



#CURSODEMETEO



José Miguel Viñas (@Divulgameteo)

PROLOGO

Este documento se ha creado a partir de los tweets y videos que José Miguel Viñas ha colgado en su Twitter (@Divulgameteo) a lo largo del Curso de Meteorología (#cursodemeteo) que en 2014 impartió a través de esa red social. He llevado a cabo esta recopilación solo con un fin: el del aprendizaje y conocimiento, ya que esta ciencia me apasiona realmente y espero algún día poder llegar a trabajar en algo relacionado con este ámbito. Quería darle las gracias a José Miguel Viñas por haber impartido este curso a través de Twitter, y también agradecerle todas las veces que me ha contestado cuando he tenido alguna duda con temas relaciones sobre esta ciencia a través de esa red social.

Un cordial saludo y un abrazo muy grande.

Javier Martínez de Orueta (@javioru)

CURSO DE METEOROLOGÍA.

ÍNDICE.

INTRODUCCIONES A LOS CAPÍTULOS.

CAPÍTULO 1.LA ATMÓSFERA.

- El origen de la atmósfera.
- La composición del aire.
- Los Gases Efecto Invernadero.
- Las capas de la atmósfera.
- La troposfera.
- La estratosfera.
- Las capas superiores de la atmósfera.

CAPÍTULO 2.FACTORES ASTRONÓMICOS Y ENERGÍA.

- Los movimientos de la Tierra.
- La influencia del eje terrestre.
- Solsticios y equinoccios.
- Las 4 estaciones del año.
- La radiación solar.
- Formas de transmisión de energía.
- El balance energético terrestre.

CAPÍTULO 3.PRESIÓN Y TEMPERATURA.

- El concepto de presión atmosférica.
- Disminución de la presión con la altura.
- El campo de la presión.
- Presión reducida a nivel del mar.
- La relación presión-temperatura.
- Las variaciones de temperatura.
- La medida de la temperatura.
- La sensación térmica.

CAPÍTULO 4.EL VAPOR DE AGUA.

- El agua en la atmósfera.
- El ciclo hidrológico.
- Aire seco y aire húmedo.
- La presión saturante del vapor de agua.
- La humedad relativa del aire.

CAPÍTULO 5.EL VIENTO.

- La génesis el viento.
- La medida del viento.
- El viento geostrófico.
- La fricción y el viento.
- Régimen costero de vientos.
- Brisas de valle y de montaña.
- El efecto Foehn.

CAPÍTULO 6.LAS NUBES.

- ¿Qué es una nube?.
- La clasificación de las nubes.
- Mecanismos de formación.
- Nubes altas.
- Nubes medias.
- Nubes bajas.
- Nubes de desarrollo vertical.
- Anexo CAPITULO 6.LAS NUBES.

CAPÍTULO 7.LA VISIBILIDAD.

- La pérdida de visibilidad.
- Niebla, neblina y bruma.
- Nieblas de radiación.
- Nieblas de advección.
- Nieblas de evaporación.
- Las calimas.

CAPÍTULO 8.HIDROMETEOROS.

- Tipos de hidrometeoros.
- Lluvia y llovizna.
- Las gotas de lluvia.
- Mecanismos de formación de hidrometeoros.
- La nieve.
- El granizo.
- El rocío.
- La helada, la escarcha y la cencellada.
- Rociones y ventiscas.

CAPÍTULO 9.FOTOMETEOROS.

- El arcoíris.

- Irisaciones.
- Gloria o espectro de Brocken.
- El halo ordinario.
- Los parhelios o soles falsos.
- Los pilares o columnas de luz.
- Fotometeoros en las regiones frías.
- Los espejismos.
- La luz crepuscular.

CAPÍTULO 10.FENÓMENOS METEOROLÓGICOS ADVERSOS.

- Las tormentas.
- Las 3 fases de una tormenta.
- Los ciclones tropicales.
- Los tornados.
- Las trombas marinas.
- Las tempestades de arena.
- Las tempestades de nieve.
- Ciclogénesis explosivas.
- Los rayos en bola.

CAPÍTULO 11.FRENTES Y MASAS DE AIRE.

- El concepto de masa de aire.
- El frente polar.
- Borrascas y anticiclones.
- Los sistemas frontales.
- El frente cálido.
- El frente frío.
- Las oclusiones.

CAPÍTULO 12.LA CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA.

- La máquina térmica terrestre.
- Las células de Hadley.
- Las corrientes en chorro.
- La tropopausa.
- Los vientos alisios.
- La Zona de Convergencia Intertropical.
- Las corrientes marinas.
- Los anticiclones subtropicales.

CAPÍTULO 13.RADIOSONDEOS, SATELITES Y MAPAS DE ALTURA.

- Las observaciones meteorológicas.
- Los radiosondeos.
- Estabilidad e inestabilidad atmosférica.
- Los satélites meteorológicos.
- El Meteosat.
- Las imágenes de satélite.
- Los mapas de altura.

CAPÍTULO 14.EL CLIMA Y SUS CAMBIOS.

- Diferencia entre tiempo y clima.
- El sistema climático.
- Efecto invernadero-Fuentes y sumideros de carbono.
- Los modelos climáticos.
- Las proyecciones climáticas.
- La subida del nivel del mar.
- Los tipping points.

CAPÍTULO 15.LA COMUNICACIÓN METEOROLÓGICA.

- El lenguaje de las predicciones.
- Las primeras informaciones en prensa.
- Los boletines radiofónicos.
- Los espacios del tiempo en televisión.
- El hombre del tiempo.
- Informar-Comunicar-Divulgar.
- Los pronósticos de Internet.

CURSO DE METEOROLOGÍA.

INTRODUCCIONES A LOS CAPÍTULOS.

CAPÍTULO 1. LA ATMÓSFERA.

El primer capítulo del curso está dedicado a la atmósfera, incluyéndose información sobre sus características químicas y físicas así como sobre su estructura vertical. Se describen además, las principales capas en que está dividida la envoltura gaseosa que rodea a la Tierra y los gases que las componen. Entre estos se encuentran los famosos “gases de efecto invernadero”.

CAPÍTULO 2. FACTORES ASTRONÓMICOS Y ENERGÍA.

El capítulo 2 nos introduce en el concepto de clima terrestre, para lo cual se describen los diferentes parámetros astronómicos que influyen en la cantidad de radiación solar que recibe el planeta. Por otro lado, se explican las diferentes formas en que se transmite esa energía procedente del sol, así como el equilibrio radiativo que en todo momento tiene lugar.

CAPÍTULO 3. PRESIÓN Y TEMPERATURA.

El capítulo 3 está dedicado a dos de las principales variables meteorológicas: la presión atmosférica y la temperatura. Se describen ambas y se explica cómo varían tanto en el espacio como en el tiempo, así como los instrumentos con los que se miden, y la manera de proceder con dichos instrumentos. El capítulo finaliza con la descripción del concepto de sensación térmica.

CAPÍTULO 4. EL VAPOR DE AGUA.

Capítulo monográfico dedicado al vapor de agua. Se trata de uno de los principales gases atmosféricos, cumpliendo un importante papel tanto en el balance de energía terrestre, como en la propia dinámica atmosférica. Se explican los diferentes cambios de fase que experimenta, incluyendo el concepto de presión saturante y también el de humedad relativa del aire.

CAPÍTULO 5. EL VIENTO.

El capítulo 5 está dedicado al viento. Para caracterizarlo hace falta conocer tanto su dirección de procedencia como su intensidad, lo que se logra con la veleta y el anemómetro respectivamente. Se describen los diferentes vientos teóricos que se emplean en Meteorología y el papel que desempeña la fricción del aire con el suelo. El capítulo finaliza con una descripción de las brisas (vientos locales) y el Efecto Foehn.

CAPÍTULO 6. LAS NUBES.

Las nubes, su variedad de formas y diferentes características son abordadas con detalle en el capítulo 6. Tras explicar que no podemos identificar una nube con vapor de agua, se da a conocer la clasificación de nubes, así como los mecanismos de formación de las

mismas. Finalmente se describen los diez géneros nubosos, agrupados en 4 familias, en función de la altura a la que se sitúan sus bases.

CAPÍTULO 7. LA VISIBILIDAD.

La presencia en la atmósfera de gotitas de agua y partículas sólidas en suspensión da como resultado una disminución de la visibilidad. En este capítulo se enumeran y explican las principales características de meteoros como la niebla, la neblina o la calima. En el caso de las nieblas, se describen con detalle los dos grandes tipos de ellas: las de enfriamiento (de radiación y de advección) y las de evaporación.

CAPÍTULO 8. HIDROMETEOROS.

En este capítulo se hace un recorrido por los distintos hidrometeoros (meteoros acuosos) que se forman en la atmósfera. Se explican las principales características de los que precipitan (lluvia, llovizna, nieve y granizo), de los que se depositan sobre objetos situados sobre el suelo (rocío, helada, escarcha y cencellada) y de los que son levantados de la superficie terrestre por la acción del viento (rociones y ventiscas).

CAPÍTULO 9. FOTOMETEOROS.

En este capítulo se comentan las principales características de los distintos fenómenos ópticos que tienen lugar en la atmósfera. En primer lugar, aquellos en los que la luz del sol se dispersa en los distintos colores que la forman, tales como el arcoíris, las irisaciones o la gloria. También describen los provocados por la presencia de cristales de hielo en el aire, como los halos, parhelios o los pilares y; finalmente se incluyen videos dedicados a la luz crepuscular y a los espejismos.

CAPÍTULO 10: FENÓMENOS METEOROLÓGICOS ADVERSOS.

En este capítulo se abordan los principales fenómenos meteorológicos adversos que tienen lugar en la Tierra. Se explica en qué consisten y cómo se forman las tormentas eléctricas, dedicando también un espacio a los escurridizos rayos globulares o en bola. Tras abordar los ciclones tropicales, las trombas marinas, los tornados y las tempestades de arena y de nieve, el capítulo se completa con un video dedicado a las ciclogénesis explosivas.

CAPÍTULO 11. FRENTE Y MASAS DE AIRE.

La dinámica atmosférica es el resultado del desplazamiento sobre la superficie terrestre de masas de aire de diferente naturaleza. En este capítulo se explica qué es una masa de aire y los diferentes tipos que hay. A continuación se introduce el concepto de frente polar, en torno al cual se generan los ciclones extratropicales (borrascas) que discurren por latitudes medias. Se explica en detalle la estructura de los sistemas frontales asociados a ellas, con descripciones del frente frío, el cálido y las oclusiones.

CAPÍTULO 12. LA CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA.

En este capítulo se describen los distintos elementos que forman parte del entramado de la llamada Circulación General de la Atmósfera, encargada, junto a las corrientes

marinas, de transportar el calor por toda la Tierra. Se explica qué son las células de Hadley, las corrientes en chorro y su relación con la tropopausa, la Zona de Convergencia Intertropical y el régimen de vientos alisios.

CAPÍTULO 13. RADIOSONDEOS, SATÉLITES Y MAPAS DE ALTURA.

Se da a conocer la importancia que tienen las observaciones meteorológicas de la parte alta de la atmósfera para llevar a cabo un buen análisis y predicción del tiempo. Tras explicar en qué consiste el llamado Sistema de Observación Global, se cuenta qué es un radiosondeo, qué tipo de información podemos obtener de él así como de los satélites meteorológicos; tanto de los polares como de los geoestacionarios, en particular del Meteosat.

CAPÍTULO 14. EL CLIMA Y SUS CAMBIOS.

En el presente capítulo se introducen conceptos que permiten conocer algunas de las claves del clima y del cambio climático. Tras explicar la diferencia entre el tiempo atmosférico y el clima, se describe el sistema climático y cuáles son las principales fuentes y sumideros de carbono en el planeta. El capítulo se completa con una introducción a los modelos y las proyecciones climáticas así como los conocidos como *tipping points*.

CAPÍTULO 15. COMUNICACIÓN METEOROLÓGICA.

La información meteorológica está presente en los medios de comunicación prácticamente desde los orígenes de cada uno de ellos. En este capítulo se cuenta cómo ha ido evolucionando dicha información y la forma de contarse. Las predicciones meteorológicas tienen su propio lenguaje, tanto en formato gráfico como en los textos y las locuciones. También se advierte de las limitaciones que tienen los pronósticos que ofrecen las páginas web y aplicaciones de móvil.

CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPÍTULO 1. LA ATMÓSFERA.



1.1. El origen de la atmósfera.

La Tierra tiene aproximadamente 4.600 millones de años, estimándose que hace unos 4.000 millones de años se originó la atmósfera. La Tierra en sus orígenes era un cuerpo mucho más caliente que el actual, con gran actividad volcánica y golpeada por meteoritos y cometas. En aquella Tierra primitiva empezó a formarse una capa de gases alrededor del planeta.



En aquellos orígenes su composición era bastante diferente a la actual, dominando gases como el CO₂ y siendo el O₂ un gas minoritario. Tubo que transcurrir bastante tiempo hasta que la vida empezó a ascender a la tierra y empezó a aportar O₂ hasta conseguir una composición similar a la actual (hasta hace unos 2000 millones de años). Respecto al origen de esa atmósfera primitiva, se piensa principalmente que los gases emitidos por la gran actividad volcánica que hubo en esa primera etapa de la Tierra, es lo que provocó que se formara esa capa gaseosa. Aparte también de lo que pudieran aportar los cometas que en aquella época impactaban sobre la superficie terrestre.

1.2. La composición del aire.

El aire se compone de gases y de partículas solidas en suspensión.

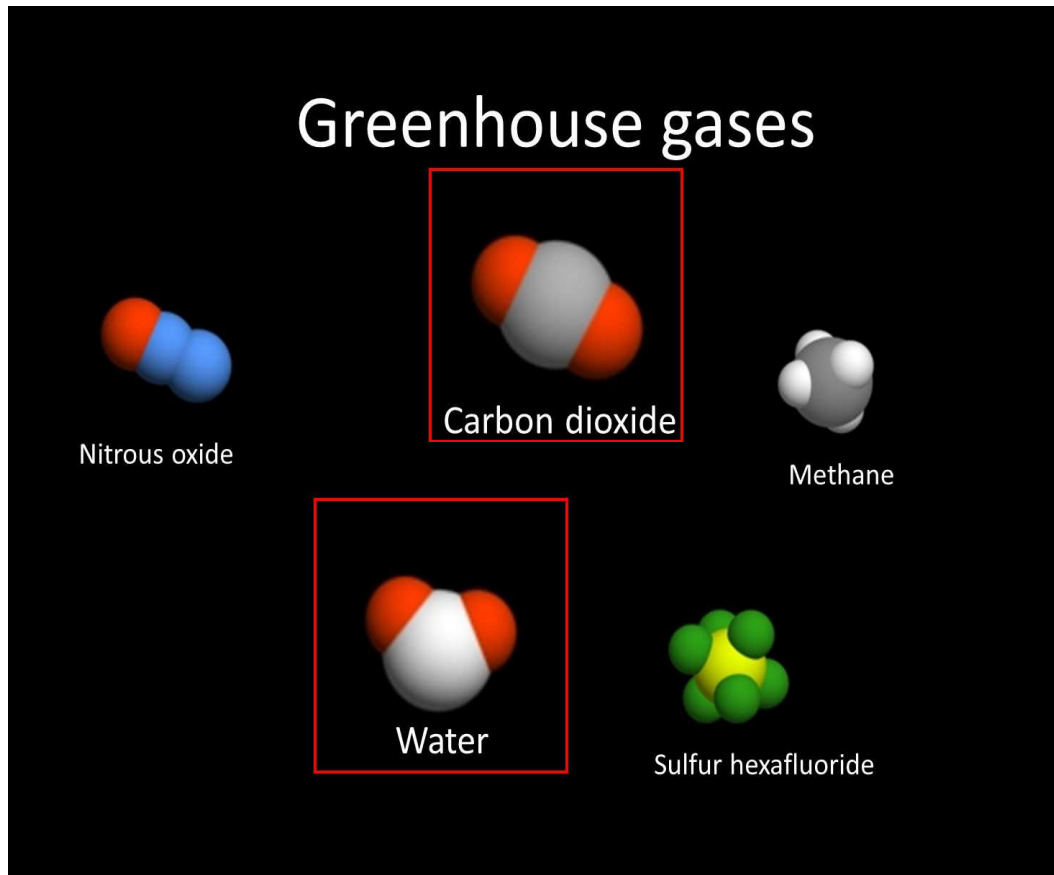
En cuanto a los gases, en su mayor parte forman una mezcla bastante homogénea, destacando 2 de ellos por encima de los demás: el N₂ que ocupa un 78% en volumen y el O₂ que ocupa un 21%. Por lo tanto únicamente esos dos gases ya forman un 98% de los gases atmosféricos (La proporción de N₂/O₂ se mantiene prácticamente constante hasta los 70 km de altitud, esto es debido a la gran agitación molecular que domina en la atmósfera). En el 1% restante están los demás, destacando unos gases muy estables que son los gases nobles, y los gases traza que tienen un importante papel muy destacado en la atmosfera (por ejemplo en la dinámica atmosférica). Dentro de estos últimos nombrados, por un lado el vapor de agua (la proporción de vapor de agua es muy variable en la atmósfera, oscilando apenas un 0,2% y un 4%) y por otro lado los Gases Efecto Invernadero, que aunque en pequeñas cantidades cumple un destacado papel (con el CO₂ a la cabeza).

En cuanto a las partículas solidas en suspensión, las hay de origen natural como el polvo que escapa de las grandes áreas continentales sobre todo en los desiertos, partículas de origen natural como pueden ser pólenes o las sales marinas, y las partículas de origen humano destacando sobre todo los derivados de la contaminación atmosférica.

1.3. Los Gases Efecto Invernadero (GEI's).

Cumplen un importante papel en el balance energético de la Tierra. Realmente su presencia en la atmósfera permite que la temperatura superficial en nuestro planeta albergue la vida, ya que si esos gases no existieran realmente nuestro planeta seria prácticamente un planeta congelado con una temperatura muy inferior. Sin embargo, en los últimos años las aportaciones realizadas por la actividad humana a la emisión de estos gases, está provocando el aumento de su concentración y que ese Efecto Invernadero que provocan, este elevando la temperatura global del planeta.

Entre los Gases de Efecto Invernadero, los más importantes son el CO₂ y el CH₄ (que tiene aportaciones tanto naturales como humanas), existiendo otros como pudieran ser el vapor de agua (un gas invernadero natural) o los óxidos de nitrógeno (NO_x).



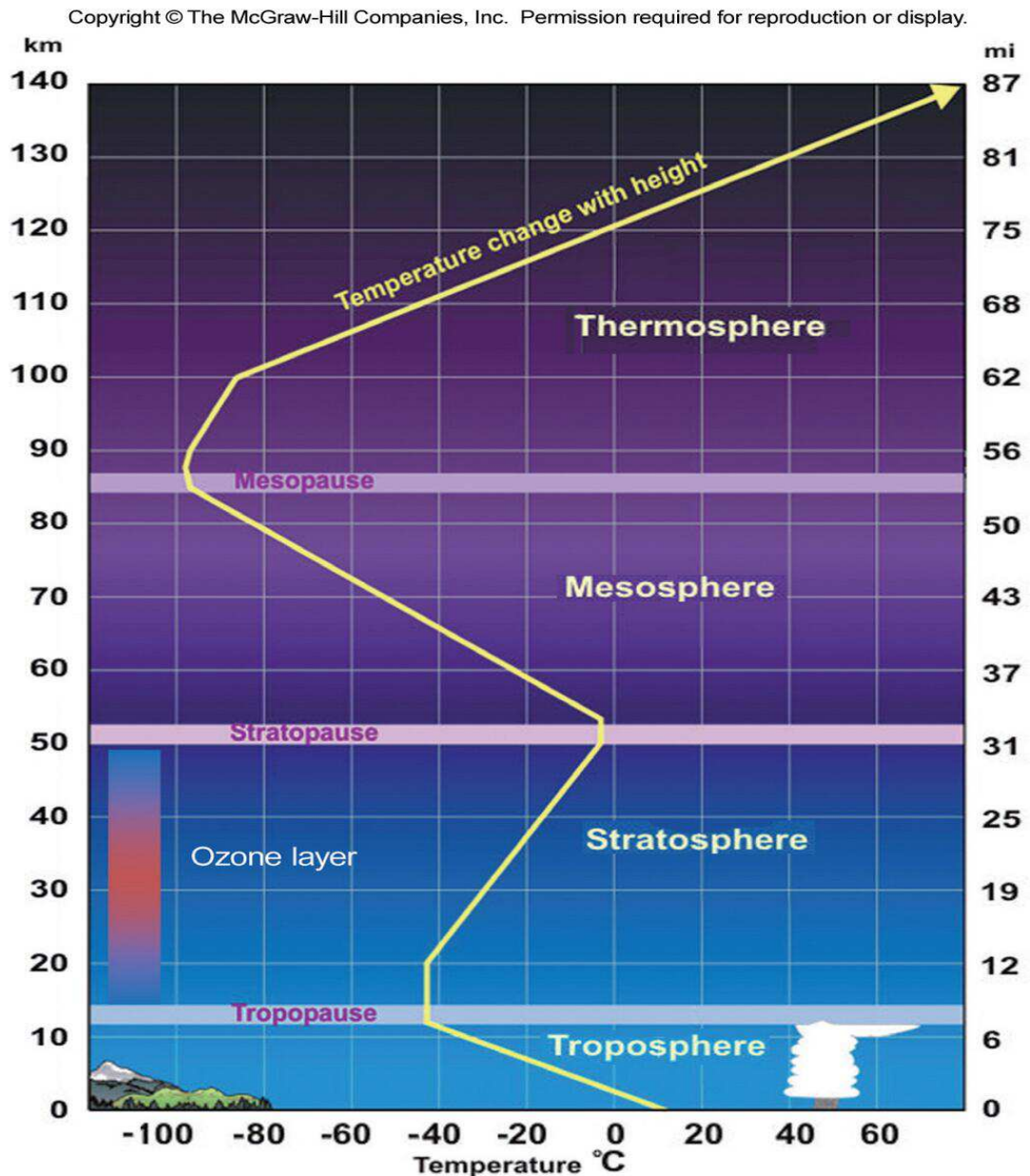
1.4. Las capas de la atmósfera.

La atmósfera se divide en una serie de capas, distintas en función del criterio que usemos para hacer esa división. Si atendemos exclusivamente al comportamiento de la temperatura, la atmósfera se divide en 5 capas. En la siguiente página tenemos una figura que nos muestra esta división.

De abajo a arriba las capas de la atmósfera son: Troposfera, Estratosfera, Termosfera y Exosfera. La temperatura al ascender por la atmósfera va trazando una especie de zigzag, cambiando de tendencia en cada capa.

La capa inferior (TROPOSFERA) es la capa donde se desarrolla toda la dinámica atmosférica y donde se desarrollan las nubes. En ella la temperatura disminuye con la altura(a medida que nos alejamos de la superficie terrestre el aire se va enfriando).Llega un punto en torno a los 12 km de altitud en que se invierte esa tendencia y la temperatura empieza a ascender, eso ocurre en la

siguiente capa (la ESTRATOSFERA). Ese ascenso de la temperatura es debido a la presencia allí de una alta concentración de ozono en torno a los 25 km de altitud. La capa inmediatamente superior es la MESOSFERA en la que vuelve la tendencia de que la temperatura disminuye con la altura, para posteriormente volver a subir en la TERMOSFERA, que conecta directamente con la parte exterior de la atmosfera (EXOSFERA).



1.5. La troposfera.

La capa más inferior de la atmósfera por lo tanto la más próxima a la superficie terrestre es la troposfera, donde vivimos. En latitudes medias llega hasta unos 11 km de altitud. Aquí es donde tienen lugar la mayor parte de los fenómenos meteorológicos. En esta capa es donde aparecen las nubes debido a la presencia

de importante vapor de agua sobre todo en zonas donde el contenido de humedad del aire es elevado. Contiene aproximadamente un 80% de masa atmosférica.

La temperatura disminuye con la altitud. En una atmósfera teórica (ISA) lo hace a razón de $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Aunque al subir por la troposfera va haciendo cada vez más frío, puede haber zonas donde no baje la temperatura, inversiones térmicas.

El límite superior de la troposfera se llama tropopausa. A partir de este nivel, la temperatura deja de descender.

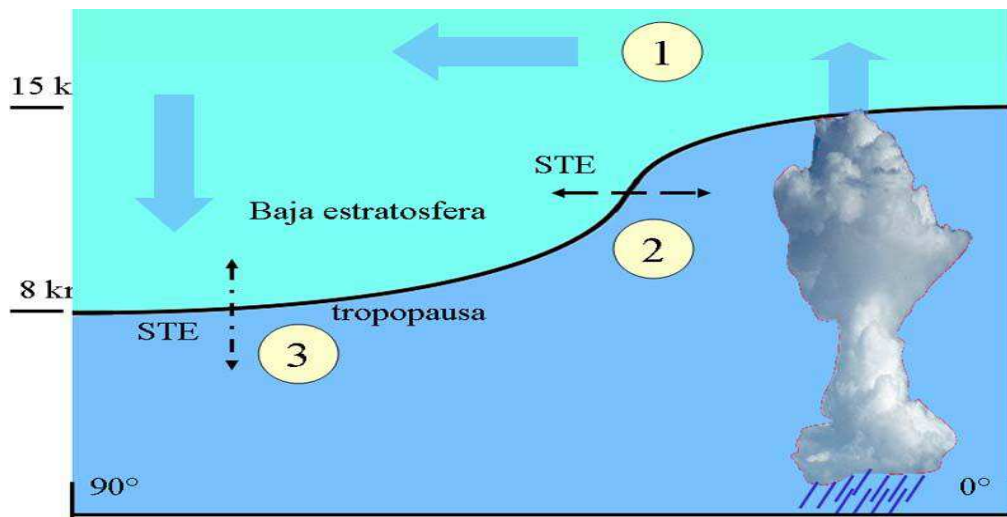
Por encima justamente está la ESTRATOSFERA donde los vientos son muy intensos y esa capa límite entre la TROPOESFERA y ESTRATOSFERA es lo que se conoce como la TROPOPAUSA. En ella se produce una importante inmersión térmica. Esta inmersión térmica es la que limita el crecimiento de las nubes de desarrollo vertical, y por eso cuando crece un cumulonimbo (una nube de tormenta), su parte superior aparece perfectamente aplastada justamente porque ha llegado hasta ese nivel de la atmósfera.



Fotografía 1. Formación de un cumulonimbo. Se puede observar cómo su parte superior está perfectamente aplastada por lo descrito al final del punto 1.5.

1.6. La estratosfera.

Como su propio nombre indica, es una capa en la que dominan los movimientos horizontales (estratificados), porque allí el viento es sin duda el protagonista. Situada por encima de la troposfera es una capa que se extiende hasta los 50 km de altitud. Dependiendo de la latitud terrestre, la base de la estratosfera está más o menos alta.



La atmósfera terrestre tiene un menor espesor sobre los polos (aire frío) que sobre el Ecuador (aire más caliente). En la estratosfera soplan vientos bastante intensos. El aire está ya muy enrarecido, siendo menor la fricción entre moléculas. Hasta la parte media-alta de la estratosfera ascendió en 2012 Félix Baumgartner y saltó al vacío.

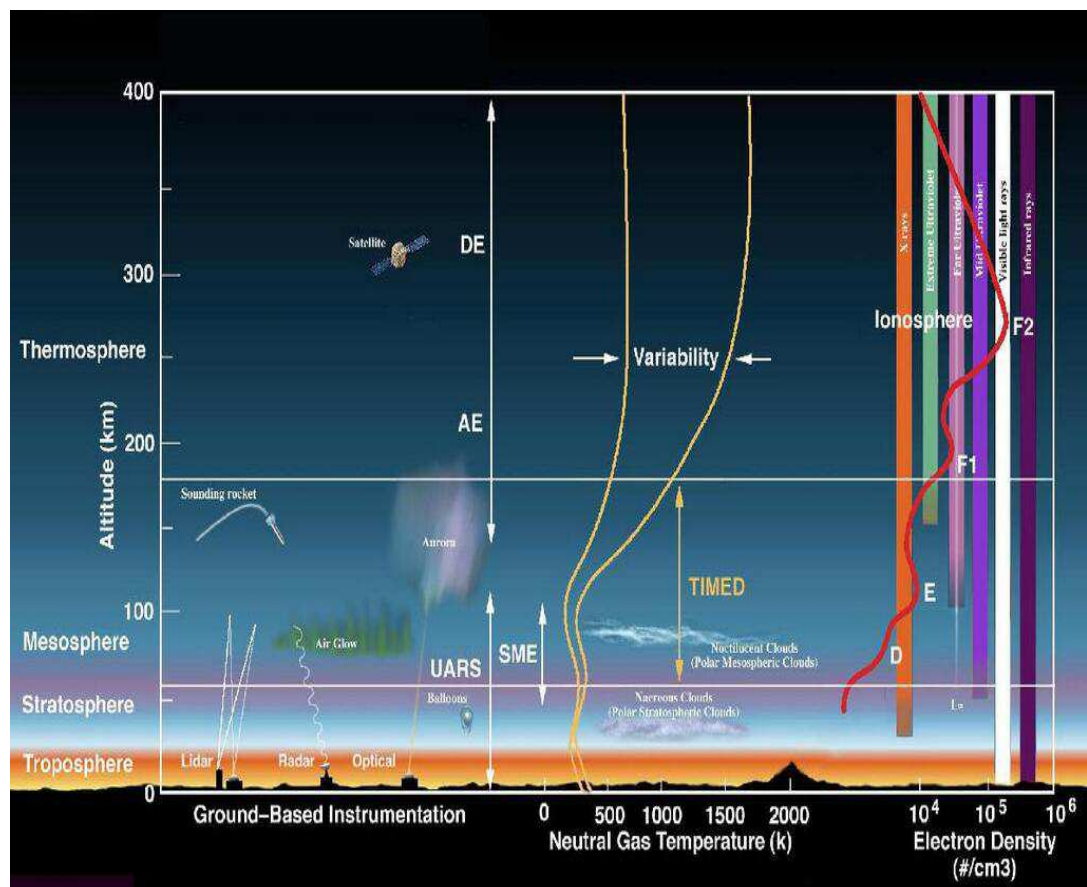


Según vamos ascendiendo por ella, desde su base en torno a los 12 km de altitud hasta los 50 km de altitud donde ya termina, la temperatura va aumentando con la altitud debido a la alta concentración de ozono (esto no ocurre al ascender por la troposfera). También hay ozono a nivel de la superficie terrestre, pero la máxima concentración de ozono se sitúa aproximadamente entre unos 25 km y 40 km de altitud. Allí es absorbida la radiación UV más peligrosa. Como se mencionó antes los vientos soplan con gran intensidad en la ESTRATOSFERA, y en su parte inferior es donde se sitúan las corrientes en chorro, que a veces aprovechan los aviones para optimizar sus vuelos.

1.7. Las capas superiores de la atmósfera.

Las capas superiores de la atmósfera son la mesosfera, termosfera y exosfera. No hay un límite superior exacto atmosférico.

A partir de la mesosfera (desde unos 50 km hasta unos 90 km de altitud) entramos en los dominios de la ionosfera. En esos niveles de atmósfera las moléculas ya no permanecen estables y hay abundantes iones (cargas eléctricas). La ionosfera está subdividida en varias capas que varían de altitud y siguen el ciclo día-noche, apareciendo y desapareciendo. Las capas ionosféricas hacen rebotar parte de las ondas de radio, lo que permite la transmisión a largas distancias.



Como se comento antes no existe un límite superior perfectamente establecido. La densidad de las partículas de los gases va disminuyendo y se van fundiendo con el espacio interplanetario. Sí que hay unas capas superiores. Por un lado está la MESOSFERA, dónde la temperatura vuelve a descender (después del aumento que sufrió en la capa inmediatamente inferior, la ESTRATOSFERA). Por encima esta la TERMOSFERA, y finalmente la parte más exterior que podemos extender hasta los 1000 km o 2000 km de altitud.

Aunque en estas capas superiores la cantidad de vapor es ínfima, si que en ocasiones llegan a formarse nubes especialmente en la MESOSFERA y también en las ESTRATOSFERA. Se forman únicamente sobre las regiones polares y en contadas ocasiones (nubes mesosféricas polares).



ISS017E011632

En la fotografía de arriba podemos observar esas nubes mesosféricas polares vistas sobre la meseta del Tíbet desde la Estación Espacial Internacional.

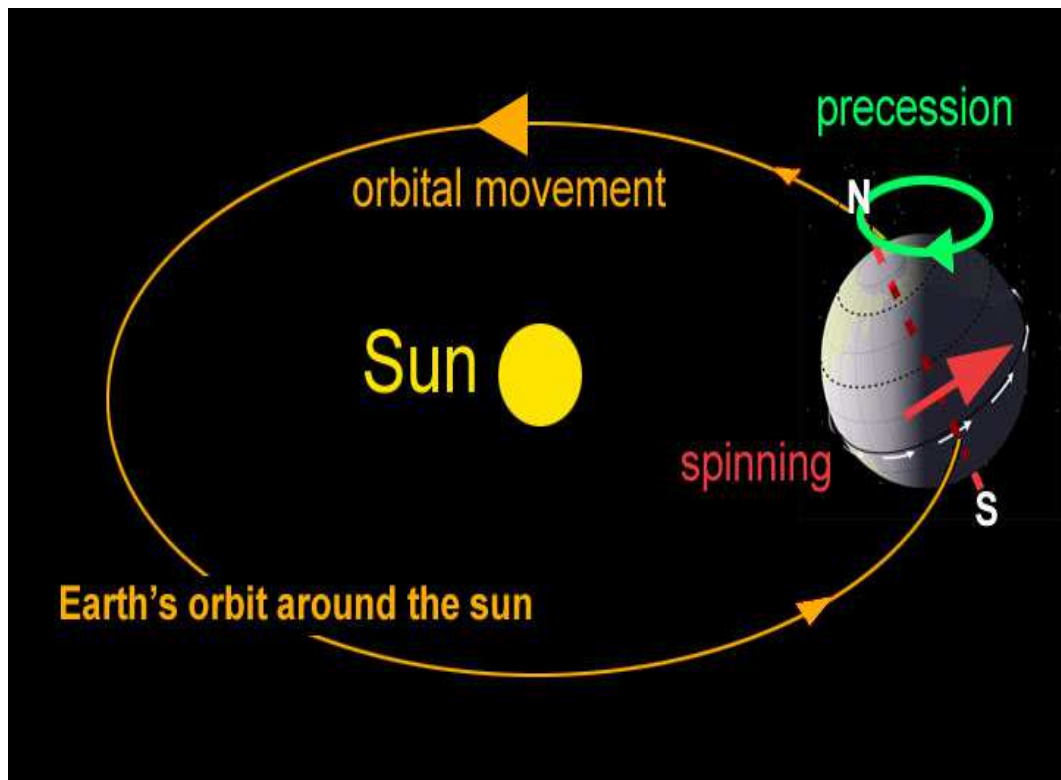
Estas nubes mesosféricas polares son en realidad cristales de agua helada, y forman uno de los fenómenos más espectaculares de las noches de verano. Las nubes mesosféricas polares son visibles al final del crepúsculo, y son las más altas en la atmósfera terrestre; de hecho, se sitúan en la mesosfera, a una altitud de entre los 75 y los 85 kilómetros. Sólo se ven cuando la luz del Sol las ilumina desde debajo del horizonte. A este fenómeno también se le conoce como nubes noctilucen o luces nocturnas. Se forman por acumulación de vapor de agua en posiciones tan altas que se acaba congelando.

CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPITULO 2. FACTORES ASTRONÓMICOS Y ENERGÍA.

2.1. Los movimientos de la Tierra.

Influyen tanto en el tiempo como en el clima. La Tierra está dotada de un movimiento de traslación alrededor del Sol (el cual dura 365 días=1 año) y de uno de rotación alrededor de su eje (tarda 24 h en dar una vuelta completa sobre si misma, 24 h=1 día) La órbita de la Tierra es una elipse con una pequeña excentricidad situándose el Sol en uno de sus focos. Estos elementos ya de por si condicionan el tiempo y el clima, pero a una escala mucho más larga de miles de años también hay variaciones en estos movimientos.

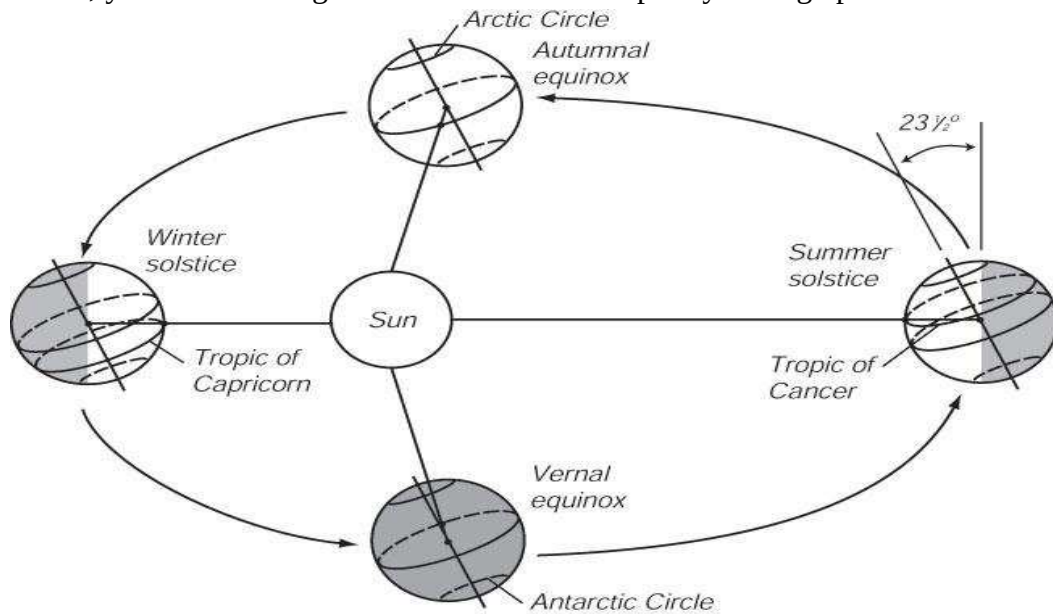


La excentricidad de la órbita terrestre varía en un ciclo que se repite aproximadamente cada 100000 años.

También varía a largo plazo la distancia de la Tierra en su punto más cerca y más alejado del Sol (precesión de los equinoccios)

El eje de rotación terrestre no es perpendicular al plano de la órbita y está dotado de un cabeceo, completando un ciclo cada 41000 años.

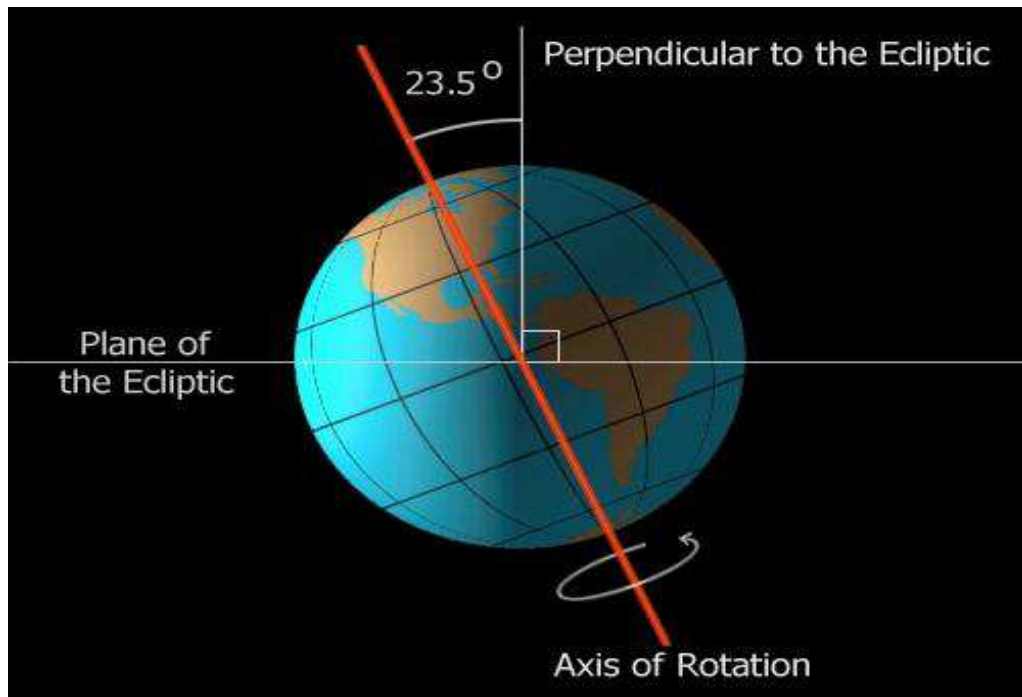
Estos 3 parámetros modulan la cantidad de radiación solar que va llegando a la Tierra, y además dan lugar a cambios climáticos pero ya a largo plazo.



2.2 La influencia del eje terrestre.

La inclinación del eje terrestre es un factor astronómico muy importante para entender el comportamiento del clima de la Tierra.

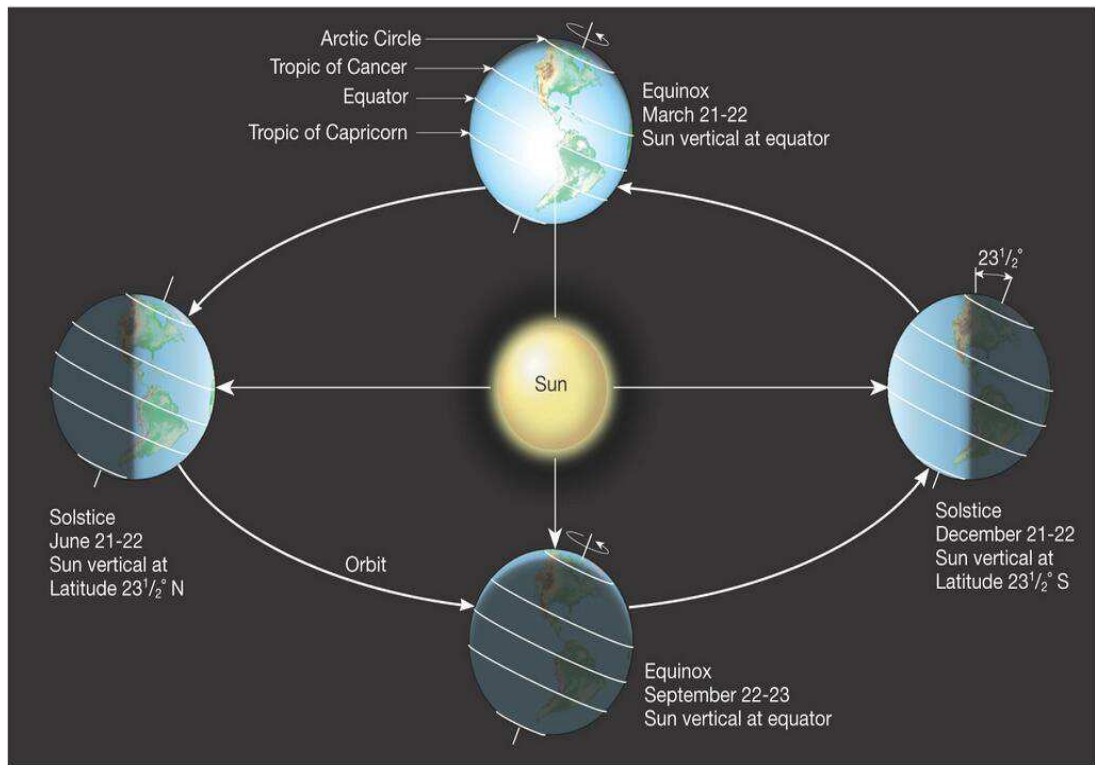
El eje de rotación terrestre no es perpendicular al plano de la eclíptica (plano de la órbita de la Tierra), sino que está inclinado. La inclinación del eje es de $23,5^{\circ}$. Dicha circunstancia es la responsable de que haya estaciones. Ese grado de inclinación no se mantiene constante en el tiempo. Existe una variación a largo plazo en un periodo de 41000 años cuyo valor varía entre los 22° y los 25° . Dicha circunstancia es la responsable de que haya estaciones.



Esto incide en la cantidad de radiación solar que llega a la superficie terrestre y en consecuencia en el comportamiento que tiene el clima (hay periodos en los que llega más radiación y por tanto la Tierra tiene un clima más cálido únicamente por factores naturales, y lo contrario, periodos en los que llega menor radiación y entra en una glaciación o en una era glacial).

2.3 Solsticios y equinoccios.

Estos son unos momentos muy concretos del año en los que tiene lugar en la Tierra el inicio de las diferentes estaciones astronómicas. Vienen marcados por 4 momentos diferentes: los 2 solsticios (el de invierno y el de verano) y los 2 equinoccios (el de primavera y el de otoño).

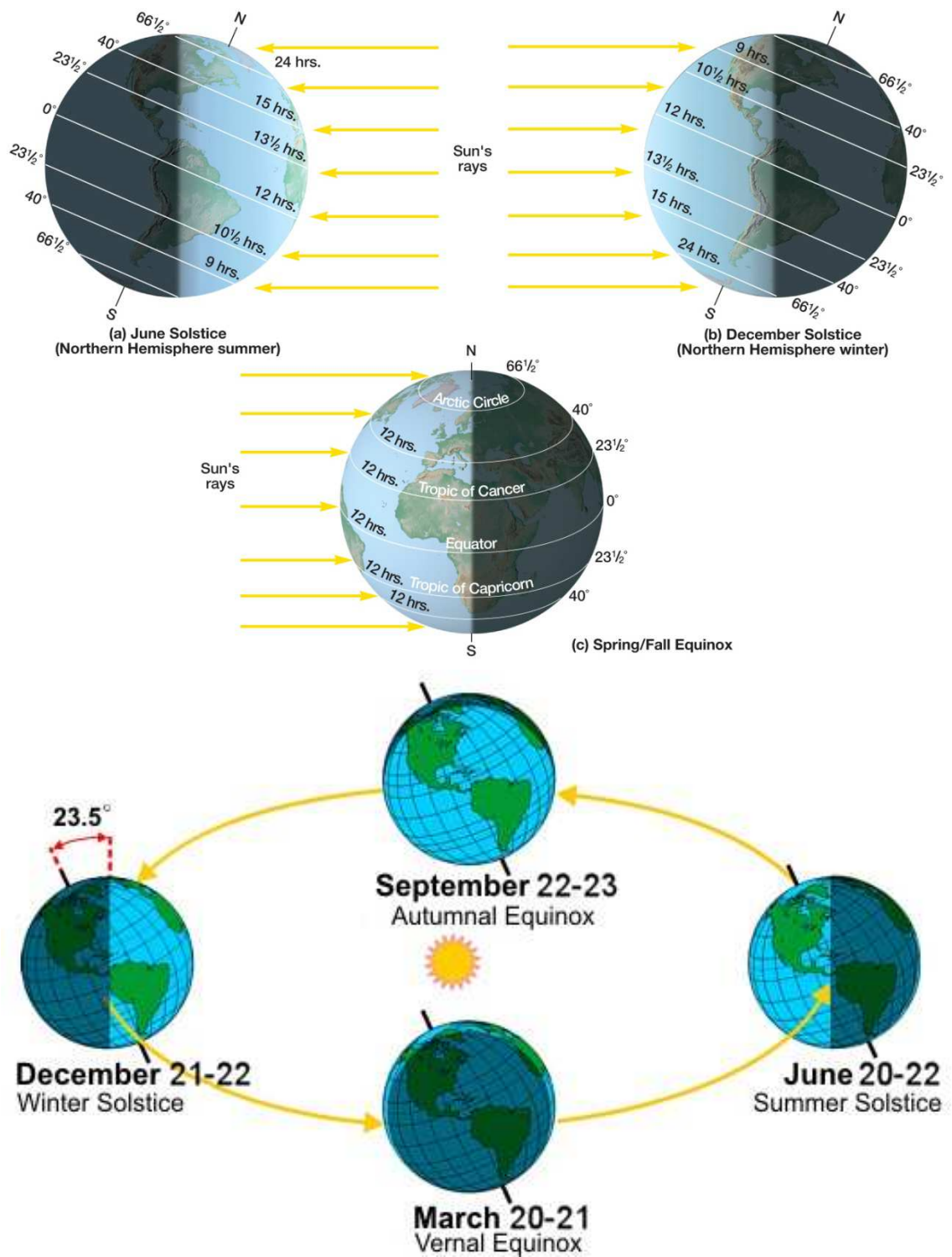


¿Qué ocurre en cada uno de esos momentos?

En el solsticio de verano, la Tierra en ese momento está algo más alejada del Sol durante el invierno y justamente ese hemisferio norte es el que recibe más radiación solar. En el polo sur por ejemplo tenemos la noche polar sin embargo en el polo norte durante ese solsticio de verano tenemos 24 horas al día en las que luce el Sol.

En el solsticio de invierno se invierte esto y es el hemisferio sur el que recibe más radiación solar y donde la noche gana horas en el hemisferio norte de la Tierra.

En los equinoccios tiene lugar el equilibrio, la igualdad entre la duración del día y de la noche, y eso ocurre justamente cuando empieza la primavera y el otoño.



2.4 Las 4 estaciones del año.

Las 4 estaciones del año son exclusivas de las latitudes medias o templadas de cada hemisferio, se difuminan tanto en los polos como en el Ecuador. Aquí en invierno lógicamente al haber menos radiación solar la temperatura baja bastante, el paisaje cambia absolutamente, se producen las nevadas, las temperaturas son bastante bajas. Justo ocurre lo contrario según nos vamos

acercando al verano con 2 estaciones de transición tanto la primavera (paso del invierno al verano) como el otoño (cuando ya el tiempo veraniego va dando paso a un tiempo cada más invernal).

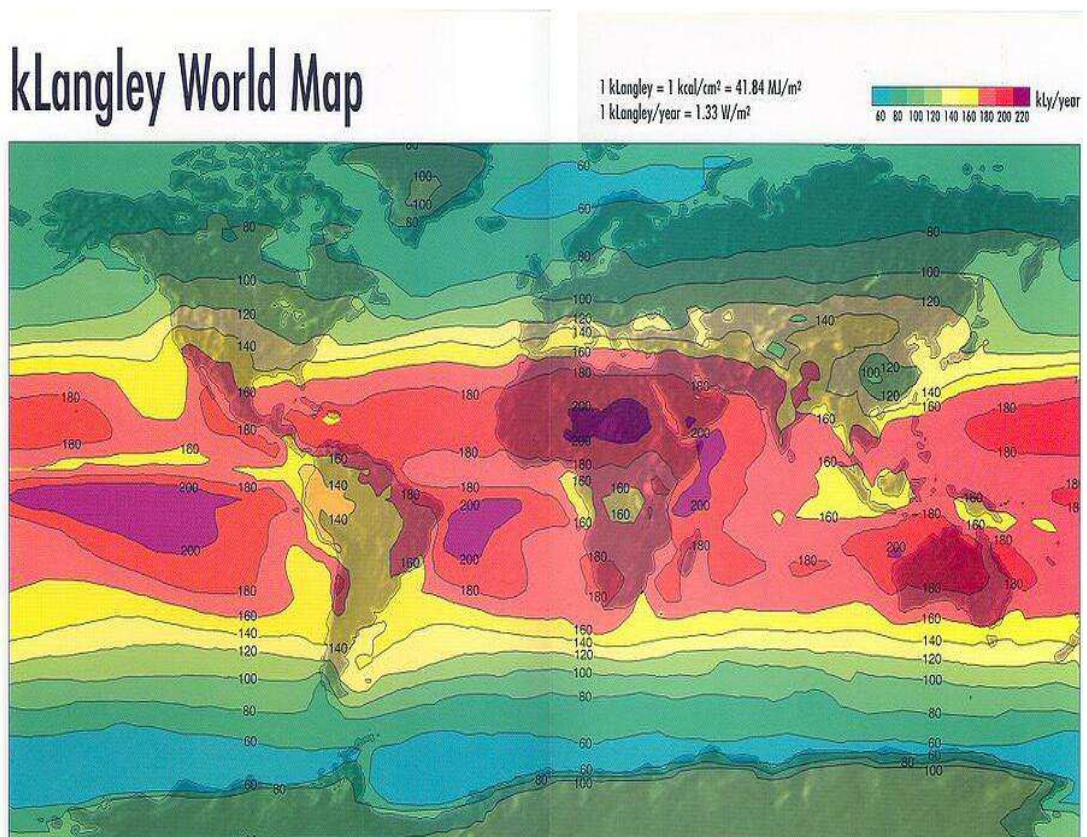
En las regiones polares solo hay 2 estaciones, la de la luz en el que el Sol está por encima del horizonte (verano) y la de la oscuridad o de noche continuada (invierno). En los polos tenemos 6 meses de día y 6 meses de noche.

En la franja central terrestre, la situada entre los dos trópicos, solo hay 2 estaciones: la de las lluvias y la seca. En ambas las temperaturas apenas sufren grandes variaciones. Aquí la radiación solar durante todo el año se mantiene

Las estaciones astronómicas están fijadas por los solsticios y equinoccios, no coinciden con las estaciones climatológicas.

2.5. La radiación solar.

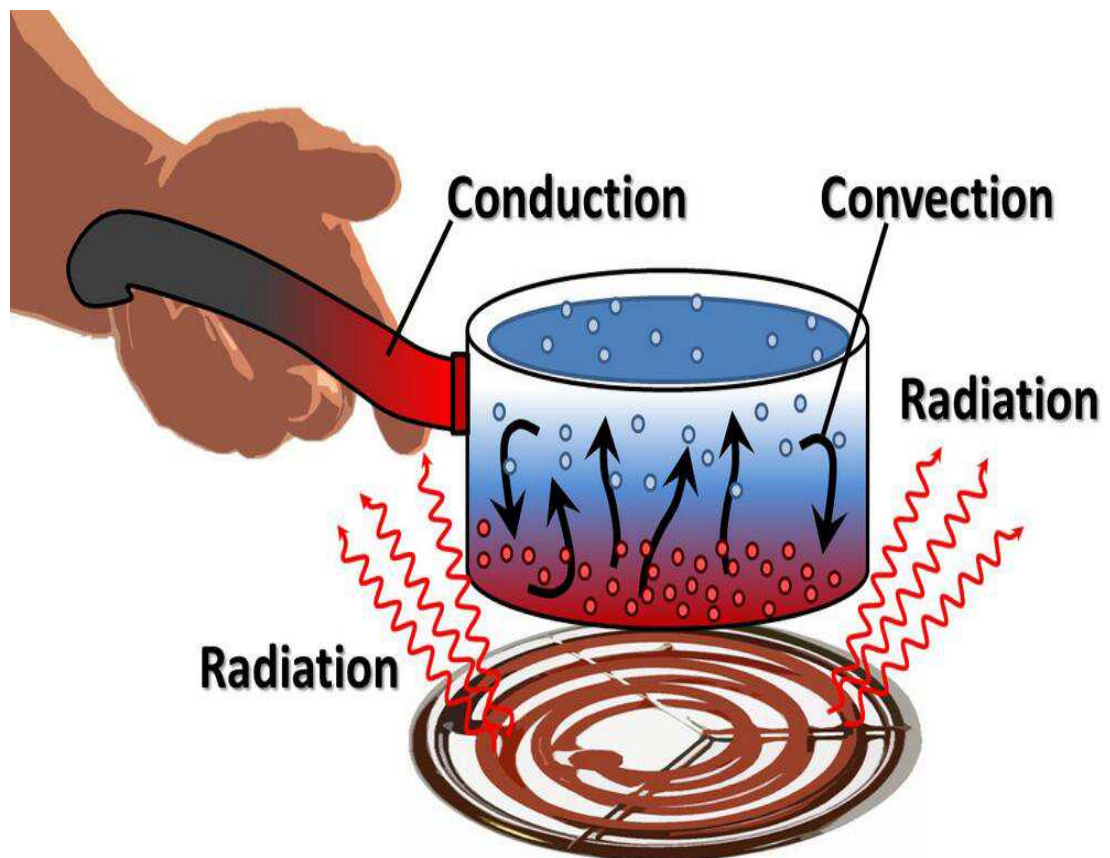
La diversidad de climas que tenemos en la Tierra y el comportamiento atmosférico está regido por la radiación solar. Esta radiación varía a lo largo del año en función de cuál sea la posición de la Tierra con respecto al Sol, y también se produce una variación latitudinal debido a la inclinación que tiene el eje de rotación. En el siguiente mapa tenemos la cantidad de radiación solar que en promedio incide sobre la superficie terrestre.



En este mapa podemos comprobar cómo es la distribución espacial de la radiación solar que incide sobre la superficie terrestre. Vemos claramente como los mayores valores se concentran en torno al Ecuador (zona ecuatorial) y también la zona subtropical, en claro contraste con la menor radiación que llega a las 2 regiones polares. Sin embargo vemos también algún detalle interesante, como por ejemplo observamos valores más pequeños en gran parte de América del Sur, también por la parte central de África o por el Sureste Asiático. Esto es así debido a que estas zonas tienen una mayor cobertura nubosa que otras donde los cielos están más despejados y aunque estén en latitudes algo más altas reciben más radiación solar al cabo del año.

2.6. Formas de transmisión de energía.

La dinámica atmosférica y oceánica se encarga de repartir el calor por la Tierra, transportándolo de donde sobra a donde hace falta. La energía que procede del Sol que llega a la Tierra se transmite de distintas formas una vez que alcanza nuestro planeta. Los mecanismos de transmisión de energía son 3: radiación, conducción y convección. Para entender cómo actúan esos 3 mecanismos podemos tomar como ejemplo el de un cazo de agua al fuego.



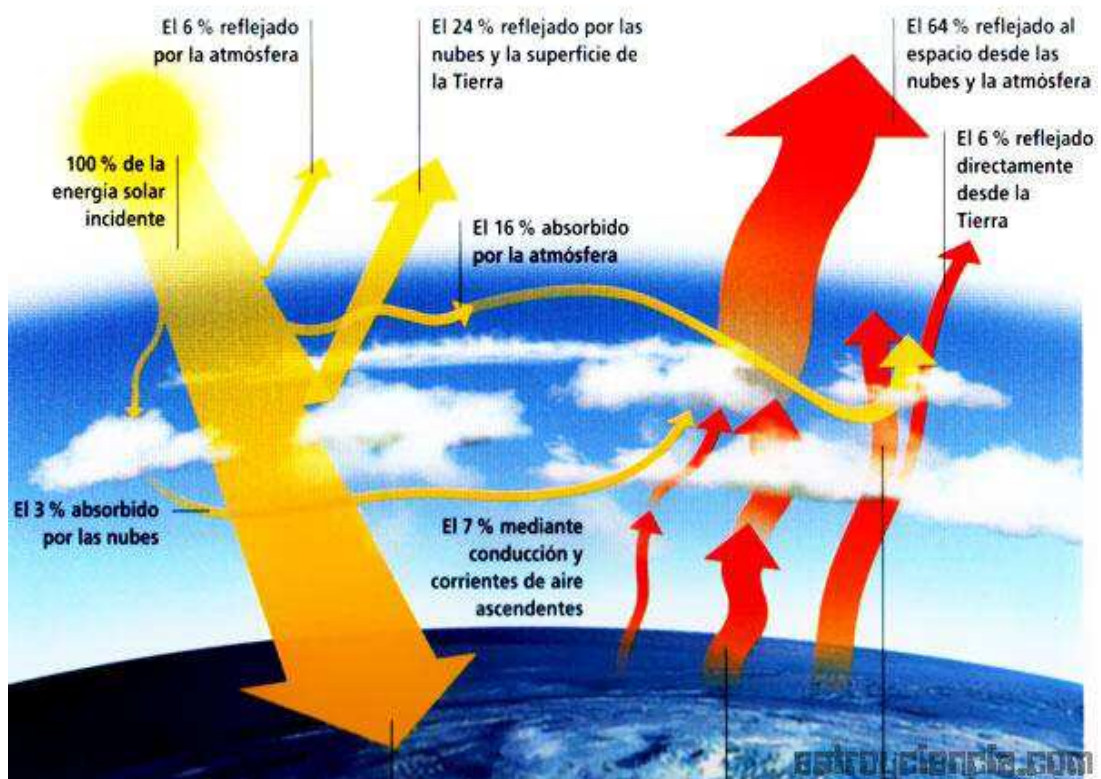
El fogón sería el Sol (fuente de energía primaria), la base del cazo la superficie terrestre (la Tierra) y el agua contenida en el la atmósfera (aire).

¿Qué es lo que ocurre en realidad?

El Sol nos envía la energía en forma de radiación electromagnética que al llegar a la Tierra incide sobre la superficie terrestre. Esa superficie por conducción (por puro contacto) calienta la capa de aire que hay justamente situada encima de ella y ese aire al calentarse se hace más ligero, se forman burbujas de aire caliente que van ascendiendo hacia arriba en lo que se conoce como el fenómeno de convección. Estas serían las 3 formas de transmisión de energía en nuestro planeta.

2.7. El balance energético terrestre.

Desde el punto de vista energético la Tierra está en equilibrio (la misma cantidad de energía que llega del Sol escapa al espacio). Si entrara más energía de la que sale, el planeta estaría cada vez más caliente, cosa que no ocurre (salvo efecto del CC). La radiación infrarroja que llega del Sol es más energética que la que escapa de la Tierra (radiación onda corta vs radiación onda larga). La dinámica atmosférica y oceánica se encarga de repartir el calor por la Tierra, transportándolo de donde sobra a donde hace falta. En la siguiente figura se representa de forma esquemática el balance (equilibrio) energético terrestre.



Las flechas amarillas nos indican que son radiación de origen solar de onda más corta que la que escapa de la Tierra la cual aparece con flechas rojas (esta también sería radiación infrarroja de onda larga).

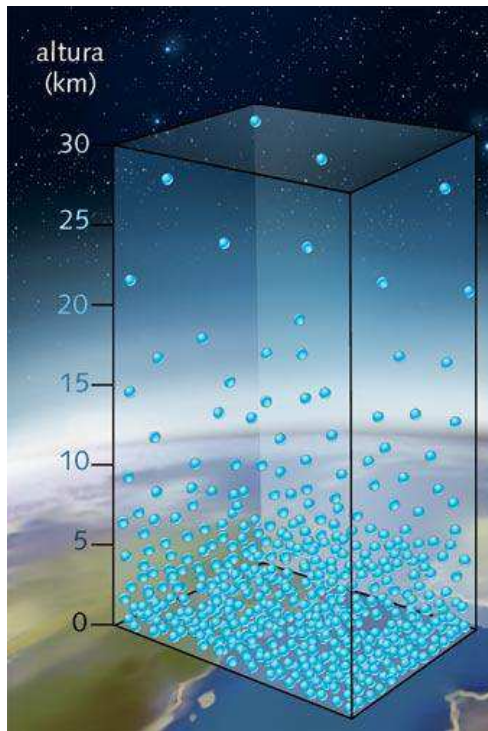
De cada 100 unidades de energía que nos llegan del Sol, 30 son reflejadas por la Tierra hacia el espacio, es lo que se conoce como efecto albedo. De esas 100 unidades de radiación solar de onda corta, 20 son absorbidas por la atmosfera, o bien por los gases que componen el aire o bien por las nubes y 50 quedarían absorbidas o bien por mares y océanos o bien por las zonas continentales. Para que este en equilibrio desde un punto de vista energético nuestro planeta, esas 70 unidades (50 absorbidas por mares, océanos y continentes, y 20 que absorbe la atmosfera) deben escapar hacia el exterior. Y esto es lo que hace la Tierra: irradiar hacia el espacio esas 70 unidades en forma de radiación de onda larga.

CURSO DE METEOROLOGIA.

CAPÍTULO 3. PRESIÓN Y TEMPERATURA (dos de las principales variables meteorológicas).

3.1 El concepto de presión atmosférica

La presión (en general) es una variable física que se define como la fuerza por unidad de superficie.

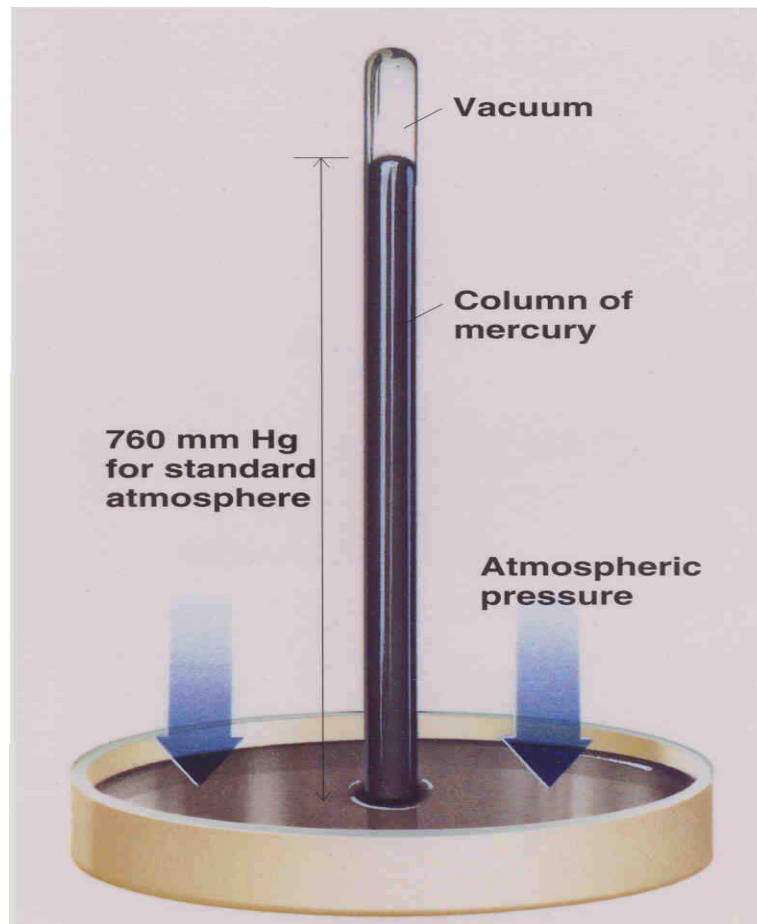


$$P = \frac{F}{A}$$

Definimos presión atmosférica como la presión que ejerce el aire contenido en una columna de 1m² de base que se extiende desde la superficie terrestre hasta el tope de la atmosfera, y en esa columna, el aire se concentra sobre todo en su parte inferior. En dicha columna, el aire decrece rápidamente con la altura (el peso de la columna es de 10.000 kg). Al estar a la intemperie no notamos esos 10.000 kg sobre nuestra cabeza porque la presión se ejerce en todas direcciones. Las variaciones de presión en la columna atmosférica permiten a un barómetro de Hg calcular su valor.

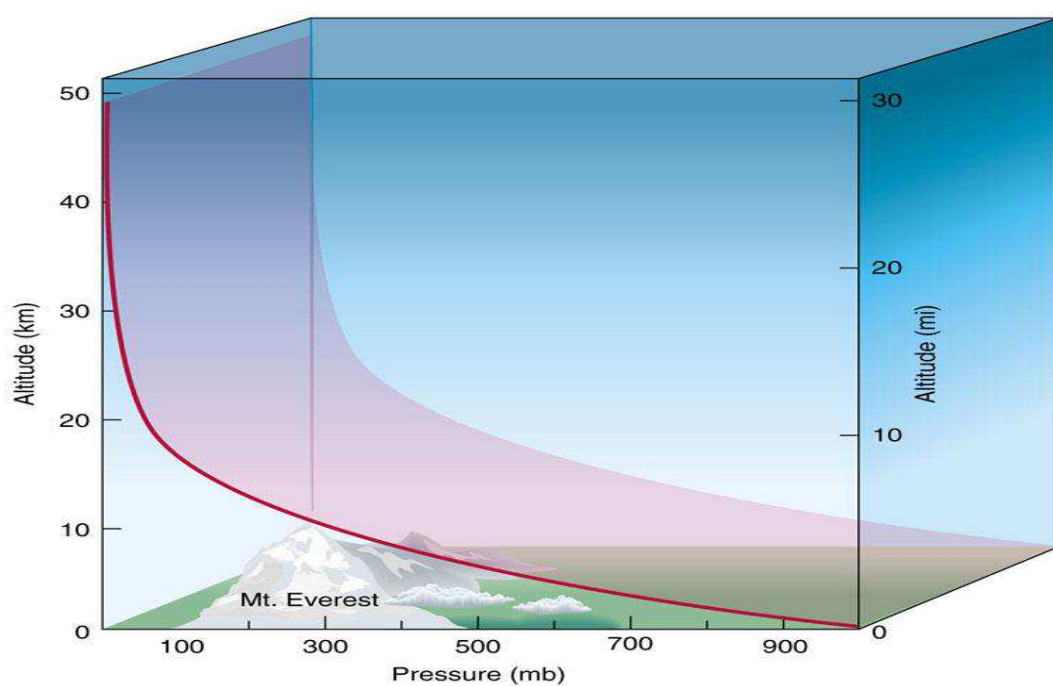
¿Cómo funciona un clásico barómetro de mercurio?

Se trata de un simple tubo capilar lleno de mercurio que está en contacto con un recipiente también lleno de mercurio. Cuando la presión es alta ejerce más presión sobre esa superficie (desciende) y eso se transmite hacia el tubo y sube el nivel. Y lo contrario, justamente cuando tenemos baja presión, de manera que este sencillo instrumento nos permite conocer si la presión sube o baja.



3.2 Disminución de la presión con la altura.

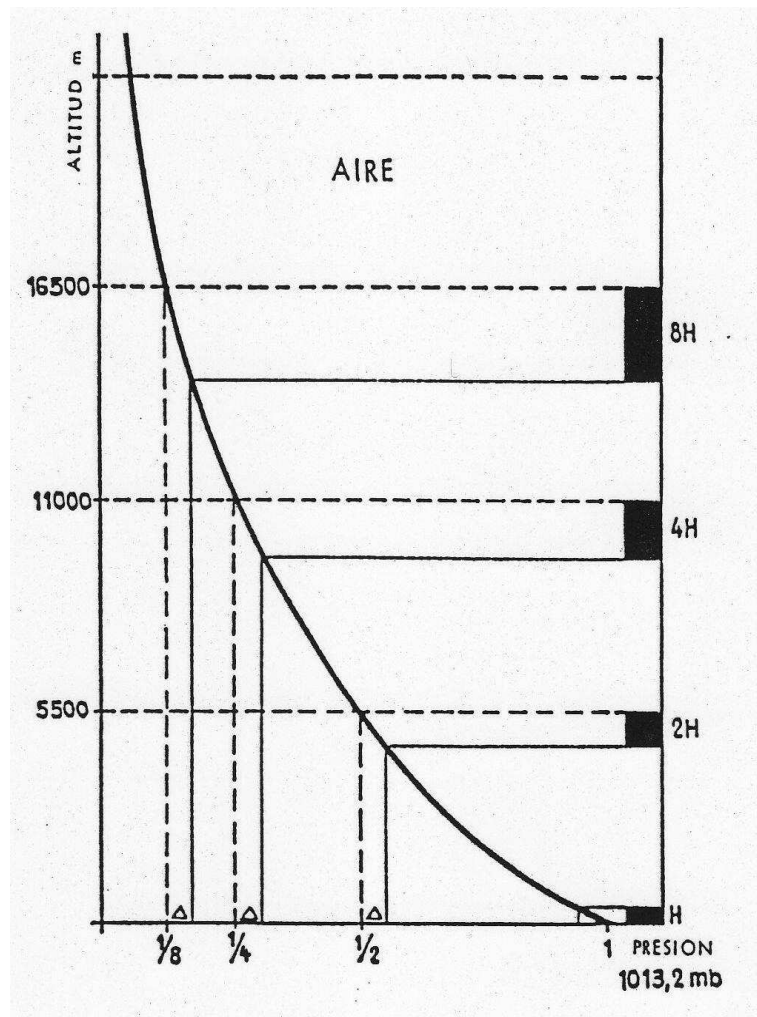
La disminución de la presión con la altura sigue un comportamiento como el mostrado en la siguiente figura.



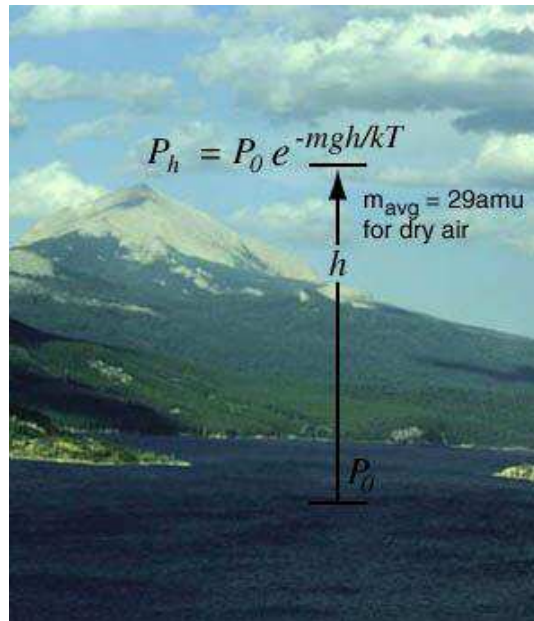
Esta curva nos muestra esa disminución. Una curva que en su primer tramo (la troposfera) (10-15 primeros km) es bastante lineal. Luego ya tiende a ser asintótica y prácticamente no varía ya cuando la densidad del aire es mucho más pequeña.

Esto en términos matemáticos sería un comportamiento exponencial de manera que si bien en ese primer punto como decíamos antes la disminución era lineal, a partir de cierta altura para disminuir una misma cantidad de presión hay que desplazarse más verticalmente por la atmósfera.

Esta curva es una exponencial decreciente, es lo mismo que decir que la presión disminuye muy rápido al ascender. En la baja atmósfera (troposfera) se puede considerar lineal la disminución de la presión con la altura (aproximadamente 1 hPa/8m). Cuanto más arriba estemos, más metros tendremos que ascender para obtener una misma disminución de P.

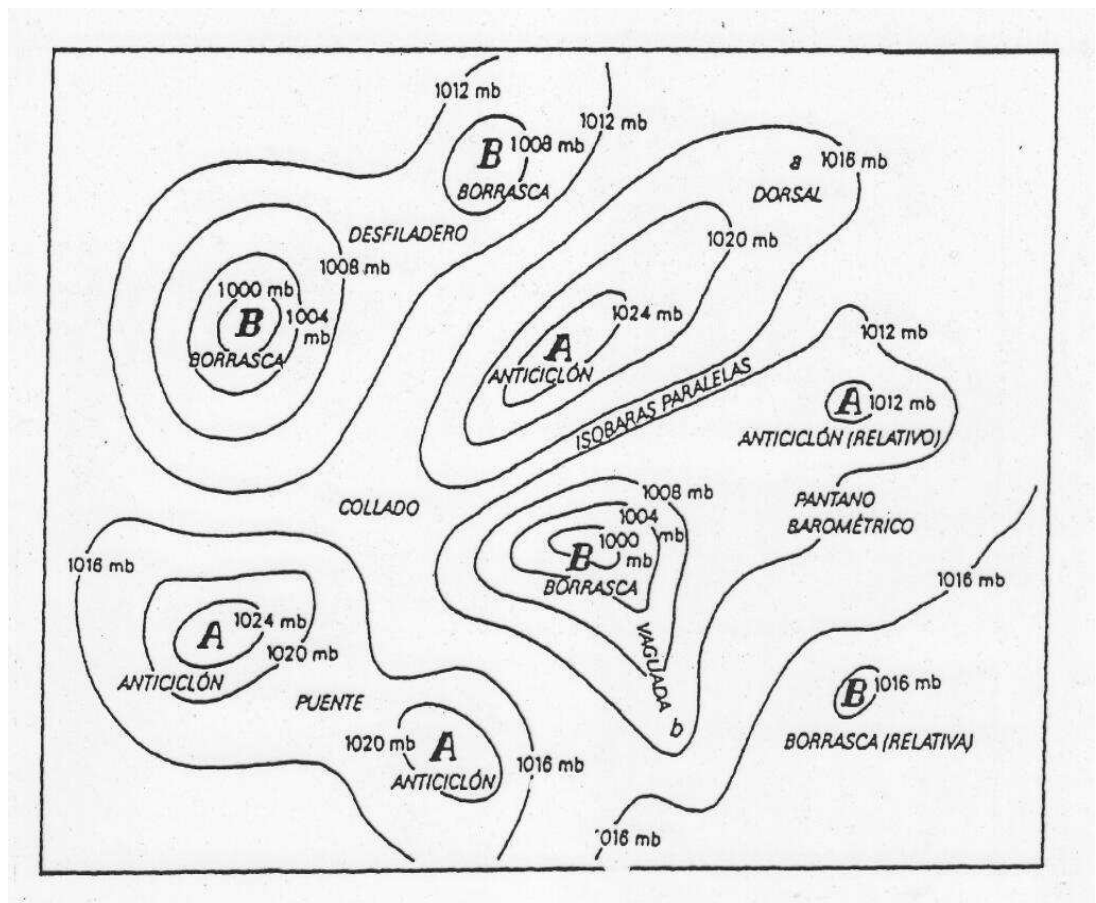


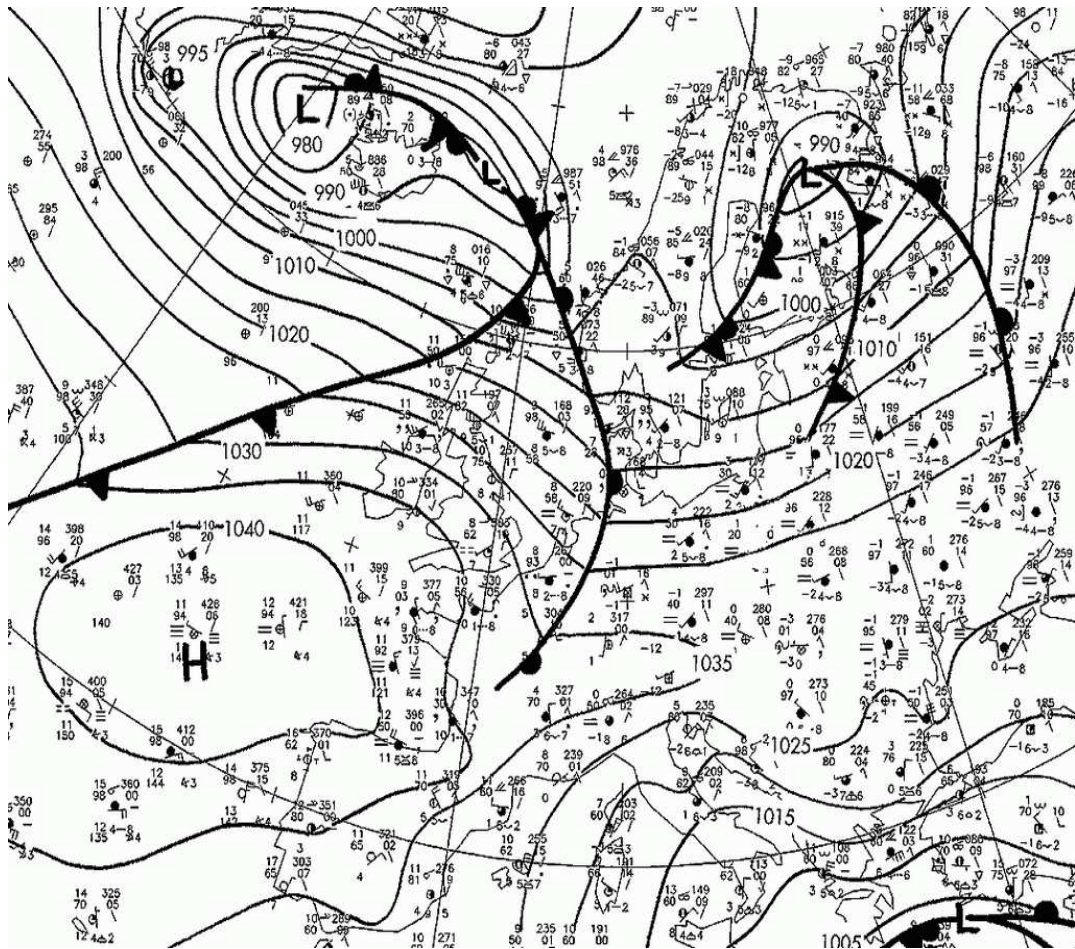
Matemáticamente esto se expresa con la siguiente fórmula que nos da el valor de la presión en un determinado nivel h de la atmósfera en función de la P_0 o valor de la presión al nivel del mar.



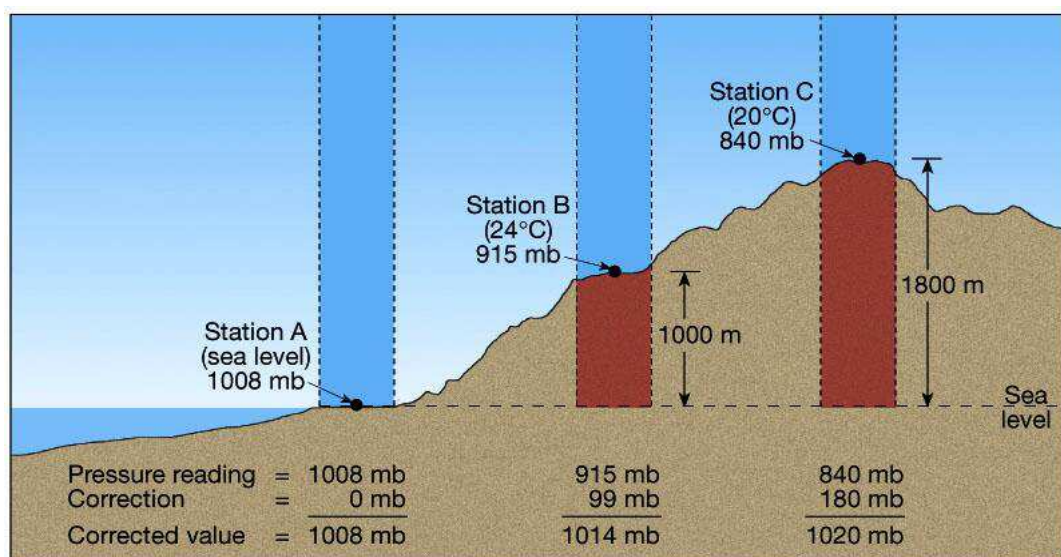
3.3 El campo de la presión.

Veremos cómo se distribuye en el plano horizontal por ejemplo a nivel del mar. Tanto a nivel del mar como en cualquier nivel de la atmósfera, la presión se distribuye en zonas de altas y de bajas. En la siguiente figura se ven las estructuras que adopta la presión.





Los datos de presión medidos en las distintas estaciones y observatorios no se pueden usar directamente para trazar isobaras. Es necesario tomar la presión reducida a nivel del mar, ya que cada observatorio esta a diferente elevación. Para “reducir” la presión a nivel del mar hay que aplicar una corrección que tiene en cuenta los hPa equivalentes a elevación. Con la siguiente figura se entenderá el modus operandi del cálculo de la presión reducida.



Si justamente tenemos un observatorio a nivel del mar entonces la presión que se mide ahí sí que se puede trasladar directamente al mapa de isobaras. Pero en el momento en que ascendemos por el terreno tenemos ya observatorios y estaciones situados más arriba y la presión reducida a nivel del mar en ese caso sería la que tendrían esas estaciones u observatorios si estuvieran justamente situados al nivel del mar. Para hacer el cálculo basta con tener en cuenta que a medida que ascendemos por la atmosfera la presión disminuye 1hPa por cada 8m de ascenso.

3.5 La relación presión temperatura.

La presión y la temperatura están relacionadas a través de la ecuación de estado que podemos aplicar al aire seco, ya que podemos considerarlo como un gas perfecto y por lo tanto cumple la ecuación de estado de los gases perfectos o ideales. A continuación se muestra la ecuación de estado de los gases perfectos en algunas de sus múltiples formas.

$$pV = nRT$$

$$p \frac{m}{\rho} = nRT$$

$$\frac{p}{\rho} = \frac{nR}{m} T = \frac{R}{M} T$$

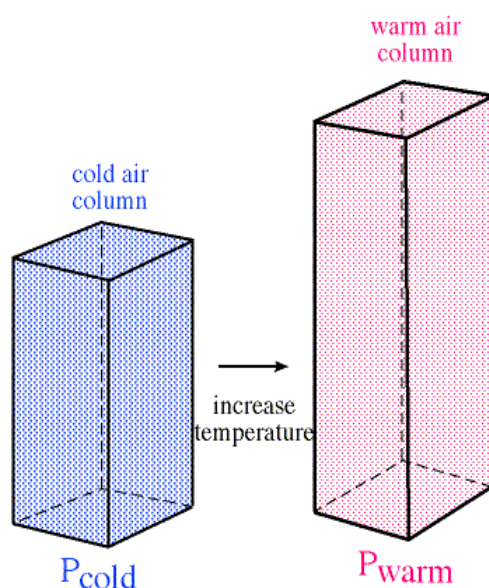
$$\frac{p}{\rho} = \frac{R}{M} T$$

Esta conocida ecuación de la química nos dice que la presión (P) por el volumen (V) es igual al n° de moles(n) por una constante(R) y por la temperatura (T). Si hacemos unas cuentas operaciones aritméticas podemos llegar a la ultima ecuación de las de arriba.

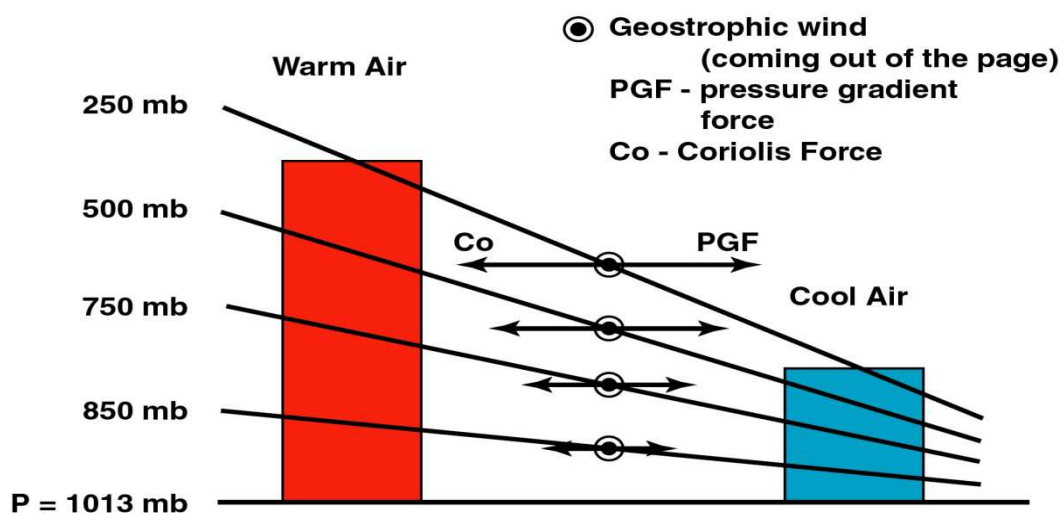
Particularizando la ultima ecuación para el aire seco nos indica que la presión(P) será igual a la densidad del aire seco(ρ) por una constante(R'), que es igual a la constante de los gases perfectos(R) dividido entre la masa molecular del aire(M), y por la temperatura(T).

$$P = \rho \times R' \times T$$

Vemos que están ligadas presión(P),temperatura(T)y densidad(ρ).De esta manera podemos entender que si en un proceso no hay variación de presión(P)pero si cambia la temperatura(T),esto será posible porque la columna de aire inicial aumenta de tamaño y en consecuencia es la densidad(ρ) la que disminuye al repartirse esas moléculas por un mayor volumen, y por lo tanto puede darse el caso de que aunque aumente la temperatura(T)no haya un cambio de presión(P) como podemos observar en la siguiente figura.

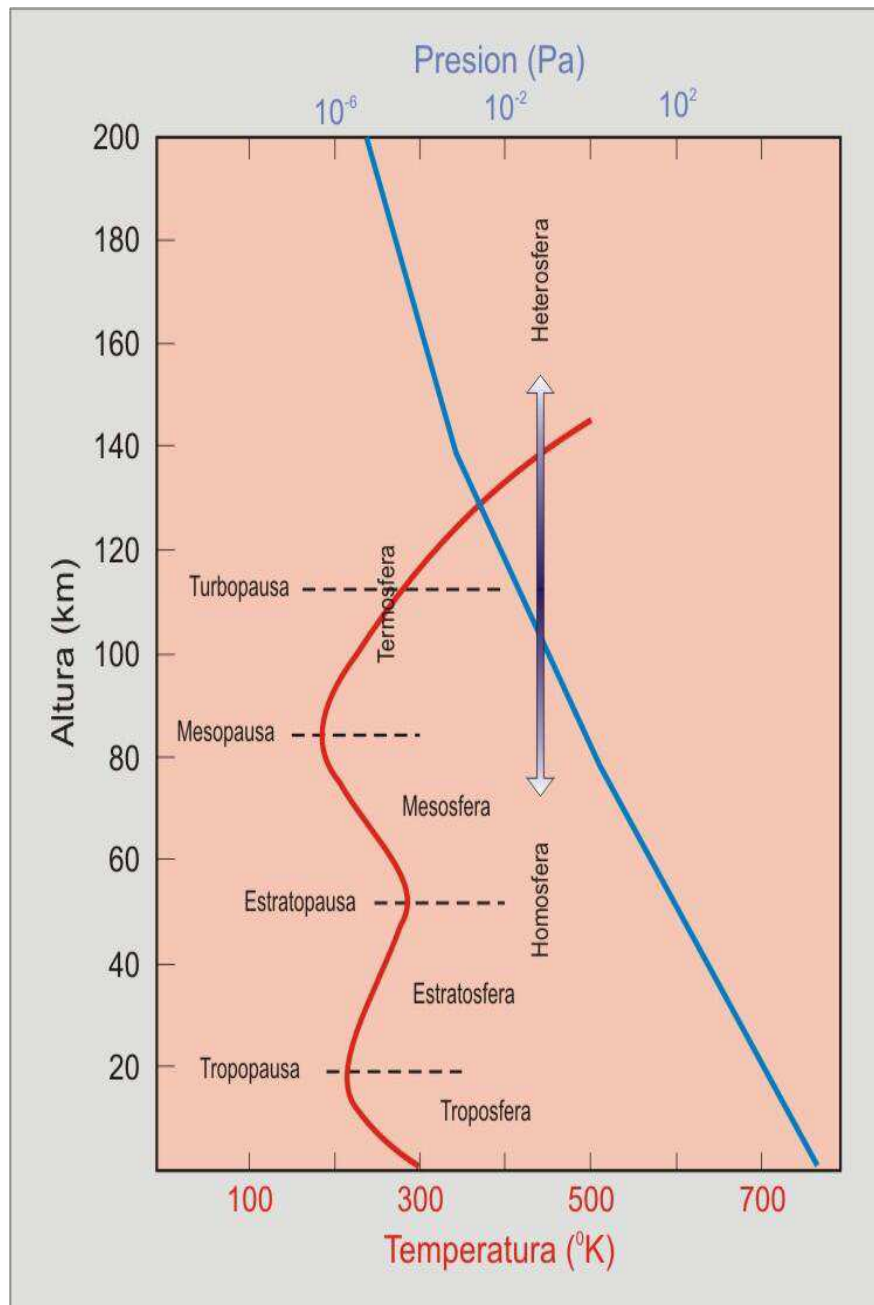


De igual manera en esa distribución de la temperatura (T) distinta en función de que estemos en una zonas u otras de la atmosfera, las superficies de igual presión (P) pueden estar situadas más o menos arriba en función de que estemos en una zona de aire frio o por el contrario se elevan donde el aire es cálido. Esto queda explicado con la siguiente figura.



3.6 Las variaciones de temperatura.

La temperatura varía en función de diferentes factores y varía tanto espacial como temporalmente. Hay una variación vertical ya que a medida que ascendemos por la atmósfera la temperatura (curva roja) nos muestra un zig-zag dependiendo de las capas de la atmósfera. Por otro lado también se ve sometida a cambios temporales tanto en la escala diaria (día-noche) como estacionales (Figura 12).

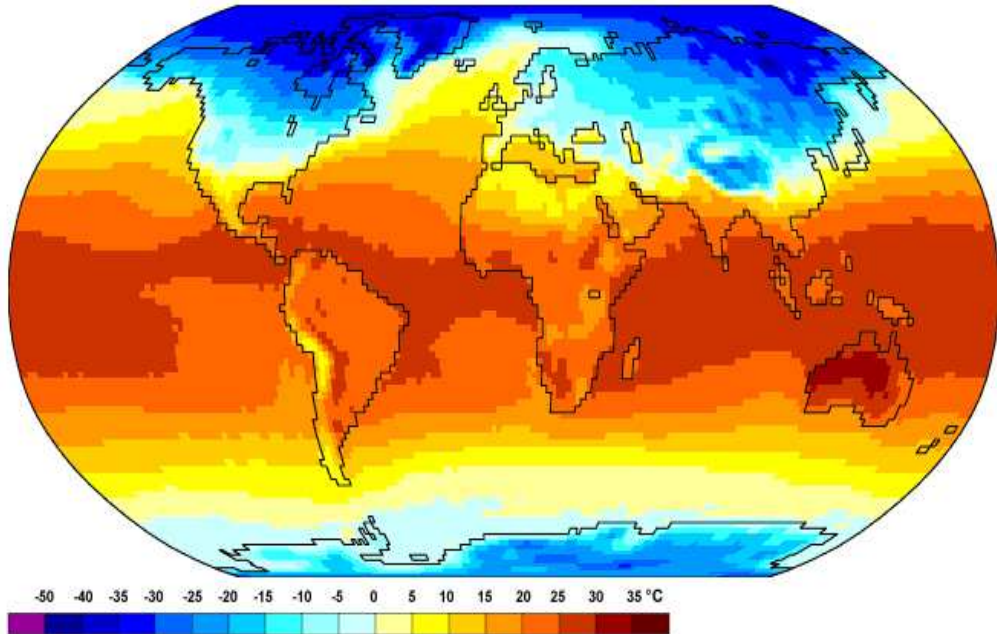


En la siguiente figura vemos como es esa temperatura para el mes de enero (invierno en el hemisferio norte), primera imagen, y como es esa temperatura para el mes de julio (verano), segunda imagen. Vemos claramente la diferencia

que hay de latitudes altas al resto de la Tierra por lo tanto el factor latitud influye aparte de otros factores como puede ser la orografía, el tipo de terreno y la distancia al mar. Esto nos justifica las diferencias que hay de unas zonas a otras en mismas franjas de latitud.

a

Temperatura del aire a 2 m de altura: enero

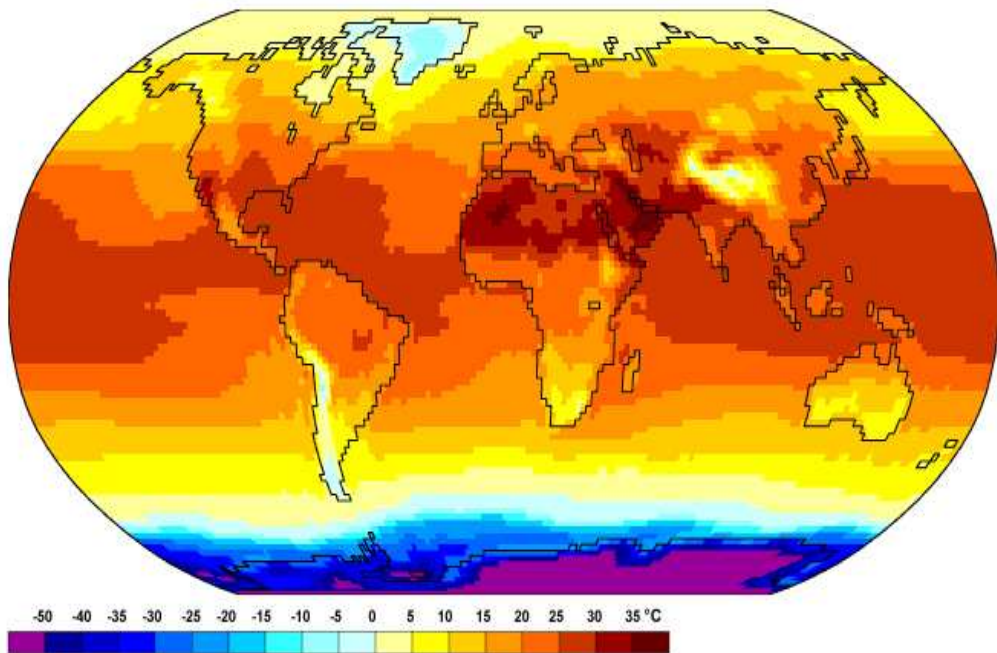


Proyecto de reanálisis de NCEP/NCAR, climatologías de 1959-1997

Facultad de Geografía, Universidad de Oregon, marzo de 2000

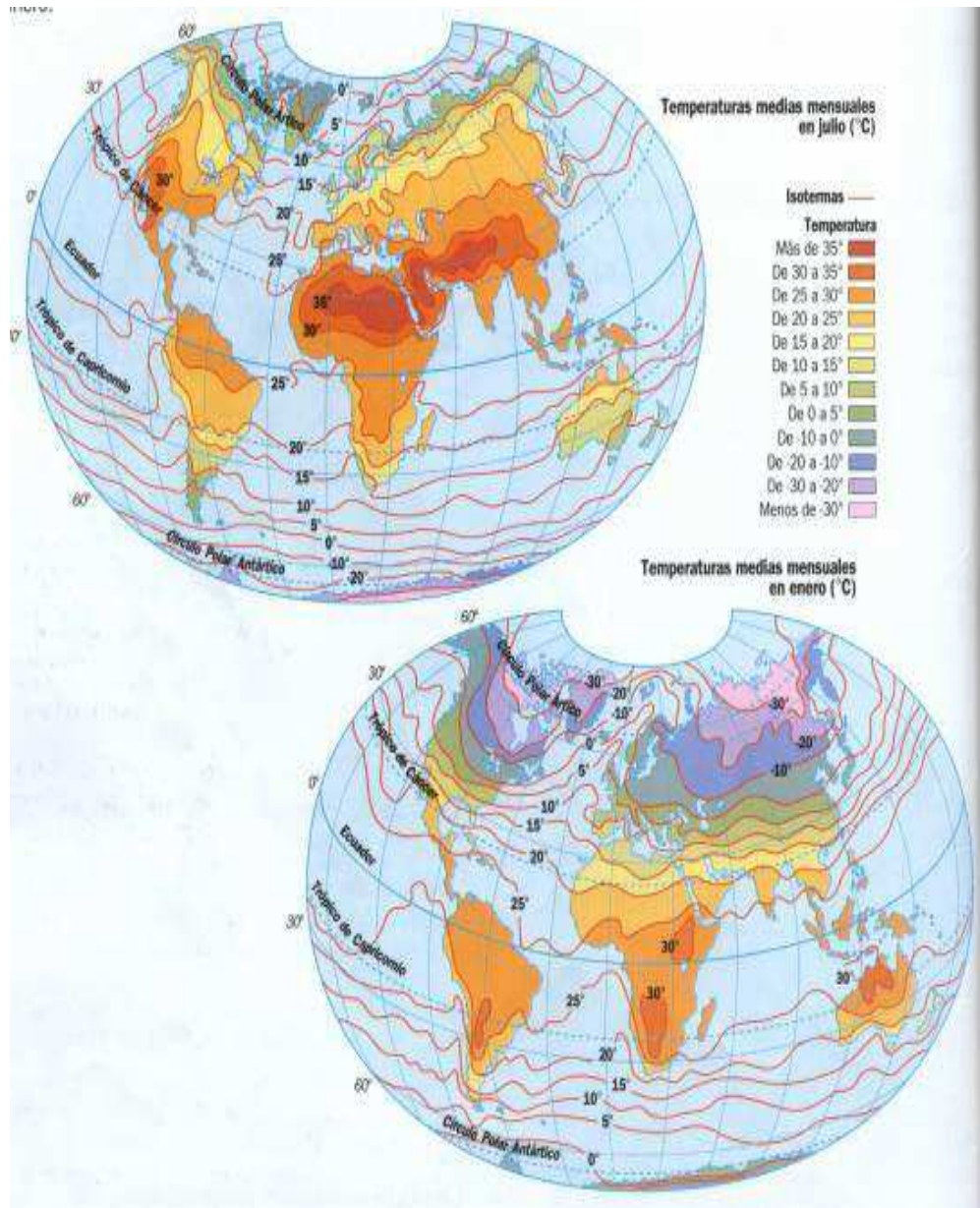
b

Temperatura del aire a 2 m de altura: julio



Proyecto de reanálisis de NCEP/NCAR, climatologías de 1959-1997

Facultad de Geografía, Universidad de Oregon, marzo de 2000

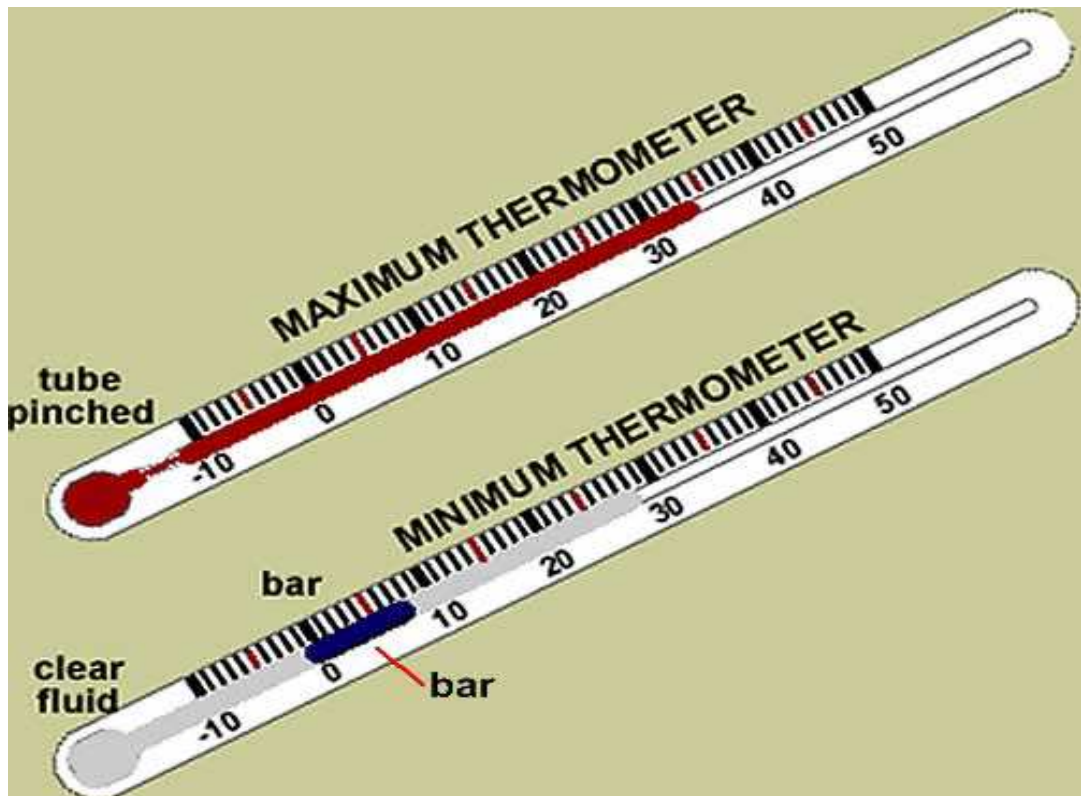


3.7 La medida de la temperatura.

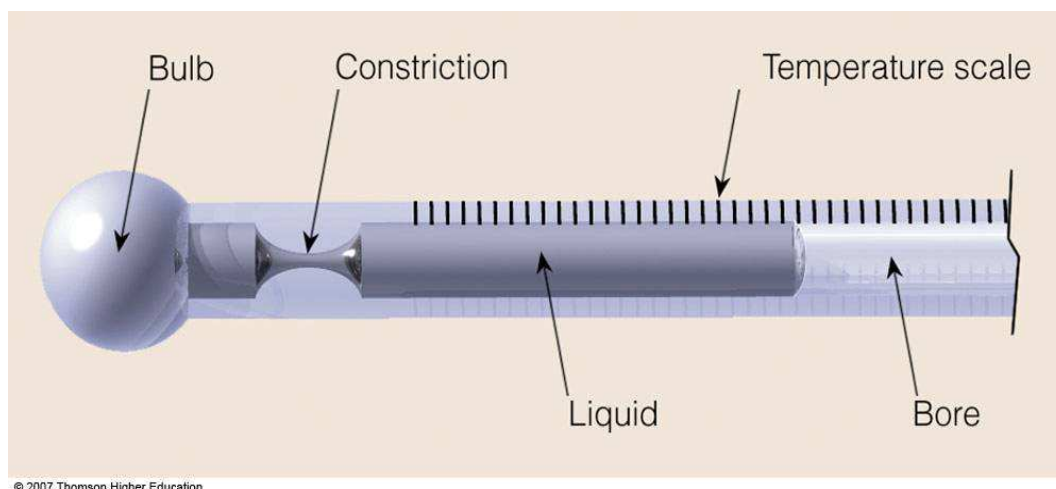
¿De qué forma se mide la temperatura en los observatorios?.

Para ello hay que tomar una serie de precauciones que nos garanticen la medida exacta de la temperatura del aire. La principal precaución es disponer de los instrumentos dentro de una garita meteorológica de madera que este a 1,5cm del suelo done halla una buena ventilación que impida que la radiación solar incida directamente sobre los termómetros.

Los termómetros horizontales que observamos en la siguiente figura son el termómetro de máxima (el de la parte superior) y el de mínima (el de la parte inferior). Son unos termómetros algo especiales.



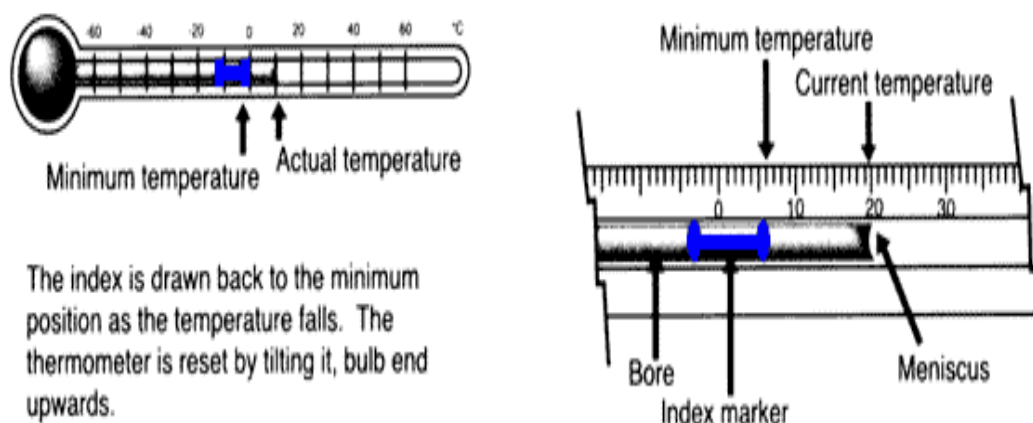
Esquema del termómetro de máxima.



Cuando sube la temperatura va ascendiendo el Hg pero al empezar a bajar el estrechamiento que observamos en la parte de la izquierda de la figura que esta justo al lado del depósito rompe la línea de Hg y en consecuencia queda marcado perfectamente el valor de la temperatura máxima.

Esquema de termómetro de mínima.

En este caso por un lado son de alcohol (y no de Hg), y por otro lado disponen de una guía móvil que cumple la misma función que el estrechamiento del termómetro de máxima (fija el punto exacto en el que se alcanza en este caso la temperatura mínima).



3.8 La sensación térmica.

Muchas veces la temperatura que marca el termómetro en la calle no refleja de forma fiel la sensación térmica que uno tiene cuando está caminando por la calle, y notamos a veces más frío o más calor. Esto es así porque la sensación

térmica muchas veces varía en función de factores como el viento o la humedad relativa del aire.

En el caso de las temperaturas bajas que tenemos a veces en invierno en combinación con el viento nos da lugar a la sensación de frío lo que se conoce también como Windchill, y existen tablas como la de la figura de esta página que nos permiten estimar precisamente cual es esa sensación de frío combinando el valor de la temperatura con el del viento que este soplando. En conclusión, con bajas temperaturas, a mayor intensidad del viento, mayor sensación de frío.

Cuando estamos en verano el factor que más influye en que tengamos una sensación de más o menos calor es el factor de la humedad. Con altas temperaturas existen unas tablas como la de la figura de la siguiente pagina que nos permiten combinar esas temperaturas con valores de humedad relativa del aire, y en función de eso tendremos una estimación de la sensación de bochorno que se sufre en esos días tan calurosos. En conclusión, con altas temperaturas, a mayor humedad relativa del aire, mas sensación de bochorno.

	Viento en Nudos	Viento en Km/h	TEMPERATURA (°C)																								
Calma	Calma		10	7.5	5	2.5	0	-2.5	-5	-7.5	-10	-12.5	-15	-17.5	-20	-22.5	-25	-27.5	-30	-32.5	-35	-37.5	-40	-42.5	-45	-47.5	-50
Sensación térmica por efecto de enfriamiento del viento																											
3-6	8		7.5	5	2.5	0	-2.5	-5	-7.5	-10	-12.5	-15	-17.5	-20	-22.5	-25	-27.5	-30	-32.5	-35	-37.5	-40	-45	-50	-52.5	-65	
7-5	16		5	2.5	0	-2.5	-5	-7.5	-10	-12.5	-15	-17.5	-20	-25	-27.5	-32.5	-35	-37.5	-40	-45	-47.5	-50	-52.5	-57.5	-60	-62.5	-65
11-15	24		2.5	0	-2.5	-5	-7.5	-10	-12.5	-17.5	-20	-25	-27.5	-32.5	-35	-37.5	-42.5	-45	-47.5	-52.5	-55	-57.5	-60	-65	-67.5	-72.5	-75
16-19	32		0	-2.5	-5	-7.5	-10	-12.5	-17.5	-22.5	-25	-30	-35	-37.5	-42.5	-47.5	-50	-52.5	-57.5	-60	-65	-67.5	-70	-72.5	-77.5	-80	
20-23	40		-2.5	-5	-7.5	-10	-15	-17.5	-22.5	-25	-30	-32.5	-37.5	-40	-45	-47.5	-52.5	-55	-60	-62.5	-67.5	-70	-75	-77.5	-82.5	-85	
24-28	48		-5	-7.5	-10	-12.5	-17.5	-20	-25	-27.5	-32.5	-35	-40	-42.5	-47.5	-50	-55	-57.5	-62.5	-67.5	-72.5	-75	-77.5	-80	-85	-90	
29-32	56		-7.5	-10	-12.5	-17.5	-20	-25	-30	-32.5	-37.5	-42.5	-45	-50	-52.5	-57.5	-60	-65	-67.5	-72.5	-75	-80	-82.5	-87.5	-90	-95	
33-36	64		-10	-12.5	-15	-20	-22.5	-27.5	-30	-35	-37.5	-42.5	-45	-50	-55	-60	-62.5	-65	-70	-75	-77.5	-82.5	-85	-90	-92.5	-97.5	
Vientos superiores a los 64 km/h producen un peligroso efecto adicional		PELIGROSO	MUY PELIGROSO										EXTREMADAMENTE PELIGROSO														
			Las partes del cuerpo expuestas al viento se pueden congelar en 1 minuto										Las partes del cuerpo expuestas al viento se pueden congelar en 30 segundos														
PELIGRO DE CONGELAMIENTO DEL CUERPO HUMANO EXPUESTO AL VIENTO SIN LA APROPIADA VESTIMENTA																											

TEMP. (° C)	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100
20	16	16	17	17	17	18	18	19	19	19	19	19	20	20	20	21	21	21	21	21	21
21	18	18	18	19	19	19	19	19	20	20	20	20	21	21	21	22	22	22	22	22	23
22	19	19	19	20	20	20	20	20	21	21	21	21	22	22	22	22	23	23	23	23	24
23	20	20	20	20	21	21	22	22	22	23	23	23	23	24	24	24	24	24	24	25	25
24	21	21	22	22	22	22	23	23	23	24	24	24	24	25	25	25	25	26	26	26	26
25	22	23	23	23	24	24	24	24	24	24	25	25	25	26	26	26	27	27	27	28	28
26	24	24	24	24	25	25	25	26	26	26	26	27	27	27	27	28	28	29	29	29	30
27	25	25	25	25	26	26	26	27	27	27	27	28	28	29	29	30	30	31	31	31	33
28	26	26	26	26	27	27	27	28	28	28	29	29	29	30	31	32	32	33	34	34	36
29	26	26	27	27	27	28	29	29	29	29	30	30	31	33	33	34	35	35	37	38	40
30	27	27	28	28	28	28	29	29	30	30	31	32	33	34	35	36	37	39	40	41	45
31	28	28	29	29	29	29	30	31	31	31	33	34	35	36	37	39	40	41	45	45	50
32	29	29	29	29	30	31	31	33	33	34	35	35	37	39	40	42	44	45	51	51	55
33	29	29	30	30	31	33	33	34	34	35	36	38	39	42	43	45	49	49	53	54	55
34	30	30	31	31	32	34	34	35	36	37	38	41	42	44	47	48	50	52	55		
35	31	32	32	32	33	35	35	37	37	40	40	44	45	47	51	52	55				
36	32	33	33	34	35	36	37	39	39	42	43	46	49	50	54	55					
37	32	33	34	35	36	38	38	41	41	44	46	49	51	55							
38	33	34	35	36	37	39	40	43	44	47	49	51	55								
39	34	35	36	37	38	41	41	44	46	50	50	55									
40	35	36	37	39	40	43	43	47	49	53	55										
41	35	36	38	40	41	44	45	49	50	55											
42	36	37	39	41	42	45	47	50	52	55											
43	37	38	40	42	44	47	49	53	55												
44	38	39	41	44	45	49	52	55													
45	38	40	42	45	47	50	54	55													
46	39	41	43	45	49	51	55														
47	40	42	44	47	51	54	55														
48	41	43	45	49	53	55															
49	42	45	47	50	54	55															
50	42	45	48	50	55																

Con alta temperatura el viento también puede variar en algunos °C(al alza o a la baja) la sensación térmica.

Temperatura (°C)	Velocidad del viento menor a 12,5 km/h	Velocidad del viento entre 12,5 y 21,5 km/h	Velocidad del viento entre 21,5 y 36 km/h	Velocidad del viento entre 36 y 50 km/h	Velocidad de viento superior a 50 km/h
20	0	-1	-3	-4	-4
21	0	-1	-3	-4	-4
22	0	-1	-2	-3	-4
23	0	-1	-2	-3	-4
24	0	-1	-2	-3	-4
25	0	-1	-2	-3	-4
26	0	-1	-2	-3	-3
27	0	-1	-2	-3	-3
28	0	-1	-2	-3	-3
29	0	0	-1	-2	-3
30	0	0	-1	-2	-2
31	0	0	-1	-2	-2
32	0	0	-1	-1	-1
33	0	0	0	-1	-1
34	0	0	0	0	0
35	0	0	0	0	+1
36	0	0	0	+1	+1
37	0	0	0	+1	+2
38	0	0	0	+1	+2
39	0	0	+1	+2	+2
40	0	0	+1	+2	+3
41	0	0	+1	+2	+3
42	0	0	+1	+2	+3
43	0	0	+1	+2	+3
44	0	0	+1	+2	+3
45	0	0	+1	+2	+3
46	0	0	+1	+2	+3
47	0	0	+1	+2	+3
48	0	0	+1	+2	+3
49	0	0	+1	+2	+3
50	0	0	0	+2	+3

CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPÍTULO 4. EL VAPOR DE AGUA.

4.1 El agua en la atmósfera.

El agua en la atmósfera representa solo una milésima parte de la que hay en la Tierra, aunque son 12.000 billones de litros. El agua que hay en la atmósfera esta en los 3 estados pero solo un 4% está en forma sólida y líquida. El 96% restante es vapor de agua (si ese vapor se condensara de forma instantánea se formaría una capa de 2,5 cm de espesor cubriendo toda la superficie terrestre). Por lo tanto las nubes que vemos en el cielo contienen una muy pequeña fracción del agua atmosférica.



El vapor de agua es un gas traza, cuya proporción varia en la atmosfera desde 0,2%(desiertos) hasta un 4% selvas humedas.El vapor de agua es un elemento clave en la dinámica atmosférica. Por otro lado, es un potente gas efecto invernadero.

4.2 El ciclo hidrológico.

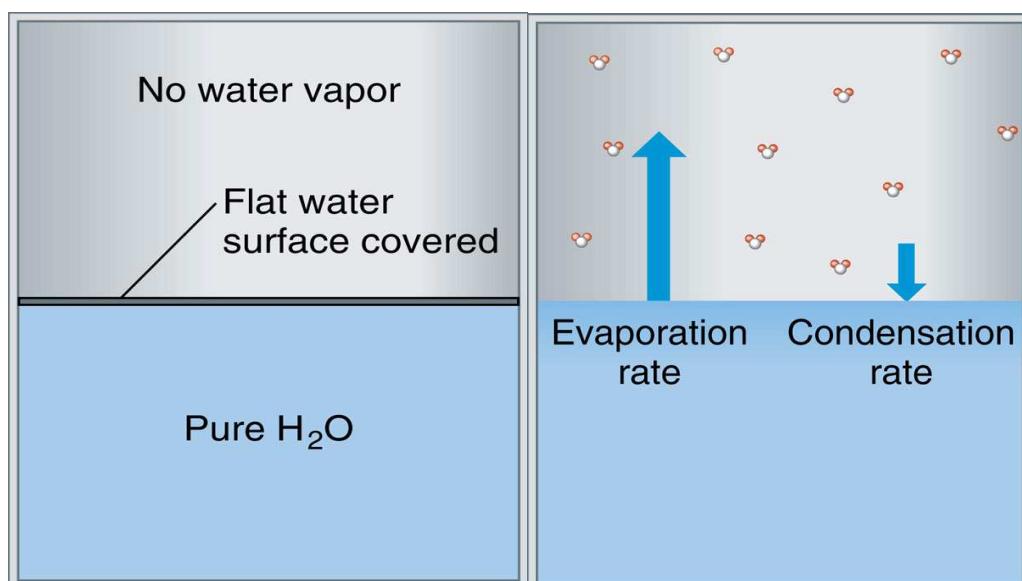
El agua que contiene la Tierra es aproximadamente la misma que cuando se originó, pero cambia permanentemente de estado(esta en continua transformación).



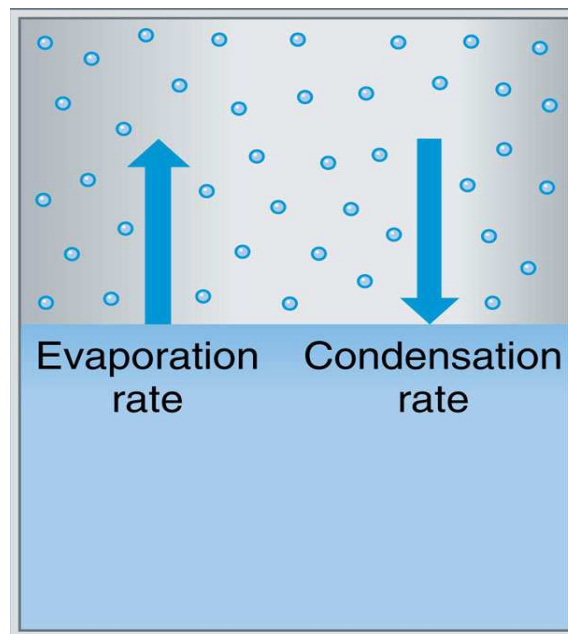
En el ciclo hidrológico se entiende cómo se va transformando de un estado a otro. Sobre los océanos, que ocupan gran parte de la superficie terrestre, se produce una gran evaporación. Ése vapor de agua al llegar un poco más arriba en la atmosfera se condensa y se forman las nubes. Parte de ellas descargan precipitación sobre las áreas continentales y por pura escorrentía (por ríos y corrientes subterráneas) esa agua vuelve a llegar a los océanos cerrándose este ciclo hidrológico que garantiza que el agua se mantenga más o menos constante en toda la Tierra.

4.3 Aire seco y aire húmedo.

Para explicar estos dos conceptos utilizaremos el siguiente ejemplo:



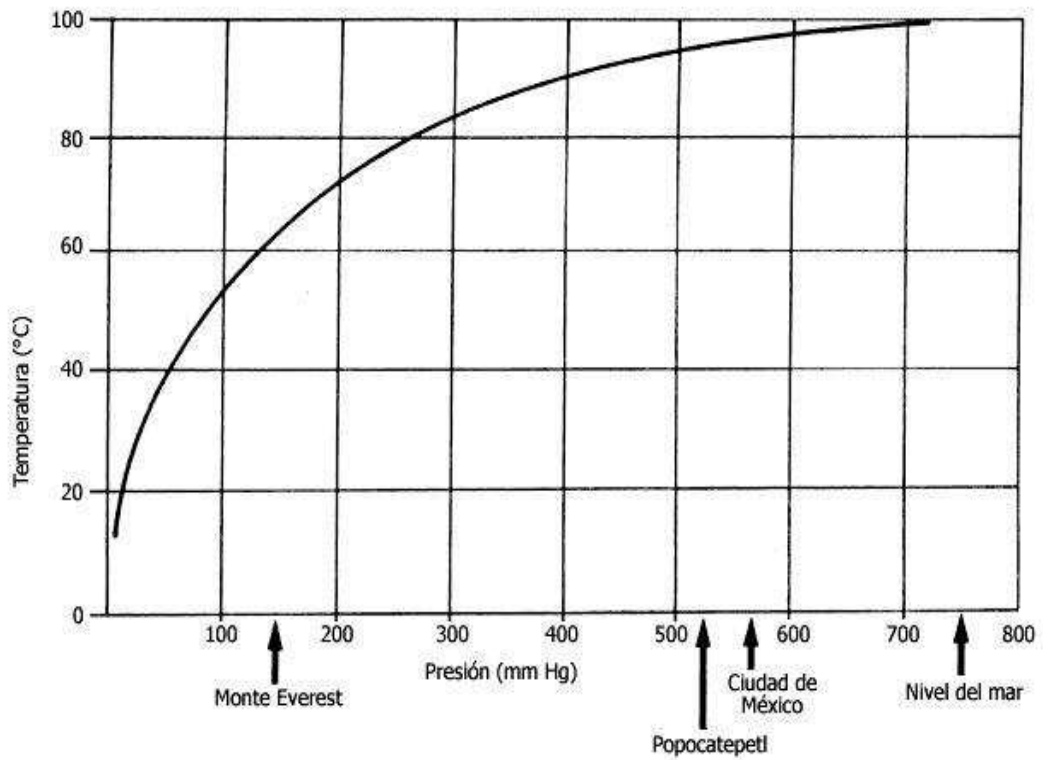
Pensemos en un recipiente cerrado herméticamente cerrado en cuya parte inferior hay agua líquida y está separada por un tabique de la parte superior en la cual tenemos aire seco, es decir, sin ninguna molécula de vapor de agua (figura 2 imagen izquierda). Si quitamos el tabique (figura 2 imagen derecha) empezaran a aparecer moléculas de agua que escapan del líquido al gas, y se irá cargando de humedad ese aire superior. Por lo tanto ya tendremos un aire húmedo y llegaremos a una situación de equilibrio (figura 3) en el que escapan tantas moléculas del líquido al gas como viceversa. Si además aumentamos la temperatura del agua líquida llegará un momento en que se cargara tanto de humedad el aire que se saturara.



Al calentar un recipiente de agua, lo 1º que aparecerá son burbujas de aire que intentan escapar. El punto de ebullición se consigue en el momento en que observamos el característico humeo.



Los hilillos humeantes que escapan del agua hirviendo son gotitas microscópicas. El vapor de agua se condensa al enfriarse. El punto de ebullición varía con la presión y por tanto con la altitud, ya que cuanto más arriba el aire esta más enrarecido. En la siguiente figura aparece una curva en la que se muestra esa variación del punto de ebullición del agua con la presión.



El humeo del agua hirviendo es equivalente al vaho que sale de nuestra boca cuando hace mucho frio.



El vapor de agua que exhalamos se condensa de inmediato al entrar en contacto con el aire frío del exterior de nuestro cuerpo.

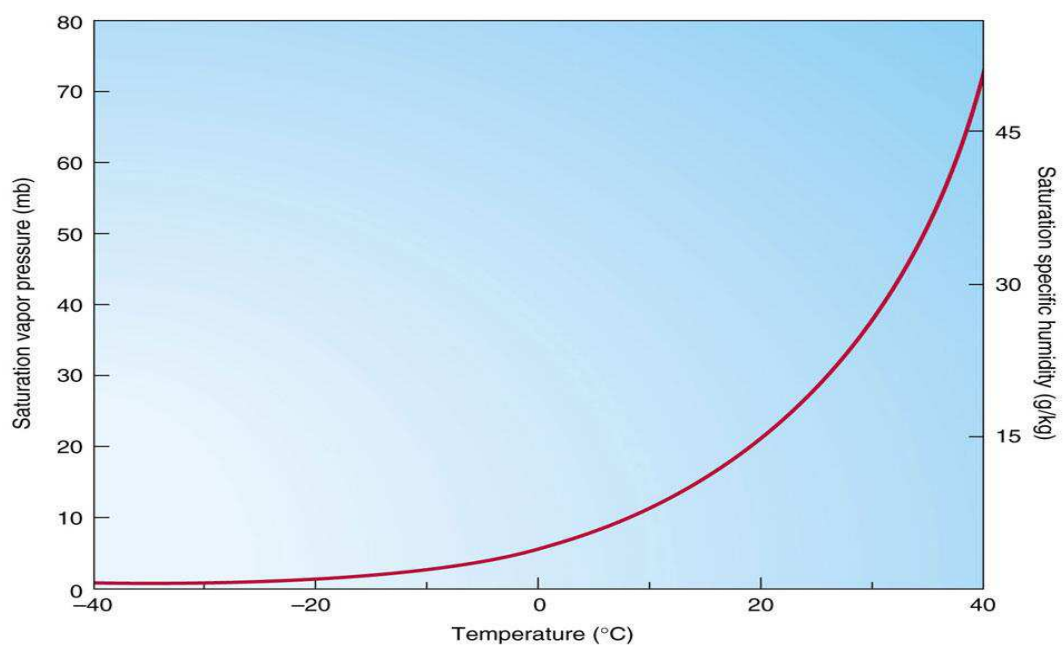
En el caso del cristal empañado de una ventana: aire caliente en contacto con cristal frío=condensación.

En el caso de un vaso frío de agua: aire caliente en contacto con cristal frío=condensación.



4.4. La presión saturante del vapor de agua.

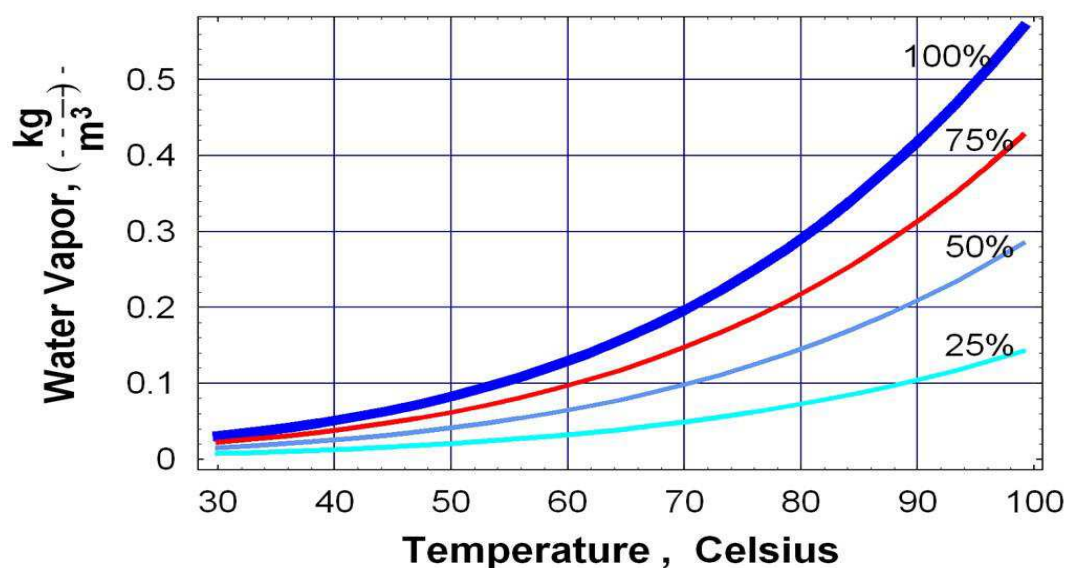
El aire no tiene una capacidad ilimitada de contener vapor de agua. Dependiendo de la temperatura admite más o menos. Cuanto mayor sea la temperatura del aire, mayor será su capacidad de contener agua en fase gaseosa.



En un aire húmedo las moléculas de vapor de agua ejercen una presión parcial, y si va progresivamente cargándose de vapor de agua ese aire, llega un momento en el que ya no es capaz de contener más vapor de agua y se produce el cambio de fase (formación de pequeñas gotitas). La presión que ejerce el vapor en ese momento crítico es lo que se conoce como presión saturante.

Esta presión saturante está representada por la curva que tenemos en la anterior figura en la que tenemos la presión de vapor del líquido en función de la temperatura. Como se puede observar no es una línea, no es una relación lineal, sino que es exponencial y eso lo que no está indicando es que a medida que aumenta la temperatura la capacidad que tiene el aire para contener vapor de agua aumenta de forma muy significativa.

La anterior curva representa cuál es la máxima presión de vapor que admite el aire para cada temperatura. Podemos ver cómo la presión saturante (o de saturación) aumenta de forma exponencial con la temperatura. La curva de saturación indica el momento a partir del cual se empieza a condensar vapor de agua en el aire. La curva de saturación marca donde el aire alcanza una humedad relativa del 100%.

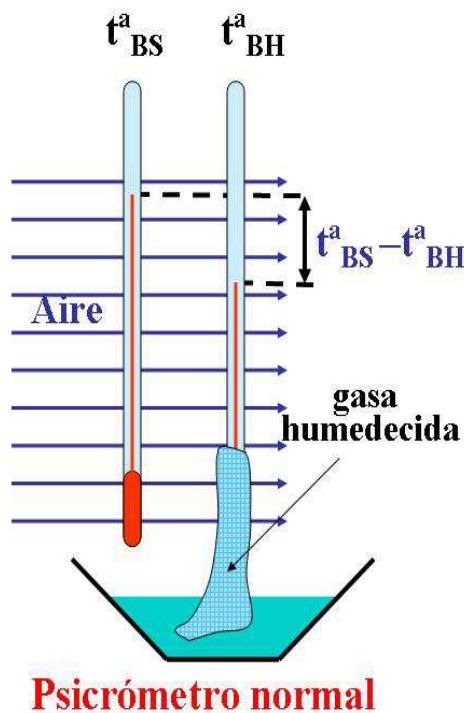


En la siguiente figura de arriba podemos ver que si estamos por la parte inferior de esa curva de saturación (azul oscuro) tendremos las diferentes humedades relativas del aire tanto mayores cuanto más cerca estemos de esa curva de saturación.

4.5. La humedad relativa del aire.

La humedad relativa se expresa en % y su valor nos indica lo cerca o lo lejos que estamos de la saturación (el 100% de h.r.), o lo que es lo mismo de lo cerca o lejos que este el aire de su saturación, es decir, del momento en el que se empiecen a formar de manera espontanea pequeñas gotitas de agua. Un aire sin saturar puede alcanzar la saturación o bien bajando su temperatura o bien aumentando su contenido de vapor de agua. Las nubes aparecen en zonas del cielo donde el aire se satura y, por tanto, alcanza una humedad relativa del 100%. Si un aire a saturado (con gotitas) se le añade mas vapor de agua, llega a sobresaturarse. Su h.r. puede ser mayor del 100%. Un aire no puede estar sobresaturado de forma permanente. Es un estado transitorio que ocurre en entornos muy húmedos. La humedad relativa del aire es una variable de interés meteorológico, de ahí que se mida en los observatorios. La humedad relativa puede determinarse a través de un instrumento llamado Psicrómetro que no es más que un doble termómetro. El Psicrómetro está formado por un termómetro seco convencional de Hg y uno húmedo cuya principal particularidad es que su depósito está cubierto por una telilla constantemente humedecida. En función de lo seco o lo húmedo que este el aire, ese termómetro húmedo marcara valores más o menos altos y la diferencia de temperatura entre los dos termómetros es lo que nos va permitir determinar la humedad relativa del aire. De manera que si esa diferencia es grande la humedad relativa seria pequeña.

Psicrómetro



❖ $t^a_{BS} \rightarrow t^a$ de bulbo seco

❖ $t^a_{BH} \rightarrow t^a$ de bulbo húmedo

$t^a_{BS} = t^a_{BH} \rightarrow$ aire saturado

$t^a_{BS} - t^a_{BH} \rightarrow$ aire no saturado

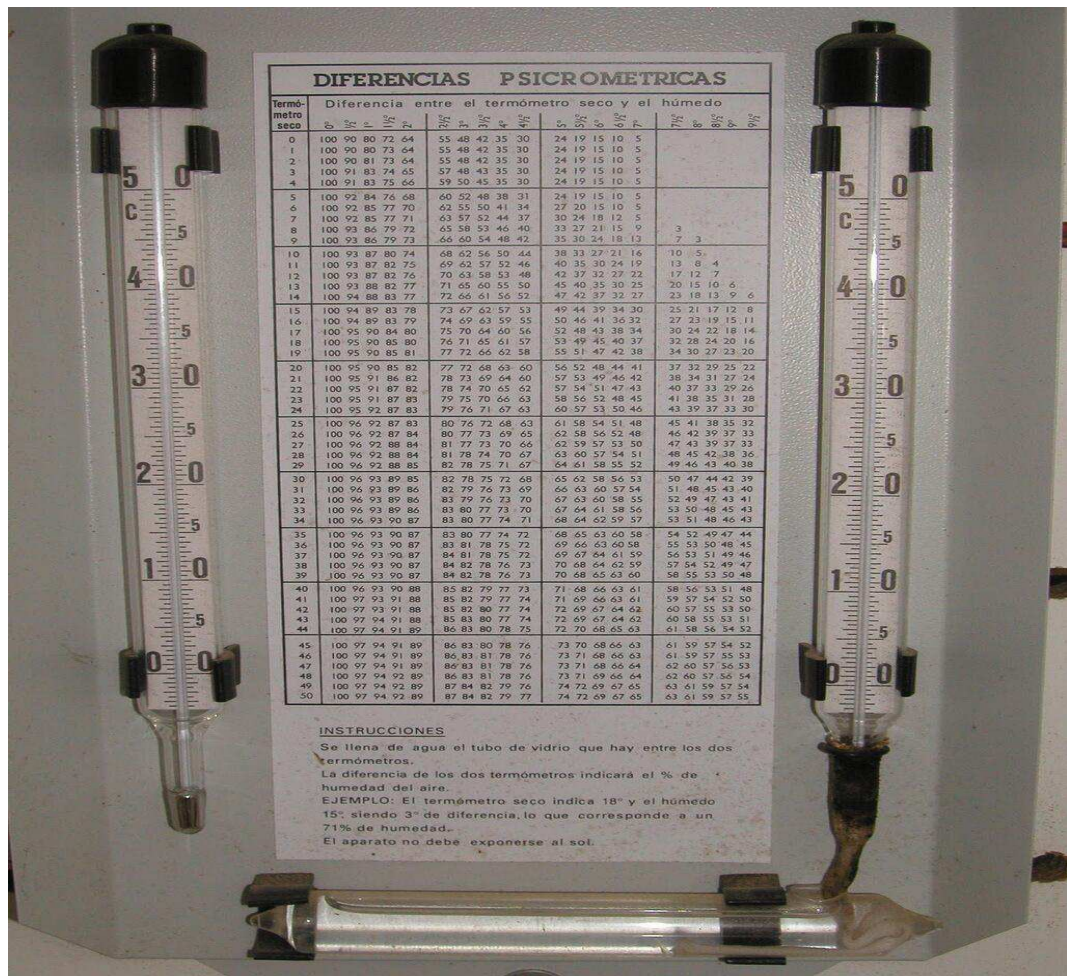
Mirando en tablas $\rightarrow$ HR

$t^a_{BS} >>> t^a_{BH} \rightarrow \uparrow (t^a_{BS} - t^a_{BH})$

HR disminuye

$t^a_{BS} > t^a_{BH} \rightarrow \downarrow (t^a_{BS} - t^a_{BH})$

HR aumenta

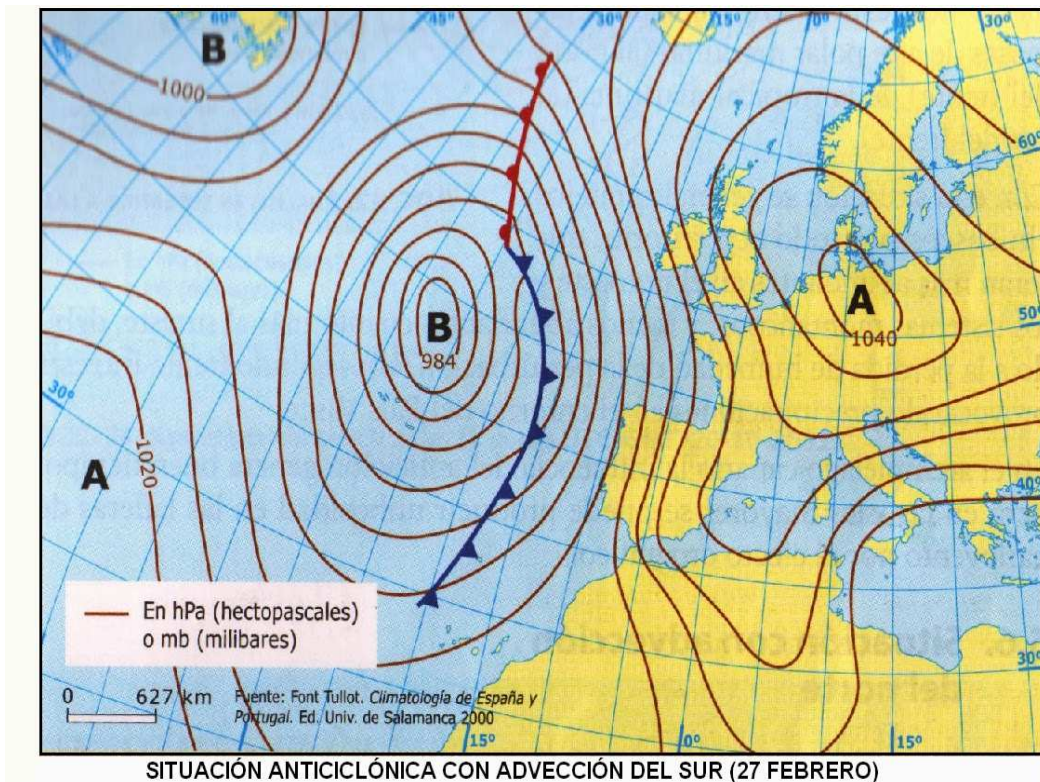


CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPÍTULO 5. EL VIENTO.

5.1. La génesis del viento.

El viento es aire en movimiento que fluye de las altas a las bajas presiones, de los manantiales o fuentes de aire a los sumideros.

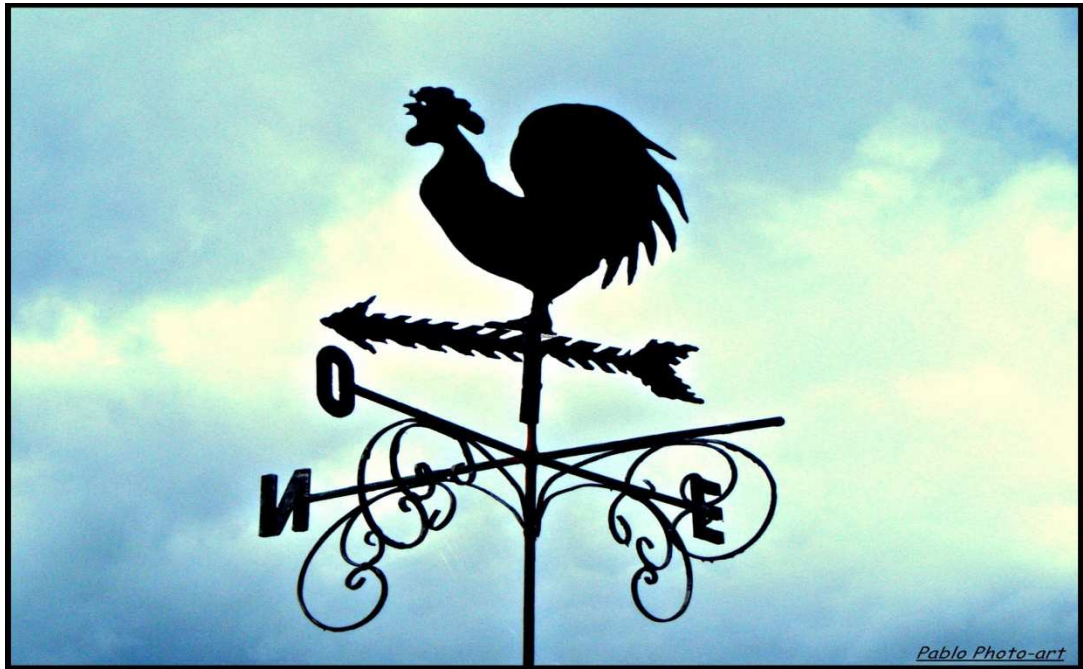


En el mapa que tenemos justamente arriba podemos observar una típica situación en la que observamos una gran borrasca centrada en el atlántico norte y un anticiclón en el continente europeo. Si la única fuerza que entrara en juego fuera la de la diferencia de presión atmosférica el viento por lo que acabamos de decir anteriormente iría dirigido desde el centro de la alta presión hasta el centro de la baja presión. Pero como hay otra serie de fuerzas que también están actuando, el resultado final es un viento que tiene una dirección distinta, en este caso sobre la península ibérica lo que fluye es un viento de componente sur.

5.2. La medida del viento.

Para caracterizar el viento conocer tanto su dirección de procedencia como la intensidad.

Desde hace ya muchos años tenemos diferentes instrumentos que nos permiten determinar estas cosas.



Fotografía 1.Veleta.

El más clásico de todos es la veleta (fotografía 1), cuya flecha o saeta nos está indicando o marcando de donde viene el viento, no hacia dónde va. También vemos a veces las mangas de viento (fotografía 2) por autopistas, etc....que nos indica cual es la intensidad del viento, cuanto más tumbada este (más horizontal) mas viento habrá y nos indicara más intensidad.



Fotografía 2.Manga de viento.

En los observatorios meteorológicos lo que tenemos es un instrumental algo más sofisticado como el de la fotografía 3: un anemómetro de cazoletas (el de la izquierda), un anemómetro sónico (en el medio) que con precisión nos permite calcular cual es la intensidad del viento y por último la veleta(a la derecha).



Fotografía 3. Anemometro de cazoletas (izquierda), anemómetro sónico (medio) y veleta (derecha).

Y esta dirección del viento viene marcada por la rosa de los vientos (imagen 1). En ella la dirección de 0° se hace coincidir con el norte y luego avanzando en sentido de las agujas del reloj vamos avanzando hacia este, sur, oeste y de vuelta al norte. Un viento de 90° sería este, un viento del sur sería 180° y uno del oeste 270° .

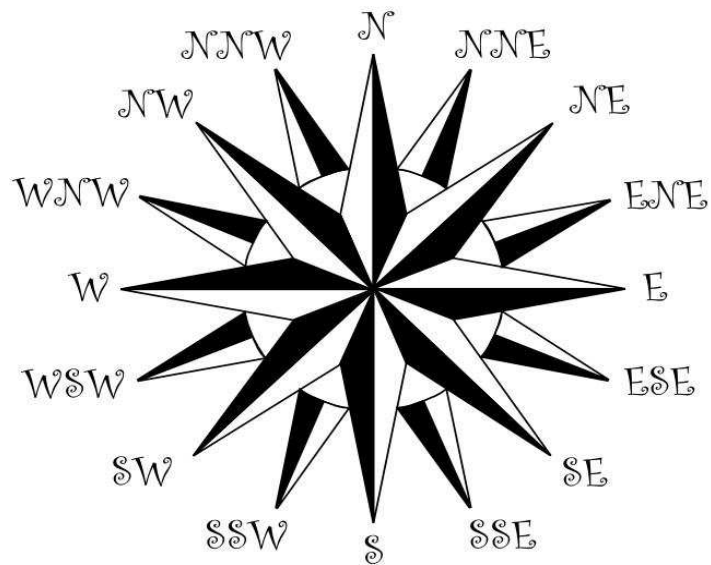


Imagen 1. Rosa del viento.

5.3. El viento geostrófico.

Es un viento teórico que bajo determinadas condiciones se puede aproximar al viento real que sopla en la atmosfera.

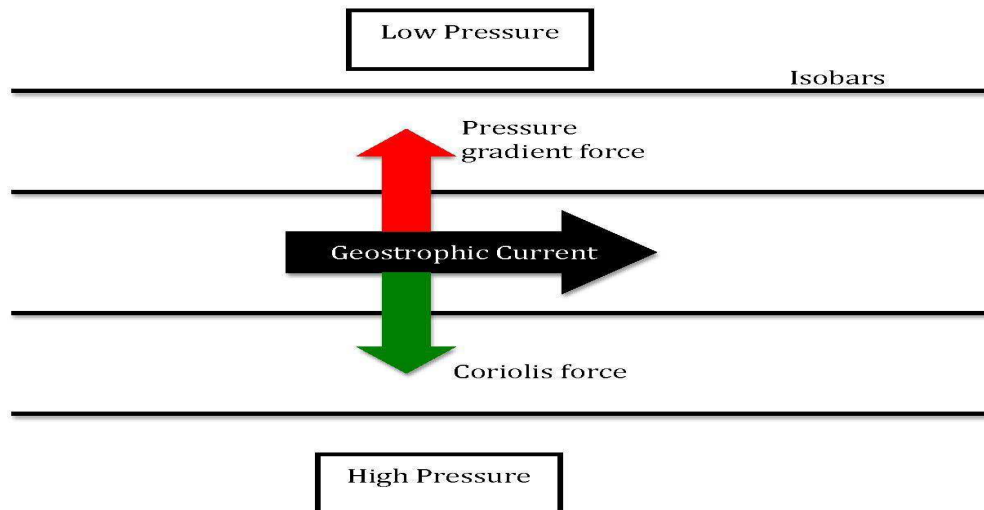


Imagen 2. Viento geostrófico.

El viento geostrófico es el resultado del equilibrio de dos fuerzas: por un lado la fuerza del gradiente de presión (debida a la diferencia de presión atmosférica) y por otro lado la fuerza de Coriolis (debida a la rotación terrestre). El resultado es un viento, como podemos observar en la imagen 2, paralelo a las isobaras que deja las altas presiones a su derecha y las bajas a su izquierda.

Lo que ocurre es que en realidad los movimientos atmosféricos también suelen ser circulares, y en este caso entra en escena una tercera fuerza que es la fuerza centrífuga. El equilibrio de estas tres fuerzas nos da como resultado un nuevo viento que se llama viento de gradiente (un viento también teórico al igual que el viento geostrófico) que como por ejemplo podemos observar en la imagen 3 al tratarse de una baja presión gira en torno a ella en sentido contrario a la agujas del reloj. Ocurriría lo contrario si se tratara de una alta presión, giraría en torno a ella en el sentido de las agujas del reloj.

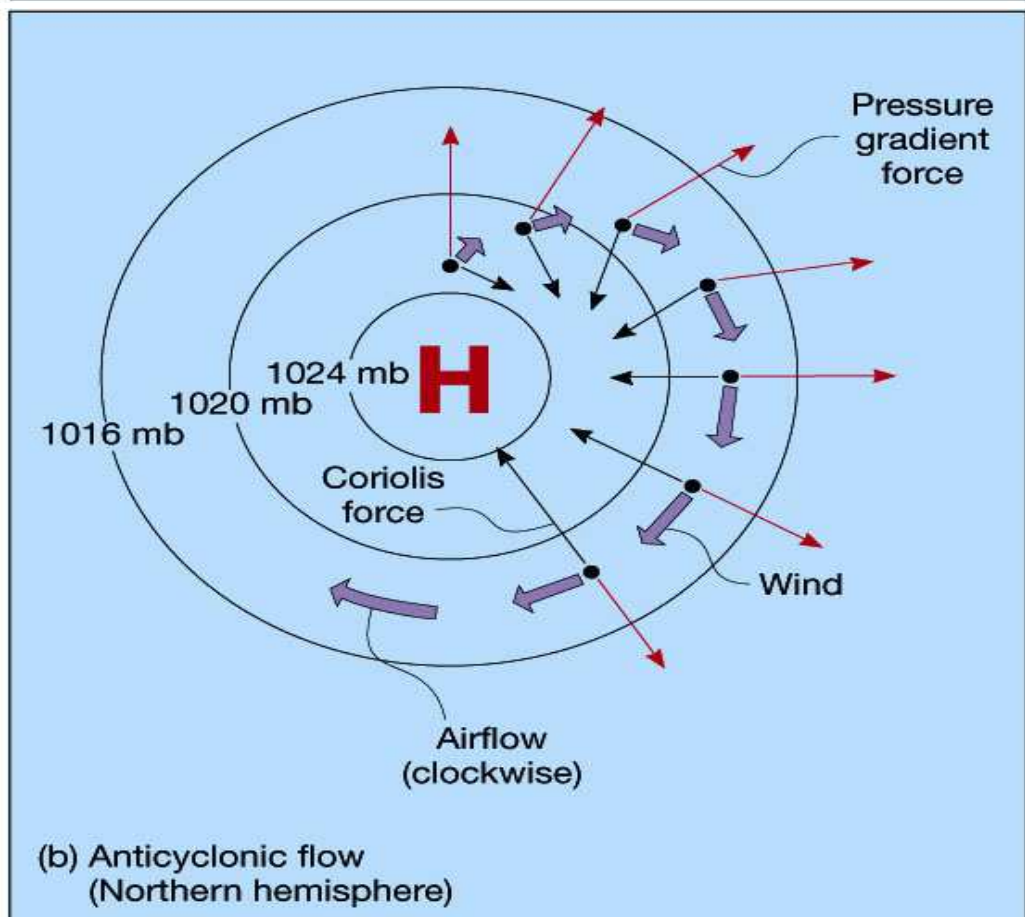
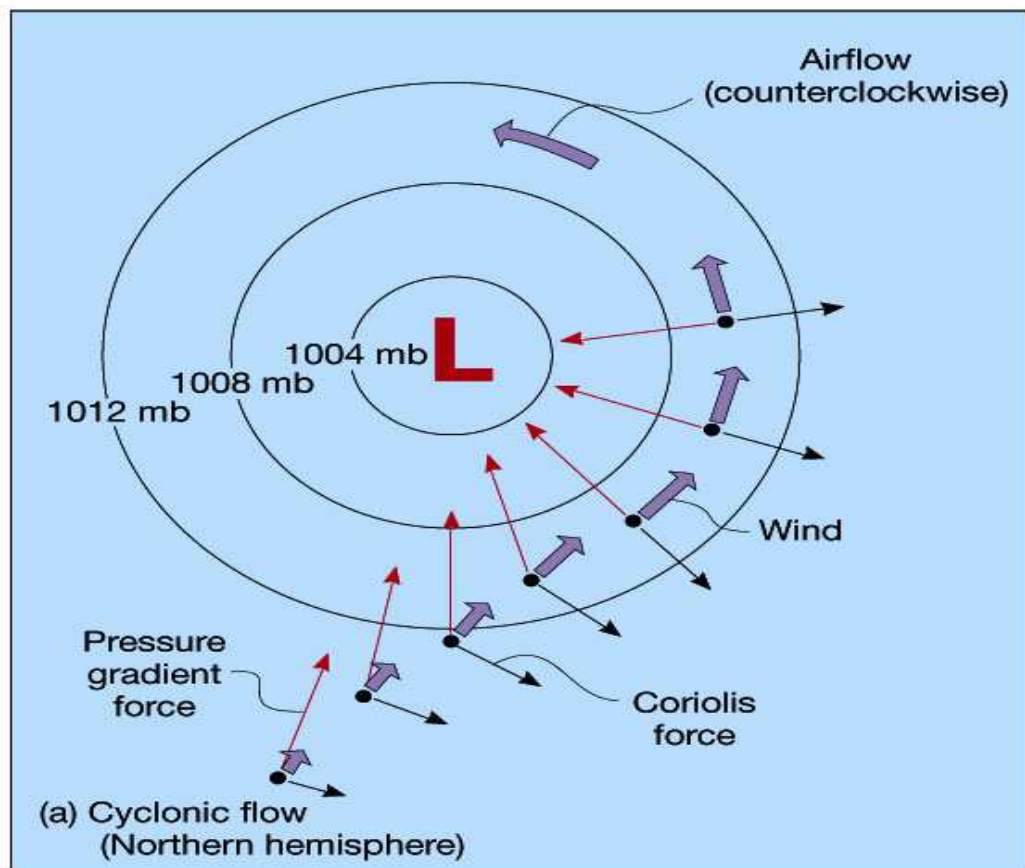


Imagen 3. Viento ciclostrófico

Si lo explicado antes lo trasladáramos a un mapa (imagen 4), tendríamos como ese viento es concéntrico a las isobaras en el caso de las borrascas y también de los anticiclones. Pero el viento real no es este (imagen 5). El viento real introduce una nueva fuerza que es el rozamiento y el resultado es el visto en la imagen 5. Un viento que en este caso converge hacia las bajas presiones (borrasca) y diverge de las altas presiones (anticiclones).

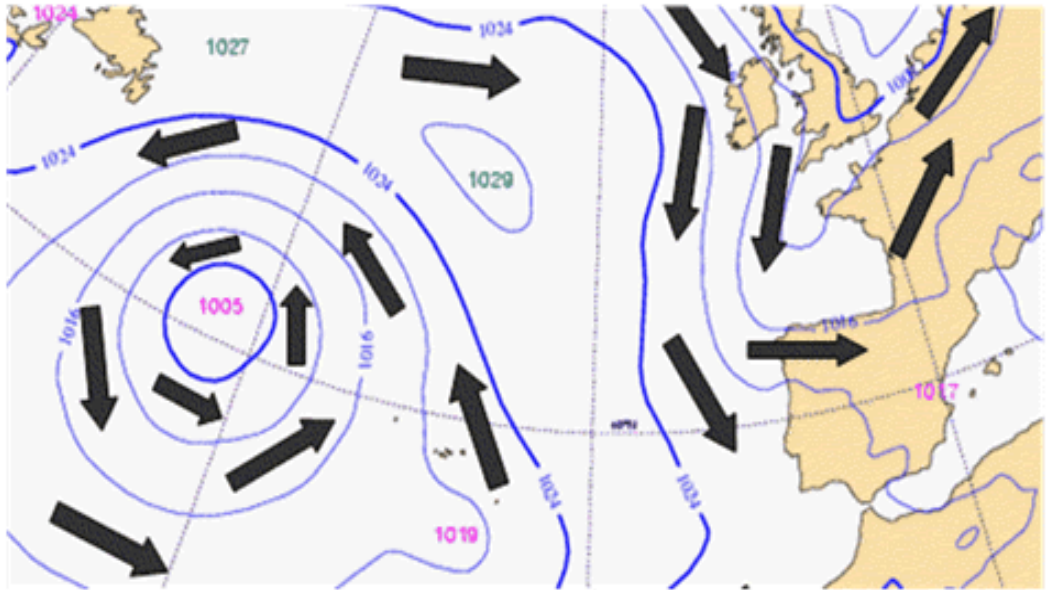


Imagen 4. Viento ciclostrófico

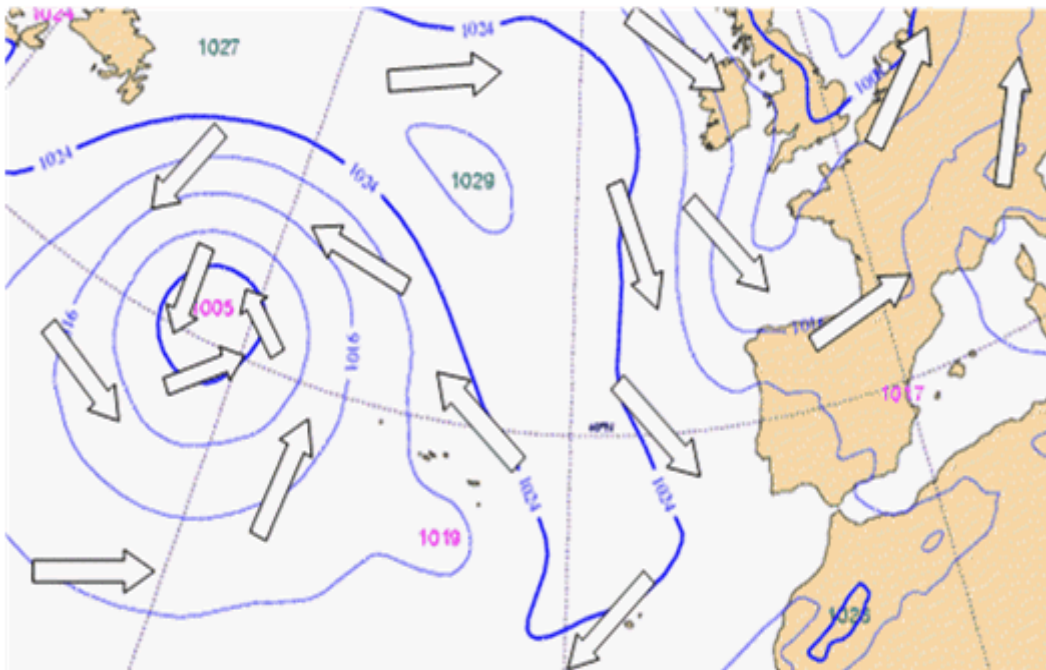


Imagen 5. Viento real

5.4. La fricción y el viento.

Vamos a explicar de qué manera la fricción con el suelo (rozamiento) actúa sobre el aire, y en consecuencia da como resultado el viento real (el que medimos en los observatorios).

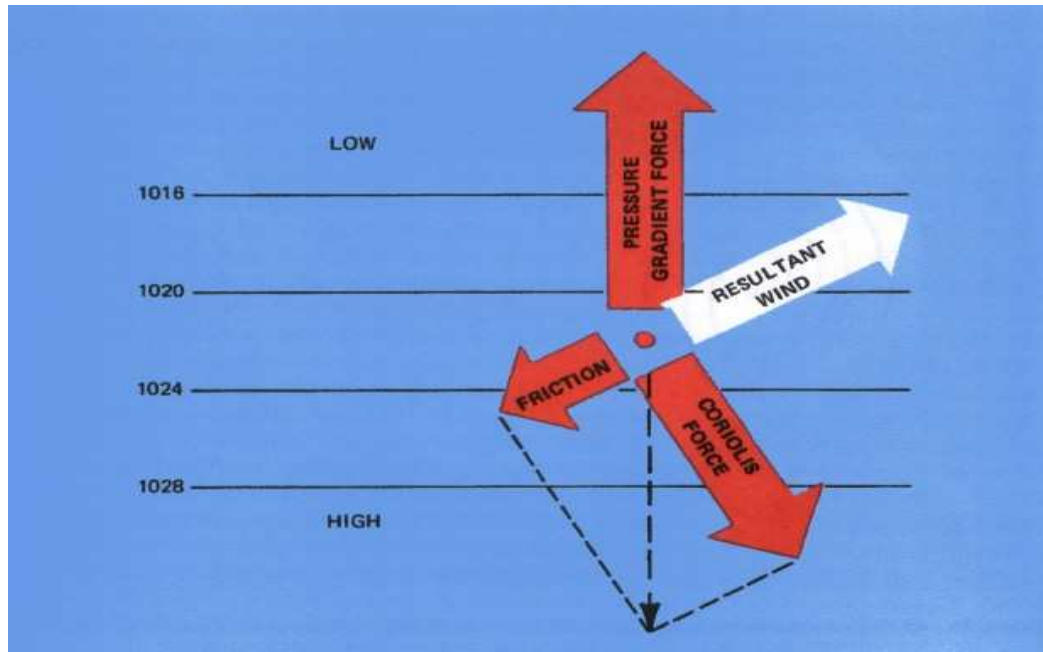
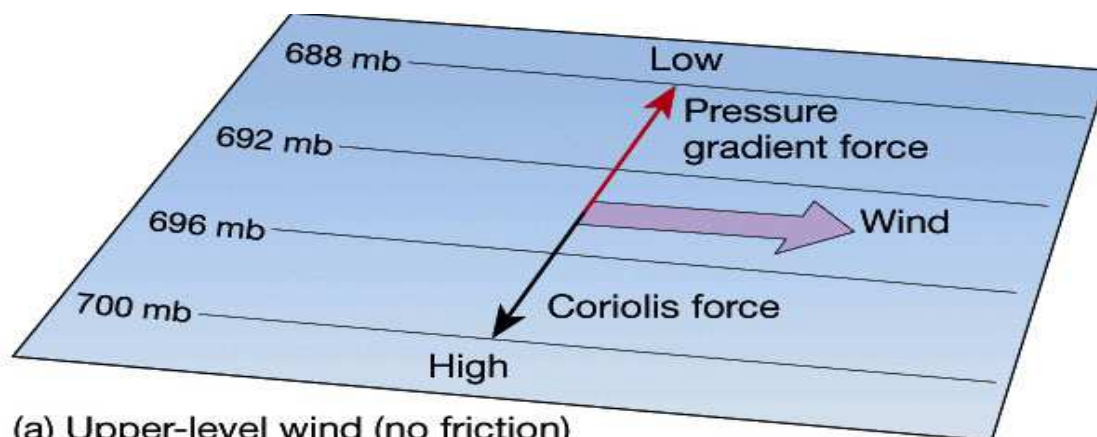


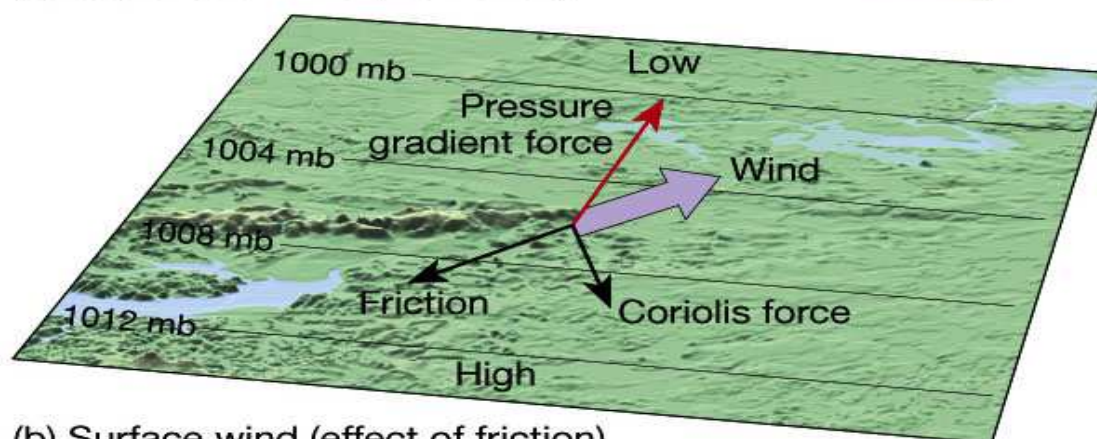
Imagen 6.

Si tenemos este campo de presión (imagen 6), caracterizado por esas isobaras paralelas, el viento real es el resultado del equilibrio de las 3 fuerzas que aparecen en rojo en la imagen 6: la fuerza del gradiente de presión (debido a la diferencia de presiones, la fuerza de Coriolis (debida a la rotación de la Tierra) y la fricción (que va en contra del propio movimiento que frena al aire).

Si estamos a nivel de la superficie terrestre (imagen 7), el viento real que tendremos será el que aparece en la imagen abajo del todo con una flecha en color violeta (b. *surface wind effect of friction*). Pero a medida que ascendemos va disminuyendo esa fricción hasta llegar a un nivel en el que el viento se convierte en viento geostrófico, aumenta de intensidad (a. *upper-level wind*. Sin fricción) y su dirección es ligeramente distinta a la que teníamos en la superficie terrestre (*surface wind effect of friction*).



(a) Upper-level wind (no friction)



(b) Surface wind (effect of friction)

Imagen 7.

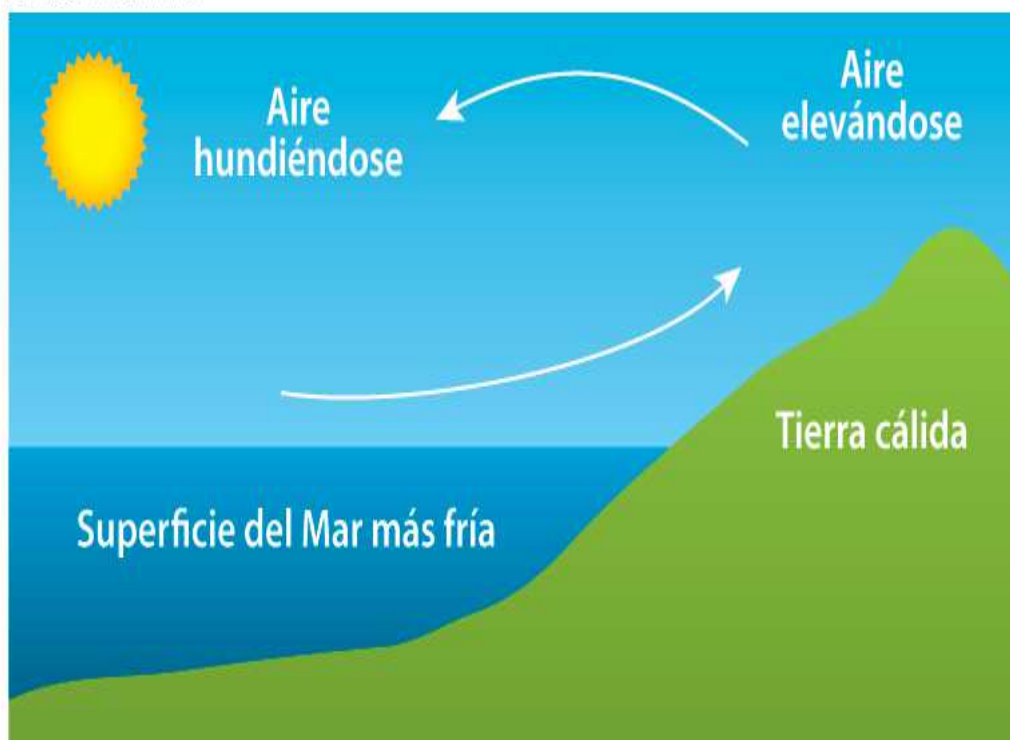
5.5. Régimen costero de brisas.

Se trata de vientos locales y tienen lugar en las costas.

Como podemos observar en la imagen 8(esquema clásico) por el día tenemos una brisa que sopla del mar hacia tierra, y por la noche se invierte esa célula de brisa y la brisa empieza a soplar desde tierra hacia mar.

Esto ocurre por la diferente capacidad calorífica que tiene la superficie marina y tierra firme. En el caso de la brisa que sopla durante el día (llamada por los marineros virazón) al calentarse muy rápidamente el suelo se genera una baja presión y empieza a ascender el aire, y ese aire ascendido se rellena con el viento de procedencia marítima generándose esa brisa que en las horas centrales del día suele ser bastante intensa. Por la noche ocurre lo contrario, el suelo se enfría como mucha rapidez, el agua del mar se mantiene prácticamente con una temperatura constante (ligeramente más baja), se invierte el circuito y es la brisa de tierra a mar la que empezamos a experimentar a la orilla del mar. Todo esto explicado se puede ver de una forma más clara en las imágenes 9,10 y 11.

Brisa Marina



Brisa Terrestre

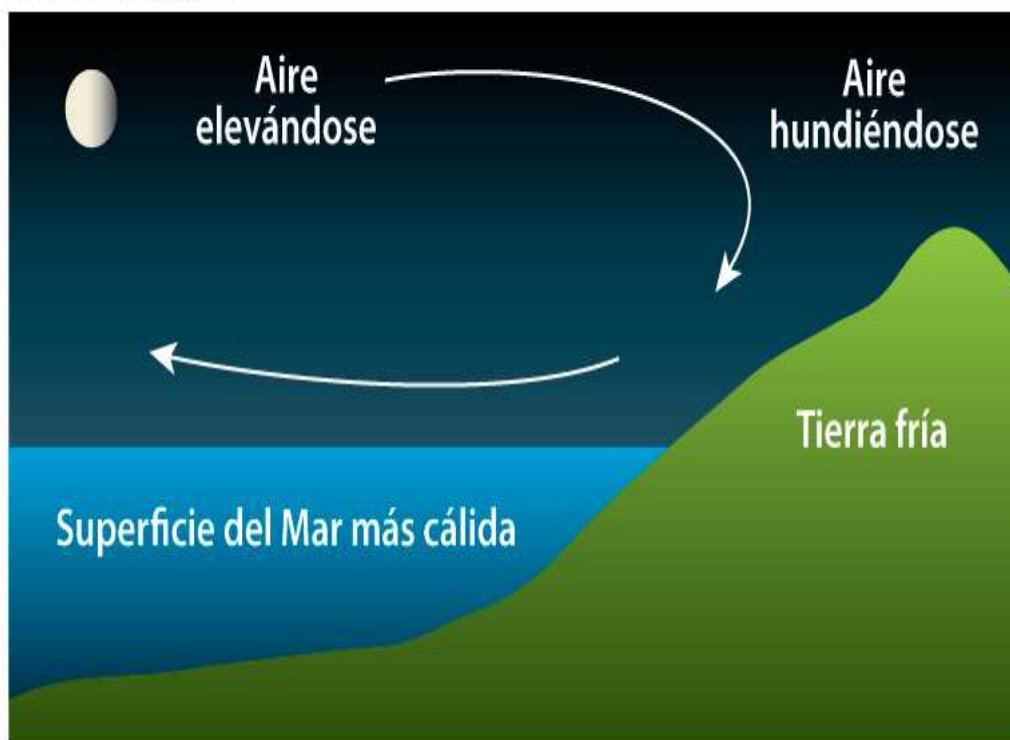


Imagen 8. Esquema clásico de las brisas.

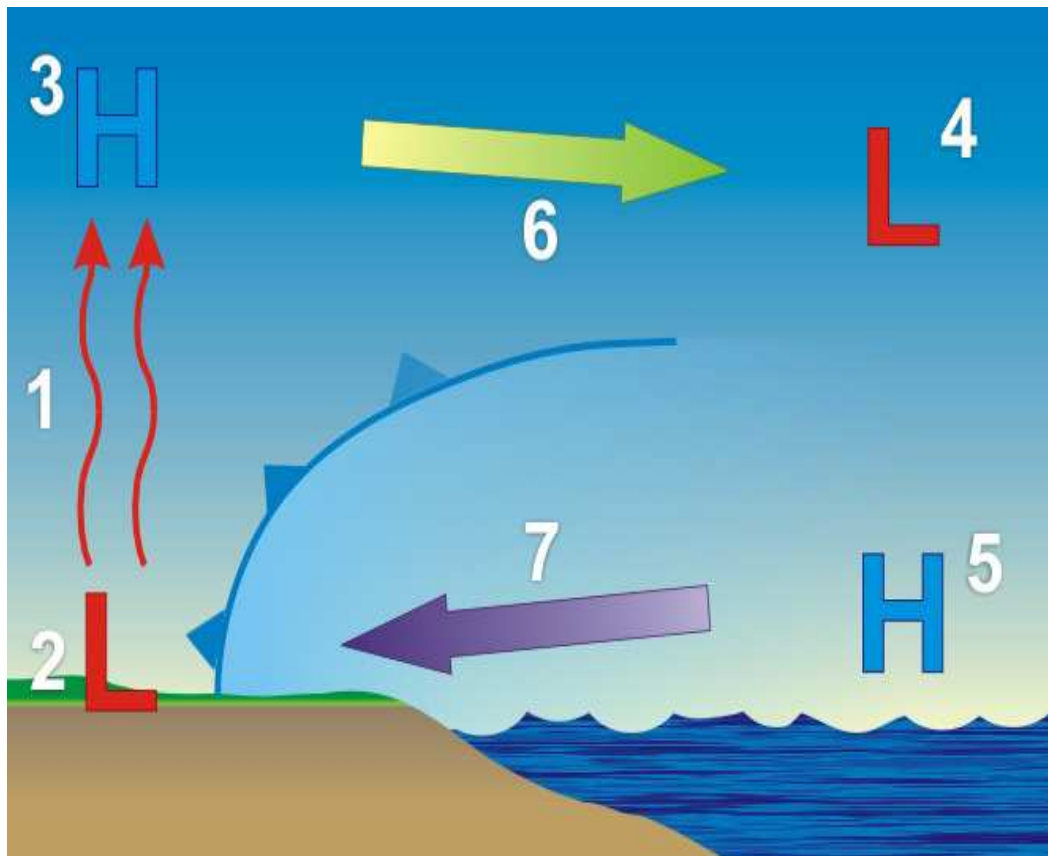


Imagen 9. *Brisa marina.*

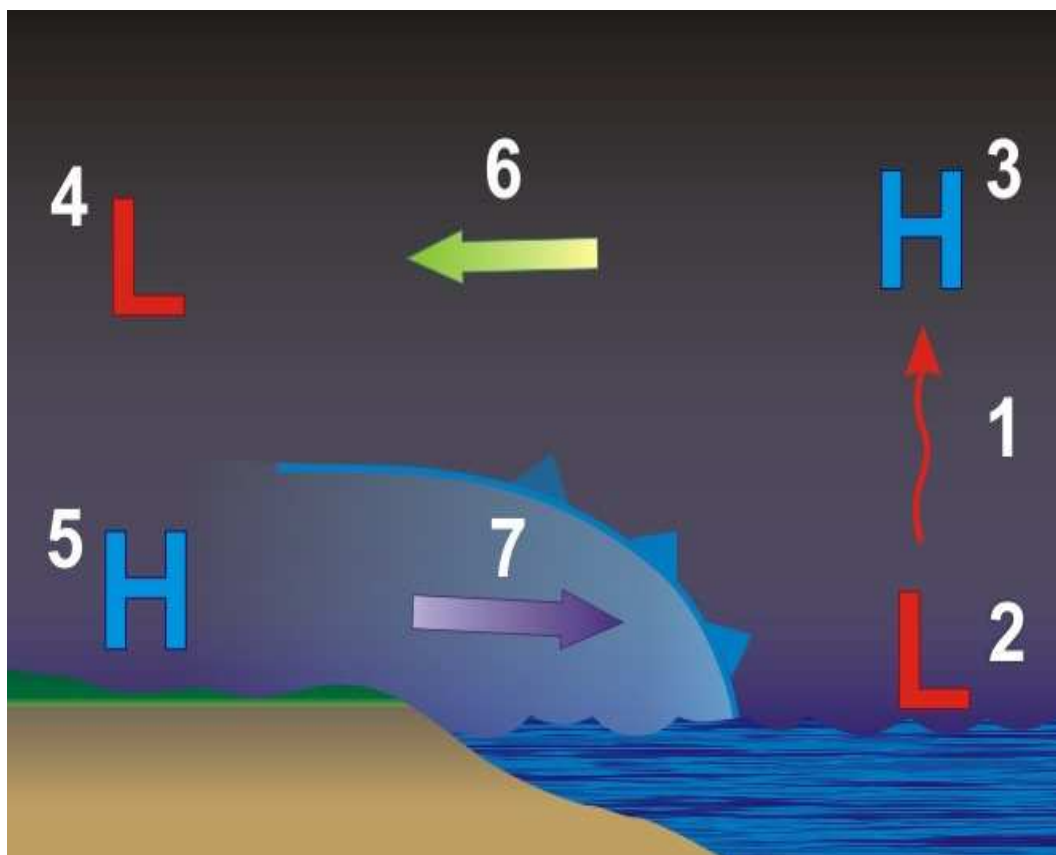
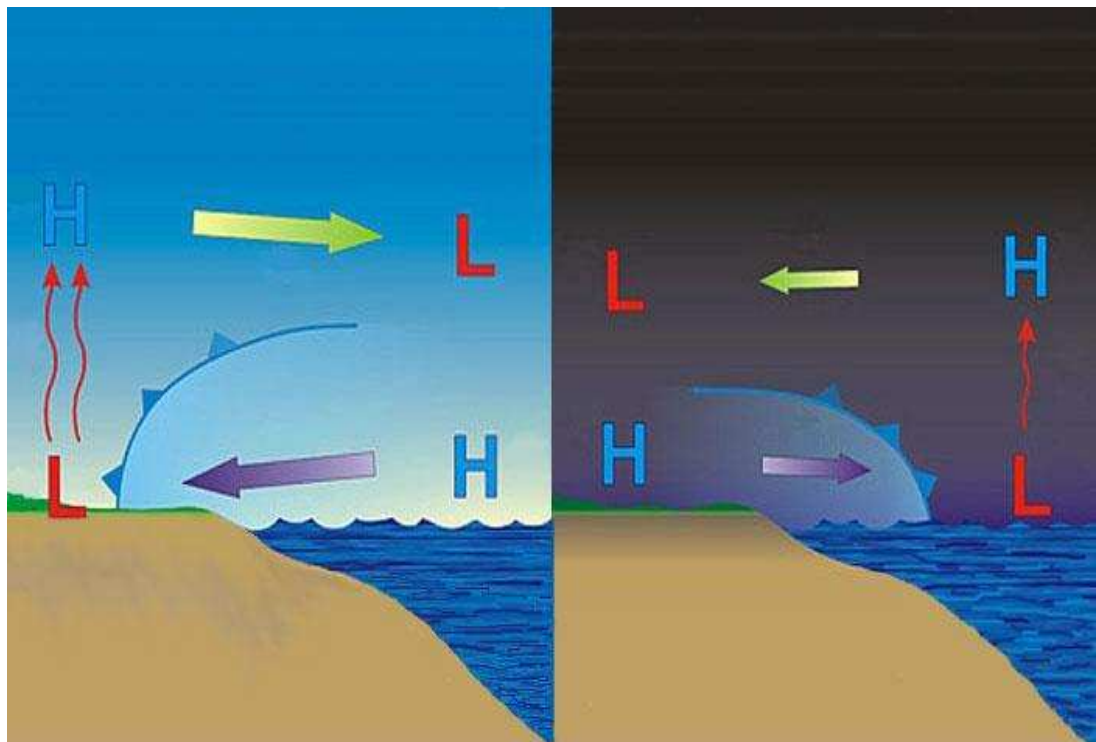


Imagen 10. *Brisa terrestre.*



Brisa marina y brisa terrestre.

5.6. Brisas de valle y de montaña.

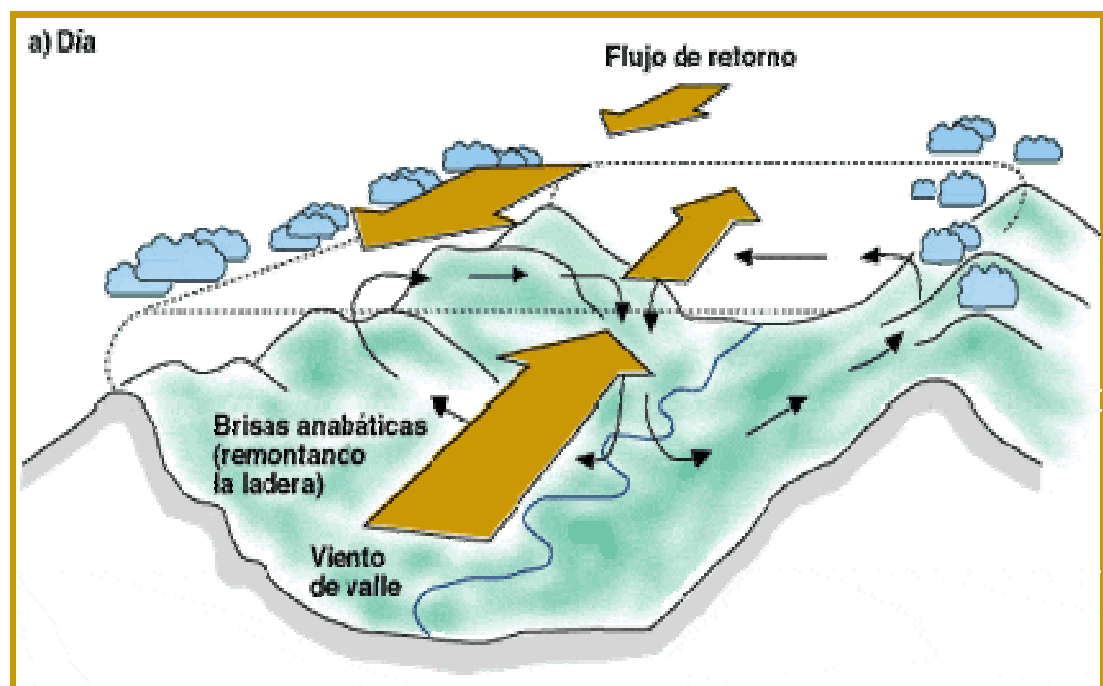


Imagen 11. Esquema de la brisa de valle.

En la imagen 11 tenemos el esquema de la brisa de valle que sopla durante el día, empieza a calentarse la ladera de solana y se generan corrientes verticales en esa ladera que succionan aire de la parte baja del valle hacia arriba, y en consecuencia tiene que rellenarse con nuevo aire generándose esa primera corriente o brisa desde la parte baja del valle hacia arriba.

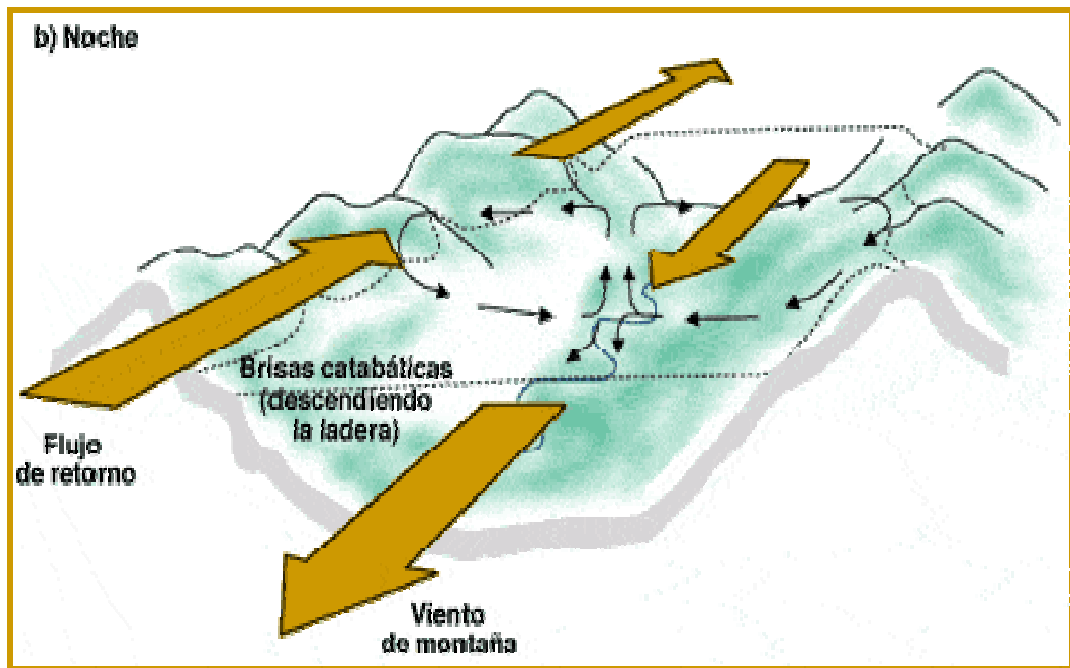


Imagen 12. Esquema de la brisa de montaña.

A medida que va avanzando el día el sol va ganando altura, y a la caída de la tarde las laderas empiezan a quedar en la zona de sombra y ese aire de las laderas se empieza a enfriar. Ese aire desciende hacia el valle generándose en ese caso la brisa descendente o brisa de montaña.

Por lo tanto y en resumen por la mañana un viento ascendente o brisa también llamada anabática, y por la noche (a últimas horas del día) una brisa descendente o viento catabático, que además es más intenso que el diurno debido a que está favorecido por la fuerza de la gravedad.

5.7. El Efecto Foehn.

Es el calentamiento que sufre una masa de aire cuando llega a una montaña y la rebasa.

Para explicarlo utilizaremos la imagen 13. Pensemos en una masa de aire que tiene una temperatura de 10° . Esa masa de aire llega a la base de la montaña, la remonta y llega un momento en ese ascenso en el que se satura ese aire, se empieza a formar una nube a barlovento. Al llegar el aire hacia arriba habrá disminuido su temperatura a razón de 5° por cada 1000 metros. A partir del punto de la cima, donde la temperatura en este ejemplo puesto es de 0° , empezará a descender. Debido al descenso irá aumentando su temperatura, pero lo hará a razón de 10° por cada 1000 metros porque ya tendremos un aire seco. En consecuencia cuando ese aire llega a la parte baja de la montaña (a sotavento) tendrá una temperatura muy superior a la que tenía originalmente. Esto es lo que se conoce en meteorología como el Efecto Foehn.

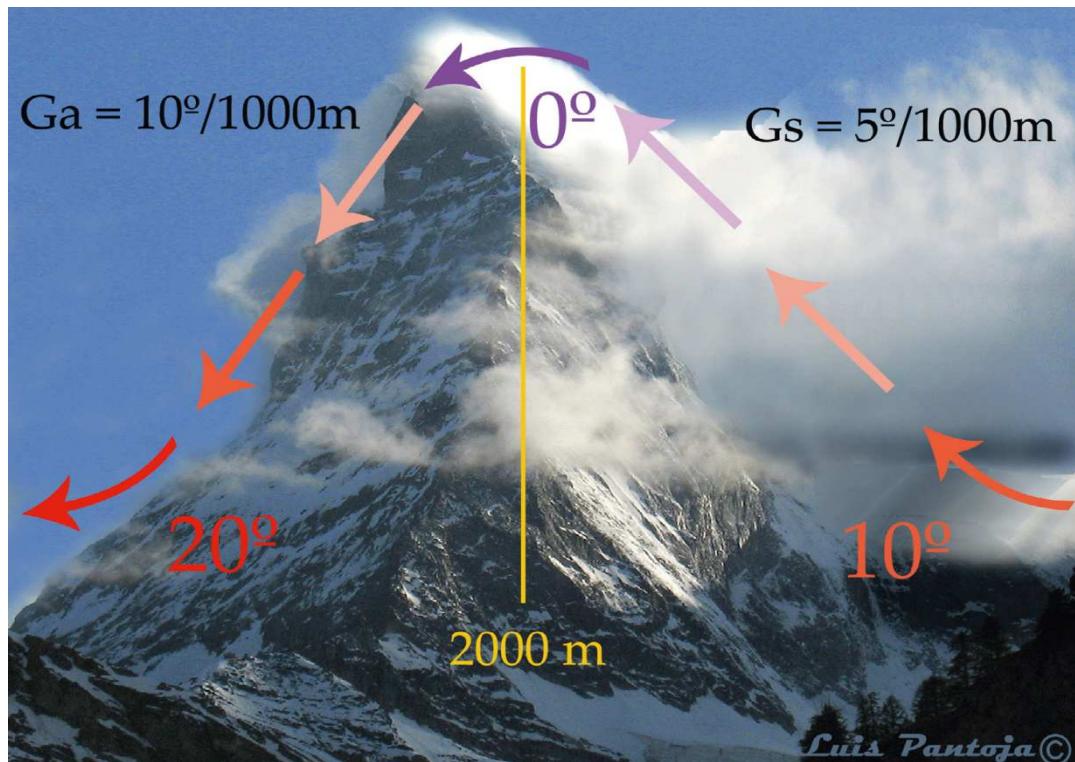


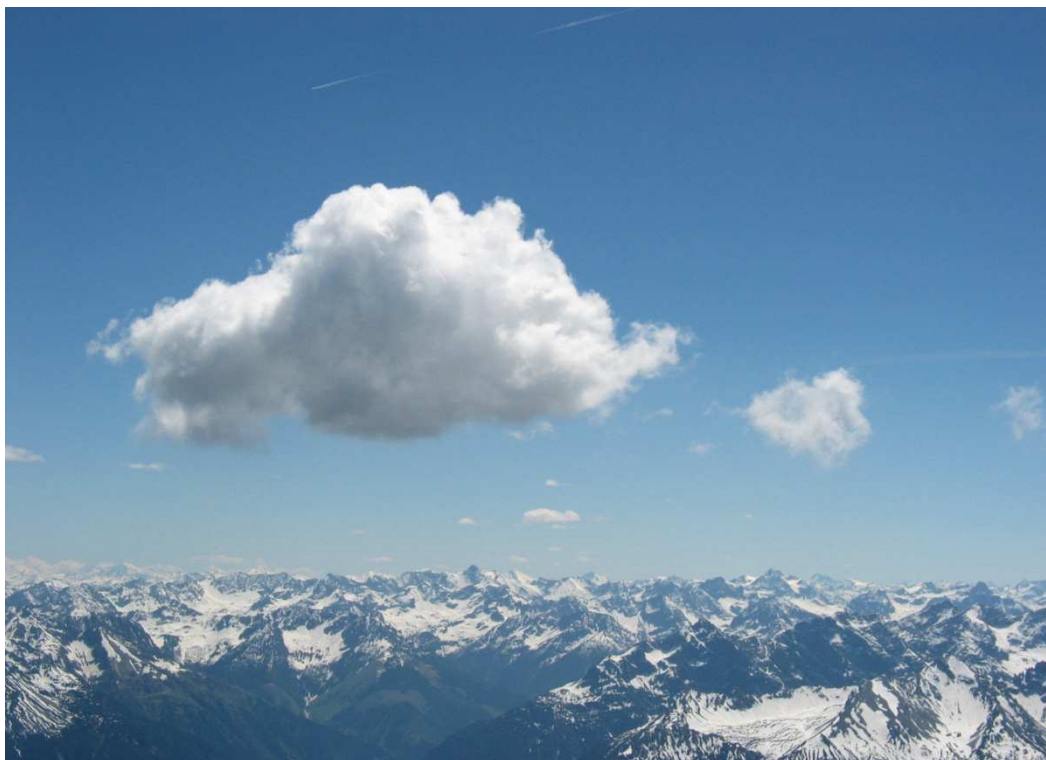
Imagen 13.El Efecto Foehn.

CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPÍTULO 6. LAS NUBES.

6.1. ¿Qué es una nube?

Para muchas personas una nube no es más que vapor de agua. Sin embargo, no es así. En una nube lo que tenemos son pequeñas gotitas de agua (agua en fase líquida), pequeños cristallitos de hielo (nubes frías) o una mezcla de ambas (nubes mixtas). Cuando vemos una nube en el cielo, su base lo que nos está marcando es justamente la altitud a la que se alcanza el nivel de condensación, y dentro de la nube lo que se están dando son las condiciones de saturación y por tanto la humedad relativa del aire es del 100%. Si vemos una nube observamos cómo va evolucionando con el paso del tiempo. Esto es así porque en sus contornos se está produciendo por un lado una constante evaporación de parte de esas gotitas y cristales de hielo, pero a su vez se está produciendo también una condensación. Por lo tanto, una nube no es algo estático sino algo dinámico, en las que simultáneamente se condensa vapor de agua y se evapora.



Fotografía 1. Nube (pequeño cúmulo).

6.2. La clasificación de las nubes.

Transcurrió bastante tiempo hasta que tuvimos una clasificación de las nubes plenamente satisfactoria. Esto ocurre a principios del siglo XIX (1802) e intervienen el farmacéutico inglés Luke Howard y el científico francés. Fue

realmente la clasificación de Howard (imagen 3) la que finalmente triunfo, debido a que el concibió una serie de formas básicas nubosas a partir de las cuales se pueden construir el resto de nubes que vemos en el cielo.

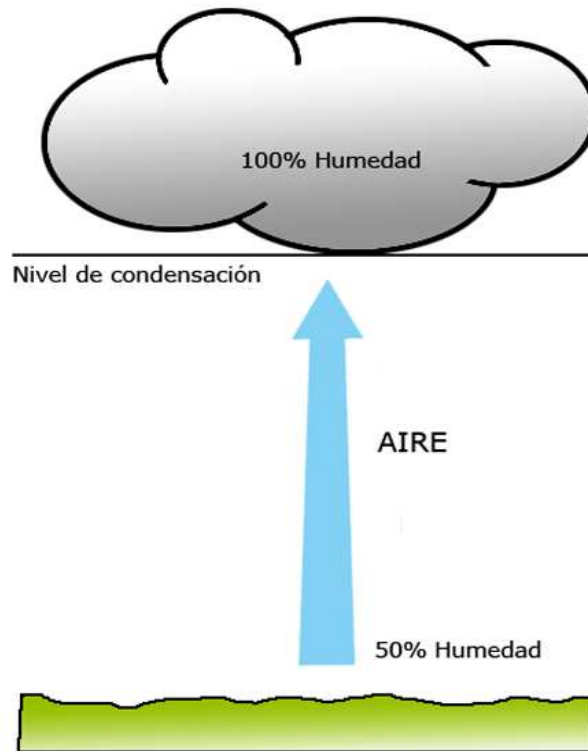


Imagen 1. Nivel de condensación de una nube.



Imagen 2. Luke Howard (retrato izquierda) y Jean-Baptiste Lamarck (retrato derecha).

Esa clasificación de Howard fue la base del actual Atlas Internacional de Nubes de la Organización Meteorológica Mundial (imagen 4) que establece 10 géneros nubosos en función de la altura la que se sitúen las distintas nubes.

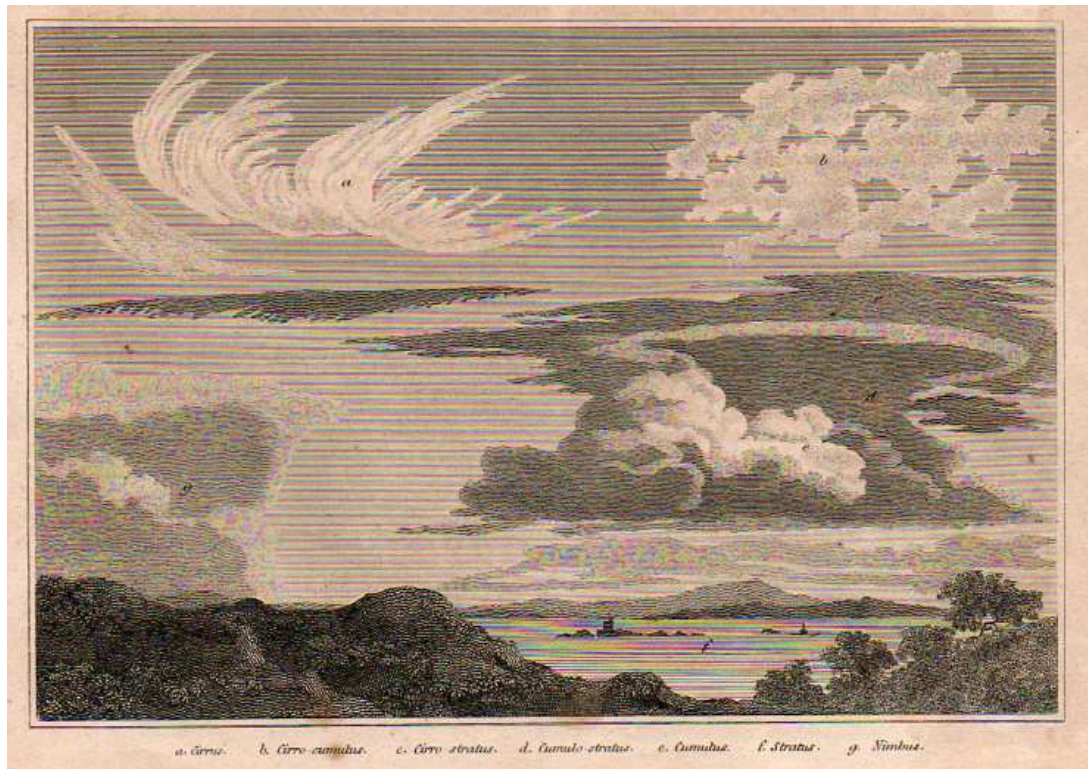


Imagen 3. Grabado de Luke Howard con su clasificación de las nubes. a) Cirros, b) cirrocúmulos, c) cirroestatos, d) cumuloestatos, e) cúmulos, f) estratos y g) nimbos

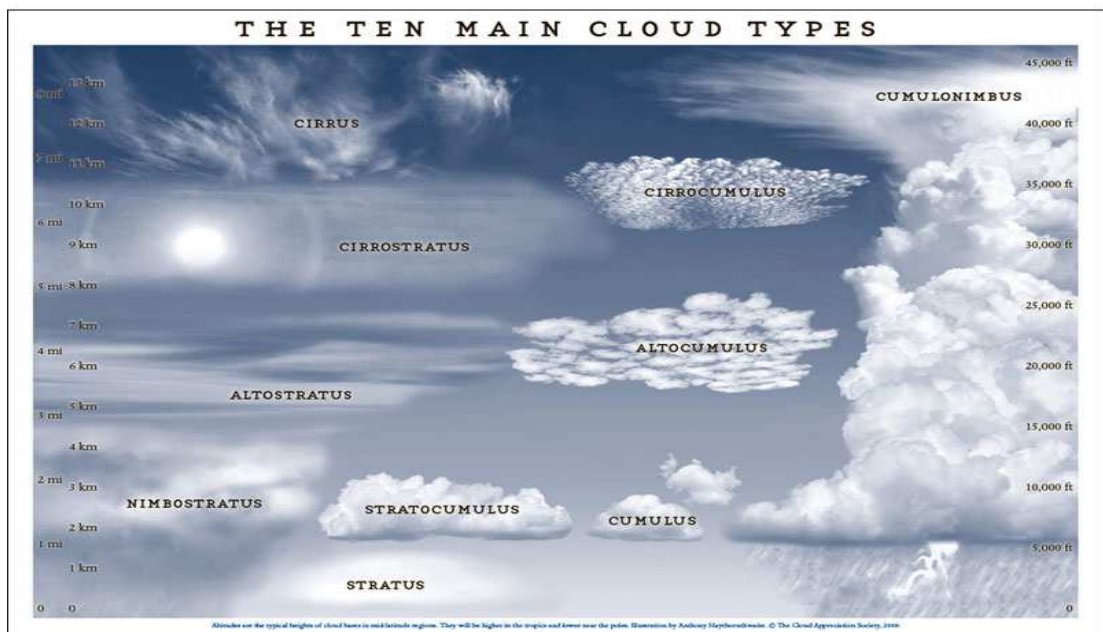


Imagen 4. Clasificación de las nubes según la Organización Meteorológica Mundial.

6.3. Mecanismos de formación.

Por un lado tenemos el forzamiento orográfico (imagen 5). Cuando una corriente de aire incide contra una montaña o una cordillera es obligada o forzada a ascender y el resultado es la formación de una nube como la de la imagen 5, normalmente agarrada a la montaña.

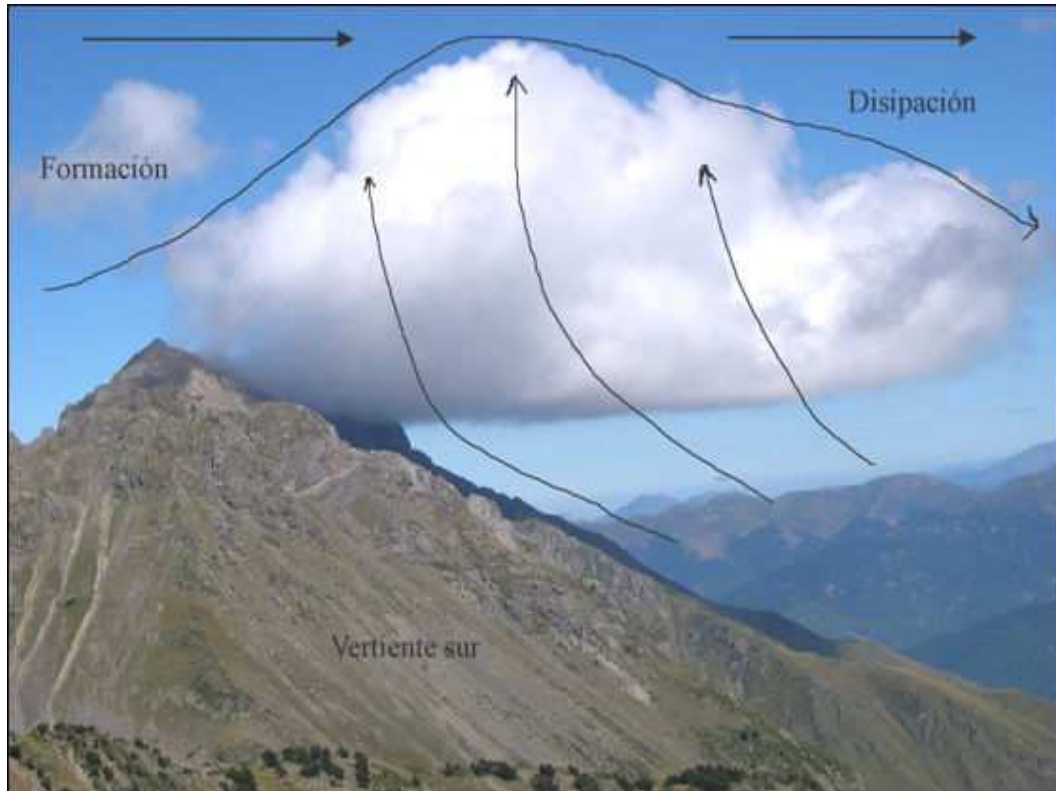


Imagen 5. Formación de nubes debido al forzamiento orográfico.

También debido al calentamiento del suelo se produce el fenómeno de la convección (imagen 6). Se forman corrientes verticales de aire caliente y que al ascender si enfriase ese aire se termina formando una nube.

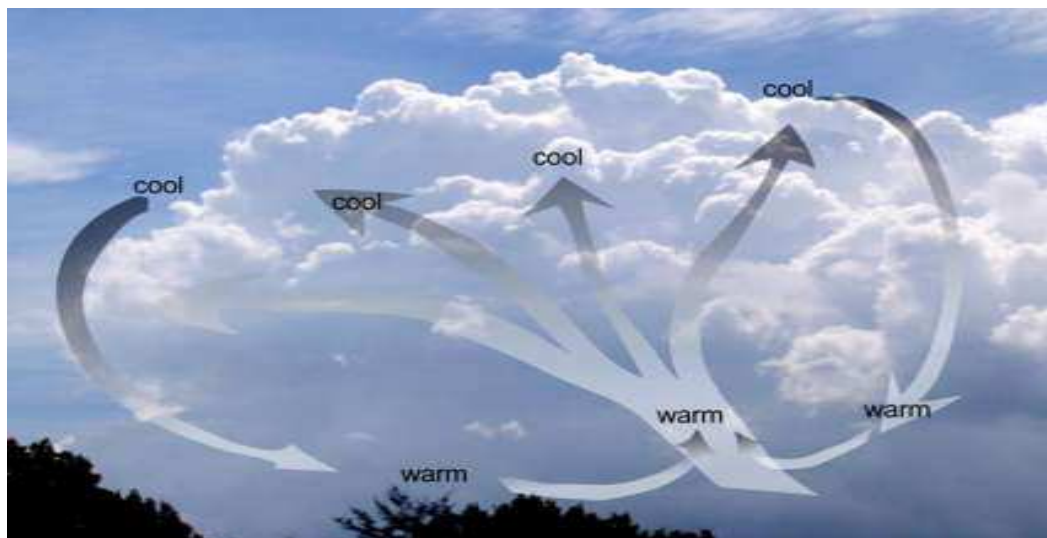
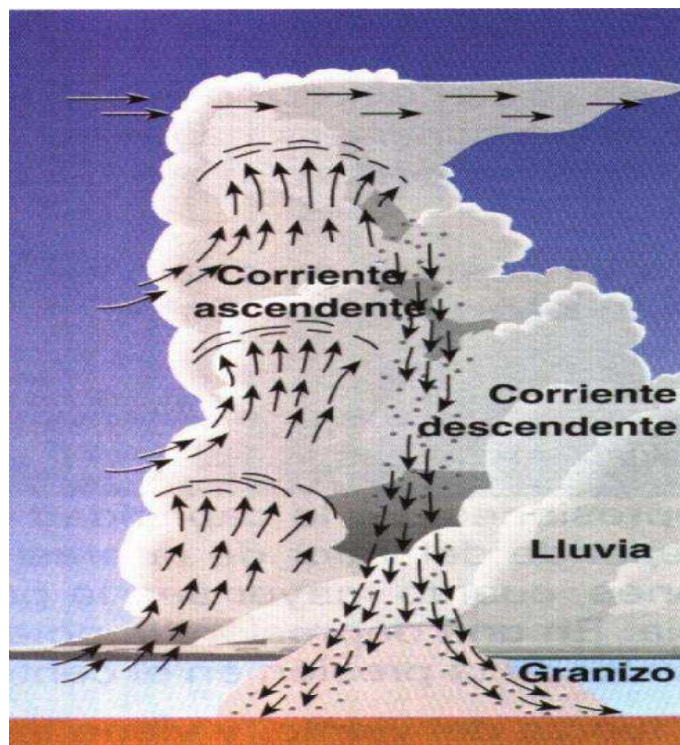


Imagen 6. Formación de nubes debido al fenómeno de la convección.

Estas nubes de desarrollo vertical en ocasiones alcanzan bastante altura en la atmosfera, y en ocasiones esto también viene asociado con la llegada de un frente frío y el resultado es un cumulonimbo (imagen 7). Un cumulonimbo es una nube tormentosa en cuyo seno o interior hay fuertes corrientes ascendentes en una primera fase y descendentes al final.



Imagen 7. Cumulonimbo.





6.4. Nubes altas. (Cirrus: Ci, Cirrostratus: Cs, Cirrocumulus: Cc).

Son aquellas que en latitudes medias sus bases quedan situadas por encima de unos 6 km de altitud hasta los 10 o 12 km. Son los cirros (Cirrus, Ci), los cirrostratos (Cirrostratus, Cs) y los cirrocúmulos (Cirrocumulus, Cc).



Imagen 8. Cirros.

En la imagen 8 podemos ver los cirros que son nubes filamentosas (de aspecto deshilachado, se suele decir que enmarañan el cielo) formadas exclusivamente por cristallitos de hielo, y debido a eso se ven de un color tan blanco. Su base esta a partir de 6 km de altitud

Cuando el cielo ya adquiere un aspecto más lechoso por nubes altas lo que tenemos ya son cirrostratos (se extienden por el cielo como una sabana). Estos cirrostratos podemos identificarlos claramente porque tanto el Sol como la Luna forman en torno a ellos el fenómeno del halo.



Imagen 9. Cirrostratos. Tanto en la fotografía de arriba como en la de abajo podemos observar el fenómeno del halo.

Las nubes altas están formadas en su totalidad por cristales de hielo, de ahí su blancura.



Imagen 10. *Fotografías de cirrostratos en los que podemos observar el fenómeno del halo.*

El halo es un fenómeno óptico provocado por la reflexión y refracción de la luz al atravesar los cristales de hielo de los cirrostratos.

6.5. Nubes medias (Altostratus: As, Altocumulus: Ac, Nimbostratus: Ns).

Son aquellas cuya base en latitudes templadas se sitúa entre los 2 y los 6 km. Son nubes que ya están constituidas tanto por cristalitas de hielo como por gotas o copos de nieve. Son nubes que dejan en algunos casos precipitación. Y quizá la más característica sea el altocúmulo. Hay diferentes tipos de ellos, como los de la imagen 11 y 12 en forma de copos. A veces son nubes anunciadoras de cambios de tiempo.



Imágenes 11 y 12. Altocumulos con forma de copos. (*Ac floccus*)

Y unas de las más bonitas estéticamente son los altocúmulos lenticulares como el de la imagen 13 que está distribuido en capas. Es una nube que está asociada al fenómeno de onda de montaña.



Imagen 13. *Altocumulo lenticular asociado al fenómeno de onda de montaña.*



Imagen 14. *Monte Fuji cubierto por una bella nube lenticular.*



Imagen 15. Monte Rainier al sureste de la ciudad de Seattle (Estados Unidos).

6.6. Nubes bajas (Stratus: St, Stratocumulus: Sc).

Son nubes cuya base puede llegar a coincidir con la superficie terrestre en cuyo caso tendríamos nieblas, o como mucho a alcanzar los 2000 m de altitud. Son nubes que cubren una gran parte del cielo. Nubes de un aspecto sombrío, en muchas ocasiones contienen gotitas de agua por lo que suelen dejar lluvias débiles o lloviznas. El aspecto que tienen es el de la imagen 16 y 17 de estratos y estratocúmulos. Nubes que como indica su propia palabra están estratificadas (muy repartidas por el plano horizontal).



Imagen 16. Estratos.



Imagen 17. *Estratocumulos.*

6.7. Nubes de desarrollo vertical (Cumulus: Cu, Cumulonimbus: Cb).

Son unas nubes cuya base queda en el nivel inferior, pero que se considera una familia aparte debido a que su crecimiento va ocupando los diferentes pisos. Pueden llegar hasta los 12-14 km de altitud en latitudes templadas. Estas nubes son los cúmulos y los cumulonimbos. Su principal mecanismo de formación son las corrientes de aire caliente ascendente (el fenómeno de la convección). En ese proceso se crean en su interior multitud de meteoros (granizos en su parte alta) y luego posteriormente gotas de agua que llegan a niveles inferiores. Cuando estos cúmulos alcanzan un gran desarrollo vertical culminan en las nubes de tormenta (cumulonimbos) cuya parte superior aparece aplastada (yunque) debido a que llega al tope de la troposfera (tropopausa).



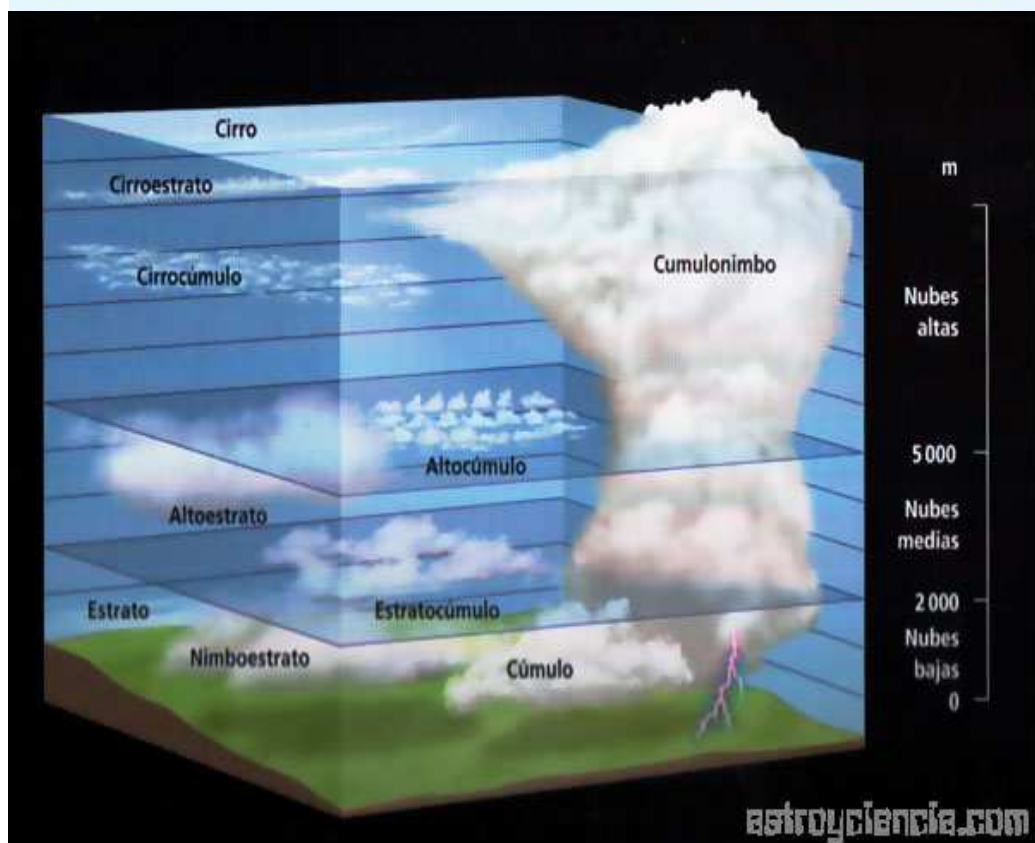
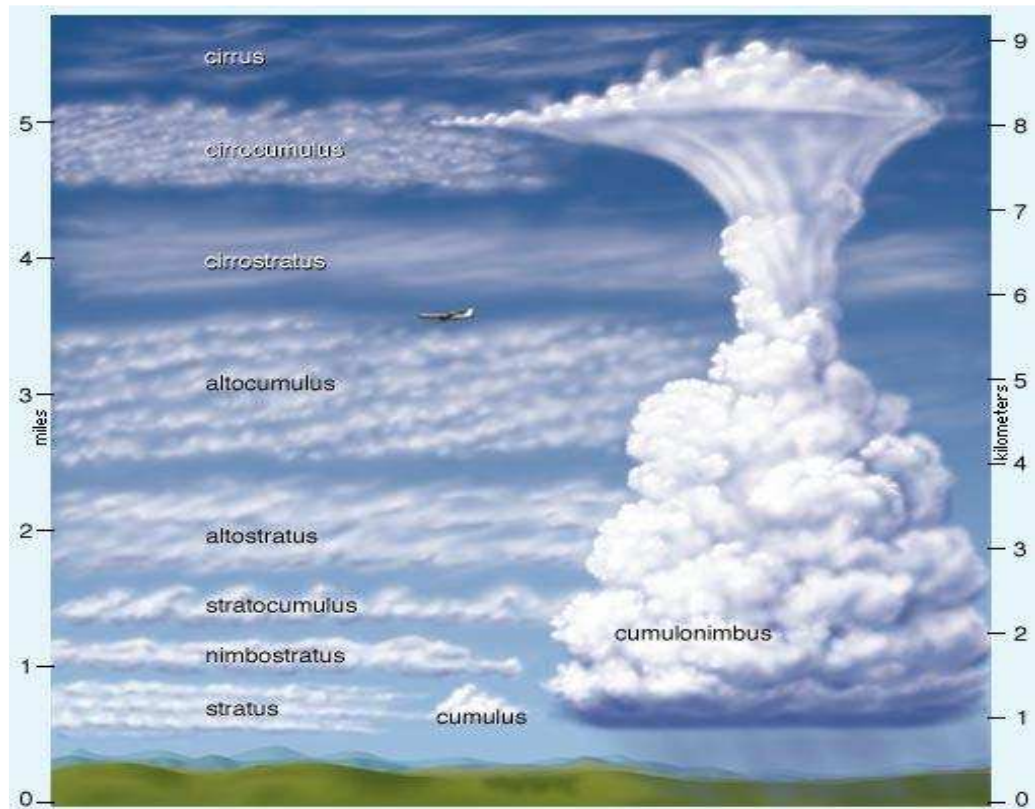
Imagen 18. *Cumulos.*

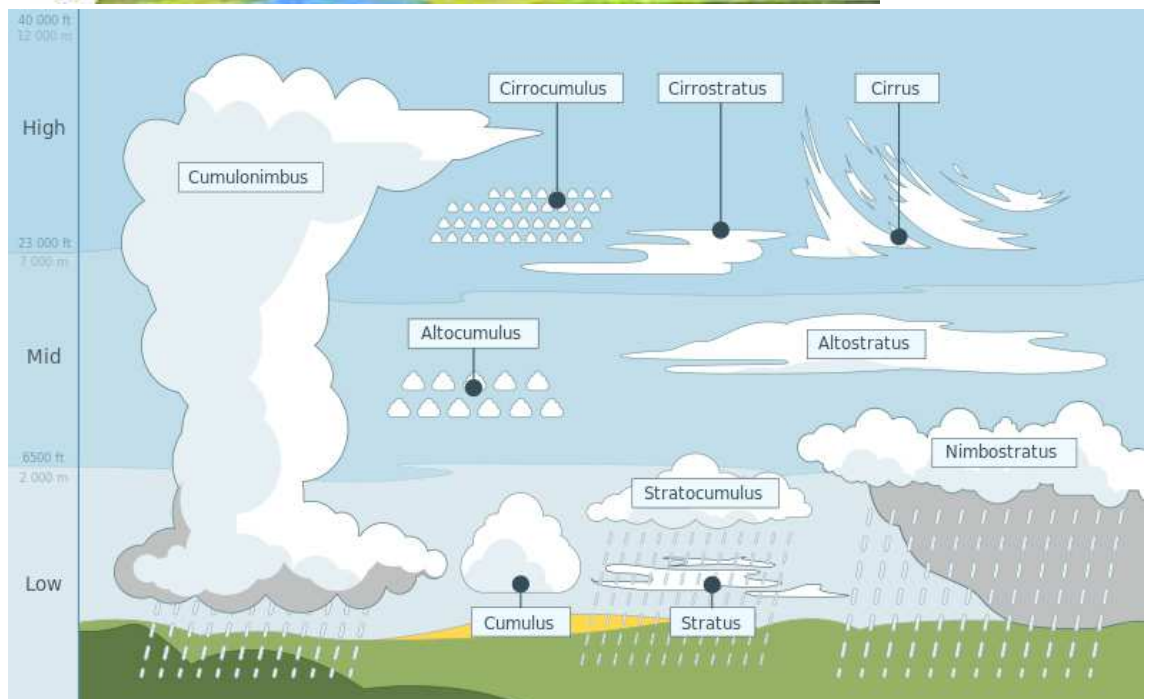
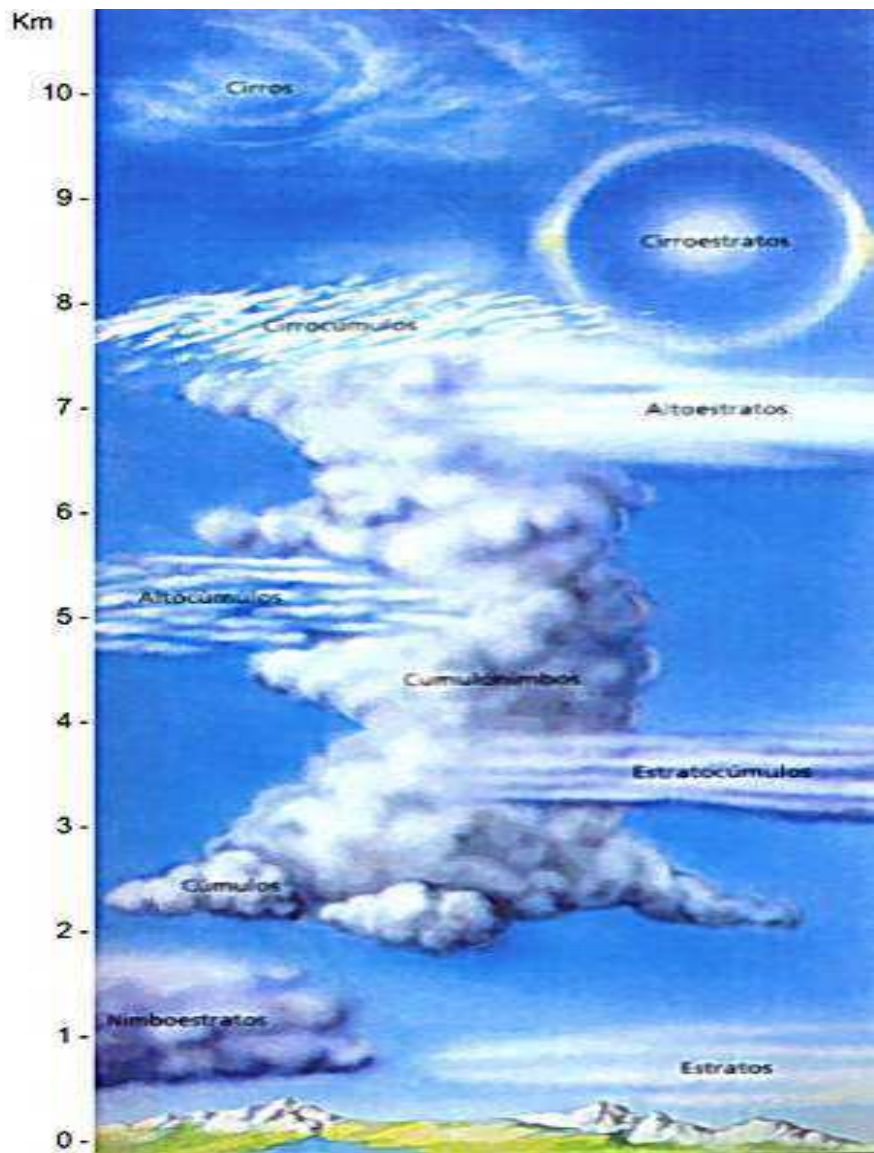


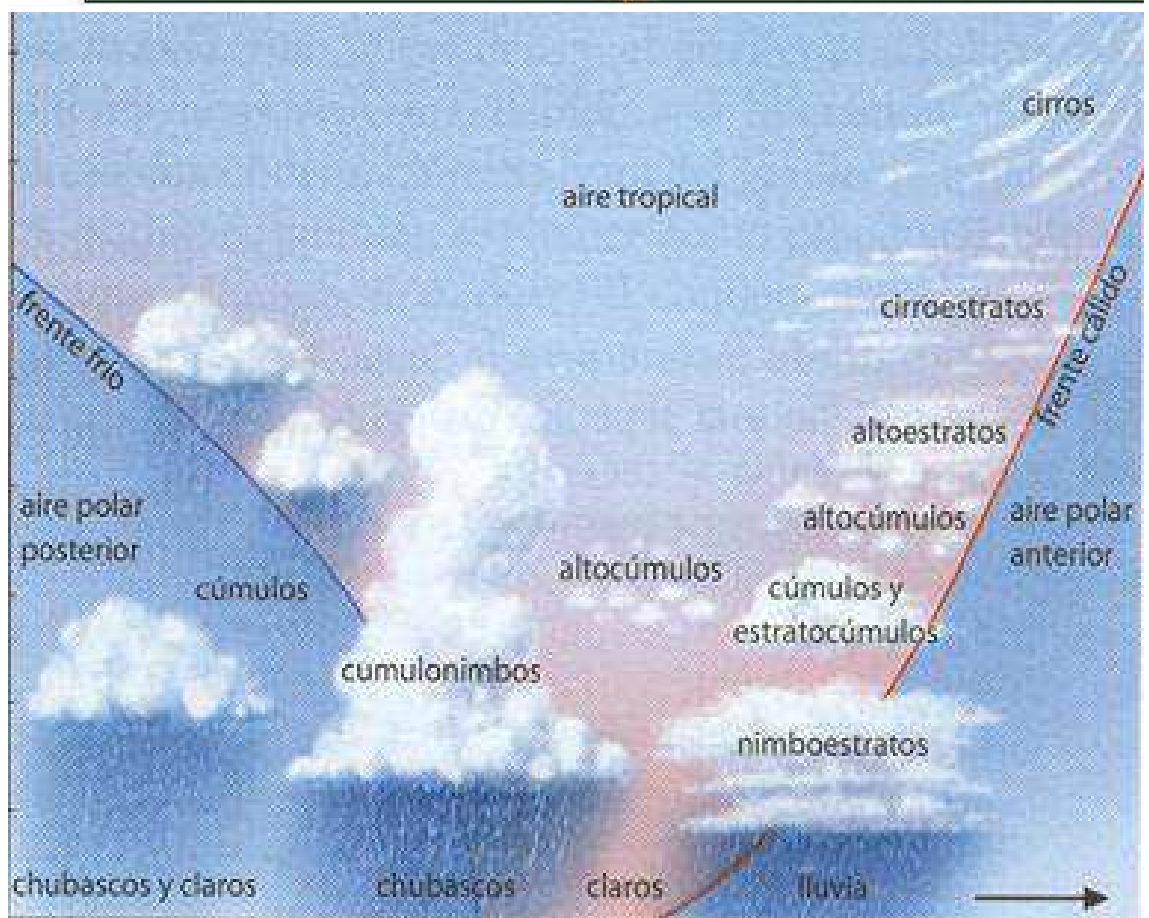
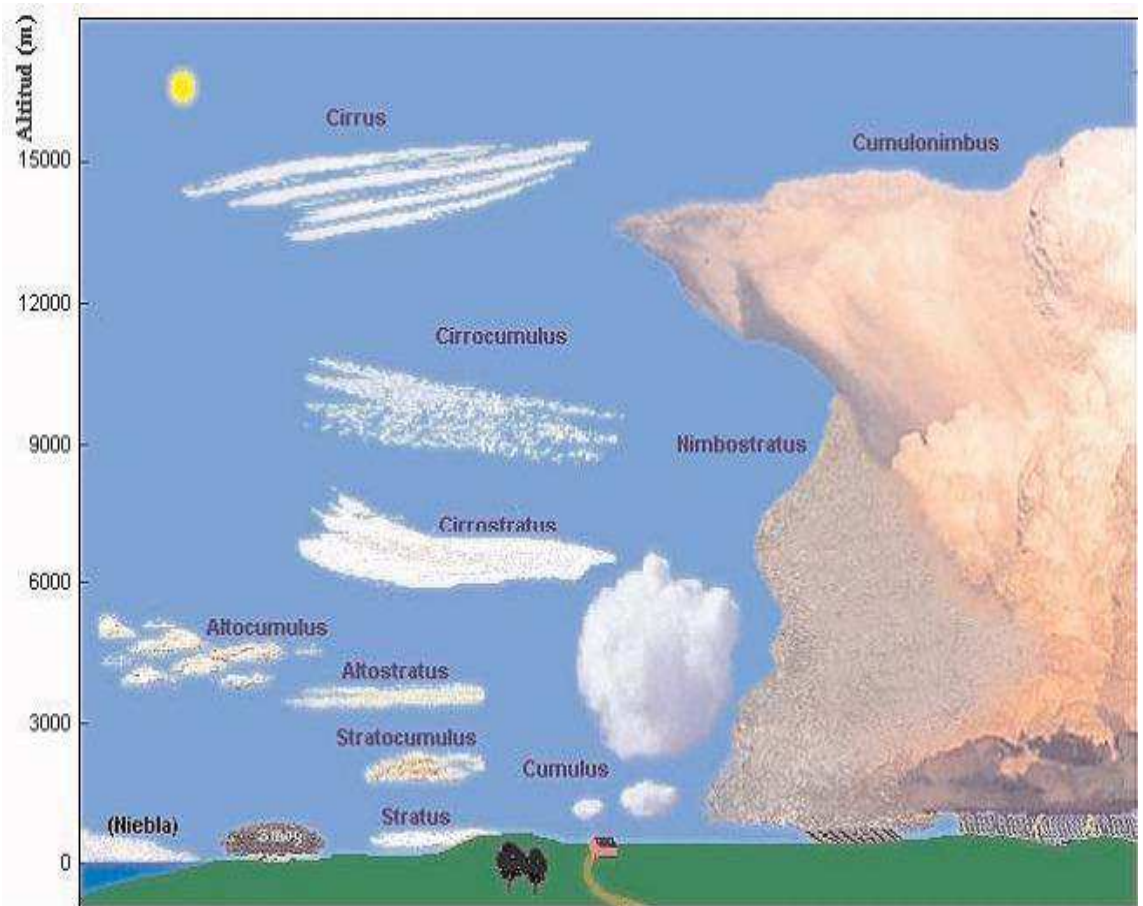
Imagen 19. *Cumulonimbos.*

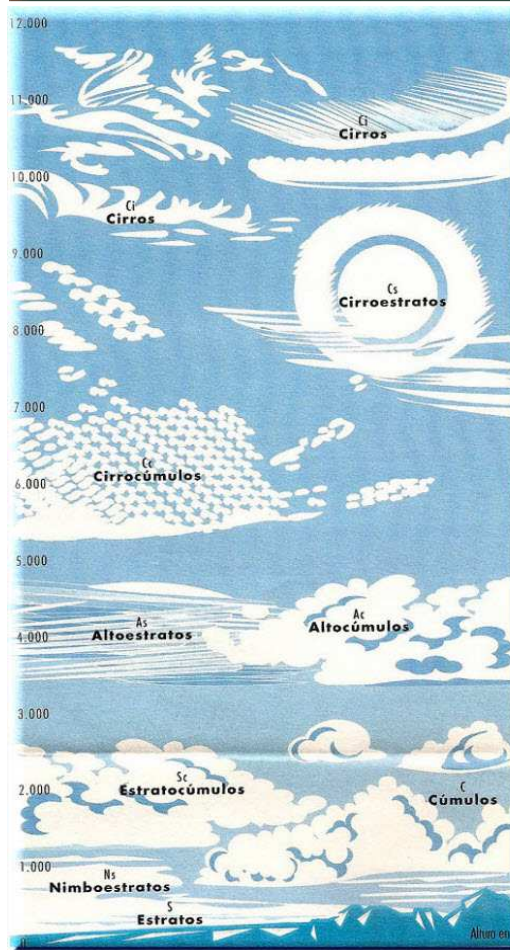
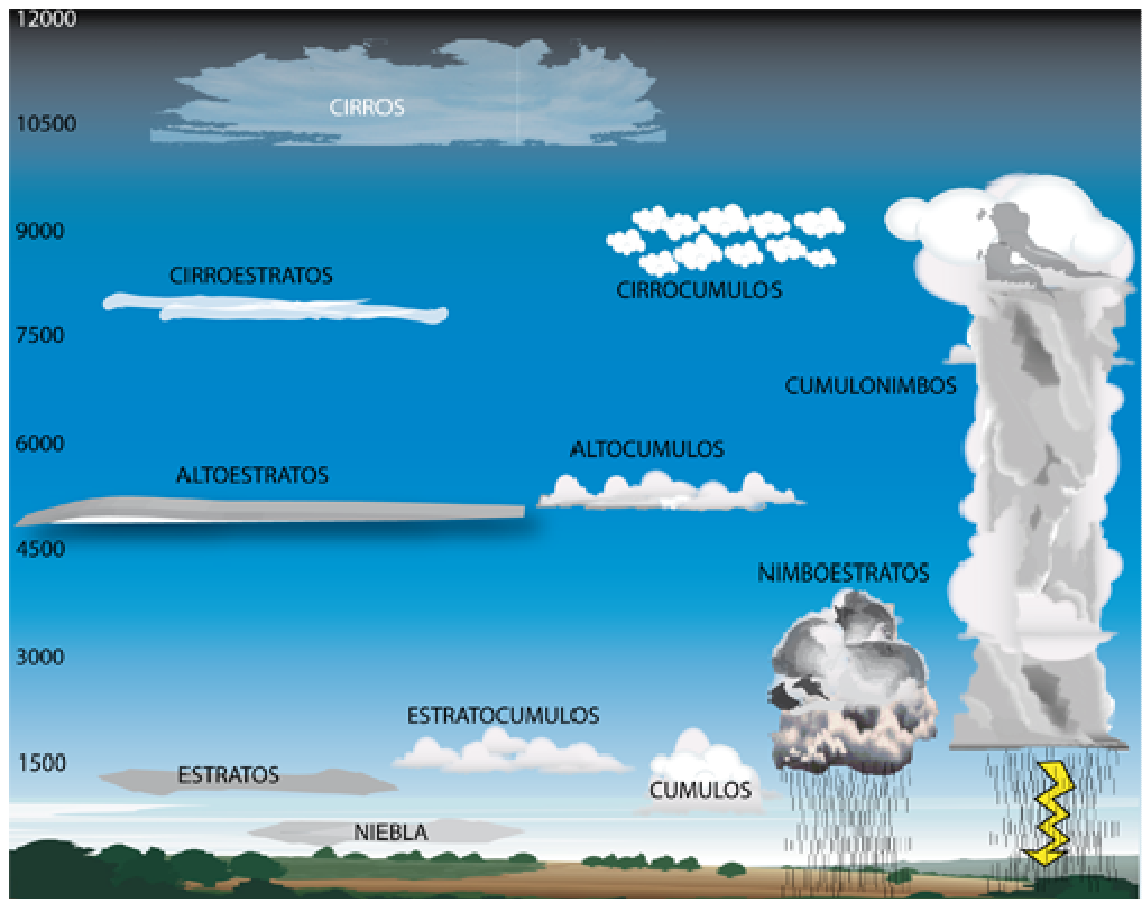
ANEXO CAPITULO 6: LAS NUBES.

En este anexo lo que hare es poner distintos esquemas de los tipos de nubes.









Género	Constitución física más común	Dimensión vertical/Extensión horizontal	Meteoros más comunes
Cirros	Cristales de hielo		
Cirroestratos	Cristales de hielo	Estratiforme	Halos
Cirrocúmulos	Cristales de hielo	Cumuliforme Estratiforme	
Altoestratos	Mixta	Estratiforme	Lluvia (débil)
Altocúmulos	Líquida	Cumuliforme Estratiforme	Coronas
Nimboestratos	Líquida Cristales de hielo Mixta	Estratiforme	Lluvia Nieve
Estratocúmulos	Líquida	Cumuliforme Estratiforme	Lluvia, rara
Estratos	Líquida	Estratiforme	Llovizna
Cúmulos	Líquida	Cumuliforme	Chubasco
Cumulonimbos	Mixta	Cumuliforme	Chubascos Tormenta Granizo

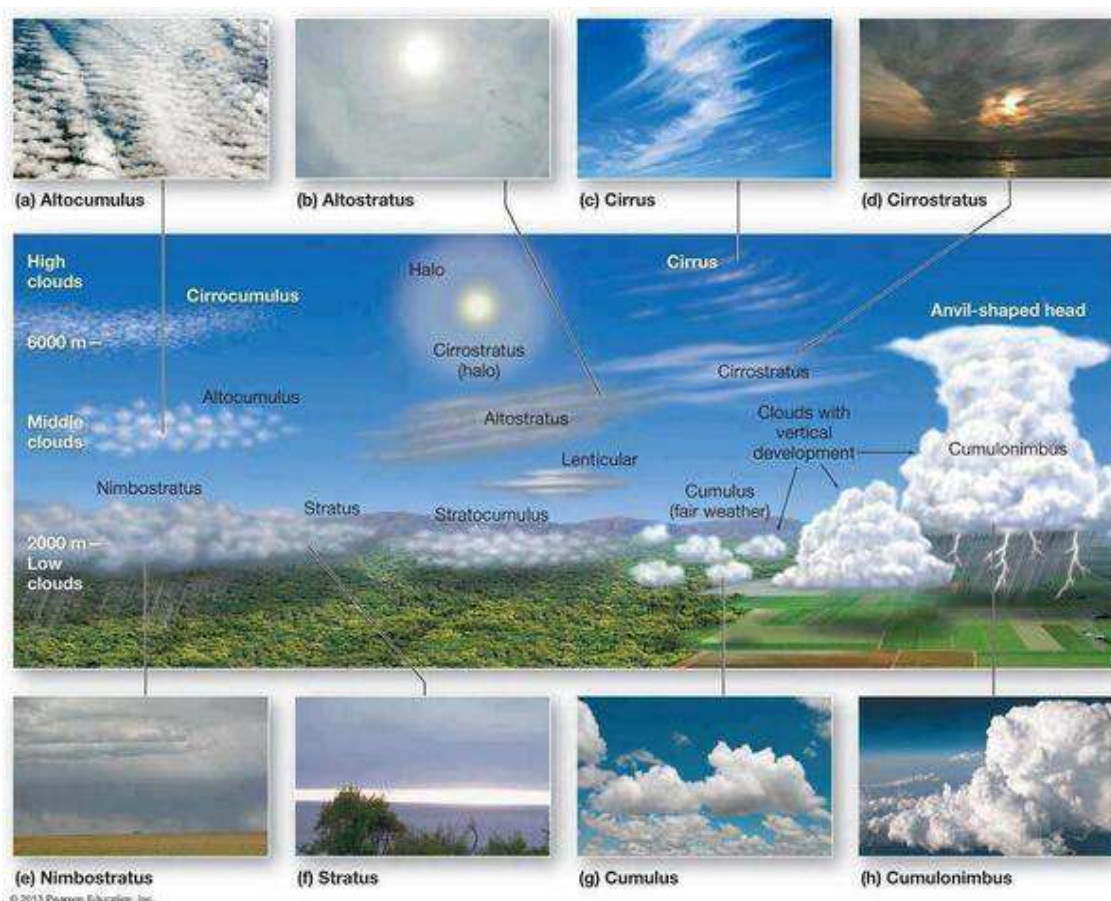


TABLA DE LA CLASIFICACIÓN INTERNACIONAL DE NUBES DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL

GÉNEROS	ESPECIES	VARIEDADES
Cirrus	Fibratus Uncinus Spissatus Castellanus Floccus	Intortus Radiatus Vertebratus Duplicatus
Cirrocumulus	Stratiformis Lenticularis Castellanus Floccus	Undulatus Lacunosus
Cirrostratus	Fibratus Nebulosus	Duplicatus Undulatus
Alto cumulus	Stratiformis Lenticularis Castellanus Floccus	Translucidus Perlucidus Opacus Duplicatus Undulatus Radiatus Lacunosus
Altostratus		Translucidus Opacus Duplicatus Undulatus Radiatus
Nimbostratus		
Stratocumulus	Stratiformis Lenticularis Castellanus	Translucidus Perlucidus Opacus Duplicatus Undulatus Radiatus Lacunosus
Stratus	Nebulosus Fractus	Opacus Translucidus Undulatus
Cumulus	Humilis Mediocris Congestus Fractus	Radiatus
Cumulonimbus	Calvus Capillatus	

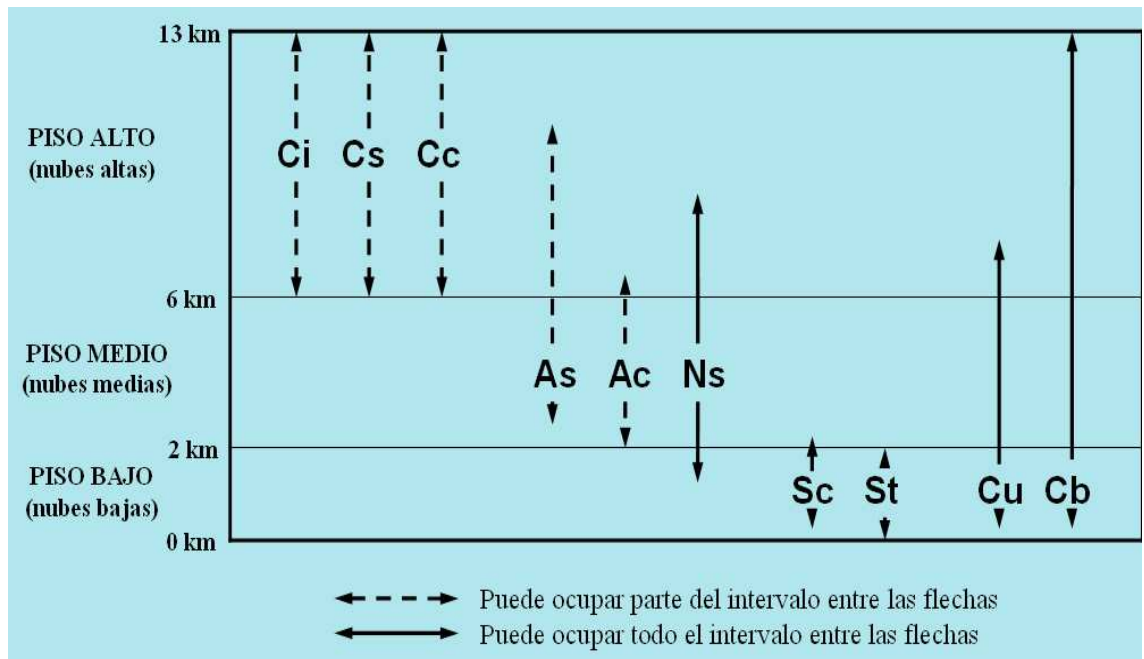
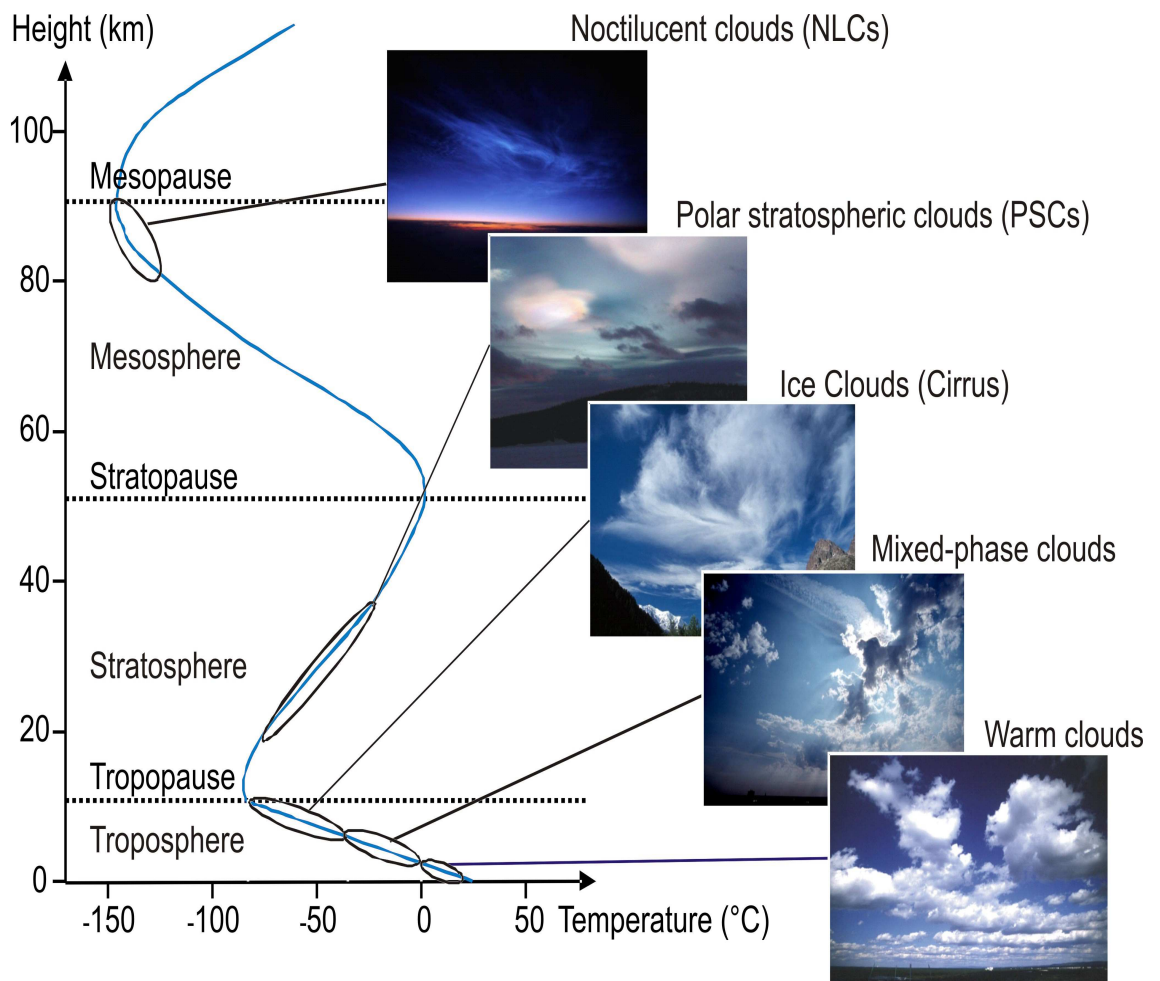


Figura que nos indica las alturas medias de las bases de los distintos géneros nubosos.



CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPITULO 7. LA VISIBILIDAD.

7.1. La pérdida de visibilidad.

La presencia de más o menos meteoros en suspensión en el aire es la responsable de que tengamos una menor o mayor visibilidad. Cuando la presencia de partículas (polvo, gotitas, etc....) es pequeña, la visibilidad alcanza sus mayores valores. Lo cierto es que cuando el aire está muy limpio, con pocas partículas o prácticamente sin gotitas en su seno, llegamos a ver a largas distancias, como muestra la fotografía 1(tomada desde el Cabo de la Nao y al fondo se aprecia perfectamente la Isla de Ibiza, que está a una distancia en línea recta de cerca de 80 km).



Fotografía 1. *Isla de Ibiza al fondo de la fotografía vista desde el Cabo de la Nao. Aproximadamente 80 km en línea recta.*

Eso sí, cuando aparece la niebla como en la fotografía 2(formada por una densidad importante de gotitas de agua) la visibilidad se reduce muchísimo (podemos llegar a ver apenas unos pocos metros por delante de nosotros), por lo que de esto extraemos la idea de que la presencia de gotitas de agua(niebla, neblina) reduce significativamente la visibilidad.

La visibilidad meteorología puede ser horizontal, vertical u oblicua. Por un lado está el concepto de visibilidad horizontal, que es la máxima distancia en el plano horizontal en el que vemos un objeto. Igualmente se puede definir la visibilidad vertical (en este caso es una variable importante en aeronáutica por ejemplo en las operaciones de despegue y aterrizaje en los aeropuertos), y finalmente el concepto de visibilidad oblicua, que es la distancia máxima que un piloto desde

una aeronave es capaz de divisar de la superficie terrestre. Todo esto se puede completar con la figura 1.



Fotografía 2.Niebla.

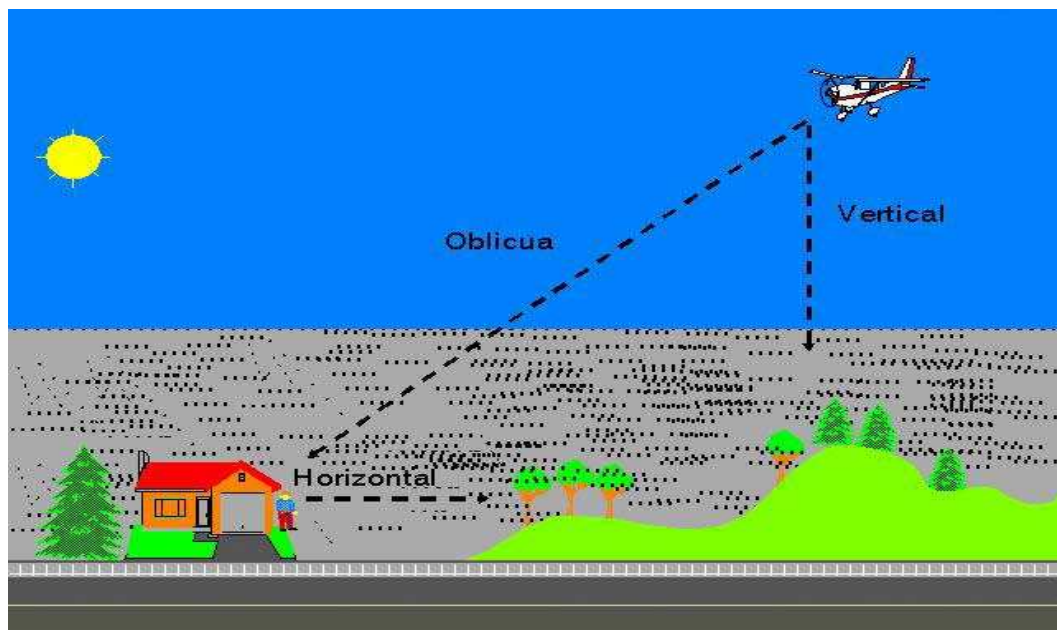


Figura 1.Tipos de visibilidad meteorológica.

Una de las informaciones que reciben los pilotos es el RVR(Alcance Visual de Pista),que es la visibilidad horizontal a ras de pista.

7.2. Niebla, Neblina y Bruma.

La niebla no es más que una nube baja del género estrato cuya base coincide con la superficie terrestre. Dependiendo de la cantidad y el tamaño de las gotitas de nube tenemos nieblas más o menos densas y neblinas o brumas. Hablamos de

niebla cuando la visibilidad horizontal es menor de 1 km. En el caso de la neblina es menor de 10 km y mayor de 1. Una neblina es lo mismo que una bruma, si bien esta última suele emplearse más en zonas costeras o humedales. Las nieblas pueden ser débiles (visibilidad entre 500 y 1000 m), moderadas (entre 50 y 500 m) o densas (menos de 50 m).

En los 3 casos lo que tenemos en el aire son gotitas de agua en suspensión, y dependiendo de sus tamaños y de la cantidad que tengamos se reduce en mayor o menor medida la visibilidad horizontal.

En el caso de la niebla, cuya humedad relativa del aire ronda el 100%, la visibilidad nunca es superior a los 1000 m. En el caso de la neblina, con humedad relativa superior al 80%, la visibilidad horizontal se sitúa entre 1 km y los 10 km. Y también solemos emplear el término bruma aunque en realidad es un sinónimo de neblina (es más utilizado por ejemplo en las zonas costeras).



Son dos los principales mecanismos que dan lugar a las nieblas: el enfriamiento (bajada de la t^a) y la evaporación (aporte de vapor de agua). Dentro de las nieblas de enfriamiento tenemos dos tipos principales: de radiación y las de advección.

7.3. Nieblas de radiación (formadas sobre tierra firme).

Son debidas al enfriamiento nocturno que tiene lugar junto al suelo (si tenemos un aire con un cierto contenido de humedad al bajar la temperatura durante la noche se consiguen las condiciones de saturación y en consecuencia se forma esa niebla, un estrato cuyo espesor puede estar entre los 100 metros y 200 m, o a veces un poco más, que a medida que va avanzando el día termina disipándose. Son típicas en las noches invernales de cielos despejados con el aire calmado (anticiclón).

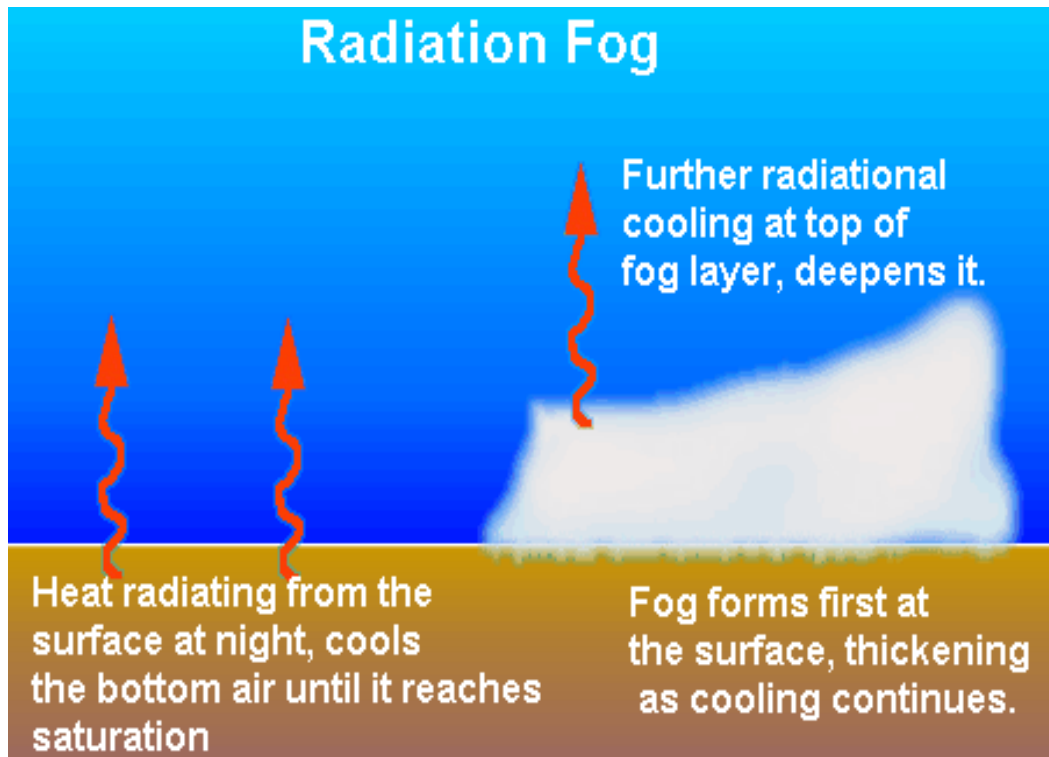


Figura 2. Esquema de cómo se forman las nieblas de radiación. La pérdida de calor irradiado por el suelo hace bajar la temperatura y que se alcancen las condiciones de saturación.

Lo más habitual es que las nieblas de radiación terminen levantando con el avance del día (“Mañanita de niebla, tarde de paseo”).

Una de las zonas donde es habitual encontrarnos estas nieblas es en los valles que hay alrededor de las montañas, ya que justamente ahí por la noche queda el aire frío almacenado y se producen esas condiciones de saturación formándose en consecuencia esas nieblas de radiación.



Fotografías 3 y 4. *Formacion de nieblas de radiación en valles.*

7.4. Nieblas de advección (formadas normalmente sobre el mar).

No siguen el ciclo día-noche y suelen ser más duraderas. Al igual que las anteriores son debidas al enfriamiento del aire, pero la diferencia fundamental entre ellas es que en este caso es el deslizamiento de una masa de aire cálida y

con cierto contenido de humedad sobre una superficie marina fría la que provoca la condensación, y en consecuencia la formación de la niebla de advección. Es una niebla que se va desplazando, y que en el caso de las costas llega a penetrar ligeramente sobre tierra.

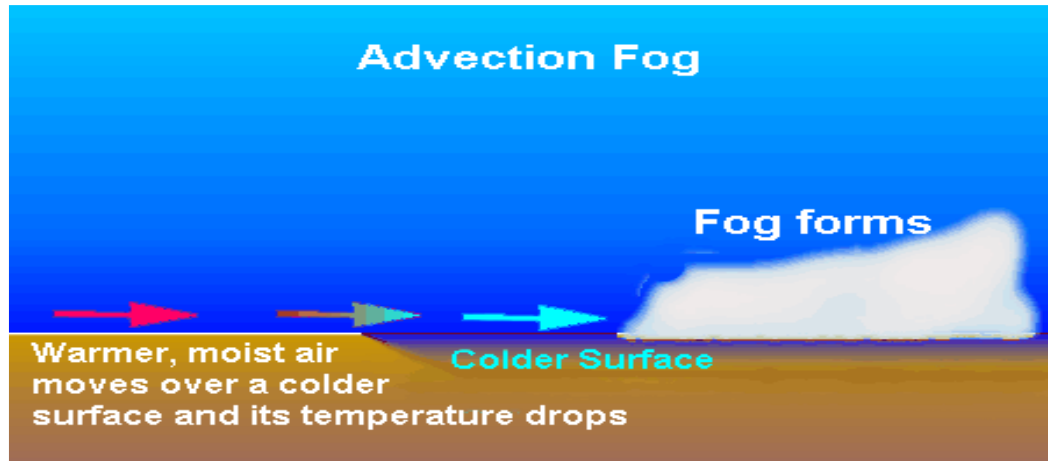


Figura 3. Esquema de cómo se forman las nieblas de advección.

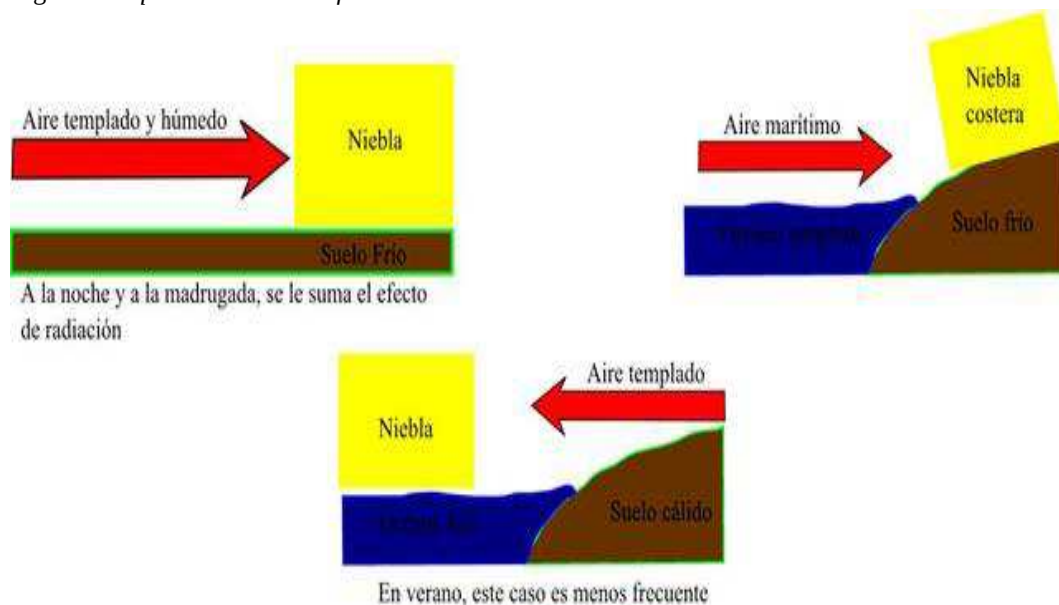


Figura 4. Tipos de nieblas de advección.



Fotografía 5. *Niebla de advección en la Bahía de San Francisco. Se puede observar el puente del Golden Gate.*

Un ejemplo de niebla de advección es el que se produce en la Bahía de San Francisco. Las aguas frías del Pacífico son ese foco frío sobre el que discurre el aire más cálido empujadas por las brisas penetran en la bahía muchas veces cubriendo casi totalmente el mítico puente del Golden Gate. (Fotografías 5 y 6). En marzo-abril las nieblas de advección se forman en el Mediterráneo Occidental (agua fría y primeras inclusiones de aire cálido)



Fotografía 6. Niebla de advección sobre la Bahía de San Francisco. Podemos observar el mítico puente del Golden Gate.

Un ejemplo de niebla de advección es el que se produce en la Bahía de San Francisco. Las aguas frías del Pacífico son ese foco frío sobre el que discurre el aire más cálido, y empujadas por las brisas penetran en la bahía muchas veces cubriendo casi totalmente el mítico puente del Golden Gate. (Fotografías 5 y 6).

7.5. Nieblas de evaporación.

Se forman también sobre una gran superficie marina o acuática (un lago o un río), y en este caso el mecanismo que las provoca es la evaporación que tiene lugar sobre esa superficie. Este vapor de agua en contacto con el aire algo más frío que discurre por encima da lugar a la condensación de vapor y en consecuencia a la formación de estas nieblas que son tan habituales de ver por ejemplo en nuestros ríos o lagos. (Fotografía 7). Las nieblas o neblinas que se forman sobre ríos o lagos son nieblas de evaporación.

7.6. Las calimas.

La pérdida de visibilidad en el aire puede ser debida no únicamente a la presencia de nieblas o neblinas (hidrometeoros) sino también a la presencia de polvo en suspensión, partículas procedentes en muchos casos de zonas desérticas. Se trata del fenómeno de las calimas (litometeoros). En este caso

tenemos en el aire una humedad relativa siempre inferior al 80%, y la visibilidad se sitúa entre los 1000 m y los 10000 m.



Fotografía 7a. *Formacion de una niebla de evaporación sobre un lago.*



Fotografía 7b. *En esta fotografía podemos observar la niebla de evaporación sobre un río.*

En la siguiente composición de fotografías tenemos lo que puede variar la visibilidad de tener o no calima. Se trata de un episodio de hace unos años en Australia, concretamente en Sídney donde podemos observar el Palacio de la Opera. (Fotografía 8 y 9).



Fotografías 8 y 9.



La cercanía al desierto del Sahara de Canarias y la Península Ibérica provoca episodios periódicos de calimas.



Los grandes episodios de calima con origen sahariano pueden llegar a afectar también el interior peninsular.



Las invasiones de polvo en algunas ocasiones pueden venir también provocadas por las tempestades de arena en los desiertos.



CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPÍTULO 8. HIDROMETEOROS.

8.1. Tipos de hidrometeoros.

Por definición, un meteoro es todo aquel fenómeno físico que tiene lugar en la atmósfera. Hidrometeoros: los formados por agua. Dentro de los hidrometeoros tenemos 4 categorías: los que precipitan, los que flotan, los levantados al aire y los depositados. Los que precipitan son básicamente: lluvia, llovizna, nieve y granizo. Dentro de cada uno de ellos hay variedades.

8.2. La lluvia y la llovizna.

La lluvia es el hidrometeoro más común. Lo forman pequeñas gotas de agua de diferentes calibres que precipitan desde una nube. El diámetro de una gota de lluvia típica ronda los 2 mm. Para diámetros inferiores a 1 mm (decimas de mm), tenemos la llovizna. La lluvia puede ser más o menos intensa. A simple vista vemos caer las gotas como trazas rectilíneas.



Fotografía 1. Lluvia.

La llovizna a menudo se confunde o entremezcla con una neblina o niebla, de gotas todavía más pequeña como podemos observar en la fotografía 2.



Fotografía 2. Llovizna.

En ocasiones se identifica al chubasco como otro meteoro distinto a la lluvia y a la llovizna. Es una forma de precipitación.

8.3. Las gotas de lluvia.

Habitualmente se identifica a las gotas de lluvia cayendo con forma de lágrimas, pero es un error.



Fotografía 3. *Gotas de lluvia.*

Las gotas de lluvia al caer son pequeñas esferitas de agua, tanto más perfectas cuanto menor sea su diámetro. Las gotas de diámetros mayores de 2-3 mm comienzan a deformarse en la caída.

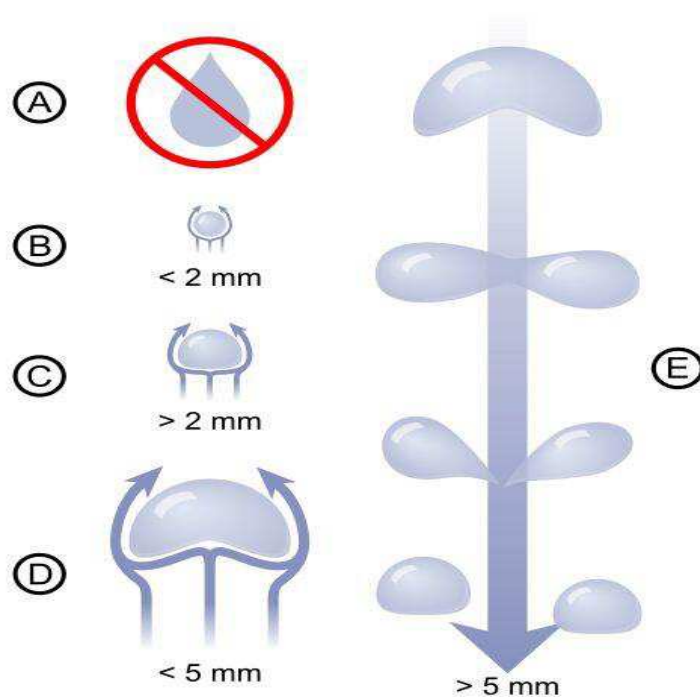


Imagen 1. *Deformación de las gotas de lluvia en función de su diámetro.*

Cuando las gotas de lluvia alcanzan el diámetro crítico de 5-6 mm, se fracturan, convirtiéndose en gotas más pequeñas. Las gotas de lluvia y llovizna pese a su pequeño tamaño son mucho más grandes que las gotitas de una nube.

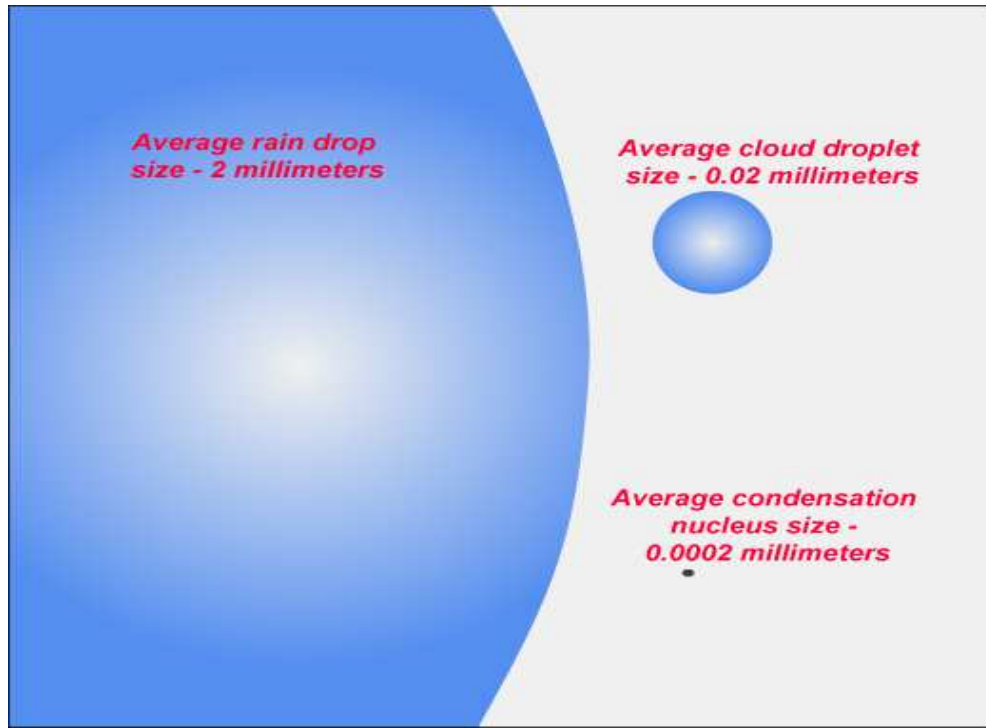


Imagen 2. Diferencias de tamaño entre una gota de lluvia y una gota de una nube.

A su vez las gotitas de nube son mucho más grandes que los núcleos de condensación sobre los que crecen.

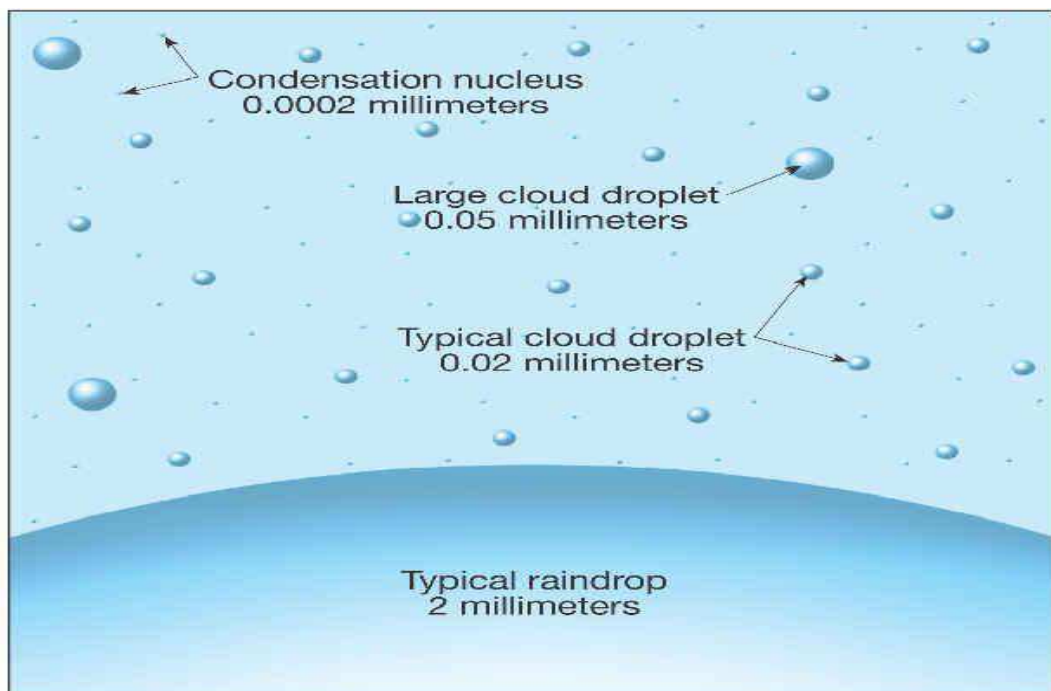


Imagen 3. Diferencias de tamaño entre una gota de nube y los núcleos de condensación.

8.4. Mecanismos de formación de los hidrometeoros.

Son varios los mecanismos de formación que dan lugar a los diferentes hidrometeoros que precipitan en la atmosfera (lluvia, la nieve, el granizo, etc...). Cada uno de esos hidrometeoros tiene un mecanismo de formación distinto, pensemos en la lluvia que cae en el ámbito tropical (gotas grandes que llegan a la superficie terrestre). Allí la temperatura es más alta que en latitudes medias y altas de la Tierra, y por lo tanto en todo el espesor de las nubes el agua está líquida y mediante simplemente crecimiento de gotas y acreción de varias de ellas llegan al final al suelo gotas de gran tamaño. En el caso de lluvia en latitudes medias, allí en la parte alta de las nubes hace más frío (se forma hielo) y esos cristales también van creciendo y a medida que vamos descendiendo llegamos a una zona donde la temperatura ya está por encima de los 0°C y termina precipitando una gota de agua líquida.

Si lo que cae es nieve entonces en todo el estrato nuboso tenemos temperatura por debajo de 0°C y llega un agregado de cristales de hielo.

Quizá el caso más complejo en cuanto a formación es el del granizo. En este caso partimos de una nube de gran desarrollo vertical en cuya parte superior hay hielo (cristales de hielo) que van creciendo, y debido a las corrientes ascendentes y descendentes que hay dentro de esas nubes de tormenta (cumulonimbos) va creciendo ese hielo que finalmente precipita como tal en forma de esas bolas compactas que llegan al suelo.

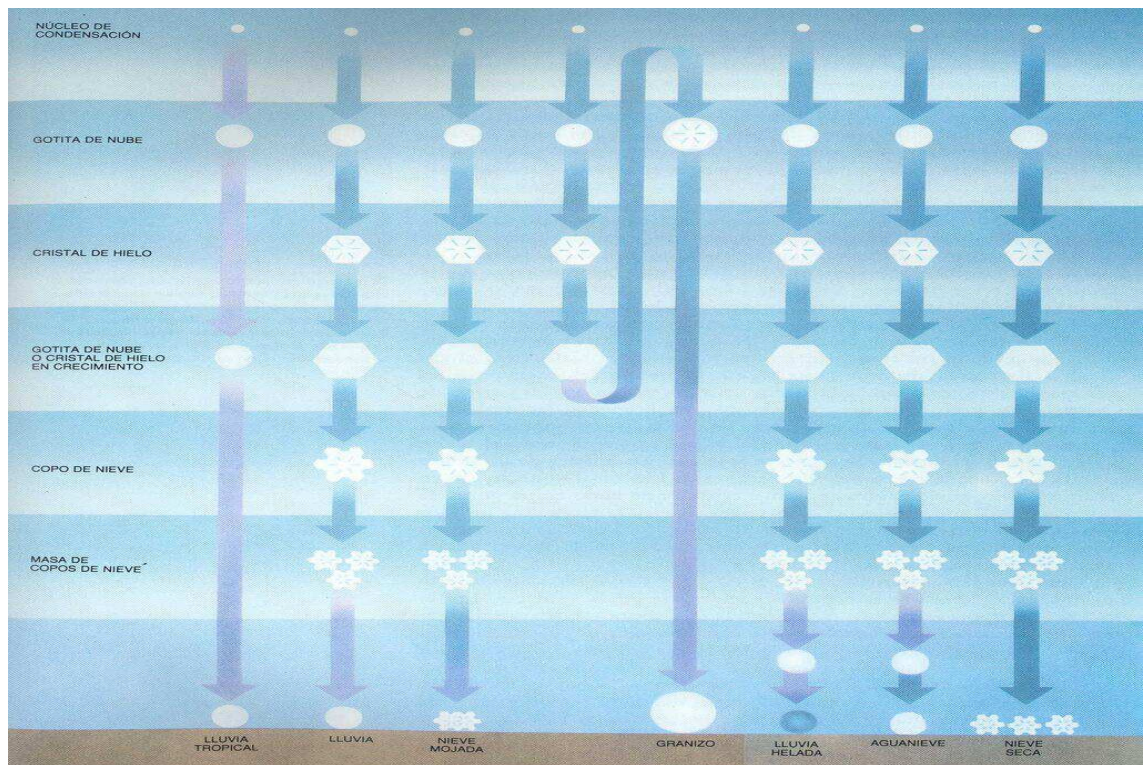


Imagen 4. Fases de formación de los distintos hidrometeoros (lluvia, nieve, granizo...).

8.5.La nieve.

Cuando la temperatura entre la base de la nube y el suelo es inferior a 0°C se producen las nevadas.



Fotografía 4.Nevada.

La nieve es un meteoro formado por agregados de cristales de hielo, conocidos como copos.



Fotografía 5.Copos de nieve.

La acumulación de copos de nieve sobre el terreno forma el característico manto blanco, muy esponjoso.



Fotografía 6. *Manto blanco.*

El manto nivoso es un gran aislante, debido a la gran cantidad de aire contenido en su seno (huecos entre cristales de hielo).

La forma con la que más comúnmente se identifica a la nieve es la estrellada, de 6 puntas.

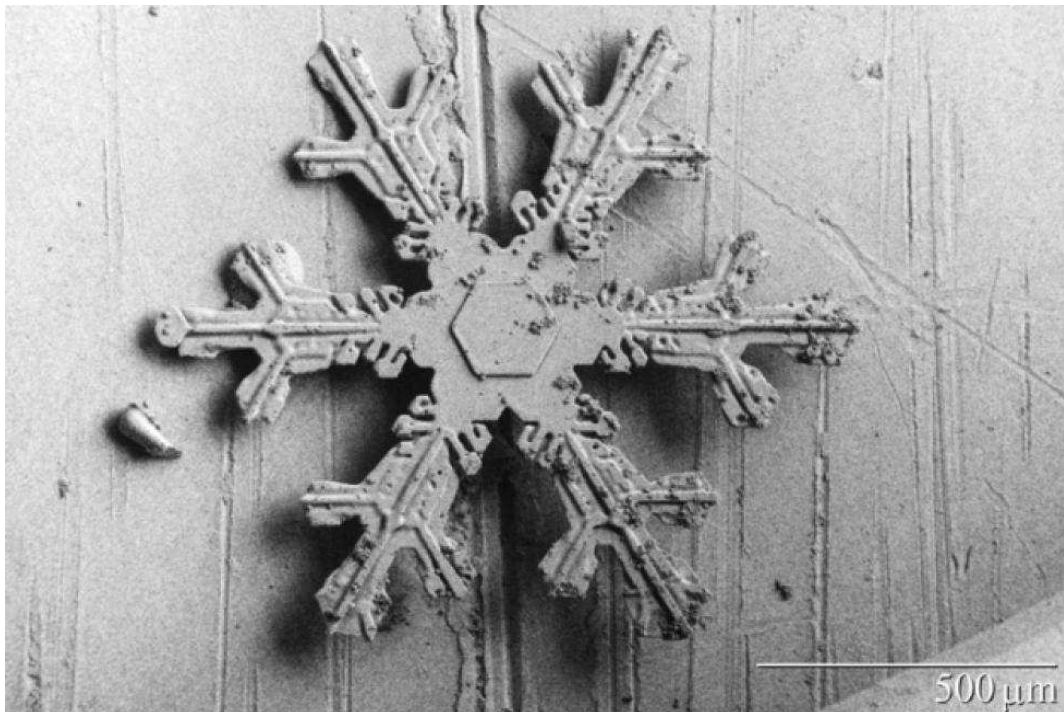


Imagen 5. *Fotografía tomada con un microscopio electrónico de la forma de la nieve.*

Sin embargo no todos los cristallitos de hielo son estrellas, hay también placas, columnas, etc....todos ellos de forma hexagonal.

Dependiendo de las condiciones de temperatura y humedad en nube, se forman un tipo u otro de cristales de hielo.

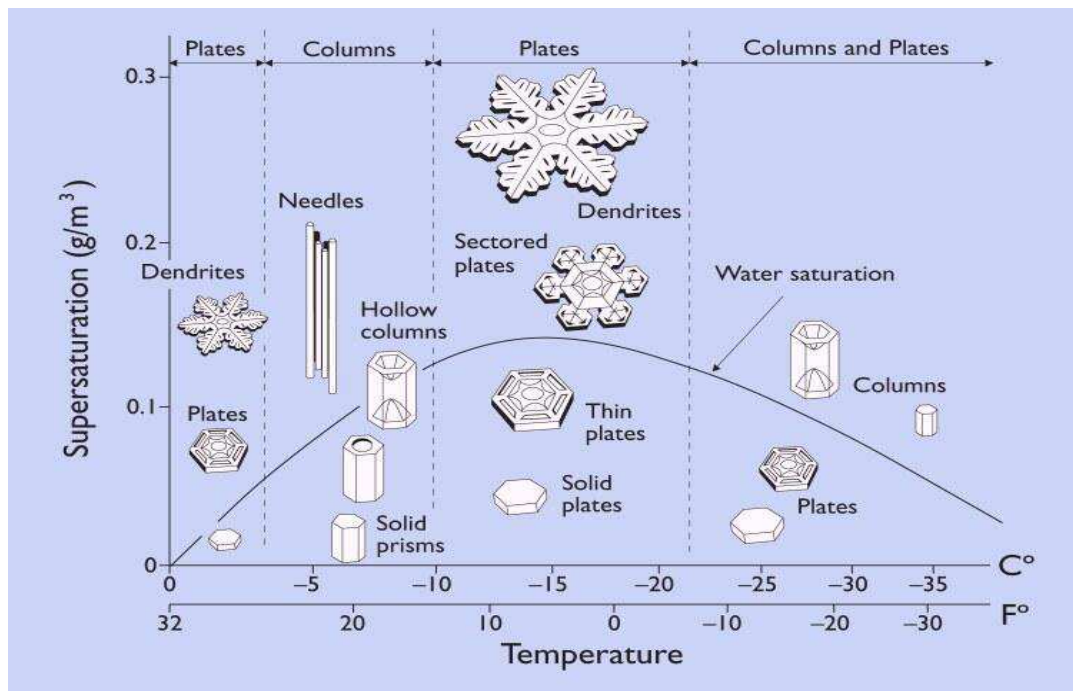


Imagen 6. Tipos de cristales de hielo en función de la temperatura y humedad en la nube.

8.6. El granizo.

En ocasiones, lo que caen de las nubes son meteoros de hielo macizo, habitualmente de forma esférica: el granizo. El granizo se origina en la parte alta de los cumulonimbos (nubes de tormenta), a temperaturas inferiores a -15°C. El crecimiento rápido de cristales de hielo en el interior de los cumulonimbos da como resultado esas bolas de hielo. Los tamaños típicos del granizo van desde un pequeño guisante hasta una avellana (unos 2 cm).



Fotografía 7. Granizo.

Ocasionalmente; pueden caer granizos amorfos y de gran tamaño, el temido pedrisco.



Fotografía 8. Pedrisco.

Esas grandes piedras de hielo son el resultado de violentas colisiones de grandes granizos en el interior de tormentas severas. Si seccionamos un granizo presenta estructura “capas de cebolla”, que resume su historia en la nube.

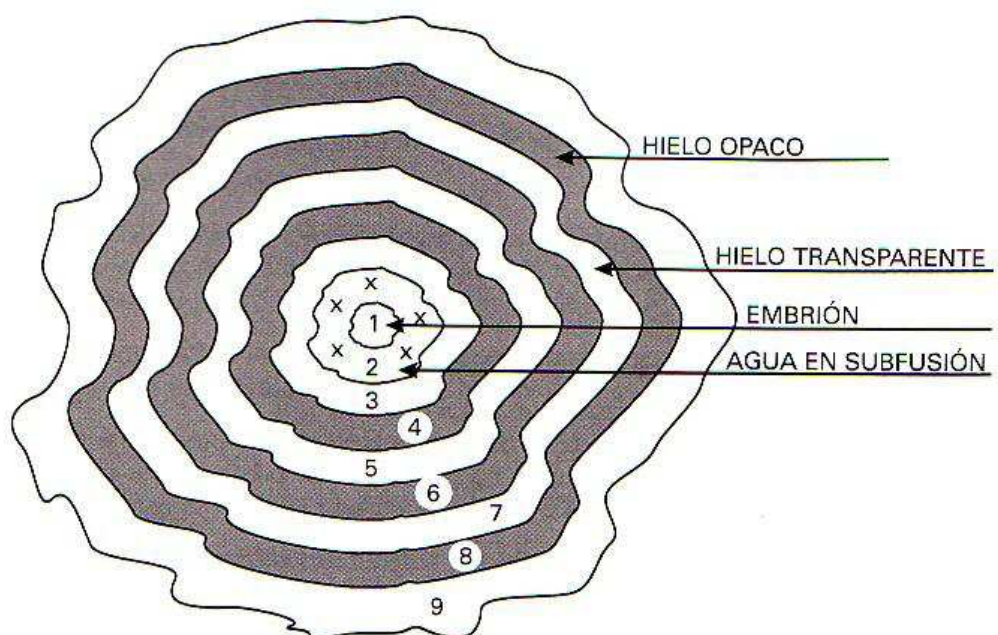


Imagen 7. Estructura del granizo “capas de cebolla”.

Vistos ya los hidrometeoros que precipitan, veremos aquellos que se depositan sobre los objetos de la superficie terrestre. Son el rocío, la helada, la escarcha y la cencellada.

8.7. El rocío.

El rocío son las gotitas que se forman a veces sobre los elementos vegetales. Estas gotitas son el resultado de la condensación del vapor de agua como consecuencia del descenso de la temperatura que tiene lugar durante la noche. Es habitual sobre todo en los meses de invierno ver formarse esas gotitas durante la madrugada y primeras horas de la mañana hasta que finalmente se evaporan.



Fotografía 9.Rocio.

La evapotranspiración de las plantas y el descenso de temperatura nocturno provoca la condensación del vapor de agua (rocío).La siguiente fotografía nos da una idea del pequeño tamaño del rocío.



Fotografía 10.Rocio.

A veces se producen rociadas, en las que todo se empapa a ras de suelo.



Imagen 11. *Rociada.*

Para que se forme el rocío no solo hace falta que la noche sea fría. Tiene que haber el suficiente contenido de humedad.

8.8. La helada, la escarcha y la cencellada.

La helada es el resultado de la congelación del agua líquida presente sobre el terreno. Un charco, por ejemplo.

La escarcha es el resultado de la congelación directa del vapor de agua al entrar en contacto con una superficie muy fría.

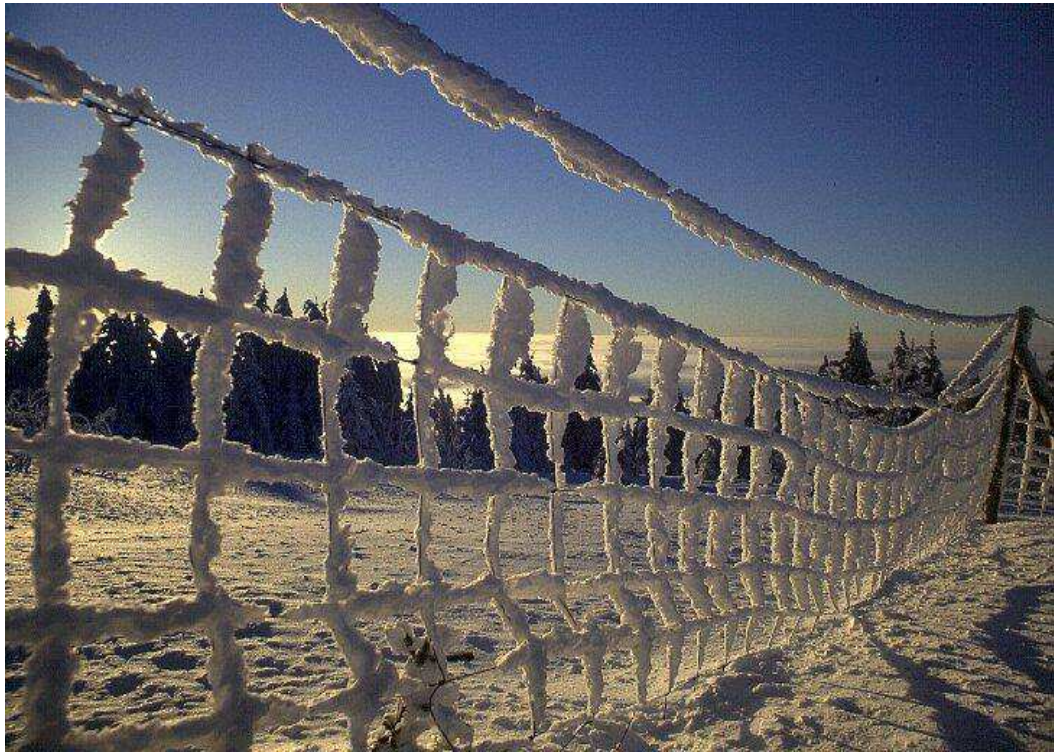
La cencellada es el resultado del impacto de las gotas (estado de subfusión) de una niebla cuando la temperatura es menor de 0°C.



Fotografía 12. *Escarcha.*



Fotografía 13. *Terreno con escarcha en una ladera umbría.*



Fotografía 14. *Cencellada sobre una valla. Las estructuras de hielo son bastante duras.*

8.9. Rociones y ventiscas.

Son hidrometeoros que escapan de la superficie terrestre empujados por el viento.

Los rociones son las pequeñas gotas que escapan de la superficie del mar al romper las olas.



Fotografía 15. *Rociones.*

Los rociones reducen la visibilidad horizontal y aportan sales marinas al aire. Futuros embriones de gotitas de lluvia.

La ventisca es la nieve que el viento levanta de un suelo nevado. También reduce mucho la visibilidad.



Fotografía 16.Ventisca.

CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPÍTULO 9. FOTOMETEOROS.

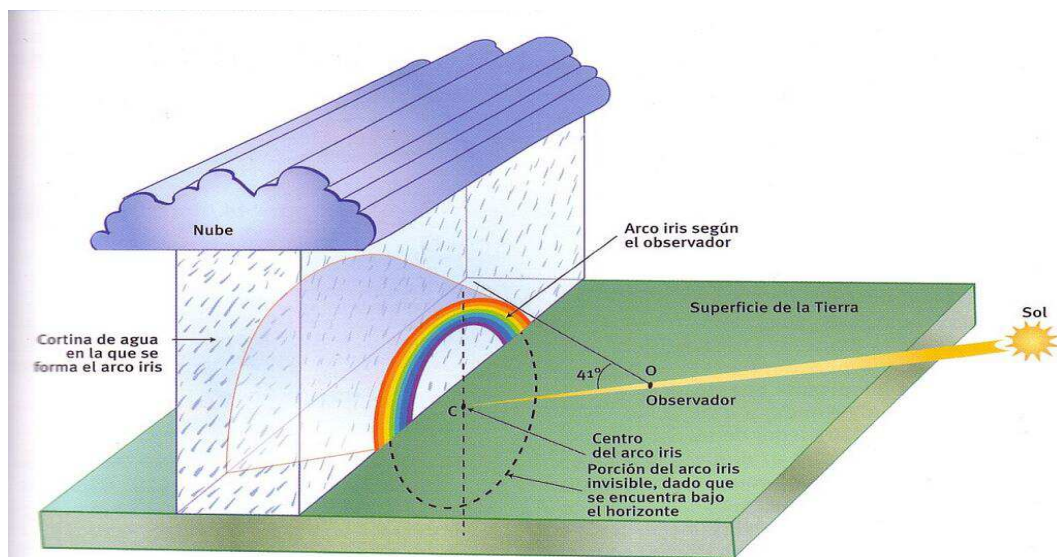
9.1. El arcoíris.

Probablemente es el fotometeoro más espectacular de todos ellos.

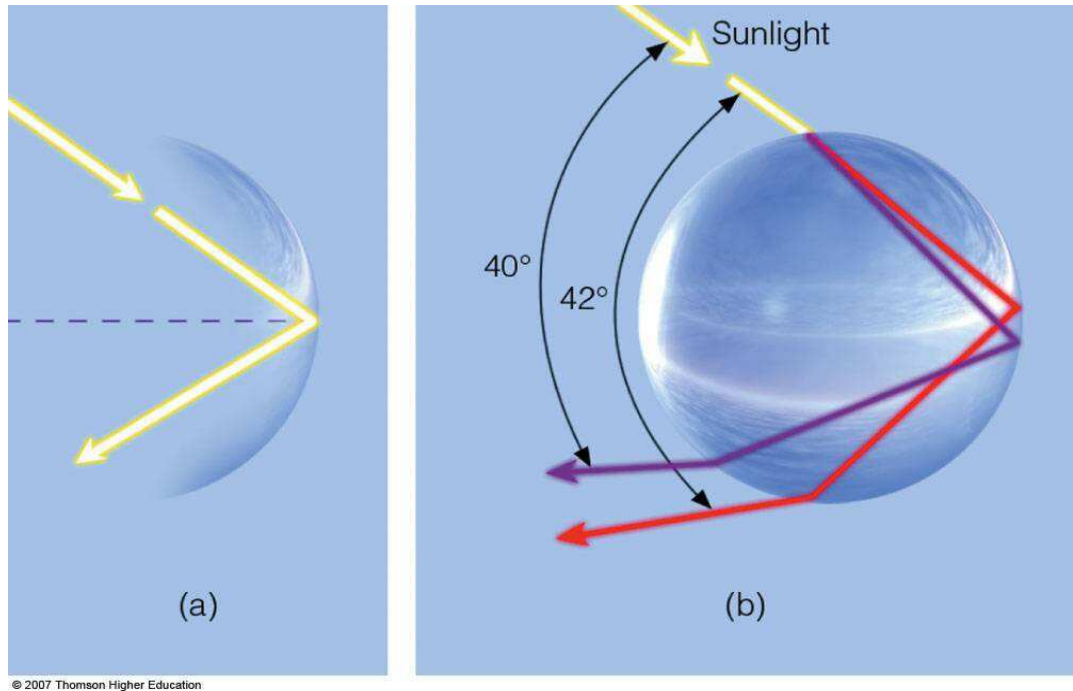


Fotografía 1. Arco iris.

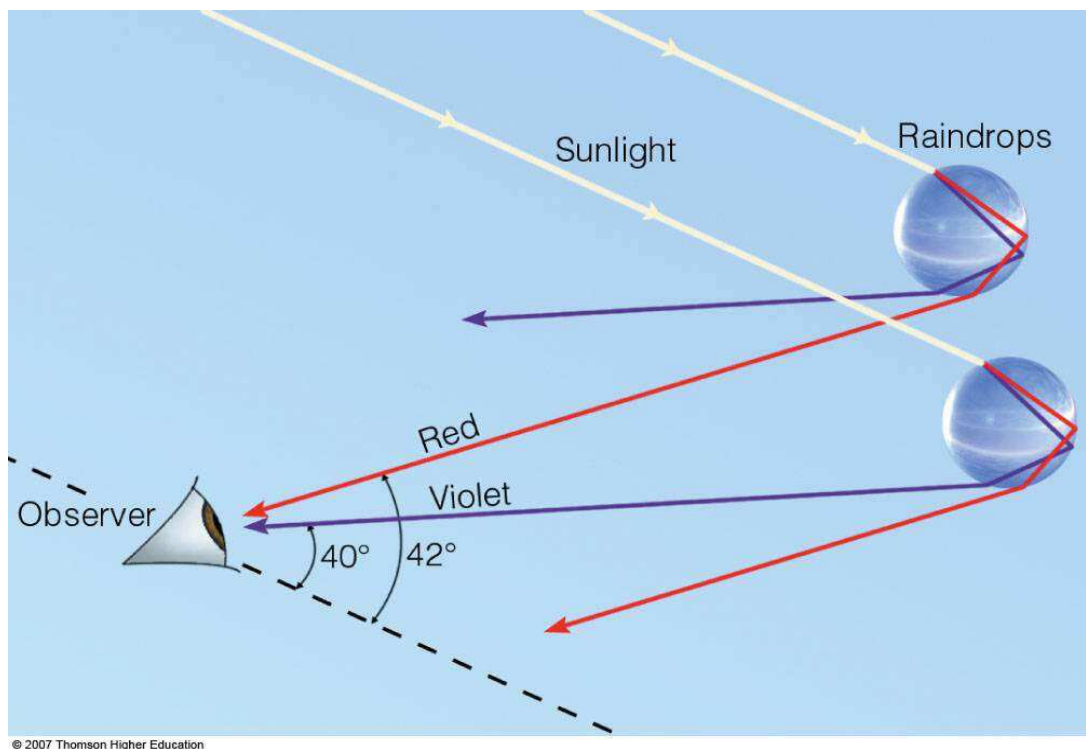
El arcoíris es el resultado de la dispersión de la luz al atravesar gotas de agua (lluvia, llovizna) presentes en el aire. Para lograr ver un arco iris hemos de tener un sol a nuestras espaldas y una cortina de precipitación frente a nosotros. En la siguiente figura vemos cual es la posición que debemos ocupar respecto al sol y a la lluvia.



Cuando un haz de luz incide en una gota, al penetrar en ella sufre una 1ª refracción. Tiene lugar la separación de los colores. Los haces monocromáticos viajan a distinta velocidad dentro de las gotas. Emergen de ellas bajo ángulos distintos. En la siguiente figura podemos ver cuál es el diferente ángulo de emergencia de la luz roja y violeta (extremos del espectro visible).



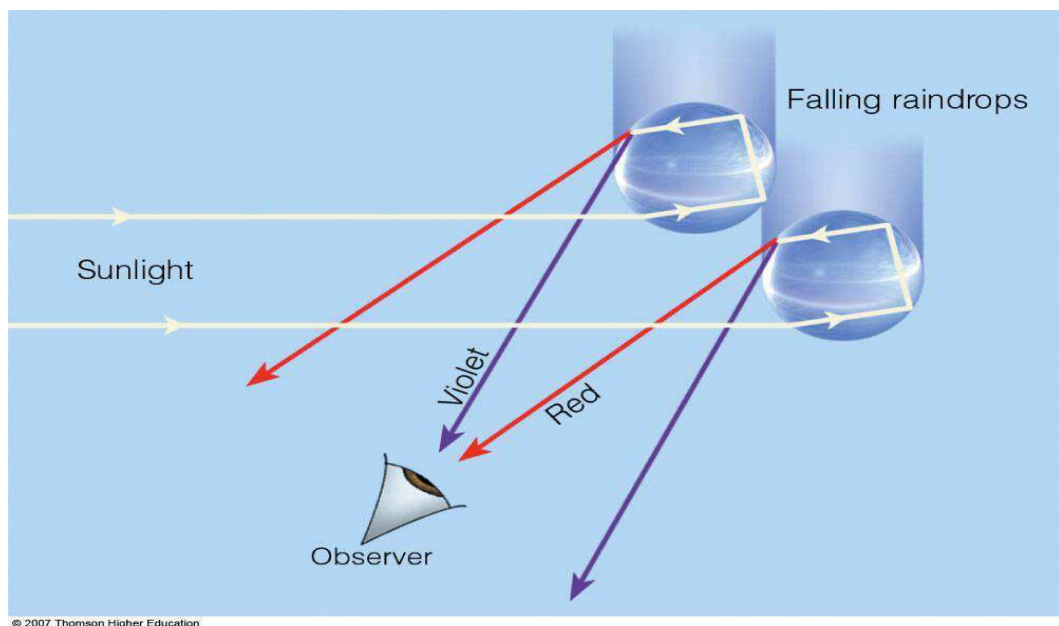
A nuestros ojos llegan haces de colores diferentes de gotas diferentes. Procesamos toda la información.



La forma circular del arcoíris es debido a la simetría esférica de las gotas de lluvia. Solemos ver un solo semicírculo debido a que el horizonte nos impide ver la otra mitad del arcoíris. En ocasiones logramos ver un segundo arcoíris situado por encima del principal. Se trata del secundario.



El arcoíris secundario presenta los colores invertidos y es mucho más tenue, con los colores difuminados. El arcoíris secundario es consecuencia de una 2ª reflexión interna de los haces de luz que tiene lugar en el interior de las gotas. En la siguiente figura tenemos el esquema que nos permite entender la aparición del arcoíris secundario.



Hay más fenómenos ópticos en los que la luz blanca procedente del sol logra descomponerse en los distintos colores.

9.2. Irisaciones.

Los cristales de hielo que componen los cirros logran a veces dispersar la luz, dando lugar a las iridiscencias.



Las iridiscencias o irisaciones presentan a veces un aspecto nacarado. Suelen predominar colores verdes y rosáceos.

9.3. Gloria o espectro de Brocken.

Cuando viajamos en avión es posible que alguna vez veamos la sombra del avión proyectada sobre las nubes, rodeada de unas irisaciones. Este fenómeno recibe el nombre de gloria o anillos de Ulloa. La glorias que rodean las sombras de objetos (como la del avión) son debidas a fenómenos de interferencia de la luz.

También es posible ver anillos irisados alrededor de la sombra de un montañero cuando proyecta su sombra sobre una niebla. Este fotometeoros recibe el nombre de espectro de Brocken.

Para que se produzca este fenómeno óptico tiene que haber unas gotitas de agua (en el caso del espectro de Brocken una niebla y en el caso de la gloria un manto

de nubes) y la luz que hay alrededor de la sombra proyectada por los objetos se difracta, y se forman esos anillos irisados entorno a las sombras de los objetos.



Fotografía 1. *Gloria o anillos de Ulloa.*



Fotografía 2. *Espectro de Brocken.*

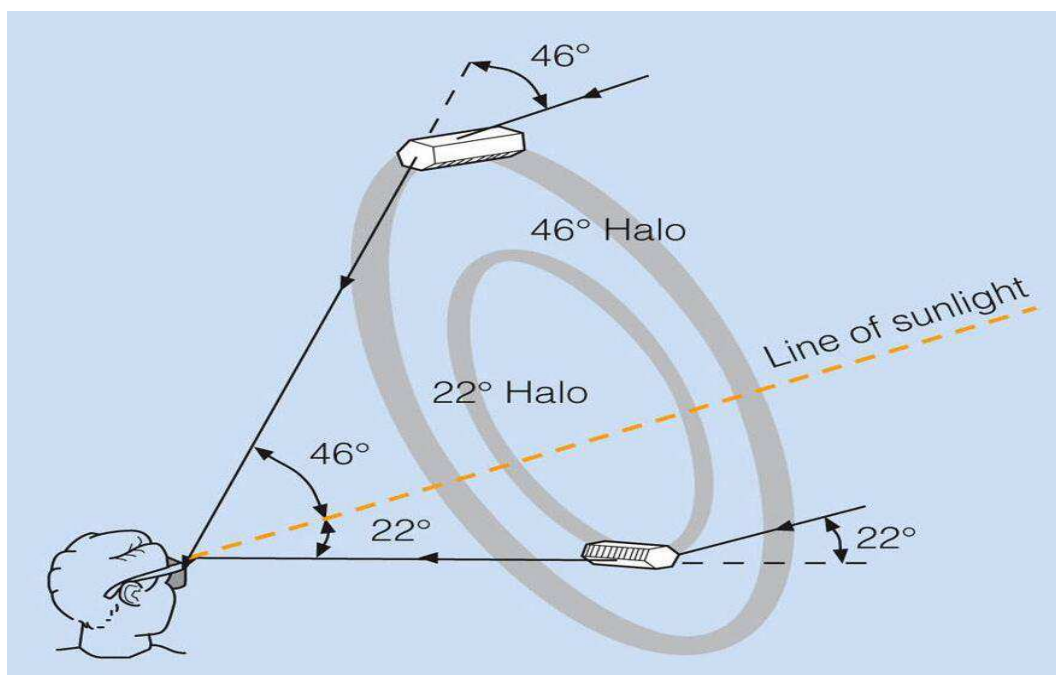
9.4. El halo ordinario.

Un fenómeno óptico atmosférico relativamente común en invierno, cuando tenemos cirroestratos, es el halo ordinario (de 22°).

El halo puede ser solar (como el de la fotografía de abajo) o lunar. Su aparición augura un cambio de tiempo de lluvia.



Los cirroestratos (nubes altas) están formados por pequeñas columnas de hielo que desvían la luz, formándose el halo. Dependiendo de cómo incida la luz en esas pequeñas columnas de hielo, tendremos un halo de 22° o uno de mayor diámetro angular (46°). En la siguiente figura podemos observar como se forman los distintos halos.



En el halo de 22° penetra por las bases hexagonales de esas pequeñas columnas de hielo y sale por las caras laterales, mientras que en el halo de 46° la luz es capaz de penetrar por las caras laterales y salir por las bases.

9.5. Los parhelios o soles falsos.

En ocasiones la luz que desvían los cristales de hielo se concentra en un par de zonas a uno y otro lado del sol.

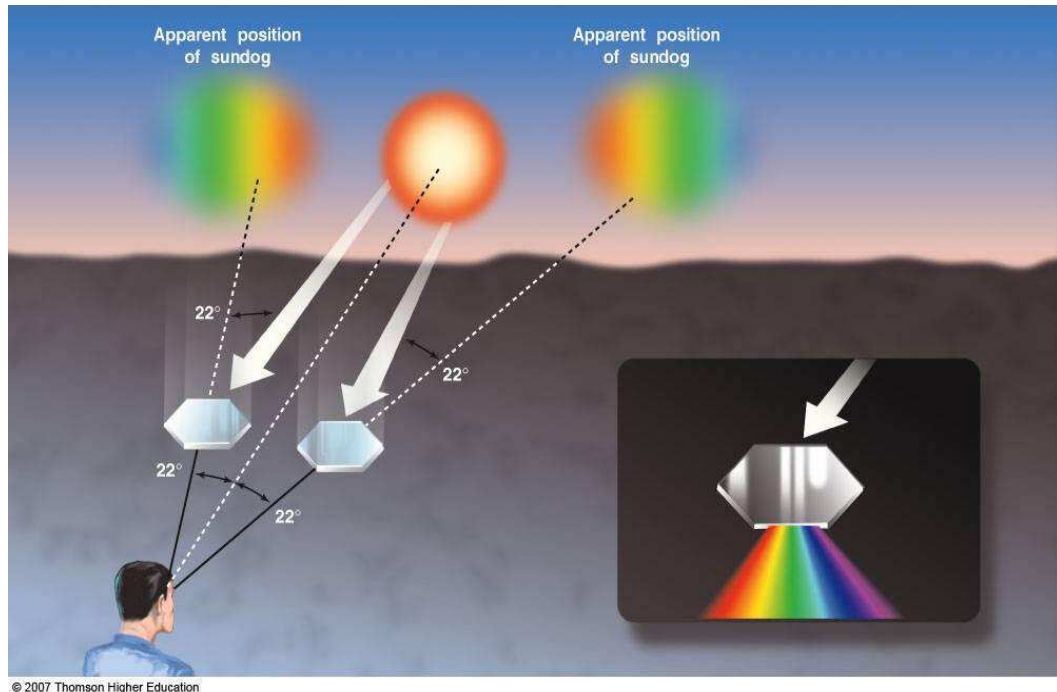
En la siguiente fotografía una luminaria como la de la derecha recibe el nombre de parhelio o sol falso (sundog, en ingles).



Si la capa de cirroestratos es muy uniforme podremos ver 2 parhelios, flanqueando al sol.



Los soles falsos o parhelios se circunscriben en el halo ordinario (de 22°). A veces, no siempre, se ven irisados. Los cristales de hielo que dan lugar a los parhelios son placas hexagonales (no columnas), debidamente orientadas. En la siguiente figura podemos ver el esquema de formación de los parhelios.



La explicación de la formación o la concentración de la luz en esos puntos se explica por la manera en que se desvía la luz al atravesar los pequeños cristales de hielo que forman esos cirroestratos que tiene que haber en el cielo. Pero en esta ocasión hablamos de placas hexagonales. Aquí la desviación de la luz es de 22° con respecto al sol hacia un lado y hacia el otro, y de ahí que se concentren esas dos luminarias a un lado y otro lado del sol.

9.6. Los pilares o columnas de luz.

Los cristales de hielo presentes en el aire también pueden proyectar la luz de la fuente luminosa hacia arriba, lo que se conoce como columna o pilar de sol. (Fotografía 3)

Los pilares de luz son bastante comunes en las regiones frías, con presencia permanente de cristales de hielo en el aire. En esas regiones frías cualquier fuente de luz próxima al suelo puede dar lugar a esos pilares. (Fotografía 4)



Fotografía 3. *Columna o pilar de sol.*



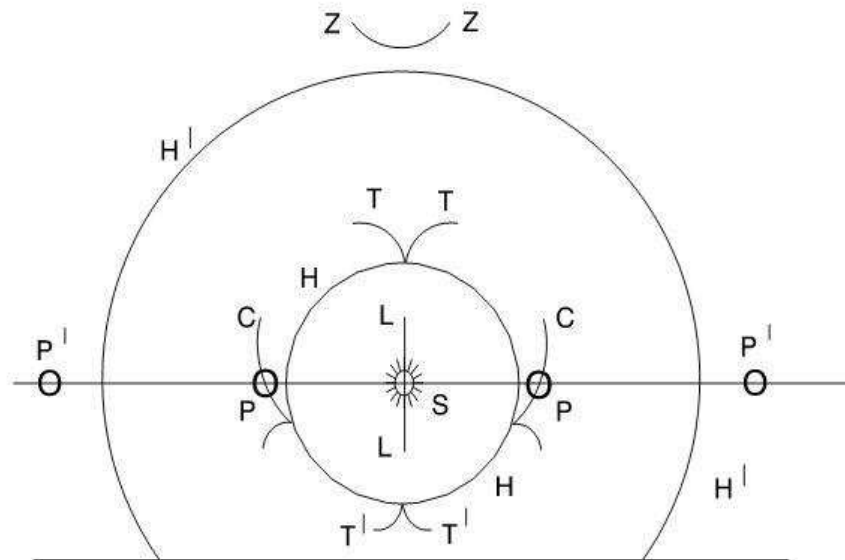
Fotografía 4. *Columna o pilar de sol.*

9.7. Fotometeoros en las regiones frías.

En las regiones frías del planeta hay una gran variedad de fenómenos ópticos atmosféricos.



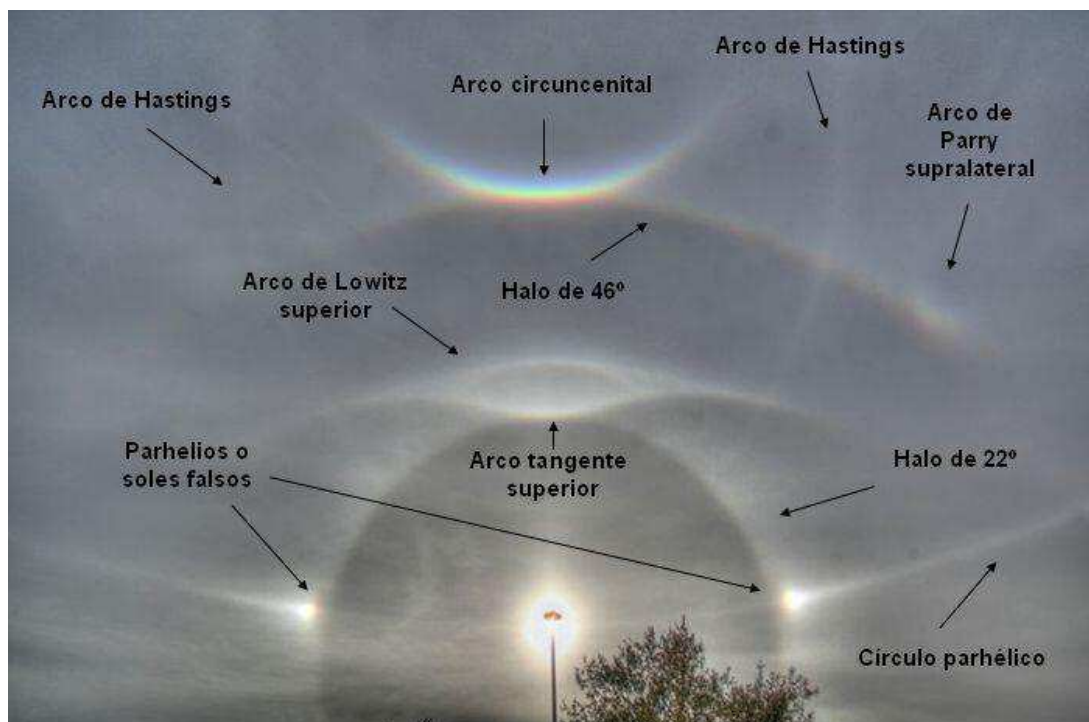
Los cristales de hielo de todo tipo y condición presentes en esos gélidos ambientes desvían la luz en múltiples direcciones. En la siguiente figura podemos ver los nombres de algunos de esos fenómenos luminosos que se ven a veces en las regiones frías.



Ilustra. 43. Principales figuras de un halo:

S:	Sol.	HH:	Halo ordinario.
H'H':	Halo extraordinario.	PP:	Parhelios principales.
P'P':	Parhelios secundarios.	ZZ:	Arco circuncenital.
T'T':	Arcos tangentes inferiores.	TT:	Arcos tangentes superiores.
CC:	Círculo parhético.	LL:	Columna.

La siguiente fotografía nos ayuda a completar la figura anterior.

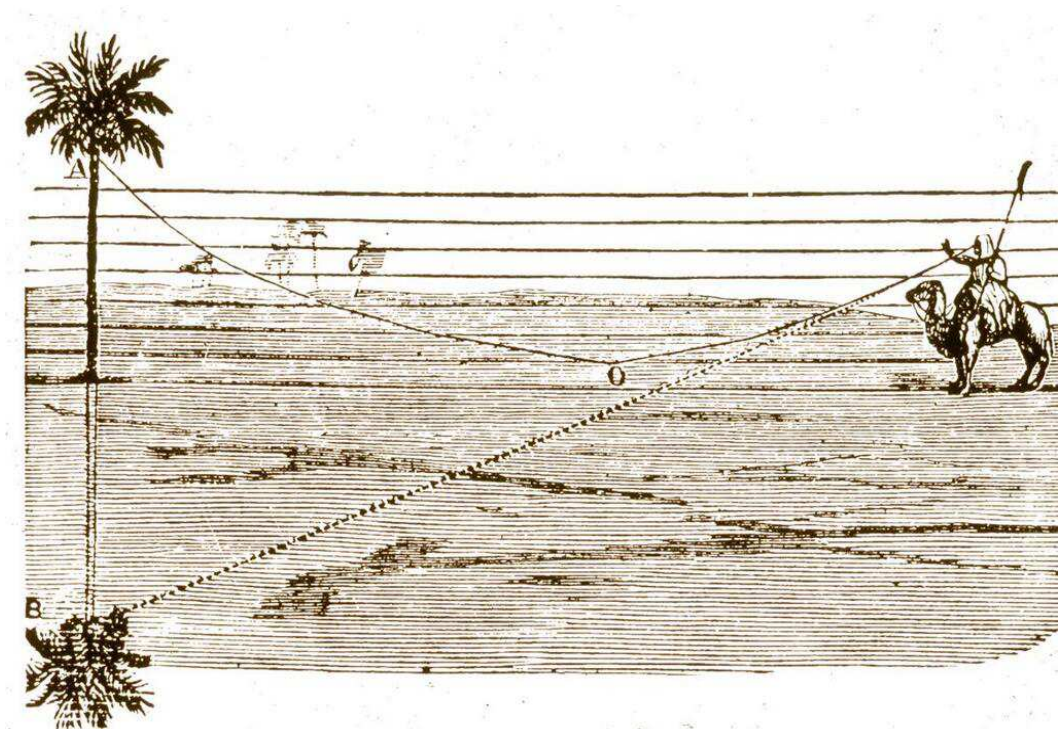


9.8. Los espejismos.

Uno de los espejismos más comunes es el que vemos sobre el asfalto de una carretera, especialmente en verano. Los charcos que aparentemente hay sobre la carretera son el reflejo de una porción de cielo.



Esos “charcos” son un espejismo inferior, consecuencia de la refracción de la luz a través de un aire muy caliente. Los espejismos inferiores son igualmente comunes en los desiertos (visión de oasis inexistentes).



En los espejismos inferiores la luz del cielo al aproximarse al suelo se va curvando hacia arriba (de forma cóncava).

Cuando lo que tenemos junto a la superficie terrestre es aire muy frío, la curvatura de los rayos es al revés (convexa). En este caso tenemos un espejismo superior, llamado Fata Morgana.



Los espejismos superiores son habituales en los mares fríos. Se elevan los objetos del horizonte.



9.9. La luz crepuscular.

De entre todos los fotometeoros, podemos considerar también como uno de ellos a la propia luz que emana de la atmosfera o del aire, el color azul que tiene el cielo cuando no hay nubes o la luz crepuscular que aparece cuando el sol se encuentra por debajo del horizonte.

En este caso deja de ser el color del cielo azul y en esa zona se aprecian tonalidades amarillentas, anaranjadas, rojizas en ocasiones.



Esto se debe la presencia o concentración de partículas solidas en suspensión en las cercanías de la superficie terrestre. Justo cuando los rayos son mas rasantes atraviesan un aire cargado de esas partículas y la dispersión ocurre de diferente manera que cuando la luz incide verticalmente.

CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPITULO 10. FENÓMENOS METEOROLÓGICOS ADVERSOS.

Un fenómeno meteorológico adverso es aquel que puede poner en peligro nuestra integridad física.

10.1. Las tormentas.

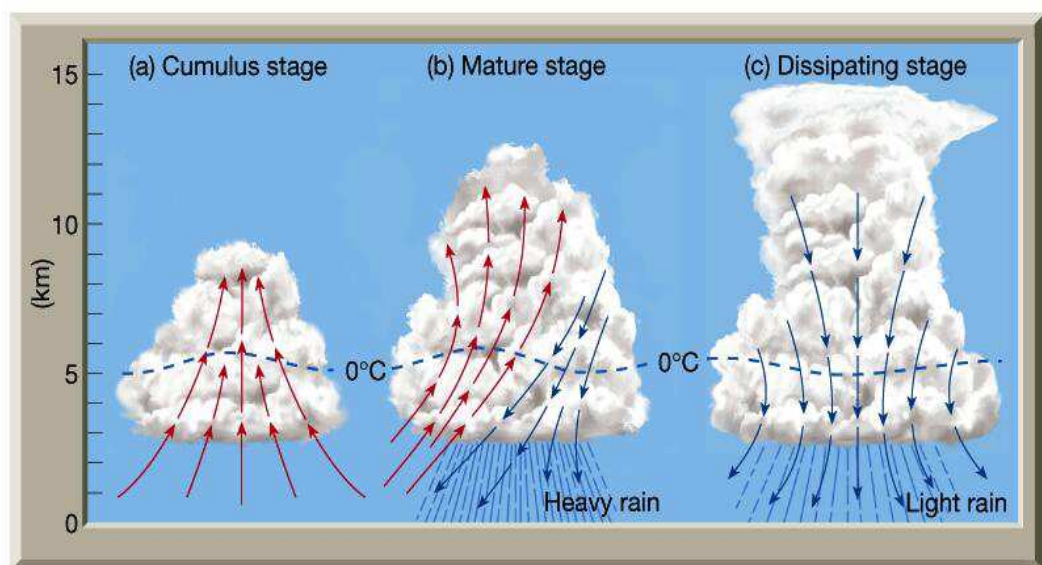
Las tormentas eléctricas son posiblemente los FMA más comunes, si bien no todas son igual de intensas.



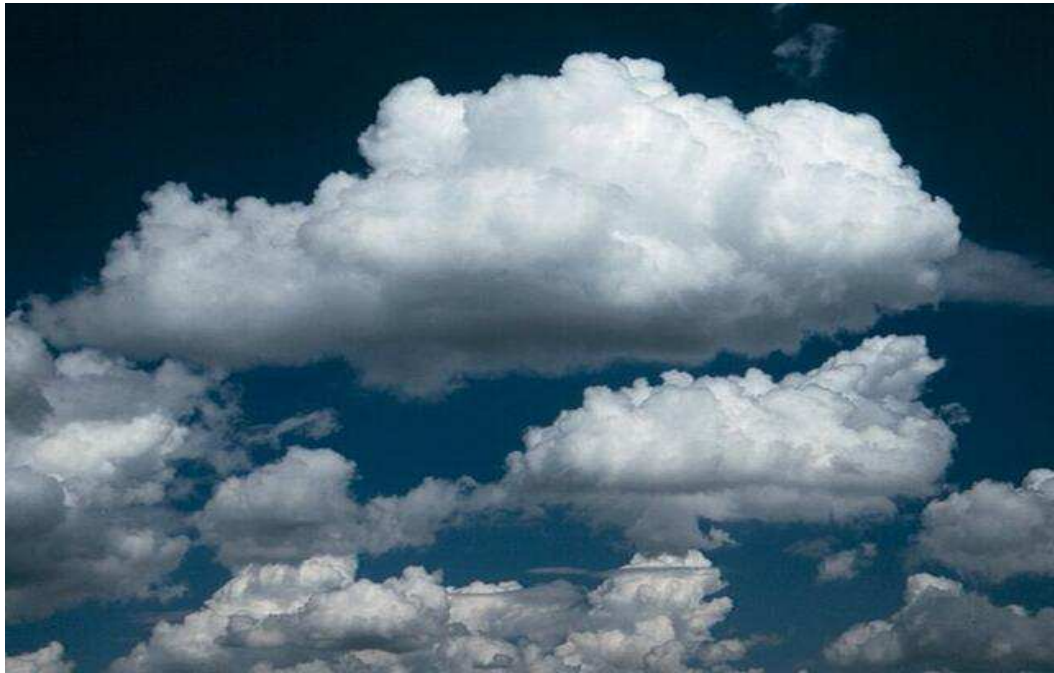
Las tormentas son las encargadas de mantener en equilibrio la carga eléctrica de la superficie terrestre y atmosfera. Las nubes de tormenta son los cumulonimbos, que son nubes de gran desarrollo vertical y aspecto imponente.



El ciclo de vida de una tormenta ordinaria tiene 3 fases bien diferenciadas.



En una 1ª fase (de desarrollo o de cumulo), todo en la nube tormentosa son corrientes ascendentes de aire. Los cúmulos crecen hacia arriba impulsados por esas ascendencias.



En la parte alta de los cúmulos comienzan a formarse granizos, cada vez más y más grandes, que terminan precipitando. En la fase de desarrollo de la tormenta coexisten en ella corrientes ascendentes y descendentes de aire.



El cumulonimbo marca el inicio del fin de la tormenta (fase de disipación). Todo en ella son descensos de aire (frío). En la siguiente fotografía podemos observar el aspecto que muestra un cumulonimbo, con su parte alta aplastada formando el característico yunque.



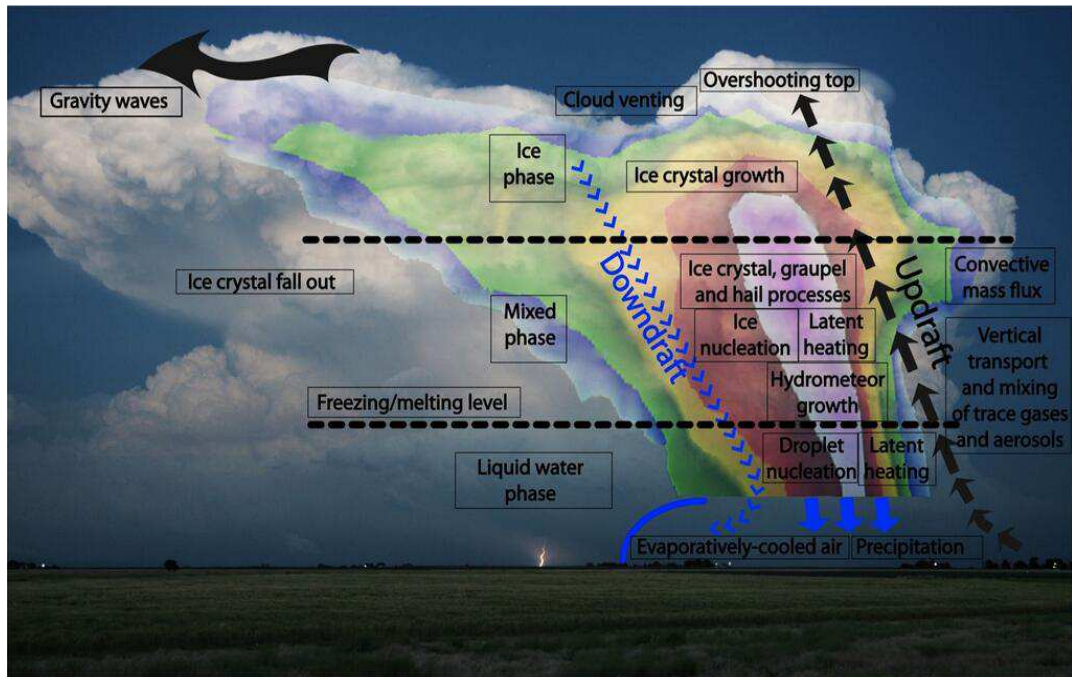
En las nubes tormentosas, aparte de actividad eléctrica hay un frenético ir y venir de distintos hidrometeoros, turbulencias, etc...

10.2. Las tres fases de una tormenta.

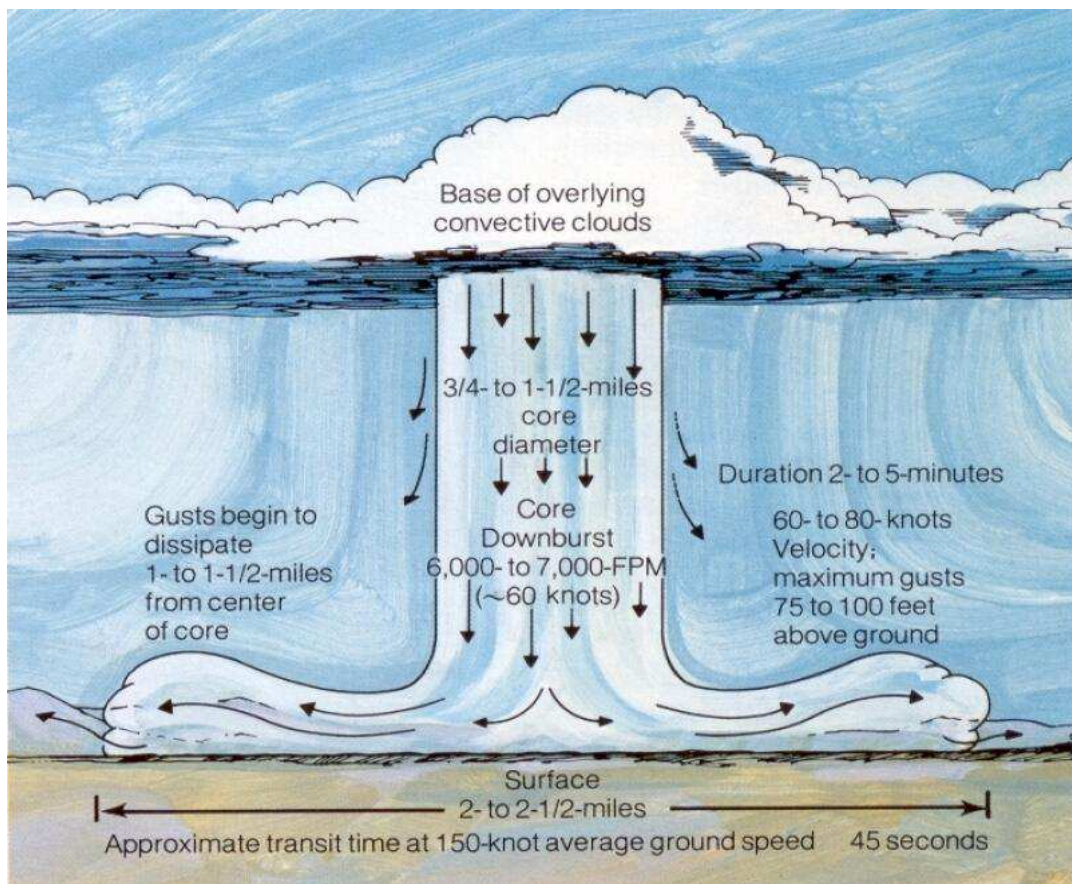
El ciclo de vida de una tormenta eléctrica ordinaria está formado por 3 fases:

La primera de cumulo en la cual empiezan a engordar esas nubes de desarrollo vertical, las cuales poco a poco van adquiriendo mayor dimensión vertical. En esta primera fase todo dentro de la nube son corrientes de aire ascendentes. Poco a poco van formándose granizos en su interior en la parte alta, empiezan a precipitar y se genera una corriente descendiente en la parte delantera en la segunda fase (llamada fase de madurez). En esta fase la nube va creciendo hacia arriba con un aspecto similar al de una coliflor en su parte alta. Una vez que esta nube a llegado a su máximo desarrollo vertical, se forma el cumulonimbo, en el que todo en su interior son corrientes de aire descendentes asociadas a la precipitación en forma de granizo o de lluvia cae con intensidad en la parte baja. El aspecto que tienen estos cumulonimbos es el de una nube imponente, con la parte alta formada por hielo que forma el característico yunque aplastado, en una zona donde mandas las fuertes corrientes de viento horizontal.

En la siguiente figura podemos observar todos los fenómenos que acontecen en un cumulonimbo.



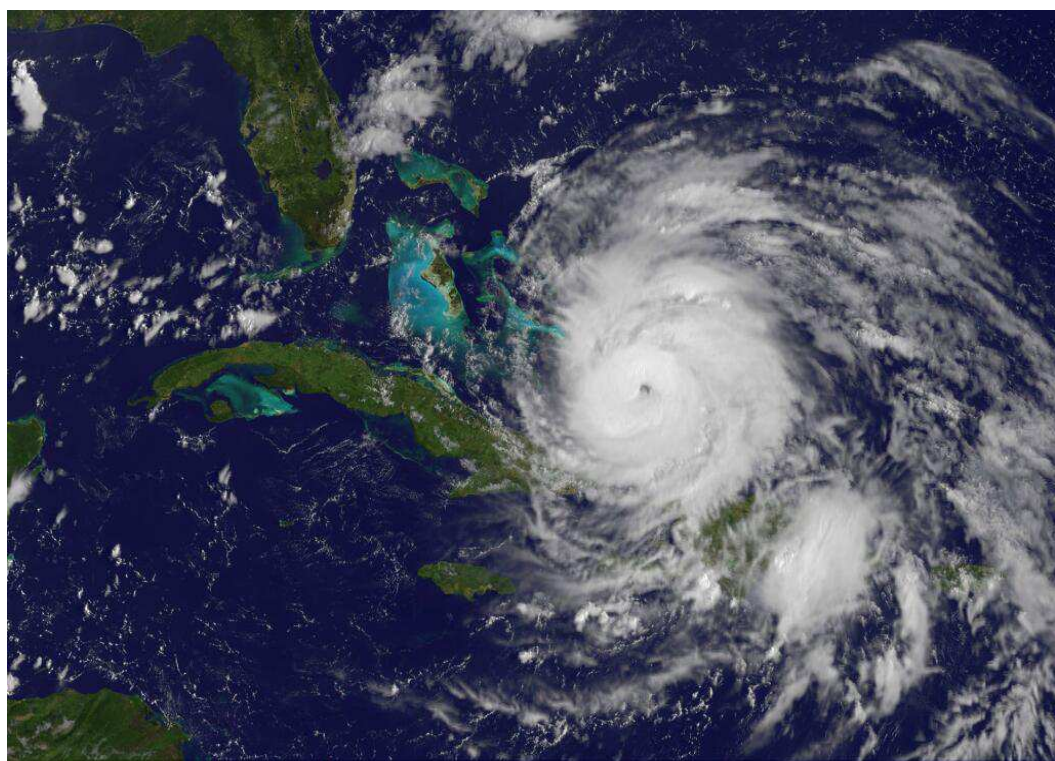
En ocasiones de la base de un Cb se produce un brusco desplome de aire frio, dando lugar a un violento microrreventon. En la siguiente figura podemos observar el esquema de un microrreventon, generador de fuertes vientos racheados.





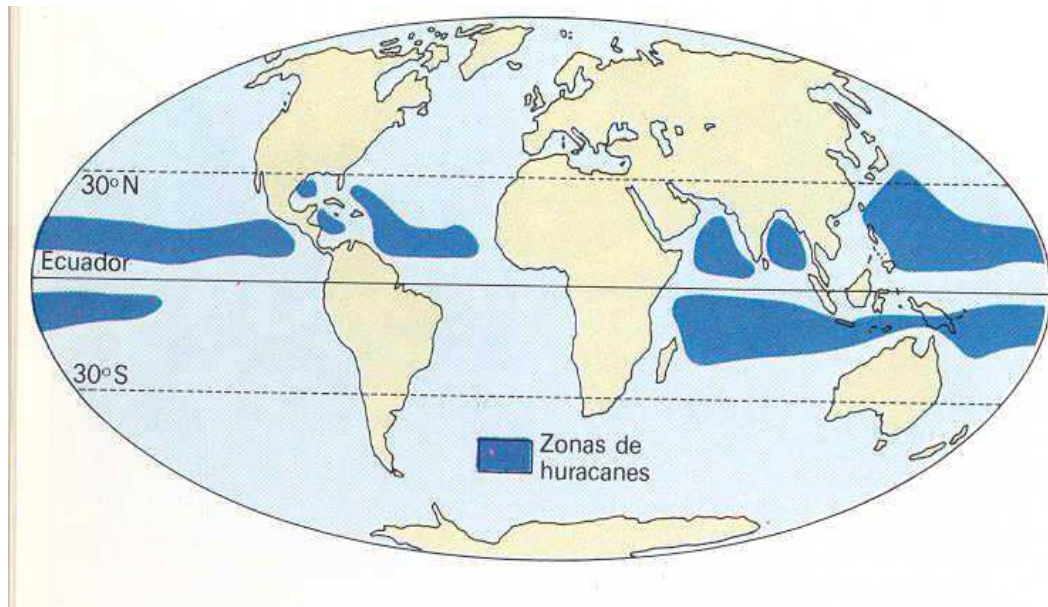
(c) Copyright 1978, Michael R. Smith

10.3. Los ciclones tropicales.

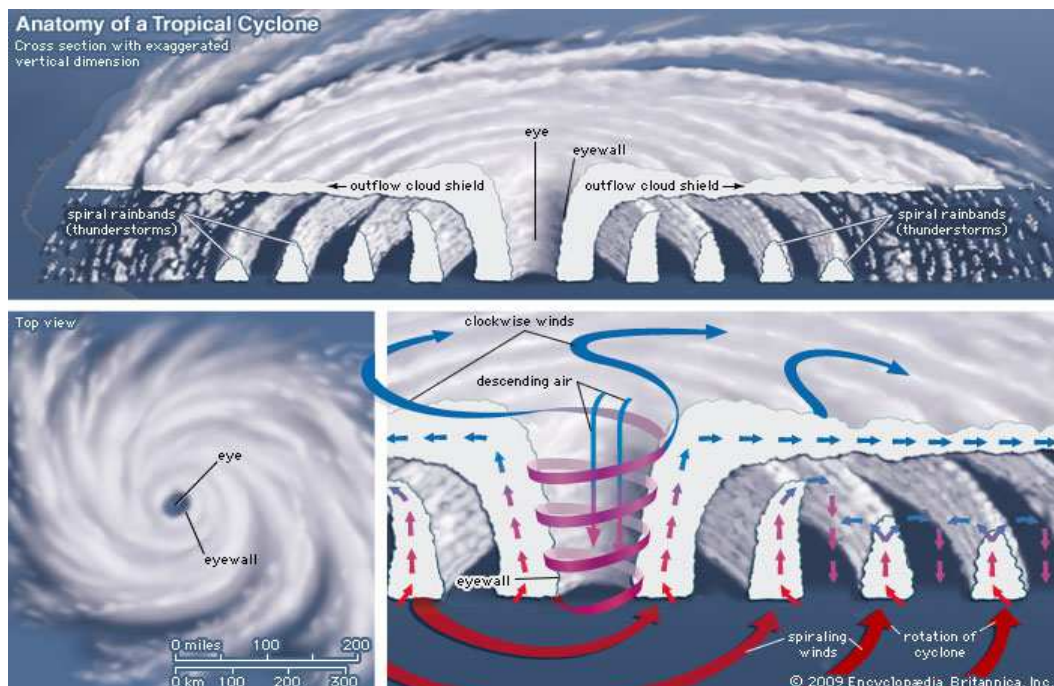


Los ciclones tropicales son áreas de baja presión con un alto grado de organización que se forma en aguas cálidas tropicales. Dependiendo de las zonas de la Tierra donde se formen, los ciclones tropicales se denominan huracanes,

tifones o ciclones. En la siguiente figura podemos observar en que zonas de la Tierra se forman los ciclones tropicales.



Estos ciclones tropicales tienen una característica estructura en espiral, en la cual en su parte central hay un ojo, que es una zona libre de nubes y una zona de calma donde se producen corrientes descendentes de aire. Alrededor del ojo se forman a diferentes distancias enormes cumulonimbos que dejan fuertes precipitaciones, y los corredores que hay en torno a ellos están afectados por vientos huracanados (vientos muy intensos tanto más cuanto más cerca estemos del ojo). Toda esta estructura tiene un diámetro que puede alcanzar varios centenares de kilómetros.

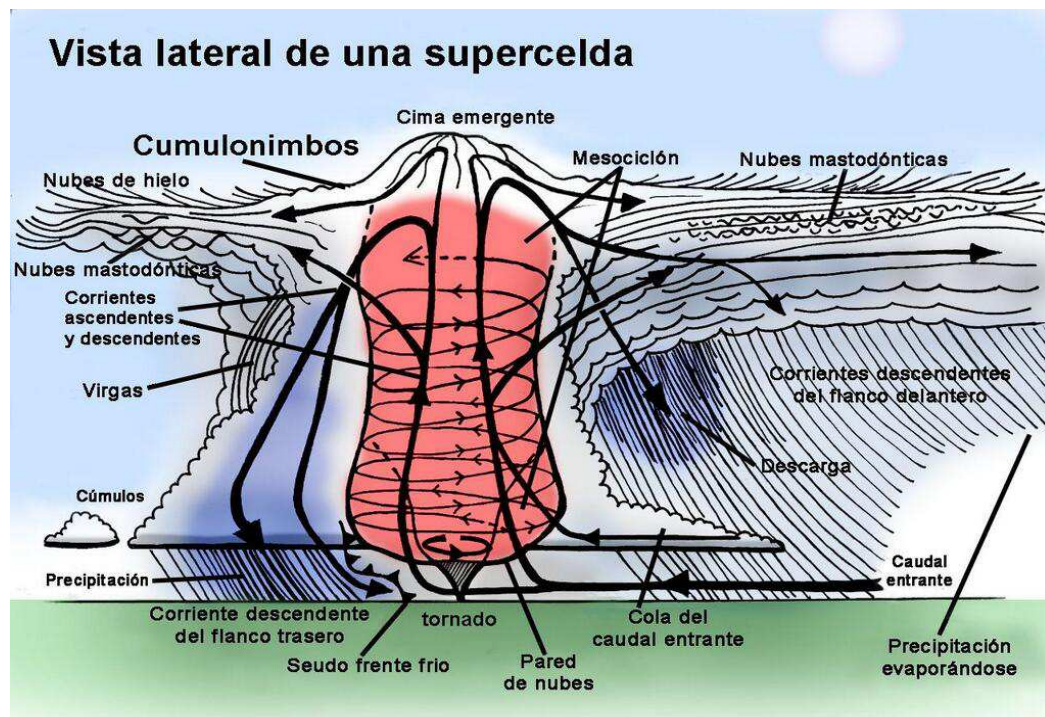


10.4. Los tornados.

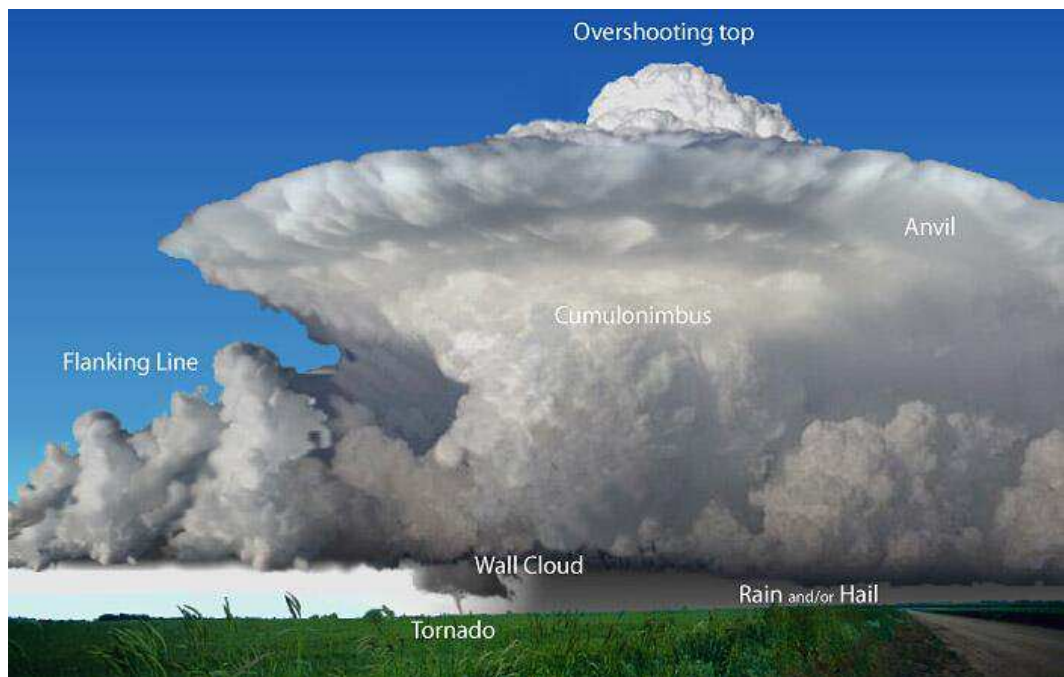
El tornado es el FMA más devastador que existe a escala local.



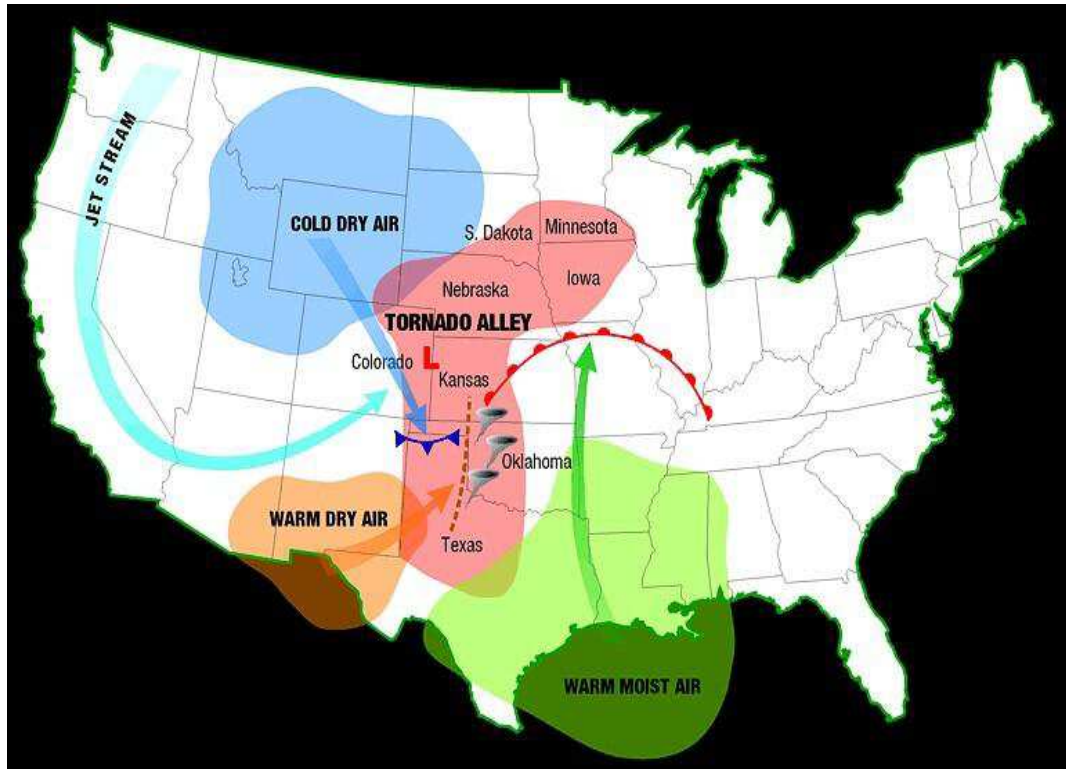
Los tornados son vórtices muy violentos que se descuelgan de la base de una tormenta no ordinaria llamada supercélula. La principal singularidad de una supercélula es que está dotada de una rotación, existiendo dentro de ella un “mesociclón”. En la siguiente figura podemos observar el esquema de una supercélula con el referido “mesociclón” (en rojo).



Las supercelulas tienen un tamaño y una duración bastante mayores que las tormentas eléctricas ordinarias. El aspecto de la supercelulas es imponente. Como muestra un botón (con sus partes indicadas).



El lugar del mundo con más tornados es una franja central de los EEUU. El llamado “Tornado Alley” o “Corredor de los tornados”.



En el mapa anterior podemos ver cuál es la ubicación del “Corredor de los tornados” de EEUU y las masas de aire que allí confluyen. Esto es así porque allí es donde confluyen 3 masas de aire características muy distintas. Por un lado un aire frío y muy seco proveniente del Norte y Noroeste de EEUU que atraviesa las rocosas y llega a las grandes llanuras. Este se encuentra con aire de procedencia Sur procedente del Golfo de México el cual es cálido y con alto contenido de humedad. Y el tercero es el aire cálido y seco procedente de los desiertos del Suroeste de los EEUU. En esta zona de convergencia de estas 3 masas de aire es donde se desarrollan esas gigantescas tormentas que dan lugar a los tornados.

Los vientos que son capaces de generar pueden alcanzar rachas superiores a 500 km/h e ir dejando una estela de destrucción a su paso.

10.5. Las trombas marinas.

Un FMA de aspecto similar al tornado es la tromba marina, llamada también manga. Se trata de una nube embudo que se descuelga desde la base de una nube de tipo cumuliforme que no obligatoriamente tiene que ser una nube tormentosa (un cumulonimbo), puede ser un cumulo de cierto desarrollo vertical.



Hay mangas marinas tornádicas y no tornádicas. Estas ultimas se descuelgan de cúmulos que no llegan a ser tormentas. No todas las mangas marinas son tornados sobre el mar asociados a supercélulas. Tanto las trombas marinas como los tornados pueden no llegar a contactar con la superficie. En este caso hablamos de una tuba (*funnel cloud*). Las trombas marinas no siempre surgen aisladas.



10.6. Las tempestades de arena.

En las áreas desérticas se producen a veces gigantescas tempestades de polvo de arena en cuya parte delantera se forma un pared de bastantes metros de altura y muchos kilómetros de longitud que avanzan por el desierto empujada por los vientos dominantes engullendo todo a su paso, reduciendo notablemente su visibilidad y una reducción casi total de la humedad relativa del aire lo que a lugar a unas condiciones bastante hostiles para la vida



En las áreas desérticas las ciudades sufren a veces las consecuencias de las tempestades de arena.

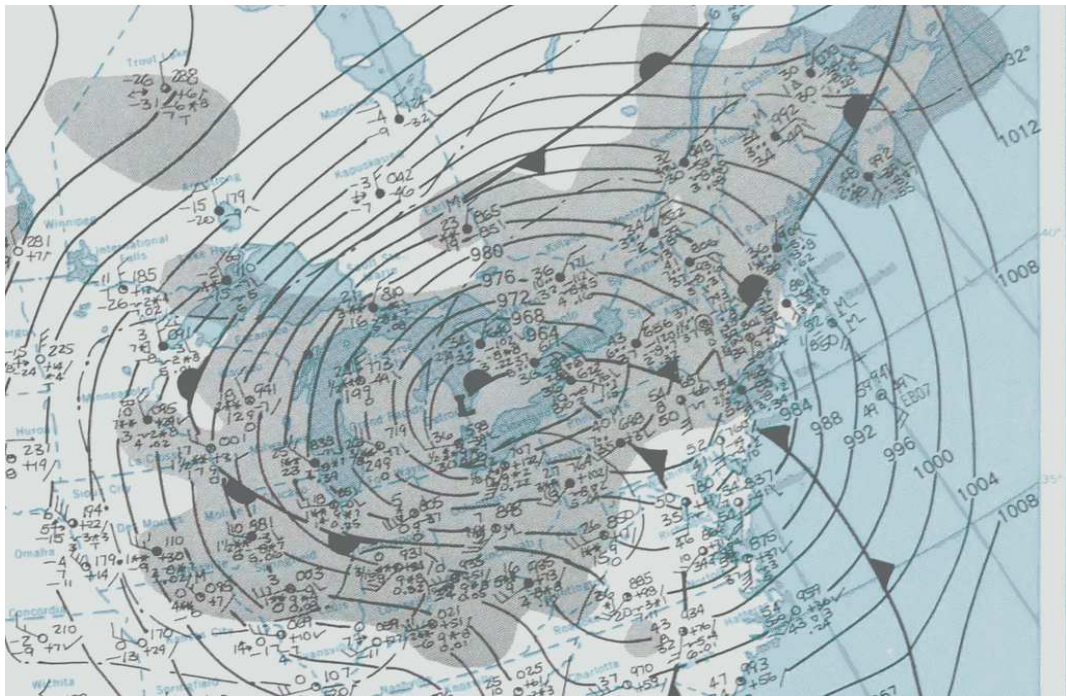


A veces estas tempestades de polvo y arena alcanzan zonas alejadas de las áreas desérticas.



10.7. Las tempestades de nieve.

Otro FMA a tener en cuenta son las tempestades de nieve, conocidas en EEUU y Canadá como blizzards. No debemos confundir una ventisca (meteorológico) con una tempestad de nieve (distinta naturaleza y orden de magnitud). Los blizzards que todos los inviernos afectan al NE de EEUU están asociados a profundas borrascas.

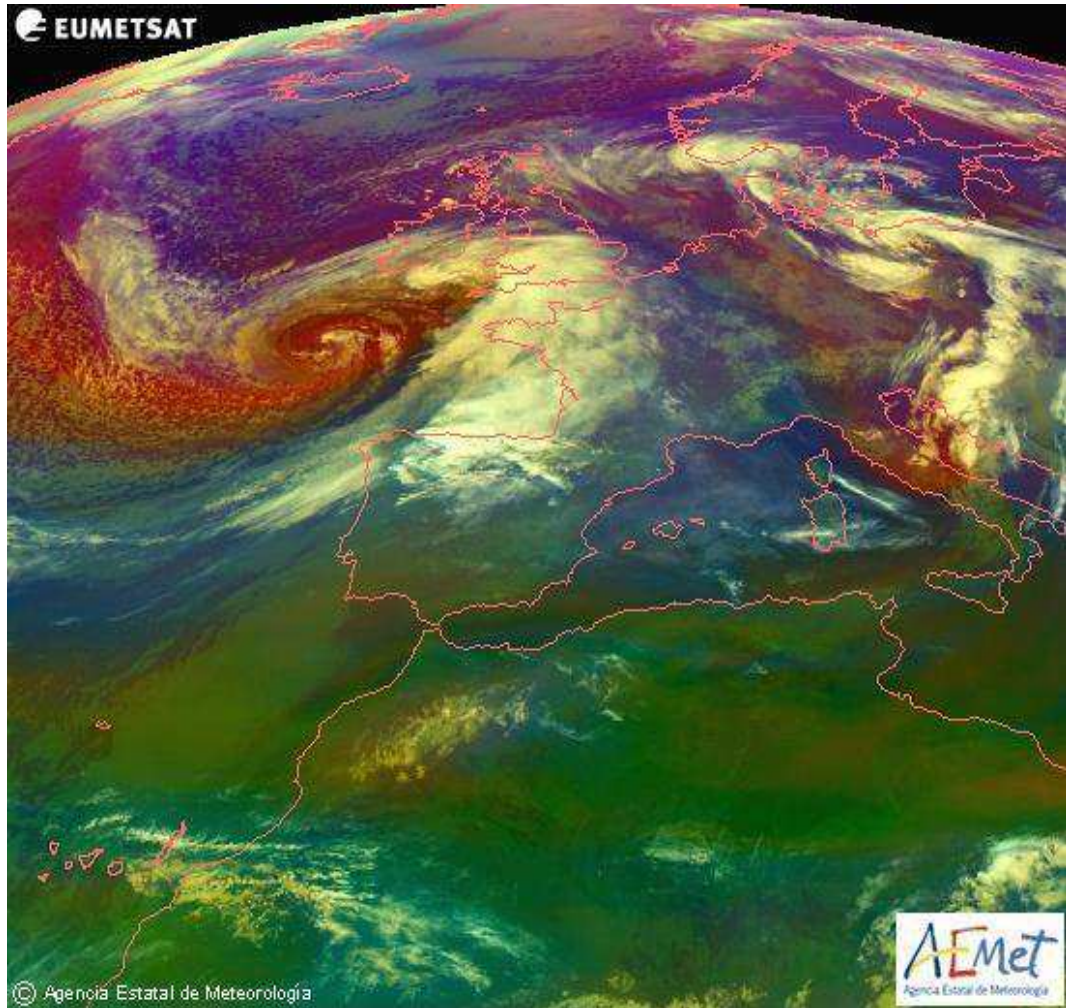


Las tempestades de nieve reducen casi a cero la visibilidad y acumulan enormes espesores.



10.8. Las ciclogénesis explosivas.

Es habitual que todos los años especialmente en invierno discurran por el Atlántico Norte borrascas más o menos profundas que afecten a los diferentes países de la fachada atlántica de Europa. Ahora bien, cuando alguna de esas borrascas se intensifica más rápido de lo normal es cuando podemos hablar de una ciclogénesis explosiva. Podemos hablar de ello cuando en 24 horas la presión en su centro ha disminuido al menos 20 hPa.



10.9. Los rayos en bola.

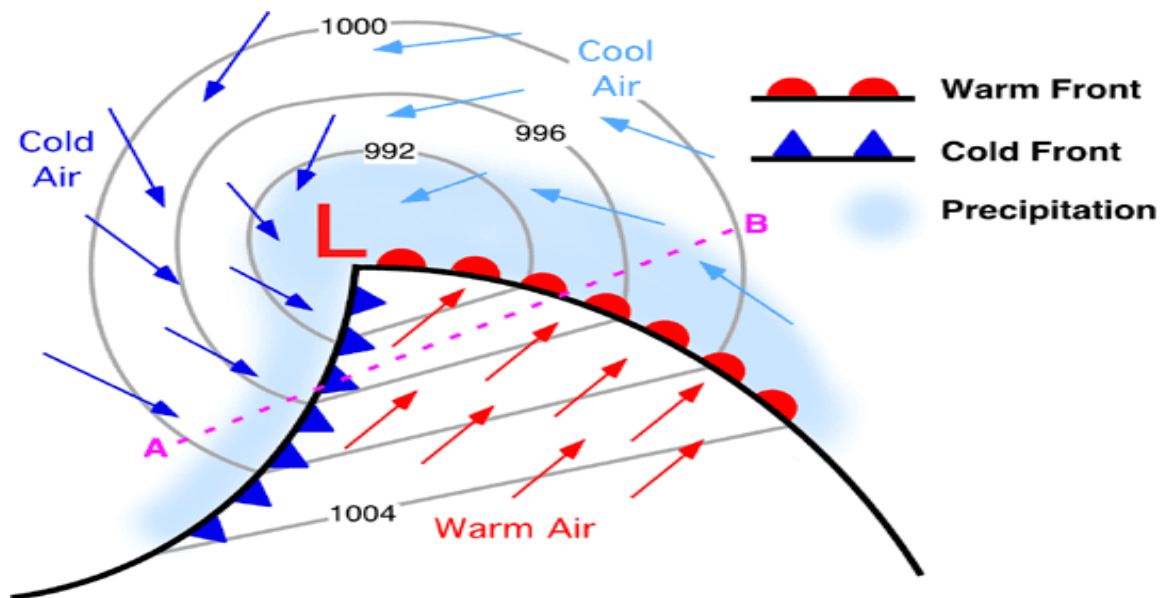
Se estima que de 1 de cada 10.000 rayos son globulares, conocidos también como rayos en bola. Existen bastantes referencias históricas a observaciones de rayos en bola. Alguna habla de explosiones al desaparecer. No existe aún una única teoría satisfactoria sobre la formación de rayos en bola, aunque empiezan a ser comprendidos. Los rayos en bola parecen ser el resultado de la interacción de algunos rayos ordinarios con el campo eléctrico terrestre. Apenas existen fotografías que documenten visualmente los rayos en bola.



Los rayos en bola están constituidos por una especie de bola o esfera de plasma de un gas ionizado a muy alta temperatura que surge como resultado de la interacción de un rayo ordinario con el campo eléctrico terrestre bajo determinadas condiciones.

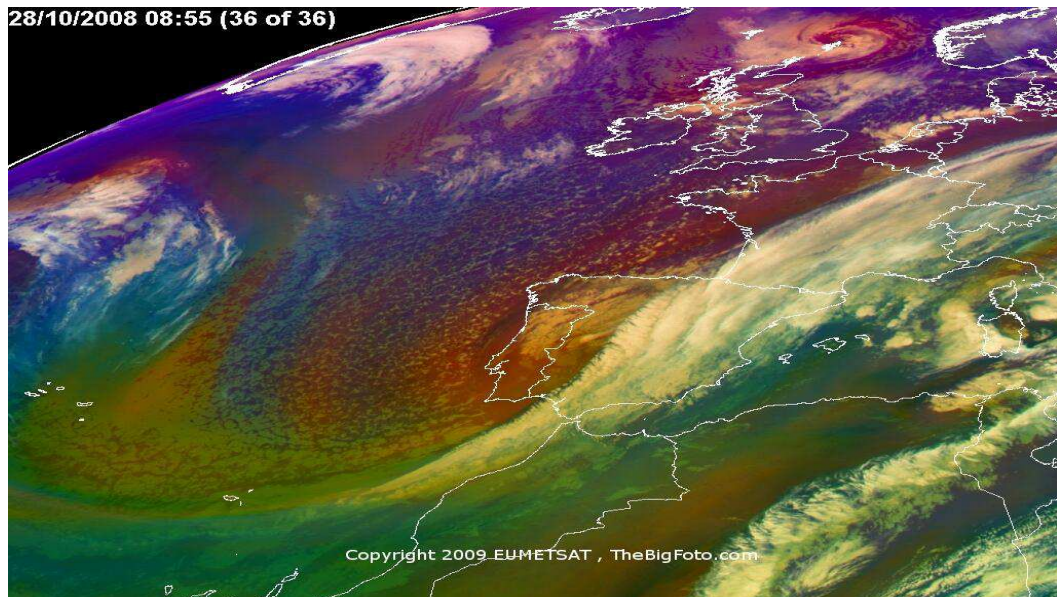
CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPÍTULO 11. FRENTES Y MASAS DE AIRE.



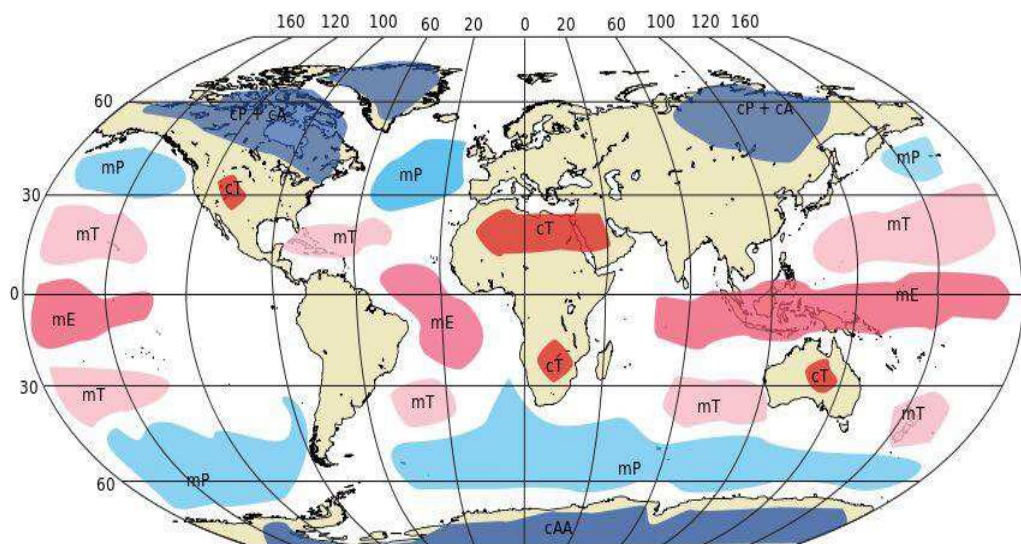
11.1. El concepto de masa de aire.

La dinámica atmosférica es el resultado del desplazamiento sobre la superficie terrestre de masas de aire de diferente naturaleza. Aunque la atmosfera es un medio gaseoso continuo, encontramos en ella grandes volúmenes de aire con diferentes propiedades. Una masa de aire es un gigantesco volumen gaseoso, en el que se mantienen constantes propiedades como humedad y temperatura. Las masas de aire se extienden a lo largo de miles de kilómetros de altura. En la siguiente imagen del Meteosat vemos con falsos colores masas de aire distintas.

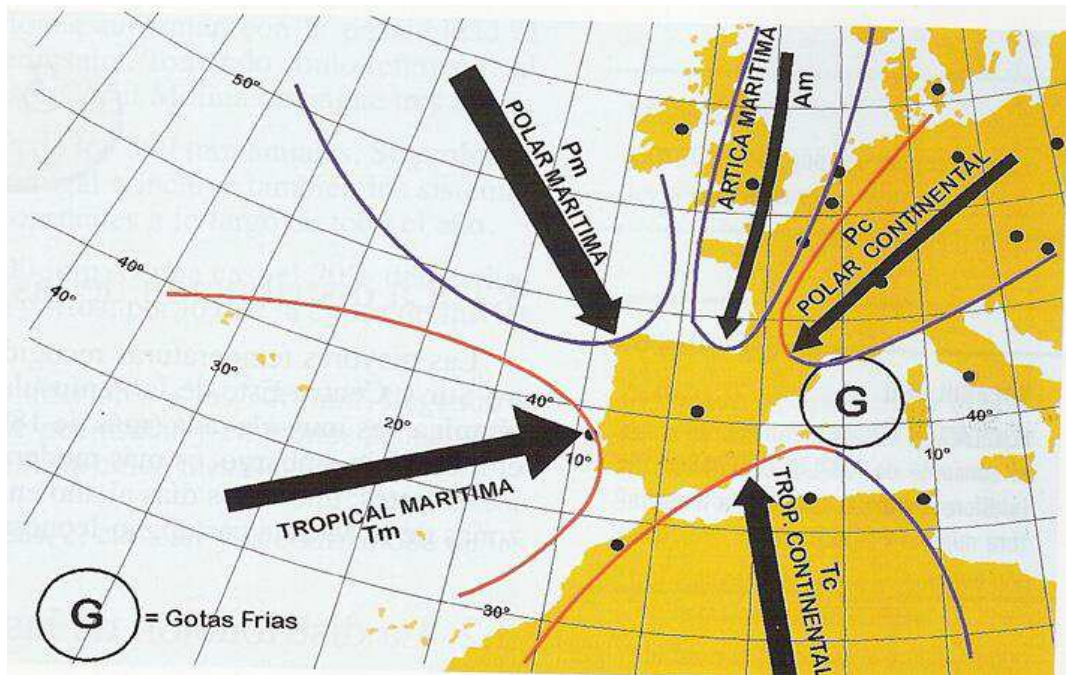


Estas masas de aire alcanzan unos espesores en algunos casos similares a la troposfera (10-12 km), y se extienden en la horizontal desde centenares a miles de kilómetros.

Las masas de aire adquieren sus propiedades sobre regiones fuente (anticiclones estacionarios) y posteriormente se desplazan. En la siguiente figura aparecen las diferentes masas de aire que se generan en la superficie terrestre.



La combinación de aire frío (polar), cálido (tropical), seco (continental) o húmedo (marítimo) configura las masas de aire. En el caso particular de la Península Ibérica y Baleares las masas de aire que nos afectan pueden verse en la siguiente figura.



Las masas de aire que afectan a la Península Ibérica y Baleares son:

- Masas de aire polar marítimo: con temperatura baja y alto contenido de humedad asociadas a los temporales que suelen ocurrir sobre todo en invierno.
- Masas de aire ártico marítimo: que llegan en situaciones de más frío. Son de procedencia norte
- Las masas de aire polar continental (mPc) son muy frías y secas, responsables a veces de las olas de frío siberianas.

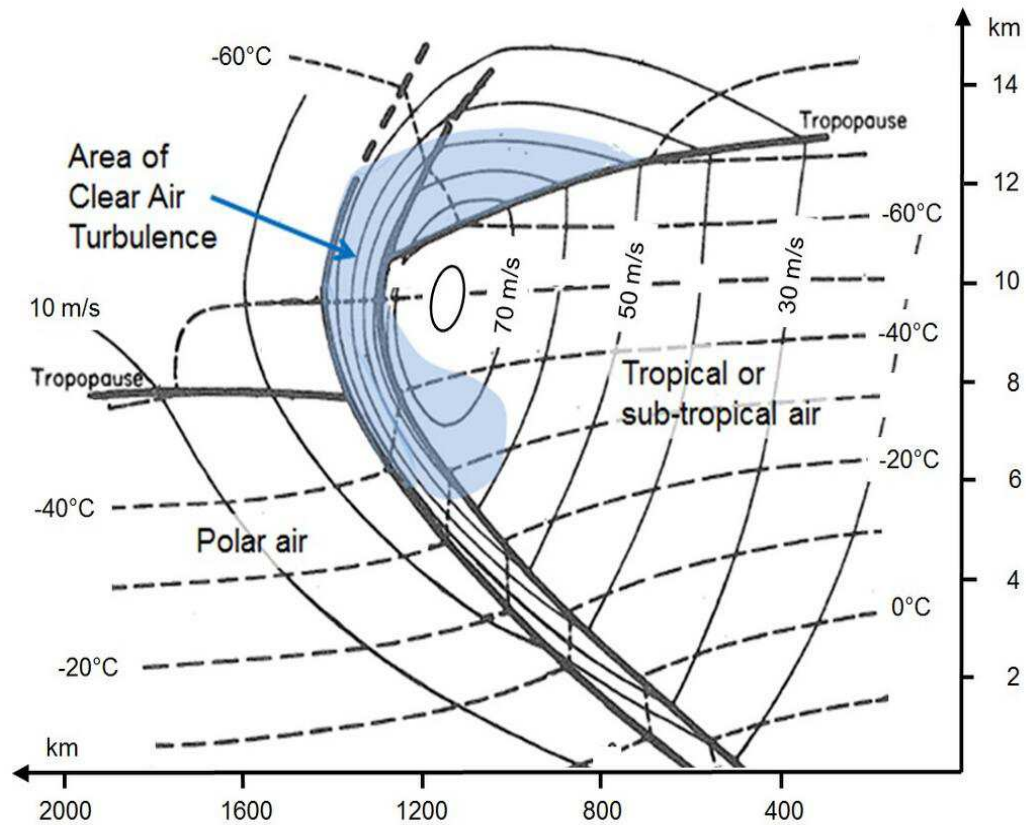
Y por el contrario las que llegan del sur son:

- Masas de aire tropicales marítimas: subtropicales y tropicales marítimas con elevado contenido de humedad asociadas muchos veces a episodios de alta inestabilidad atmosférica.
- Masas de aire tropical continental: asociadas a las olas de calor son las que con contenido de humedad muy bajo(secas)y alta temperatura llegan a la Península desde el interior del continente africano.

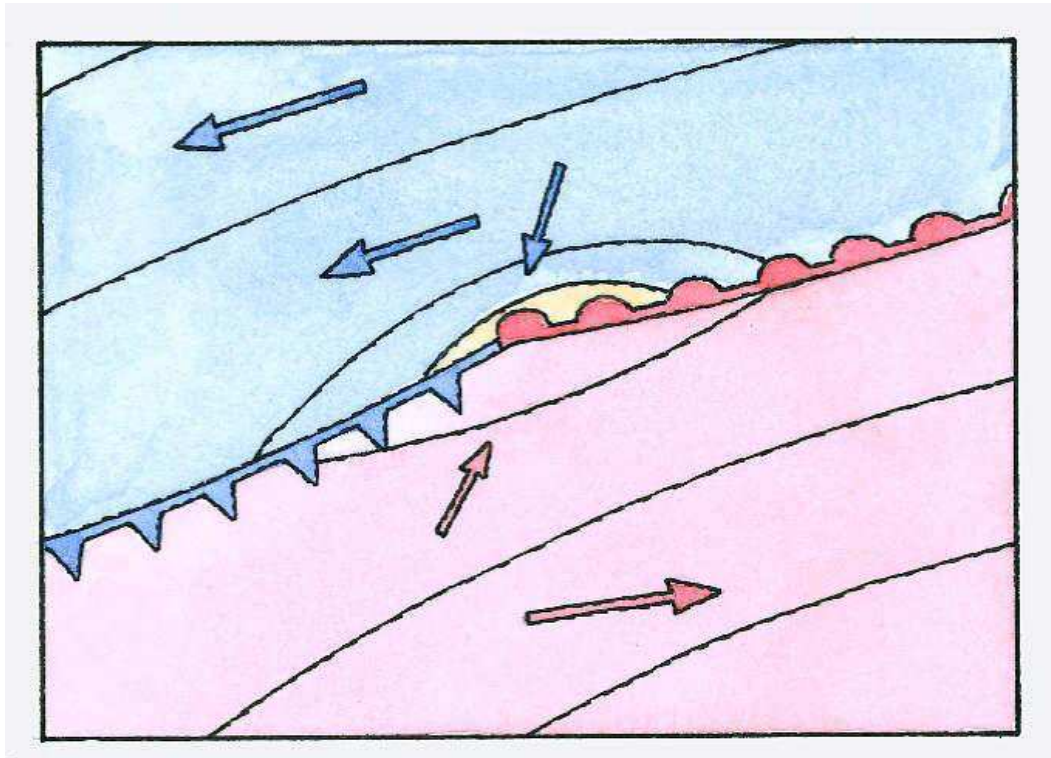
11.2. El frente polar.

Las superficies de separación de las distintas masas de aire son las superficies frontales. La intersección de las superficies frontales con la superficie terrestre son los frentes que vemos dibujados en los mapas.

Los frentes que acontecen en latitudes medias están asociados a borrascas que se forman en el llamado “frente polar”. El llamado “frente polar” es la línea de separación entre las masas de aire polar (frías) y las de aire subtropical (cálidas). En la primera figura de la siguiente pagina podemos observar el corte transversal donde se ve el perfil vertical del citado frente polar (cuña de aire frío a la izquierda).

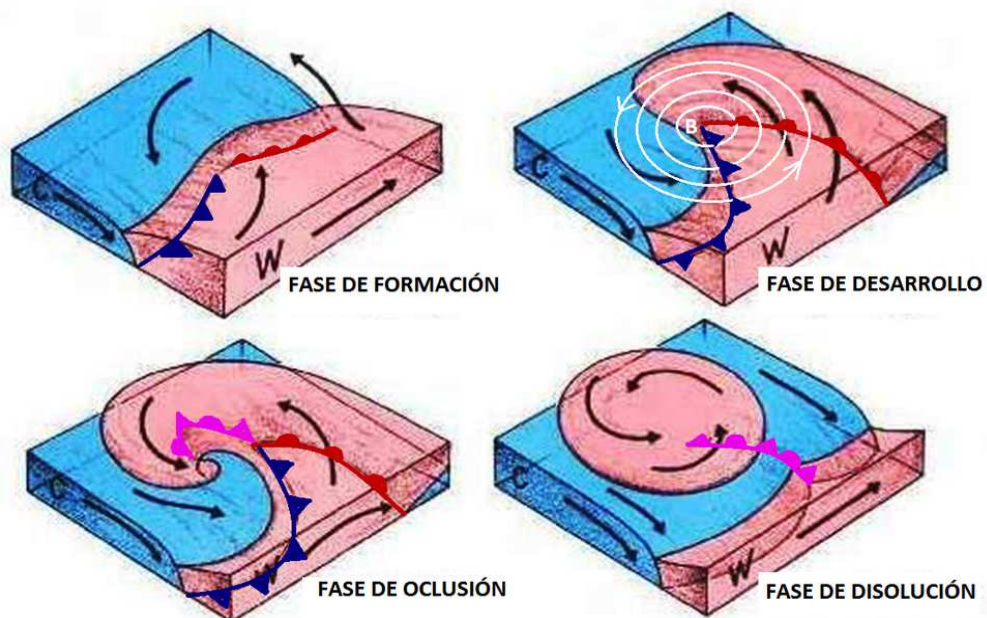


En el frente polar tienen lugar incursiones de aire frío hacia el sur, lo que fuerza al aire cálido a ascender (hacia el sur) de latitud. Fruto de este proceso descrito comienzan a gestarse áreas de baja presión (borrascas de latitudes medias con frentes asociados).



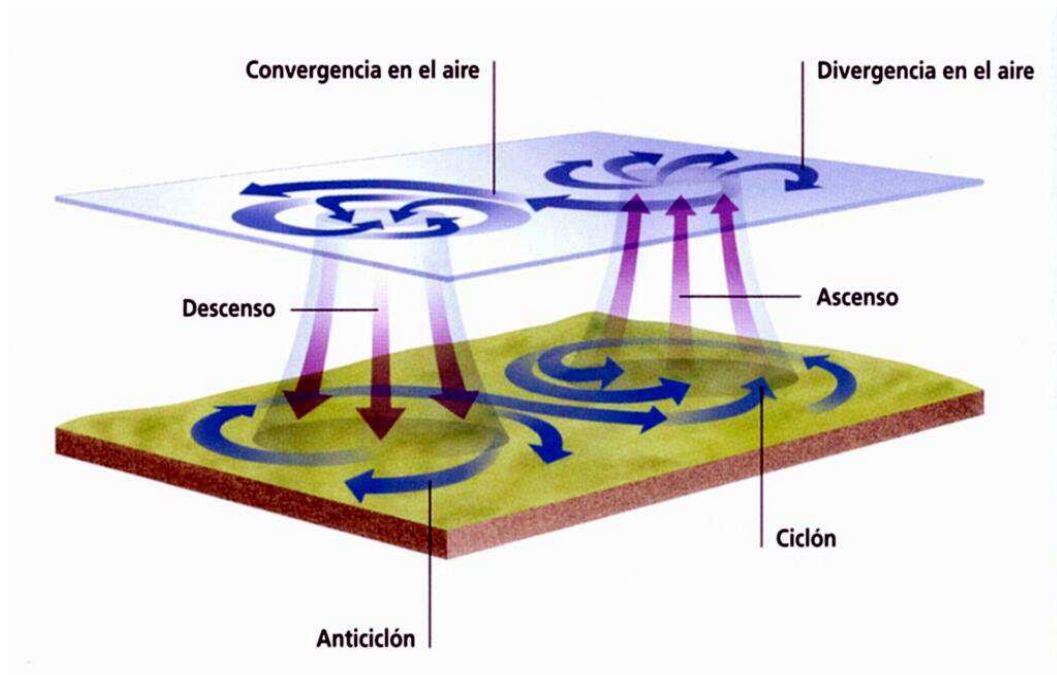
11.3. Borrascas y anticiclones.

En la siguiente figura tenemos representado el proceso completo de ciclogénesis, formación y evolución frontal.



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

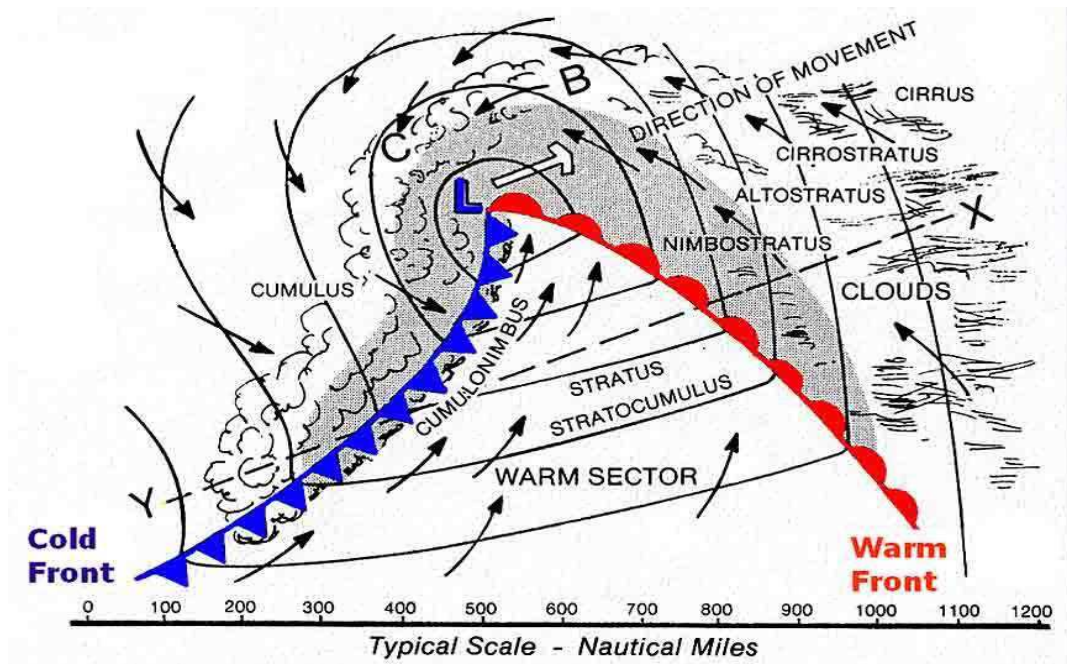
En la vertical de una borrasca se producen ascensos de aire que al ascender tiende a divergir (presiones cada vez menores). El aire divergente en altura termina convergiendo en las zonas donde tenemos anticiclones en superficie.



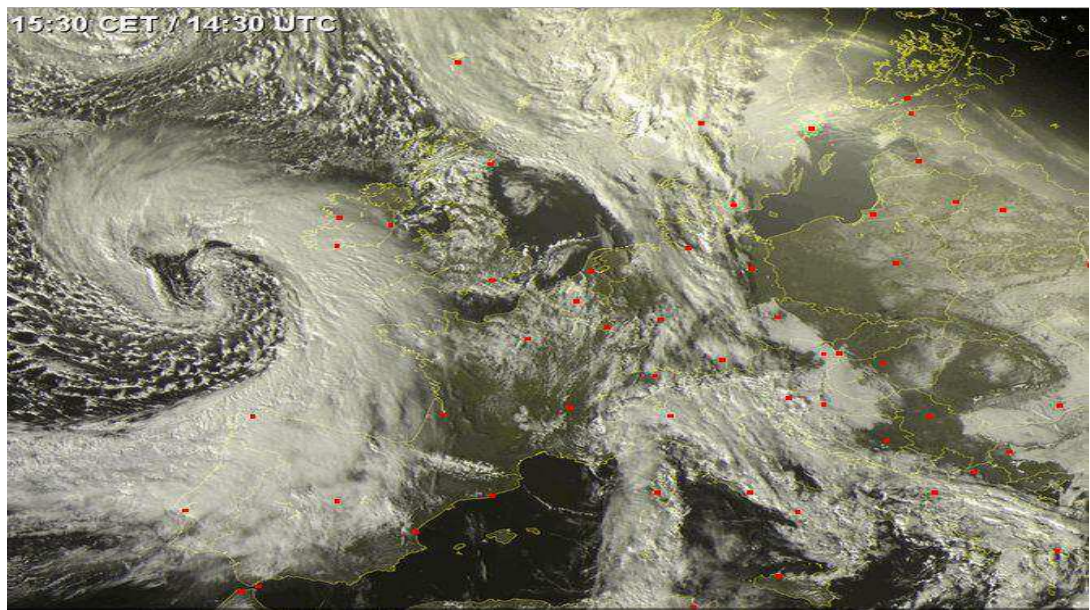
El aire que diverge de los anticiclones es a su vez el que converge en torno a las borrascas. Podemos decir que hay clara conexión entre los anticiclones y las borrascas ya que los anticiclones son los responsables de rellenar de aire las borrascas.

11.4. Los sistemas frontales.

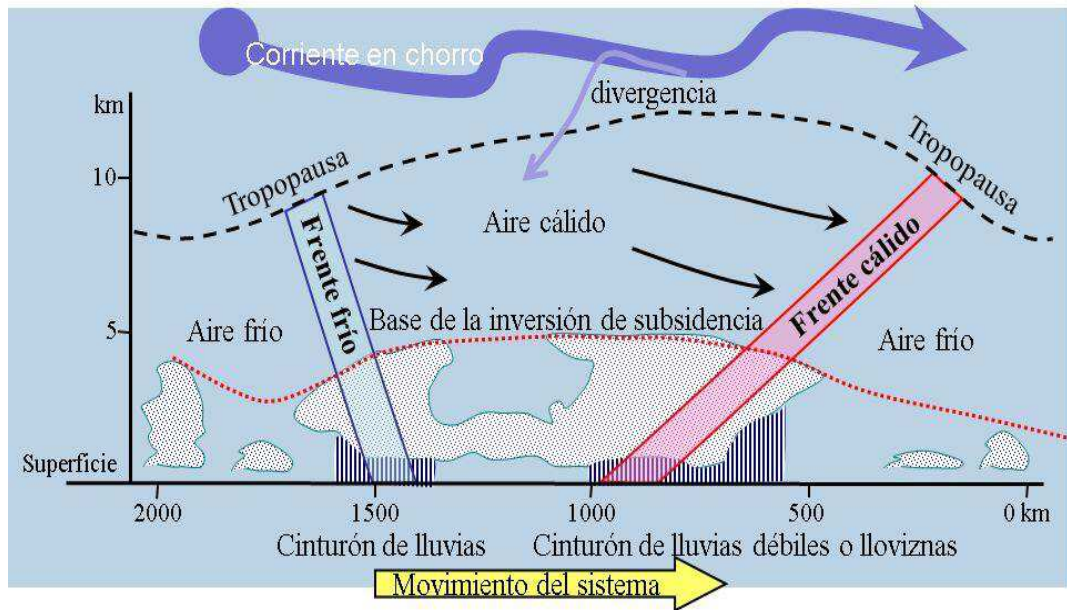
Este es el esquema clásico de un sistema frontal asociado a una borrasca (ciclón extratropical).



En la siguiente imagen de Meteosat se observa una borrasca atlántica con las nubes asociadas a un sistema frontal.



En la siguiente figura tenemos un corte transversal de un sistema frontal. Todo el sistema se desplaza hacia el este.



La estructura común del sistema frontal es la siguiente:

- Una parte delantera o frente cálido.
- Una parte trasera o frente frío.

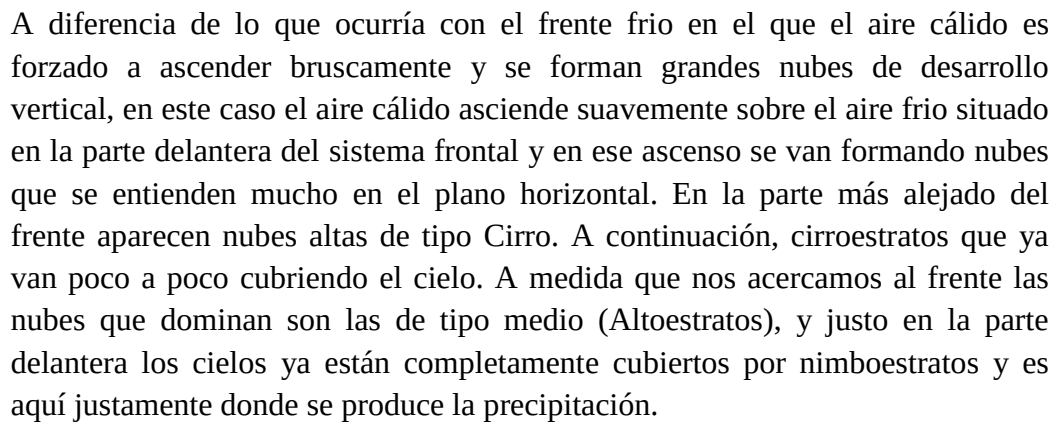
Cada uno de estos frentes tiene distinto tipo de nubosidad y precipitaciones asociadas.

- Y entre ellos está el llamado sector cálido.

En el corte transversal vemos como en la parte delantera del todo sistema frontal que aparece en la figura de arriba tenemos aire frío lo mismo que en la parte trasera, y que justo esos dos frentes están separando esas masas de aire frío por una masa de aire más cálido que constituye el sector cálido citado anteriormente. Todo este sistema se desplaza hacia el oeste asociado en altura a una corriente en chorro.

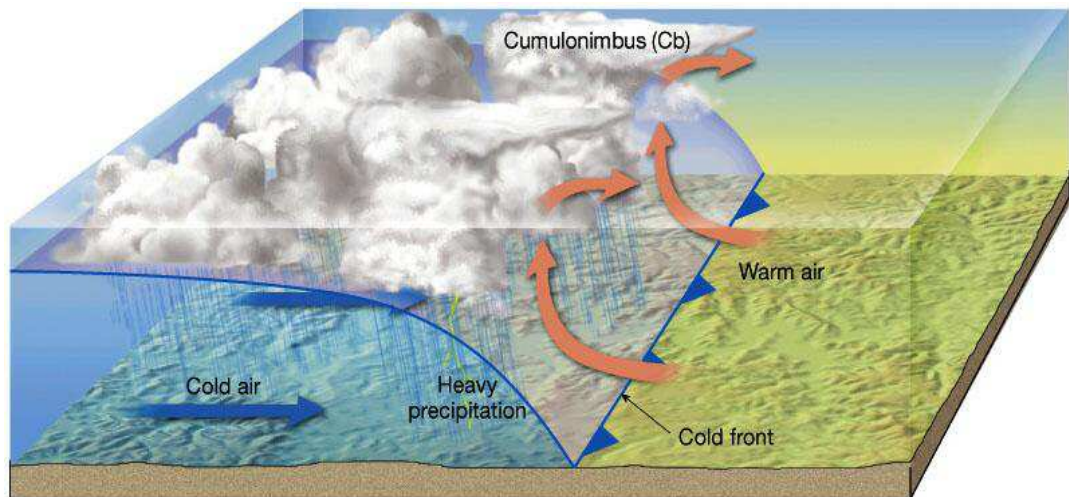
11.5 El frente cálido.

El frente cálido se forma al deslizarse aire cálido sobre el aire frío situado en la parte delantera del sistema frontal. En la primera figura de la siguiente página tenemos un esquema de un frente cálido. La nubosidad que domina el frente cálido es estratiforme, extendiéndose mucho en plano horizontal. La primera avanzadilla nubosa del frente cálido son nubes altas (cirros y cirroestratos), seguidas de nubes medias. Justo delante del frente cálido se produce la precipitación. Ahí los cielos están cubiertos de nimboestratos.



11.6. El frente frío.

Marca justamente la zona de separación entre la masa de aire frío posterior del sistema frontal y la masa de aire cálido que tenemos en la parte delantera. El frente frío surge como consecuencia del ascenso forzado del aire del sector cálido al irrumpir el aire frío en cuña. En la siguiente figura podemos observar el esquema del frente frío.

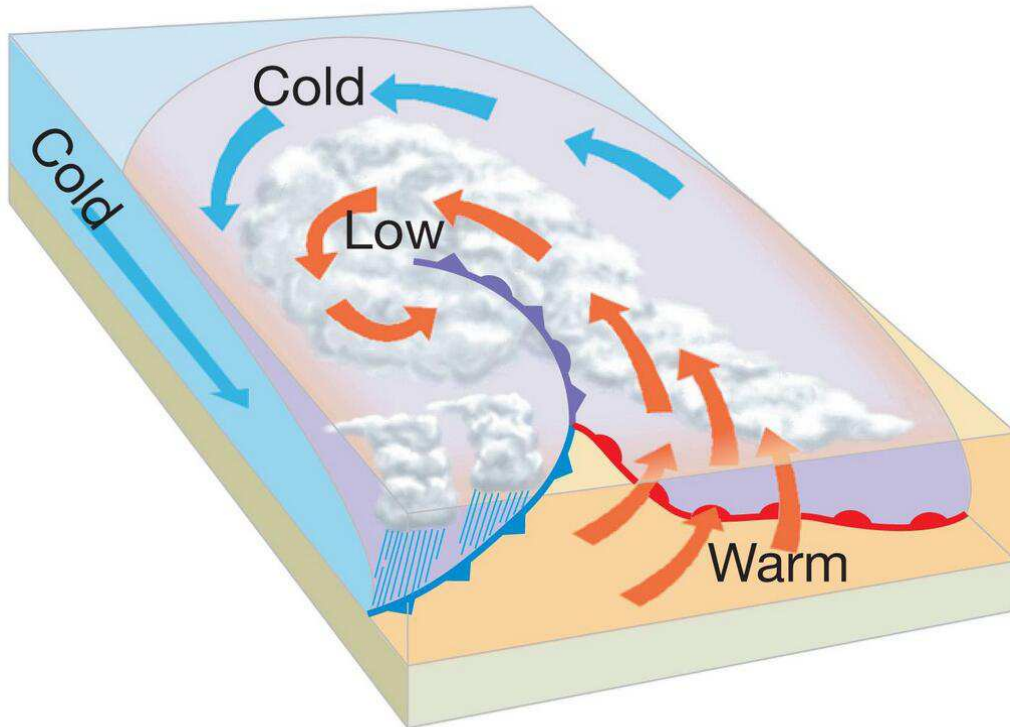


En los frentes fríos dominan las grandes nubes de desarrollo vertical (cúmulos y cumulonimbos) produciéndose actividad tormentosa. En el frente frío se producen chubascos de lluvia y/o granizo, en la zona inmediatamente posterior al frente. Al paso del frente frío, los vientos rolan a componente N (en contraste con los vientos algo más cálidos de componente S que soplan en la parte delantera), baja la temperatura, sube bruscamente la presión y se abren claros.

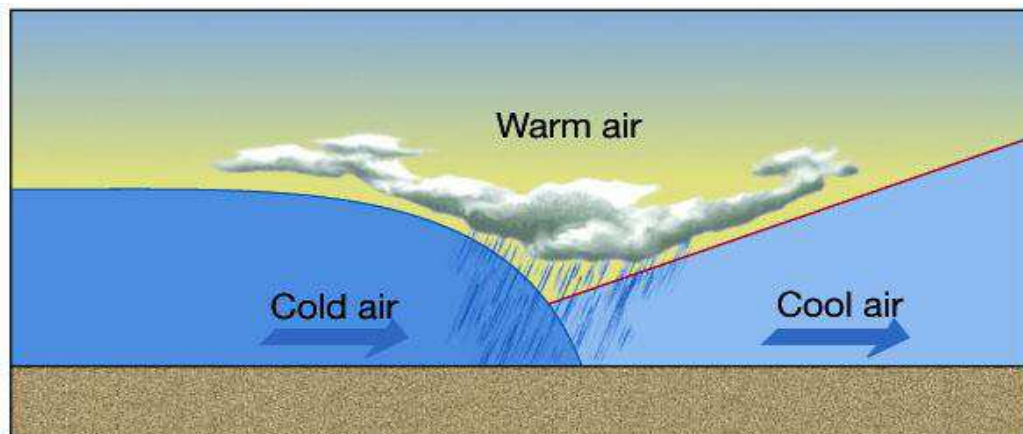
11.7. Las oclusiones.

El frente frío avanza a mayor velocidad que el cálido, debido al mayor empuje de la masa de aire frío. Llega un momento en que en la zona más próxima al centro de borrasca, el frente frío atrapa al cálido y se forma una oclusión. En la primera figura de la página siguiente tenemos representada una oclusión en color violeta. Las oclusiones pueden ser frías o cálidas, según sean las características de las masas de aire frío delantera y trasera. En una oclusión fría, el aire frío trasero es más frío que el aire frío delantero. En una oclusión cálida es al revés. En la segunda figura de la siguiente página podemos ver la diferencia que hay entre oclusiones fría (arriba) y oclusión cálida (abajo).

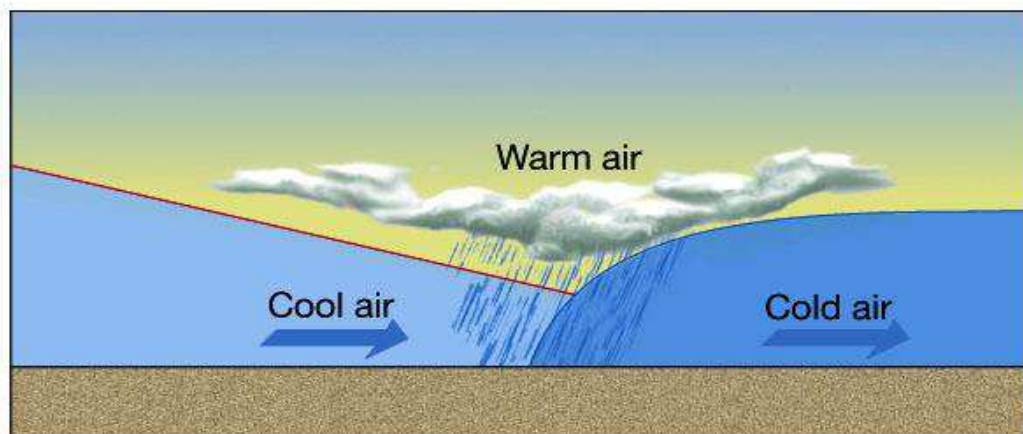
E. Occluded front developed



Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.



(a) Cold-type



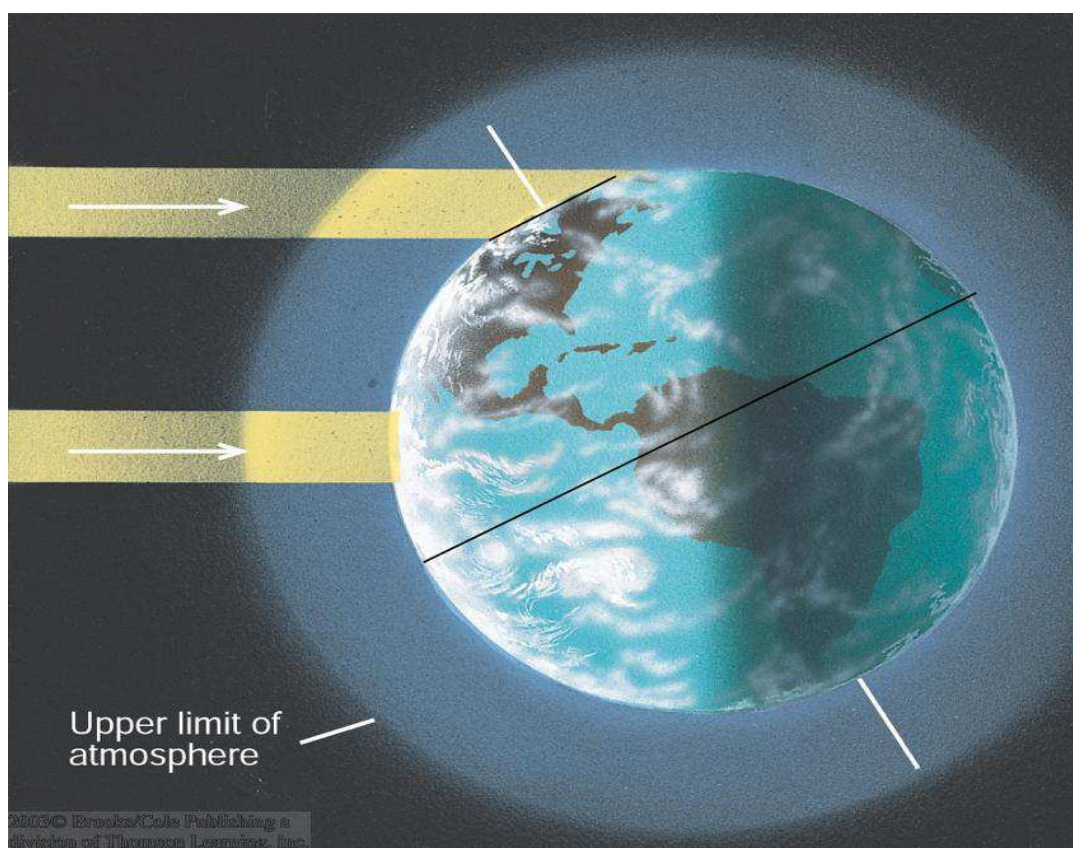
(b) Warm-type

CURSO DE METEOROLOGÍA.

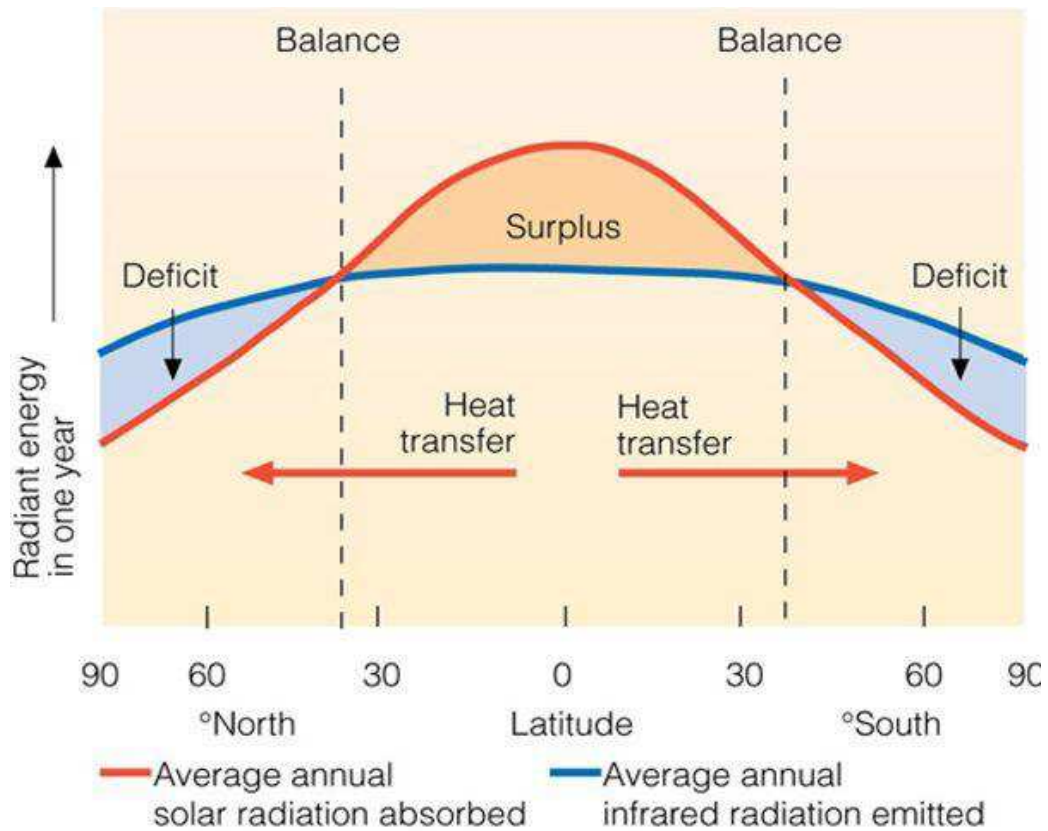
CAPITULO 12. LA CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA.

12.1. La máquina térmica terrestre.

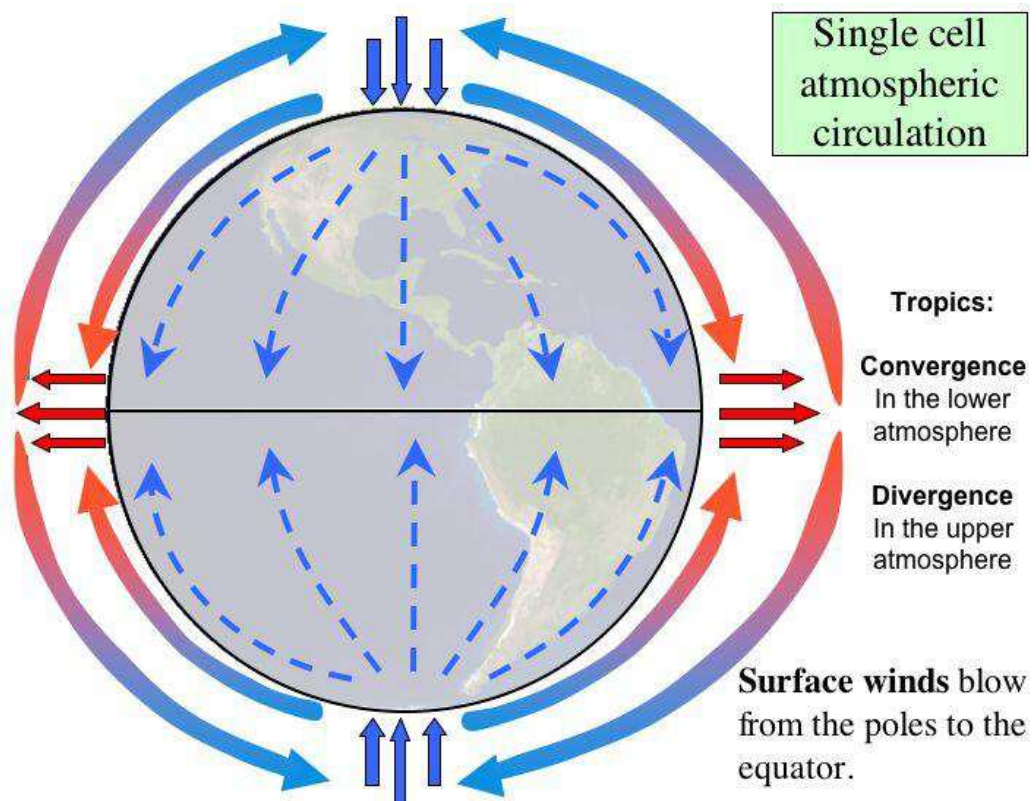
La Tierra es una gran máquina térmica que recibe e irradia calor. Su distribución no es igual por toda la superficie. La Tierra recibe del Sol un flujo de energía aproximadamente constante, que incide en mayor cuantía en el Ecuador que en los polos. La incidencia de los rayos solares es tanto más vertical cuanto más cerca estemos del Sol.



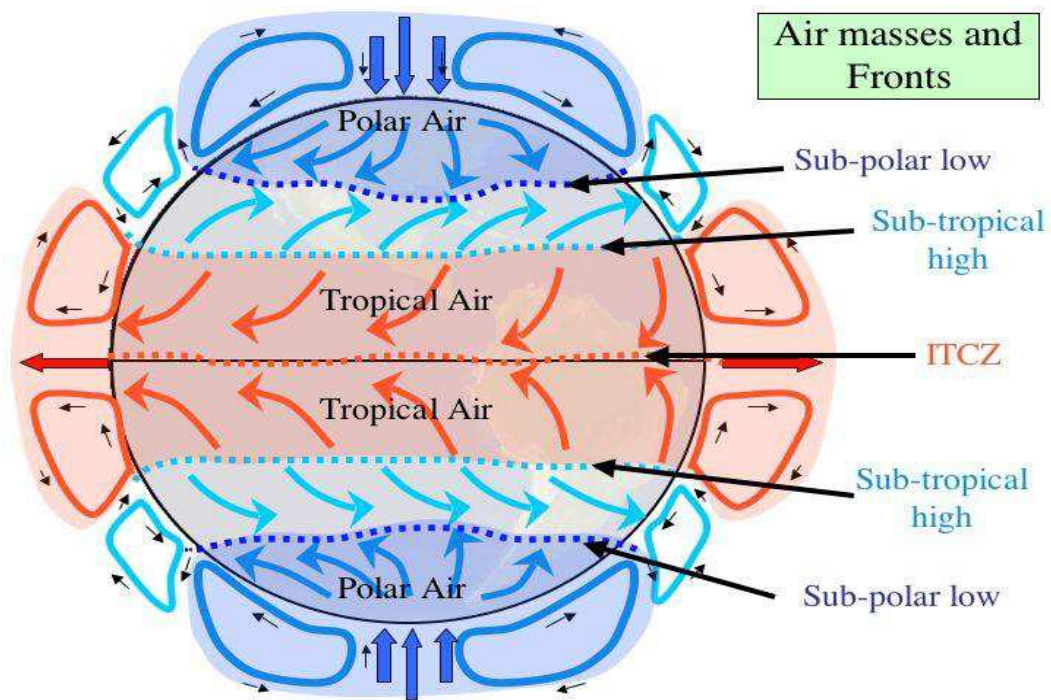
Si no hubiera una CGA ni corrientes oceánicas, la zona ecuatorial estaría cada vez más caliente y los polos cada vez más fríos. La CGA y las corrientes oceánicas son los mecanismos encargados de transportar el calor de donde sobra a donde hace falta. En la primera figura de la siguiente página podemos ver cuáles son las zonas que reciben más energía de la que irradian y viceversa. Podemos observar que hay una zona de déficit de energía en ambos polos que se compensa con la zona de superávit justo en la región ecuatorial.



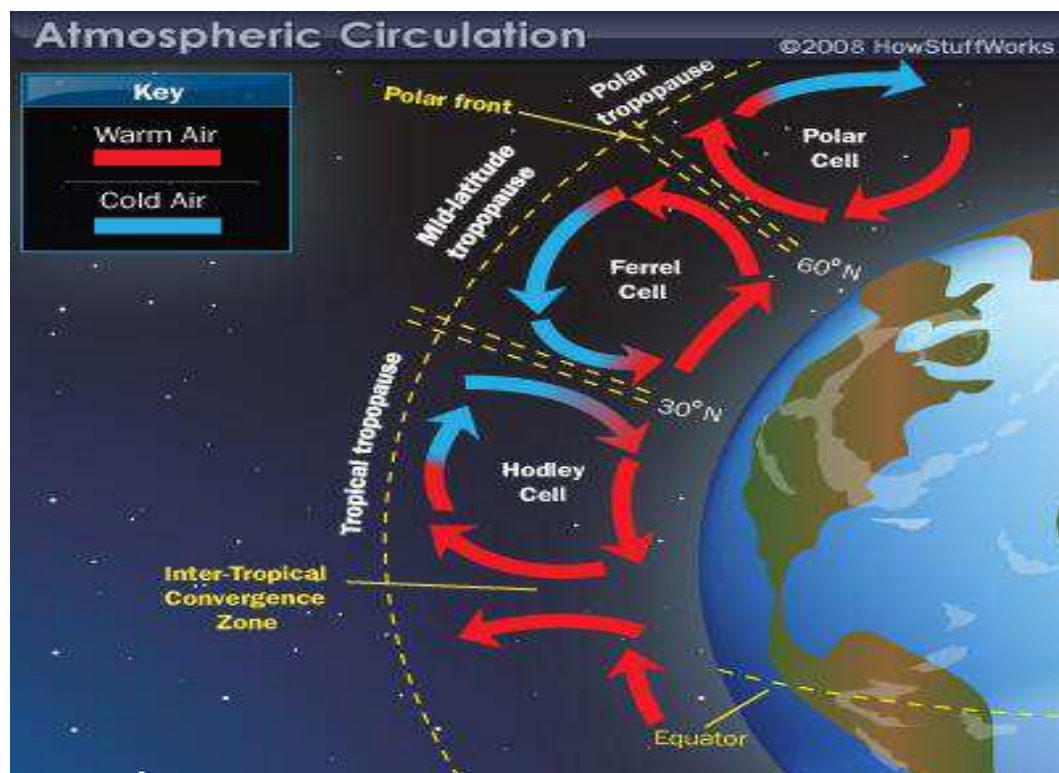
Si la Tierra no rotara ni hubiera la distribución actual de mares y océanos la CGA sería siempre como muestra la siguiente figura.



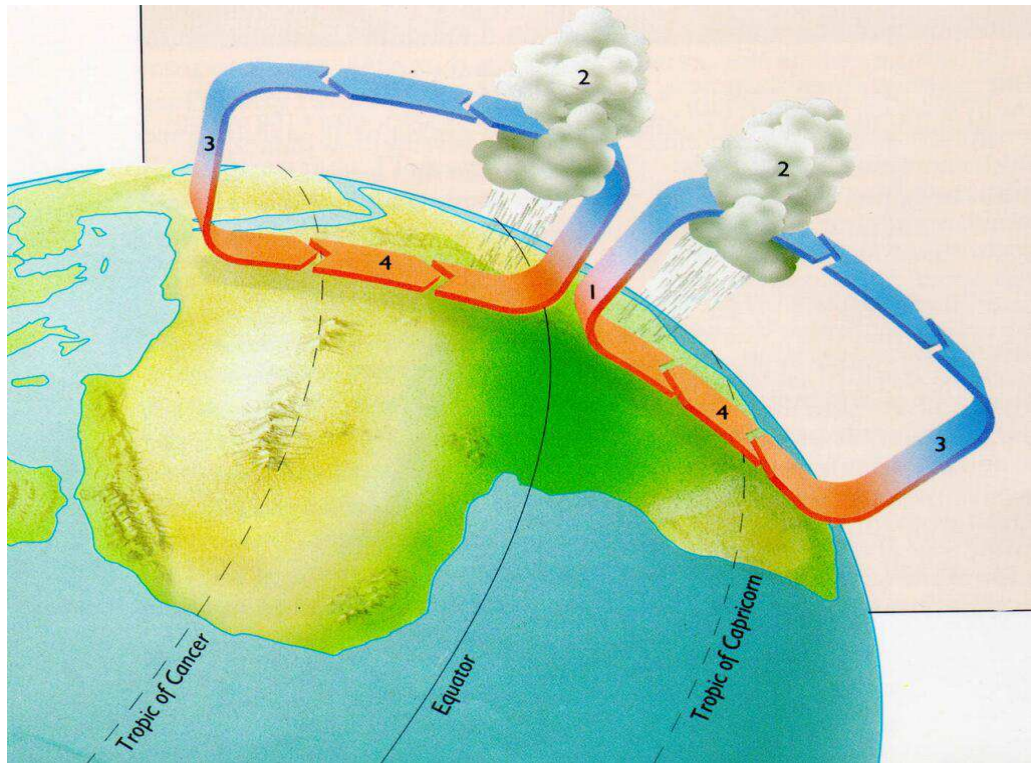
Por lo tanto con lo dicho anteriormente, tendríamos una única célula de circulación atmosférica por hemisferio. En realidad la CGA es algo más complicada, ya que surgen 3 células por hemisferio.



El aire cálido que asciende en el Ecuador se desplaza en altura hacia los dos hemisferios, sometido a la acción de Coriolis. En la siguiente figura están representadas las 3 células: la de Hadley, la de Ferrel y la Polar.



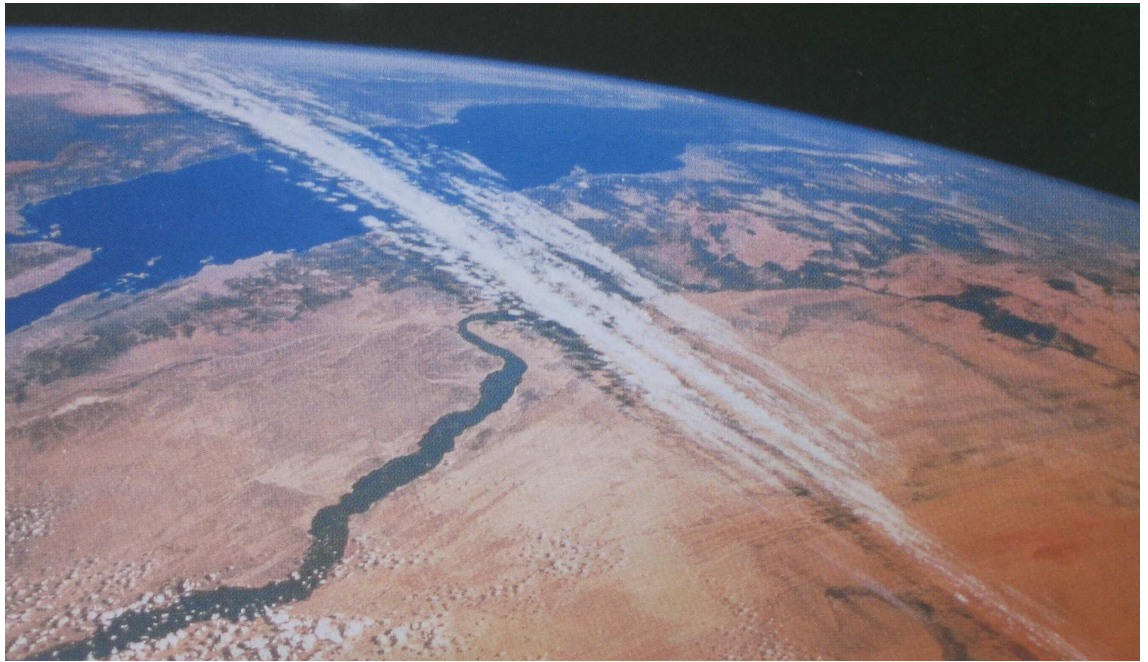
12.2. Las células de Hadley.



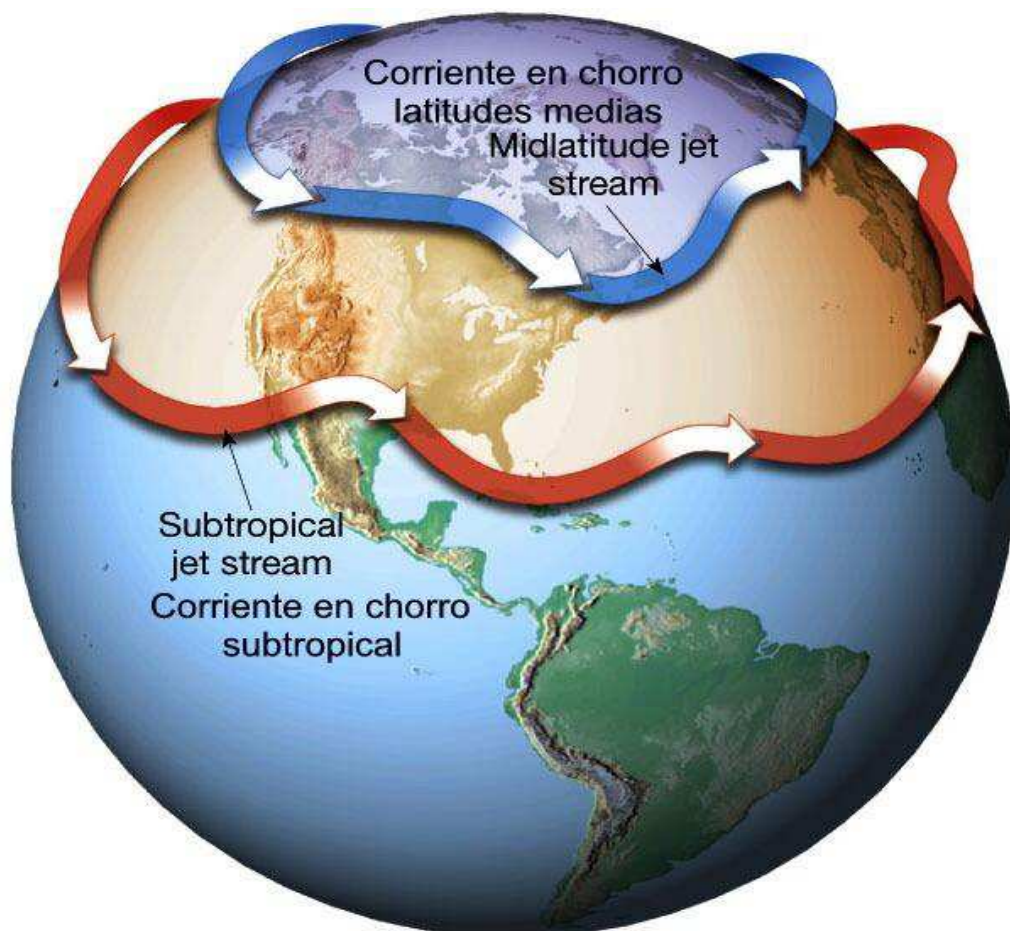
Las ramas descendentes de las células de Hadley dan lugar a los anticiclones subtropicales vistos en el capítulo 11. Las células de Hadley están situadas a un lado y otro del Ecuador. Hay una zona de ascenso de aire justo en el entorno del Ecuador, donde se desarrolla gran nubosidad de tipo convectivo (grandes tormentas), y este aire según va ascendiendo se enfría y va distribuyéndose en altura hacia los dos hemisferios (hacia el N y hacia el S) de manera que llega un momento en que en las latitudes subtropicales donde desciende (formándose los grandes anticiclones). Y ya en la superficie ese aire más cálido vuelve hacia el S o hacia el N (dependiendo de que en hemisferio estemos) cerrando en cada uno de los casos ambas células de Hadley.

12.3. Las corrientes en chorro.

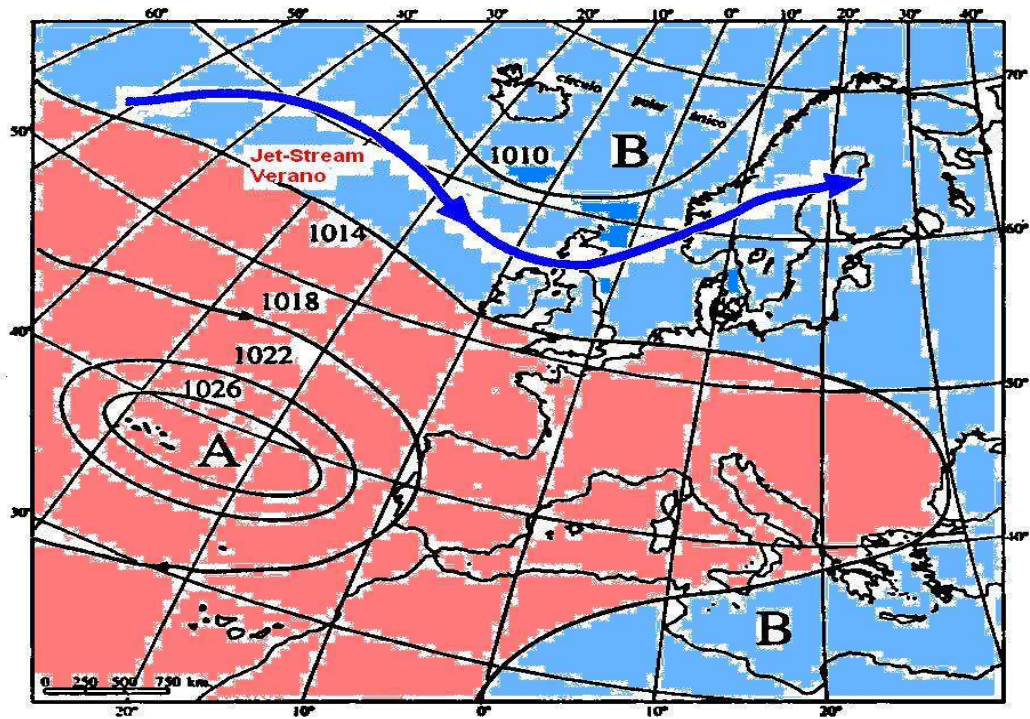
Otros de los “actores” que forman parte de la CGA son las corrientes en chorro. Tenemos varias en cada hemisferio. Las corrientes en chorro podemos identificarlas como las grandes autopistas, pasillos o corredores que hay en la atmósfera donde se alcanzan vientos muy intensos que se localizan en la parte alta de la troposfera. En algunas imágenes de satélite como la de la fotografía siguiente se llegan a apreciar ya que surgen en torno a ellas unas bandas de nubes altas (cirros) que se extienden miles de kilómetros de longitud.



En cada hemisferio terrestre tenemos una corriente en chorro polar y una subtropical. Todas ellas son corrientes del Oeste. En la primera figura de la siguiente página tenemos representados los chorros polar y subtropical del hemisferio Norte (se desplazan de W a E).

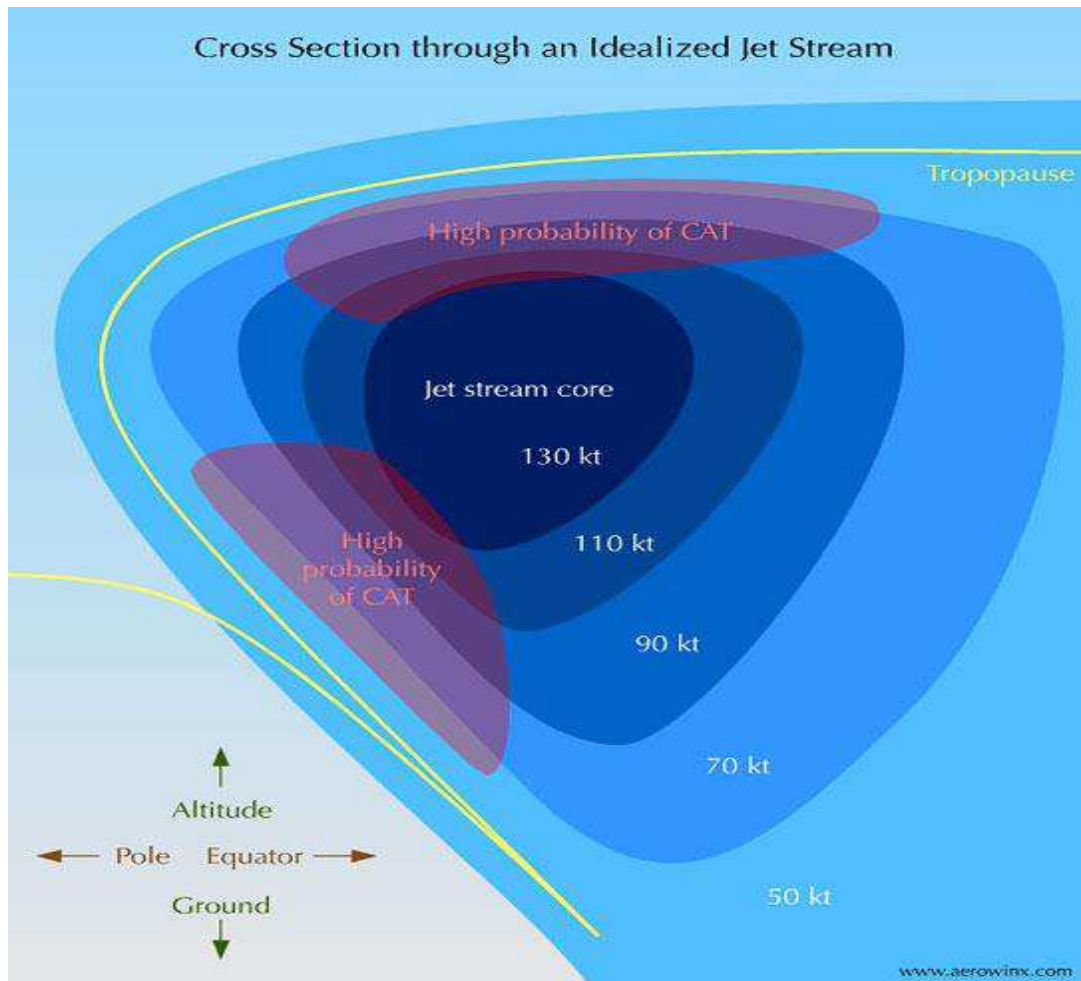


Las corrientes en chorro pueden ser más o menos sinuosas, basculando estacionalmente. En la siguiente figura tenemos la posición aproximada (en promedio) del chorro polar en verano en el hemisferio Norte.

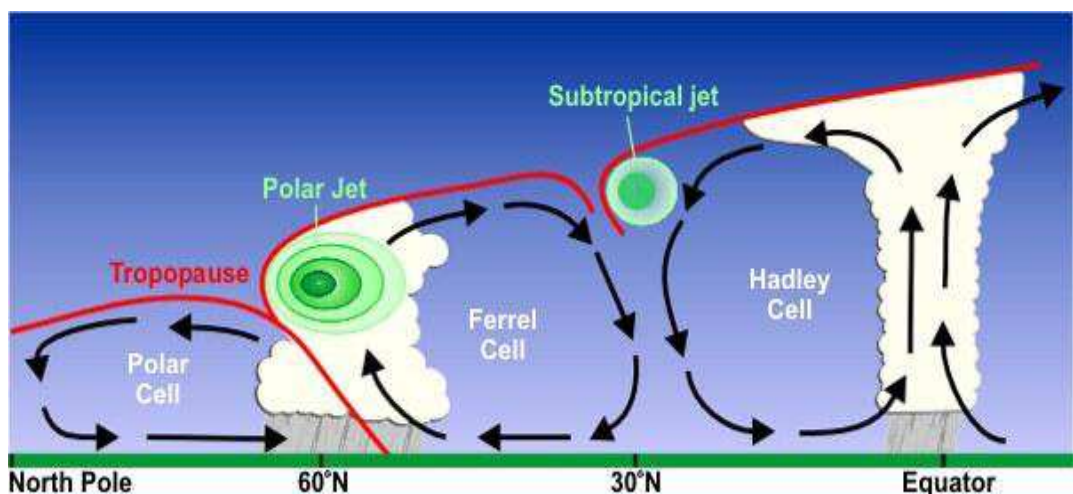


Las corrientes en chorro polares rigen en gran medida el devenir atmosférico en latitudes medias de ambos hemisferios.

Sobre la zona Ecuatorial aparece otra corriente en chorro, mucho más discontinua, cuyo sentido es inverso (de E a W). En la siguiente figura podemos observar el corte transversal de una corriente en chorro.

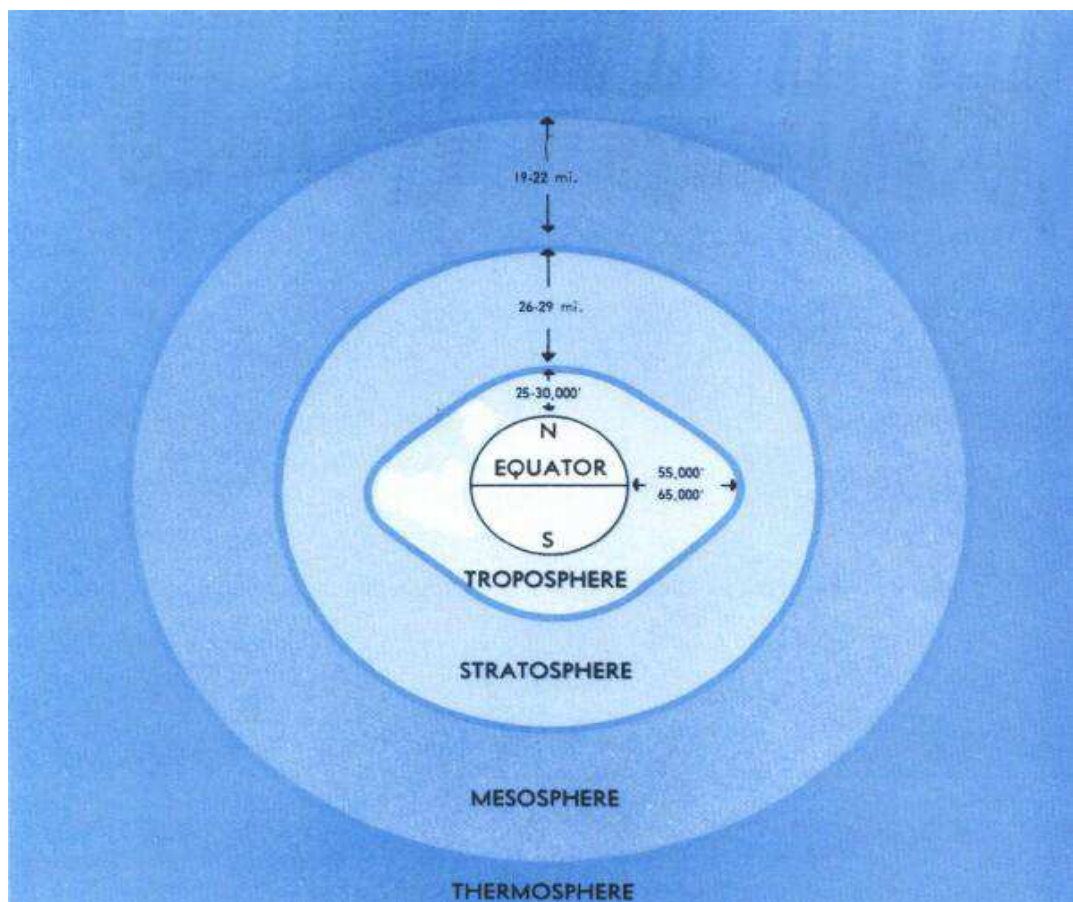


Podemos ver que en su parte central o núcleo es donde se alcanzan los vientos más intensos, que en algunos casos pueden superar los 300 km/h. A medida que nos vamos alejando de ese núcleo va disminuyendo la intensidad del viento. En color violeta alrededor del chorro aparece marcado zonas donde la turbulencia es bastante intensa. En la siguiente figura observamos un corte transversal del hemisferio Norte con la posición que ocupan las corrientes en chorro.



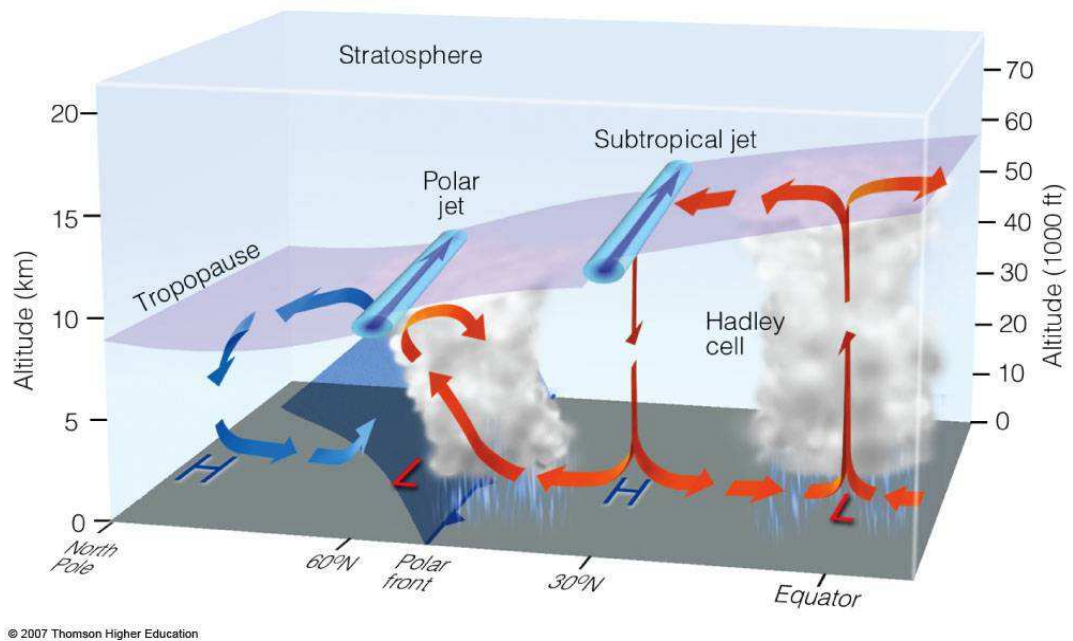
12.4. La tropopausa.

Las corrientes en chorro son una especie de nexo de unión entre las distintas tropopausas (tropopausa=tope de la troposfera). La tropopausa cumple un papel muy destacado en el entramado de la CGA, en la posición que ocupan las diferentes corrientes en chorro o en la distribución y tamaño de las distintas células de circulación. La tropopausa marca justamente el límite entre la troposfera (capa más próxima a la superficie terrestre) y la estratosfera, que es la capa inmediatamente superior. La tropopausa no está situada a la misma altitud, está mucho más baja en los polos (aire frío-más comprimido) que en el Ecuador (aire caliente-más expandido). Si dibujamos esquemáticamente las capas de la atmosfera tendríamos un dibujo como el siguiente:

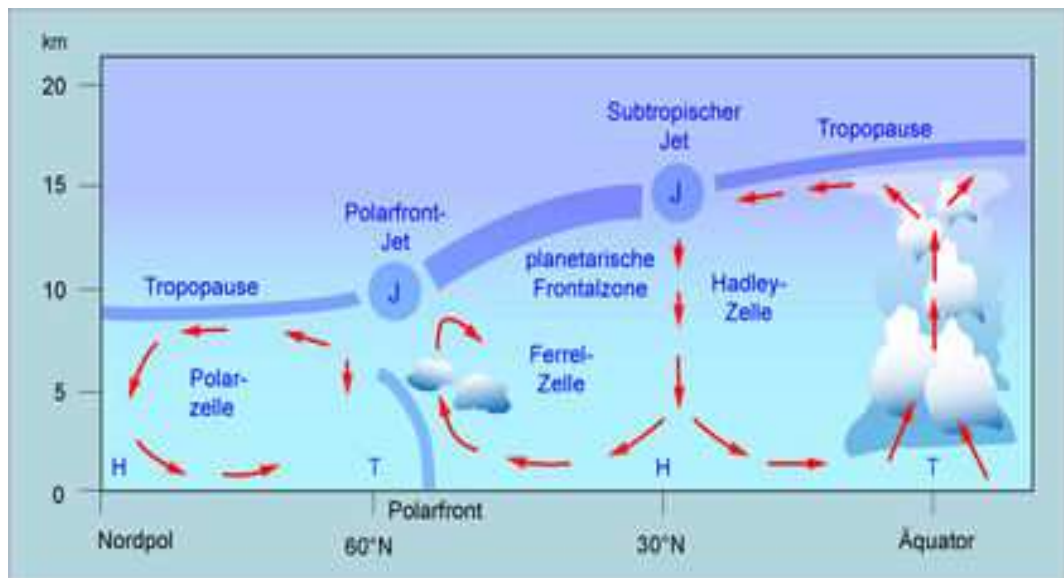


Sin embargo, la tropopausa no es continua sino que forma una especie de escalones, justo donde están las corrientes en chorro. En la siguiente figura podemos observar el corte transversal del chorro polar en el hemisferio Norte.

En la siguiente figura tenemos un corte transversal de la troposfera.

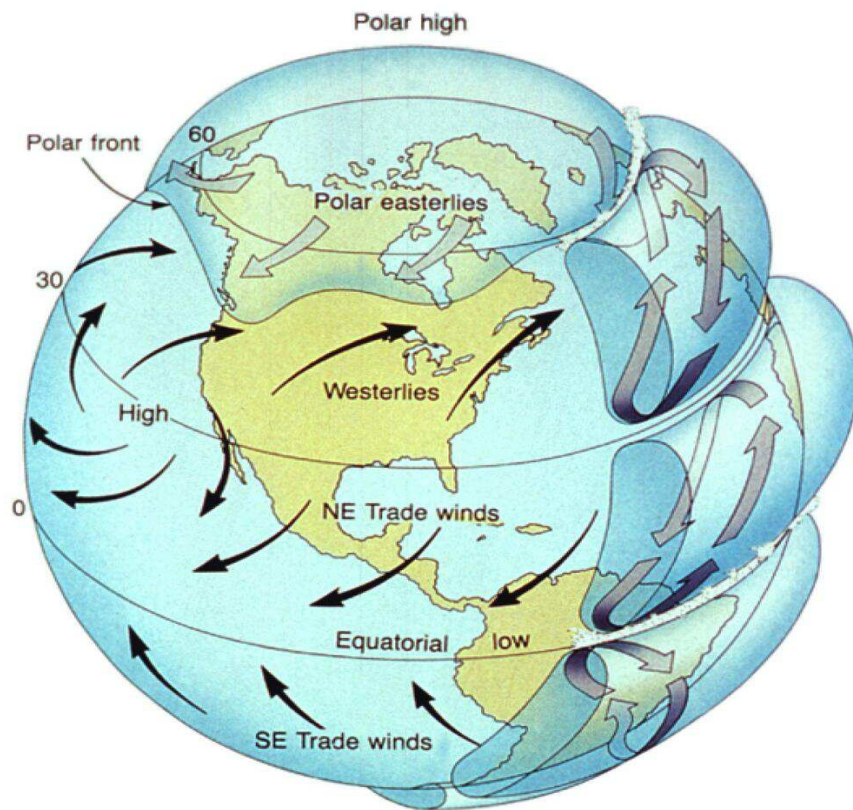


La tropopausa forma distintos escalones marcados por las corrientes en chorro (en la figura aparecen en flechas de color azul), de manera que tenemos una tropopausa polar situada en torno a los 8 km de altitud, una tropopausa subtropical que se eleva en torno a los 12 km, y finalmente en el entorno del Ecuador una tropopausa más alta que las anteriores y que como vemos en la figura marca el límite superior de las células de Hadley.



12.5. Los vientos alisios.

En el entorno del Ecuador soplan unos vientos muy constantes, se trata del régimen de los alisios. Estos vientos cierran las células de Hadley a nivel de la superficie terrestre. Los vientos alisios convergen en el Ecuador. Los del hemisferio Norte son del NE y los del hemisferio Sur del SE.

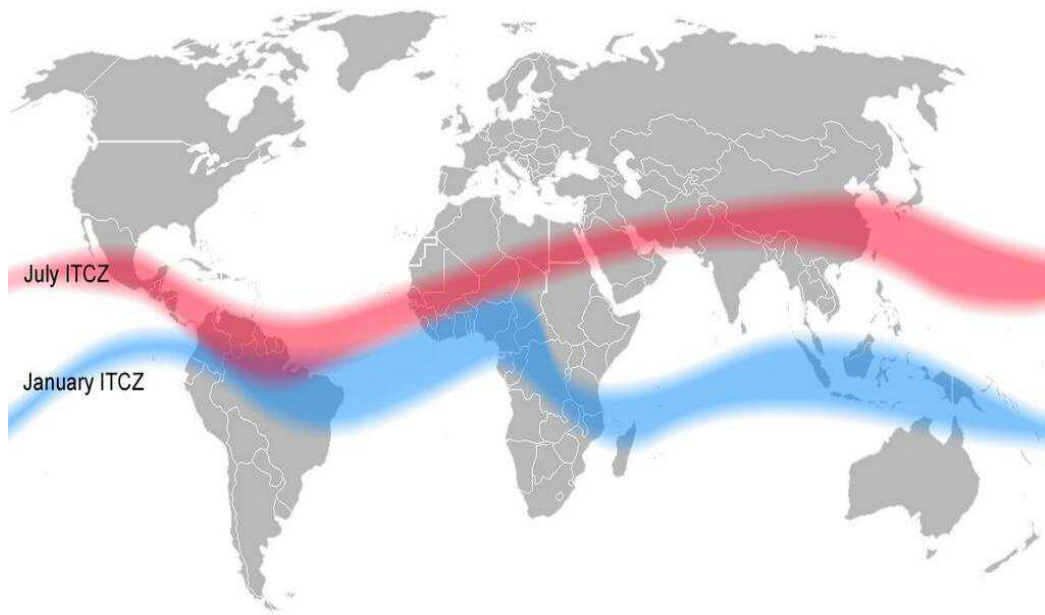


Los vientos alisios son los que permitieron a Cristóbal Colón y a otros muchos navegantes cruzar las aguas del Atlántico desde Europa hacia América. Son los vientos que marcan claramente el tiempo en las Islas Canarias.

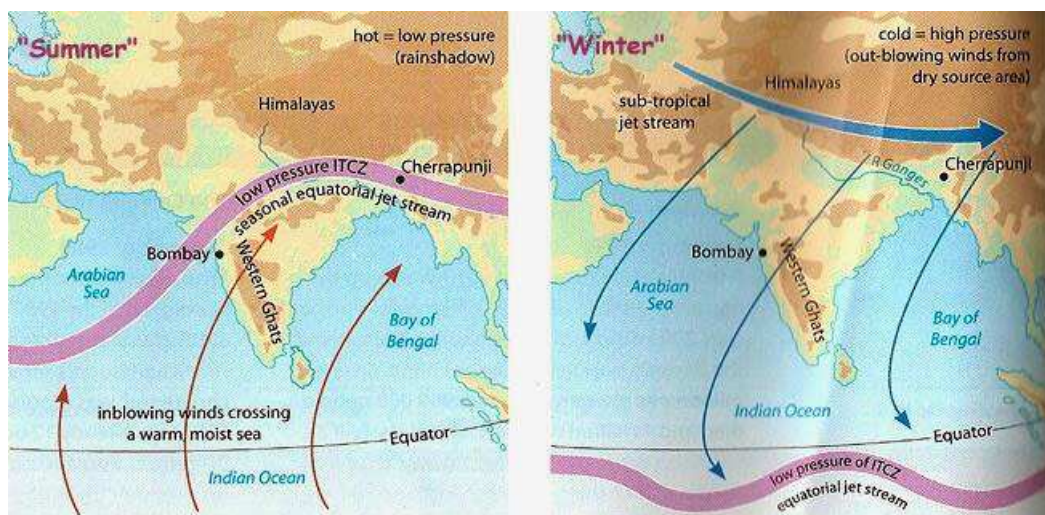


12.6. La Zona de Convergencia Intertropical.

Los vientos alisios también basculan latitudinalmente, dependiendo de la posición que ocupe la ITCZ (ITCZ=Zona de Convergencia Intertropical. Banda en torno a la cual se desarrollan las grandes tormentas ecuatoriales). En la siguiente figura tenemos las posiciones de la ITCZ en Enero y Julio (invierno y verano en el hemisferio Norte respectivamente, al revés en el hemisferio Sur).

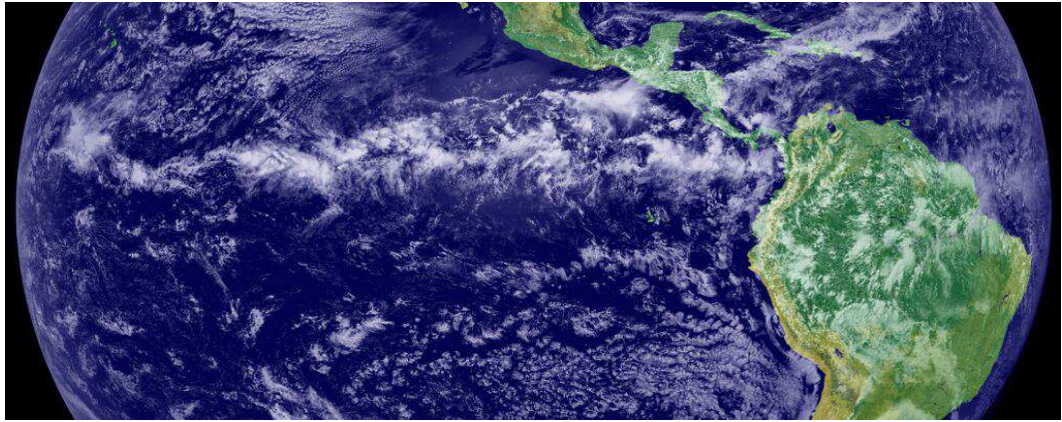


Esa basculación estacional de la ITCZ es la responsable del cambio de régimen monzónico en la India.



En los meses de verano (Mayo-Septiembre) la posición más elevada de la ITCZ permite la llegada de vientos húmedos del Océano Indico que dan lugar a las lluvias intensas en la India. Por el contrario, en Invierno al descender de latitud la ITCZ lo que ocurre es que cambia el régimen de vientos y tenemos allí el ciclo seco (meses de sequia)

La siguiente imagen está tomada por un satélite donde se puede apreciar la posición (en torno al Ecuador) que ocupa la ITCZ.

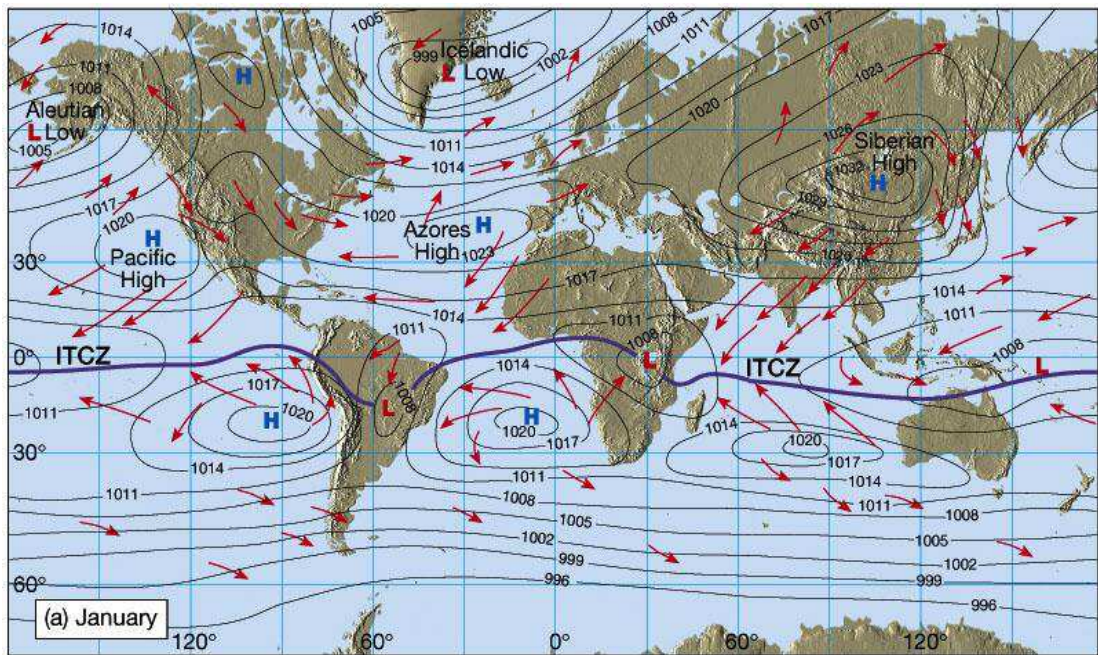


En la siguiente imagen podemos ver las bandas de cirros que delatan la presencia de una corriente en chorro.

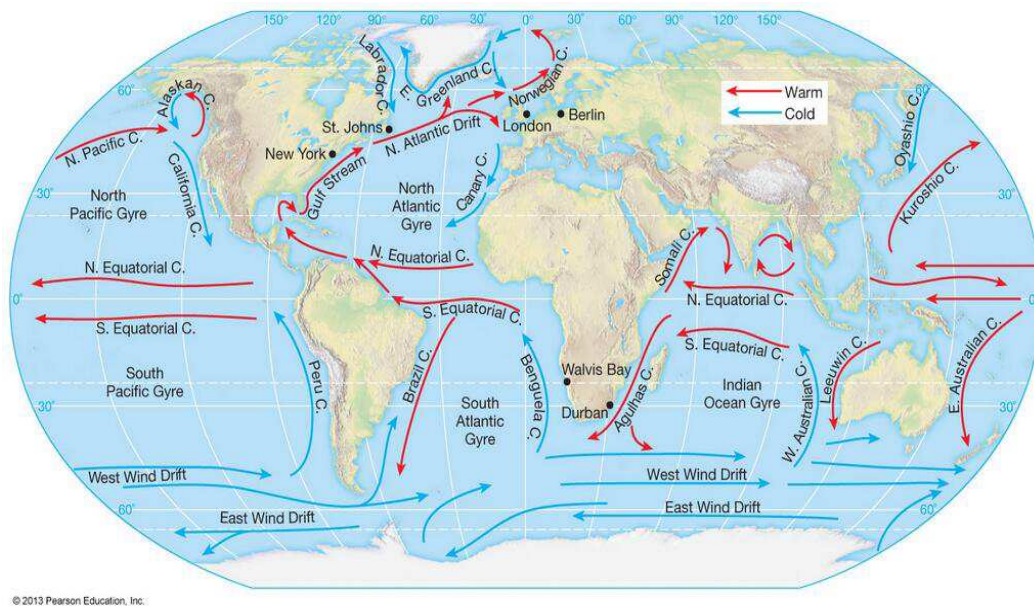


12.7. Las corrientes marinas.

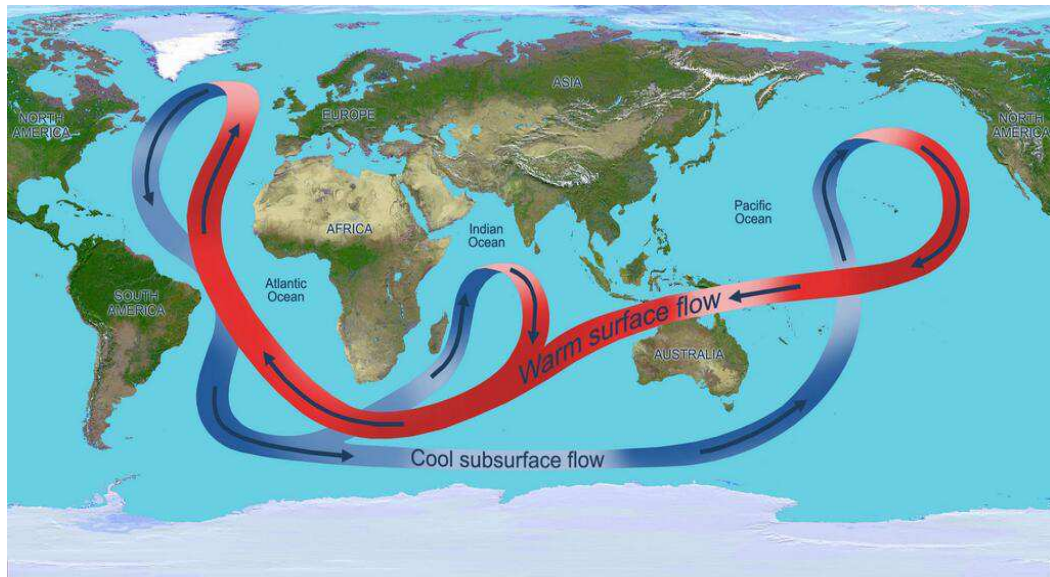
La CGA da como resultado una distribución de la presión a nivel del mar.



La siguiente fotografía nos indica corrientes marinas superficiales.



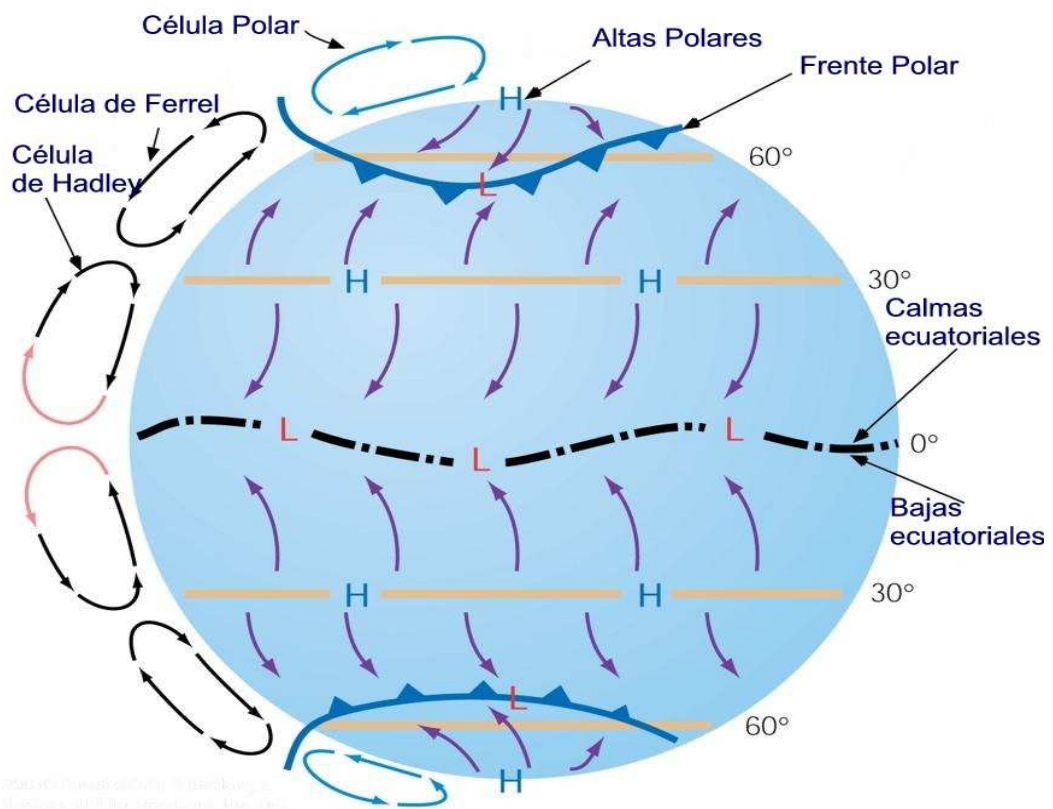
Hay una evidente conexión entre el régimen de vientos y corrientes marinas, es el llamado efecto arrastre (acoplamiento atmosfera-océano). Las corrientes marinas superficiales están a su vez conectadas con las que discurren a mayor profundidad. Tanto la CGA como la circulación termohalina (la que aparece en la siguiente figura) transportan el calor por toda la superficie terrestre.



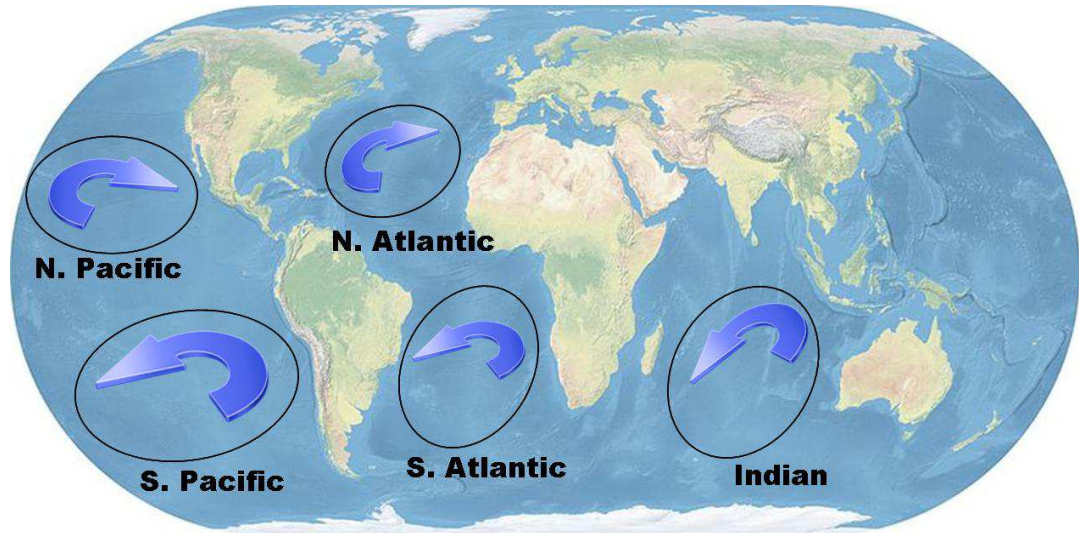
La circulación termohalina es un mecanismo de transporte de calor a gran escala desde las regiones tropicales (donde tenemos mares cálidos) hasta las regiones polares.

12.8. Los anticiclones subtropicales.

Uno de los elementos destacados del esquema de la CGA son los anticiclones que se forman en diferentes regiones de la Tierra.



En la figura de arriba los vemos sobre todo dominando en las dos franjas subtropicales y también sobre las dos regiones polares. Todas ellas zonas donde se producen grandes descensos de aire con la consiguiente subsidencia y desaparición de la nubosidad.



Si nos centramos en los anticiclones subtropicales los tenemos formados tanto en el Océano Pacífico, cómo en el Atlántico, como en el Índico y también al Norte de la Cordillera del Himalaya.

El tiempo en latitudes medias, aparte de por las corrientes en chorro, también está regido por la dinámica de los anticiclones.

CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPÍTULO 13. RADIOSONDEOS, SATÉLITES Y MAPAS DE ALTURA.

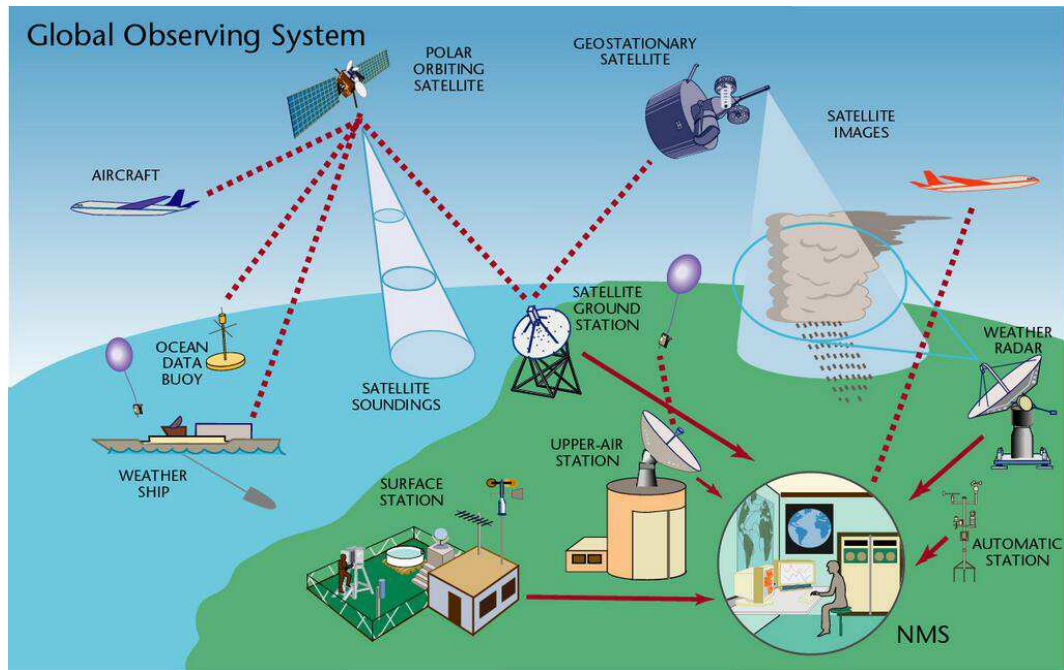
13.1. Las observaciones meteorológicas.

Para llevar a cabo buenas predicciones meteorológicas es necesario disponer de cuantas más observaciones mejor y de calidad. Las primeras observaciones meteorológicas con instrumentos datan del siglo XVII, si bien la 1ª red mundial data del siglo XIX. Hasta finales del siglo XIX todas las observaciones meteorológicas eran terrestres. En ese momento comienzan a lanzarse cometas y globos. Con la suelta de cometas y globos-sonda se comienzan a registrar datos a diferentes niveles de la atmósfera. Desde los años 20 del siglo pasado, los lanzamientos de globos-sonda se llevan a cabo por todo el mundo de forma regular.



Tras la II Guerra Mundial se establece en el Atlántico Norte una flota de barcos desde los que se realizan también observaciones. Los datos de los barcos (meteorológicos y oceanográficos) se van complementando también con los de diferentes boyas. Finalmente en los años 60, con el inicio de la era espacial, comienzan a ponerse en órbita satélites meteorológicos. Hoy en día se obtienen diariamente en todo el mundo miles de observaciones meteorológicas desde

tierra, mar, aire y espacio. En la siguiente figura está representado el Sistema de Observación Global.

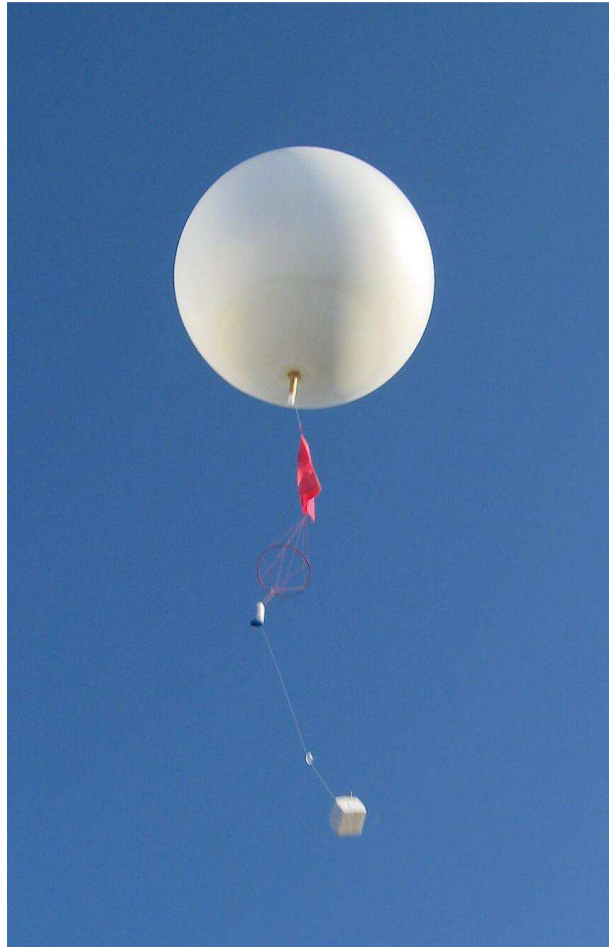


13.2. Los radiosondeos.

Todos los datos son importantes, pero los tomados por radiosondeos a distintos niveles de atmosfera tienen un valor especial. Todos los días a las 0z y a las 12z (z es una forma abreviada de poner "hora zulú", equivalente a la hora GMT o UTC. El horario del huso del meridiano de Greenwich) se realizan radiosondeos en varios centenares de observatorios de todo el mundo. El radiosondeo se confecciona gracias a los datos que envía a tierra un globo con radiosonda, al ascender por la atmósfera. En la siguiente fotografía podemos ver la fase final de la operación de llenado de helio del globo, previa a su lanzamiento.



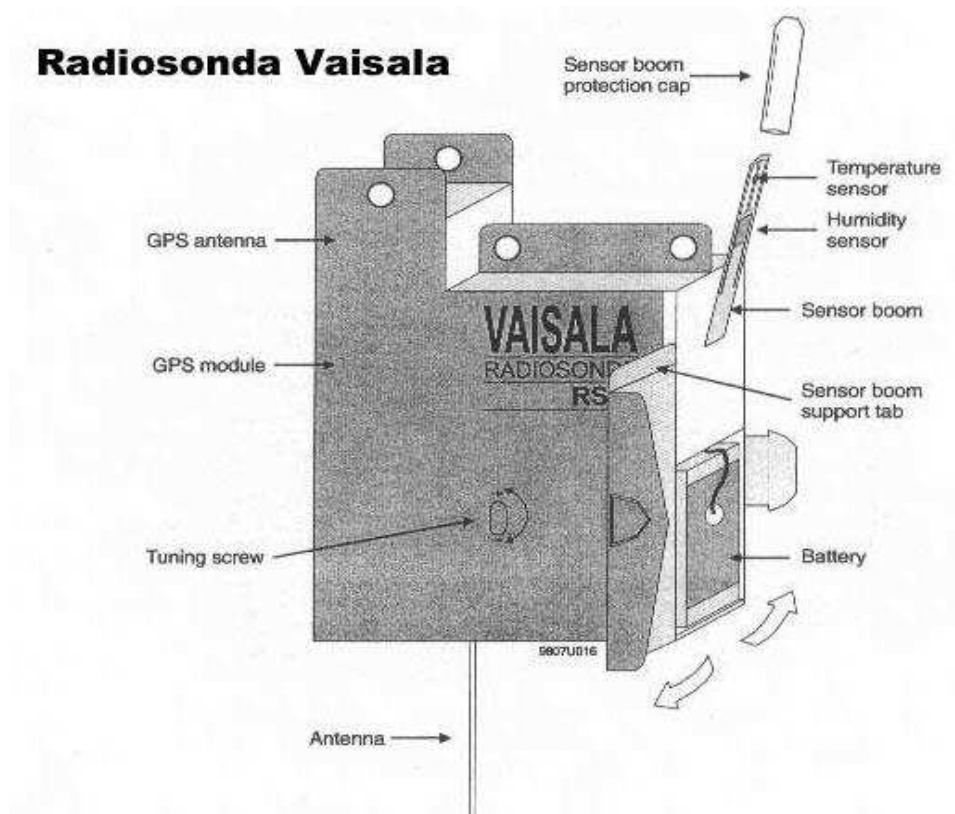
La radio-sonda se cuelga de un cordel atado al globo. Una vez soltado el globo comienza a emitir datos.



Según va ascendiendo el globo por la atmosfera va aumentando de tamaño, al encontrarse con presiones cada vez mas bajas. La radio-sonda contiene sensores que miden variables como la temperatura, contenido de humedad y presión. La radio-sonda la completa un pequeño transmisor de radio y la antena.



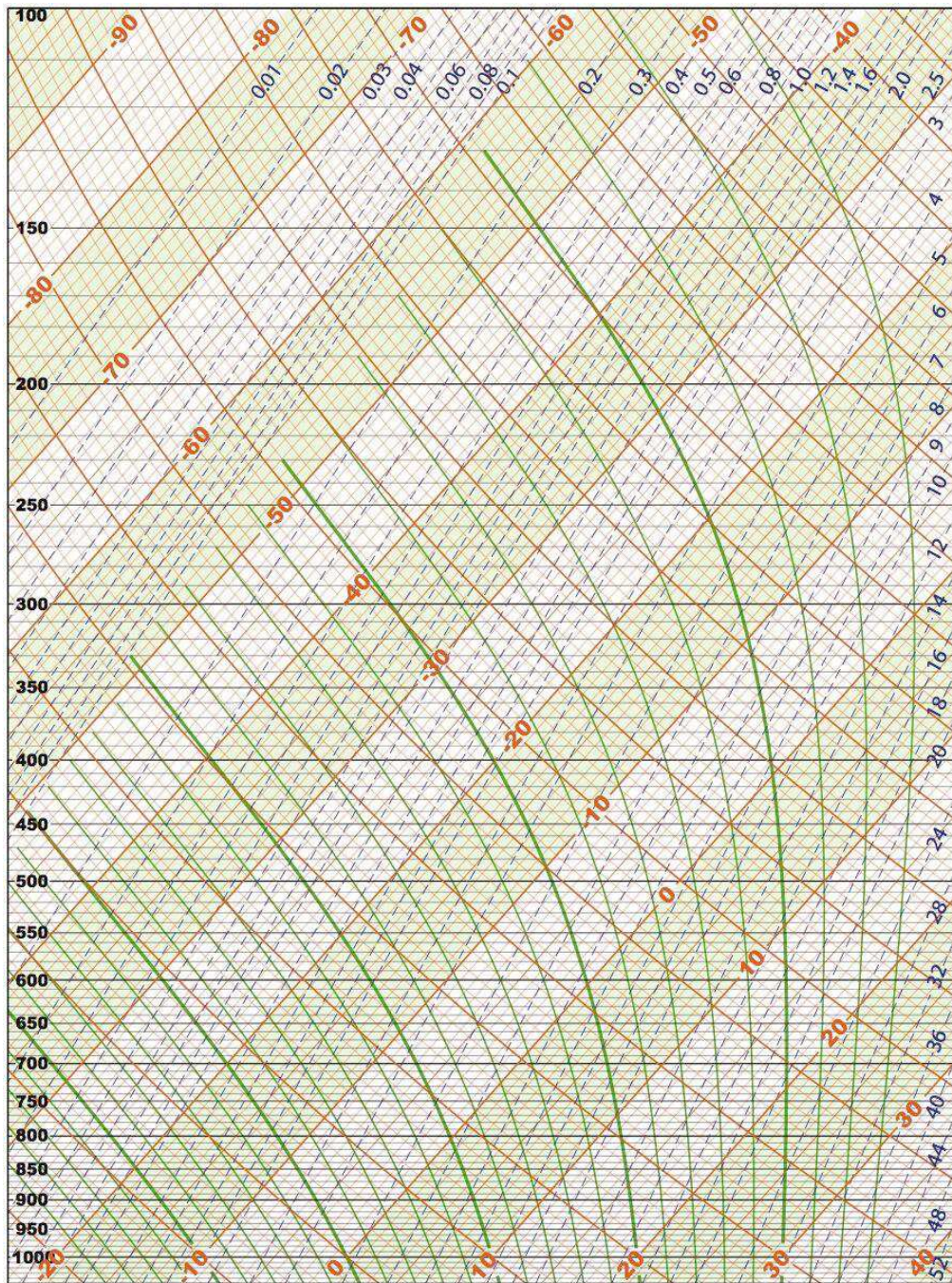
En la siguiente figura podemos ver los diferentes componentes que forman la radio-sonda.



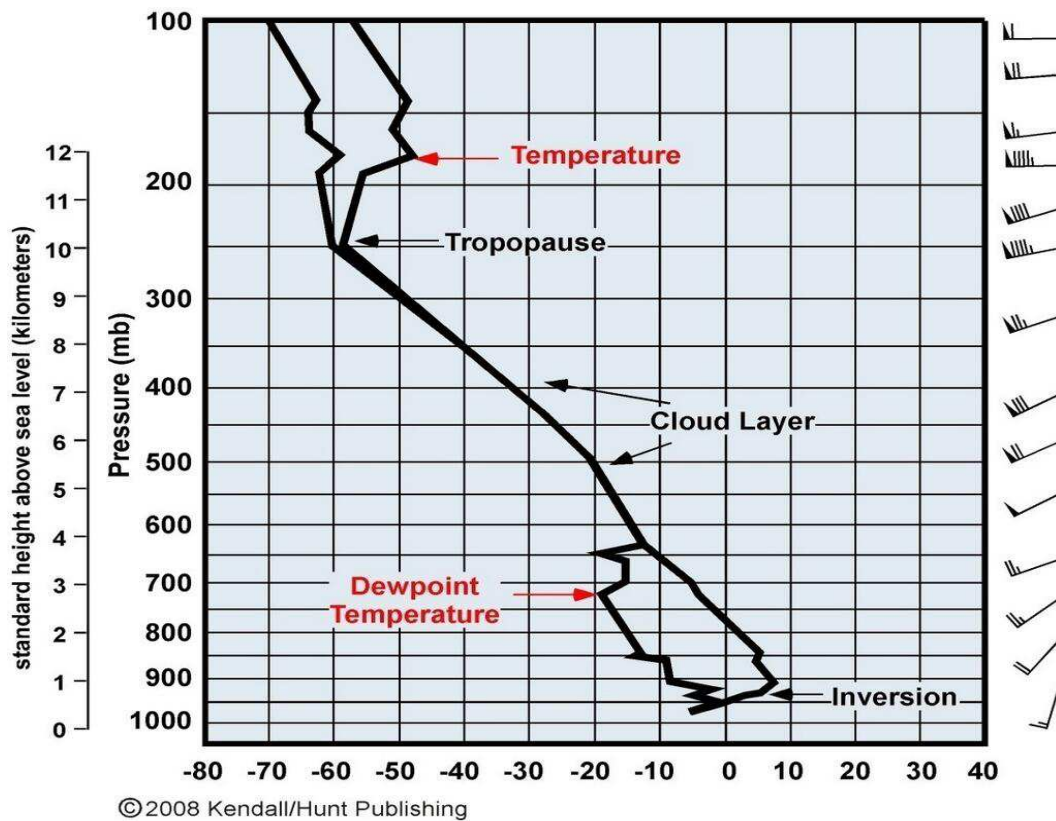
La radio-sonda va enviando a tierra datos meteorológicos a intervalos regulares a través de una determinada frecuencia. La radio-sonda en todo momento esta localizada mediante GPS y las posiciones que va ocupando la radio-sonda permiten determinar automáticamente velocidad y dirección del viento.

13.3. Estabilidad e inestabilidad atmosférica.

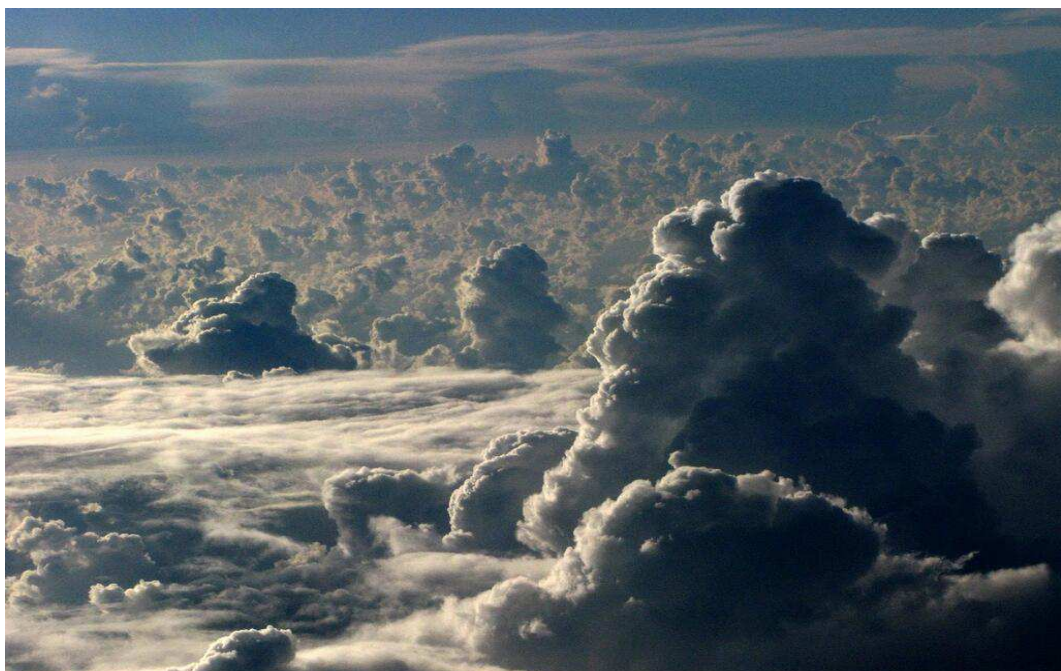
Los datos que vamos recibiendo desde un globo meteorológico podemos representarlos en un diagrama aerológico o termodinámicos como el de la siguiente pagina. Sobre el diagrama termodinámico se dibujan 2 curvas. La de estado (de la temperatura) y la del punto de rocío (saturación). En este diagrama termodinámico, las adiabáticas son las líneas verdes y marrones que aparecen inclinadas hacia la izquierda



En la figura de la página siguiente tenemos un ejemplo esquemático de un radiosondeo, en el cual las citadas 2 curvas están solapadas en un tramo. Hay mucha información en un radiosondeo como el del ejemplo. De un primer vistazo sabemos si hay inversiones térmicas o nubes. En las zonas donde se solapan las 2 curvas hay presencia de nubes (aire saturado). Los tramos donde la curva de estado (la de la temperatura) aumenta con la altitud, son inversiones térmicas.

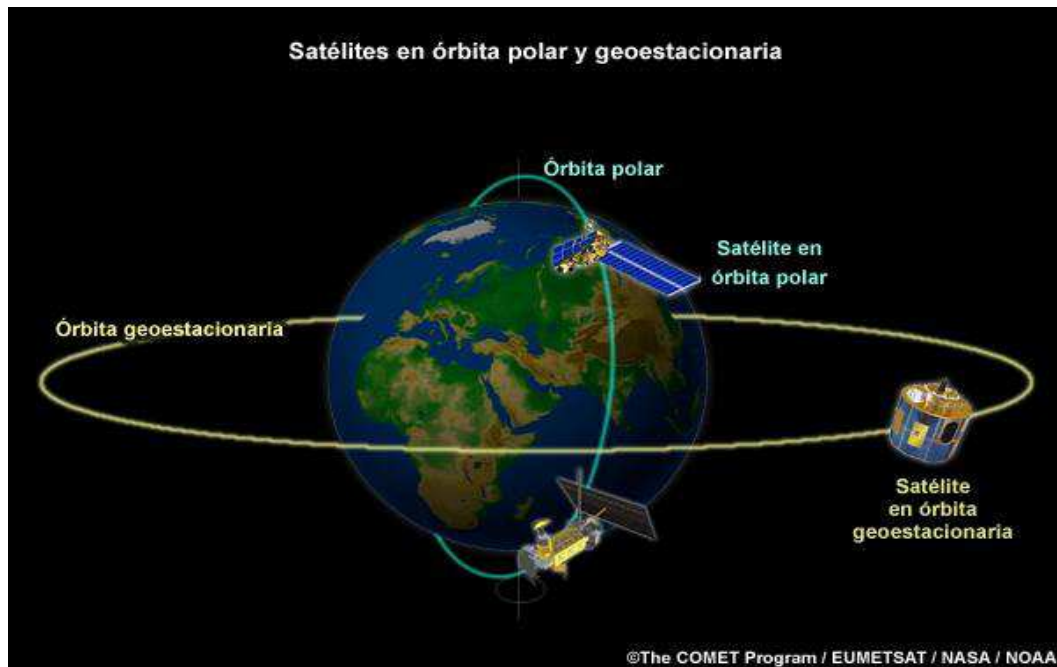


La mayor utilidad de los radiosondeos es determinar cuál es el grado de estabilidad de la atmosfera. La atmosfera será tanto más inestable cuanto más frío este el aire según ascendamos (mas diferencia con la T^a junto al suelo). Para saber cuál es el grado de estabilidad o inestabilidad atmosférica hay que ver cuál es la pendiente de la curva de estado. Si la curva de estado queda a la derecha de las dos adiabáticas (líneas auxiliares) hay estabilidad. Si la curva de estado queda a la izquierda de las 2 adiabáticas (seca y saturada) hay inestabilidad.

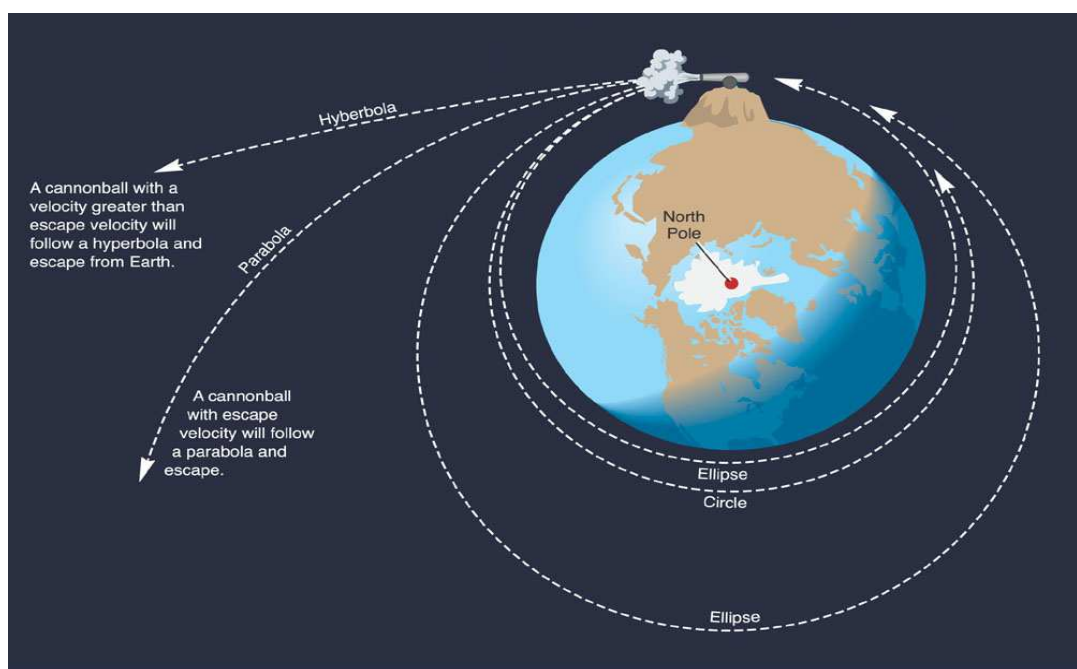


13.4. Los satélites meteorológicos.

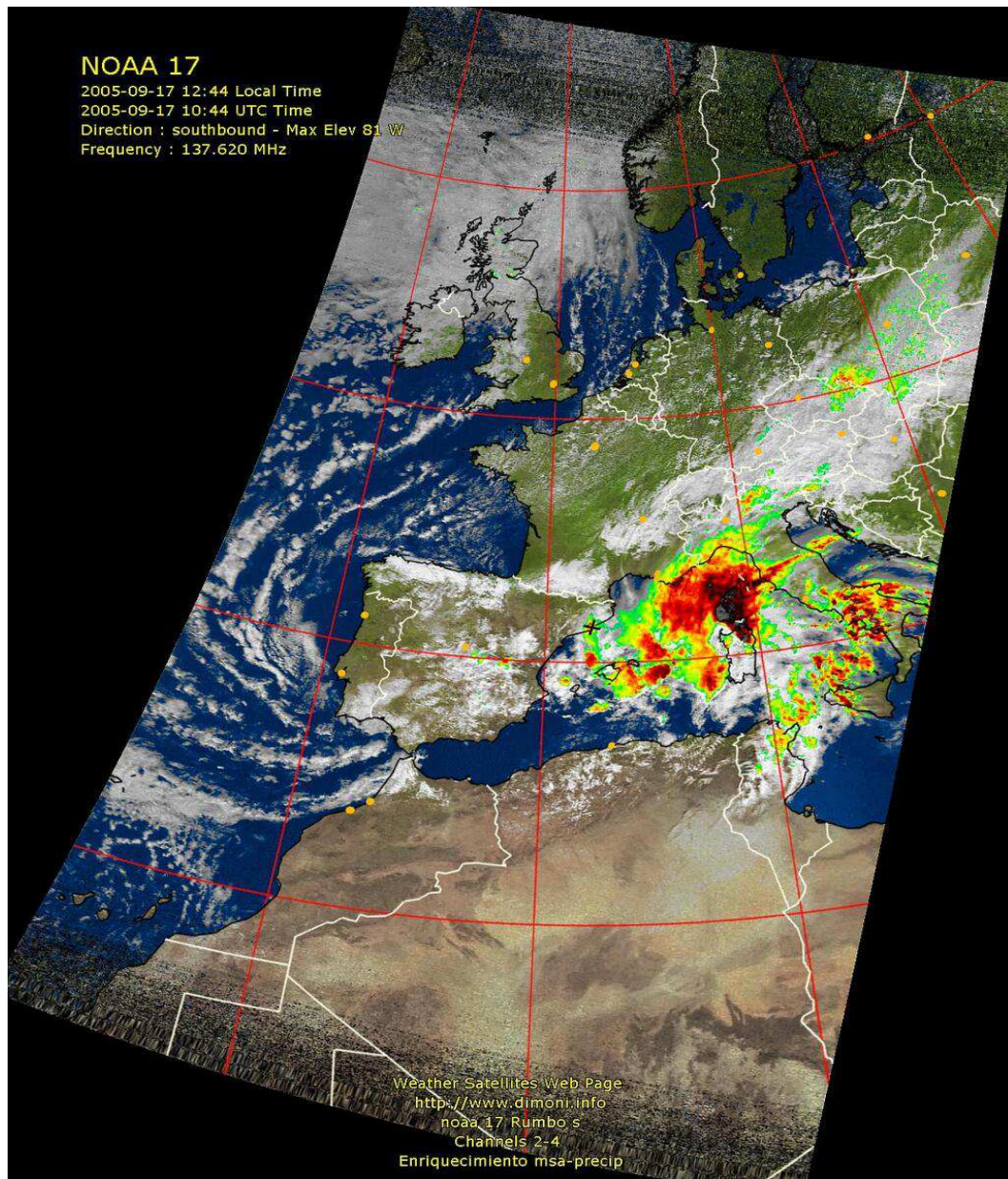
Coincidiendo con el inicio de la era espacial (años 60) se lanzan los primeros satélites meteorológicos. Los satélites artificiales podemos dividirlos en 2 grandes categorías: polares o geoestacionarios.



Para conseguir que un satélite artificial orbite alrededor de la Tierra hay que impulsarlo con una velocidad lo suficientemente grande para que no caiga en la superficie terrestre pero que tampoco sea excesiva porque sino el satélite escaparía de la acción de la gravedad de nuestro planeta.



Los satélites polares orbitan mucho más cerca de la superficie terrestre(a unos 800 km), pasando sobre los polos terrestres. Los satélites polares van barriendo la superficie terrestre en distintas franjas longitudinales como gajos de una naranja. En la siguiente imagen podemos observar el barrido de un satélite de los NOAA de EEUU.



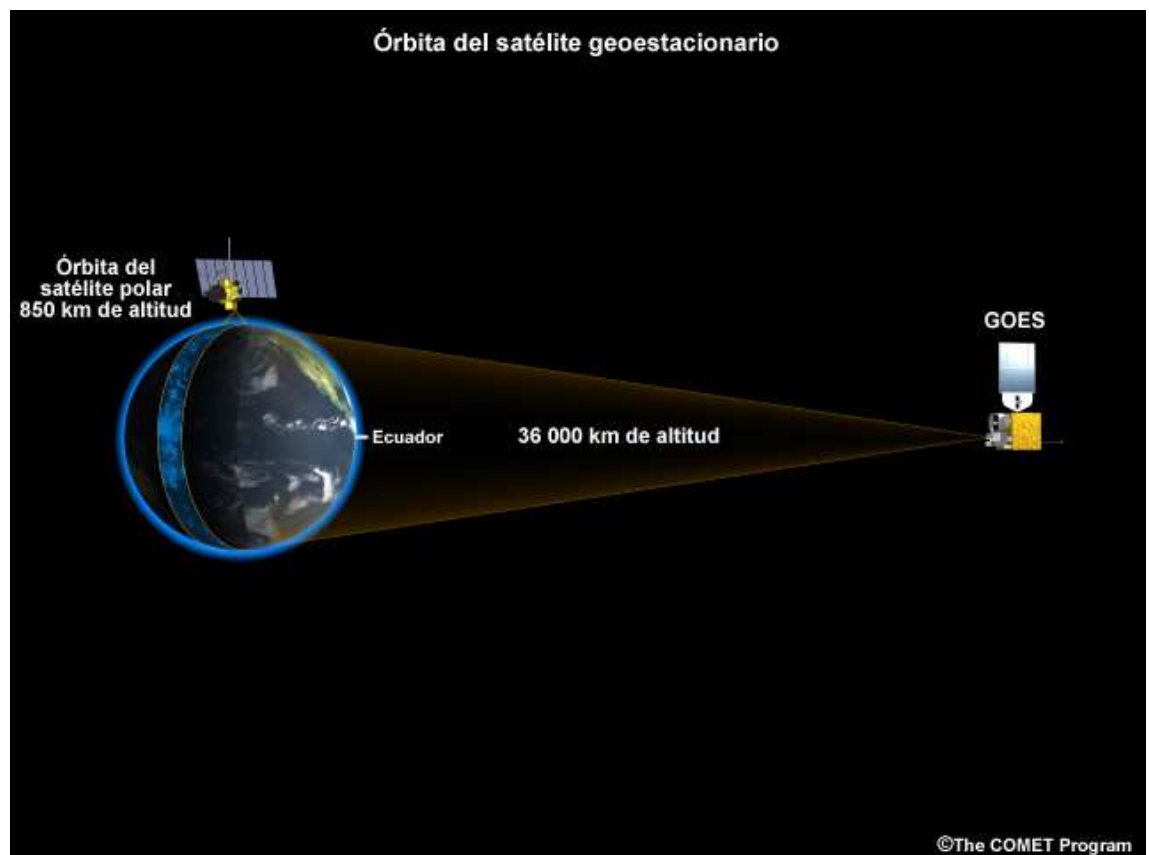
La ventaja que tiene el satélite polar es que nos proporciona imágenes de alta resolución pero la desventaja que tiene es que no se dispone de imágenes continuas de una misma franja.

Los satélites geoestacionarios están situados mucho más lejos de la superficie terrestre, en puntos fijos sobre el Ecuador. Además, orbitan la Tierra sincrónicamente con ella(a la misma velocidad que la rotación terrestre). La

principal ventaja de los satélites geoestacionarios es que ocupan siempre la misma posición respecto a la superficie terrestre.

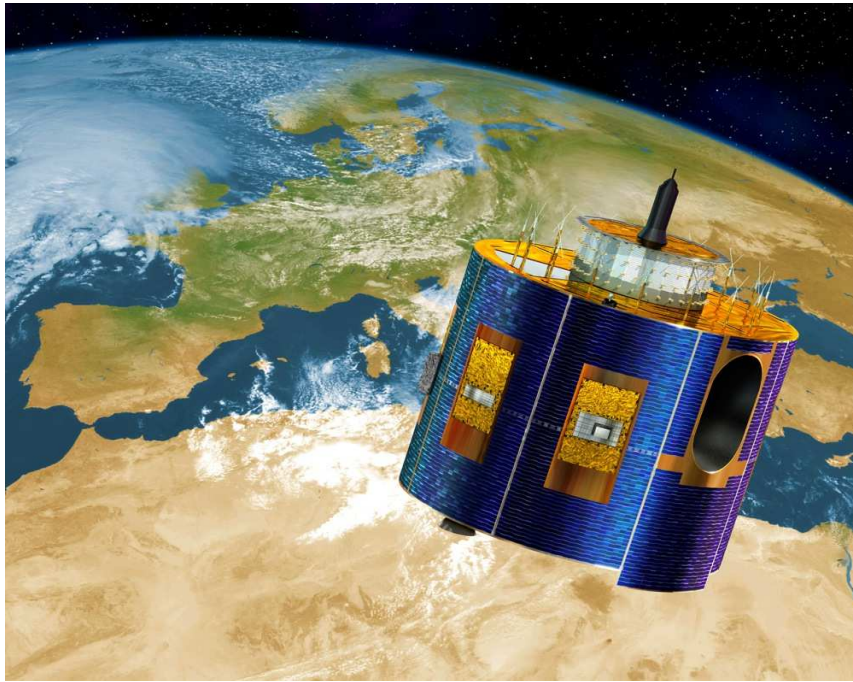
En la figura de la página siguiente podemos ver la órbita de un satélite geoestacionario. Estos satélites geoestacionarios están a bastante distancia de la Tierra, a unos 36000 km de altitud. Desde ahí arriba pueden llegar a capturar una buena parte de la superficie terrestre.

Los satélites de órbita polar están mucho más cerca de la superficie, en torno a unos 800 km, y estos sí que permiten que haya unas imágenes de mayor resolución pero que cubren unas franjas de superficie mucho más pequeñas.

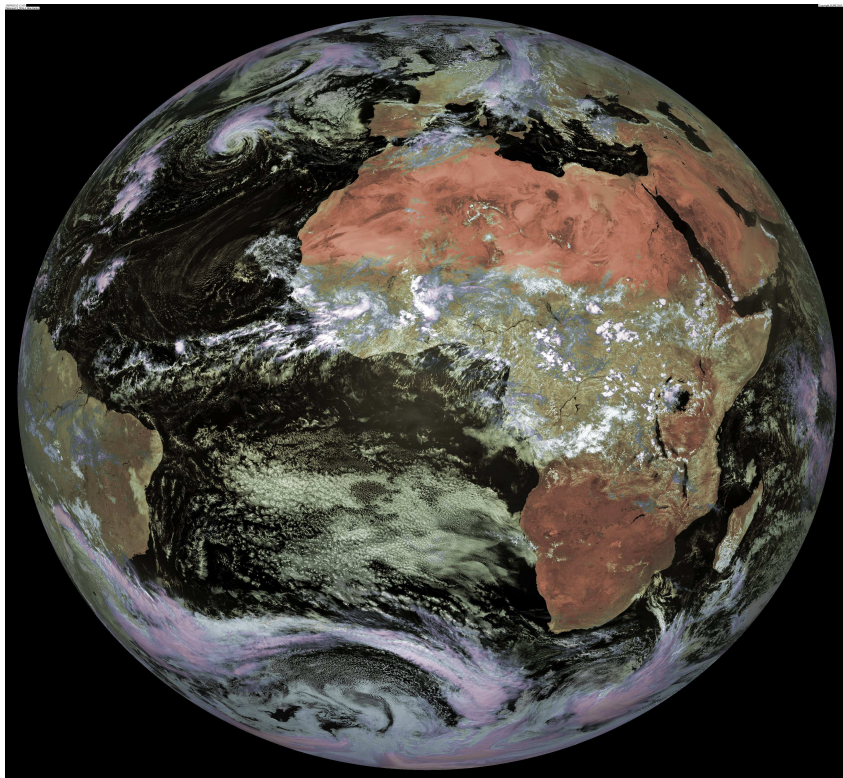


13.5. El Meteosat.

El principal programa de satélites meteorológicos en Europa es el programa Meteosat. El satélite Meteosat es el satélite geoestacionario que proporciona a Europa y a África imágenes de forma continua. No hay un único satélite Meteosat. El 1º de la serie se lanzó el 23 de Noviembre de 1977. Actualmente orbitan los MSG (2ª generación) con unas mayores prestaciones que los primeros.



Al ser un satélite geoestacionario vemos en la siguiente figura cual es la cobertura que cubren de la superficie terrestre, y además constantemente están situados sobre esa posición. Esto es lo que les diferencia de los satélites polares.

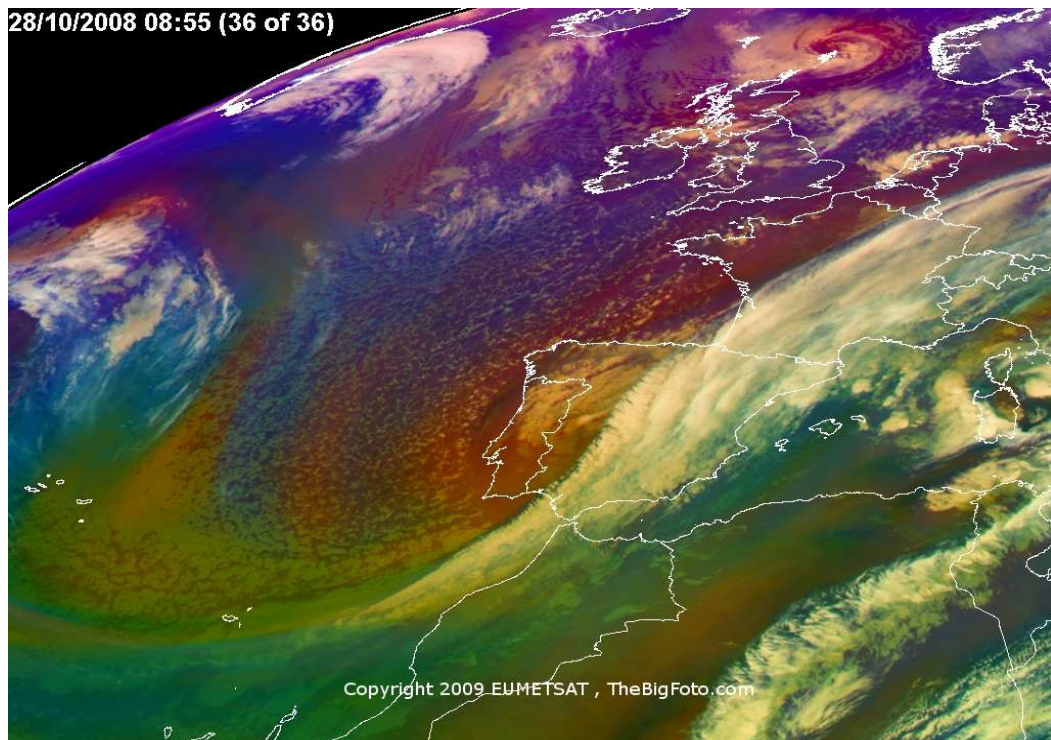


La cobertura que tienen los satélites polares es mucho más pequeña (como podemos observar en la imagen de la página 169) aunque consiguen una mayor

resolución. Sin embargo este tipo de imágenes nos viene proporcionadas cada 6 o 12 h.

13.6. Las imágenes de satélite.

Gracias los diferentes canales de los satélites meteorológicos pueden obtenerse imágenes con distintas utilidades. En los primeros Meteosat(los de 1ª generación) había 3 canales (uno infrarrojo, otro visible y otro de vapor de agua). En los Meteosat de 2ª generación, MSG, hay un total de 12 canales. Hay varios de ellos en la franja del infrarrojo que nos mandan imágenes como la siguiente.

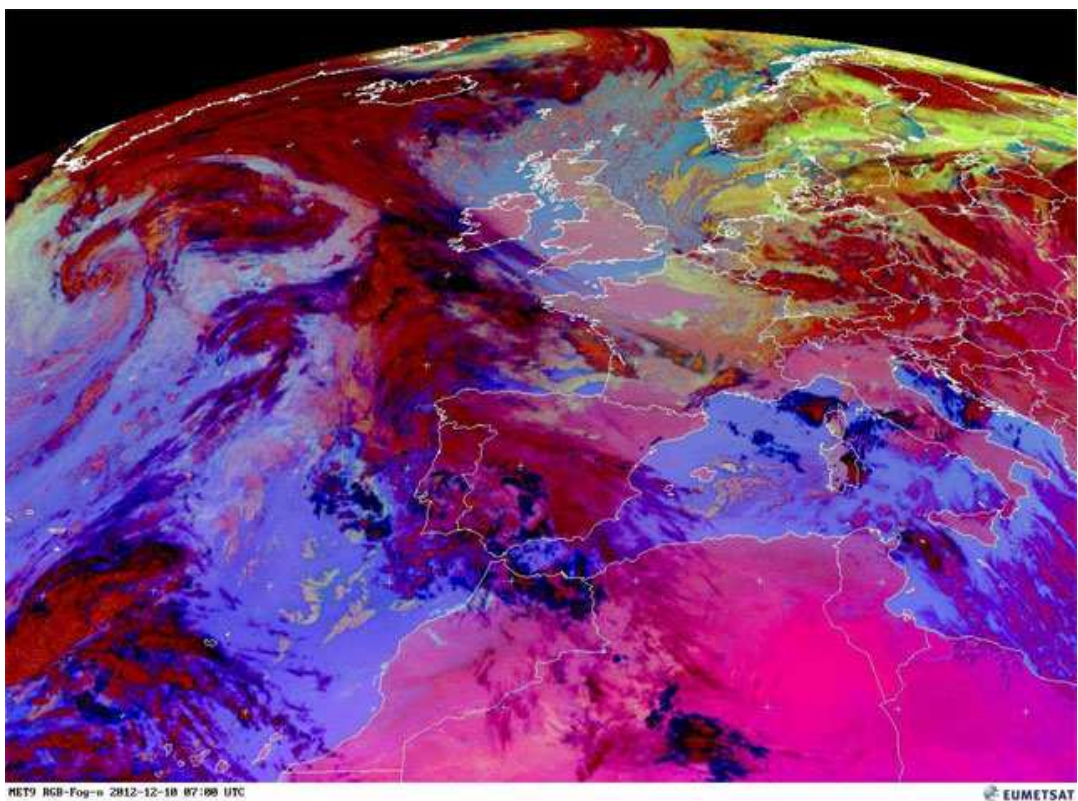


En esta imagen incluso con falsos colores se pueden apreciar las distintas masas de aire.

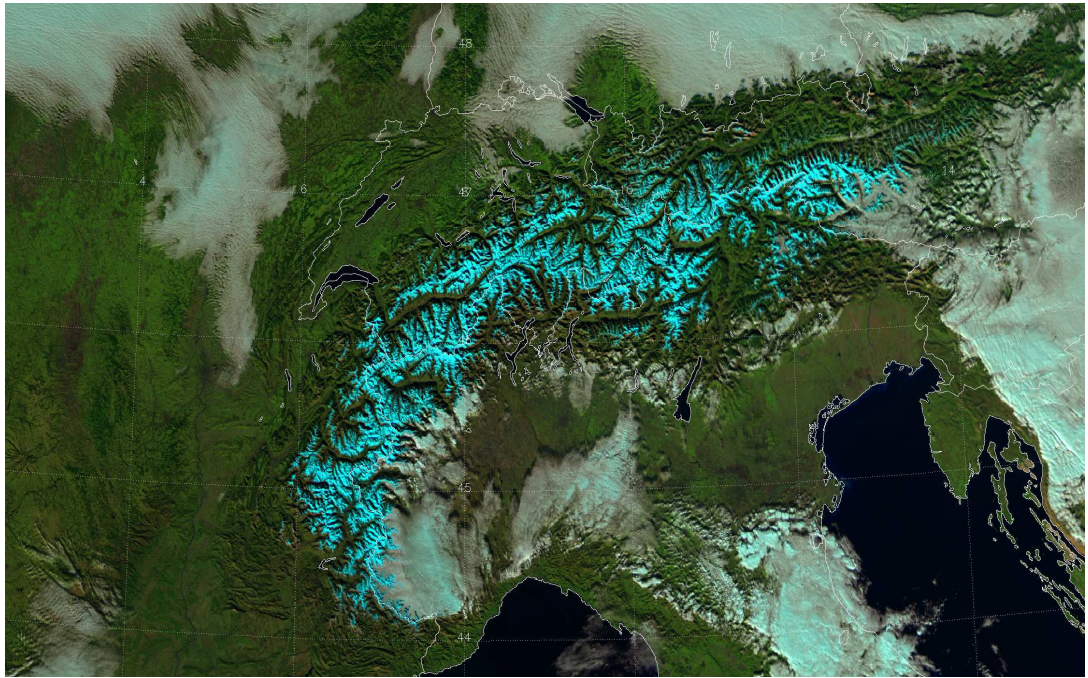
Los canales visibles nos envían fotos donde se ve muy bien la nubosidad.



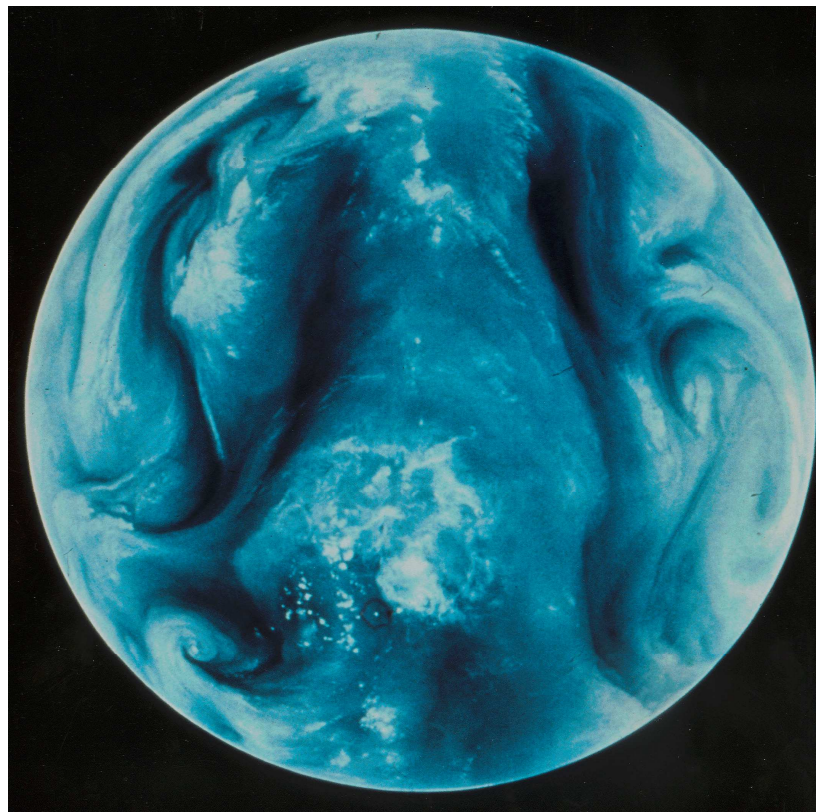
Incluso también combinando varios de ellos podemos distinguir dependiendo del color entre nubes bajas, medias y altas.

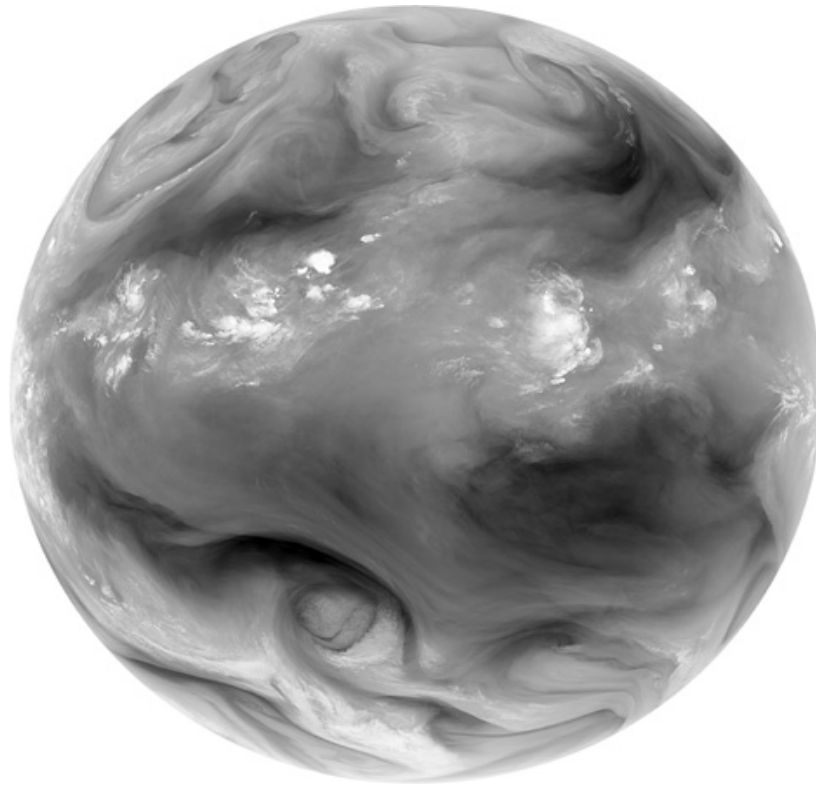


También hay una aplicación que permite combinar varias de esas imágenes y distinguir entre la nieve (en la imagen de abajo aparece en color azul) que aquí aparece en los Alpes de las nubes bajas o nieblas algunas de ellas en los valles alpinos.



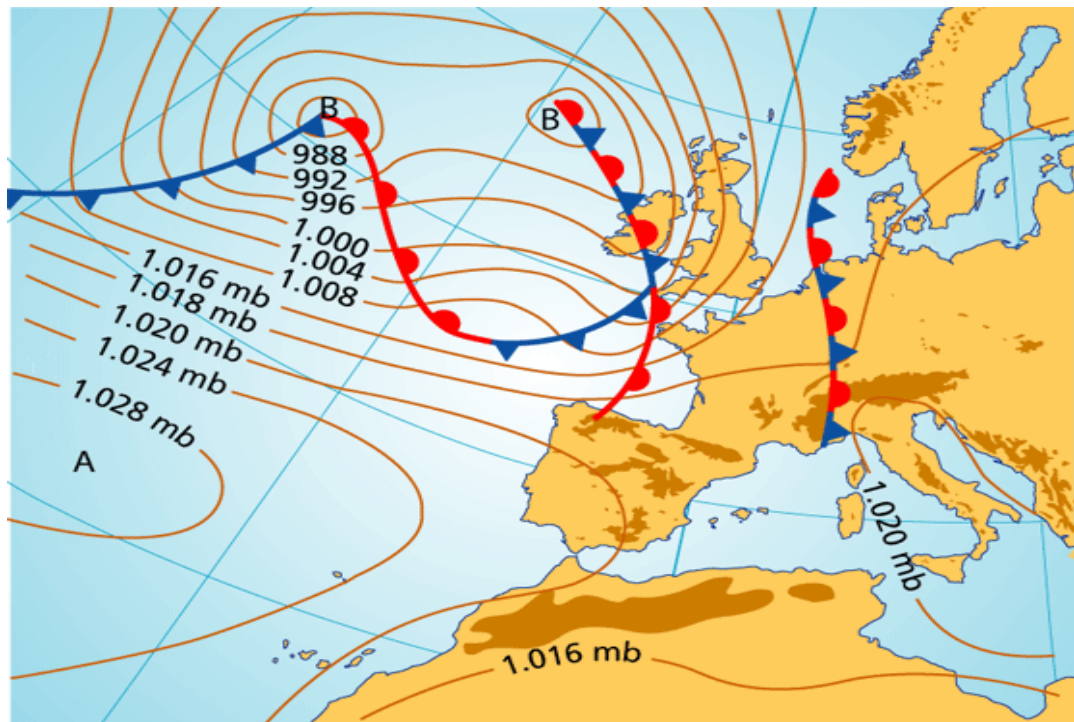
Y también hay un canal que al igual que en lo Meteosat de 1ª generación que es el de vapor de agua, el cual proporciona unas imágenes menos conocidas porque no se suelen mostrar normalmente en los espacios del tiempo de la televisión que permiten apreciar cómo se distribuye el contenido de vapor de agua de las diferentes masas de aire.



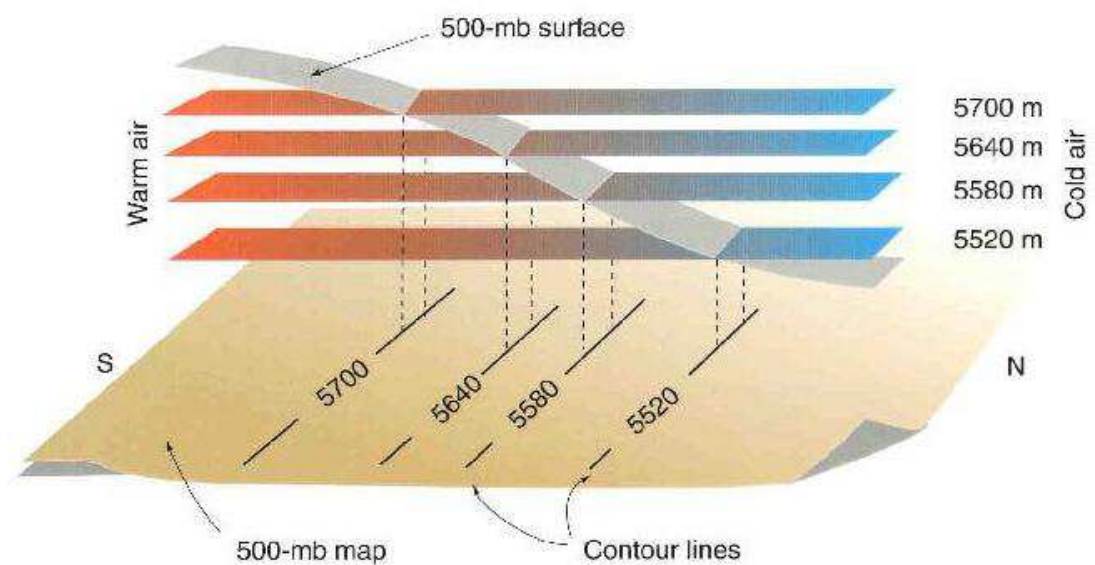


13.7. Los mapas de alturas.

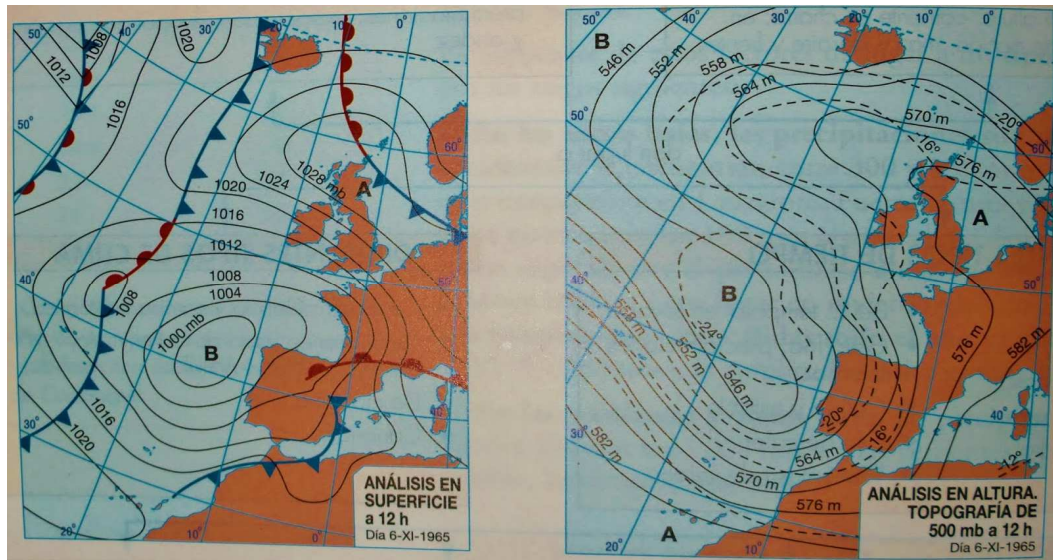
Para hacer un buen diagnóstico y una buena predicción meteorológica no únicamente necesitamos consultar los mapas de superficie sino también los mapas de altura. Los mapas de altura son cartografías que nos muestran como es la distribución vertical de distintas superficies de presión. Por lo tanto el clásico mapa de isobaras y frentes, como el que pongo a continuación, necesita un complemento que nos lo da la distribución vertical de la presión atmosférica en diferentes niveles.



Uno de los más empleados es el nivel de 500 hPa.



En función de lo frío o lo cálido que este el aire, ese nivel o esa superficie estará más o menos hundida y eso tendrá su reflejo en el tiempo que tengamos en superficie.



Así las cosas, tendremos siempre que comparar el mapa de superficie(izquierda) con el mapa de 500 hPa(derecha).Y por ejemplo en la mapa de arriba a la izquierda tenemos una borrasca acercándose a la Península Ibérica, mientras que en el mapa de la derecha vemos una borrasca fría que hay en su vertical. En función de que sea la temperatura más o menos baja en esa vertical tendremos un tipo de tiempo u otro.

CURSO DE METEOROLOGÍA.

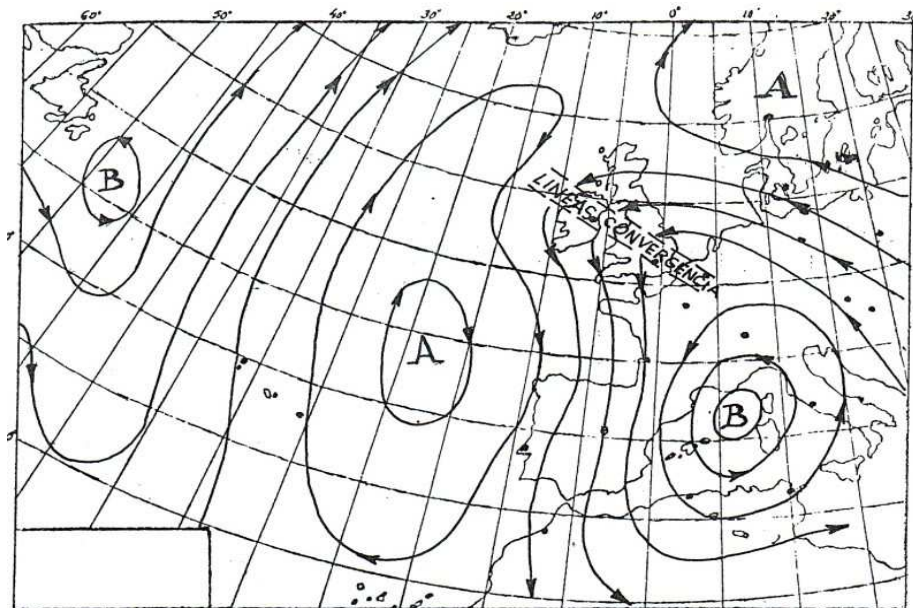
CAPÍTULO 14. EL CLIMA Y SUS CAMBIOS.

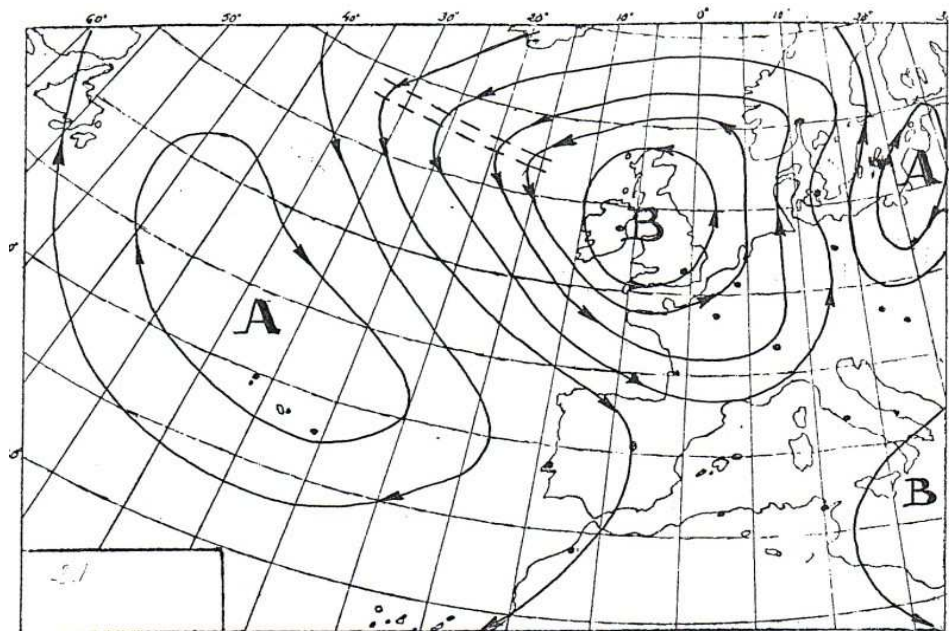
14.1. Diferencia entre tiempo y clima.

El tiempo atmosférico (temperie) viene caracterizado por las condiciones meteorológicas en un momento dado. Por ejemplo un día de tormenta.

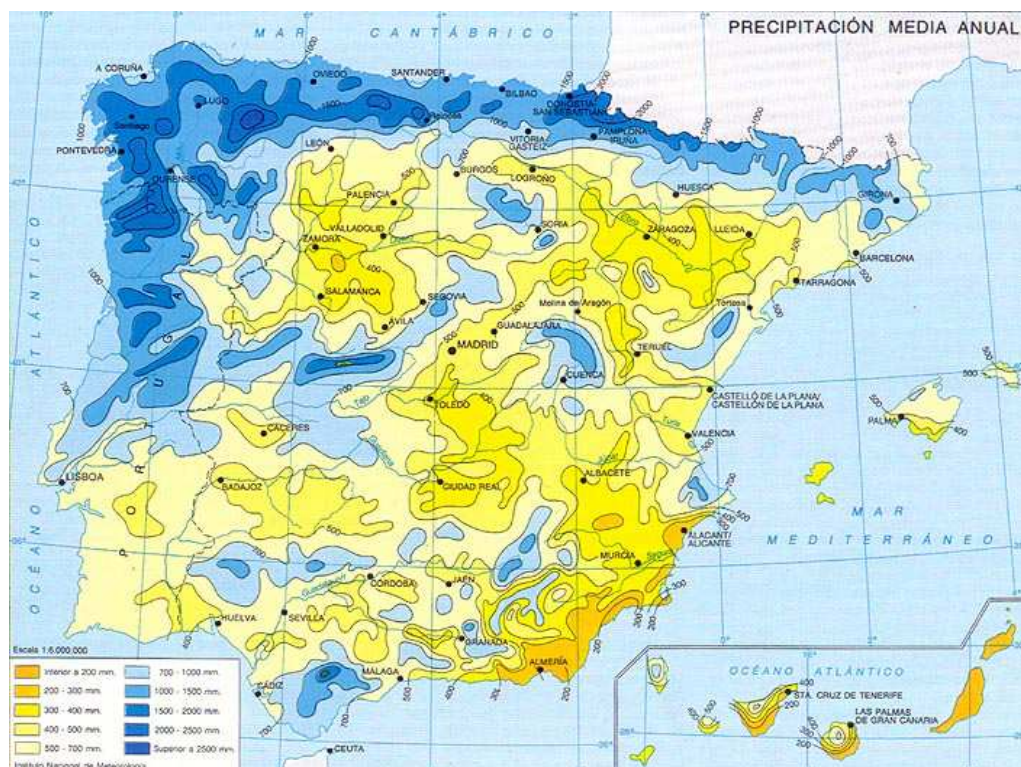


El tiempo atmosférico cambia constantemente produciéndose un sinfín de tipos de tiempo determinados por situaciones sinópticas (diferentes situaciones meteorológicas).

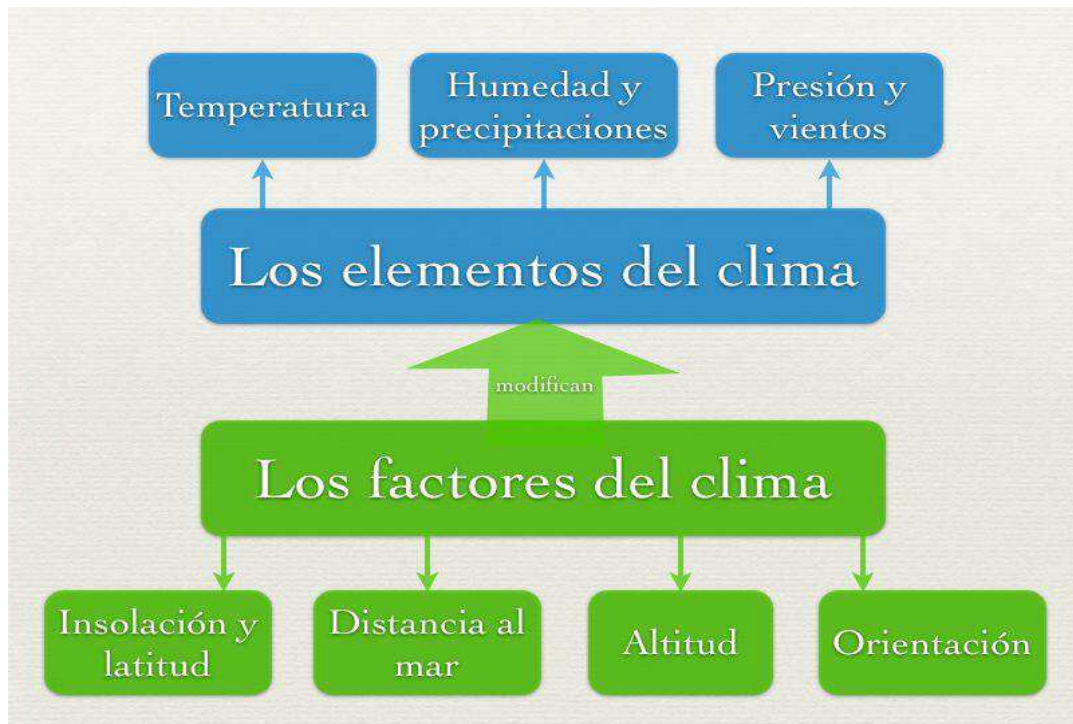




El clima refleja los valores promedios de diferentes variables meteorológicas a lo largo de periodos de al menos 30 años. Por lo que el clima es la sucesión de diferentes estados de tiempo atmosférico. Si llegamos a un sitio por 1ª vez, estamos allí 3 días y no para de llover, no podemos deducir que allí el clima es lluvioso. Para saber si un lugar tiene o no clima lluvioso, deberemos de analizar cómo se comporta la variable lluvia durante muchos años.



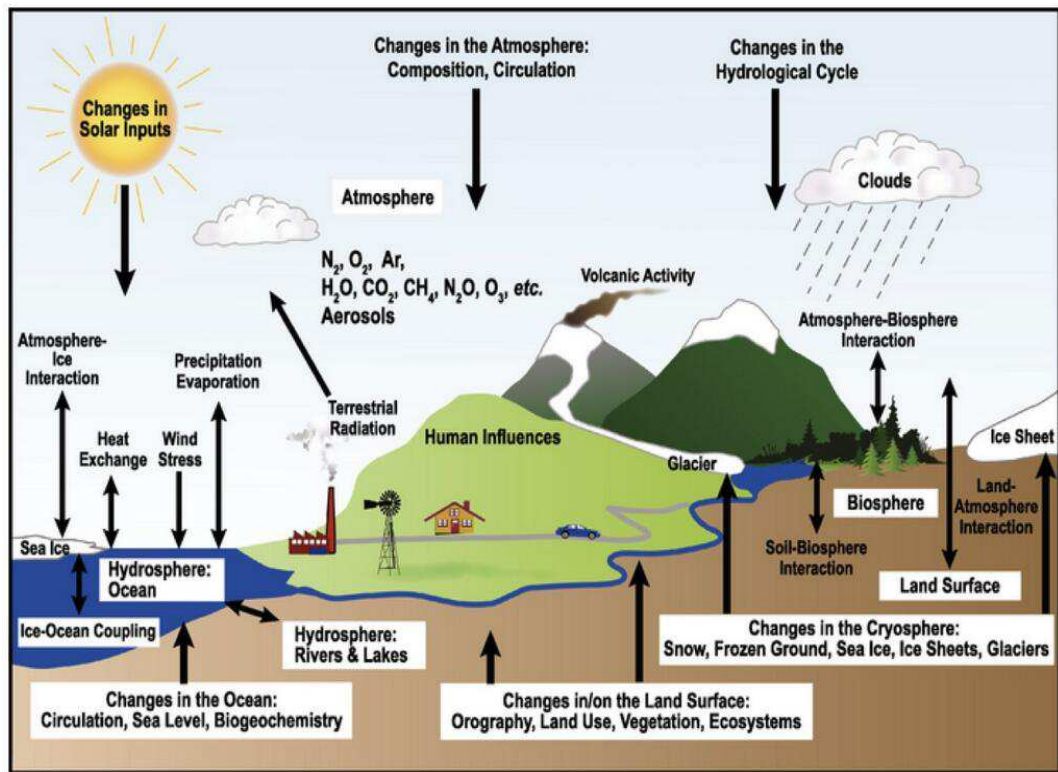
Los factores que influyen en el clima modifican los elementos del clima (variables meteorológicas).



El estudio del clima y de sus cambios entraña una gran complejidad. Vamos comprendiendo cosas, pero seguimos investigando. Inicialmente, el clima se empezó a estudiar como una cuestión relativa al comportamiento atmosférico.

14.2. El sistema climático.

Con el paso de los años nos dimos cuenta que para entender el comportamiento del clima, hemos de estudiar el sistema climático. La atmósfera es solo uno de los 5 subsistemas que forman el sistema climático, estando todos ellos interrelacionados. En la siguiente figura podemos ver la representación gráfica del sistema climático y los principales procesos que en él acontecen.

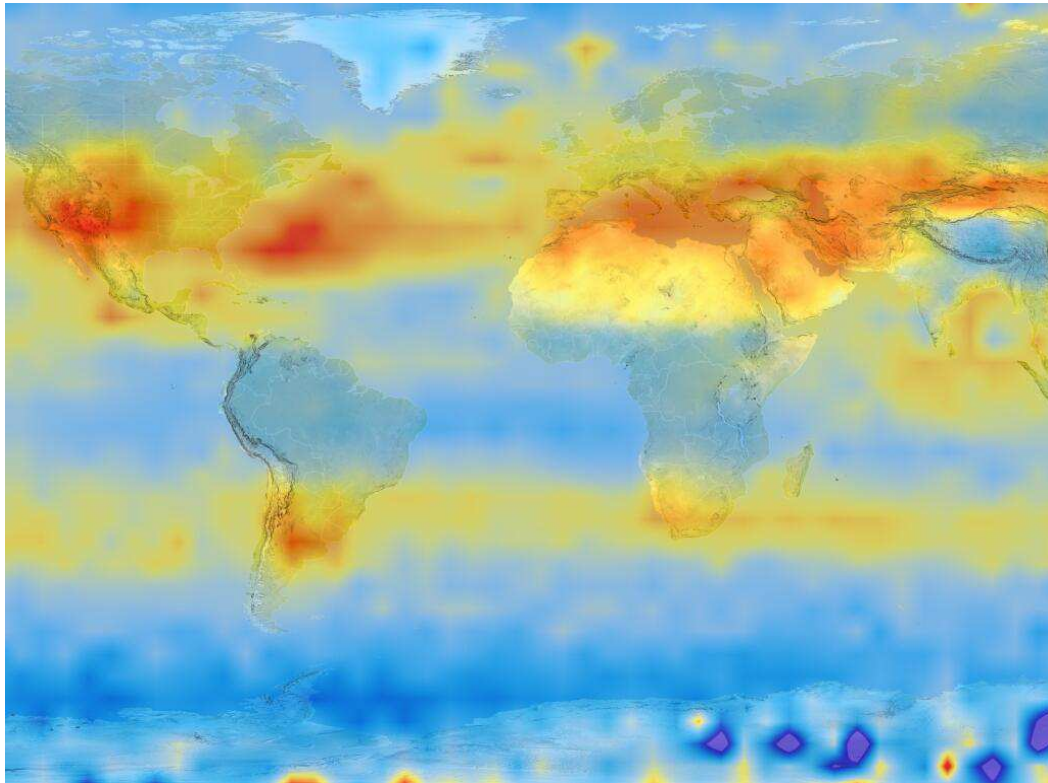


Los 5 componentes del sistema climático son: Atmosfera, Hidrosfera (Océanos), Criosfera (grandes masas de hielo), litosfera y biosfera (cubierta vegetal de toda la superficie terrestre). Cada uno de estos subsistemas está caracterizado por procesos que tienen diferentes escalas tiempo (desde minutos hasta millones de años) relacionadas con el clima. Asimilar el concepto de sistema climático permite darnos cuenta de la complejidad que encierra el conocimiento del clima.



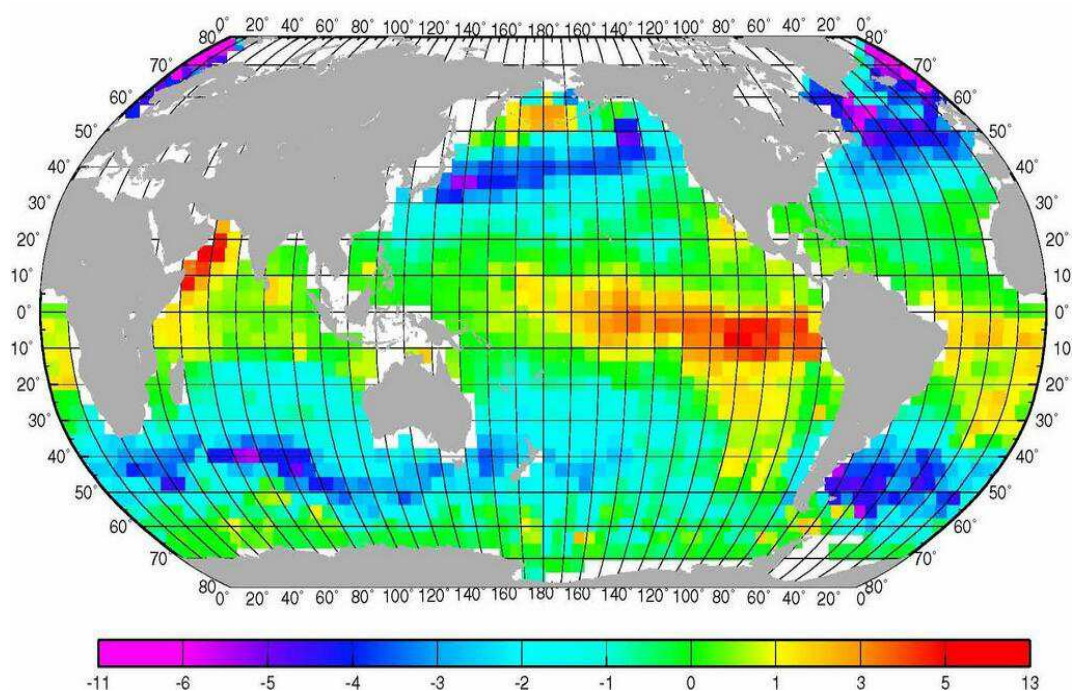
14.3. Efecto invernadero-Fuentes y sumideros de carbono.

En los últimos años se habla mucho del efecto invernadero y del calentamiento global. En la Tierra hay un efecto invernadero natural necesario para el planeta pueda albergar vida tal y como la conocemos. Las actividades humanas han aumentado sensiblemente las concentraciones de los gases efecto invernadero a la atmosfera. El efecto invernadero adicional, debido a nuestras emisiones, está provocando un ascenso de las temperaturas, que puede ir a más. Si la temperatura sube como apuntan algunas proyecciones climáticas, nos resultara difícil adaptarnos a los cambios. El CO₂ es el gas efecto invernadero que más ha aumentado. En la siguiente figura podemos ver donde hay una mayor concentración.

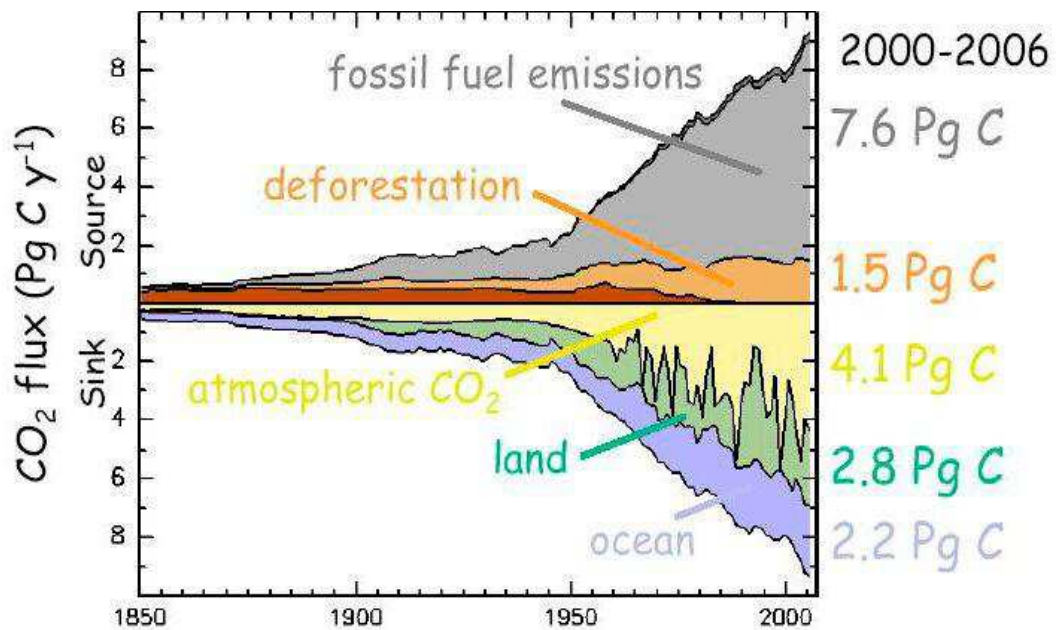


Como podemos observar las principales fuentes de emisión del CO₂ se concentran en el Hemisferio Norte, en zonas bastante industrializadas y con bastante población.

No todo el CO₂ que se emite al aire queda en la atmósfera, parte de él es absorbido por los océanos. No obstante, no toda la superficie marina absorbe CO₂. Hay zonas que también aportan al aire.



En la figura de la página siguiente podemos ver las fuentes y sumideros de carbono.

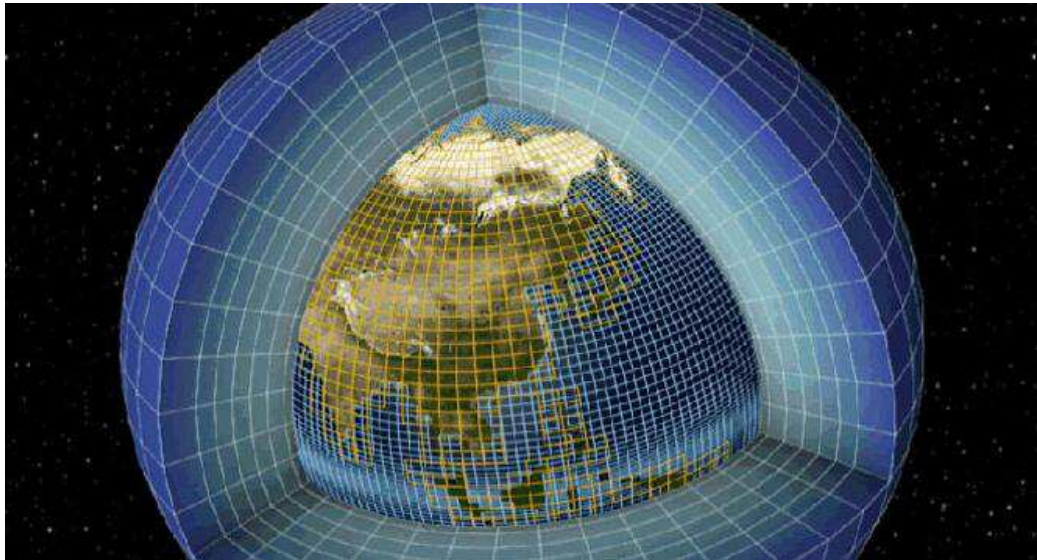


En la actualidad la mayor parte de las emisiones de CO₂ vienen de la quema de combustibles fósiles, en menor medida de la deforestación y este CO₂ es absorbido en su mayor parte por la atmosfera y en menor medida por las áreas continentales y los océanos.

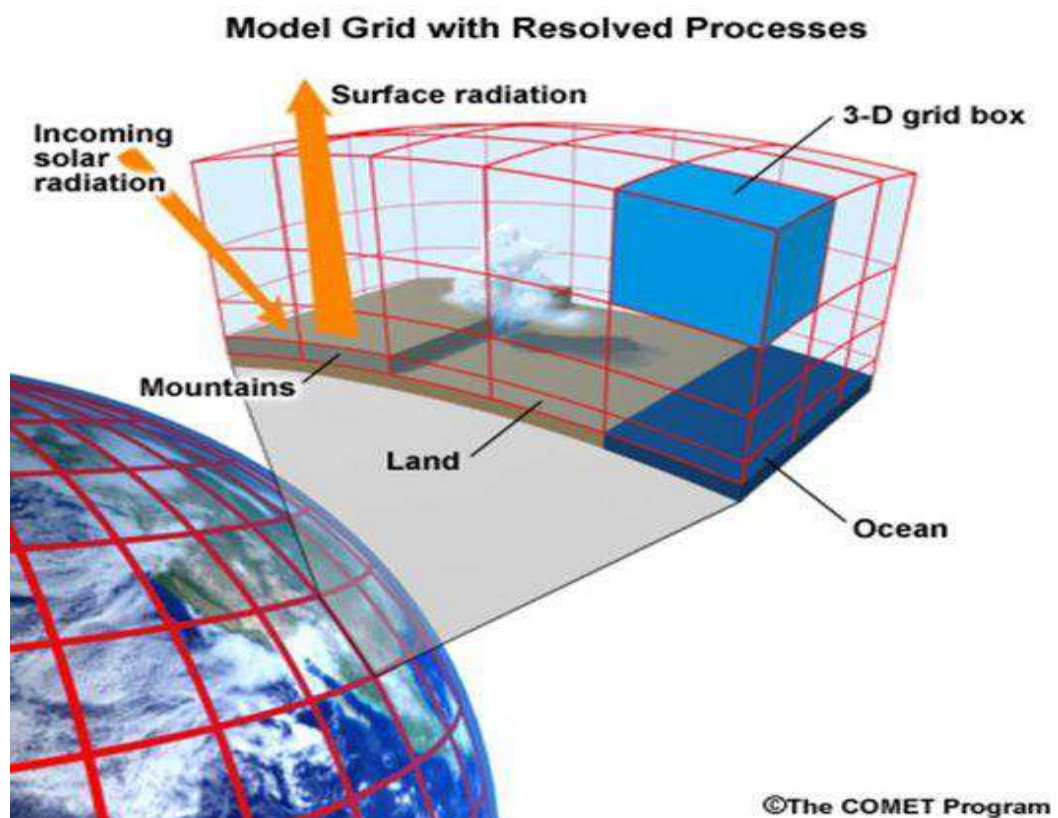
Hoy en día la mayor parte del CO₂ que emitimos a la atmosfera esta contribuyendo al calentamiento del aire.

14.4. Los modelos climáticos.

Gracias a los modelos climáticos tenemos proyecciones del clima futuro. Un modelo climático es un conjunto de ecuaciones matemáticas que se aplica sobre los puntos de una malla o rejilla que cubre toda la Tierra.

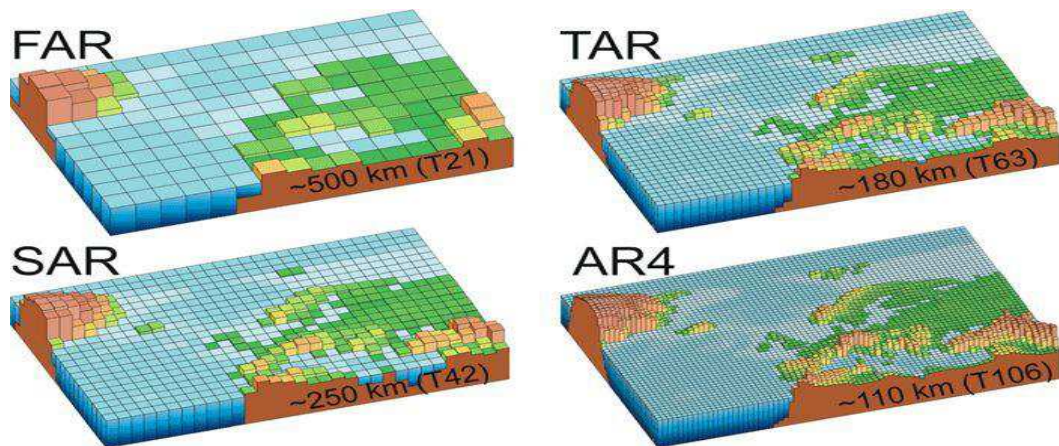


La malla de un modelo climático se extiende por toda la superficie terrestre y la baja atmósfera. El modelo tiene en cuenta los diferentes procesos (transferencias de masa y energía) que tienen lugar en cada cuadrícula. La siguiente figura nos ayudara a comprender cuál es el modus operandi de un modelo climático.

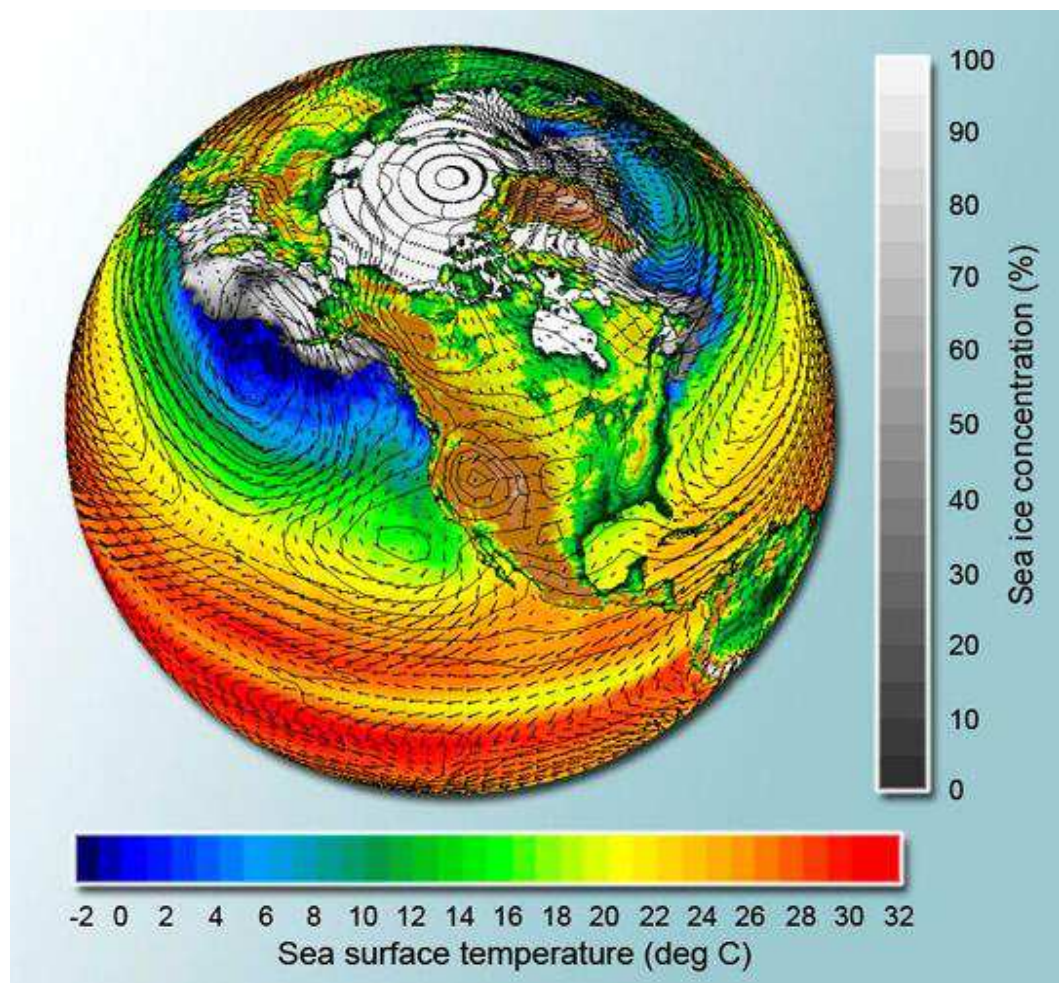


El modelo toma como datos iniciales los de las variables meteorológicas en un momento dado en cada punto de la malla. Al aplicar las ecuaciones (dinámica atmosférica, termodinámica...) sobre cada punto, el modelo calcula las

condiciones futuras. Los modelos climáticos son globales. Su resolución espacial es variable en función de cuál sea la capacidad de cálculo de esos ordenadores.

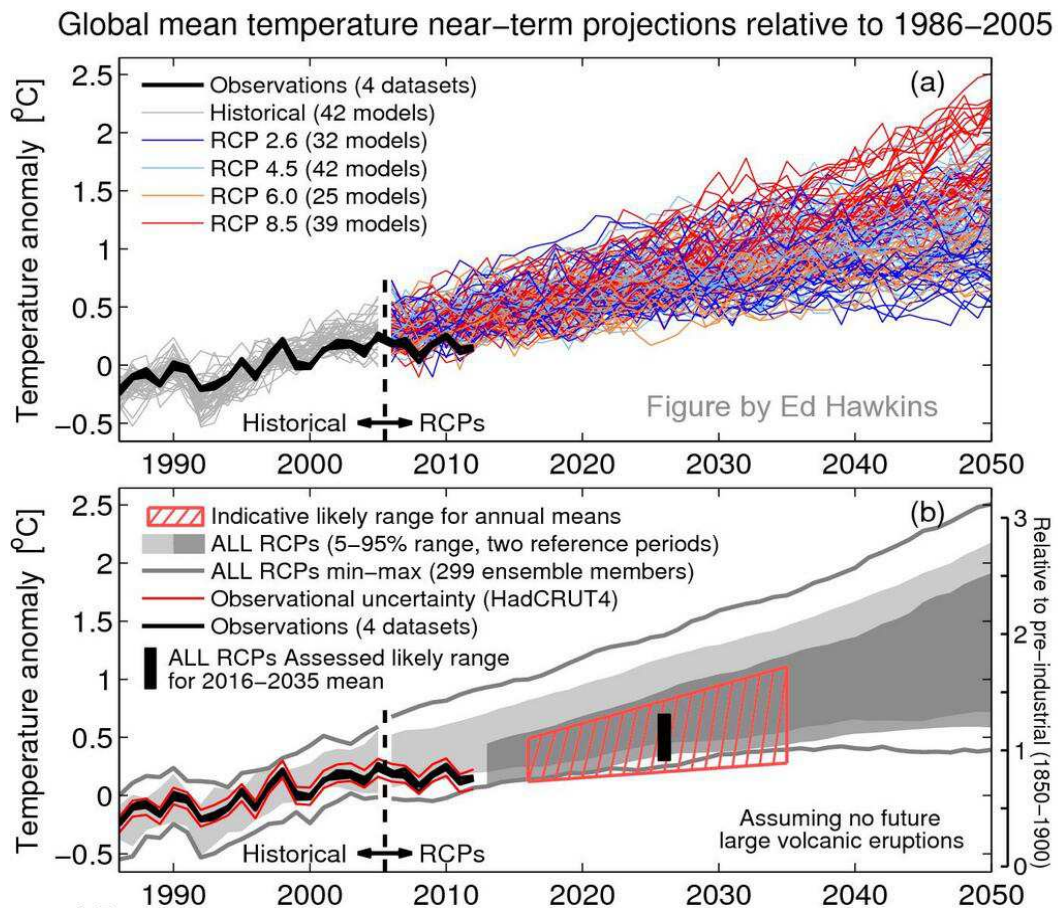


Al final el modelo climático nos da unas salidas con las proyecciones futuras de distintas variables, por lo que nos dirá como será el comportamiento de una determinada variable meteorológica en un momento en el futuro

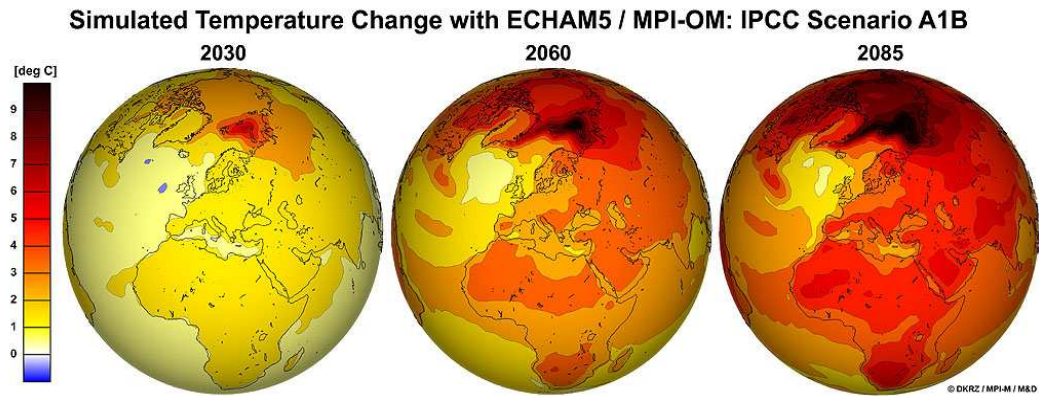


14.5. Las proyecciones climáticas.

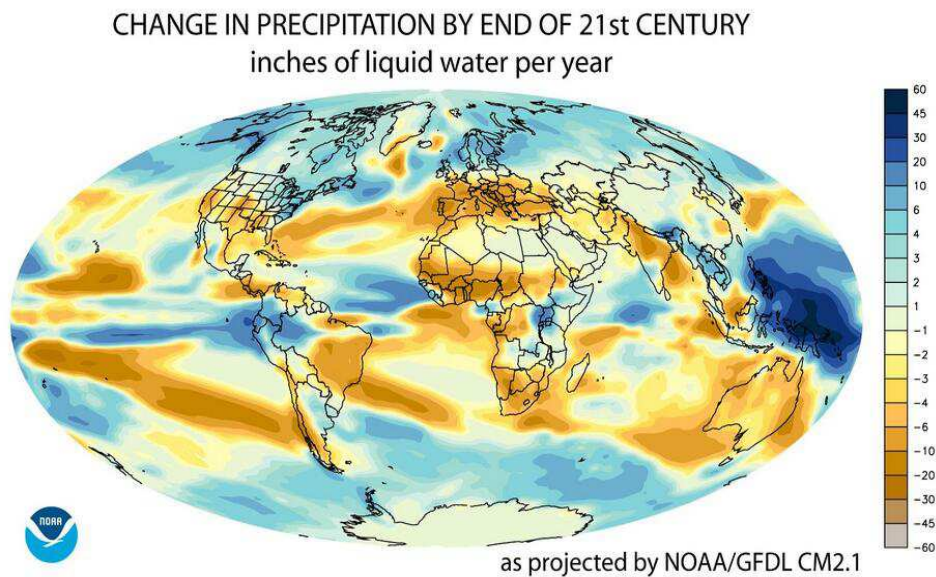
Existen bastante incertidumbre de cómo se comportara el clima en el futuro. Los modelos climáticos basan sus proyecciones en el conocimiento que tenemos del clima actual y también del que hubo en los últimos siglos. Las proyecciones climáticas varían de unos modelos a otros, ofreciendo cada modelo distintos escenarios más o menos realistas. Toda proyección climática tiene una incertidumbre asociada. A pesar de ellos, es la mejor herramienta que tenemos. Existe un acuerdo bastante general entre los diferentes modelos en que la temperatura seguirá subiendo durante este siglo. También empieza a haber acuerdo en que en un mundo más cálido el clima se volverá más extremo. Con la evolución futura de la precipitación (aunque a escala global podría llover mas) no se sabe bien cómo será el reparto. En la siguiente figura tenemos proyecciones climáticas de la evolución que tendrá la temperatura publicas en el 5º informe de la IPCC (*The Intergubernamental Panel on Climate Change*).



Para una variable como la temperatura, cómo podemos ver en la primera grafica de arriba, se abre todo un abanico de posibilidades. A pesar de esto, hay un acuerdo bastante general en que esa temperatura seguirá ascendiendo según vaya avanzando el presente siglo.



Existe mucha más incertidumbre de cómo será el comportamiento de la precipitación. En esta otra figura tenemos los posibles cambios en el régimen de precipitación a finales del siglo.

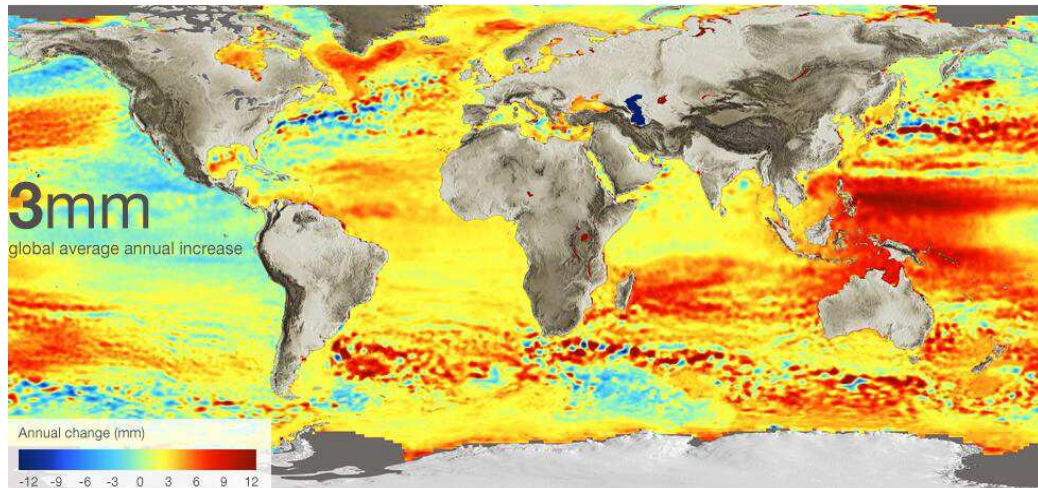


Son varios los modelos que se ponen de acuerdo en que justamente en la zona del Mediterráneo lloverá menos a finales de siglo en comparación con lo que llueve en la actualidad.

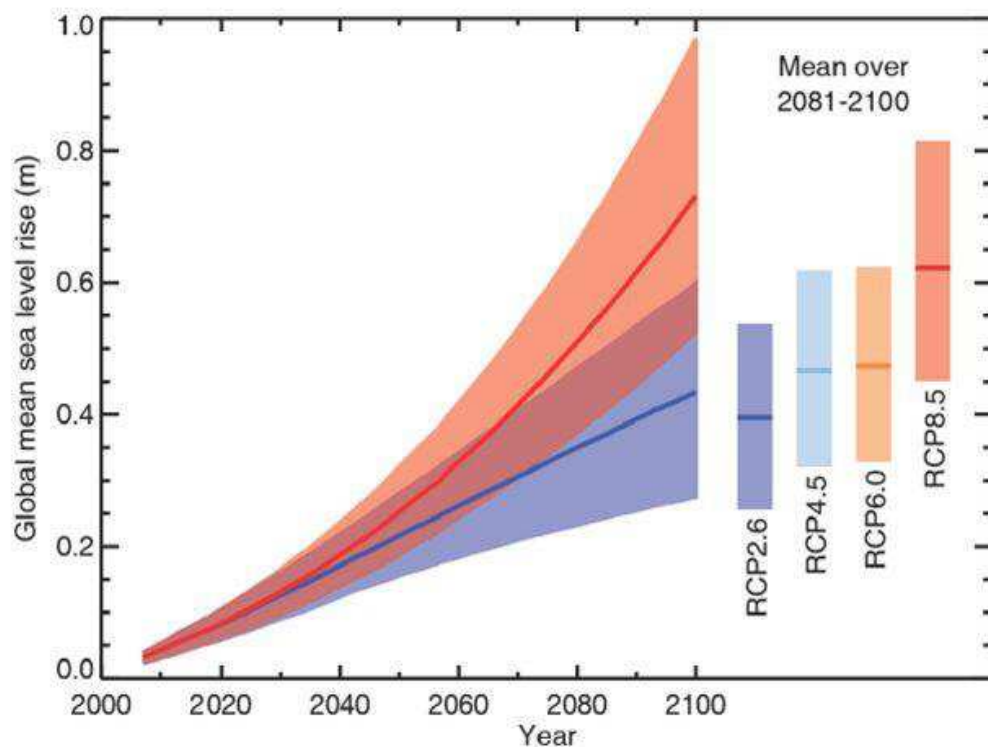
14.6. La subida del nivel del mar.

Las proyecciones climáticas también apuntan a una subida del nivel medio del mar que ya está ocurriendo. En la actualidad es de unos 3 mm al año.

Annual average sea-level rise, 1993-2010



En la actualidad el nivel marino crece sobre todo por la dilatación (expansión) térmica del agua, y en menor medida por aporte de los hielos (fusión del hielo que tiene lugar preferentemente en Groenlandia). En la siguiente figura tenemos otro modelo de la subida del nivel del mar a finales de siglo. Como podemos ver existe gran disparidad entre los distintos modelos en lo que subirá el nivel del mar a finales de siglo.

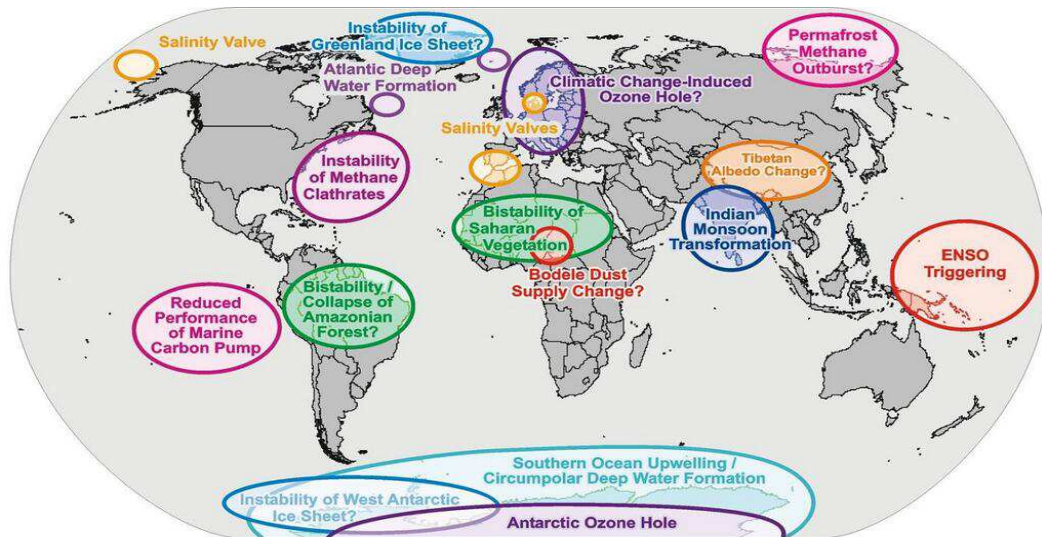


Dependiendo de los escenarios que se consideren esa subida puede alcanzar en el caso más extremo 1 m en promedio global, y en la situación más favorable apenas unos 20 cm como podemos observar en la grafica de arriba.

Si aumenta el ritmo al que está empezando a verse la fusión de hielo continental, la subida del nivel del mar será destacada.

14.7. Los tipping points.

Los *tipping points* son zonas donde se están detectando cambios que podrían desencadenar cambios bruscos en el clima. En la siguiente figura podemos ver los diferentes tipping points que hay en la Tierra.



Un *tipping point* que está dando que hablar bastante es el situado en las plataformas de hielo de la Antártida Occidental. Si las grandes plataformas de hielo antártico llegaran a colapsar, las consecuencias para el clima terrestre serían grandes (brusco ascenso del nivel del mar).

Otro *tipping point* está en el Atlántico Norte, en la zona de hundimiento de agua fría. ¿Se frenará la cinta transportadora?

También existe preocupación entre los científicos por la liberación de metano (aumento del efecto invernadero) en Siberia, debido a la fusión del permafrost.

CURSO DE METEOROLOGÍA.

CAPÍTULO 15. LA COMUNICACIÓN METEOROLÓGICA.

15.1. El lenguaje de las predicciones.

El desarrollo que han tenido las predicciones meteorológicas ha de venir acompañado de una comunicación adecuada y eficaz. Desde sus inicios, los distintos medios de comunicación incorporaron la información meteorológica (que puede tanto gráfica como en texto) como un importante contenido. El lenguaje meteorológico ha ido evolucionando, si bien mantiene un contenido técnico necesario cuando hablamos de tiempo. Existen términos específicos para cuantificar la intensidad de los distintos fenómenos meteorológicos. Con la información gráfica (iconos, símbolos) hay unos internacionales y luego los usados por los distintos medios.



A nivel gráfico estamos muy acostumbrados a ver estos símbolos o iconos del tiempo, que son diferentes en cada medio de comunicación pero que nos representan gráficamente el estado del tiempo actual o el previsto. En cuanto a los textos (información escrita) o a la que se cuenta tiene también su propio lenguaje y cada término que se utiliza por ejemplo en un espacio del tiempo de televisión tiene un significado exacto. Decir que es probable o posible que llueva no es exactamente lo mismo.

15.2. Las primeras informaciones en prensa.

A mediados del siglo XIX la prensa escrita fue el primero medio que incorporo información meteorológica en sus páginas. La siguiente imagen es la 1ª información del tiempo publicada en un periódico (Times 8-6-1853).

<i>THE WEATHER.</i>		
METEOROLOGICAL REPORT FROM THE HIGH-FIELD-HOUSE OBSERVATORY.		
June 5, at 10 p.m.		June 6, at 9 a.m.
Barometer (corrected),	29·748 inches.	29·784 inches.
Thermometer ...	57·0°	64·3°
Wet bulb thermometer	54·5°	61·0°
Direction of wind...	S.	W.S.W.
Amount of rain ...	0·000 inches.	0·005 inches.
Amount of cloud ...	9·8	9·0
Remarks.—Sunday—fine and hot, with thunder clouds; in the afternoon, 6 p.m., two flashes of lightning; greatest heat, 74·6°. Monday morning—slight shower, heavy thunder clouds; greatest cold in night, 48·4°.		
		E. J. LOWE.

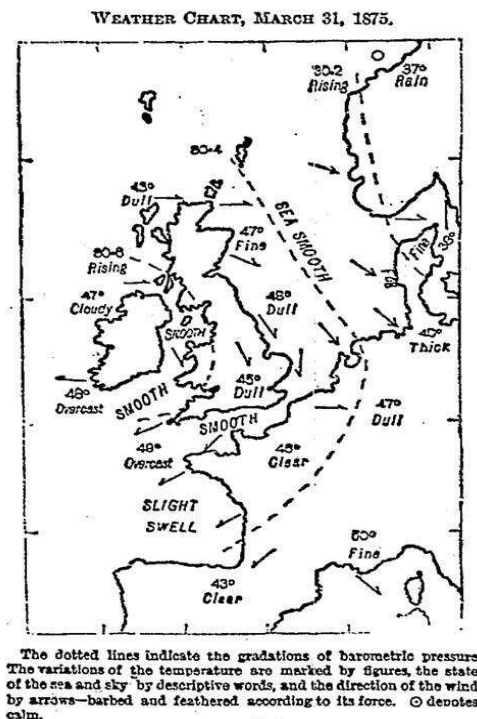
En los primeros años, los periódicos se limitaban a ofrecer datos meteorológicos medidos el día anterior a la publicación. El primer pronóstico del tiempo que apareció en un periódico apareció publicado en The Times el 1 de Agosto de 1861. El pronóstico lo hizo Robert FitzRoy (el texto se encuentra debajo de los datos). Este histórico documento está en la página siguiente.

THE WEATHER.								
METEOROLOGICAL REPORTS.								
Wednesday, July 31, 8 to 9 a.m.	B.	E.	M.	D.	F.	C.	I.	S.
Nairn.. ..	29.54	57	56	W.S.W.	6	9	o.	3
Aberdeen.. ..	29.60	59	54	S.S.W.	5	1	b.	3
Leith.. ..	29.70	61	55	W.	3	5	c.	2
Berwick.. ..	29.69	59	55	W.S.W.	4	4	c.	2
Ardrossan.. ..	29.73	57	55	W.	5	4	c.	5
Portrush.. ..	29.72	57	54	S.W.	2	2	b.	2
Shields.. ..	29.80	59	54	W.S.W.	4	5	o.	3
Galway.. ..	29.83	65	62	W.	5	4	c.	4
Scarborough.. ..	29.86	59	56	W.	3	6	c.	2
Liverpool.. ..	29.91	61	56	S.W.	2	8	c.	2
Valentia.. ..	29.87	62	60	S.W.	2	5	o.	3
Queenstown.. ..	29.88	61	59	W.	3	5	c.	2
Yarmouth.. ..	30.05	61	59	W.	5	2	c.	3
London.. ..	30.02	62	56	S.W.	3	2	b.	—
Dover.. ..	30.04	70	61	S.W.	3	7	o.	2
Portsmouth.. ..	30.01	61	59	W.	3	6	o.	2
Portland.. ..	30.03	63	59	S.W.	3	2	c.	3
Plymouth.. ..	30.00	62	59	W.	5	1	b.	4
Penzance.. ..	30.04	61	60	S.W.	2	6	c.	3
Copenhagen.. ..	29.94	64	—	W.S.W.	2	6	c.	3
Helder.. ..	29.99	63	—	W.S.W.	6	5	c.	3
Brest.. ..	30.09	60	—	S.W.	2	6	c.	5
Bayonne.. ..	30.13	68	—	—	—	9	m.	5
Lisbon.. ..	30.13	70	—	N.N.W.	4	3	b.	2

General weather probable during next two days in the—
North—Moderate westerly wind; fine.
West—Moderate south-westerly; fine.
South—Fresh westerly; fine.

Explanation.
B. Barometer, corrected and reduced to 32° at mean sea level; each 10 feet of vertical rise causing about one-hundredth of an inch diminution, and each 10° above 32° causing nearly three-hundredths increase. E. Exposed thermometer in shade. M. Moistened bulb (for evaporation and dew-point). D. Direction of wind (true—two points left of magnetic). F. Force (1 to 12—estimated). C. Cloud (1 to 9). I. Initials:—b., blue sky; c., clouds (detached); f., fog; h., hail; l., lightning; m., misty (hazy); o., overcast (dull); r., rain; s., snow; t., thunder. S. Sea disturbance (1 to 9).

Tuvo que transcurrir algún año más para que apareciera en The Times el primer mapa del tiempo, publicado el 31 de Marzo de 1875.

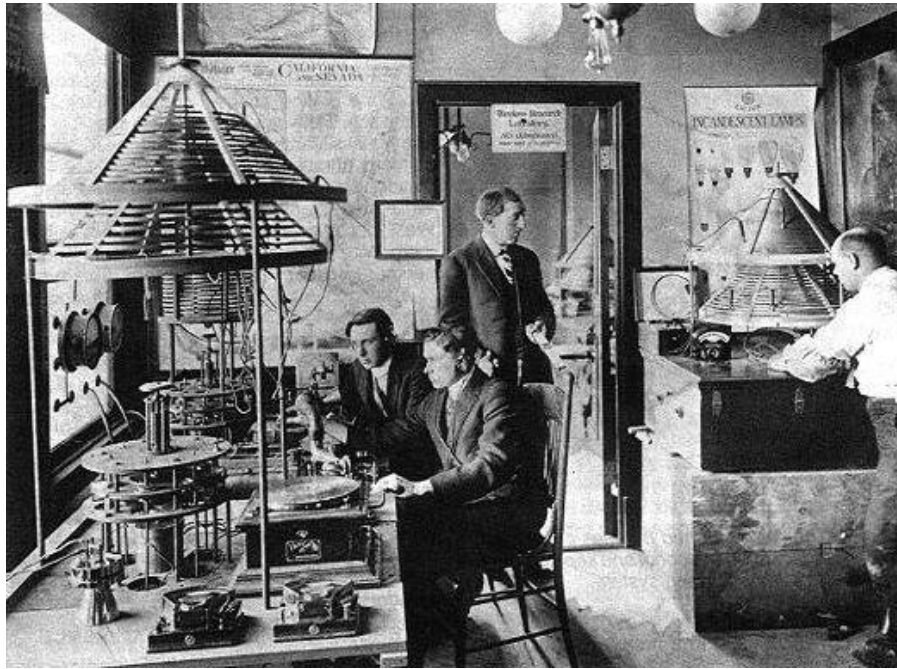


15.3. Los boletines radiofónicos.

La radio también incorporó la información meteorológica en sus inicios. Todavía hoy es una información muy demandada. En 1905 se llevaron a cabo las primeras emisiones por radio de datos meteorológicos desde un barco de la marina de EEUU. En 1912, Charles Herrold puso en marcha en San José (California) la primera emisora de radio privada.



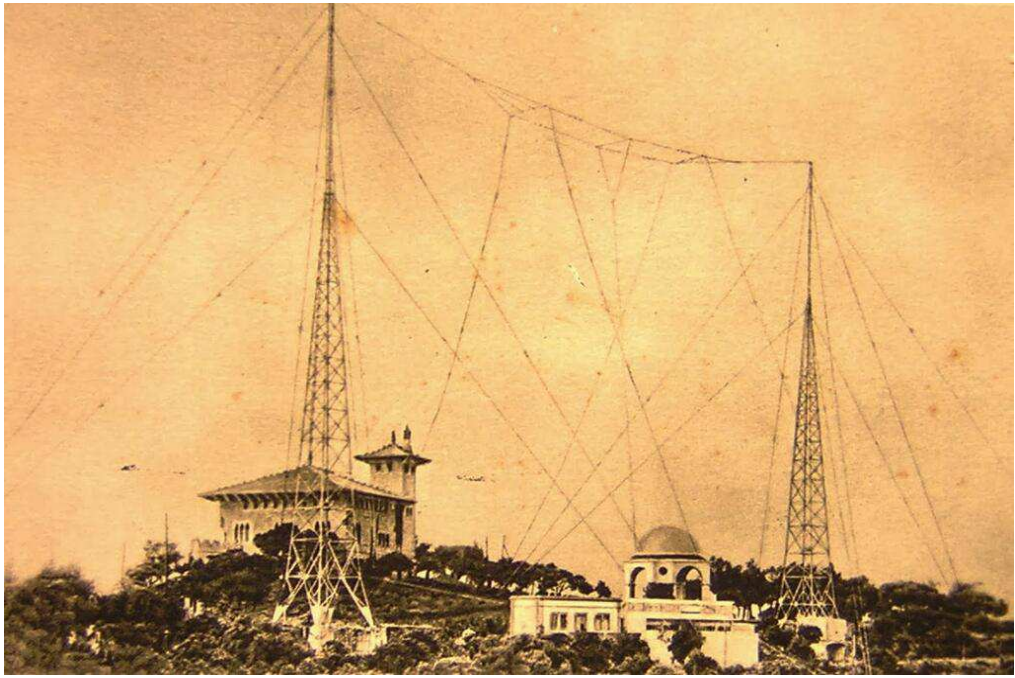
El emisor de radio inventado por Charles Herrold fue llamado “The Arc Fone”.



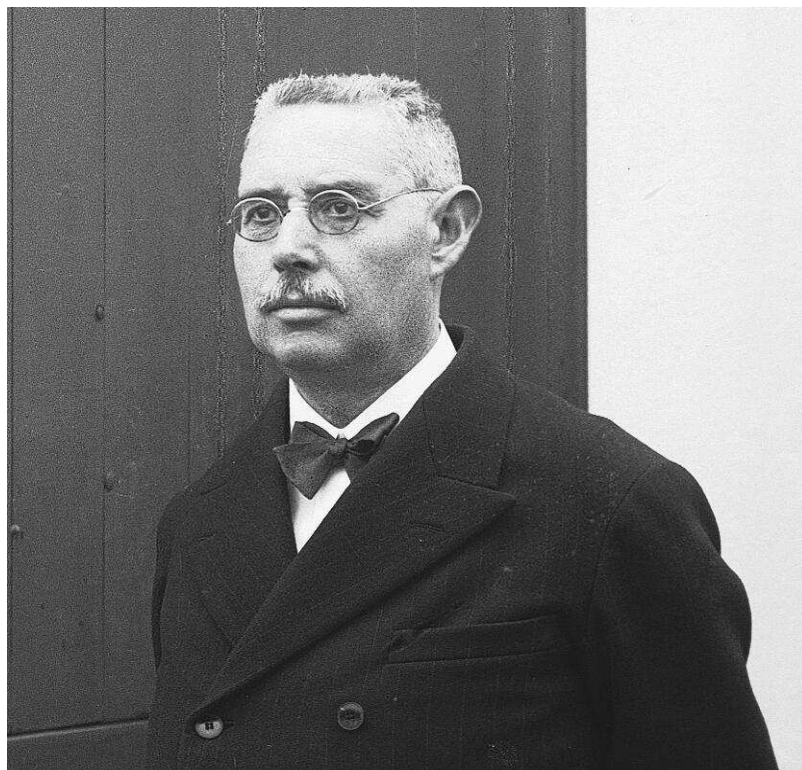
Desde aquella 1ª emisora, Charles Herrold ofrecía -entre otros contenidos- información meteorológica a través de las ondas. Durante la 1ª década del siglo XX la emisora situada en la Torre Eiffel también empezó a radiar datos meteorológicos de diferentes observatorios franceses.



En España la 1ª emisora de radio con licencia fue EAJ-1 "Radio Barcelona", que comenzó a emitir en 1924.



El meteorólogo Eduard Fontserè comenzó a informar del tiempo a través de la Radio Barcelona.



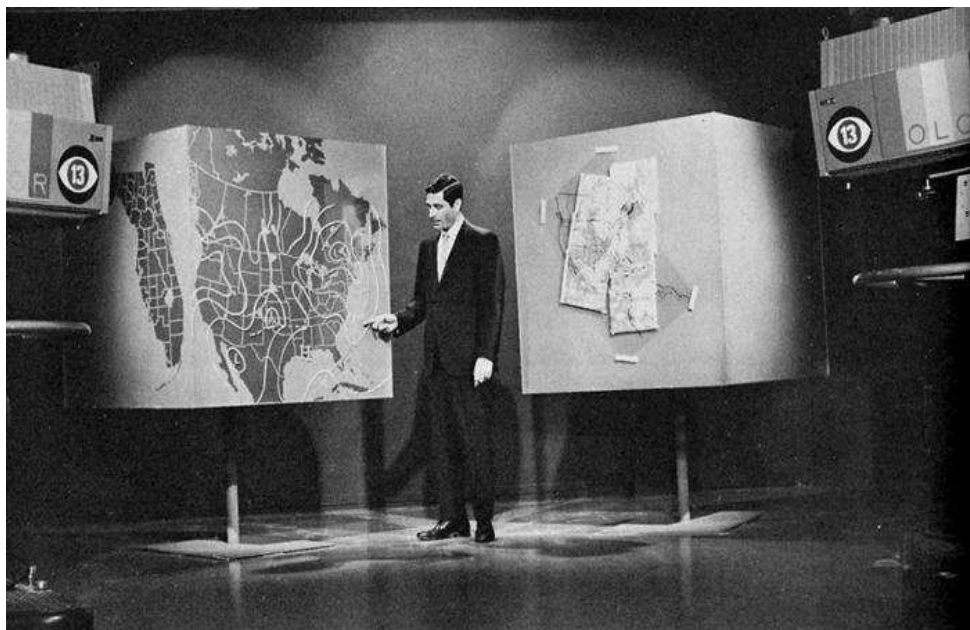
Los boletines de Fontserè en Radio Barcelona adquirieron pronto una gran popularidad, ganando peso en la programación. Fontserè entendiendo lo útil que resultaría la información meteorológica a través de la radio para agricultores y pescadores.

15.4. Los espacios del tiempo en televisión.

La televisión fue otro de los medios que incorporó la información meteorológica prácticamente desde sus orígenes. La BBC inició sus emisiones en 1936 y a los pocos meses empezó a emitir mapas del tiempo con voz en off. En EEUU la televisión echó a andar en los años 40 y en los primeros espacios del tiempo salían dibujos animados.



En la primera época los presentadores se apoyaban en una pizarra donde ellos mismos dibujaban o trazaban los mapas isobáricos, además de explicar el tiempo.



Posteriormente a partir de los años 70 y 80 se incorporan las imágenes de satélite a los espacios del tiempo lo que también permitía a los presentadores cual era la situación actual de ese momento con mucho detalle.



Se incorporan también mapas con símbolos del tiempo, ya no dominan tanto los mapas de isobaras. Los símbolos del tiempo son de rápida asimilación, intuitivos, pero muchas veces no pueden resumir la evolución del tiempo



Y ya en los últimos años aparecen tecnologías nuevas como el croma (chroma Key). Se trata de una pantalla verde o azul sobre la que se incrusta la información que el presentador va a mostrar a los telespectadores.



Con el desarrollo de los ordenadores y la era internet los espacios del tiempo en televisión han ido ganando vistosidad. Los grafismos ayudan a los presentadores del tiempo de televisión a la hora de comunicar la información.



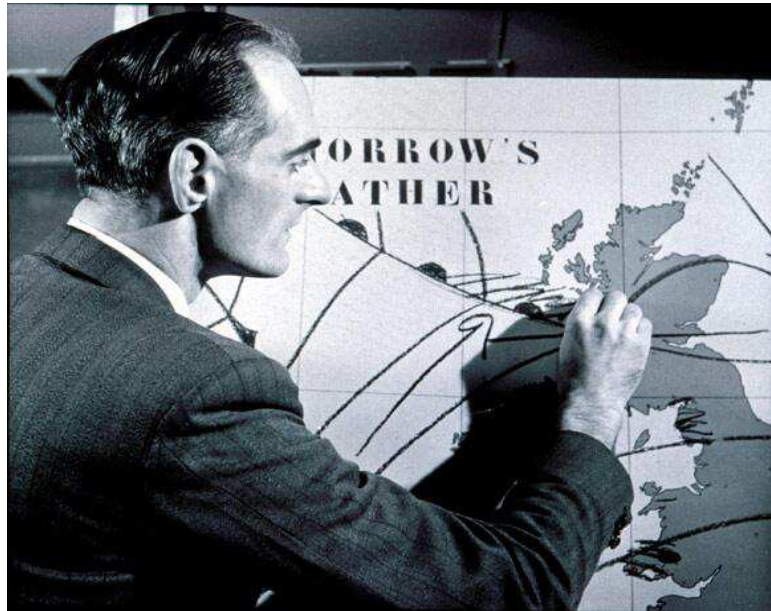
15.5. El hombre del tiempo.

La figura del hombre del tiempo ha ido evolucionando con el paso de los años. Los primeros hombres del tiempo en las cadenas de televisión de EEUU haya por los años 40 fueron curiosamente personajes de dibujos animados.

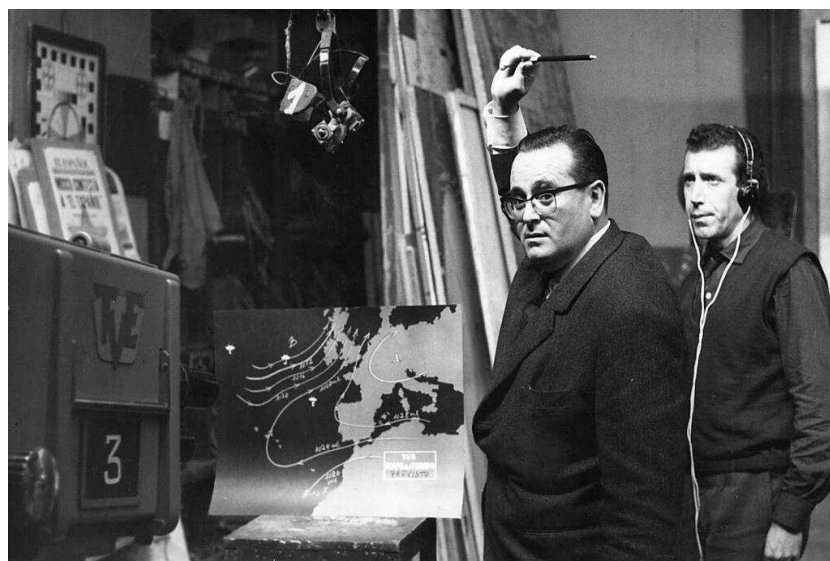
En los años 50 en algunas cadenas de televisión de EEUU salen atractivas “chicas del tiempo”, y el espacio se convierte en un show. No faltan tampoco en

aquellos primeros años los meteorólogos dando el tiempo en las cadenas de televisión con aspecto mucho más serio.

Posteriormente, fueron apareciendo personas de carne y hueso. Meteorólogos como George Cowling el 1º de la BBC, que salió por 1ª vez en pantalla el 11 de Enero de 1954.



Y ese modelo de espacio del tiempo de la BBC fue el utilizado por Televisión Española en el año 1956(en España las emisiones de Televisión Española comenzaron el 28 de Octubre de 1956), eligiendo un meteorólogo experimentado, como era Mariano Medina, para presentar la información meteorológica, el cual popularizo en España la figura del hombre del tiempo y contribuyo también a popularizar mucho la meteorología.



15.6. Informar-Comunicar-Divulgar.

La información meteorológica que se ofrece habitualmente en los medios de comunicación tiene que estar apoyada en 3 pilares, los cuales comentaremos a continuación:

- El primero es la propia información: datos fiables tomados en observatorios oficiales repartidos por todo el territorio.
- En segundo lugar esta información tiene que ofrecerse a los usuarios bien comunicada (que se extienda perfectamente lo que se está intentando explicar).
- Y por último, es una gran oportunidad que no deben desaprovechar los comunicadores el divulgar a parte de esta información muchas otras cosas relacionadas con el tiempo y con el clima.

En los medios de comunicación es importante contar siempre con la mejor información meteorológica posible. La información meteorológica debe saber contarse bien. Debe comunicarse de forma adecuada, eficaz y atractiva. Una buena información meteorológica mal contada se convierte en una mala información. Así es como será percibida. Los comunicadores del tiempo deben de ir un poco más allá y apostar también por la divulgación. Tener a diario una ventana en los medios de comunicación es una oportunidad que no deben perder los profesionales del tiempo.

15.7. Los pronósticos de internet.

Nos nos podemos olvidar de los pronósticos del tiempo en páginas de internet y app's de móvil (con grafismos vistosos, temperatura prevista, probabilidad de lluvia...).

Todos esos pronósticos que todos consultamos en algún momento son predicciones automáticas. Las predicciones automáticas son salidas directas de los modelos de predicción numérica, no hay meteorólogos detrás (por lo que tienen una limitación). Hay que saber en cada momento (según el tipo de tiempo que tengamos) lo más o menos fiables que pueden ser esas predicciones.

Las predicciones probabilísticas son las que deben marcar el futuro de la información meteorológica.