

**Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales**

Climatología y Fenología Agrícola

**Actualización del Apunte de Climatología y Fenología Agrícolas del CEA
1979, basado en las clases teóricas del Ing. Agr. Edmundo Damarío**

Contenidos teóricos

Unidad temática B

**PRESIÓN ATMOSFÉRICA
VIENTOS - MASAS DE AIRE
PRECIPITACIÓN**

**Profesora Titular: Ing. Agr. Susana Martínez
Profesora Adjunta: Dra. Ing. Agr. Mariana Garbi**

2020

Agradecimiento: A la Ing. Agr. Marina Raggio por su aporte en la transcripción de los textos originales.

PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La influencia directa de la presión atmosférica sobre los seres vivos tiene poca importancia. Sus modificaciones no se manifiestan en forma inmediata sobre plantas y animales. Son necesarias grandes variaciones de presión para afectarlos. En los animales se advierten manifestaciones en los aparatos respiratorios y circulatorio, por ejemplo, si se los lleva a 3.000 ó 4.000 m de altura. En las plantas, el efecto de la presión es poco menos que despreciable. Sin embargo, debe señalarse que los cambios de la presión favorecen el intercambio de aire entre la atmósfera y el suelo (respiración del suelo).

En cambio, si se analiza la presión atmosférica como factor, es decir, como causa determinante del clima, tal vez sea el más preponderante, después de la radiación.

La atmósfera está constituida por una mezcla de gases (aire) que se comporta como un solo gas, por lo tanto, tiene fuerza elástica: se lo puede comprimir, tiene peso (dado por su densidad y volumen). Su presión se manifiesta en todo sentido y dirección, incluso de abajo hacia arriba; por eso no se percibe el peso del aire que nos rodea, que de no estar compensado por la presión interna de nuestro cuerpo, nos sería fatal.

Denominamos presión atmosférica al peso de una columna de aire de 1 cm² de sección, que va desde el nivel del mar hasta las capas superiores de la atmósfera. Su unidad de medida es la atmósfera, que equivale al peso de una columna de mercurio de 760 mm de longitud, al nivel del mar, a 0 °C y a 45° de latitud.

Esto es lo que llevo a cabo Torricelli con su clásica experiencia: llenó un tubo con mercurio, de aproximadamente un metro de longitud, cerrado en uno de sus extremos, tapo el extremo abierto y lo introdujo, con el extremo cerrado hacia arriba, en una cubeta con mercurio, al destapar el extremo que quedó sumergido, el mercurio descendió en el tubo hasta quedar a 760 mm de altura sobre el nivel del mercurio de la cubeta. La columna de mercurio dentro del tubo es sostenida por la presión que la atmósfera ejerce sobre la superficie libre en el recipiente (si con un robinete se permitiera la entrada de aire por la parte superior del tubo, el nivel del mercurio dentro del mismo descendería hasta ser igual al del recipiente).

El uso generalizado del mercurio se debe a que es el líquido que posee el mayor peso específico, con el cual será entonces más corta la columna necesaria para que equilibre el peso de la columna de aire (si se usara agua, por ejemplo, la columna tendría unos 10 metros de longitud).

La unidad de medida que se utiliza aun en la mayoría de los instrumentos es el milímetro, expresándose la presión atmosférica por la altura en milímetros de la columna de mercurio equilibrada por la presión ejercida por la atmósfera. Sin embargo, el concepto de fuerza que implica esa presión, no puede ser expresado por una altura y fue preciso introducir una unidad adecuada para reemplazarla, por esta razón, se emplea, convencionalmente el milibar, que vale 1000 barias, o sea, mil veces la unidad física de presión en el sistema cegesimal (CGS: centímetros, gramo, segundo). Una baria se define como la presión ejercida por una fuerza de una dina sobre una superficie de 1 cm², actuando perpendicularmente a esa superficie e incidiendo en forma equivalente sobre cada punto de ella. La dina (dyn) es la unidad de fuerza del sistema cegesimal y equivale a la fuerza que aplicada a la masa de 1 g le comunica una aceleración de 1 cm por segundo. Recordar:

$P = F / S$ Siendo: $P =$ Fuerza de presión
 $F =$ Fuerza normal (perpendicular a la superficie)
 $S =$ Área donde se aplica la fuerza;

siendo $F = m \cdot a$ Donde: $F =$ Fuerza necesaria para mover un cuerpo u objeto
 $m =$ masa de un cuerpo
 $a =$ aceleración;

entonces $P = m \cdot a / S$

En el sistema cegesimal, la fuerza de la columna de aire esta dado por:

$F = S h P e g$ Siendo: $S =$ Sección de la columna
 $h =$ Altura alcanzada por el mercurio dentro del tubo
 $P e =$ Peso específico del mercurio.
 $g =$ Aceleración de la gravedad.

Entonces, reemplazando en la fórmula:

$$F = 1 \text{ cm}^2 \times 76 \text{ cm} \times 13,5959 \text{ g.cm}^{-3} \times 980,665 \text{ cm.s}^{-2} =$$
$$= 1.013.309,4 \text{ g.cm}^{-1}.\text{s}^{-2} = 1.013.309,4 \text{ dyn}$$

$$F / S = 1.013,3094 \text{ dyn.cm}^{-2} = 1.013,31 \text{ milibares}$$

En consecuencia, la presión normal (760 mm de mercurio, a 0 °C y 45° de latitud) equivale a 1013,31 milibares. Como 750 mm de mercurio equivalen a 1000 mb, se advierte que existe la siguiente relación: mm / mb = 3/4. Recordando la misma, fácilmente podremos transformar milímetros en milibares y viceversa.

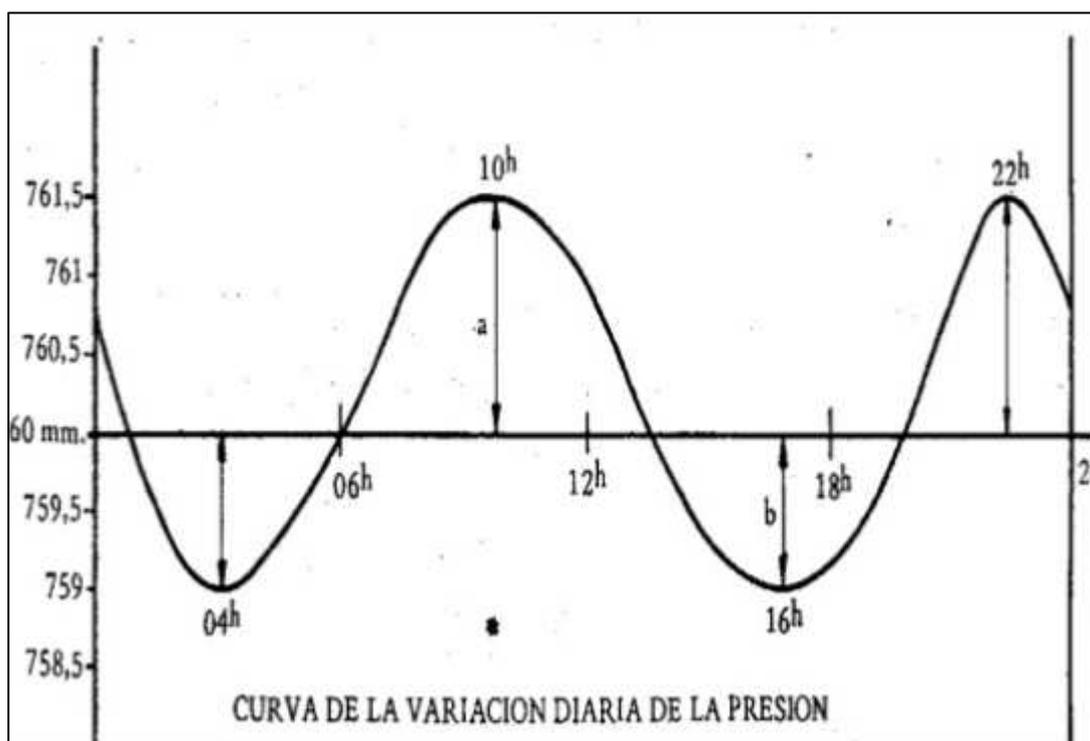
En el Sistema Internacional de Unidades (SI), la unidad de presión es el pascal que equivale a la fuerza normal de un newton (N) (1 N = 100.000 dyn), cuando se aplica en un área de metro cuadrado. 1pascal = 1N.m⁻². Usualmente se usa un múltiplo de esta unidad, el kilopascal (Kpa) que equivale a 100 N.m⁻² o 1000 pascales.

Variación diaria y anual de la presión

La presión atmosférica está sujeta a oscilaciones continuas que se pueden agrupar en periódicas (diarias y anuales) e irregulares o aperiódicas.

Siendo la atmósfera un cuerpo gaseoso, cualquier modificaciones en su temperatura tiene inmediata respuesta en su volumen (V) y densidad (ρ), y por lo tanto en su masa (m) ($m = V \rho$). Considerando la presión atmosférica durante el día, desde la 0 hora en adelante, tiende a disminuir de valor hasta llegar a un mínimo alrededor de la 4 h, luego aumenta hasta alcanzar un máximo alrededor de las 10 h y desciende nuevamente hasta otro valor mínimo a las 16 h, ascendiendo luego hasta otro valor máximo a las 22 h. Así, los máximos se dan a las 10 y 22 h y los mínimos a las 4 y 16 h (Gráfico 3).

Gráfico 3. Marcha anual de la presión atmosférica



Fuente de la imagen: Ruiz Hurtado, A. 2014. Meteorología. Disponible en: <https://es.slideshare.net/professionalair/meteorologia-i>

Esta curva es más acentuada en el Ecuador que en los Polos. No se ha encontrado una explicación satisfactoria a esas oscilaciones. Algunos autores atribuyen las variaciones al distinto contenido de humedad en el aire, pero tampoco esto satisface plenamente.

La variación anual es causada por el mayor peso del aire, con presiones mayores en invierno, cuando el aire está más frío, y mínimas en verano. Existe, entonces, una causa térmica a la cual atribuir las oscilaciones anuales. La amplitud anual de la presión, o sea, la diferencia entre las normales del mes con presión máxima y del mes con presión mínima, disminuye con la altura sobre el nivel del mar.

Las variaciones irregulares y aperiódicas responden a causas como, por ejemplo el paso de una masa de aire caliente o frío que viniendo de otros lugares modifica las condiciones del tiempo del lugar que atraviesa.

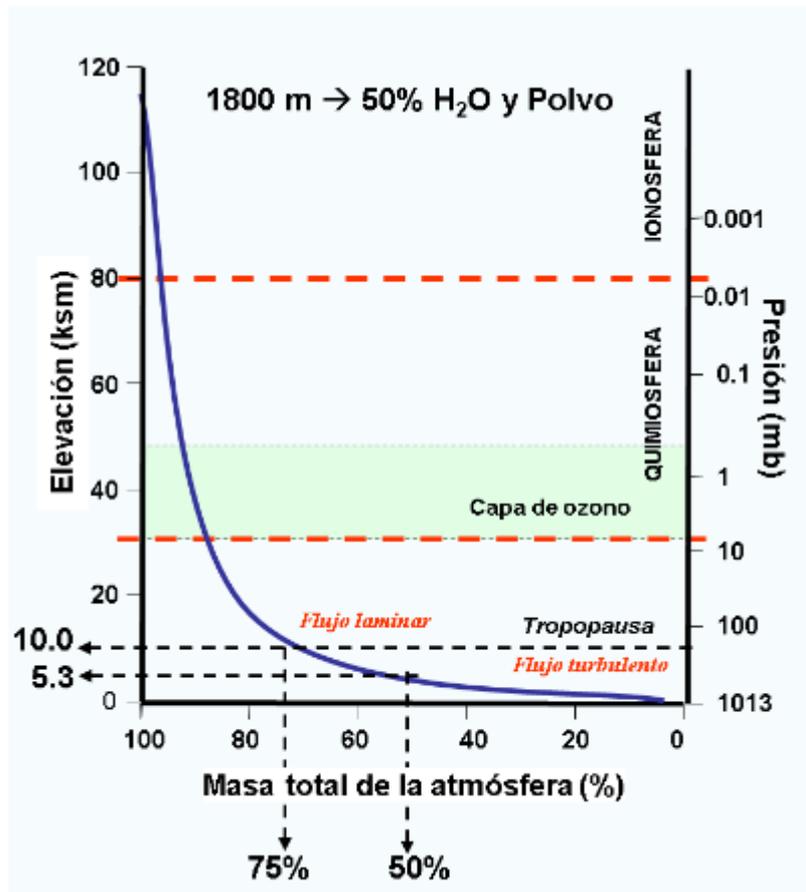
Variación de la presión con la altura

Climatológicamente, estas son de gran importancia. Comparando la atmósfera con los mares, se observa que en estos la presión que ejerce el agua es directamente proporcional a la profundidad, debido a que el agua es prácticamente incompresible, por lo que su densidad es la misma a cualquier nivel. La presión en el agua aumenta en una atmósfera (1 kg.cm^{-2}) cada 10 metros, y por lo tanto a 30 m de profundidad será de 3 atmósferas y a 500 m de 50 atmósferas.

La atmósfera es como un océano gaseoso y su presión aumenta a partir del límite superior, alcanzando la mayor intensidad en su fondo, o sea, sobre la superficie terrestre, pero la disminución de la presión no es proporcional a la altura.

La presión atmosférica se reduce aproximadamente en un 75% en los primeros 10 km. de la troposfera y en un 80% de la presión remanente en los siguientes 10 km (Gráfico 4). Tan grande es la compresibilidad del aire, que la mitad de la masa atmosférica está debajo de los 6 primeros kilómetros, y el 97 % de ella debajo de los 30 km.

Gráfico 4. Variación de la presión atmosférica con la altura



Fuente de la imagen: Instituto de Tecnologías Educativas. Gobierno de España. Estructura vertical. Disponible en: https://fjferrer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion03/1_estructura_vertical.html

Laplace demostró que en el aire en reposo la presión atmosférica disminuye en progresión geométrica cuando la altura crece en progresión aritmética. De acuerdo con esta ley, a 5.000 m de altura, la presión se halla reducida aproximadamente a la mitad y a $\frac{1}{4}$ a 10.000 m. A 55.000 m la presión debe ser prácticamente nula. Esto se debe a que el aire es fácilmente compresible: a mayor elevación, el aire está sometido a menor presión y se expande, el resultado es que se densidad disminuye con la altura.

Así pues, con el aumento de la altura, la presión disminuye por 2 razones:

- Arriba del punto considerado queda una capa menor de atmósfera.
- Esa capa está constituida por aire más liviano que el de la capas inferiores.

Isobaras

Para una comprensión cabal del estado de movimiento del aire en la cercanía de la tierra en determinado instante, es necesario conocer la distribución superficial de la presión atmosférica. Este conocimiento se adquiere por medición directa en muchos lugares, reduciendo los valores a un mismo nivel y ubicándolos en un plano o mapa buscando luego, por interpolación, aquellos lugares en que la presión atmosférica tiene una magnitud determinada, expresada por números enteros.

Uniéndolos puntos así obtenidos, se logra una línea llamada **isobara o línea isobárica**, siendo las líneas imaginarias que unen aquellos puntos del terreno en que la presión atmosférica reducida al nivel del mar es idéntica, o sea son líneas de igual presión atmosférica.

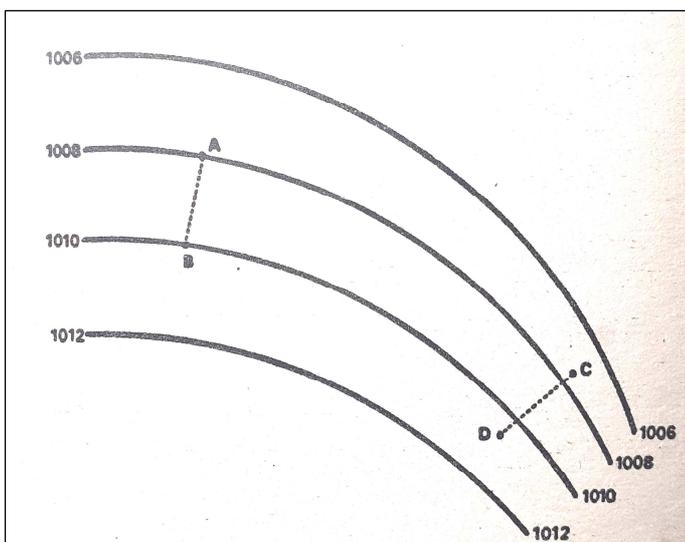
Cuando se trazan isobaras sobre un mapa es común dibujarlas de 4 en 4 milibaras.

Se constituyen así, las cartas isobáricas con valores de presión obtenidos en un instante dado (8 h en el caso de la carta del tiempo que se publica diariamente en la Argentina), reducidos al nivel del mar; pero también si dispone de otras cartas en las que se consigna la altura a la que se encuentra una misma presión. Así, las cartas de 700 y de 500 milibares no suministran valores de presión, sino de altura a la que se encuentran dichas presiones (cartas topográficas de la presión), empleándose como unidad el metro geopotencial (semejante al metro común). Estas cartas topográficas pueden ser absolutas o relativas; las absolutas dan la altura de una superficie isobárica sobre el nivel del mar y las relativas la diferencia de dos topográficas absolutas (de 700 y de 500 milibares), por ejemplo, en metros, ambas de gran utilidad en la formulación de pronósticos.

Gradiente barométrico

Es la diferencia de presión atmosférica existente entre dos puntos distanciados a 100 km, ubicados sobre la perpendicular a las isobaras de la región (Gráfico 5).

Gráfico 5. Gradiente barométrico



Fuente de la imagen: De Fina, A. & Ravelo, A. 1973. Fenología y Climatología Agrícola. EUDEBA.

En el gráfico aparecen dos gradientes barométricos distintos:

A – B: el gradiente barométrico es de 2 (1010 mb – 1008 mb = 2 en 100 km)

C – D: el gradiente barométrico es de 3,3 (1010,8 mb – 1007,5 mb = 3,3 en 100 km)

El gradiente isobárico es causa de la diferencia de temperatura que se observa en la superficie terrestre y en la atmósfera.

El viento se dirige de la zona de mayor presión a la de menor presión, siendo su intensidad inversamente proporcional a las distancias que separan a las isobaras. La diferencia en presión atmosférica incide en la velocidad del viento, por lo que cuanto mayor sea el gradiente atmosférico o barométrico, mayor será la velocidad del viento. Un gradiente de 4 o 5 indica un viento fuerte.

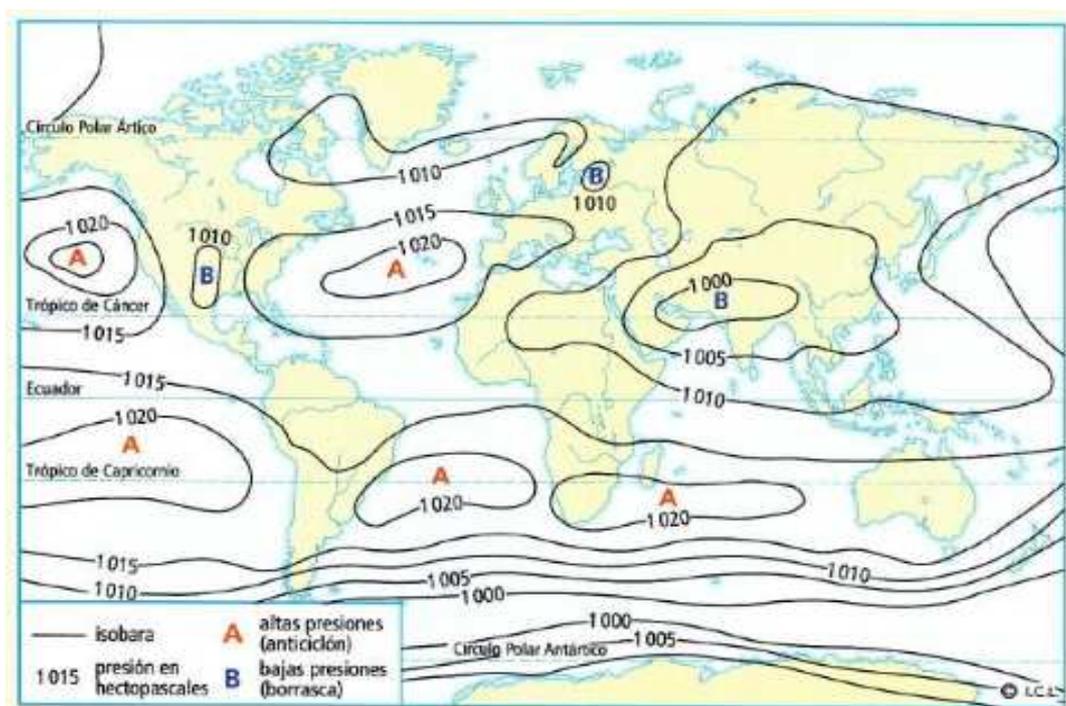
Distribución de la presión en la superficie terrestre

En el Gráfico 6 puede observarse las isobaras anuales para las distintas zonas de la Tierra.

- Banda ecuatorial (15° N – 15 °S): la presión barométrica es baja, inferior a 1013 mb (760 mm).
- 15° S – 40°S: faja de altas presiones, con valores más elevados sobre los mares, donde se forman centros de alta presión (A). Uno se encuentra en el Pacífico, frente a Chile (766 mm o 1021 hPa, aproximadamente). El otro, en el Atlántico, frente a Uruguay, cuya presión en la parte central es de 764 mm o 1018 hPa, aproximadamente.
- 40 °S – 65/70° S: a 40° S la presión anual es de 760 mm, aproximadamente, y baja rápidamente hasta los 65 a 70° S, alcanzando valores de 745 mm ó 993 hPa, aproximadamente.
- A partir de 70° S: se observa un aumento de la presión anual hasta el polo Sur (90° S)

El hemisferio Sur es típicamente marino. En el hemisferio Norte, sobre los mares la distribución de la presión anual es equivalente a la descrita, pero sobre los continentes se presentan diferencias, no observándose el descenso de la presión entre los 40° y 70° N.

Gráfico 6. Isobaras anuales sobre la superficie terrestre



Fuente de la imagen: 1. ESO. Tiempo y clima. Disponible en: <https://docplayer.es/42145578-1-eso-ciencias-sociales-tiempo-y-clima.html>

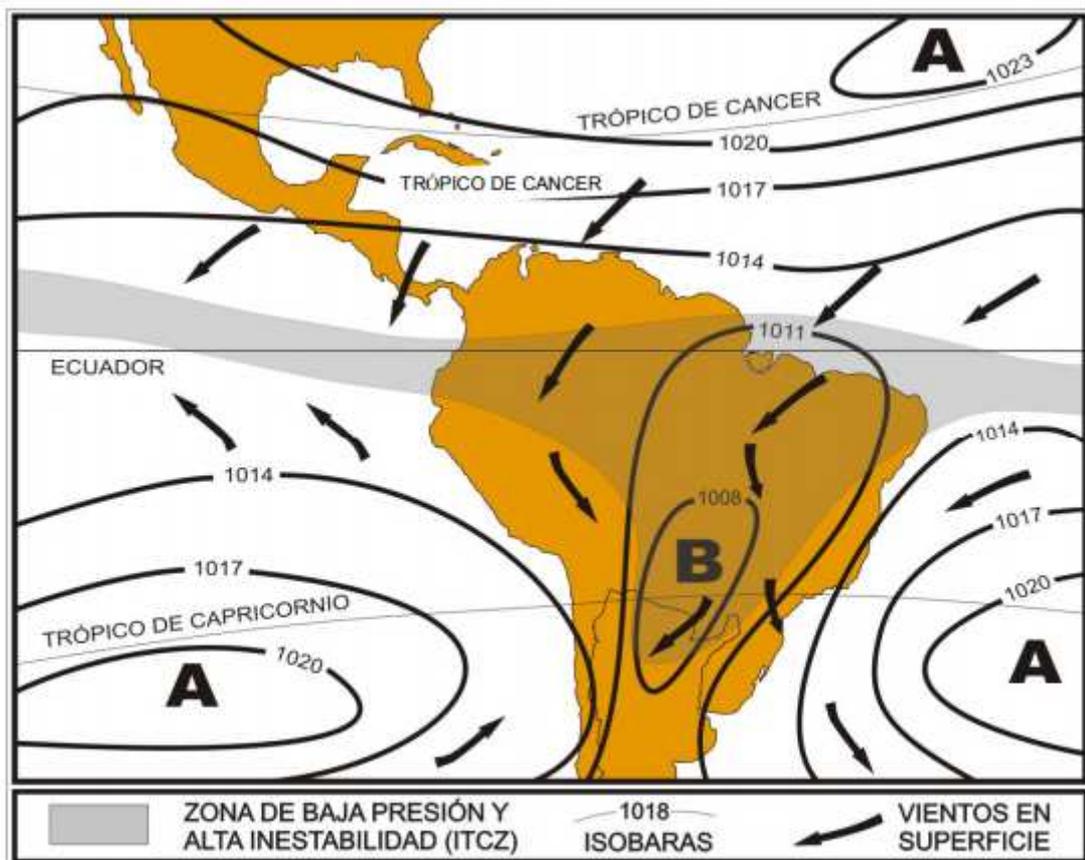
Dada la importancia de la distribución geográfica de la presión atmosférica en la intensidad de los vientos, es importante conocer su variación en el año, tomándose como casos la de los meses más cálidos y más frío. A continuación se describirá la situación de las isobaras de enero y julio, en contraste a las isobaras anuales, con foco en el hemisferio Sur.

Isobaras de enero (Gráfico 7)

- Presión menor que la anual entre los 20° S y 45° S.
- La faja de altas presiones entre 15° y 40° S se rompe sobre América del Sur, separándose los anticiclones del Atlántico y el Pacífico.
- Los anticiclones del Atlántico y el Pacífico quedan separados por una faja de bajas presiones.

Esta faja de baja presión sobre la Argentina hace que el aire cálido y húmedo de las regiones tropicales pueda acceder, favoreciendo las precipitaciones, por lo que al norte del paralelo 40 las precipitaciones se concentran en el verano.

Gráfico 7. Isobaras de enero en el hemisferio Sur



Situación atmosférica en América del Sur en **enero**. Isobaras y vientos en superficie; ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical y centros de baja y alta presión (Frere et al. 1975)

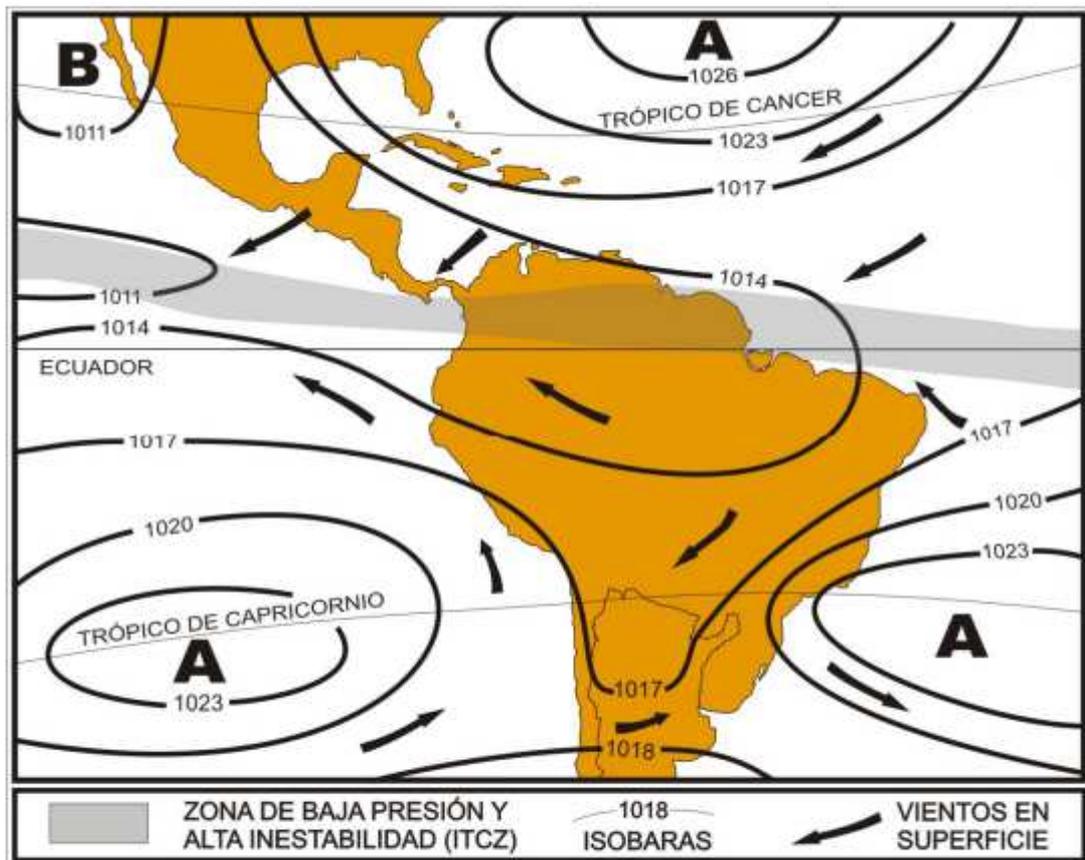
Fuente: Rubí Bianchi, A. & Cravero, S.A.C. 2010. Atlas Climático Digital de la República Argentina. Ediciones INTA. Disponible en: https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-mp-texto_atlas_climtico_digital_de_la_argentina_110610_2.pdf

Isobaras de julio (Gráfico 8)

Son más similares a las anuales, diferenciándose de estas por los valores más elevados que se observan entre los 20° y 45° de latitud. A diferencia de los que ocurre en enero, los anticiclones del Atlántico y el Pacífico se acercan, restableciéndose la faja de altas presiones sobre el continente. Asimismo, estos anticiclones y la faja de altas presiones se ubican más hacia el norte que en enero.

De esta manera, en invierno, en la Argentina prevalecen condiciones anticiclónicas, con días secos y despejados.

Gráfico 8. Isobaras de julio en el hemisferio Sur



Situación atmosférica en **julio**. Isobaras y vientos en superficie; ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical y centros de baja y alta presión (Frere et al. 1975).

Fuente: Rubí Bianchi, A. & Cravero, S.A.C. 2010. Atlas Climático Digital de la República Argentina. Ediciones INTA. Disponible en: https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-mp-texto_atlas_climtico_digital_de_la_argentina_110610_2.pdf

VIENTO

El viento es el aire en movimiento, generalmente en la horizontal y en una dirección. El movimiento ascendente o descendente del aire se llama corriente.

El viento es un factor climático de importancia, ya que da lugar a la ocurrencia de distintos fenómenos meteorológicos, debido a la distinta cantidad de humedad y diversas temperaturas de este aire en movimiento. Puede también llegar a ser una adversidad climática, como el caso de los vientos cálidos y secos como el zonda, o que por su velocidad produzca erosión, roturas, etc.

La causa primaria de los vientos está dada por la diferencia de temperatura que se produce en superficie terrestre y en la atmósfera sobrepuesta y el desplazamiento del viento debería ser, teóricamente, perpendicular a las isobaras. Sin embargo, debido al movimiento de rotación de la tierra, el viento es desviado de esa dirección. Esto se da porque los paralelos son cada vez circunferencias más chicas a medida que aumenta la distancia al Ecuador, pero siguen completando su giro en 24 h. De esta manera, la velocidad de rotación también disminuye del ecuador a los polos. La velocidad de rotación en el ecuador es de 465 m.s^{-1} ; a 45° latitud es de 379 m.s^{-1} ; a 60° de latitud es de 232 m.s^{-1} ; a 70° es de 159 m.s^{-1} y en los polos se hace 0. Estos valores son debidos a que la velocidad angular prácticamente es la misma, pero disminuye cada vez más la velocidad tangencial, en dirección a los polos.

La desviación del viento puede explicarse considerando que una masa de aire que se desplaza desde una latitud a otra va a poseer dos velocidades: una de impulsión, que sigue la dirección del meridiano y otra originada por la rotación de la tierra. La acción desviante de la dirección del viento respecto a la perpendicular a las isobaras aumenta con la latitud y la velocidad del viento, según la siguiente fórmula:

$$D = 2 \omega v \text{ sen } \lambda$$

Donde	D =	Desviación
	ω =	velocidad angular del movimiento de rotación de la tierra, a la latitud considerada
	v =	velocidad del viento (m.s^{-1})
	λ =	latitud

Esta fuerza aparente debida a la rotación de la Tierra se denomina **fuerza de Coriolis**. Cuando el aire se desplaza en sentido longitudinal, se desvía hacia la izquierda de su trayectoria en el hemisferio Norte y hacia la derecha en el hemisferio Sur; siendo la magnitud de la desviación cada vez mayor cuanto más se aleja del ecuador (Gráfico 9).

De esta manera, en el hemisferio Sur un viento que debiera soplar con dirección sur, aparece soplando en dirección sudeste, y una masa de aire de dirección norte aparecería como proveniente del noroeste.

Gráfico 9. Fuerza de Coriolis



Fuente de la imagen. Portillo, G. Meteorología en red. Disponible en: <https://www.meteorologiaenred.com/efecto-coriolis.html>

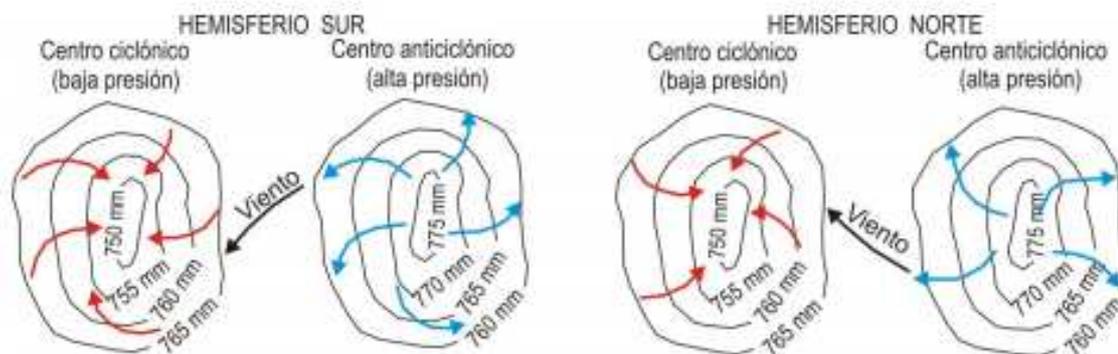
Otras fuerzas que actúan haciendo desviar el desplazamiento de los vientos son: la fricción de la superficie terrestre con la atmósfera y las irregularidades de la superficie.

La orientación del aire adquiere particular desplazamiento en los llamados "centros de presión" que son de dos tipos (Gráfico 10).

- Centro de baja presión o centro ciclónico: es un sistema de isobaras concéntricas y cerradas, con la presión disminuyendo hacia el centro del sistema. En estos centros los vientos son convergentes, ascendentes y giran en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio Sur y a la inversa en el hemisferio Norte. En los centros de baja presión el movimiento del aire está regido por tres factores: 1. el gradiente básico que tiende a llevar la masa de aire hacia el centro, 2. el movimiento giratorio de todo el sistema y que responde a las fuerzas centrífugas y 3. la traslación total dentro de masa atmosférica. Al producirse la convergencia de la masa del aire, se ve obligada a subir, quedando sometida a un descenso de la temperatura por enfriamiento adiabático, condensaciones, lluvias, etc. Esto se da particularmente en los centros ciclónicos de origen dinámico. También pueden producirse centros ciclónicos de origen térmico, que en general presentan tiempo bueno y cálido.
- Centro de alta presión o centro anticiclónico: área cerrada concéntrica constituida por masas de aire en que la presión atmosférica disminuye del centro a la periferia. Los vientos son divergentes y descendentes. En este caso no hay lugar a las condensaciones. Por lo general son sistemas de buen tiempo, en general frío. En este caso la dirección de los vientos en superficie es de sentido contrario al de las agujas del reloj en el hemisferio Sur y en el mismo sentido en el hemisferio Norte.

Tanto los centros de baja como de alta presión están constituidos por masas de aire de grandes dimensiones que se pueden definir como una parte de la atmósfera de gran extensión con condiciones determinadas y características estables, en todo su diámetro.

Gráfico 10. Centros de baja y alta presión y desplazamiento de los vientos según hemisferio



Fuente: Pavicich, M y otros. Adaptado

Fuente de la imagen: Textos para el estudiante - 2012. Programa Nacional Olimpiada de Geografía de la República Argentina - Universidad Nacional del Litoral. Disponible en: <https://www.fhuc.unl.edu.ar/olimpiadageo/2012/B%20-%202012/131-170%20-%20Atmosfera.pdf>

Circulación de la atmósfera

Pueden considerarse distintos tipos de circulación, según se considere la circulación de los vientos en el sentido temporal o espacial. En sentido general, y considerando las variaciones de latitud y de acuerdo a la distribución de la presión atmosférica sobre la Tierra, puede definirse una **circulación general de la atmósfera** que se refiere a los vientos constantes o permanentes es decir, los que soplan durante todo el año (por ejemplo: alisios). La principal causa de esta circulación es el calentamiento diferencial de la superficie terrestre y el transporte de masas de aire que se dan en la atmósfera para balancear estas diferencias.

También puede considerarse una circulación más restringida en tiempo y espacio, definiendo **circulaciones especiales**, que son las que originan los vientos locales y estacionales.

Para explicar la circulación general de la atmósfera se desarrollaron distintos modelos:

1. *Modelo de una celda (Celda de Hadley)* (Gráfico 11): en este modelo se hacen las siguientes suposiciones:
 - La superficie terrestre es homogénea, por lo que no se da un calentamiento diferencial entre los continentes y los océanos

- Los rayos solares llegan siempre perpendiculares al ecuador, por lo que no existen las estaciones del año
- No se considera la rotación de la Tierra

Así, la circulación se explica con una celda de circulación para cada hemisferio, conducida únicamente por la diferencia de calentamiento entre el ecuador y los polos. En el ecuador, el calentamiento genera un centro de baja presión, y en los polos el aire frío un centro de alta presión, produciéndose así en flujo de aire con movimiento descendente (subsistencia) dado por el calentamiento y ascenso del aire en el ecuador y el enfriamiento y descenso en los polos.

Este esquema deja de ser válido cuando se considera la rotación de la Tierra, debido a la fuerza de Coriolis.

El modelo propuesto por Hadley se cumple se cumple entre el Ecuador y los 30° de latitud en ambos hemisferios, considerándose de circulación directa, dado que el aire caliente asciende en el Ecuador y el aire frío desciende en las zonas subtropicales, generando los vientos Alisios.

Así, se propone otro modelo otro modelo:

2. Modelo de tres celdas (Gráfico 12).

Este modelo incluye a la rotación de la Tierra, aunque no considera las diferencias entre océanos y continentes.

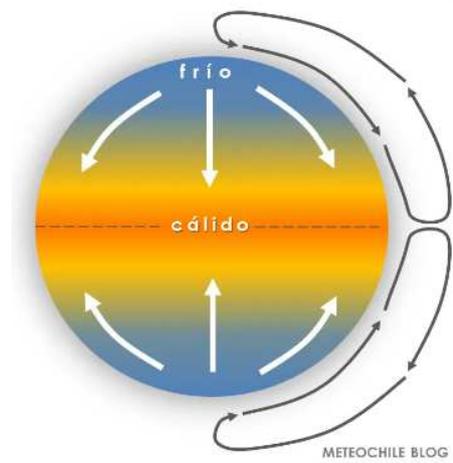
Además de la celda de Hadley, con las características ya descritas, incluye otras 2 celdas:

Celda de Ferrel: que se extiende desde 30° hasta 60° de latitud en ambos hemisferios. Es una celda de circulación indirecta, dado que el aire que desciende en la región subtropical es relativamente más cálido que el que asciende de latitudes más altas, cerca de los 60°. Los vientos superficiales u horizontales de la celda de Ferrel son los vientos del Oeste.

Celda Polar: se extiende entre los 60° de latitud y los polos. Es una celda de circulación directa.

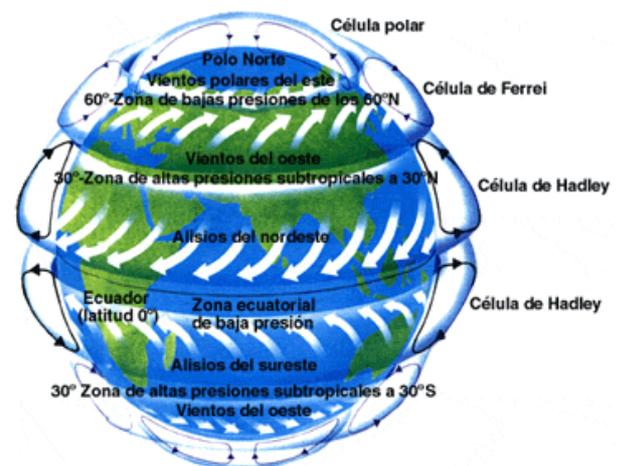
La circulación superficial de ambas celdas de Hadley es desviada hacia el oeste por la fuerza de Coriolis, dando lugar a los **vientos alisios**, que se observan desde el ecuador hasta los 30° latitud, desde el SE en el hemisferio Sur y desde el NE en el hemisferio Norte. Sobre la banda ecuatorial predomina la calma.

Gráfico 11. Esquema de circulación de una celda



Fuente de la imagen. Vasquez, R. 2019. Circulación General: El origen de los vientos en la Atmósfera. MeteoChile Blog. Disponible en: <http://blog.meteochile.gob.cl/2019/01/24/circ>

Gráfico 12. Esquema de circulación de tres celdas



Fuente: Strahler, 1984.

Fuente de la imagen. Atmósfera. Disponible en: http://www7.uc.cl/sw_educ/contam/atm/atm25.htm

Los alisios son vientos regulares y constantes. Cuando soplan desde el mar hacia la tierra producen lluvias abundantes (Natal, en Brasil, por ejemplo); mientras que si soplan desde los continentes, las lluvias son escasas, con la presencia de desiertos, aún en zonas costeras (Mauritania, África Occidental).

Los vientos alisios convergen hacia una franja cercana al ecuador (zona de convergencia intertropical), donde se producen movimientos ascendentes de aire húmedo, generando nubes convectivas y precipitaciones.

Alrededor de los 30° de latitud coinciden las ramas descendentes de las celdas de Hadley y Ferrel, generando una zona de alta presión (cinturón de anticiclones subtropicales), donde los vientos son débiles y calmos, con baja humedad relativa.

Entre los 30° y 60° el flujo hacia los polos es desviado hacia el oeste, dando lugar a los **vientos del oeste**, que son más variables que los alisios debido a la migración de sistemas de alta y baja presión. Estos vientos, prevalentes del NW o el W son los que se observan en la Patagonia.

Alrededor de los 60° se ubica otra faja de baja presión en la que converge el aire frío proveniente de los polos con el aire más cálido de las zonas subtropicales, generando una zona de separación que da origen al **Frente Polar**. Este Frente es una sucesión de centros de baja presión asociados a frentes fríos y cálidos que irrumpen en región de los oeste.

En síntesis, se identifican 2 zonas de alta presión: alrededor de los 30° de latitud y en los polos; y 2 zonas de baja presión: sobre el ecuador y cerca de los 60° de latitud.

Sin embargo, las bandas de presión descritas no se dan en forma continua sobre la superficie terrestre debido a la distribución desigual de tierras y mares. Así, los sistemas de presión aparecen como células aisladas. Entre éstos se destacan los anticiclones subtropicales, entre los 25° y 30° de latitud sobre los océanos, que permanecen todo el año; además de otros sistemas estacionales. En el hemisferio Sur, la variación más grande entre enero y julio se da en el desplazamiento entre 5° y 10° de latitud de las altas subtropicales, acompañando a los rayos solares. En el hemisferio Norte estos cambios estacionales son más marcados.

De esta manera, existen también **vientos estacionales**, como los monzones. Los **monzones** son vientos típicamente estacionales que se producen por el mayor calor de los continentes respecto de los mares, en verano; y por el mayor enfriamiento, en invierno (Gráfico 13). Por el mayor calor en verano se forma sobre el continente un centro de baja presión, que trae como consecuencia la convergencia de vientos de zonas vecinas, como viento húmedo, por provenir de mares. En invierno hay un mayor enfriamiento en el continente, formándose un centro de alta presión, con vientos que soplan hacia el mar. Donde se produce este fenómeno las lluvias se dan en forma abundante en el verano, y los inviernos son secos. La India es el país típico de estos monzones. Por ejemplo en Tchenapungi, una de las zonas con máxima precipitación (12.000 mm), ésta se produce en solo 6 meses, mientras los otros 6 meses es prácticamente seca. La India esta encajonada en la máxima elevación del mundo (Himalaya), lo que produce tremendos calores en verano. Si no existiese esta característica orográfica, el sistema monzónico se extendería. Más allá del cordón está el desierto de Gobi que es muy seco. El monzón se produce en otros países más levemente.

En Sud América, debido a la poca anchura del continente, las condiciones no son favorables para la producción de monzones. A pesar de ello, en la parte centro-este o este por arriba del Río Colorado de la República Argentina, la zona es monzonal. Así,

en Buenos Aires, los vientos húmedos del Este son mucho más frecuentes, en verano que los secos del Oeste, mientras que en invierno prácticamente igualan su frecuencia.

Gráfico 13. Monzones de invierno y de verano



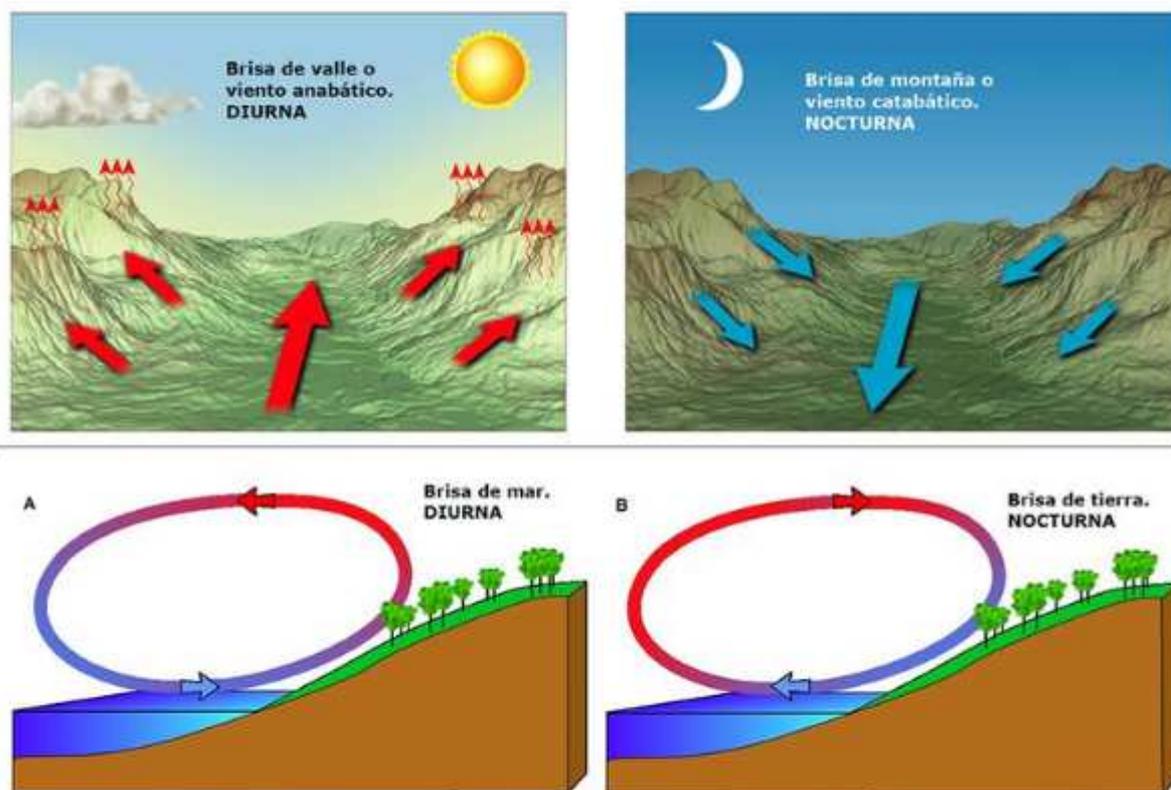
Fuente de la imagen: Sanchez Rabat, S. 2011. Los monzones. Disponible en: <http://cambioclimaticoenergia.blogspot.com/2011/02/los-monzones.html>

El mismo fenómeno actúa produciendo **vientos diarios** en regiones costeras, produciendo **brisas de mar y de tierra** o **brisas de valle y de montaña** (Gráfico 14).

Durante el día hay mayor temperatura sobre el suelo y se produce un centro de baja presión, por efecto del calentamiento del suelo con respecto al mar. Entonces, soplando vientos del mar hacia la tierra: **brisas de mar**. Durante la noche es a la inversa: el suelo es más frío que el mar y el centro de baja presión se desplaza a la superficie acuosa, la tendencia es que los vientos soplen de la tierra al mar: **brisas de tierra**. Ambos tipos de brisas se observan más en zonas tropicales, abarcando una franja de 40-50 km alrededor del mar, hasta una altura de 200 a 300 m.

Un fenómeno equivalente ocurre cuando se produce un calentamiento más intenso sobre las laderas de los valles, razón por la cual hay ascenso del aire hasta cierta altura. De esta manera aparece la **brisa del valle** durante el día. Lo contrario pasa por la noche debido al mayor enfriamiento de las laderas: el aire se desplaza de las partes superiores hacia las inferiores por ser más denso, por lo tanto: más pesada, es la **brisa de la montaña**.

Gráfico 14. Esquema de vientos diarios



Arriba: esquema de las brisas de valle y de montaña. Abajo: esquema de las brisas de mar y de tierra. Autor: Fernando Llorente Martínez.

Fuente de la imagen: MeteoRed. Disponible en: <https://www.tiempo.com/noticias/divulgacion/brisas-los-vientos-que-te-refrescan.html>

En todas las regiones hay vientos que soplan algunas veces al año, son **vientos locales** que se producen por una determinada evolución de los centros de presión y masas de aire, junto a la fisiografía del lugar.

Ejemplos de estos vientos en el mundo son el mistral (Francia), el simún (desiertos de África y Arabia), el siroco (costa Norte de África), así como:

Bura o Bora: es un **viento gravitacional o de drenaje**, que no se originan por diferencias térmicas sino simplemente por efecto gravitatorio o simple peso del aire. Se da en Asia Oriental (Xinjiang, Siberia y Kazajistán). Se da por un efecto del frío acumulativo y ocurre que al llegar a cierto límite el aire denso, frío, desborda en forma dirigiéndose hacia zonas o lugares de más bajo nivel. Ese aire frío provoca un soplo de corrientes ventosas. Son ráfagas que pueden llegar a ser muy destructivas (parecido a lo que ocurre en Santa Ana, California).

Viento tipo Föhn: son vientos fuertes, intensos, secos, cálidos, que se desarrollan ocasionalmente sobre los grandes sistemas montañosos como los de Europa Central (Alemania). Hay un caso parecido en las Rocallosas de EE.UU "el Chinook" y en nuestro país el Zonda.

En la Argentina, se producen vientos locales, como el Zonda, el Pampero, la Sudestada y el viento Norte (Gráfico 15).

Gráfico 15. Circulación de los vientos locales en Argentina



Fuente de la imagen. <https://infoagro.com.ar/el-zonda-el-pampero-y-la-sudestada/>

Zonda (Gráfico 16): viento N o NW que sopla en las provincias cuyanas hacia fines de invierno o primavera. Está provocado por un centro de baja presión, muy fuerte que ocurre principalmente en las zonas del centro y oeste del país, principalmente en San Juan, Mendoza, La Rioja y Catamarca, y en conexión de otro centro de alta presión ubicado del otro lado de la Cordillera sobre el Pacífico. Los vientos provenientes del Pacífico superan las cumbres de la Cordillera y en su descenso del lado argentino la masa de aire se calienta y deseca, constituyendo un viento muy seco y caluroso. La humedad relativa es muy baja al descender (alrededor del 15-20%) y la temperatura

puede llegar de 20-25 °C hasta 35 °C en pocas horas. Ello trae un efecto pernicioso sobre la producción agrícola, ya que por lo general coincide con la floración de la vid.

En función de las modificaciones que se producen en la masa de aire, se puede calcular, aproximadamente, la temperatura y humedad relativa, según la altura atravesada. Por ejemplo, considerando 14 °C y 60% de humedad relativa en el oeste andino, de acuerdo al gradiente adiabático la masa de aire al ascender se enfriará 1 °C cada 100 m; a los 1.000 m con humedad relativa 100% produce nieve, heladas o precipitaciones; sigue subiendo y enfriándose y al alcanzar la máxima altura pasa las cumbres y por "gravitación" cae calentándose a medida que desciende y por lo tanto, es sofocante y seco en la llanura.

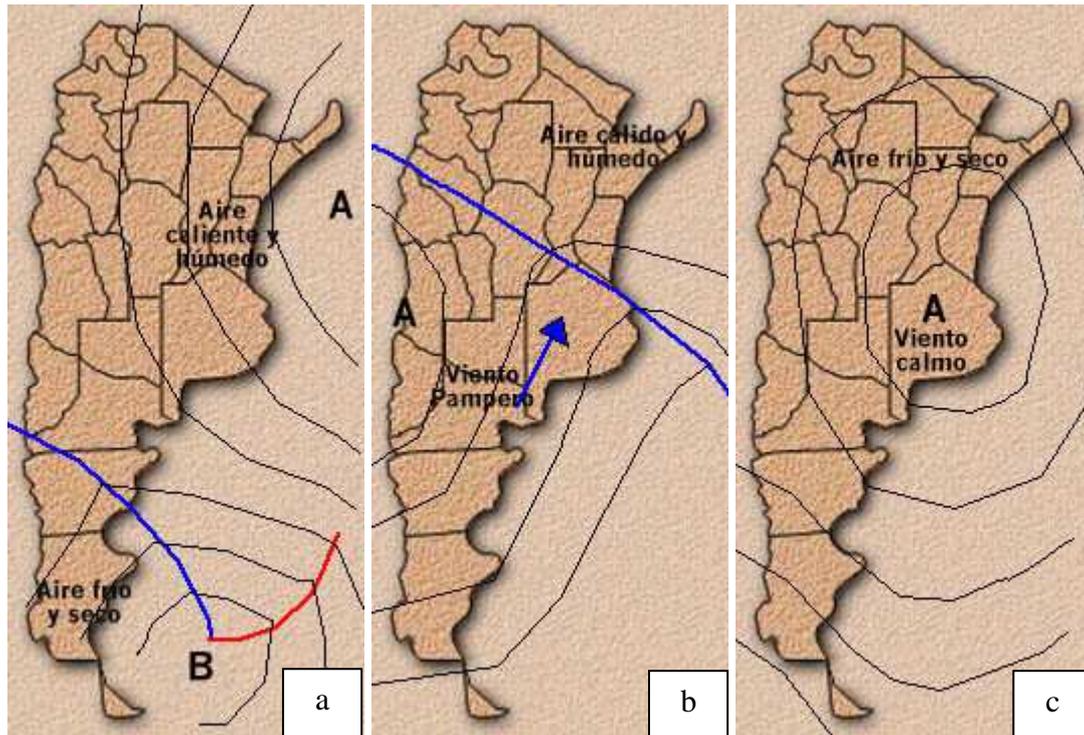
Gráfico 16. Viento zonda



Fuente de la imagen. <https://infoagro.com.ar/el-zonda-el-pampero-y-la-sudestada/>

Pampero: se produce cuando un centro de baja presión ubicado en el océano Atlántico, entre Mar del Plata y la península de Valdés y un centro de alta presión ubicado en el océano Pacífico (40° S), determinan el avance de una masa de aire polar hacia el NE. Es un viento con dirección SW, seco y frío, que despeja el cielo. Sopla especialmente en la provincia de Buenos Aires, con dirección SW, y puede alcanzar velocidades que varían de 50 – 40 km por hora en forma de ráfagas, mientras que en la Patagonia la velocidad es superior a los 80 km por hora. Por lo general, después de soplar el Pampero, ocurren heladas muy intensas en invierno. El aire es claro y despejado después del pasaje del Pampero, por un gran enfriamiento (Gráfico 17).

Gráfico 17. Situación sinóptica del Pampero



- a. Previo al Pampero: aire cálido y húmedo sobre las llanuras argentinas y un frente frío sobre el norte de la Patagonia, procedente del Océano Pacífico, que pierde gran parte de su humedad al atravesar la Cordillera. b. Frente frío se desplaza hacia el Río de la Plata. c. Luego, un centro de alta presión se ubica sobre la provincia de Buenos Aires.

Fuente. Balaudo, L. 2020. Disponible en: <https://www.infocampo.com.ar/se-acercan-los-meses-frios-y-acecha-el-viento-pampero/>. Tomado de Lamas, A. & Maio, S. 2013. Agrometeorología.

Sudestada: estado de mal tiempo que se localiza en el Río de la Plata, tanto en la costa argentina como uruguaya (Gráfico 18). Son vientos fuertes del sector SE, que pueden estar acompañados por lluvias débiles a moderadas. Es de corta duración 1 a 3 días, acompañado por lo general de tiempo nublado. Los vientos del SE favorecen la acumulación de agua sobre las costas e impide la descarga de los ríos de la región en el Río de la Plata, lo que acompañado de las lluvias puede producir inundaciones en el este de Buenos Aires y en los alrededores del Río de La Plata. Ocurre cuando los vientos emitidos por un centro de alta presión ubicado sobre la Patagonia convergen hacia una baja en el litoral. Un frente frío cruza la Patagonia y se estaciona después de cruzar el Río de la Plata. Este viento es el resultado de vientos emitidos por un centro de alta presión ubicado en la Patagonia, un anticiclón móvil que se instala en el Océano Atlántico a la altura de Península de Valdés y avanza en dirección SE, reingresando al continente y aumentando su intensidad a medida que aumenta la depresión instalada en el sur de la Mesopotamia. El centro de baja presión del litoral provoca el ingreso de aire cálido y húmedo sobre la región.

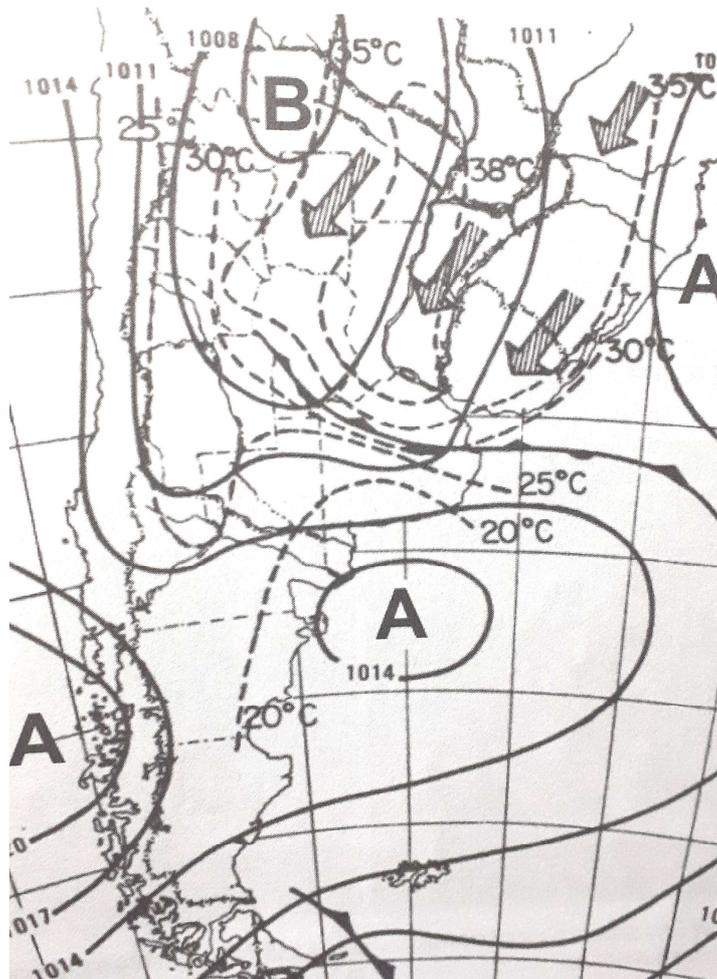
Gráfico 18. Sudestada



Fuente de la imagen. <https://slideplayer.es/slide/4144050/>

Viento Norte: es un viento de alta temperatura y elevado contenido de humedad, más frecuente en verano. Produce malestar, incomodidad, distintos trastornos que se denominan en conjunto "golpe de calor", estrés calórico en ganados y cultivos. Es producido por el anticiclón del Atlántico que se acerca a la costa del sur de Brasil y de la depresión en el NOA que intensifica el empuje del aire cálido hacia el sur hasta el norte de la Patagonia. Este estado finaliza con vientos fríos del sur que desalojan la masa de aire cálido (Gráfico 19).

Gráfico 19. Situación sinóptica del viento Norte



Fuente de la imagen. SMN. Lamas, A. & Maio, S. 2013. Agrometeorología.

Variación diaria de la velocidad del viento

La velocidad del viento experimenta una variación diaria muy neta, en forma semejante a la variación diaria de la temperatura. Es muy pequeña durante la noche, y va en aumento desde la salida del sol hasta alcanzar su máximo poco después de mediodía. Posteriormente disminuye hasta la madrugada.

La amplitud diaria de la velocidad (diferencia entre la máxima y la mínima velocidad) es mayor con cielo despejado que con cielo cubierto y también es mayor en verano que en invierno.

Estas variaciones se explican del siguiente modo: durante la noche, frecuentemente se produce inversión de temperatura en las capas bajas de la atmósfera, es decir, que las capas más próximas al suelo son las más frías y también las más densas, el aire está en equilibrio estable y de ahí la calma. Durante el día, las capas más próximas al suelo son las más calientes el aire es más liviano y el equilibrio inestable.

MASAS DE AIRE

Una masa de aire es un gran volumen de aire cuyas condiciones de temperatura y humedad son muy uniformes en toda su extensión, en sentido horizontal. La condición para esto es que permanezca inmóvil o se mueva muy lentamente sobre una región, permitiendo que las capas de aire obtengan características térmicas e hídricas concordantes con la superficie sobre la que se encuentran.

En contacto con el suelo va perdiendo esta característica de uniformidad, debido a que intercambian con el suelo su temperatura y su humedad. Esos volúmenes de aire se forman en lugares geográficos cuyas condiciones se presentan para ser "puntos de origen de masas de aire".

Las características o condiciones más propicia para la formación de masas de aire es una gran superficie llana y condiciones de presión atmosférica que determinan corrientes de aire divergentes, o sea, alta presión o anticiclónicas. Las condiciones de anticiclón, por el aire descendente y divergente determinan que las isotermas tienden a separarse una de otra, para generar grandes superficies de igual temperatura; a diferencia de las ciclónicas, que tienen grandes gradientes en superficie.

Las cualidades de anticiclones se consiguen en las regiones polares generadoras de grandes masa de aire frío. Las regiones del norte de Siberia y norte de Canadá son también grandes formadoras de masas de aire frío.

En las zonas de desiertos, como el Sahara, el Desierto Australiano (también de altas presiones) se forman masas de aire caliente y seco. Normalmente, las masa de aire originadas sobre continente son secas y las masas de aire originadas sobre mar son húmedas.

Las masas de aire se pueden clasificar por distintas características:

- 1) Por su lugar de origen: según la latitud: Ártica o Antártica (A), Polar (P), Tropical (T). Según la naturaleza de la superficie: continental (C) o marítima (M)

En su lugar de origen, las masas de aire tropicales son cálidas y las árticas, antárticas y polares, frías; con mayor o menor contenido de humedad, según sean marítimas o continentales.

- 2) Por su característica: secas, húmedas, frías, cálidas

Las **masas de aire frío** poseen menor temperatura que la superficie de la región que atraviesan. Son generalmente extensas y pertenecen a latitudes polares, y en invierno a latitudes más bajas. Las condiciones de origen de la masa y su evolución determinan en la masa una estratificación estable en especial cerca del suelo, es decir característica de los gradientes verticales normales o subadiabáticos. La humedad específica es baja ya que la capacidad de la masa es reducida. Al desplazarse sobre una superficie caliente sufre un calentamiento que determina la formación de gradientes mayores en su parte inferior y una cierta inestabilidad térmica en capas bajas, puede llevar a un movimiento de convección acompañado de nubosidad cumuliforme. Esto siempre y cuando la superficie

sea una superficie húmeda. Si la masa de aire se desplaza sobre una superficie seca, no se forman nubes.

En el Hemisferio Norte estas masas de aire polar determinan la ocurrencia de un tipo de heladas advectivas o con vientos que son consecuencia de desplazamiento de masas de aire de temperaturas inferiores a 0 °C (no las hay en el Hemisferio Sur). En invierno, en la Argentina, suelen ingresar desde sur masas de aire frío de la Antártida, avanzando hacia el norte, pudiendo alcanzar provincias centrales y septentrionales, provocando heladas nocivas para los cultivos.

Las **masas de aire caliente** poseen mayor temperatura que la superficie de la región que atraviesan, enfriándose en la capas bajas y adquiriendo estabilidad. Las masas de aire caliente se originan en los anticiclones tropicales, caracterizados por una estratificación inestable o condicionalmente inestable. Su humedad específica es grande, en especial si vienen de mares. Esas masas de aire ceden calor a la superficie más frías que ellos, y se enfrían desde abajo hacia arriba; hay gradientes subadiabáticos en la parte inferior que acentúan poco a poco su estabilidad. En la parte inferior, si la masa se desplaza lentamente se forman nieblas. Si es rápida y violenta se forman nubes del tipo estrato y aún lloviznas persistentes.

- 3) Por su recorrido: si se calienta, si se enfría, si se humedece.
- 4) Por su edad: la edad les hace perder sus caracteres originales y se puede reconocer por el cambio o modificaciones que ha sufrido la masa en sus gradientes verticales de temperatura y de humedad. A mayor edad, mayores transformaciones.

Estas masas de aire pueden enfrentarse con masas de características contrarias, comportándose ambas masas de aire como cuerpos independientes. Es decir, no se mezclan inmediatamente, sino que mantienen sus características. En general cuando dos masas de distintas características se encuentran la superficie de choque o plano de choque entre las dos masas adquiere una posición inclinada con relación a la superficie del suelo. Esa superficie o plano recibe el nombre de "superficie frontal" y la línea que se forma en la intersección de ese plano de superficie frontal con la superficie del suelo, se llama "**frente**". El estudio de las masas de aire, sus frentes y la actividad de estos es donde se apoya todo el estudio del pronóstico del tiempo.

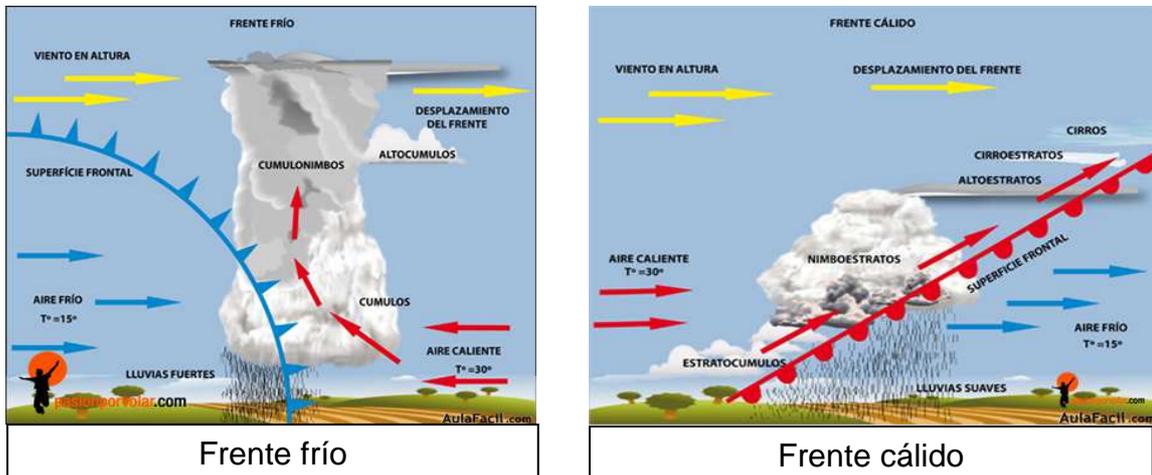
Según la masa que presente mayor empuje, los frentes se clasifican en **frentes fríos** o **frentes cálidos** (Gráfico 20).

Frente frío: la masa fría es la activa, desalojando o empujando a la masa más caliente. El aire frío se introduce como una cuña agresiva debajo del aire cálido, desplazándolo y obligándolo a subir. El aire caliente se eleva rápidamente enfriándose adiabáticamente con la producción de cumulus (nubes de tormenta y truenos) y cumulus nimbus (con granizo). Son las líneas o frentes de turbonadas.

Frente cálido: cuando una masa de aire cálido, por su mayor velocidad, desplaza a una masa de aire frío y asciende activamente sobre ella. Cuando la masa caliente trata de desalojar a la fría (de aire más denso), no puede pues el aire de esta última es más difícil

de desalojar. Por lo tanto, el aire caliente resbala sobre el frío, ascendiendo en forma más lenta e inclinada, respecto a como lo hace en un frente frío. Así, se enfría formando cirrus, luego cirrostratus y más tarde altostratus (a veces, altocumulus), y posteriormente termina con stratus (nubes bajas, grises, con precipitaciones de lloviznas, lluvias finas, muy persistentes. Esto se da porque el aire caliente tarda mucho en desalojar al frío.

Gráfico 20. Frente frío y frente cálido



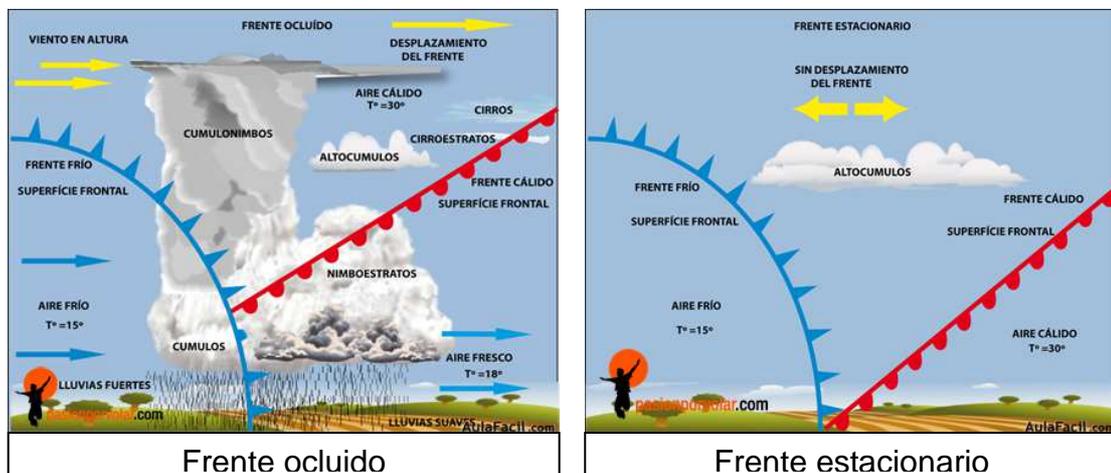
Fuente de la imagen. Tipos de Frentes. AulaFácil. Disponible en: <https://www.aulafacil.com/cursos/medio-ambiente/el-tiempo-meteorologico/tipos-de-frentes-l36715>

Los frentes también pueden ser ocluidos o estacionarios (Gráfico 21)

Frente ocluido: cuando después de pasar un frente frío pasa otro frente frío, se forman los frentes ocluidos en que el aire caliente queda encerrado en altura, entre las dos masas de aire frío.

Frente estacionario: son frentes que no se desplazan. En superficie los vientos son paralelos a la zona frontal pero con dirección opuesta a un lado y otro del frente. Se presentan cielos claros a parcialmente nublado; y pasan a ser frentes cálidos o fríos ni bien una de las masas de aire se mueve.

Gráfico 21. Frente ocluido y frente estacionario

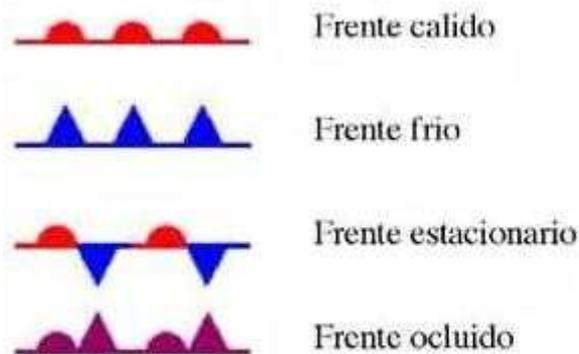


Fuente de la imagen. Tipos de Frentes. AulaFácil. Disponible en: <https://www.aulafacil.com/cursos/medio-ambiente/el-tiempo-meteorologico/tipos-de-frentes-l36715>

El frente no es una superficie de discontinuidad absoluta; sino que hay un espesor en el que dan intercambios de temperatura, presión, humedad, etc. Ese espesor es de 200 o 500 cm, por lo tanto son bastante individuales. La superficie frontal y el frente significan un cambio en la temperatura, la presión y dirección del viento. El cambio de temperatura se debe a la temperatura de la masa y el cambio de presión obedece a la densidad. La consecuencia de ese cambio de presión, que significa una desviación o rotura de las isobaras sobre la línea del frente, determina un cambio bastante brusco en la velocidad y dirección del viento.

En los mapas se ha adoptado una metodología para representar a los frentes (Gráfico 22). Los frentes fríos se grafican con una línea con triángulos agudos a distancia uniforme.

Gráfico 22. Representación de los tipos de frente



Fuente de la imagen. Tipos de Frentes. AulaFácil. Disponible en: <https://www.aulafacil.com/cursos/medio-ambiente/el-tiempo-meteorologico/tipos-de-frentes-136715>

PRECIPITACIÓN

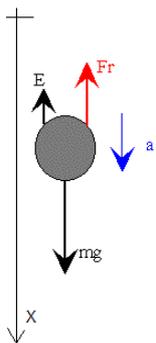
Las nubes se consideran como un aerosol formado por gotitas (que en promedio poseen un diámetro medio de 0,01mm) y cristalitas de hielo que pueden estar suspendidos por mucho tiempo. Las nubes tienen un equilibrio coloidal que es mantenido por estabilidad. El pequeño tamaño de las gotas hace que las mismas caigan muy lentamente, debido a la resistencia que les opone el aire. Muchas de ellas, al atravesar capas de aire más seco y cálidos, se evaporan, disipándose sin precipitar. Otras, a las pocas horas de formadas precipitan, en estas se rompe el equilibrio coloidal. Como condición previa de la precipitación las gotitas aumentan de tamaño y puedan vencer por su peso la fuerza que ejerce el aire ascendente.

Se ha admitido que para que una gota de agua de nube precipite es necesario que adquiera un diámetro de 1 a 2 mm de diámetro. Para que las gotas alcancen ese tamaño es necesario sumar muchas gotitas. Ese crecimiento se debe hacer en forma rápida. En

laboratorio se comprobó que el proceso de condensación sobre núcleos requiere unos minutos para formar una gota de 0,1 mm, 3 horas para que se forme una de 1 mm y muchos días para que se forme una gota de 3 mm.

Hay nubes que precipitan rápidamente luego de formadas. Se supone que dentro de la nube se produce un fenómeno que genera una chispa que rompe la estabilidad coloidal y produce un rápido aglutinamiento de las gotitas. Se han explicados distintos mecanismos (teorías) que desencadenan la precipitación, según el tipo de nubes. La **Teoría de coalescencia o captura** explica la precipitación en nubes calientes, que se desarrollan a temperaturas que no alcanzan a 0 °C (no alcanzan gran altura) y la **Teoría de cristales de hielo o de Bergeron y Findeisen**, en nubes que se producen a menos de 0 °C (alcanzan una mayor altura):

Teoría de la coalescencia o captura: se basa en la distinta velocidad de caída que tiene las gotas de acuerdo a su tamaño y a su peso. Cuando una gota cae adquiere una velocidad acelerada por la gravedad terrestre, pero al ir hacia el suelo debe vencer la fricción que le opone el aire. Cuando aumenta la velocidad se agranda la fricción y por lo tanto la resistencia y llega un momento en que esas fuerzas se equilibran y la gota cae con una velocidad uniforme, esa es la velocidad terminal, que es distinta según el tamaño de las gotas.



Considerando que el aire es un fluido, las gotas para estar en suspensión se encuentran en equilibrio. La gota es una esfera, por lo tanto, cuando se encuentra en equilibrio:

$\Sigma Fr = 0$; es decir $E + Fr - P$; $E = \rho \cdot v \cdot g$; $Fr = 6 \cdot \eta \cdot n \cdot r \cdot v$ y $p = m \cdot g$; donde E = empuje; Fr = Fuerza viscosa; P = Peso de la gota = $m \cdot g$; a = caída; v = volumen de la esfera = $\frac{4}{3} \eta \cdot r^3$

En ausencia de campo eléctrico, el descenso de la gota está provocado por la fuerza de la gravedad, aunque debe considerarse el empuje que ejerce el aire, por lo que en realidad **se debe tener en cuenta su peso aparente**, es decir, el peso de la gota menos el peso del aire que desaloja

$$P_{ap} = P_{gota} - P_{aire} = (\rho_{agua} - \rho_{aire}) \cdot V \cdot g$$

Debido a la resistencia del aire, la partícula alcanza una **velocidad terminal** que no varía, es decir, se desplaza sin aceleración. Si se considera a las gotitas como partículas esféricas que se mueven a través de un fluido, **la fuerza de fricción viene descrita por la ley de Stokes**

$$F_{roz} = 6\pi\eta r v$$

$\eta \rightarrow$ viscosidad del aire
 $r \rightarrow$ radio de la gota
 $v \rightarrow$ velocidad terminal de la gota

Igualando ambas fuerzas, se pueden obtener sendas expresiones que permiten calcular el radio de la gota o bien la velocidad terminal a la que se mueve:

$$\begin{aligned}
 (\rho_{agua} - \rho_{aire}) \cdot V \cdot g &= 6\pi\eta r v \\
 (\rho_{agua} - \rho_{aire}) \cdot \frac{4}{3}\pi r^3 \cdot g &= 6\pi\eta r v \\
 v &= \frac{2gr^2(\rho_{agua} - \rho_{aire})}{9\eta} \\
 r &= \sqrt{\frac{9\eta v}{2g(\rho_{agua} - \rho_{aire})}}
 \end{aligned}$$

Se quiere ejemplificar que tanto v como r permiten diferenciar el tamaño y velocidad de la gota que llega a la superficie terrestre, como se observa en el siguiente cuadro, destacando que los cuatro últimos no caen.

Diámetro (μm)	Velocidad terminal (m s^{-1})	Observaciones
5000	8,9	Grandes gotas de lluvia
1000	4,0	Pequeñas gotas de lluvia
500	2,8	Lluvias más finas
200	1,5	Llovizna
100	0,3	Grandes gotas de lluvia
50	0,076	Medianas gotitas de nubes
10	0,003	Pequeñas gotitas de nubes
1	0,00004	Núcleos de condensación

Así, cuando la corriente de aire ascendente es mayor o igual a esas velocidades en m s^{-1} , la gota no puede caer y entonces no precipita. En los cumulus las corrientes ascendentes tienen gran velocidad y luego, al parar esas corrientes caen en forma de chaparrones.

En las nubes hay gotas de $20 \mu\text{m}$ ($0,02 \text{ mm}$), pero pueden en un momento aparecer gotas más grandes ya sea porque se forman sobre núcleos más grandes o porque son más viejas. Esas gotas grandes, al ser más pesadas y caer, adquieren más velocidad, absorbiendo por choque las partículas que encuentran en el espacio recorrido.

Además, el vacío producido en la nube hace que las demás gotitas se unan a ese núcleo y cuando esa gota se hace grande y alcanza $7.000 \mu\text{m}$ (7 mm), la velocidad terminal de caída es de 30 m s^{-1} , pero esa velocidad es crítica y la gota se desintegra y se forman gotas más pequeñas, aunque igualmente grandes. Esas gotas vuelven a la nube sin caer arrastradas por las corrientes ascendentes, donde se comportan como la primera gota grande y producen el fenómeno de coalescencia o captura. Así, se forman muchas gotas grandes que superan en conjunto, en velocidad, a las fuerzas ascendentes y precipitan como chaparrones.

Teoría de cristales de hielo o de Bergeron y Findeisen: se basa en las diferencias de la tensión de vapor sobre agua líquida y sobre hielo. Es posible conseguir que el agua por debajo de 0 °C siga manteniéndose líquida. Cuando el aire está saturado se produce un equilibrio estable entre una superficie de agua y el aire. En ese equilibrio estable, por cada molécula que pasa de vapor a líquido, una molécula pasa de líquido a vapor; y es por lo tanto, un equilibrio dinámico.

Este estado de saturación significa distinta cantidad de vapor si la superficie es agua líquida o es hielo. Cuando es hielo, las moléculas de esa superficie tienen menor movimiento y es más difícil que se evaporen, por lo que hacen falta menor cantidad de moléculas de vapor en el aire que está sobre el hielo, presentándose una menor tensión de saturación que sobre el agua líquida. En el agua líquida subenfriada (menos de 0 °C) se van a necesitar mayor cantidad de moléculas de vapor que sobre hielo a igual temperatura para la saturación (mayor tensión de saturación).

En las nubes frías hay una zona donde simultáneamente hay gotas de agua líquida subenfriada y cristales de hielo. Esas nubes están constituidas desde la isoterma en altura de los 0 °C hasta -12 °C por agua subenfriada; de los -12 °C hasta los -30 °C por una zona de mezcla (hay gotas de agua subenfriada y cristales de hielo) y por arriba de los -30 °C solo por cristales de hielo. En la zona de mezcla es donde se rompería el equilibrio coloidal de la nube, y por lo tanto se producirían las precipitaciones; siendo la importante desde el punto de vista de esta teoría.

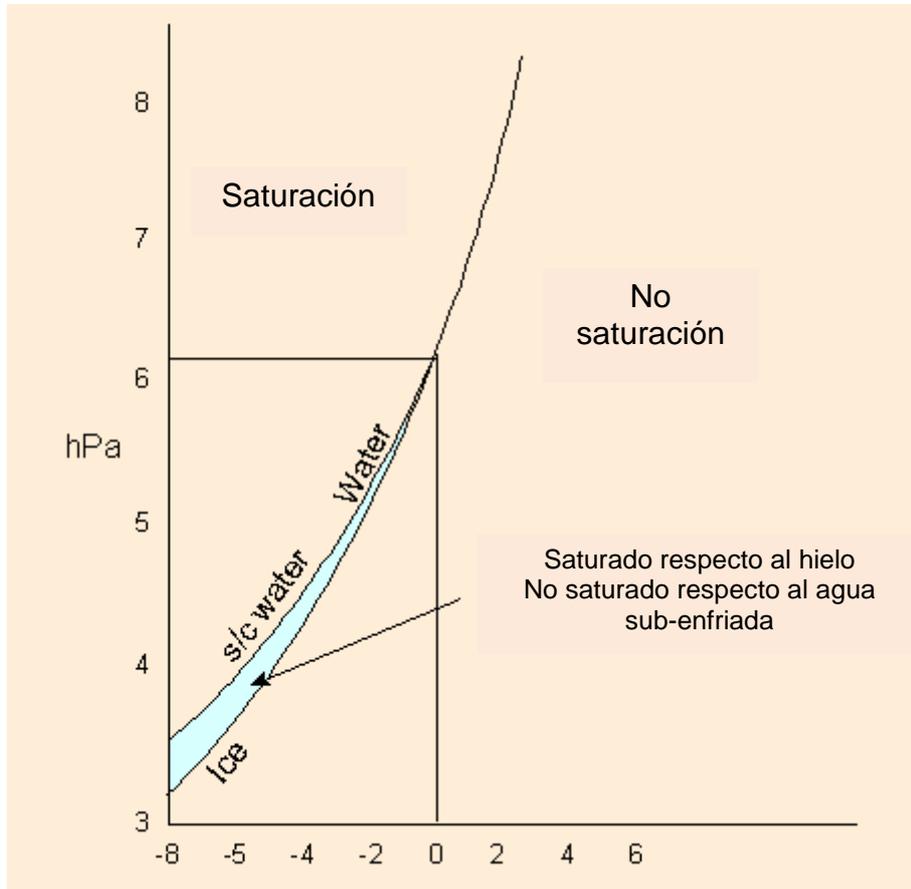
El Gráfico 23 muestra que si el agua está a 0 °C, la humedad de saturación es igual a la que hay sobre el hielo. Pero a medida que baja la temperatura (-10 °C, -20 °C), el aire se satura con más facilidad sobre el hielo. Así, a -20 °C se satura con una humedad relativa del 80%. De esta manera, cuando el aire de la nube es saturado (HR = 100%) con relación al agua líquida, está sobresaturado con relación al hielo. El exceso de vapor de agua que estará sobre el cristal se condensará sobre este y agrandará su tamaño, por lo que la humedad relativa ya no será de 100%. Por otro lado, las gotas subenfriadas se evaporarán ya que no están saturadas y le pasarán sus gotas al cristal que adquiere tanto peso que tiende a caer. Al caer, si pasa por la zona de gotas subenfriadas, éstas se congelan rápidamente y se adhieren al cristal y se forman grandes gránulos. Si la capa a atravesar es espesa y de aire caliente, los cristales se licuan y caen de la nube como lluvia. Si la zona no es muy espesa no funde y cae como granizo.

Otras teorías sostienen:

- A. La precipitación se produce por la distinta carga eléctrica de distintas zonas de la nube. Las nubes (sus gotas) tienen normalmente cargas negativas pero a veces se pueden formar zonas de gotas con cargas positivas (por electricidad). Estas gotas de distinta carga se atraen, se agrandan y caen.
- B. Las gotas de distinta temperatura tienen diferente tensión de vapor y así habrá una condensación sobre las gotitas frías y éstas caerán. Las gotitas frías serán las que están en la parte superior de la nube, frías por irradiación hacia el espacio. Las gotas de la zona que mira hacia el suelo estarán más calientes ya que reciben la radiación del suelo.

- C. Hay gotas grandes y chicas. La condensación se produce sobre las gotitas chicas a expensas de las grandes.

Gráfico 23. Tensión de saturación para el hielo y agua líquida sub-enfriada



Fuente de la imagen: Microfísica de la precipitación. Disponible en:

<http://rammb.cira.colostate.edu/wmovl/vrl/tutorials/euromet/courses/spanish/nwp/n5420/n5420025.htm>

La precipitación desde una nube puede adquirir distintas formas que dependen del tipo de nube y de las condiciones atmosféricas que hay cuando hay precipitación. Puede ser líquida o sólida y en ambos casos es un hidrometeoro. Son hidrometeoros gravitacionales o gravitantes. Según su estado físico y diámetro de las gotas, los hidrometeoros se clasifican en:

- Llovizna: precipitación líquida cuyas gotas no superan los 0,5 mm de diámetro. Proviene de nubes bajas estratificadas. Puede ser un buen aporte de agua al suelo, por su característica de no erosionarlo, producir un buen mojado y poder alcanzar cantidades significativas.
- Lluvia: precipitación líquida formada por gotas de 0,5 a 3 mm de diámetro (1 a 5 mm, según bibliografía). Se produce por nubes de desarrollo vertical con temperatura en la base superior a 0 °C.
- Chaparrón o chubasco: precipitación compuesta por gotas de mayor tamaño, que se da en forma intensa y discontinua, con escasa extensión horizontal. Poseen poca duración pero mucha intensidad.

- Nieve: el agua se solidifica formando cristales hexagonales que se agrupan en copos. Se forman en nubes estratiformes.
- Aguanieve: es una variedad de nieve, compuesta por una mezcla de nieve y lluvia, que se produce cuando la temperatura en el ambiente no es suficiente para favorecer la precipitación en forma de nieve.
- Granizo: se forma en nubes que se encuentran en gran parte de su espesor con temperatura inferior a 0 °C, y en las que las gota de agua son arrastradas hacia arriba por corrientes de aire, congelándose rápidamente formando piedras de hielo. Cuando alcanzan un diámetro de 5 a 50 mm, pueden vencer la corriente ascendente y precipitan. Ocurre en forma ocasional y con una distribución muy irregular.
- Rocío: condensación directa sobre la superficie, cuando la temperatura es superior a 0 °C.
- Escarcha: condensación directa sobre la superficie, cuando la temperatura es inferior a 0 °C.

Tipos genéticos de la precipitación (clasificación según origen)

La precipitación se produce a causa de condiciones que determinan el ascenso del aire y su enfriamiento, con su posterior saturación y condensación. Así, se forman distintos tipos de nubes que pueden provocar precipitaciones. Las precipitaciones pueden ser el resultado de uno de estos procesos, o del efecto combinado de ellos.

Precipitación convectiva: se producen por el ascenso convectivo del aire. Las nubes características son los cúmulus, pudiendo convertirse en cumulonimbus cuando el aire es muy húmedo e inestable. La lluvia se da como chaparrones, abundantes y de poca duración, pudiendo producir granizo ocasionalmente. Son comunes en las zonas tropicales (donde convergen los vientos alisios). Se dan fundamentalmente en los continentes, con periodicidad estacional y durante el día; cuando el aire es más inestable. Pueden producirse por:

- *Convección dinámica:* convergencia o choque de masas de aire de distinta procedencia. Produce gran inestabilidad, nubes de desarrollo vertical. Provocan tormentas, y la convección muy fuerte, granizada. Es un fenómeno local.
- *Termoconvección:* el suelo se calienta, y por lo tanto el aire asciende hasta alcanzar su nivel de condensación, se forma la nube y luego precipita.
- *Convección forzada:* por la presencia de obstáculos en el terreno o la fricción del aire en movimiento con la superficie.

Precipitación orográfica: el enfriamiento de la masa de aire se produce por razones de relieve. Al subir el aire por la ladera se produce la inestabilidad. Este tipo de precipitaciones se dan en las Faldas de Córdoba, Aconquija, Tucumán y SO de Chile, que alcanzan nuestro territorio en Bariloche.

Precipitación de convergencia frontal: se forman por el encuentro de dos masas de aire con distinta temperatura y humedad. Este tipo de precipitaciones es común en latitudes

medias, y muchas veces son de origen ciclónico. En este encuentro, una masa de aire, por su mayor velocidad desplaza a la otra. Los frentes pueden ser:

- *Frente frío*: el aire frío se introduce por debajo del aire caliente en forma de cuña en forma agresiva, obligando al aire caliente ascender violentamente. Se forman nubes del género altocumulus y cumulonimbus, produciéndose la inestabilidad y lluvias copiosas de corta duración y con fuertes vientos.
- *Frente cálido*: una masa de aire cálido desplaza a una masa de aire frío y asciende sobre ella, enfriándose y produciéndose la condensación del vapor de agua, con la formación de nubes y precipitaciones. Aparecen nubes del género cirrus, cirrostratus, altostratus, altocúmulos, nimbostratus y cumulos; produciéndose lluvias que se prolongan por varios días, con elevación de la temperatura, luego del pasaje del frente.

Las precipitaciones de convergencia frontal son comunes en la Argentina, donde son el tipo genético predominante.

Precipitación ciclónica: se producen por la convergencia de masas de aire hacia zonas de baja presión, en donde el aire es obligado a subir. Son comunes en zonas tropicales y en la estación cálida. Genera precipitaciones en forma de chaparrones. En la Argentina, junto con las precipitaciones convectivas, se dan en el NOA.

Medición de la lluvia

La cantidad de lluvia se expresa por la altura de la capa de agua formada sobre un suelo completamente horizontal e impermeable, suponiendo que no se produce evaporación. La altura se expresa en mm: 1 mm de precipitación equivale a 1 litro de agua por m² y es igual a 10 m³ por ha (10.000 litros por ha).

Caracterización climática de la precipitación

La precipitación es un elemento discontinuo, que presenta gran variabilidad tanto en sus valores anuales como mensuales. De esta manera, el valor promedio de la precipitación no es un valor representativo, dado que presenta una distribución asimétrica respecto a los valores medios, no ajustándose a una distribución normal o de Gauss. Esta característica hace que sea necesario recurrir, a veces a tratamientos estadísticos especiales para obtener parámetros que permitan caracterizar con exactitud el régimen de precipitaciones de un lugar. Cuando se procede al análisis de una serie de precipitaciones, el primer paso consiste en determinar a qué tipo de distribución de frecuencia se adapta. Para ajustar a una curva normal se debe trabajar con promedios de series muy largas, correspondiendo a esto a lugares muy lluviosos. En lugares secos, o cuando se trata de series que corresponden a períodos cortos, la distribución de frecuencia es aritmética (J o R). En estos casos es más conveniente la utilización de mediana como medida central. También se recomienda dar el valor de precipitación en cuartiles, quintiles o deciles, que son parámetros de dispersión.

Desde el punto de vista agrícola, no solo es importante la cantidad anual de lluvias, sino también cómo se distribuyen a lo largo del año. El **régimen pluviométrico** se refiere a la forma de distribución de la lluvia a lo largo de los 12 meses del año. Como criterio general, el régimen de precipitaciones se puede definir:

Monzónico: las precipitaciones del semestre cálido son iguales o mayores al 80% de la precipitación anual. Las precipitaciones se concentran en la estación cálida. (Jujuy; Salta; Tucumán).

Mediterráneo: cuando las precipitaciones del semestre frío son iguales o mayores al 60% de la precipitación anual. Las precipitaciones se concentran en la estación invernal (Región Cordillerana norte de la Patagonia).

Isohigro: cuando las precipitaciones se distribuyen más o menos uniformemente a lo largo del año (provincias de litoral y de las estepas pampeana y patagónica).

El régimen pluviométrico de una región está ampliamente determinado por la variación en la dirección del viento, que se produce por las modificaciones que sufre la presión atmosférica a lo largo del año sobre la superficie terrestre.

Para comparar el régimen pluviométrico de diversas localidades, es conveniente calcular para cada mes el Coeficiente Pluviométrico de Angot o Coeficiente Relativo. Este coeficiente permite comparar el régimen pluviométrico de lugares con climas que poseen totales anuales de lluvia muy diferentes.

Distribución de las lluvias sobre la superficie terrestre

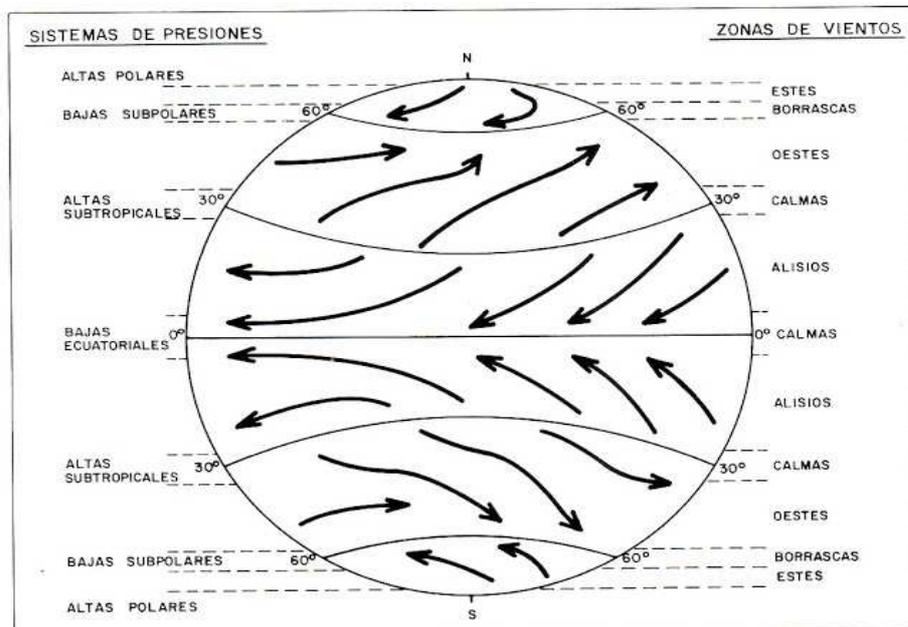
La distribución geográfica de las precipitaciones está determinada por 4 causas:

1. **Latitud:** la influencia de la latitud está dada por la distribución de las bandas de alta y baja presión atmosférica, pudiendo identificarse (Gráfico 24):
 - Ecuatoriales (aproximadamente entre 10° N y 6 °S): en la región ecuatorial hay una banda de baja presión que provoca el ascenso de las masas de aire produciendo lluvias copiosas. Dado que los vientos se mueven desde las bandas de alta a las de baja presión, hacia el ecuador convergen los vientos alisios (desde los 30° latitud). Son precipitaciones de tipo predominantemente ciclónico, que producen lluvias abundantes que se dan todo el año. Alrededor de los 5° de latitud, tanto hacia el norte como hacia el sur, se registran precipitaciones durante todo el año. Luego prosigue un régimen típicamente monzónico, con precipitaciones estacionales (mayores en verano) con invierno seco.
 - Latitud de 25° a 35°, próxima a los trópicos: se da una banda de altas presiones o anticiclónicas, en las que los vientos son divergentes, y hay un descenso de las masas de aire; condiciones en las que el vapor de agua no puede condensarse. Es un área sin precipitaciones, y la zona en que se dan los grandes desiertos.
 - Latitudes medias (30° a 60°): desde la zona de los trópicos, los vientos cálidos se dirigen hacia zonas de mayor latitud, más frías provocando la condensación del vapor de agua. Debido al efecto ciclónico, frontal y a las masas de aire inestables, se producen precipitaciones relativamente abundantes durante todo el año. De esta

manera, en las regiones templadas, en general, la lluvia aumenta con la latitud. Una excepción se da en la zona próxima a las bajas subtropicales, donde las masas de aire ya han adquirido muy baja temperatura, disminuyendo su capacidad de mantener agua en estado de vapor, por lo que la precipitación resulta escasa, particularmente en verano, aún cuando se produzca condensación. Se dan lluvias estacionales de tipo mediterráneo por desplazamiento del frente polar.

- Latitud 60°: se produce el choque de 2 masas de aire de distintas temperaturas y humedad; hay entonces formación de un frente y formación de nubes. Se dan precipitaciones menos abundantes que las ecuatoriales.
- Casquetes polares: escasas precipitaciones por baja humedad y temperatura. Es rara la presencia de ciclones y la precipitación es escasa durante todo el año.

Gráfico 24. Distribución de bandas de presión y zonas de vientos



Fuente de la imagen: Meteorología para todos. Disponible en: <http://ojaizmet.blogspot.com/2012/01/la-circulacion-general-de-la-atmosfera.html>

2. **Dirección de los vientos:** el contenido de humedad de los vientos depende de su origen, determinando la cantidad de lluvias que presenta una región. Cuando los vientos soplan de la tierra hacia el mar, la condensación es escasa, por lo que también lo es la precipitación (Comodoro Rivadavia, por ejemplo, cuyos vientos dominantes provienen del cuadrante Oeste). Lo contrario ocurre cuando los vientos dominantes avanzan desde el mar hacia el continente, aunque se da una excepción cuando los vientos provienen de mares fríos y soplan sobre zonas continentales cálidas, alejándose de su punto de condensación (zonas costeras de África, por ejemplo).
3. **Distancia al mar:** cerca de la costa, la llegada de aire caliente y húmedo es más común que hacia el interior de los continentes. Así, la cantidad de lluvia normal anual disminuye desde la costa hacia el interior de los continentes.

4. **Relieve del suelo:** la presencia de cadenas montañosas obliga a las masas de aire a ascender provocando la ocurrencia de precipitaciones orográficas.

Bibliografía

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Agrometeorología. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1973. Climatología y Fenología Agrícolas. EUDEBA.

García Skabar, Y. & Serio, L.A. 2013. El movimiento de la atmósfera. Movimiento atmosférico. En: Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (Eds.). Agrometeorología (pp. 137-148). Editorial Facultad de Agronomía. UBA.

Hurtado, R.H. 2013. Precipitación. En: Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (Eds.). Agrometeorología (pp. 71-82). Editorial Facultad de Agronomía. UBA.

Hurtado, R.H. 2013. El movimiento de la atmósfera. Presión atmosférica. En: Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (Eds.). Agrometeorología (pp. 131-135). Editorial Facultad de Agronomía. UBA.

Lamas, A.M. & Maio, S. 2013. El clima argentino. En: Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (Eds.). Agrometeorología (pp. 443-469). Editorial Facultad de Agronomía. UBA.

Rubí Bianchi, A. & Cravero, S.A.C. 2010. Atlas Climático Digital de la República Argentina. Ediciones INTA. Disponible en: https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-texto_atlas_climtico_digital_de_la_argentina_110610_2.pdf