

# Aproximación a la Meteorología de Montaña

RAMÓN PASCUAL Y GERARDO SANZ. FOTOGRAFÍAS: R. PASCUAL. AEMET

## Características generales del medio de montaña

Las montañas son aquellas elevaciones significativas del terreno (elevadas por lo menos 600 m respecto a su entorno, para diferenciarlas de las colinas), aisladas u organizadas en macizos o cordilleras, que proporcionan una notable rugosidad a las tierras emergidas de nuestro planeta. Las montañas son zonas de relieve complejo compuestas por conjuntos de valles, laderas y cimas con una ordenación interior altamente variable. La complejidad del relieve conlleva una multitud de orientaciones, pendientes, formas, desniveles y disposiciones de los elementos que lo conforman que, a su vez, da lugar a un mosaico de ambientes biofísicos, incluidos múltiples topoclimas.

Aproximadamente un 25 % de la superficie de las tierras emergidas está cubierto por montañas y casi el 8 % se encuentra sobre los 3500 m. Hay montañas en todos los continentes destacando por su longitud y altitud la cordillera que, con varios nombres, se extiende desde Alaska hasta Tierra de Fuego, en América, y el bloque montañoso Hindu Kush-Himalaya, en el centro de Asia, en donde se encuentran los únicos 14 picos que superan los 8000 m en la Tierra.

La distribución de las montañas por el planeta implica su presencia en los distintos ámbitos geográficos ligados a la latitud. Hay, por ello, montañas ecuatoriales, tropicales, de latitudes medias y polares. Su distancia a mares u océanos las define como continentales o marítimas. Estos factores, más otros como la situación en relación a la circulación general atmosférica, y la propia altitud, son fuertes moduladores de los elementos que definen su clima y en consecuencia su vegetación y su régimen hídrico. La conjunción de sus caracteres climáticos y su orografía compleja con una notable presencia humana da lugar a un escenario en el que los riesgos naturales son frecuentes y, a menudo, elevados.

## Las montañas españolas

España es un país montañoso, tanto en el espacio de la península ibérica como en los dos archipiélagos principales. Las altitudes máximas de estas montañas son relativamente modestas, en relación, por ejemplo, a la cordillera alpina europea, pero suficientemente elevadas en muchos casos para permitir la existencia del piso alpino e incluso el nival. Se superan los 3000 m en la canaria isla de Tenerife, en donde se encuentra el techo español, el Teide (3718 m), en 52 cimas de Sierra Nevada y en 212 de los Pirineos (aunque incluyendo en este recuento las que están completamente en territorio francés). Hay cimas de altitud superior a los 2000 m en la mayoría de los grandes sistemas montañosos peninsulares.

Las montañas españolas se organizan fundamentalmente en cordilleras o sistemas montañosos de dimensiones horizontales y orientaciones variadas, con predominio de las orientadas de oeste a este (cordillera Cantábrica, Pirineos, sistema Central, Montes de Toledo, Sierra Morena, Sierra Nevada) con las importantes excepciones del Sistema Ibérico, orientado de noroeste a sudeste a lo largo de 450 km, y de las cordilleras Béticas orientales, que se unen al sistema Ibérico como obstáculo a los flujos de poniente.

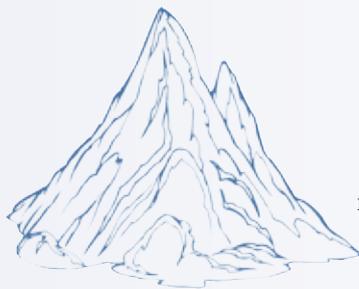
Esta orientación general implica una interacción especialmente intensa con los flujos atmosféricos de componentes norte y sur. Añadido a esto, otros elementos menores del relieve con orientaciones muy distintas, como las cordilleras Litoral y Prelitoral catalanas, orientadas de sudoeste a nordeste, juegan también un importante papel meteorológico y climático.

## Aspectos climáticos básicos de las montañas

Todos los elementos que definen el clima se ven influenciados por la altitud y la orografía compleja -factores climáticos de primer orden- que son las características definitorias de las montañas. En términos generales cuanto más masiva es una montaña mayor es la modificación del clima que le correspondería por su situación geográfica (efecto *massenerhebung*).

El aire es un fluido compresible sometido a la atracción gravitatoria terrestre. Debido a ello, la masa de la atmósfera se encuentra muy notablemente 'apretada' contra la superficie terrestre. Así, la presión atmosférica decrece exponencialmente con la altitud; aproximadamente a razón al nivel del mar de un hectopascal (un milibar) por cada 8 metros. Al ascender a unos 5500 metros la presión atmosférica se reduce a la mitad, y en la cima del Everest es un tercio de su valor a nivel del mar. La densidad del aire también desciende con la altitud de modo que la mitad de la masa de la atmósfera está en los primeros 5 kilómetros y medio, y por encima de esa altitud la escasez de oxígeno dificulta considerablemente la vida humana. La práctica del montañismo en altitudes extremas hace necesaria la 'aclimatación', que deberá ser mayor cuanto más alta sea la cumbre a coronar. Por encima de los 7500 metros (8000 metros según las fuentes) se considera que no es posible la aclimatación.

Las montañas actúan como obstáculos para el flujo de aire y como fuentes elevadas de calor. Como agentes mecánicos modificadores de las corrientes de aire las montañas provocan desviaciones horizontales de las mismas y la aparición de zonas de convergencia, aceleraciones y desaceleraciones del flujo y bloqueos. Aparecen también movimientos verticales, ascendentes y descendentes, que son consecuencia de la interacción de los flujos con las montañas. El movimiento ascendente por forzamiento mecánico, a barlovento de una cordillera, y el descendente a sotavento, con



frecuencia simultáneos, ejercen una influencia decisiva en el clima de las propias montañas y de las áreas llanas y bajas circundantes. No son raros los dipolos pluviométricos compuestos por un máximo relativo de precipitación media anual a un lado de una cordillera y un mínimo relativo (sombra pluviométrica) al otro, incluso con la aparición de desiertos, correspondiendo al barlovento y al sotavento, respectivamente, en relación a los flujos dominantes. En las montañas del noroeste de Navarra las precipitaciones medias anuales superan los 2000 mm/año, mientras que en el sur de la región, a cien kilómetros de distancia en línea recta, y a sotavento de los flujos del noroeste que soplan en la zona, se encuentra el semidesierto de las Bardenas Reales, donde en algunas zonas el valor es inferior a los 400 mm/año.

Como fuentes elevadas de calor, las montañas y las tierras altas favorecen el desarrollo de corrientes convectivas intensas capaces de generar nubosidad de desarrollo vertical, cúmulos y cumulonimbos, que descargan con frecuencia chubascos y tormentas, especialmente durante la segunda parte de la primavera y el verano. Estas precipitaciones incrementan de forma significativa los totales anuales y representan en algunas comarcas montañosas un porcentaje elevado de esos totales. Ello introduce anomalías en el clima regional: por ejemplo, en algunos puntos del Pirineo oriental, y en la meseta intramontañosa del sur de la cordillera Ibérica, ambos en el ámbito mediterráneo, el verano es la estación más lluviosa del año.



Figura 1. Cumulonimbus calvus en el Pirineo oriental.

En un promedio espacial y temporal la temperatura desciende en la troposfera a razón de 0.65 °C cada 100 m. En consecuencia, la temperatura del aire junto a las montañas desciende habitualmente con la altitud, aunque el gradiente vertical de temperatura es muy variable en el tiempo y en el espacio, incluso invirtiéndose en las situaciones de gran estabilidad en la estratificación. Los pisos bioclimáticos, desde el colino hasta el nival, o en la terminología propia del clima mediterráneo, desde el mesomediterráneo hasta el crioromediterráneo, son consecuencia del gradiente térmico vertical y su distribución así como los límites superiores del bosque y los árboles (*timberline* y *treeline*) son algunas de las características más claramente definitorias de las montañas.

Un elemento propio del paisaje de la alta montaña, surgido también de la disminución de la temperatura con la altitud, es la línea de nieve o límite de las nieves perpetuas, por encima de la cual la nieve persiste todo el año. Por supuesto, la altitud de esta lí-

nea depende fundamentalmente de la latitud, llegando al nivel del mar en las tierras polares y situándose por encima de los 5000 m en montañas tropicales como los Andes de Bolivia. Su

posición tiene relación también con el área de alimentación de los glaciares que aparecen en las montañas de todas las latitudes.

Otra característica básica de muchas montañas del planeta es la existencia del óptimo pluviométrico altitudinal, altitud en la cual la precipitación media anual es máxima. El incremento de la precipitación con la altitud, fruto de una mayor frecuencia, intensidad y duración de las precipitaciones, se observa en las montañas de latitudes medias y altas pero en las montañas tropicales se invierte esta tendencia a partir de cierto nivel y se pueden registrar condiciones de aridez en algunas cimas. En el óptimo pluviométrico tropical se desarrolla el inextricable bosque de niebla.

## Clasificación climática de las montañas españolas

Los distintos climas de las montañas españolas surgen de su distribución geográfica que introduce variaciones latitudinales, longitudinales y en su grado de continentalidad. Obviamente, las diferentes formas, orientaciones y dimensiones de estas montañas condicionan su clima.

Según los criterios básicos de la clasificación de Köppen y los datos climáticos disponibles en la parte más elevada del alto Pirineo, especialmente en su sector central y occidental, aparecería el clima ET (polar-tundra). El clima Cfb, templado sin estación seca y con verano cálido, estaría presente en buena parte del Pirineo, la cordillera Cantábrica y el sector norte del Sistema Ibérico. El extremo oriental del Pirineo catalán, áreas del extremo occidental de la cordillera Cantábrica y las montañas gallegas y la vertiente norte del sistema Central tendrían un clima Csb, templado con verano seco y cálido que sería muy cálido (Csa) en el sector sudoeste del sistema Central. El sur del Sistema Ibérico, la vertiente sur del sector oriental del sistema Central y Sierra Nevada tendrían un clima (BSk) árido estepario y frío. Este mosaico de climas unido a las diferentes características geomorfológicas y edáficas da lugar a una gran variedad de ambientes y paisajes.

## Fenomenología meteorológica específica de las montañas

Además de unos caracteres climáticos básicos bien diferenciados en las zonas de montaña se observa una fenomenología propia que se puede describir en base a las variables meteorológicas principalmente implicadas.

### LA PRESIÓN

Es muy frecuente en la montaña la aparición de 'dipolos de presión'. La interacción del flujo atmosférico con el relieve da lugar a la formación de una zona de alta presión en el lado de barlovento y una de baja presión a sotavento, con un marcado gradiente bórico entre ambos lados. Este gradiente de presión es algo 'matemático' en tanto que la atmósfera no está presente bajo la superficie montañosa pero aflora en los collados, agujeros (*gaps*) y pasos estrechos en valles. En estos lugares se dan vientos ageos-

## Aproximación a la Meteorología de Montaña

tróficos que pueden llegar a ser muy intensos. Es un fenómeno que conocen bien los sufridos alpinistas que acampan en el Collado Sur del Everest, a 7900 m. Los dipolos de presión a menudo conforman sistemas regionales de viento como sucede en el caso de los Pirineos con el cierzo y la tramontana.

### EL VIENTO

La velocidad del viento en las montañas aumenta con la altitud de forma que en las cimas más elevadas, especialmente si son aisladas, se suelen registrar valores mucho más altos que en las zonas bajas circundantes. El fuerte viento reinante deja a menudo su huella en la vegetación, atrofiándola y deformándola, definiendo un paisaje de aspecto ártico llamado *krummholz*. La racha más fuerte registrada en un observatorio en España es de 248 km/h en el Observatorio Atmosférico de Izaña, a 2400 m, el 28 de noviembre de 2015. A nivel mundial, la mayor racha de viento -no asociada a un evento tornádico o a un ciclón tropical- es de 372 km/h, y se registró en el Mount Washington (EE. UU.), el 12 de abril de 1934. Las cimas aisladas son una buena aproximación a la atmósfera libre, tanto en relación al viento como a otras variables meteorológicas, aunque en ellas dos efectos contrapuestos modifican la velocidad del viento: la compresión del flujo al pasar por la cumbre lo acelera pero el rozamiento lo frena. En el caso de los macizos de relieve complejo, con sus valles, laderas y cumbres, la situación es completamente diferente y las zonas de aceleración y desaceleración del viento se distribuyen irregularmente por el terreno.

Otro aspecto a considerar en la interacción de los flujos aéreos con las montañas es la aparición de movimiento ondulatorio, con sus ondas de gravedad formadas sobre las cimas y a sotavento de ellas, los rotors y los 'vendavales a sotavento' o *downslope windstorms*, ligados a vientos locales cálidos y secos como el föhn en los Alpes o fríos como el bora de la cordillera Velebit, en los croatas Alpes Dináricos. Los trenes de ondas de sotavento pueden visualizarse a centenares de kilómetros de las montañas generadoras gracias a la presencia de las características nubes lenticulares. La aparición de movimiento ondulatorio surge del precario equilibrio entre el perfil vertical de la velocidad del viento y el de la estabilidad en la estratificación, en relación a las dimensiones y la forma de la montaña. Esta relación se resume en el número adimensional de Froude.

Los vientos de tipo föhn (chinook, zonda, fogony, ponent...), son racheados, secos y cálidos. Soplan a sotavento de las cordilleras y en determinadas condiciones llegan a convertirse en un factor del clima en aquellos lugares en donde es frecuente. Por ejemplo, en el amplio valle suizo del Valais las relativamente cálidas condiciones predominantes durante buena parte del año, asociadas a los vientos föhn que soplan de las altas montañas que lo rodean, han permitido el cultivo de plantas mediterráneas como la vid.

El sistema de vientos de distintas escalas surgido del calentamiento y enfriamiento diferencial de los distintos elementos constitutivos de las montañas (valles, laderas) es otro hecho característico de éstas. Este sistema está compuesto de los vientos ladera arriba/ladera abajo (anabáticos/catabáticos), de las brisas

de valle (ascendente) y de montaña (descendente) y de las circulaciones llanura-cordillera. El ciclo diario solar es el causante de estos movimientos siendo más efectivo en los periodos anticiclónicos con flujo sinóptico débil.

### LA NUBOSIDAD, LAS PRECIPITACIONES Y LAS TORMENTAS

La, con frecuencia, abundante nubosidad en las montañas tiene fundamentalmente un doble origen: el reforzamiento orográfico de los sistemas nubosos de escala subsinóptica o sinóptica (véase frentes) y la formación de nubosidad puramente orográfica, asociada a los vientos forzados térmicamente o a los fenómenos ondulatorios (altocúmulos lenticulares, muro de föhn, nubes bandera, nubes capucha y penachos de cirrostratos o altostratos). También hay que considerar, sin embargo, la nubosidad generada en ciertos movimientos ascendentes forzados mecánicamente. El carácter estable o inestable de la estratificación y la humedad ambiental disponible determinarán el tipo de la nubosidad y el de las precipitaciones asociadas.



Figura 2. Altocúmulo lenticular en el valle del Madriu. Andorra.

Las capas de estratos y estratocúmulos que se despliegan en la vertiente norte de la cordillera Cantábrica y del Pirineo occidental y central bajo flujos persistentes procedentes del golfo de Vizcaya son un buen ejemplo de nubosidad estratiforme, limitada por una inversión térmica, capaz a menudo de dar lugar a precipitaciones continuas en general débiles. En estos episodios es posible observar desde las cumbres más altas de estas montañas un mar de nubes extendiéndose sobre el mar Cantábrico o las llanuras aquitanas.



Figura 3. Estratocúmulos en los Alpes franceses.



Completamente diferente es la nubosidad cumuliforme desarrollada en los días cálidos de la primavera y el verano cuando los vientos de ladera convergen sobre los cordales. En estos ambientes pueden surgir los primeros chubascos y tormentas en las zonas más elevadas para posteriormente propagarse mediante la interacción de los frentes de racha con las propias brisas hacia los valles e incluso, finalmente, afectar a las llanuras exteriores. La sierra del Rayo, entre Gúdar y el Maestrazgo, en los confines orientales del Sistema Ibérico, es uno de los rincones más tormentosos de la península ibérica, junto con algunos sectores pirenaicos. A estos lugares especialmente favorables a la formación de tormentas se les conoce con la metafórica expresión “nidos de tormentas”.

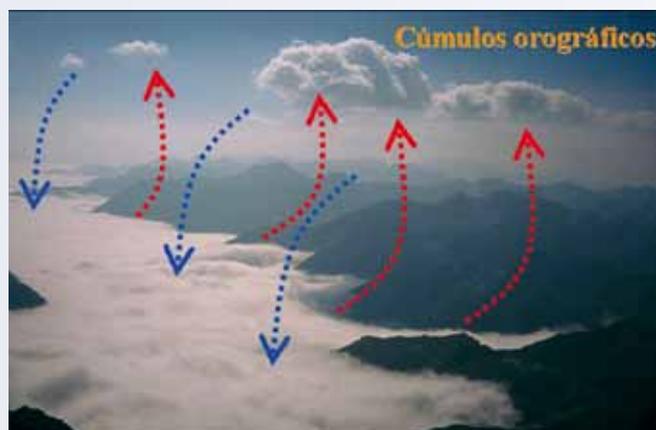


Figura 4. Cúmulos humilis surgidos en flujos ladera arriba.

El forzamiento mecánico, en entornos inestables o indiferentes, sobre flujos húmedos persistentes en niveles medios y bajos da lugar a masas nubosas extensas y espesas, con presencia de nimbostratos y cúmulos y cumulonimbos embebidos. Los flujos del sudoeste en la península ibérica (vientos ábregos o “llovedores”) dan lugar a lluvias copiosas en la vertiente sur de la sierra de Gredos (cabeceras del Tiétar, valle del Jerte) y los del oeste aportan una elevadísima pluviosidad media anual a la andaluza sierra de Grazalema, cercana a los 2000 mm. Se superan los 2500 mm anuales en la zona del embalse de Artikutza, en las montañas que unen los Montes Vascos con el extremo occidental del Pirineo, en donde soplan a menudo vientos procedentes del cercano mar Cantábrico.



Figura 5. Nubosidad cumuliforme sobre cordales.

Las bajas temperaturas reinantes en las montañas durante bastantes meses al año ex-

plican que una parte significativa de las precipitaciones se produzcan en forma de nieve. Esta proporción recibe el nombre de coeficiente de niviosidad. Los diferentes episodios de nevadas y las bajas temperaturas medias invernales facilitan el desarrollo de un manto nivoso estacional, muy heterogéneo espacialmente y variable temporalmente en función de las condiciones meteorológicas (precipitaciones, viento, temperatura y radiación solar) y de su propia estructura y espesor. Las transformaciones de los granos de nieve que lo componen, conocidas como metamorfosis, determinan en gran medida su estabilidad y el desencadenamiento espontáneo o accidental de los aludes.

#### LA TEMPERATURA

Las temperaturas en las montañas pueden alcanzar valores muy bajos en invierno, tanto cuando están afectadas por una situación que advecta una masa de aire polar continental o ártico, como cuando bajo un anticiclón potente y persistente, el aire frío más denso se estanca en el fondo de los valles y cuencas interiores. En el Pirineo gerundense es conocida por sus mínimas la localidad de Das, en el fondo de la fosa tectónica de la Cerdaña, a 1200 m, y en el oscense Valle de Pineta, también a 1200 m, donde en situaciones prolongadas de anticiclón invernal no es raro encontrar mínimas de hasta  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$  mientras que mucho más arriba, en el refugio de Góriz, la mínima puede no bajar de 2 ó 3  $^{\circ}\text{C}$ . En Gstettneralm, una pequeña depresión calcárea cerrada (dolina) en los Alpes austriacos, a 1270 m, se ha registrado una de las temperaturas mínimas más bajas de Europa:  $-52.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Esta depresión, famosa por su inversión térmica invernal, está cubierta de hierba, arbustos y árboles raquíticos, a diferencia de las forestadas laderas que la rodean. De hecho, las temperaturas relativamente suavizadas presentes en los límites superiores de las inversiones térmicas de los valles definen unos cinturones térmicos que favorecen el desarrollo de una vegetación característica. Por ejemplo, en el oscense cañón de Añisclo se observa una inversión de los pisos bioclimáticos con bosques de encinas y robles superpuestos a hayedos.

En España el récord oficial de temperatura más baja se dió en la estación meteorológica de Estany Gento (2120 m), en la comarca pirenaica del Pallars Jussà, el 2 de febrero de 1956, con  $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Sin embargo, la Agrupación Proyecto Jous Picos de Europa comunicó que en su garita situada en la Vega de Liordes, a 1820 m, se registró el 19 de febrero de 2016 una temperatura de  $-32.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Aunque ha sido un valor discutido, sin duda deja clara la capacidad de enfriamiento que tienen las depresiones cerradas en las zonas de montaña, habituales en terrenos kársticos como los Picos de Europa.

A menudo las entradas frías en la península ibérica van acompañadas de vientos fuertes de componente norte en cotas altas, por encima de 850 hPa. Ello conlleva un agravamiento de las condiciones térmicas debido a la combinación del viento fuerte y las temperaturas bajas (*windchill* o sensación térmica de frío). A modo de ejemplo, una temperatura de  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  con un viento de 50

## Aproximación a la Meteorología de Montaña

km/h, condiciones muy frecuentes en la montaña, implica una sensación térmica de  $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Para evaluar el grado de calentamiento (o enfriamiento) de un valle en comparación al de una llanura adyacente se usa el concepto de Factor de Amplificación Topográfica que considera el menor volumen de aire que engloba un valle para una misma ganancia de radiación solar (o pérdida de radiación terrestre). Esta amplificación de los ritmos de calentamiento y enfriamiento también explica que sea mayor la amplitud térmica diurna en los valles que en las cimas.

### LA RADIACIÓN

El piso bioclimático alpino es el área de la Tierra en donde la radiación alcanza los valores más variables y extremos. La recepción de una elevada cantidad de radiación solar ultravioleta en cotas altas tiene una gran relevancia en los procesos biológicos y en el confort y la salud humanos. La presencia de nieve, con su elevado albedo y la concavidad de algunas laderas implican que en algunos lugares y momentos la energía recibida sea superior a la constante solar ( $1356\text{ W/m}^2$ ). Por otro lado, en verano y con el cielo cubierto llega un 160 % más de radiación solar a 3000 m que a 200 m de altitud.

La complejidad del terreno, con fondos de valle y laderas con distintas inclinaciones, orientaciones (solanas y umbrías) y exposiciones determinan unos contrastes muy elevados en cuanto a radiación recibida y emitida que se traducen en una gran diversidad en la cubierta vegetal y en la permanencia y características del manto nivoso estacional. El Factor de Visión del Cielo es el parámetro geométrico que determina en cada punto la cantidad máxima de radiación solar recibida.



Figura 6. Diferente estado del manto nivoso según la orientación.

La heterogeneidad de la superficie, característica de las montañas (tipos de suelo, de cubierta vegetal, de humedad del suelo, manto nivoso, etc.) condiciona la radiación solar absorbida hasta el punto que el calentamiento diferencial asociado es capaz de desarrollar circulaciones solenoidales de aire de reducida escala entre, por ejemplo, un bosque y un calvero, una zona innivada y otra libre de nieve o un área de rocas oscuras en medio de una pradera. Por ejemplo, el albedo de la nieve varía entre el 50 % y el 95 % mientras que el albedo medio de una superficie li-

bre de nieve es del orden del 10-20 %. Estas circulaciones pueden favorecer la formación de nubosidad cumuliforme en sus ramas ascendentes.

### Riesgos en montaña derivados de las condiciones meteorológicas

La mayor frecuencia con que se dan condiciones meteorológicas extremas, junto con la complejidad del terreno, hacen de la montaña un medio que puede tornarse peligroso. Desde la posibilidad de sufrir el impacto de un rayo a la de verse atrapado por una avalancha, muchos de los riesgos que se deben asumir al transitar por la montaña están relacionados con fenómenos meteorológicos.

### AVALANCHAS

Cuando existe un manto nivoso mínimamente abundante está presente el peligro de verse involucrado en un alud. Determinadas condiciones meteorológicas y sus cambios alteran el equilibrio de la nieve que permanece más o menos cohesionada sobre las laderas inclinadas. Las nevadas intensas y/o abundantes dan lugar a aludes de nieve reciente. Las ventiscas -que producen un transporte aéreo de la nieve de la superficie en diferentes modos (reptación, arrastre y difusión turbulenta)- redistribuyen el manto nivoso, generando sobreacumulaciones, cornisas y placas de viento susceptibles de desprenderse en forma de avalancha bajo un cierto sobrepeso. Los periodos de frío intenso, así como los de calor prolongado y las lluvias copiosas pueden debilitar la cohesión interna del manto y ser causa de aludes. En primavera los aludes de fusión se desencadenan con frecuencia en las laderas orientadas al sur a partir del mediodía.



Figura 7. Cornisas en el Pirineo oriental.

Las caídas de piedras y los corrimientos de tierra también son un riesgo presente en la montaña, relacionado con el tipo de terreno y con la pendiente. La lluvia de los días previos, y también las grandes oscilaciones térmicas que suelen darse en terreno elevado, congelando y descongelando el agua que queda en las grietas de las rocas, son factores que inciden directamente en la posibilidad de que se produzcan aludes de piedras o barro.



### TORMENTAS, RAYOS, INUNDACIONES REPENTINAS

Su mayor frecuencia de aparición y la mayor exposición al fenómeno que se da en la montaña, hacen de las tormentas un elemento a considerar siempre como algo peligroso. Junto con la posibilidad de ser alcanzado por un rayo, las tormentas pueden dar lugar a rachas de viento muy fuertes, capaces de romper ramas grandes o incluso de arrastrar a los transeúntes, y en zonas altas es relativamente frecuente que vayan acompañadas de granizo, susceptible de hacer daño por sí mismo.

Cuando los factores orográficos y meteorológicos se combinan para dar lugar a tormentas fuertes y estacionarias se pueden producir lluvias muy intensas y copiosas que den lugar a rápidas crecidas de los pequeños y empinados torrentes de montaña y las consecuentes inundaciones repentinas (*flash floods*) como ocurrió en el terrible evento de Biescas, en el pirenaico valle de Tena, el 7 de agosto de 1996.

### HIPOTERMIA

Es el descenso de la temperatura corporal por debajo de 35 °C que se produce cuando el cuerpo humano pierde más calor que el que es capaz de generar. Esto sucede a menudo en la montaña por exposición al frío extremo, frecuentemente causado por la combinación de bajas temperaturas, fuertes vientos y una indumentaria no adecuada. Cuando el ambiente es muy húmedo el riesgo de hipotermia suele aumentar. Algunos fenómenos relativamente frecuentes en la montaña, como las ventiscas, las lluvias persistentes y la niebla de ladera, sobre todo en su variedad engelante, son especialmente peligrosos. La hipotermia está relacionada también con aparición de sabañones, así como con las congelaciones superficiales y las severas. El *windchill* da una medida del tiempo que la piel de una persona tarda en sufrir congelaciones cuando está expuesta al aire ambiente.

### MAL DE ALTURA

También conocido como mal agudo de montaña, o soroche en Sudamérica, es el trastorno relacionado con la falta de adaptación a la escasez de oxígeno que se da en altitudes extremas por la baja presión del aire ambiente. En el mal de altura juega un papel importante la deshidratación, favorecida por la escasa humedad que suele tener el aire cuando la altitud es grande. La posibilidad de sufrir problemas físicos graves -edemas pulmonares y cerebrales los más notorios- a causa de la escasez de oxígeno es un riesgo muy importante y reconocido por quienes frecuentan las altitudes extremas, sobre los 5000 metros. Más raramente el mal agudo de montaña puede darse ya a partir de los 2500 metros.

### QUEMADURAS

En la montaña, la exposición al sol puede ser fácilmente causa de quemaduras en la piel y, en casos extremos causar daños severos en la vista. La cantidad de radiación solar que llega a la superficie terrestre aumenta fuertemente con la altitud. La intensidad de la radiación ultravioleta aumenta en promedio un 11 % por cada 1000 metros de ascenso.

Además de la radiación directamente procedente del Sol, también llega al suelo radiación procedente del resto de la bóveda celeste, difundida por las moléculas de aire, y radiación reflejada por la propia superficie del suelo. El caso más extremo es el de la superficie recién nevada en alta montaña en días soleados, ya que la nieve puede reflejar hasta un 80 % de los rayos ultravioleta.

### DESORIENTACIÓN-EXTRAVÍO

La falta de visibilidad es un fenómeno habitual en la montaña. Frecuentemente, la nubosidad que choca con las laderas -la capa de estratocúmulos que se suele formar bajo la inversión del alisio en Canarias, por ejemplo- o la que se forma por la elevación forzada de un flujo de aire húmedo a barlovento de una cordillera, da lugar a nieblas de ladera. También, las nevadas intensas y las ventiscas son causa de fuertes reducciones de la visibilidad, que puede llegar a ser virtualmente nula en casos extremos como el *whiteout* o *blanc dehors* en los que pese a haber luz, se pueden perder completamente las referencias visuales. En el Pirineo oriental se conoce con el nombre de *torb* (equivalente al blizzard ártico) el transporte masivo y turbulento de nieve por un viento fuerte, muy fuerte o incluso huracanado, típico de las entradas frías postfrontales que se producen en forma de corriente de densidad. Los bruscos cambios de temperatura, aumento de la velocidad del viento y reducción de la visibilidad son un factor de alto riesgo para los que transitan por la alta montaña en esas situaciones.



Figura 8. Nieve transportada por el viento en el Capcir. Pirineo Oriental.

## Referencias bibliográficas generales

- Barry, R.G. (1981). *Mountain weather and climate*. New York: Methuen. Reeditado en 2001 por Routledge.
- Smith, R. (2004). "Mountain meteorology and regional climates" en *Atmospheric Turbulence and Mesoscale Meteorology*. Ed.: Fedorovich, E., Rotunno, R. and B. Stevens. Cambridge University Press.
- Thillet, J. J. (1998). *La meteorología de montaña*. Barcelona: Martínez Roca (Hay una reedición en francés del 2009).
- Wave Cloud International (J. Papineau). (2002). *Practical Mountain Weather. A guide for hikers, climbers and skiers*. [http://pafc.arh.noaa.gov/classroom/mountain\\_weather/CHO.pdf](http://pafc.arh.noaa.gov/classroom/mountain_weather/CHO.pdf)
- Whiteman, C. D. (2000). *Mountain Meteorology. Fundamentals and applications*. New York: Oxford University Press.