



BREVE GUÍA DESCRIPTIVA DE LOS FENÓMENOS METEOROLÓGICOS RECOGIDOS EN EL *Sistema de Notificación de Observaciones Atmosféricas Singulares SINOBAS*



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE AGRICULTURA, ALIMENTACIÓN
Y MEDIO AMBIENTE



Agencia Estatal de Meteorología



Edita:

© Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente
Agencia Estatal de Meteorología

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado:

<http://publicacionesoficiales.boe.es/>

NIPO: 281-13-009-0



BREVE GUÍA DESCRIPTIVA DE LOS FENÓMENOS METEOROLÓGICOS RECOGIDOS EN EL *SISTEMA DE NOTIFICACIÓN DE OBSERVACIONES ATMOSFÉRICAS SINGULARES* SINOBAS

AUTORES:

**Delia Gutiérrez Rubio
Jesús Riesco Martín**

**Elia Díez Muyo
Francisco Martín León
José Ángel Núñez Mora
José María Sánchez-Laulhé Ollero
Marta Ferri Llorens**

AGRADECIMIENTOS:

A los demás miembros de los grupos de trabajo de AEMET que han participado en el proyecto que ha desembocado en SINOBAS, y en particular a Salvador Ponce Gutiérrez, por su magnífico trabajo de desarrollo del Sistema, que ha llevado en solitario, diseñando una brillante aplicación y siempre recogiendo las propuestas del grupo, aportando soluciones y llevándolas a la práctica. A Margarita Guerrero García por el diseño del logo del Sistema.



BREVE GUÍA DESCRIPTIVA DE LOS FENÓMENOS METEOROLÓGICOS RECOGIDOS EN EL *SIstema de Notificación de OBservaciones Atmosféricas Singulares* SINOBAS

ÍNDICE

1. Introducción

2. Fenómenos de viento

2.1. Tornado y tromba marina

2.1.1. Tornado

2.1.2. Tromba marina

2.2. Otros vórtices

2.2.1. Vórtice de racha

2.2.2. Tolvanera

2.2.3. Tuba

2.3. Vientos intensos lineales asociados a tormentas

2.3.1. Reventón

2.3.2. Frente de racha

2.3.3. Reventón cálido

2.4. Viento de ladera

3. Fenómenos de precipitación

3.1. Granizada singular

3.2. Precipitación súbita

3.3. Nevada singular

3.4. Precipitación engelante

4. Otros fenómenos meteorológicos singulares

4.1. Alud o avalancha

4.2. Fenómenos marítimos raros

4.2.1. Oleaje de rompientes

4.2.2. Variaciones transitorias del nivel del mar

Anexo: Referencias en Internet



1 Introducción

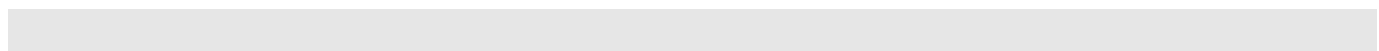
SINOBAS es el acrónimo de "**SI**stema de **Notificación** de **OB**servaciones **Atmosféricas Singulares**" y el nombre pretende ser un homenaje a D. Manuel Rico y Sinobas (Valladolid 1819; Madrid 1898), físico y médico que estuvo interesado desde los primeros años de su carrera científica en el estudio de la atmósfera y sus aplicaciones, pudiendo considerársele como uno de los responsables del establecimiento de la meteorología como ciencia en España. Es un sistema implementado por AEMET para recoger y poner a disposición de los ciudadanos información sobre la ocurrencia de ciertos fenómenos meteorológicos que se han denominado *singulares*, entendiendo por tales los que se caracterizan por ser:

- locales (no se extienden por una región amplia),
- poco frecuentes (ocurren raramente),
- de intensidad significativa y
- con capacidad de provocar alto impacto social.

Nota: el requisito de “locales” no se aplica a las nevadas consideradas singulares, que se describen en el apartado 3.3. Igualmente, podría no ser de aplicación a la precipitación engelante (apartado 3.4) y al oleaje de rompientes (apartado 4.2.1). Para más detalles, consúltense los epígrafes correspondientes.

Estos fenómenos, a pesar de su intensidad, difícilmente son detectados por los medios convencionales de observación meteorológica, bien sea por la limitación de la densidad de la red de observación en tierra, bien por la resolución espacial y temporal de los medios de teledetección como satélites y radares.

Puesto que se trata de fenómenos que no ocurren frecuentemente, no siempre son bien conocidos y en ocasiones llegan a confundirse o utilizarse impropiaamente términos relativamente populares como *tornado*. Esta guía pretende clasificar y describir de una manera sencilla en qué consiste cada uno de estos fenómenos meteorológicos, cómo se originan, y en qué circunstancias se pueden considerar fenómenos “singulares”. Se espera que sea de ayuda para que cualquier usuario del sistema pueda distinguir cada uno de estos tipos de fenómenos e informar con propiedad en caso de observar algún evento meteorológico singular.





2 Fenómenos de viento

2.1 Tornado y tromba marina

2.1.1 Tornados

*Se denomina **tornado** a una columna de aire que gira violentamente, estando en contacto con el suelo y colgando de una nube cumuliforme, y frecuentemente, pero no siempre, visible como una nube-embudo. Además, el tornado hace referencia al vórtice de viento, no a la nube de condensación. Si la rotación no alcanza el suelo, el vórtice se denomina nube de embudo o tuba (“funnel cloud”). Si lo alcanza, y es violenta, se llama tornado.*



Figura 1. Tornado F3 de Alcañiz-Valdealgofa en 2003. Fuente: foro.tiempo.com

El diámetro de un tornado puede variar entre algunos metros o decenas de metros y varios centenares de metros. Los vientos generados en un tornado pueden llegar a ser intensísimos. La presión cae de manera importante desde el exterior hacia el centro del tornado, lo que hace que el aire alrededor del vórtice sea arrastrado hacia la zona interna de baja presión, donde se expande y se enfría rápidamente, llegándose normalmente a la condensación en forma de gotitas que crean el típico embudo observable. La baja presión interna del vórtice recoge desechos, tales como las partículas del suelo u otras que arrastra y hace volar a su paso, lo que puede dotar al tornado de un color oscuro.

Los tornados se mueven con la nube a la que están asociados. Se suelen desplazar a velocidades entre 15 y 50 km/h aproximadamente, aunque se han observado algunos más rápidos y otros muy lentos. Su duración suele ser de unos pocos minutos (aunque algunos pueden durar hasta media hora, o incluso más), y suelen recorrer unos pocos kilómetros (aunque hay datos de varias decenas de kilómetros recorridos, o incluso de algún centenar,



en Estados Unidos). El ruido de un tornado acercándose suele ser un fuerte rugido similar al de los motores de un avión a reacción en el despegue.

Para su categorización se emplea la escala Fujita mejorada (Enhance Fujita Scale) que se presenta en la figura 2. Como es muy difícil medir directamente las rachas de viento asociadas a un tornado, la intensidad de éste se mide en función de los daños generados. Por ello la escala Fujita propone una clasificación que va desde EF0 hasta EF5 (de menor a mayor intensidad). Los tornados EF0 y EF1 se suelen llamar “débiles”, los EF2 y EF3 “fuertes” y los EF4 y EF5 “violentos”. Asimismo también en EE.UU. se suelen denominar *tornado significativos* los iguales o superiores a categoría EF2.

Intensidad	RACHAS (km/h)	Ejemplo de destrucción
EF0	105-137	
EF1	138-178	
EF2	179-218	
EF3	219-266	
EF4	267-322	
EF5	>322	

Figura 2. Escala Fujita Realzada. Fuente: NWS.



Los tornados pueden ser básicamente de dos tipos, **mesociclónicos** y **no mesociclónicos**.

Los tornados **mesociclónicos** tienen lugar en la interfaz entre la corriente ascendente y el flanco trasero descendente de una supercélula. Son generalmente los más violentos y destructivos, aunque también son los menos frecuentes. Las *supercélulas* son tormentas unicelulares que poseen en niveles medios de la troposfera un *mesociclón* (es decir, que rotan). El mesociclón puede ser observado mediante la exploración radar en modo Doppler. Sin embargo, los tornados, aunque sean de génesis mesociclónica, son difícilmente detectables por el radar. Los observadores expertos de tiempo severo son capaces de identificar visualmente una nube de pared giratoria típica de una supercélula, lo cual no es sino la manifestación a simple vista del mesociclón.

En cambio los tornados **no mesociclónicos** son producidos por tormentas que no rotan o, a veces, también en supercélulas, pero generados por procesos no ligados con la corriente descendente trasera. Este grupo constituye la mayor parte de los tornados que se reportan. Suelen ser de vida corta y de tipo “débil”, pero en algunas ocasiones pueden ser intensos. Se forman en una amplia variedad de situaciones, aunque normalmente con valores significativos de inestabilidad y a veces cizalladura (variación vertical del viento con la altura). Los más típicos son los llamados “landspouts” y se forman cuando circulaciones horizontales pre-existentes son embestidas y elevadas hacia arriba por una tormenta en desarrollo. Una gran parte de los landspouts son observados asociados a cumulus congestus o torres de cumulus. Generalmente son bien identificados a simple vista, y muchos tienen un embudo estrecho y en forma de cuerda que se extiende desde la base de la nube hasta el suelo. Son muy difíciles de detectar mediante radar. Los *landspouts* se han observado ocasionalmente en las “flanking lines” de las supercélulas.

Existen en la naturaleza otros vórtices atmosféricos de pequeñas dimensiones que llegan a tocar el suelo. Entre ellos se pueden citar los vórtices de racha (“gustnados”) y las tolvaneras. Estos fenómenos se describen en sendos epígrafes de esta guía.

A veces los tornados pueden ser confundidos por sus efectos con otros fenómenos asociados a tormentas llamados *reventones* (*downbursts*) o *microrreventones* (*microbursts*). Estos fenómenos, que se describen en el apartado 2.3.1, también producen vientos muy intensos, aunque la disposición de los daños causados en superficie es bien diferente a la de los tornados.

La indicación más evidente de un tornado es la forma lineal (camino) de la zona afectada por los daños (figura 3). En cambio, en un reventón los daños producidos suelen presentar una disposición radial respecto a un centro del reventón en superficie.



Figura 3. Trayectoria seguida por el tornado de Málaga (EF2) 1 de febrero de 2009. Los puntos indican siniestros. La línea blanca gruesa indica la trayectoria de unos 4 km de longitud; la línea fina con doble flecha son 300 m. Fuente: AEMET



2.1.2 Trombas marinas

*Una **tromba marina** es un tornado sobre el agua. Las trombas marinas consisten en vórtices o torbellinos frecuentemente conectados a nubes cumuliformes. La parte inferior de una tromba puede consistir en agua pulverizada. La columna se suele hacer cada vez más inclinada con el tiempo debido a la cizalladura del viento en la capa baja por debajo de la tormenta o nube madre.*

Hay que hacer la salvedad de que en algunas ocasiones las trombas marinas no van ligadas a nubes cumuliformes. En general, no alcanzan el tamaño y la velocidad de viento de los típicos tornados terrestres y son relativamente de corta duración. La mayoría no superan la categoría EF0.

Con cierta frecuencia alcanzan el litoral, pudiendo causar destrozos en zonas de playa y puertos. Normalmente se disipan muy pronto tras tocar tierra, no obstante, determinadas trombas pueden llegar a adentrarse algún kilómetro hasta su disipación.



Figura 4. Tromba marina en Málaga en 1971. Fuente: M. Rubio (del blog de D. Mancebo)



2.2 Otros vórtices

2.2.1 Vórtice de racha ("gustnado")

*El **vórtice de racha** consiste en un remolino de viento que se origina en el frente de racha de una tormenta (véase apartado 2.3.2), en las ocasiones en las que el viento es suficientemente fuerte y el rozamiento contra el suelo altera el flujo lineal del aire, provocando la formación de un vórtice giratorio. Dicho vórtice sube desde la superficie, pudiendo llegar hasta unos 100 metros de altura, pero **no está conectado con ninguna nube**. Se hace visible por el material que levanta desde el suelo. El diámetro típico de un “gustnado” va de unos metros a unas decenas de metros. Si no se estima que el viento asociado al vórtice haya alcanzado una velocidad de al menos 80 km/h, no debería ser incluido en SINOBAS.*

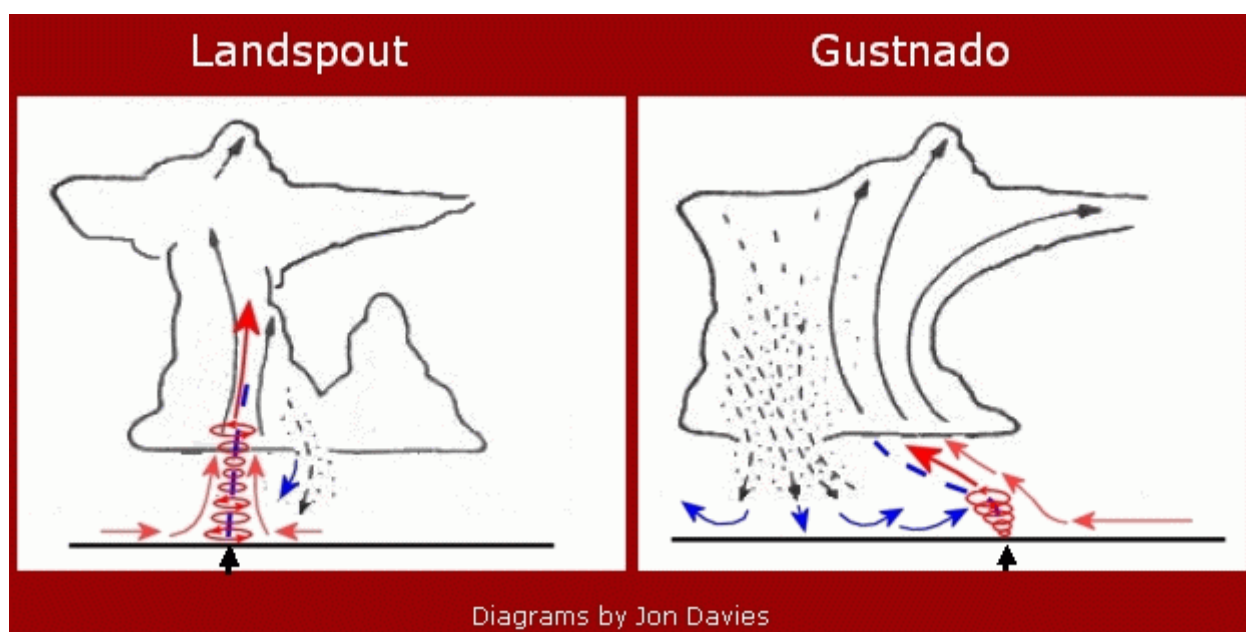


Figura 5. Esquemas de un tornado tipo “landspout” y un “gustnado”. Fuente: Jon Davies Severe Weather Notes

En cualquier caso, el “gustnado” es modernamente considerado un tipo de tornado. Mientras que los tornados clásicos se asocian a la fuerte cizalladura entre las corrientes frías descendentes, que se intensifican, y las corrientes cálidas ascendentes, que se debilitan y que alimentan las nubes de la tormenta, y están conectados con la base del cumulonimbo, los “gustnados” no están conectados con la base de la nube, y están asociados con el aire frío descendente por delante, o en ocasiones por detrás, de la nube, y son normalmente más débiles y de menor duración. El “gustnado” puede no obstante llegar a conectar con la base de la nube convectiva.



2.2.2 Tolvanera

*La **tolvanera** es un remolino que se desarrolla en la capa inferior de la atmósfera, sin una conexión directa con una nube convectiva, y es visible por el polvo, arena o residuos que levanta. Raramente las tolvánas provocan vientos muy significativos. Si no se estima que la tolvánas haya alcanzado una velocidad tangencial de al menos 80 km/h, no debería ser incluida en SINOBAS.*

En la mayoría de las ocasiones se desarrolla en días calurosos sobre terreno seco, por fuerte calentamiento de la superficie, en ausencia de nubes bajas o con nubes de escaso desarrollo. Ahora bien, no basta con la presencia de aire caliente para que se forme una tolvánas, sino que es necesario que no lejos de la superficie haya un pequeño embolsamiento de aire más frío que provoque el ascenso más rápido que en el entorno del aire de la superficie, lo que da lugar a un efecto de aspiración y al movimiento giratorio. Paradójicamente, las tolvánas necesitan para formarse que el viento general sea muy débil, pues de lo contrario la corriente ascendente sería deshecha fácilmente.



Figura 6. Imagen de una tolvánas (Fuente: www.nasa.gov)

Las dimensiones típicas de una tolvánas van de medio a diez metros de ancho y de unos pocos metros de altura hasta más de cien, y la duración puede ir de unos pocos minutos a cerca de media hora en los casos intensos.



2.2.3 Tuba (“nube-embudo”)

*La **tuba** consiste en un vórtice de aire y vapor de agua condensado, con forma de cono o tubo, que gira rápidamente, colgando de una nube de tipo convectivo, pero sin llegar al suelo.*

Las tubas pueden formarse debajo de nubes de tipo cúmulo si hay suficiente humedad e inestabilidad en el aire. Cuando las tubas llegan a la superficie dan lugar a tornados o trombas marinas (es habitual en estos casos utilizar los términos en inglés “landspouts” y “waterspouts”) que son normalmente débiles, a diferencia de los intensos tornados supercelulares, creados por un mesociclón en lugar de por la pequeña vorticidad en el aire que da lugar a las tubas.



Figura 7. Imagen de una tuba en Sevilla. Fuente: L.F. López, AEMET

Si bien las tubas por definición no alcanzan el suelo, y por tanto no producen daños, su avistamiento puede ser indicador de condiciones favorables para el desarrollo de otros fenómenos convectivos de interés.



2.3 Vientos intensos lineales asociados a tormentas

Los vientos asociados a fenómenos convectivos también pueden ser de tipo lineal (no tornádicos), en vez de giratorios (tornádicos). Básicamente podemos encontrar los siguientes fenómenos de vientos fuertes lineales asociados a nubes convectivas: reventón, frente de racha y reventón térmico.

2.3.1 Reventón

*El **reventón** consiste en una fuerte corriente descendente convectiva, originada a menudo en el seno de una nube de tormenta, que ocasiona vientos destructores. Tiene una dimensión horizontal inferior a diez kilómetros, y su tiempo de vida puede ir de cinco a treinta minutos. Cuando la dimensión horizontal es inferior a cuatro kilómetros se denomina **micro-reventón**. En este último caso también suelen durar menos en el tiempo (no más de quince minutos). Los reventones pueden ser **húmedos o secos**, según que la precipitación asociada a la nube originante del fenómeno llegue o no al suelo.*



Figura 8. Imagen que recrea el proceso de formación de un reventón, a la izquierda en la imagen, en fase inicial, a la derecha en fase madura. Fuente: Fernando Caracena, 1997

El reventón se origina en una corriente descendente dentro de la nube, que puede ser causada por dos mecanismos: enfriamiento, debido a la evaporación de agua líquida (gotas de lluvia y gotas de nube) y fusión y sublimación de hielo (granizo y nieve), y carga de hidrometeoros, es decir, el peso del agua líquida o sólida que se acumula en el aire, que muchas veces es un factor crucial en el inicio de la corriente descendente.

Los entornos secos son favorables para la generación de corrientes descendentes por enfriamiento latente, a causa de la evaporación de las gotas de lluvia que caen desde la base de la nube en una capa de aire no saturado de humedad. No obstante, incluso en entornos no particularmente secos, puede ocurrir que en la tormenta se produzca una incorporación de aire seco de niveles medios de la troposfera que dé lugar a la corriente



descendente. Estas incorporaciones son favorecidas por la cizalladura vertical del viento (variación del viento con la altura) y por el viento relativo a la tormenta (diferencia entre el movimiento de la masa de aire donde se produce la tormenta y el de la propia nube). Sin embargo, aunque la evaporación sea un factor importante para la generación de una corriente descendente, no necesariamente un entorno más seco provocará una corriente más intensa, debido a que el contenido de agua líquida disponible para evaporarse será también menor en un ambiente seco.

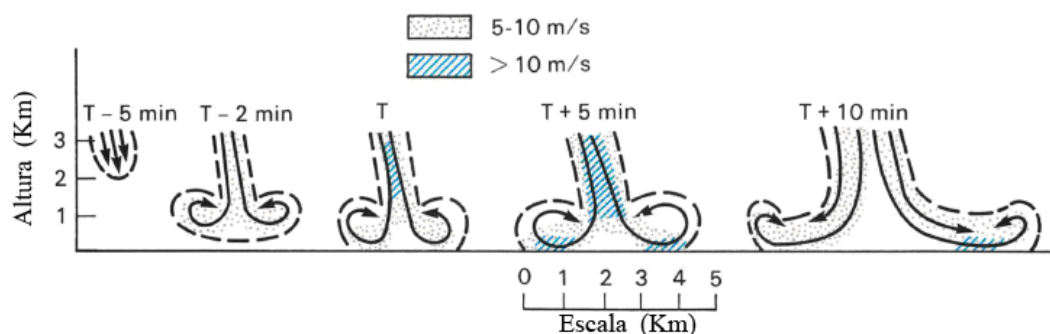


Figura 9. Fases de la formación de un reventón (Fuente: Wilson, James W., Rita D. Roberts, Cathy Kessinger, John McCarthy, 1984: Microburst Wind Structure and Evaluation of Doppler Radar for Airport Wind Shear Detection. J. Climate Appl. Meteor., 23, 898–915)

Los reventones pueden ser **húmedos o secos**, según que la precipitación llegue o no al suelo. En el caso de los reventones **secos**, la precipitación no llega hasta la superficie, o solo unas gotas llegan al suelo, y la corriente descendente se genera por la evaporación de la lluvia por debajo de la base de la nube. A veces ocurren en cúmulos poco desarrollados, y casi siempre se puede observar la *virga* (precipitación que no llega al suelo). Los reventones **húmedos** son aquellos en los que la precipitación sí alcanza de manera extensa el suelo.

Los reventones, como ya se ha dicho, pueden ser confundidos con los tornados por sus efectos destructivos. Para distinguir, en caso de duda, los daños producidos por un reventón de los ocasionados por un tornado, hay que observar el patrón del rastro de los daños, que en el caso de un reventón suele presentar una disposición lineal, o radial respecto a un centro (véase la figura 10), mientras que los daños por tornado se presentan en un corredor que deja el tornado en su trayectoria, con objetos abatidos a ambos lados, formando ángulos entre sí, a causa de la curvatura del flujo.

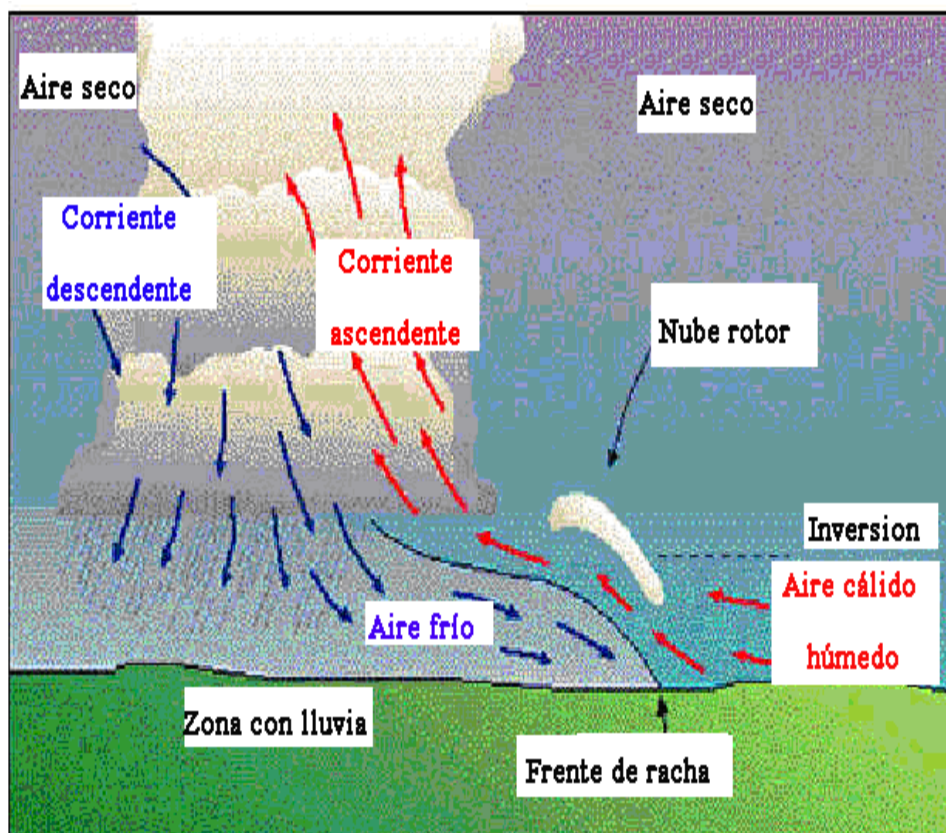


Figura 10. Rastro de árboles caídos a causa de un reventón (Fuente: NWS)



2.3.2 Frente de racha

Otro fenómeno diferente de viento fuerte lineal asociado a las nubes de tormenta es el **frente de racha**. Consiste en una ráfaga intensa que se produce en la frontera entre el aire frío procedente de una tormenta y el aire del entorno (figura 11). Generalmente, lleva asociados un aumento brusco en la presión, un giro del viento y un descenso de temperatura, y a veces también precipitación fuerte. También es característica la nubosidad en arco.



©1998 Wadsworth Publishing Company/ITP

Figura 11. Esquema de una célula de tormenta en estado de madurez y frente de racha delantero.
Adaptado de Wadsworth Publishing Company/ITP

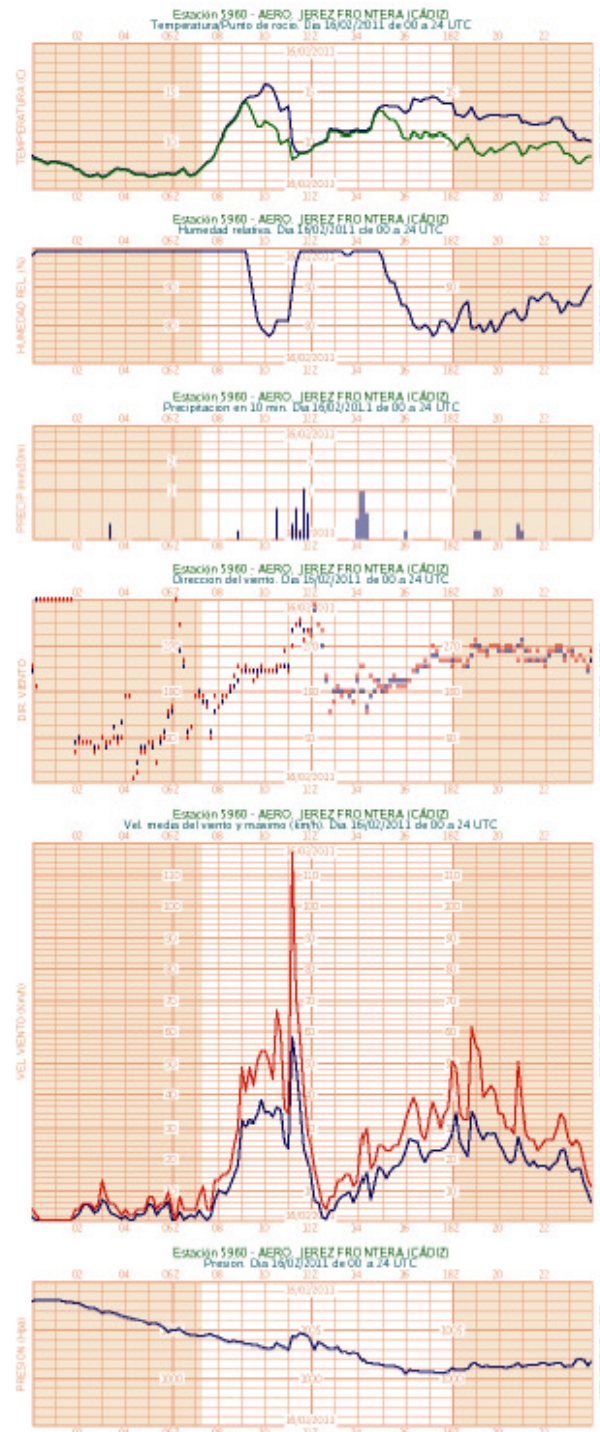


Figura 12. Registros en un caso de vientos fuertes en un frente de racha. Fuente: AEMET

*Si bien el frente de racha es un fenómeno que forma parte del ciclo de vida habitual de una tormenta, mientras que el reventón está asociado a una corriente descendente especialmente intensa, desde el punto de vista de SINOBAS se han agrupado ambos fenómenos, dada la dificultad que puede encontrarse en ocasiones para distinguirlos. En cualquier caso, **si no se estima que el viento haya superado los 80 km/h, ninguno de estos fenómenos debería incluirse en SINOBAS.***



2.3.3 Reventón cálido

El reventón cálido es un caso especial de reventón que ocurre cuando la corriente descendente, después de atravesar la capa de aire cálido y seco donde se va acelerando, encuentra una capa estable, fría y húmeda, cerca de la superficie, suficientemente delgada para no impedir que la corriente llegue al suelo. El resultado es un repentino e intenso calentamiento del aire y, a menudo, disminución de la humedad. Si no se estima que el aumento de temperatura asociado a la ráfaga es de al menos 5°C, no debería incluirse el evento en SINOBAS. En el caso de que la ráfaga haya sido superior a 80 km/h, pero el aumento de temperatura inferior a 5°C, debería anotarse como frente de racha.

El reventón térmico suele ocurrir en la fase de decaimiento de una tormenta. Normalmente comienza como un reventón, con una corriente descendente en la que la evaporación facilita el enfriamiento del aire, y por tanto su rápido hundimiento. Ahora bien, mientras que, en el caso del reventón, el aire llega al suelo cuando todavía está ocurriendo la evaporación (es decir, cuando aún contiene agua líquida), y por tanto el aire que llega a la superficie es frío y húmedo, en el caso del reventón cálido toda el agua contenida en el aire descendente se evapora antes de llegar al suelo, y a partir de ese momento el aire descendente comienza a calentarse a causa de la compresión provocada por el peso cada vez mayor de la columna de aire que tiene por encima. Este calentamiento, en principio, frena la velocidad del descenso, no obstante, si esta era suficientemente grande y la capa fría junto al suelo lo bastante delgada, el aire aún llega a la superficie, extendiéndose como una repentina ráfaga cálida.

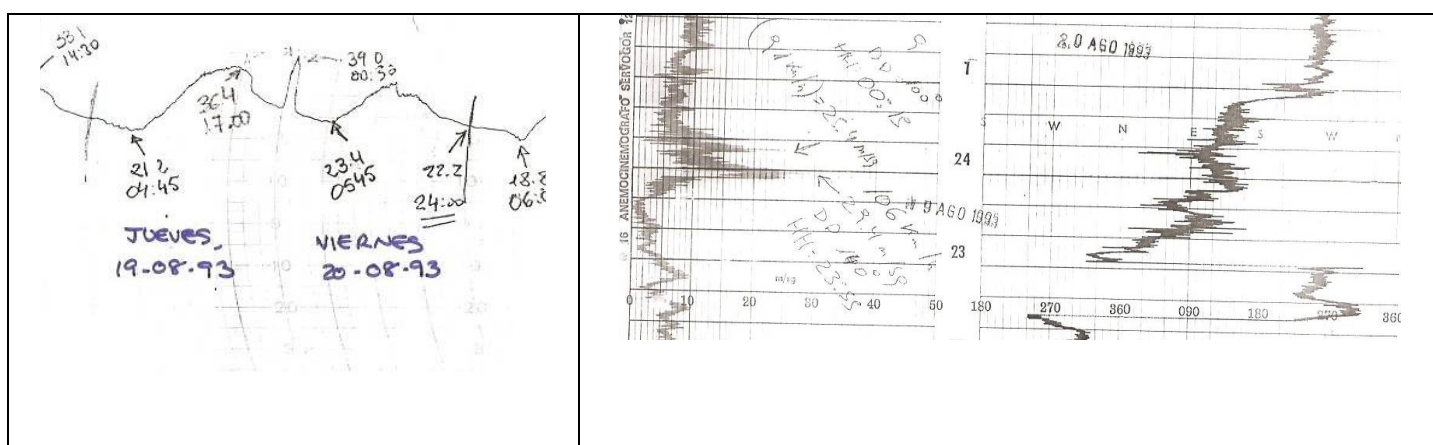


Figura 13. Registro de temperatura, velocidad y dirección del viento en el observatorio de la BA de Morón (Sevilla) la noche del 19 al 20 de agosto de 1993. En torno a las 00 horas se registra una ráfaga de 106 km/h acompañada de un aumento de la temperatura de unos 12°C. Fuente: AEMET

Muchos reventones cálidos ocurren por la noche o a primeras horas de la mañana, cuando la temperatura en superficie es más baja que en la capa inmediatamente encima (inversión nocturna)



2.4 Viento de ladera

*Otro caso de viento de carácter local y a veces intenso es el **viento de ladera**. Cuando una masa de aire en movimiento es interceptada por una montaña, la remonta a barlovento y posteriormente desciende por la cara opuesta (a sotavento). En determinados entornos atmosféricos, con condiciones adecuadas del flujo de aire, estabilidad atmosférica y topografía, los vientos de ladera descendentes pueden acelerarse hasta alcanzar grandes velocidades. **Si no se estima que el viento de ladera ha superado los 80 km/h, no debería incluirse en SINOBAS.***

Estos vientos de ladera descendentes se van calentando en el descenso, no obstante, pueden ser fríos si la masa de aire a barlovento de la barrera montañosa es lo suficientemente fría para que su temperatura después del descenso siga siendo inferior a la de la masa de aire a sotavento. En general, los vientos de ladera descendentes calientes se conocen como foehn y los descendentes fríos como vientos bora. En el mundo son muy conocidos el Foehn de los Alpes (caliente), el Bora del Mar Adriático (frío), el Chinook de las Montañas Rocosas (cálido), el Santa Ana del Sur de California (cálido) y el Catabático de la Antártica (frío).

Una inversión justo por encima del nivel de la cima de la montaña puede contribuir a acelerar los vientos de ladera descendentes (figura 14).



Figura 14. Esquema de inversión térmica y vientos de ladera descendentes (Fuente: Adaptado de COMET Program)

A menudo los sistemas de viento de ladera descendentes terminan abruptamente en una "región de salto hidráulico", aunque puede existir turbulencia moderada más adelante. La región de salto es una zona de turbulencia extrema que puede extenderse hasta tres kilómetros de altura.

Los siguientes factores son importantes en la aparición de vientos de ladera descendentes:

- Intensidad del flujo incidente perpendicular ($\pm 30^\circ$) a la barrera montañosa al nivel de la cima.



- Magnitud del gradiente de presión en superficie reducido al nivel del mar en la zona.
- Presencia de un *nivel crítico* en la vertical por encima de la montaña (no necesariamente muy próximo a la cima), esto es un nivel en el que el viento revierta su dirección, o simplemente en el que el flujo que cruza la barrera se anule.
- Estabilidad cerca de la cresta de la montaña con menor estabilidad por encima. Hay que recordar que una inversión justo por encima de la cresta de la montaña actúa también como un nivel crítico.
- Las situaciones de advección fría y advección de vorticidad anticiclónica que promueven movimientos descendentes

En condiciones adecuadas, los vientos pueden acelerarse cuesta abajo en el lado de sotavento de una barrera montañosa, y la intensidad y ubicación de estos vientos de ladera descendentes se ven fuertemente afectadas por las aberturas o canalizaciones en la barrera. Por lo tanto, es importante tener en cuenta los complejos efectos de canalización en la montaña. El fenómeno responsable de los efectos producidos en superficie por vientos generadores de importantes daños se conoce en inglés como *blowdown*. Este tipo de vientos, de naturaleza convectiva o no convectiva, hace que árboles o estructuras sean derribados por vientos descendentes. Muchos vientos de ladera descendentes producen un efecto de “*blowdown*”.

En España con cierta frecuencia se producen vientos de ladera locales de gran intensidad que afectan a extensiones espaciales bastante reducidas. Por ejemplo, se produce en distintos lugares especiales de la costa Mediterránea cuando el viento sopla de tierra a mar y remonta montañas que están alineadas paralelamente a la franja litoral. El viento se acelera a sotavento en estos casos, llegando a provocar rachas muy intensas en zonas delimitadas y recurrentemente afectadas por tal fenómeno.



Figura 15. Efectos sobre un colegio en Marbella, causados por un episodio de vientos descendentes el 4 de febrero de 2012. Fuente: Europa Press



3 Fenómenos de precipitación

3.1 Granizada singular

*El **granizo** es un tipo de precipitación sólida en forma de bolas o grumos irregulares de hielo, producido siempre en nubes convectivas, casi siempre en cumulonimbos. Por convenio se establece que cada unidad individual debe alcanzar al menos los 5 mm. de diámetro para ser considerada granizo. El granizo se genera en casi todas las nubes tormentosas de cierto desarrollo vertical y, preferentemente, en sus niveles medios y altos.*

En el sistema SINOBAS sólo se incluirán los episodios de granizadas considerados singulares, que son aquellos cuyos granizos alcanzan un diámetro superior a 2 cm (equivalente a una moneda de 20 céntimos de euro), o bien de menor tamaño pero que acumulan más de 2 cm de espesor sobre el suelo en sitios planos y sin obstáculos cercanos.

El granizo se forma a causa de las fuertes corrientes ascendentes de las nubes convectivas, que elevan las gotas de agua hacia áreas muy frías, donde se congelan, formándose partículas de hielo que a su vez capturan gotitas de nube sobreenfriadas (en estado de subfusión). Las intensas corrientes verticales trasladan el granizo hasta el tope de la nube donde, encontrando más agua sobreenfriada, continúa creciendo de tamaño en un proceso denominado *acreción*.

Las piedras de granizo a veces presentan varias capas (análogamente a las de una cebolla), debido a las diversas fases que atraviesa dentro de la nube convectiva. En el proceso de acreción intervienen gotas subfundidas de diferentes tamaños y se producen ascensos y descensos dentro de la misma nube sufriendo el granizo procesos de fusión parcial, nueva congelación y adición de nuevas gotas subfundidas. Por tanto el granizo puede comenzar a derretirse y después volver a congelarse, tomando una forma grande e irregular.

El peso del granizo lógicamente aumenta al crecer el tamaño de la piedra de hielo, cayendo precisamente cuando las corrientes ascendentes en la nube dejan de ser lo suficientemente intensas para su sostenimiento. Así, el granizo de mayor tamaño estará presente en las nubes de tormenta con intensas corrientes verticales.

Las condiciones ideales para que el granizo llegue a superficie tienen las siguientes características: intensas corrientes verticales (convección manifiesta), nivel de congelación (0°C) no demasiado alto (ya que, cuanto más bajo esté, más tiempo estará el granizo con una temperatura por debajo de la de congelación del agua y más grande podrá hacerse la piedra), alto contenido de vapor de agua en la troposfera, suficiente cizalladura vertical de viento y una capa de aire seco en niveles medios-bajos que provoca evaporación que enfría el aire, haciendo que el nivel de congelación esté más bajo.



Una piedra de granizo puede presentar diversas formas y aspectos, tales como: agregación, hielo claro, cónico, oblongo, con anillos, puntiagudo, etc.

El tamaño del granizo se suele expresar en unidades de longitud según el diámetro de la piedra de hielo. Éste puede ser muy diverso, estando comprendido mayoritariamente entre los 5 mm. y los 5 cm. El término **pedrisco** normalmente se emplea para piedras de tamaño superior a 2 cm. En algunas ocasiones especialmente adversas se superan los 5 cm. También es frecuente la comparación del tamaño de las piedras con el de algunos objetos conocidos, como por ejemplo legumbres, monedas, frutas, pelotas, huevos de distintas aves, etc.

El **pedrisco** provoca importantes destrozos en superficie y suele producirse en España tanto en zonas litorales (por ejemplo, en el Mediterráneo son frecuentes principalmente a finales de verano y en otoño) como en puntos del interior (especialmente durante la primavera y el verano). En ambos casos, el pedrisco está asociado a nubes de tormenta con gran desarrollo vertical. En la figura 16 se aprecia el importante tamaño registrado por el pedrisco en un episodio concreto.



Figura 16. Pedrisco en Marbella el 21 de Septiembre de 2007. Fuente: Diario Sur.

Las **granizadas de gran espesor** son también singularmente adversas (figura 17). En estos casos los tamaños de los granizos pueden no ser demasiado significativos, pero sí la gran cantidad de ellos que cae en la superficie y que hace que se acumulen en capas de varios centímetros de espesor en zonas llanas. Una granizada así puede colapsar una ciudad, al acumularse en aceras, sótanos y calles. Suelen presentar un aspecto similar a las nevadas en cuanto a apariencia, y pueden tardar en desaparecer bastante tiempo. Algunos episodios de granizadas de gran acumulación y no demasiado tamaño de las piedras suelen



producirse en entornos muy fríos de la media troposfera, con importante inestabilidad en capas bajas, pero con tropopausa baja, lo que limita bastante el grado de desarrollo vertical de las nubes tormentosas, impidiendo la generación de granizos de mayor tamaño.



Figura 17. Granizada de gran acumulación en Cáceres el 16 de Septiembre de 2010. Fuente: RTVE.

La ocurrencia de granizo no es fácilmente comprobable con los medios de teledetección como el radar, de lo que se desprende la importancia de disponer de una buena base de datos de observaciones (realizadas a simple vista) de granizo singular.



3.2 Precipitación súbita

Las **precipitaciones súbitas** son lluvias intensas, de origen convectivo, caídas sobre una zona reducida, provocando inundaciones repentinas (“flash flood”).

En esta base de datos SINOBAS, sólo se tendrán en cuenta las lluvias de **intensidad extraordinaria (torrenciales)** y **muy locales** que hayan causado importantes daños materiales o pérdidas humanas. Para poder catalogar a un fenómeno como **precipitación súbita** han de coexistir, de modo aproximado, los siguientes dos requisitos necesarios:

- que la precipitación torrencial haya durado menos de tres horas, pero al menos 30 min., y haya abarcado una extensión inferior a 50 km², y
- que se hayan alcanzado los 60 mm. acumulados en una hora en algún punto de este área.

Quedan por tanto fuera de esta categoría las precipitaciones muy fuertes y a la vez extensas, o las precipitaciones que hayan acumulado gran cantidad de precipitación pero en un intervalo temporal largo. Por consiguiente, **el concepto de precipitación súbita queda relegado a precipitaciones torrenciales, de corta duración, que afectan a un área reducida y crean inundaciones destacables.**

Las elevadas tasas de precipitación son resultado de rápidos y eficientes ascensos de aire rico en vapor de agua. La duración de un evento está relacionada con la velocidad del movimiento y el tamaño de los sistemas respecto a la dirección del movimiento. Por tanto, se está frente a un análisis de distintos ingredientes que se pueden combinar en mayor o menor medida en cada situación.

Los procesos de **precipitaciones intensas** suelen tener un marcado carácter convectivo (entendiendo por convección la presencia de vigorosas corrientes verticales). En primer lugar, los entornos favorables son regiones de alta humedad, importante inestabilidad, ascensos mesoescalares y movimientos lentos.

Las **inundaciones repentinas** se producen como consecuencia de precipitaciones intensas, siendo una respuesta del terreno a las precipitaciones que caen sobre él o a la escorrentía del agua que llega desde la zona donde se produjeron realmente aquéllas. Por tanto, en el concepto de inundaciones repentinas se aúnan dos ingredientes o factores: por un lado el meteorológico y por otro el hidrológico. La respuesta hidrológica de una zona va a depender a su vez de diversos condicionantes, tales como la orografía, tipos y usos del suelo, edificaciones, antecedentes de lluvia en una cuenca o zona en los días anteriores, presencia de maleza en cauces de ríos, etc. Una nota importante también a tener en cuenta es que en



la mayoría de los trabajos se considera que las inundaciones repentinas tienen lugar en periodos de tiempo inferiores a unas seis horas. El problema de las inundaciones repentinas afecta a gran parte del planeta, desde zonas en los trópicos, hasta áreas subpolares. Se distinguen de las inundaciones usuales por la corta duración, ya que mientras que éstas ocurren durante periodos de varios días, y es posible actuar para mitigar los daños, las inundaciones repentinas aparecen de forma muy rápida, y la forma más eficaz de actuar para salvar vidas es la de estar preparados y emitir avisos.

Otras características usuales de las *precipitaciones súbitas* son la cuasi-estacionariedad de los sistemas que las provocan, la interacción de la dinámica atmosférica con la orografía de la zona afectada, y la generación de inundaciones repentinas locales de gran repercusión mediática, fruto de la suma de los efectos meteorológicos e hidrológicos.

En España los episodios de precipitaciones súbitas suelen tener lugar (con algunas excepciones) a finales de verano y otoño, en la vertiente mediterránea, y en primavera-verano, en zonas del interior peninsular.

Un ejemplo paradigmático de este tipo de situaciones, fue el que tuvo lugar el 16 de agosto de 2010 en Aguilar de la Frontera (Córdoba), municipio en el que se registraron 212 mm. en unas cinco horas (figura 18), de los cuales 112 mm. cayeron en una hora, de 21 a 22 UTC. El responsable de las precipitaciones súbitas en esta situación, fue un sistema convectivo multicelular de propagación retrógrada. En el episodio tuvieron lugar diversos procesos de interacción de la dinámica atmosférica a diferentes escalas con la orografía de la zona, produciéndose tormentas de importante aparato eléctrico en zonas reducidas.

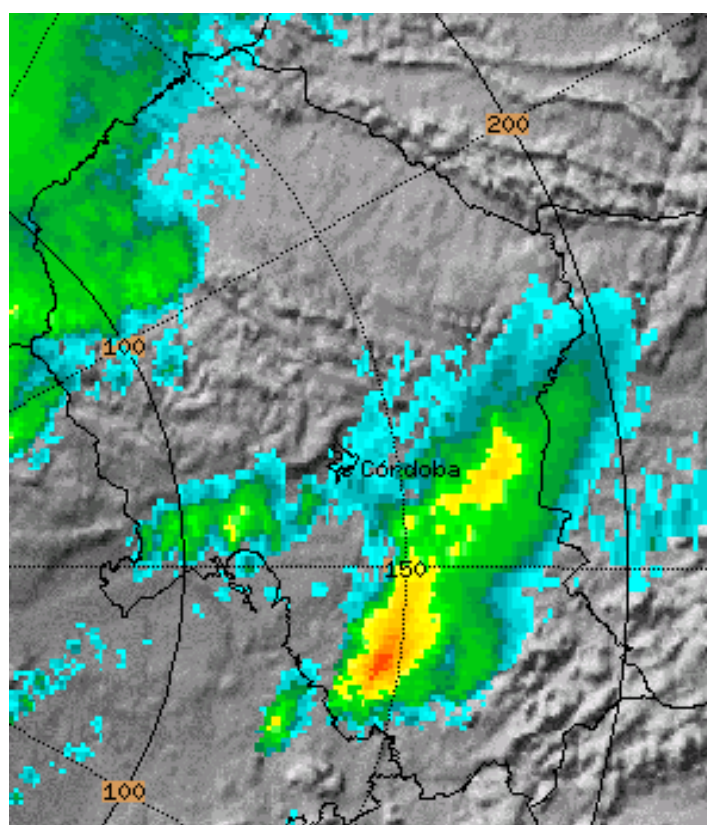


Figura 18. En tonos anaranjados, zona de precipitaciones súbitas en torno a Aguilar de la Frontera. Fuente: AEMET (radar de Sevilla)



Las condiciones meteorológicas más favorables para la lluvia engelante se dan en la precipitación que ocurre por delante de un frente cálido en superficie, si la masa de aire por delante de dicho frente está suficientemente fría (figura 23).

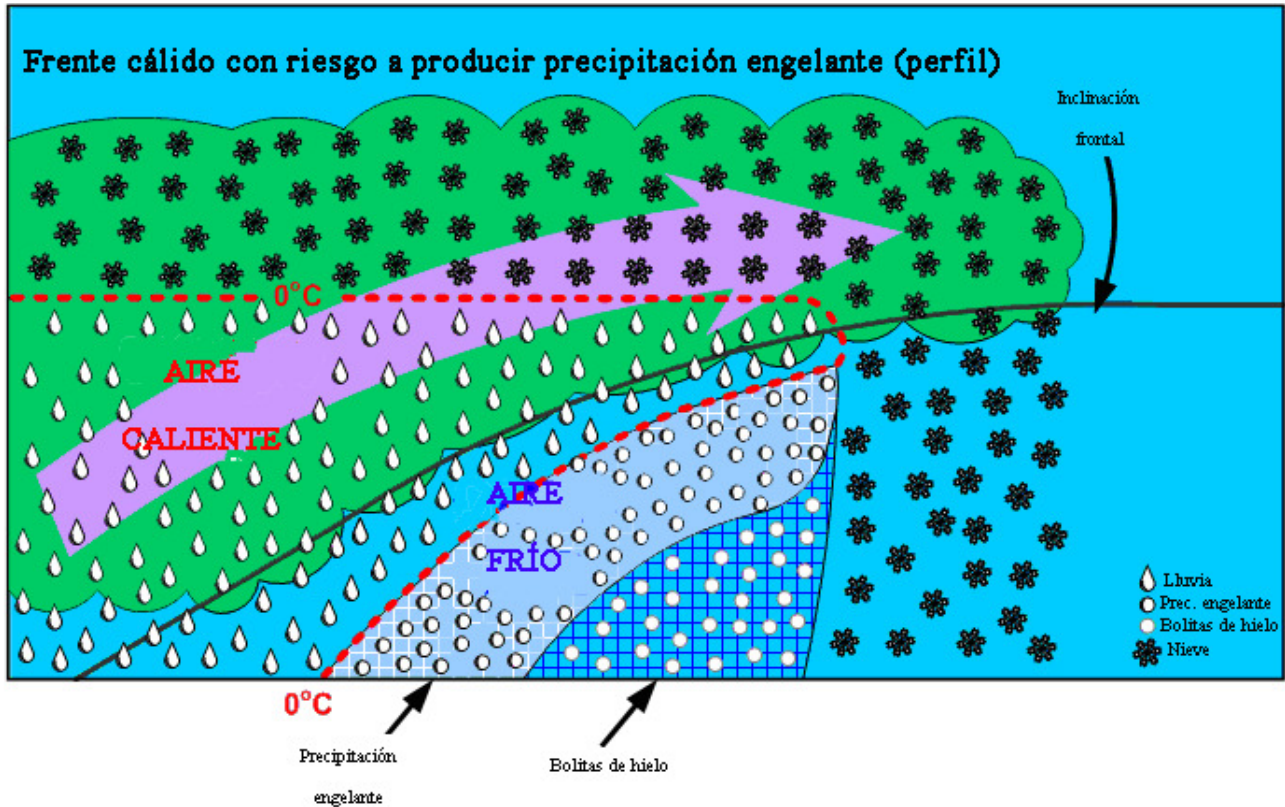


Fig 23. Corte vertical de un frente cálido, con zona de riesgo de lluvia engelante (Fuente: adaptado de www.langleflyingschool.com)

La precipitación engelante no es un fenómeno frecuente en España, pero es de mucho impacto social, por la facilidad con que puede dar lugar a accidentes en carreteras y pavimentos, así como causar dificultades en aeronaves, líneas eléctricas, etc. Por tanto será considerado como un evento “singular” en todos los casos.



4 Otros fenómenos meteorológicos singulares

4.1 Alud o avalancha

*Un **alud o avalancha** es una masa de nieve y hielo que se desprende de repente de una ladera y que con frecuencia acarrea tierra, rocas y desechos de todo tipo.*

El alud no es propiamente un fenómeno meteorológico, y en muchas ocasiones el desencadenante no es de origen natural, ahora bien, los factores meteorológicos son fundamentales para determinar el riesgo de aludes, y por tanto es de sumo interés tener constancia de tales eventos, que representan el mayor riesgo para vidas y bienes en la montaña.

El viento es el factor meteorológico que más habitualmente provoca la inestabilización de la nieve. El viento puede hacer que la nieve ya existente se acumule mucho más deprisa que durante una nevada. Además, erosiona la capa de nieve del lado a barlovento del obstáculo y la deposita en el lado a sotavento.

El peso añadido de nieve nueva también puede hacer que se fracture la capa que queda por debajo y provocar una avalancha.

La lluvia sobre nieve fresca causa casi instantáneamente avalanchas. La fusión debida a calentamiento por radiación solar o por temperaturas cálidas también puede dar lugar a avalanchas húmedas.

Pero, además de estos factores, es fundamental el *estado de la nieve ya existente*, que, si es muy estable, ni siquiera en condiciones significativas de viento, precipitación o calentamiento dará lugar a una avalancha.

Si bien la primavera es la estación en la que habitualmente hay más aludes, es también más fácil que en los meses fríos predecir las condiciones de estabilidad de la nieve. Típicamente, en primavera la nieve se va fundiendo durante el día, y el agua resultante va filtrándose, para volver a congelarse durante la noche, formando una especie de esqueleto que da estabilidad a la capa. En estas condiciones, la nieve es estable durante las horas frías y se vuelve inestable en las horas más cálidas.

Se distinguen dos tipos principales de aludes: *de nieve suelta*, y *de placa* (figura 24). Los primeros suelen ser superficiales y no causar daños graves. Los segundos consisten en que un gran bloque de nieve se fractura y se desliza, y pueden ser mucho más peligrosos. Estos aludes de placa pueden clasificarse a su vez en tres tipos, *de placa blanda* (nieve nueva, poco compactada), *de placa dura* (nieve muy compactada y de mayor densidad), y *de placa húmeda* (bloque que contiene una cantidad significativa de agua). La velocidad de estos últimos suele ser menor que la de los aludes de nieve seca, pero el impacto con los obstáculos suele ser importante, debido a la alta densidad de la nieve húmeda.

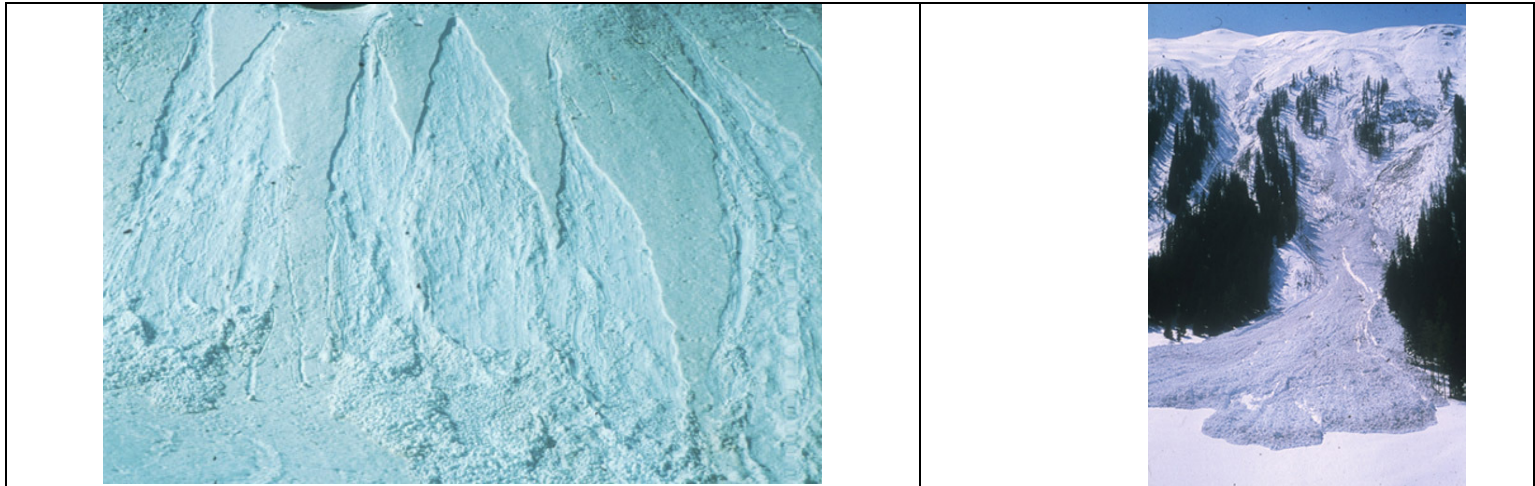


Figura 24. Imágenes de aludes de nieve suelta y de placa (Fuente: www.avalanches.org)

Finalmente, los aludes se clasifican según su magnitud en cinco categorías (figura 25).

En SINOBAS, entendemos por alud singular aquel que tiene magnitud 3 (más de 100m de extensión), o bien de magnitud menor, siempre que haya ocasionado daños a personas o bienes materiales.

Tamaño	Nombre	Clasificación según la zona de llegada	Clasificación según el daño potencial	Clasificación cuantitativa
Tamaño 1	Purga	Acumulación de nieve sin peligro de enterrar pero con peligro de caída.	Relativamente inofensivo para las personas.	Longitud < 50m, volumen < 100m ³
Tamaño 2	Alud pequeño	El alud se para en la pendiente.	Puede enterrar, herir o matar a una persona.	Longitud < 100m, volumen < 1.000m ³
Tamaño 3	Alud mediano	El alud alcanza el final de la pendiente.	Puede enterrar o destruir un coche, causar daños a un camión, destruir un edificio pequeño o romper un número pequeño de árboles.	Longitud < 1.000m, volumen < 10.000m ³
Tamaño 4	Alud grande	El alud atraviesa zonas planas (considerablemente por debajo de 30 °) una distancia > 50m y puede llegar al fondo de valle.	Puede enterrar y destruir un vagón de tren, un camión grande, varios edificios o una parte de bosque.	Longitud ~1-2km, volumen < 100.000m ³
Tamaño 5	Alud muy grande	Llega al fondo de valle. Alud más grande conocido.	Puede modificar el paisaje. Posibilidad de daños desastrosos.	Longitud ~3km, volumen > 100.000m ³

Figura 25. Clasificación de los aludes por su magnitud. (Fuente: www.avalanches.org)



4.2 Fenómenos marítimos raros

*Por **fenómenos marítimos raros** se entiende aquellos fenómenos marítimos de influencia meteorológica, que por sus efectos y rareza tengan impacto social. Quedan excluidos de esta categoría los grandes temporales que producen olas muy grandes en amplias zonas marítimas.*

Se deben tener en cuenta especialmente el *oleaje de rompientes* y las *elevaciones transitorias del nivel del mar*. Ambos fenómenos son descritos a continuación.

4.2.1 Oleaje de rompientes

*El **oleaje de rompientes** a considerar debe ser entendido como un oleaje que llega a la costa como mar de fondo y se amplifica y genera importantes olas y/o corrientes de resaca peligrosas para la población.*

Algunos de estos oleajes son producidos por profundas depresiones meteorológicas que se encuentran muy lejos de la costa. Además, ésta debe presentar unas características morfológicas apropiadas para que se produzca el fenómeno.

En los océanos se pueden encontrar varios tipos de olas. Las más comunes son las olas generadas por el viento, pero también existen olas generadas por las mareas, *seiches* (ondas estáticas estacionarias) y los *tsunamis*.

El viento juega un papel determinante en la formación de las olas, que son una respuesta del agua a la acción del viento. Todas las olas comparten las mismas características básicas, independientemente del medio en que se mueven. Son características físicas aquellos atributos que determinan el tamaño, la forma y el aspecto general de una ola.

Una vez generadas, las olas que se desplazan sobre aguas profundas disipan su energía muy lentamente, de forma que alcanzan regiones muy separadas de su lugar de formación. Así, pueden observarse oleajes de gran altura en ausencia de viento. En aguas profundas, tratándose de mar de viento, únicamente rompen las olas que son inestables, o sea las muy abruptas, con pendiente suficientemente acusada para que la velocidad de las partículas de agua en las crestas sea mayor que la de propagación.

Los vientos asociados a importantes depresiones atmosféricas pueden generar trenes de olas muy grandes que viajan cientos de kilómetros hasta alcanzar la orilla. Esta energía se disipa en un área relativamente estrecha de la franja costera: la zona de rompientes o zona de surf. Así, cuando el oleaje se aproxima a una playa, la ola empieza a deformarse en cuanto el fondo marino está a una profundidad igual a su longitud de onda, y rompe a veces de modo violento. También surge el efecto de resaca, que consiste en el rebote de las olas en la costa y deslizamiento de nuevo hacia el mar, creando una corriente en dirección opuesta al golpe de mar.



Figura 26. Rompiente de olas en la costa. Fuente: Minnesota Sea Grant (University of Minnesota)

Con este fenómeno de oleaje intenso de rompientes se hace referencia no a grandes olas de mar de viento o de fondo que llegan desde el mar hacia la costa, sino a la formación de importante oleaje de rompiente junto a la franja costera que es afectada por un mar de fondo generado por una perturbación meteorológica situada lejos del litoral. Las características batimétricas del mar junto a la costa juegan un papel muy importante en la formación de rompientes.

Por tanto, en determinadas circunstancias, se pueden formar importantes olas de rompiente junto a la franja litoral en una zona reducida, sin que haya viento destacable, ni se observe a lo lejos, mar adentro, un mar de fondo destacable. Este es el fenómeno que se trata de recoger en la base de datos SINOBAS.

Algo así ocurrió, por ejemplo, los días 21 y 22 de agosto de 2012 en algunas playas de la provincia de Cádiz, en las que cerca de doscientas personas tuvieron que ser rescatadas del agua debido a un brusco empeoramiento del estado de la mar, con generación de importante oleaje de rompiente y fuertes corrientes que arrastraban a los bañistas mar adentro. A tal eventualidad contribuyeron las formas de las playas y un mar de fondo generado por una perturbación meteorológica muy lejana. En esta ocasión se trató de la tormenta tropical Gordon, situada en las proximidades de las Azores. Además, la incidencia fue mayor al coincidir la pleamar en horario de máxima afluencia en las playas. Si el fenómeno hubiera ocurrido en invierno habría pasado posiblemente desapercibido



4.2.2 Variaciones transitorias del nivel del mar

*Se trata de un tipo de olas, poco comunes, que no son producto de la acción del viento o de la actividad sísmica, sino que se desarrollan conforme una perturbación en la presión atmosférica se desplaza sobre el mar. La superficie del agua se ajusta de acuerdo con los cambios en la presión (por cada milibar, la altura del mar varía un centímetro). A medida que la presión atmosférica disminuye, el agua ejerce más fuerza hacia arriba y se genera una **ondulación inducida por presión***

Si la ola en el agua se desplaza en fase con la onda de gravedad atmosférica (la baja presión) que la generó, puede entrar en resonancia y producir olas incluso más grandes. La velocidad de fase de la ola es proporcional a la raíz cuadrada de la profundidad del agua, porque se trata de olas en aguas someras. Si el agua es demasiado profunda, la ola viaja más rápido que la onda atmosférica y la sobrepasa; si el agua es demasiado somera, la perturbación atmosférica se adelanta a la ola en el agua. Para que ambas entren en resonancia, el fenómeno atmosférico debe moverse a lo largo de un canal de agua constante de profundidad óptima. Con un canal suficientemente largo, la ola puede crecer mucho y dar la impresión de que sale de la nada. Estas olas pueden aparecer con vientos ligeros y buen tiempo y provocar elevaciones y disminuciones transitorias del nivel del agua del mar en determinadas playas y puertos.



Figura 27: Playa del Zapillo (Almería). Subida del nivel del mar el 20 de febrero de 2010. Afectó a las provincias de Almería y Murcia.
Fuente: Lorenzo Hernández., cienciaonline.com



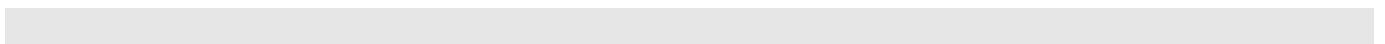
También en ciertos puertos, bahías, etc., sus dimensiones hacen en ocasiones que las ondas de la superficie del mar reflejada e incidente entren en resonancia, produciendo subidas y bajadas bruscas del nivel del mar en poco tiempo.

Un ejemplo concreto de este tipo de fenómenos es el que se conoce con el nombre menorquín de “*rissaga*” (que podría traducirse como resaca en castellano). Aparece en algunas calas y puertos de las islas Baleares y consiste en oscilaciones extraordinarias del nivel del mar que pueden alcanzar los dos metros de amplitud en periodos de diez minutos. Particularmente, este fenómeno ocurre de manera intensa en el puerto de Ciutadella (Menorca), produciéndose un descenso rápido del nivel del agua en el puerto que llega a quedar vacío en pocos minutos en la parte menos profunda, generando graves problemas principalmente en las embarcaciones. Pasados unos minutos el agua vuelve repentinamente al puerto y las embarcaciones sufren daños al golpearse entre sí o contra los muelles.



Figura 28. Efectos de una rissaga en el puerto de Ciutadella (Menorca). Fuente: “Les Rissagues de Ciutadella i altres oscil·lacions de nivell de la mar de gran amplitud a la Mediterrània”. Universitat de les Illes Balears. Institut Menorquí d’Estudis.

Este fenómeno también se ha observado en otros puertos de España, aunque en general con bastante menor intensidad y frecuencia.





Anexo: Referencias en Internet

Tornados y trombas marinas:

<http://www.spc.noaa.gov/faq/tornado/>

http://www.cimms.ou.edu/~doswell/a_tornado/atornado.html

<http://spotterguides.us/>

<http://www.tornadovideos.net/>

<http://www.chaseday.com/tornadoes.htm>

<http://www.britannica.com/EBchecked/topic/637532/waterspout>

<http://www.stormeyes.org/tornado/faq/notahose.htm>

Otros vórtices:

<http://www.skybrary.aero/index.php/Gustnado>

<http://www.xweather.org/dust-devil>

http://www.weatherscapes.com/album.php?cat=clouds&subcat=funnel_clouds

Vientos convectivos no tornádicos:

<http://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/wind/types/>

<http://www.erh.noaa.gov/cae/svrwx/downburst.htm>

<http://www.cimms.ou.edu/~doswell/microbursts/Handbook.html>

<http://www.nc-climate.ncsu.edu/edu/k12/StormLifeCycle/body>

http://www.crh.noaa.gov/oun/?n=heatburst_info

Viento de ladera:

<http://atoc.colorado.edu/~friedrik/ATOC1050/lectures/chapter17.pdf>

Fenómenos de precipitación:

<http://en.wikipedia.org/wiki/Hail>

<http://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/hail/>

<http://www.erh.noaa.gov/er/cae/svrwx/hail.htm>

<http://www.tiempo.com/ram/11299/granizadas-de-gran-espesor-seguimiento-de-un-fenmeno-escurridizo-parte-i/>

<http://www.tiempo.com/ram/11705/granizadas-de-gran-espesor-seguimiento-de-un-fenomeno-escurridizo-parte-ii/>

http://www.consumer.es/web/es/medio_ambiente/naturaleza/2009/06/07/185799.php

<http://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/winter/types/>

<http://www.tiempo.com/ram/7429/nieve-y-granizo-conceptos-bsicos/>

<http://www.xweather.org/snow>

<http://www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals/primer/primer.htm>

[http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/mtr/cld/prcp/zr/frz.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/cld/prcp/zr/frz.rxml)

<http://metofficenews.wordpress.com/2012/02/08/what-is-freezing-rain-and-why-does-it-happen/>

Aludes:

<http://glossar.lawis.at/index.php?ln=ES#118>

<http://www.chamonet.com/ski/avalanche/questions.html>

<http://www.friendsofcaic.org/faqs/avalache.html>



Fenómenos marítimos raros:

<http://upcommons.upc.edu/pfc/bitstream/2099.1/3386/5/40860-5.pdf>

<http://www.tiempo.com/ram/1051/la-rissaga/>

