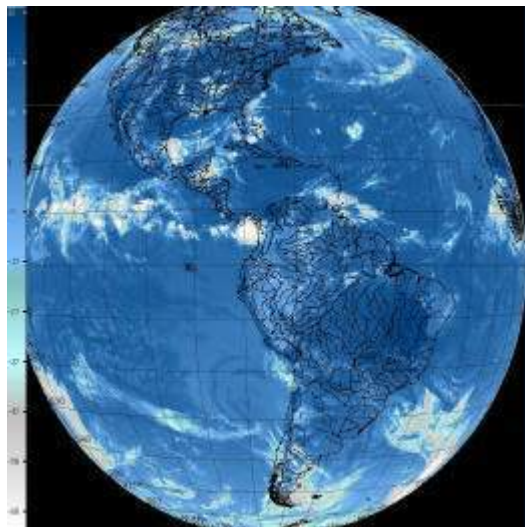


CAPITULO 1

LA TIERRA Y SU ATMÓSFERA

1. LA TIERRA EN EL ESPACIO:

La Tierra está dotada de dos movimientos principales estrechamente relacionados con el clima y sus variaciones: el de *traslación* y el de *rotación*. El primero es el recorrido que efectúa el planeta en torno al Sol, fuente de calor que regula todo el proceso climático terrestre. Y el segundo es el movimiento que ejecuta la Tierra sobre su eje imaginario que pasa por los polos, y que produce el día y la noche, con la consiguiente influencia en los procesos atmosféricos.



La órbita que describe la Tierra no es una circunferencia, sino una elipse ligeramente alargada, ocupando el Sol uno de los focos, aunque hay que reconocer que su excentricidad es muy pequeña. Cuando la tierra pasa por el punto más cercano al Sol, llamado perihelio (sucede en enero), se encuentra a 147,7 millones de kilómetros del mismo, mientras que cuando se halla en el punto más alejado, llamado afelio (sucede en julio), dista 152,2 millones de kilómetros. No obstante, por orden práctico, casi siempre se utiliza la distancia media, cuyo valor aproximado es de 149,5 millones de kilómetros. El tiempo que tarda la Tierra en completar ese recorrido da origen al año terrestre, que es de 365 días, 5 horas, 48 minutos y 45,975 segundos. Se le denomina año trópico y es la unidad fundamental del tiempo, comenzando las distintas estaciones en las mismas épocas de ese año.

El eje imaginario en torno del cual gira el globo terrestre no es perpendicular al plano de la órbita que describe alrededor del Sol, conocido como eclíptica, sino que está $23^{\circ} 27'$ inclinado con respecto al mismo. Se debe a esta inclinación la desigualdad de los días y las noches y la sucesión de las estaciones.

La inclinación del eje terrestre, unida a la excentricidad de la órbita y a la esfericidad del planeta, hace que la cantidad de luz y calor procedente del astro rey no

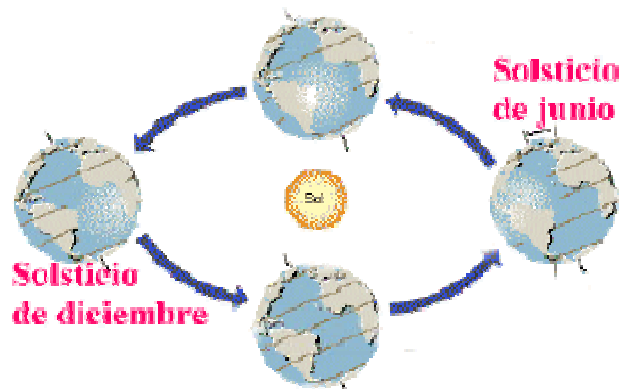
sea la misma en toda la superficie de la Tierra. Estas diferencias de iluminación y, por consiguiente, de calentamiento de la atmósfera y suelo terrestres, son causa de que experimente grandes oscilaciones la temperatura de cada región, país y continente, y de que varíen constantemente, a través del año, los fenómenos que dependen de la misma.

2. LAS ESTACIONES DEL AÑO

Las cuatro estaciones son: primavera, verano, otoño e invierno. Las dos primeras componen el medio año en que los días duran más que las noches, y las dos restantes forman el medio año en que las noches son más largas que los días. No son iguales ni las mismas para todos los países.

A causa de la inclinación del eje de rotación, estos fenómenos no se producen al mismo tiempo en el hemisferio Norte (Boreal) que en el hemisferio Sur (Austral), sino que están invertidos el uno con relación al otro. Y se comprende, pues mientras la Tierra se mueve en torno al Sol con el eje del Polo Norte inclinado hacia él, el del Polo Sur lo está en sentido contrario. En otras palabras, que las regiones del primero reciben más radiación solar que las del segundo. Más tarde se invierte este proceso y son las zonas del hemisferio Boreal las que reciben menos calor.

Cuando en un hemisferio es invierno, en el otro es verano; cuando en uno es primavera, en el otro es otoño; y así sucesivamente. Estas cuatro estaciones están determinadas por cuatro posiciones principales, opuestas dos a dos simétricamente, que ocupa la Tierra durante su recorrido en torno al astro rey. Reciben el nombre de *solsticios* y *equinoccios*.



Debido a la inclinación del eje terrestre, la altura del Sol en el invierno llega a $23^{\circ} 27'$ por debajo del Ecuador, y en el verano alcanza la misma, pero encima del Ecuador. Estos dos puntos del cielo se llaman solsticios. Al principio de la primavera y al principio del otoño, el Sol está en el Ecuador. Por esta razón los días y las noches son iguales, y esos puntos del cielo se llaman equinoccios.

Es importante señalar que en cada polo se ve el Sol durante medio año seguido, para reinar allí una noche ininterrumpida durante los seis meses siguientes. Durante el tiempo en que la luz establece su morada en el Polo Norte, las tinieblas

se aposentan en el Polo Sur, y recíprocamente. En los demás lugares de la Tierra, el Sol llega cada día a una altura diferente sobre el horizonte, y el día dura menos de doce horas durante medio año, y más de doce horas durante el resto. Sólo en el Ecuador terrestre los días y las noches son siempre de doce horas.

La primavera empieza en el equinoccio de primavera y termina en el solsticio de verano; éste principia en el solsticio de verano y finaliza en el equinoccio de otoño; éste comienza en el equinoccio de otoño y acaba en el solsticio de invierno; y el invierno se inicia en el solsticio de invierno y acaba en el equinoccio de primavera.

Estas cuatro estaciones, principalmente a causa de la excentricidad de la órbita terrestre, no tienen la misma duración, pues la Tierra recorre su trayectoria con velocidad variable, yendo más a prisa cuanto más cerca está del Sol y más despacio cuanto más alejado se halla. Por el mismo motivo, el rigor de cada estación no es el mismo para ambos hemisferios. Nuestro planeta está más cerca del Sol a principios de enero (perihelio) que a principios de julio (afelio), lo que hace que reciba un 7% más de calor en el primer mes del año que no a la mitad de él. Por este motivo, en conjunto, aparte otros factores, el invierno boreal es menos frío que el austral, y el verano austral es más caluroso que el boreal.

La duración de las estaciones para los dos hemisferios es la siguiente:

<i>ESTACION</i>	<i>HEMISFERIO NORTE</i>	<i>HEMISFERIO SUR</i>
VERANO	93,7 días	89 días
OTOÑO	89,6 "	92,9 "
INVIERNO	89 "	93,7 "
PRIMAVERA	92,9 "	89,6 "
<i>AÑO</i>	<i>365,2 días</i>	<i>365,2 días</i>

A causa de perturbaciones que experimenta la Tierra mientras gravita en torno al Sol, no pasa por los puntos solsticiales y equinocciales con rigurosa exactitud, lo que motiva que las diferentes estaciones no principien siempre en el mismo preciso momento. Como cosa práctica reseñamos las fechas que señalan generalmente el principio de las estaciones:

<i>INICIO DE ESTACION</i>	<i>HEMISFERIO NORTE</i>	<i>HEMISFERIO SUR</i>
20 ó 21 de marzo	PRIMAVERA	OTOÑO
21 ó 22 de junio	VERANO	INVIERNO
23 ó 24 de septiembre	OTOÑO	PRIMAVERA
21 ó 22 de diciembre	INVIERNO	VERANO

3. ZONAS CLIMATICAS Y CLASES DE CLIMAS:

En razón de la desigualdad de temperaturas ocasionada por los movimientos de rotación y traslación de nuestro planeta, así como a su esfericidad, excentricidad de órbita e inclinación del eje de rotación, la Tierra, con respecto al clima, ha sido

dividida en cinco zonas principales: una zona tórrida, dos zonas templadas y dos zonas glaciales.

Zonas tórridas.- Está comprendida entre los dos trópicos, o sea, entre los paralelos de 23° 27' de latitud terrestre, zona que registra las temperaturas más altas por tener siempre el Sol a gran altura y recibir sus rayos muy perpendicularmente.

Zonas templadas.- Están situadas a los dos lados de la zona tórrida (una en el hemisferio Norte y otra en el Sur) entre los trópicos de latitud 23° 27' Norte y Sur, y círculos polares a 66° 33' Norte y Sur. Durante una parte del año experimentan fuertes calores, por tener el Sol bastante alto, y durante la otra reina el frío, al estar el Sol más bajo con respecto al horizonte.

Zonas glaciales.- Comprenden las zonas a partir de las latitudes de 66° 33' Norte y Sur y los respectivos polos. Se conocen también por casquetes polares, ya que los hielos son permanentes. El frío es intenso durante todo el año a causa de la poca elevación del Sol sobre el horizonte y por las largas noches de invierno, que en algunos lugares duran casi seis meses.

Estas zonas, que están más en relación con la luz solar que reciben que en el clima que poseen, sirven de base a una más racional división de los climas terrestres que, en conjunto, son fenómenos atmosféricos característicos de determinadas zonas terrestres. Como el clima depende de diversos factores, como son la altitud, la temperatura, la presión atmosférica, los vientos, la humedad, la pluviosidad, etc., se han sugerido varias clasificaciones para su distribución. No obstante, la que ha tenido más aceptación ha sido la clasificación que atiende a la temperatura de acuerdo con la media anual, en los siguientes cuatro grupos principales:

CALIDOS más de 21° C	ECUATORIAL	LLuvias constantes. Propio de países del ecuador, como El Ecuador, Colombia, Kenia, Camerún, Venezuela, Indonesia, etc.
	TROPICAL	Epoca seca en invierno. Propio de países tropicales, como Méjico, Sahara, Mauritania, Egipto, Arabia Saudí, etc.
	MONZÓNICO	Verano lluvioso e invierno casi seco. Se da en el sur de Asia.
TEMPLADOS 10 y 20° C	SUBTROPICAL	LLlamado también mediterraneo, con invierno suave y verano caluroso. Sur de Italia y de España, Marruecos, norte de Argelia, etc.
	TEMPLADO-HÚMEDO	O oceánico, propio de las costas del Atlántico: Inglaterra, norte de España, norte de Francia, Países Bajos, norte de Bélgica, etc.
	CONTINENTAL	Propio del interior de los continentes, con un verano muy caluroso y un invierno muy frío. Corresponde a regiones centrales de Europa, Norteamérica y Sudamérica.
FRIOS inferior a 10° C	CONTINENTAL FRÍO	Invierno muy largo y seis o más meses con temperaturas inferiores a 6° C. Tiene verano. Es propio de Rusia, Noruega, Finlandia, Suecia, Canadá, sur de la Argentina, etc.
	POLAR	Sin verano. Propio de los círculos polares. Todo el año con temperaturas inferiores a 10° C., como Groenlandia, el Artico, la Antártica, etc.
DESERTICOS		Se caracterizan por su gran sequedad y sus alteraciones de temperatura, como ciertas regiones del Sájara, Arabia, Asia Central, etc.

Dentro de todos estos términos generales, cada país comprende, según su extensión, un conglomerado de pequeños climas, ya sea de acuerdo con la situación geográfica de sus diversas regiones, de su altitud, de su vegetación, o de sus estepas.

4. LA ATMOSFERA:

Capa gaseosa que envuelve algunos planetas y otros cuerpos celestes. La atmósfera terrestre consiste en una mezcla de gases (aire) formada por nitrógeno (78%), oxígeno (21%), gases inertes, hidrógeno, dióxido de carbono y vapor de agua. El conjunto adquiere una característica coloración azul debida a la dispersión de la luz solar por las moléculas del aire.

El estudio de la atmósfera, del que se puede considerar como iniciadores a Torricelli y Pascal, trata de determinar sus distintas características (presión, temperatura, humedad) y las variaciones que experimentan en las diferentes capas. La troposfera o capa inferior, en la que tienen lugar los llamados fenómenos meteorológicos, alcanza una altitud comprendida entre los 8km (en los polos) y los 18km (en el ecuador). Contiene el 70% del peso total de la atmósfera y en ella existe un gradiente de temperaturas del orden de 6,5° C/km.

El límite superior (tropopausa) da paso a la estratosfera, caracterizada por la ausencia de vapor de agua y una temperatura bastante homogénea (entre -55° C y -40° C); aquí el oxígeno se encuentra, en parte, en forma triatómica constituyendo la capa de ozono, de vital importancia por su función de absorción de las radiaciones ultravioleta, ya que, si llegaran directamente a la superficie terrestre, destruirían todo vestigio de vida en ella. Cerca del límite superior, la temperatura experimenta un aumento brusco y considerable hasta alcanzar los 10° C. Entre los 50 y 80km se halla la mesosfera, con temperaturas decrecientes hasta los -75°. En la termosfera se producen disociaciones moleculares que provocan temperaturas muy elevadas, de 1.000 a 1.500° C.

A partir de los 500km, y hasta una altura indeterminada, se halla la exosfera. En ella, la atmósfera se halla sumamente rarificada y abunda el hidrógeno ionizado, con lo cual hay una pérdida de partículas (protones y electrones) que escapan al espacio exterior, pérdida que se ve compensada por el aporte de partículas en forma de viento solar.

5. COMPOSICIÓN DE LA ATMÓSFERA:

La envoltura gaseosa de la Tierra no sirve solamente como un techo protector contra las radiaciones procedentes del Sol y de otros cuerpos celestes, sino que es la base de la vida terrestre, ya sea como fuente de oxígeno para el reino animal y de anhídrido carbónico para el vegetal, ya como fuente de agua potable o como fuerza de presión vital sobre el organismo animal.

También es la atmósfera la que regula la temperatura terrestre, igualando, aproximadamente, la del día con la de la noche. Ella es la que evita que existan grandes contrastes entre los dos períodos, como sucede con los astros que carecen

cobertura atmosférica, los cuales gozan de altas temperaturas cuando reciben la luz solar y llegan hasta 200° C. bajo cero con la llegada de las tinieblas. La luna es un ejemplo de ello.

Las capas de nuestro aire, cuyas alteraciones y fenómenos trata de controlar la ciencia meteorológica, contienen diversos elementos, los cuales varían según la altitud y condiciones reinantes en cada momento. No obstante, como base de estudio, ha quedado establecido que la composición química del aire seco a nivel del mar es la siguiente:

Nitrógeno	78,08 %
Oxígeno	20,95 %
Argón	0,93 %
Anhídrido carbónico	0,03 %
Neón	0,0018 %
Helio	0,0005 %
Criptón	0,0001 %
Hidrógeno	0,00006 %
Ozono	0,00004 %
Xenón	0,000008 %

En esta relación no está incluido el vapor de agua, ya que se halla en la atmósfera en cantidad muy variable, no llegando casi nunca al 0,0001 %. También existen vestigios de radón, óxido nitroso y metano, aunque son considerados más como residuos contaminantes que como elementos integrantes de la atmósfera tipo.

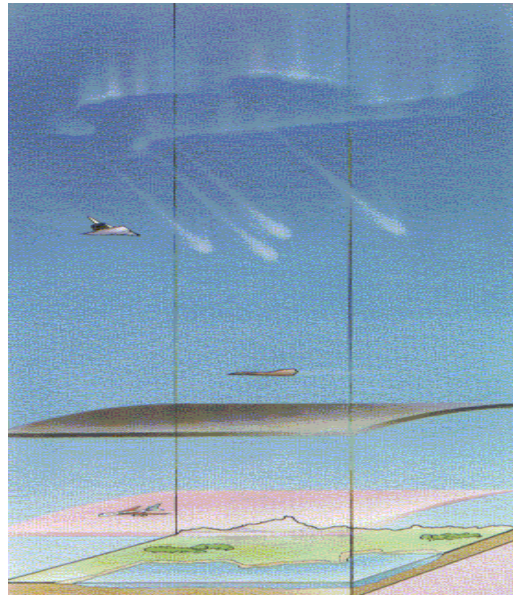
De todos los gases que componen el aire que nos rodea, el oxígeno es el más importante para la vida terrestre, como nadie ignora. Es vital para la respiración animal, ya que los tejidos no pueden utilizar otros gases como comburentes. El nitrógeno, por ejemplo, es asimilado a través de los alimentos, donde casi siempre está combinado con carbono, oxígeno e hidrógeno.

Como ya es sabido, el abastecimiento del oxígeno es mantenido por las plantas, que producen oxígeno durante su proceso de síntesis de alimentos. Parte de él lo emplean para sí mismas y el sobrante lo liberan en la atmósfera, donde queda a disposición de la respiración animal. Este ciclo se renueva continuamente, gracias a la luz solar.

Visto el valor de ese gas atmosférico, demos más importancia a esa ciencia llamada meteorología, cuya función no sólo radica en observar y analizar los fenómenos que en ella se producen, sino en vigilar y cuidar del mantenimiento vital de todo ese ciclo que, junto con los fenómenos meteorológicos que detallaremos más adelante, basados en el agua (otro producto base de la vida), son, en definitiva, la esencia del mundo que habitamos, de la única morada que tenemos y que hemos de cuidar para no perderla

6. ALTURA Y PRESION DE LA ATMOSFERA:

Esa masa de aire o envoltura gaseosa en cuyo fondo vivimos, tiene un peso, por lo que ejerce una presión sobre los objetos y las cosas. En realidad, es un inmenso océano de aire, en el que viven animales y plantas.



El peso total de la atmósfera es de unos 6.000 billones de toneladas. Sin embargo, ese peso apenas lo notamos. A nivel del mar nuestro cuerpo soporta una presión periférica de algo más de un kilo por cm^2 , pero esa presión sobre la piel se equilibra por la que ejerce hacia afuera el aire que entra en los pulmones y la sangre. A causa de esto no advertimos los 15.000 kilos que soportamos cada uno, más o menos.

La presión debida al peso del aire se denomina *presión atmosférica* y su unidad de medida es la atmósfera, que es la cantidad de peso que ejerce una columna de mercurio de 790 milímetros, a la latitud de 45° y al nivel del mar. Como es lógico, esta presión disminuye con la altitud, pues cuanto más alto está a un punto sobre el nivel del mar, menos capa de aire tiene encima. Pero esa disminución no se realiza en proporción aritmética, sino geométrica, es decir, rápidamente en las capas bajas y con lentitud en las altas. En las primeras disminuye a razón de un milímetro por cada 11 metro, aproximadamente. En las superiores lo hace más despacio.

Hemos de hacer resaltar que la presión atmosférica no es la misma siempre en un punto determinado, sino que sufre altibajos, pues la misma depende de diversos factores, entre ellos la temperatura y la humedad. Como el vapor de agua pesa menos que el aire, por ejemplo, si en un momento dado hay más vapor de agua en la atmósfera, habrá menos presión atmosférica. Para apreciar estas variaciones (que tienen gran influencia en los fenómenos atmosféricos), se utiliza el barómetro, un instrumento que, al mismo tiempo, podemos utilizar como altímetro.

Si tomamos un barómetro y subimos a una montaña, observaremos que si en la orilla del mar marcaba 760 milímetros, a los 115 metros de altura, indica 750, mientras que a los 230 metros señalará 740. Y si pudiéramos subir a los 5.000 metros, marcaría unos 400, mientras que a los 10.000 metros ya serían unos 200.

Con la altura no sólo disminuye la presión, sino también la densidad del aire, pues según una ley fundamental de los gases, la densidad de los mismos depende de la presión a que están sometidos. A unos 5.000 metros de altitud los pulmones ya no encuentran suficiente oxígeno para cumplir el ciclo respiratorio. Por ello, los escaladores y alpinistas de las altas cumbres han de llevar una provisión de oxígeno puro. Por igual motivo, los aviones que navegan a gran altitud mantienen en sus cabinas una composición y presión de aire semejante a la del nivel del mar.

Para nuestra vida, la presión atmosférica que soportamos es tan útil como el oxígeno que respiramos. Así como sin éste nos asfixiaríamos, sin la presión entraríamos en ebullición. Como es sabido, la ebullición de un líquido no es más que el punto en que sus vapores llegan a equilibrar y vencer el peso del aire que soportan. En una montaña a gran altitud, el agua está sometida a una presión menor y por lo tanto hierve a una temperatura más baja. Si los ocupantes de un avión que vuela a 10.000 metros no viajaran en una cabina hermética, con la presión conveniente, la sangre y los líquidos del cuerpo hervirían literalmente.

La atmósfera no termina a determinada altitud de una manera brusca, por lo que no se puede señalar una frontera definida de la misma. Antes de la Era Cósmica, se consideraba que el confín teórico de nuestra envoltura gaseosa se hallaba a unos 500 Km. de altitud, pero gracias a los satélites artificiales se ha puesto de manifiesto que se encuentran moléculas de gases atmosféricos hasta los 1.000 Km., que parece ser el límite superior de las auroras.

7. LAS CAPAS DE LA ATMOSFERA:

El océano de aire que nos rodea, para efectos prácticos y de estudio se ha dividido en diversas zonas o capas en relación con la altitud y sus funciones, según los científicos y países que las han establecido. De acuerdo con las últimas investigaciones realizadas, las principales capas de la atmósfera son:

<i>ALTURA</i>	<i>CAPAS</i>	<i>FENOMENOS</i>
De 1.000 km en adelante	EXOSFERA	Vacío casi absoluto. Zona de circulación de satélites geofísicos.
De 400 a 1.000 km.	MESOSFERA	Producción de iones. Transformación de los rayos cósmicos primarios en secundarios.
De 80 a 400 km.	IONOSFERA	Producción de iones. Capas electrizadas. Reflejan ondas radio. Auroras y bólidos.
De 25 a 80 km.	QUIMIOSFERA	Reacciones químicas. Presencia de capa de ozono. Filtro de la radiación ultravioleta.
De 10 a 25 km.	ESTRATOSFERA	Aire prácticamente en calma. Nubes irisadas.
De 0 a 10 km.	TROPOSFERA	Fenómenos meteorológicos: nubes, vientos, lluvia, etc.

La troposfera

Es la capa de aire que está en contacto con la superficie terrestre, por lo que es la más densa, pues se concentra en ella el 90 % del peso de la atmósfera. Sus características principales son las corrientes verticales debidas al calor, la variación vertical de la temperatura (0,6° C. por cada 100 metros de altitud), la moderación de las oscilaciones de temperatura a causa del día y la noche, y la formación de los fenómenos meteorológicos. Esta capa es, por tanto, la más importante para la meteorología, ya que es en ella donde se producen las nubes, las lluvias, las tormentas, los vientos, etc.

La altura de la troposfera es de más o menos 10 km, y su frontera con la capa superior se denomina tropopausa. No obstante, el confín de la troposfera no es muy conocido, especialmente en el hemisferio sur. En el Ecuador parece llegar a una altitud de 16 km, mientras que en los polos sólo llega a los 8 km.

La estratosfera

Encima de la tropopausa, pasada la región de los vientos helados, se encuentra la estratosfera, que llega hasta una altitud de alrededor los 25 km. Esta capa se halla constituida, en general, por estratos de aire con poco movimiento vertical, aunque sí lo tienen horizontal. En esta zona, el aire está casi siempre en perfecta calma y prácticamente no existe el *clima*, aunque algunas veces se encuentran unas ligeras nubes denominadas irisadas, por presentar sus bordes los colores del iris.

El límite de esta capa se llama estratopausa. Las antiguas nomenclaturas fijaban la altura de la estratosfera hasta los 80 km, pero los nuevos experimentos científicos determinan que esa capa finaliza a unos 25 km, en donde empieza la quimiosfera.

La quimiosfera

La razón de esta subdivisión moderna de la antigua estratosfera, obedece a que a partir de los 25 a 30 km de altitud la temperatura del aire comienza a aumentar debido a que los rayos ultravioleta del Sol, de gran intensidad a esa cota, transforman el oxígeno del aire en una variedad denominada ozono, que simultáneamente los absorbe y se calienta, o sea, que en esa capa se producen reacciones químicas. Se estima que la quimiosfera llega hasta unos 80 km de altitud, límite en que comienza la ionosfera.

La concentración máxima de ozono en la quimiosfera tiene lugar a unos 40 km de altitud y forma una especie de cinturón o faja protectora que se denomina ozonosfera. Esta faja, al producir la dispersión de la luz solar, hace que veamos el cielo de color azul, cuando es negro en realidad, como han comprobado los astronautas. Gracias a esta capa que absorbe gran cantidad de rayos ultravioleta, es posible la vida vegetal y animal en la superficie de la Tierra que, de otra manera, sería rápidamente aniquilada por esa radiación.

La ionosfera

Esta capa está muy enrarecida y compuesta, principalmente, por iones, o sea, por átomos que han ganado o perdido uno o más electrones, y que por lo tanto poseen una carga eléctrica. Puede considerarse que empieza a los 80 km y termina a los 400 km.

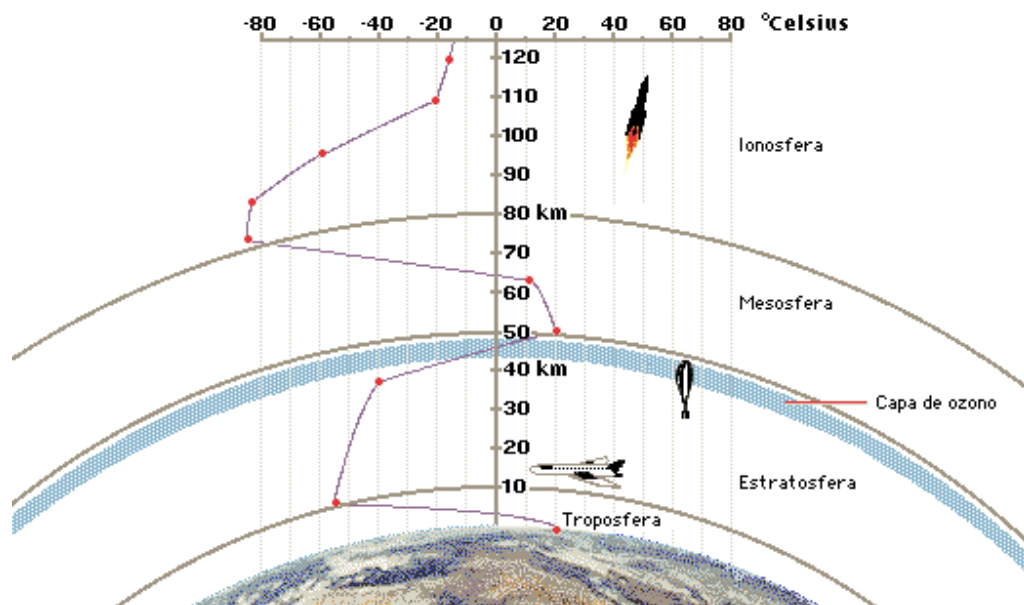
En esta capa se reflejan las ondas de radio, permitiendo las comunicaciones a gran distancia, al vencer la curvatura de la Tierra. En la ionosfera se producen auroras y se ven bólidos. De los 80 a 160 km de altitud existen gran cantidad de átomos de oxígeno e iones, mientras que de esa cota a los 400 km abunda el nitrógeno ionizado.

La mesosfera

Comienza a los 400 km y termina a los 1.000 km. Los gases enrarecidos son ionizados por la radiación cósmica procedentes del espacio exterior. Aquí es donde los rayos cósmicos primarios se transforman en rayos cósmicos secundarios.

La exosfera

Se encuentra a partir de los 1.000 km, y apenas existen moléculas de materia. Es la región que exploran los satélites artificiales y no tiene la menor influencia sobre los fenómenos meteorológicos.



CAPITULO 2

LA METEOROLOGIA

1. ¿QUÉ ES METEOROLOGÍA?

Es el estudio de los fenómenos atmosféricos y de los mecanismos que producen el tiempo, orientado a su predicción. Del griego, meteoros (alto), logos (tratado).

Los fenómenos atmosféricos o meteoros pueden ser:

Aéreos, como el viento, acuosos, como la lluvia, la nieve y el granizo, luminosos, como la aurora polar o el arco iris y eléctricos, como el rayo.

La presión, la temperatura y la humedad son los factores climáticos fundamentales en el estudio y predicción del tiempo. La temperatura, sometida a numerosas oscilaciones, se halla condicionada por la latitud y por la altura sobre el nivel del mar.

La presión atmosférica, variable también en el transcurso del día, es registrada en los mapas meteorológicos mediante el trazado de las isobaras o puntos de igual presión, que permiten identificar los centros de baja presión o borrascas, cuya evolución determina en gran parte el tiempo reinante.

La meteorología utiliza instrumentos esenciales, como el barómetro, el termómetro y el higrómetro, para determinar los valores absolutos, medios y extremos de los factores climáticos. Para el trazado de mapas y la elaboración de predicciones es fundamental la recogida coordinada de datos en amplias zonas, lo que se realiza con la ayuda de los satélites meteorológicos.

2. ELEMENTO METEOROLÓGICO:

Para estudiar la atmósfera nos valemos de lo que se conoce como elemento meteorológico y que se definen como aquella variable atmosférica o fenómeno (temperatura del aire, presión, viento, humedad, tormentas, nieblas, ciclones o anticiclones, etc.) que caracteriza el estado del tiempo en un lugar específico y en un tiempo dado.

3. ALGUNAS RAMAS DE LA METEOROLOGÍA:

Meteorología teórica.- se ocupa del estudio de los fenómenos meteorológicos a través de teorías científicas.

Meteorología física.- se interesa en el estudio de las propiedades físicas de la atmósfera.

Meteorología Dinámica.- estudia la atmósfera desde el punto de vista de las leyes dinámicas que gobiernan los sistemas meteorológicos.

Meteorología experimental.- estudia los fenómenos y procesos meteorológicos en laboratorios y campos de experimentación.

Meteorología aplicada.- en su aplicación a todas las actividades sociales, económicas y, en general, a todas las actividades humanas.

Meteorología Sinóptica.- se ocupa de los fenómenos atmosféricos sobre la base de análisis de cartas en la que previamente se han asentado observaciones sinópticas con el propósito de hacer un diagnóstico o un pronóstico de condiciones meteorológicas.

Meteorología Aeronáutica.- estudia el efecto que los fenómenos meteorológicos tienen sobre las aeronaves y todo lo concerniente a la aeronavegación.

Hidrometeorología. Rama de la Meteorología que se relaciona con Hidrología.

Meteorología Agrícola (Agrometeorología).- se ocupa del estudio del impacto de los fenómenos meteorológicos sobre todo lo que se relaciona con la agricultura.

Meteorología Marítima.- que consta a su vez de dos áreas:

- a) Meteorología oceánica.- estudia la interacción entre la atmósfera y el mar.
- b) Estrictamente Meteorología marítima.- se ocupa de suministrar servicios, desde el punto de vista meteorológico, a todas las actividades marinas.

Meteorología Medica.- Meteorología relacionada con la salud humana.

Micrometeorología.- estudia las condiciones meteorológicas a pequeña escala. Este tipo de estudio normalmente implica mediciones de parámetros meteorológicos y estudios cuidadosos de cerca de superficie en períodos cortos de tiempo.

Mesometeorología.- estudia las condiciones meteorológicas a escala media. El tamaño del área que cubren estos fenómenos es desde algunos km² hasta decenas de km².

Macrometeorología.- estudia las condiciones meteorológicas a gran escala. El área que ocupan estos fenómenos meteorológicos se relaciona con amplias regiones geográficas, tales como parte de un continente, un continente completo o, incluso, el planeta entero.

4. ESTACIONES METEOROLÓGICAS:

Las observaciones se realizan en lugares establecidos, donde es necesario contar con datos meteorológicos para una o varias finalidades, ya sea en tiempo real, en tiempo diferidos o ambos. Estos lugares deben reunir determinadas condiciones técnicas normalizadas y se los denomina "**estaciones meteorológicas**".

¿Cómo opera una estación meteorológica?

De acuerdo a lo establecido por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), las estaciones meteorológicas se clasifican de la siguiente manera:

SEGÚN SU FINALIDAD	CLASIFICACION
Sinóptica	Climatológica Agrícolas Especiales Aeronáuticas Satélites
De acuerdo a la magnitud de las observaciones	Principales Ordinarias Auxiliares o adicionales
Por le nivel de observación:	Superficie Altitud
Según el lugar de observación	Terrestre Aéreas Marítimas

Como se puede observar una estación meteorológica puede tener diferentes fines, dependiendo de los propósitos para los cuales fue instalada. La información se utiliza en varias aplicaciones u observaciones adicionales que le dan sus características. Por consiguiente, en una estación meteorológica pueden conjugarse dos o más categorías simultáneamente

5. OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS:

La observación meteorológica consiste en la medición y determinación de todos los elementos que en su conjunto representan las condiciones del estado de la atmósfera en un momento dado y en un determinado lugar utilizando instrumental adecuado.

Estas observaciones realizadas con métodos y en forma sistemática, uniforme, ininterrumpida y a horas establecidas, permiten conocer las

características y variaciones de los elementos atmosféricos, los cuales constituyen los datos básicos que utilizan los servicios meteorológicos, tanto en tiempo real como diferido.

Las observaciones deben hacerse, invariablemente, a las horas pre-establecidas y su ejecución tiene que efectuarse empleando el menor tiempo posible. Es de capital importancia que el observador preste preferente atención a estas dos indicaciones, dado que la falta de cumplimiento de las mismas da lugar, por la continua variación de los elementos que se están midiendo u observando, a la obtención de datos que, por ser tomados a distintas horas o por haberse demorado demasiado en efectuarlos, no sean sincrónicas con observaciones tomadas en otros lugares. La veracidad y exactitud de las observaciones es imprescindible, ya que de no darse esas condiciones se lesionan los intereses, no solo de la meteorología, sino de todas las actividades humanas que se sirven de ella. En este sentido, la responsabilidad del observador es mayor de lo que generalmente él mismo supone.

Observaciones sinópticas:

Son observaciones que se efectúan en forma horaria (horas fijas del día) remitiéndolas inmediatamente a un centro recolector de datos, mediante mensajes codificados, por la vía de comunicación más rápida disponible. Estas observaciones se utilizan para una multitud de fines meteorológicos, en general en tiempo real, es decir, de uso inmediato, y especialmente para la elaboración de mapas meteorológicos para realizar el correspondiente diagnóstico y formular los pronósticos del tiempo para las diferentes actividades.

Observaciones climatológicas:

Son observaciones que se efectúan para estudiar el clima, es decir, el conjunto fluctuante de las condiciones atmosféricas, caracterizados por los estados y las evaluaciones del tiempo en una porción determinada del espacio. Estas observaciones difieren muy poco de las sinópticas en su contenido y se realizan también a horas fijas, tres o cuatro veces al día (por lo menos) y se complementan con registros continuos diarios o semanales, mediante instrumentos registradores

Observaciones aeronáuticas:

Se trata de observaciones especiales que se efectúan en las estaciones meteorológicas instaladas en los aeródromos, esencialmente para satisfacer las necesidades de la aeronáutica, aunque comúnmente se hacen también observaciones sinópticas. Estas observaciones se comunican a otros aeródromos y, frecuentemente, a los aviones en el vuelo, pero en los momentos de despegue y aterrizaje, el piloto necesita algunos elementos esenciales de la atmósfera, como el tiempo presente, dirección y velocidad del viento, visibilidad, altura de las nubes bajas, reglaje altimétrico, etc., para seguridad de la nave, tripulación y pasajeros

Observaciones marítimas:

Son observaciones que se realizan sobre buques fijos, móviles, boyas ancladas y a la deriva. Estas dos últimas son del tipo automático. Estas observaciones constituyen una fuente vital de datos y son casi únicas observaciones de superficie fiables procedentes de los océanos, que representan más de los dos tercios de la superficie total del globo. Esas observaciones se efectúan en base a un plan, según el cual se imparte una formación a determinados observadores seleccionados entre las tripulaciones de las flotas de buques, especialmente mercantes, para que puedan hacer observaciones sinópticas durante el viaje y transmitir las a las estaciones costeras de radio.

Observaciones agrícolas:

Son observaciones que se hacen de los elementos físicos y biológicos del medio ambiente, para determinar la relación entre el tiempo y la vida de plantas y animales. Con estas observaciones, se trata de investigar la acción mutua que se ejerce entre los factores meteorológicos e hidrológicos, por una parte, y la agricultura en su más amplio sentido, por otra. Su objeto es detectar y definir dichos efectos para aplicar después los conocimientos que se tienen de la atmósfera a los aspectos prácticos de la agricultura. Al mismo tiempo se trata de disponer de datos cuantitativos, para las actividades de planificación, predicción e investigación agrometeorológicas y para satisfacer, plenamente, la función de ayuda a los agricultores, para hacer frente a la creciente demanda mundial de alimentos y de productos secundarios de agrícola.

Observaciones de la precipitación:

Son observaciones relativas a la frecuencia, intensidad y cantidad de precipitación, ya sea en forma de lluvia, llovizna, aguanieve, nieve o granizo y constituyen elementos esenciales de diferentes tipos de observaciones. Dada la gran variabilidad de las precipitaciones tanto desde el punto de vista espacial como temporal se debe contar con un gran número de estaciones suplementarias de observación de la precipitación

Observaciones de altitud:

Son observaciones de la presión atmosférica, temperatura, humedad y viento que se efectúan a varios niveles de la atmósfera, llegándose generalmente hasta altitudes de 16 a 20 km. y, muchas veces, a más de 30 km. Estas mediciones se hacen lanzando radiosondas, que son elevadas al espacio por medio de globos inflados con gas más liviano que el aire y, a medida que van subiendo, transmiten señales radioeléctricas, mediante un radiotransmisor miniaturizado, que son captadas en tierra por receptores adecuados y luego procesadas para convertirlas en unidades meteorológicas.

La observación de la dirección y velocidad del viento puede efectuarse con la misma radiosonda, haciendo uso del "Sistema de Posicionamiento Global (GPS)" y recibiendo los datos, en tierra, mediante radioteodolitos siguiendo la trayectoria de un globo inflado con gas helio o hidrógeno, mediante un teodolito óptico o, para mayor altura, radar aerológico.

Otras observaciones:

Entre las mismas, figuran las observaciones efectuadas a partir de las aeronaves en vuelo y diversos tipos de observaciones especiales, tales como las que se refieren a la radiación, al ozono, a la contaminación, hidrológicas, evaporimétricas, temperatura y humedad del aire a diversos niveles hasta 10 m. de altura y del suelo y subsuelo.

Horas que se realizan las observaciones:

La hora observacional depende del tipo, finalidad y uso de cada observación.

Es importante que las observaciones sean sincrónicas y continuadas durante varios años, para que puedan utilizarse en cualquier estudio o investigación. Para determinado tipo de observaciones, en especial las sinópticas, la OMM ha establecido horas fijas, en tiempo universal coordinado (UTC).

Las horas principales, para efectuar observaciones sinópticas de superficie son: 00:00 - 06:00 - 12:00 - 18:00 UTC a las horas sinópticas intermedias son: 03:00 - 09:00 - 15:00 - 21:00 UTC.

Las horas fijas para la observación sinóptica en altitud son: 00:00 - 12:00 UTC.

Las observaciones aeronáuticas se realizan en forma horaria, las de despegue y aterrizaje en el momento mismo en que el piloto efectúa dichas operaciones, y en vuelo en cualquier momento.

CAPITULO 3

LA TEMPERATURA

1. CONCEPTO:

La temperatura de un cuerpo indica en qué dirección se desplazará el calor al poner en contacto dos cuerpos que se encuentran a temperaturas distintas, ya que éste pasa siempre del cuerpo cuya temperatura es superior al que tiene la temperatura más baja; el proceso continúa hasta que las temperaturas de ambos se igualan.

2. ESCALAS TERMOMETRICAS:

Las escalas de temperatura más comúnmente usadas son dos: **Celsius** y **Fahrenheit**. Con fines de aplicaciones físicas o en la experimentación, es posible hacer uso de una tercera escala llamada **Kelvin** o absoluta. La escala **Celsius** es la más difundida en el mundo y se la emplea para mediciones de rutina, en superficie y en altura.

La escala **Fahrenheit** se usa en algunos países con el mismo fin, pero para temperaturas relativamente bajas continúa siendo de valores positivos. Se aclarará este concepto cuando se expongan las diferencias entre ambas escalas. Tradicionalmente, se eligieron como temperaturas de referencia, para ambas escalas los puntos de fusión del hielo puro (como 0° C ó 32° F) y de ebullición del agua pura, a nivel del mar (como 100° C o 212° F).

Como puede verse, la diferencia entre estos dos valores extremos es de 100° C y 180° F, respectivamente en las dos escalas.

Por otro lado, la relación o cociente entre ambas escalas es de 100/180, es decir 5/9. Asimismo una temperatura de 0° F es 32° F más fría que una de 0° C, esto permite comparar diferentes temperaturas entre una y otra escala. Un algoritmo sencillo hace posible pasar de un valor de temperatura, en una escala, a unos en la otra y viceversa, o sea:

$$0^{\circ}\text{C} = 5/9 \text{ }^{\circ}\text{F} - 32 \quad \text{y} \quad 0^{\circ}\text{F} = 9/5 \text{ }^{\circ}\text{C} + 32$$

La escala absoluta o **Kelvin** es llamada así por ser éste su creador. El límite teórico inferior de la misma no se puede alcanzar interpretándose los °K como el estado energético más bajo que pueden llegar a alcanzar las moléculas de la materia. En los laboratorios de bajas temperaturas se han alcanzado valores muy bajos, cercanos a -273.16° C, mediante la congelación del hielo o del hidrógeno, que son los gases de menor peso molecular (es decir los más livianos). Por lo tanto se define como:

$$273.16 \text{ K} = 0^{\circ}\text{C}$$

3. CALOR Y TEMPERATURA:

El calor equivale a la energía calorífica que contienen los cuerpos la temperatura es la medida del contenido de calor de un cuerpo.

Mediante el contacto de la epidermis con un objeto se perciben sensaciones de frío o de calor, siendo está muy caliente. Los conceptos de calor y frío son totalmente relativos y sólo se pueden establecer con la relación a un cuerpo de referencia como, por ejemplo, la mano del hombre.

Lo que se percibe con más precisión es la temperatura del objeto o, más exactamente todavía, la diferencia entre la temperatura del mismo y la de la mano que la toca. Ahora bien, aunque la sensación experimentada sea tanto más intensa cuanto más elevada sea la temperatura, se trata sólo una apreciación muy poco exacta que no puede considerarse como medida de temperatura. Para efectuar esta última se utilizan otras propiedades del calor, como la dilatación, cuyos efectos son susceptibles.

La dilatación es, por consiguiente, una primera propiedad térmica de los cuerpos, que permite llegar a la noción de la temperatura.

La segunda magnitud fundamental es la *cantidad de calor* que se supone reciben o ceden los cuerpos al calentarse o al enfriarse, respectivamente.

La cantidad de calor que hay que proporcionar a un cuerpo para que su temperatura aumente en un número de unidades determinado es tanto mayor cuanto más elevada es la masa de dicho cuerpo y es proporcional a lo que se denomina *calor específico* de la sustancia de que está constituido.

Cuando se calienta un cuerpo en uno de sus puntos, el calor se propaga a los que son próximos y la diferencia de temperatura entre el punto calentado directamente y otro situado a cierta distancia es tanto menor cuando mejor conductor del calor es dicho cuerpo. Si la *conductabilidad térmica* de un cuerpo es pequeña, la transmisión del calor se manifiesta por un descenso rápido de la temperatura entre el punto calentado y otro próximo. Así sucede con el vidrio, la porcelana, el caucho, etc. En el caso contrario, por ejemplo con metales como el cobre y la plata, la conductabilidad térmica es muy grande y la disminución de temperatura entre un punto calentado y el otro próximo es muy reducida.

Se desprende de lo anterior que el estudio del calor sólo puede hacerse después de haber definido de una manera exacta los dos términos relativos al propio calor, es decir, la temperatura, que se expresa en *grados*, y la cantidad de calor, que se expresa en *calorías*.

4. RADIACION Y TEMPERATURA:

La superficie terrestre recibe energía proveniente del Sol, en forma de radiación solar emitida en onda corta. A su vez, la Tierra, con su propia atmósfera,

refleja alrededor del 55% de la radiación incidente y absorbe el 45% restante, convirtiéndose, ese porcentaje en calor.

Por otra parte, la tierra irradia energía, en onda larga, conocida como **radiación terrestre**. Por lo tanto, el calor ganado de la radiación incidente debe ser igual al calor perdido mediante la radiación terrestre; de otra forma la tierra se iría tornando, progresivamente, más caliente o más fría. Sin embargo, este balance se establece en promedio; pero regional o localmente se producen situaciones de desbalance cuyas consecuencias son las variaciones de temperatura.

5. VARIACIONES DE TEMPERATURA:

La cantidad de energía solar recibida, en cualquier región del planeta, varía con la hora del día, con la estación del año y con la latitud.

Estas diferencias de radiación originan las variaciones de temperatura. Por otro lado, la temperatura puede variar debido a la distribución de distintos tipos de superficies y en función de la altura.

Ejercen influencia sobre la temperatura:

La variación diurna, distribución latitudinal, variación estacional, tipos de superficie terrestre y la variación con la altura.

Variación diurna:

Se define como el cambio en la temperatura, entre el día y la noche, producido por la rotación de la tierra.

Variación de la temperatura con la latitud:

En este caso se produce una distribución natural de la temperatura sobre la esfera terrestre, debido a que el ángulo de incidencia de los rayos solares varía con la latitud geográfica.

Variación estacional:

Esta característica de la temperatura se debe al hecho que la Tierra circunda al Sol, en su órbita, una vez al año, dando lugar a las cuatro estaciones: verano, otoño, invierno y primavera.

Como se sabe, el eje de rotación de la Tierra está inclinado con respecto al plano de su órbita; entonces el ángulo de incidencia de los rayos solares varía, estacionalmente, en forma diferente para ambos hemisferios.

Es decir, el Hemisferio Norte es más cálido que el Hemisferio Sur durante los meses de junio, julio y agosto, porque recibe más energía solar.

Recíprocamente, durante los meses de diciembre, enero y febrero, el Hemisferio Sur recibe más energía solar que el similar del Norte y, por lo tanto, se torna más cálido.

Variaciones con los tipos de superficie terrestre:

La distribución de continentes y océanos produce un efecto muy importante en la variación de temperatura.

Al establecerse diferentes capacidades de absorción y emisión de radiación entre tierra y agua (capacidad calorífica), podemos decir que las variaciones de temperatura sobre las áreas de agua experimentan menores amplitudes que sobre las sólidas.

Sobre los continentes, se debe resaltar el hecho de que existen diferentes tipos de suelos en cuanto a sus características: desérticos, selváticos, cubiertos de nieve, etc. Tal es así que, por ejemplo, suelos muy húmedos, como pantanos o ciénagas, actúan en forma similar a las superficies de agua, atenuando considerablemente las variaciones de temperatura.

También la vegetación espesa tiende a atenuar los cambios de temperatura, debido a que contiene bastante agua, actuando como un aislante para la transferencia de calor entre la Tierra y la atmósfera.

Por otro lado, las regiones desérticas o áridas permiten grandes variaciones en la temperatura. Esta influencia climática tiene a su vez su propia variación diurna y estacional.

Como ejemplo ilustrativo de este hecho podemos citar que una diferencia entre las temperaturas máximas y mínimas puede ser de 10°C, o menos, sobre agua, o suelos pantanosos o inundados, mientras que diferencias de hasta 40°C, o más, son posibles sobre suelos rocosos o desiertos de arena.

En la Meseta Siberiana, al Norte de Asia, la temperatura promedio en julio es de alrededor de 10°C y el promedio en enero alrededor de -40°C; es decir, una amplitud estacional de alrededor de 50°C.

El viento es un factor muy importante en la variación de la temperatura. Por ejemplo, en áreas donde los vientos proceden predominantemente de zonas húmedas u oceánicas, la amplitud de temperatura es generalmente pequeña; por otro lado, se observan cambios pronunciados cuando los vientos prevalecientes soplan de regiones áridas, desérticas o continentales.

Como caso interesante, se puede citar que en muchas islas, la temperatura permanece aproximadamente constante durante todo el año.

Variaciones con la altura:

A través de la primera parte de la atmósfera, llamada troposfera, la temperatura decrece normalmente con la altura.

Este decrecimiento de la temperatura con la altura recibe la denominación de **Gradiente Vertical de Temperatura**, definido como un cociente entre la variación de la temperatura y la variación de altura , entre dos niveles.

En la troposfera el G.V.T. medio es de aproximadamente $6.5^{\circ} \text{ C} / 1000 \text{ m}$. Sin embargo a menudo se registra un aumento de temperatura, con la altura, en determinadas capas de la atmósfera.

A este incremento de la temperatura con la altura se la denomina **inversión de temperatura**.

Una inversión de temperatura se puede desarrollar a menudo en las capas de la atmósfera que están en contacto con la superficie terrestre, durante noches despejadas y frías, y en condiciones de calma o de vientos muy suaves. Superada esta capa de inversión térmica, la temperatura comienza a disminuir nuevamente con la altura, restableciéndose las condiciones normales en la troposfera.

Puede ocurrir que se produzcan inversiones térmicas, en distintos niveles de altura de la troposfera inferior o media. Esto se debe, fundamentalmente, al ingreso de aire caliente en algunas capas determinadas, debido a la presencia de alguna zona frontal.

En términos generales, la temperatura decrece a lo largo de toda la troposfera, hasta alcanzar la región llamada estratosfera (variable con la latitud y la época del año), donde la temperatura no decrece si no que permanece aproximadamente constante o, inclusive, aumenta con la altura.

La zona de transición entre la troposfera y la estratosfera recibe el nombre de **tropopausa**.

6. MEDICION DE LA TEMPERATURA DEL AIRE:

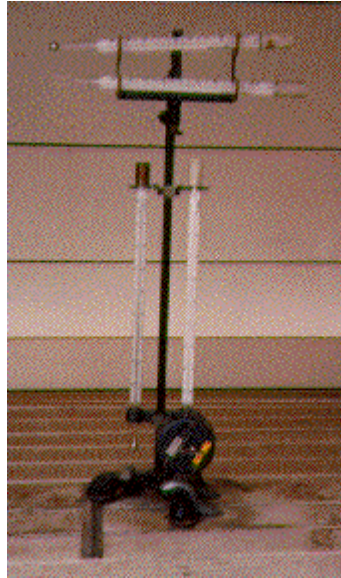
El instrumento utilizado para medir temperaturas se llama termómetro. Existen varios tipos de termómetros, cuya construcción varía según el uso a que se destinan y su modo de utilización.

Todos los termómetros miden la temperatura y sus variaciones aprovechando el efecto producido por el calor sobre un cuerpo. Generalmente se utiliza la dilatación que acompaña a un incremento de calor. La dilatación del mercurio contenido en un tubo cerrado de vidrio, constituye el fundamento del termómetro científico más común. Algunas veces se utiliza alcohol en lugar de mercurio.

En meteorología, las temperaturas que mayormente se miden son las siguientes:

Temperatura del aire o ambiente.- es la temperatura del aire registrada en el instante de la lectura.

Punto de rocío (Temperatura de punto de rocío).- es la temperatura a la cuál el aire alcanza la saturación, es decir se condensa. Esta temperatura es medido por medio del **Psicrómetro**, Instrumento consistente en un termómetro de bulbo seco y uno de bulbo húmedo, que se utiliza para medir el contenido de vapor de agua en el aire.



Temperatura Máxima.- es la mayor temperatura registrada en un día, y que se presenta entre las 14:00 y las 16:00 horas.

Temperatura Mínima.- es la menor temperatura registrada en un día, y se puede observar en entre las 06:00 y las 08:00 horas.

CAPITULO 4

LA PRESION ATMOSFERICA

1. DEFINICION:

En física la presión está definida como al cociente entre la acción de una fuerza sobre la unidad de superficie.

$$P = F/S$$

Por lo tanto, la presión atmosférica es numéricamente igual al peso de una columna de aire que tiene como base la unidad de superficie y como altura la de la atmósfera.

2. UNIDAD DE PRESION:

Desde el punto de vista histórico, la primera unidad empleada para medir la presión atmosférica fue el "milímetro de mercurio" (mm Hg), en razón de la conocida capacidad de una columna de mercurio, de unos 760 mm, consistente en lograr equilibrar la referida presión. Dicha propiedad era muy utilizada en la construcción de los primeros barómetros, de modo que el mm Hg resultaba una unidad de medida sumamente intuitiva.

En la industria también ha sido usada la "atmósfera técnica" (at), definida como la presión debida a la acción de un kilogramo fuerza (kgf) sobre una superficie de un centímetro cuadrado. Recordemos que 1 kgf corresponde a la fuerza de gravedad actuando sobre una masa de 1 kg, es decir, aproximadamente 9,81 newtons (N). La "atmósfera técnica" no debe confundirse con la "atmósfera normal" o "atmósfera física" (atm), definida como la presión debida a una columna de mercurio de (exactamente) 760 mm, bajo condiciones predeterminadas. La equivalencia es 1 atm. = 1,033at.

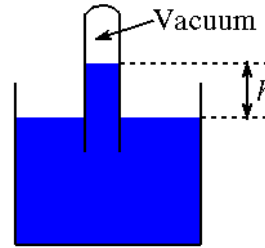
Se debe mencionar que existen unidades análogas en los países de habla inglesa, donde resultan de uso frecuente las "pulgadas de mercurio" (Hg) y las "libras por pulgada cuadrada" (psi). Estas últimas todavía se utilizan en nuestro país, para medir la presión de los neumáticos en los vehículos.

Posteriormente, se generalizó el empleo del sistema CGS, basado en el centímetro, el gramo y el segundo. Por tal motivo, la elección lógica era la "**baria**", correspondiente a una fuerza de una dina actuando sobre una superficie de un centímetro cuadrado. Sin embargo, como la baria resultaba demasiado pequeña para los fines prácticos, se decidió adoptar una unidad un millón de veces mayor: el "**bar**" (1 bar = 1.000.000 barias). En el campo específico de la meteorología, se hizo común el uso de la milésima de bar, el "**milibar**" (mb).

Barometer

$$P = P_{\alpha} + \rho g h$$
$$P = \rho g h$$

absolute pressure



$$\text{water } (\rho = 1000 \text{ kg/m}^3) : h = \frac{P_{\alpha}}{\rho g} = \frac{1.013 \times 10^5 \text{ Pa}}{10^3 \text{ kg/m}^3 \cdot 9.8 \text{ m/s}^2} = 10.3 \text{ m}$$

$$\text{mercury } (\rho = 13.6 \rho_{\text{H}_2\text{O}}) : h = 0.76 \text{ m}$$

$$1 \text{ Torr} = 1 \text{ mm Hg (common lab unit)}$$

En la actualidad, la comunidad científica internacional ha adoptado el Sistema Internacional (SI), cuyas unidades fundamentales son el metro, el kilogramo y el segundo. Para este sistema la unidad de presión es el newton por metro cuadrado, denominado "**pascal**" (PA). Debido a que es una unidad muy pequeña y a efectos de facilitar la transición de un sistema a otro, se ha optado por expresar la presión atmosférica en "**hectopascales**" (hPA), es decir, en centenares de pascales. El **hectopascal es idéntico al milibar** (1 hPA = 1mb), de modo que no requiere mayor esfuerzo admitir dicho cambio en la denominación.

Tanto la Organización Meteorológica Mundial (1982) como la Organización de Aviación Civil Internacional (1985) han abandonado ya, definitivamente, el uso del milibar, adoptando en su lugar el **hectopascal** como unidad de base para la medida de la presión atmosférica.

3. MEDICION DE LA PRESION:

El **barómetro** de mercurio es un instrumento utilizado para medir la presión atmosférica. La palabra barómetro viene del Griego donde:

$$\text{Báros} = \text{Presión} \quad \text{y} \quad \text{Métron} = \text{Medida}$$

El primer Barómetro lo ideó **Evangelista Torricelli** cuando trataba de explicar que las bombas aspirantes no pueden hacer subir el agua más allá de cierta altura.

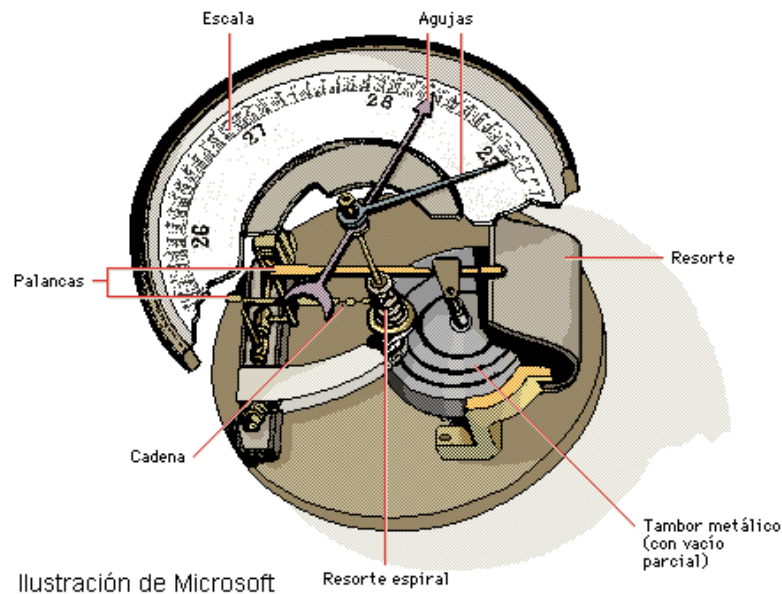
El barómetro de **Fortin** se compone de un tubo Torricelliano que se introduce en el mercurio contenido en una cubeta de vidrio en forma tubular, provista de una base de piel de gamo cuya forma puede ser modificada por medio de un tornillo que se apoya en su centro y que, oportunamente girado, lleva el nivel del mercurio del cilindro a rozar la punta de un pequeño cono de marfil. Así se mantiene un nivel fijo.

El barómetro está totalmente recubierto de latón, salvo dos ranuras verticales junto al tubo que permiten ver el nivel de mercurio. En la ranura frontal hay una graduación en milímetros y un nonius para la lectura de décimas de milímetros. En la posterior hay un pequeño espejo para facilitar la visibilidad del nivel. Al barómetro va

unido un termómetro. Los barómetros Fortin se usan en laboratorios científicos para las medidas de alta precisión, y las lecturas deben ser corregidas teniendo en cuenta todos los factores que puedan influir sobre las mismas, tales como la temperatura del ambiente, la aceleración de gravedad de lugar, la tensión de vapor del mercurio, etc.

Con vistas a la difusión de los barómetros para mediciones de altura y para la previsión del tiempo se han ideado unos barómetros metálicos más manejables y económicos que el de Fortin, son los llamados **aneroides y holostéricos**, si bien son menos precisos. El primero está formado por un tubo de sección elíptica doblado en forma de aro, en el que se ha obtenido una alta rarefacción. El tubo doblado queda fijo en un punto y la extremidad de los semicírculos así obtenidos es móvil. Con el aumento de la presión atmosférica, el tubo tiende a cerrarse; en el caso contrario tiende a abrirse. La extremidad de los semicírculos está unida a los extremos de una barrita que gira sobre su centro; ésta, a través de un juego de engranajes y palancas, hace mover un índice.

El barómetro metálico holostérico está formado por un recipiente aplanado, de superficies onduladas en el que se ha logrado una intensa rarefacción antes de cerrarlo; en una de las caras se apoya un resorte que, con las variaciones de presión atmosférica, hace mover un índice por medio de un juego de palancas.



4. VARIACION DE LA PRESION CON LA ALTURA:

A medida que uno asciende la presión atmosférica decrece. En capas bajas cerca de la superficie la disminución de la presión con la altura es de aproximadamente 1hPa cada 8m. Esta relación va disminuyendo a medida que la altura aumenta

Ejemplo de la variación de presión con la altura

H[m]	P[mm]	T[°C]	HUMEDAD RELATIIVA	
20000	41.4			ESTRATOSFERA
18000	56.6	-55.0		
16000	77.5	-55.0		
14000	106.0	-55.0		
12000	145.0	-55.0		
10000	198.2	-50.0		
8000	266.9	-37.0		
6000	353.8	-24.0	5%	
5000	405.1	-17.5	10%	
4000	462.3	-11.0	20%	
3000	525.8	-4.5	30%	
2000	596.2	2.0	40%	
1500	634.2	5.2		
1000	674.1	8.5	60%	
500	716.0	11.8		
0	760.0	15.0	80%	

CAPITULO 5

EL AGUA EN LA ATMOSFERA

1. VAPOR DE AGUA:

La atmósfera terrestre contiene cantidades variables de agua en forma de vapor. La mayor parte se encuentra en los cinco primeros kilómetros del aire, dentro de la troposfera, y procede de diversas fuentes terrestres gracias al fenómeno de la evaporación. el cual es ayudado por el calor solar y la temperatura propia de la Tierra. La evaporación es el paso de una sustancia líquida al estado de vapor. Este proceso se realiza solamente en la superficie del líquido y a cualquier temperatura aunque, en igualdad de condiciones, este fenómeno es acelerado cuanto mayor es la temperatura reinante.

El vapor de agua que se encuentra en la atmósfera proviene, principalmente, de la evaporación de los mares. Este proceso es facilitado por las olas que se abaten contra las rocas y acantilados de las costas, pulverizándose el agua y elevándose en el aire minúsculas gotas que, al evaporarse, dejan en libertad microscópicos núcleos de sal, los cuales flotan constantemente en la atmósfera y contribuyen a la formación de las precipitaciones.

2. LA EVAPORACIÓN:

Este proceso presenta dos aspectos: el físico y el fisiológico. El primero es el que se conoce mejor y tiene lugar en todos los puntos en que el agua está en contacto con el aire no saturado, sobre todo en las grandes superficies líquidas: mares, lagos, pantanos, estanques, charcas y ríos. Por su parte, la evaporación fisiológica también es importante y corresponde a la transpiración de los vegetales, la cual restituye a la atmósfera una gran cantidad de agua, que primero había sido absorbida. La cantidad de vapor de agua, en un volumen dado de aire, se denomina humedad.

El evaporímetro, es el instrumento que permite medir la evaporación que se produce en una masa de agua, y con ello la capacidad de evaporación del aire en un tiempo determinado.



Para valorar la evaporación se utilizan diferentes sistemas. Así, en el **evaporímetro de Wild** se dispone de una vasija con agua, suspendida de una balanza de resorte que indica directamente la cantidad de agua evaporada. En el **evaporímetro de Piché**, la evaporación se mide en una escala graduada situada en un tubo que contiene el líquido.

3. LA HUMEDAD:

Las precipitaciones suelen acompañar al aire muy húmedo, mientras que el aire seco tiende a hacer que el agua terrestre se evapore, en vez de enviar más líquido sobre la Tierra.

Es muy difícil medir directamente la cantidad de agua presente en la atmósfera, pero este factor no es especialmente importante para un meteorólogo. Lo que interesa es saber cuánto vapor de agua existe expresado como porcentaje de la cantidad máxima que puede contener el aire saturado a una determinada temperatura. Este porcentaje es conocido como humedad relativa y se expresa en tanto por ciento, siendo un dato más significativo, a efectos comparativos que la humedad absoluta, que se define como el peso en gramos del agua contenida en un metro cúbico de aire.

El contenido de agua en la atmósfera depende, principalmente, de la temperatura. Cuanto más caliente está una masa de aire, mayor es la cantidad de vapor de agua que puede retener. En contrapartida, a temperaturas bajas puede almacenar menos vapor de agua. Cuando una masa de aire caliente se enfría, por la causa que fuere, se desprende del vapor que le sobra en forma de precipitación.

4. LA SATURACIÓN:

Cuando una masa de aire contiene la máxima cantidad de vapor de agua admisible a una determinada temperatura, es decir, que la humedad relativa llega al cien por ciento, el aire está saturado. Si estando la atmósfera saturada se le añade más vapor de agua, o se disminuye su temperatura, el sobrante se condensa. Cuando el aire contiene más vapor de agua que la cantidad que tendría en estado de saturación, se dice que está sobresaturado.

Hay que destacar que una masa de aire saturado en contacto con una superficie de agua a la misma temperatura no pierde ni gana ninguna molécula de vapor de agua, pues existe un equilibrio dinámico en el sentido de que el número de moléculas de agua que pasan al aire es el mismo que el de moléculas de vapor de agua que se condensan sobre la superficie del líquido.

5. PUNTO DE ROCIO:

Si una masa de aire se enfría lo suficiente, alcanza una temperatura llamada *punto de rocío*, por debajo de la cual no puede mantener toda su humedad en

estado de vapor y éste se condensa, convirtiéndose en líquido, en forma de gotitas de agua. Si la temperatura es lo suficiente baja se originan cristales de hielo.

Casi siempre se necesita algo, sobre lo que el vapor pueda condensarse, es decir, superficies o cuerpos apropiados donde depositarse. Y en la atmósfera ese "algo" son partículas diminutas, impurezas procedentes de la Tierra. La mayoría de estas partículas son tan pequeñas que no pueden verse a simple vista y se conocen como *núcleos de condensación*.

6. LA PRECIPITACION:

La precipitación puede, producirse por la caída directa de gotas de agua o de cristales de hielo que se funden, las gotas son mayores cuanto más alta está la nube que las forma y más elevada es la humedad del aire, ya que se condensa sobre ellas el vapor de las capas que van atravesando. Además, durante el largo recorrido, muchas gotas llegan a juntarse, fenómeno que también se presenta en los cristales de hielo.

Estas gotas caen en virtud de su peso, y lo hacen a una velocidad que varía entre 4 y 8 m/s, según sea el tamaño de las mismas y la influencia del viento. En cuanto a su tamaño, varía entre 0,7 y 5 milímetros de diámetro. No obstante, una típica gota de precipitación denominada lluvia tiene un milímetro de diámetro, lo que representa que su volumen, aproximadamente, es un millón de veces mayor que el de una gotita primitiva de nube.



El agua de lluvia no es pura como la destilada. Contiene varias sustancias en suspensión y disolución, y esto aunque se trate de lluvia recogida en el mar o a gran distancia de las costas. Casi siempre es portadora de sustancias nitrogenadas (nitratos y amoníaco), que son beneficiosas para la agricultura.

En el fondo, como la lluvia resulta del ascenso y enfriamiento del aire húmedo, ya que a menos temperatura no puede retener todo su vapor de agua, parte del cual

se condensa rápidamente, existe más de un sistema para conseguirlo. El más sencillo es el llamado de *convección*, y se produce cuando una masa de aire asciende debido a que su temperatura es mayor y, por tanto, es más ligera que el aire que la rodea. El resultado es que la masa se enfría y se origina el proceso de condensación, lo que da lugar a la lluvia por convección.

Por otra parte, una masa de aire también puede ser forzada a subir a niveles más fríos, cuando encuentra una cadena montañosa en su camino, por ejemplo. La lluvia producida por este método se denomina *lluvia orográfica o de relieve*.

Un proceso similar tiene lugar cuando una masa de aire caliente se encuentra con una gran masa de aire frío, lo que en el argot meteorológico se conoce como una montaña de aire frío. Como las masas de aire generalmente no se mezclan, el aire caliente asciende, deslizándose por encima del frío. La lluvia que nace de este encuentro recibe el nombre de *lluvia frontal o ciclónica*.

Nombres de la lluvia

La lluvia, según la forma de presentarse y su intensidad, recibe varios nombres y está afectada por diversas circunstancias y fenómenos físicos y geográficos. Se denomina *lluvia* si es continua, regular y el diámetro de sus gotas es superior a 0,5 milímetros. Cuando las gotas que caen son menudas, con un diámetro inferior al citado, y se presentan de forma pulverizada, como flotando en el aire, se conoce por *llovizna*. Se llama *chubasco, chaparrón o aguacero*, si cae de golpe, con intensidad, y por poco rato, como durante el verano y climas tropicales. Si la lluvia es tan violenta y abundante que provoca riadas e inundaciones se denomina *tromba o manga de agua*.

Medición de la precipitación

El pluviómetro, es el instrumento que se emplea en los centros de investigación meteorológica para la recogida y medición de la lluvia caída.



Se compone de un recipiente cilíndrico, abierto y con el eje vertical, que termina por su parte superior en un borde de latón de filo cortante. El cilindro termina por abajo en una especie de embudo cónico, que en su extremidad inferior lleva una

espita; al abrir ésta, la lluvia recogida durante un determinado periodo, se transvasa a recipientes graduados. Conociendo la superficie de la base circular del cilindro se obtiene la cantidad de lluvia caída por unidad de superficie en el terreno de la zona. Dicha cantidad se expresa en milímetros, que representan la altura de la capa de agua caída. La dimensión normal de la superficie anteriormente citada en estos instrumentos es de $0,1 \text{ m}^2$, por lo que un litro de agua recogida en el recipiente (equivale a 1 dm^3) representa 10 mm de lluvia.

Hoy en día los pluviómetros son del tipo cazoletas basculantes. El agua de lluvia es recogida por un primer embudo superior dotado de una embocadura metálica mecanizada con gran precisión. El agua recogida es guiada hasta un segundo embudo con sistema de rebose destinado a disminuir los efectos de la inercia antes de alcanzar las cazoletas basculantes. La primera cazoleta bascula después de recoger una cantidad de agua dada, cuyo volumen es función de la calibración del instrumento. Al bascular las cazoletas, se genera un cierre momentáneo de un relé reed, posicionándose además la segunda cazoleta para recoger el agua procedente del embudo. Una vez llena, las cazoletas basculan en sentido contrario produciéndose un nuevo contacto de relé y repitiéndose el ciclo.

7. LA NIEVE:

Así como la lluvia cae en gotas más o menos gruesas, la nieve baja en copos más o menos grandes que, examinados al microscopio, presentan una estructura cristalina de variadas formas, aunque lo más corriente es que adopten forma de estrella de seis puntas. La nieve se forma cuando la temperatura es tan baja que el agua adquiere estado sólido. Los copos nacen cuando las gotas, al caer, atraviesan una capa de aire frío, por debajo de cero grados, y cerca del suelo.



Al igual que la lluvia, la nieve también puede formarse a partir de los cristales de hielo que integran una nube. Tan pronto como los cristales comienzan a caer a través de la nube, chocan con las gotitas de nube y con otros cristales de distintos

tamaños, uniéndose y formando pequeños núcleos congelados. A este proceso se le llama de *coalescencia*. Se ha demostrado que cuando los cristales tienen un diámetro superior a los 200 micrones, la velocidad de crecimiento por coalescencia es mayor que la de crecimiento por fijación directa de moléculas de agua sobre el cristal de hielo. Este fenómeno también tiene lugar en la *lluvia por coalescencia*, en que las gotas mayores barren a las menores en su caída.

En invierno, cuando la temperatura al nivel del suelo es inferior a la de fusión, el conglomerado de cristales de hielo alcanza la superficie terrestre en forma de nieve. Cuando la temperatura es superior a 0° C., la nieve se funde y se convierte en lluvia. A veces ocurre que hay una capa de aire caliente inmediatamente sobre el suelo, a pesar de que la temperatura de éste se halla por debajo del punto de fusión. Por ejemplo, la temperatura de la superficie terrestre y del aire en contacto con la misma puede ser de menos 2° C., mientras que a 1.200 metros de altitud puede haber una temperatura de 3° C. En este caso, cuando los copos de nieve atraviesan la capa donde la temperatura es superior a 0°, se funden y se transforman en gotas de lluvia. Luego, a medida que éstas continúan cayendo, atravesándola capa más fría, se congelan nuevamente, en parte o por entero, para alcanzar el suelo en forma de *aguanieve*.

Si la capa de aire frío cercana al suelo no tiene suficiente espesor o no es lo bastante glacial como para que las gotas se congelen, éstas llegan a la superficie terrestre como *agua sobreenfriada*. Al entrar en contacto con los objetos terrestres, mucho más fríos, el agua se solidifica rápidamente, recubriéndolo todo con una capa de hielo de caprichosas y exóticas formas. Esto se conoce como *lluvia congelada o helada*.

8. EL GRANIZO:

Se conoce como *granizo* los granos o corpúsculos de hielo más o menos duros que caen de las nubes. El tamaño de estas partículas oscila, normalmente, entre unos milímetros y dos o más centímetros. Al contrario de la nieve, que se da casi siempre en invierno o regiones heladas propicias, el granizo se produce, generalmente, tanto en verano como en la estación invernal. El mecanismo de esta precipitación violenta de gránulos de hielo está relacionado con las tormentas, principalmente en plena canícula, en las que interviene la convección como elemento esencial en su formación, y con los fenómenos eléctricos.



Si el gránulo de hielo alcanza un tamaño superior a los 5 milímetros recibe el nombre de *pedra o pedrisco*. El granizo y la piedra, que tienen la misma constitución y sólo se diferencian por su grosor, se componen de esferitas irregulares de hielo de diferente grado de dureza. Generalmente constan de un núcleo congelado envuelto por varias capas de hielo transparente y opaco. Algunas veces se han recogido piedras de más de 13 centímetros de diámetro. En cuanto a su peso, han caído piedras de más de un kilo, lo que da idea de lo perjudicial que puede resultar una precipitación de tal naturaleza, especialmente para la agricultura.

Para la génesis de tormentas de granizo la atmósfera debe encontrarse inestable, es decir, deben reinar especiales condiciones de temperatura y humedad que permitan el desarrollo de tormentas eléctricas con violentas corrientes ascendentes de aire. Cuando existe una corriente de aire cálido y húmedo que se mueve cerca de la superficie terrestre, y un chorro de aire más seco sopla a mayor altitud, en sentido transversal, las condiciones son favorables para iniciarse una tormenta eléctrica, aunque hay que tener presente que no todas esas tormentas producen granizo.

Una característica común de los gránulos de granizo y de piedra es que el hielo que los constituye no es uniforme. Casi todos están conformados, en parte, por hielo transparente y, en parte, por hielo lechoso u opaco.

Generalmente el granizo pequeño tiene forma esférica muy acusada, pero a medida que aumenta de tamaño, convirtiéndose en piedra, adopta la de pera o de cebolla, si se prefiere. Como caen con el vértice hacia arriba, el agua congelada se acumula en la superficie chata inferior.

El trozo de granizo está constituido por varios cientos de diminutos cristales de hielo. Las capas de hielo opaco están formadas por pequeños cristales y burbujas de aire atrapadas, mientras que las de hielo transparente lo están por cristales grandes.

El porqué los cristales se disponen en capas alternadas, según su tamaño, dando lugar a un trozo de granizo o de piedra, tiene su explicación en la velocidad a la cual se recoge y congela el agua de las nubes. Cuando el granizo cae a través de una región de nubes bajas, e intercepta pequeñas cantidades de agua sobreenfriada, ésta puede congelarse casi instantáneamente, formando la capa opaca. En cambio, si la piedra o granizo acumula grandes cantidades de agua, ésta no puede congelarse de forma instantánea, y más si capta el líquido de las partes más calientes de la nube. Entonces, el granizo se humedece y el proceso de congelación continúa lentamente, a medida que los cristales grandes crecen, y expulsan el aire retenido, dando así origen a la capa transparente. O sea que la existencia de estas diversas capas se atribuye al hecho de que el granizo es arrastrado muchas veces hacia lo alto de la nube por las fuertes corrientes y elevado de nuevo, como un prolongado torbellino, hasta que alcanza tal tamaño y peso que cae a tierra.

Otras veces, el granizo se origina gracias a la presencia de los consabidos cristalitos de hielo. Una vez que éstos comienzan a nacer, el crecimiento se efectúa con mucha rapidez. La mayor parte de las gotas de agua de la nube se ordena

alrededor de los mismos, los cuales toman la forma que determinan las condiciones reinantes en el interior de la nube.

Como los cristales de hielo se agitan turbulentamente, rozan unos con otros, ya uniéndose, ya puliendo sus superficies, convirtiéndose muchas veces en cuerpos esféricos bastante perfectos. Cuando las corrientes ascendentes y descendentes, en el interior de la nube de tormenta, son de tal clase y naturaleza que los trozos de granizo suben y bajan varias veces, y, por tanto, el granizo tarda en caer al suelo, es cuando aparecen las piedras de gran tamaño, pues varias gotas y cristales se van acumulando y congelando sobre el gránulo primitivo.

9. EL ROCÍO:

A diferencia de las precipitaciones de altura que hemos descrito, existen otras que puede decirse que se originan directamente sobre la superficie terrestre, aunque el proceso de condensación viene a ser el mismo. La más conocida de estas precipitaciones es el *rocío*, que consiste en la aparición de gotitas de agua sobre los objetos y cuerpos expuestos a la intemperie, principalmente vegetales.

El rocío se forma a causa de que los cuerpos que, como las plantas, son malos conductores del calor, se enfrían considerablemente en las noches claras y serenas, al emitir gran cantidad de radiación calórica hacia el espacio. Debido a este proceso, las capas de aire en contacto con el suelo y los vegetales se enfrían demasiado, no pudiendo mantener, por tanto, toda el agua en forma de vapor, la cual se condensa en forma de gotitas, siempre que la temperatura sea superior a 0° C. Estas diminutas gotas, unas veces se depositan directamente sobre objetos que están en contacto con el aire enfriado, y otras caen desde alturas menores de un metro.



Vulgarmente se cree que el rocío se forma en las primeras horas de la noche y madrugada, pero lo cierto es que se produce siempre que la temperatura del suelo desciende lo necesario. Este fenómeno es más frecuente en la estación veraniega, ya que es más intensa la irradiación del calor terrestre hacia el espacio. Hay que

hacer notar que no solamente se condensa el vapor de agua contenido en las capas de aire cercanas al suelo, sino también, en parte, el procedente de la transpiración vegetal.

El rocío, contra lo que muchos opinan, no hay que despreciarlo como precipitación útil, pues cuando no se da la lluvia ni la nieve, la cantidad de agua recogida de esta forma tiene un valor realmente importante. En los climas áridos y semiáridos es de vital importancia para la agricultura.

En las regiones terrestres donde la humedad del aire sea elevada, el rocío puede proporcionar una buena cantidad de agua. En el Estado de Israel, por ejemplo, medir la cantidad de rocío es una práctica cotidiana, como en España lo es la de la lluvia, pues es una zona muy necesitada de agua. El rocío también es primordialmente beneficioso en ciertas comarcas agrícolas del Paraguay y Chile, donde la lluvia es un fenómeno casi desconocido. Sin él, esos territorios dejaban de ser cultivables en poco tiempo.

10. LA HELADA:

Este fenómeno consistente en la solidificación del agua del suelo, causada por un descenso de la temperatura por debajo de su punto de congelación.



Las heladas se producen con mayor facilidad cuando el cielo se halla despejado, puesto que entonces la tierra pierde más calor por irradiación que por convección y basta que la temperatura descienda unas décimas por debajo de los

0° C. En cambio, con cielo cubierto, son precisos varios grados por debajo de cero para que tengan lugar las heladas.

11. LA VISIBILIDAD:

La visibilidad se define como la distancia horizontal máxima a la que un observador puede distinguir claramente algunos objetos de referencia en el horizonte. Algunos meteoros reducen la visibilidad como se observa en la tabla.

REDUCCION DE LA VISIBILIDAD PROVOCADA POR METEOROS			
METEORO	VISIBILIDAD	HUMEDAD	CONSTITUCIÓN
NIEBLA	< 1 Km	90-100%	agua o hielo
NEBLINA	1-2 Km	80-90%	agua o hielo
CALIMA	> 2 Km	< 80%	partículas sólidas
BRUMA	> 2 Km	< 80%	partículas sólidas
LLUVIA	< 3 Km	100 %	agua o hielo
LLOVIZNA	< 1 Km	100 %	agua o hielo

12. LA NIEBLA:

Es otro de los fenómenos producidos por la condensación del vapor de agua atmosférico. En realidad, es una nube tan baja que toca el suelo. Tanto la niebla como la nube consisten en un conjunto de gotitas dispersas en el aire. Las diferencias existentes entre ambas formaciones son la altitud a la que cada una se origina, y que las nubes contienen cristalitos de hielo.



La niebla, pues, está constituida por gotitas de agua tan microscópicas que flotan en el aire, reduciendo la visibilidad tanto cuanto más juntas están más espesa es la misma. La niebla se forma al enfriarse el aire que está en contacto con la tierra o el mar. Al igual que las nubes, una masa de aire cálido y húmedo se enfría alcanzando el punto de rocío, es decir a la temperatura en que queda saturado, el

exceso de vapor se condensa en gotitas de agua gracias a los núcleos de condensación.

Existen dos maneras de que se enfríen esas masas de aire, lo cual origina dos tipos distintos de nieblas: la **niebla por advección** y la **niebla por radiación**.

La niebla por advección, en este tipo de niebla, la masa de aire se traslada de una superficie caliente hacia otra más fría, con lo que su temperatura disminuye. Las nieblas marinas se forman, generalmente, por este procedimiento, y aparecen cuando una masa de aire caliente y húmeda se encuentra o cruza una corriente fría. El aire sufre, entonces, un brusco enfriamiento, alcanzando el punto de rocío, y el vapor de agua que contiene se condensa sobre los núcleos de condensación, partículas de sal en este caso. La *niebla tropical*, que es el tipo más corriente en alta mar, se origina por un enfriamiento progresivo del aire húmedo procedente de los trópicos, a medida que avanza hacia latitudes menos calurosas.

La niebla por radiación, se forma sobre tierra firme, al enfriarse ésta por la noche, principalmente en las noches claras y serenas, al no haber nubes que actúen como capa aislante. Al perder la tierra parte de su calor por radiación, se enfría muy rápidamente, haciendo lo mismo las capas inferiores de aire que están en contacto con su superficie. De esta manera, si no sopla viento, la masa de aire enfriada queda "encerrada" o "atrapada", pues el aire más cálido que se encuentra encima impide su ascensión. Si la masa de aire atrapada contiene vapor de agua suficiente, se origina la niebla.

Con la formación de la niebla se produce el fenómeno llamado *inversión de la temperatura*. En este caso, la temperatura aumenta con la altura hasta un determinado punto, en que comienza a descender y sigue la escala normal. Las nieblas siempre se forman por debajo del nivel de la inversión de la temperatura.

Un factor primordial para que se forme la niebla por radiación consiste en que el aire ha de estar estancado, prácticamente en calma, pues un poco de brisa o viento débil es suficiente para disipar el aire encerrado bajo la capa de inversión, haciendo que se mezcle con el más caliente de las zonas superiores.

En cuanto a la llamada *niebla de montaña*, casi siempre es una nube baja en contacto con montañas altas. En otros casos, este tipo de niebla se forma en las laderas de los montes que dan al mar, al enfriarse el aire más caliente procedente del mismo.

CAPITULO 6

LAS NUBES

1. DEFINICIÓN:

Una nube es un conjunto o asociación, grande o pequeña, de gotitas de agua, aunque muchas veces también lo es de gotas de agua y de cristales de hielo. La masa que forman se distingue a simple vista, suspendida en el aire, y es producto de un gran proceso de condensación. Estas masas se presentan con los más variados colores, aspectos y dimensiones, según las altitudes en que aparecen y las características particulares de la condensación.

El tamaño de las gotitas que integran una nube varía desde unos pocos micrones hasta 100 micrones. Estas pequeñas gotas, al principio son casi esféricas, dependiendo su crecimiento del calibre y composición del núcleo de condensación, así como de la humedad del aire. Cuando las gotitas se hacen mayores, pierden su forma esférica y toman la clásica de pera, con la que casi siempre se las representa. Cuando llega el momento en que ya no pueden sostenerse en la atmósfera inician el camino hacia tierra.

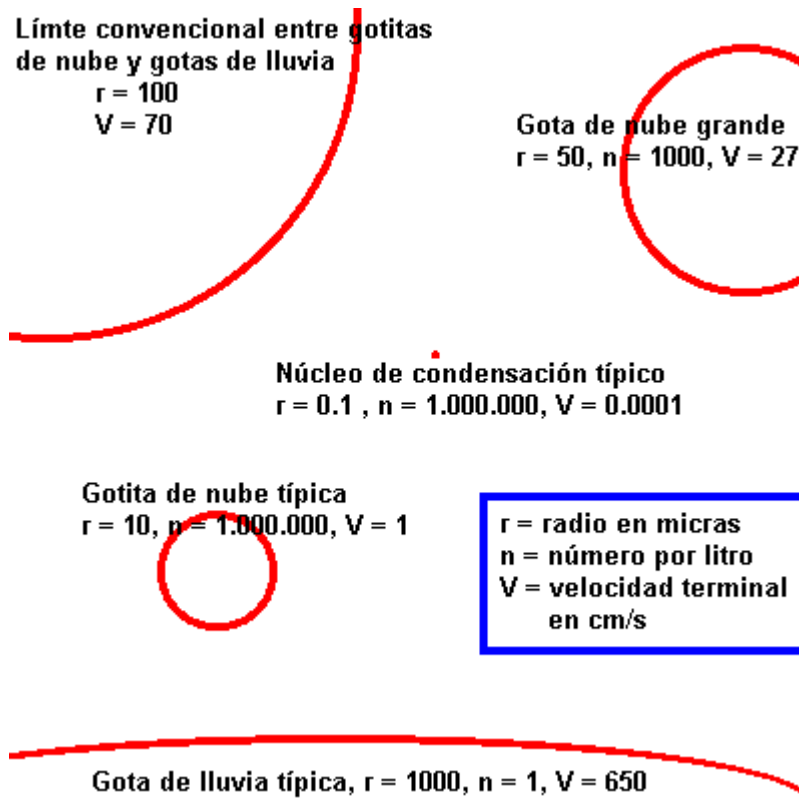
2. ASPECTOS GENERALES DE LA FORMACIÓN DE NUBES:

Los cambios de fase del agua juegan un papel primordial en la microfísica de la nube. Los posibles cambios son los siguientes:

Vapor	«---»	Líquido	(condensación, evaporación)
Líquido	«---»	Sólido	(congelamiento, fusión)
Vapor	«---»	Sólido	(condensación, sublimación)

Los cambios de izquierda a derecha son de importancia meteorológica: son los cambios que tienen lugar en orden molecular creciente y que conducen a la formación de la nube. Uno de los problemas de la física de las nubes es que estos cambios tienen lugar en equilibrio termodinámico. Estas transiciones han de superar una "barrera de energía libre" que las dificulta, las gotitas de agua poseen unas intensas fuerzas de tensión superficial que, para aumentar de tamaño por condensación, tienen que ser contrarrestadas por un fuerte gradiente de presión de vapor.

En estas condiciones las gotitas de nube necesitan para formarse humedades relativas de varios cientos por cien. Así, el problema de la microfísica de nubes es explicar porque se forman las gotas de nubes en la atmósfera real incluso a humedades menores al 100%. La respuesta está basada en la existencia en la atmósfera de partículas de tamaño micrométrico que tienen gran afinidad por el agua y actúan como núcleos de condensación, es lo que recibe el nombre de nucleación heterogénea (la homogénea sería en una atmósfera limpia, pero necesita saturaciones extremas)



En la atmósfera existen muchos tipos de núcleos de condensación; algunos de ellos se humedecen a humedades inferiores al 100% y son responsables de la formación de las calimas. Los núcleos que alcanzan tamaños relativamente grandes son los que pueden dar lugar a gotas de nube. El aire húmedo al enfriarse por ascenso adiabático, llega a alcanzar una humedad relativa cercana al 100%; en estas condiciones los núcleos más higroscópicos empiezan a actuar de núcleos de condensación. Si el ascenso continúa, el enfriamiento produce sobresaturación y ésta se agota por condensación sobre los núcleos (la sobresaturación es el exceso de humedad relativa sobre el 100%, p.e. 101.5%). En las nubes suelen existir núcleos suficientes para que la sobresaturación no sobrepase el 1%.

Si la nube sigue su ascenso, su cima puede alcanzar temperaturas inferiores a los 0° C, las gotitas de agua subfundidas pueden o no congelar, dependiendo de la existencia de núcleos de hielo. La presencia de gotas subfundidas (temperatura bajo cero y agua líquida) es frecuente en la atmósfera a temperaturas de hasta -15° C.

Una nube es un agregado de pequeñísimas gotitas, en número aproximado de unas 100 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. 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 o choque directo de las gotas y la interacción entre gotitas de agua y cristales de hielo (en nubes que superan el nivel de los 0°C). Cuando mediante estos procesos las gotas o los cristales de hielo alcanzan el tamaño adecuado pueden empezar a caer, si la velocidad de caída puede compensar las corrientes de aire ascendentes en el interior de la nube, y producirse la precipitación.

3. NUCLEOS DE CONDENSACIÓN:

En la atmósfera siempre hay gran cantidad de esas partículas o núcleos sobre los cuales las moléculas de vapor de agua tienden a reunirse para transformarse en líquido, formando diminutas gotas de agua. De estos núcleos hay que destacar, en primer lugar, a los llamados **higroscópicos**, que tienen gran afinidad por el agua, entre éstos hay que señalar las minúsculas partículas de sal suspendidas en el aire, a causa del oleaje y rompiente de las costas. El tamaño de esos núcleos de sal va desde un diámetro de una centésima de micrón hasta diez micrones.

Otros núcleos de condensación muy activos son las pequeñísimas gotas de ácido nítrico presentes en todo momento en el aire terrestre y cuyo diámetro es inferior a una décima de micrón. El vapor de agua también comienza a condensarse sobre ellas a humedades relativas por debajo del cien por cien.

Una gran parte de los núcleos de condensación están formados por sustancias químicas conocidas como sulfatos, que se producen en el aire a causa de la combustión de productos ricos en azufre. Por ejemplo cuando se quema carbón, el humo que se desprende contiene anhídrido sulfuroso, formado por una combinación de azufre y oxígeno. Más tarde al entrar en contacto con el vapor de agua, se transforma en ácido sulfúrico, proceso que es acelerado por la luz solar.

Muchos núcleos consisten en partículas de polen y polvo levantadas de la superficie terrestre por el viento. Los corpúsculos cuyos diámetros están comprendidos entre 10 y 20 micrones, o mayores, vuelven a caer a tierra muy pronto, a causa de su peso, pero las más pequeñas flotan en el aire y pueden ser transportadas a grandes altitudes y a través de largas distancias.

Otra fuente de núcleos, aunque menos importante, la constituyen las erupciones volcánicas, cuyas partículas de cenizas más pequeñas quedan suspendidas en la atmósfera y son llevadas muy lejos del lugar de origen por las fuertes corrientes de aire.

4. LA CONDENSACIÓN:

Cuando una masa de aire alcanza el punto de rocío, comienza la condensación del vapor de agua de la atmósfera en forma de gotitas. La temperatura del aire a la cual se produce este proceso se conoce como *temperatura de punto de rocío*, que depende del grado de humedad, de la presión y de la temperatura del aire.

Las causas de la condensación pueden ser de diversos tipos: enfriamiento por radiación, enfriamiento por advección, mezcla de masas de aire y enfriamiento por expansión adiabática, siendo este último el que provoca la formación de masas nubosas de mayor cantidad.

La condensación es más fácil sobre núcleos grandes que tengan cierta afinidad por el agua, como las partículas de sal, por ejemplo. En estos casos, el vapor de agua puede empezar a condensarse con una humedad relativa del 75%,

que es un coeficiente bajo. Cuando la humedad relativa es mayor, los corpúsculos pequeños también llegan a ser activos, aunque no tengan afinidad por el agua.

Hasta que no se alcanza una humedad relativa del 100%, las gotitas formadas tienden a evaporarse. Por encima de este nivel aumentan muy rápidamente de tamaño, denominándose *nivel crítico de sobresaturación* al límite en que las gotas están a punto de crecer.

A medida de que las gotitas se hacen más grandes tienden a caer a tierra, atraídas por la fuerza de gravedad. Al principio, debido a su diminuto tamaño, las corrientes ascendentes de aire las llevan hacia arriba. Incluso en el caso de que logren caer, se evaporan a causa de las capas de aire más calientes próximas al suelo.

La única oportunidad de sobrevivir que tienen las gotitas primitivas es chocar unas con otras, incrementando así su volumen, hasta el punto que, debido a su peso, ni las corrientes de aire ascendentes ni la evaporación puedan detener su caída al suelo, ya sea en forma de lluvia, nieve o granizo.

5. PRINCIPALES FAMILIAS Y PROCESOS:

Ya hemos visto que una nube es el producto de un gran proceso de condensación, pero este fenómeno presenta tantas variedades y particularidades que el estudio de las nubes es capítulo independiente en la Meteorología moderna.

Se considera que existen tres familias de nubes: las **cumuliformes** (cúmulos), las **estratiformes** (estratos) y las **cirriformes** (cirros), dependiendo su formación de la velocidad y turbulencia de la corriente de aire ascendente. Esta nomenclatura está basada en los nombres latinos *cirrus* (cabello o bucle), *stratus* (allanado o extendido) y *cúmulus* (cúmulo o montón).

Las nubes *cumuliformes* obedecen a la presencia de fuertes corrientes de convección y rápidas elevaciones del aire, por lo que, generalmente, su base adquiere la forma llana, horizontal, mientras que su parte superior se desarrolla sin uniformidad, presentando cúpulas, promontorios y picachos que recuerdan a una "montaña de algodón". Estas nubes adoptan gran variedad de tamaños y espesores.

En cuanto a las *estratiformes* se originan cuando la corriente de aire ascendente es muy débil. La nube queda flotando sobre una capa de aire frío y queda cubierta por aire más caliente, al producirse una inversión de temperatura. Como el aire frío que está debajo no puede ascender, las corrientes de convección, debajo de la zona de inversión de temperatura, son muy débiles. Al no poder elevarse, condensándose en forma de montaña a medida que va atravesando capas más frías, estas nubes no alcanzan gran espesor. Se extienden como un manto uniforme, a lo largo del cielo. No obstante, una nube estratiforme puede transformarse en cumuliforme si aumenta el viento, pues la turbulencia que se origina mezcla las capas de aire y anula la zona de inversión de temperatura.

Las nubes *cirriiformes* están compuestas por cristalitas de hielo y se forman a grandes alturas, en la parte más elevada de las corrientes de convección. Adoptan formas filamentosas o fibrosas muy tenues y delicadas.

Cuando un estrato o un cúmulo da lugar a precipitaciones, ya sea en forma de nieve, lluvia o granizo, se combina el nombre básico de la nube con el término *nimbus* (nube de lluvia o tempestad).

6. TIPOS DE NUBES:

De acuerdo con el Atlas Internacional de Nubes, publicado en 1956 por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), las nubes se clasifican en 10 formas características, o géneros, que se excluyen mutuamente.

GENERO	SIMBOLO	CARACTERISTICAS
NUBES ALTAS		
Cirros.	Ci	Nubes de aspecto filamentosas, no provocan precipitación.
Cirrocumulos	Cc	Nubes de aspecto de glóbulos, no provocan precipitación.
Cirrostratos	Cs	Nubes con aspecto de velo, provocan el halo solar y lunar.
NUBES MEDIAS		
Alto cumulos	Ac	Con forma de glóbulos, que no dan precipitación.
Alto estratos	As	Forman un manto que opaca al sol, no produce llluvias, provocan la corona solar y lunar.
Nimbostratos	Ns	Capa nubosa gris de tipo estable que oculta al sol y provoca las precipitaciones de tipo continuas e intermitente.
NUBES BAJAS		
Estrato cumulos	Sc	Bancos de nubes cumuliformes que producen llluvias ligeras continuas y lloviznas.
Estratos	St	Manto de nubes grises que pueden provocar lloviznas al espesarse mucho.
Cúmulos	Cu	Nube aislada y densa, que se desarrolla verticalmente con protuberancias, no producen llluvias.
NUBES DE DESARROLLO VERTICAL		
Cumulonimbos	Cb	Nube densa y potente, de considerable desarrollo vertical que produce chubascos y tormentas eléctricas.

Combinando los cuatro nombres fundamentales (cirros, cúmulos, estratos y nimbos), se obtienen los diez tipos o géneros de nubes de la clasificación moderna, que también tiene en cuenta la altitud en que se forman. Esta designación está basada en la apariencia que presentan las nubes vistas desde el suelo.

Clasificación de las nubes por su altura:

Las nubes están divididas en 4 grandes grupos. Cada grupo depende de la altura a la que se encuentre la base de las nubes:

GRUPO	ALTURA DE LA BASE DE LAS NUBES	TIPO DE NUBES
NUBES ALTAS	Trópicos: 6000-18000m Latitudes medias: 5000-13000m Region polar: 3000-8000m	Cirrus Cirrostratus Cirrocumulus
NUBES MEDIAS	Trópicos: 2000-8000m Latitudes medias: 2000-7000m Region polar: 2000-4000m	Altostratus Alto cumulus
NUBES BAJAS	Trópicos: superficie-2000m Latitudes medias: superficie-2000m Region polar: superficie-2000m	Stratus Stratocumulus Nimbostratus
NUBES CON DESARROLLO VERTICAL	Trópicos: hasta los 12000m Latitudes medias: hasta los 12000m Region polar: hasta los 12000m	Cumulus Cumulonimbus

Descripción General

Los cirros

Se encuentran generalmente entre 6.000 y 10.000 metros de altitud, o sea, hasta el límite aproximado de la troposfera. Estas nubes altas están constituidas por cristalitas de hielo y son transparentes.



Los cirroestratos

Estas nubes altas aparecen a unos 8.000 metros de altitud. Se asemejan a un velo o manto continuo blanquecino, transparente, de aspecto fibroso o liso, que cubre total o parcialmente el cielo, pero sin ocultar el Sol o la Luna, en torno de los cuales producen el fenómeno óptico del *halo*. Como los cirros, estas nubes también están constituidas, principalmente, por cristalitas de hielo.



Los Cirrocúmulus

Estas nubes altas se componen principalmente de cristales de hielo y se forman entre los 5000 a 13000 metros. Parecen pequeñas bolas de algodón que usualmente se alinean en largas hileras. Los Cirrocúmulus son normalmente blancos, pero a veces parecen grises. Si estas nubes cubren la mayoría del cielo, se suele denominar "cielo enladrillado" o "cielo escamado".



Los altoestratos

Estas nubes intermedias, cuyas bases se hallan de 3.000 a 4.000 metros de altitud, son como un velo o manto de color gris, a veces con tonalidades blancas y azuladas. Sus partes menos densas permiten ver el Sol y la Luna como manchas difusas de luz, como si fuera a través de un vidrio opaco.

Los altoestratos están constituidos por gotitas de agua y cristalitas de hielo, conteniendo la mayoría de veces gotas de lluvia y copos de nieve, por lo que producen precipitaciones de ese tipo. Llegan a alcanzar grandes extensiones (varios centenares de kilómetros) y un espesor apreciable, a veces, de varios kilómetros.

Como esas nubes no producen el fenómeno óptico del *halo*, ello demuestra que aunque contengan cristalitas de hielo, éstos se encuentran muy desiguales y opacos, por lo que la refracción de la luz es totalmente irregular.



Los altocúmulos

Son también de la clase de nubes intermedias, siendo su altura de base unos 3.000 metros. Están, al menos en su mayor parte, constituidas por gotitas de agua, aunque, a muy bajas temperaturas, pueden formarse cristalitas de hielo que, si caen, pueden originar fenómenos ópticos como el *halo*, *parhelios* y *columnas luminosas*.

Generalmente aparecen en bancos o mantos de nubes en forma globular, como si se tratasen de balas de algodón o grandes pastillas, distribuidas en una o dos direcciones bien marcadas, cual enlosado celeste. Algunas veces toman otras formas. Casi siempre tienen vigorosas partes sombreadas, aunque su color más corriente es una mezcla de blanco y gris.



Los estratocúmulos

La altura de base de estas nubes bajas es de unos 1.500 metros. Se presentan en capas o bancos de color gris y blanquecino, con límites definidos. Generalmente forman fajas paralelas de gran extensión. Están constituidas por gotitas de agua.



Los nimboestratos

También pertenecen a la serie de nubes bajas. Su base se encuentra a una altitud de alrededor los 1.200 metros. Son mantos nubosos propios del tiempo de lluvia. Son de color gris, frecuentemente oscuros. Su espesor es siempre lo suficientemente grueso para ocultar el Sol. Su aspecto queda borroso o enturbiado por la caída de la lluvia o nieve.

Los nimboestratos están constituidos por gotitas de agua y gotas de lluvia, aunque muchas veces también contienen cristallitos de hielo y copos de nieve.



Los estratos

Son nubes bajas que se presentan en forma de largas fajas horizontales de color humo o grisáceo y son muy parecidas a los nimboestratos, aunque no están relacionados con lluvias o nevadas. Son mantos muy uniformes, parecidos a la niebla, por lo que vulgarmente se las conoce como "nieblas altas". Su altitud es

siempre muy baja, originándose desde alturas cercanas al suelo hasta unos 800 metros. Se la considera nube de buen tiempo y está integrada por gotitas de agua y aparece frecuentemente por las mañanas en las zonas montañosas.



Los cúmulos

Estas nubes tienen generalmente una base llana y horizontal que se halla a una altitud de 800 a 1.000 metros. Se presentan en conglomerados sueltos, de color blanco, brillantes cuando están iluminados por el Sol, y con una base un poco oscura. Se desarrollan verticalmente en forma de cúpulas, prominencias o torres, siendo la parte superior muy semejante a una coliflor. Están compuestos por gotitas de agua, aunque se pueden formar cristalitas de hielo a partir de temperaturas inferiores a 0° C.

Los cúmulos son conocidos como (nubes de buen tiempo). Estas nubes deben principalmente su origen a las corrientes ascendentes del aire cargado de vapor de agua y se desarrollan a temperaturas altas en los países templados, especialmente en verano. Empiezan a nacer, por lo común poco después de la salida del Sol, creciendo en número y volumen hasta las horas más cálidas del día, para disminuir y declinar al atardecer, en que se extienden en fajas horizontales y luego desaparecer al cerrar la noche.



Este tipo de nubes se puede presentar simultáneamente en varias etapas de su desarrollo vertical, por lo que adoptan infinidad de tamaños, que dependen de su génesis y de la importancia de las corrientes de convección.

Los cumulonimbos

Son nubes bajas de gran desarrollo vertical, con una base a poca altitud (unos 800 metros del suelo), y cuya altura llega algunas veces hasta los 9.000 y 10.000 metros, es decir, toda la altura de la troposfera. Su base horizontal, que alcanza tonalidades muy oscuras, puede ocupar hasta 30 km de ancho. Su parte superior es generalmente aplanada y en forma de "yunque". Su aspecto amenazador y el que produzcan grandes tormentas de lluvia y granizo, acompañadas de rayos y truenos, hace que se las conozca como "nubes de tormenta".

Los cumulonimbos están constituidos por gotitas de agua, cristales de hielo, gotas de lluvia y, la mayor parte de las veces, copos de nieve, granizo y pedrisco. Suelen presentarse aisladamente o en filas en forma de muralla.

De todos estos géneros de nubes que hemos descrito puede caer alguna forma de precipitación, pero sólo suelen llegar al suelo las de los altoestratos y de los cumulonimbos, productores de las grandes lluvias y nevadas, así como las de los nimboestratos.



Especies de nubes

Dentro de los diez géneros de nubes mencionados existen una infinidad de variantes y formas, que se conocen como *especies*. Las más importantes son las siguientes:

Nubes onduladas.- que se originan en el límite de separación de dos capas de aire de distintas condiciones (dirección, temperatura y humedad). Esta variedad de nubes se designa añadiendo a la denominación fundamental el calificativo *undulatus*, como "cirrocúmulos undulatus" y "altocúmulos undulatos".

Nubes lenticulares.- que presentan la forma de lenteja o almendra, generalmente muy alargadas, y con los contornos bien definidos y a veces irisados. Se identifican

por adicción del adjetivo *lenticularis*, como "altoestratos lenticularis", "estratocúmulos lenticularis", etc. Casi siempre se mueven paralelas a las cordilleras.

Nubes mamelonadas.- que penden de la parte inferior de nubes oscuras como bolsas colgantes. Se les añade el adjetivo *mammatus*, como "cúmulos mammatus".

Nubes desgarradas.- que se desprenden en forma de jirones irregulares de los estratos y de los cúmulos. Se denominan *fractus* (roto), como "fractocúmulos" y "fractoestratos".

Nubes uncinadas.- que son las terminadas en forma de gancho. Se les aplica el apelativo *uncinatus* (que tiene garra o garfio), como "cirros uncinatus".

Nubes almenadas.- que presentan en su parte superior protuberancias cumuliformes a modo de torres, por lo que se las distingue con el calificativo *castellanus* (en castillo), como "altocúmulos castellanus" y "cirrocúmulos castellanus".

Nubes nebulosas.- que corresponden a los estratos o cirroestratos que tienen el aspecto de velo nebuloso, sin presentar detalles aparentes. Se denominan con el calificativo de *nebulosus*, como "cirroestratos nebulosus" y "estratos nebulosus".

Particularidades y variantes de los cúmulos.

Otras especies muy curiosas son las presentadas por el género de los cúmulos. Estas nubes pueden degenerar en "estratocúmulos vespéralis" (al atardecer), que sólo tienen de común con el estratocúmulos ordinario su disposición en bandas horizontales. Con tiempo ventoso, o en proceso de reevaporización, los cúmulos se desgajan en nubes más pequeñas de poco grueso, con bordes irregulares, dando lugar a los ya mencionados "fractocúmulos".

Por otra parte, algunos cúmulos pueden llegar a alcanzar un espesor o altura muy apreciable, con grandes protuberancias en forma de coliflor, formando lo que se denomina "cúmulos congestus" (amontonado, acumulado), que evidencia la existencia de una corriente vertical de aire muy vigorosa o penetrante. Estas nubes, en condiciones especiales, pueden llegar a convertirse en cumulonimbos.

Algunas veces, en su movimiento ascendente, la cima del "cúmulos congestus" se detiene, momentáneamente, en niveles que por efecto de discontinuidades térmicas del aire le son difíciles de atravesar, y allí se extiende horizontalmente, dando lugar al nacimiento de pequeños bancos de estratocúmulos o de altocúmulos, antes de proseguir su ascensión.

Con frecuencia, al llegar a capas de aire con alto contenido de humedad, éstas se elevan a causa del empuje dinámico del "cúmulos congestus" y se originan velos lenticulares o nubes pequeñas en forma de capuchón (*pileus*), de vida efímera. Quedan situados a poca altura de los pináculos de los cúmulos o unidos a éstos.

Según su tamaño, los cúmulos se llaman *húmillis* (humildes) cuando son de pequeño desarrollo; *mediocris* (mediocres) si presentan ya algunas protuberancias; y *congestus* (amontonado) cuando sus altas cúpulas tienen todo el aspecto de una

gran coliflor. En cuanto a los cumulonimbos, se denominan *calvus* (calvos) cuando carecen de parte superior cirruforme, y *capillatus* (cabelludo) en el caso contrario.

7. LOS SISTEMAS NUBOSOS:

Las nubes descritas individualmente no están distribuidas al azar, arbitrariamente en el conjunto de la atmósfera, sino que su formación obedece a diferentes perturbaciones meteorológicas, dando lugar a una nubosidad característica para cada caso y están asociadas entre sí de un modo general. Las nubes se presentan, pues, agrupadas en conjuntos denominados *sistemas nubosos*.

El tamaño de un sistema varía entre 400 y 3.000 km de diámetro y según sus características, los sistemas nubosos principales se dividen en *depressionarios*, *tempestuosos* y *fijos*

El sistema depresionario

Su forma casi corresponde a un sistema tipo. Acompañan a las borrascas y se presentan organizados con regularidad. Pueden producir grandes chubascos, en el caso de constar su núcleo con un intenso banco de nimboestratos. En caso contrario, al faltar un verdadero núcleo de lluvia, sólo se producen lloviznas.

El sistema tempestuoso

Carecen de la regularidad de los depresionarios. Son mucho más incoherentes, característicos de las tormentas. En ellos el cuerpo apenas está representado o falta del todo, mezclándose los claros con nubes de todas clases y altitudes, por lo que se le conoce como "aspecto caótico del cielo". En cambio, la cola está mucho más desarrollada que en los sistemas depresionarios, mezclándose con el cuerpo, casi formando un solo conjunto.

Los sistemas de este tipo evolucionan rápidamente, hasta el extremo de que son difíciles de identificar en cartas del tiempo. Presentan gradientes térmicos anormales y coinciden con núcleos de variación de la presión atmosférica.

El sistema fijo

Está relacionado casi siempre con los grandes anticiclones o con sus dorsales. Son anchos bancos de estratocúmulos en invierno, y zonas de nubes convectivas en verano.

8. OBSERVACION DE LAS NUBES

La observación y estudio de las nubes es una de las partes más complejas y difíciles de la Meteorología, pues se requiere una gran experiencia y perfecto conocimiento de su génesis para clasificarlas. No es raro que observadores profesionales cometan errores de vez en cuando, pues el primer golpe de vista no es suficiente, generalmente, para identificarlas. Además de discernir los diferentes

géneros y especies, hay que determinar también su cantidad, su altura y su movimiento.

Como hemos visto, los géneros de nubes se clasifican mediante un símbolo formado por dos letras, de acuerdo con las resoluciones de la Conferencia Meteorológica de Varsovia de 1935. Sin embargo, también existen dibujos para representar a las más importantes.

En cuanto a la cantidad de nubes se la llama *nubosidad*, que se denomina *total* si el cielo está enteramente cubierto, y *parcial* si sólo lo está una parte o fracción. Esa fracción se expresa en octavos, de manera que el 0 corresponde a un cielo completamente despejado y el 8 a uno totalmente cubierto. La nubosidad existente se determina a ojo, agrupando con la imaginación a las nubes existentes en una zona y calculando el espacio que ocuparían juntas. Este método se justifica por la rapidez con que suele cambiar la nubosidad.

9. DESARROLLO DE NUBES DE TORMENTA:

Cuando la atmósfera es inestable hasta gran altitud y su contenido de humedad elevado, se desarrollan las *nubes convectivas*, que crecen rápidamente una vez iniciado el proceso de condensación. El término *convección*, se utiliza para expresar la transferencia de calor, o de alguna otra propiedad, por medio de movimientos verticales. Cuando éstos son horizontales, los meteorólogos utilizan el vocablo *advección*.

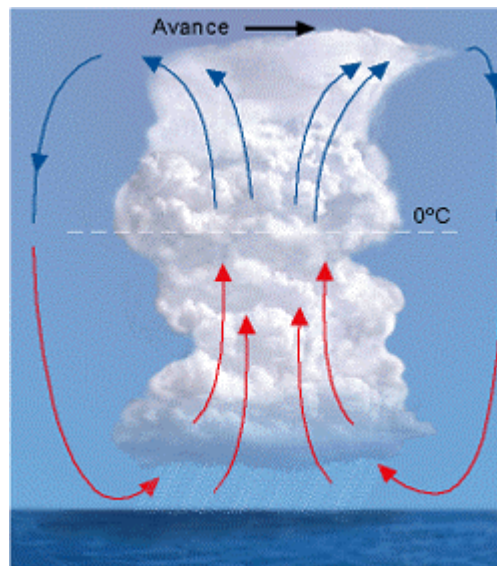


En grandes masas de aire muy inestable, donde el *gradiente vertical de temperatura* es grande, las pequeñas masas o parcelas de aire, a medida que ascienden se hacen más livianas que el aire circundante, debido a que la diferencia de temperatura entre la parcela y el medio que la rodea aumenta con la altitud. Siempre que esta condición persista, el aire de la nube sigue elevándose con velocidad creciente. En algunos casos, esta diferencia de temperatura continúa en aumento aun a más de 10.000 metros, por encima de la troposfera, y el aire de la

nube puede ser más cálido que el aire que la rodea en las capas bajas de la estratosfera.

De esto se desprende que se denomina *gradiente vertical de temperatura* a la medición del decrecimiento de temperatura por unidad de altura. Es *positivo* cuando la temperatura decrece con la altitud y *negativo* cuando la misma aumenta.

Una parcela de aire de nube que asciende a razón de 60 metros por minuto al nivel de la base de la nube, situada a unos 1.500 metros de altura, por ejemplo, puede alcanzar velocidades ascensionales del orden de los 1.500 metros por minuto, cuando llegue a los 8.000 metros. De este modo, pequeños cúmulos crecen velozmente, adquiriendo gran volumen, hasta convertirse en cúmulos congestus. Si las corrientes de convección son muy penetrantes, terminan por convertirse en cumulonimbos o nubes de tormenta.



Circulación general del aire dentro de un cumulonimbo

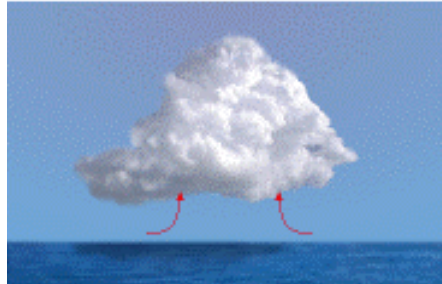
Para un observador casual, las activas nubes convectivas en pleno desarrollo pueden parecerle una masa confusa y entremezclada de corrientes de aire sin relación entre sí, pero los minuciosos estudios llevados a cabo en los últimos años con aviones especialmente equipados, satélites, radares y otros equipos, han demostrado que no es así, por lo que tienen que revisarse muchos de los conceptos contenidos en los antiguos manuales de Meteorología.

Las células de tormenta

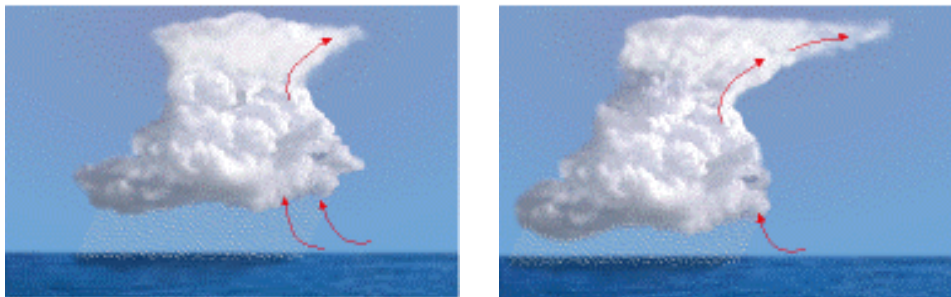
Según estudios llevados a cabo por el americano Byers y colaboradores, llegaron a la conclusión de que las tormentas están compuestas por una o varias células, teniendo cada una un ciclo de vida bien definido.

Durante la primera etapa, el movimiento del aire es casi enteramente ascendente, por lo que la mayor parte del aire que constituye la nube proviene de las

capas situadas por debajo de la base de la misma. No obstante, también se produce aporte de aire, a través de los lados de la nube. Mientras dura esta fase de convección, conocida como **etapa cumuliforme**, la nube crece rápidamente y la velocidad ascendente va en aumento.



El desarrollo de la nube va acompañado por el crecimiento de los elementos de precipitación. Cuando estos elementos son lo suficiente grandes, su peso influye en el proceso, pues ejercen suficiente resistencia al ascenso como para obligar a una parte del aire de la nube a iniciar el descenso. Este se considera el comienzo de la **etapa de madurez**. Una vez nacida la corriente descendente, la misma se acelera rápidamente, y al enfriarse el aire por la evaporación de la precipitación, adquiere mayor densidad y peso que el aire exterior de la nube. Esta situación favorece la aceleración de bajada del aire de la nube.



Durante esa **etapa de madurez**, los movimientos verticales, tanto ascendentes como descendentes, son muy vigorosos. Una parte de la nube se eleva a gran velocidad mientras que, al mismo tiempo, otra parte de ella, cada vez de mayor tamaño, desciende con gran ímpetu. En esta fase, una tormenta se caracteriza por la máxima precipitación, ya sea en forma de lluvia, granizo, etc., por efectos eléctricos, truenos y ráfagas de aire en las capas cercanas al suelo.

A medida que la corriente descendente crece dentro de la nube, disminuye gradualmente la energía proporcionada por la corriente ascendente. Cuando toda la nube está constituida por aire descendente, la tormenta alcanza su fase final., llamada **etapa de disipación**. En ese momento, tanto la intensidad de la turbulencia como la precipitación y la actividad eléctrica han quedado a la más baja actividad. Todo lo que queda es una gran masa vellosa de nubes que comienza a evaporarse con celeridad.



Se supone que cada célula tiene un diámetro de varios kilómetros y dura algo menos de una hora. A pesar de ello, una tormenta de gran intensidad puede estar compuesta por muchas células, cada una de ellas en diferente fase de desarrollo. Cuando una célula se disipa otra nueva se forma, por lo que una tormenta puede durar muchas horas.

CAPITULO 7

EL VIENTO

1. DEFINICIÓN:

El viento es la variable de estado de movimiento del aire. En meteorología se estudia el viento como aire en movimiento tanto horizontal como verticalmente. Los movimientos verticales del aire caracterizan los fenómenos atmosféricos locales, como la formación de nubes de tormenta.



El viento es causado por las diferencias de temperatura existentes al producirse un desigual calentamiento de las diversas zonas de la Tierra y de la atmósfera. Las masas de aire más caliente tienden a ascender, y su lugar es ocupado entonces por las masas de aire circundante, más frío y, por tanto, más denso. Se denomina propiamente "viento" a la corriente de aire que se desplaza en sentido horizontal, reservándose la denominación de "corriente de convección" para los movimientos de aire en sentido vertical.

La dirección del viento depende de la distribución y evolución de los centros isobáricos; se desplaza de los centros de alta presión (anticiclones) hacia los de baja presión (depresiones) y su fuerza es tanto mayor cuanto mayor es el gradiente de presiones. En su movimiento, el viento se ve alterado por diversos factores tales como el relieve y la aceleración de Coriolis.

En superficie, el viento viene definido por dos parámetros: la dirección en el plano horizontal y la velocidad.

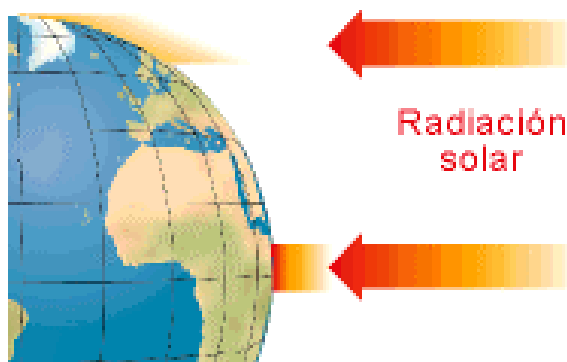
2. LA CIRCULACIÓN GENERAL EN LA ATMOSFERA:

El aire de la atmósfera experimenta unos procesos de circulación de carácter general que determinan la climatología y la estacionalidad y evolución de los fenómenos meteorológicos.

La radiación solar

La energía calorífica de la radiación solar es la generatriz de todos los procesos meteorológicos y climáticos que se dan en la tierra. Al incidir sobre el planeta, atraviesa el gas atmosférico sin apenas calentarlo; en cambio sí calienta la superficie terrestre que es la que acaba transmitiendo el calor al aire atmosférico en contacto con ella. Así pues, es la tierra la que calienta directamente la atmósfera y no la radiación solar. Esto tiene una importante trascendencia para entender la dinámica de todos los procesos que se dan en meteorología.

Sin embargo, no toda la superficie de la tierra recibe por igual la misma energía: los polos son las que menos y las zonas ecuatoriales son las que más. De este modo, la superficie de la tierra no transmite de una forma uniforme el calor al aire que tiene sobre ella.



LA TIERRA DEL ECUADOR SE CALIENTA MÁS POR LA ACCIÓN SOLAR QUE LA DE LOS POLOS, DEBIDO A QUE RECIBE MÁS CANTIDAD DE RADIACIÓN POR UNIDAD DE SUPERFICIE.

Esto origina que se produzcan intercambios térmicos entre las zonas más calientes y las más frías para restablecer el equilibrio: el aire caliente se desplaza hacia los polos y el aire frío hacia el ecuador. De este modo, las masas de aire nivelan y suavizan el clima en la Tierra y establecen los principios de la circulación general.

Regiones depresionarias y anticiclónicas

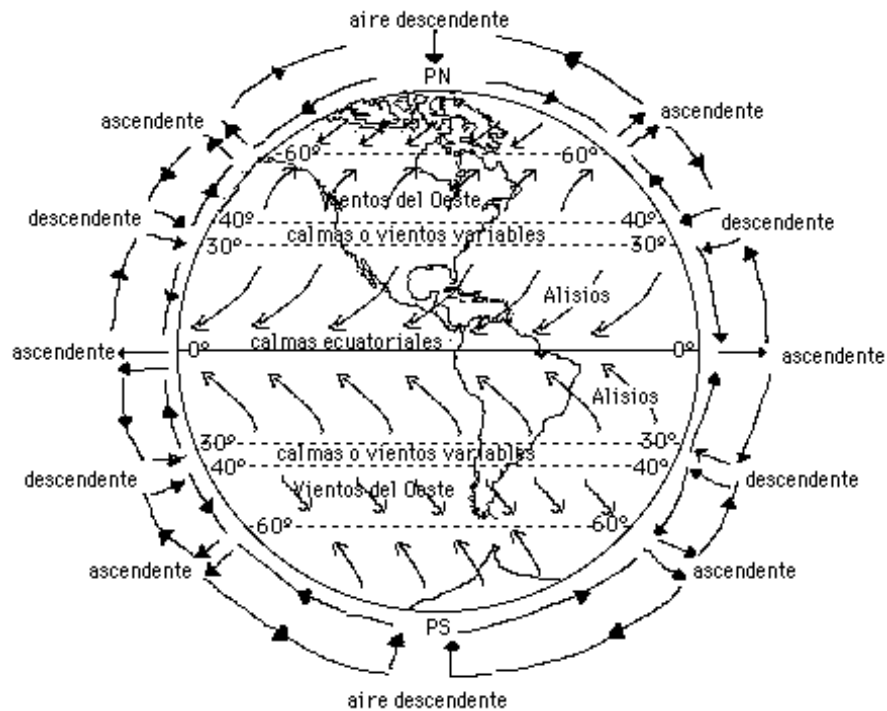
El aire caliente de la zona ecuatorial se hace más ligero y se eleva. Al ascender, se dirige en altura hacia los polos. A medida que se desplaza hacia el polo sufre la acción de la fuerza de Coriolis, desviándose hacia su derecha en el hemisferio Norte y hacia su izquierda en el hemisferio Sur.

Cuando el aire se enfría cae, y una vez en la superficie de la tierra retorna al ecuador absorbido por las bajas presiones que se generan en la zona al ascender el aire caliente. En este trayecto se vuelve a desviar debido a la fuerza de Coriolis, de manera que al llegar a la zona subtropical es ya un viento del Noreste en el hemisferio Norte, y del sureste en el hemisferio Sur. Estos vientos son los denominados alisios.

En los polos ocurre lo contrario. El aire frío y pesado se desplaza desde la zona polar a ras de suelo en dirección al ecuador. La fuerza de Coriolis, lo desvía al Noreste en el hemisferio Norte, y al sureste en el hemisferio Sur. Al descender de latitud el aire se calienta y asciende, volviendo al la zona polar por arriba, absorbido por la depresión en altitud que genera el aire. Sobre el polo vuelve a enfriarse descendiendo y se cerrando el ciclo.

El ciclo ecuatorial abarca desde el ecuador hasta los 30° de latitud en ambos hemisferios. El polar desde ambos polos hasta los 60°.

En las latitudes templadas que quedan entre los 30 y los 60° de latitud se origina otro ciclo. El aire de la zona es más caliente que el polar y más frío que el subtropical. Por ello el aire de la zona tiene tendencia a trasladarse hacia el polo para llenar el vacío dejado por el aire ascendente en los 60 ° de latitud; al ser desviados de nuevo por la fuerza de Coriolis adquieren una marcada componente oeste en ambos hemisferios. Son los denominados vientos de los oestes cuyo predominio en la zona templada genera el denominado "cinturón de los oestes".



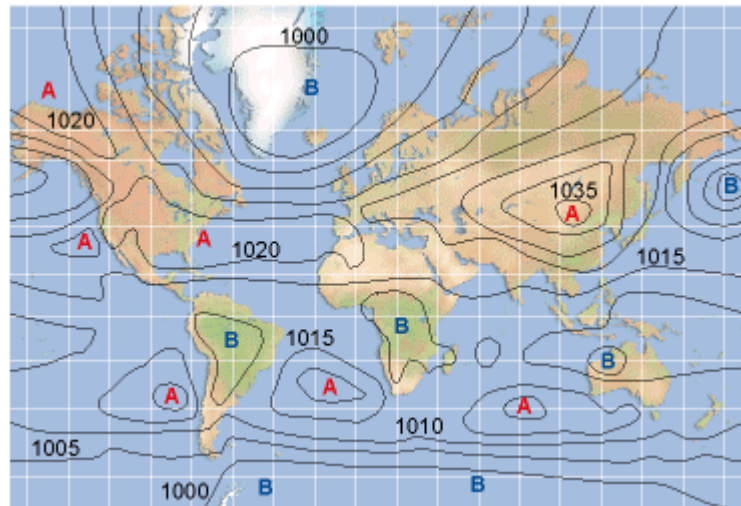
LA ZONAS DEPRESIONARIAS Y ANTICICLÓNICAS SE INTERCALAN CON OTRAS DE VIENTOS DOMINANTES

Distribución en latitud de las zonas depresionarias y anticiclónicas

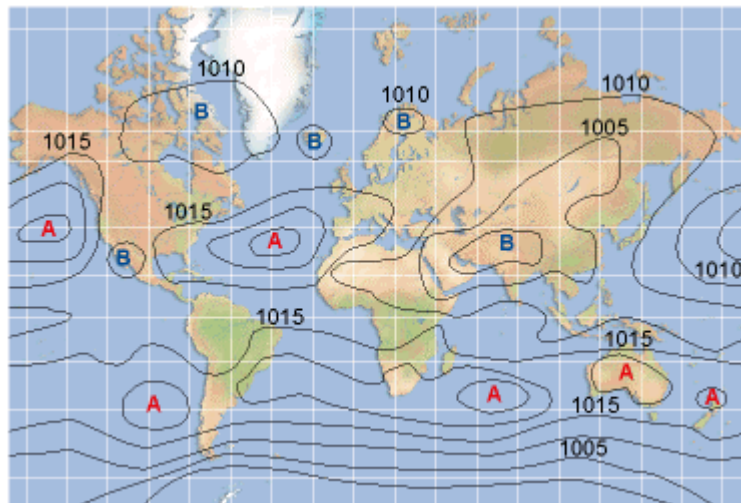
Debido a esta circulación general las zonas de presión atmosférica relativa quedan distribuidos de este modo sobre cada hemisferio de la tierra:

1. Sobre el polo un anticiclón.

2. Una zona de depresiones en torno a los 60° de latitud, a la que se dirigen vientos polares y subtropicales.
3. Una zona de anticiclones sobre los 30° de latitud, que envía vientos de componente oeste (SO en el hemisferio norte y NO en el sur) hacia las regiones templadas y de componente este (NE en el hemisferio norte y SE en el sur) hacia la región ecuatorial.
4. Una zona depresionaria en el cinturón ecuatorial, con vientos en calma pero con fuertes corrientes verticales ascendentes. La denominada zona de convergencia intertropical.



Isobaras dominantes el mes de enero



Isobaras dominantes el mes de julio

La influencia de los continentes

Este equilibrio es el que se produciría si el planeta tuviera una superficie homogénea, pero en realidad hay tierra y agua que se calientan y enfrían de forma

distinta. En el hemisferio norte predominan las grandes masas continentales y en el sur el agua, por lo que el modelo de circulación general experimenta variaciones en cada caso. También las masas de tierra y agua se encuentran mezcladas sin uniformidad, por lo que la distribución de las depresiones y los anticiclones no es tampoco homogénea en cada hemisferio.

En general, en verano (enero para el hemisferio sur, y julio para el hemisferio norte) la zona anticiclónica de los 30° de latitud tiende a interrumpirse en los continentes debido a su intenso calentamiento debido a alta absorción de la radiación solar de la tierra que genera la aparición de depresiones denominadas térmicas (El aire caliente asciende). Son las depresiones suramericana, sudafricana y australiana en el verano austral, y las centroasiática y Norteamericana, en el boreal.

En invierno (enero para el hemisferio norte, y julio para el sur) la zona anticiclónica se refuerza sobre los continentes al enfriarse el aire sobre ellos más que sobre los océanos. El anticiclón es más denso en los continentes del hemisferio norte, donde la extensión de tierra es superior, que en el sur. Son los anticiclones siberiano y Norteamericano.

3. LA FUERZA DE CORIOLIS:

La denominada fuerza de Coriolis influye en todos los fenómenos de traslación que se realizan sobre la superficie de la tierra.

Debido a su rotación, se genera una fuerza que, en el hemisferio Sur, desvía hacia el Oeste toda partícula en movimiento de Norte a Sur y hacia el Este a las que lo hacen de Sur a Norte.



COMPOSICIÓN VECTORIAL DE CUALQUIER MOVIMIENTO DE TRASLACIÓN SOBRE LA SUPERFICIE DE LA TIERRA

Es decir, en el hemisferio Sur, la fuerza de Coriolis desvía hacia la izquierda los movimientos de las masas de aire y agua. En el hemisferio Norte se produce el efecto inverso: la desviación se produce hacia la derecha

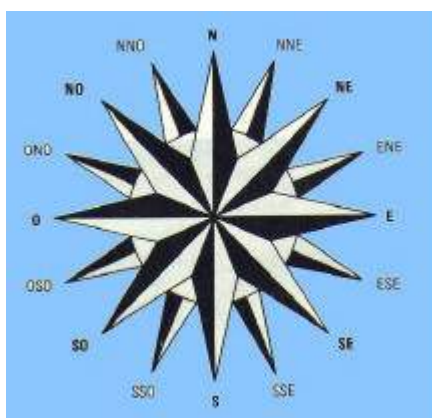
Desviación por la fuerza de Coriolis

La rotación terrestre genera la denominada fuerza de Coriolis que se produce de forma perpendicular a la dirección del movimiento. En el hemisferio sur, el aire procedente de los anticiclones es desviado hacia la izquierda, girando en el sentido contrario de las agujas del reloj. En las depresiones, el viento gira en sentido de las agujas del reloj. En el hemisferio norte se produce el efecto contrario, lo que explica que el viento de las borrascas y los anticiclones gire en sentido inverso.

Este efecto es la base de la denominada Ley de Buys-Ballot que enuncia que un observador que se coloque cara al viento en el hemisferio sur tendrá siempre las bajas presiones a su derecha y las altas presiones a su izquierda.

4. DIRECCIÓN Y VELOCIDAD DEL VIENTO:

La dirección del viento.- viene definida por el punto del horizonte del observador desde el cual sopla. En la actualidad, se usa internacionalmente la rosa dividida en 360°. El cálculo se realiza tomando como origen el norte y contando los grados en el sentido de giro del reloj. De este modo, un viento del SE equivale a 135°; uno del S, a 180°; uno del NW, a 315°, etc.



LA DIRECCIÓN SE SUELE REFERIR AL PUNTO MÁS PRÓXIMO DE LA ROSA DE LOS VIENTOS QUE CONSTA DE OCHO RUMBOS PRINCIPALES. SE MIDE CON LA VELETA.

La velocidad del viento.- se mide preferentemente en náutica en nudos y mediante la escala Beaufort. Esta escala comprende 12 grados de intensidad creciente que describen el viento a partir del estado de la mar. Esta descripción es inexacta pues varía en función del tipo de aguas donde se manifiesta el viento. Con la llegada de los modernos anemómetros, a cada grado de la escala se le ha asignado una banda de velocidades medidas por lo menos durante 10 minutos a 10 metros de altura sobre el nivel del mar.

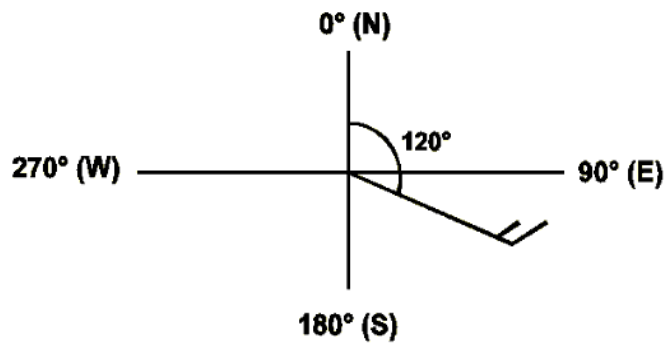
En la meteorología sinóptica moderna, la escala Beaufort tiende a sustituirse por las mediciones precisas en nudos.

¿Cómo se representa el viento en un gráfico?

Existen dos formas de representar el viento en un gráfico con vectores y flechas con barbas .

La dirección del viento:

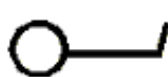
Se representa en grados de 0 a 360 como se muestra en la siguiente figura. En esta, 0 grados corresponde al Norte, 90 al Este, 180 al Sur, 270 al Oeste y 360 grados nuevamente al Norte. En la Fig. 4 se ha representado el viento con una dirección de 120 grados (aprox. del sureste), la punta de la flecha indica de donde viene el viento y las barbas como se verá a continuación la magnitud del viento, en este caso 15 nudos.



La velocidad del viento:

Si es un vector la longitud representa la velocidad del viento.

En el caso de las flechas con barbas, la velocidad del viento se representa teniendo en cuenta la escala gráfica siguiente. La barba de menor longitud equivale a 5 nudos, la de mayor longitud 10 nudos y el triángulo 50 nudos; si queremos representar 70 nudos será un triángulo con dos barbas grandes. Las velocidades inferiores a 5 nudos se representan con flechas sin barbas.



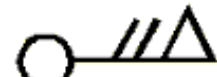
5 nudos



10 nudos



50 nudos



70 nudos

La unidad del viento en el Sistema Internacional es m/s, sin embargo aún se usan los nudos(kt) y km/h.

$$1 \text{ kt} = 1.8 \text{ km/h} \quad \text{ó} \quad 1 \text{ kt} = 0.5 \text{ m/s.}$$

En la alta troposfera entre los 5 a 20 km de altura los vientos pueden llegar a ser mayores a 100 nudos (50 m/s) y se le denomina corriente en chorro (Jet Stream).

5. MEDICIÓN DEL VIENTO:

El aparato tradicionalmente empleado para medir la dirección del viento es la veleta que marca la dirección en grados en la propia rosa. Debe instalarse de acuerdo a los procedimientos internacionales vigentes para evitar las perturbaciones.

Se considera que partir de 10 metros de altura las perturbaciones no afectan de forma notable a la medida. La velocidad del viento se mide con el anemómetro, que es un molinete de tres brazos, separados por ángulos de 120°, que se mueve alrededor de un eje vertical. Los brazos giran con el viento y permiten medir su velocidad. Hay anemómetros de reducidas dimensiones que pueden sostenerse con una sola mano que son muy prácticos aunque menos precisos debido a las mencionadas perturbaciones.

6. BRISAS TÉRMICAS:

Son vientos costeros debidos a la diferencia de temperatura entre el mar y la tierra. Su intensidad depende de muchos factores locales tanto sinópticos como climáticos.

En meteorología se denominan brisas térmicas a los vientos que soplan en las zonas de la costa del mar hacia tierra durante el día y de la tierra al mar durante la noche. Son vientos pues que no se generan por gradientes isobáricos a nivel general, sino a nivel local en las zonas costeras. En las latitudes medias, alcanzan su plenitud durante las épocas en el que el sol caliente con mayor intensidad, es decir, cuando está más alto. Su intensidad rara vez sobrepasa los 25 nudos y es normal que se sitúe alrededor de los 15.

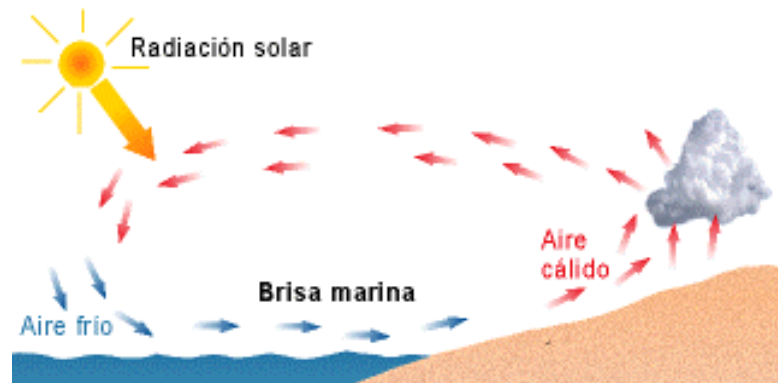
Proceso de formación

Las brisas se producen por el desfase existente en el proceso de calentamiento del mar y de la tierra por la acción de la radiación solar.

Durante el día

A medida que el sol asciende va calentando la tierra más rápidamente que el agua del mar. La tierra va calentando el aire en contacto con ella que asciende al aligerarse; su lugar a viene a ocuparlo el aire del mar que está más frío. Es decir, se origina un gradiente térmico que, a su vez, origina un gradiente de presión que

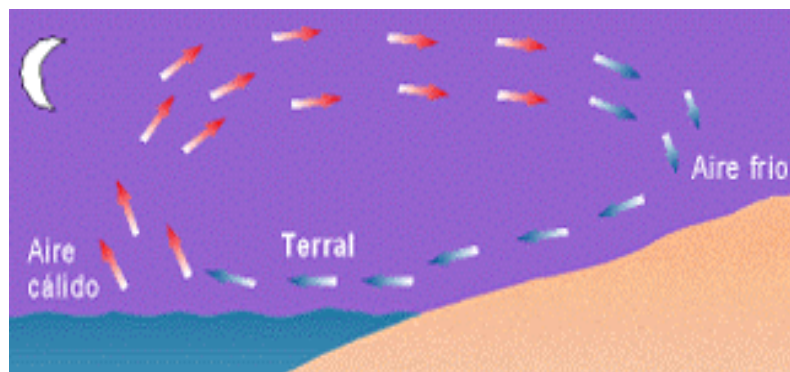
causa el desplazamiento del aire de la zona de mayor presión - la superficie del mar - al de menor presión - la superficie de la tierra -, generándose así un viento del mar hacia la tierra que se denomina brisa marina o virazón.



PROCESO DE FORMACIÓN DE LA BRISA MARINA

Durante la noche

Cuando la radiación solar desaparece, la superficie del mar conserva más tiempo el calor captado durante el día que la tierra, la cual se enfría con más rapidez. Se produce un gradiente térmico y de presión inverso al caso diurno: el aire más caliente del mar se eleva y su lugar pasa a ser ocupado por el aire más frío proveniente de la tierra. Se origina así la brisa terrestre o terral.



PROCESO DE FORMACIÓN DE LA BRISA TERRESTRE O TERRAL

Condiciones favorables para la formación de brisas

Todas las condiciones que favorezcan el incremento del gradiente de presiones entre aire del mar y el de tierra favorecerán la formación de las brisas.

- Un gradiente térmico de aproximadamente 4 o 5° C.

Aunque, en general, basta que la temperatura del aire terrestre sea superior en al menos 1°C a la del aire marino se dan las circunstancias que posibilitan las brisas diurnas; por debajo de este valor difícilmente se establecen. Esto explica que en zonas donde el mar se calienta mucho, las condiciones favorables para el gradiente térmico se den en las épocas en el que el agua está todavía fría y el sol es capaz de calentar con intensidad la tierra; es decir, a finales de primavera y principios del verano. En invierno, la capacidad de calentamiento del sol es tan débil que cualquier circunstancia en contra hace que no existan brisas.

- Los cielos despejados o la nubosidad débil.

La ausencia de nubes favorece el calentamiento de la tierra durante el día y la su pérdida de calor durante la noche, por lo que se favorece el gradiente térmico diurno y nocturno. Los cielos nubosos no dejan calentar la tierra durante el día y guardan el calor de ésta durante la noche.

- La inestabilidad térmica vertical.

Cuanto más gradiente térmico vertical, más facilidad tendrá el aire caliente para ascender y generar una mayor depresión, por lo tanto más brisa habrá. Si en las capas altas de la atmósfera hay aire cálido, por más gradiente de temperatura que exista entre la tierra y el mar, no habrá brisa. Esto explica que visualmente se pueda predecir la intensidad de la brisa por las nubes de desarrollo vertical que se forman en la costa: cuanto más altas, dependiendo evidentemente de otros factores locales, más intensa podrá llegar a ser la brisa.

- La ausencia de vientos sinópticos generales

Si existen gradientes de presión general más fuertes provenientes de depresiones térmicas o polares, las condiciones de viento marcadas por éstos prevalecerán sobre las brisas térmicas; aunque, en realidad, ambos gradientes béricos - el general y el local que genera la brisa - se sumarán alterando la dirección e intensidad del viento sinóptico dominante o a la inversa: si las brisas son dominantes, las condiciones generales béricas las influirán en dirección e intensidad.

-Costa sin una orografía alta

Las paredes montañosas de considerable altitud en la línea de la costa es un freno considerable a la formación de brisas. Por contra, los valles las favorecen.

-Terreno con alto coeficiente de absorción de calor

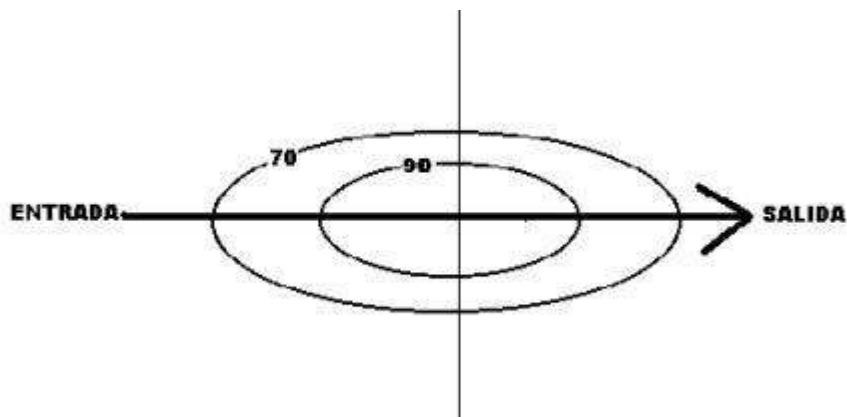
La tierra pelada tiene más coeficiente de absorción del calor solar (se calienta más) que los vegetales, por consiguiente las masas boscosas debilitan las brisas. Por el contrario, el cemento, piedra, metales y asfalto de las masas urbanas tienen un altísimo coeficiente de absorción del calor lo que incrementa las brisas. Por otra parte, los automóviles y las industrias de las grandes concentraciones urbanas

incrementan aún más el calor del aire, por lo que las grandes ciudades costeras favorecen la formación de brisas en sus costas.

7. LA CORRIENTE EN CHORRO O JET STREAM:

Es un área de fuertes vientos concentrados en una franja relativamente angosta en la troposfera alta (o tropopausa) de las latitudes medias y en regiones subtropicales de los hemisferios norte y sur. Fluye en una banda semicontinua alrededor del globo de oeste a este y es producto de los cambios en la temperatura del aire cuando el viento polar se mueve hacia el ecuador encontrándose con el cálido viento ecuatorial que se dirige al polo. Se caracteriza por la concentración de isotermas y por fuertes gradientes transversales.

La generación de máximos de viento en altura, depende directamente del gradiente horizontal de temperatura (Holton, 1979). La presencia del mismo, es señal de la existencia de dos masas de aire con una frontera que las separa. En términos de apoyo a la aviación civil internacional, el Jet se define en altura como un área donde las isotacas son mayores de 70 nudos (Kt.), y con un núcleo o centro donde los vientos son iguales o mayores que 90 Kt,



Aunque típicamente se evalúa el Jet en los 250-300 hPa, el máximo de viento en realidad puede variar entre los 100-500 hPa, con algunos Jets estratosféricos definidos en los 70 hPa. La altura a la que el Jet se ubique dependerá de que tan fría sea la masa de aire; cuánto más fría, más bajo se va a manifestar el Jet.

CAPITULO 8

FRENTES, CICLONES O BAJAS Y ANTICICLONES

1. MASAS DE AIRE:

El concepto de masa de aire fue desarrollado en Noruega por los meteorólogos Bergeron y Bjerkness en los años 20 como parte de su teoría sobre el Frente Polar.

Una masa de aire se define como un volumen de aire de gran extensión cuyas propiedades físicas, sobre todo temperatura y humedad, son uniformes en el plano horizontal. Su tamaño cubre por lo general centenares e incluso miles de kilómetros cuadrados, verticalmente puede alcanzar espesores de varios kilómetros, y sus caracteres los obtiene por el contacto prolongado sobre extensas áreas oceánicas o continentales con unas condiciones superficiales homogéneas, a las que se denomina regiones manantial o fuente.

La adquisición de las características por parte de las masas de aire es un proceso lento, por lo que se forman en zonas donde se encuentran sistemas barométricos estacionarios, como el cinturón subtropical, Siberia, Norte de Canadá y ambos polos.

Clasificación de las masas de aire

Las masas de aire se clasifican según su temperatura (determinada por su posición sobre el globo, ártica, antártica, polar, tropical o ecuatorial) y por la humedad del aire (continental o marítima).

MASA DE AIRE	SÍMBOLO	TEMPERATURA (°C)	HUMEDAD ESPECÍFICA (G/KG)	PROPIEDADES
Ártica continental Antártica continental invierno	Ac AAc	-55 a -35	0.05 a 0.2	Muy fría, muy seca, muy estable
Polar continental invierno verano	Pc	-35 a -20 5 a 15	0.2 a 0.6 4 a 9	Fría, seca y muy estable Fría, seca y estable
Polar marítima invierno verano	Pm	0 a 10 2 a 14	3 a 8 5 a 10	Fresca, húmeda e inestable Fresca, húmeda e inestable
Tropical continental	Tc	30 a 42	5 a 10	Cálida seca e inestable
Tropical marítima verano	Tm	22 a 30	15 a 20	Cálida, húmeda, estabilidad variable
Ecuatorial marítima	Em	Aprox. 27	Aprox. 19	Cálida, muy húmeda e inestable

Masas de aire ártico y antártico

Se originan en la proximidad de los polos, sobre las aguas heladas del océano Ártico y los casquetes de hielo de Groenlandia y la Antártida. Se caracterizan por sus bajas temperaturas y su débil contenido de humedad, a consecuencia de lo cual la nubosidad es escasa y el riesgo de precipitaciones muy reducido. Son muy estables debido a la fuerte inversión térmica que crea el fuerte enfriamiento de las capas inferiores de la atmósfera y la subsidencia del aire en las regiones de altas presiones. Las invasiones de aire ártico que a finales de invierno o comienzo de primavera afectan a Europa occidental se inestabilizan en su recorrido por el océano Atlántico ocasionando fuertes nevadas y descenso anormal de las temperaturas.

Masas de aire polar

A pesar de su nombre, las regiones fuente de estas masas de aire se sitúan en zonas alejadas de los polos, entre 50° y 70° de latitud. Las masas continentales son frías, secas y de estratificación estable porque se forman en las zonas de altas presiones del interior de Asia Central y Canadá. No existen manantiales en el hemisferio Sur debido al dominio del océano en estas latitudes. Cuando se desplazan al Sur, sobre regiones terrestres más cálidas, aumentan su temperatura y se inestabilizan, dando lugar a la formación de cúmulos pero sin aporte de precipitación. Por el contrario, cuando se desplazan sobre superficies oceánicas el aire inicialmente seco se puede convertir en tropical marítimo formando bancos de niebla o nubes estratiformes (con lloviznas asociadas). Sobre zonas más cálidas pueden desarrollarse sistemas tormentosos.

Masas de aire tropical

Sus manantiales son las células oceánicas y continentales de altas presiones en las latitudes tropicales. El aire seco procede de las extensas áreas desérticas que crea la subsidencia anticiclónica y es seco, estable y cálido. En verano, el intenso calor que desprende el suelo causa remolinos y tormentas de arena (Sahara, Australia). El aire tropical marítimo es muy húmedo. Propicia la formación de nieblas de advección, asociadas a nubes estratiformes de poca altitud y lluvias débiles.

Masa de aire ecuatorial

En las latitudes bajas los contrastes térmicos son débiles y la identificación de la masa de aire no es tan sencilla. El aire ecuatorial se caracteriza por tener elevadas temperaturas, alto contenido en humedad y una elevada inestabilidad. Esto posibilita el crecimiento de grandes torres de nubes cúmulos y cumulonimbus, de las que caen lluvias intensas a causa del elevado contenido de humedad absoluta que contiene el aire cálido.

2. MOVIMIENTOS VERTICALES DEL AIRE:

Los procesos que se dan en la atmósfera en los que no existe intercambio calorífico con el exterior del sistema se llaman *adiabáticos*. En la atmósfera los ascensos y descensos del aire se producen tan rápido que no tiene tiempo de

intercambiar eficazmente calor con el aire del entorno. Toda compresión adiabática lleva consigo un calentamiento y toda expansión en las mismas condiciones, un enfriamiento. Además, como la presión atmosférica desciende con la altitud, puede definirse que si una pequeña parte del aire "burbuja", asciende verticalmente, se encuentra con presiones menores, por lo que paulatinamente, se expande y enfría, y lo contrario ocurre al descender.

La temperatura desciende unos 10° C cada 100 hPa, como estos hectopascales corresponden a 1000 m, aproximadamente, resulta que, en condiciones medias, la temperatura desciende con la altura 1° C cada 100 m, valor denominado gradiente adiabático seco. Como se enfría al ascender, puede llegar a saturarse de vapor de agua. Si habiendo alcanzado la saturación continúa el ascenso comienza la condensación del vapor en agua líquida, proceso que libera calor que, por supuesto, pasa a la burbuja ascendente, con lo que ésta se enfría menos rápidamente, medio grado cada 100 metros. Al irse quedando sin vapor de agua que pueda desprender calor al condensarse, vuelve a acercarse al gradiente adiabático seco.

Estabilidad e Inestabilidad

Se dice que la atmósfera se halla estable cuando hay una gran resistencia a que en ella se desarrollen movimientos verticales, por lo que si una "burbuja" se desplaza de su posición de equilibrio tiende a recuperarlo.

En caso de inestabilidad ocurre lo contrario. Veamos un ejemplo: Si sumergimos un trozo de corcho en el agua, al soltarlo sale disparado hasta alcanzar la superficie. En cambio si lo elevamos a cierta altura sobre el agua, en el aire, y lo soltamos, el corcho cae irremediamente. ¿Qué ha ocurrido? La densidad del corcho es mayor que la del aire (pesa más que una masa de aire del mismo tamaño) y menor que la del agua (pesa menos que la cantidad de líquido que "desaloja"). Esta experiencia nos ayuda a comprender qué es lo que pasa con una "burbuja" de aire. Que sea desplazada de su nivel de equilibrio por cualquier causa. Si es más fría (por lo tanto, más densa) que el aire que encuentra, tenderá a bajar hasta recuperar su nivel de equilibrio en el lugar en que el aire que la rodee tenga su misma densidad. Pero si es más caliente (menos densa) que el aire de alrededor (como el corcho en el agua) continúa ascendiendo y no vuelve a su punto de partida. La temperatura que adquiere la burbuja es independiente de la que encuentra en la atmósfera durante su ascenso, con la cual, ya vimos, apenas intercambia calor.

Si la burbuja al ascender y enfriarse encuentra una atmósfera más caliente que ella, bajará y volverá al nivel de partida (estabilidad) . Si el aire de alrededor es más frío que ella, proseguirá su ascenso (inestabilidad). El vapor de agua es sumamente importante, ya que el aire húmedo pesa menos que el aire seco y además desde el momento en el que se alcanza la saturación por medio de ascensos adiabáticos (nivel de condensación) su dinamismo se acelera, pues al recoger el calor desprendido en la condensación, su "flotabilidad" aumenta y los movimientos verticales se aceleran.

Las masas de aire cálido, en la mayoría de los casos, son de origen tropical y se mueven hacia latitudes más altas. Puede darse también el caso de aire marítimo

cálido que se desplaza sobre el suelo más frío o aire cálido continental que se desplace sobre aguas más frías. En estos casos hay un lento transporte de calor desde la masa de aire hacia la superficie subyacente, con la consecuente estratificación dentro del aire, con ausencia de cualquier movimiento vertical o turbulencia. Encontraremos entonces nubes estratiformes y frecuentemente, nieblas.

Las masas de aire frío se dan, frecuentemente por el movimiento de aire polar hacia latitudes más bajas, o por aire marítimo que se desplaza sobre la tierra más caliente o aire continental moviéndose sobre un mar más cálido. Por este calentamiento de la masa de aire, se desarrolla la convección y turbulencia. Se forman nubes de tipo cúmulos. La visibilidad es generalmente buena.

3. LOS FRENTES:

Las masas de aire se desplazan en conjunto y se "empujan" unas a otras. En cambio, raramente se mezclan. Esta propiedad es la causante del acentuado dinamismo de la atmósfera en la llamada superficie frontal, como se denomina a la superficie de contacto entre dos masas de aire.

Como la atmósfera tiene tres dimensiones, la separación entre las masas de aire es una superficie llamada **superficie frontal**, siendo el **frente**, la línea determinada por la intersección de la superficie frontal y el suelo.

Este término fue introducido por la Escuela de Bjerkness en Noruega (1918) para describir una superficie de discontinuidad que separa dos masas de aire de distinta densidad o temperatura.

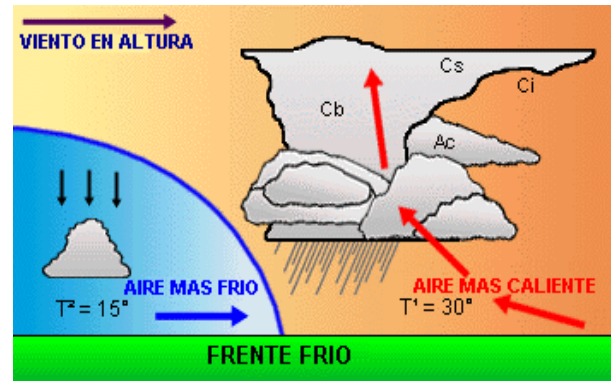
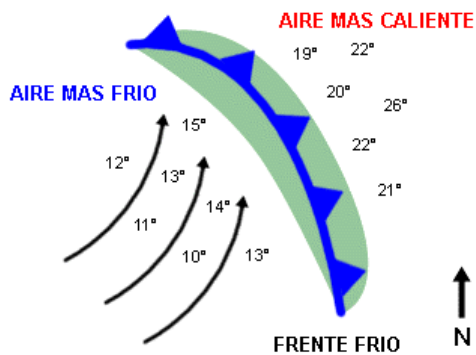
Los frentes pueden tener una longitud de 500 a 5000 Km., un ancho de 5 a 50 Km. y una altura de 3 a 20 Km. La pendiente de la superficie frontal puede variar entre 1:100 y 1:500.

La formación de los frentes se llama frontogénesis y el proceso inverso se llama frontolisis y se clasifican en frentes fríos, cálidos o calientes estacionarios y ocluidos.

4. EL FRENTE FRÍO:



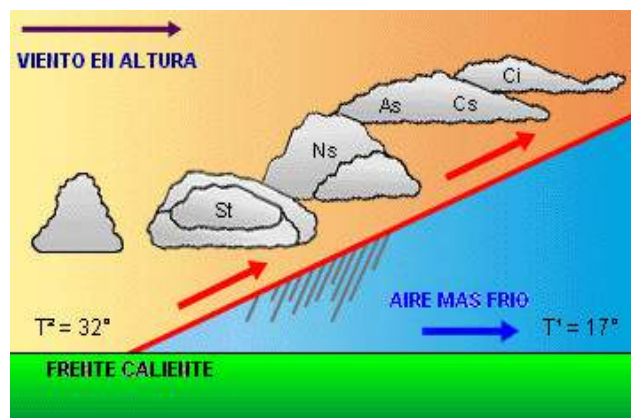
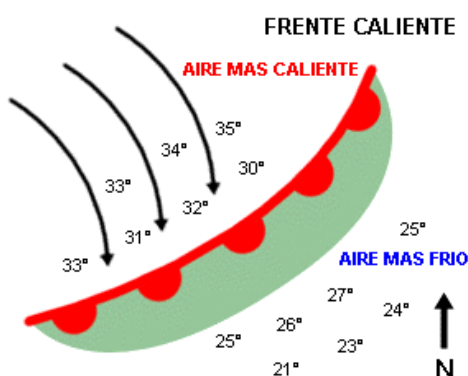
Cuando una superficie frontal se desplaza de tal manera que es el aire frío el que desplaza al aire caliente en superficie, se dice que estamos en presencia de un frente frío. Como la masa de aire frío es más densa, "ataca" al aire caliente por debajo, como si fuese una cuña, lo levanta, lo desaloja y lo obliga a trepar cuesta arriba sobre la empinada superficie frontal. El fenómeno es muy violento y en estos ascensos se producen abundantes nubes de desarrollo vertical. En los mapas se los representa con una línea azul continua o una negra orlada de "picos".



5. EL FRENTE CALIDO:



En este caso, el aire caliente avanza sobre el frío, pero al ser este último más pesado, se pega al suelo y a pesar de retirarse la masa fría, no es desalojada totalmente, de manera que el aire cálido asciende suavemente por la superficie frontal que hace de rampa.

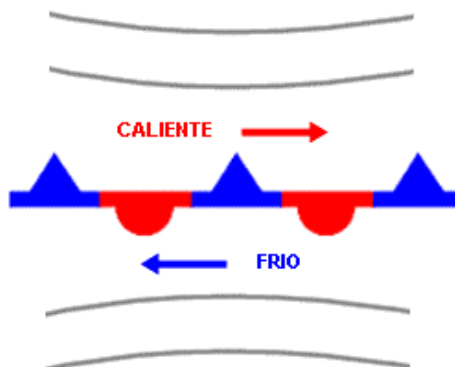


En general la nubosidad es estratiforme y las precipitaciones menos intensas que en un frente frío. En los mapas se representa con una línea continua roja o una negra orlada por semicírculos.

6. FRENTE ESTACIONARIO:



Es aquel que marca la separación entre dos masas de aire, entre las que no se manifiesta desplazamiento de una respecto de la otra. La sección es similar a la de un frente cálido.



7. FRENTE OCLUIDO:



Dado que los frentes fríos se desplazan más rápidamente que los frentes calientes, acaban por alcanzarlos. En estas condiciones el sector caliente desaparece progresivamente de la superficie, quedando solamente en altitud.

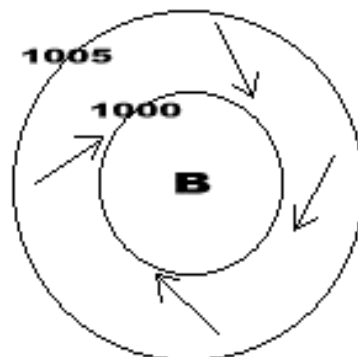
Cuando los frentes se han unido forman un frente ocluido o una oclusión. Las oclusiones pueden ser del tipo frente frío o del tipo frente caliente.



8. DEPRESIONES ATMOSFERICAS:

También denominada ciclón. Se refiere a un área de baja presión o mínimo de presión, constituida por isobaras cerradas, en la que la presión aumenta desde el centro hacia la periferia, es decir, lo contrario de un anticiclón o área de alta presión o máximo de presión. Por oposición a los anticiclones, los ciclones o depresiones son centros de convergencia de los vientos al nivel del suelo, siendo éstos tanto más fuertes cuanto mayor es el gradiente o pendiente barométrica, o sea cuanto más juntas estén las isobaras.

Debido a la rotación de la tierra, el viento que entra en un ciclón (como todo cuerpo puesto en movimiento) y se mueve en la dirección de las agujas del reloj en el hemisferio Sur y en sentido contrario en el hemisferio Norte.

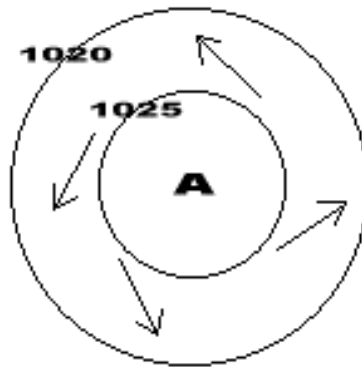


DEPRESIÓN ATMOSFERICA (H. S.)

9. ANTICICLONES ATMOSFERICOS:

Región de la atmósfera en donde la presión es más elevada que la de sus alrededores para el mismo nivel. Se llama también alta presión.

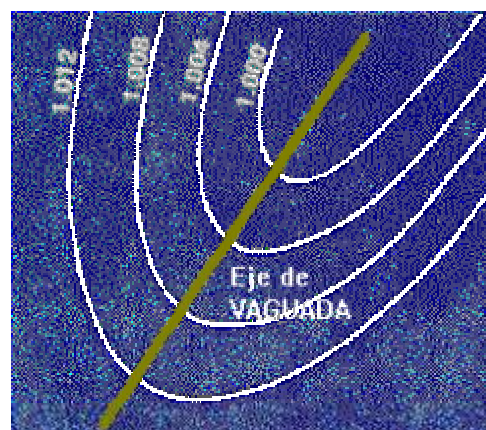
Las isobaras presentan por lo general un espacio amplio, mostrando la presencia de vientos suaves que llegan a desaparecer en las proximidades del centro. El aire se mueve en la dirección contraria de las agujas del reloj en el hemisferio Sur y en sentido opuesto en el hemisferio Norte. El movimiento del aire en los anticiclones se caracteriza por los fenómenos de convergencia en los niveles superiores y divergencia en los inferiores. La subsidencia de más de 10.000 m significa que el aire que baja se va secando y calentando adiabáticamente, por lo que trae consigo estabilidad y buen tiempo, con escasa probabilidad de lluvia. En invierno, sin embargo, el aire que desciende puede atrapar nieblas y elementos contaminantes bajo una inversión térmica.



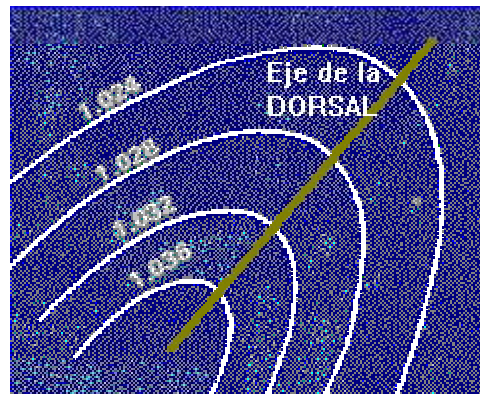
ANTICICLON ATMOSFERICO (H. S.)

10. VAGUADAS Y DORSALES O CUÑAS

Vaguada.- Es una configuración isobárica en la que a partir del centro de una baja presión las isobaras se deforman alejándose más del centro de un lado que en cualquier otra dirección. Este fenómeno produce mal tiempo.



Dorsal.- Es la elongación central de un centro de alta presión, se caracteriza por la presencia de estados del tiempo despejados y por baja humedad en el ambiente.



CAPITULO 9

CICLONES TROPICALES

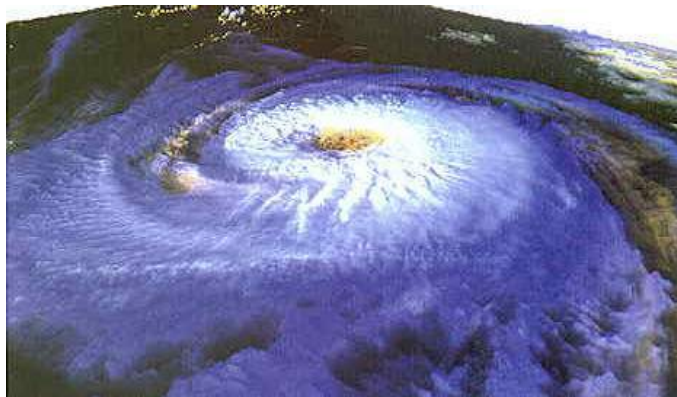
1. DEFINICIÓN:

Es el nombre genérico que se le da al viento huracanado que se traslada girando a gran velocidad, donde la presión disminuye en su interior y adquiere una circulación rotacional organizada en el sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte, y en el sentido opuesto en el hemisferio sur.

2. LOS HURACANES:

El término "huracán" tiene su origen en el nombre que los indios mayas y caribes daban al dios de las tormentas, pero este mismo fenómeno meteorológico es conocido en la India con el nombre de "cyclón", en las Filipinas se le denomina "baguio", en el oeste del Pacífico norte se le llama "tifón", y en Australia "Willy-Willy". Estos términos identifican un mismo fenómeno meteorológico.

En forma sencilla, un huracán es un viento muy fuerte que se origina en el mar, remolino que se desplaza sobre la superficie terrestre girando en forma de espiral o acarreando humedad en enormes cantidades, y que al tocar áreas pobladas, generalmente causa daños importantes o incluso desastres.



3. ORIGEN Y EVOLUCION DE UN CICLON TROPICAL :

Como las temperaturas del mar tienen que estar a más de 80 F, los ciclones tropicales se van a formar en diferentes lugares en diferentes meses del año, por lo general en la época más calurosa. Los huracanes ocurren en todas las áreas oceánicas tropicales excepto el Atlántico Sur y el Pacífico Sur.

Recuerden que el huracán necesita mucho océano para cobrar fuerza y para nutrirse, y se mueve con la rotación de la tierra hacia el oeste. Eso implica que se va a formar en donde puedan correr sin ser interrumpido y debilitado por tierra firme.

Hay ondas tropicales formándose todo el tiempo, pero no todas tienen las condiciones y el espacio para cobrar fuerza.

ELEMENTOS PRESENTES PARA QUE SE FORME UN HURACÁN	
TEMPERATURA SUPERIOR A 80 F:	A esa temperatura, el agua del océano se está evaporando a nivel acelerado requerido para que se forme el sistema. Es ese proceso de evaporación y la condensación eventual del vapor de agua en forma de nubes el que libera la energía que le da la fuerza al sistema para generar vientos fuertes y lluvia. Y como en las zonas tropicales la temperatura es normalmente alta, constantemente originan el segundo elemento necesario:
HUMEDAD:	Como el huracán necesita la energía de evaporación como combustible, tiene que haber mucha humedad, la cual ocurre con mayor facilidad sobre el mar, de modo que su avance e incremento en energía ocurre allí más fácilmente, debilitándose en cambio al llegar a tierra firme.
VIENTO:	La presencia de viento cálido cerca de la superficie del mar permite que haya mucha evaporación y que comience a ascender sin grandes contratiempos, originándose una presión negativa que arrastra al aire en forma de espiral hacia adentro y arriba, permitiendo que continúe el proceso de evaporación. En los altos niveles de la atmósfera los vientos deben estar débiles para que la estructura se mantenga intacta y no se interrumpa este ciclo.
GIRO o "spin":	La rotación de la tierra eventualmente le da movimiento en forma circular a este sistema, el que comienza a girar y desplazarse como un gigantesco trompo. Este giro se realiza en sentido contrario al de las manecillas del reloj en el hemisferio norte, y en sentido favorable en el hemisferio sur.

Evolución de un ciclón tropical

Puede ser dividida en las cuatro etapas siguientes:

Nacimiento (depresión tropical). Primero se forma una depresión atmosférica, que se caracteriza porque el viento empieza a aumentar en superficie con una velocidad máxima (media en un minuto) de 62 km/h o menos; las nubes comienzan a organizarse y la presión desciende hasta cerca de las 1000 hpa (hectopascales).

Desarrollo (tormenta tropical). La depresión tropical crece o se desarrolla y adquiere la característica de tormenta tropical, lo que significa que el viento continúa aumentando a una velocidad máxima de entre 63 y 117 km/h inclusive, las nubes se distribuyen en forma de espiral y empieza a formarse un ojo pequeño, casi siempre en forma circular, y la presión se reduce a menos de 1000 hpa.

En esta fase es cuando recibe un nombre correspondiente a una lista formulada por la Organización Meteorológica Mundial (Comité de Huracanes). Antiguamente, cada ciclón se denominaba con el nombre del santo del día en que se había formado o había sido observado. Durante la Segunda Guerra Mundial se usó un código en orden alfabético para facilitar la rapidez de la transmisión con abreviaturas, (Ablber, Baker, Charlie, etc.); posteriormente, en 1953 el Servicio Meteorológico de los EUA

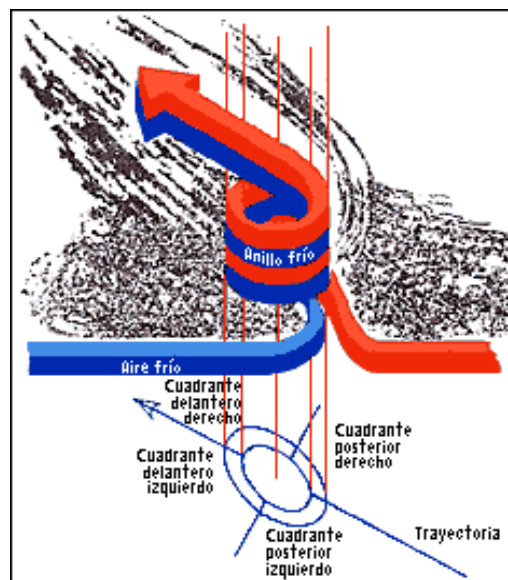
adoptó el uso de nombres de mujer de esas abreviaturas en orden alfabético y en 1978, a solicitud de un movimiento feminista de los EUA, fueron también incluidos en esas listas nombres de hombre en los idiomas español, francés e inglés. Cabe aclarar que si un ciclón ocasiona un impacto social y económico importante a un país, el nombre de este ciclón no volverá aparecer en la lista.

Madurez (huracán). Se intensifica la tormenta tropical y adquiere la característica de Huracán, es decir, el viento alcanza el máximo de la velocidad, pudiendo llegar a 370 km/h, y el área nubosa se expande obteniendo su máxima extensión entre los 500 y 900 km de diámetro, produciendo intensas precipitaciones. El ojo del huracán cuyo diámetro varía entre 24 a 40 km, es una área de calma libre de nubes. La intensidad del ciclón en esta etapa de madurez se gradúa por medio de la escala de Saffir-Simpson.

Disipación (fase final). Este inmenso remolino es mantenido y nutrido por el cálido océano hasta que se adentra en aguas más frías o hasta que entra a tierra firme, situación ésta última en la que el ciclón pierde rápidamente su energía y empieza a disolverse debido a la fricción que causa su traslación sobre el terreno.

4. CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LOS CICLONES TROPICALES:

Los ciclones tropicales constituyen una clase especial de grandes sistemas de vientos en rotación y poseen características únicas de circulación, completamente distintas de los sistemas ciclónicos típicos de latitudes medias y de los tornados de escala menor, de las trombas marinas y de los remolinos de polvo.



Los ciclones se forman y se intensifican cuando están situados sobre océanos tropicales o subtropicales en ambos hemisferios, en donde la fuerza de rotación de la tierra (Coriolis) es suficientemente fuerte para que se inicie el movimiento de rotación alrededor del centro de baja presión y cuyas temperaturas de agua a nivel de la superficie son de 27° C o más cálidas. Las regiones matrices no son estables

en cuanto a su ubicación, ya que ésta obedece a la posición de los centros de máximo calentamiento marítimo, los que a su vez están influidos por las corrientes frías de California y la contracorriente cálida ecuatorial en el océano Pacífico, así como por la deriva de las ramificaciones de la corriente cálida del "Gulf Stream". Además, no se mantienen por sí mismos sobre tierra, independientemente de la temperatura superficial.

Tienen un núcleo central cálido, se desarrollan en entornos de débiles cortantes del viento vertical y su parte central se inclina sólo ligeramente.

Los vientos más fuertes se dan en los niveles bajos, donde el contacto con la superficie terrestre origina una fuerte disipación por rozamiento. Esta disipación aumenta con la potencia de orden dos de la velocidad del viento y por esta razón los ciclones tropicales pueden ser muy destructivos.

El rozamiento introduce en el huracán limitaciones de masa; el flujo hacia el interior en niveles bajos se dirige hacia arriba en las nubes que forman la pared del ojo, rodeando primero el centro y yéndose luego hacia afuera en los niveles superiores.

La circulación radial necesaria hacia adentro, hacia arriba y hacia afuera, precisa que las nubes que constituyen la pared del ojo mantengan un gradiente vertical condicionalmente inestable.

Son una combinación notablemente complicada de procesos mecánicos, con procesos mixtos de temperatura y humedad. En estos procesos físicos se tienen interacciones de los sistemas nubosos con los océanos y con las superficies terrestres sobre las que se mueven estos ciclones tropicales.

Los huracanes de mayor intensidad mantienen en las paredes del ojo una convección más profunda; esto se realiza en primer lugar situando la mayor parte del calentamiento (condensación) en el núcleo interior justamente en la pared del ojo y, en segundo lugar, por las corrientes ascendentes de la pared del ojo en los niveles superiores.

5. EL OJO DEL HURACÁN:

El "ojo" es un área precisa circular de vientos relativamente livianos y de buen tiempo encontrado en el centro de un ciclón tropical severo. Aunque los vientos sean moderados en el eje de la rotación, los vientos fuertes pueden extenderse bastante hasta el ojo. Hay poca o ninguna precipitación y a veces se pueden ver el cielo azul o las estrellas. El ojo es la región de presión más baja en la superficie y de temperaturas más cálidas en su parte más alta - la temperatura del ojo puede ser más caliente de 10° C o mayor, en una altura de 12 km que el ambiente circundante, pero sólo 0-2° C más caliente en la superficie (Hawkins y Rubsam 1968) del ciclón tropical. Los ojos tienen tamaños de 8 km a sobre los 200 km de ancho, pero la mayoría son de aproximadamente 30-60 km en diámetro (Weatherford y Gray 1988).

El ojo está rodeado por la pared del ojo, el área circular definida de convección profunda que es el área de vientos más fuertes de superficie en el ciclón tropical. El ojo se compone de aire que se hunde y desciende lentamente, mientras la pared del ojo tiene un flujo ascendente en red como resultado de muchas ráfagas moderadas - ocasionalmente fuertes - ascendentes y descendentes. Las temperaturas calientes del ojo ocurren debido al calentamiento compresivo del aire que desciende en esa región. La mayoría de los sondeos tomados dentro del ojo muestran una capa húmeda en los niveles bajos, con una inversión arriba - que sugiere que el descenso de aire en el ojo típicamente no se extiende hasta la superficie del océano, sino que sólo llega hasta alrededor de 1-3 km de la superficie.

No se puede comprender completamente los mecanismos generales por los cuales se forman el ojo y la pared del ojo, aunque las observaciones han arrojado alguna luz en el problema. El ojo sereno del ciclón tropical comparte muchas características cualitativas con otros sistemas de vórtice tal como los tornados, trombas marinas, torbellinos de polvo y remolinos. Dado que muchos de éstos carecen un cambio de la fase de agua, puede ser que la característica del ojo es un componente fundamental de todos los líquidos rotatorios.

Otra característica de los ciclones tropicales que probablemente juega un papel en la formación y mantenimiento del ojo es la convección de la pared del ojo. La convección en los ciclones tropicales se organiza en bandas largas y estrechas de lluvia que se desplazan en la misma dirección del viento horizontal. Puesto que estas bandas parecen girar en espiral hacia el centro de un ciclón tropical, ellos son llamados a veces bandas espirales. A lo largo de estas bandas, el plano bajo de convergencia es máximo, y por lo tanto, el plano alto de divergencia es muy pronunciado en la parte superior. Se desarrolla una circulación directa donde el aire cálido y húmedo converge en la superficie, sube por estas bandas, se separa arriba, y desciende en ambos lados de las bandas. El hundimiento se distribuye sobre un área amplia en el exterior de la banda de lluvias pero se concentra en la pequeña área interior. Según el aire desciende, ocurre el calentamiento adiabático, y se seca el aire. Debido a que el descenso de aire concentra en el interior de la banda, el calentamiento adiabático es más fuerte hacia adentro de la banda causando un contraste agudo en los descensos de presión a lo largo de la banda ya que el aire caliente es más liviano que el aire frío. A causa de los descensos de la presión en el interior, los vientos tangentes alrededor del ciclón tropical aumentan debido al aumento en el gradiente de presión.

Este tema es indudablemente uno que puede disponer de más investigación para descubrir cuál mecanismo es el primario. Algunos de los ciclones tropicales más intensos exhiben paredes concéntricas del ojo, dos o más estructuras de pared del ojo localizadas en el centro de la circulación de la tempestad. Según se forma la pared del ojo interior, la convección que rodea la pared del ojo puede organizarse en diferentes anillos. Eventualmente, el ojo interior comienza a sentir los efectos del descenso de aire que resulta de la pared del ojo exterior, y la pared del ojo interior se debilita, para ser reemplazada por la pared del ojo exterior. El alza en la presión causado por la destrucción de la pared del ojo interior es generalmente más rápida que el descenso en la presión causado por la intensificación de la pared del ojo exterior, y el ciclón mismo se debilita por un período corto de tiempo.

6. LA TEMPORADA DE HURACANES:

Existe un patrón general más o menos constante, pero que puede variar según las condiciones meteorológicas.

En el Atlántico, Caribe y Golfo de México comienza el 1° de Junio de cada año, debido al calentamiento del agua durante el verano, y se extiende hasta el 30 de Noviembre, aunque puede haber huracanes todo el año (excepto Marzo). En el Golfo de México y El Caribe Occidental, por ser aguas más tranquilas, el calentamiento precede al resto, originándose allí los primeros sistemas ciclónicos de la temporada.

A medida que avanza el verano el sol se va desplazando a latitudes más boreales (hacia el norte) de modo que los huracanes se producen al norte del Caribe y se desplazan, merced al movimiento rotacional de la Tierra, hacia el Oeste, arribando frecuentemente a la costa Este de Estados Unidos después de haber pasado por los países caribeños, especialmente Puerto Rico, Cuba, Las Bahamas, etc. Primero arriban en la costa de Florida y, a medida que avanza el verano (Agosto - Septiembre) y según la potencia del huracán, pueden llegar a los estados centrales de EE.UU e incluso a los más norteños de la costa atlántica y avanzar continente adentro. Al final de la temporada, cuando el agua se comienza a enfriar otra vez, los huracanes se forman nuevamente en el Caribe y el Golfo.

En el Océano Pacífico, debido a la corriente fría de Humboldt, la temperatura del agua rara vez excede los 80° F, de manera que los huracanes no son frecuentes. La "Corriente del Niño", que aumenta la temperatura oceánica puede constituir una excepción. El desplazamiento hacia el Oeste (por la rotación de la Tierra, como ya mencionamos) de los huracanes disminuye aún más las probabilidades de que alguno arribe a las costas de Chile, Perú o Ecuador. Mucho más probable, es que se originen más al Norte y se desplacen hacia Asia afectando a Japón, Hong Kong, Filipinas, etc.

7. DAÑOS QUE OCASIONAN LOS CICLONES TROPICALES:

El ciclón tropical constituye uno de los fenómenos más destructivos de los desastres naturales. Los factores meteorológicos más importantes que producen daño son:

- a) La fuerza de los vientos del huracán proyecta o derriba objetos, imprime movimiento a las aguas de los océanos, así como ejerce fuertes presiones sobre superficies y es directamente proporcional al cuadrado de la intensidad del viento.
- b) La marea de tormenta es una elevación temporal del nivel del mar cerca de la costa, que se forma por el paso del área central del huracán, la cual es debida a los fuertes vientos que soplan hacia la tierra y a la diferencia de presión atmosférica entre el ojo del huracán y los alrededores. Esta marea puede alcanzar una altura mayor de 6 metros. Asimismo, una pendiente suave del

fondo marino puede propiciar la acumulación de agua por el viento y por tanto una marea de tempestad más alta.

- c) Las precipitaciones intensas que acompañan a un ciclón tropical pueden causar deslaves y provocar inundaciones.

La población de las costas del mundo y el valor de las propiedades costeras han crecido a un ritmo mucho mayor que la población mundial y el valor de las propiedades en conjunto; por lo tanto es inevitable que aumenten con el tiempo los efectos relativos de los ciclones tropicales sobre la humanidad.

8. LOS TORNADOS:

La palabra "tornado" proviene del latín tonare, que significa "girar". Un tornado es un fenómeno meteorológico violento e impredecible, caracterizado por vientos que giran desde una formación nubosa densa en forma de embudo. Esta formación es visible por la presencia de polvo que es succionado de la tierra y por la condensación en su centro gotas de agua.



El ancho de un tornado puede variar desde unos treinta centímetros hasta casi un par de kilómetros. No se conoce con exactitud la velocidad a la que el viento se mueve en su interior, pero se estima que puede alcanzar los 500 km/h. No es extraño, entonces, que a tal velocidad pueda arrastrar árboles, automóviles, casas. etc. Afortunadamente, sólo el 2% de los tornados sobrepasan los 300 km/h.

La mayoría de los tornados mide alrededor de los 50 metros de ancho, viajan a 50 km/h y duran sólo unos pocos minutos.

Formación de un Tornado

Los Tornados se originan en las paredes de un huracán, debido a que se confrontan dos fuerzas opuestas: la fuerza centrífuga del viento que gira

circularmente (debido a la influencia del movimiento de rotación de la tierra y a la tendencia física que tienen líquidos y gases a formar estas especies de remolinos al estar sometidos a "turbulencias") y la fuerza de succión que ésta origina aspirando el aire caliente y haciéndolo subir hasta zonas más frías donde, al enfriarse, genera mayor succión y "tiraje" que perpetúan el fenómeno. Estas masas de aire rotando se denominan, en lenguaje técnico, *mesociclones*.

Una explicación más técnica del fenómeno, recientemente obtenida después de monitorear varios tornados, está dada por el hecho constante de que, al menos en los tornados de EE.UU., coincidían siempre tres tipos de vientos. Un viento a ras del suelo, que provenía del sudeste, otro viento a unos 800 m de altura, proveniente del sur, y un tercer viento sobre los 1.600 m que provenía del suroeste. Al enfrentarse estas fuerzas comenzaba la rotación del aire.

Al enfriarse el aire en las zonas más altas se originan nubes con cargas electrostáticas que producen gran cantidad de truenos y relámpagos, sin estar forzosamente en relación con la magnitud del tornado. Esta frialdad del agua puede también producir enormes granizos en la vecindad del tornado, lo que debe ser un signo de alerta.

No siempre es visible el típico "embudo" giratorio, formado por polvo, agua y nubes, pudiendo existir una formación más atípica que es igualmente destructora.

Esta rotación (llamada *ciclónica*, que significa giratoria), ocurre en sentido contrario a las agujas del reloj (vista desde arriba) en el hemisferio norte - EE.UU., India, Bangladesh) y a favor de ellos en el hemisferio sur.

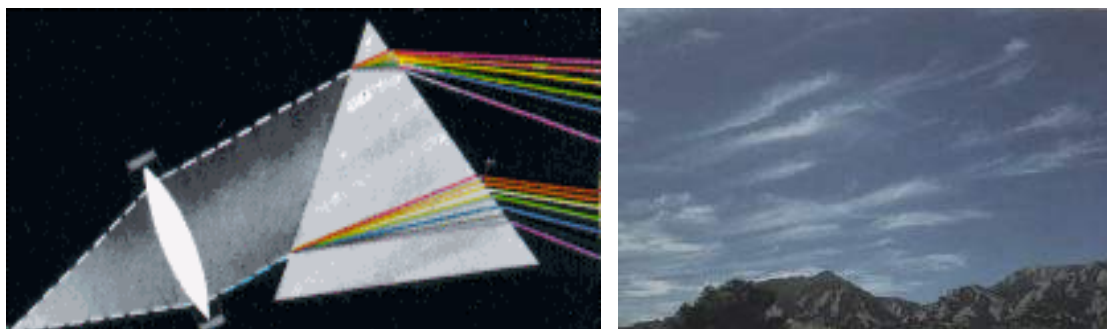
CAPITULO 10

METEOROS ELÉCTRICOS Y LUMINOSOS

1. EL COLOR AZUL DEL CIELO

Durante el día el cielo es azul, mientras que de noche es negro. Esta observación trivial nos indica que el cielo no brilla por si solo y que de alguna manera su color está relacionado con la presencia del Sol. En un día sin nubes el cielo envía a nuestros ojos una cantidad de luz de aproximadamente 10% de la que nos llega directamente del Sol. ¿Cómo brilla el cielo de día? Dado que el cielo de noche es oscuro, la luz que vemos llegar de todos lados del cielo de día debe venir originalmente del Sol.

El secreto del **color azul del cielo** esta relacionado con la composición de la luz solar -integrada por los distintos colores del arco iris- y con la humedad de la atmósfera. (El Sol es quien se encarga de procurar al aire su humedad. Con su calor, hace que parte del agua de la superficie terrestre se evapore. En corriente invisible pero incesante, la humedad se dirige hacia el cielo desde los océanos, mares, lagos y ríos; desde el suelo, las plantas y los cuerpos de los animales y del hombre).

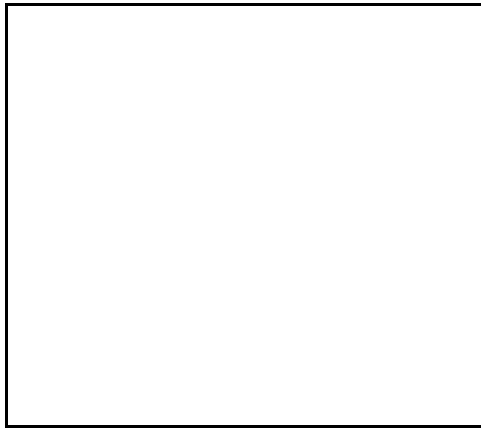


Para explicar el color azul del cielo, imaginemos que dejamos pasar un rayo de sol por un prisma de vidrio. La luz se abre en un abanico de colores (se dispersa) por refracción y como resultado de esta dispersión vemos una gama de colores: violeta, azul, verde, amarillo y rojo. El rayo violeta es el que se ha separado mas de la dirección del rayo blanco y ahí esta precisamente la explicación del color del cielo. La desviación es máxima para los rayos de longitud de onda corta (violeta y azul), y mínima para los de longitud de onda larga (amarillos y rojos), que casi no son desviados. Los rayos violetas y azules, una vez desviados, chocan con otras partículas de aire y nuevamente varían su trayectoria, y así sucesivamente: realizan, pues, una danza en zigzag en el seno del aire antes de alcanzar el suelo terrestre. Cuando, al fin, llegan a nuestros ojos, no parecen venir directamente del Sol, sino que nos llegan de todas las regiones del cielo, como en forma de fina lluvia. De ahí que el cielo nos parezca azul, mientras el Sol aparece de color amarillo, pues los rayos amarillos y rojos son poco desviados y van casi directamente en línea recta desde el Sol hasta nuestros ojos.

El color del cielo, debería ser violeta por ser ésta la longitud de onda más corta, pero no lo es, por dos razones fundamentalmente: porque la luz solar contiene más luz azul que violeta y porque el ojo humano (que en definitiva es el que capta las imágenes -aunque el cerebro las interprete), es más sensible a la luz azul que a la violeta. El color azul del cielo se debe por tanto a la mayor difusión de las ondas cortas. El color del sol es amarillo-rojizo y no blanco, porque si a la luz blanca procedente del Sol -que es suma de todos los colores- se le quita el color azul, se obtiene una luz de color amarillo-rojo.

2. LA AURORA POLAR:

Fenómeno luminoso que aparece en la alta atmósfera, en forma de arcos, bandas, cortinas, doseles, etc., generalmente en latitudes altas. Aunque su estudio cae dentro de la astronomía por su origen, es importante citarlo por ser parte de los meteoros luminosos y eléctricos. Son llamadas también boreales las que ocurren en el hemisferio norte y australes las que se observan en el hemisferio sur.



AURORA BOREAL (HN)



AURORA AUSTRAL (HS)

Es un fenómeno de variadas manifestaciones, con sus colores unas veces blancos, amarillentos o verdosos, y otras rojizo, que presentan estas fantásticas cortinas de finísimo tul. Las investigaciones realizadas en el transcurso de los últimos años, parecen confirmar que las auroras polares son producto de la presencia en la alta atmósfera, de partículas electrizadas sobre cuyos movimientos actúa el campo magnético terrestre, el que tiende a dirigir las hacia las regiones polares; de aquí la alta frecuencia del fenómeno en estas zonas.

Las auroras se producen a alturas muy variadas, rara vez se encuentran debajo de los 70 u 80 km y extendiéndose a lo largo de centenares de kilómetros.

3. EL ARCO IRIS:

Grupos de arcos concéntricos, cuyos valores van desde el violeta rojo, provocado por la separación de la luz solar o lunar, sobre una cortina de gotas de agua (gotas de lluvia, gotitas de llovizna o niebla).

De todos los fenómenos ópticos, el más antiguamente conocido es el arco iris. Este se produce cuando llueve en la parte del cielo opuesta a aquella donde el Sol brilla sin obstáculos de nubes. Esto quiere decir, que en su formación, intervienen fenómenos de reflexión; pero los colores que muestra indican que la luz ha sido descompuesta por refracción, en las gotas de lluvia.

La teoría elemental del arco iris se debe al matemático y físico R. Descartes, quien la dio a conocer en 1637.

El arco iris consiste en dos arcos, uno de ellos más brillante, de color rojo en el exterior y violeta en el interior y otro mayor y más débil, en el que el orden de los colores está invertido.



El centro de estos arcos se encuentra en un punto del espacio llamado antisol, por ser diametralmente opuesto al Sol y, a causa de esto, nunca se puede ver el arco iris completo. Según sea la posición de las gotitas de agua, se puede producir una reflexión total de los rayos luminosos sobre ellas, y bajo determinada forma de incidencia, dos reflexiones también totales a las cuales se debe la inversión de los colores. Con esto se produce la emisión hacia nuestra vista de los denominados "rayos eficaces" de Descartes. Al variar la incidencia, varía también el color. Para que el arco iris pueda ser observado, la altura del Sol sobre el horizonte debe ser inferior a 51° ; si su altura pasa de 42° , el arco iris principal estará completo debajo del horizonte. Para que los colores sean brillantes, las gotas deben ser gruesas (de diámetro superior a 0.5 mm) y así se explica que el fenómeno sea mucho más visible con motivo de los chaparrones de verano.

A veces, por debajo del arco principal y más raramente, por encima del arco secundario, se observan franjas violetas y verdes que se llaman arcos supernumerarios. Las dimensiones de estas franjas dependen del tamaño de las gotas de lluvia. Por el contrario, cuando hay niebla, como ocurre con gran frecuencia en las regiones polares durante el verano, los colores del arco iris aparecen mezclados y éste es casi blanquecino. Esto ocurre cuando las gotitas de agua que forman la niebla, tienen un diámetro inferior a 0.025 mm. Este mismo fenómeno se observa desde las montañas o los aviones, sobre un mar de nubes y se llama arco de niebla.

También se percibe, en algunas ocasiones, un arco iris horizontal en condiciones atmosféricas normales. Contemplando un prado o el césped sobre el cuál se ha depositado el rocío de la mañana, o la fina lluvia artificial lanzada con manguera pulverizadora, se puede llegar a ver una especie de arco tendido sobre la hierba, si los rayos del Sol procedentes detrás del observador, inciden sobre dichas gotas de agua.

La Luna puede evidentemente, dar los mismos arco iris que el Sol; pero la intensidad de su luz puede ser insuficiente para que sean observados y, sobre todo, para que se puedan distinguir los colores. Por estas razones, dichos arcos son siempre blanquecinos y poco perceptibles.

Aunque sea un fenómeno vistoso, desde el punto de vista meteorológico, no tiene interés alguno y no permite hacer deducción o previsión del tiempo, únicamente indica que llueve en la dirección donde se observa.

4. LOS HALOS:

Son fenómenos ópticos, en forma de anillos, arcos, columnas o focos brillantes, producidos por la refracción o reflexión de la luz en cristales de hielo suspendidos en la atmósfera (nubes cirriformes, niebla congelada, etc.).



Los fenómenos de halo comprenden:

El halo pequeño.- es un anillo luminoso de 22° de radio, con el astro en el centro, habitualmente con un borde interno débilmente rojizo y en pocos casos, con un borde violáceo del lado externo. Este es el halo más frecuente.

El halo grande.- es un anillo luminoso de 46° de radio, menos brillante y menos común que el halo pequeño.

La columna luminosa.- es blanca y semejante a una estela de luz, continua o no; puede observarse verticalmente, por encima o por debajo del Sol o de la Luna.

Arcos tangentes superior e inferior.- vista a veces en la parte exterior del halo grande, o del pequeño; estos arcos tocan el halo circular en su punto más alto y en su punto más bajo, respectivamente. Los arcos, con frecuencia, son cortos y pueden reducirse a simples focos brillantes.

Arcos circuncenitales superior e inferior.- el arco circuncenital superior es un arco marcadamente curvado, perteneciente a un pequeño círculo horizontal, próximo al cenit; tiene una brillante coloración roja en la parte exterior y violeta en la parte interior. El arco circuncenital inferior es un arco de un círculo horizontal, muy abierto y próximo al horizonte.

Círculo parhético.- es un círculo blanco horizontal, situado a la misma altura angular del sol. Pueden observarse focos luminosos (falsos soles), en ciertos puntos del círculo parhético. Estos focos aparecen comúnmente, algo afuera del halo pequeño (parhéticos con frecuencia brillantemente coloreados), ocasionalmente a una distancia azimutal de 120° del Sol (parantéticos), y muy raramente, opuestos al Sol (anthéticos). Los fenómenos correspondientes que se producen por efecto de la Luna, se designan como círculo paraselénico, paraselene, paranteselene y anteselene.

Imagen del sol.- aparece verticalmente debajo del Sol, en forma de una mancha blanca brillante, similar a la imagen del Sol en una superficie de agua en reposo. Los halos raros o más difíciles de observar, pasan inadvertidos para el vulgo, aunque los campesinos saben que presagian lluvias y son de mal tiempo. Cuando son poco intensos, los anillos aparecen de color blanquecino, pero generalmente se distinguen los colores del espectro, siendo rojos en el interior y violetas, más o menos pálidos, en el exterior.

La Luna puede presentar este fenómeno, aunque más tenue. Los puntos de intersección se llaman paraselenes, en vez de parhéticos. A la salida y a la puesta del Sol, suelen aparecer las llamadas columnas luminosas o pilares del sol, a veces con ramas laterales en cruz.

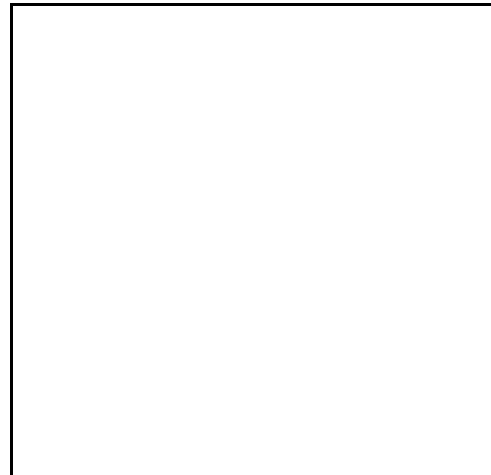
Se explica la formación de los halos por reflexión y refracción de los rayos solares en los cristales de hielo que constituyen las nubes elevadas (cirrus o cirrostratus), y de un modo general, todas las nubes de los países polares, donde estos fenómenos se producen con bastante frecuencia. Como estos cristales pertenecen a la simonía hexagonal y se presentan en prismas o estrellas, se han hecho las hipótesis convenientes para explicar todos estos fenómenos, como resultado de reflexiones o refracciones preferenciales.

Por lo tanto, un halo es el indicio de cristales de hielo y el índice probable de su presencia exclusiva, teniendo en cuenta la inestabilidad de las gotitas en una nube de cristales. Pero no todas las nubes de hielo producen halo; además de la forma y el tamaño de los cristales, se requiere la ausencia de turbulencia, porque los halos exigen una orientación definida de la cara y además, la transparencia de la nube. Un espesamiento local, suprime frecuentemente, una parte del halo nítido; de esto proviene, quizás, la rareza de las "columnas" que corresponden a nubes atravesadas en su máxima dimensión.

5. LAS CORONAS:

Consisten en una o más series (raramente más de tres) de anillos coloreados, de radio relativamente pequeño, centrados alrededor del Sol o de la Luna.

Entre los fenómenos ópticos, los más corrientes son las coronas. Son unos anillos de color que se observan alrededor de la Luna (raramente alrededor del Sol, porque brilla demasiado y de los planetas, porque brillan demasiado poco), cuando se observa una capa de nubes adelante de los astros. Muchos de nosotros hemos visto la Luna medio borrada por un banco de Altocumulus, rodeándose de un anillo teñido de blanco azulado en su interior y de rojo en su exterior.



Se pueden percibir más raramente (exclusivamente alrededor del Sol) dos, tres y cuatro anillos concéntricos, que presentan más o menos claramente, la serie de colores del espectro solar. El diámetro angular de la corona depende de la magnitud de las partículas, siendo tanto mayor cuanto más pequeñas sean éstas.

En el borde de las nubes, es frecuente ver coronas que se apartan de la forma circular, porque en el borde extremo, las partículas se evaporan y se hacen más pequeñas. Si se admite que las partículas de las nubes son gotitas esféricas de la misma dimensión, se puede aproximadamente deducir de la observación de las coronas naturales y artificiales, el diámetro predominante, siendo éste un medio cómodo para la investigación de las nubes.

Las coronas más hermosas, de gran diámetro y brillantes colores, se observan en el Cirrocumulus y en el Cirrostratus, en el seno de los cuales la sobrefusión parece poco probable.

6. TORMENTA ELECTRICA:

Una o más descargas eléctricas repentinas, manifestadas por una luminosidad breve o intensa, rayo (relámpago), y un fragor intenso o sordo, trueno.

El Rayo

El rayo es uno de los espectáculos más extraordinarios y peligroso de la atmósfera. No es pronosticable y tiene una vida de pocos segundos. Siempre se presenta brillante, resplandeciente, pero casi nunca sigue una línea recta, sino que describe un camino tortuoso para llegar al suelo, como si se trataran de las raíces de un extraño árbol. Pero otras veces se presenta como una lámina de fuego y, en raras ocasiones, como una esfera intensamente iluminada que queda suspendida en el aire. Generalmente, la chispa eléctrica que llega a tierra recibe el nombre de *rayo*, mientras que la chispa que va de una nube a otra nube, o de la parte alta a la parte baja de la misma nube, se llama *relámpago*, aunque en la vida cotidiana los dos son usados como sinónimos del mismo fenómeno. La aparición del rayo es sólo momentánea, seguida a los pocos momentos por un tremendo chasquido y el retumbar del *trueno*.



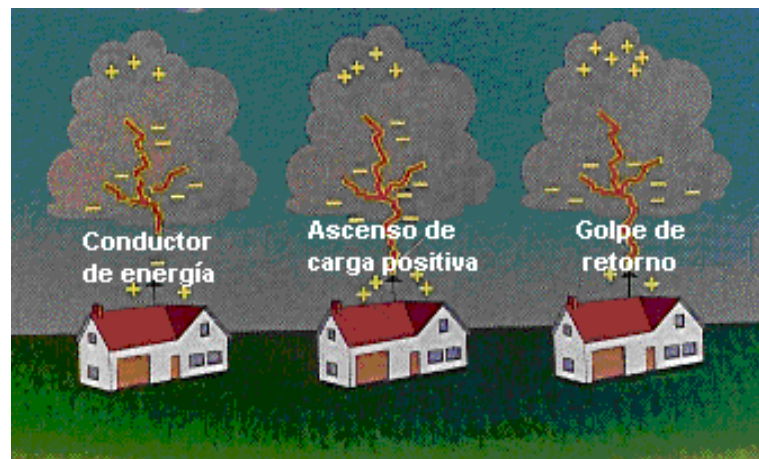
En realidad, el rayo es una enorme chispa o corriente eléctrica que circula entre dos nubes o entre una nube y la tierra. Es un efecto parecido al que observamos, en pequeña escala, cuando desenchufamos un artefacto eléctrico en funcionamiento. La diferencia más importante es que esa pequeña chispa sólo salta a través de una fracción de milímetro y que el rayo natural puede cruzar kilómetros de distancia. El rayo, como es de sobras conocido, se origina en los cumulonimbos o nubes de tormenta.

Como se produce el rayo:

En general, no hay mucho acuerdo entre los científicos acerca de las causas que dan lugar a los rayos. Pero, de todos modos, es un hecho innegable que el rayo representa una descarga o arco entre dos centros de distinta carga eléctrica. Cuando el gradiente de potencial eléctrico entre dos regiones de una nube, o entre una nube y el suelo, excede el valor crítico de unos 10.000 voltios por centímetro (la corriente doméstica moderna posee un voltaje de 220 voltios), se produce una chispa eléctrica de descarga.

Para la comprensión de la electricidad de las tormentas es necesario tener un conocimiento completo del proceso o procesos por los cuales pueden generarse las grandes magnitudes de carga eléctrica que originan los rayos. Existen varias teorías para explicar ese singular fenómeno, pero ninguna ha sido aceptada universalmente.

En principio, se sabe que las partes superiores de las nubes de tormenta poseen carga positiva, mientras que en las partes centrales predominan las negativas. Algunas veces, un pequeño centro cargado positivamente aparece en la lluvia, en la parte inferior de la nube. La región de máxima intensidad de campo eléctrico se halla entre las dos zonas principales de distinta polaridad.



Las teorías que intentan explicar la electrificación de las tormentas pueden dividirse en dos grupos, según que para su tesis requieran la presencia de cristallitos de hielo y precipitación o no. La mayor parte de los meteorólogos opinan que la primera clase de hipótesis es la correcta, puesto que las descargas no se observan, en general, hasta que las nubes no alcanzan un desarrollo bastante notable, con hielo en las capas superiores.

En experimentos de laboratorio se ha demostrado claramente el papel que desempeñan las partículas de hielo en la electrificación de las nubes. Se ha comprobado que cuando se congelan soluciones diluidas de agua, se originan grandes diferencias de potencial eléctrico entre el agua y el hielo. Mientras el hielo adquiere carga eléctrica negativa el agua retiene carga positiva.

Se cree que la formación de los centros de carga en las nubes de tormenta tiene lugar cuando el granizo recoge más agua líquida de la que puede ser congelada al instante. Una vez que se inicia la solidificación, parte del agua que no pasa inmediatamente al estado sólido es arrastrada por la corriente vertical de aire. Las pequeñas gotitas de agua, llevadas hacia arriba, constituyen la porción de carga positiva que corona la nube, mientras que las partículas de hielo más grandes caen hacia alturas menores.

También se ha demostrado que la ruptura de una gota de agua en una fuerte corriente vertical de aire produce una separación de cargas eléctricas. En este proceso las grandes partículas de agua conservan el signo positivo, mientras que el

aire adquiere signo negativo. Esta separación conduce a una polaridad opuesta a la que está asociada con los principales centros de carga de las tormentas, pero explica perfectamente el pequeño núcleo positivo cercano a la base de la nube.

Otros físicos sostienen la idea de que la precipitación, y en particular los cristales de hielo, no es necesaria para la formación de los grandes centros de carga en las tormentas. Y aunque sus teorías difieren en principio, ninguna de ellas requiere la presencia de partículas de hielo. Todas están basadas en la captura de iones, diminutas cargas eléctricas en el aire, por parte de las gotitas de nube.

Las variaciones de estas teorías, llamadas de *captura de iones*, son muchas, y existen evidencias de laboratorio que confirman la efectividad de algunas de ellas. Uno de los más fuertes argumentos de sus defensores es que dicen haber observado relámpagos en pequeñas nubes convectivas en las que no existía hielo. Si esas observaciones pueden ser corroboradas, es evidente que las partículas de hielo no son necesarias y que las teorías de captura de iones se harán más sostenibles.

Los daños que causa el rayo:

Como no todas las descargas eléctricas tienen la misma potencia, los "caprichos" del rayo son realmente extraordinarios. Si se considera que la *intensidad media* durante cada descarga principal llega hasta 20.000 amperios, no debe extrañar que el rayo sea tan poderoso y atemorice tanto. No obstante, la cantidad real de electricidad transferida desde la nube a tierra es muy pequeña, pues esa enorme corriente circula solamente durante una fracción de segundo. Con todo, es sumamente peligrosa, ya que quema lo que toca y electrocuta a los seres vivos.



El daño que causa el rayo se debe en gran parte al calor que engendra. Los incendios que las chispas eléctricas provocan todos los años calcinan miles de kilómetros cuadrados de bosques, con los consiguientes incendios de casas y haciendas. Muchas veces los árboles y los edificios resultan perjudicados debido a que la onda repentina de calor provoca la vaporización del agua y la acumulación de una presión suficiente para hacer estallar la corteza o saltar los ladrillos. por otro lado, cada año mueren fulminados por el rayo miles de personas.

El pararrayos:

Ya hemos dicho que las nubes de tormenta llegan a cargarse, algunas veces, positivamente en su base. Sin embargo, generalmente son las cargas negativas las que se acumulan en esa zona de la nube. Esa carga negativa de la nube significa que se halla a una tensión negativa (presión eléctrica) con relación a la Tierra, que tiene carga positiva. La presión eléctrica tiende a impulsar las cargas hacia tierra, pero el aire que se interpone normalmente es un mal conductor de la electricidad. De ahí las grandes tensiones necesarias que hemos señalado para que pase una chispa o descarga entre una nube y el suelo.

El paso de la chispa eléctrica es facilitado por la circunstancia de que la tierra que se halla debajo de la nube llega a cargarse con cargas contrarias durante una tormenta. Así, lo hace positivamente si la nube lo está negativamente. Este proceso se denomina *inducción electrostática*.

Las cargas eléctricas negativas se repelen entre sí, de manera que la nube rechaza las de este signo (electrones) existentes en la superficie del suelo, en la zona ubicada debajo de ella misma. El movimiento de electrones puede ser muy escaso, porque la Tierra se compone, en su mayor parte, de material aislante, pero siempre queda una carga positiva inducida sobre el suelo situado bajo la nube de tormenta, de la misma magnitud que la negativa de la nube. Como ambas se atraen, a medida que esta última avanza, descendiendo, también lo hace la zona de carga positiva del suelo, ascendiendo.

El pararrayos corriente es una varilla puntiaguda de metal buen conductor, instalada en la parte más elevada de un edificio y unida por un grueso cable de cobre a una plancha del mismo metal introducida profundamente en la tierra. Los electrones pueden trasladarse fácilmente por el pararrayos, ir desde la carga negativa de la nube que está encima y dejar cargas positivas en la punta del pararrayos, las cuales adquieren tal fuerza y cohesión que ionizan el aire que las rodea. A diferencia de las cargas de la punta, las del aire ionizado pueden ascender hacia la nube, rechazadas por las cargas positivas que quedan detrás del pararrayos y atraídas por las negativas de la nube. Por lo tanto, si el rayo se produce entonces, recorrerá el camino más corto y fácil, que es el que conduce al pararrayos. Y como éste está conectado al suelo, el rayo, al tocar la punta metálica, se descarga a tierra sin causar daños.

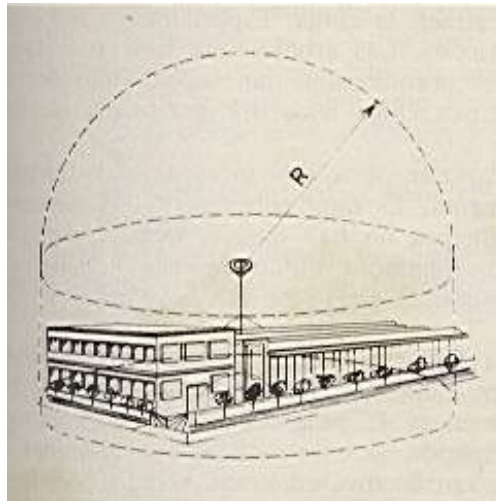
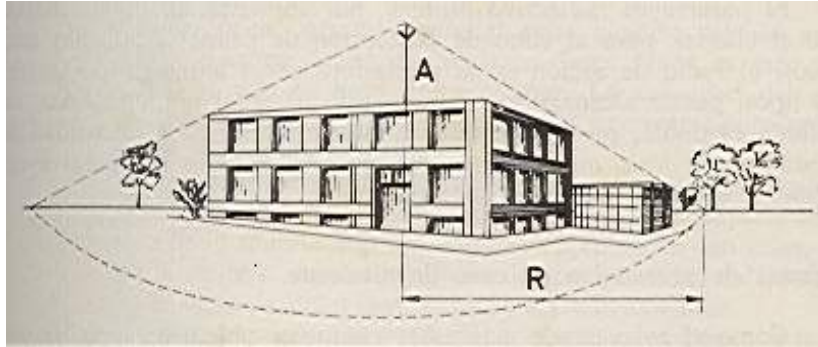
Partes principales del pararrayos:

La barra: es cilíndrica de 3 a 5 metros de altura, con una punta o puntas de hierro galvanizado o de cobre.

El conductor aéreo: está formado de cable de cobre de más de 8 mm de diámetro o cable de hierro de más de 11 mm de diámetro, aunque también se puede emplear tubos de los mismos materiales. Una condición importante es que no esté aislado del edificio que protege.

El conductor subterráneo: consiste en placas de cobre o de hierro galvanizado de un metro cuadrado de superficie por lo menos, hundidas en el agua de un pozo o

mejor en la tierra húmeda y enlazadas al conductor aéreo. Si el terreno es seco, es mejor usar como conductor subterráneo un cable muy largo enterrado alrededor de la casa. Se debe tomar en cuenta que el radio de la base circular (R) es igual a la altura (A) del pararrayos. Ver la siguiente figura.



7. NORMAS DE PRECAUCIÓN EN CASO DE TORMENTA:

Como el rayo tiende a ir sobre cualquier objeto elevado, ya sea un edificio o un árbol, en virtud de que las cargas eléctricas se acumulan en los puntos más altos, la mejor protección la constituyen "los pararrayos", a continuación citamos algunas recomendaciones:

- No refugiarse debajo de un árbol aislado. La humedad y la altura aumentan la intensidad del campo eléctrico y atraen la carga. Los árboles que forman bosques son menos de temer porque aumentan las posibilidades de que la chispa eléctrica caiga lejos.
- En caso de encontrarse en pleno campo, no correr para escapar de la tormenta. Es muy peligroso. Si la tormenta eléctrica es muy intensa no hay

ningún inconveniente en colocarse horizontal sobre la tierra, que reduce al máximo el riesgo de ser alcanzados por el rayo.

- En las casas fuera de la ciudad, cierre puertas y ventanas. No camine sobre suelos húmedos o con calzado mojado.
- Evite permanecer en lo alto de las colinas; busque refugio en lugares bajos, pero no en quebradas o ríos.
- No salga a la puerta ni tenga las ventanas abiertas.
- No manejar herramientas ni objetos metálicos durante la tormenta.
- No tener contacto con el agua, por ejemplo cuando se está en la playa o cerca de un río o un lago. La salinidad del agua permite que toda la intensidad de la descarga eléctrica produzca efectos fatales.
- Alejarse de las verjas metálicas o vallas. Estas podrían causar la muerte aun sin hallarse en contacto con ellas. Por tal motivo, se recomienda alejarse de toda clase de maquinaria, vehículos y herramientas.
- Dentro de la casa, la máxima seguridad se encuentra sobre la cama, principalmente si es de madera.
- Durante la tormenta no utilice artefactos eléctricos; use el teléfono solo en una emergencia.
- En lugares abiertos no use paraguas con punta de metal.
- Los vehículos constituyen un buen refugio; se debe quedar dentro del automóvil.
- Los edificios grandes como escuelas y otros similares, son seguros.-

CAPITULO 11

CONCEPTOS TEÓRICOS FUNDAMENTALES DE METEOROLOGÍA SINOPTICA

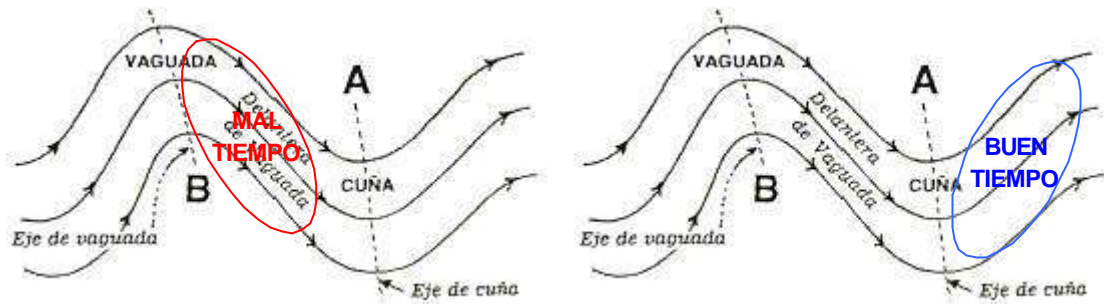
1. LA ATMÓSFERA METEOROLÓGICA COMO UN EDIFICIO DE VARIOS PISOS:

En los mapas meteorológicos se representan los frentes, los sistemas de baja y alta presión a través del trazado de las isobaras. Estos sistemas "obedecen" estrictamente las órdenes emanadas desde "arriba", o sea desde los vientos, cuñas y vaguadas de altura. Por lo tanto, se elaboran también cartas de altura con sus vaguadas y sus cuñas, para tratar de entender a la atmósfera como un gran edificio con muchos pisos. En la atmósfera el aire se mueve en todos los niveles; se puede entonces hablar de "viento en altura".

Las cartas de altura son similares a las cartas de superficie, pero en lugar de trazarse sobre ellas las isobaras (o líneas que unen puntos de igual presión) se trazan isohipsas (líneas que unen puntos de igual altura). Cada carta representa entonces una superficie de igual presión con sus valores correspondientes de altura. Es decir que se determina a cuántos metros geopotenciales se encuentra la superficie imaginaria de aire dentro de la cual se verifica la misma presión. Estas superficies se llaman superficies isobáricas. De ello resulta un mapa en donde además se señalan datos de temperatura, humedad y viento.

Las cartas analizadas diariamente son las de 850, 700, 500 y 250. Estas cartas son llamadas "topografías absolutas", en analogía con las curvas de nivel de las montañas, las líneas unen puntos en que el terreno tiene tantos metros sobre el nivel del mar. Existen otras cartas llamadas topografías relativas, las que indican la distancia en metros existentes entre dos superficies isobáricas. La más común es la de 1000/500.

Los mapas de altura son más simples y el viento es paralelo a las isohipsas, y es tanto más fuerte, cuanto más juntas o apretadas sean las isohipsas. Las curvas que se forman en el trazado de las isohipsas determinan las cuñas y las vaguadas. En nuestro hemisferio (Sur), una onda con forma de U invertida se denomina vaguada y en ella, la línea situada más adentro, es la altura más baja. Por su parte la cuña tiene forma de U y allí la curva interior representa la altura mayor. Haciendo semejanza con la cartografía, las vaguadas son algo así como valles, hendiduras, cañones y las cuñas son más bien mesetas, colinas o montañas. En la delantera de vaguada se genera casi siempre una amplia área de mal tiempo, mientras que en la delantera de cuña se encuentra un área de buen tiempo, debido a que delante de la vaguada se producen siempre movimientos de ascenso de aire. Entonces el contenido de vapor de agua existente en capas bajas de la atmósfera al ser obligado a ascender se enfría y se condensa formando abundante nubosidad que posiblemente generará precipitaciones. En cambio en la delantera de cuña predominan los movimientos de descenso, lo que genera una disminución de la humedad, y la disolución de la nubosidad.



SISTEMAS METEOROLÓGICOS DE ALTURA

La relación entre la vaguada de altura y la baja en superficie, radica en que las bajas de superficie se forman debajo de la delantera de vaguada (en el lugar donde las isohipsas tienen su punto de inflexión). Es decir que por encima de una baja el viento es del noroeste. Por lo tanto la baja se mueve hacia el sudeste y a una velocidad que es más o menos el 60% de la velocidad del viento en 500 hPa. Un sistema de alta presión por lo tanto tendrá por encima una delantera de cuña y se moverá hacia el noreste siguiendo la dirección del viento predominante en 500 hPa (sudoeste).

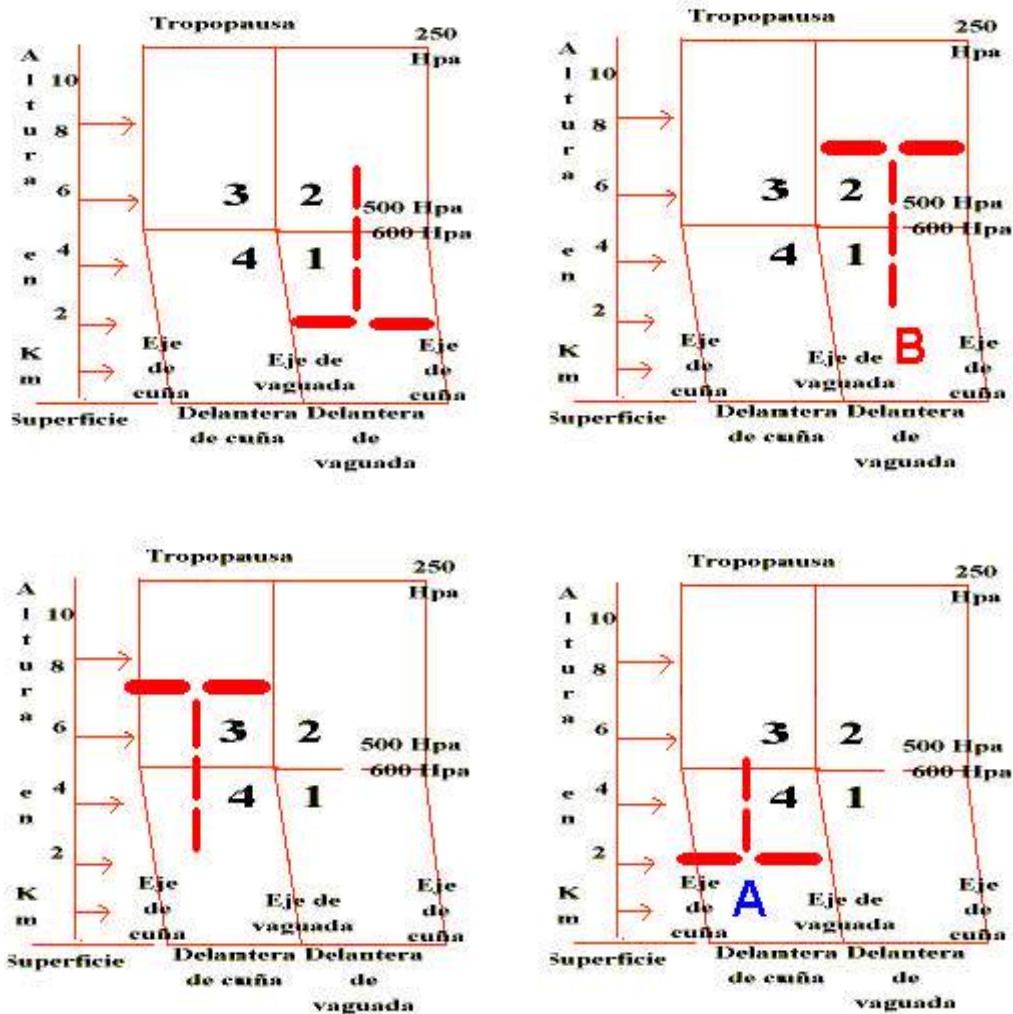
2. CICLOGÉNESIS Y FORMACIÓN DE UNA BAJA:

Se denomina ciclogénesis a los procesos atmosféricos que generan centros de baja presión. Se ha podido determinar que en determinada región existen grandes probabilidades de formación de una baja cuando se presentan simultáneamente:

- Un frente estacionario en superficie (puede tratarse también de frentes fríos o cálidos de lento desplazamiento)
- Advección de aire caliente desde el norte y aire frío desde el sur (esto significa llegada a una región de aire con distinta densidad al allí existente)
- Una parte delantera de vaguada difluente en altura se acerca a la región (es aquella en que las isohipsas (o líneas de igual altura) se vuelven cada vez más separadas (si las observamos en la dirección en que sopla el viento), o sea que se encuentran más apretadas en el eje de vaguada que en el eje de cuña). Una delantera de vaguada difluente provoca disminución de masa, con la consiguiente baja de la presión, o el descenso del nivel de las superficies isobáricas. Además de estos tres factores favorecen la ciclogénesis también:
 - Desviación de la trayectoria de la baja de su camino normal,
 - Un descenso de la tropopausa,
 - Subsistencia en la baja estratosfera (entre los 100 y 250 hPa) y
 - Pérdida de masa en esta región de la atmósfera.

3. ESTRUCTURA VERTICAL DE UNA VAGUADA:

Imaginemos un edificio atmosférico, que cuenta con planta baja y primer piso y un total de cuatro habitaciones o compartimentos. La pared o tabique central está constituido por el eje de vaguada vertical. Este eje de vaguada, a modo de pared separa el compartimiento de la derecha que es la "parte delantera de la vaguada" y el de la izquierda "parte trasera de la vaguada" o lo que es lo mismo "parte delantera de cuña". Asimismo en la siguiente figura, se observa que el nivel de 600 hPa a modo de piso, separa la "planta alta" de la "planta baja".



En cada uno de los compartimentos atmosféricos se cumplen, según los casos, procesos de "convergencia" o "divergencia" horizontal. Significa que llega aire de los alrededores moviéndose horizontalmente y se acumula en el lugar. En cambio, existe "divergencia" horizontal cuando desde el sitio es emitido aire, el cual es enviado horizontalmente a los alrededores. Cabe destacar que el nivel de 600 hPa prácticamente no posee convergencia ni divergencia, motivo por el cual es denominado "Nivel de no Divergencia" (NND).

En la delantera de vaguada, y entre el suelo y el NND (habitación 1) se observa convergencia horizontal (acumulación de aire). Este aire que llega se eleva hacia el piso superior (habitación 2) en donde inmediatamente la divergencia horizontal existente lo expulsa o emite horizontalmente hacia los alrededores. Ya en la delantera de cuña (habitación3), la convergencia horizontal crea una acumulación de aire, el cual es conducido por medio de la subsidencia (descenso de aire) hacia la planta baja (habitación 4). Aquí, en cuanto el aire llega, la divergencia horizontal existente lo expulsa hacia los alrededores y parte de él regresa a su punto de origen y desde aquí se reinicia el ciclo de movimientos del aire. Todos estos procesos son continuos y simultáneos, pero varían de intensidad de acuerdo al estado de desarrollo de la vaguada.

Pero... ¿Por qué se forma la baja en superficie?...La convergencia horizontal existente en la habitación 1 provoca en ella una acumulación de aire, pero éste no se queda allí, sino que inmediatamente "sube" y llena la habitación 2, la cual tiene mayor volumen o espacio que la primera. Desde la habitación 2 se emiten o expulsan grandes volúmenes de aire, todos provenientes de "planta baja". En síntesis, es mayor el volumen de aire que sale de la "habitación 2", que el que entra en la "habitación 1". Por lo tanto, en la columna vertical formada por las habitaciones 1 y 2 se pierde aire a través del tiempo. Esto se manifiesta en un descenso de la presión en superficie ("suelo" de la "habitación 1"). Los procesos de la "habitación 2" actúan como bomba de aire, absorbiendo el aire desde la "planta baja" y emitiéndolo a todo el entorno horizontal. Es así que una baja en superficie, es un área horizontal, encima de la cual la columna de aire es más liviano que el entorno.

A través del tiempo los volúmenes de aire que se acumulan en la "habitación 3" son mayores que los que se pierden en la "habitación 4". Entonces, es gradual el incremento de masa en la columna vertical conformada por las habitaciones 3 y 4. Es así como en el "suelo" de la habitación 4 asciende la presión atmosférica.

En la figura anterior, el "techo" del edificio atmosférico es la tropopausa (nivel de separación entre la troposfera y la estratosfera). Suele encontrarse en los 250 hPa (entre 10 y 13 Km. de altura).

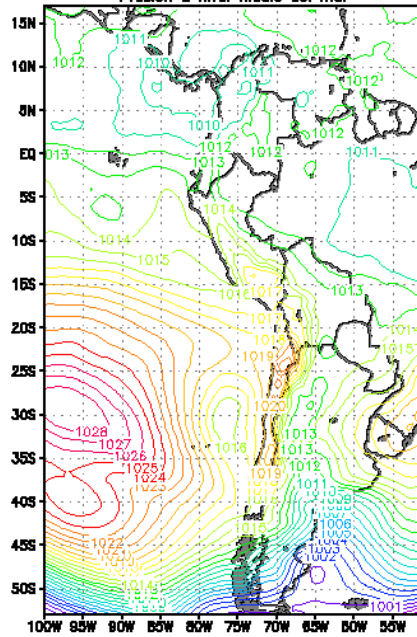
El ascenso que se produce en la parte delantera de vaguada, especialmente cuando se pone en juego aire cálido y húmedo, determina la formación de abundante nubosidad y precipitaciones.

En cambio en la delantera de cuña, la subsidencia del aire favorece la disipación de la nubosidad, el secado del aire y el buen tiempo.

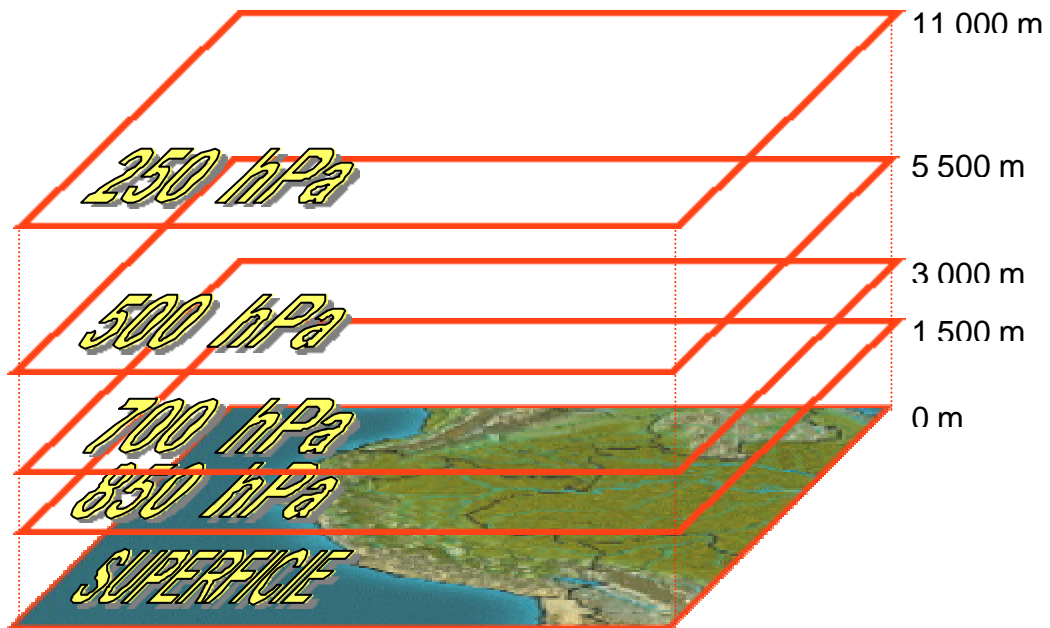
4. LAS CARTAS METEOROLÓGICAS DE SUPERFICIE:

Centros de baja y alta presión, frentes. Las curvas son isobaras y el viento no es paralelo a las mismas sino que se desvía hacia las bajas presiones. Aquí se ven reflejados todos los fenómenos atmosféricos. La carta de superficie es el piso del "edificio atmosférico"

Centro de Modelaje Numérico ETA-SENAMHI
 Pronóstico 12 Set 2001, 00+12h, válido para 12 Set 2001, 12UTC
 Presión a nivel medio del mar



5. LAS CARTAS METEOROLÓGICAS DE ALTURA:



Cartas de 850 Mb (hPa)

En el "primer piso" (entre 1000 y 1600 m.), los sistemas son prácticamente idénticos a los de superficie, la diferencia es que el viento es paralelo a las isohipsas. Se utiliza esta carta para detectar la ubicación de las corrientes de aire muy húmedo y las de aire seco y nos encontramos en el nivel donde se mueven o se forman las

nubes de lluvia o de tormenta ya que los vientos de este nivel transportan de un lugar a otro el vapor de agua generador de las nubes de lluvia.

Cartas de 700 Mb (hPa)

"Segundo piso" (3000 a 3500 metros). Se la utiliza para ubicar los bloques o núcleos de aire frío o de aire caliente. En algunas ocasiones aparecen en este nivel sistemas de baja presión que generan lluvias en superficie.

Cartas de 500 Mb (hPa)

"Tercer piso" (5000 a 5920 metros). Esta carta es fundamental para el pronóstico del tiempo a 24 y 48 horas. Esta carta es esencial ya que se ha comprobado que el peso de atmósfera que queda por encima de ella, resulta casi idéntico al que queda desde esa presión hasta el suelo. Brinda por lo tanto una idea de las condiciones medias de la atmósfera. Situando las cuñas y vaguadas, se determinan las futuras áreas de buen tiempo, como así también las zonas de probables lluvias, mal tiempo y formación de bajas en superficie
Cartas de 250 Mb (hPa)

"Terraza del edificio". En este nivel soplan vientos muy intensos con velocidades de 50 a 100 nudos. En este nivel o sus inmediaciones suele estar la "corriente en chorro" o "jet".

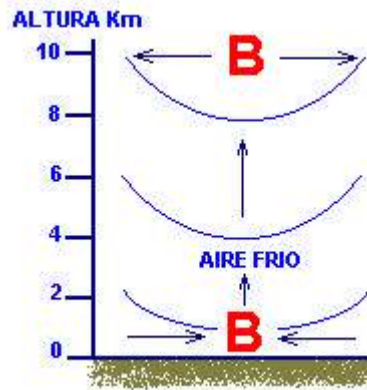
6. ESTRUCTURA DE "ALTAS" Y "BAJAS":

Recordemos que una superficie isobárica es una superficie dentro en la cual existe igual presión en todos sus puntos. Las cartas de altura describen las posiciones o alturas de esas superficies isobáricas en forma de vaguadas y de cuñas.

Se ha comprobado que a mayor pendiente (inclinación respecto de la vertical) de las superficies isobáricas, mayor es el viento que sopla en ese nivel. Por otra parte, la distancia vertical existente entre dos superficies isobáricas se denomina espesor. Existe una regla que indica que los espesores son mayores cuanto mayor es la temperatura del aire dentro del mismo. La resta vectorial entre el viento de dos niveles (viento de "arriba" menos viento de "abajo") da como resultado un tercer viento denominado viento térmico. En nuestro hemisferio este viento se caracteriza por dejar el aire frío a su derecha y el aire caliente a su izquierda. Tales sistemas de presión y su desarrollo en altura son:

Baja fría (dinámica)

Es un centro de baja presión en superficie, que por efecto de aire frío presente en su columna vertical central los espesores se reducen, por lo que la baja se intensifica con la altura. Esta baja posee ascenso de aire en su centro con convergencia horizontal en capas bajas y divergencia horizontal en los niveles altos.



Está asociada a nubosidad en todos los niveles y casi siempre con mal tiempo y precipitaciones. La pendiente de las superficies isobáricas aumenta con la altura, por lo que también se incrementa la velocidad del viento.

Anticiclón Cálido (dinámico)

Posee aire caliente en su columna central por lo que los espesores dentro de ella son mayores que el entorno. En consecuencia la alta se intensifica con la altura. También aumenta con la altura la pendiente de las superficies isobáricas, motivo que trae aparejado un incremento de la velocidad del viento. Existe divergencia horizontal en superficie y convergencia horizontal en los niveles altos.

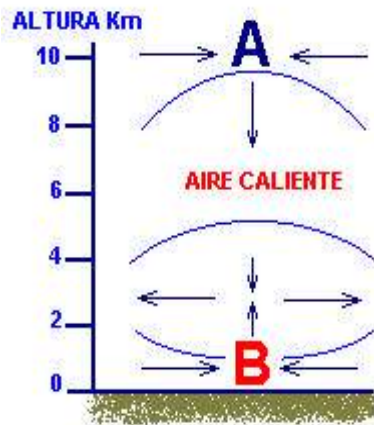


La subsidencia (descenso de aire) en todos los niveles, determina la disipación de las nubes y cielo casi despejado con buen tiempo.

Baja cálida (térmica)

Tiene un centro de baja presión junto al suelo, el que desaparece ya en los 2 ó 3 Km. de altura. Más arriba se encuentra una alta que se intensifica con la altura y abarca casi toda la troposfera.

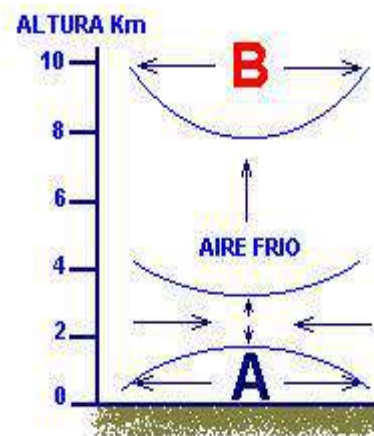
Esto se debe a la presencia de aire caliente en todos los niveles de la columna vertical central. Los vientos de la baja térmica disminuyen con la altura hasta que se hacen nulos en el nivel donde las superficies isobáricas se hacen horizontales. Más arriba, comienzan a aumentar nuevamente, ya que se incrementan las pendientes de las superficies isobáricas. Entre el suelo y el nivel en que desaparece la baja se distingue ascenso de aire y por encima existe subsidencia.



Se forma en zonas continentales cálidas y suelen tener dentro de sí, tiempo bueno y poca nubosidad.

Alta fría (térmica)

Tiene en su columna central aire frío. La alta de superficie es reemplazada entonces a los 2 ó 3 Km. por una baja que aumenta su intensidad con la altura. Tiene descenso de aire en las adyacencias al suelo y ascenso en las capas medias y altas de la troposfera.



Forma nubosidad media y alta. Se pueden producir algunas precipitaciones que caen dentro de la alta fría de superficie.

7. LA DEPRESIÓN AISLADA DE NIVELES ALTOS – DANA (Gota Fría):

La depresión aislada de niveles altos DANA, en el ámbito meteorológico, es una particular baja muy conocida, denominada también gota fría. Se trata de una baja en altura, con un diámetro aproximado de 500 a 1.000 Km. y se encuentra asociada a un núcleo de aire muy frío. Se la suele encontrar entre los 5 y los 9 Km. de altura y acostumbra presentarse en invierno, por lo común se manifiesta entre las latitudes de 30° a 45° Sur desde el Océano Pacífico, luego cruza por encima de la cordillera de los andes generalmente entre Chile y Argentina. Esta "DANA o gota fría", con frecuencia origina una zona poco definida de mal tiempo, especialmente con nubes medias que se extienden en un área de 500 kilómetros o más de diámetro. Por lo general, se desplaza con lentitud y la dirección de movimiento es incierto (pues depende del total de los movimientos verticales), resultando así difícil de predecir.

En la mayoría de los casos, la "DANA o gota fría" se origina a partir de un brusco corte en la corriente en chorro ("Jet stream"). Esto sucede cuando del lado frío del jet se desprende un remolino de aire frío, que avanza hacia el norte, entrando en la masa cálida, en la que flota a manera de "gota" que gira sobre sí misma. El aire frío de la "DANA" queda de esta manera completamente separado de su fuente de origen. La baja así formada carece de frentes. Su energía es comunicada por los vientos de la corriente en chorro y por la "inyección" de aire frío. Esta energía es tan grande, que la "DANA" taladra la atmósfera hacia abajo, ya que el aire que la constituye es más pesado que el cálido en que se halla sumergida. En consecuencia, puede aparecer la correspondiente baja en tierra. Es así que los fenómenos atmosféricos asociados suelen ser intensos, pues mientras que el aire frío desciende, el aire caliente de las capas bajas es obligado a ascender violentamente. Se producen así abundantes lluvias, con tormentas en verano, y a veces con nevadas en invierno.

Teniendo en cuenta que la "gota fría" no recibe nuevos aportes de energía, gasta ella poco a poco su propio contenido energético, hasta que apaga su vida. Cabe destacar que no siempre se refleja en el campo bórico de superficie, sea por intermedio de la formación de una baja o por la aparición de circulación ciclónica. Entonces, suele suceder que la "DANA" da origen a precipitaciones en la parte central de un anticiclón de superficie preferentemente en invierno.

8. LAS ONDAS PLANETARIAS:

En nuestro hemisferio, en latitudes medias, predominan los vientos del oeste. Estos vientos separan aire cálido (al norte), de aire frío (al sur). El flujo de aire en esas capas es muy parecido al transporte de agua en un río caudaloso. Bajo la influencia de la rotación de la Tierra, del efecto de la orografía del terreno y de diferente calentamiento del aire en distintas superficies, queda distorsionado el flujo de vientos, convirtiéndose en una especie de movimiento ondulatorio. Surgen así las

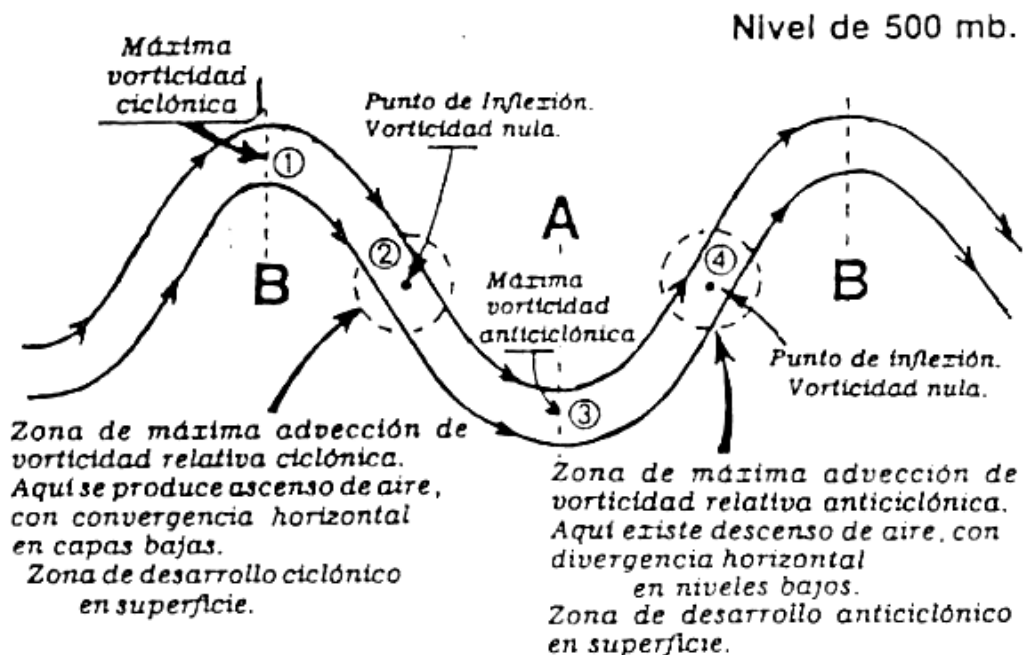
ondas planetarias u ondas de Rossby, con sus vaguadas y sus cuñas que se desplazan desde el oeste hacia el este, alrededor de nuestro planeta. Su periodo de crecimiento puede variar desde unos días a una semana. Estas ondas pueden alcanzar de 3 a 6 mil kilómetros de amplitud y se forman generalmente detrás de las grandes cordilleras del mundo, por ejemplo al oeste de la Cordillera de los Andes.

Cuando la amplitud de las ondas sigue en aumento, se inestabilizan y se "rompen" formando burbujas o remolinos aislados. Cada baja de altura tiene asociado su bloque de aire frío, que ha quedado aislado o segregado. Simultáneamente aparecen anticiclones o burbujas de alta presión que quedan bloqueadas y asociadas a aire caliente. En síntesis, la rotura de la circulación de los vientos del oeste ocasiona cambios bruscos de tiempo en las respectivas latitudes (frío en las zonas subtropicales y calor en las áreas polares). Comprendemos entonces que las ondas contribuyen al transporte de calor entre el Ecuador y los Polos.

9. LA VORTICIDAD:

Cuando las partículas del aire son arrastradas por el viento, a lo largo de las distintas cuñas y vaguadas, presentan no sólo un movimiento de traslación, sino también un movimiento de giro sobre sí mismas (vorticidad) a lo largo de su trayectoria.

La vorticidad surge en una corriente siempre que el vector velocidad no sea constante a lo largo del recorrido (ya sea por cambios en la velocidad (módulo) o en la dirección).



Entonces, en una corriente en que el vector velocidad del viento es constante (en módulo y dirección), las partículas de aire no girarán sobre sí mismas.

Si permanece constante la dirección, pero no el módulo de la velocidad, existirá una cortante o variación lateral de la velocidad del viento. Entonces, a mayor cortante, mayor vorticidad (efecto de la cortante). Por otra parte, si el módulo permanece constante, pero varía la dirección, también habrá vorticidad. Esta será directamente proporcional al módulo de la velocidad e inversamente proporcional al radio de curvatura (efecto de curvatura).

Sumando ambos efectos, se obtiene la vorticidad relativa, que resulta del giro de las partículas de aire en relación con una Tierra fija, que no rota. Si le agregamos el efecto de rotación de la Tierra (Coriolis), aparece la vorticidad absoluta.

Se llama advección de vorticidad en un punto, al cambio de vorticidad a través del tiempo, debido al arrastre de esa propiedad por efecto del viento. Por efecto de la advección de vorticidad ciclónica en el nivel de 500 hPa y en la vertical al punto de inflexión, existe máximo aumento, a través del tiempo, de la rotación ciclónica de las partículas. O sea que el viento trae partículas con rotación cada vez más ciclónica. En cambio, en la parte delantera de una cuña, el aire trae partículas de aire con rotación cada vez más anticiclónica.

Como conclusión final surge que "ocurre un desarrollo ciclónico en superficie, cuando una advección de vorticidad ciclónica en niveles altos, se superpone con una zona baroclínica en niveles bajos (un frente por ejemplo)". El aire es baroclínico cuando no existe relación entre la densidad (o temperatura) y la presión, las superficies isotérmicas se encuentran inclinadas y las isobáricas están prácticamente horizontales. En consecuencia se cortan formando ángulos entre sí (quedan configurados así unos prismas de aire que reciben el nombre de solenoides). Cuando en todo punto del espacio, la densidad (y por consiguiente la temperatura), está en función de la presión (las superficies isotérmicas e isobáricas son paralelas) se dice que el aire es barotrópico.

10. LA INVERSIÓN TÉRMICA:

La temperatura en el seno de la troposfera siempre decrece cuando ascendemos. Sucede, sin embargo, que con cierta frecuencia, para un lugar específico, la temperatura aumenta con la altura en ciertas capas de la atmósfera. Cuando esto sucede se dice, entonces, que tenemos una inversión de temperatura o, más simplemente, inversión térmica.

La inversión térmica es un fenómeno natural que, en principio, se puede presentar cualquier día del año y a cualquier hora del día y que debido a su carácter natural, por sí misma no representa ningún riesgo para la salud humana; solamente se vuelve peligrosa cuando, en la capa atmosférica en la que se encuentre inmersa, existan altas concentraciones de contaminantes, ya que una inversión térmica es sinónimo de estabilidad atmosférica, al menos temporal, por lo que no permite la dispersión de los mencionados contaminantes mientras dure.



La inversión térmica puede producirse a partir del suelo, se dice entonces que es una inversión en superficie. Cuando la inversión se produce en una capa situada a una altura cualquiera se denomina inversión en altura.

Las causas de una inversión de temperatura son múltiples, entre las cuales las más importantes son:

La radiación Enfriamiento rápido de la superficie terrestre durante las noches sin nubes principalmente.

La advección Transporte de aire frío hacia zonas calientes, superficies acuosas, principalmente.

La Subsistencia Descenso de grandes masas de aire normalmente frío, provocado por los sistemas de altas presiones.

Los fenómenos frontales Estos fenómenos meteorológicos propician advección.

Efectos de la Inversión Térmica

Debido a que los movimientos verticales son frenados y tienden a desaparecer rápidamente, una inversión térmica es indicativo de estabilidad atmosférica en la capa de aire en la que se encuentra inmersa, aunque no necesariamente son la causa de altas concentraciones de contaminantes. Estas concentraciones pueden estar asociadas a sistemas meteorológicos más significativos y de gran escala en cuanto a su extensión se refiere.

¿Cuándo desaparece una Inversión Térmica?

En el transcurso del día, los rayos del sol calientan la superficie terrestre. A su vez esta, calienta las capas de aire adyacentes a la misma. Si existe una inversión, el aire frío que tiene en la base, poco a poco va calentándose hasta que se elimina la diferencia de temperatura entre la base y la cima, dejando de existir la inversión.

Elementos que Caracterizan una Inversión Térmica

Espesor: Es la diferencia de altura que existe entre la cima y la base de la inversión.

Espesor= Altura de la Cima – Altura de la base.

Intensidad: Se define como intensidad a la diferencia entre la temperatura de la cima y la temperatura de la base.

Intensidad= Temperatura de la cima – Temperatura de la base

Temperatura y hora de Ruptura

Es la temperatura que se requiere para que la temperatura de la cima de la inversión se equilibre con la temperatura de superficie, con la cual se rompe la inversión. El valor de este parámetro puede ser pronosticado, para tener una idea de a que hora comenzará la dispersión de los contaminantes, si es que nos referimos a cuestiones ambientales.

CAPITULO 12

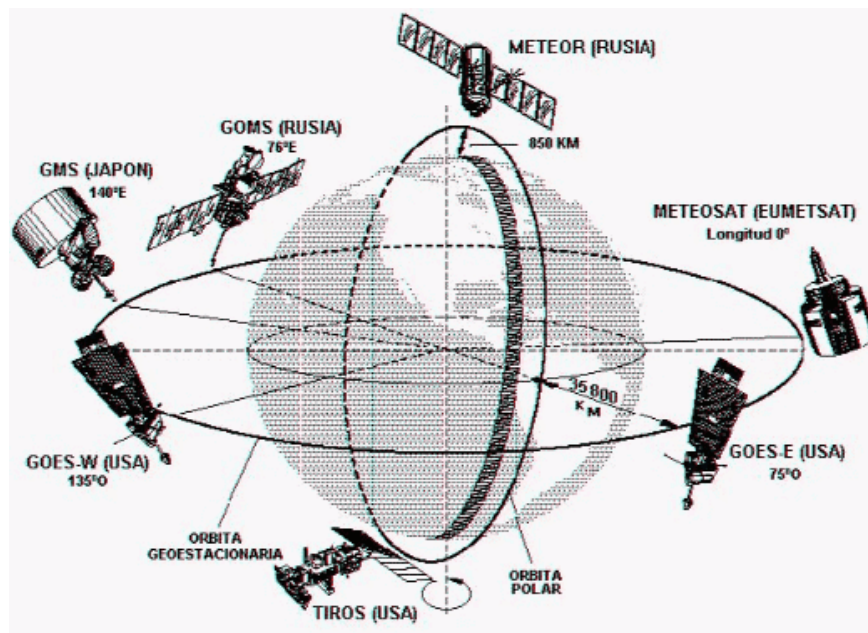
LOS SATELITES METEOROLOGICOS

1. GENERALIDADES:

El satélite Explorer 8, fue en 1959, el primero que llevó un instrumento para la observación de la atmósfera desde el espacio a través de un radiómetro de radiación global (ERBE). Los primeros satélites específicamente meteorológicos fueron los TIROS (Televisión Infra-Red Observation Sallite), en los primeros años 60, que permitieron una visión global de los sistemas nubosos.

Los satélites pueden "ver", gracias a los radiómetros que como su nombre tierra, sea ésta reflejada o emitida por ella misma. La radiación que la superficie de la tierra refleja se concentra en el espectro visible de la radiación, mientras que la propia emitida es principalmente del tipo infrarroja (IR). A ésta última se la denomina también emisión de cuerpo negro.

Los Satélites Meteorológicos constituyen el Subsistema Espacial del Sistema Mundial de Observación y su principal objetivo es completar la información facilitada por el Subsistema de Superficie de una forma económicamente viable.



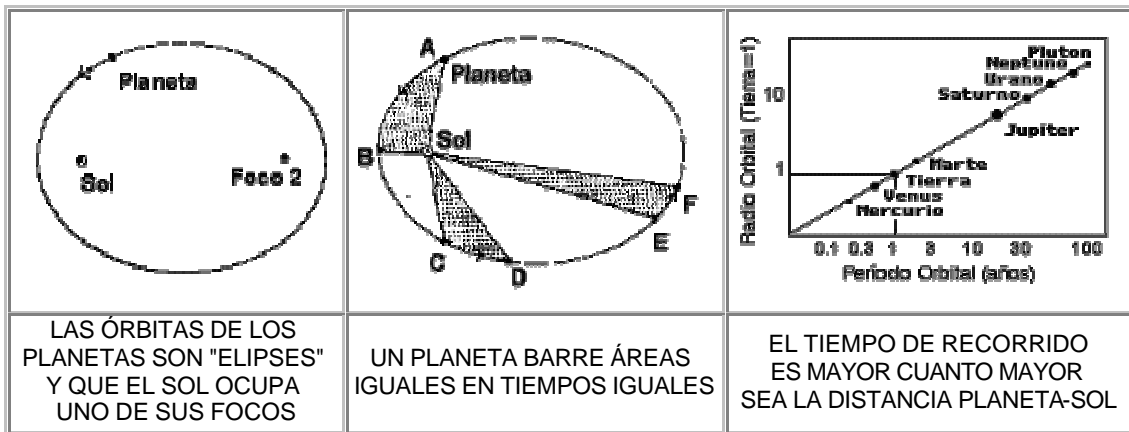
2. LAS ORBITAS DE LOS SATELITES:

Los satélites artificiales giran en torno a la Tierra conforme a la ley de gravitación universal descrita por Newton y descriptivamente cumplen con las Leyes de Kepler.

Leyes de gravitación y de Kepler

La Ley de Gravitación Universal nos dice que la fuerza de atracción de dos cuerpos está relacionada con la masa y distancia entre los mismos. A mayor masa y menor distancia, mayor atracción.

La primera ley de Kepler dice que las órbitas de los planetas son "elipses" y que el Sol ocupa uno de sus focos. La segunda, relaciona el recorrido (órbita) del planeta con el tiempo que tarda en recorrerlo y dice que un planeta barre áreas iguales en tiempos iguales. La tercera relaciona el tiempo que tarda un planeta en recorrer su órbita con la distancia media al Sol, manifestando que el tiempo de recorrido es mayor cuanto mayor sea la distancia Planeta-Sol. A pesar de estar hablando de planetas, estas leyes rigen para cualquier cuerpo que orbite entorno a otro en el espacio, por ejemplo los satélites artificiales y la Tierra.



Tipos de órbitas de los satélites

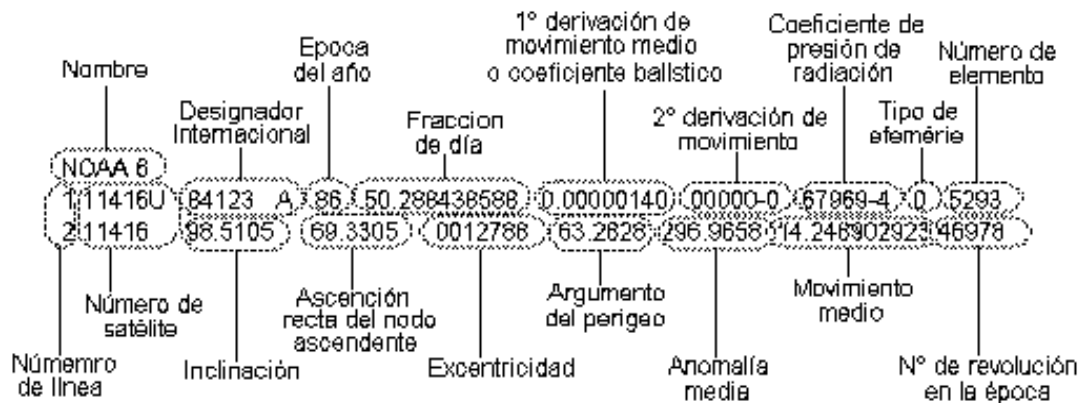
De acuerdo a la acción que el satélite deba realizar en el espacio se pueden clasificar cuatro tipos fundamentales de órbitas:

- **Hiperbólica o abierta**, que se utiliza en el lanzamiento del satélite y le permite escapar del suelo mediante una velocidad inicial.
- **Heliosíncrona o cerrada**, en la que el plano de translación del satélite contiene siempre al Sol y compensa la translación de la tierra independientemente de su rotación.
- **Geosíncrona**, también cerrada, en la que la velocidad de translación del satélite es igual a la de rotación de la tierra.
- **De gran excentricidad**, que se utilizan como órbitas de transferencia, para saltar a la órbita cerrada.

Los elementos o parámetros orbitales

Son datos numéricos que se utilizan para representar matemáticamente las órbitas de los satélites y saber en que posición se encuentran. Estos se utilizan

generalmente para los polares en donde se deberá conocer su horario de paso y posición para lograr el seguimiento. Los elementos orbitales de los TIROS se envían en partes denominados TBUS y se deben actualizar cada cierto tiempo ya que las órbitas no son perfectas, sufren de anomalías que provocan pequeños desplazamientos de los satélites. Existen fuerzas que modifican los parámetros orbitales y son el efecto de achatamiento e irregularidades de la tierra, las atracciones del sol y la luna, el roce y empuje de la atmósfera, la presión y empuje del viento solar, imprecisiones de la puesta en órbita, etc.



Predicción del paso y posición de un satélite

Mediante programas de ordenadores se calculan con los elementos del TBUS, las órbitas y se pueden predecir los pasos de los satélites en futuras épocas. Para cada época existen elementos nuevos y éstos son obtenidos y distribuidos por las entidades (como la NASA) que siguen minuciosamente el recorrido del satélite detectando sus anomalías para aplicarlas a los nuevos elementos.

3. CLASIFICACIÓN, UTILIDAD Y OBJETIVOS:

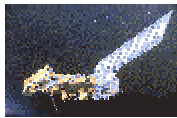
Los satélites meteorológicos pueden clasificarse en dos grandes grupos, de órbita polar o heliosincrónicos (significa que están sincronizados con el Sol) que como su nombre lo indica orbitan la Tierra de polo a polo y lo constituyen principalmente la serie TIROS de la agencia NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) de origen norteamericano y los METEOR de origen ruso. El segundo grupo se compone de los satélites Geoestacionarios o Geosincrónicos (significa que están sincronizados con el movimiento de rotación de la Tierra), que orbitan a mayor altura y se encuentran sobre o muy cercanos a la línea del Ecuador.

La utilidad de los satélites meteorológicos es la de poder visualizar el conjunto Tierra- atmósfera, y extraer la máxima información posible a través de distintas técnicas y procesos para obtener los productos cuyo objetivo se basa en el análisis cualitativo y cuantitativo de las imágenes obtenidas. Las imágenes de los satélites meteorológicos se utilizan principalmente para la visualización de nubes,

clasificación, observación del vapor de agua existente en la alta y media atmósfera, temperaturas de la superficie de tierra y temperatura superficial del mar.

4. SATÉLITES DE ÓRBITA POLAR:

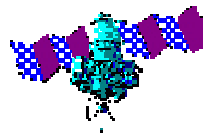
Los satélites TIROS, cuyos nombres figuran como NOAA seguido de un número (NOAA-14, NOAA-15, etc.) y los METEOR (METEOR-2, METEOR 3-5, etc.) son los más utilizados. Actualmente se encuentran en operatividad el NOAA-14, NOAA-15 y el METEOR 3-5. Se alimentan de energía mediante paneles solares que le suministran unos 200 wats de potencia.



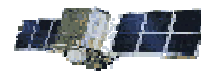
NOAA



QuikSCAT



METEOR



FY-1

Sus características más importantes son:

- Órbita polar o heliosíncrona, es decir que orbitan de polo a polo, con frecuencia establecida o sincronizada.
- Orbitan a una altura entre 800 y 900 kilómetros.
- Orbitan quietos (sin rotar sobre un eje) y poseen un radiómetro (sensor) llamado AVHRR que barre línea por línea la superficie de la tierra a medida que el satélite avanza.
- Pasan dos veces al día por el mismo punto.
- Al ser de órbita baja permiten altas resoluciones.
- Operan en dos modos, uno de baja resolución APT (Automatic Picture Transmission) y otro de alta HRPT (High Resolution Picture Transmission).
- Transmiten sus datos en dos frecuencias, una para cada modo.
- Los TIROS trabajan en cinco bandas, dos en visible y tres en IR (infra rojo).
- Tienen un tiempo de operatividad de aproximadamente dos años.

Estos satélites son explotados por los EE.UU. ([NOAA](#), [QuikSCAT](#)), Rusia ([Meteor](#)) y China ([FY-1](#)). Con un solo satélite se obtiene la cobertura global.

Los Satélites NOAA



Son satélites americanos de órbita polar, poseídos y operados por la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Los NOAA 14 y NOAA 15, lanzados respectivamente el 29 de mayo de 1994 y el 13 de mayo de 1998, vuelan a una altitud de 850 kilómetros, en una órbita inclinada con 99 grados comparados al plano ecuatorial. Cada órbita completa alrededor de la tierra toma 102 minutos y alcanza 14 órbitas por día. Estas órbitas son sol-síncronas, es decir las cruces del satélite a cierto punto siempre en la misma hora del día. Los 2 satélites son fuera de fase; sobrevolando una misma área por lo menos 4 veces por día con un intervalo de aproximadamente 6 horas.

Están equipados con un radiómetro (Advanced Very High Resolution Radiometer) que permite una muy alta resolución (1.1 kilómetros a la vertical del satélite). Este instrumento explora una banda de 3000 kilómetros de ancho.

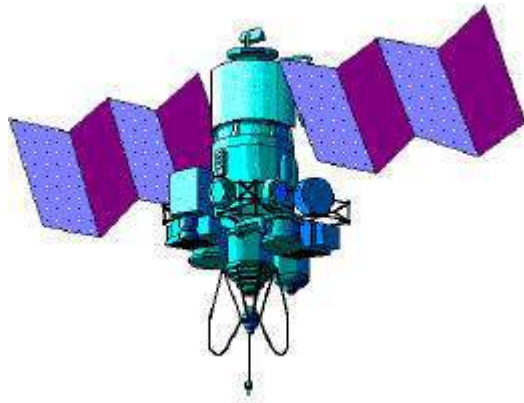
El Satélite QuikSCAT



El QuikSCAT es un satélite americano de órbita polar, poseído y operado por la NASA. Fue lanzado el 19 de junio de 1999, vuela a una altitud de 850 kilómetros, en una órbita inclinada con 98.6 grados comparados al plano ecuatorial. Cada órbita completa alrededor de la tierra toma 102 minutos y alcanza 14 órbitas por día en pasos ascendentes y descendentes. Estas órbitas son sol-síncronas.

El QuikSCAT está equipado con un scatterometer, que es un radar de alta frecuencia de la microonda (de 13.4 gigahertz) diseñado específicamente para medir la velocidad y la dirección del viento próximas a la superficie del océano. El instrumento recoge datos en una banda continua de 1800 kilómetros de ancho, haciendo aproximadamente 400.000 medidas y cubriendo 90% de la superficie de la tierra en un día. La resolución es 25 kilómetros.

El Satélite Meteor-3



El Meteor-3 es un satélite ruso de órbita polar cuyo operador es SRC PLANETA. La altitud del satélite es cerca de 1200 km.

Los Satélites FY-1



Los FY-1 son satélites chinos de órbita polar. El operador es el centro meteorológico nacional de los satélites (NSMC). Vuelan a una altitud de 870 kilómetros.

Cada órbita completa alrededor de la tierra toma 100 minutos y alcanza 14 órbitas por día. Estas órbitas son sol-síncronas.

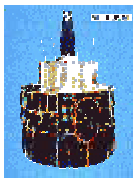
Los FY-1 están equipados con un radiómetro MVISR (Multichannel Visible and IR Scan Radiometer). Este instrumento explora una banda de 3000 kilómetros de ancho.

5. SATÉLITES DE ÓRBITA GEOESTACIONARIA:

Este tipo de satélites giran en torno a la Tierra sincronizados con su velocidad de rotación, es decir que acompañan a la Tierra y por consiguiente se encuentran situados siempre en un mismo punto sobre la superficie terrestre.

Actualmente se encuentran en operatividad:

- Estados Unidos: GOES-8 (0° N, 75° W), GOES-9 (0° N, 135° W)
- Europa: Meteosat-7 (Operativo en posición 0° N, 0° E), Meteosat-6 (Redundante en stand-by en posición 0° N, 9° W), Meteosat-5 (Programa INDOEX en posición 0° N, 63° E)
- Rusia: GOMS (0° N, 76° E)
- India: INSAT (0° N, 93° E)
- China: FY-2 (0° N, 105° E) y
- Japón: GMS (0° N, 140° E).



METEOSAT



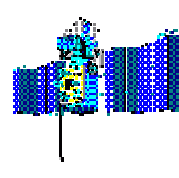
GOES



GMS



FY-2B



GOMS



INSAT

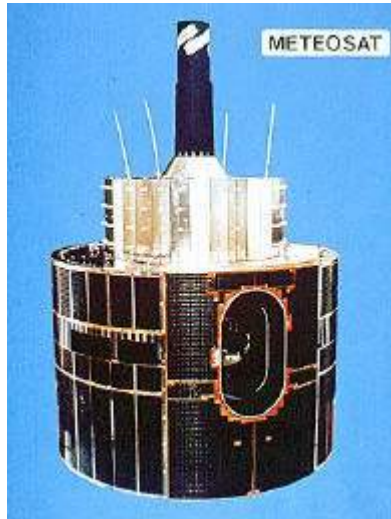
Algunas características principales de este grupo son:

- Altura desde la superficie de la tierra de 36000 Km aproximadamente.
- Giran en torno a un eje casi paralelo al eje N-S terrestre.
- Velocidad de giro de 100 RPM (Revoluciones por minuto).
- Operan en dos modos uno de alta HRI (High Resolution Image) y otro de baja resolución WEFAX (Weather Facsimile).
- Transmiten sus datos en dos frecuencias, una para cada modo.

Estos satélites son explotados por EUMETSAT ([Meteosat](#)), EE.UU. ([GOES](#)), Japón ([GMS](#)), China ([FY-2B](#)), Rusia ([GOMS](#)) y la India ([INSAT](#)). Para conseguir a

cobertura global se necesita una red de 5-6 satélites. Sin embargo, estos satélites no pueden ver los Polos.

Los Satélites METEOSAT



Los Meteosat son satélites geoestacionarios Europeos cuyo operador es EUMETSAT. La altitud de los satélites es cerca de 35800 kilómetros. El punto fijo a la vertical del satélite está en el ecuador. Los Meteosat ven siempre la misma porción del globo (42% de la superficie de la tierra).

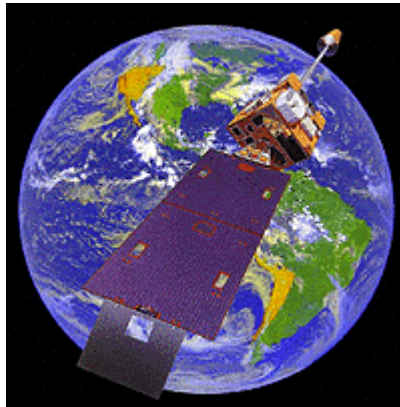


El Meteosat 7 está situado en el meridiano de Greenwich incluido Europa y Africa y Meteosat 5 está situado en 63° al este incluido el Océano Índico.

Los Meteosat están equipados con un radiómetro que explora la tierra línea por línea; cada línea consiste en una serie de elementos de imagen o de píxeles. Para cada píxel el radiómetro mide la energía radiada de las diversas gamas espectrales. Esta medida digital se cifra y se transmite a la estación de tierra para procesada antes de ser entregada a la comunidad para su utilización. Este radiómetro es un instrumento de 3 canales: el canal visible es 0.45-1.00 μm , el canal infrarrojo es 10.5-12.5 μm y el canal vapor de agua es 5.7-7.1 μm .

Las imágenes se toman a cada 30 minutos. El canal visible explora 5000 líneas, cada línea que consiste en 5000 píxeles; los canales infrarrojos exploran 2500 líneas, cada línea que consiste en 2500 píxeles. Esto equivale a una resolución de 2,5 kilómetros y de 5 kilómetros, respectivamente, en la punta del subsatélite. Debido a la curvatura de la tierra que esta resolución disminuye hacia los bordes externos de la imagen (e.g. aproximadamente 4,5 kilómetros en el canal visible incluido Europa).

Los Satélites GOES



Los GOES (Geostationary Operational Environmental Satélites) son los satélites geostacionarios americanos, poseídos y operados por la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). La altitud de los satélites es cerca de 35800 kilómetros. El punto fijo a la vertical del satélite está en el ecuador. Cada satélite ve siempre la misma porción del globo (42% de la superficie de la tierra).

Las imágenes del globo se toman a cada 30 minutos y las de los Estados Unidos se toman a cada 15 minutos. Es posible explorar áreas terrestres con intervalos más frecuentes (por ejemplo cinco minutos, incluso un minuto) para la ayuda a los programas del alarma de NOAA.

Los GOES están equipados con un radiómetro que explora la tierra línea por línea que consisten en una serie de elementos de imagen o de píxeles, para cada píxel el radiómetro mide la energía radiada de las diversas gamas espectrales.

El GOES Imager es un dispositivo de 5 canales: el canal visible es 0,55-0,75 μm , los canales infrarrojo son 3.8-4.0 μm , 10.2-11.2 μm , 11.5-12.5 μm y el canal vapor de agua es 6.5-7.0 μm . En el canal visible, la resolución es 1 Km. En los canales infrarrojo, la resolución es 4 kilómetros. En el canal vapor de agua, la resolución es 8 Km.

Esta medida digital se cifra y se transmite a la estación de tierra para procesarla antes de ser entregada a la comunidad para su utilización. Los datos son

distribuidos por el National Environmental Satellite and Information Service (NESDIS) a una variedad de utilizadores.



GOES-E ESTÁ SITUADO EN 75° AL OESTE
INCLUIDO SUDAMÉRICA



GOES-W ESTÁ SITUADO EN 135° AL OESTE
INCLUIDO EL OCÉANO PACÍFICO

Los Satélites GMS



El GMS (Geosynchronous Meteorological Satellite) es un satélite geoestacionario japonés cuyo operador es el centro meteorológico de Japón.

La altitud de los satélites es cerca de 35800 kilómetros. El punto fijo a la vertical del satélite está en el ecuador en 140° al este. GMS ve siempre la misma porción del globo (42% de la superficie de la tierra). Está equipado con un VISSR (Visible and Infrared Spin Scan Radiometer). El radiómetro explora la tierra línea por línea y consiste en una serie de elementos de imagen o de píxeles. Para cada píxel el radiómetro mide la energía radiada de las diversas gamas espectrales. Esta medida digital se cifra y se transmite a la estación de tierra para ser procesada antes de ser entregada a la comunidad para su utilización. El VISSR es un instrumento de 3 canales: el canal visible es 0,55-1,05 μm , el canal infrarrojo es 10,5-12,5 μm y el canal vapor de agua es 6,2-7,6 μm . En el canal visible, la resolución es 1.25 kilómetros. En los canales infrarrojo y vapor de agua, la resolución es 5 kilómetros.

El Satélite FY-2B

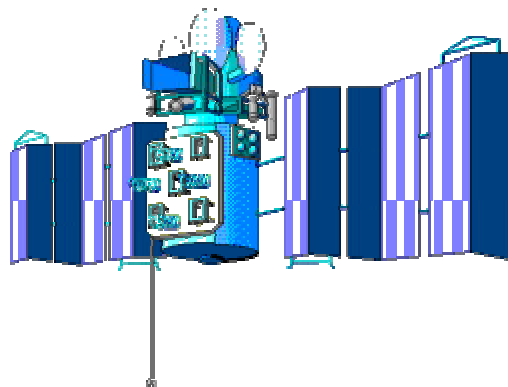


El FY-2B es un satélite geoestacionario chino cuyo operador es el centro meteorológico nacional de los satélites (NSMC). El satélite fue lanzado el 25 de junio del 2000. La altitud del satélite es cerca de 35800 kilómetros. El punto fijo a la vertical del satélite está en el ecuador en 105° al este. Meteosat ve siempre la misma porción del globo (42% de la superficie de la tierra).

Este satélite, está equipado con un VISSR (Visible and Infrared Spin Scan Radiometer). El radiómetro explora la tierra línea por línea; consistente en una serie de elementos de imagen o de pixeles. Para cada pixel el radiómetro mide la energía radiada de las diversas gamas espectrales. Esta medida digital se cifra y se transmite a la estación de tierra para procesada antes de ser entregada a la comunidad para su utilización.

VISSR es un instrumento de 3 canales: el canal visible es $0,55-1,05 \mu\text{m}$, el canal infrarrojo es $10,5-12,5 \mu\text{m}$ y el canal vapor de agua es $6,2-7,6 \mu\text{m}$. En el canal visible, la resolución es 1.25 kilómetros. En los canales infrarrojo y vapor de agua, la resolución es 5 kilómetros.

El Satélite GOMS



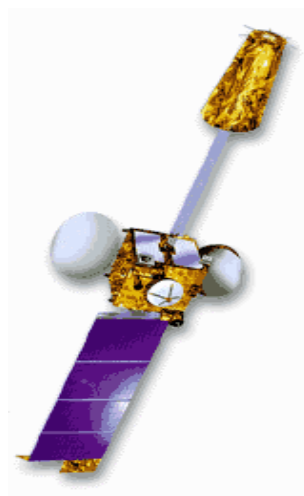
El GOMS (Geostationary Operational Meteorological Satellite) es un satélite geoestacionario ruso cuyo operador es SRC PLANETA. El satélite fue lanzado el 31 de octubre de 1994.

La altitud del satélite es cerca de 35800 kilómetros. El punto fijo a la vertical del satélite está en el ecuador en 76°50' al este. GOMS ve siempre la misma porción del globo (42% de la superficie de la tierra).

El GOMS está equipado con un radiómetro STR. El radiómetro explora la tierra línea por línea; consistente consiste en una serie de elementos de imagen o de píxeles, para cada cual el radiómetro mide la energía radiada de las diversas gamas espectrales. Esta medida digital se cifra y se transmite a la estación de tierra para procesada antes de ser entregada a la comunidad para su utilización.

El STR es un instrumento de 3 canales: el canal visible es 0,46-0,7 μm , el canal infrarrojo es 10,5-12,5 μm y el canal vapor de agua es 6,0-7,0 μm . En el canal visible, la resolución es 1.25 kilómetros. En los canales infrarrojo y vapor de agua, la resolución es 6,25 kilómetros.

El Satélite INSAT-2E



El INSAT-2E está equipado con un VISSR (Visible and Infrared Spin Scan Radiometer). El radiómetro explora la tierra línea por línea; consistente en una serie de elementos de imagen o de píxeles, para cada cual el radiómetro mide la energía radiada de las diversas gamas espectrales. Esta medida digital se cifra y se transmite a la estación de tierra para procesada antes de ser difundida para su utilización.

Este satélite INSAT-2E, es un satélite geoestacionario indio y su altitud es cerca de 35800 kilómetros. El punto fijo a la vertical del satélite está en el ecuador en 74° al este y ve siempre la misma porción del globo (42% de la superficie de la tierra). El VISSR es un instrumento de 3 canales: el canal visible es 0,47-0,7 μm , el canal infrarrojo es 10,5-12,5 μm y el canal vapor de agua es 5,7-7,1 μm . En el canal

visible, la resolución es 2 kilómetros. En los canales infrarrojo y vapor de agua, la resolución es 8 kilómetros.

6. PRODUCTOS DE LOS SATELITES METEOROLÓGICOS:

Utilidad de las imágenes de alta y baja resolución

Al ser las imágenes de los canales APT y WEFAX de menor resolución y de datos que carecen de calibraciones precisas, sólo son útiles a los fines observacionales y en meteorología sinóptica, para análisis de nubes, formas, frentes, estimaciones globales, etc. Las imágenes cuantitativas en cambio, que contienen gran cantidad de información porque son de alta resolución y las componentes de la imagen están sumamente procesadas, pueden utilizarse para la observación, análisis y estudio más exacto de la atmósfera y el suelo.

Imágenes en el espectro visible (VIS)

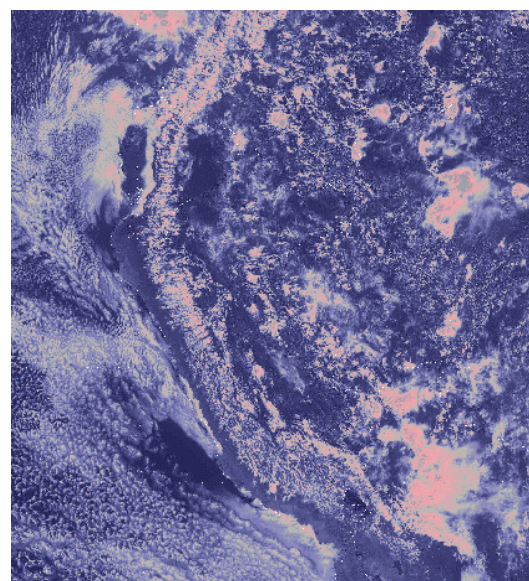
Alrededor de la mitad de la energía radiada por el Sol pertenece a las longitudes de onda visible y los radiómetros de los satélites miden la radiación solar reflejada en ese intervalo, entonces la radiancia detectada en la banda visible es una medida de la reflectividad de la Tierra.

Las zonas de alta reflectividad aparecen blancas y las de menor más oscuras hasta el negro. A esta radiación se la asocia un albedo de 1 a 100 y las componentes de una imagen HRI o HRPT se expresan en albedos relacionados con un tono de gris.

Mediante la utilización de los contrastes es posible definir la forma de los objetos en estas imágenes principalmente las nubes por lo que la banda visible es útil especialmente en la meteorología sinóptica.



PERU GVAR - SENAMHI (Alta resolución)
3-SET-2001 VIS 17:15Z (Escala gris)

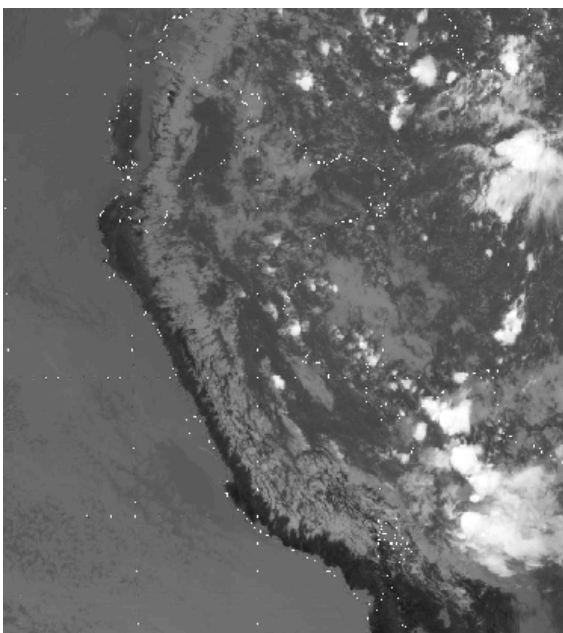


PERU GVAR - SENAMHI (Alta resolución)
3-SET-2001 VIS 17:15Z (ENH reforzado)

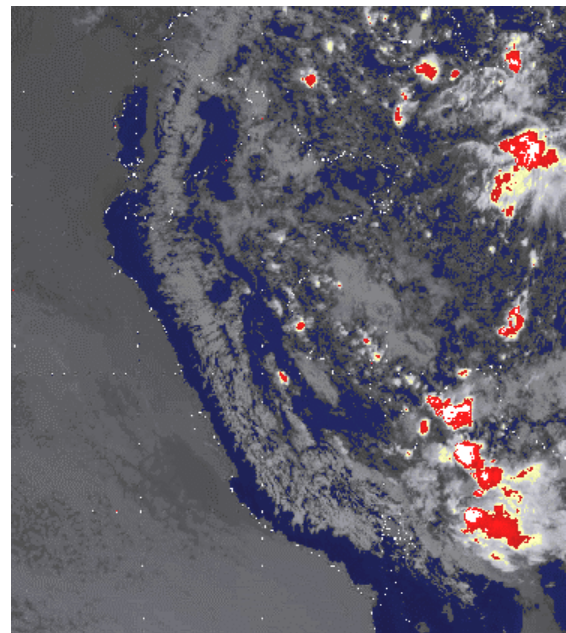
Imágenes en el espectro infrarrojo (IR)

La Tierra y la atmósfera emiten radiación térmica confinada dentro del intervalo espectral 3 a 100 μm , donde se encuentra la banda infrarroja media (3 a 30 μm). En estas longitudes de onda la reflectividad es virtualmente nula y la radiación solar despreciable, por eso se considera como radiación de cuerpo negro y se relaciona con la temperatura, medida en grados Kelvin.

En los productos HRI y HRPT los componentes de las imágenes IR se expresan en $^{\circ}\text{K}$ y se le relaciona un tono de gris. Las imágenes en IR, se utilizan principalmente para la observación de las estructuras cuando no hay radiación solar, es decir de noche y en donde, los puntos cálidos aparecen oscuros y los fríos blancos.



PERU GVAR - SENAMHI (Alta resolución)
3-SET-2001 IR 17:15Z (Escala gris)

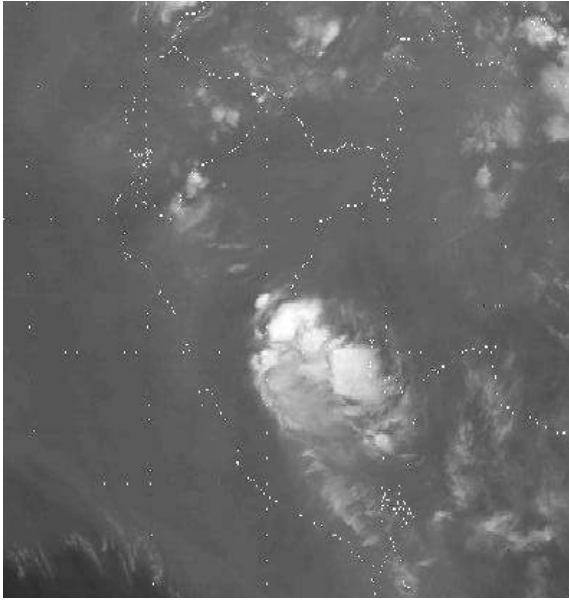


PERU GVAR - SENAMHI (Alta resolución)
3-SET-2001 IR 17:15Z (ENH reforzado)

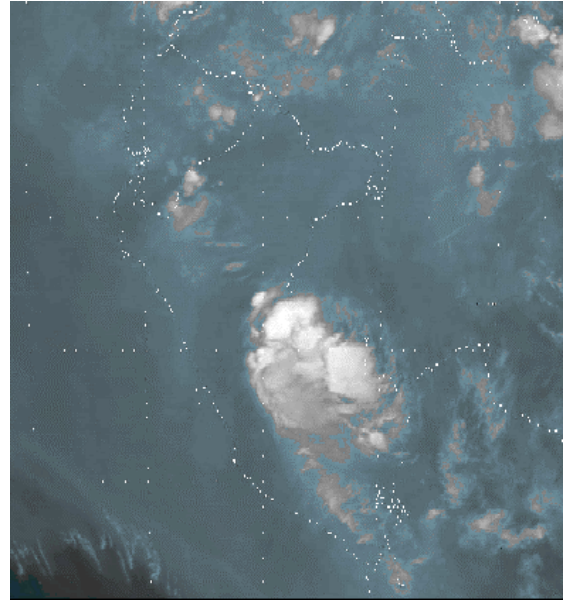
Imágenes de vapor de agua (WV)

Las imágenes en visible e infrarrojo térmico, utilizan las bandas del espectro electromagnético donde la absorción por los gases atmosféricos es pequeña, sin embargo son de interés también los intervalos espectrales donde la radiación infrarroja emitida por la Tierra es absorbida por el vapor de agua de la atmósfera.

Las imágenes en WA son en su mayoría representativas de la humedad de la media y alta tropósfera. En definitiva el canal de WA se utiliza en la banda de absorción de 6 μm dentro de la radiación IR y en general las imágenes representan la humedad media de la tropósfera.



PERU GVAR - SENAMHI (Alta resolución)
10-SET-2001 WV 14:15Z (Escala gris)



PERU GVAR - SENAMHI (Alta resolución)
10-SET-2001 WV 14:15Z (ENH reforzado)

Otros tipos de Imágenes

Imágenes RAINSAT en las que se puede obtener mediante diversas técnicas de comparación de bandas y aplicación de matrices (obtenidas por combinación de datos de satélite y radar) y algoritmos zonas de intensidad de lluvia y zonas de probabilidad de precipitaciones. A través de otras técnicas de comparación de bandas, filtrados, etc. es posible obtener productos relacionados con la temperatura del mar, del suelo o índices de vegetación, entre otros.

CAPITULO 13

EL PRONOSTICO METEOROLOGICO

1. METODOS DE PRONOSTICO:

Actualmente existen diferentes métodos para realizar un pronóstico. El método que un pronosticador utilice depende básicamente de su experiencia, la cantidad de información disponible, del nivel de dificultad que presenta la situación y del grado de exactitud o confianza necesaria en el pronóstico.

El Método de la persistencia (Hoy es igual a mañana)

Es la manera más simple de hacer un pronóstico, este método asume que las condiciones atmosféricas no cambiarán en el tiempo. Por ejemplo si hoy es un día soleado con 20° C, por éste método se asume que mañana será soleado y con 20° C, también. Si 2 mm de precipitación cayeron hoy, se asume que 2 mm. caerán mañana.

Este método trabaja bien cuando los patrones atmosféricos cambian poco y los sistemas en los mapas del tiempo se mueven muy lentamente. Este método trabaja bien para pronósticos de temperatura en Lima, donde este parámetro varía muy poco. Por lo tanto, si las condiciones cambian significativamente de un día a otro, el método de la persistencia falla y no es el mejor método para pronosticar.

El Método de la tendencia (Usando matemáticas)

Este método involucra el cálculo de la velocidad de centros de altas y bajas presiones, frentes y áreas de nubes y precipitación. Usando esta información el pronosticador puede predecir donde se espera estas características en un tiempo futuro. Por ejemplo si se observa un sistema de tormentas a 1000 Km, moviéndose a una velocidad de 250 Km por día, usando el método de tendencia se puede predecir que este sistema llegara en 4 días.

El uso de este método para predecir dentro de un lapo de tiempo corto es conocido como "**Nowcasting**" y es frecuentemente usado para predecir precipitación. Por ejemplo si hay un línea de tormentas a 60 km. al oeste de nuestra posición y moviéndose con dirección sureste a 30 km. por hora, podríamos predecir que esta llegará en 2 horas. El método de la tendencia trabaja bien con sistemas que se mueven en la misma dirección y a la misma velocidad por un largo periodo. Si los sistemas aceleran, desaceleran, cambian de intensidad o dirección, este método no trabajará bien.

El Método climatológico

El método climatológico es otra forma simple de realizar un pronóstico. Este método involucra el uso de promedios estadísticos de las variables atmosféricas, acumulados de muchos años. Por ejemplo si se quiere predecir como estará el tiempo para un 28 de julio en Lima , se podrían usar los datos promediados de los

registros de todos los 28 de julio de varios años, conocidos como "Normales" (diarias), y usar esta información para pronosticar este día.

Si esos promedios computaron 19° C y 0,0 mm de lluvia en Lima, entonces por este método se pronosticaría 19° C y 0,0 mm de lluvia para ese día.

El método climatológico trabajará bien mientras que los patrones climatológicos sean similares para la fecha escogida, pero si los patrones son diferentes (se tiene un comportamiento anómalo en la fecha escogida) este método fallará.

El Método análogo

El Método Análogo es un método algo complicado. Supone examinar el escenario del pronóstico actual y recordar un día en el pasado en el cual el escenario meteorológico fue muy similar (un análogo). El pronosticador podría predecir que el tiempo en este pronóstico será muy similar al ocurrido en el pasado.

Por ejemplo, si observamos que hoy es un día caluroso y un frente frío se esta aproximando. Ud. recuerda que la semana anterior tuvo un día caluroso y un frente frío aproximándose, arrojó unas fuertes tormentas que se desarrollaron en la tarde. Por lo tanto Ud. podría predecir que el actual frente arrojará unas fuertes tormentas en la tarde de hoy.

Este método es muy difícil debido a que es virtualmente imposible encontrar un análogo perfecto, varias características del tiempo raramente se repiten en el mismo lugar, donde ellos fueron anteriormente observados, aún más, pequeñas diferencias entre el tiempo actual y el análogo, pueden conducir a resultados muy diferentes al esperado. Aunque, si se archivan muchas condiciones meteorológicas, existen mejores posibilidades de encontrar un análogo, por lo que las condiciones de pronosticar con este método mejoraría.

2. PREDICCIÓN NUMÉRICA DEL TIEMPO (Numerical Weather Prediction -NWP)

La predicción numérica del tiempo, usa complejos programas de cómputo, conocidos como modelos numéricos de pronóstico, que procesan ("corren") datos en supercomputadoras y proporcionan predicciones de las variables meteorológicas, tales como la temperatura, presión atmosférica, viento, humedad y precipitación.

Un modelo numérico es un conjunto de ecuaciones matemáticas cuya solución requiere de métodos numéricos. Las ecuaciones básicas de un modelo numérico del tiempo son aquellas que rigen el movimiento del aire (horizontal y vertical), conservación de la masa y la energía, las transformaciones termodinámicas, los procesos de formación y desarrollo de las nubes, etc. Los métodos numéricos más comunes usados para resolver el sistema de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales (modelo numérico del tiempo) son: diferencias finitas, métodos espectrales y elementos finitos.

Asimismo debemos tener en cuenta que tenemos dos clases de modelos, el barotrópico y el modelo baroclínico.

El Modelo Barotrópico

Una atmósfera es barotrópica si no existen vientos térmicos; en este modelo no se tiene en cuenta el tipo de desarrollo de ciclones o anticiclones y tiene otras restricciones como:

Después del tiempo $t = 0$, el movimiento del aire viene gobernado tan sólo por la inercia que posee en el instante $t = 0$, lo que equivale a decir que no se tiene en cuenta cualquier aportación de nueva energía.

El movimiento se supone que es totalmente horizontal y no divergente, de modo que cada partícula conserva su vorticidad absoluta inicial durante su movimiento; la vorticidad viene medida a través de los vientos geostroficados.

El Modelo Baroclínico

Los modelos posteriores se encaminaron a eliminar las múltiples restricciones que tenía el modelo barotrópico y en particular, han sido utilizados diversos modelos baroclínicos, en los que se tienen en cuenta las condiciones existentes a dos o tres niveles; de esta forma se toman en consideración los desarrollos sinópticos asociados a los vientos térmicos. En la actualidad se han hecho esfuerzos en el sentido de incluir en el modelo influencias tales como la topografía, calentamiento superficial, rozamiento, e intercambios de calor latente.

3. ECUACIONES QUE GOBIERNAN LOS MODELOS NUMÉRICOS:

El Movimiento horizontal

La segunda ley de Newton dice que la aceleración de una partícula es igual al vector suma de las fuerzas que actúan sobre el cuerpo. Esto es el principio de la conservación del Momentun.

Las principales fuerzas en la atmósfera son: la fuerza que actúa en el aire debido a la Presión y la Fuerza de Coriolis. La Fuerza de Coriolis (aceleración) es una aceleración aparente que el aire posee por la rotación de la tierra. Si una parcela de aire se mueve entre 2 puntos entonces su desplazamiento relativo a la superficie de la tierra se curvaría y tendería hacia la izquierda en el hemisferio sur.

La Ecuación hidrostática

La aceleración hidrostática es una expresión relacionada a la variación de la presión con la altura. La componente vertical de la Fuerza de Coriolis en las ecuaciones verticales del movimiento es muy pequeña comparada con las fuerzas de gran escala como el gradiente de presión y la gravedad que actúan en esta dirección. En muchos de los modelos se asume el equilibrio hidrostático.

La Ecuación Termodinámica

La 1ra. Ley de la Termodinámica puede ser enunciado como la cantidad de calor adicionado al sistema es exactamente balanceado, por el trabajo realizado en incrementar su volumen y el cambio de su energía interna. Esta es una expresión del principio de la conservación de energía, con la cual el cambio en la energía dentro de un sistema es igual a la transferencia neta de la energía a través de las capas del sistema.

La Ecuación de Continuidad

Esto es el principio básico de la Conservación de la Masa con lo cual el estado de la materia no se crea ni se destruye.

La Ecuación del Estado

La ecuación del estado relaciona 3 principales variables termodinámicas, presión, densidad y temperatura para un gas perfecto. Sin embargo, un perfecto gas no existe pero los gases reales como la atmósfera podemos asumir que obedecen estas ecuaciones.

La Ecuación de Vapor de H₂O

Esta ecuación describe el camino en el cual la cantidad de vapor de agua en una particular parcela de aire cambia como un resultado de la advección, de condensación o evaporación.

4. PARAMETRIZACIONES FISICAS DE LOS MODELOS:

Hay muchos procesos que ocurren en la atmósfera tales como evaporación de la humedad de la superficie terrestre, formación de nubosidad y precipitaciones, o por ejemplo el recorrido del flujo del aire a través de las montañas. La representación de aquellos procesos en la atmósfera es conocido como parametrizaciones físicas, algunas de las cuales se realizan en los modelos numéricos.

La Radiación

La atmósfera está manejada por la radiación solar, entonces una representación exacta de los procesos radiativos es esencial para el modelo de pronóstico de tiempo. La radiación en la atmósfera está dividido en onda corta y onda larga.

La onda corta es la radiación solar que ingresa a la atmósfera y puede ser absorbido por nubes, gases atmosféricos y superficie terrestre o reflejado de nuevo al espacio. El flujo de onda corta depende del ángulo zenital (varía de acuerdo a la latitud, estación y tiempo del día), nubosidad y el albedo de la superficie.

La radiación en onda larga es aquella emitida por nubes, y otras superficies la que depende de la cantidad y temperatura del objeto y su emisividad.

Los efectos de cada componente de la atmósfera en la radiación (vapor H₂O, Co₂ y Ozono) son diferentes, en cuanto a la absorción del flujo en onda larga. En muchos modelos la radiación de onda larga está considerada en 6 bandas y la onda corta en 4 bandas.

La Nubosidad y precipitación a gran escala

Los modelos sostienen valores fraccionales de cobertura nubosa conjuntamente con valores separados de vapor de agua en las nubes y hielo, esto es kilos de agua/ hielo en las nubes por kilos de aire húmedo dentro de la nube.

La evaporación y la condensación del vapor de agua desde las capas más bajas permitirán, el enfriamiento o calentamiento del medio ambiente a través del intercambio de calor latente. A temperatura de -9° C y por debajo de esta, todo el contenido de las nubes es hielo, con una mezcla de agua y hielo entre -9° y 0° C, la proporción de hielo disminuye con temperatura más altas. El ascenso dinámico es el proceso más importante que conduce a la formación de nubes en el modelo, pero las nubes pueden asimismo formarse a través del enfriamiento radiativo y el transporte turbulento. En la figura 2 se presenta el diagrama de las nubes y precipitación a gran escala.

La Convección y precipitación convectiva

Un modelo de nubosidad es utilizado para representar la convección de cúmulus y cumulonimbus, en el cual se considera corrientes ascendentes y una precipitación inducida por corrientes descendentes.

Se realiza una prueba para la inestabilidad convectiva: si la temperatura potencial de cualquier nivel es más alta que el nivel superior la convección se inicia. La convección continuará mientras el aire dentro de la nube continúe siendo caliente. Antes que la nube se deforme completamente en el nivel donde parte del aire cesa de ser caliente, la masa restante, calor, vapor de agua y nube con agua/ hielo se mezclan completamente dentro del ambiente en la parte superior de la nube. Se utiliza un simple modelo de nubes para representar plumas convectivas dentro del cuadrado de la cuadrícula, y se diagnostica precipitación dentro de ese cuadrado si:

- (i) El líquido de la nube y el contenido del hielo excede una cantidad importante
- (ii) La profundidad de la nube excede un valor crítico.
- (iii) Todo este esquema varía dependiendo del tipo de modelo.

Este valor está determinado en 1.5 Km. sobre el mar y 4 Km. sobre la tierra. Sin embargo, si la temperatura en el tope de la nube es menor que -10° C la profundidad crítica se reduce a 1 Km. sobre la tierra o el mar. Así como la precipitación a gran escala, el esquema de convección permite la evaporación y la conversión a líquido de la precipitación.

5. CONFIABILIDAD DE UN PRONÓSTICO NUMÉRICO DEL TIEMPO:

Las ecuaciones matemáticas de un modelo numérico del tiempo pueden ser resueltas en una región limitada o en el globo entero. Cuando es en una región limitada se llama MODELO REGIONAL, cuando es en el globo entero se le llama MODELO GLOBAL.

La capacidad del hombre para predecir el tiempo con anticipación de 24, 48, 72 horas o más, es muy limitada. Se podría decir que es casi imposible de predecir el tiempo con varios días de anticipación. Sin embargo a través de un MODELO GLOBAL se puede tener pronósticos confiables hasta con una semana de anticipación. La confiabilidad es mayor para periodos de tiempo menor que 5 días, y en regiones de latitudes medias, tales como Estados Unidos, Argentina, Sur de Brasil, Europa, Rusia, etc.

La habilidad (skill) de un Modelo Global para hacer buenas predicciones del tiempo depende de varios factores. Por ejemplo: las condiciones iniciales; condiciones de superficie; tipos de parametrizaciones de los procesos de superficie, radiación y la convección; la resolución del modelo; el tipo de método numérico usado; etc. En general un modelo Global complejo que incluye todos los procesos físicos solamente puede ser corrido en una supercomputadora como la CRAY, IBM, SX-3 o SX-4. De esta forma, en las latitudes medias podemos tener pronósticos confiables hasta con una semana de anticipación. En las regiones tropicales como Perú, Colombia, parte Norte y Central de Brasil, Cuba, India, etc, la confiabilidad de estos modelos disminuye.

Un modelo numérico regional es muy útil para el pronóstico del tiempo con alta resolución (desde 500-600 m hasta 60-100 Km.) y con antecendencia de 48 horas. Estos modelos son más confiables que los modelos globales, y no necesariamente requieren de un supercomputador.

La confiabilidad de un modelo numérico depende también de la cantidad y calidad de datos que son proporcionados al modelo como condición inicial. Esto implica que para el Perú existe la necesidad de tener la mayor cantidad de estaciones meteorológicas de superficie y de altura.

6. LOS MODELOS NUMERICOS:

El Modelo MRF (Medium Range forecasting) y de Aviación (AVN)

El MRF como el AVN son modelos espectrales, los modelos tienen una parametrización física completa, que incluye el calentamiento convectivo, precipitaciones a gran escala así como la evaporación y caídas de gota de lluvias. El MRF produce diariamente un análisis global para las 4 horas sinópticas principales y un pronóstico global válido para 240 horas basadas en la información de la 00UTC.

El AVN produce diariamente un análisis global para las 00:00 y 12:00 UTC y un pronóstico global para 72 horas. Ambos modelos son utilizados en el Senamhi, el primero es obtenido través del WAFS.

El Modelo del Centro Europeo (ECMWF)

El sistema de asimilación de datos consta en un análisis de interpolación óptima multivariable y es un modelo normal no lineal de inicialización. El modelo de pronóstico es una formulación espectral en la horizontal, con una truncación angular de 213 ondas y con 31 niveles en la vertical.

Los esquemas de parametrización física comprenden la inicialización de la convección profunda y llana, asimismo un esquema de radiación. El ECMWF produce diariamente un análisis global para las 4 horas sinópticas y un pronóstico global válido para 240 horas basadas en la información de las 12 UTC.

El Modelo UKMET

Es un modelo global, prácticamente es poco utilizado en el país, tiene una resolución de 1.25° longitud con 0.833° en latitud, con 19 niveles y con humedad calculada en los 16 primeros niveles. Se corre dos veces al día y tiene validez para 6 días.

7. LA PREDICCIÓN NUMÉRICA HIDROMETEOROLÓGICA EN EL SENAMHI:

El SENAMHI cuenta desde fines del año 2000, con el Centro de Predicción Numérica - CPN, oficina encargada de desarrollar modelos numéricos para el pronóstico del tiempo, el clima y la hidrología de nuestro país, colocándose al nivel de los servicios meteorológicos más modernos del mundo. Este centro nace en el marco del proyecto "Mejoramiento de la Capacidad de pronóstico y Evaluación del Fenómeno El Niño y Mitigación de desastres en el Perú" financiado por el Banco Mundial. Con ello se pretende contar con herramientas objetivas y útiles al momento de realizar el análisis para el pronóstico y consecuentemente prevenirnos de eventos extremos tales como el fenómeno El Niño.

El mejoramiento tecnológico brindado por dicho proyecto, ha permitido al SENAMHI incrementar su número de estaciones de trabajo con plataformas UNIX, en las cuales se ejecutan el procesamiento de datos y la generación de información realizada por los modelos numéricos usados en el CPN.

3 workstations Compaq Alpha DS20E (Banco Mundial)
1 Procesador 21264 ALPHA 667 MHZ
1 Disco de 9.1 GB SCSI HOT SWAP 10K rpm
1 RAID SCSI
1 GB de Memoria RAM
6 Slots PCI



2 workstations Compaq Alpha ES40 (Banco Mundial)
4 Procesadores 21264 ALPHA 667 Mhz.
1 Disco de 18.2 GB SCSI HOT SWAP SBB 7200 rpm.
1 RAID Ultra SCSI 02 GB de Memoria RAM



1 workstation Compaq Alpha XP1000 (Recurso Propio)
1 Procesador Alpha 500 Mhz
1 GB de Memoria Ram
1 HD de 9 GB
5 slots PCI



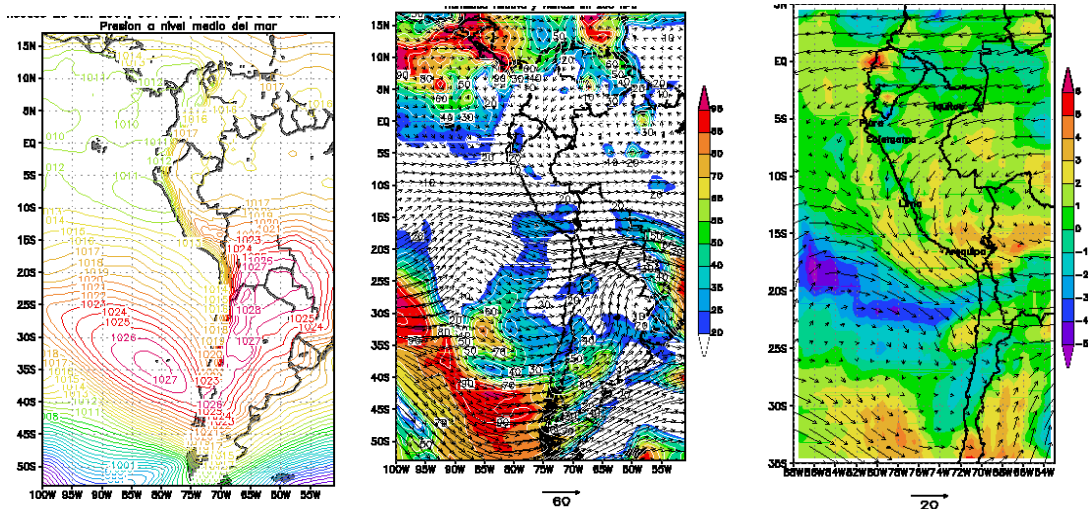
El CPN agrupa los modelos en tres áreas básicas: Modelos de tiempo, modelos climáticos y modelos hidrológicos. Todos ellos con el objetivo común de detectar en corto, mediano y largo plazo condiciones atmosféricas que evidencien la presencia de un evento como el fenómeno El Niño en nuestro país, permitiendo pronosticar donde y con qué intensidad se presentarían las lluvias más fuertes, o detectando zonas potencialmente inundables ante el incremento de los caudales de los principales ríos peruanos, etc. Los productos de los modelos numéricos tienen además una amplia variedad de aplicación de gran confiabilidad y utilidad en la planificación en las áreas de agricultura, transporte comercio, etc.

El Modelo ETA-SENAMHI

La implementación del modelo regional ETA en el SENAMHI, se da en marzo de 1999, actualmente este modelo está corriendo operacionalmente una vez al día desde julio del 2000 para dos resoluciones horizontales: 25 Km. en el dominio Perú y 48 Km. en el dominio Sudamérica, utilizando las salidas de los modelos americanos de aviación (AVN) y WAFS como condiciones iniciales y de frontera.

La obtención y descarga de las condiciones iniciales vía FTP dura aproximadamente cinco horas y media, mientras que el tiempo de procesamiento es de una hora. Se tiene proyectado que a fines del año 2001, se podrá correr en cuatro procesadores en paralelo, permitiendo reducir este tiempo en una cuarta parte.

Asimismo, la adaptación del modelo ETA a la elevada topografía de los Andes, representaba un problema significativo en el cálculo de la precipitación convectiva pronosticada, con la asesoría del Dr. Mesinger (NCEP) se mejoró el pronóstico de lluvias acumuladas con valores más cercanos a lo real y las salidas son generadas en GRADS y publicadas en la web del SENAMHI diariamente.



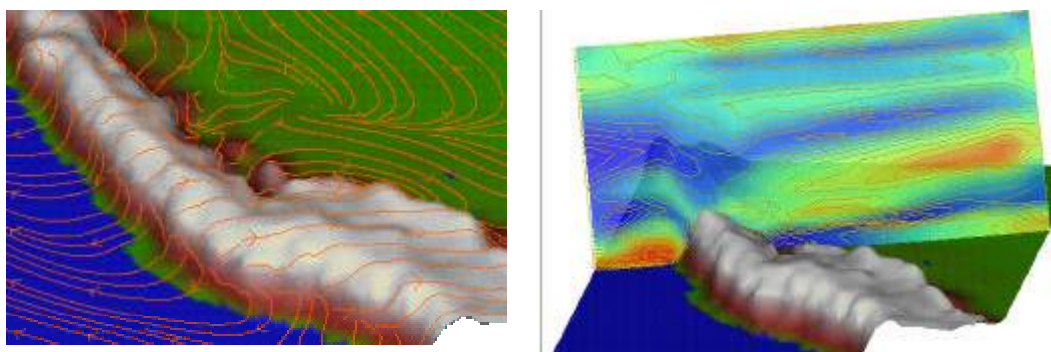
El Modelo RAMS

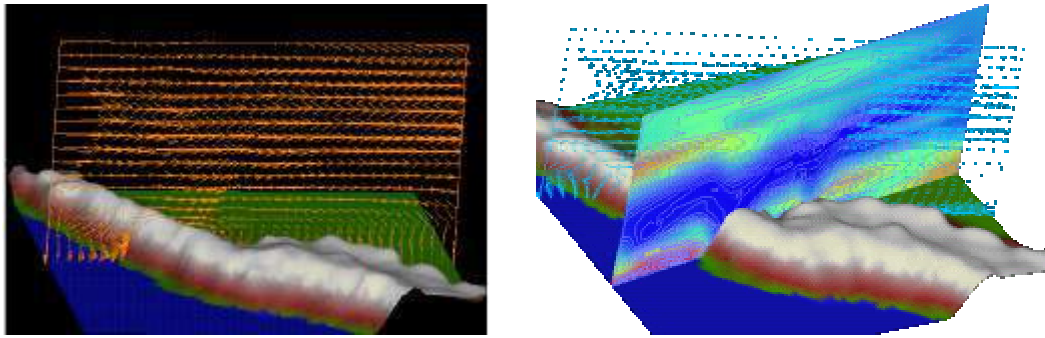
El Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), es un modelo muy versátil, que permite bajar la resolución a menos de un kilómetro, pudiendo ser aplicado en la simulación de la dinámica de la atmósfera en áreas muy reducidas, desde ciudades hasta plantas industriales o estadios de fútbol.

En la actualidad, el modelo está en prueba de operación, habiéndose ya hecho uso de él para estudios específicos a solicitud, en áreas pequeñas y con muy buenos resultados pues permite alcanzar altas resoluciones.

Las condiciones iniciales y de frontera son tomadas del modelo AVN, asimismo el esquema de asimilación numérica que posee nos permite incorporar información de la nueva red de estaciones automáticas de radio y de sondaje con las que cuenta hoy en día el SENAMHI.

Para las salidas generadas además del visualizador GRADS, hemos incorporado el uso del programa VIS5D , el cual nos permite generar campos en tres dimensiones, siendo esto de gran utilidad en las tareas de evaluación de la circulación atmosférica real.

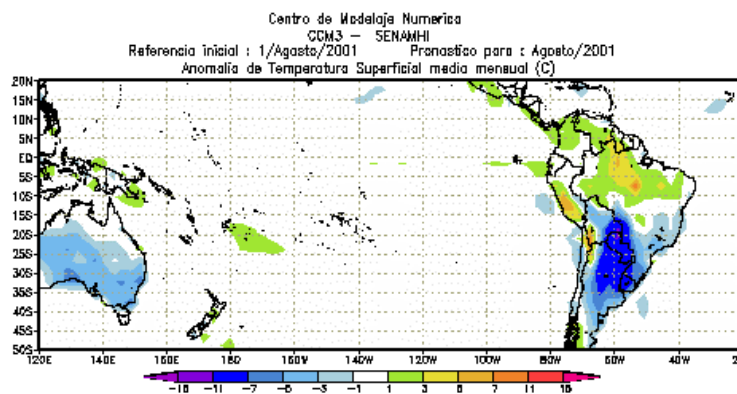


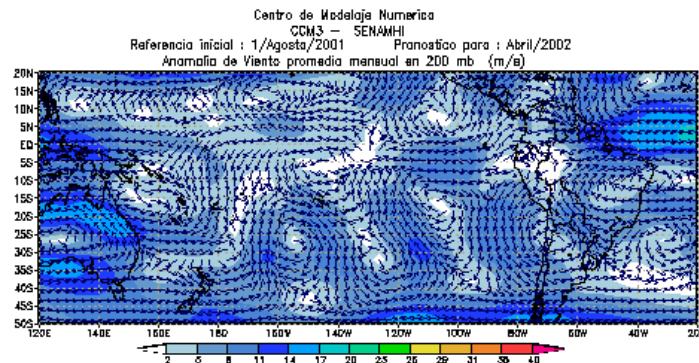
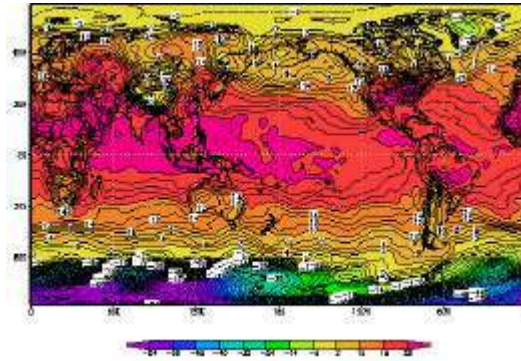


El Modelo Climático CCM3

El centro ha implementado el modelo CCM3, el cual es un modelo climático global acoplado océano-atmosférico-tierra, es decir, consta de dos modelos integrados en uno sólo, al cual se le inicializa con temperaturas de agua de mar. La importancia de este modelo es que permite pronosticar con meses y hasta años de anticipación la eventual presencia de un evento extremo de escala global como son el fenómeno El Niño o La Niña, eventos que van desde fuertes sequías a tormentas, permitiendo la planificación de las principales actividades económicas del país.

Actualmente, se encuentra en fase de prueba, posee una resolución de 2.8° en latitud y longitud y es inicializado con temperatura de agua de mar pronosticada de REYNOLDS. Se han realizado pruebas de validez para años con eventos El Niño. Sin embargo aun queda mucho trabajo por realizar, aplicando técnicas necesarias para mejorar la resolución espacial de este modelo utilizando el “downscaling” con el modelo RAMS y reducir la incertidumbre con el uso de múltiples corridas ensambladas.





Modelos Hidrológicos:

El Modelo Sacramento-HFS:

Es un sistema de pronóstico hidrológico, adaptado del “Hydrological Forecasting System” (HFS) utilizado en EEUU por la National Weather Service. Este modelo está operando y genera caudal diario y máximos instantáneos pronosticados con una anticipación de hasta 5 días para la cuenca del río Rímac, uno de los más importantes ríos en Lima ciudad capital. Este modelo hidrológico utiliza pronósticos de lluvias del modelo ETA senamhi.

El Modelo Sacramento-EHF:

Modelo ensamblado EFS, proporciona pronósticos a largo plazo hasta para cuatro meses del caudal del río Rímac.

El Modelo HEC RAS:

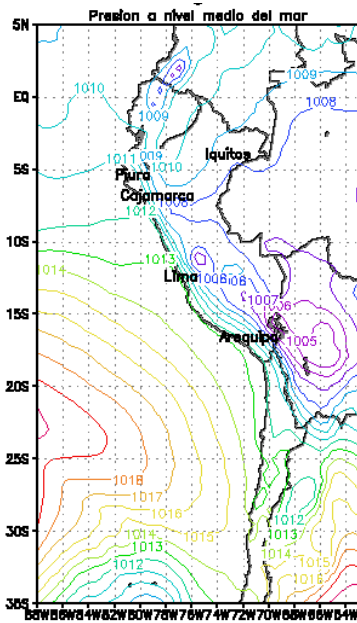
Realiza simulaciones de áreas inundables, detección de zonas de desborde, etc. Esta información permite una efectiva administración de recursos hídricos así como para mitigar los efectos de desastres naturales en zonas vulnerables.

8. DESCRIPCIÓN DE ALGUNOS RESULTADOS GRÁFICOS DE LOS MODELOS:

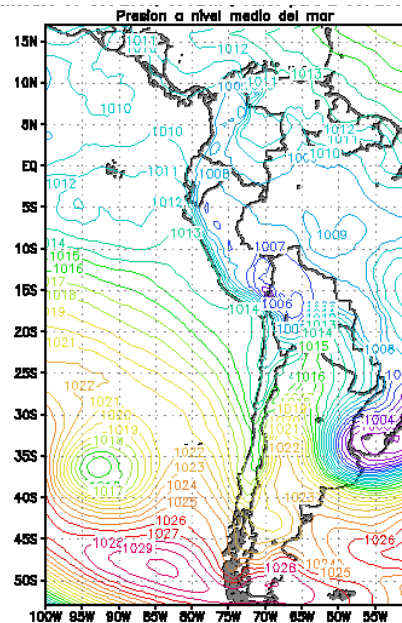
Presión atmosférica en superficie / espesor entre 1000 – 500 hPa

Este producto puede ser obtenido través de los modelos regionales como globales. Permite observar los sistemas de presiones (altas y bajas presiones), que por lo general las altas presiones están asociadas a buen tiempo y las bajas a mal tiempo.

Un fuerte gradiente de presión, indica mal tiempo y grandes velocidades de viento; una zona de isobaras distendido indican un flujo homogéneo de viento asociada a buen tiempo. Asimismo las cuñas están asociadas a buen tiempo y las vaguadas asociadas a mal tiempo.



MODELO ETA – SENAMHI
PRESIÓN AL NIVEL DEL MAR – PERU

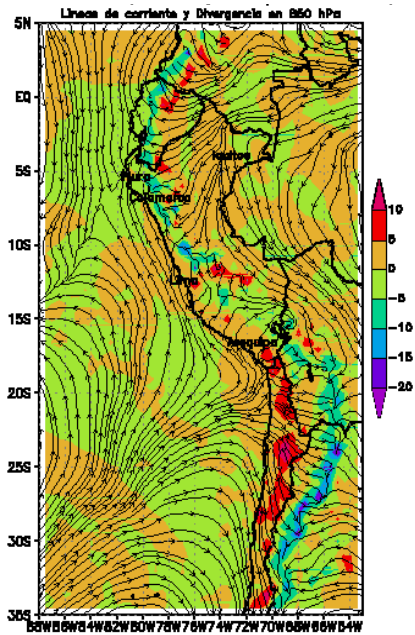


MODELO ETA – SENAMHI
PRESIÓN AL NIVEL DEL MAR - SUDAMERICA

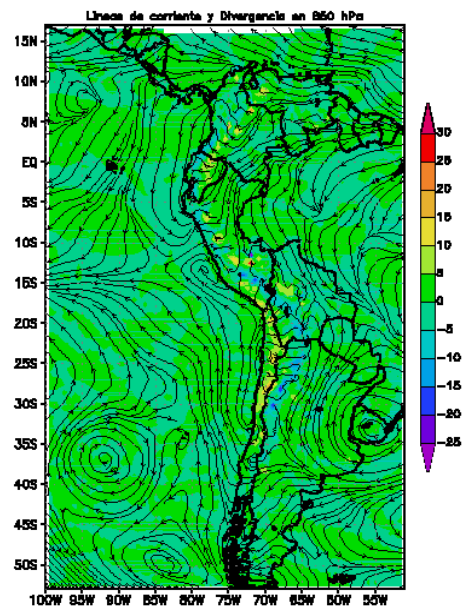
Viento Horizontal en Niveles Bajos (850 hPa)

Este modelo muestra convergencia y divergencia de vientos. En áreas de convergencia observamos zonas nubosas y tiempo lluvioso, mientras en áreas de divergencia observamos actividad anticiclónica y relativamente buen tiempo.

La coloración de los vientos está relacionada a su velocidad la cual puede ser observada en la escala correspondiente.



MODELO ETA – SENAMHI
VIENTO HORIZONTAL EN 850 hPa – PERU

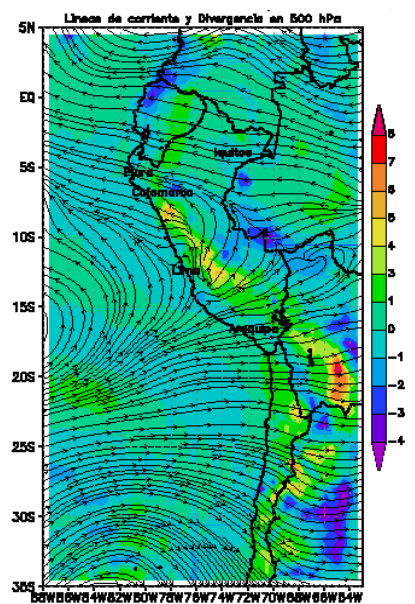


MODELO ETA – SENAMHI
VIENTO HORIZONTAL EN 850 hPa - SUDAMERICA

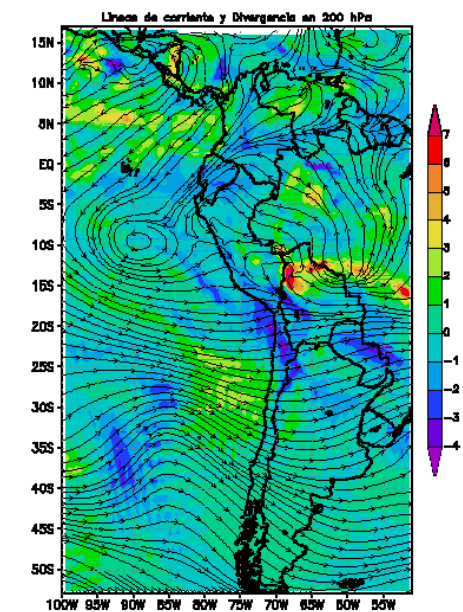
Viento Horizontal en Niveles Altos (200, 500 hPa)

Este modelo muestra convergencia y divergencia de vientos en los niveles altos de la atmósfera. La convergencia generalmente se asocia al aire en descenso que impediría la formación de nubosidad generadora de precipitación mientras la divergencia generalmente se asocia a aire en ascenso que ayudaría a la formación de nubosidad generadora de precipitación.

La coloración de los vientos está relacionada a su velocidad la cual puede ser observada en la escala correspondiente.



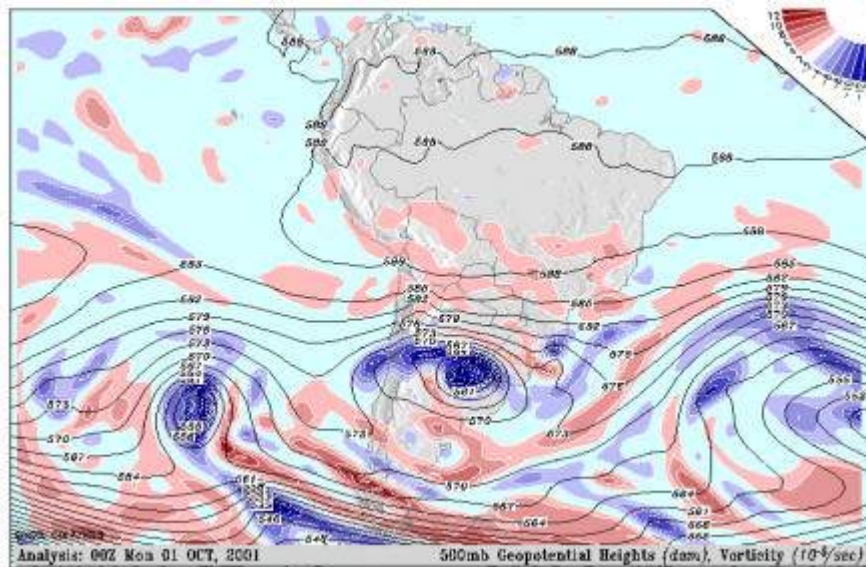
MODELO ETA – SENAMHI
VIENTO HORIZONTAL EN 500 hPa – PERU



MODELO ETA – SENAMHI
VIENTO HORIZONTAL EN 200 hPa - SUDAMERICA

Alturas geopotenciales y vorticidad (500 hPa)

Las bajas alturas geopotenciales comparadas con otras localidades de la misma latitud indican la presencia de una tormenta o vaguada en niveles medios. Alturas geopotenciales más elevadas indican cuñas. En las cartas pronosticadas el decrecimiento de la altura geopotencial indica un acercamiento o intensificación de una tormenta.



La vorticidad negativa indica rotación en sentido de las agujas del reloj y está asociada a bajas presiones o tormentas en niveles altos así como los vientos cortantes a la izquierda de la dirección del flujo.

La vorticidad positiva es asociada con tiempo en calma y tiende a coincidir con cuñas en las alturas geopotenciales; así como los vientos cortantes a la derecha de la dirección del flujo.

9. ELABORACIÓN DEL PRONÓSTICO METEOROLÓGICO:

El pronóstico meteorológico de acuerdo a su periodo de validez se clasifica en escala sinóptica y mesoescala.

El de escala sinóptica es un pronóstico muy general debido a la cantidad de información que utiliza, cuya resolución es de 200 Km.; pero es importante porque los pronósticos regionales y mesoescales se basan en toda la información de los grandes modelos globales. Con este tipo de pronóstico se puede hablar a nivel muy general de la ocurrencia de fenómenos meteorológicos sobre todo el territorio.

El de Mesoescala es un pronóstico más minucioso y detallado por la mayor cantidad de información utilizada, por la regularidad y por la menor escala utilizada (datos de escala de departamento, menor a 1 hora, por lo general de estaciones automáticas y complementados con información de radar). Con este tipo de

pronóstico es posible predecir la ocurrencia de fenómenos a nivel de región o departamento.

Información utilizada

Datos Observacionales

INFORMACIÓN ALFANUMÉRICA

INFORMACIÓN	COBERTURA	MEDIO DE RECEPCIÓN
MENSAJE METAR	NACIONAL	IAT AUTOMATIZADO
MENSAJE SINOP	SUDAMERICA	
MENSAJE TEMP	LIMA- IQUITOS- PTO. MALDONADO - PIURA	- IAT AUTOMATIZADO - CORREO ELECTRÓNICO
DESBORDES, AVENIDAS, HELADAS	NACIONAL	LOS DISPONIBLES

INFORMACIÓN GRÁFICA

INFORMACIÓN	COBERTURA	MEDIO DE RECEPCIÓN
PRODUCTOS DEL WAFS	GLOBAL	- MODELO ETA - SENAMHI - MODELOS INTERNACIONALES POR INTERNET
LINEAS DE CORRIENTE A DIFERENTES NIVELES	SUDAMERICA	
TEMPERATURA Y HUMEDAD A DIFERENTES NIVELES	SUDAMERICA	
CORRIENTE EN CHORRO	GLOBAL	GVAR – QFAX – INTERNET
IMÁGENES DE SATELITE	GLOBAL Y PERU	

Datos Climáticos

Información climática de Años análogos como Años Niño o Niña y de algún evento significativo.

Datos normales de parámetros meteorológicos como presión, temperatura, precipitación, etc, para el territorio peruano. Asimismo posición de los sistemas de presiones y circulación promedio en superficie y en altura para Sudamérica.

Datos de predicción

Información gráfica de los resultados de los modelos de Predicción numérica a escala global como el CPTEC, MRF, aviación, etc y a escala regional como el ETA del Brasil. Toda esta información es obtenida a través de internet.

10. PROCEDIMIENTOS RECOMENDADOS PARA ELABORAR UN PRONÓSTICO

- Recepción de información meteorológica de superficie y altura de Perú y Sudamérica (mensajes SYNOP, METAR, SPECI Y TEMP).
- Elaboración y análisis de las carta sinópticas de superficie de las 00:00 y 12:00Z.
- Recopilación de información de los modelos numéricos a través de internet (ETA- SENAMHI, CPTEC -Brasil, MRF-USA y otros).
- Análisis de toda la información de superficie, altura, imágenes de satélite y modelos numéricos disponibles.
- Elaboración y edición del pronóstico, con emisiones diurno, con validez de 06:00 horas hasta las 18:00 horas del día siguiente y nocturno con validez de 18:00 horas del mismo día hasta las 06:00 horas del día siguiente.
- Elaboración y edición del pronóstico extendido con validez para 36 horas, considerando a Lima Metropolitana como área principal así como por zonas de COSTA, SIERRA y SELVA, subdivididos en Norte Centro y Sur.