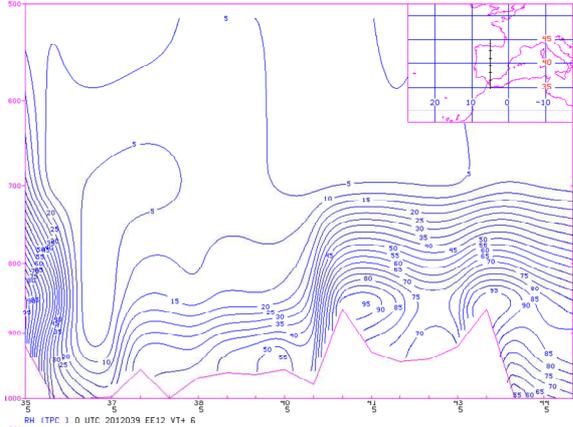
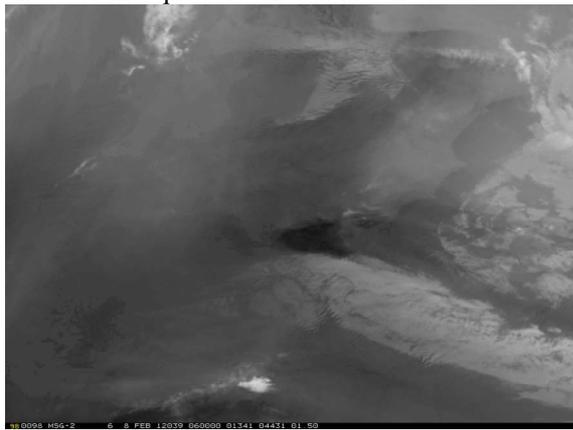


Figura 7. Imagen WV 6.2 μm del Meteosat correspondiente a las 06 TUC del 8 de febrero de 2012. Cortes verticales de humedad relativa y temperatura potencial a lo largo del meridiano 5 a la misma hora (ECMWF H+6).

Si la humedad es suficiente se observan ondas de montaña atrapadas a sotavento aunque no se lleguen a formar nubes (figura 8).

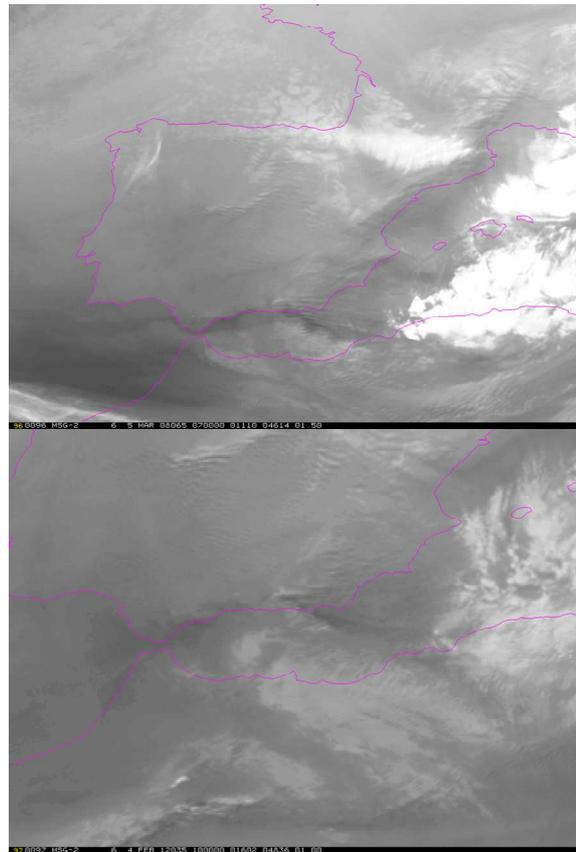


Figura 8. Imágenes WV 7.3 μm del Meteosat correspondiente, a las 07 TUC del 5 de marzo de 2008 y a las 10 TUC del día 4 de febrero de 2012.

Suelen observarse en los canales WV, IR y VIS, sobre Alborán vórtices nubosos que detectan las bajas a sotavento (figuras 8 y 12). Si la humedad atmosférica es suficiente las ondas de montaña forman nubes que se observan en los canales infrarrojo y visible.

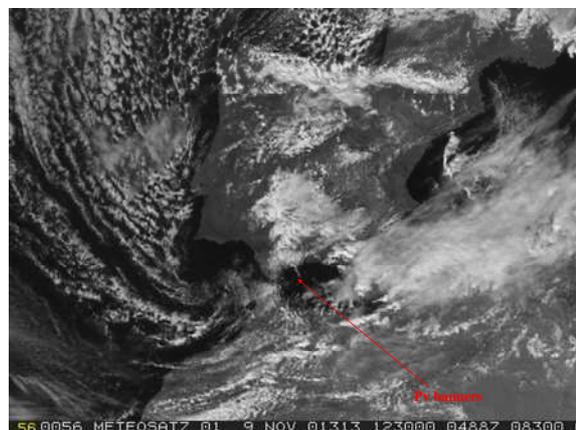


Figura 9. Imagen visible del Meteosat correspondiente a las 12:30 TUC del 1 de noviembre de 2001.

También se observan en estos canales, cuando las condiciones son propicias pv banners sobre el Mar de Alborán (máximos de viento en capas bajas), suelen observarse horas antes del fenómeno con vientos del noroeste, como ocurrió el día 9 de noviembre de 2001 (figura 9).

4.1 Descendencias dinámicas producidas por la divergencia del viento.

La aceleración del viento descrita en el apartado 3.3 no es exclusiva de nuestro litoral como se puede apreciar en la costa de Marruecos el 4 de febrero de 2012 (figura 10).

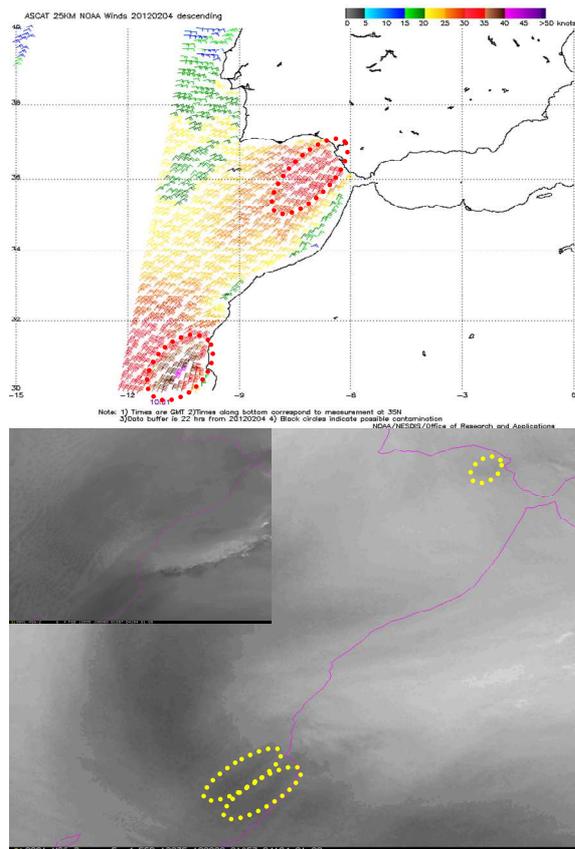


Figura 10. Arriba, vientos quickscat a las 10 TUC del 4 de febrero de 2012. Imágenes WV 6.2 y 7.3 μm , en el ángulo superior izquierdo, del Meteosat correspondientes a las 10 TUC del 4 de febrero de 2012.

En las imágenes de satélite de los canales de vapor de agua parecen deducirse descendencias en las zonas cercanas al litoral donde se observa una aceleración del viento. La disminución del rozamiento sobre el mar provoca una aceleración del viento, la divergencia asociada produce descensos que parecen ir asociados a un oscurecimiento en las imágenes de vapor de agua. El acoplamiento de estos descensos dinámicos con los orográficos puede aumentar la magnitud de las descendencias sobre el litoral del Mar de Alborán y cebar el mecanismo de los vientos descendentes sobre la superficie.

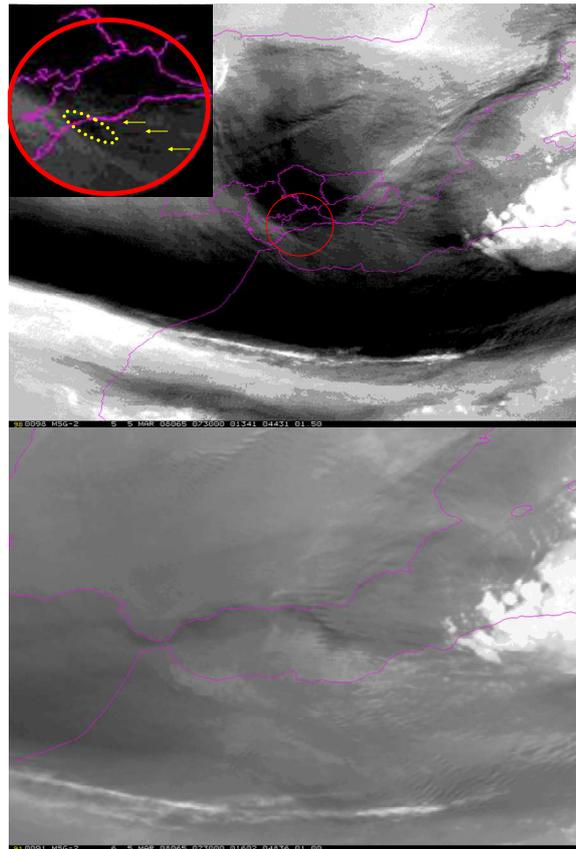


Figura 11. Imágenes WV del Meteosat correspondientes a las 07:30 TUC del 5 de marzo de 2008. Arriba del canal 6.2 μm y abajo del 7.3 μm . Las flechas marcan la estructura en ondas y el área a puntos la zona de mayor oscurecimiento en el litoral.

A primeras horas del 5 de marzo de 2008, se aprecian en el canal 6.2 mm señales muy débiles de ondas de montaña en el Mar de Alborán (figura 11). Entre las 06 y 08:30 TUC queda atrapada en el litoral de Marbella una zona oscura más intensa en la que se rompe la estructura de ondas de montaña, pareciendo indicar un momento de descendencias más fuertes a las que podría haber contribuido la divergencia del viento hacia el mar.

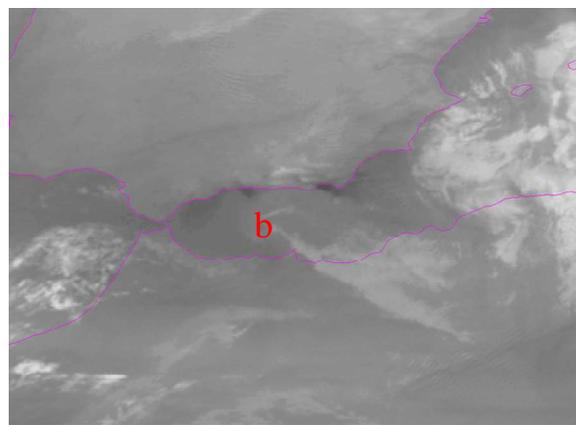


Figura 12. Imagen WV 7.3 μm del Meteosat correspondientes a las 03 TUC del 4 de febrero de 2012.

Durante la madrugada del día 4 de febrero de 2012, se observan en el canal 7.3 mm a sotavento de las montañas litorales de Alborán zonas oscuras que coinciden con vientos fuertes (figura 12). Al suroeste de Marbella se aprecia una señal compatible con vientos que se abren en abanico (se desparraman), algo típico de los vientos descendentes. Los oscurecimientos más intensos en el litoral de Marbella se observan entre las 9 y las 10 TUC (figura 8), su situación sobre el mar parecen descartar que sean debidos al calentamiento. En algunos casos los vientos más fuertes se observarían en primer lugar sobre el mar y avanzarían hacia el litoral e interior más cercano.

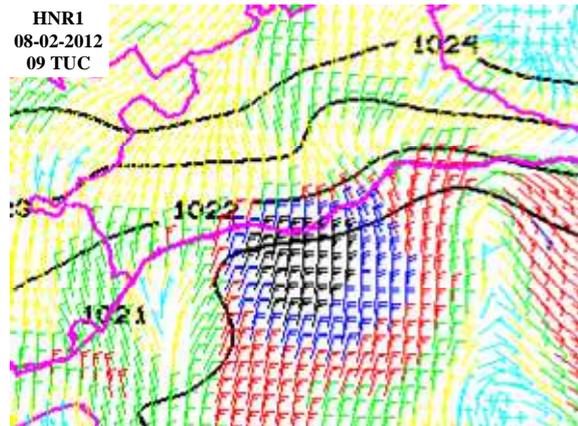
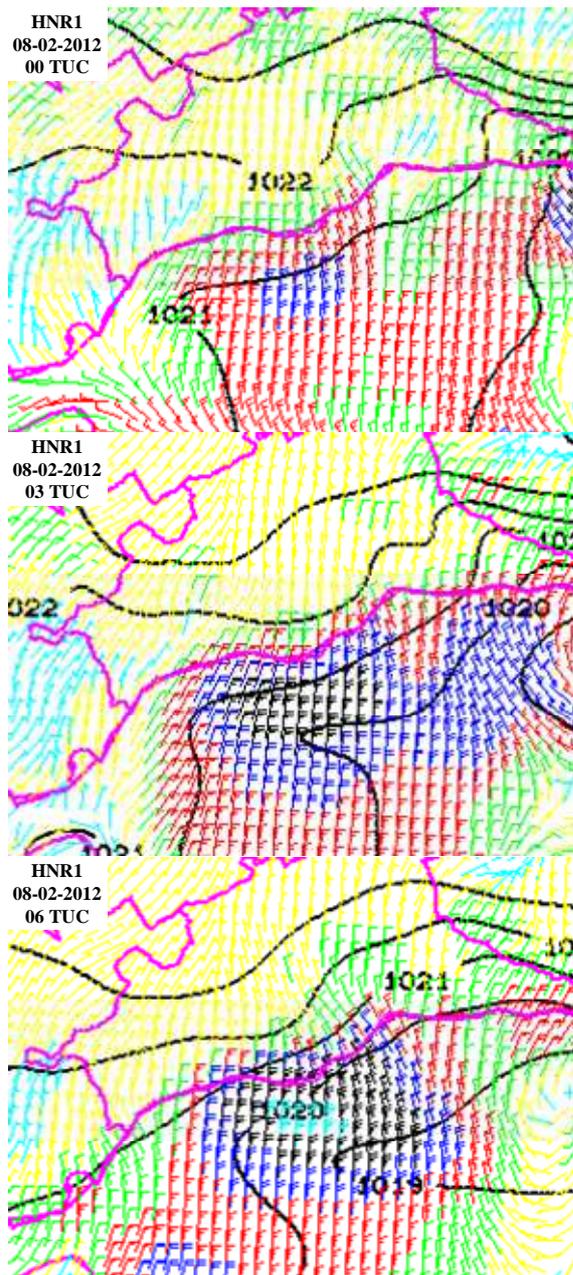


Figura 13. Mapas de superficie el Modelo Hirlam de la pasada de las 0 TUC del día 8 de febrero de 2012.

Los mapas del modelo Hirlam de alta resolución correspondientes al día 8 de febrero de 2012 sugieren un desplazamiento del máximo de viento en superficie desde el mar hacia tierra (figura 13).

5. Imágenes de radar

Durante la segunda mitad del día 9 de noviembre de 2001 un fuerte flujo del norte y nordeste en capas medias y bajas produjo una fuerte advección fría que provocó en algunos lugares del sureste descensos de temperaturas de hasta 10° C en 24 horas.

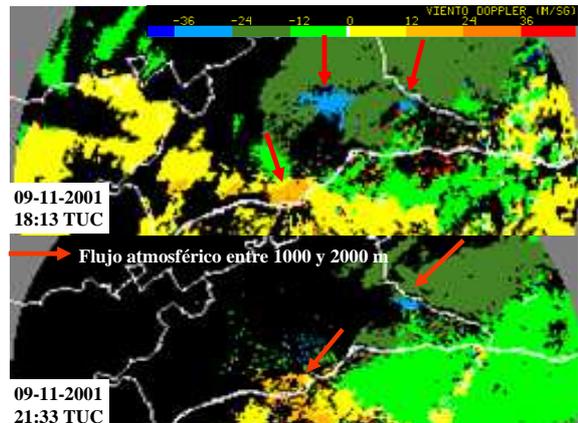


Figura 14. Imágenes del radar doppler de Málaga correspondientes al 9 de noviembre de 2001. Las flechas rojas marcan las direcciones del flujo atmosférico entre unos 1000 y 2000 metros.

A últimas horas del día 9 de noviembre de 2001 las condiciones fueron propicias para observar mediante radar doppler la aceleración que experimentan el flujo atmosférico entre 1000 y 2000 metros a sotavento del arco montañoso malagueño (figura 14).

En la figura 15 vemos un corte vertical de la velocidad del viento del modelo ECMWF de alta resolución correspondiente al día 4 de febrero de 2012. Lo que detecta el radar de Málaga, situado a 1100 metros de altitud, no son los vientos en superficie si no la aceleración que se produce a sotavento de las montañas cercanas al litoral.

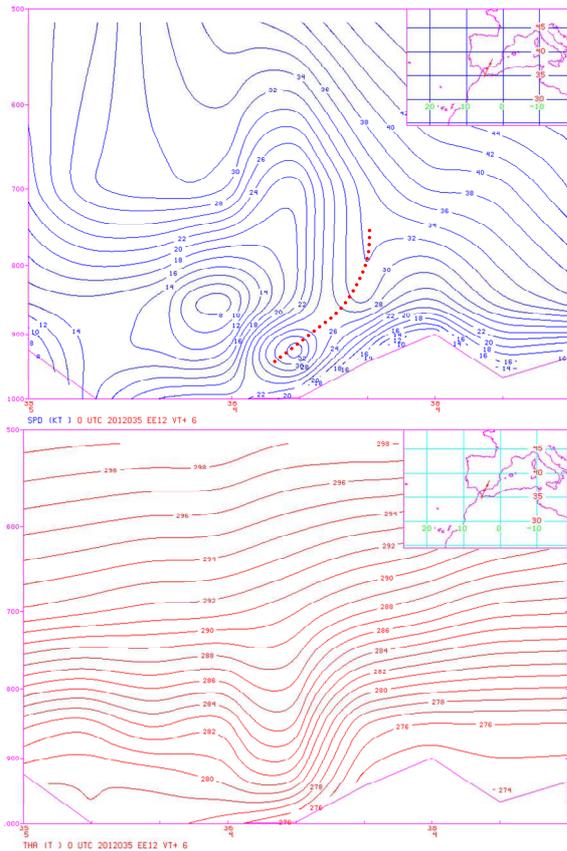


Figura 15. Cortes vertical de la velocidad del viento en kt y temperatura potencial correspondiente a las 06 TUC del día 4 de febrero de 2012.

Al mismo tiempo que el flujo en altura rola del norte al nordeste se produce sobre el mar una aceleración y un cambio de dirección del viento (figura 16).

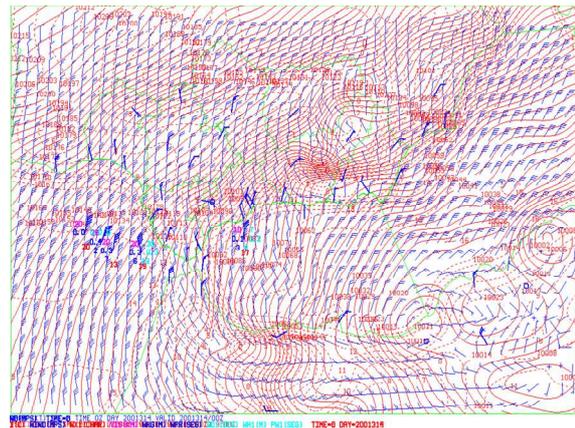
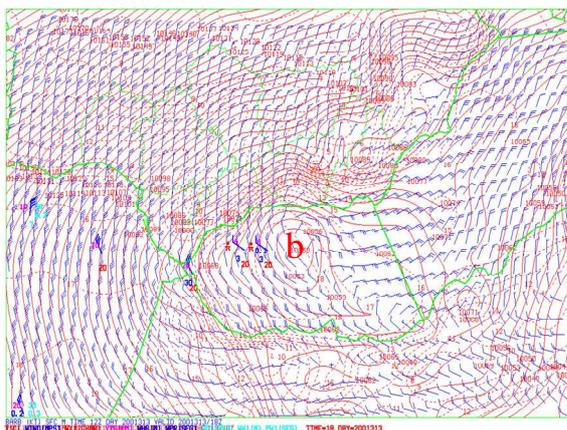
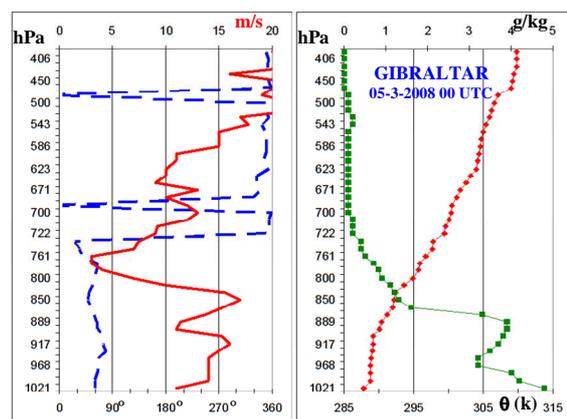


Figura 16. Mapas de superficie el Modelo Hirlam de las 18 TUC (H+6) del día 9 de noviembre de 2001 y de las 0 TUC del día 10 de noviembre de 2001.

6. Sondeos aerológicos observados

En los sondeos aerológicos se aprecian características comunes a otras situaciones de vientos fuertes descendentes observadas en otros lugares:

- Vientos fuertes perpendiculares a las crestas montañosas. 60 km/h del nordeste a 900 m a las 00 TUC del día 5 de marzo de 2008 (figura 17).
- Inversión de temperatura o capa estable cerca de las cimas. A unos 1400 metros en Gibraltar a las 0 del día 5 de marzo de 2008 (figura 17).
- Capa límite de viento, de tal forma que el viento en altura decae e incluso cambia de dirección. 11 km/h a 2100 y del norte a 2700 a las 0 en Gibraltar (figura 17).



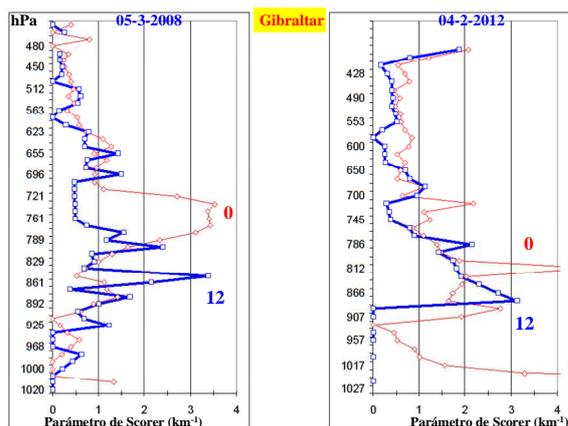


Figura 17. Perfiles verticales de la dirección (a trazos) y velocidad del viento, y de temperatura potencial (rombos) y proporción de mezcla (cuadros) en Gibraltar a las 00 TUC del día 5 de marzo de 2008. Abajo, variación vertical del parámetro de Scorer simplificado los días 5 de marzo de 2008 y 4 de febrero de 2012.

La variación vertical del parámetro de Scorer simplificado (sin término de cizalladura) detecta sendas discontinuidades que favorecen los vientos descendentes. En la figura 17 se observa como tanto el 5 de marzo de 2008 como el día 4 de febrero de 2012 esta discontinuidad se acercó a lo largo del día a la cima de las montañas litorales.

6. Incendios forestales

Estos vientos son persistentes, racheados y secos, con carácter de bora. Las gráficas de velocidad del viento (figura 18), sobre todo la de Benahavís, sugieren pulsaciones dentro de un viento medio parecidas a las que se observan en los vientos bora. El día 4 de febrero de 2012 la humedad relativa en el observatorio marítimo de Cabopino estuvo comprendida entre el 20% y el 30% (figura 18). El origen de la masa de aire es tan frío que a pesar del descenso adiabático el viento todavía es frío cuando llega a la costa.

La combinación de vientos fuertes y poca humedad atmosférica crean condiciones de riesgo de incendios. El aire en su descenso de las montañas se seca aún más por compresión. Después de un período largo de tiempo seco, como el transcurrido a lo largo de diciembre de 2011 y de enero de 2012, estos vientos elevan los índices de riesgo de incendio a sus valores máximos. Los incendios pueden ser tan difíciles de controlar como en pleno verano. El día 4 de febrero de 2012 se produjo un incendio forestal en el vecino Valle del Genal (figura 18). El carácter racheado y pulsante de estos vientos afecta gravemente al tráfico de las carreteras.

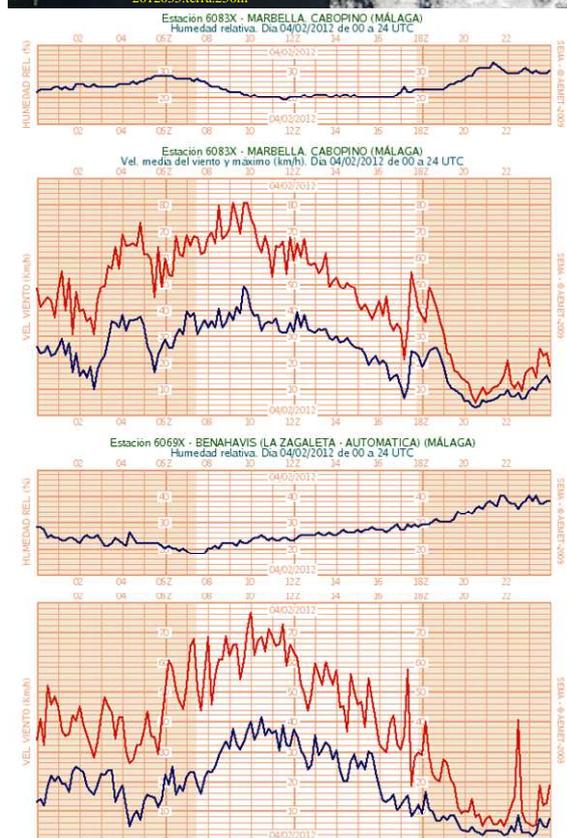


Figura 18. Imagen del satélite Modis del 4 de febrero de 2012 en la que se observa el penacho de humo producido por el incendio ocurrido en el valle del Genal. Datos de humedad relativa, velocidad media (en azul) y rachas de viento en las estaciones automáticas de Cabopino y Benahavís.

7. Predicción

La situación meteorológica de advección fría y de advección de vorticidad anticiclónica, que provoca movimientos sinópticos descendentes que generan y refuerzan una estructura vertical estable es fácilmente identificable para los predictores. Siempre es difícil tener un sondeo observado a barlovento, pero las situaciones típicas llevan asociado un sondeo típico. En caso de duda se supone que el sondeo es el típico aunque podría haber sobrepredicción. Son predictandos favorables: Vientos fuertes cerca de la cima de la montaña. Capa

estable cerca de la cima de la montaña. Estabilidad débil encima de la capa estable. Cizalladura vertical débil o viento en contra arriba $U = 0$ (nivel crítico) por encima de la cima de la montaña.

En los sondeos previstos se suele observar un descenso de la inversión acercándose a las cimas montañosas (en el caso de vientos descendentes de Sierra Nevada presentado en las XXXI jornadas veíamos que la inversión ascendía para acercarse también a las cimas).

En los canales de vapor de agua de las imágenes de satélite se observan descendencias (oscurecimientos) a sotavento de las montañas del sureste español desplazándose hacia el oeste. Hay que estudiar con atención las zonas costeras.

Vientos sobre el mar, quickscat o ascacat. Las aceleraciones en Palos y Golfo de Cádiz, suelen ser un preludio si la situación meteorológica es la adecuada.

En el radar meteorológico aceleraciones del viento a sotavento del arco montañoso malagueño (bora negro).

- Prandtl, L. 1952. Essentials of fluid mechanics with applications to hydraulics, aeronautics, meteorology and other subjects. Blackie and Son: London, UK.
- Wood, IR. 1965. Selective withdrawal from a stably stratified fluid. *J. Fluid Mech.* **32**: 209-223.

Bibliografía:

- Armi, L. y Mayr G.J. Continuously stratified flows across an Alpine crest with a pass: Shallow and deep föhn. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **133**: 459-477 (2007).
- Brinkmann, W.A.R., 1974. Strong downslope winds at Boulder, Colorado, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 596-602.
- Barry, Roger R.. Mountain weather and climate. Routledge Physical Environment Series.
- Baines, Peter G. Topographic effects in stratified flows. Cambridge University Press.
- Gaberšek S., and D. Durran, 2004: Gap flows through idealized topography. Part I: Forcing by large-scale winds in the nonrotating limit. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2846–2862.
- Gaberšek S., and D. Durran, 2006: Gap flows through idealized topography. Part II: Effects of Rotation and Surface Friction. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2720–2739.
- Hunt, J.C.R y Snyder, W.H., 1980. Experiments on stably and neutrally stratified flow over a model three-dimensional hill, *J. Fluid Mech.*, **96**, 671-704.
- Long, R. R., 1953: Some aspects of the flow of stratified fluids I, A theoretical investigation. *Tellus*, **5**, 42-58.
- Long, R. R., 1954: Some aspects of the flow of stratified fluids II. Experiments with a two-fluid system. *Tellus*, **6**, 97-115.
- Prandtl, L. 1942. Führer durch die Strömungsl. Fiedr. Vieweg & Sonh: Braunschweig Germany.