

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	SIMBOLO	TEMPERATURA (°C)	HUMEDAD ESPECIFICA (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 irremediablemente. ¿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.

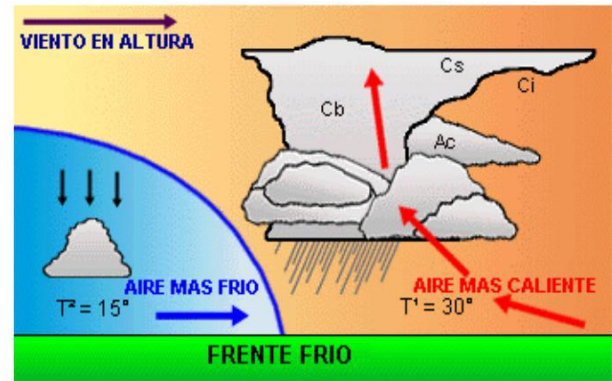
Los frentes pueden tener una longitud de 500 a 5000 Km., un ancho de 5 a 50 Km. y una altura de 3 a 20 Km. La pendiente de la superficie frontal puede variar entre 1:100 y 1:500.

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:



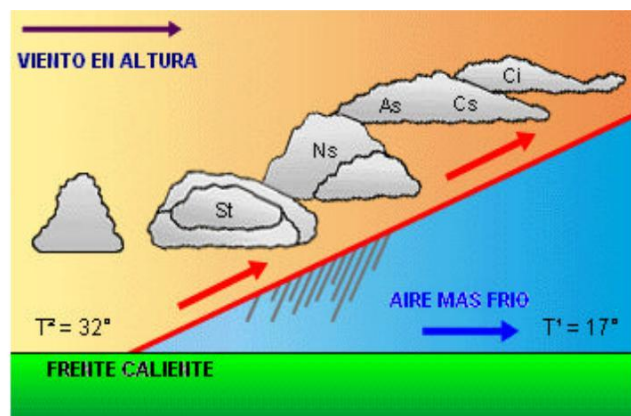
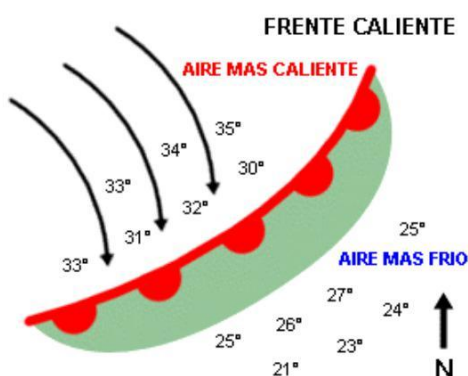
Cuando una superficie frontal se desplaza de tal manera que es el aire frío el que desplaza al aire caliente en superficie, se dice que estamos en presencia de un frente frío. Como la masa de aire frío es más densa, "ataca" al aire caliente por debajo, como si fuese una cuña, lo levanta, lo desaloja 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 FRETE 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.

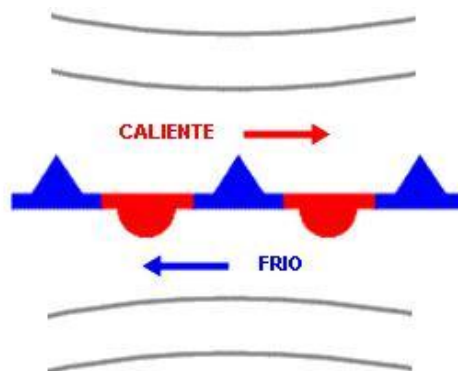


En general la nubosidad es estratiforme y las precipitaciones menos intensas que en un frente frío. En los mapas se representa con una línea continua roja o una negra orlada por semicírculos.

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.

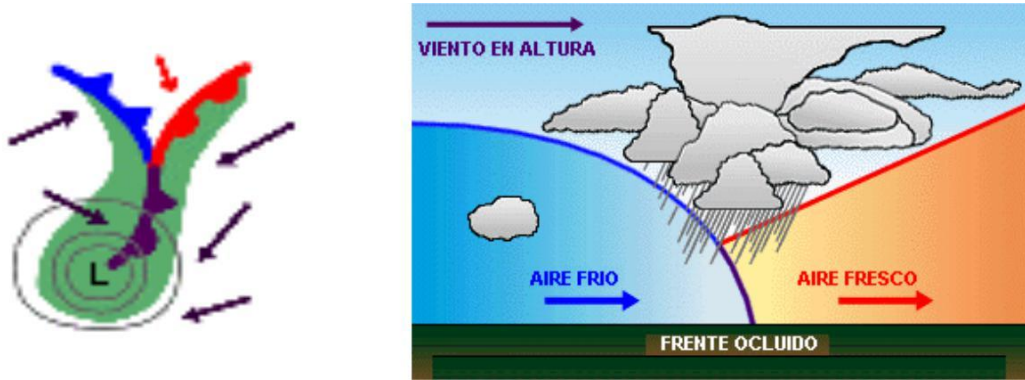


7. FRENTE OCLUIDO:



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.

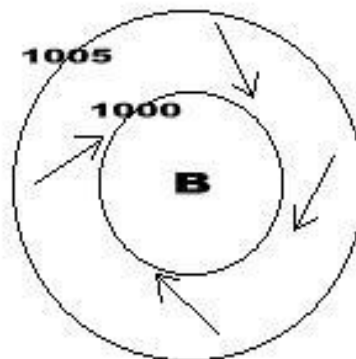
Cuando los frentes se han unido forman un frente ocluido o una oclusión. Las oclusiones pueden ser del tipo frente frío o del tipo frente caliente.



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.

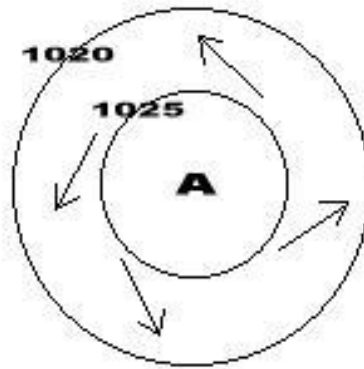


DEPRESIÓN ATMOSFERICA (H. S.)

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.



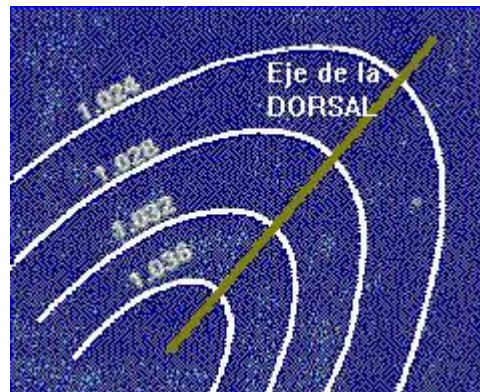
ANTICICLON ATMOSFERICO (H. S.)

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

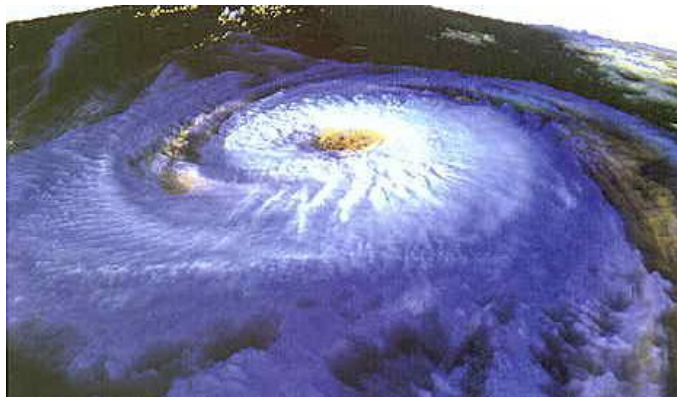
1. DEFINICIÓN:

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 "ciclón", 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: temperatura es normalmente alta, constantemente	A esa temperatura, el agua del océano se está evaporando al 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, (Abbler, Baker, Charlie, etc.); posteriormente, en 1953 el Servicio Meteorológico de los EUA

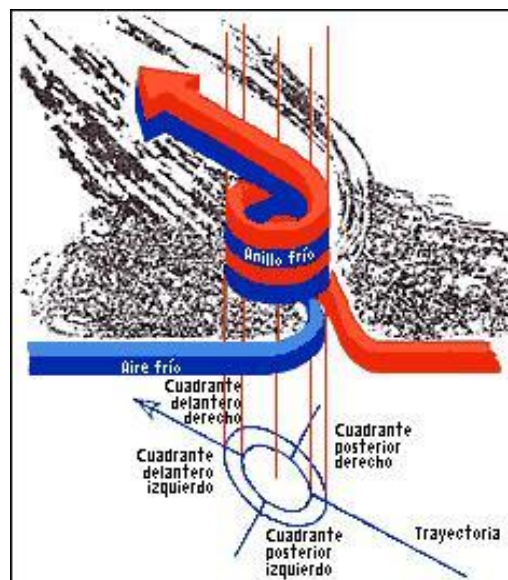
adoptó el uso de nombres de mujer de esas abreviaturas en orden alfabético y en 1978, a solicitud de un movimiento feminista de los EUA, fueron también incluidos en esas listas nombres de hombre en los idiomas español, francés e inglés. Cabe aclarar que si un ciclón ocasiona un impacto social y económico 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.

CONCEPTOS TEÓRICOS FUNDAMENTALES DE METEOROLOGÍA SINOPTICA

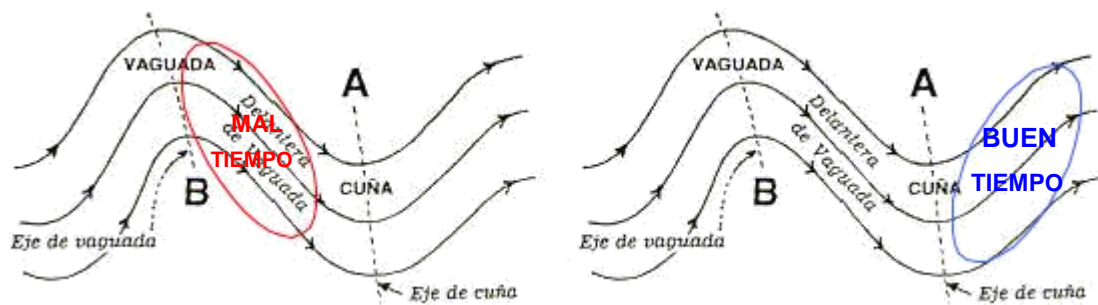
1. LA ATMÓSFERA METEOROLÓGICA COMO UN EDIFICIO DE VARIOS PISOS:

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).

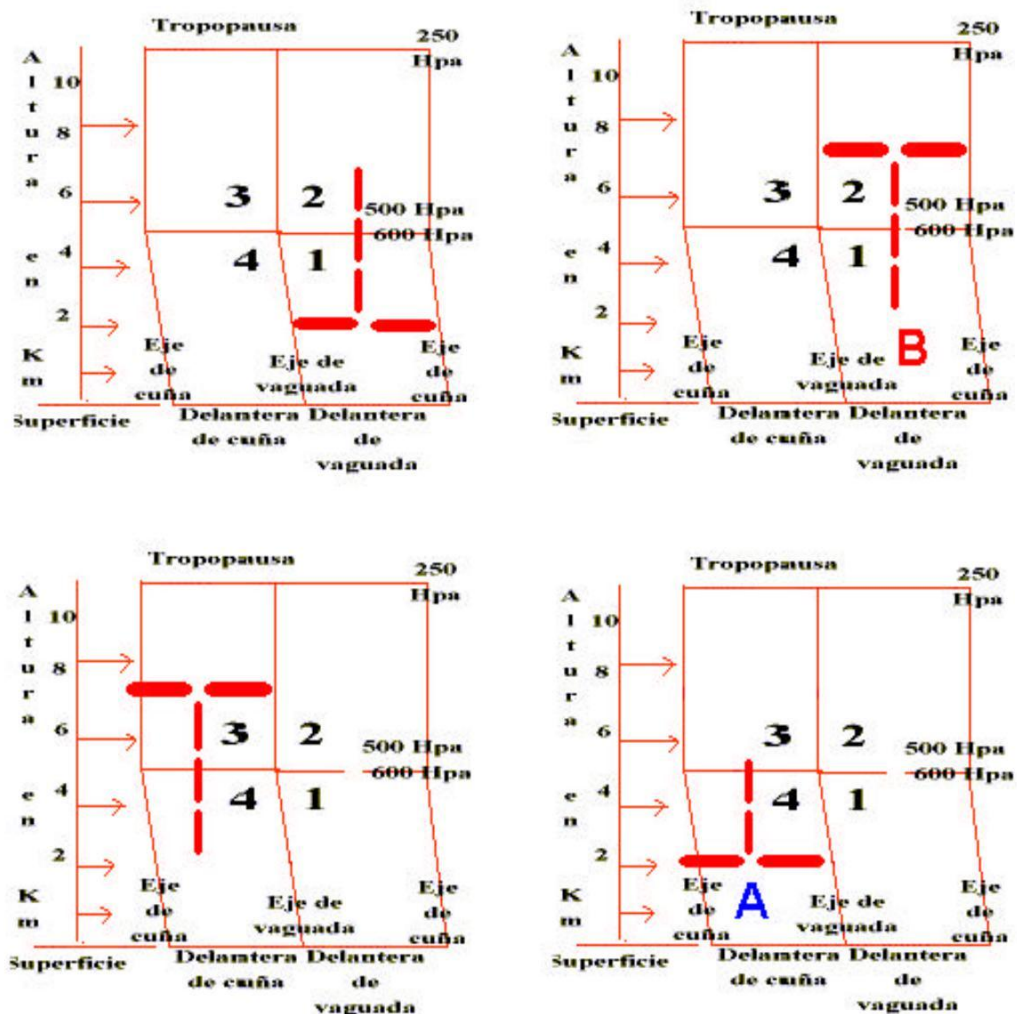
2. CICLOGÉNESIS Y FORMACIÓN DE UNA BAJA:

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 (habitación 3), 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"

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".

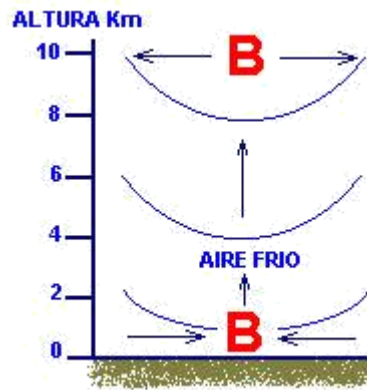
6. ESTRUCTURA DE "ALTAS" Y "BAJAS":

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

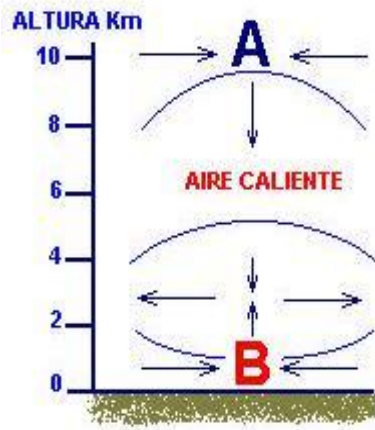


La subsidencia (descenso de aire) en todos los niveles, determina la disipación de las nubes y cielo casi despejado con buen tiempo.

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.

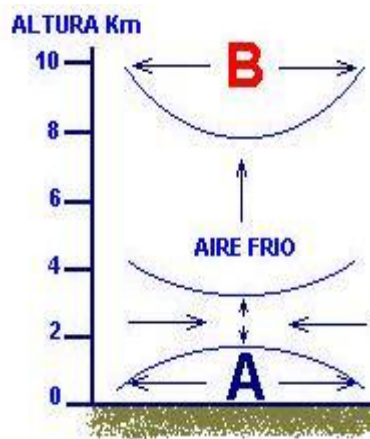
Esto se debe a la presencia de aire caliente en todos los niveles de la columna vertical central. Los vientos de la baja térmica disminuyen con la altura hasta que se hacen nulos en el nivel donde las superficies isobáricas se hacen horizontales. Más arriba, comienzan a aumentar nuevamente, ya que se 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

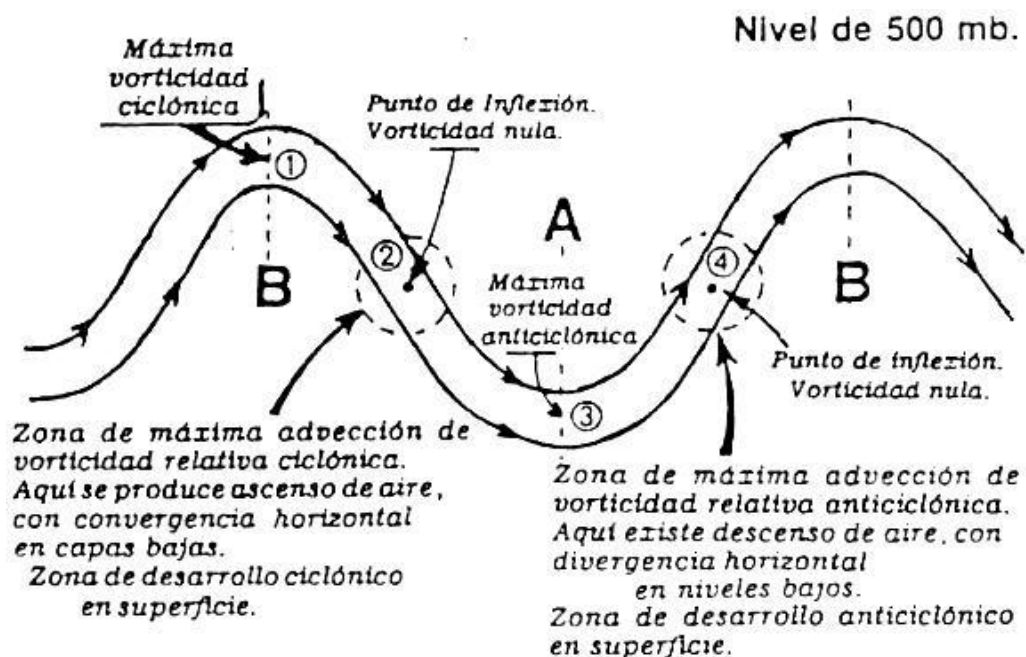
ondas planetarias u ondas de Rossby, con sus vaguadas y sus cuñas que se desplazan desde el oeste hacia el este, alrededor de nuestro planeta. Su periodo de crecimiento puede variar desde unos días a una semana. Estas ondas pueden alcanzar de 3 a 6 mil kilómetros de amplitud y se forman generalmente 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 provocado normalmente frío, 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.

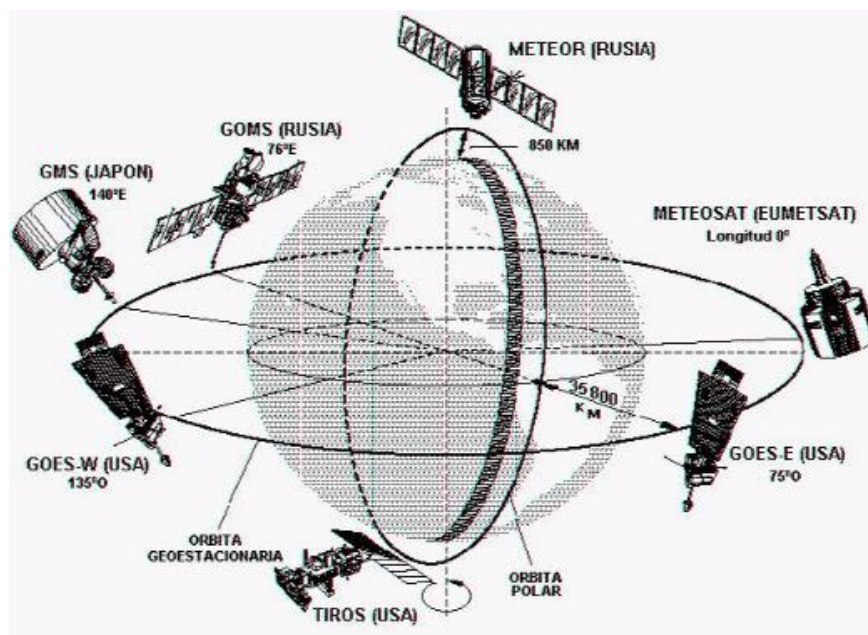
LOS SATELITES METEOROLOGICOS

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.



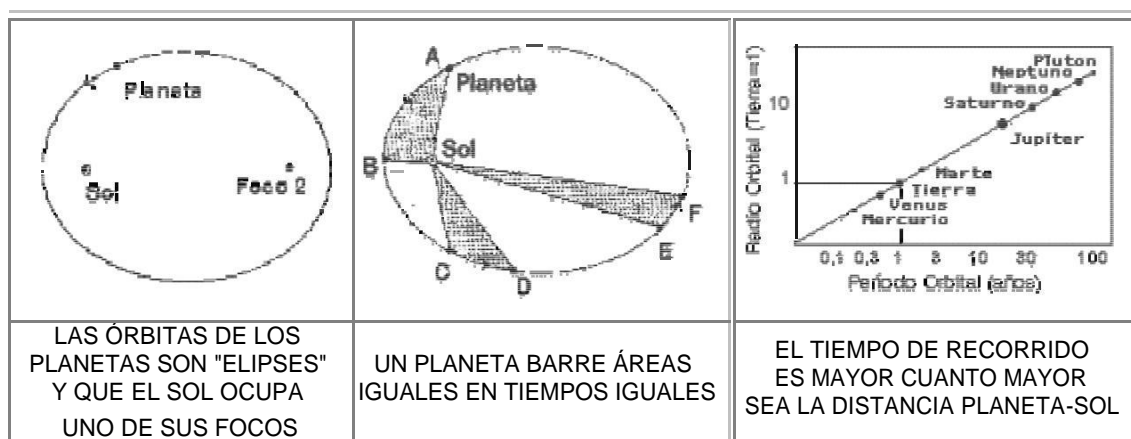
2. LAS ORBITAS DE LOS SATELITES:

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 Keppler.

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

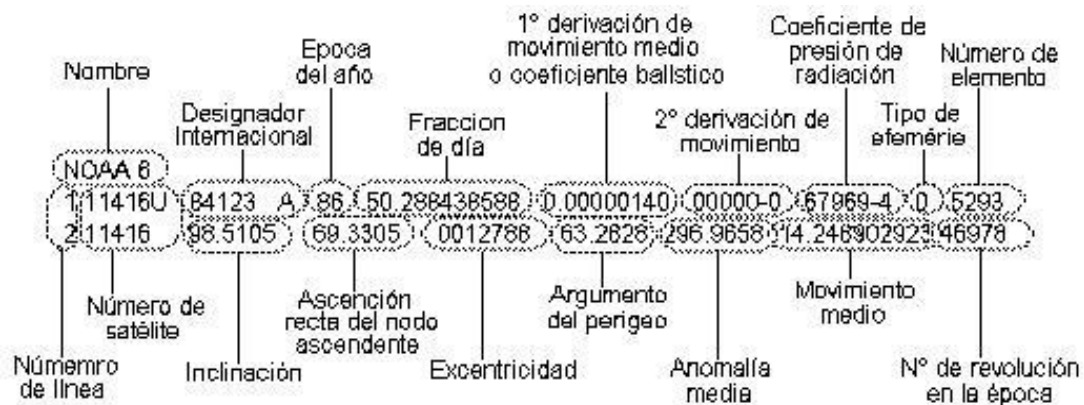
De acuerdo a la acción que el satélite deba realizar en el espacio se pueden clasificar cuatro tipos fundamentales de órbitas:

- **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 qué 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 Transmition) y otro de alta HRPT (High Resolution Picture Transmition).
- 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.

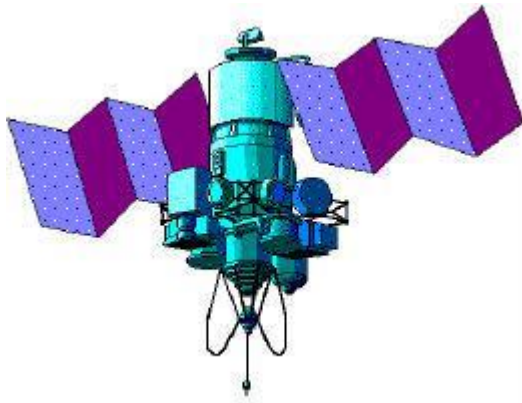
El Satélite QuikSCAT



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).



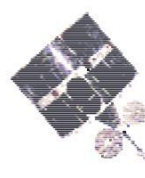
METEOSAT



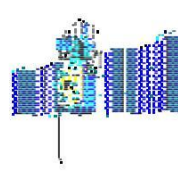
GOES



GMS



FY-2B



GOMS



INSAT

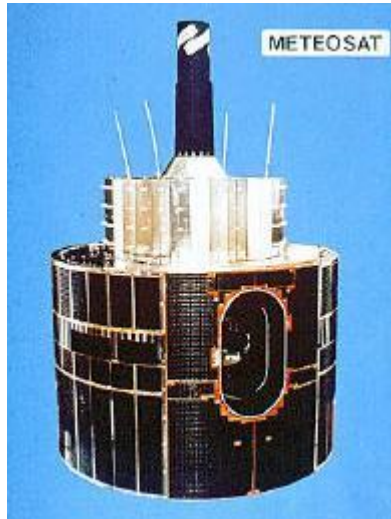
Algunas características principales de este grupo son:

- 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).

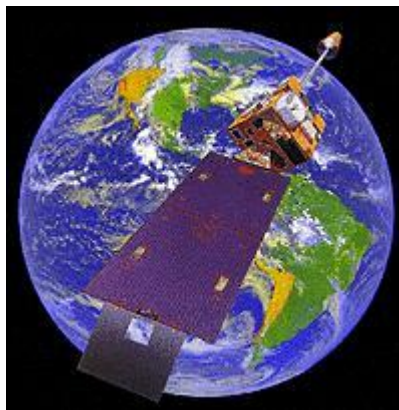


El Meteosat 7 está situado en el meridiano de Greenwich incluido Europa y Africa y Meteosat 5 está situado en 63° al este incluido el Océano Índico.

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 geoestacionarios 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

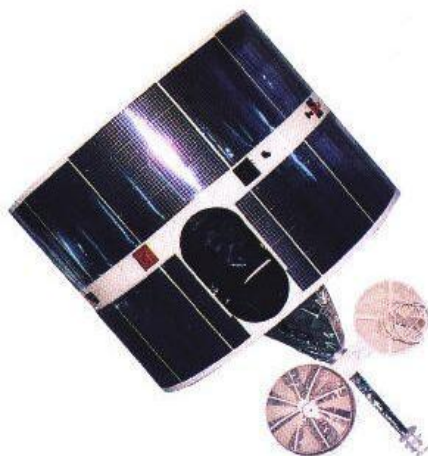
Los Satélites GMS



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

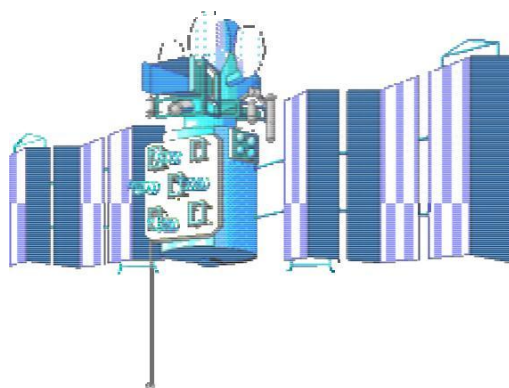


El FY-2B es un satélite geoestacionario chino cuyo operador es el centro meteorológico nacional de los satélites (NSMC). El satélite fue lanzado el 25 de junio del 2000. La altitud del satélite es cerca de 35800 kilómetros. El punto fijo a la vertical del satélite está en el ecuador en 105° al este.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



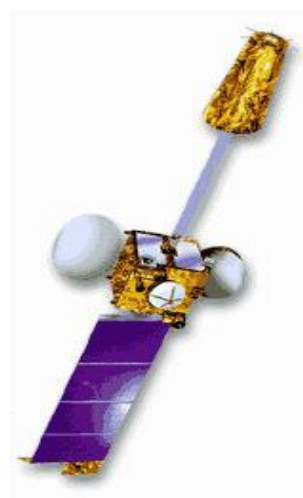
El GOMS (Geostationary Operational Meteorological Satellite) es un satélite geoestacionario ruso cuyo operador es SRC PLANETA. El satélite fue lanzado el 31 de octubre de 1994.

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)

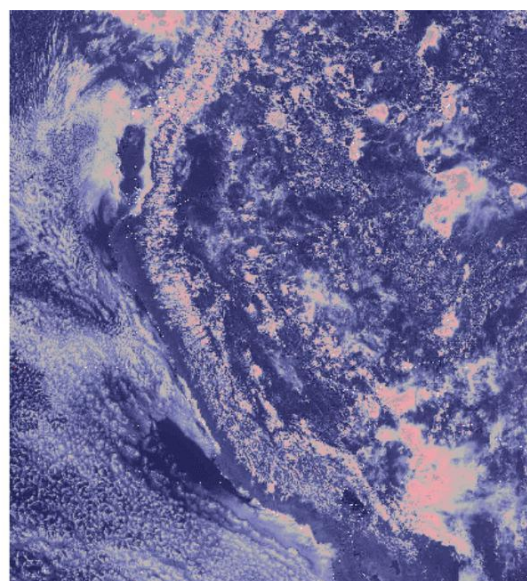
Alrededor de la mitad de la energía radiada por el Sol pertenece a las longitudes de onda visible y los radiómetros de los satélites miden la radiación solar reflejada en ese intervalo, entonces la radiancia detectada en la banda visible es una medida de la reflectividad de la Tierra.

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)

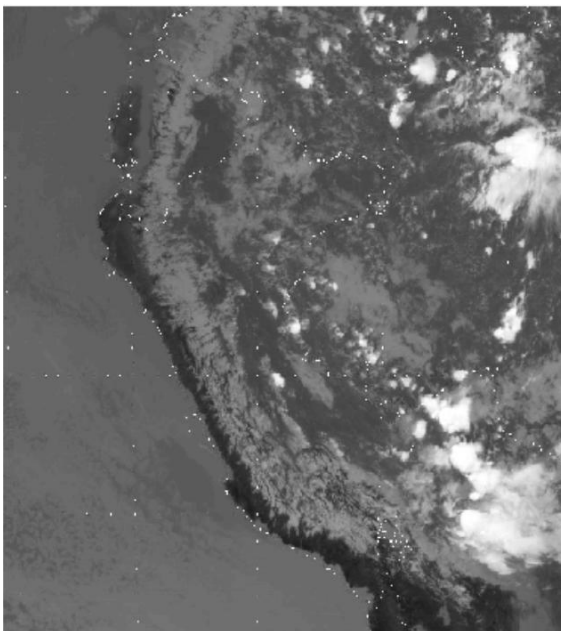


PERU GVAR - SENAMHI (Alta resolución)
3-SET-2001 VIS 17:15Z (ENH reforzado)

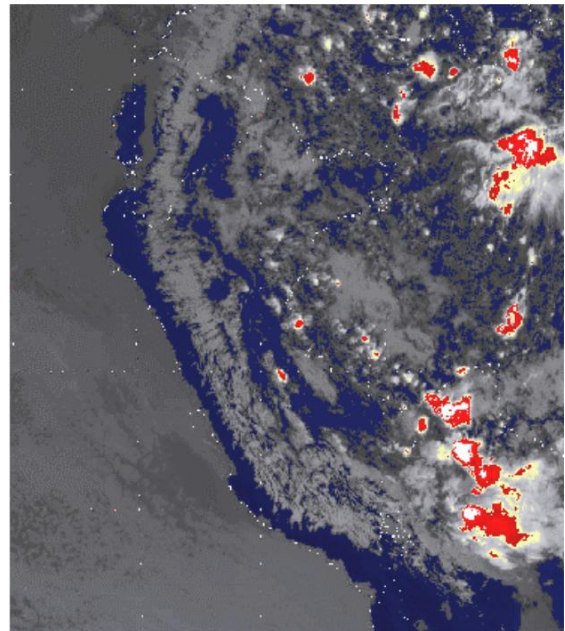
Imágenes en el espectro infrarrojo (IR)

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)

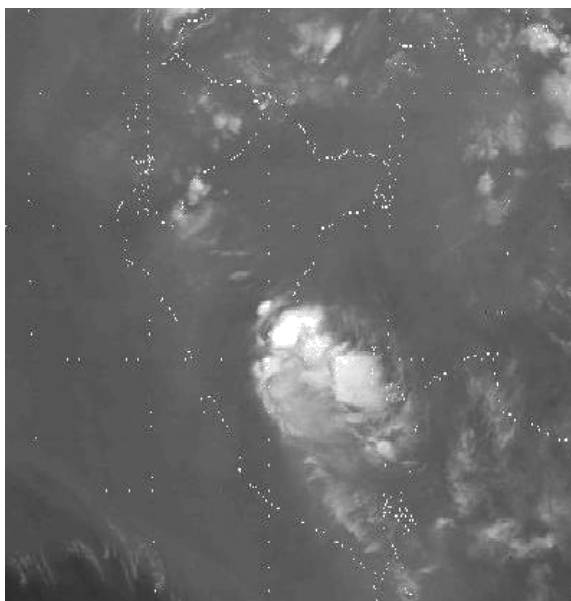


PERU GVAR - SENAMHI (Alta resolución)
3-SET-2001 IR 17:15Z (ENH reforzado)

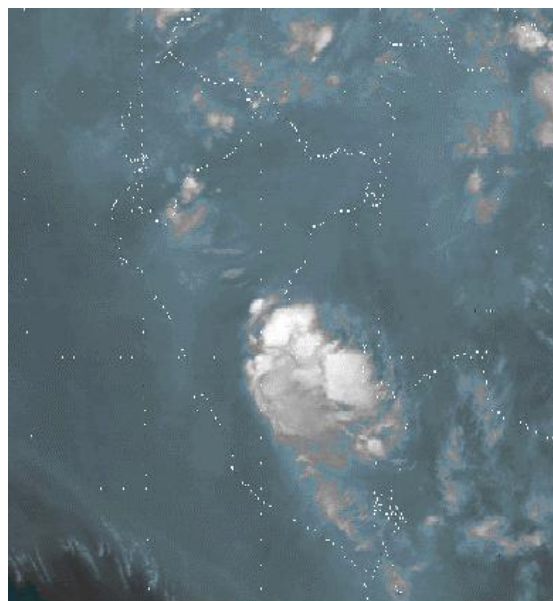
Imágenes de vapor de agua (WV)

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.

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 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 geostróficos.

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 PREDICCION NUMERICA HIDROMETEOROLOGICA 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



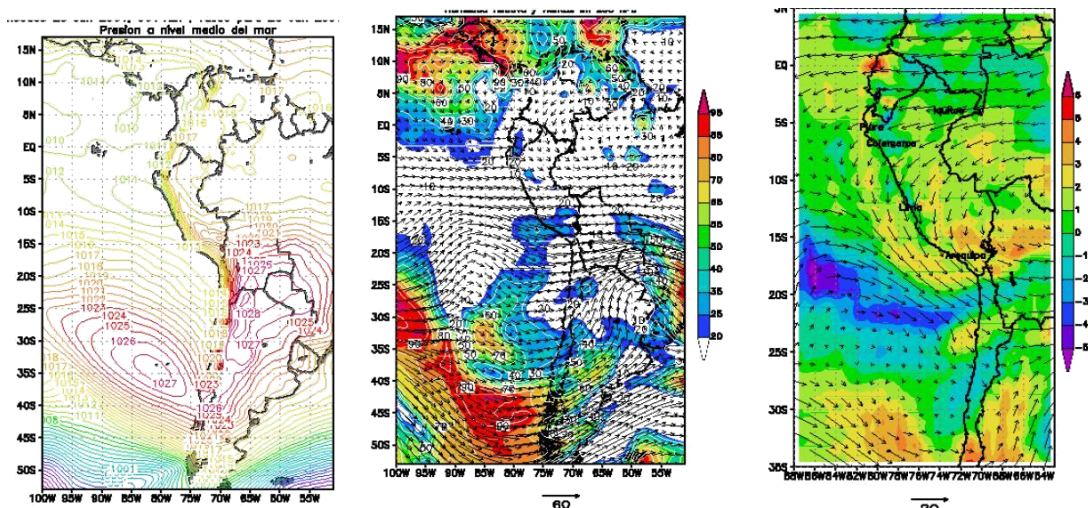
El CPN agrupa los modelos en tres áreas básicas: Modelos de tiempo, modelos climáticos y modelos hidrológicos. Todos ellos con el objetivo común de detectar en corto, mediano y largo plazo condiciones atmosféricas que evidencien la presencia de un evento como el fenómeno El Niño en nuestro país, permitiendo 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 esta 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.



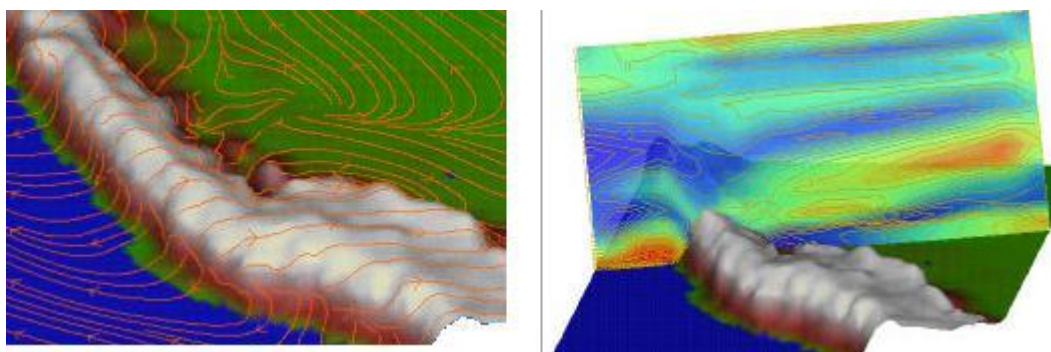
El Modelo RAMS

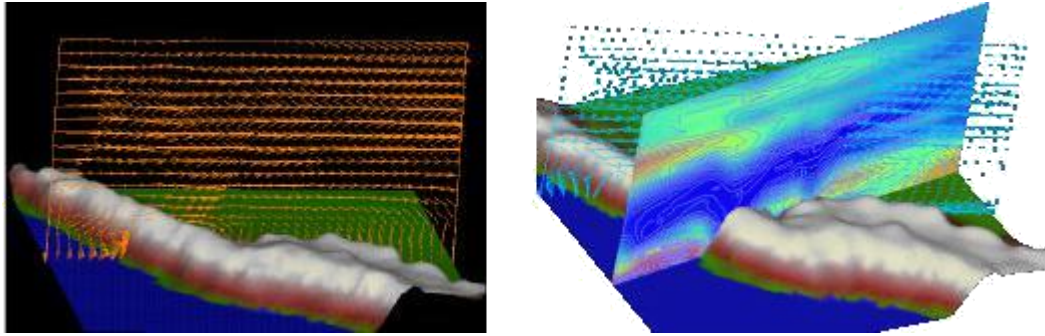
El Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), es un modelo muy versátil, que permite bajar la resolución a menos de un kilómetro, pudiendo ser aplicado en la simulación de la dinámica de la atmósfera en áreas muy reducidas, desde ciudades hasta plantas industriales o estadios de fútbol.

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.

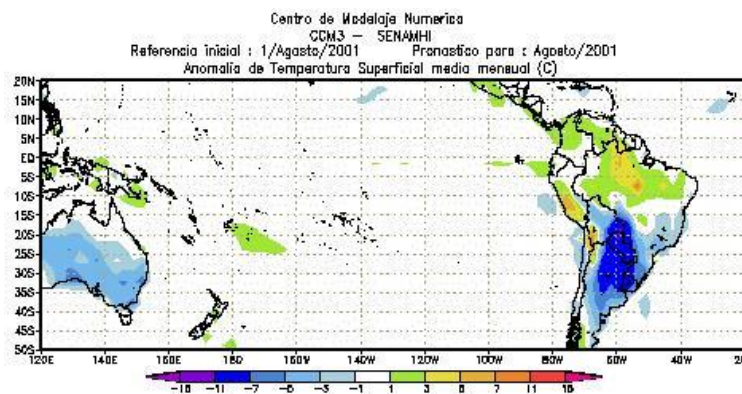


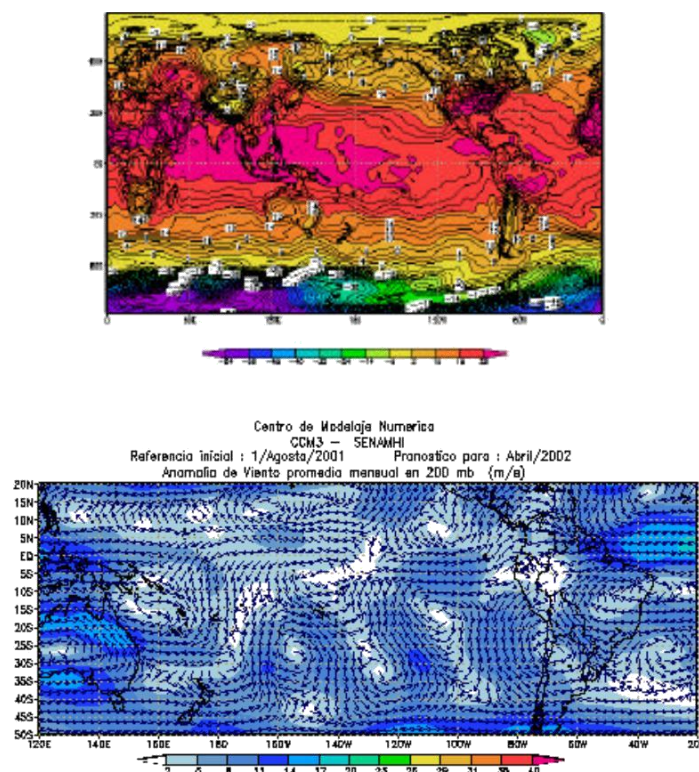


El Modelo Climático CCM3

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:

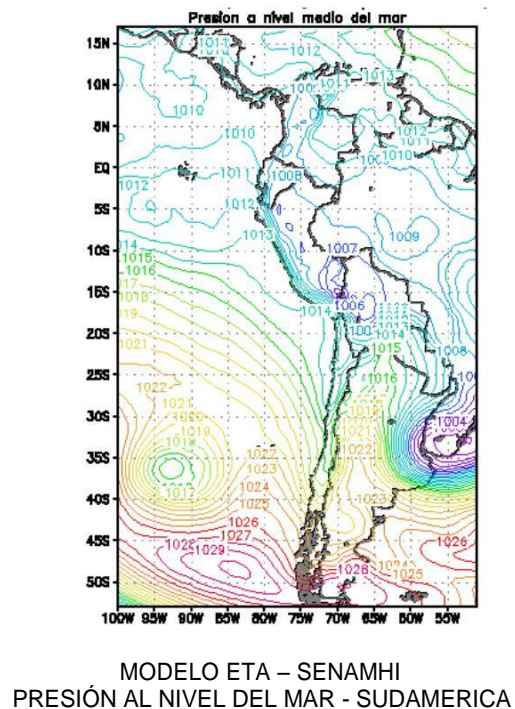
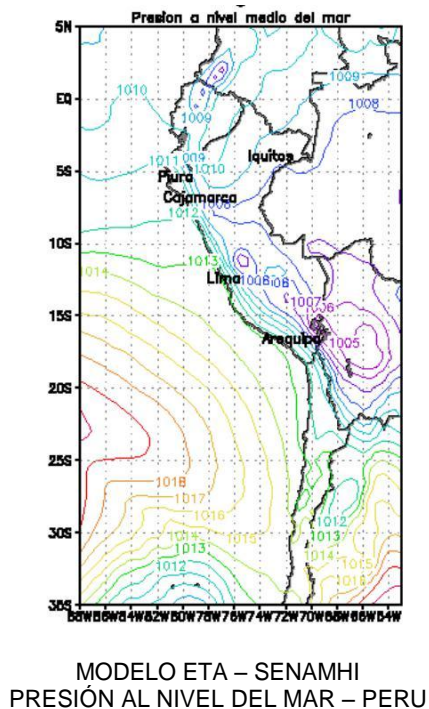
Realiza simulaciones de áreas inundables, detección de zonas de desborde, etc. Esta información permite una efectiva administración de recursos hídricos así como para mitigar los efectos de desastres naturales en zonas vulnerables.

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.

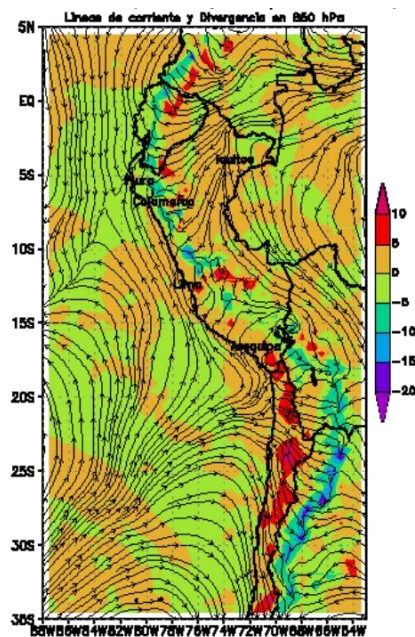
Un fuerte gradiente de presión, indica mal tiempo y grandes velocidades de viento; una zona de isobaras distendido indican un flujo homogéneo de viento asociada a buen tiempo. Asimismo las cuñas están asociadas a buen tiempo y las vaguadas asociadas a mal tiempo.



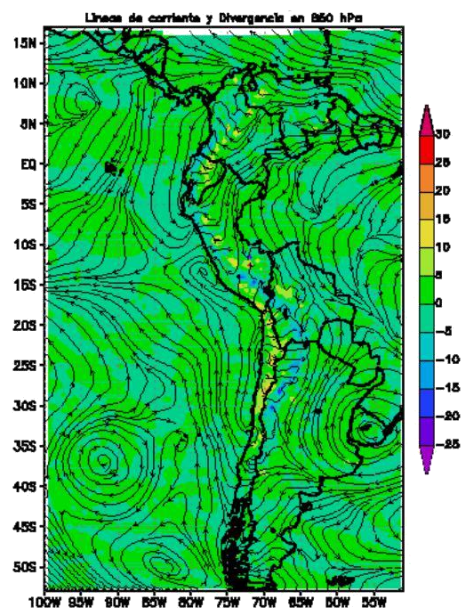
Viento Horizontal en Niveles Bajos (850 hPa)

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

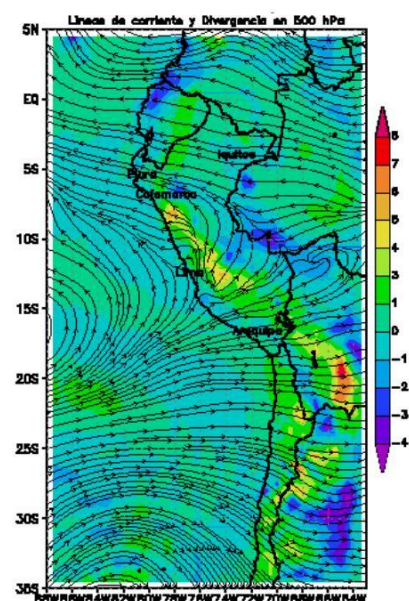


MODELO ETA – SENAMHI
VIENTO HORIZONTAL EN 850 hPa - SUDAMERICA

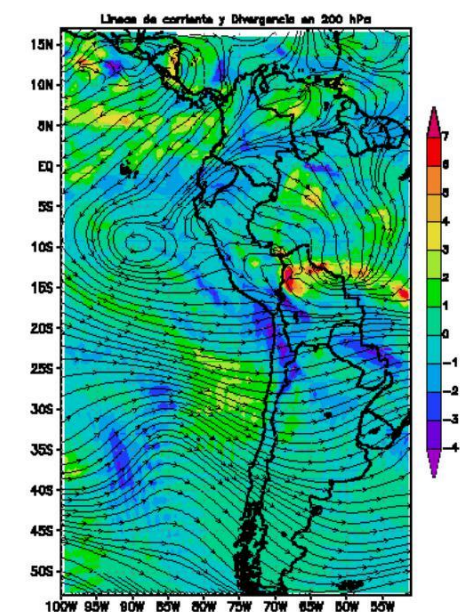
Viento Horizontal en Niveles Altos (200, 500 hPa)

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.



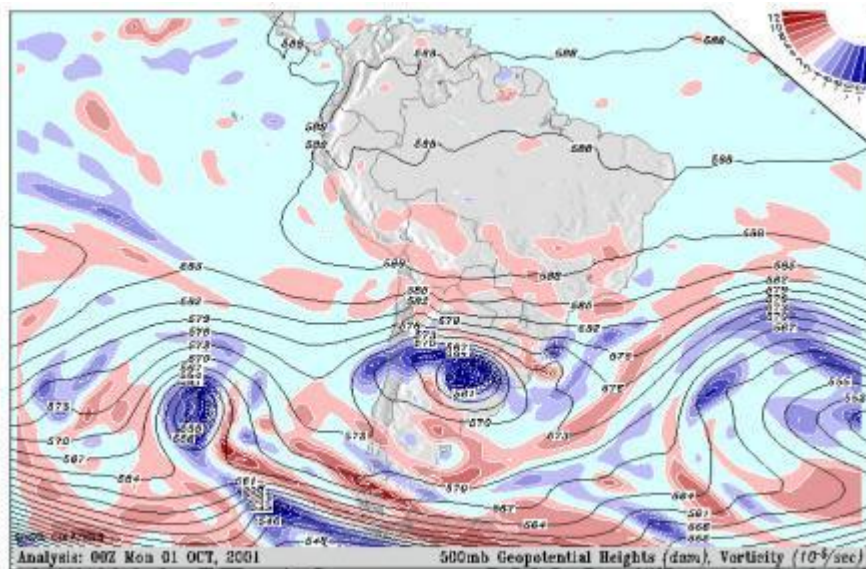
MODELO ETA – SENAMHI
VIENTO HORIZONTAL EN 500 hPa – PERU



MODELO ETA – SENAMHI
VIENTO HORIZONTAL EN 500 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 mesoescalares 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	
IMÁGENES DE SATELITE	GLOBAL Y PERU	GVAR – QFAX – INTERNET

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.