

# CLIMATOLOGÍA

## TEMA 2: LA TEMPERATURA

### 1. COMPOSICIÓN DE LA ATMÓSFERA.

El componente fundamental es el aire, que es una mezcla de gases, y los aerosoles (pequeñas partículas líquidas y sólidas).

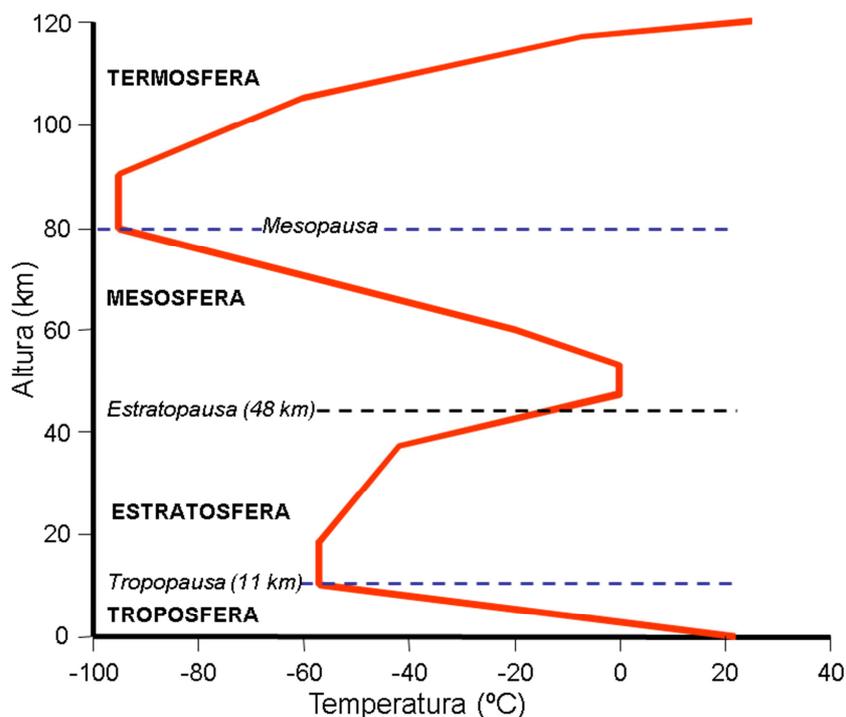
Gases que afectan a la climatología:

- Vapor de agua (forma gaseosa del agua). Su presencia es variable, según la zona desde casi 0 hasta un 3%. Penetra en la atmósfera mediante la traspiración de las plantas y la evaporación de las aguas. Su condensación en microgotas forma las nubes y causa la precipitación. La humedad del aire se refiere a la cantidad de agua contenida en la atmósfera. Absorbe la luz infrarroja y evita el enfriamiento de la superficie en las horas de oscuridad.
- Dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>): procede de las emanaciones volcánicas, combustiones y respiración de los seres vivos. Refuerza la absorción de rayos infrarrojos del vapor de agua (efecto invernadero).
- Ozono (O<sub>3</sub>): se forma por la absorción de rayos ultravioletas, que descomponen el oxígeno.

Partículas sólidas: polvo, sal del mar procedente de la evaporación, humo.. Sirven como punto de condensación para crear las microgotas de agua.

### 2. ESTRUCTURA ATMOSFÉRICA.

División vertical según su comportamiento térmico:



Según las variaciones de la temperatura en altura.

**TROPOSFERA:** capa inferior que contiene las  $\frac{3}{4}$  partes de la masa gaseosa y casi todo el vapor de agua. Aquí se generan las nubes, las precipitaciones y los fenómenos atmosféricos. En la primera parte (capa sucia o geográfica, hasta los 3.000m) las impurezas y la mayor turbulencia del aire provocan más actividad atmosférica. En la segunda parte, hasta la tropopausa (capa libre), la atmósfera está más limpia y es más estable.

En general, la temperatura desciende con la altura a  $0,65^{\circ}\text{C}$  por cada 100m (gradiente térmico negativo) hasta la tropopausa. La altitud de la tropopausa varía según la latitud y la estación del año (más cerca en los polos que en el Ecuador).

**ESTRATOSFERA:** desde la tropopausa hasta los 50km (estratopausa). Sólo hay movimientos horizontales de vientos, con ausencia de vapor de agua y rarificación del aire. La temperatura en latitudes medias y altas permanece estable hasta los 18-20km, aumentando a partir de ahí a  $3^{\circ}\text{C}$  por km hasta los 30-35km, donde aumenta más rápido por la mayor presencia de ozono, que absorbe más rayos ultravioleta.

**ALTA ATMÓSFERA:** a partir de los 50km el gradiente de temperatura se invierte y comienza a descender la temperatura hasta la mesopausa (a 80km). Por encima de ella no hay aire atmosférico y a 150km es casi el vacío. La absorción de luz ultravioleta de menor longitud de onda causa un calentamiento del aire. La radiación solar origina la ionización de los átomos de gas.

### 3. PROPIEDADES DEL AIRE.

**MOVILIDAD:** El aire es una masa de gases, por lo que tienden a cubrir todo el espacio disponible.

**PRESIÓN:** el aire pesa y ejerce una fuerza por unidad e superficie. A media que se asciende, hay menos capa de aire por encima y la presión disminuye. A mayor temperatura, las moléculas de gas se expanden más y el aire pesa menos, por lo que la presión disminuye.

**TEMPERATURA:** es una consecuencia del calor, que es una forma de energía. Con la misma energía, distintos cuerpos se calientan de manera distinta. Así, el vapor de agua tarda 5 veces más que el aire en calentarse.

**HUMEDAD:** cantidad de vapor de agua contenida en el aire. Varía en función de la temperatura del aire. A mayor temperatura. Mayor capacidad de absorción de vapor de agua hasta el máximo (grado de saturación), cuando precipita. Se mide en gramos por  $\text{cm}^3$  y se expresa en %.

$$\text{Humedad relativa} = (\text{Humedad absoluta} / \text{Humedad del grado de saturación}) \times 100$$

**DENSIDAD:** la masa de un cuerpo por unidad de volumen. A mayor densidad, más peso y tiende a descender. La densidad se modifica por la humedad (a mayor humedad, más vapor de agua y menos peso porque el vapor de agua es más ligero que el aire) y la temperatura (a mayor temperatura, mayor dilatación de los átomos y menor peso).

#### **4. LA ENERGÍA SOLAR Y LA TEMPERATURA TERRESTRE.**

**BALANCE ENERGÉTICO:** el Sol es la fuente de energía. Calienta el aire y la superficie terrestre. A su vez, el calor absorbido por la superficie se emite, dando lugar a un equilibrio térmico.

La energía que llega a la superficie terrestre es filtrada por las capas atmosféricas (rayos X, radiaciones ultravioleta e infrarrojas). Aproximadamente, un 20% del total. Las nubes reflejan parte de la luz solar (reflexión, aprox. 25%). Las partículas sólidas también filtran por dispersión desviándola, y una parte se desvía hacia el espacio (aprox. el 10%). Por tanto, a la superficie sólo llega al suelo el 45%.

El albedo del suelo refleja una parte de la energía, que depende del tipo que sea (agua, hielo, tierra). Una parte de lo que se refleja se pierde en la altura y otra vuelve a la superficie por reflexión en las nubes.

También el suelo emite una radiación, que parte es absorbida por la atmósfera y parte se pierde en el espacio. Si el cielo está cubierto de nubes, se retiene más calor que si está despejado (efecto invernadero). Cabe destacar que la superficie terrestre emite más radiación de la que recibe del sol, quedando parte atrapada por la atmósfera.

Para compensar los desequilibrios térmicos de la superficie, hay dos formas de transformar el calor:

- Evaporación/Condensación del agua y su paso a la atmósfera en forma de vapor de agua.
- Movimiento ascensional convectivo: comunica el calor a las capas bajas de la atmósfera.

En resumen, del 45% del calor que llega a la superficie, la Tierra devuelve el 15% al exterior y el otro 30% pasa a los mecanismos atmosféricos.

#### **5. DESIGUAL REPARTO DE LA INSOLACIÓN TERRESTRE.**

El desigual reparto de la radiación solar causa un desequilibrio térmico, que dan pie a unos mecanismos compensatorios de transferencia de calor.

Los movimientos de la atmósfera y los océanos actúan como mecanismos de trasvase energético.

La diferente radiación solar es causa de:

- La distancia de la Tierra al Sol: la órbita elíptica hace que en el perihelio la cantidad de sol recibida sea mayor que en el afelio en el hemisferio norte.
- La altura del Sol: dependiendo del ángulo de incidencia de los rayos, éstos tienen mayor poder calorífico. La altura máxima depende de la latitud y la estación del año.
- Duración de la luz solar.
- Atmósfera: la atmósfera filtra la luz. Cuanto más trozo de atmósfera deban atravesar los rayos, mayor pérdida de radiación.
- Distribución de tierra y agua: la superficie acuática tiene menor capacidad de calentarse debido a la evaporación y el albedo del suelo es mayor que el del

agua. Por todo ello, la superficie terrestre se calienta y se enfría más rápidamente que los océanos.

- Topografía y altura: a mayor altura, menos capa de aire y por tanto, más insolación, pero también más rápidamente se pierde el calor. Por cada 1.000m de altura, la radiación se incrementa en un 5%-15%. También afecta la exposición a los rayos. Así, en las montañas hay una zona de umbría y otra de solana, en función de la perpendicularidad de los rayos solares.



La radiación solar en superficie se distribuye de la siguiente manera:

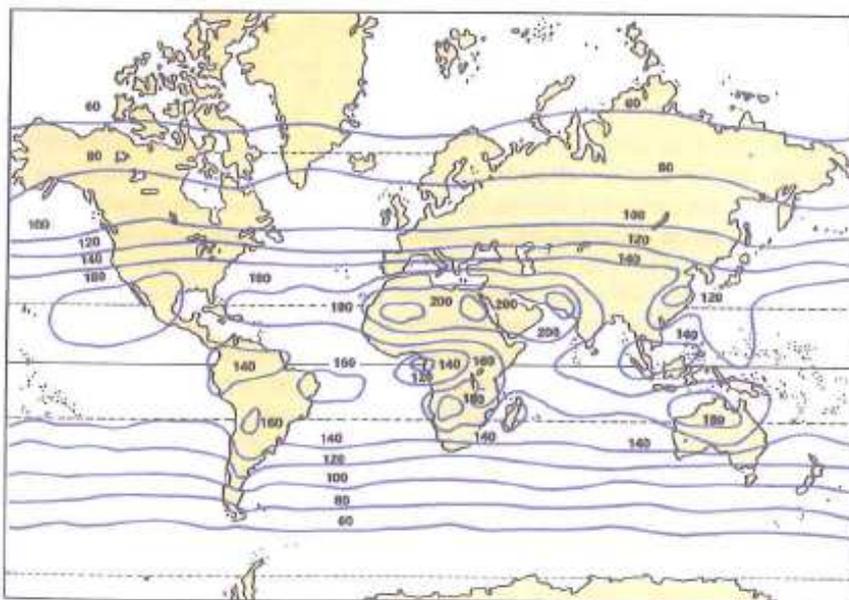


Figura 2.11. Distribución de la radiación global anual en la superficie de la Tierra (kilolangleyes).

El efecto de la altura solar se refleja en la disposición horizontal de las líneas que unen puntos con igual radiación. Sólo se rompe por el efecto tierra-mar y por la atmósfera como filtro solar.

Los valores máximos se alcanzan en los trópicos, especialmente en el de Cáncer, y no en el Ecuador (por el efecto de las nubes). El efecto de la nubosidad se percibe en el hecho de que las líneas se inflexionan hacia los polos cuando pasan sobre los

continentes y hacia el Ecuador cuando pasan hacia los polos porque en el mar hay más nubes.

## 6. DIFERENCIA TÉRMICA DE LA TROPOSFERA.

Aparte de la radiación, la temperatura de un lugar depende también de las masas de aire y agua transportadas desde otras regiones. Ambas pueden condicionan el clima de un lugar aportando características térmicas e higrométricas distintas.

Así pues, la distribución de temperaturas varía en el espacio y en el tiempo. Por ello diferenciamos la temperatura en superficie de la estructura térmica vertical y la fluctuación diaria de la estacional (ver tema siguiente).

**TEMPERATURA EN SUPERFICIE:** se refiere a la temperatura del aire que está en contacto con la superficie (1,5-2m). Así se pueden distinguir variaciones diarias y estacionales.

En primer lugar, hay un ciclo diario de calentamiento (día) – enfriamiento (noche). Por la noche, la tierra cede calor al aire. Los picos máximo y mínimo de calentamiento del aire no coinciden con el pico de máxima insolación por la inercia térmica. La latitud, la estación del año, la continentalidad, la nubosidad y la altitud también hacen variar la oscilación diaria.

Por otra parte, hay un ciclo estacional, similar al diario, con picos máximo y mínimo, analizando la temperatura media mensual. Es la media de las temperaturas medias diarias en un mes. Se toman ciclo de 30 años para conocer la tendencia climática.

La latitud es lo que más afecta: en latitudes medias y altas hay mayor amplitud térmica (diferencia entre el mes más cálido y el más frío). Este efecto se suaviza cerca del mar. En la zona intertropical hay menos contraste.

Las causas de la irregular distribución de temperaturas en superficie es el movimiento de masas de aire y agua, que transfieren características térmicas e higrométricas de la zona de origen a la zona de destino.

El movimiento principal es la corriente oeste-este que hay entre los 30° y 60° de latitud. Así, la parte occidental de los continentes reciben aire marino húmedo, provocando inviernos y veranos suaves en la costa y, en función de la disposición del relieve, influirán más adentro de los continentes.

Por su parte, las corrientes marinas llevan aguas cálidas hacia los polos y frías hacia el Ecuador. Tienen el efecto de que en latitudes medias, en la parte occidental de los continentes, suavizan las temperaturas (agua cálida), mientras en las fachadas orientales las enfrían (agua fría). En la zona intertropical, al contrario, refrescan las costas occidentales y recalientan las orientales.

Analizamos el mapa de isotermas:

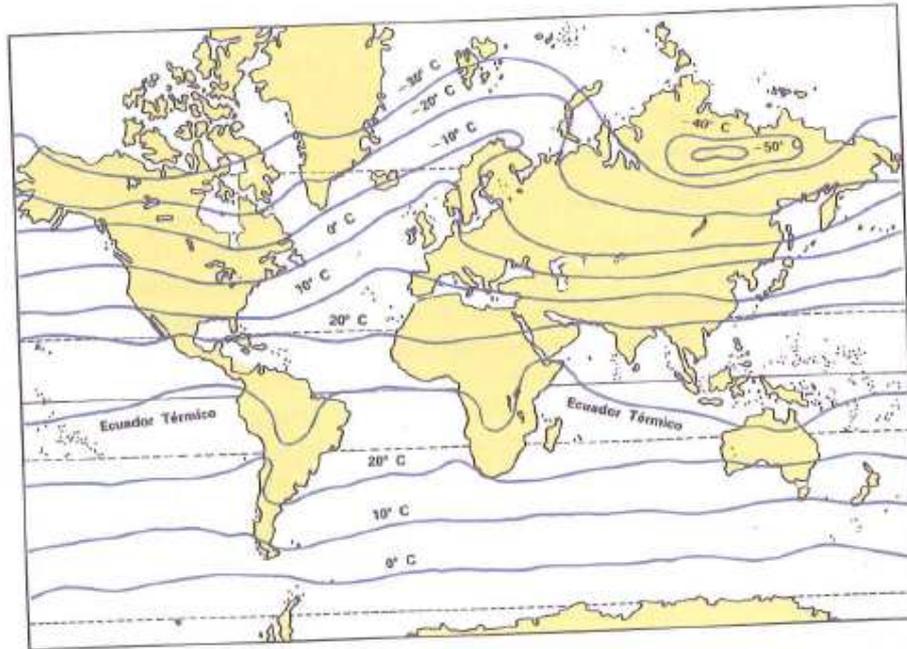


Figura 2.14. Distribución de las temperaturas medias del mes de enero sobre la superficie del globo terrestre.

Primero, hay un paralelismo zonal y decrecen hacia los polos, reflejando el efecto de la radiación solar. La estacionalidad se nota en el desplazamiento de las isotermas hacia el norte en enero en el HN y hacia el sur en julio en el HS.

El contraste tierra-mar se percibe en la desviación cuando la isoterma pasa sobre un continente. Así, sobre un mismo paralelo, la temperatura es mayor sobre el mar que sobre la tierra. La mayor continentalidad del HN se refleja en la presencia de isotermas frías en invierno o cálidas en verano encerradas sobre los continentes.

El relieve también hace que la influencia del mar en el continente penetre en él o no. Así, en América, las cadenas montañosas al oeste hacen que el aire húmedo se seque al ascender y que pase al interior ya seco, marcando más las diferencias térmicas.

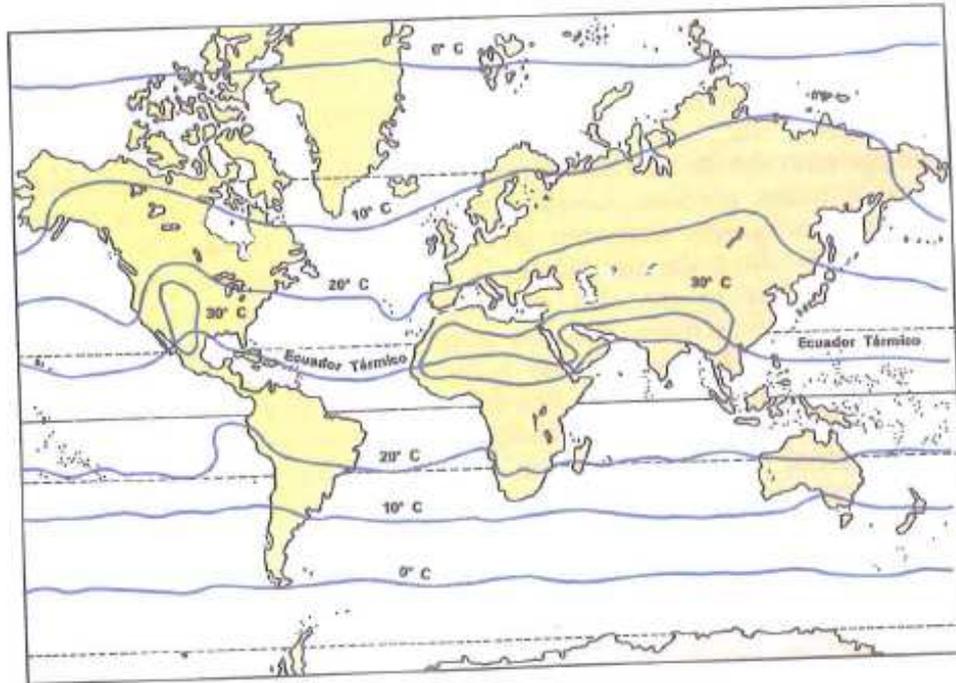


Figura 2.15. Distribución de las temperaturas medias del mes de julio sobre la superficie del globo terrestre.

**ESTRUCTURA TÉRMICA EN ALTURA:** conforme se asciende en altura, la temperatura desciende. Ahora bien, ese descenso puede ser más acusado cuando el suelo está recalentado. Por la noche se da una inversión térmica debido a la ausencia de radiación (el suelo traspasa calor al aire). También puede producirse por la presencia de nieblas en valles.

### TEMA 3 : LA PRESIÓN Y LA HUMEDAD ATMOSFÉRICA

#### 1. VARIACIONES DE PRESIÓN.

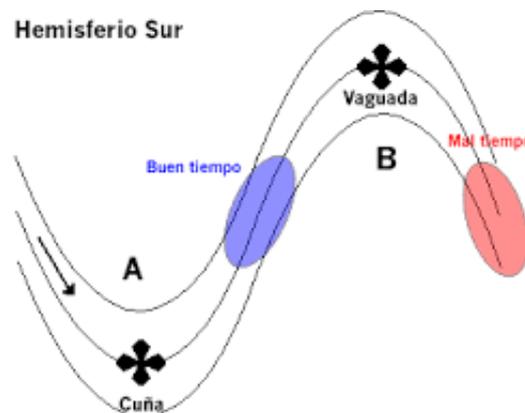
La altitud y las oscilaciones diarias de presión perturban la presión, por lo que para su estudio se eliminan ambos. Para ello, se calcula la presión de un lugar como si estuviera a la altura del mar a una hora fija del día. La presión disminuye 11 milibares por cada 100m.

Uniando puntos de igual presión mediante isobaras, aparecen áreas de líneas cerradas:

- Anticiclones: altas presiones (A,  $>1.015$  mb), asociadas a tiempo estable, seco y soleado.
- Borrascas, depresiones o ciclones: bajas presiones (B  $<1.015$  mb), tiempo variable, nuboso y productor de precipitaciones.

Las formaciones (individuos isobáricos) reciben el mismo nombre que las del relieve:

- Vaguada: es como la mitad de una borrasca, con la isobara de menor presión dentro.
- Dorsal o cuña anticiclónica: es como la mitad de un anticiclón, con la isobara de mayor presión dentro.



En altura, el mapa de presiones suele reflejar la situación en superficie. Uniando puntos a una misma altitud con igual presión (isohipsas), podemos deducir si es un centro de acción o no. Si tanto en altura como superficie la presión coincide, hablamos de un centro de acción. Si la presión se debilita o incluso invierte, el individuo se debilitaría.

Las causas de estas diferencias de presión son:

- Térmicas: originada por las diferencias en temperatura, que generan una circulación térmica. Desaparecen en altura.
- Dinámicas: la corriente en chorro del HN mueve el aire y por tanto, las presiones. No desaparecen en altura.

## 2. LOS VIENTOS Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA.

**VIENTO:** movimiento de aire por la diferencia de presión. Tiene dirección (de dónde procede) e intensidad (km/h o nudos).

Causas:

- Presión: las diferencias de presión mueven el aire horizontalmente, desde los centros de alta presión hacia los de bajas. Por ello, su dirección sería perpendicular a las isobaras. Su velocidad dependería de las diferencias de presión (cuanto más cercanas las isobaras entre sí, más fuerza) y de la densidad del aire (aire más denso, menor velocidad).
- Fuerza de Coriolis: la rotación hace que se desvíe la trayectoria del viento, de tal manera que si en el HN nos colocamos en sentido del viento, las altas presiones quedarían a la derecha y las bajas a la izquierda. Al revés en el HS.
- Movimientos de convergencia y divergencia: la pérdida de aire en superficie se compensa por el ascenso o descenso de aire desde las alturas. Los anticiclones actúan como puntos de divergencia y las borrascas, de convergencia.

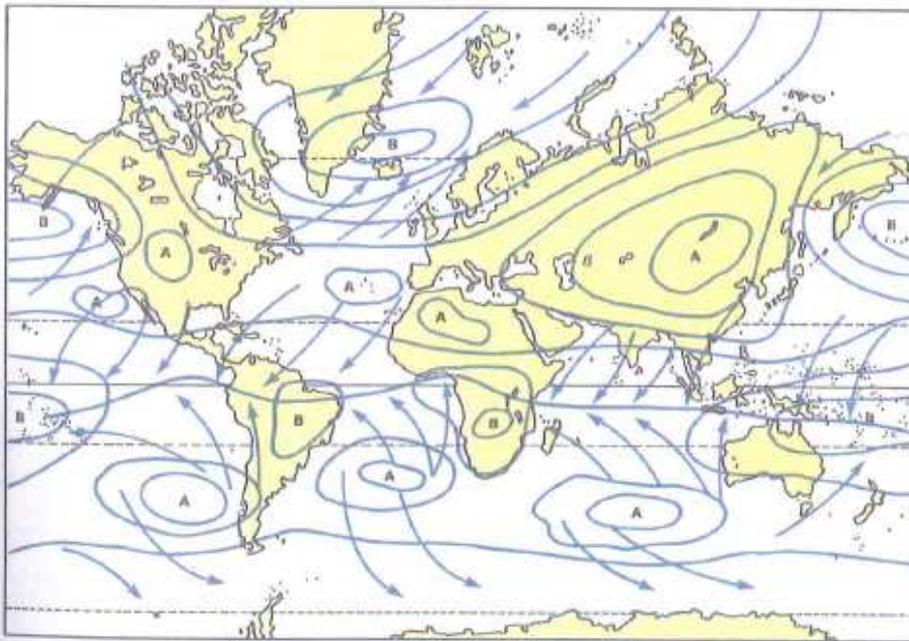


Figura 3.8. Mapa de presiones en superficie sobre la superficie terrestre (mes de enero).

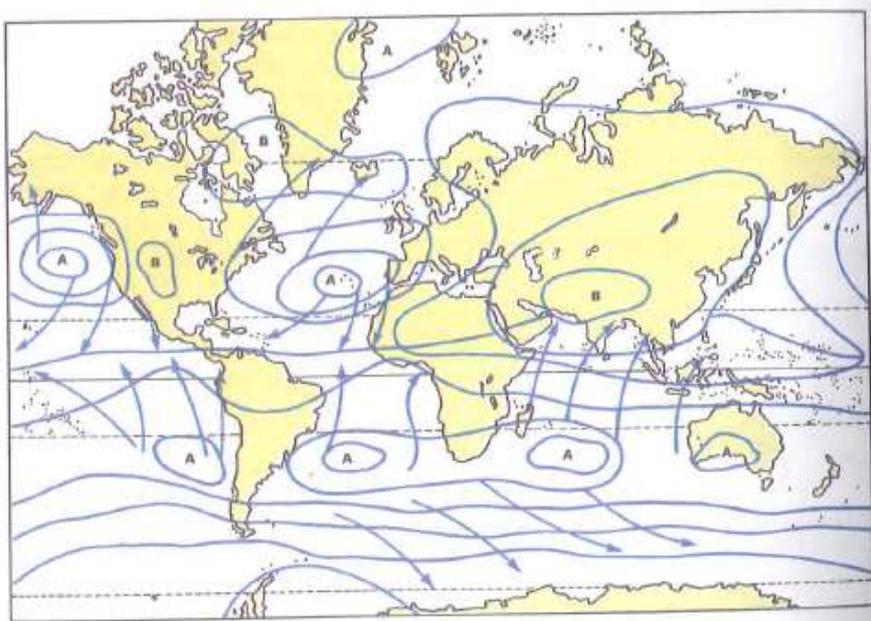
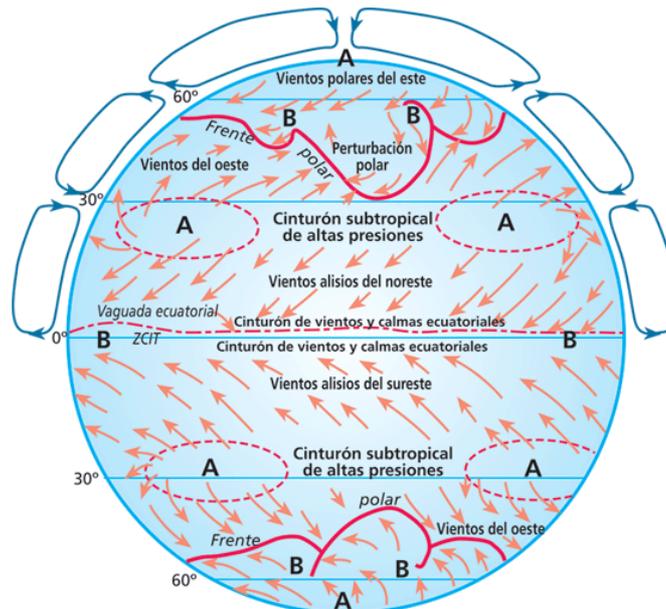


Figura 3.9. Mapa de presiones en superficie sobre la superficie terrestre (mes de julio).

Analizando el mapa de presiones en superficie, hay una tendencia a la zonalidad de las presiones. Así, hay un cinturón de bajas presiones en el Ecuador; otro de altas presiones en las zonas tropicales; bajas presiones en las latitudes medias o subpolares y otro de altas presiones en los polos. Estas franjas de presión se mueven con la estacionalidad, más al sur en enero que en julio.

La continentalidad también afecta, ya que los océanos se calientan más lentamente que los continentes, pero también liberan su calor más lentamente. Por ello, en verano se forman bajas presiones sobre los océanos y en invierno se forman sobre los continentes. Este fenómeno se aprecia especialmente en Asia sobre Siberia. Asimismo, en el HS hay menos contrastes de presión entre tierra y mar por la menor cantidad de tierra.

Esta distribución de presiones más o menos estática causa el movimiento de aire, dando lugar a un sistema en superficie de vientos predominantes (eliminamos factores geográficos):



- Un cinturón ecuatorial entre los 5° latitud N y S de vientos variables y calmas. Situado en una zona de bajas presiones, los débiles gradientes de presión apenas tienen fuerza para mover el aire. Estas áreas se llaman *doldrums* (vientos suaves, que se denominan calmas, acompañado de sistemas de lluvias abundantes y calor).
- Al norte y sur del cinturón ecuatorial hay unas franjas de vientos alisios (hasta los 30° de latitud), consecuencia de la diferencia de presión entre las bajas presiones ecuatoriales y las altas presiones tropicales. Este viento se desvía hacia la derecha en el HN y hacia la izquierda en el HS por la rotación. Son vientos regulares en intensidad y dirección, menos marcados en el Índico por la cercanía del continente. El lugar donde convergen estos vientos del HN y del HS se llama Línea de Convergencia Intertropical (C.I.T.).
- Entre las altas presiones subtropicales y las bajas presiones subpolares hay vientos del oeste en superficie, distorsionados por los continentes.
- En las zonas entre las bajas presiones subpolares y las altas presiones polares la dirección de los vientos cambia al este.

El sistema de vientos en altura es más simple. A partir de los 1.000 m está la atmósfera libre y la geografía ya no afecta. Los centros de acción de origen térmico también dejan de influir, pero sí se ven las altas presiones subtropicales.

Hay un cinturón de anticiclones subtropicales rodeado de dos corrientes de viento del oeste hasta las bajas presiones polares. Los vientos del este aparecen en una estrecha franja ecuatorial como prolongación de los alisios.

Estos vientos del oeste son más lentos y se desplazan hacia latitudes más altas en verano. Hay una estrecha franja donde sopla a mayor velocidad, en torno a los 30° de latitud y oscilante con las estaciones, llamada corriente en chorro (*jet stream*). En invierno es más rápido y bajo en latitud, mientras que en verano se debilita y se ondula, provocando a curvaturas anticiclónicas (giran en sentido de las agujas del reloj) o anticiclónicas (en sentido contrario), que pueden originar fenómenos de gota fría. Esto es una masa de aire frío en altura que si desciende y se topa con otra de aire

cálido y húmedo, provoca su ascenso y da lugar a fuertes precipitaciones. Esta corriente es un factor muy importante.

Asimismo, los factores geográficos también originan vientos locales:

- En la costa, entre la tierra y el mar, por el superior calentamiento de la tierra respecto al mar. Así, por el día sopla hacia la tierra y rola por la noche. Estos vientos refrescan la costa portando aire fresco y húmedo.
- Entre los valles y las montañas, ya que las laderas reciben más radiación por el día, pero se enfrían más por la noche. La diferencia de presión hace que el viento sople del valle hacia la montaña durante el día y al revés por la noche.
- Vientos de drenaje o catabáticos, producidos por el desplazamiento de aire frío por acción de la gravedad, desde regiones topográficamente más altas hacia otras de menor altitud.
- Vientos de montañas, generados por las cadenas de montañas: al ascender el aire, se enfría y pierde su humedad, pasando a sotavento viento cálido y seco. Son el efecto Foehn o Chinook.

### 3. LA HUMEDAD.

El ciclo hidrológico: el agua está continuamente transformándose en la naturaleza.

**EVAPORACIÓN:** es el escape a la atmósfera de moléculas de agua desde la superficie líquida. Para ello se necesita calor, por lo que la temperatura es el principal factor. El calor del sol hace que se eleve la temperatura del agua, permitiendo que se liberen moléculas al aire, que las absorberá hasta su punto de saturación. El viento reemplaza por aire seco la superficie acuática favoreciendo la evaporación. La presión atmosférica, por contra, la entorpece. La evaporación se da principalmente en los océanos.

Para calcular la evapotranspiración potencial:

$$\text{Necesidad de agua} = 20 \times T^a \text{ media anual} + 490 - 7 \times \text{PPW}$$

PPW = % precipitaciones de 6 meses más fríos o de invierno respecto a todo el año.

**CONDENSACIÓN:** transformación del vapor de agua en la atmósfera en agua líquida. Este cambio necesita de un soporte material donde se fijen las gotitas cuando el aire se satura de humedad. Cuando esas gotitas alcanzan cierto tamaño es cuando se da la precipitación.

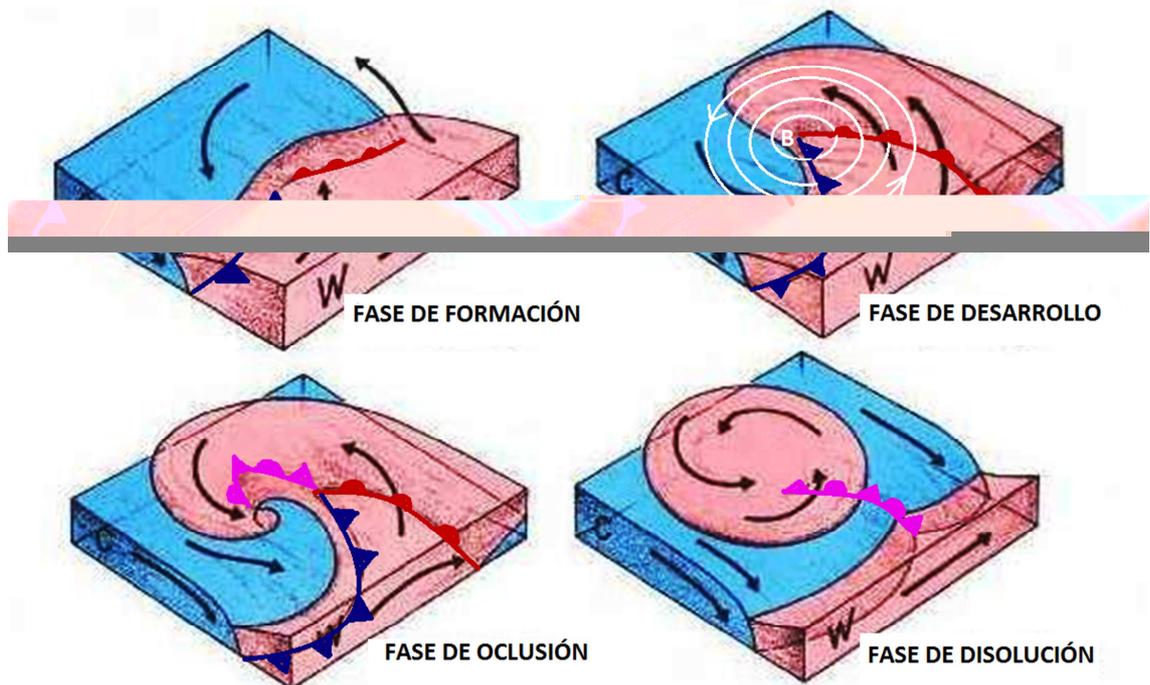
El aire se satura de humedad por:

- Enfriamiento por contacto con una superficie más fría. El aire húmedo al desplazarse, toma contacto con la tierra fría (en invierno) o con el mar frío (en verano), enfriándose y llegando al punto de rocío.
- Enfriamiento por ascendencia al subir el aire cuando es calentado en la base (el aire caliente pesa menos y tiende a ascender) o bien por las bajas presiones o bien por chocar contra una cadena montañosa.

Cuando la masa de aire asciende rápidamente sin intercambiar calor con el exterior (ascenso adiabático), la temperatura desciende 1°C por cada 100 metros. Al enfriarse, su punto de saturación baja y cuando llega al límite, el agua se condensa y precipita. A partir de entonces, su temperatura desciende 0,5°C por cada 100 metros.

Causas del ascenso de una masa de aire:

- Calentamiento del suelo (origen térmico).
- Ascensiones orográficas: por barreras montañosas, dado lugar al efecto Foehn.
- Por perturbaciones frontales o ciclónicas: las masas de aire con características distintas hace que en las zonas de contacto entre ellas aparezcan frentes. Esos frentes no suelen ser verticales, si no que el aire frío entra como una cuña en el cálido por su mayor densidad.



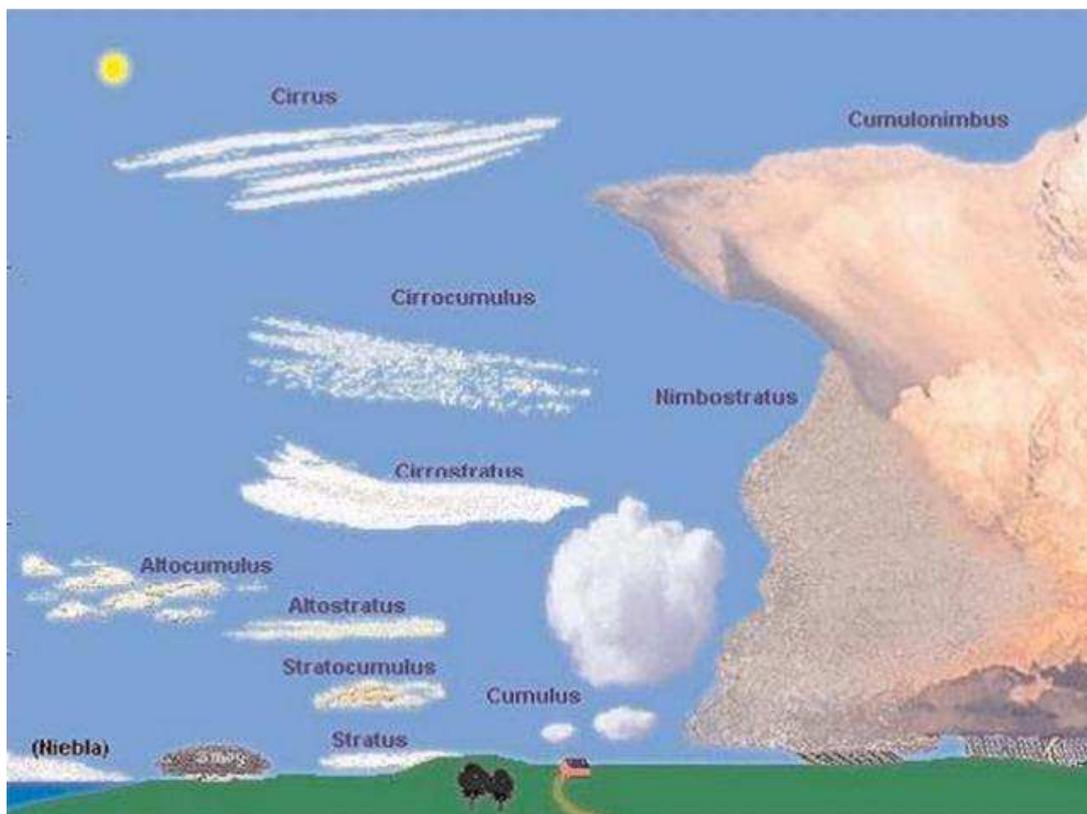
#### FASES DE FORMACIÓN (CICLOGÉNESIS) Y DESACTIVACIÓN (CICLOLISIS) DE UNA BORRASCA ONDULATORIA DE DOBLE FRENTE

Al principio, el frente es recto, pero luego se ondula hasta que se forma la perturbación. Posteriormente, el aire frío avanza más rápido que el cálido y con una pendiente mayor, hasta que se produce la oclusión. En este movimiento de avance el aire cálido asciende dando lugar a precipitaciones de carácter frontal (bruscas y abundantes), en contraste con la menor intensidad de las lluvias del frente cálido. La perturbación comienza con lluvias suaves y moderadas del frente cálido y termina con inestabilidad atmosférica y fuertes precipitaciones debida al frente frío.

El proceso de formación de las gotas de agua no se conoce del todo. Hay un soporte material (polvo, polen, sal marina etc..) que actúan de catalizadores, condensando a su alrededor gotitas de agua. Estas microgotas y cristales de hielo forman las nubes. Su color depende de su tamaño, al reflejar y dejar pasar más luz.

Tipos de nubes:

- Cúmulos: su forma la define el aire inestable. Se color blanco, pueden ser grises en su base. Suelen ser pequeñas, pero cuando hay inestabilidad crecen hasta formar cumulo-nimbos, que son muy altas y con forma de yunque por arriba.
- Nubes estratiformes: formadas cuando el aire es estable, son más largas que gruesas. Las que se encuentran entre 6.000 y 12.000m son cirros y son tan delgadas que dejan pasar la luz. Los cirroestratos son velos ligeros. Los cirrocúmulos forman montoncitos.
- Altoestratos y altocúmulos: entre 2,000 y 6.000m, los altoestratos son más densos.
- Nimboestratos y estratocúmulos: por debajo de los 2.000m son más oscuras y cargadas de humedad.



**PRECIPITACIÓN:** se desconoce cómo se origina. La teoría de la coalescencia dice que las gotas chocan y se fusionan hasta que alcanzan un tamaño que el aire no puede sostener y caen. La teoría de los cristales de hielo dice que los cristales de hielo chocan entre sí y se fusionan hasta que caen.

Tipos de precipitación:

- Lluvia
- Granizo
- Nieve

Las precipitaciones no se reparten igual por la superficie. La proximidad a los océanos cálidos, la orografía y la existencia de gradientes térmicos inestables favorecen las

altas precipitaciones. Por el contrario, la lejanía de masas de agua, las altas presiones subtropicales y el estar a sotavento favorecen las bajas precipitaciones. También el estar bañado por corrientes marinas frías y la baja temperatura del aire hacen que haya poca precipitación.

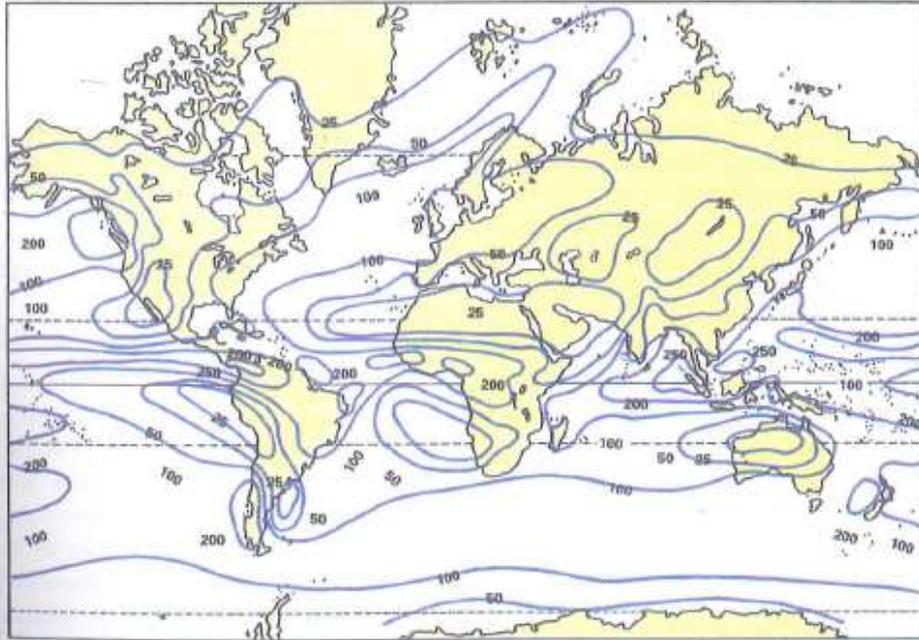


Figura 3.22. Distribución de la precipitación media anual sobre la superficie de la Tierra (valores en centímetros).

Así, mirando el mapa de distribución de lluvias se ve que hay zonas de altas precipitaciones:

- la zona próxima al Ecuador por las masas de agua cálida y las bajas presiones ecuatoriales.
- las latitudes medias por el choque de las altas presiones subtropicales con las masas de aire polares. El flujo de aire del oeste hace que en las fachadas orientales de los continentes haya más precipitaciones, salvo que haya barreras montañosas que impidan el acceso al interior (como en América).

Una excepción a la distribución zonal de las precipitaciones son los monzones del sudeste asiático. El cambio de  $180^\circ$  en la dirección del viento determina inviernos secos y veranos lluviosos, causados por la circulación del *jet stream* al chocar con el Himalaya, que hace que se desvíe al norte en verano y al sur en invierno.

Las zonas más secas (precipitaciones inferiores a 250 mm/año) están ligadas a la estabilidad de la atmósfera.

- En las zonas tropicales la presencia de altas presiones estables hace que en el Sahara y la península arábiga se recalienten.

- La presencia de corrientes marinas frías potencia el efecto de la sequedad, ya que impide la evaporación del agua de las cercanías (desiertos de Atacama en Chile y de California en EE.UU.).
- La lejanía del mar hace que el aire no se pueda cargar de humedad. Esto se potencia en las zonas de sotavento (este de las Rocosas y norte de Himalaya).
- En las zonas polares la baja humedad absoluta, el aire frío en superficie por la presencia de anticiclones y su estabilidad hacen que apenas haya precipitaciones.

La variabilidad de las precipitaciones a lo largo del año se refleja en los gráficos de precipitaciones medias mensuales. Los regímenes de precipitaciones se dan según al latitud:

**ZONA INTERTROPICAL:** las lluvias están ligadas al paso del Sol por el cénit.

- Ecuatorial: en el Ecuador hay dos períodos de sequía relativa (solsticios de verano e invierno) y dos de lluvia (equinoccios de primavera y otoño).
- Tropical y monzónico: en la cercanía de los Trópicos, a una larga estación seca le sucede una única lluviosa, que coincide con el paso del Sol por el cénit en dos momentos muy próximos. En el Sudeste asiático, el monzón acumula las precipitaciones grandes en verano.

**LATITUDES MEDIAS:** los contrastes estacionales son menos acentuados. En latitudes medias, las variaciones se manifiestan según la posición del lugar en la fachada occidental u oriental de las regiones costeras o en el interior de los continentes:

- Mediterráneo: la sequedad estival asemeja su régimen pluviométrico al de las regiones subtropicales.
- Oceánico: la inestabilidad del Frente Polar hace que la fachada occidental de Eurasia tenga precipitaciones todo el año, predominantes en invierno.
- Continental: las precipitaciones máximas tienen lugar en el verano debido a la mayor inestabilidad atmosférica en esta época del año.

#### **4. ZONAS CLIMÁTICAS.**

Hay tres grandes zonas climáticas en el mundo:

- Zona cálida: comprendida entre los dos trópicos, y se subdivide en dos subzonas:
  - Zona de convergencia intertropical (CIT) o zona ecuatorial: el aire cálido y húmedo tiende a ascender y se enfría por lo que forma grandes nubes que prácticamente todas las tardes descargan lluvia; se desarrolla en los grandes bosques selváticos.

- Zonas tropicales: situadas al norte y al sur de la zona anterior. Predominan los vientos alisios y las altas presiones, lo que supone escasas precipitaciones y que no se formen nubes (zonas desérticas).
- Zonas templadas: al norte y al sur de las tropicales; la misma masa de aire que al desplomarse desde la altura provoca los alisios y también que parte de ese aire viaje al noreste o al sureste (dependiendo del hemisferio) y se formen los vientos occidentales típicos de las latitudes templadas. Estas masas de aire chocan con las polares y se forman nubes y precipitaciones, (borrascas). En las borrascas el aire al ascender adquiere un movimiento giratorio y forma un frente cálido seguido de uno frío, y este paso es el que trae las lluvias.
- Zonas polares: en los extremos del planeta. La situación es siempre anticiclónica y llueve muy poco, por lo que se les dice desiertos fríos.