

INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA

¿Qué es la meteorología?

La meteorología es la ciencia que estudia los fenómenos que ocurren en la atmósfera. Estos se refieren a una gran variedad de procesos, incluyendo entre otros aspectos el movimiento de la atmósfera (meteorología dinámica), su interacción con los flujos de energía interacción con los flujos de energía radiativa (radiación (radiación solar e infrarroja)), los procesos termodinámicos que llevan a la formación de las nubes y la generación de la precipitación en cualquiera de sus formas (lluvia, nieve y granizo), los intercambios de energía con la superficie (transportes de calor y vapor de agua), las reacciones químicas (formación de la capa de ozono, generación de contaminantes por reacciones fotoquímicas), los fenómenos eléctricos (rayos) y los efectos ópticos (arco iris, espejismos, halos en el Sol y la Luna).

En las figuras 1 y 2 se muestran un arco iris y un tornado tocando tierra, ambos fenómenos meteorológicos. La figura 3 corresponde a una aurora Austral, fenómeno meteorológico espacial. La extensión de estos fenómenos varía tanto en la escala temporal como en la longitud horizontal y vertical.



1. Arcoiris en Wombarra, Australia.



2. Tornado en Necochea, Argentina.



3. Aurora Austral

Las escalas en Meteorología:

Los fenómenos físicos en la atmósfera ocurren en todas las escalas espaciales y temporales, y sus impactos son relevantes para muchas actividades:

Escala de Previsión	Escala temporal	Modelo numérico	Resolución
“Nowcasting”	0-2 hs	Descripción del tiempo presente y previsión	Observación radar, satélite
Muy Corto Plazo	0- 12 hs	Mesoescala	< 10 km
Corto Plazo	< 72 hs	Mesoescala, Regionales	~ 10 – 50 km
Mediano Plazo	3 – 10 días	Globales	~ 50-200 km
Plazo Extendido	10 – 30 días	Globales, Acoplados Océano-Atmósfera	~ 50-200 km
Largo Plazo	>30 días–2 años	Globales, Acoplados Océano-Atmósfera	~ 100-200 km
	3 meses estacional		
Climático	> 2 años	Globales, Acoplados Océano-Atmósfera	~ 100-200 km

Fenómeno Meteorológico	Escala Espacial	Escala Temporal
El Niño	~ 15000 km	3 - 6 años
Oscilación Madden Julian – MJO	~ 10000km	30 – 60 días
Zona Converg. Atlántico Sur – ZCAS	~ 6000 km	5 – 10 días
Ciclones extratropicales	1000 – 6000 km	1 – 7 días
Ciclones Tropicales - Huracanes	500 – 1000 km	1 – 2 días
Frentes Fríos y Calientes	50 – 500 km	3 días - 24 hs
Complejos Convectivos – MCC	50 – 500 km	12 – 30 hs
Líneas de Inestabilidad	50 – 500 km	12 – 30 hs
Fenómenos Orográficos	10 – 200 km	< 24 hs
Convección Profunda	1 – 50 km	< 3 hs
Efectos urbanos	1 – 20 km	< 3 hs
Tornados	500 m – 1 km	< 30 min
Plumas de chimeneas	< 500 m	< 30 min
Turbulencia	< 50 m	< 3 min

Tabla de fenómenos meteorológicos y sus escalas

Microescala: fenómenos de escala muy pequeña, como por ejemplo el intercambio de vapor de agua entre las plantas y la atmósfera que ocurre a nivel de los estomas de las hojas.



Torbellino de polvo en California, EEUU.



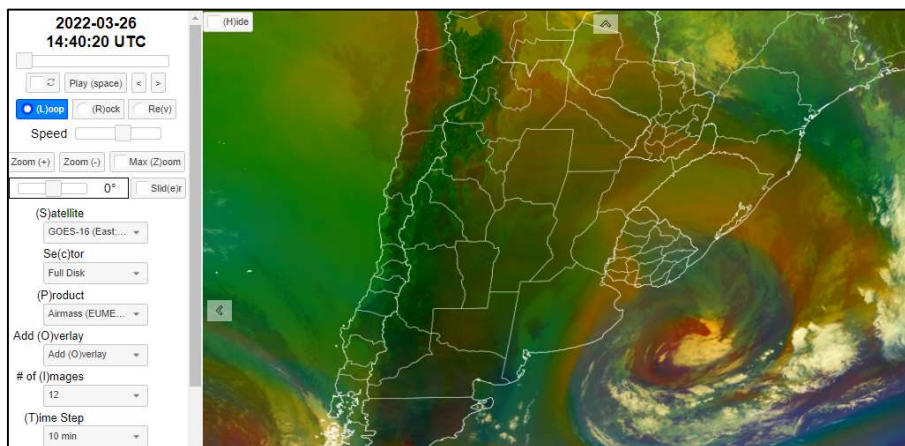
Contaminación de origen industrial. Fuente: Prensa

Mesoescala: Por otra parte, la evaluación de riesgo de heladas o de disponibilidad de energía eólica requiere del conocimiento de fenómenos que presentan una variabilidad espacial de cientos de metros o de algunos kilómetros.



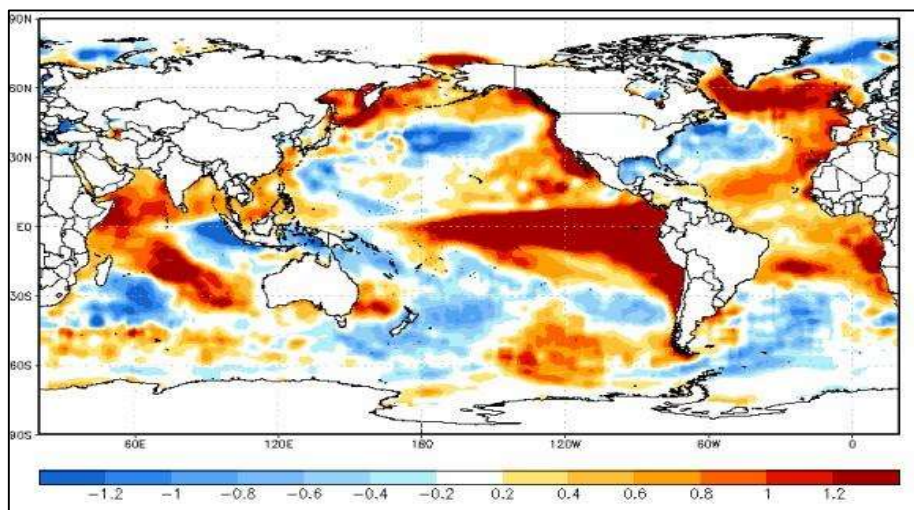
Supercelda tornádica en Newcastle, EEUU

Escala Sinóptica: Los procesos que condicionan la dispersión de contaminantes involucran escalas espaciales del tamaño de una región, al igual que el desarrollo de sistemas de brisas costeras, esta escala es de algunos miles de kilómetros donde se desarrollan sistemas organizados de nubosidad y precipitación asociado a los frentes fríos y cálidos, entre otros.



Ciclón extratropical 26 de marzo de 2022. Fuente: https://rammb-slider.cira.colostate.edu/?sat=goes-16&sec=full_disk&x=13758.6669921875&y=17920.0009765625&z=2&angle=0&im=12&ts=1&st=0&et=0&speed=130&motion=loop&maps%5Bborders%5D=white&lat=0&p%5B0%5D=rgb_air_mass&opacity%5B0%5D=1&pause=0&slider=-1&hide_controls=0&mouse_draw=0&follow_feature=0&follow_hide=0&s=rammb-slider&draw_color=FFD700&draw_width=6

Escala Planetaria: en tanto que las condiciones meteorológicas anómalas asociadas a los fenómenos El Niño y La Niña (ENOS), Madden Julian (MJO), Oscilación del Atlántico Norte (NAO), etc., tienen que ver con perturbaciones en el comportamiento de la atmósfera en una escala planetaria.



Anomalía de la temperatura superficial del mar durante el evento de “El Niño – Oscilación del Sur” de noviembre de 1997. Fuente: NOAA

Los diferentes campos de estudio de la Meteorología

Al tener muchas escalas para estudiar los fenómenos meteorológicos, las Ciencias de la Atmósfera se dividen en las siguientes disciplinas:

Micrometeorología: estudia los procesos termodinámicos, la composición y estructura de la atmósfera, y procesos que afectan a la microescala (como la turbulencia) y el impacto en los seres vivos, así como la meteorología agrícola y biometeorología.

Mesometeorología: estudia los procesos termodinámicos y estructura de la atmósfera en la mesoescala como las estructuras de sistemas convectivos, superceldas y las brisas.

Meteorología sinóptica: está relacionada con la descripción, análisis y previsión de fenómenos de escala sinóptica (o simplemente el pronóstico del tiempo) como los sistemas de presión, las masas de aire y los frentes. Esta rama se encuentra íntimamente relacionada con la mesometeorología y la meteorología dinámica, mediante la cual estudia las ondas de gran escala como las ondas de *Rosby*.

Meteorología dinámica: estudia los movimientos del aire basándose en las leyes de la Mecánica de los fluidos y la Termodinámica, donde provee las ecuaciones fundamentales que son válidas para el comportamiento de las ondas en la atmósfera.

Climatología: estudia las propiedades estadísticas (promedio y variabilidad) de los fenómenos atmosféricos, así como también los procesos termodinámicos y estructura de la atmósfera a escala global. El objetivo es estudiar los procesos que alteran el clima de un lugar determinado, así como también los procesos que lo afectan de manera global.

No obstante, el estudio de la meteorología también se agrupa de acuerdo con la actividad socio-económica involucrada. Esta clasificación se realiza según el ámbito de aplicación:

- **Meteorología Aeronáutica:** brinda las condiciones meteorológicas presentes y futuras para el apoyo a operaciones de aterrizaje y despegue, planificación de rutas y aeropuertos.
- **Meteorología Marina:** estudia los procesos de interacción aire-mar para la

previsión de mareas y olas, planificación de rutas de barcos de la marina mercante y militar.

- **Contaminación e impacto ambiental:** estudia los procesos de la atmósfera que puedan impactar en el control de contaminación del aire y planificación urbana y suburbana
- **Agrometeorología:** estudia los procesos en la atmósfera que tienen impacto en proyectos agrícolas- ganaderos; plantaciones y cosechas, y precisión de productividad.
- **Hidrometeorología:** estudia los procesos relacionados con la precipitación que influyen en el impacto de reservorios, control de inundaciones y abastecimiento.
- **Biometeorología:** estudia los procesos de la atmósfera que impactan en la salud humana, animales y plantas.
- **Meteorología Espacial (Spaceweather):** escribe y estudia principalmente las condiciones variables del entorno espacial de la Tierra. Estas condiciones pueden influir en el desempeño y fiabilidad de servicios modernos de telecomunicaciones o de posicionamiento, afectar sistemas subterráneos o en el espacio, así como también poner en peligro la vida o la salud de seres vivos en el espacio.

Tiempo y clima

Tiempo

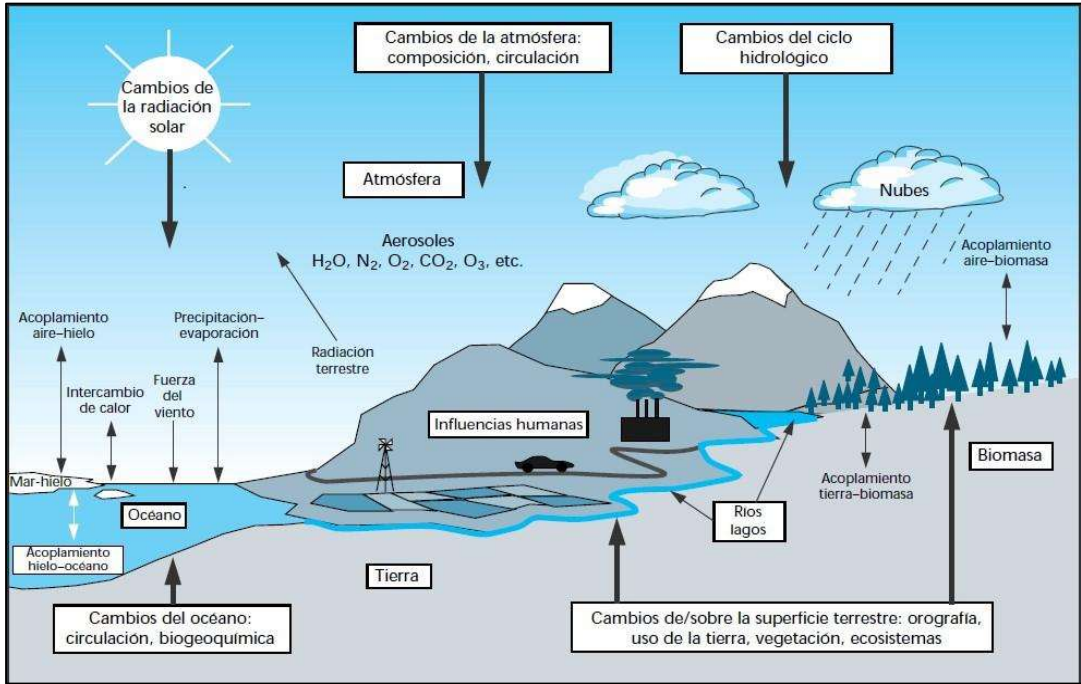
El **tiempo (o estado del tiempo)** es el estado real de la atmósfera en un instante y lugar determinado. Existen un gran número de propiedades observables, también llamados elementos o parámetros que describen las condiciones como: temperatura del aire, presión atmosférica, velocidad y dirección del viento, humedad del aire, tipo y cantidad de precipitación, nubosidad (tipo y cantidad) y aspecto del cielo, visibilidad horizontal, capa de nieve. Muchas de estas son magnitudes físicas que se pueden medir y otras son observadas visualmente.



Estado del tiempo www.inumet.gub.uy

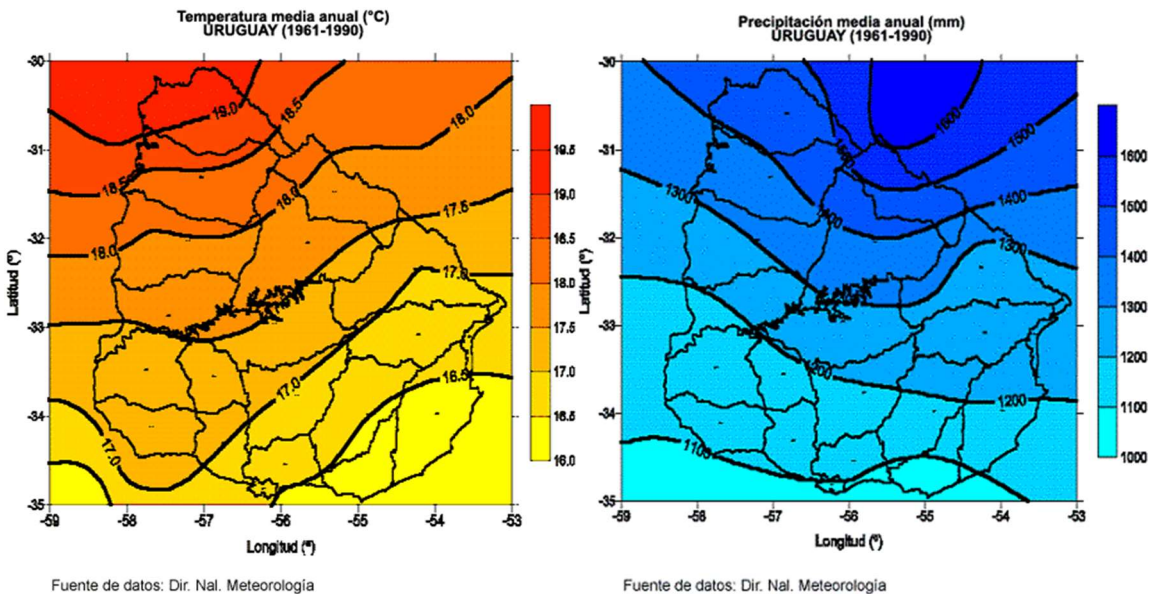
Clima

El **sistema climático** es un sistema interrelacionado formado por las 5 componentes del planeta: la atmósfera, la hidrósfera (agua dulce y salada en estado líquido), la criosfera (agua en estado sólido), la litosfera (el suelo) y la biósfera (los seres vivos). El **clima** es una de las consecuencias de las interacciones que se establecen entre las cinco componentes del sistema climático. Estas interacciones se manifiestan como intercambios o flujos de energía y materia.



Sistema climático y sus interacciones.

Estrictamente hablando, el clima de una región es el conjunto de indicadores estadísticos obtenidos a partir de las condiciones llamadas normales (promedios de las observaciones durante al menos 30 años).



Temperatura y precipitación media anual de la normal climatológica 1961-1990.

Videos de interés: https://www.youtube.com/watch?v=9_1C4n0DrrM&t=15s
<https://www.youtube.com/watch?v=sDK1xyoiLUg>
<https://www.youtube.com/watch?v=4hpeyTEZDu8>

La importancia de la meteorología en la sociedad

El tiempo y el clima afectan la economía de una región, la salud y la seguridad. Hay muchas actividades del hombre tales como la agricultura, el sistema de transporte, la construcción, y otras que son sensibles a los eventos del tiempo. Más del 75% de los desastres naturales son generados directa o indirectamente por fenómenos meteorológicos adversos como los tornados, huracanes, tormentas severas, y los causantes de incendios forestales, sequías e inundaciones. El impacto de estos sobre la ciudadanía y la economía puede llegar a ser devastador.

Diagnosticar y pronosticar con anticipación eventos meteorológicos extremos contribuye a la protección de la vida y la propiedad y permite la atenuación de sus efectos.

La información meteorológica y los productos posteriormente desarrollados como el pronóstico del tiempo permiten a la población y a los grupos de toma de decisión planificar las actividades futuras. Ciertas actividades tales como la aeronáutica o la marina son fuertemente dependientes del pronóstico a corto plazo, mientras que otras como la actividad agropecuaria o planificación son dependientes del pronóstico a escala climática o estacional. Las mediciones y productos meteorológicos tienen un importante valor socioeconómico.

El usuario y el público en general reciben el estado del tiempo actual y su previsión para los próximos días a través de los medios de comunicación. Pero es importante distinguir que hay dos tipos de información:

- Información proveniente de observaciones: es la información “real” de la atmósfera obtenida a partir de los datos medidos in situ o por sensores remotos.
- Información de productos elaborados: es la información confeccionada a partir

de los datos meteorológicos medidos. Estos productos elaborados pueden ser pronósticos al público en general, a la aviación, a la marina o análisis estadísticos-climáticos.

Los servicios meteorológicos se nutren de la información proveniente de las observaciones y generan productos elaborados para los diferentes usuarios según sus necesidades para que puedan optimizar sus actividades.



Inundaciones en Montevideo, 17 de enero de 2022.



Incendio forestal. Fuente: Prensa.



Sequías. Fuente: Prensa.



Tormentas severas. Fuente: Prensa.

Las escalas meteorológicas horizontales, se clasifican como:

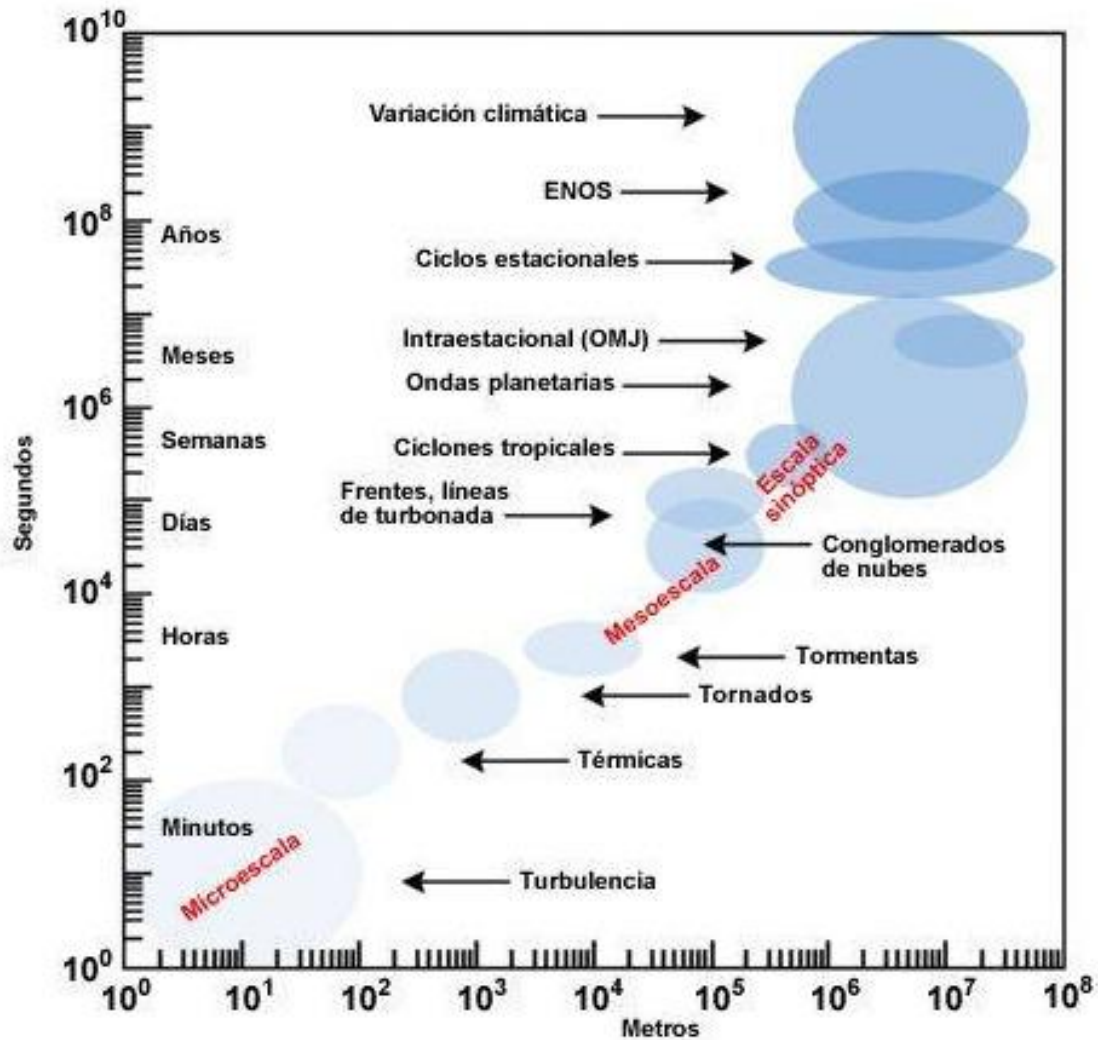
- Microescala: < 100 m: por ej aplicación en agrometeorología: evaporación.
- Escala Local entre 100 m y 3 km: contaminación atmosférica, tornados, etc.
- Mesoescala: 3 a 100 Km: tormentas, brisa de mar y tierra, etc.
- Escala Sinóptica: 100 a 3000 km: frentes, ciclones.
- Escala planetaria: > 3000 km: ondas largas en altura.

Escalas espaciales y temporales de fenómenos meteorológicos



(WMO No. 993, 2006)

ESCALAS METEOROLÓGICAS



Fenómeno Meteorológico	Escala Espacial	Escala Temporal
El Niño	~ 15000 km	3 - 6 años
Oscilación Madden Julian – MJO	~ 10000km	30 – 60 días
Zona Converg. Atlántico Sur – ZCAS	~ 6000 km	5 – 10 días
Ciclones extratropicales	1000 – 6000 km	1 – 7 días
Ciclones Tropicales - Huracanes	500 – 1000 km	1 – 2 días
Frentes Fríos y Calientes	50 – 500 km	3 días - 24 hs
Complejos Convectivos – MCC	50 – 500 km	12 – 30 hs
Líneas de Inestabilidad	50 – 500 km	12 – 30 hs
Fenómenos Orográficos	10 – 200 km	< 24 hs
Convección Profunda	1 – 50 km	< 3 hs
Efectos urbanos	1 – 20 km	< 3 hs
Tornados	500 m – 1 km	< 30 min
Plumas de chimeneas	< 500 m	< 30 min
Turbulencia	< 50 m	< 3 min

ESCALAS METEOROLÓGICAS

Escala de Previsión	Escala temporal	Modelo numérico	Resolución
“Nowcasting”	0-2 hs	Descripción del tiempo presente y previsión	Observación radar, satélite
Muy Corto Plazo	0- 12 hs	Mesoescala	< 10 km
Corto Plazo	< 72 hs	Mesoescala, Regionales	~ 10 – 50 km
Mediano Plazo	3 – 10 días	Globales	~ 50-200 km
Plazo Extendido	10 – 30 días	Globales, Acoplados Océano-Atmósfera	~ 50-200 km
Largo Plazo	>30 días–2 años	Globales, Acoplados Océano-Atmósfera	~ 100-200 km
	3 meses		
	estacional		
Climático	> 2 años	Globales, Acoplados Océano-Atmósfera	~ 100-200 km

LA ATMÓSFERA

Definición:

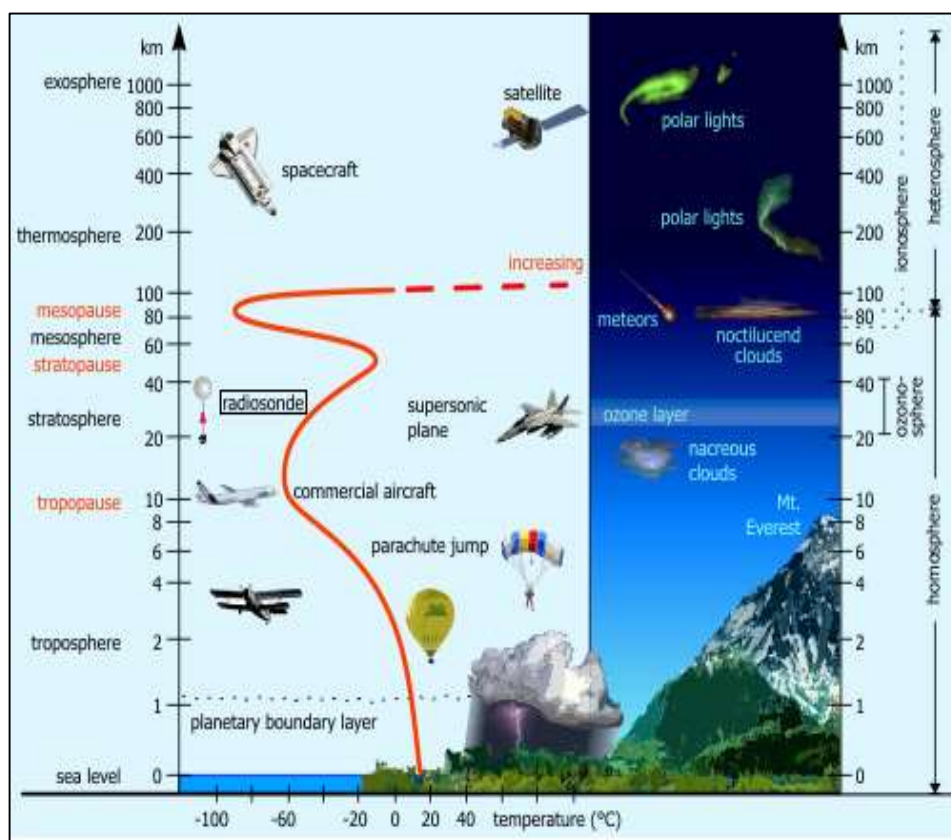
La atmósfera es la capa gaseosa que rodea la tierra.

Está compuesta principalmente por nitrógeno (78,1%) y oxígeno (20,94%), pequeñas cantidades de argón y dióxido de carbono, y en menor medida vapor de agua, neón, helio, criptón, hidrógeno y ozono.

Los componentes de la atmósfera se encuentran concentrados en la superficie, comprimidos por acción de la gravedad. A medida que aumenta la altura, la densidad de la atmósfera disminuye.

Estructura:

La atmósfera se divide en capas: troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera, exosfera.



Estructura de la atmósfera. Fuente:

Troposfera: abarca hasta un límite superior llamado tropopausa que se encuentra a 8 km en los polos y 18 km en el ecuador.

En ella se producen importantes movimientos verticales y horizontales de las masas de aire (vientos) y hay relativa abundancia de agua por su cercanía a la hidrosfera (sistema material formado por el agua en la superficie de la tierra y debajo de ella).

Por lo anterior, es la zona donde se generan la gran mayoría de los fenómenos meteorológicos: nubes, precipitación, vientos, cambios de temperatura.

En esta zona la temperatura decrece con la altura alrededor de 7°C por km, sin embargo, algunas veces la temperatura aumenta en algunas zonas y se produce una inversión de temperatura.

El límite entre la troposfera y la estratosfera se llama tropopausa y es donde se ubica la corriente en chorro (zona de vientos máximos formados por la rotación de la tierra sobre su eje y el calentamiento atmosférico debido a la radiación solar).

Estratosfera: desde la tropopausa hasta aproximadamente 50 km, donde se encuentra su límite llamado estratopausa. En esta capa la temperatura aumenta con la altura hasta llegar a 0°C en la estratopausa. Casi no existen movimientos verticales, pero si horizontales los cuales pueden alcanzar los 200 km/h. En esta capa de la atmósfera es donde se encuentra la mayor concentración de ozono estratosférico entre los 30 y 50 km. Los fenómenos meteorológicos que ocurren en esta capa son diferentes a los de la tropósfera al no haber convección. Se pueden observar nubes nacaradas o nubes estratosféricas polares observadas en latitudes más altas, fenómenos eléctricos como los blue jets que aparecen sobre tormentas extendiéndose verticalmente sobre el tope del cumulonimbus hasta aproximadamente 40 km.

Mesósfera: se extiende desde los 50 a los 80 km de altura, la temperatura disminuye con la altura hasta llegar a -100°C. Tiene lugar fenómenos de ionización (átomos de un compuesto a átomos eléctricamente cargados) y reacciones químicas. El aire es bastante homogéneo en su composición. El límite superior se llama mesopausa donde se ubica la región más fría de la atmósfera superior. En esta capa, algunas veces, cuando el sol se ubica entre 3° y 5° por debajo del horizonte y en latitudes altas, pueden observarse nubes noctilucen, probablemente formadas por partículas de polvo envueltas en cristales de hielo.

Termósfera: ubicada sobre la mesopausa, se caracteriza por un aumento progresivo en la temperatura alcanzando temperaturas de 1500°C. Esta zona se encuentre permanentemente ionizada debido a la radiación solar. Un fenómeno característico de esta capa son las auroras boreales y australes producidas por la penetración de partículas ionizadas dirigidas por el campo magnético terrestre hacia los polos a través de la atmósfera.

Exósfera: constituida principalmente por iones y electrones, aproximadamente hasta los 1000 km.

COMPOSICIÓN

Hasta una altura aproximada de 25 km, las proporciones son las que se encuentran en la Tabla 1.

Gas	% en volumen
Nitrógeno	78.09
Oxígeno	20.95
Argón	0.93
Dióxido de carbono	0.03

Tabla 1. Composición de la atmósfera.

También contiene otros gases en menores proporciones que se muestran en la Tabla 2.:

Gas	% en volumen
Neón	$1.8 \cdot 10^{-3}$
Helio	$5.24 \cdot 10^{-4}$
Kriptón	$1.0 \cdot 10^{-4}$
Hidrógeno	$5.0 \cdot 10^{-5}$
Xenón	$8.0 \cdot 10^{-6}$
Ozono radón	$6.8 \cdot 10^{-18}$

Tabla 2. Otros gases que componen la atmósfera.

Vapor de agua: el vapor de agua está presente en proporciones muy variables. En muchos procesos físicos el vapor de agua se comporta como otros gases atmosféricos. Frecuentemente cambia de estado y pasa de fase líquida a sólida, liberando o cediendo calor latente. El vapor de agua se incorpora a la atmósfera desde la superficie por evaporación de las superficies acuosas y por transpiración de las plantas. Si se enfría lo suficiente, puede pasar de estado líquido o sólido para formar nubes o niebla, antes de volver a la superficie terrestre como llovizna, lluvia, nieve, granizo. Algunas veces el cambio de estado ocurre en la superficie terrestre y se produce rocío o escarcha. El vapor de agua también almacena y libera grandes cantidades de calor latente que constituye la fuente de energía en la formación de tormentas.

Ozono: la cantidad total de ozono en la columna vertical de la atmósfera es relativamente pequeña. Si este ozono fuese llevado al nivel del mar, se formaría una capa de unos 0.3 cm de espesor, lo que constituye 300 Unidades Dobson (una unidad Dobson equivale a una milésima de centímetro de espesor de gas ozono en condiciones normales de presión de nivel del mar y a 0°C). La cantidad total de ozono sobre un determinado lugar en la tierra depende de los movimientos atmosféricos, por lo que su valor varía diariamente.

Efectos del ozono en la atmósfera:

- Controla el balance radiativo y la estructura térmica en la estratósfera
- Absorbe la radiación solar electromagnética
- Funciona como “escudo” para la superficie terrestre

Aerosoles: son las partículas sólidas y gotitas líquidas suspendidas en el aire. Su período de vida oscila entre un día y dos semanas en la tropósfera, y aproximadamente un año en la estratósfera. Su tamaño, composición química y forma varían considerablemente. Algunos aerosoles, como el polvo y rociones marinos son mayoritariamente de origen natural, mientras que los aerosoles como sulfatos y el humo son de origen natural y antropogénico al mismo tiempo.

- Juegan un papel importante en la formación de nubes
- Se encuentran involucrados en reacciones químicas y procesos eléctricos en la atmósfera
- En grandes concentraciones, pueden suponer un riesgo para la salud.

¿Cómo se forman?

Un proceso responsable de la formación de aerosoles es el conocido como DISPERSIÓN. Consiste en la desintegración de grandes partículas o gotas para formar unidades más pequeñas que son capaces de permanecer suspendidas en el aire. El mar es la fuente natural más importante de aerosoles, los fuertes vientos pueden formar olas y desprender espuma desde sus crestas. Procesos de combustión, los componentes volátiles de los combustibles se pueden vaporizar, estos componentes, son rápidamente enfriados al mezclarse con el aire frío que los rodea resultando una sobresaturación muy alta que conduce a la formación de altas concentraciones de gotitas extremadamente pequeñas. Procesos fotoquímicos.

¿Cómo se clasifican?

Se clasifican en función del radio efectivo:

Núcleos Aitken: 1.0 micra--- comunes a zonas industriales.

Núcleos grandes: 0.1-1.0 micra--- comunes a áreas industriales.

Núcleos gigantes: >1.0 micra--- comunes a zonas industriales.

Fenómenos que ocurren en la Troposfera



Tornado de Dolores, 16 de abril de 2015. Fuente: Prensa.



Tromba Marina en Montevideo, Abril 2018. Fuente: Prensa



Inundación en Rivera, mayo 2018. Fuente: Prensa

Fenómenos que ocurren en la Estratósfera

Brillantes y coloridas en la parte superior de esta imagen son las nubes estratosféricas polares (PSC, por sus siglas en inglés, Polar Stratospheric Clouds).

Nótese que las PSC están sobre las nubes cirro, más oscuras, que aparecen en la parte inferior de esta imagen, obtenida desde un avión.

Imagen cortesía de NASA (Paul Newman, GSFC).



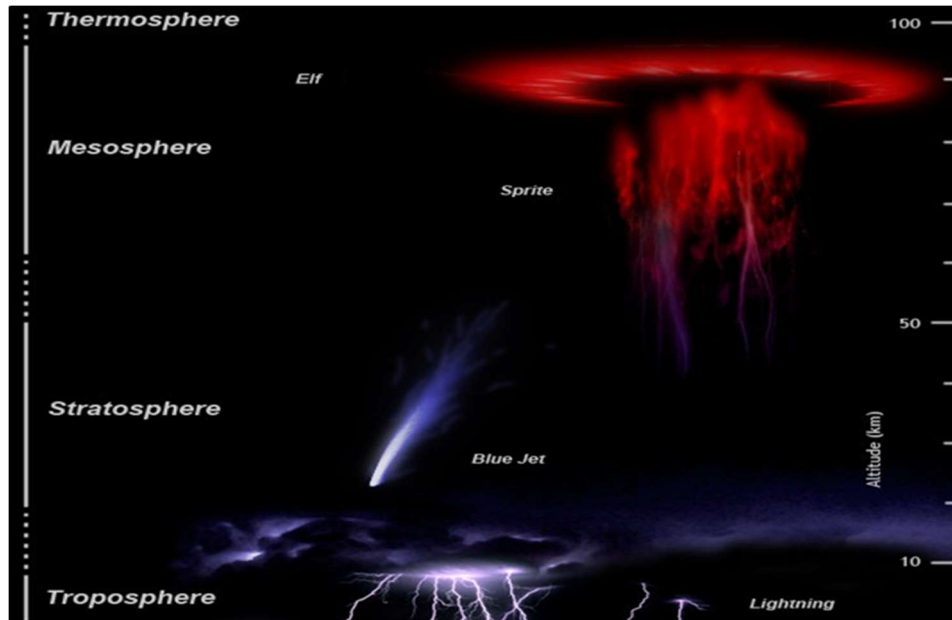
Nubes PSC. Fuente: Prensa.

Otros fenómenos:

Sprites:

Un sprite se produce del siguiente modo: una nube de tormenta presenta carga eléctrica negativa en la parte inferior y positiva en la superior. Por lo general, los rayos emergen de la región inferior y muestran polaridad negativa, pero en ocasiones surgen rayos con polaridad positiva, mucho más potentes y peligrosos. Estos últimos producen un campo eléctrico que asciende hacia las capas altas atmosféricas y desencadena el sprite. Este evento luminoso dura centésimas de segundo y muestra una parte superior difusa y una región inferior poblada de 'tentáculos' (filamentos de aire ionizado de entre diez y cien metros de grosor). Puede extenderse desde los cuarenta hasta los casi cien kilómetros sobre el suelo y se producen de manera simultánea al rayo que los desencadena o con cierto retraso.

Los sprites son parte de una amplia familia de fenómenos eléctricos que tienen lugar en la mesosfera (una región demasiado tenue para sostener un globo sonda y demasiado espesa para orbitar un satélite), conocidos como Eventos Luminosos Transitorios (TLE), entre los que se encuentran también los elves, los halos, los blue jets o los gigantic blue jets. La influencia de los TLEs en las propiedades químicas y eléctricas de la alta atmósfera es actualmente objeto de investigación por grupos de todo el mundo. Cada uno de estos fenómenos luminosos revela información que ayuda a entender la actividad eléctrica y química de la región y permite completar nuestro conocimiento del circuito eléctrico global del planeta.



Otros Fenómenos. Fuente: (Nature Geoscience-Mesospheric electric breakdown and delayed sprite ignition caused by electron detachment A. Luque & F. J. Gordillo-Vázquez).

Las Auroras

Las capas que componen la Exósfera y Termósfera se denomina Ionósfera.

Es una parte muy activa en la atmósfera, su estructura depende de la energía que absorbe del sol.

Su nombre proviene del hecho de que los gases en estas capas son agitados por la radiación solar para formar iones, que tienen una carga eléctrica.

Las partes de la ionosfera se superponen con la magnetosfera de la Tierra. Es el área alrededor de la Tierra donde las partículas cargadas sienten el campo magnético de la tierra.

En la ionosfera, las partículas cargadas son afectadas por los campos magnéticos tanto de la Tierra como del Sol. Es en esta capa donde se producen las Auroras.

METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA



Aurora en Base Belgrano, Antártida 19 de Marzo de 2022. Foto de Mayra Gordillo, meteoróloga de la Fuerza Aérea Argentina.



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

NUBES

Definición

Una nube es un hidrometeoro consistente en diminutas partículas de agua líquida o hielo, o de ambos, suspendidas en la atmósfera y que, por lo general, no tocan el suelo. También puede contener partículas de agua líquida o hielo de mayores dimensiones, así como partículas líquidas no acuosas o partículas sólidas procedentes, por ejemplo, de gases industriales, humo o polvo.

Luminancia

La luminancia de una nube está determinada por la luz que reflejan, dispersan y transmiten las partículas que la componen. Esta luz proviene, en su mayor parte, directamente del Sol, la Luna, las estrellas, o del cielo; también puede proceder de la superficie de la Tierra; en ese caso la luz es particularmente intensa cuando campos de hielo o de nieve o cuerpos de agua reflejan la luz solar o lunar.

La luminancia de una nube puede experimentar cambios debido a la intervención de la calima. Cuando existe calima entre el observador y la nube, puede disminuir o aumentar la luminancia de la nube en función de su espesor y de la dirección de la luz incidente. Además, la calima reduce el contraste que delata la forma, la estructura y la textura de la nube. La luminancia también puede variar a causa de fenómenos ópticos como halos, arco iris, coronas, glorias, etc.

Durante el día la luminancia de las nubes es suficientemente elevada y permite observarlas con facilidad. En una noche con luz de luna, las nubes son visibles cuando más de un cuarto de la Luna está iluminado. En sus fases más oscuras, la Luna carece del brillo suficiente que delataría la presencia de nubes alejadas de ella, especialmente cuando se trata de nubes delgadas. En noches sin luna, las nubes suelen ser invisibles; no obstante, algunas veces puede deducirse su presencia por la ocultación de las estrellas (teniendo en cuenta que las estrellas próximas al horizonte pueden quedar ocultas debido a la calima), de las auroras polares, la luz zodiacal, etc.

Las nubes son visibles durante la noche en zonas con iluminación artificial suficientemente intensa. Sobre las grandes ciudades, la iluminación directa desde abajo puede revelar la presencia de nubes. Es posible que una capa de nubes iluminada artificialmente actúe como fondo brillante sobre el cual resaltan fragmentos de las nubes inferiores.

Cuando una nube ligeramente opaca es iluminada desde detrás, su luminancia es máxima en dirección al astro luminoso y disminuye al alejarse de este; cuanto más delgada sea la nube, más rápida será la disminución. Las nubes de mayor espesor óptico (medida de la capacidad de una nube para impedir que la luz la atraviese) solo experimentan una leve disminución de la luminancia con respecto a la distancia del astro luminoso. Un espesor y una opacidad aún mayores hacen imposible incluso determinar la posición del astro luminoso. Cuando el Sol o la Luna se encuentran detrás de

una nube densa y aislada, esta presenta un borde iluminado con mucho brillo, y pueden observarse en torno a ella rayos luminosos que alternan con bandas sombreadas.

Puesto que el espesor óptico de una capa nubosa suele variar de una porción a otra de la capa, es posible que el astro luminoso sea perceptible a través de una parte de la nube, pero no de otra. Debido al movimiento de la nube, el espesor óptico y la luminancia de la capa nubosa pueden experimentar cambios importantes con el tiempo, especialmente a pequeñas distancias angulares del Sol o la Luna.

En el caso de una capa de nubes cuya opacidad sea uniforme y suficiente, el astro luminoso puede percibirse cuando no está muy lejos del cenit, pero puede quedar completamente oculto cuando está cerca del horizonte. Las capas nubosas suficientemente opacas muestran a veces una luminancia máxima en el cenit, cuando el Sol o la Luna se encuentran a baja altitud.

La luz que una nube refleja hacia el espectador es máxima cuando la nube está frente al astro luminoso.

La luminancia adquiere mayor intensidad cuando aumentan en la línea de visión la densidad de la nube y su espesor. Si la nube es suficientemente densa y profunda permite observar sombreados de grises que indican un relieve más o menos claro; cuanto más tangencial es la dirección de la iluminación, más amplia es la escala de grises.

Por último, existen importantes diferencias en la luminancia entre las nubes compuestas de gotitas de agua y las nubes formadas por cristales de hielo. Las nubes de cristales de hielo suelen ser más transparentes que las formadas por gotitas de agua debido a su espesor y a la dispersión de las partículas de hielo. No obstante, determinadas nubes de cristales de hielo se presentan en bancos densos y su concentración de partículas de hielo puede ser elevada. Cuando estas nubes están iluminadas desde detrás muestran un sombreado pronunciado; sin embargo, a la luz reflejada presentan un blanco brillante.

Color

Debido a que las nubes difunden la luz con prácticamente la misma intensidad en todas las longitudes de onda, el color de las nubes depende fundamentalmente del color de la luz incidente. La calima entre el observador y la nube puede modificar los colores de las nubes; por ejemplo, la calima suele hacer que las nubes distantes parezcan amarillas, naranjas o rojas. Los fenómenos luminosos especiales (fotometeoros) también influyen en los colores de las nubes.

Cuando el Sol está a suficiente altura sobre el horizonte, las nubes o los fragmentos de nubes que difunden la luz que procede principalmente del Sol son blancas o grises. Las partes que reciben luz sobre todo del cielo azul presentan un color gris azulado. Cuando la iluminación procedente del Sol y del cielo es extremadamente débil, las nubes tienden a adoptar el color de la superficie que se encuentra por debajo de ellas.

Cuando el Sol se aproxima al horizonte, su color puede cambiar del amarillo al naranja y del naranja al rojo; el cielo que está próximo al Sol y las nubes muestran una coloración similar. Con todo, el azul del cielo y el color de la superficie que está debajo también pueden influir en los colores de las nubes.

Estos también varían según la altura de la nube y su posición relativa con respecto al observador y al Sol.

Cuando el Sol está próximo al horizonte, las nubes altas pueden aun así ser casi blancas, mientras que las nubes bajas muestran una coloración naranja o roja intensa. Estas diferencias en el color permiten hacerse una idea de las altitudes relativas de las nubes (teniendo en cuenta que las nubes situadas al mismo nivel parecen menos rojas cuando se observan en dirección al Sol que si se observan en dirección opuesta).

Cuando el Sol está en el horizonte o justo sobre él puede enrojecer la superficie inferior de las nubes; cuando esta superficie está corrugada, su coloración se distribuye en bandas que alternan un color más claro (amarillo o rojizo) y otro más oscuro (otras coloraciones), lo que acentúa el relieve.

Cuando el Sol se encuentra justo por debajo del horizonte, las nubes más bajas, a la sombra de la Tierra, son grises; las nubes que se sitúan en los niveles medios son rosas y las que están a gran altura pueden ser blanquecinas.

Durante la noche la luminancia de las nubes suele ser demasiado débil y las nubes no presentan coloración; todas las nubes perceptibles se muestran en una escala del negro al gris, salvo las iluminadas por la Luna, cuyo aspecto es blanquecino. A veces determinadas nubes presentan una coloración más o menos marcada a causa de iluminación especial (incendios, las luces de las grandes ciudades, auroras polares, etc.).

Otros aspectos sobre la formación de nubes

Cuando el aire húmedo alcanza la saturación, es decir cuando alcanza humedades relativas próximas al 100%, se transforma en estado líquido o sólido, gracias también a la presencia de aerosoles, formándose una nube, que está constituida por pequeñas gotitas de agua o cristales de hielo suspendidos en la atmósfera.

Para llegar a su desarrollo son muy importantes los procesos dinámicos que tienen lugar mediante movimientos verticales, mezcla y convección, que pueden alcanzar extensiones y velocidades muy variables. La forma y estructura de las nubes depende de factores dinámicos, como la estabilidad, la convergencia y la proximidad de frentes.

Las propias nubes influyen asimismo en la dinámica atmosférica mediante otros procesos físicos, como la liberación de calor latente, la redistribución del vapor de agua o la modulación de la transferencia de radiación solar e infrarroja. Por tanto, el comportamiento de las nubes está dominado por los procesos dinámicos, pero a su vez para entender la dinámica atmosférica hay que tener en cuenta las nubes. Además, no solamente los factores dinámicos son responsables de la formación de nubes. Dentro de la nube hay otros procesos de escalas más pequeñas que dan lugar a la formación y crecimiento de las gotitas nubosas y, cuando estas gotitas interactúan entre sí, puede tener lugar la precipitación. Estos procesos de formación, crecimiento e interacción constituyen la microfísica de las nubes, y son también responsables de la formación de las nubes.

La distribución de nubes en el espacio y su estructura y formas es muy heterogénea. Algunas de éstas están asociadas a zonas de bajas presiones, y otras a frentes o a características orográficas del



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

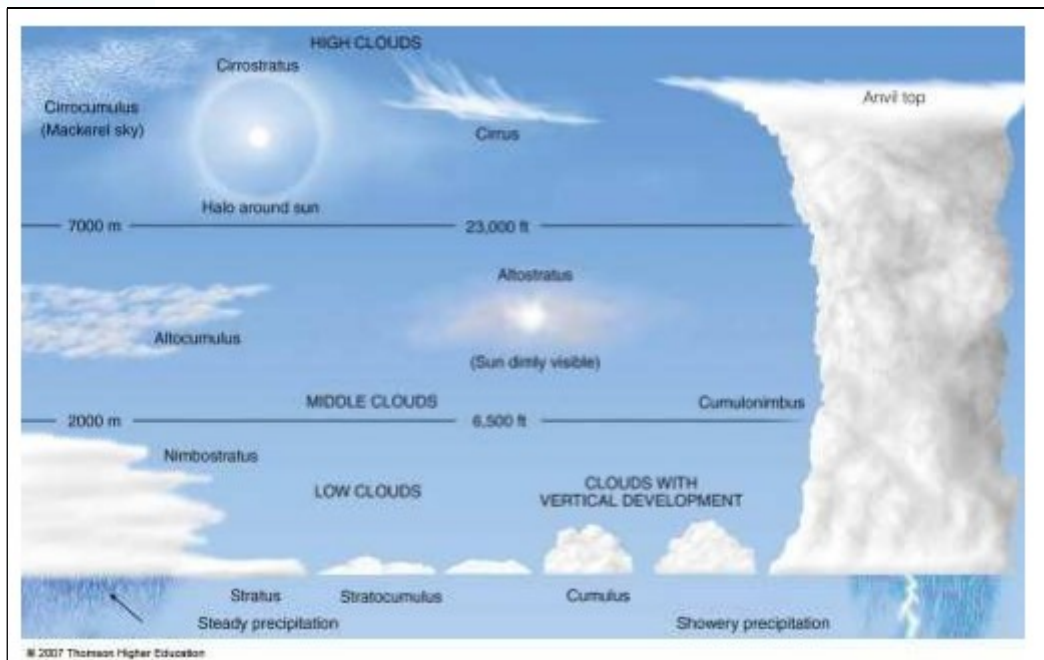
terreno. Pueden permanecer fijas durante días o moverse rápidamente acompañando a la diferencia de presiones. Cuando la temperatura de la nube es superior a cero grados Celsius, es decir cuando sólo hay agua líquida, se suele decir que son **nubes cálidasⁱ** (nubes tropicales). En cambio, cuando esta temperatura es inferior a cero grados hay presencia de agua líquida y hielo, y se tienen **nubes fríasⁱⁱ**.

Las gotas y los cristales de hielo de la nube son transitorios: se forman por condensación nuevas gotas o cristales y se pierden por evaporación o precipitación, formándose a su vez otras nuevas y moviéndose con la velocidad del aire que las circunda. En la escala horizontal se observan estructuras nubosas desde unos pocos kilómetros hasta mil, en escala sinóptica. En esta escala se forman sistemas de nubes asociados a ciclones extratropicales y frentes, mientras que en la escala de un kilómetro (microescala) se forman los cúmulos.

Desde principios del siglo XIX (Luke Howard) la clasificación de los tipos de nubes se ha hecho de acuerdo con su apariencia visual y su rango vertical en el espacio. Así, a grandes rasgos, se tienen estos tipos de nubes: cúmulos (nubes de desarrollo vertical), estratos (capas horizontales de nubes), cirros (nubes altas con cierto grado de transparencia) y nimbos (nubes de lluvia).

Para hacer una buena clasificación hay que tener en cuenta más características, de tal manera que la clasificación internacional actual llega a establecer diez géneros principales, y varias especies y variedades de cada género, que se detallará más adelante.

Algunas veces algunos tipos de nubes varían su clasificación en bajas, medias o altas, y además los límites verticales cambian según la latitud.



Esquema de clasificación de nubes. Fuente:???

ⁱ El proceso de formación de nubes cálidas no será detallado en este curso.

ⁱⁱ El proceso de formación de nubes frías no será detallado en este curso.

Clasificación

Las nubes están en un proceso continuo de evolución y presentan una infinita variedad de formas. Con todo, existe un número limitado de formas características que se observan con frecuencia a escala mundial, lo que permite agrupar las nubes en un sistema general de clasificación. Esta clasificación se divide en géneros, especies y variedades. Es un sistema similar a los que se emplean en la clasificación de plantas o animales, y, como en estos casos, se utilizan nombres en latín.

Existen algunas formas de nubes intermedias o de transición que, si bien aparecen con bastante frecuencia, no se describen en el sistema de clasificación. Las formas de transición revisten poco interés; son menos estables y su apariencia no es muy diferente de la que se describe en las definiciones de las formas características.

Existen además otras dos clasificaciones de nubes: las nubes especiales y las nubes de las capas superiores de la atmósfera. Estas nubes suelen observarse rara vez u ocasionalmente y, en algunos casos, únicamente en determinadas partes del planeta.

Clasificación por GENERO

Los diez géneros son: nubes bajas (estratos, estratocúmulos, nimboestratos), nubes medias (altocúmulos, altoestratos), nubes altas (cirros, cirroestratos, cirrocúmulos) y nubes de desarrollo vertical (cúmulos, cumulonimbos).



Clasificación por ESPECIE

La mayoría de los géneros se subdividen en especies, que se basan en la forma de las nubes o en su estructura interna. Una nube observada en el cielo y que pertenece a un género determinado puede pertenecer a una única especie.

- Fibratus
- Uncinus
- Spissatus
- Castellanus
- Floccus
- Stratiformis
- Nebulosus
- Lenticularis
- Volutus (nube rodillo)
- Fractus
- Humilis
- Mediocris
- Congestus
- Calvus
- Capillatus

Especie	Géneros	<i>Ci</i>	<i>Cc</i>	<i>Cs</i>	<i>Ac</i>	<i>As</i>	<i>Ns</i>	<i>Sc</i>	<i>St</i>	<i>Cu</i>	<i>Cb</i>
fibratus (fib)		•		•							
uncinus (unc)		•									
spissatus (spi)		•									
castellanus (cas)		•	•		•			•			
floccus (flo)		•	•		•			•			
stratiformis (str)			•		•			•			
nebulosus (neb)				•					•		
lenticularis (len)			•		•			•			
volutus (vol)					•			•			
fractus (fra)									•	•	
humilis (hum)										•	
mediocris (med)										•	
congestus (con)										•	
calvus (cal)											•
capillatus (cap)											•

Cuadro de especies y géneros que se observan con frecuencia. Fuente: Atlas OMM.

Clasificación por VARIEDAD

Las variedades describen las disposiciones de los elementos macroscópicos y el grado de transparencia de los géneros. Es necesario tener en cuenta los puntos siguientes:

Una nube determinada puede tener diferentes variedades, lo que significa que las variedades no son mutuamente excluyentes.

Son excepciones al punto anterior las variedades translucidus y opacus, que sí se excluyen mutuamente. Por otro lado, ciertas variedades pueden estar presentes en varios géneros

El hecho de que se haya establecido una serie de variedades no implica que una determinada nube tenga que recibir necesariamente el nombre de una o más de esas variedades:

Intortus
 Vertebratus
 Undulatus
 Radiatus
 Lacunosus
 Duplicatus
 Translucidus

Perlucidus Opacus

Variedad	Géneros	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb
intortus (in)		•									
vertebratus (ve)		•									
undulatus (un)			•	•	•	•		•	•		
radiatus (ra)		•			•	•		•		•	
lacunosus (la)			•		•			•			
duplicatus (du)		•		•	•	•		•			
translucidus (tr)					•	•		•	•		
perlucidus (pe)					•			•			
opacus (op)					•	•		•	•		

Cuadro de variedades y géneros que se observan con frecuencia.

Rasgos SUPLEMENTARIOS

A veces las nubes presentan rasgos suplementarios que las acompañan o están parcialmente unidos a ellas.

Incus
 Mamma
 Virga
 Praecipitatio
 Arcus
 Tuba
 Asperitas
 Fluctus
 Cavum
 Murus
 Cauda

<i>Rasgo suplementario</i>	<i>Géneros</i>	<i>Ci</i>	<i>Cc</i>	<i>Cs</i>	<i>Ac</i>	<i>As</i>	<i>Ns</i>	<i>Sc</i>	<i>St</i>	<i>Cu</i>	<i>Cb</i>
incus (inc)											•
mamma (mam)	•	•			•	•		•			•
virga (vir)		•			•	•	•	•		•	•
cavum (cav)			•		•			•			
fluctus (flu)	•				•			•	•	•	
asperitas (asp)					•			•			
praecipitatio (pra)						•	•	•	•	•	•
arcus (arc)										•	•
murus (mur)											•
tuba (tub)										•	•
cauda (cau)											•

Cuadro de rasgos suplementarios y géneros con los que se observan con mayor frecuencia. Fuente: OMM.

Nubes ACCESORIAS

A veces las nubes pueden estar acompañadas de otras nubes normalmente de menor tamaño, denominadas nubes accesorias, que están separadas del cuerpo principal de la nube o parcialmente unidas a él:

Pileus
Velum
Pannus
Flumen

<i>Nube accesoria</i>	<i>Géneros</i>	<i>Ci</i>	<i>Cc</i>	<i>Cs</i>	<i>Ac</i>	<i>As</i>	<i>Ns</i>	<i>Sc</i>	<i>St</i>	<i>Cu</i>	<i>Cb</i>
pileus (pil)										•	•
velum (vel)										•	•
pannus (pan)						•	•			•	•
flumen (flm)											•

Cuadro de las nubes accesorias y los géneros con los que se observan mayor frecuencia. Fuente: OMM.

GALERIA DE FOTOS CLASIFICACIÓN POR GÉNERO



Cirrus (Ci)



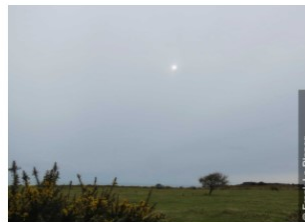
Cirrocumulus (Cc)



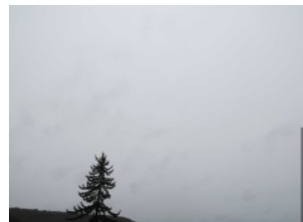
Cirrostratus (Cs)



Altostratus (As)



Nimbostratus (Ns)



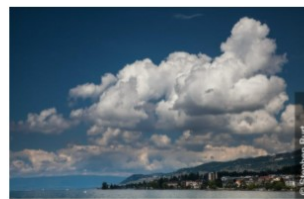
Altostratus (As)



Stratocumulus (Sc)



Stratus (St)



Cumulus (Cu)



Cumulonimbus (Cb)

CLASIFICACIÓN POR ESPECIE



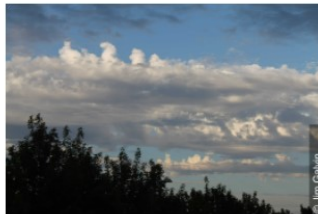
(Ci) fibratus



(Ci) uncinus



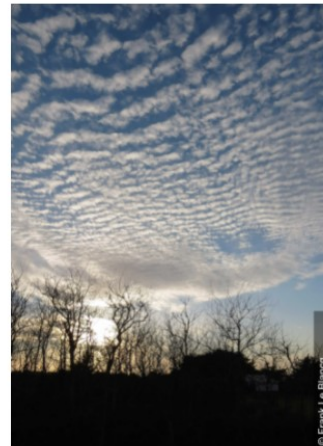
(Ci) spissatus



(Ac) castellanus



(Ac) floccus



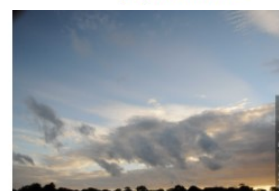
(Ac) stratiformis



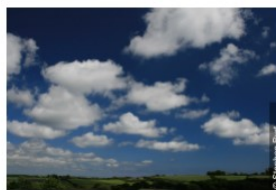
(St) nebulosus



(Ac) lenticularis



(St) fractus



(Cu) humilis



(Cu) mediocris



(Cu) congestus



(Ac) volutus

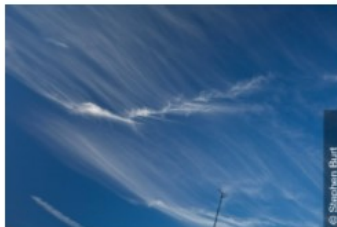


(Cb) calvus



(Cb) capillatus

CLASIFICACIÓN POR VARIEDAD



(Ci) intortus



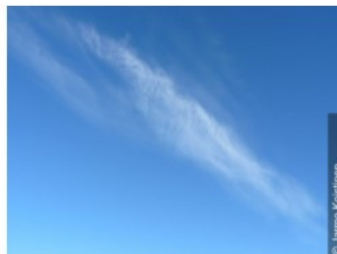
(Ci) vertebratus



(As) undulatus



(Ci) radiatus



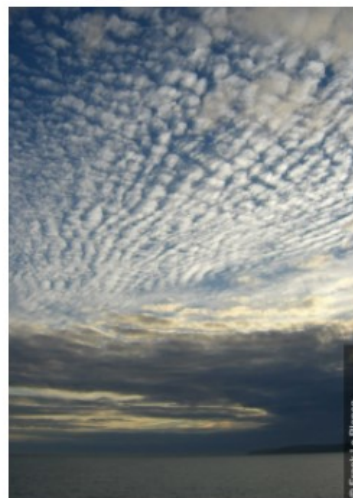
(Cc) lacunosus



(Ac) duplicatus



(Ac) translucidus



(Ac) perlucidus



(Ac) opacus

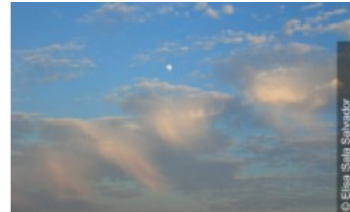
RASGOS SUPLEMENTARIOS



(Cb) incus



(Cb) mamma



(Ac) virga



(Cb) praecipitatio



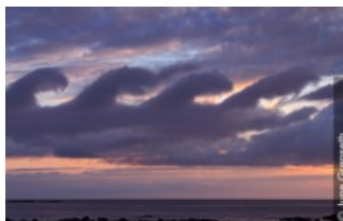
(Cb) arcus



(Cb) tuba



(Ac) asperitas



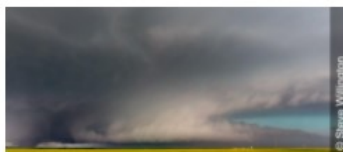
(Sc) fluctus



(Ac) cavum



(Cb) murus



(Cb) cauda

NUBES ACCESORIAS



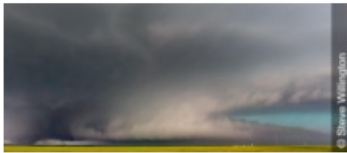
(Cb) pileus



(Cb) velum



(As) pannus



(Cb) flumen

NUBES ESPECIALES

Son nubes que se forman o desarrollan como consecuencia de determinados factores que originan esta transformación, a menudo localizados. Estos factores pueden ser naturales o producto de la actividad humana.



(Cu) flammagenitus



(Cu) homogenitus



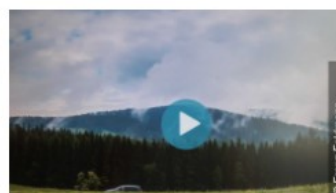
estelas de condensación generadas por aeronaves ((Ci) homogenitus)



(Ci) homomutatus



(St) cataractagenitus



(St) silvagenitus

CUADRO GENERAL DE CLASIFICACIÓN

Género	Especies	Variedades	Rasgos suplementarios	Nubes accesorias	Nubes madre y nubes especiales (Las nubes madre más frecuentes se enumeran en el mismo orden que los géneros)	
	(Ordenados por frecuencia de observación)				Genitus	Mutatus

<u>Cirrus</u>	<u>fibratus</u> <u>uncinus</u> <u>spissatus</u> <u>castellanus</u> <u>floccus</u>	<u>intortus</u> <u>radiatus</u> <u>vertebratus</u> <u>duplicatus</u>	<u>mamma</u> <u>fluctus</u>		<u>Cirrocumulus</u> <u>Alto cumulus</u> <u>Cumulonimbus</u> <u>Homo</u>	<u>Cirrostratus</u> <u>Homo</u>
<u>Cirrocumulus</u>	<u>stratiformis</u> <u>lenticularis</u> <u>castellanus</u> <u>floccus</u>	<u>undulatus</u> <u>lacunosus</u>	<u>virga</u> <u>mamma</u> <u>cavum</u>		-	<u>Cirrus</u> <u>Cirrostratus</u> <u>Alto cumulus</u> <u>Homo</u>
<u>Cirrostratus</u>	<u>fibratus</u> <u>nebulosus</u>	<u>duplicatus</u> <u>undulatus</u>	-		<u>Cirrocumulus</u> <u>Cumulonimbus</u>	<u>Cirrus</u> <u>Cirrocumulus</u> <u>Altostratus</u> <u>Homo</u>
<u>Alto cumulus</u>	<u>stratiformis</u> <u>lenticularis</u> <u>castellanus</u> <u>floccus</u> <u>volutus</u>	<u>translucidus</u> <u>perlucidus</u> <u>opacus</u> <u>duplicatus</u> <u>undulatus</u> <u>radiatus</u> <u>lacunosus</u>	<u>virga</u> <u>mamma</u> <u>cavum</u> <u>fluctus</u> <u>asperitas</u>		<u>Cumulus</u> <u>Cumulonimbus</u>	<u>Cirrocumulus</u> <u>Altostratus</u> <u>Nimbostratus</u> <u>Stratocumulus</u>
<u>Altostratus</u>	-	<u>translucidus</u> <u>opacus</u> <u>duplicatus</u> <u>undulatus</u> <u>radiatus</u>	<u>virga</u> <u>praecipitatio</u> <u>mamma</u>	<u>pannus</u>	<u>Alto cumulus</u> <u>Cumulonimbus</u>	<u>Cirrostratus</u> <u>Nimbostratus</u>
<u>Nimbostratus</u>	-	-	<u>praecipitatio</u> <u>virga</u>	<u>pannus</u>	<u>Cumulus</u> <u>Cumulonimbus</u>	<u>Alto cumulus</u> <u>Altostratus</u> <u>Stratocumulus</u>
<u>Stratocumulus</u>	<u>stratiformis</u> <u>lenticularis</u> <u>castellanus</u> <u>floccus</u> <u>volutus</u>	<u>translucidus</u> <u>perlucidus</u> <u>opacus</u> <u>duplicatus</u> <u>undulatus</u> <u>radiatus</u> <u>lacunosus</u>	<u>virga</u> <u>mamma</u> <u>praecipitatio</u> <u>fluctus</u> <u>asperitas</u> <u>cavum</u>		<u>Altostratus</u> <u>Nimbostratus</u> <u>Cumulus</u> <u>Cumulonimbus</u>	<u>Alto cumulus</u> <u>Nimbostratus</u> <u>Stratus</u>
<u>Stratus</u>	<u>nebulosus</u> <u>fractus</u>	<u>opacus</u> <u>translucidus</u> <u>undulatus</u>	<u>praecipitatio</u> <u>fluctus</u>		<u>Nimbostratus</u> <u>Cumulus</u> <u>Cumulonimbus</u> <u>Homo</u> <u>Silva</u> <u>Cataracta</u>	<u>Stratocumulus</u>
<u>Cumulus</u>	<u>humilis</u> <u>mediocris</u> <u>congestus</u> <u>fractus</u>	<u>radiatus</u>	<u>virga</u> <u>praecipitatio</u> <u>arcus</u> <u>fluctus</u> <u>tuba</u>	<u>pileus</u> <u>velum</u> <u>pannus</u>	<u>Alto cumulus</u> <u>Stratocumulus</u> <u>Flamma</u> <u>Homo</u> <u>Cataracta</u>	<u>Stratocumulus</u> <u>Stratus</u>

Cumulonimbus	calvus capillatus	-	praecipitatio virga incus mamma arcus murus cauda tuba	pannus pileus velum flumen	Alto cumulus Altostratus Nimbostratus Stratocumulus Cumulus Flamma Homo	Cumulus
------------------------------	--	---	---	---	---	-------------------------

CONCEPTOS DE UTILIDAD PARA LA OBSERVACIÓN DE NUBES

Altura, altitud y extensión vertical

Altura: distancia vertical entre el punto de observación en la superficie de la Tierra y el punto que se está midiendo.

Altitud: distancia vertical desde el nivel medio del mar hasta el punto que se está midiendo.

Altura/Altitud de la base de la nube: en las observaciones en superficie, altura de la base de la nube sobre el nivel del suelo; en las observaciones desde aeronaves, altitud de la base de la nube sobre el nivel medio del mar.

Extensión vertical: distancia vertical desde la base de una nube hasta su cima.

Niveles

Por lo general, las nubes se encuentran en un rango de altitudes que comprende desde el nivel del mar hasta el nivel superior de la troposfera (tropopausa). La troposfera puede dividirse verticalmente en tres niveles, anteriormente denominados "pisos": alto, medio y bajo. Cada nivel se define por un rango de alturas en las que se observan con mayor frecuencia las nubes de determinado género. Estos niveles se superponen y sus límites varían con la latitud.

Nivel	Géneros	Región polar	Región templada	Región tropical
Alto	Cirrus Cirro cumulus Cirrostratus	3 - 8 km (10 000 - 25 000 pies)	5 - 13 km (16 500 - 45 000 pies)	6 - 18 km (20 000 - 60 000 pies)
Medio	Alto cumulus Altostratus Nimbostratus	2 - 4 km (6 500 - 13 000 pies)	2 - 7 km (6 500 - 23 000 pies)	2 - 8 km (6 500 - 25 000 pies)
Bajo	Stratus Strato cumulus Cumulus Cumulonimbus	Desde la superficie de la Tierra hasta 2 km (0 - 6 500 pies)	Desde la superficie de la Tierra hasta 2 km (0 - 6 500 pies)	Desde la superficie de la Tierra hasta 2 km (0 - 6 500 pies)

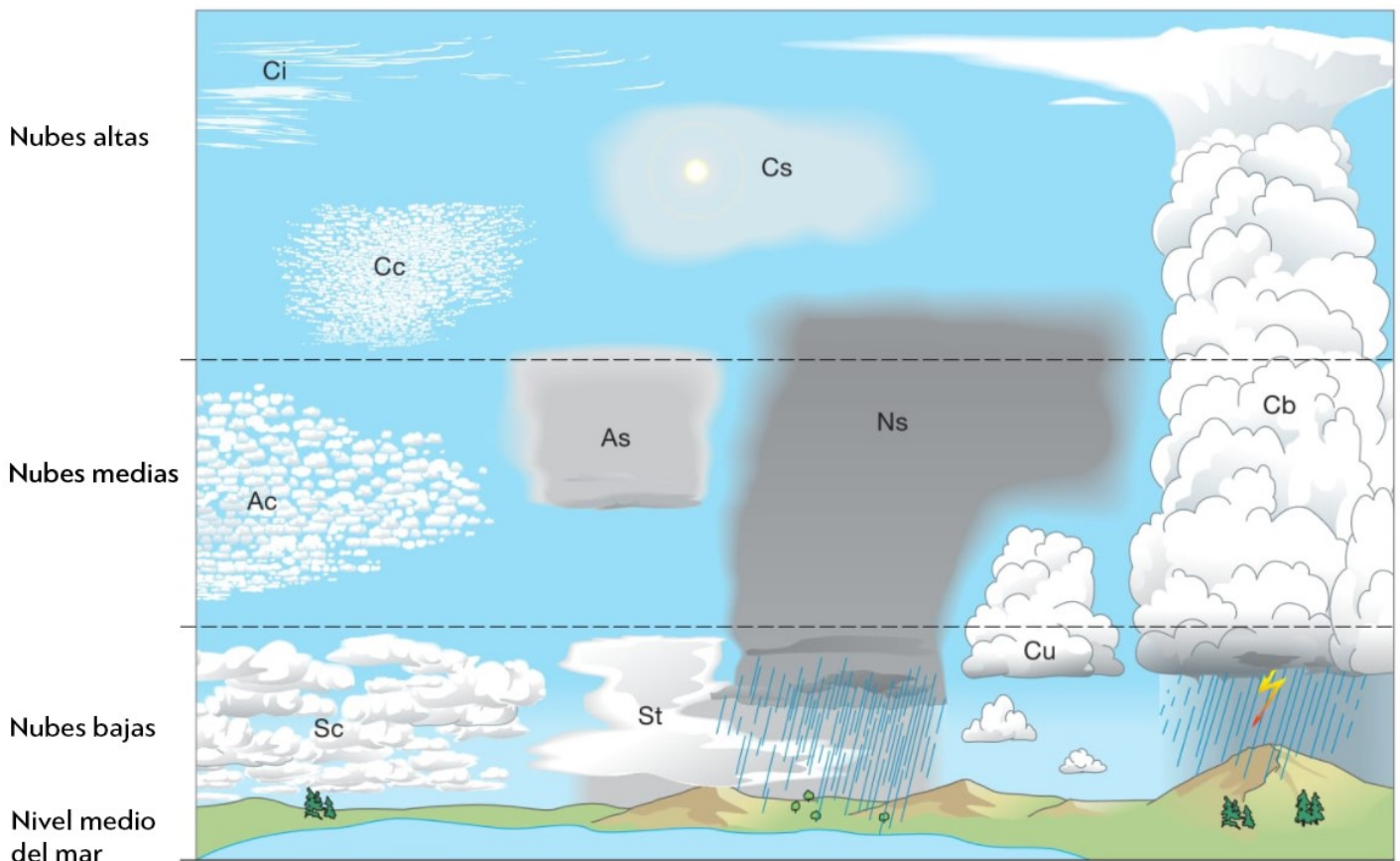
Algunos datos

La mayoría de las nubes se circunscriben a su nivel; a continuación, figuran las excepciones que cabe mencionar:

- el Altostratus es propio del nivel medio, pero con frecuencia se extiende a alturas superiores;
- el Nimbostratus casi siempre se sitúa en el nivel medio, pero suele extenderse a los otros dos niveles;
- el Cumulus y el Cumulonimbus tienen habitualmente su base en el nivel bajo, pero a menudo presentan tal extensión vertical que su cima puede alcanzar los niveles medio y alto.

Cuando se conoce la altura de una determinada nube, el concepto de niveles puede ayudar al observador a identificarla. En ese caso, puede determinarse el género eligiendo entre los géneros que normalmente se observan en el nivel correspondiente a la altura de la nube.

Cuadro ilustrativo



Algunas nubes especiales

Cumulunimbus arcus



Derecha: Cb arcus sobre Montevideo. Fuente: Prensa
Izquierda: Cb arcus. Fuente: Atlas OMM

Nube rodillo Ac Volutus o Sc Volutus



Fuente: Prensa



HIDROMETEOROS

Los hidrometeoros están compuestos de partículas de agua líquida o sólida que pueden estar suspendidas en la atmósfera, precipitar a través de ella, ser arrastradas por el viento desde la superficie de la Tierra o estar depositadas sobre otros objetos. Convencionalmente, la nieve o el agua depositadas sobre el suelo no se consideran un hidrometeoro.

A continuación, se describen los cinco tipos de hidrometeoros siguientes:

- partículas en suspensión;
- partículas que precipitan (precipitación);
- partículas levantadas de la superficie de la Tierra por el viento;
- depósitos de partículas;
- trombas.

Niebla: Suspensión en el aire de gotitas de agua muy pequeñas, habitualmente microscópicas, que reducen la visibilidad en la superficie de la Tierra.

El término “niebla” se utiliza cuando las gotitas microscópicas reducen la visibilidad horizontal en la superficie de la Tierra a menos de 1 km, mientras que “neblina” se utiliza cuando las gotitas no reducen la visibilidad horizontal a menos de 1 km. En la práctica, neblina se considera un sinónimo de “niebla ligera”. El uso del término esmog (combinación de los términos en inglés smoke y fog) está ampliamente extendido para referirse a las condiciones en las que concurren la niebla y la elevada contaminación del aire y se producen reacciones químicas entre las gotitas de niebla y los distintos contaminantes.

La reducción de la visibilidad depende de la estructura de la niebla, y especialmente de la densidad numérica y la distribución del tamaño de las gotitas de agua. Esta estructura puede variar en gran medida en el tiempo y el espacio. Cuando hay niebla, normalmente la sensación es de aire húmedo o mojado. Las gotitas de niebla individuales, cuando están iluminadas, a menudo son visibles a simple vista y se encuentran en movimiento de manera algo turbulenta.

La niebla forma un velo blanquecino que cubre el paisaje, mientras que la neblina normalmente consiste en un velo delgado y grisáceo. La niebla mezclada con polvo o humo puede adoptar una coloración tenue.

Existen diferentes tipos de niebla:

Niebla engelante

Niebla de radiación

Niebla de advección

Niebla por evaporación

Niebla de mezcla (o frontal)

Las más comunes en Uruguay son: las de radiación, advección y mezcla.



Niebla. Fuente: Altas OMM.

PRECIPITACIÓN

Una nube es un agregado de gotitas, en número aproximado de varios cientos por centímetro cúbico, cuyos radios son del orden de las 10 micras.

En general esta estructura es muy estable y las gotitas no tienden a juntarse y aumentar de tamaño, excepto cuando hay un crecimiento general de toda la población.

La precipitación se origina cuando el conglomerado se hace inestable y unas gotas crecen a expensas de las otras.

Dos son los mecanismos que producen este efecto: la colisión directa y coalescencia de las gotas, para nubes relativamente calientes y con elevado contenido acuoso, y la interacción entre gotitas de agua y cristales de hielo, en nubes con temperaturas por debajo de los 0°C.

Cuando, mediante estos procesos, las gotas o los cristales de hielo crecen hasta alcanzar el tamaño adecuado pueden empezar a caer, si la velocidad de caída compensa las corrientes de aire ascendentes en el interior de la nube.

Se produce entonces la precipitación, en forma de gotas de lluvia, nieve o granizo.

Existen diferentes tipos de precipitación:

- Lluvia
- Lluvia subfundida (lluvia engelante)
 - Llovizna
- Llovizna subfundida (llovizna engelante)
 - Nieve
 - Cinarra
 - Nieve granulada
- Polvo de diamante
 - Granizo
 - Cellisca
- Gránulos de hielo

Lluvia: la precipitación sobre la mayor parte de la superficie terrestre llega en forma de lluvia, y se mide tanto la cantidad de esta precipitación en el suelo como su intensidad.

La distribución de tamaños de las gotas muestra que hay una disminución de la concentración al crecer su tamaño, cuando las gotas tienen diámetros superiores a un milímetro y el número de gotas grandes aumenta al aumentar la intensidad de la precipitación.

A partir de muestras se obtiene que la distribución por tamaños tiene una forma exponencial negativa, exceptuando las gotas muy pequeñas. Es decir, la concentración de gotas es menor conforme aumenta el tamaño de esas gotas. El factor negativo de la exponencial depende de la intensidad de precipitación.

Una de las teorías indica que el fraccionamiento de las gotas puede explicar la forma de exponencial negativa que tiene la distribución de la concentración, es decir el hecho de que sea más difícil encontrar gotas grandes.

Cuando la gota alcanza un tamaño de 3 mm de diámetro la tensión superficial puede no ser suficiente para mantener el tamaño de la gota, y cuando llega a 6 mm es inestable. Entonces se rompe y da lugar a gotas más pequeñas.

Otra causa pueden ser los choques entre ellas.

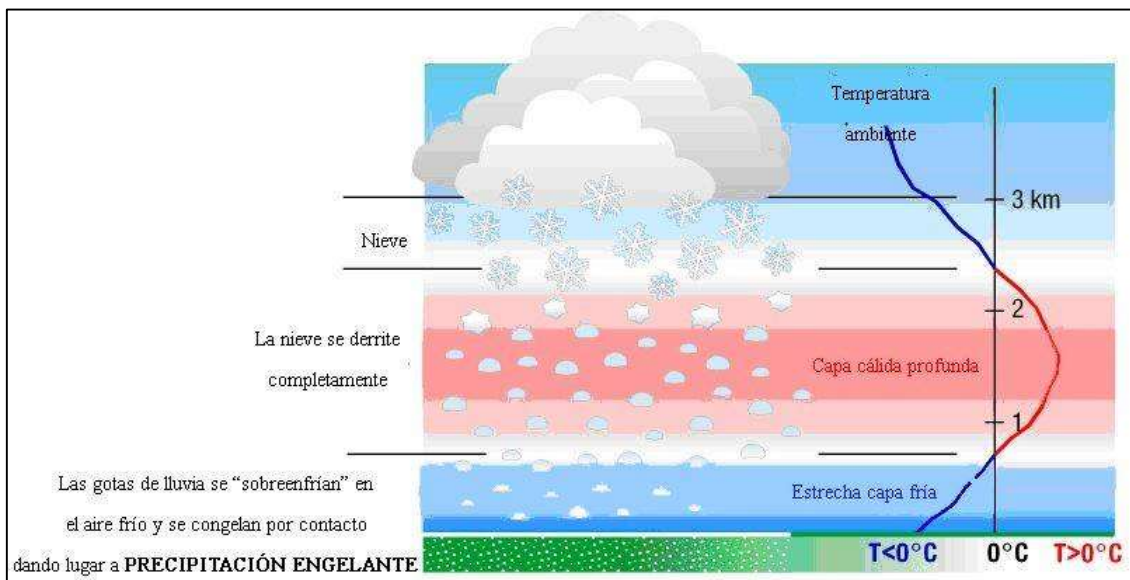


Lluvia. Fuente: Altas OMM

Lluvia subfundida (engelante): Lluvia cuyas gotas tienen una temperatura inferior a 0 °C.



Lluvia engelante. Fuente. AEMET



Modelo conceptual. Fuente Agencia Estatal de Meteorología de España-AEMET.

Llovizna: Precipitación bastante uniforme compuesta de gotas de agua finas, muy próximas unas a otras, que cae de las nubes. Las gotas de llovizna suelen tener un diámetro menor de 0,5 mm y casi parece que flotan, por lo que hacen visibles hasta los más leves movimientos del aire. La llovizna cae de una capa de Stratus generalmente baja, que, en ocasiones, toca el suelo (niebla)

Otra diferencia entre la lluvia y la llovizna es que esta última la **única** nube que la genera es el Stratus.

Llovizna subfundida (engelante): Llovizna en la que la temperatura de las gotas está por debajo de los 0 °C. Las gotas de la llovizna subfundida pueden helarse al entrar en contacto con el suelo, aeronaves en vuelo u otros objetos, lo cual se denomina **llovizna engelante**.

Nieve: Precipitación de cristales de hielo, separados o aglomerados, que caen de una nube. La forma, el tamaño y la concentración de los cristales de nieve varían considerablemente según las condiciones de temperatura y sobresaturación en las que se forman. Normalmente, en una nevada se generan distintos tipos de cristales de nieve, y durante una sola caída se pueden observar cristales de casi todos los tipos. A menudo, pequeñas gotitas de agua congelada se agregan a los cristales de nieve. Si estas gotitas son numerosas, pueden ocultar la estructura cristalina de la nieve.

Cuando las temperaturas están por encima de -5 °C aproximadamente, los cristales suelen juntarse y formar copos de nieve.



Nieve. Fuente: Altas OMM

Cinarra: Precipitación de partículas blancas opacas muy pequeñas que caen de una nube. Estas partículas son claramente aplanadas o alargadas y su diámetro suele ser inferior a 1 mm.

Si bien esta precipitación está congelada y se produce a temperaturas entre 0 °C y –10 °C aproximadamente, sus otras propiedades se corresponden con las de la llovizna. Los gránulos no rebotan al golpear el suelo duro.

La cinarra procede principalmente de nubes Stratus o de niebla y nunca cae en forma de chaparrón. Excepto en las montañas, la cinarra suele caer en pequeñas cantidades.



Cinarra. Fuente: Altas OMM.

Nieve granulada: Precipitación formada por partículas de hielo blancas y opacas que caen de una nube. Suelen ser cónicas o redondeadas y tener un diámetro de hasta 5 mm.

La nieve granulada se compone de un núcleo central cubierto de gotitas de nube congeladas. Se forma cuando las partículas de hielo, habitualmente un cristal, capturan gotitas de nube que se congelan rápidamente. Suele tener una densidad baja, de menos de $0,8 \text{ g/cm}^3$, debido a los intersticios de aire entre el núcleo y las gotitas congeladas.

La nieve granulada es quebradiza y fácil de aplastar. Cuando cae sobre suelo duro rebota y con frecuencia se quiebra. Los chaparrones de nieve granulada caen de Cumulus o Cumulonimbus. Suelen consistir en una combinación de nieve granulada y copos de nieve, y suelen producirse cuando la temperatura cerca de la superficie ronda los $0 \text{ }^\circ\text{C}$.

Es posible que los cristales no estén completamente rodeados de gotitas; se trata de la etapa intermedia entre los cristales de nieve y la nieve granulada.



Nieve granulada. Fuente: Atlas OMM

Polvo de diamante: Precipitación de cristales de hielo muy pequeños que cae de un cielo despejado, a menudo tan fina que parece suspendida en el aire (regiones polares).

Granizo: Precipitación de partículas de hielo (pedriscos) que pueden ser transparentes o parcial o totalmente opacas. Suelen ser esféricas, cónicas o irregulares y con un diámetro de entre 5 y 50 mm. Las partículas pueden caer de las nubes separadas o aglomeradas de manera irregular.

La caída de granizo se produce siempre en forma de chubascos y, por lo general, se observa durante las tormentas intensas.

Los pedriscos suelen formarse alrededor de núcleos que no están necesariamente situados en su centro geométrico. El núcleo, que puede medir entre unos pocos milímetros y un centímetro de diámetro, tiene forma esferoidal o cónica y está compuesto de hielo generalmente opaco, aunque en ocasiones puede ser transparente.

Los pedriscos pueden presentar una gran variedad de formas y dimensiones, incluso en una única caída. Por ejemplo, la estructura de “capas de cebolla” consiste en un núcleo rodeado de capas alternadas de hielo opaco y transparente. No se suelen formar más de cinco capas, excepto en pedriscos de enormes dimensiones, en los que se han llegado a observar más de 20 capas. También es posible que los pedriscos no tengan capas, sino que consistan únicamente en hielo transparente u opaco.

La densidad de los pedriscos normalmente está comprendida entre $0,85 \text{ g/cm}^3$ y $0,92 \text{ g/cm}^3$, si bien puede ser menor cuando hay cavidades grandes llenas de aire. Algunos pedriscos están compuestos parcialmente de hielo esponjoso, que es una combinación de hielo, agua y aire.

En circunstancias excepcionales, los pedriscos de gran tamaño pueden unirse para formar estructuras irregulares de granizo de gran tamaño. Los pedriscos se forman cuando un núcleo captura gotitas de nube o gotas de lluvia. No existe consenso general acerca de la naturaleza de estos núcleos. Sin embargo, se tiende a admitir que normalmente se trata de una pequeña partícula de hielo que se ha formado alrededor de un copo de nieve granulada.



Granizo Severo. Fuente: Prensa.

Cellisca: Precipitación de partículas de hielo translúcido que caen de una nube. Estas partículas casi siempre son esféricas y en ocasiones cuentan con puntas cónicas. Su diámetro puede alcanzar, o incluso exceder, los 5 mm.

La cellisca siempre se produce en chubascos procedentes de un Cumulonimbus. Consiste en nieve granulada encerrada total o parcialmente en una capa de hielo. Los intersticios entre la nieve granulada están llenos de hielo o de hielo y agua. Es posible que solo una delgada envoltura esté congelada. El agua puede proceder de gotas de nube o de la fusión parcial de nieve granulada. La densidad de la cellisca es relativamente elevada, puesto que oscila entre los $0,8 \text{ g/cm}^3$ y, excepcionalmente, los $0,99 \text{ g/cm}^3$.

Habitualmente, la cellisca no es fácil de romper, y cuando impacta sobre una superficie dura, rebota y produce un sonido audible.

La cellisca es un estadio intermedio entre la nieve granulada y el granizo. Se diferencia de la nieve granulada por su superficie parcialmente lisa y su mayor densidad; y del granizo, en especial por su menor tamaño.

Gránulos de hielo: Precipitación de partículas de hielo transparentes que caen de una nube. Estas partículas, que normalmente son esferoidales o irregulares, y excepcionalmente cónicas, tienen un diámetro inferior a 5 mm.

Los gránulos de hielo se forman a partir de gotas de lluvia o, con menor frecuencia, copos de nieve que proceden generalmente de nubes Altostratus o Nimbostratus. Los copos de nieve caen sobre una capa de aire cálido situada



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

por debajo de las nubes, donde se funden total o parcialmente, y posteriormente descienden a una capa de aire

frío (por debajo de los 0 °C) que los congela, por lo que llegan al suelo en forma de precipitación helada.

Los gránulos de hielo formados a partir de gotas de lluvia congeladas son transparentes, mientras que los copos de nieve nuevamente congelados, que son menos frecuentes, son transparentes en algunas partes y opacos en otras, en función de si el copo de nieve se había fundido total o parcialmente.

Los gránulos de hielo no son fáciles de quebrar y, al impactar sobre una superficie dura, rebotan y producen un sonido audible.

Los gránulos de hielo pueden ser parcialmente líquidos y su densidad suele aproximarse o superar la del hielo (0,92 g/cm³).

Nota: Tanto para la precipitación de nieve como de lluvia los procesos microfísicos son fundamentales en la distribución por tamaños de las partículas de precipitación. En cambio, la intensidad y la duración de la precipitación se debe más bien a factores cinemáticos y termodinámicos, determinados por la temperatura de la base de la nube, su espesor y la velocidad de la corriente ascendente.

Vídeo ilustrativo de Inumet

<https://www.youtube.com/watch?v=PEDA7MubJys>

OTROS HIDROMETEOROS

Depósito de gotitas de niebla: *Depósito de gotitas de niebla (o de nube) no subfundidas sobre objetos cuya superficie tiene temperaturas superiores a los 0 °C.*

Los depósitos de gotitas de niebla se observan especialmente en zonas altas donde las nubes orográficas son frecuentes. La extensión o profundidad de los depósitos dependen de la duración de la niebla, de la distribución del tamaño y de la densidad numérica de las gotitas de niebla (o de nube), y de la velocidad de impacto de las gotitas. También dependen de las propiedades del objeto, a menudo una hoja, sobre la que se forma el depósito. Cuando se produce un depósito de gran tamaño, las gotitas depositadas se juntan y gotean sobre el suelo. En algunas circunstancias, la cantidad de agua que cae de los árboles de esta forma en una sola noche puede ser equivalente a la precipitación de un chubasco moderado.

Rocío: *Depósito sobre objetos de gotas de agua producidas por la condensación directa del vapor de agua del aire circundante.*

Existen dos tipos de Rocío:

Rocío propiamente dicho: *Depósito de gotas de agua sobre objetos cuya superficie está lo suficientemente fría, en general por radiación nocturna, como para producir la condensación directa del vapor de agua del aire circundante.*

El rocío propiamente dicho se deposita por lo general sobre objetos situados en el suelo o cerca de él, principalmente sobre las superficies horizontales. El rocío se observa especialmente cuando el aire está en calma y el cielo está despejado.

El rocío no debe confundirse con el depósito de gotitas de niebla sobre las superficies expuestas ni con las gotitas de agua que exudan las plantas (fenómeno conocido como goteo), que a menudo se produce al mismo tiempo que el depósito de rocío, pero que también puede aparecer separadamente.

Rocío de advección: Depósito de gotas de agua sobre objetos cuya superficie está lo suficientemente fría como para provocar la condensación directa del vapor de agua que entra en contacto con dicha superficie mediante un proceso de advección.

El rocío de advección se deposita principalmente sobre superficies verticales expuestas. Se observa cuando una masa de aire relativamente cálida y húmeda invade repentinamente una región donde la temperatura de las superficies expuestas es inferior al punto de rocío del aire que se mueve por advección. El rocío de advección no debe confundirse con el depósito de gotitas de niebla ni con el pseudorocío que puede observarse con tiempo húmedo en ciertas superficies expuestas (como carreteras) cuando están cubiertas por una película delgada de sustancias higroscópicas.

Rocío blanco: Depósito blanco de gotas de rocío congeladas. El rocío blanco, que consiste en gotas de rocío que se han helado, no debe confundirse con la escarcha.

Escarcha: Depósito de hielo producido por el vapor de agua procedente del aire circundante. Generalmente presenta una apariencia cristalina.

Existen dos tipos de Escarcha:

Escarcha propiamente dicha: Depósito de hielo, generalmente en forma de escamas, agujas, plumas o abanicos, que se forma sobre objetos cuya superficie está lo suficientemente enfriada, normalmente por radiación nocturna, como para producir el depósito del vapor de agua contenido en el aire ambiente. La

escarcha propiamente dicha por lo general se deposita sobre objetos que están en el suelo o cerca de él, principalmente sobre sus superficies horizontales. La escarcha se observa especialmente durante la época fría del año cuando el aire está en calma y el cielo está despejado.

Escarcha de advección: Depósito de hielo que suele presentar un aspecto cristalino y se forma sobre los objetos cuando están lo suficientemente fríos como para que el vapor de agua contenido en el aire se deposite sobre su superficie al entrar en contacto con ella, normalmente mediante un proceso de advección. La escarcha de advección se deposita principalmente sobre superficies expuestas en vertical. Se observa especialmente cuando una masa de aire relativamente cálida y húmeda invade repentinamente una región donde la temperatura de las superficies expuestas es inferior a los 0 °C y al punto de sublimación del aire transportado por advección.

Cencellada blanca: Depósito de hielo formado generalmente por la congelación de gotitas subfundidas de niebla o de nube sobre objetos duros, cuya superficie tiene una temperatura inferior o ligeramente superior a 0 °C.

Existen tres tipos de cencellada blanca: cencellada blanda, cencellada dura y hielo transparente. Los procesos que dan lugar a la formación de las distintas clases de cencellada blanca pueden producirse de manera prácticamente simultánea o de manera consecutiva durante un período más prolongado, o incluso alternarse. Por lo tanto, en determinadas circunstancias pueden observarse depósitos muy heterogéneos que presentan varios estados de transición.

Cencellada blanda: Cencellada frágil que consiste principalmente en agujas o escamas de hielo delgadas. La cencellada blanda se deposita sobre todos los lados de los objetos expuestos próximos al suelo, en condiciones de calma o viento flojo, y se desprende fácilmente al sacudir los objetos. Se forma principalmente con temperaturas del aire ambiente inferiores a –8 °C. Cuando las temperaturas son considerablemente inferiores a los –8 °C, la formación de cencellada blanda no requiere necesariamente la presencia de niebla.

Cencellada dura: Cencellada granular, normalmente blanca, adornada con ramificaciones de gránulos de hielo cristalizadas. La cencellada dura se forma por la rápida congelación de agua subfundida, de manera que las gotas se congelan más o menos individualmente y se crean intersticios de aire. Se deposita principalmente en los objetos situados cerca del suelo y expuestos a vientos por lo menos moderados. En la dirección del viento, el depósito puede formar una capa gruesa. En la atmósfera libre, la cencellada dura puede formarse en las partes de la aeronave expuestas a viento relativo. La cencellada dura se adhiere bastante, si bien puede desprenderse si se raspa el objeto. La



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

cancellada dura se forma principalmente a temperaturas entre los $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ y los $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Hielo transparente: Hielo homogéneo y compacto, normalmente transparente, que no presenta una forma claramente definida. Tiene una superficie irregular y es morfológicamente parecido al hielo liso. El hielo transparente se deposita principalmente sobre la superficie de objetos expuestos al viento situados en el suelo o cerca de él. Aparece especialmente en regiones montañosas. En la atmósfera libre, se deposita fundamentalmente sobre las partes de las aeronaves expuestas a viento relativo.

El hielo transparente se forma por el congelamiento lento del agua subfundida, que antes de congelarse penetra en los intersticios de aire entre los gránulos de hielo. El hielo transparente se adhiere fuertemente y solo es posible separarlo de los objetos si se quiebra o se funde. El hielo transparente se forma casi siempre con temperaturas del aire ambiente situadas entre $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Hielo liso: Depósito de hielo homogéneo y compacto, generalmente transparente, formado por la congelación de gotitas de llovizna o gotas de lluvia subfundidas sobre objetos cuya superficie tiene una temperatura inferior a 0°C o ligeramente superior.

LITOMETEOROS

Calima: Suspensión en el aire de partículas secas tan pequeñas que son invisibles a simple vista, pero suficientemente numerosas para dar al aire una apariencia opalescente. Al dispersarse la luz debido a las partículas de calima, los objetos brillantes o las luces en la distancia se ven amarillentos o rojizos a través de la calima, mientras que los objetos oscuros aparecen azulados. Las partículas de calima pueden tener color por sí mismas, lo que contribuye también a crear este efecto.

Calima de polvo: Suspensión en el aire de polvo o partículas pequeñas de arena levantadas del suelo por una tempestad de polvo o arena antes del momento de la observación. La tempestad puede haberse producido tanto en el lugar de observación como cerca o lejos de él.

Humo: Suspensión en el aire de partículas pequeñas producidas por combustión.

Tempestad de polvo o arena: Conjunto de partículas de polvo o arena levantadas violentamente a grandes alturas por un viento fuerte y turbulento. Las tempestades de polvo o arena generalmente se producen en zonas donde el suelo está cubierto por polvo o arena sueltos. En ocasiones, cuando la tempestad ha recorrido grandes distancias, puede observarse sobre zonas donde el suelo no está cubierto de polvo ni de arena. La parte delantera de una tempestad de polvo o arena puede tener la apariencia de una pared ancha y alta que avanza con una rapidez considerable. Estas paredes de polvo o arena suelen ir acompañadas de un Cumulonimbus que puede estar oculto por las partículas de polvo o arena. También pueden aparecer sin ninguna nube a lo largo del borde delantero de una masa de aire frío que avanza.



Tormenta de Polvo. Fuente: Atlas OMM

Remolino de polvo (tolvanera) o arena: Conjunto de partículas de polvo o arena, a veces acompañadas de pequeños residuos, levantadas del suelo en forma de columna rotatoria de altura variable, de diámetro reducido y cuyo eje es aproximadamente vertical. Los remolinos de polvo o arena se producen cuando el aire próximo al suelo es muy inestable, por ejemplo, cuando el suelo está muy caliente a causa del sol (insolación). La rotación puede adoptar ambas direcciones y tiene lugar alrededor del centro. Por lo general, los remolinos ocurren a menos de 30 m de altura, pero han llegado a alcanzar una altura de 1 km.

Los tornados de frente de racha son un tipo de remolino de polvo muy específico. Se trata de remolinos de polvo generalmente débiles, breves y superficiales que pueden observarse ocasionalmente a lo largo del borde de un frente de racha ([arcus](#)) de una nube cumuliforme. Este fenómeno se produce en forma de columna rotatoria de polvo que visualmente se asemeja a la nube de escombros de un tornado, aunque sin embudo de condensación. Los tornados de frente de racha no se forman de la misma manera que las tolvaneras (es decir, por el fuerte calentamiento del suelo), a no ser que esa columna rotatoria orientada verticalmente (vórtice) sea un verdadero tornado. Los tornados de frente de racha rara vez son lo suficientemente fuertes como para causar grandes daños.



Remolino de Polvo o Dust Devil o tolvanera

FOTOMETEOROS (FENÓMENOS ÓPTICOS)

La óptica atmosférica atañe al estudio de las propiedades ópticas de la atmósfera y los fenómenos producidos al interaccionar la radiación solar visible con los gases constituyentes y las partículas suspendidas en el aire, así como los meteoros que en ella tienen lugar (fotometeoros). Algunos de sus aspectos tienen importancia para el transporte por aire, mar y tierra, como ocurre con la reducción de la visibilidad, otros nos proporcionan información útil acerca de procesos físicos que están ocurriendo dentro de la atmósfera.

Si bien los rayos de luz (ondas electromagnéticas o fotones) se propagan en línea recta en el vacío, sus trayectorias pueden modificarse por la presencia de medios materiales, tales como los gases atmosféricos, partículas de nubes y aerosoles. En muchos casos las desviaciones varían de acuerdo a las longitudes de onda de los componentes de la radiación visible. De esto resulta una variedad de fenómenos ópticos que tienen lugar en la atmósfera y la observación de muchos efectos de colores llamativos.

El objetivo de este tema es que conozcan los diferentes fenómenos ópticos y sepan identificarlos, en el tema radiación se profundizará sobre su formación.

Fenómenos ópticos en las nubes formadas por gotas de agua

Corona: Consiste en una serie de anillos coloreados, de radios relativamente pequeños, producidos por una nube formada de gotitas de agua.



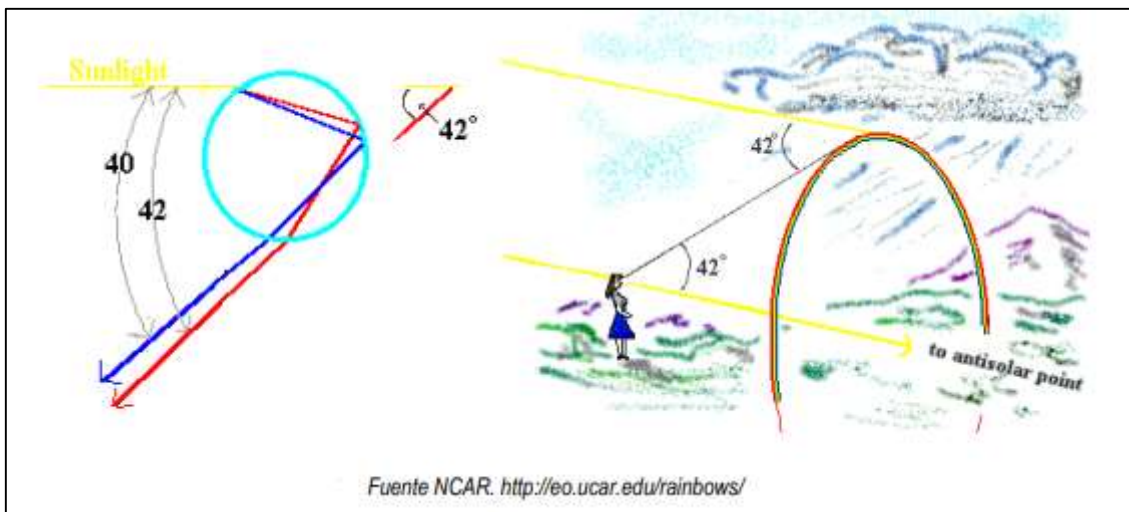
Corona Solar. Fuente: Atlas OMM

Gloria, sombra de Ulloa, Espectro de Brocken: la difracción de la luz puede apreciarse cuando un observador se encuentra en una posición elevada y su sombra se proyecta sobre una capa de niebla más baja que él. Por ejemplo, en una región montañosa o elevada, se puede hacer la experiencia colocándose de espaldas al Sol y mirando hacia un banco de niebla o hacia una nube, que se encuentre próxima y a nivel inferior. La luz solar se difracta cuando pasa junto a la cabeza, y, cuando alcanza las gotitas de agua que forman la nube, se refleja hacia los ojos del observador, quien puede percibir la “gloria” o “sombra de Ulloa” alrededor de la sombra de su propia cabeza. Igualmente ocurre con los aviones (espectro de Brocken)



Gloria y espectro de Brocken. Fuente: Altas OMM y material AEMET.

Arco Iris: se observa el arco iris cuando, encontrándonos de espaldas al Sol se ven caer gotas de agua iluminadas directamente por él. El arco iris más frecuente conocido por arco iris principal consiste en un círculo o arco de círculo luminoso y de colores. El centro de este círculo se encuentra en el punto antisolar, es decir, en el punto en que encuentra en el suelo, la prolongación de la línea que une al Sol con el ojo del observador. Los colores del arco iris principal son, en general, bastante vivos. En el exterior, se distingue el rojo; después el anaranjado, el amarillo, el verde, el azul, el añil, y, finalmente, el violeta en el interior. El radio del círculo es de 42° aproximadamente. Este fenómeno es debido a la refracción y reflexión interna de los rayos solares en las gotas de agua de la atmósfera.



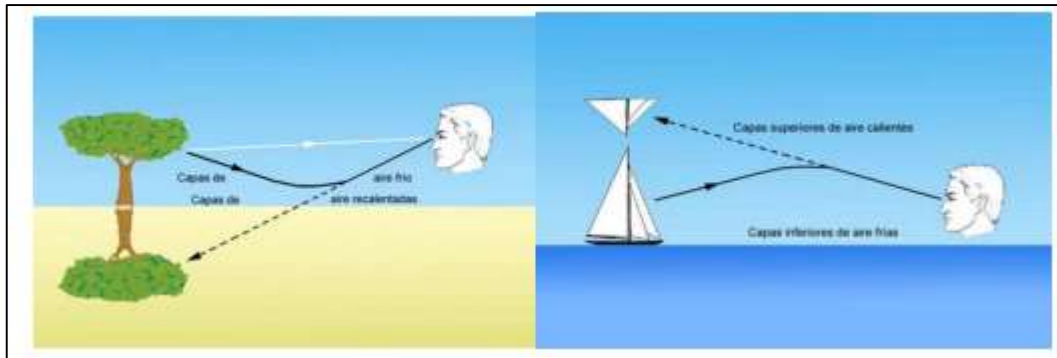
Esquema de formación del Arco Iris. Fuente: NCAR <http://eo.ucar.edu/rainbows/>



Arco Iris. Fuente: Atlas OMM

Espejismos: Fenómeno óptico que consiste principalmente en la percepción de objetos alejados en forma de imágenes estables o temblorosas, simples o múltiples, derechas o invertidas, agrandadas o reducidas en sentido vertical.

Existen dos tipos de espejismos: inferior y superior.



Fuente. Material AEMET.

Destello Verde: coloración predominantemente verde de corta duración, a menudo como un fogonazo, que se observa en el extremo superior del sol, la luna o, en ocasiones, incluso un planeta cuando desaparece por debajo del horizonte o asoma por encima de él.



Fuente. Atlas OMM

Halo: círculo luminoso que rodea al sol o la luna, para que se de este fenómeno óptico el tipo de nubosidad que hay en la atmósfera es alta (cirroestratos)



Halo solar. Fuente: Prensa

Existen otros fenómenos ópticos como el Centelleo, Colores Crepusculares, Trepidación óptica, Anillo de Bishop que los estudiantes pueden investigar.

ELECTROMETEOROS

Para introducir los electrometeoros vamos a hablar de las tormentas.



Rayos en Montevideo. Fuente: Prensa

La definición de tormenta de acuerdo a la Organización Meteorológica Mundial (OMM) es la siguiente: “Una o más descargas repentinas de electricidad que se manifiestan con un destello de luz relámpago y con un ruido seco o un estruendo sordo (trueno).

El Relámpago es una manifestación luminosa que acompaña a una descarga eléctrica repentina que se produce desde el interior de una nube o, con menor frecuencia, desde estructuras altas sobre el suelo o montañas.

El Trueno es el Ruido seco o estruendo sordo que acompaña al relámpago.

El sonido de un trueno que se produce a una distancia corta es breve, seco y violento. Cuando la descarga a tierra se produce en un lugar muy cercano, a menudo puede distinguirse, antes del estampido final seco, un sonido de corta duración similar al de un papel que se rasga seguido de un segundo sonido parecido a la palabra “vit”. Cuando la descarga está a mayor distancia, el trueno se oye como un estruendo apagado o un retumbar prolongado que varía en intensidad. La duración del fragor de un trueno raramente supera los 30 o 40 segundos, excepto en regiones montañosas o en ciudades.

Debido a la diferencia entre la velocidad de la luz y la del sonido, el relámpago se observa antes de que se oiga el trueno correspondiente. El intervalo de tiempo aumenta a medida que aumenta la distancia entre el lugar de la descarga eléctrica y el observador. Cuando esa distancia supera los 20 km, normalmente el trueno no se oye. En ocasiones, el trueno no es audible, aunque la descarga tenga lugar a una distancia considerablemente menor, debido a la refracción de las ondas de sonido en las capas inferiores de la atmósfera.

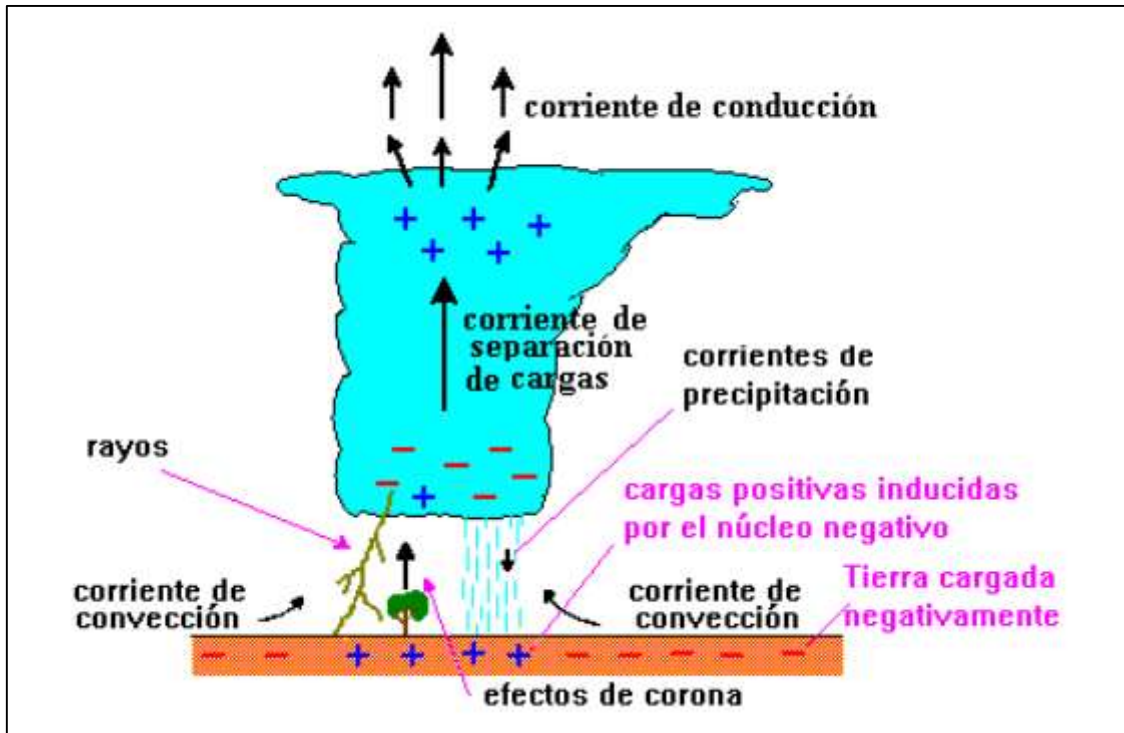


Relámpagos con rayos nube-nube. Fuente: Altas OMM.

Las tormentas se asocian a nubes Cumulonimbus, generalmente van acompañadas de precipitaciones, pero hay casos en que no se acompañan de las mismas (tormentas secas).

En meteorología decimos que hay tormenta cuando se escucha el trueno. En las semanas siguientes aprenderán a como codificarlas en cada caso.

El proceso de formación de una tormenta es bastante complejo, en el esquema siguiente se presenta el modelo conceptual de la distribución de cargas dentro de la nube de tormenta (cumulonimbus).



Dibujo del modelo conceptual de la distribución de cargas en una tormenta". Figura adaptada del libro "The Earth's Electrical Environment. Studies in Geophysics. National Academy Press, 1986,".

En los temas siguientes se hablará del proceso de los mecanismos básicos de formación y que sistemas meteorológicos pueden originar tormentas.

Otros electrometeoros son: Fuego de San Telmo, Sprites.

Las Auroas están relacionadas a una nueva disciplina dentro de la meteorología llamada Spaceweather o Meteorología Espacial, pero se encuentran dentro de los electrometeoros.

Procesos radiativos en la atmósfera

- 1 - Radiación solar**
- 2 - Radiación terrestre**
- 3 - Balance energético mundial**
- 4 - Radiación Neta. Balance de energía**
- 5 - Distribución estacional y geográfica de la temperatura**

Objetivo

Comprender mediante conocimientos básicos de la teoría de transferencia radiativa, el efecto de las condiciones en superficie y los componentes atmosféricos (en particular los aerosoles, el vapor de agua, las nubes, los gases de efecto invernadero y los gases reactivos) en la radiación entrante y saliente.

Respecto al Balance energético mundial, vincularlo con el clima de la Tierra y su variación latitudinal y temporal con el balance energético en la superficie terrestre, las variaciones en el flujo solar y las características orbitales de la Tierra.

Introducción

La energía radiante o energía electromagnética se transmite de un cuerpo a otro por medio de ondas electromagnéticas a través del espacio sin necesidad de medio material interviniente, a diferencia de los procesos de convección, conducción molecular, turbulencia y advección en los que se transfiere calor, pero a través de un medio material.

La radiación electromagnética se propaga en el vacío en línea recta y con una velocidad constante:

$$c = 2,997925 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$$

El espectro electromagnético comprende las ondas de radio, infrarrojo, visible, ultravioleta y radiaciones X y gamma (de mayor a menor longitud de onda). Estas radiaciones pueden estar caracterizadas tanto por su longitud de onda (λ) como por su frecuencia (ϑ), mediante la relación:

$$c = \lambda \vartheta$$

Al hablar de radiación, al tratarse de una energía que puede ser emitida o recibida, conviene establecer algunas definiciones básicas. Así, se llama Radiancia o Emitancia al flujo de potencia emitida, es decir, la energía emitida por unidad de tiempo y área. Ese mismo flujo de potencia, en el caso de ser recibida, se llama Irradiancia.

1.0 Radiación Solar

El sol es la fuente principal de energía para la mayor parte de los procesos que ocurren en nuestro planeta. Otras fuentes tales como las estrellas y el interior de la tierra son despreciables por su pequeñez. La energía solar es generada por procesos de fusión nuclear los cuales tienen lugar cuando el hidrógeno es convertido en helio en el interior del sol.

1.1 Características del Sol

La energía generada en el interior del sol se traslada a su superficie desde donde es radiada al espacio. La región luminosa del sol es llamada fotosfera. Contiene gases calientes muy comprimidos y en varios estados de ionización. Además, hay regiones oscuras (frías) llamadas manchas solares y áreas brillantes (calientes) llamadas fáculas y flóculos.

Si la fotosfera es eclipsada artificialmente por la luna, es posible detectar otras dos capas. La primera aparece enrojecida y es conocida como la cromosfera. Consiste principalmente de los gases hidrógeno y helio a bajas presiones. También son observadas extensiones espectaculares de la cromosfera y éstas son llamadas protuberancias.

Encima de la cromosfera está la capa exterior del sol, la corona. Su color es blanco plateado y está constituida por gases extremadamente tenues, los cuales se extienden hacia el exterior por millones de kilómetros.

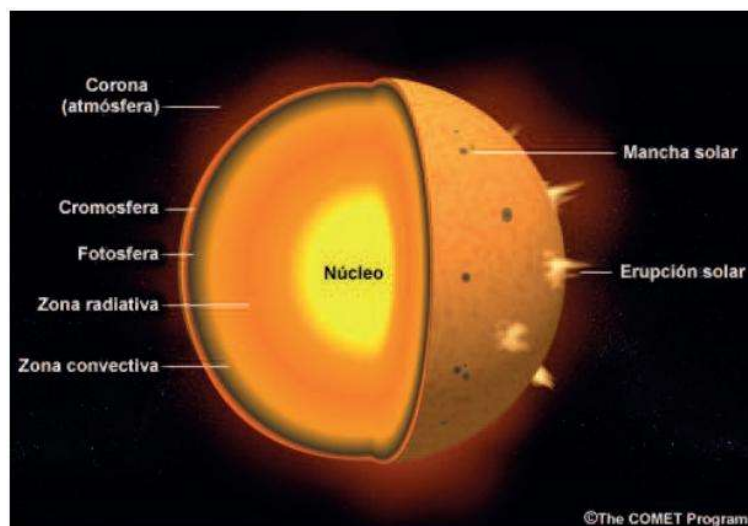


Figura 1. Distintas capas que conforman el Sol.

El aumento de la actividad solar es muchas veces detectado en la cromosfera. Grandes regiones brillantes están asociadas con los grupos de manchas, y las protuberancias sufren variaciones rápidas en apariencia, brillantez y extensión. La actividad más espectacular de la cromosfera es la fulguración o erupción solar.

Es una erupción intensa y de corta duración, durante la cual una gran área en la vecindad de una región activa se hace varias veces más brillante en un intervalo de pocos minutos. Entonces gradualmente se atenúa y en pocas horas o menos la región vuelve a su brillo original. Durante las fulguraciones ocurren gigantescas explosiones y algo del material solar es expelido totalmente fuera del sol. Además, hay una emisión acrecentada de radiación electromagnética.

Cuando las características observables del sol son presentadas con una frecuencia e intensidad mayor que la usual, se dice que el sol está “activo” o “perturbado”, en contraste con los denominados períodos de calma.

1.2 La naturaleza de la radiación solar

Aproximadamente el 99 % de la radiación electromagnética emitida por el sol se encuentra dentro del rango de longitud de onda comprendido entre $0,15 \mu\text{m}$ y $4 \mu\text{m}$. La distribución espectral de esta energía corresponde al 9% en el ultravioleta, 45 % en el visible y 46 % en el infrarrojo. Otros autores dan valores ligeramente diferentes (ver bibliografía). Nos referiremos a esta energía cuando hablamos de radiación solar.

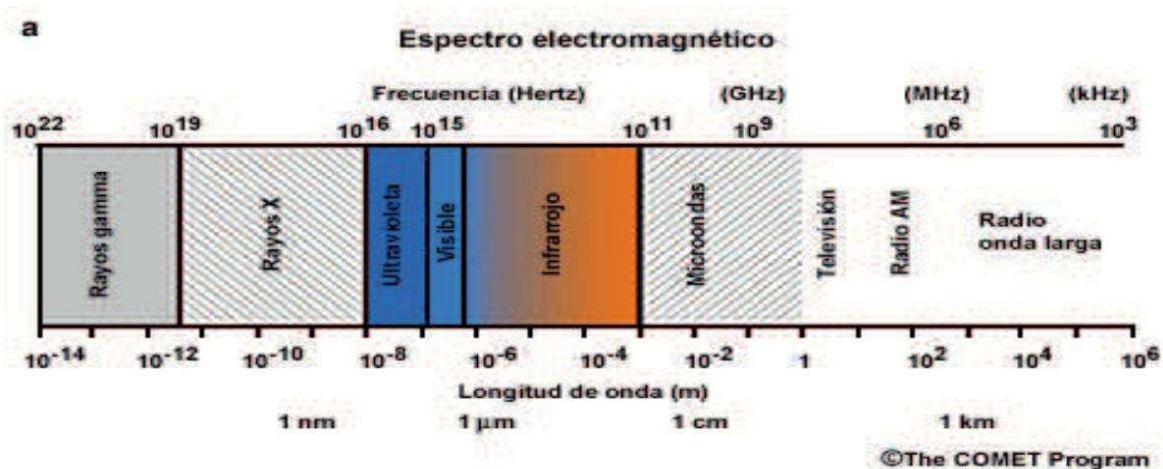


Figura 2. Espectro electromagnético.

1.2.1 Constante Solar

Las observaciones realizadas durante un largo periodo de años indican que la radiación solar no varía en forma apreciable. Por esta razón es conveniente definir una cantidad conocida por el nombre de constante solar. Esta es la cantidad de radiación solar que incide por unidad de área y de tiempo sobre una superficie normal a la radiación que está situada fuera del límite de la atmósfera, cuando la tierra está ubicada a su distancia media del sol. A medida que las técnicas de medición se han desarrollado, las determinaciones de la constante solar (S) han sido aproximadas a un valor muy cercano a $1,4 \times 10^3 \text{ W m}^{-2}$. No han sido aún medidas variaciones significativas de la constante solar, y recientes evidencias indican que el límite superior de cualquier variación está dentro del rango del error del instrumental. Debería notarse sin embargo que ocurren variaciones del ciclo solar

en los extremos del espectro solar, pero la cantidad de energía involucrada es relativamente muy pequeña.

Las medidas satelitales indican que existen variaciones en torno al 0,1% en el valor de la constante solar, relacionadas con la actividad de las manchas solares. Durante los máximos de manchas se suele recibir mayor radiación ultravioleta que durante los mínimos. Aunque no es una opinión consensuada por el mundo científico, en general los periodos con mínimos de manchas se asocian a periodos de enfriamiento global, al contrario que los periodos con máximos de manchas asociadas a calentamiento global.

1.2.2 Ley de Planck y Radiación Solar

La distribución espectral de la radiación solar es muy semejante a la dada por la ley de Planck para un cuerpo negro a una temperatura alrededor de 6000 K (figura 3). La ley de Planck, básicamente establece que, para una temperatura dada, la radiancia aumenta rápidamente según lo hace la longitud de onda, hasta alcanzar un máximo a determinada longitud de onda.

$$E_{\lambda} = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp(C_2/\lambda T) - 1]}$$

Para el caso de una temperatura de 6000 K sería del orden de las 0,5 micras.

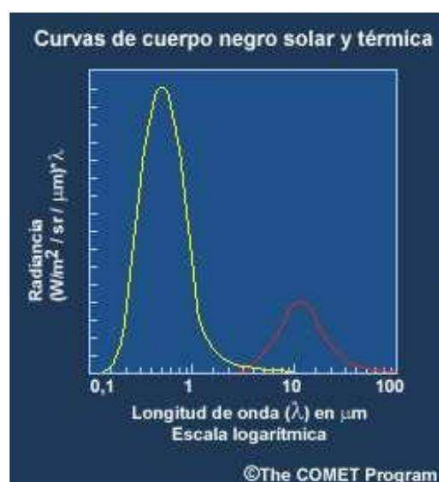


Figura 3. Radiancia para cuerpos negros solar y térmica.

También es posible aplicar otras leyes de radiación para determinar la temperatura efectiva y la temperatura de color del sol. La temperatura efectiva (T_e) es obtenida de la ley de Stefan-Boltzmann, suponiendo que el sol es un cuerpo negro y determinando la temperatura que debería tener de manera que satisficiera el valor de la constante solar

determinada experimentalmente. La ley de Stefan-Boltzmann establece que la radiancia de un cuerpo negro (emisor perfecto) es proporcional a su temperatura.

$$E = \varepsilon \sigma T^4$$

De acuerdo con esta ley, la energía total emitida por segundo en todas las direcciones desde la superficie del sol es $4\pi R^2 \sigma T_e^4$, donde R es el radio del sol. Esta energía es la misma que recibe la superficie de una esfera de radio r_M concéntrica con el sol, donde r_M es la distancia media entre el sol y la tierra. La definición de la constante solar indica que esta energía es $4\pi r_M^2 S$. Por ello,

$$4\pi R^2 \sigma T_e^4 = 4\pi r_M^2 S$$

$$T_e^4 = \left[\frac{r_M}{R} \right]^2 \frac{S}{\sigma} = \left[\frac{1,4968 \times 10^8}{6,960 \times 10^5} \right]^2 \frac{1,40 \times 10^3}{5,67 \times 10^{-8}}$$

$$T_e \approx 5800^\circ\text{K}$$

La ley del desplazamiento de Wien establece que la longitud de onda de máxima radiancia es inversamente proporcional a la temperatura (conocida como temperatura de color).

$$\lambda_{\max} = \alpha/T \text{ (}\mu\text{m)}$$

La intensidad específica máxima de la radiación solar tiene lugar en el rango azul-verde del espectro visible, en una longitud de onda $\lambda_{\max} = 0,474 \mu\text{m}$. (ver figura 3). Por ello, la temperatura de color del Sol, aplicando a ley del desplazamiento de Wien sería:

$$0,474 \times 10^{-6} T = 0,2898 \times 10^{-2}$$

$$T \approx 6100^\circ\text{K}$$

Es de destacar que la temperatura efectiva es menor que la temperatura de color. Esto es debido a la absorción selectiva en la atmósfera del sol, de la cual resulta una reducción de la radiación solar total, dejando relativamente invariable la longitud de onda ($0,474 \mu\text{m}$) correspondiente a la intensidad máxima.

Así podemos deducir que la radiación solar es muy intensa entre $0,2 \mu\text{m}$ y $4 \mu\text{m}$, con un máximo en $0,5 \mu\text{m}$.

1.3 Atenuación de la radiación solar

A causa de la presencia de la atmósfera, la radiación solar recibida en la superficie de la tierra se ve atenuada. Esta atenuación de energía en el rayo solar es mayor en las latitudes más altas, donde su camino a través de la atmósfera es más largo. De ello resulta que la región de máxima insolación en la superficie de la tierra no se encuentra en el polo en verano.

La radiación solar que alcanza la superficie de la tierra es modificada por la absorción y la dispersión en la atmósfera. Consideremos cada efecto en forma separada.

1.3.1 Absorción

Un estudio del espectro solar revela la presencia de numerosas líneas y bandas muy angostas. Algunas son debidas a la absorción por parte de gases en la atmósfera del sol, las demás son debidas a la absorción producida por gases de la atmósfera de la tierra.

Una de las características más destacable del espectro solar observado es la terminación abrupta de la longitud de onda corta en 0,29 micras. Esto es producido primariamente por el ozono y en menor grado por el oxígeno y otros gases atmosféricos en la atmósfera superior. El porcentaje de la radiación solar entrante absorbida en estas regiones es, sin embargo, relativamente pequeño y es del orden del 2 %.

Una cantidad relativamente pequeña de la radiación solar es también absorbida por el vapor de agua y algo menos por el dióxido de carbono. Esto ocurre en las cercanías de la región infrarrojo del espectro. Aerosoles tales como el polvo, el humo y las partículas de sal son responsables de la absorción de alguna radiación. Su efecto es, sin embargo, altamente variable y en algunas situaciones puede ser muy pequeño.

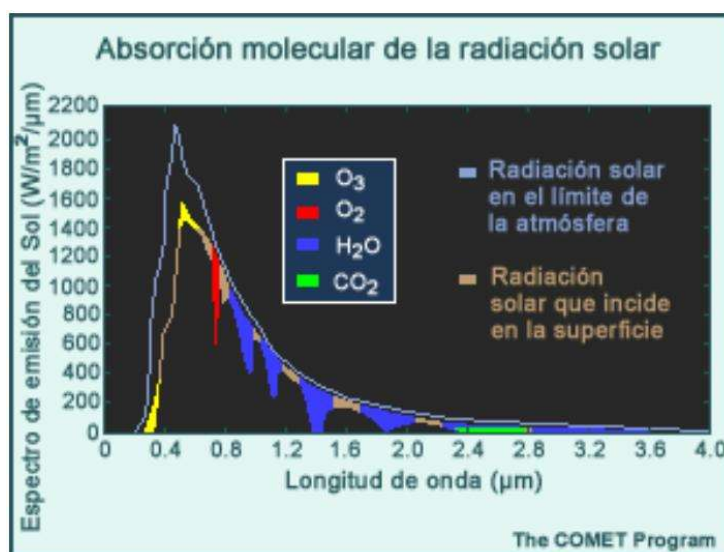


Figura 4. Absorción molecular de la radiación solar.

En la fig. 4 vemos en diferentes colores, las longitudes de onda específicas a las cuales el ozono, el oxígeno, el vapor de agua y el dióxido de carbono absorben la radiación solar

entrante de onda corta. En la atmósfera real, la radiación de onda corta se absorbe a longitudes de onda preferenciales conocidas como líneas de absorción.

La cantidad de absorción en cada línea depende de la cantidad total de gas absorbente a lo largo de la trayectoria directa del haz de luz solar entre el tope de la atmósfera y la superficie. Las demás diferencias que se observan entre el espectro de energía en el tope de la atmósfera (línea celeste) y el espectro de energía en la superficie (línea parda) de la gráfica son producto de la dispersión y reflexión provocadas por las moléculas del aire, los aerosoles y las nubes. Se debe tener en cuenta que la energía de onda corta capturada por los absorbentes se reemite hacia arriba y hacia abajo en forma de radiación de onda larga.

1.3.2 Dispersión

La radiación solar es también atenuada por dispersión cuando pasa a través de la atmósfera de la tierra. Esto no da como resultado una transferencia de energía radiante en calor como en el caso de la absorción, sino que se produce solamente un cambio en la dirección en que se propaga cuando se produce el contacto con partículas dispersoras.

Considerando un rayo paralelo de radiación solar incidente sobre una sola partícula, si sólo ocurre dispersión, toda la energía del rayo original estará presente en el campo radiante que circunda a la partícula. Es sólo dispersada en todas las direcciones así que la partícula actúa como una nueva fuente de energía. Para partículas grandes, el cambio en la dirección puede ser debido a varias causas, tales como la difracción, reflexión, refracción o combinación de estos efectos.

Debido al hecho de que alguna parte de la radiación solar que entra en la atmósfera es parcialmente dispersada hacia los costados y hacia atrás, la cantidad de energía que alcanza la superficie de la tierra es reducida. La cantidad y la dirección de la dispersión depende del tamaño de las partículas dispersoras en relación a la longitud de onda de la radiación incidente.

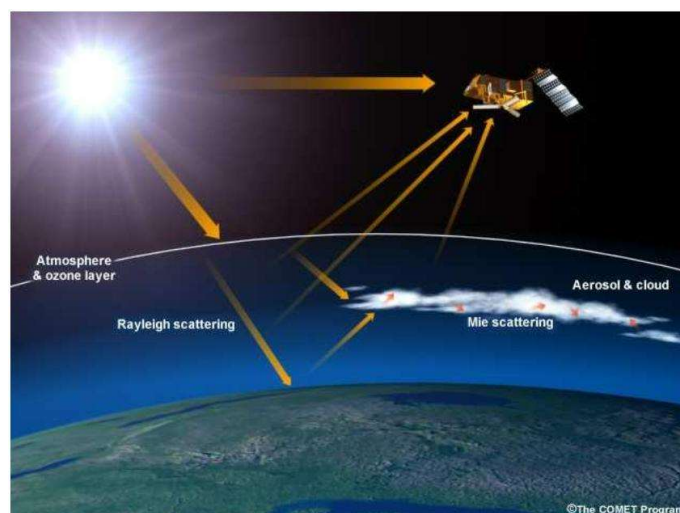


Figura 5. Procesos de dispersión de la radiación solar en la atmósfera.

En el caso de las moléculas de aire y la radiación visible la relación del radio de las partículas dispersoras con la longitud de onda de la luz dispersada es pequeño. Este es el caso de la dispersión de Rayleigh y puede ser mostrado que la cantidad de dispersión es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda. Así, las longitudes de onda más cortas son dispersadas más efectivamente que las más largas. De esta forma se explica el color azul de cielo, ya que la luz dispersada es rica en longitudes de onda más cortas. Por el contrario, durante el amanecer o la puesta del sol, el cielo aparece rojizo porque es observado por luz directa, de la cual una preponderante gama de ondas cortas ha sido eliminada durante su largo pasaje a través de la atmósfera. (fig 6)

En la atmósfera, la radiación solar es dispersada no sólo por las moléculas de aire seco y vapor de agua, sino también por impurezas sólidas muy pequeñas. Cuando el tamaño de las partículas dispersoras aumenta, la regla de la inversa de la cuarta potencia no es aplicable, y la dispersión es menos selectiva con respecto a la longitud de onda. Con partículas suficientemente grandes, la dispersión de la radiación es igualmente efectiva para todas las longitudes de onda, efecto que se denomina reflexión difusa. Las partículas grandes de polvo, las gotitas de agua y los cristales de hielo más bien reflejan que dispersan la luz. Dado que la radiación solar incidente se considera “luz blanca”, así lo será la radiación solar reflejada difusa, adquiriendo el cielo un tono blanquecino. Por tanto, el color del cielo más azulado indica la ausencia de impurezas, lo contrario si el tono es blanquecino. Las gotitas de las nubes o niebla dan lugar a reflexión difusa y por tanto se aprecian tonos blanquecinos.

En el siguiente enlace se muestra una descripción muy didáctica de la dispersión de Rayleigh:
https://www.meted.ucar.edu/intromet/atmosphere/media/video/rayleigh_scattering.mp4

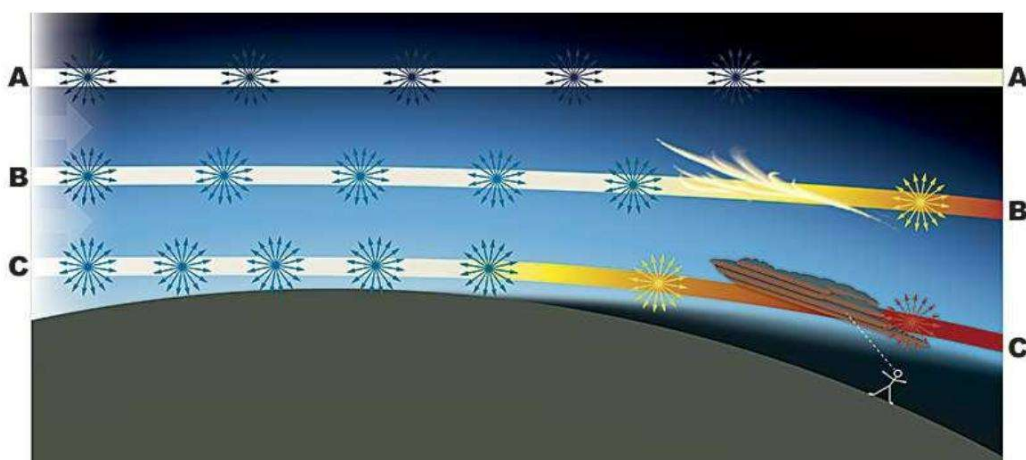


Fig. 6. Variación de la coloración del cielo y las nubes al atravesar la luz solar distintas capas atmosféricas.
 Fuente NOAA.

La radiación solar proveniente del ángulo sólido del disco solar, cuando es recibido sobre una superficie perpendicular al eje del ángulo sólido, es llamada radiación solar directa. En la superficie terrestre, debido a la inclinación de los rayos solares, definimos la radiación solar directa hacia abajo como la componente vertical de la radiación solar directa desde el ángulo sólido del disco solar. Además de esta radiación directa, sobre la superficie terrestre nos llega radiación solar reflejada y dispersada, es lo que se conoce como radiación del cielo o radiación solar difusa. Por tanto, la radiación solar directa y la radiación solar difusa hacia abajo tal como es recibida sobre una superficie horizontal desde un ángulo sólido de 2π (es decir, de todo el hemisferio) se conoce como la radiación solar global.



©The COMET Program

Figura 7. Las nubes, el vapor de agua y los contaminantes del aire absorben, reflejan y dispersan la radiación solar y terrestre. Su presencia y concentración afectan en gran medida a la temperatura de la superficie terrestre y de la atmósfera inferior.

1.4 Albedo

La capacidad de reflejar la energía solar se conoce como albedo. Los materiales irregulares de textura áspera y color oscuro tienen un albedo bajo, y son buenos absorbedores de la radiación solar. A la inversa, los materiales uniformes y de color claro, como los suelos arenosos, la nieve y el agua cuando el ángulo de incidencia de los rayos solares disminuye, tienen un albedo alto y reflejan más radiación solar, de modo que absorben menos energía. El albedo planetario o del sistema tierra-atmósfera es de un 30 % aproximadamente.

ALBEDO MEDIO DE DIFERENTES SUPERFICIES	
Cumulonimbos 92% (grandes y espesos)	Arena 60% (Arenas Blancas, Nuevo México, USA)
Cumulonimbos 86% (pequeños hasta 6 Km)	Estratos 42% (poco espesos sobre mar)
Nieve fresca 80% - 85%	Cirros 36% (aislados sobre tierra)
Agua 50% - 80% (sol cerca del horizonte)	Cirroestratos 32% (aislados sobre tierra)
Cirroestratos 74% (espesos, con nubes más bajas)	Cúmulos de buen tiempo 29% (mas de 80% y sobre tierra)
Cúmulos y estratocúmulos .. 69% (más del 80% y sobre tierra)	Hierba 20% - 25%
Estratocúmulos 68% (más del 80% y sobre tierra)	Tierras secas 15% - 25%
Estratos 64% (espesos y sobre mar)	Tierras húmedas 10%
Estratocúmulos 60% (dentro de capas nubosas sobre mar)	Bosques 5% - 10%
Nieve vieja 50% - 60%	Agua 3% - 5% (sol cerca del cenit)

Tabla 1. Albedo de diferentes superficies. Fuente: Módulos TEMPO.

2.0 Radiación Terrestre

La energía solar absorbida por la superficie de la tierra y la atmósfera es primero convertida en energía interna y luego puede ser transformada en energía potencial, calor latente y energía cinética. La energía solar provee así en forma continua la energía para los movimientos de la atmósfera y de los océanos. A su vez, el sistema tierra-atmósfera emite energía radiante, pero en unas longitudes de onda mayores.

2.1 Características de la radiación terrestre

La temperatura de la tierra y su atmósfera se encuentra aproximadamente dentro del rango de 200 a 300° K. El sistema tierra-atmósfera también irradia muy aproximadamente como un cuerpo negro, pero la temperatura de emisión es menor que aquella del sol, y así la radiación se produce dentro de un rango de longitud de onda mayor (ver figura 3). La mayor parte de ésta se halla dentro de las longitudes de onda del infrarrojo entre 4 y 100 μm .

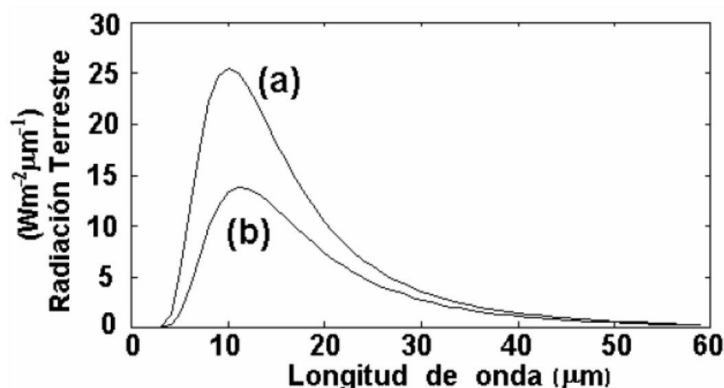


Figura 8: Espectro de radiación terrestre (a) temperatura de la superficie del suelo, $T=288\text{ K}$ ($\cong 15^\circ\text{C}$) y (b) temperatura efectiva de la Tierra, $T_e=255\text{ K}$ ($\cong -18^\circ\text{C}$).

De acuerdo con la Ley de Wien del desplazamiento, anteriormente vista, la máxima intensidad está aproximadamente en $10\ \mu\text{m}$, teniendo en cuenta una temperatura de la Tierra de unos 300 K. La Ley de Stefan-Boltzmann indica que la emitancia total del sistema tierra-atmósfera es menor que la del sol, ya que su temperatura es muy inferior (unos 300 K frente a 6000 K). La radiación de la tierra, incluida su atmósfera, es conocida como radiación terrestre. Es la radiación emitida por el planeta Tierra. Es costumbre en meteorología subdividir la radiación solar y la terrestre como radiación de onda corta (longitud de onda aproximadamente menor que $4\ \mu\text{m}$) y radiación de onda larga (longitud de onda mayor que $4\ \mu\text{m}$), aunque en realidad la radiación solar y la terrestre presentan un pequeño soleamiento en el infrarrojo.

La superficie de la tierra irradia muy aproximadamente como un cuerpo negro, incluso en regionales cubiertas de nieve, donde una proporción de la radiación visible es reflejada. Estas áreas son excelentes absorbedoras de la radiación de onda larga infrarroja, así que, por la ley de Kirchoff, que básicamente establece que, si un cuerpo se encuentra en equilibrio termodinámico a una temperatura dada, la cantidad de energía emitida es igual a la absorbida, ellas deben emitir radiación en este rango de longitud de onda a temperaturas terrestres.

Una nube de suficiente espesor puede también ser considerada como un cuerpo negro radiante en el rango infrarrojo. El agua líquida posee coeficientes de absorción grande en la región del espectro correspondiente a las ondas largas. De ello resulta que nubes o nieblas densas absorben la mayor parte de la radiación infrarroja incidente. Por lo tanto, de acuerdo a la ley de Kirchoff, emitirá radiación en onda larga como un cuerpo negro.

2.2 Absorción de la radiación terrestre

Dado que la temperatura media cerca de la superficie de la tierra es alrededor de 288 K, como hemos visto la ley de Wien indica que la radiación terrestre tiene su intensidad máxima cerca de $10\ \mu\text{m}$ en el infrarrojo. Esto está en marcado contraste con la energía de onda corta recibida del sol, el cual irradia con la máxima intensidad en el rango correspondiente a las longitudes de onda visibles alrededor de $0,5\ \mu\text{m}$. Como consecuencia de esto aquellas sustancias que absorben una proporción relativamente pequeña de radiación solar pueden hacerse significativamente absorbentes y emisoras de la radiación terrestre de onda larga.

El agua líquida es una sustancia cuya capacidad de absorción difiere marcadamente según se trate de la radiación de onda corta u onda larga. Así, una gotita individual de $25\ \mu\text{m}$ de radio o una película delgada de $100\ \mu\text{m}$ de espesor es aproximadamente un cuerpo negro absorbente para las longitudes de onda terrestres. En contraste, sólo es absorbida una pequeña proporción de la radiación solar incidente.

Debería ser, sin embargo, destacado que la absorción de la radiación solar por los océanos y lagos puede ser fuerte, si ellos son suficientemente profundos. Virtualmente puede ser que no exista radiación reflejada por una superficie de agua plana, cuando el sol está dentro de 40° del cénit. Las diferentes capacidades de absorción de las nubes para los rangos de longitud de onda solar y terrestre es un factor importante en la

determinación del balance radiativo del planeta. Una alta proporción de la radiación solar incidente sobre una nube cuyo espesor es de 50 m y está compuesta de gotas de tamaño y concentración promedio es reflejada, en tanto que esa misma nube es sustancialmente un cuerpo negro para longitudes de onda terrestre.

La absorción selectiva debida a los gases atmosféricos también tiene importantes implicaciones. La absorción de la radiación solar es relativamente pequeña, siendo principalmente debida al ozono y al oxígeno en la parte correspondiente al rango espectral ultravioleta y al vapor de agua y dióxido de carbono en el infrarrojo. Por contraste, la atmósfera es mucho menos transparente para la radiación terrestre. Esto es principalmente debido al aumento de la capacidad de absorción del vapor de agua en la parte del espectro correspondiente a las longitudes de onda largas, además de la absorción del dióxido de carbono y el ozono.

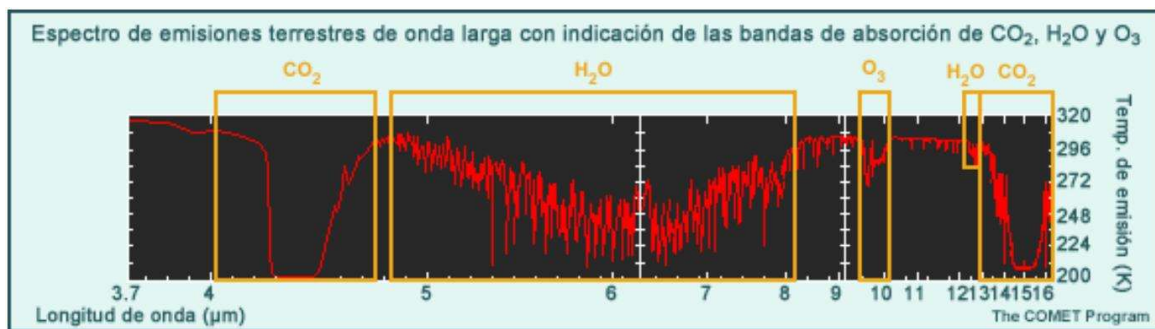


Figura 9. Absorción selectiva de emisión de onda larga gases principales.

Esta gráfica muestra las líneas de absorción de la radiación de onda larga entre 3,7 y 16,7 micrómetros y los agrupamientos o bandas de los principales gases absorbentes. La absorción de la radiación de onda larga es una función de la presión, la temperatura y la cantidad de gas absorbente. La radiación de onda larga absorbida se reemite hacia arriba y hacia abajo, pero a una longitud de onda y una intensidad diferentes, según la temperatura del absorbedor.

3.0 Balance energético mundial

De forma muy simplificada, podemos decir que la temperatura uniforme del sistema tierra-atmósfera se debe a que se encuentra en equilibrio térmico, resultado de un balance entre la energía recibida y la energía emitida.

La energía del Sol alcanza la atmósfera terrestre en forma de radiación de onda corta. La mayor parte de esta radiación solar atraviesa la atmósfera e incide en la superficie terrestre. Aunque la Tierra absorbe gran parte de la radiación solar, cierta porción se refleja de vuelta hacia el espacio. Conforme la superficie del planeta absorbe la radiación y se calienta, también irradia calor hacia la atmósfera en forma de radiación terrestre, que es de onda larga.

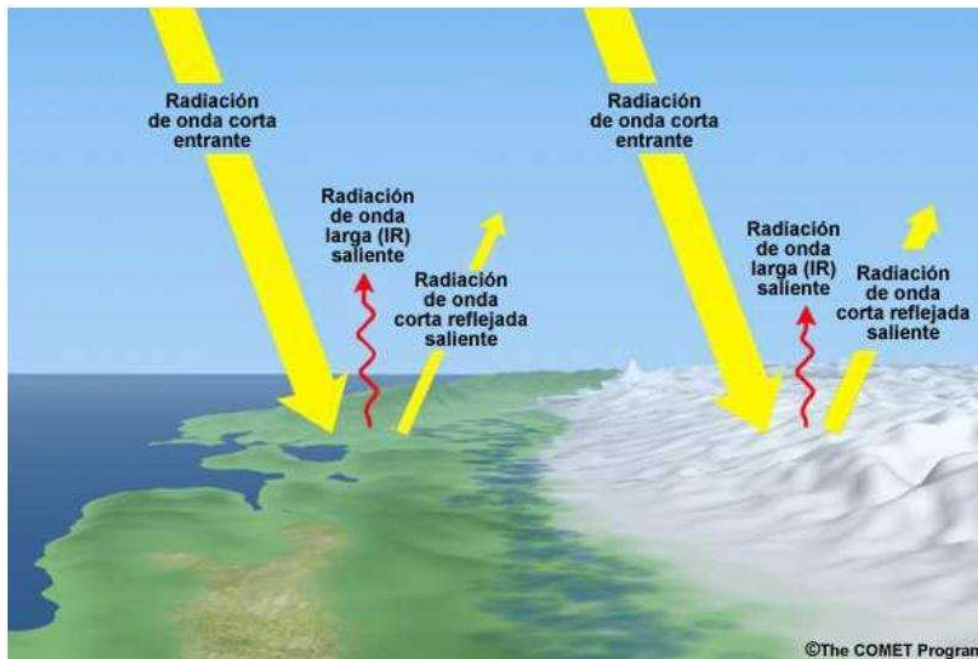


Figura 10. Balance simplificado de radiación. Fuente módulos COMET

Existen muchos modelos de balance energético, con mayor o menor grado de complejidad, pero la esencia es que existe un equilibrio. La composición de la atmósfera terrestre y los flujos de energía entrantes, salientes e internos a ella son los principales factores que controlan el clima terrestre. Con una aproximación de primer orden, el clima terrestre se halla en un estado estacionario, de modo que todos los flujos energéticos del sistema están en equilibrio. Los forzamientos internos o externos al sistema pueden perturbar este balance energético y conducir a cambios climáticos

3.1 Distribución geográfica y estacional de la radiación solar

La tierra se mueve alrededor del sol en una órbita elíptica. La distancia entre sus centros varía, siendo menor en el perihelio alrededor del 3 de enero y mayor alrededor de seis meses después en el afelio. El valor medio (r_M), conocido como unidad astronómica es de $1,4968 \times 10^8$ km.

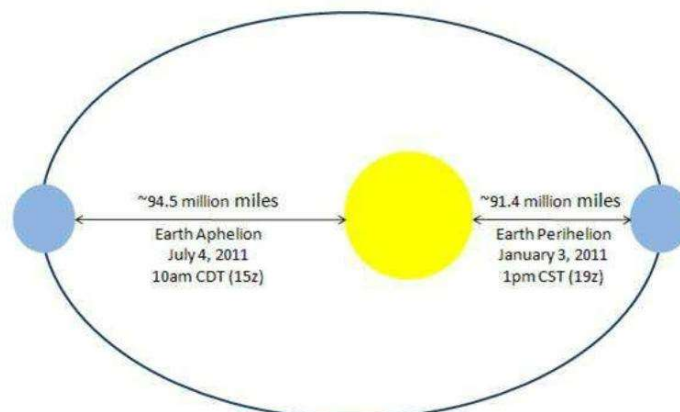


Figura 11. Perihelio y Afelio en el año 2011. Fuente NOAA-NWS.

Por ello la energía recibida en el exterior de la atmósfera en una superficie perpendicular es un 7% mayor en el perihelio que en el afelio. Otro factor fundamental a tener en cuenta es la inclinación del eje norte-sur de la Tierra en su órbita alrededor del sol, definida por el plano de la eclíptica. Esta oblicuidad o ángulo entre el Ecuador terrestre y el plano de la eclíptica, varía desde $24,5^\circ$ hasta $22,1^\circ$ con un periodo de 41000 años, actualmente su valor es $23,5^\circ$. Esta inclinación del eje norte-sur, da lugar a que los rayos solares incidan con diferente inclinación sobre los paralelos, dando lugar a las estaciones astronómicas. Por ello, la latitud es un factor climático fundamental a la hora de determinar la radiación solar recibida en un lugar, como se observa en las figuras 12 y 13.

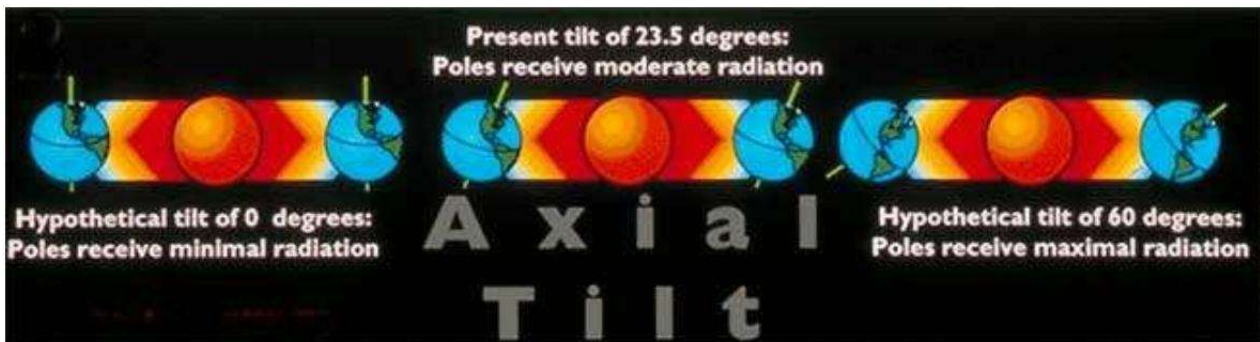


Figura 12. Radiación solar y ángulo de declinación, en el medio, la declinación solar actual. Fuente NOAA-Thomas Andrews.

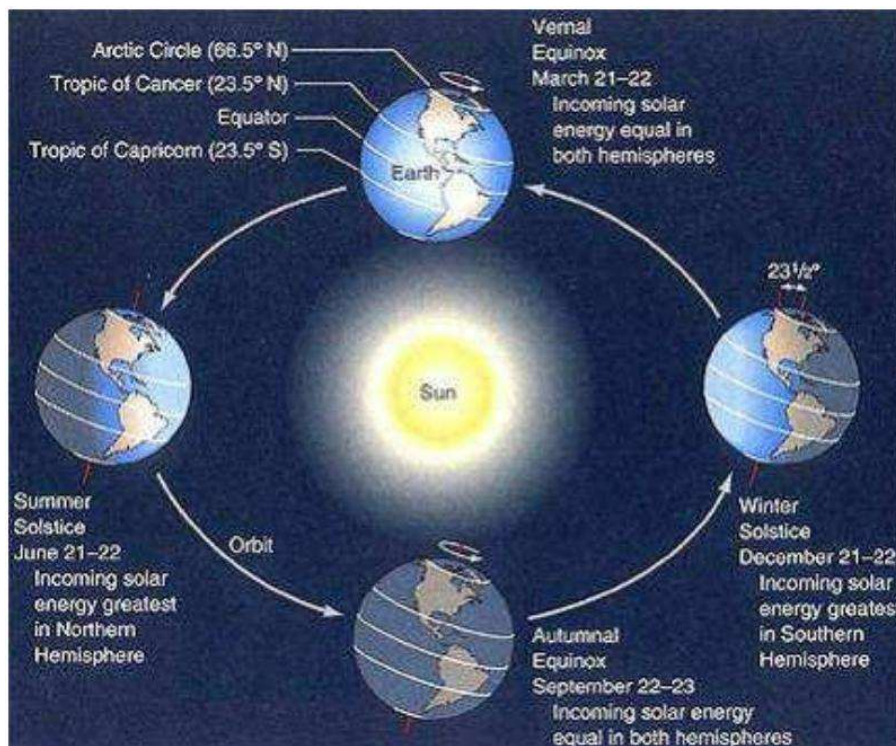


Figura 13. Estaciones astronómicas. Fuente NOAA-NASA.

3.2 Insolación

Se define como la cantidad de radiación solar incidente sobre la unidad de área horizontal en un nivel dado. Primero estudiaremos la insolación tal cual llega al límite superior de la atmósfera. En la práctica, podemos seleccionar una superficie horizontal en el tope convencional de la atmósfera situado a los 1000 km, donde la radiación solar no ha sido significativamente afectada por la interacción con los constituyentes atmosféricos. La insolación sin atenuación depende no sólo de la distancia de la tierra al sol, sino también del ángulo cenital del sol. Este último produce grandes variaciones en la insolación, dependiendo de la latitud, la estación astronómica y la hora del día.

Previamente vamos a definir algunos conceptos que serán necesarios para calcular la insolación:

- Declinación solar

Es el ángulo entre un plano perpendicular a la radiación solar y el eje de rotación de la Tierra. Debido a la inclinación del eje de rotación terrestre, dicho valor oscila entre $23,5^\circ$ en el solsticio de verano (eje terrestre N-S inclinado hacia el sol) hasta -23° en el solsticio de invierno, cuando el eje de rotación terrestre apunta en sentido contrario al sol. En los equinoccios, la declinación es 0.

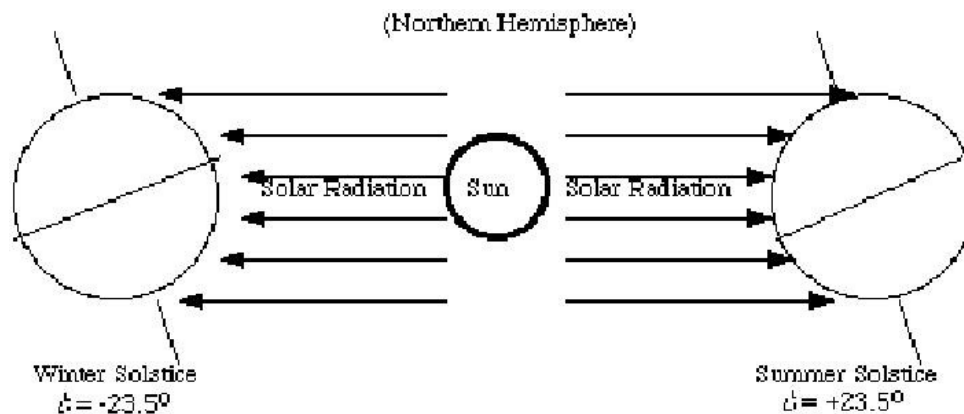


Fig. 14. Ángulo de declinación solar (hemisferio norte). Fuente NOAA

- Azimuth, ángulo de elevación y ángulo cenital

Es un sistema angular de referencia para localizar objetos celestes. El azimuth es el ángulo medido a partir del norte medido en sentido horario hacia la proyección del objeto sobre la superficie terrestre. El ángulo de elevación se mide desde la superficie terrestre, y el ángulo cenital a partir de la vertical del lugar

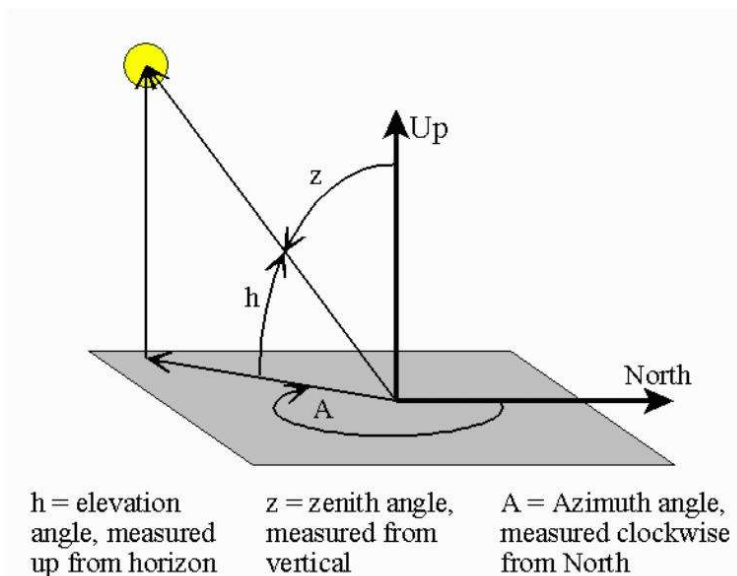


Fig. 15. Azimuth, ángulo de elevación y ángulo cenital. Fuente NOAA

- Ángulo sólido sustentado por el sol desde el centro de la Tierra: $D\omega = pR^2 / r^2$

Siendo R el radio del sol y r la distancia entre los centros del sol y la tierra.

- Flujo que pasa a través de un área horizontal unitaria en el tope de la atmósfera:

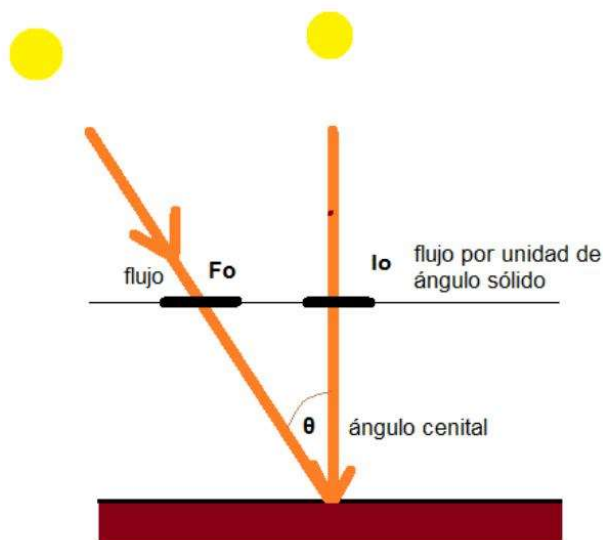


Figura 16. Esquema ilustrativo de flujo por unidad de ángulo sólido y flujo a través de un área horizontal unitaria. Elaboración autor.

Si consideramos I_0 como el flujo (energía por unidad de superficie) por unidad de ángulo sólido que cae normalmente sobre una superficie horizontal unitaria en el tope de la atmósfera, si el sol está en el ángulo cenital θ , el flujo que pasa a través de un área horizontal unitaria en el tope de la atmósfera está dado por:

$$F_0 = I_0 \cos \theta \Delta\omega$$

Sustituyendo el valor de ángulo sólido: $F_0 = \frac{I_0 \pi R^2 \cos \theta}{r^2}$

Cuando $\theta = 0$ y $r = r_M$ (distancia media tierra-sol) obtenemos la expresión de la constante solar S

$$S = \frac{I_0 \pi R^2}{r_M^2}$$

Así, podemos expresar el flujo como:

$$F_0 = \frac{SR_M^2}{r^2} \cos \theta$$

3.2.1 Insolación sin atenuación diaria

La insolación diaria, sin tener en cuenta los efectos de atenuación, en unidades $J m^{-2} dia^{-1}$ se expresa como:

$$Q_0 = (24 S r_M^2 / \pi r^2) \cdot \text{sen } \varphi \text{ sen } \delta (H - \text{tg } H)$$

S es la constante solar

r_M es la distancia media tierra-sol y r es la distancia tierra-sol.

φ es la latitud

δ es la declinación del sol para un determinado día del año

H es el ángulo entre el amanecer y el medio día (o entre el medio día y la puesta de sol)

H es una función de la latitud y de la fecha. Así, la insolación sin atenuación diaria Q_0 en las unidades $J m^{-2} dia^{-1}$ depende sólo de la latitud y de la estación.

Sin considerar los efectos de absorción y atenuación de la atmósfera, observando la anterior ecuación podemos deducir lo siguiente:

El cambio estacional de la radiación solar recibida en el ecuador es relativamente pequeño, esto es debido a que el sol nunca está al mediodía a más de $23,5^\circ$ del cenit y la duración de la luz solar es siempre doce horas.

La máxima variación en la insolación diaria ocurre en los polos. Durante el invierno el sol está completamente debajo del horizonte y no se recibe energía radiante en los polos. Por

el contrario, el sol brilla 24 horas diarias durante el verano. A pesar de la baja altitud del sol en los polos durante los solsticios de verano ($\varphi = 66,5^\circ$), la duración relativamente larga de la luz del sol causa que la recepción diaria de energía sea mayor en los polos que en cualquier otra parte. Por ello, el valor de Q_0 en los polos varía desde alrededor de cero en el solsticio de invierno a un máximo en el solsticio de verano.

Un máximo secundario diario ocurre cerca la latitud 45° en el solsticio de verano en cada hemisferio. Cuando aumenta la latitud hay un decrecimiento en la recepción de energía, pero la duración de la insolación aumenta.

Para cada latitud, en el hemisferio sur en verano (invierno) la insolación es mayor (menor) que la correspondiente a la latitud del hemisferio norte en verano (invierno). Esto es debido al hecho de que el radio r varía en forma tal que la tierra está más cerca del sol (esto es, en el perihelio) durante el verano del hemisferio sur. Sin embargo, considerando todos los días del año, las insolaciones anuales son iguales en las correspondientes latitudes de cada hemisferio.

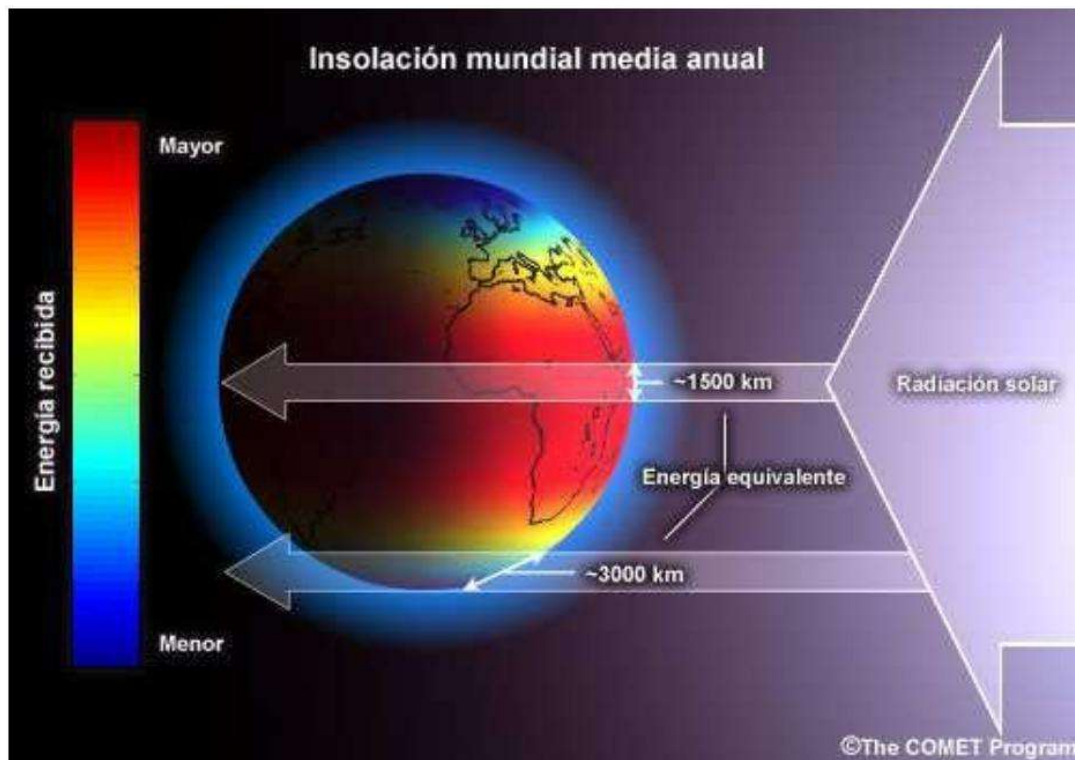


Figura 17. Insolación mundial media anual.

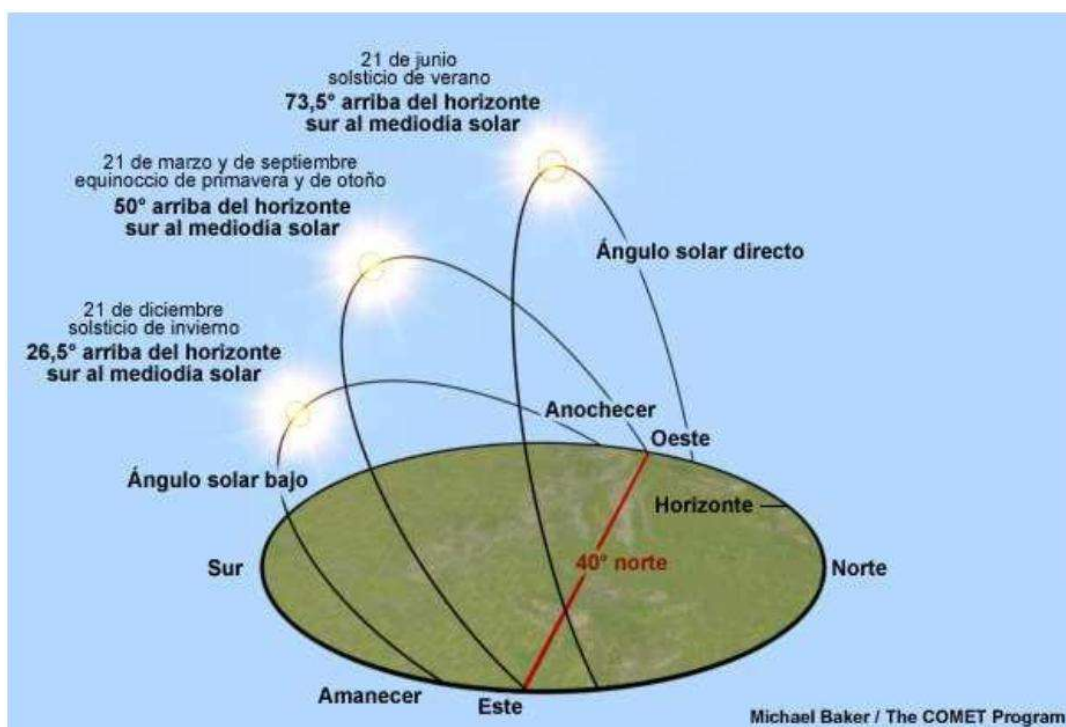


Figura 18. En las latitudes medias y altas, el ángulo de incidencia de los rayos solares varía según la época del año. En el hemisferio norte, el ángulo de incidencia de los rayos solares es menor en el solsticio de invierno (en diciembre) y mayor en el solsticio de verano (en junio). Esta situación se invierte en el hemisferio sur.

3.2.2 Atenuación

A causa de la presencia de la atmósfera, la radiación solar recibida en la superficie de la tierra es menor que la expresada anteriormente. La atenuación de energía en el rayo solar es mayor en las latitudes más altas, donde su camino a través de la atmósfera es más largo. De ello resulta que la región de máxima insolación en la superficie de la tierra no se encuentra en el polo en verano.

La radiación solar que alcanza la superficie de la tierra es modificada por la absorción y la dispersión en la atmósfera.

3.2.3 Insolación debida al rayo directo en la superficie de la tierra

Debido al efecto anteriormente mencionados de los gases y aerosoles, la insolación directa diaria tiene la siguiente expresión:

$$Q = S \frac{r_M^2}{r^2} \int_{\text{amanecer}}^{\text{puesta del sol}} q^{\sec \theta} \cos \theta \, dt$$

Donde q es la transmisividad del camino cenital, o intensidad específica después de haber atravesado una capa de gas absorbedor (camino óptico).

Por tanto, la distribución estacional y geográfica de la radiación solar, presenta otras características. Si suponemos un valor de la transmisividad del camino cenital de 0,7; se observan las siguientes características:

La insolación diaria es considerablemente reducida en todas las latitudes si se la compara con los valores no atenuados.

El máximo hemisférico es desplazado hasta alrededor de 35° de latitud. El máximo estival en los polos desaparece ya que la absorción es grande debido a la baja elevación del sol. Esto ocurre a pesar de que la turbiedad en altas latitudes decrece hacia los polos.

4. Radiación Neta. Balance de energía

El factor que determina el clima no es la energía solar entrante (insolación), sino la radiación neta, es decir, el equilibrio entre la radiación entrante y saliente del sistema Tierra-atmósfera. El balance de energía promediado para el año en el límite superior de la atmósfera es:

$$F_{0c} (1 - \alpha_p) = \epsilon \sigma T_e^4 \quad (1)$$

radiación solar entrante (onda corta) = radiación terrestre saliente (onda larga)

donde F_{0c} es la radiación solar entrante, α_p es la reflectividad o albedo planetario, ϵ es la emisividad de la atmósfera, σ es la constante de Stefan-Boltzmann y T_e es la temperatura efectiva (en K), la temperatura necesaria para equilibrar la energía solar absorbida.

Como resultado, aproximadamente en las latitudes de unos 40°, existe un balance de radiación entrante y saliente anual, hacia el ecuador una ganancia neta de radiación y hacia el polo una pérdida neta.

Los movimientos de los fluidos en el sistema terrestre, sobre todo en el océano y en la atmósfera, compensan el desequilibrio radiativo que existe entre el ecuador caliente y los polos fríos. Por lo tanto, resulta apropiado considerar el movimiento del fluido en términos de un motor térmico que ayuda a equilibrar el sistema terrestre.

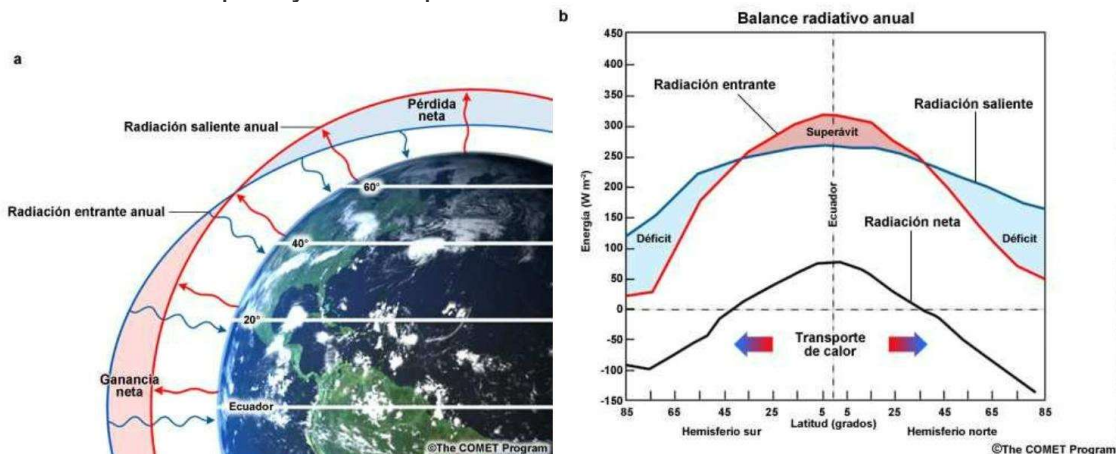


Figura 19. (a) Definición de los trópicos en términos de la ganancia neta de radiación en comparación con el déficit que se observa en los polos. (b) Balance radiativo mundial anual ($W m^{-2}$).

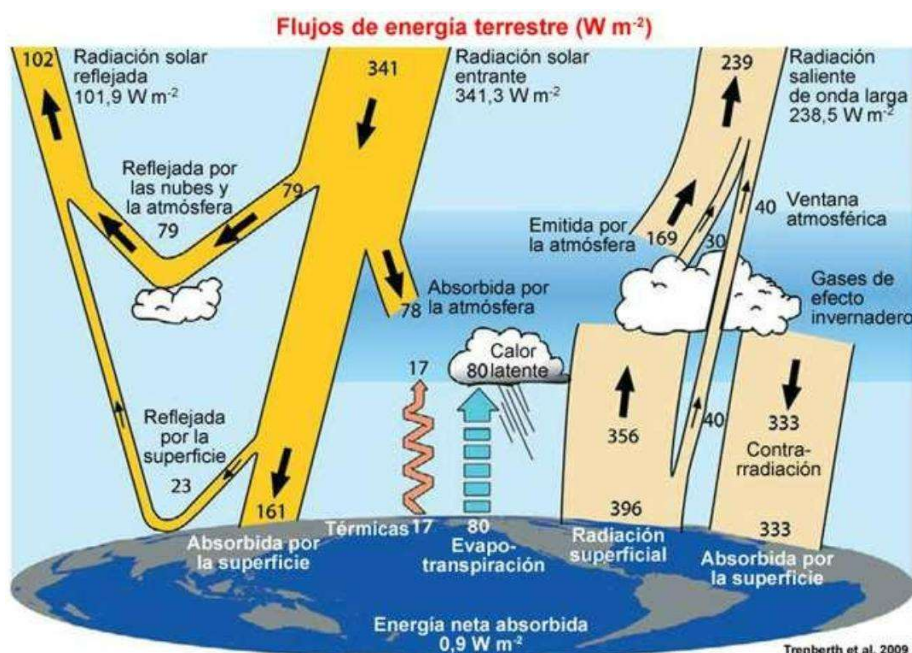


Figura 20. Balance de radiación. Fuente Trenberth et al. 2009.

La atmósfera es transparente a gran parte de la radiación solar, ya que sólo absorbe un 20 % de ella, mientras la superficie terrestre absorbe la mayor parte de la radiación solar incidente. En promedio, entre la atmósfera y la superficie terrestre, se absorbe el 70 % de la radiación solar que penetra el límite superior de la atmósfera. La superficie calienta la atmósfera desde abajo a través de emisiones de radiación de onda larga y de calor sensible (convección seca y conducción), y la liberación de calor latente en los procesos de evaporación y convección húmeda (fig. 20). La conducción es el proceso que menos contribuye al calentamiento de la columna troposférica.

Siempre se producirán leves variaciones en los porcentajes del balance de energía en función del período empleado para calcular el promedio y los datos utilizados para calcular el aporte de los distintos elementos. Las principales fuentes de datos para los balances de radiación global son las mediciones satelitales.

4.1 Balance de energía en superficie

De acuerdo con la fórmula dada en la ecuación (1), la radiación neta en la superficie se puede escribir de la siguiente manera:

$$R_s = F_{OC} (1 - \alpha_s) - \epsilon \sigma T_s^4 + \epsilon \sigma T_a^4 \quad (2)$$

↓ ↑ ↓

Donde los subíndices s y a denotan la superficie y la atmósfera, respectivamente. T es la temperatura (K) y α_s representa el albedo de la superficie. Las flechas indican la dirección de la transferencia de energía. La atmósfera es transparente a gran parte de la radiación solar, a la vez que absorbe y emite radiación de onda larga (fig. 20).

Es decir, la superficie terrestre recibe la radiación solar entrante de onda corta (una parte es reflejada) así como la radiación de onda larga emitida por la atmósfera, a la vez que pierde energía por radiación de onda larga emitiendo de acuerdo a su temperatura. Debido al efecto combinado de la radiación solar y la radiación de onda larga irradiada hacia abajo por la atmósfera, una condición conocida como el "*efecto invernadero*", la superficie terrestre es más cálida de lo que sería en el caso de que no tuviera atmósfera.

En el siguiente enlace se muestra una descripción muy didáctica del "Efecto Invernadero":
<https://www.inumet.gub.uy/sala-de-prensa/videos/que-es-el-efecto-invernadero-0>

En ese caso, existiría un balance entre la radiación recibida del sol y la emitida por la tierra sin atmósfera. El primer término:

$$\pi R^2 S (1-\alpha)$$

Donde S es la constante solar, (1361W/m²), R es el radio de la Tierra y α es el albedo de la Tierra (0,3).

De acuerdo a la ley de Stefan Boltzmann la tierra emitiría radiación de acuerdo a su temperatura:

$$4 \pi R^2 \epsilon \sigma T^4$$

Consideramos un valor de emisividad ϵ igual a 1. Teniendo en cuenta el balance de radiación, ambos términos deben ser iguales (energía recibida es igual a energía emitida)

$$\pi R^2 S (1-\alpha) = 4 \pi R^2 \epsilon \sigma T^4$$

Simplificando y sustituyendo valores: $1361 (1-0,3) = 5,67 \times 10^8 T^4$

Obtenemos un resultado de $T = -18,6 \text{ }^\circ\text{C}$, que sería la temperatura de la tierra si no existiera atmósfera.

El balance de energía en la superficie relaciona la radiación neta con el calor sensible, la energía potencial, el calor latente, la energía cinética, el almacenamiento y la advección:

$$R_s = c_p T + Lq + gz + k + G + \Delta f \quad (3)$$

radiación neta = sensible + latente + potencial + cinético + almacenamiento + advección horizontal

Donde R es la radiación neta en la superficie; c es el calor específico a una presión constante; T es la temperatura; L es el calor latente de vaporización; q es la humedad específica; g es la aceleración de la gravedad; z es la altitud; k es la energía cinética

de la atmósfera $\frac{1}{2} (u^2 + v^2)$, donde u y v son las componentes horizontales del viento; Δf es el flujo horizontal (advección); y G es el calor transferido a y desde el almacenamiento (las capas del subsuelo).

Los dos primeros términos de la ecuación (3) son el calor sensible y latente, respectivamente. Por lo general, podemos ignorar la energía cinética, ya que es minúscula en comparación con las demás componentes de energía. La tabla 1 muestra la energía media en el hemisferio norte según los cálculos de Oort (1971).

Tabla 1. Tipos y cantidades de energía en el hemisferio norte
(adaptado a partir de datos originales que figuran en Oort 1971).

Tipo de energía	Fórmula	Cantidad x 10^{21} julios
Calor latente	Lq	0,931
Calor sensible	$C_p T$	33,94
Calor potencial	gz	8,37
Energía cinética	$\frac{1}{2} (u^2 + v^2)$	0,0017

En condiciones de estado estacionario, tales como se suponen para una media anual, la ecuación (3) se puede reducir y separar en dos partes:

$$\text{Océano, } R_s = c_p T + Lq + \Delta f \quad (4)$$

$$\text{Tierra, } R_s = c_p T + Lq \quad (5)$$

Si no existiera un intercambio latitudinal de calor, sólo se conseguiría un equilibrio en cada latitud si el Polo Norte estuviera 25 °C más frío y el ecuador 14 °C más caliente que en la actualidad. Ese transporte de calor necesario, es realizado por las masas de aire (2/3 del total) y las corrientes oceánicas (1/3) del total. Sin embargo, las mediciones satelitales indican una mayor aportación oceánica, así, entre los 30-35° de latitud, el transporte de calor por las corrientes oceánicas hacia el polo puede llegar al 47% del total y hasta un 74% en los 20° de latitud norte. Las corrientes del Golfo y del Kuro-Shivo son particularmente importantes. En el hemisferio sur, el transporte hacia los polos tiene lugar principalmente en los océanos Pacífico e Índico.

Hay que tener en cuenta que se han obviado varios términos menores de la ecuación (3), como el calor latente de fusión para el derretimiento del hielo y de la nieve, la conversión de la energía cinética de los vientos y las olas en energía térmica, la energía utilizada en la fotosíntesis, la energía geotérmica y el calor generado al quemar los combustibles fósiles.

5.0 Distribución estacional y geográfica de la temperatura

Como ya hemos comentado, la latitud es el factor de mayor influencia en la temperatura media anual. La duración de la luz del día y el ángulo de declinación solar varían con la latitud. La cantidad de energía incidente por unidad de superficie disminuye hacia los polos.

El ecuador siempre recibe 12 horas de luz. En los lugares situados entre los trópicos de Cáncer y Capricornio, los rayos solares son muy verticales y, por tanto, menos atenuados por la atmósfera, mientras en las latitudes más altas la insolación es atenuada debido a la mayor distancia que los rayos solares deben recorrer para atravesar la atmósfera (fig. 17). Incluso una pequeña diferencia en el ángulo de declinación solar puede afectar la amplitud térmica y la temperatura media anual.

En las latitudes más altas, la amplitud térmica es mayor y exhibe un pico en julio (hemisferio norte) o en enero (hemisferio sur). Se observa cierto desfase entre el solsticio y la temperatura, provocado por el tiempo que tarda la atmósfera en responder al calentamiento de la superficie. Debido a la mayor capacidad de calor específico del agua, el océano se calienta más lentamente que la tierra firme.

En términos generales, la temperatura media disminuye y la amplitud térmica aumenta con la distancia entre el ecuador y los polos.

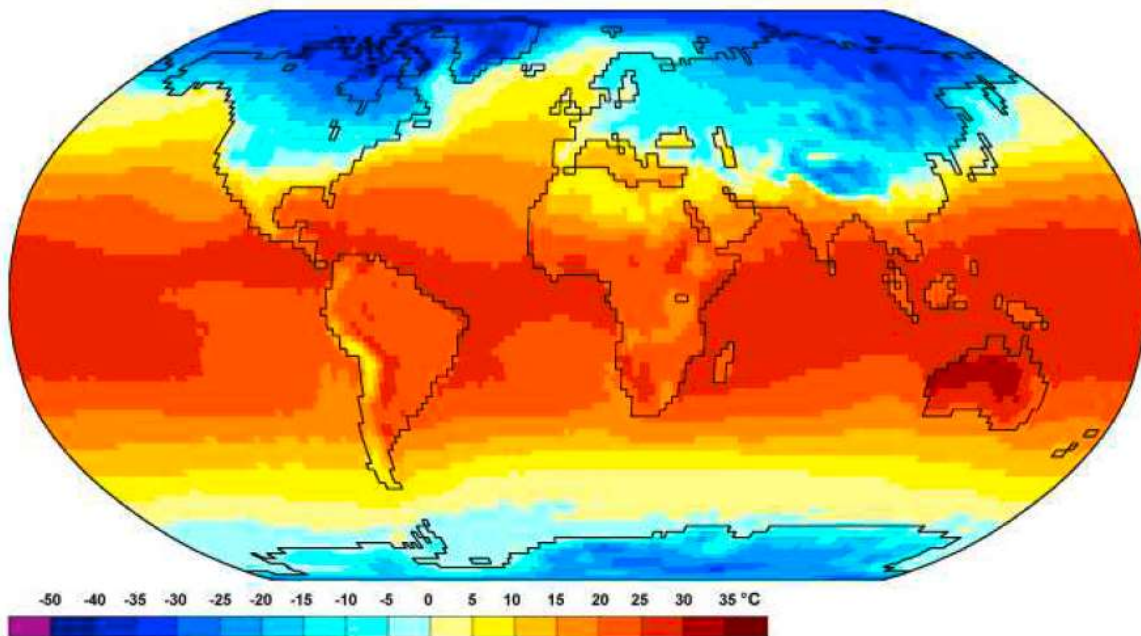
La figura 21 muestra la temperatura media de los dos extremos estacionales (enero y julio). Las máximas ocurren en las regiones continentales de los trópicos. El patrón es casi zonal y sigue la latitud, sobre los océanos, mientras cerca de las costas y sobre tierra firme hay una mayor variación meridional.

En las latitudes tropicales, las mínimas corresponden a zonas de gran altitud, como en los Andes y en África oriental. En el hemisferio norte, la mayor extensión de la masa continental produce veranos más cálidos e inviernos más fríos que en el hemisferio sur. Los gradientes meridionales de temperatura son mayores en invierno que en verano.

El efecto de las corrientes oceánicas predominantes se nota en los bordes orientales y occidentales de las cuencas oceánicas y las regiones costeras contiguas. Por ejemplo, junto a la costa de África sudoriental, la temperatura media alcanza 30 °C o más, pero en la costa sudoccidental y a la misma latitud, se registran temperaturas de 20 °C o menores.

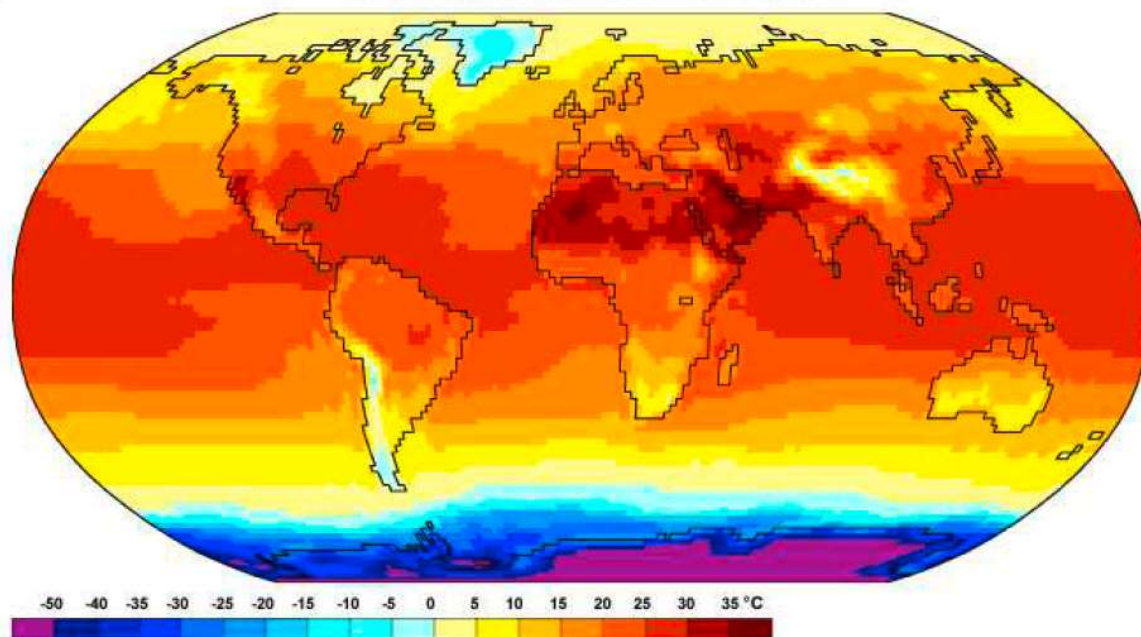
Los contrastes longitudinales en la temperatura son relativamente pequeños (<6 °C) y se correlacionan con los continentes, que son más fríos que los océanos en invierno y más cálidos en verano.

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

Fig. 21. La temperatura media a 2 m para enero (a) y julio (b).



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

Nota:

El contenido de este tema procede parcialmente de la publicación:

“Compendio de meteorología” Personal meteorológico Clase I y II. Vol. I. Parte 2. Meteorología Física. B.J. Retallack WMO-Nº 364

Referencias bibliográficas:

Atmósfera, tiempo y clima. Barry R.G. and Chorley R.J. Séptima edición. 1999.Ed. Omega.

Atmosphere, weather and climate. Barry R.G. and Chorley R.J. Ninth edition. 2010.Routledge editor.

Meteorología Dinámica y Física. George J. Haltiner. Frank L. Martin. McGraw.Hill Book Company.

Meteorología y Climatología. Zúniga I., Crespo E. UNED.

Curso de Climatología. J.M. Jansá Guardiola. INM.1969

Problemas de Meteorología: Estática y termodinámica de la atmósfera. García-Legaz Martínez, C.; Castejón de la Cuesta, F. INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA

Autoría del material ©AEMET

Material editado por los tutores para el curso de Observadores Meteorológicos de INUMET

Dinámica atmosférica

- 1 - Principios físicos y fuerzas fundamentales presentes en la circulación atmosférica a gran escala**
- 2 - Fuerzas aparentes y reales que actúan en un fluido**
- 3 - Ecuación horizontal del movimiento**
- 4 - Circulación general de la atmósfera**

Objetivo

Explicar los principios físicos subyacentes en las ecuaciones que describen la circulación atmosférica a gran escala, esto es, ecuaciones básicas, en particular mediante la derivación de fuerzas aparentes y reales que actúan un fluido en un marco de referencia de rotación, y mediante la formulación de la ecuación horizontal del movimiento. Comprender la circulación general de la atmósfera (vientos, corrientes, presiones, células, etc.)

1.0 - Principios físicos fundamentales y fuerzas fundamentales presentes en la circulación atmosférica a gran escala.

Los movimientos atmosféricos están gobernados por tres principios físicos fundamentales: el principio de conservación de la masa (que dará origen a la ecuación de continuidad), el principio de conservación del momento lineal (que dará origen a la ecuación del movimiento) y el principio de conservación de la energía (que dará origen a la ecuación de la termodinámica).

1.1 - Fuerzas que intervienen en la atmósfera.

Fuerzas fundamentales:

- Fuerza debida al Gradiente de presión.
- Fuerza de Rozamiento.
- Fuerza Gravitatoria.

Fuerzas aparentes:

- Fuerza de Coriolis.
- Fuerza Centrifuga.

2.0 - Fuerzas aparentes y reales que actúan en un fluido.

2.1 - Fuerzas fundamentales.

Vamos a ver con un cierto grado de detalle las dos más importantes que son la fuerza debida al gradiente de presión y la fuerza de rozamiento.

2.1.1 - Fuerza debida al gradiente de presión.

Las diferencias de presión en un fluido, debidas a diferencias de densidad o temperatura, dan lugar a un campo de fuerzas F :

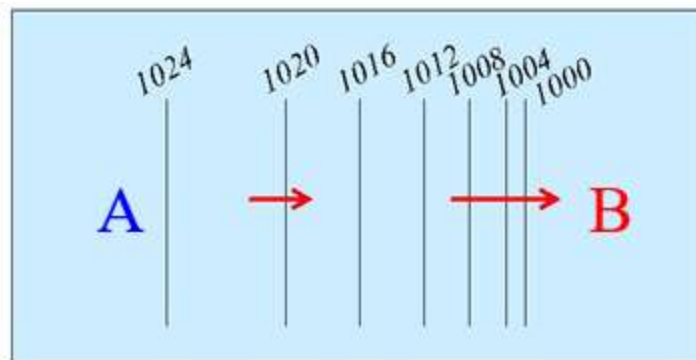


Figura 1. Campo de fuerzas generado por las diferencias de presión (elaboración Ramón Vázquez (AEMET)).

Esta fuerza, que a partir de ahora denominaremos fuerza debida al gradiente de presión, es proporcional al gradiente y su expresión matemática (por unidad de masa) es:

$$\vec{F} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p$$

donde ρ es la densidad del aire, $\vec{\nabla} p$ es el gradiente de presión que es perpendicular a las isobaras. En Meteorología Dinámica solemos centrarnos en el movimiento horizontal (ejes X e Y) y entonces el gradiente de presión será:

$$\vec{\nabla} p = \frac{\partial p}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \vec{j}$$

2.1.2 - Fuerza de rozamiento.

En la atmósfera, la fuerza de rozamiento sólo es importante en las proximidades del suelo dentro de la capa límite planetaria (es la capa más baja que puede alcanzar hasta los 1500 metros). Como todas las fuerzas de rozamiento, tiene la misma dirección que el vector velocidad, pero sentido opuesto.

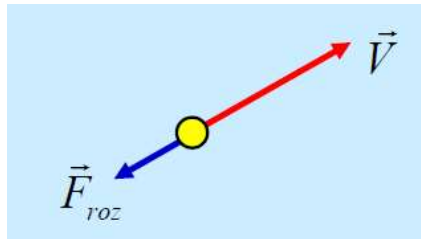


Figura 2. Fuerza de rozamiento (elaboración Ramón Vázquez - AEMET).

2.2 - Fuerzas aparentes.

Cuando se formulan las leyes de la dinámica atmosférica, se suele utilizar un sistema de referencia fijo respecto a la Tierra en rotación. Según la primera Ley de Newton una masa en movimiento uniforme respecto a un sistema de coordenadas fijo en el espacio permanece en movimiento uniforme en ausencia de fuerzas actuantes.

Este movimiento se conoce como movimiento inercial y el sistema de referencia fijo se denomina sistema de referencia inercial o absoluto. Pero un objeto en reposo respecto a la Tierra en rotación, no lo está respecto a un sistema de coordenadas fijo en el espacio.

Un sistema en rotación es un sistema de referencia no inercial y hay que considerar la aceleración de las coordenadas. La manera más conveniente de incluir los efectos de aceleración del sistema (efectos reales) consiste en introducir unas fuerzas aparentes que están constituidas por los términos de reacción inercial que surgen a causa de la aceleración del sistema. Las dos fuerzas que se requieren para un sistema de coordenadas en rotación uniforme (como es nuestro caso) son la fuerza de Coriolis y la fuerza centrífuga.

2.2.1 - Fuerza de Coriolis.

Como ya se ha explicado al principio de este punto, el hecho de que la atmósfera se mueva en un sistema de referencia en rotación hace que aparezcan aceleraciones de inercia. La más importante y la que mayores efectos tiene sobre los sistemas meteorológicos es la aceleración de Coriolis, que debe su nombre al científico francés Gaspard-Gustave Coriolis que lo describió en 1836. Su expresión matemática es:

$$\vec{a}_{cor} = -2\vec{\Omega} \times \vec{v}$$

$$|a_{cor}| = 2\Omega v \sin \varphi$$

donde φ es la latitud, Ω la velocidad angular de la Tierra y \vec{v} la velocidad del flujo (el viento).

Hay que señalar que la segunda de estas expresiones sólo es válida para el movimiento horizontal. La aceleración de Coriolis es perpendicular al vector velocidad y dirigido hacia su derecha en el hemisferio norte (izquierda en el hemisferio sur), aumentando su módulo con la latitud.

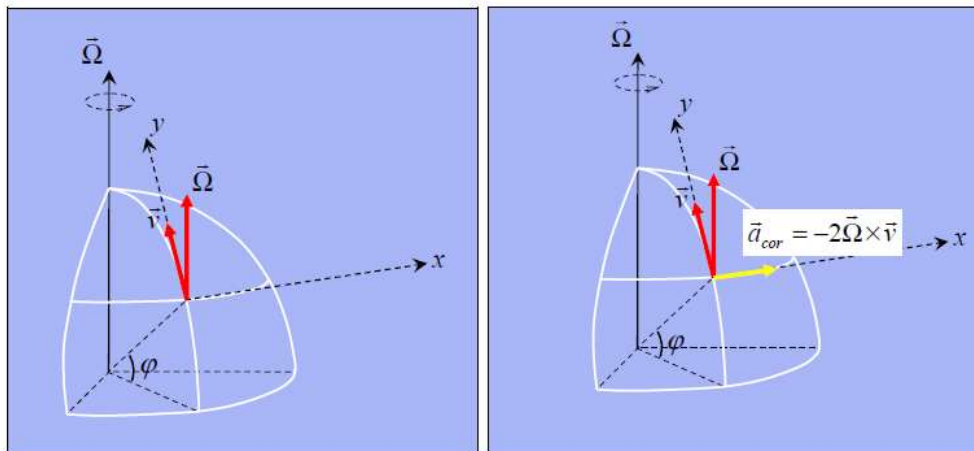


Figura 3. Dirección de la aceleración de Coriolis (elaboración Ramón Vázquez - AEMET).

En Meteorología, el módulo de la aceleración de Coriolis se suele expresar de la siguiente manera:

$$|a_{cor}| = 2\Omega V \sin\varphi = fV$$

donde f se denomina parámetro de Coriolis y tiene un valor en latitudes medias de alrededor de 10^{-4} s^{-1} .

$$f = 2\Omega \sin\varphi = \text{Parámetro de Coriolis}$$

$$f \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1} \text{ en latitudes medias}$$

El parámetro de Coriolis es máximo en los Polos, $f = 2\Omega$, y mínimo en el Ecuador, $f = 0$.

El siguiente gráfico nos muestra la trayectoria esperada y la trayectoria real (debida a la influencia de la aceleración de Coriolis) de una partícula que parte del Polo Norte y viaja en "línea recta" en dirección sur hasta el Ecuador.

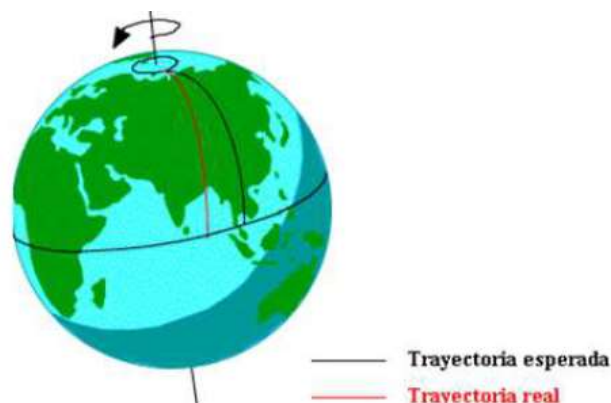


Figura 4. Trayectorias esperada y real de una partícula.

2.2.2 - Fuerza centrífuga.

Otra aceleración de inercia que aparece en los movimientos atmosféricos es la aceleración centrífuga. Esta aparece cuando el flujo deja de ser rectilíneo. Su valor es inversamente proporcional al radio de curvatura. Su expresión matemática es:

$$a_{cen} = \frac{V^2}{R} \vec{u}_r$$

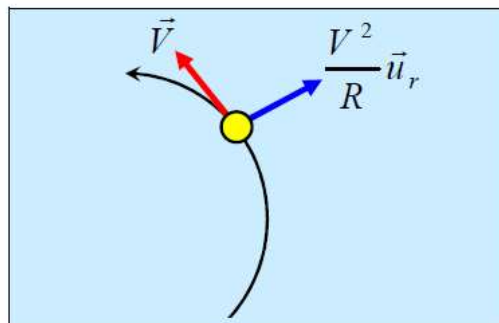


Figura 5. Módulo y dirección de la aceleración centrífuga (elaboración Ramón Vázquez - AEMET).

Donde V es el módulo del vector velocidad (viento), R es el radio de curvatura y \vec{u}_r es el vector unitario en la dirección perpendicular a la trayectoria.

En la atmósfera, la fuerza centrífuga se debe a la rotación de la Tierra y su aceleración viene dada por $\Omega^2 \vec{R}$ (donde Ω es la velocidad angular de la Tierra y \vec{R} el vector posición que va desde el eje de rotación al objeto). La aceleración centrífuga suele agruparse con el término de gravitatorio, (o gravitacional, según los autores o los traductores), \vec{g}^* , en un término denominado **gravedad efectiva** o **gravedad** (según los autores), \vec{g} . Esta gravedad efectiva vendrá dada por:

$$\vec{g} = \vec{g}^* + \Omega^2 \vec{R}$$

En la figura 6 se ilustra la relación entre estos términos:

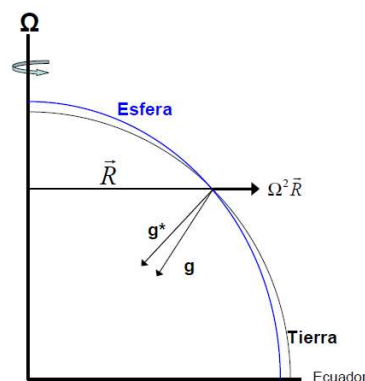


Figura 6. Relaciones entre el término gravitatorio, la gravedad efectiva y la aceleración centrífuga (autor)

3.0 - Ecuación horizontal del movimiento.

Como se dijo en el primer apartado, aplicando el principio de conservación del momento lineal, obtenemos las ecuaciones del movimiento. Así, la ecuación vectorial del movimiento, usando todas las fuerzas descritas hasta ahora queda de la siguiente manera:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -2\vec{\Omega} \times \vec{V} - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} + \vec{F}_r$$

Donde $\frac{d\vec{V}}{dt}$ es la variación total de la velocidad (el viento) con el tiempo, $-2\vec{\Omega} \times \vec{V}$ es el término debido a la aceleración de Coriolis, $-\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p$ es el término debido al gradiente de presión, \vec{g} es el término que agrupa la gravedad y la aceleración centrífuga y \vec{F}_r es el término de rozamiento.

Al realizar el análisis de escala y situarnos fuera de la capa límite, los términos de gravedad y rozamiento son muy pequeños frente al resto de manera que la ecuación vectorial del movimiento simplificada (válida sólo para movimiento horizontal y sin rozamiento) nos queda como:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -2\vec{\Omega} \times \vec{V} - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p$$

Así, vemos que la aceleración depende de dos términos: el debido al gradiente de presión y el debido a la fuerza desviadora.

En coordenadas cartesianas y para dos dimensiones esta ecuación simplificada nos queda como el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{dv}{dt} &= -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \end{aligned}$$

Donde u , v y w son las componentes de la velocidad en los ejes X , Y y Z respectivamente y, como se dijo con anterioridad, ρ la densidad del aire y f el parámetro de Coriolis.

Estas ecuaciones simplificadas son válidas para el flujo a escala sinóptica y sin rozamiento (fuera de capa límite planetaria).

4.0 - Circulación general de la atmósfera.

Luego de realizado un rápido y breve repaso sobre los principios físicos y las fuerzas fundamentales y aparentes que están presentes en la circulación atmosférica a gran escala, intentaremos entender a qué le llamamos “Circulación atmosférica”

Si suponemos que la circulación del aire en el planeta Tierra, es homogénea e inmóvil.

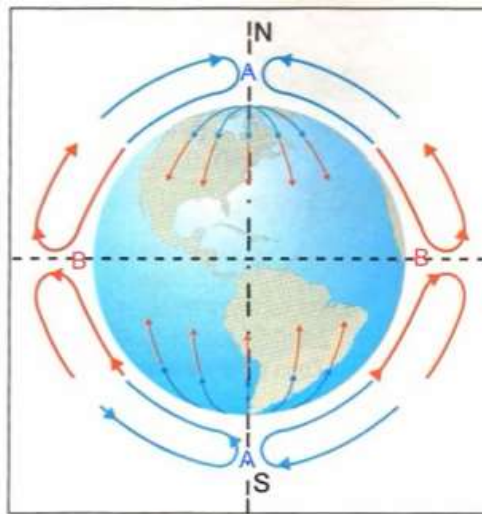


Figura 7. Circulación teórica de una única célula convectiva por hemisferio

Apreciaremos (fig.7) que, al no existir rotación en el planeta, y por lo tanto tampoco existen las fuerzas aparentes (ej. Coriolis), los vientos ascenderían desde el cinturón de bajas presiones del Ecuador (zona de mayor calentamiento radiativo) hacia la troposfera, y luego este aire caliente se desplazaría horizontalmente hacia los polos, donde descendería y se enfriaría, regresando a nivel de superficie hacia el Ecuador; sin ningún tipo de desvío horizontal.

Es una circulación sencilla, que en nuestros hogares podemos verlo cuando utilizamos una olla o caldera para calentar el agua. Allí vemos como hay una corriente ascendente y otras compensatorias que descienden, generando una circulación similar a la teórica mencionada.

Pero sabemos que, al considerar los continentes y la rotación e inclinación de la tierra, veremos como la circulación del aire se torna más compleja; sin mencionar el detalle que aún no estamos considerando el viento local, solo el planetario.

Al agregar la rotación de la tierra y las fuerzas desviadoras, estaremos aumentando la célula convectiva de una a tres células. Siendo la célula más próxima al Ecuador la Célula de Hadley, la siguiente es la de Ferrel, y posteriormente la Célula Polar.

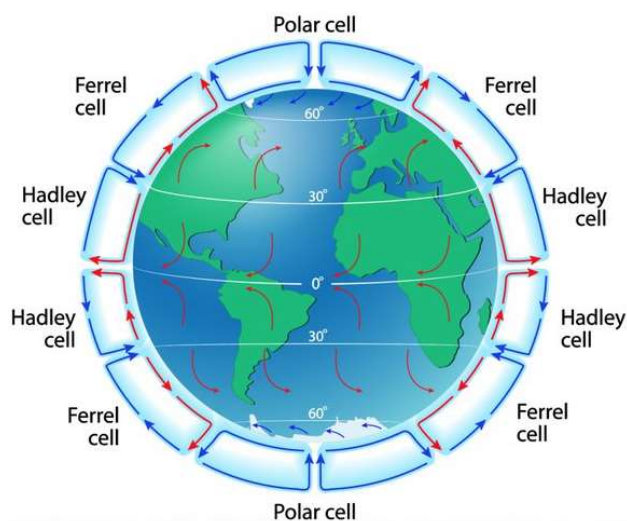


Figura 8. Circulación teórica de tres células convectivas por hemisferio

- Célula de Hadley: se produce entre las bajas presiones ecuatoriales y los 30° de latitud.
- Célula de Ferrel: se produce entre las zonas de altas presiones subtropicales de los 30° de latitud y la zona de bajas presiones de los 60°.
- Célula Polar: se produce entre 60° de latitud y las altas presiones de los polos.

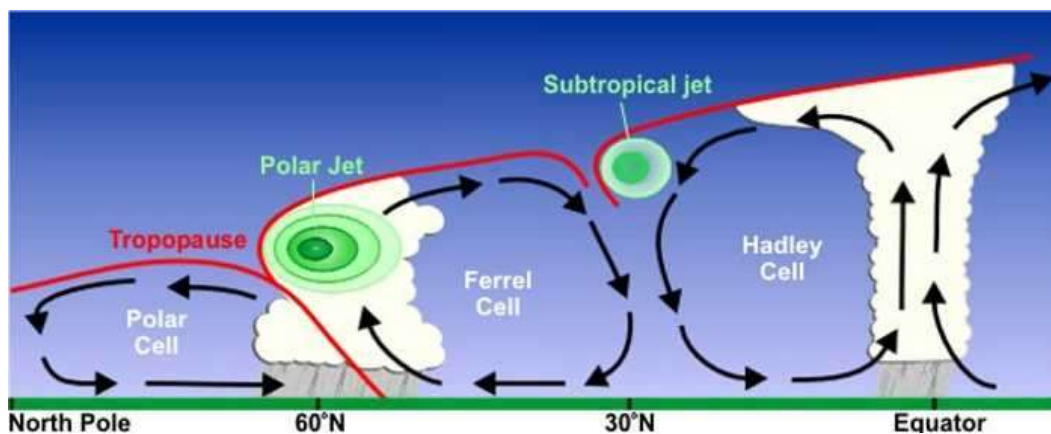


Figura 9. Corte transversal de las tres células convectivas

Donde se juntan las Células de Ferrel y la Polar, podemos ver que las dos láminas de viento, una viene del Sur y otra del Norte, chocan frontalmente y las dos láminas de aire suben (ascenso por convergencia).

En la frontera de Ferrel y de Hadley, ocurre lo contrario, como si fuesen piñones con engranajes, y las dos láminas de aire vienen desde arriba, hasta la superficie (descenso por subsidencia). Aquí estamos en la famosa zona de las altas subtropicales, también conocida como zona de calmas intertropicales, en donde apenas hay vientos horizontales. Lugar donde en la antigüedad las embarcaciones (sin motor) padecieron días y semanas

sin poder avanzar hacia ningún rumbo; y en la actualidad, los veleros intentan evitar estas zonas por la ausencia de viento.

En la parte superior donde se juntan los "rodillos" (fig. 9 en verde) de aire que giran a modo de engranajes es donde se forman los Jets Streams, también conocidos como "corrientes en chorro". Son vientos muy intensos (> 130 km/h) próximo a la tropopausa.

Estas corrientes son responsables de generar ondulaciones desde niveles altos hacia los niveles más bajos de la atmósfera, desarrollando dorsales y vaguadas (alteraciones en el campo de presión, hacia el Ecuador o el Polo); favoreciendo los sistemas de alta y baja presión en la superficie, manteniendo el aire caliente hacia el Ecuador y el aire frío hacia los Polos.

Podemos encontrar el Jet subtropical entre la célula de Hadley y Ferrel, mientras que el Jet Polar entre la célula de Ferrel y Polar.

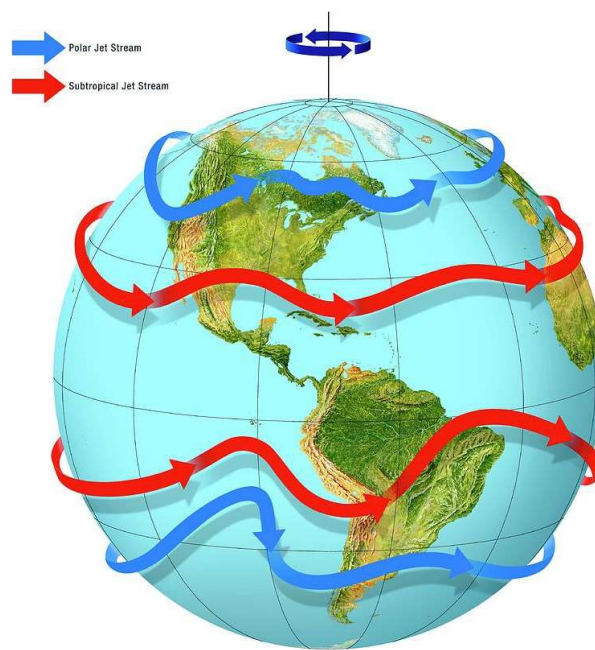


Figura 10. Jet Subtropical en rojo y Jet Polar en azul

En la frontera entre la Célula Polar y la de Ferrel es donde se forman los sistemas frontales. Un frente no es más que el choque de la lámina de aire frío con otra caliente. O sea, una línea que nos indica o marca, la separación de masas de aire de diferentes características.

Se recomienda ver video didáctico de INUMET sobre "sistemas frontales"
<https://www.inumet.gub.uy/sala-de-prensa/videos/que-es-un-frente-frio>

4.1 - Viento y Presión.

El viento es una corriente de aire originada por la diferencia de presión, y su dirección se ve influenciada por el movimiento de rotación de la tierra; desplazándose desde los sistemas de alta presión hacia los de baja presión.

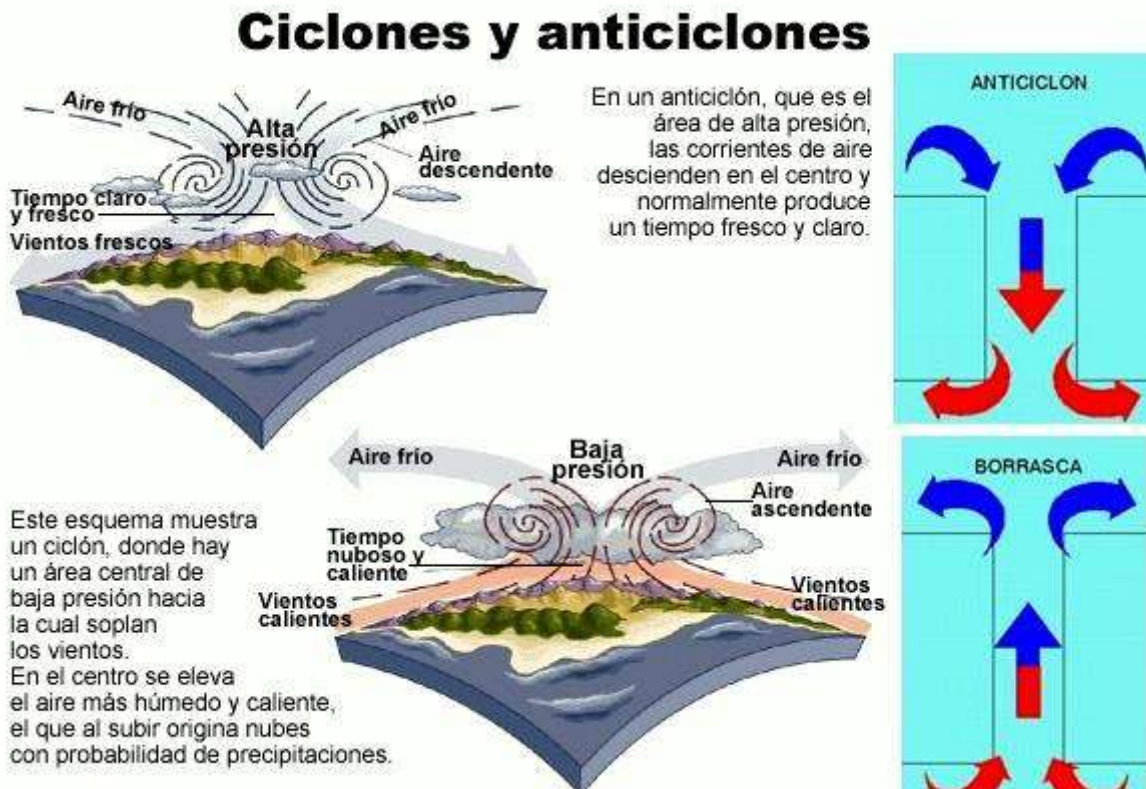


Figura 11. Ciclones y Anticiclones

La presión atmosférica es la que ejerce una columna de aire sobre la superficie terrestre. Cuando ascendemos en altura, la presión disminuye ya que la columna de aire es menor. Se considera como presión normal la que existe a nivel del mar, es decir 1 atm (atmósfera) o 1013 milibares o hectopascales.

En las Altas presiones (Anticiclón) cuando la masa de aire se enfría, las moléculas se concentran, el aire es más denso, más pesado y desciende hacia la superficie terrestre, comprimiendo las masas de aire situadas debajo de él. Por lo tanto, la presión en su zona central será mayor que en los alrededores (más de 1013 mb o hPa – milibares o hectopascales). Esto provoca que el anticiclón sea una zona de estabilidad atmosférica, con poca nubosidad y escaso viento, lo que llamamos "buen tiempo". Estas formaciones son muy extensas y tienen un período de duración de días a semanas.

En los anticiclones la presión aumenta hacia el centro.

En las Bajas presiones ocurre un calentamiento de la masa de aire, las moléculas se separan y ascienden, dejando tras de sí una zona de baja presión. En este caso la presión aumenta según se aleja del centro. La presión en el centro será menor de 1013 mb.

Los centros de bajas presiones reciben el nombre ciclones, depresiones o borrascas. Las zonas de bajas presiones recogen el aire que viene de las altas presiones formando nubes en altura que, a veces termina precipitando, se genera inestabilidad, a la que llamamos "mal tiempo". Este proceso suele durar menos que el anticiclón, tan solo unos días. En los ciclones la presión disminuye hacia el centro y son el resultado de ascencencias dinámicas (frontales) o térmicas (convección del aire).

El viento siempre va de las altas a las bajas presiones. Se puede decir que las altas presiones son una especie de ventiladores, porque "soplan viento" y que las bajas presiones son como aspiradoras, porque "aspiran el aire".

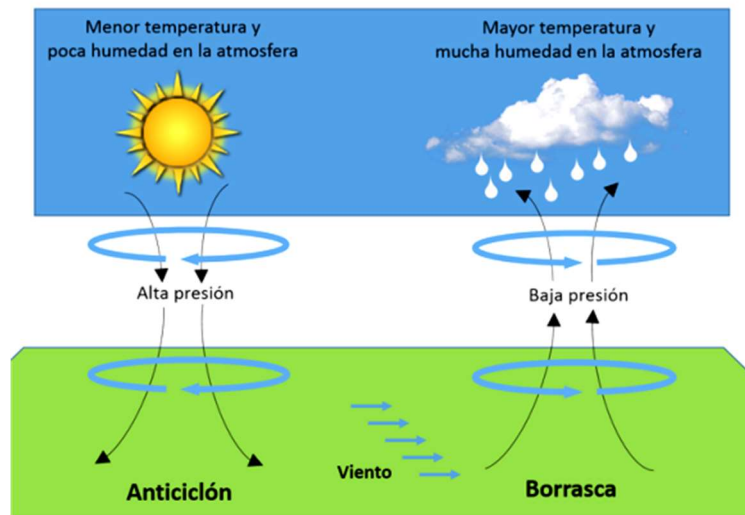


Figura 12. Flujo del viento de Altas a Bajas presiones

4.1.1 - Sistemas de Vientos

A nivel mundial, hay distintos sistemas de vientos y corrientes de aire, que constituyen la circulación general de la atmósfera.

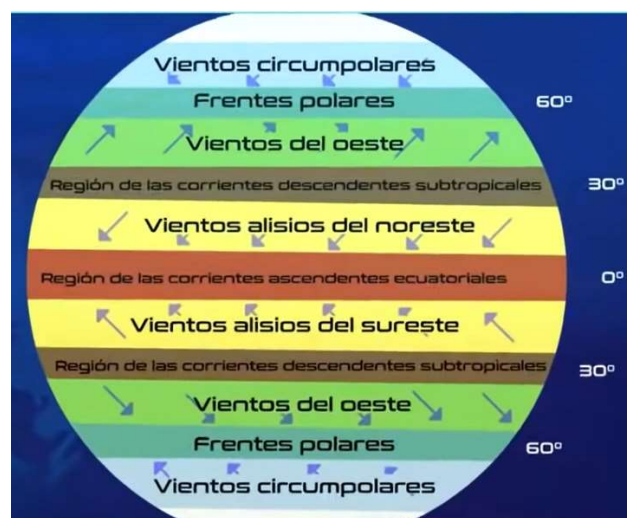


Figura 13. Sistemas de vientos y corrientes de aire

Los sistemas son los vientos Alisios, Oestes y Circumpolares.

Los **Alisios** son los vientos más regulares del planeta y se mueven desde los centros de alta presión subtropicales a latitudes más bajas (hacia el cinturón de bajas presiones del Ecuador). En su trayectoria son desviados por la fuerza de Coriolis, cambiando su dirección según el hemisferio. En el hemisferio sur, se mueven hacia la izquierda (SE al NW).

Estos vientos son monitoreados constantemente por su interacción e influencia con El Niño, así también con otras oscilaciones y ondas planetarias. El contenido de humedad, varía según la superficie por donde se desplazan. Siendo más húmedas sobre superficies marítimas y más secas sobre el continente.

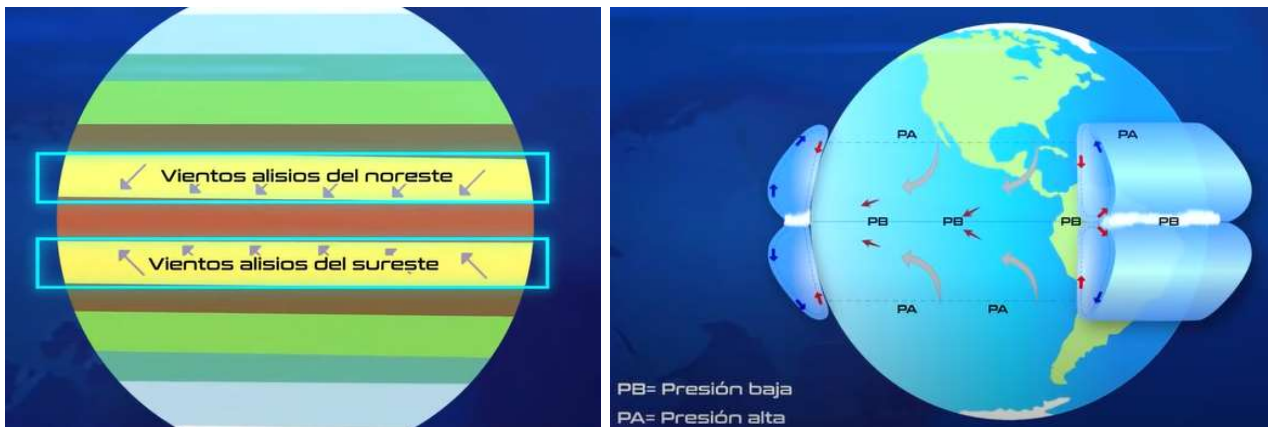


Figura 14. Vientos Alisios

Los **Oestes**, van de zonas subtropicales a los círculos polares, desde latitudes medias a latitudes altas; siendo desviadas al Este (en el hemisferio sur, del NW al SE). Aquí también el contenido de humedad varía según la superficie por donde se desplazan, además de los cambios por la interacción con cadenas montañosas (Ej. Los Andes).

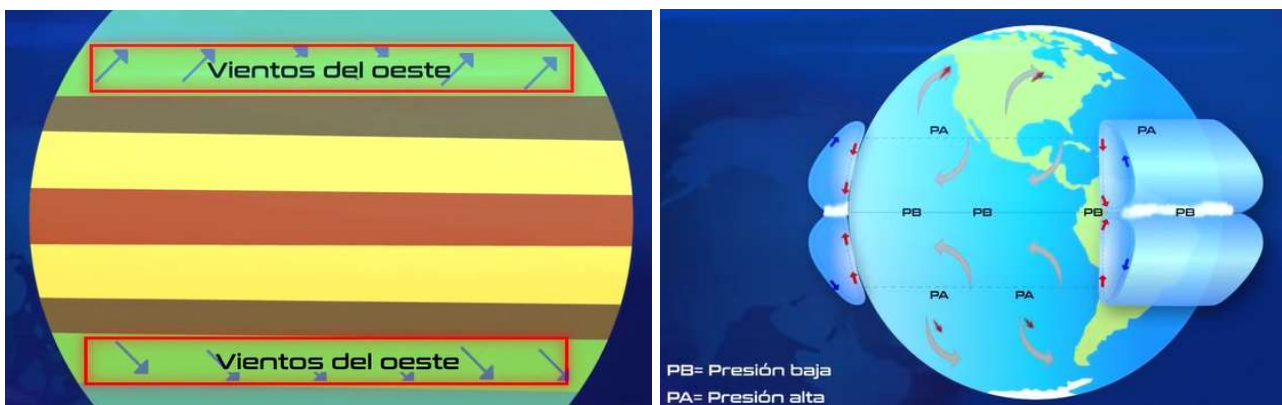


Figura 15. Vientos del Oeste

Los **Circumpolares**, se mueven de altas presiones polares hacia las zonas de baja presión subpolar, siendo su dirección en el hemisferio sur del SE al NW.

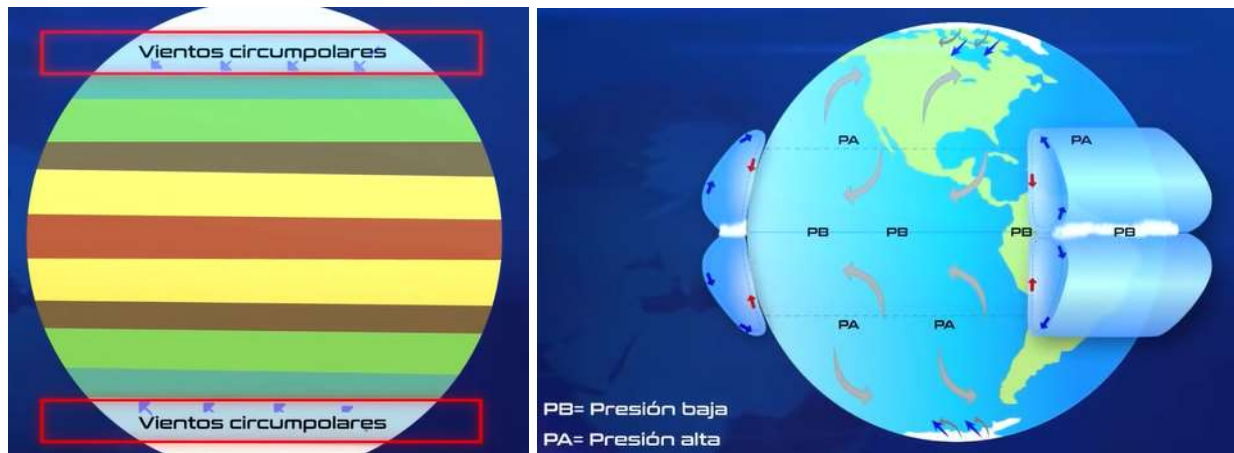


Figura 16. Vientos Circumpolares

4.1.2 - Corrientes de Aire

Corrientes de aire son las ascendentes ecuatoriales, descendentes subtropicales y frentes polares.

Las **ascendentes o calmas ecuatoriales** se forman por la convergencia del aire de las zonas altas subtropicales, elevándose verticalmente. Al subir se enfría por expansión, el vapor de agua se condensa y precipita en forma de lluvia (ej. lluvias tropicales). Aquí encontramos la ITCZ, la zona de convergencia intertropical, la cual oscila y migra según el sol (mas al norte en el verano boreal y más al sur en el verano austral).



Figura 17. Corrientes ascendentes ecuatoriales

Las corrientes **descendentes subtropicales** se generan cuando el aire no puede ascender más y se desplaza horizontalmente en la troposfera. Debido al movimiento de la rotación de la tierra, se desvía de latitudes bajas a medias (del Ecuador hacia aproximadamente los 30° de latitud), y descienden por su propia densidad y peso. Esta corriente seca se calienta por compresión en el descenso, favoreciendo y fortaleciendo los sistemas de alta presión subtropical. Al no haber nubes y tampoco precipitaciones, es allí donde encontramos los grandes desiertos de la tierra.



Figura 18. Corrientes descendentes subtropicales

Los **frentes polares** se forman por el choque de los vientos circumpolares contra los Oestes, el aire menos frío asciende sobre el aire más frío, y origina precipitación en forma de lluvia y/o nieve. Desciende sobre los polos como aire frío y seco, es por ello que, en esta zona del planeta no hay lluvias. Los polos son considerados grandes desiertos de hielo.

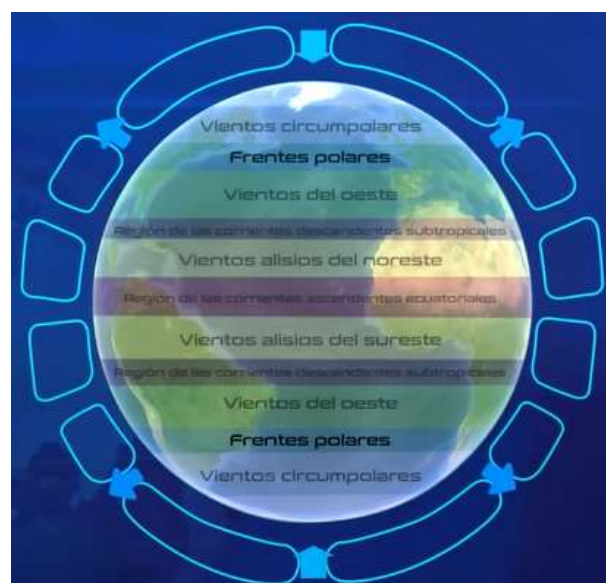


Figura 19. Frentes polares

Finalmente hemos logrado comprender la circulación general de la atmósfera. Un sistema muy complejo de distintas fuerzas, células, sistemas de vientos, corrientes de aire, sistemas de altas y bajas presiones, vientos en superficie y en niveles altos de la atmósfera, que interactúan entre sí, para lograr un equilibrio.

Más adelante veremos que se complejiza aún más la circulación, al describir la interacción del sistema océano-atmósfera (teleconexiones).

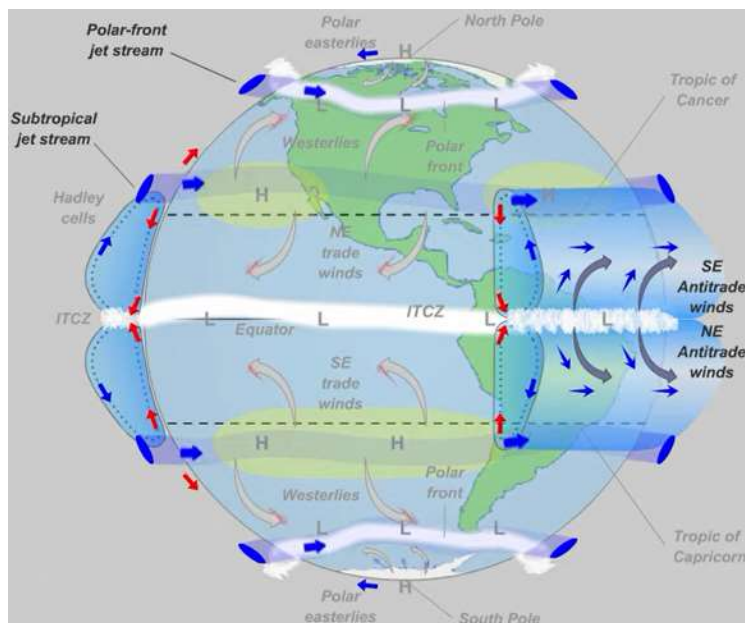


Figura 20. Gráfico de la circulación general de la atmósfera (sin el diseño de las células de Ferrel y Polar)

4.1.3 - Vientos locales

Hasta el momento la superficie subyacente a la capa límite se ha considerado plana, horizontal y uniforme o con muy pequeñas variaciones. Sin embargo, la superficie real de la tierra no presenta estas características, es accidentada, irregular, con diferentes alturas y variaciones abruptas, cubierta de vegetación, agua, diferentes tipos de suelo, etc. Todos estos cambios respecto a la superficie ideal provocan que los flujos de aire de la capa límite sufran alteraciones respecto al flujo que podría esperarse.

Los efectos de la superficie sobre el flujo del aire dependen de diferentes factores, por supuesto en primer lugar de la propia orografía, su forma o su extensión, pero también del flujo incidente sobre ella. Flujos de masas de aire con diferentes características (temperatura, humedad, estabilidad o velocidad del viento) sobre una misma orografía pueden dar resultados diferentes.

También los flujos de la capa límite se pueden ver afectados por otros efectos además de los orográficos, generalmente serán efectos térmicos por calentamiento diferencial de las superficies, bien sea por ser superficies de diferente naturaleza como pueden ser mar y tierra, suelo desnudo y vegetación, zonas urbanas o campo abierto.

El calentamiento diferencial provoca movimientos ascendentes o térmicas en puntos localizados que ponen en marcha sistemas de vientos especiales y muy locales.



Figura 21. Calentamiento diferencial sobre diferentes superficies, como mar y tierra, genera brisas. Muchos efectos locales son combinaciones de causas orográficas y térmicas

En la realidad, los efectos anteriores, orográficos y térmicos no siempre son independientes pues en diversos casos, se dan cambios del flujo o vientos locales originados como respuesta a combinaciones de efectos orográficos y efectos térmicos.

Se recomienda ver video didáctico de INUMET sobre “brisas marinas”
<https://www.youtube.com/watch?v=xYyuBpwROhs>

El efecto más general de la superficie y del conjunto de la orografía es la redirección del viento sinóptico. El flujo general se ve obligado a adoptar direcciones específicas, se canaliza a gran escala para adaptarse a la orografía, buscando los “canales” que menos resistencia ofrecen como valles, estrechos y otros elementos orográficos de dimensiones considerables. Todo ello da como resultado diferentes patrones de vientos característicos de cada región. Estos patrones muestran direcciones de vientos determinadas que soplan con tal frecuencia que reciben incluso nombres específicos que los caracterizan e incluso sus valores de velocidad, ocurrencia y persistencia siguen un patrón característico. Son generados por situaciones sinópticas típicas y aparecen asociados a ellas.

A medida que se reduce la región podemos encontrar más vientos locales de menor entidad, pero igualmente clasificados con nombres, direcciones, frecuencias y épocas de ocurrencia, y situaciones sinópticas que los generan.

En Uruguay podemos hablar de un viento local conocido como “Sudestada”, es un viento intenso y arrachado de dirección SE, vinculado a una configuración sinóptica favorable para dicho flujo, sobre las costas del país. Este tiene una afectación directa en el normal desagüe del Río de la Plata al Océano Atlántico; y en condiciones extremas, también afecta el desagüe del Río Paraná y Río Uruguay hacia el Río de la Plata, incluso afectando ríos más arriba, como el Río Negro.

Esta situación (Sudestada), además de vientos intensos, genera precipitaciones y tormentas.



Figura 22. Los vientos locales en Sudamérica. Autor: Néstor Santayana

Los vientos locales, en resumen:

- Las características de propio flujo de aire, su velocidad y dirección, combinadas con la estabilidad de la atmósfera determinará cómo se altera el flujo de la capa más baja debido a la orografía.
- Se producirán efectos tanto a barlovento como a sotavento del obstáculo orográfico y son más evidentes cuando el flujo es húmedo como en el caso de costas e islas, puesto que es fácil que la alteración del flujo provoque nubosidad.
- Los efectos sobre el flujo de la capa límite dependen de la superficie sobre la que se mueven.
- El comportamiento de los flujos de la capa límite difieren de las ciudades y de las zonas rurales con vegetación. Mientras que la vegetación actúa como la propia superficie simplemente elevando el umbral del flujo de la capa límite, la ciudad es una agente que altera su estructura pues aporta aire de características diferentes (temperatura, humedad y contaminantes) al flujo dentro de la capa límite.
- Las circulaciones cíclicas de las brisas no son más que la respuesta a calentamientos diferenciales y corrientes ascendentes y descendentes que se producen entre dos superficies de características diferentes, ya sean mar y tierra, tierra y lagos o montañas y valles.
- Se producen al tratar de reestablecer el equilibrio roto por el calentamiento.
- Son efectos locales que no pueden desligarse del flujo sinóptico de la capa límite que subyace.



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

Interacción entre flujo y topografía

https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=478

Forzamiento térmico de la circulación: brisas marinas

https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=282

Forzamiento térmico de la circulación: brisas de valle y montaña

https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=284

Estructura brisa

https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=1086#.VPS53SyrHw8

Referencias bibliográficas:

Wallace, John M. y Hobbs, Peter V., *Atmospheric Science An Introductory Survey*, Academic Press

Stull, Roland B., *Meteorology for Scientists and Engineers*, Brooks/Cole Thompson Learning

MetOffice College-Course Notes "Boundary Layer Meteorology"

MetOffice College-Course Notes "Mediterranean Meteorology: local winds"

Elaborado por @Aemet (pág. 1 a 6) e @Inumet (pág. 7 a 17)

Material editado por los tutores para el curso de Observadores Meteorológicos de INUMET

Sistemas meteorológicos y Masas de aire

- 1 - Sistema océano-atmósfera
- 2 - Masas de aire
- 3 - Sistemas meteorológicos

Objetivo

Explicar la interacción e importancia de los procesos entre el sistema océano-atmósfera; la manera en que las masas de aire se generan, clasifican y pueden ser modificadas por el medio ambiente. Además de describir los sistemas meteorológicos de diferentes latitudes, con especial hincapié en nuestra región. Conocer los tipos y características de los sistemas frontales.

Introducción

Ya hemos descrito anteriormente los sistemas de altas y bajas presiones, algunos de ellos son semipermanente o cuasi-estacionario (con ligeras migraciones) y otros son móviles. O sea, pueden ser sistemas térmicos o estacionales y dinámicos o permanentes.

Un ejemplo claro de un sistema dinámico y móvil es la baja que acompaña a un sistema frontal (fig. 1) y el alta post-frontal, algo que experimentamos frecuentemente en nuestro país. Mientras que en la fig. 2 y 3 podemos ver los sistemas semipermanentes y sus ligeras migraciones en invierno y verano.

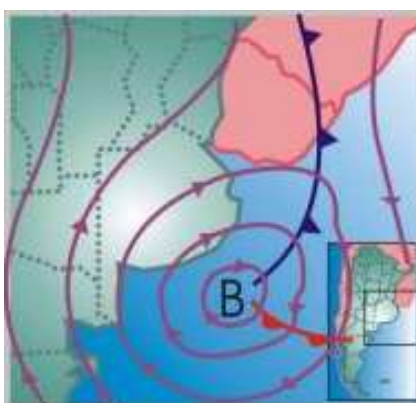


Figura 1. Depresión frontal u Onda frontal. Fuente: @paranauticosur.

A simple vista, se denota que los cambios o migraciones en el hemisferio sur son menores que los del hemisferio norte; y esto está relacionado al balance radiativo, a la circulación general y principalmente al hecho que tengamos más océano que continente (al contrario que el hemisferio norte). También se aprecia cómo la circulación en latitudes medias tiene una variabilidad mucho mayor que la observada en las zonas tropicales, sobre todo en el hemisferio norte. El carácter ondulatorio mucho más pronunciado del flujo zonal medio,

unido a la mayor proporción de continentes y grandes sistemas montañosos en el hemisferio norte, origina esta mayor variabilidad.



Figura 2. Sistemas de alta y baja presión semipermanentes: invierno del hemisferio Norte y verano del H. Sur.

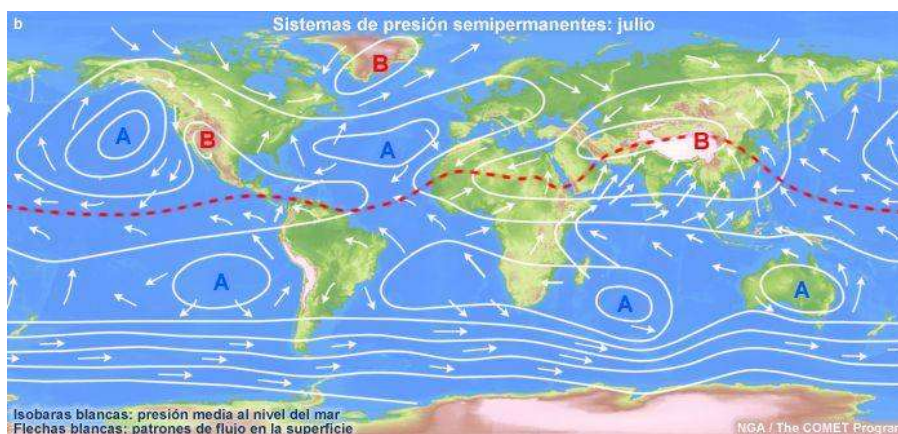


Figura 3. Sistemas de alta y baja presión semipermanentes: verano del hemisferio Norte e invierno del H. Sur.

1.0 Sistema océano-atmósfera

El sistema océano-atmósfera tiene una influencia muy importante en la meteorología y climatología; el comportamiento de la atmósfera no se puede entender sin el de los océanos, ni viceversa. Entre ambos existe una fuerte interacción en la que hay distintos procesos involucrados, lo que, de cara a su estudio y modelización, es lo mismo que decir que están acoplados.

La atmósfera y la hidrosfera (formada en su mayor parte por los citados océanos) intercambian masa, energía (calor) y momento (movimiento), teniendo cada una de esas componentes del sistema climático su propia dinámica, mucho más lenta en el agua que en el aire, donde el ritmo de los cambios es frenético.

Pensando en el calentamiento global, éste comenzó a manifestarse mucho antes en la atmósfera que, en los océanos, y –dentro de estos– se ha empezado a detectar en la parte superficial, que es justamente la que está en contacto con el medio atmosférico, sin que la subida de la temperatura haya alcanzado todavía las profundidades marinas. Los océanos están acumulando grandes cantidades de calor, robándoselo a la parte baja de la atmósfera,

pero su inercia térmica es mucho mayor que la del aire, lo que impide una respuesta “inmediata” en la temperatura del agua. Aparte de ser un gran almacén de calor, los océanos están absorbiendo también parte del excedente de CO₂, con la consiguiente acidificación de las aguas.

1.1 Intercambios de calor y CO₂

La capacidad calorífica de los océanos es tan enorme que solo los primeros 2 metros y medio de su parte superficial contienen tanto calor acumulado como toda la atmósfera. Se estima que desde los años 80, el 93% del calor extra que han aportado las emisiones antrópicas de gases de efecto invernadero, ha quedado camuflado (absorbido) por el medio oceánico, por lo que el calentamiento global observado es solo debido al 7% restante. El agua caliente de la superficie requiere de varios siglos para alcanzar el océano profundo, si bien en ese largo viaje, parte del calor volverá a escapar a la atmósfera. En términos de CO₂, aproximadamente la mitad de las emisiones permanecen en la atmósfera, mientras que la otra mitad es absorbida tanto por los océanos como por la vegetación terrestre.

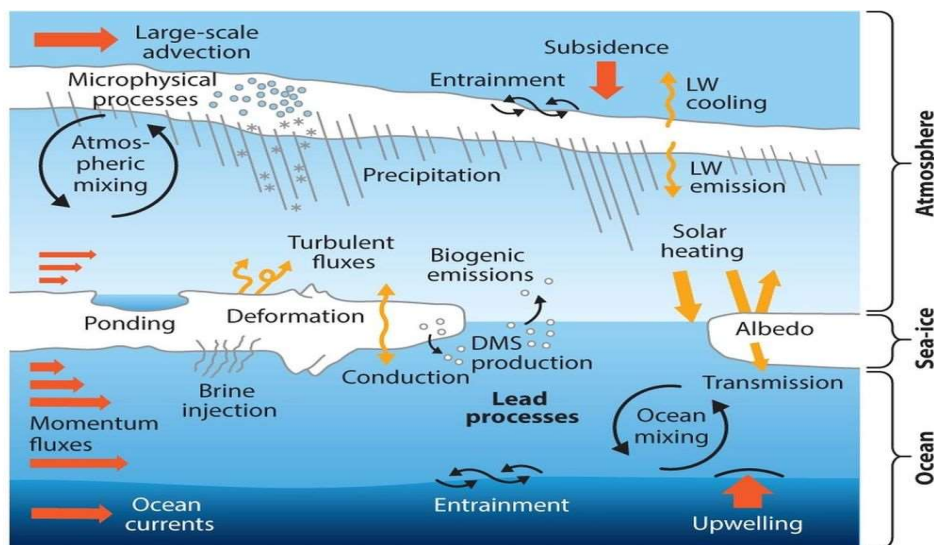


Figura 4. Procesos que tienen lugar en la atmósfera, los océanos y el hielo marino, así como las distintas interacciones que tienen lugar entre ellos. Fuente: Encyclopedie of the environnement

El intercambio de CO₂ y otros gases entre la atmósfera y los océanos se lleva a cabo principalmente mediante procesos de difusión tanto a escala molecular como turbulenta. Se aprecia en la fig. 4, los diversos y muy variados los procesos implicados en la interacción entre ambos medios. Cualquier cambio en uno de ellos induce cambios en los demás, lo que nos da idea de la complejidad que requiere el estudio de la evolución del clima futuro.

Desde los años ochenta, el 93% del calor extra que han aportado las emisiones antrópicas de gases de efecto invernadero ha sido absorbido por el medio oceánico.

El cambio climático en la actualidad está empezando a alterar significativamente algunos de los procesos que tienen lugar en la frontera atmósfera-océano. Por ejemplo, si cambian en algunas regiones terrestres los regímenes de viento (intensidad, estacionalidad, rumbos dominantes...), lo terminarán haciendo las corrientes oceánicas y estas, a su vez provocarán cambios en otros importantes procesos.

1.2 El transporte de Ekman

Uno de los mecanismos que mejor ilustran la interacción atmósfera-océano es la de Vagn Walfrid Ekman (1874-1954), teoría que explica la desviación observada entre el viento y las corrientes marinas superficiales y las que discurren por debajo del agua, según se gana en profundidad. El explorador noruego Fridjof Nansen (1861-1930), en su famosa expedición del *Fram*, de 1893-96, en la que deliberadamente se dejó que el barco quedara atrapado en los hielos, para estudiar su deriva, observó por primera vez un hecho que le llamó la atención, y es que los icebergs se desplazaban 45° a la derecha de la dirección de la que soplaban el viento.

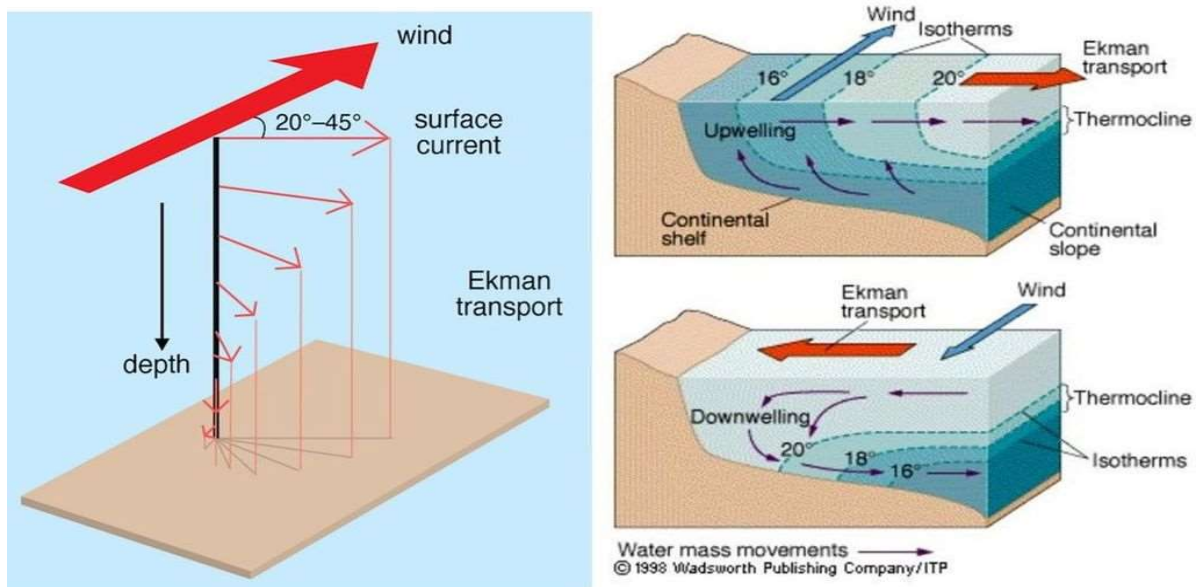


Figura 5. Izquierda: La espiral de Ekman describe el movimiento de las aguas oceánicas inducido por el viento y el efecto de Coriolis, lo que se conoce como “transporte de Ekman. © Byron Inouye.

Derecha: Afloramientos de agua oceánica (Upwelling) y hundimientos (Downwelling) como consecuencia de la acción del viento que sopla sobre la superficie marina. © 1998 Wadsworth Publishing Company/ITP.

La combinación de la fricción del aire con la superficie marina y el efecto de Coriolis (debido a la rotación terrestre) da como resultado esta configuración de las corrientes, con el consiguiente transporte de masa de agua perpendicularmente a la dirección del viento. Dicha circunstancia induce a su vez movimientos de agua en el plano vertical.

El modelo de Ekman es igualmente válido para la atmósfera, disminución de la fricción del aire con la altura hasta alcanzar la atmósfera libre, provoca cambios similares en los vectores que representan los vientos a distintos niveles en esa capa de fricción, produciéndose en este caso un aumento de la intensidad del viento al ascender, aparte del cambio progresivo de dirección.

Volviendo a la capa de Ekman oceánica, en los litorales donde esa interacción atmósfera-océano da lugar a afloramientos, las aguas frías del fondo aportan nutrientes a las

superficiales, lo que provoca una explosión de vida marina. Ejemplo de ello en Sudamérica, es la corriente de Humboldt (frente a las costas de Perú).

A modo informativo, tanto en meteorología como en climatología se estudian y analizan los modos o patrones de teleconexión océano-atmósfera, ejemplo El Niño Oscilación Sur (ENSO en inglés).

Se recomienda ver video didáctico de INUMET sobre “ENOS” – “El Niño”
<https://www.inumet.gub.uy/index.php/sala-de-prensa/videos/el-nino-enos>

2.0 Masas de aire

Son grandes cuerpos de aire que crean condiciones meteorológicas distintivas en todo el mundo. Una masa de aire se define como un cuerpo o “masa” de aire con condiciones meteorológicas uniformes, como nubes, temperatura y humedad similares. Las masas de aire pueden cubrir varios millones de kilómetros cuadrados y extenderse hacia arriba en la atmósfera.

Están definidas principalmente por el área en que se originan, esto se llama “región fuente” o región madre. Las características de una masa de aire pueden modificarse a medida que viajan por el mundo. Donde dos masas de aire de diferentes temperaturas se encuentran, se forma un límite que se denomina “frente”.

Se pueden producir sobre los continentes o sobre los océanos, en tales regiones el aire adquiere las propiedades físicas de la superficie que tiene debajo. Estas regiones se llaman fuentes de masas de aire. Cuando una masa de aire se mueve desde su región de origen, puede llevar esas propiedades a otros lados.

2.1 Condiciones necesarias para la formación de masas de aire

Una serie de factores son necesarios para generar una masa de aire. Es imprescindible una extensa superficie donde su temperatura y humedad sean relativamente uniformes. También tiene que haber un flujo divergente que tienda a destruir los contrastes de temperatura y que garantice la formación de la masa de aire. Y es necesario que exista un equilibrio entre la superficie terrestre y el aire por encima de la misma. Esto se establece mediante una combinación de los siguientes procesos:

- Transporte turbulento-convectivo de calor hacia los niveles más altos de la atmósfera
- Enfriamiento del aire por radiación
- Transporte de calor por procesos de evaporación y condensación

2.1.1 Tipos de masa de aire

Se clasifican en grupos según sus características básicas de temperatura y humedad, además de su origen; utilizando códigos.

- Orígenes geográficos. La clasificación geográfica de las masas de aire, que se refiere a su región fuente o de origen, las divide en cuatro categorías básicas: ártica o antártica (**A**), polar (**P**), tropical (**T**) y ecuatorial (**E**).
- Contenido de humedad. La clasificación geográfica se desglosa por el contenido de vapor de agua. Así pues, una masa de aire se considera marítima (**m**) si se ha originado sobre una superficie oceánica, y continental si lo ha hecho sobre tierra firme (**c**).

Por lo tanto, una masa de aire ártico húmedo y marítimo se designa (**mA**), y una masa de aire ártico continental más seco (**cA**). El origen de las masas de aire ecuatorial es exclusivamente marítimo, por lo que éstas no se subclasifican.

- Proceso termodinámico. Una masa de aire cálida (**w**) está a mayor temperatura que la superficie subyacente y una masa de aire frío (**k**) está más fría que la superficie sobre la que se asienta. Por ejemplo, una masa de aire frío polar continental sobre una superficie más caliente se clasifica como **cPk**. Una masa de aire clasificada como **mTw** indica que es una masa de aire cálido tropical marítimo sobre una superficie más fría.

Las masas de aire generalmente se pueden identificar por el tipo de nubosidad en su seno. Dentro de las masas de aire frío por lo general se forma nubosidad de tipo cumuliforme, mientras que las masas de aire cálido contienen nubosidad de tipo estratiforme. En ocasiones, esta clasificación termodinámica puede cambiar de la noche al día.

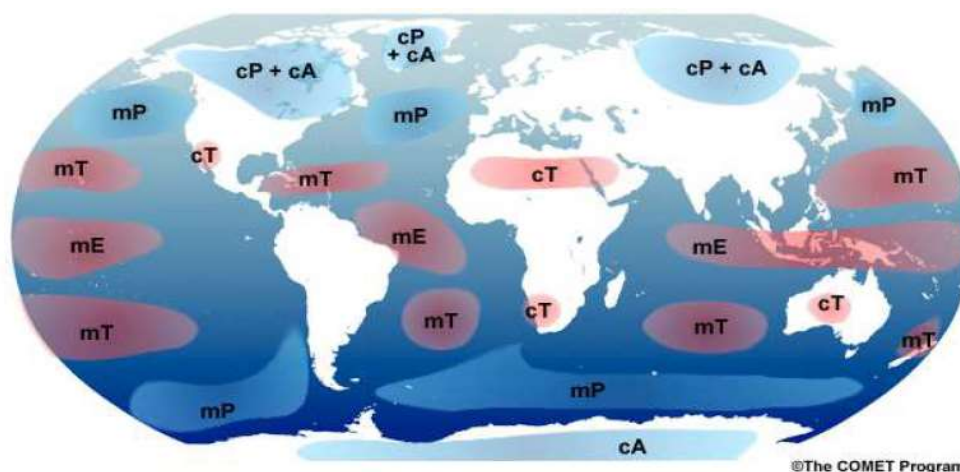


Figura 6. Clasificación de las masas de aire

2.1.2 Modificación de una masa de aire

Una vez que la masa de aire se mueve desde su región fuente, no solo modifica el tiempo del área por la que pasa, sino que también es gradualmente modificada por la superficie donde se mueve. El calentamiento o enfriamiento desde abajo, la adición o sustracción de humedad y los movimientos verticales, todos actúan para producir cambios en la masa de aire. La cantidad de la modificación puede ser relativamente pequeña o el cambio puede ser lo suficientemente profundo como para alterar completamente la identidad de la masa de aire.

3.0 Sistemas Meteorológicos

Los sistemas meteorológicos a escala sinóptica se definen teniendo en cuenta una escala espacial del orden de 1000 km y una escala temporal de varios días. La rotación de Tierra influye decisivamente en los procesos físicos dominantes en la escala sinóptica donde la fuerza de Coriolis dispone del tiempo suficiente para establecer un equilibrio entre los campos de masa y viento.

En latitudes medias (30° a 60° tanto N como S), los fuertes gradientes de temperatura que se producen en la frontera entre las masas de aire frío de origen polar y las de aire cálido de origen subtropical, conducen a la formación de corrientes en chorro (Jet Stream) a unos 10 km de altura, justo debajo de la tropopausa a esas latitudes, que ejercen una influencia decisiva en la formación y el movimiento de los grandes sistemas de altas y bajas presiones en esas latitudes.

Por el contrario, las regiones tropicales, comprendidas entre 30° N y 30° S donde soplan los vientos del este (Alisios), se caracterizan por la relativamente débil aceleración de Coriolis. Este hecho es fundamental a la hora de diferenciar los sistemas meteorológicos de ambas regiones.

El gradiente de temperatura que da lugar al chorro subtropical del oeste alrededor de 30° sólo se manifiesta en los niveles altos de la troposfera. A diferencia de lo que ocurre en latitudes medias y altas donde la importancia del equilibrio entre las fuerzas de presión y de Coriolis se pone de manifiesto en el desarrollo de las perturbaciones atmosféricas, los sistemas meteorológicos tropicales están asociados a la liberación del calor latente en los procesos de condensación y a las diferencias de calentamiento entre los océanos y continentes. Con unos gradientes de temperatura débiles y temperaturas cálidas, la capacidad energética del vapor de agua en la atmósfera de las regiones tropicales es mucho mayor que en latitudes más altas, por lo que una gran cantidad de energía en forma de vapor de agua se transfiere a la atmósfera.

Este calor latente es liberado en las regiones de movimientos ascendentes del aire.

En los trópicos estas regiones se encuentran principalmente en la zona de convergencia intertropical (ITCZ, en sus siglas en inglés), ondas tropicales del este, circulaciones monzónicas y en los ciclones tropicales.

A diferencia de lo que sucede en latitudes medias, donde gran parte de la precipitación procede de ascensos forzados de unas masas de aire sobre otras, la mayor parte de la precipitación registrada en las regiones tropicales proviene de sistemas convectivos, cumulonimbos (tormentas) de gran desarrollo vertical (“torres calientes”) desde donde se libera una gran cantidad de energía en forma de calor latente. Debido a las pequeñas fluctuaciones térmicas en los trópicos, este calentamiento no adiabático debe compensar el enfriamiento adiabático. La interacción entre esta escala de cúmulos y la gran escala que proporciona la convergencia de los Alisios es esencial a la hora de comprender el origen y desarrollo de las perturbaciones en los trópicos.

3.1 Estructuras de latitudes medias

En las latitudes medias son comunes las estructuras nubosas asimétricas asociadas a unas zonas estrechas donde ocurren los mayores gradientes de temperatura, y donde se registran los vientos más fuertes y las precipitaciones. Estas fronteras se denominan frentes, y representan el rasgo característico de las perturbaciones en latitudes medias y altas, no así en los trópicos.

La particularidad de estos sistemas tomados en su conjunto con respecto a los tropicales es que la amplitud y las fases de las perturbaciones de geopotencial y velocidad cambian con la altura, es decir, son baroclínicos. Estos sistemas no están superpuestos a un flujo medio uniforme, sino que se encuentran dentro de un flujo variable de escala planetaria que en sí mismo es baroclino, y que a su vez está muy influenciado por la distribución de continentes y océanos, y su diferente comportamiento térmico.

Dicho eso, nos centraremos en los sistemas que afectan nuestra región (latitudes medias). Recordemos que, a diferencia de los sistemas meteorológicos en las regiones tropicales (inestabilidad barotrópica), los de latitudes medias se van a originar cuando las corrientes en chorro (Jet Stream) con fuerte cizalladura o cortante del viento (cambio en la intensidad y dirección del viento con la altura) se vuelven inestables respecto a una perturbación. Esta inestabilidad se denomina inestabilidad baroclina.

Ya hemos descrito en el tema anterior los sistemas de alta y baja presión; también hemos mencionado que la línea que separa masas de aire de diferentes características se le denomina límite frontal o sistema frontal; existiendo diferentes sistemas frontales, y en promedio (estadísticamente) cada semana uno afecta a Uruguay.

3.2 Frentes

El planteamiento y primeros desarrollos del modelo conceptual de frente se deben a la denominada “Escuela noruega” o “Escuela de Bergen”. En 1917 se creó en la ciudad noruega de Bergen un Instituto de Geofísica dirigido por Vilhelm Bjerknes y en el que coincidieron la mayor parte de los padres de la Meteorología moderna: J. Bjerknes (hijo de Vilhelm), C. Rossby, H. Solberg, T. Bergeron y S. Peterssen. En 1919 Jack Bjerknes publicó el famoso artículo “On the Structure of Moving Cyclones” en el que por primera vez se describen los frentes fríos y cálidos, aunque aún no con ese nombre (se utilizó la denominación de “líneas de convergencia”) y en el que se da una explicación física

tridimensional de los movimientos de aire en la depresión, justificando los hidrometeoros (nubes y precipitación) característicos de cada tipo de frente. En 1919, Tor Bergeron definió

el proceso que conocemos como oclusión y en 1922 Bjerknes y Solberg introdujeron la idea de que las depresiones se originan como ondulaciones en la superficie de separación de dos masas de aire, una polar y otra tropical; a la superficie de separación la denominaron, probablemente influidos por la terminología bélica omnipresente en la Europa del momento, “frente polar”.

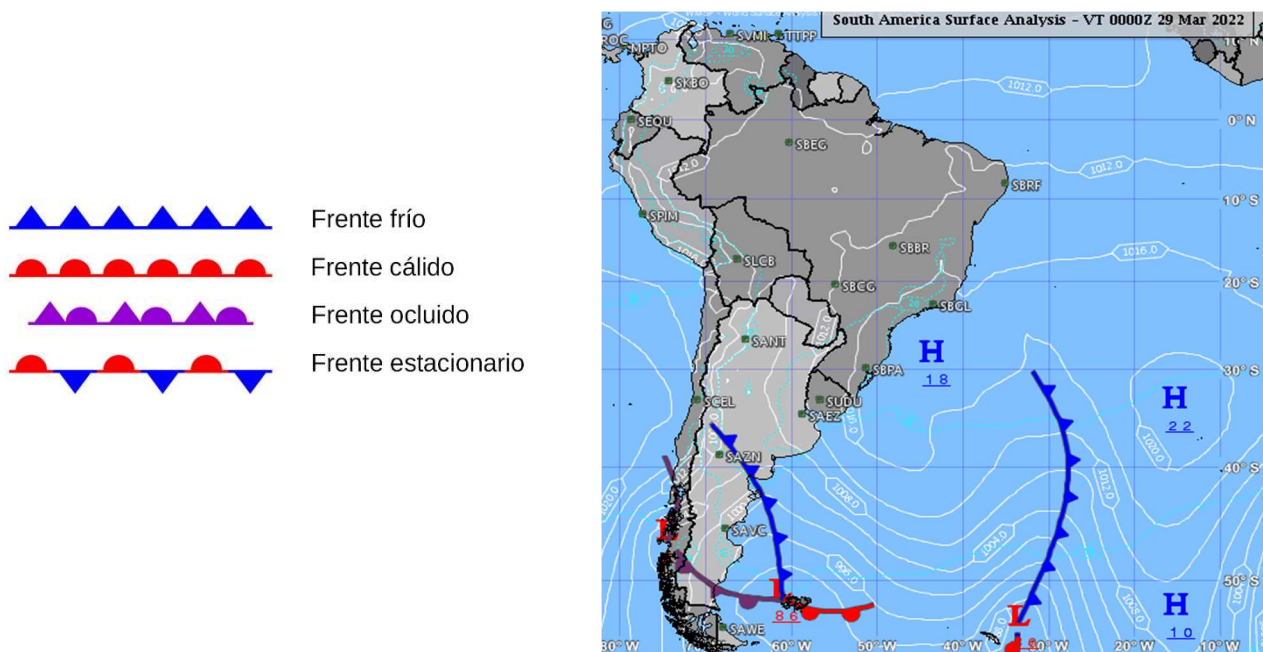


Figura 7. Representación de los frentes en un mapa del tiempo o de superficie

En los mapas del tiempo, también llamadas cartas de superficie; los frentes fríos están representados por una línea de color azul con triángulos también azules que se extienden a lo largo de toda la zona afectada por el frente frío. Los triángulos nos indican la dirección de su movimiento. Lo mismo sucede con los demás frentes, apuntan hacia donde se dirigen, con excepción del estacionario, el cual oscila ligeramente en una u otra dirección.

Se recomienda ver video didáctico de INUMET sobre “sistemas frontales”
<https://www.inumet.gub.uy/sala-de-prensa/videos/que-es-un-frente-frio>

Otro dato a considerar, son las etapas de un frente o del sistema frontal. Cuando está en su etapa inicial, se le denomina frontogénesis, que se refiere al proceso de formación o intensificación del sistema por influencias físicas (por ejemplo, radiación) o cinemáticas (movimiento del aire); y a la etapa final se la conoce como frontólisis, refiriéndose al proceso de disipación o debilitamiento de un frente o de sistema frontal.

3.2.1 Frente Frío

Es una superficie de discontinuidad en la que una masa de aire frío alcanza a otra masa de aire más cálido. Al tener mayor densidad la masa de aire frío, se mete en forma de cuña por debajo de la masa cálida, menos densa, generando ascensos en la línea del frente más o menos bruscos que darán origen a una línea de precipitaciones. La masa fría (una enorme burbuja de más de 1000 km de diámetro y unos 5-6 km de altura) se denomina a veces, descarga fría o descarga post-frontal fría. En este tipo de frentes (que se mueven a velocidades en torno a los 30-70 km/h aproximadamente), la zona de máxima precipitación se da en la propia línea del frente.

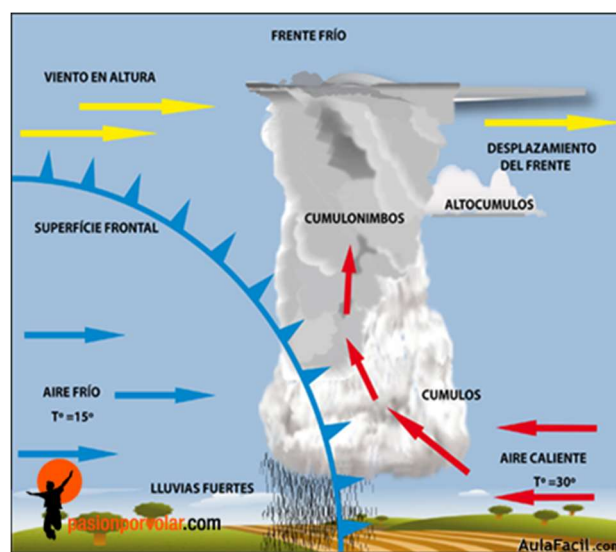


Figura 8. Representación esquemática de un frente frío.

3.2.2 Frente Cálido

En este caso la superficie de discontinuidad se da entre una masa de aire cálido que alcanza a otra masa de aire más frío. Al ser menos densa la masa de aire cálido, resbala sobre la superficie fría generando en su ascenso distinto tipo de nubosidad. En los frentes cálidos la zona de precipitación suele estar delante del frente (fig. 9)

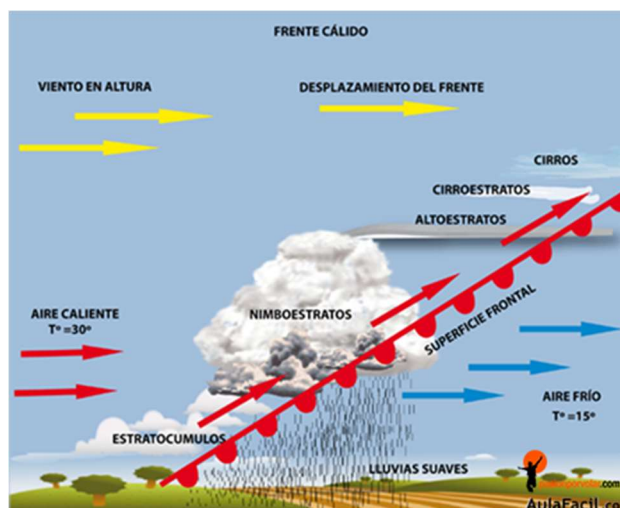


Figura 9. Representación esquemática de un frente cálido.

3.2.3 Frente Estacionario o Cuasi-estacionario

Son frentes en los que ninguna de las dos masas de aire que entran en juego, tiene la capacidad de sustituir a la otra. Son frentes casi estáticos o con desplazamiento muy lento (velocidad inferior a los 10 km/h). En estos, los vientos en superficie son casi paralelos al frente.

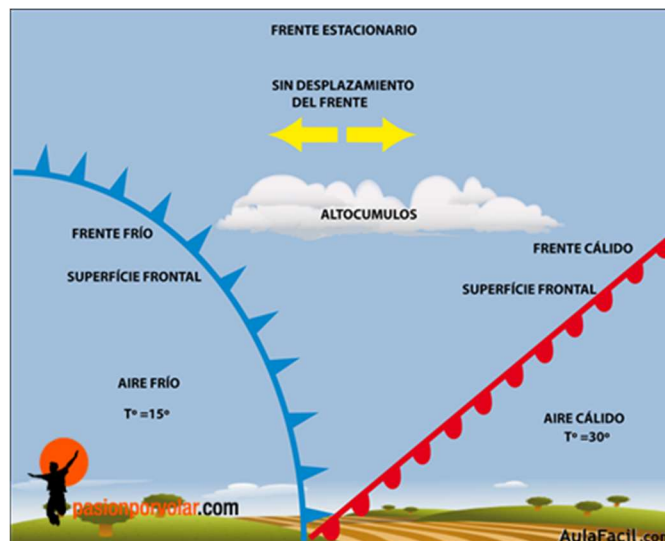


Figura 10. Representación esquemática de un frente estacionario.

3.2.4 Frente Ocluido

Se produce cuando un frente en movimiento alcanza a otro frente que se mueve más despacio. Si el frente frío alcanza al cálido, tenemos una oclusión fría (oclusión) y si sucede lo contrario, sería una oclusión cálida (seclusión).

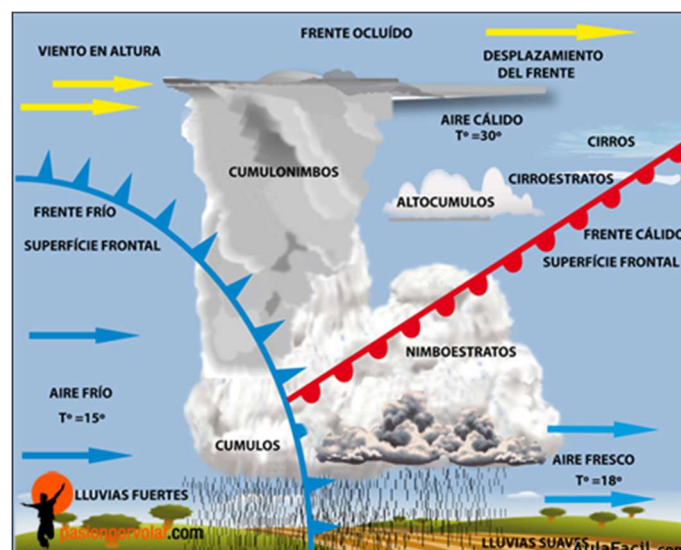


Figura 11. Representación esquemática de un frente ocluido.

Hay dos tipos de frentes ocluidos:

- Oclusión cálida, tenemos una masa de aire muy fría y otra menos fría, entonces la masa de aire muy fría asciende sobre la menos fría. Es similar al frente cálido.

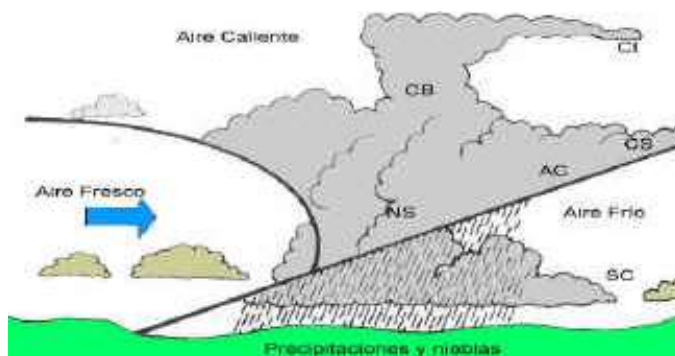


Figura 12. Representación esquemática de un frente ocluido cálido

- Oclusión fría, cuando tenemos una masa de aire más fría que empuja a la masa de aire menos fría, entonces la masa de aire más fría se introduce por debajo de la menos fría. Es similar al frente frío.

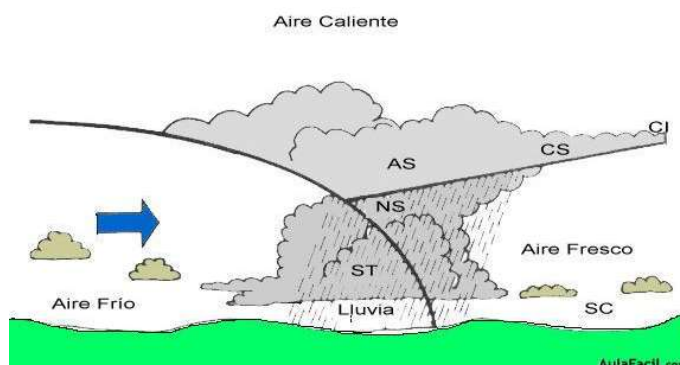


Figura 13. Representación esquemática de un frente ocluido frío

3.3 Onda frontales



Figura 14. Representación esquemática de una onda o depresión frontal

Este sistema que posee un par de frentes (frío y cálido) asociados a un centro de baja presión, es frecuente en nuestras latitudes. Cuando las condiciones dinámicas y termodinámicas en los distintos niveles de la atmósfera son favorables, este sistema comienza a profundizarse, alcanzando a desarrollar un tercer frente (frente ocluido). Esta configuración es la que vemos típicamente en un ciclón extratropical.

Se recomienda ver video didáctico de INUMET sobre "Ciclón Extratropical"
<https://www.inumet.gub.uy/sala-de-prensa/videos/que-es-un-ciclón-extratropical>

Uruguay está en una zona de ciclogénesis, es decir, donde se generan y desarrollan ciclones extratropicales, principalmente entre el otoño y la primavera. Siendo los más intensos entre el invierno y la primavera.

Existen otros tipos de ciclones, como los polares, subtropicales (híbridos) y tropicales; este último también se lo conoce como huracán o tifón, son barotrópicos, simétricos y de núcleo cálido. Todo lo contrario, al ciclón extratropical, que es asimétrico (asociado a sistemas frontales), baroclinos y de núcleo frío.

Un dato a considerar, es que los ciclones también tienden en ocasiones a migrar su condición; un ejemplo de ello fue el ciclón Raoni; el cual inició frente a las costas de Uruguay y Buenos Aires como extratropical y luego migró a un subtropical (híbrido: núcleo cálido y frío). Este fue el primer ciclón con estas características que hemos detectado y analizado en las últimas décadas, ya que los más frecuentes sobre Uruguay, son los extratropicales.

Se recomienda leer informe preliminar: "Ciclón Subtropical Raoni"
<https://drive.google.com/file/d/1tw7F3JuJvHnoLfm8ITxwptg5RzC6Pcp/view?usp=sharing>

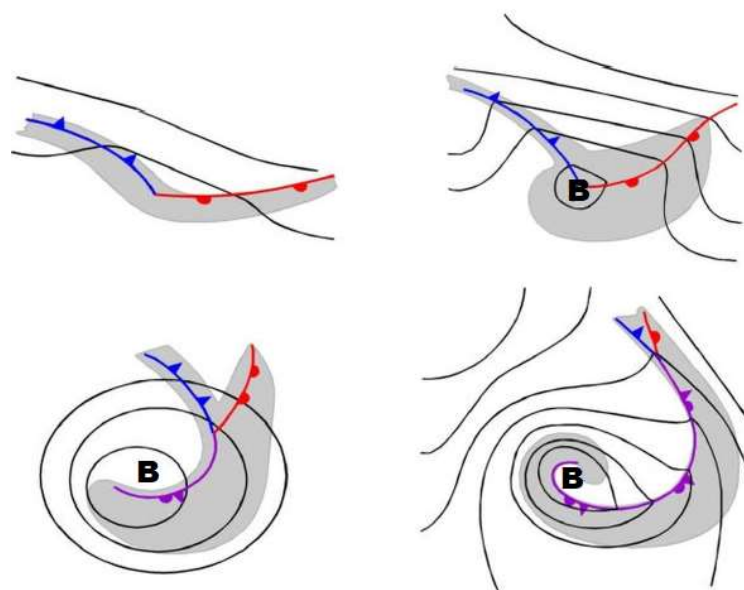


Figura 15. Formación y evolución de un ciclón extratropical de latitudes medias, según el modelo clásico (Teoría del frente polar) para el hemisferio sur. Fuente: Eumetrain.

Nota:

Recordar que un Ciclón y un Tornado no son términos que refieran al mismo fenómeno meteorológico. Tienen una escala espacio temporal muy distinta. El Tornado es una columna de vientos (tipo embudo) que giran a gran velocidad y se desplazan rápidamente, mientras que el Ciclón es una gran tormenta que abarca muchos km en su desarrollo y presenta vientos muy fuertes, es toda la estructura de una tormenta la que gira.

3.4 Línea de Inestabilidad

Se caracterizan por producir fuertes lluvias, granizo y ráfagas de viento muy intensas. Se ubican por delante de los frentes fríos (actividad pre-frontal), en el sector caliente. Usualmente son paralelas al frente y se mueven en su misma dirección, aunque lo hacen a una mayor velocidad.

Estas se forman sobre los frentes fríos de rápido desplazamiento, en donde grandes cantidades de aire frío descienden a lo largo del frente formando una cuña de aire frío por delante del mismo. Esta cuña de aire frío sirve como mecanismo de elevación para el aire caliente, húmedo e inestable que encuentra por delante. Se forma así una línea de tormentas varios kilómetros por delante del frente. Visualmente se aprecia en el cielo como un arco o cigarro negro y amenazador. Viene acompañada de ráfagas de viento muy fuertes de componente SW y W.

En los mapas o cartas del tiempo, se la marca con líneas entre cortadas delante del sistema frontal. En la fig. 16 veremos una línea de inestabilidad que avanzó delante de un frente frío; esta adquirió una dinámica y microfísica específica, alcanzando la clasificación de “Derecho”. La mayoría de las líneas de inestabilidad no adquieren estas características, siendo de menor tamaño y con un menor desplazamiento.

Se recomienda leer informe preliminar: “Ciclón extratropical y Derecho”
<https://drive.google.com/file/d/1rVqdxARdyZ6YExkeGDRBAyKZRqh66lyb/view?usp=sharing>



Figura 16. Representación de una línea de inestabilidad en un mapa de tiempo y en reflectividades de un radar

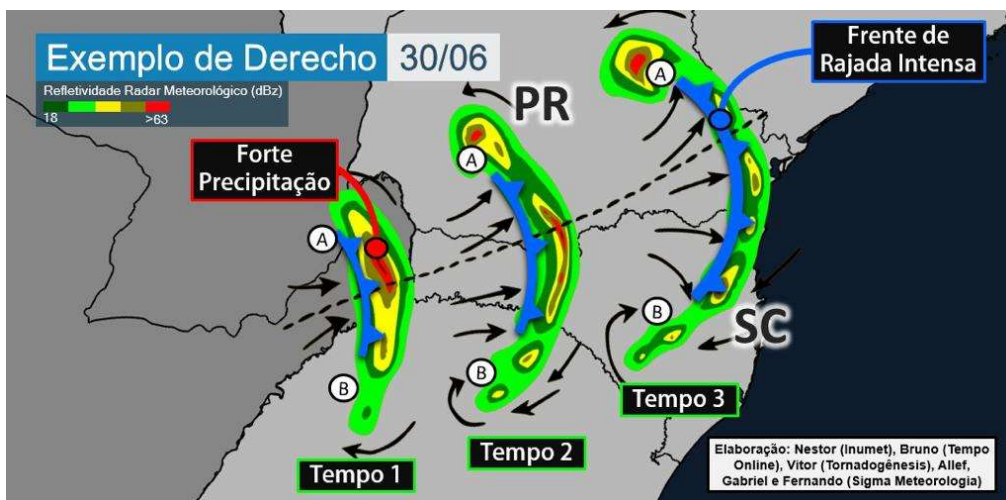


Figura 17 Representación de una línea de inestabilidad en reflectividades de un radar

Referencias bibliográficas

- "Atmósfera, tiempo y clima", R.G. Barry and R.J. Chorley, 4ª edición, 1985, Ediciones Omega, SA.
- "Introducción a la Meteorología dinámica", J.R. Holton, 2ª edición, 1990, Instituto Nacional de Meteorología.
- "Encyclopedia of Atmospheric Sciences", Edited by J.R. Holton, 2003, Academic Press.
- "Synoptic and Dynamic Climatology", R.G. Barry and A.M. Carleton, New edition 2001, Routledge.
- "An introduction to Dynamic Meteorology", J.R. Holton, 4ª edición, 2004, Elsevier Academic Press.
- "Atmosphere, Weather and Climate", R.G. Barry and R.J. Chorley, 11ª edition 2010, Routledge.
- "Introducción a la meteorología dinámica", Holton, James R. 2ª 1990 Ed. INM.
- "Fundamentals of weather and climate" McIlveen, Robin 1992, Ed. Chapman & Hall
- "Atmospheric Science. An introductory survey", Wallace and Hobbs. 2ª Ed. Academic Press
- "Curso de actualización de técnicas de predicción: frentes", I. San Ambrosio, J.M. Fernández, F. Martín, 2007, Agencia Estatal de Meteorología.
- "Meteorología básica sinóptica", M. Medina, 1974, Ed. Paraninfo.
- "Meteorología Dinámica y Física", G.J. Haltiner y F.L. Martin, 1990, Instituto Nacional de Meteorología.
- Material editado y elaborado por los tutores para el curso de Observadores Meteorológicos de INUMET



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA



¿Qué es la Organización Meteorológica Mundial?

La OMM se creó en 1950 y tiene su sede en Ginebra, Suiza. Es el organismo especializado de las Naciones Unidas que se dedica a la cooperación y coordinación internacionales en lo que se refiere al estado y el comportamiento de la atmósfera de la Tierra, su interacción con la tierra y los océanos, el tiempo y el clima que genera, y la consiguiente distribución de los recursos hídricos.

Los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales trabajan día y noche para vigilar el sistema Tierra y proporcionar información esencial sobre el tiempo y el clima a escala mundial. Sus alertas tempranas y confiables de fenómenos meteorológicos extremos y de las fluctuaciones de la calidad del aire, así como la información sobre la carga del clima y el cambio climático, permiten a las instancias decisorias, las comunidades y las personas estar mejor preparadas ante fenómenos meteorológicos y climáticos. Esas alertas contribuyen a salvar vidas y bienes, proteger recursos y el medioambiente, y propiciar el crecimiento socioeconómico. La OMM apoya a los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales en esos trabajos y en el cumplimiento de sus compromisos internacionales en materia de reducción de riesgos de desastre.



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

La OMM facilita y promueve:

- el establecimiento de una red integrada de observación del sistema Tierra para proporcionar datos meteorológicos, climáticos e hidrológicos;
- la creación y el mantenimiento de centros de gestión de datos y sistemas de telecomunicación para el suministro y el intercambio rápido de datos meteorológicos, climáticos e hidrológicos;
- la creación de normas de observación y monitoreo para velar por una uniformidad adecuada en las prácticas y procedimientos empleados en todo el mundo y, de este modo, confirmar la homogeneidad de los datos y las estadísticas;
- la prestación de servicios relacionados con el tiempo, el clima y el agua —mediante la aplicación de la ciencia y la tecnología en meteorología e hidrología operativa— para reducir los riesgos de desastre, contribuir a la adaptación al cambio climático, y prestar asistencia a sectores como el transporte (aéreo, marítimo y terrestre), la gestión de los recursos hídricos, la agricultura, la sanidad y la energía, entre otros;
- actividades de hidrología operativa, así como una cooperación más estrecha entre los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales de los Estados y territorios en que esos Servicios funcionan de forma independiente;
- la coordinación de las actividades de investigación y de formación en meteorología y campos afines.



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

La OMM facilita el mantenimiento y la ampliación de las redes de observación geofísica, en particular meteorológica, climatológica e hidrológica, y favorece el intercambio libre y sin restricciones, en tiempo real o casi real, de datos, información, productos y servicios que guardan relación con estas disciplinas.

La OMM ayuda a sus Miembros en la transferencia de tecnología, la formación para el desarrollo de capacidad, la colaboración en investigación y la aplicación de la meteorología a los servicios meteorológicos para el público, la agricultura, el sector de la energía, el medio ambiente, la sanidad, el transporte (aviación y navegación), la gestión de los recursos hídricos y la reducción del riesgo de desastres relacionados con el tiempo, el clima y el agua.

La OMM contribuye a la formulación de políticas nacionales e internacionales en las esferas del tiempo, el clima y el agua.

EL TIEMPO

Las predicciones meteorológicas pueden consultarse en el teléfono, la radio, la televisión y el ordenador. Es una información que necesitamos para planificar el día o, sencillamente, para saber qué ropa ponernos. Pero estas predicciones son también esenciales para plantar y cosechar, elegir una ruta por tierra, mar o aire, construir carreteras e infraestructuras, preparar ante la inminencia de fenómenos naturales peligrosos, y son necesarias para muchos sectores económicos. Realizar predicciones meteorológicas puntuales y exactas requiere mucho más trabajo y esfuerzo de lo que podría pensarse, y es la OMM la que coordina este esfuerzo internacional.

Las predicciones meteorológicas requieren observaciones permanentes de nuestro medio ambiente en todo el mundo. La mayor parte de estas observaciones las llevan a cabo los Servicios Meteorológicos Nacionales en el



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

marco de la Vigilancia Meteorológica Mundial de la OMM, programa con el que se interconectan en tiempo real, las 24 horas del día, las estaciones de observación con los centros regionales, nacionales y mundiales de predicción del tiempo y el clima. A través de la Vigilancia Meteorológica Mundial se recopilan datos meteorológicos, climatológicos, hidrológicos y oceanográficos a partir de 15 satélites, 100 boyas fondeadas, 600 boyas a la deriva, 3 000 aeronaves, 7 300 embarcaciones y cerca de 10 000 estaciones terrestres. Estos datos deben ser comparables y cumplir las normas pertinentes para que los centros de predicción puedan utilizarlos en sus modelos de predicción numérica del tiempo y producir así, diariamente, predicciones meteorológicas y alertas tempranas ante peligros naturales como los huracanes. De este modo, gracias a la Vigilancia Meteorológica Mundial se establecen también normas para medir los datos recopilados.

Pero estos centros regionales, nacionales y mundiales de predicción meteorológica y climática producen mucho más que la previsión del tiempo que usted consulta cada día. Sus potentes computadoras utilizan modelos matemáticos (modelos de predicción numérica del tiempo) basados en las leyes de la física para producir gráficos, productos digitales, predicciones del tiempo y de la calidad del aire, predicciones del clima, evaluaciones de riesgos y alertas tempranas. Los satélites meteorológicos difunden en tiempo real esta información meteorológica, varias veces al día, a más de 1 000 emplazamientos.

De esta forma los Miembros de la OMM pueden ofrecer servicios meteorológicos fiables y eficaces para proteger vidas y bienes, y en favor del bienestar general de su población. El tiempo no conoce fronteras, y la labor que realizan los meteorólogos, frecuentemente entre bastidores, para nuestro beneficio y seguridad, es en gran medida una labor de equipo.



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

EL CLIMA

El clima describe las condiciones climáticas promedio para un lugar en particular y durante un largo período de tiempo. Estudiamos el clima, sus variaciones y extremos, y sus influencias en una variedad de actividades que incluyen la salud, la seguridad y el bienestar humanos para respaldar la toma de decisiones basada en evidencia sobre cómo adaptarse mejor a un clima cambiante.

La OMM ayuda a sus miembros a monitorear el clima de la Tierra a escala global para que la información confiable esté disponible para respaldar la toma de decisiones basada en evidencia sobre cómo adaptarse mejor a un clima cambiante y gestionar los riesgos asociados con la variabilidad y los extremos climáticos. La información climática es esencial para monitorear el éxito de los esfuerzos para reducir las emisiones de gases de efecto invernadero que contribuyen al cambio climático, así como para promover los esfuerzos para aumentar la eficiencia energética y la transición a una economía neutral en carbono.

DÍA METEOROLÓGICO MUNDIAL

El 23 de marzo se celebra el Día Meteorológico Mundial, y se estableció para conmemorar la puesta en marcha del Convenio para la creación de la Organización Meteorológica Mundial (*OMM*), cuyo objetivo es asegurar el bienestar, protección y seguridad de toda la humanidad.

El Día Meteorológico Mundial, es una fecha relevante que tiene como objetivo crear conciencia de la importancia que tiene la meteorología y la hidrología para el equilibrio medio ambiental y todas las actividades que realiza el hombre en el planeta, así como para la continuidad de la vida tal y como se conoce hasta ahora.

El Día Meteorológico Mundial se celebra desde 1997 y cada año los más de 180 Estados Miembros que integran la **Organización Meteorológica Mundial**, celebran este día, centrándose en un tema de interés para la humanidad.

TEMA PARA 2022: ALERTA TEMPRANA Y ACCIÓN TEMPRANA

El tema del Día Meteorológico Mundial para 2022 es "Alerta temprana y acción temprana" y destaca la importancia de la información meteorológica, hidrológica y climática para reducir el riesgo de desastres, proteger los medios de subsistencia de las comunidades y la vida de las personas.

El cambio climático hace que los fenómenos meteorológicos, relacionados con el tiempo, el clima y el agua sean cada vez más extremos. Estamos más expuestos que nunca a desastres, también debido al crecimiento demográfico, la degradación del medio ambiente y la urbanización descontrolada de muchos lugares del mundo. Y por ello, las predicciones ya no bastan. Es vital desarrollar sistemas de alerta temprana, para estar preparados y ser capaces de actuar en el momento oportuno.





METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA



¿Qué es la Organización de Aviación Civil Internacional?

La OACI se sostiene económicamente con el aporte de 193 gobiernos nacionales que, en su calidad de Estados signatarios del Convenio de Chicago (1944), dirigen la actividad de la Organización con el objetivo de favorecer entre ellos la vía diplomática y la cooperación en el transporte aéreo.

La función central de la Organización es mantener una burocracia administrativa y especializada (la Secretaría de la OACI) que facilita esas interacciones diplomáticas, e investigar nuevas políticas de transporte aéreo e innovaciones de normalización de acuerdo con el mandato que recibe de los gobiernos a través de la Asamblea de la OACI, o del Consejo de la OACI que la asamblea elige.

La industria y la sociedad civil y otras organizaciones regionales e internacionales también participan en el estudio y desarrollo de nuevas normas en la OACI en calidad de organizaciones invitadas.

A medida que las partes interesadas plantean nuevas prioridades, la Secretaría de la OACI organiza grupos expertos, equipos especiales, conferencias y seminarios para analizar sus aspectos técnicos, políticos, socioeconómicos y demás. Como siguiente paso, presenta ante los gobiernos los mejores resultados y asesoramiento posibles para que sean ellos quienes, en un proceso colectivo y diplomático, establezcan las nuevas normas y métodos recomendados para la aviación civil internacional.

Una vez que los gobiernos aprueban por consenso diplomático el alcance y los detalles de una nueva norma, esa norma es adoptada por los mismos 193 países, que de esta forma armonizan mundialmente sus reglamentos nacionales para contribuir a la seguridad y sostenibilidad de las operaciones aéreas con un alcance efecto verdaderamente mundial.

Adicionalmente a estas funciones diplomáticas y de investigación que constituyen su objeto principal, la OACI actúa como plataforma crítica de coordinación en la aviación civil a través de sus siete oficinas regionales.



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

Además, realiza actividades de difusión con fines educativos, forja coaliciones, efectúa auditorías, dicta capacitación, y realiza actividades de formación de capacidad en todo el mundo de acuerdo con las necesidades y prioridades que definen y formalizan los gobiernos.

La OACI no dicta reglamentos mundiales.

Las disposiciones que contienen las normas de la OACI no tienen prelación sobre los requisitos de los reglamentos nacionales. Los Estados soberanos aplican siempre sus propios reglamentos locales y nacionales, que deben ser cumplidos por los explotadores de servicios aéreos que utilizan sus espacios aéreos y aeropuertos.

Contrariamente a los dramáticos retratos de los organismos de la ONU que se encuentran en medios de comunicación, estas organizaciones no tienen autoridad alguna sobre los gobiernos nacionales en sus respectivas áreas de actuación internacional. Las críticas a la ONU por lo común obedecen a la creencia en capacidades y autoridades fantásticas que los Estados soberanos nunca jamás cederían a un organismo multilateral.

La OACI no es un ente regulador de la aviación internacional, de la misma manera que INTERPOL no es la policía del mundo. La OACI no puede cerrar o restringir el espacio aéreo de un país arbitrariamente, ni cerrar rutas u ordenar el cese de aeropuertos o líneas aéreas por no mantener las condiciones de seguridad o brindar mala atención al público.

Si un país incumple una norma internacional adoptada a través de la OACI, la función que corresponde a la Organización de acuerdo con su misión básica y sus capacidades diplomáticas es ayudar a los países a entablar las conversaciones que consideren apropiadas y disponer las sanciones que pudieran corresponder conforme al Convenio de Chicago y sus Anexos en el marco del derecho internacional.



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

Presencia regional de la OACI

La OACI mantiene las siguientes Oficinas Regionales para brindar un mayor apoyo y coordinación a los Estados miembros:

- Bangkok : Oficina de Asia y el Pacífico (APAC)
- El Cairo: Oficina de Oriente Medio (MID)
- Dakar : Oficina de África Occidental y Central (WACAF)
- Lima : Oficina Sudamericana (SAM)
- México: Oficina de Norteamérica, Centroamérica y el Caribe (NACC)
- Nairobi: Oficina de África Oriental y Meridional (ESAF)
- París : Oficina Europea y del Atlántico Norte (EUR/NAT)
- Póngase en contacto con las Oficinas Regionales

Cada oficina regional es responsable de servir a los Estados contratantes ante los que está acreditada y de mantener enlace con los Estados no contratantes y otros territorios en las áreas de responsabilidad general, para el desempeño de lo siguiente:

1. **Funciones de Navegación** Aérea, incluyendo asistencia, agilización y seguimiento de
 - a) acción de los Estados para implementar planes regionales y procedimientos complementarios regionales; y
 - b) implementación de las normas, métodos recomendados y procedimientos de la OACI.
2. **Funciones de transporte** aéreo, incluidos los Estados y organizaciones internacionales de políticas y actividades de transporte aéreo de la OACI, y alentar a los Estados a presentar estadísticas, implementar el Anexo 9 sobre facilitación, enviar respuestas a los cuestionarios de estudios económicos y enviar datos para la revisión del Manual de aeropuerto y Tarifas para instalaciones de navegación aérea (Doc 7100).
3. **Órganos regionales**, cuando se establezcan, estrecha cooperación con los organismos regionales: Comisión Africana de Aviación Civil (AFCAC), Conferencia Europea de Aviación Civil (CEAC), Comisión Latinoamericana de Aviación Civil (LACAC) y coordinación de programas de trabajo interrelacionados para evitar la duplicación de esfuerzos y asegurar la armonía en el desarrollo del sistema de transporte aéreo internacional en su conjunto.



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA

4. **Funciones de cooperación técnica**, incluido el Programa Regional de Becas y asistencia en la investigación de solicitudes de becas; prestación de asesoramiento sobre programación, incluida la coordinación dentro de la región de las solicitudes de proyectos regionales; sesión informativa de los expertos en cooperación técnica recién contratados.
5. **Legal**, obteniendo copias actualizadas de las leyes y reglamentos aéreos, así como información sobre la legislación y los reglamentos aéreos contemplados, de los Estados contratantes; obtener, previa solicitud, información judicial relativa a asuntos aeronáuticos.
6. **Seguridad de la aviación**, alentando, ayudando, agilizando, monitoreando y dando seguimiento a todos los aspectos de la seguridad de la aviación de acuerdo con la política, las normas, los métodos recomendados y los procedimientos de la OACI.
7. **General**, informes sobre la implementación por parte de los Estados de las Resoluciones de la Asamblea y el Consejo con respecto a la seguridad de la aviación; informar sobre accidentes e incidentes de aviación para permitir la acción de seguimiento por parte de la OACI según sea necesario; la distribución de publicaciones y documentos de la OACI de conformidad con la política de la Sede; la celebración de reuniones en las oficinas regionales u otros lugares apropiados dentro de las áreas de responsabilidad general, la participación en entrevistas de prensa, televisión y radio y la impartición de conferencias sobre las actividades de la OACI; el seguimiento con los Estados Contratantes, según sea necesario, sobre el cobro de contribuciones y la asistencia a reuniones de otras organizaciones internacionales.



METEOROLOGÍA GENERAL

TUTORES: N. BENTANCOR – R. FREIRE – N. SANTAYANA



¿Qué es el Instituto Uruguayo de Meteorología?

El Instituto Uruguayo de Meteorología (Inumet) se crea el 25 de octubre de 2013. Es la autoridad meteorológica de la República Oriental del Uruguay y la autoridad meteorológica aeronáutica, en aplicación de la Convención de Aviación Civil Internacional (OACI).

Inumet tiene como finalidad prestar los servicios públicos meteorológicos y climatológicos, consistentes en observar, registrar y predecir el tiempo y el clima en el territorio nacional y zonas oceánicas adyacentes, y otros espacios de interés, de acuerdo a los convenios aplicables.

Su objetivo es contribuir a la seguridad de las personas y bienes y al desarrollo sostenible de la sociedad. A su vez, debe coordinar las actividades meteorológicas de cualquier naturaleza en el país, representar a la República Oriental del Uruguay ante los organismos internacionales en materia de meteorología, así como cumplir con las obligaciones asumidas por el país ante los mismos.

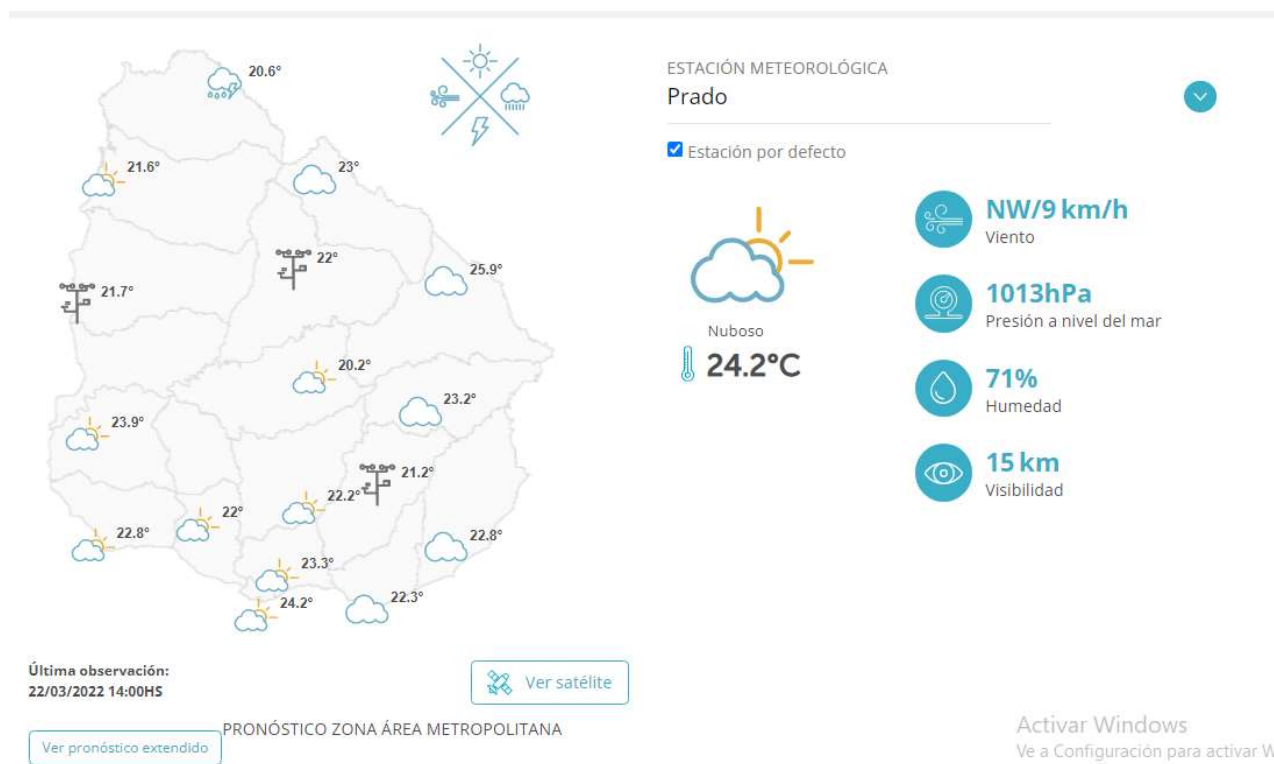
Misión

Prestar los servicios públicos meteorológicos y climatológicos, con el objeto de contribuir a la seguridad de las personas y sus bienes, al desarrollo sostenible de la sociedad y actuar como autoridad meteorológica en el territorio nacional, en su espacio aéreo y marítimo.

Coordinar las actividades meteorológicas de cualquier naturaleza en el país y representar a la República Oriental del Uruguay ante los organismos internacionales en la materia.

Visión

Ser el instituto técnico-científico de referencia en el país en materia de servicios meteorológicos y climáticos, que aporta conocimiento calificado en la materia a los distintos sectores del país.



Pronóstico

ZONA -
Noroeste



Martes 22	Temp. min 16°C máx 26°C	Miércoles 23	Temp. min 17°C máx 27°C	Jueves 24	Temp. min 17°C máx 26°C
<p>Tarde/Noche Nuboso y cubierto. Precipitaciones y tormentas. Neblinas y bancos de niebla. Viento: NE y N 10-30 km/h</p>		<p>Mañana Nuboso y cubierto. Precipitaciones y probables tormentas. Neblinas. Viento: NE y N 20-40 km/h.</p> <p>Tarde/Noche Nuboso y cubierto. Precipitaciones y tormentas aisladas. Viento: NE 10-30 km/h.</p>		<p>Mañana Cubierto a nuboso y algo nuboso. Precipitaciones y tormentas aisladas. Neblinas. Viento: N al W y SW 10-30 km/h.</p> <p>Tarde/Noche Algo nuboso y nuboso, períodos de cubierto. Probables precipitaciones aisladas. Viento: Sector W 10-30 km/h.</p>	

Productos aeronáuticos

SIGMET AIRMET METAR / SPECI TAF AIREP Aviso de aeródromo CIZ Gamet SWX Advisory

Claros

Avisos de condiciones meteorológicas adversas observadas o previstas para las aeronaves en ruta

Sigmat por turbulencia

WSUY31 SUMU	221600		
SUEO SIGMET	2	VALID	221600 / 222000
SUEO MONTEVIDEO FIR	SEV TURB FCST WI S3612 W05348 - S3429 W05756 - S3346 W05833 - S3011 W05745 - S3009 W05650 - S3206 W05340 - S3250 W05314 - S3515 W05239 - S3612 W05348 FL100/370 MON ESE 10KT NC=		



Características climáticas

A continuación se hace un análisis de las principales variables climáticas y su comportamiento sobre Uruguay.

Temp. media

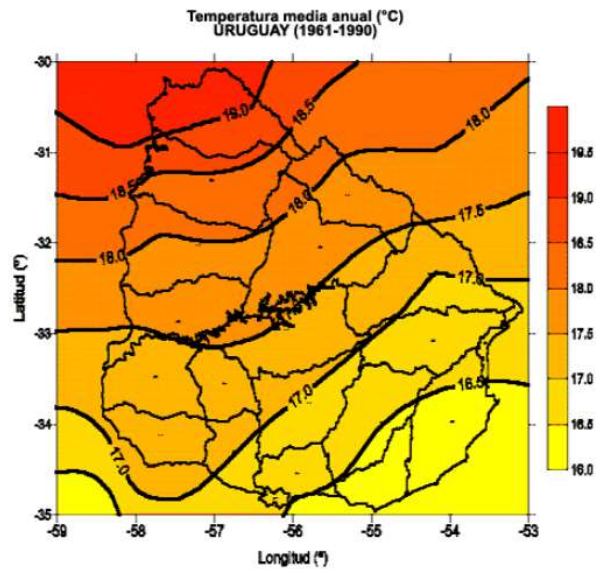
Precipitación acumulada media

Presión y vientos en superficie

Intensidad del viento media

Insolación media

La temperatura del aire se mide a 1.5 m sobre el nivel del suelo con césped corto., con un instrumento denominado termómetro, situado al abrigo de la radiación solar. El campo de temperaturas medias anuales sobre el País tiene una orientación general de suroeste a noreste, donde las temperaturas medias para todo el Uruguay son de 17.5°C, con una isoterma (línea de igual temperatura) media máxima de 19.0°C sobre Artigas y una media mínima de 16.0°C sobre la costa atlántica en Rocha.



Activar Windows
Ve a Configuración para activar Winc



El Sistema mundial integrado de sistemas de observación de la OMM (WIGOS)

Sistema Mundial Integrado de Sistemas de Observación de la OMM (WIGOS)

Es una de las principales prioridades de la OMM como nuevo marco general para todos los sistemas de observación de la OMM.

Los desafíos globales actuales exigen una actualización mundial significativa de las observaciones y predicciones basadas en el espacio y la superficie. En respuesta, WIGOS proporciona un enfoque nuevo e integrado que incorpora los avances científicos y técnicos más recientes.

El marco WIGOS promueve la integración de redes y el alcance de asociaciones, e involucra a los actores regionales y nacionales esenciales para la integración exitosa de estos sistemas. Estas asociaciones nacionales e internacionales del WIGOS permiten a los miembros de la OMM:

- crear capacidades de observación
- lograr una mejor cobertura nacional, regional y mundial
- mejorar la eficiencia económica.

WIGOS está mejorando nuestra comprensión del sistema terrestre mediante el apoyo de mejores productos y servicios meteorológicos y climáticos, y proporcionando muchas más observaciones mejoradas.

Plan operativo del WIGOS 2020-2023

Durante 2016-2019, WIGOS estuvo en fase preoperativa. En enero de 2020, WIGOS entró en pleno funcionamiento.

El enfoque principal en la fase operativa inicial es la implementación nacional del WIGOS, con el apoyo de los Centros Regionales del WIGOS (RWC), la implementación de la Red Básica Mundial de Observación (GBON) y las Redes Básicas Regionales de Observación (RBON).

En la fase operativa, se otorga alta prioridad a la asistencia a los Miembros de la OMM en el desarrollo y la implementación de planes nacionales del WIGOS, con especial énfasis en los países menos adelantados, los países en desarrollo sin litoral y los pequeños Estados insulares en desarrollo, donde las necesidades son mayores.

El Plan describe los objetivos y las principales actividades previstas para la parte inicial de la fase operativa del WIGOS, a partir del decimoctavo período

financiero de la OMM (2020-2023). El Plan se elaboró de conformidad con el Plan Estratégico (OMM-Nº 1225), la Resolución 37 (Cg-18) - la transición al estado operativo del Sistema Mundial Integrado de Sistemas de Observación de la OMM a partir de 2020, y la Resolución 38 (Cg-18) - Visión para el Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM en 2040, la Resolución 47 (Cg-18) - Observaciones oceánicas en apoyo de la predicción del sistema terrestre y el apoyo de la OMM a la Estrategia del Sistema Mundial de Observación de los Océanos para 2030 (incluido el Sistema de Observación del Pacífico Tropical para 2020), y la Resolución 50 (Cg-18) - Fase preoperacional de Global Cryosphere Watch.

El documento describe las capacidades operativas iniciales de WIGOS que estarán disponibles para 2020, y describe las principales actividades que se planean realizar a partir de 2020 para seguir desarrollando el sistema durante este próximo período. Las actividades se estructuran en seis áreas prioritarias principales, a saber:

- (1) Implementación nacional del WIGOS, incluido el desarrollo de la capacidad necesaria, acuerdos de asociación e integración de sistemas de observación para todas las áreas de aplicación;
- (2) Fomentar una cultura de cumplimiento de los reglamentos técnicos del WIGOS;
- (3) Implementación de la Red Básica Mundial de Observación y las Redes Regionales Básicas de Observación;
- (4) Despliegue operativo del Sistema de Monitoreo de Calidad de Datos WIGOS;
- (5) Implementación operativa de los centros regionales del WIGOS;
- (6) Mayor desarrollo de las bases de datos de análisis y revisión de la capacidad de los sistemas de observación (OSCAR).



El Sistema mundial integrado de sistemas de observación de la OMM (WIGOS)

Visión para WIGOS en 2040

La Visión para WIGOS en 2040 presenta un escenario probable de cómo pueden evolucionar los requisitos de datos de observación de los usuarios en los próximos 20 años, y una visión ambiciosa, pero técnica y económicamente factible, para un sistema de observación integrado que los satisfaga.

Proporciona objetivos de alto nivel para guiar la evolución del WIGOS en las próximas décadas. Anticipa un marco WIGOS completamente desarrollado e implementado que apoya todas las actividades de la OMM y sus Miembros dentro de las áreas generales del tiempo, el clima y el agua.

Nuestro país

El Plan Nacional de Implementación de WIGOS, es la formulación de un proyecto cuya finalidad esencial consiste en aumentar la cantidad de información meteorológica de calidad que permita integrar eficientemente al país en el Sistema Mundial Integrado de Sistemas de Observación de la OMM. El INUMET, como autoridad meteorológica de la República Oriental del Uruguay y como gestor del banco nacional de datos meteorológicos y climáticos (establecido en la Ley 19.158) oficiará como eje coordinador de acuerdos y políticas a nivel nacional.

Consideraciones del plan global de WIGOS

WIGOS es un marco normativo y técnico para integrar los sistemas de observación de la OMM y para facilitar la contribución de los sistemas de observación asociados que permitan la planificación y operaciones conjuntas. Las principales prioridades establecidas por la OMM para la implementación de la fase inicial 2020-2023 de WIGOS (algunas de las cuales ya están operativas) son las siguientes: - Implementar plan nacional de WIGOS, incluyendo capacitación, acuerdos de asociación e integración de sistemas de observación para todas las áreas de aplicación de la OMM; - Fomentar una cultura de cumplimiento de los reglamentos técnicos de WIGOS; - Poner en marcha redes regionales y globales de observación (RBON y GBON) - Hacer efectivo el sistema de monitoreo de calidad de datos WIGOS (WDQMS); - Poner en marcha los Centros Regionales del WIGOS (RWC); - Desarrollar de manera continua la base de datos OSCAR.

Consideraciones sobre el Plan Regional WIGOS de la Asociación Regional Tercera (AR III)

Los países sudamericanos aprobaron el Plan Regional WIGOS para la AR III, el cual establece la cooperación horizontal para mejorar la Red Básica de Observación Regional (RBON) y el intercambio de datos. Para garantizar la eficiencia del sistema y calidad de las observaciones, se decidió crear dos Centros Regionales (RWC) AR III WIGOS, uno en Brasil y otro en Argentina, distribuyendo funciones específicas y/o responsabilidades por áreas geográficas.

WIGOS en el contexto de la Estrategia Nacional de Observación

La red de observación de INUMET hasta ahora ha tenido una prioridad fundamental que ha sido la de contar con una base de datos climatológica. WIGOS ha proporcionado una excelente plataforma técnica y reguladora para ordenar, ampliar y modernizar las actividades de observación en todo el país, que incluyen:

- Desarrollar una estrategia nacional de observación, incluidas las componentes nacionales de RBON y GBON;
- Establecer la gobernanza nacional para WIGOS, incluyendo mecanismos de implementación y coordinación;
- Identificar y mitigar fallas críticas en los diversos componentes de los sistemas de observación a través de la ejecución de un proceso estructurado de definición de requisitos;
- Operar de manera continua y estandarizada las redes y sistemas nacionales de observación;
- Poner en funcionamiento el estándar de metadatos mediante el uso de la base de datos OSCAR / Surface de la OMM que debe mantenerse actualizado;
- Formar equipos de gestión y mantenimiento de redes de observación;
- Desarrollar acuerdos nacionales de asociación para la integración y difusión abierta de datos a todos los componentes de los sistemas de observación;
- Actuar sobre incidentes reportados por el WDQMS implementado;
- Implantar una política nacional para la distribución de identificadores para estaciones WIGOS (WSI).

Actualmente el Directorio de Inumet debe dar aprobación al Plan Nacional WIGOS presentado a Gerencia Técnica. En el mismo se establecen los objetivos y las acciones concretas a seguir para implementar WIGOS en Uruguay.



El Sistema mundial integrado de sistemas de observación de la OMM (WIGOS)

Links de interés:

<https://community.wmo.int/activity-areas/wigos>

https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=21716#.YjtZEupBzcs

<https://community.wmo.int/key-pubs>

https://repositorio.aemet.es/bitstream/20.500.11765/3769/1/BolOMM%2062_2-1.pdf