

**SERVICIOS A LA NAVEGACIÓN EN EL
ESPACIO AÉREO MEXICANO**

METEOROLOGÍA AERONÁUTICA II

REVISADO Y ACTUALIZADO POR:
J. FERNANDO ARROYO G.

Gerencia Regional Noroeste, junio de 1999.

INTRODUCCIÓN

A quienes lean las siguientes páginas les será difícil dejar de percibir el ambiente del descubrimiento y la convicción de éxito que llena el campo actual de la **meteorología**. Gracias a todos los medios de comunicación, el público en general, tiene la facilidad de experimentar los descubrimientos que el **meteorólogo** profesional trabaja tan asiduamente.

Los fenómenos que se desarrollan en la **atmósfera**, sencillamente son demasiado importantes hoy en día, como para ignorarlos. El calor ardiente del sol evapora el rocío de los jardines y su energía mueve la maquinaria del tiempo por todo el mundo, empapando de lluvia los trópicos, cubriendo los Alpes de nieve y quizás engendrando una tormenta de más de 300km en el **Pacífico** o en el **Atlántico**.

Por estas y algunas otras razones más te invito a que conozcas la **meteorología** en esta **segunda parte**.

TABLA DE CONTENIDO

TURBULENCIA CLASIFICACION Y TIPOS	6
INTENSIDAD DE LA TURBULENCIA:	6
TIPOS DE TURBULENCIA.	7
a) TURBULENCIA CONVECTIVA:	7
EL DESLIZAMIENTO LATERAL DEL AIRE Y LA TURBULENCIA:	9
TURBULENCIA EN LA ESTELA DE UNA AERONAVE:	10
LAS NUBES Y LA TURBULENCIA:	12
SISTEMA DE VIENTOS	12
LOS SISTEMAS DE VIENTOS Y LA DISTRIBUCIÓN REGIONAL DE LA PRESIÓN:	12
FORMACION DE HIELO EN LAS AERONAVES	15
(CLASIFICACION Y TIPOS)	15
EL AGUA SOBRE ENFRIADA Y LA FORMACION DE HIELO:	15
TIPOS E INTENSIDAD DE FORMACION DE HIELO:	15
LA FORMACION DE HIELO EN LOS DIFERENTES TIPOS DE NUBES:	16
FORMACIÓN DE HIELO EN LOS DIFERENTES TIPOS DE PRECIPITACIÓN:	17
OTROS TIPOS DE FORMACION DE HIELO:	17
LOS CICLONES Y ANTICICLONES	18
SISTEMAS DE VIENTOS TERMICOS, DINAMICOS Y MIGRATORIOS:	18
COMPORTAMIENTO DE LA ATMÓSFERA	23
LA CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA:	23
LOS VIENTOS ALISIOS Y LOS CONTRALISIOS DE LAS LATITUDES MEDIDAS:	26
LOS VIENTOS DEL OESTE (CORRIENTE DE CHORRO):	27
VIENTOS LOCALES:	31
CIRCULACION MONZONICA:	31
BRISAS DE MAR Y TIERRA:	31
VIENTOS ANABÁTICOS:	34
VIENTOS KATABÁTICOS:	34
EFECTOS OROGRÁFICOS EN LA CIRCULACIÓN DEL AIRE:	35
MASA DE AIRE Y LAS CONDICIONES ASOCIADAS.	37
MASAS DE AIRE POLARES Y TROPICALES:	37
CARACTERISTICAS HIDROMÉTICAS	39
LA HUMEDAD Y LA ESTABILIDAD DEL AIRE DE LAS MASAS DE AIRE “P” Y “T”:	39
MODIFICACIONES QUE EXPERIMENTAN LAS MASAS DE AIRE:	40
MODIFICACIONES DE LA CARACTERISTICA POLAR O TROPICAL:	40

MODIFICACION DE LA CARACTERISTICA MARITIMA O CONTINENTAL: _____	41
MODIFICACION DE LA CARACTERISTICA TERMODINAMICA DE LAS MASAS DE AIRE: _____	41
<i>LOS SISTEMAS FRONTALES Y LAS CONDICIONES ASOCIADAS</i> _____	43
LOS FRENTES: _____	43
FRENTES: FRIO, CALIENTE Y ESTACIONARIO. _____	45
El frente frío: _____	45
El frente caliente: _____	49
FRENTE ESTACIONARIO: _____	51
FRENTES OCLUIDOS: _____	51
FRENTE OCLUIDO TIPO FRENTE CALIENTE. _____	53
<i>LOS SISTEMAS TROPICALES</i> _____	55
LA VAGUADA INDUCIDA Y LA LINEA DE DESLIZAMIENTOS LATERAL DEL AIRE. _____	56
LINEA DE DESLIZAMIENTO LATERAL DEL AIRE. _____	59
ONDAS DEL ESTE: _____	59
LA ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (ZCI): _____	63
LOS CICLONES TROPICALES: _____	65
REGIONES DE ORIGEN Y TRAYECTORIAS: _____	66
EVOLUCION DE LOS CICLONES TROPICALES: _____	69
INTENSIDAD DE LOS CICLONES TROPICALES: _____	69
Depresión tropical: _____	70
Tormenta tropical: _____	70
Huracán (Tifón en el Pacífico Occidental): _____	70
ETAPA DE FORMACION: _____	70
ETAPA DE DESARROLLO: _____	70
ETAPA DE MADUREZ: _____	70
ETAPA DE DISIPACION: _____	70
ESTADO CARACTERISTICO DE LA ATMOSFERA DE LA REGION AFECTADA. _____	71
<i>RIESGOS ATMOSFERICOS PARA LA AERONÁUTICA</i> _____	71
ERRORES DE ALTIMETRO _____	71
EL ERROR ALTIMÉTRICO POR PRESIÓN SE DEBE A LAS SIGUIENTES RAZONES: _____	72
LOS ERRORES ALTIMÉTRICOS POR TEMPERATURA SE DEBEN A LAS SIGUIENTES RAZONES: _____	73
NIEBLA Y OTROS FENÓMENOS DE OBSTRUCCIÓN A LA VISIBILIDAD: _____	74
NIEBLA: _____	75
NIEBLA DE RADIACION, DE ADVECCIÓN Y OROGRAFICA. _____	75
LA NIEBLA DE RADIACION: _____	76

NIEBLA DE RADIACIÓN: _____	78
NIEBLA DE ADVECCIÓN: _____	79
NIEBLA OROGRAFICA: _____	81
NIEBLA FRONTAL Y NIEBLA DE VAPORIZACION. _____	81
NIEBLA FRONTAL: _____	83
NIEBLA DE VAPORIZACION: _____	83
FENOMENOS DEBIDOS A LA CONCENTRACION DE IMPUREZAS: _____	85
BRUMA, HUMO Y POLVO. _____	85
TOLVANERA, TEMPESTAD DE ARENA Y VENTISCA. _____	85
<i>LOS ESTRATOS Y EL TECHO</i> _____	86
EL ENGELAMIENTO: _____	87
TORMENTAS ELÉCTRICAS Y TORNADOS _____	87
DEFINICION Y CICLO DE VIDA DE LAS TORMENTAS ELECTRICAS: _____	87
ETAPA DE CUMULUS: _____	88
ETAPA DE MADUREZ: _____	88
ETAPA DE DISIPACION: _____	92
INTENSIDAD DE LAS TORMENTAS SEGÚN LA LATITUD Y LA EPOCA DEL AÑO. _____	92
DIFERENTES CLASES DE TORMENTAS ELECTRICAS. _____	94
TORMENTAS CONVECTIVAS: _____	94
TORMENTAS OROGRAFICAS: _____	95
TORMENTAS DE VOLCAMIENTO: _____	95
TORMENTAS FRONTALES: _____	97
TORNADOS, DEFINICION Y CARACTERISTICAS. _____	98
<i>CENIZAS VOLCANICAS</i> _____	100
CONSECUENCIA PARA LAS OPERACIONES DE AERONAVES Y AERODROMOS: _____	100
EFECTOS DE LAS CENIZAS VOLCANICAS EN LAS AERONAVES. _____	101
EFECTOS DE LAS CENIZAS VOLCANICAS EN LOS AERODROMOS: _____	103

TURBULENCIA CLASIFICACION Y TIPOS

INTENSIDAD DE LA TURBULENCIA:

Está caracterizada por el movimiento desordenado del aire, o lo que es lo mismo, sin constituir una corriente uniforme en el sentido horizontal vertical u oblicuo, sino formando una especie de torbellinos o remolinos en los que mientras unas partículas ascienden, otras descienden.

Desde el punto de vista aeronáutico es importantísimo el reconocimiento de la naturaleza de la turbulencia, en virtud de que los movimientos verticales ascendentes y descendentes del aire asociados con ella, traen como consecuencia bruscos ascensos y descensos de las aeronaves que vuelan dentro de la región en la que existe, mismos que se traducen en incomodidad para sus pasajeros, fatiga para el piloto por las bruscas y repetidas correcciones que tiene que aplicar a través de los controles de la aeronave para mantenerla en equilibrio, e inclusive, si la turbulencia es demasiado intensa y si se vuela en esa condición por un tiempo prolongado, puede ocurrir serios daños en la estructura de la aeronave.

Un problema muy serio que presenta la turbulencia que ella no únicamente existe dentro de las nubes en las que existen corrientes ascendentes como en las nubes de tormenta y dentro de las nubes de inestabilidad limitada, sino que también existe sin ninguna advertencia visible, sin que haya nubes en la región en la que se presenta. Esta turbulencia cuya existencia no se anuncia con la presencia de nubes, es lo que se llama “turbulencia en aire claro”.

Tanto los pronósticos que se elaboran para la aeronáutica como los informes de los pilotos, no únicamente se refieren a la turbulencia desde el punto de vista de su existencia o inexistencia, sino también desde el punto de vista de su grado de intensidad. Los términos con los que se describen dicho grado de intensidad con un tanto arbitrarios y se fundan principalmente en la estimación que el piloto o el revisor hacen, basados en su experiencia y con un sentido más bien descriptivo que cuantitativo, de los cambios de altitud y de los riesgos implícitos en la turbulencia, los términos que se emplean para describirla son:

- **TURBULENCIA LIGERA**
- **TURBULENCIA MODERADA**
- **TURBULENCIA SEVERA**
- **TURBULENCIA EXTREMA**

Y en ese mismo orden, denotan grados crecientes de intensidad.

Para sistematizar y simplificar el estudio de la turbulencia, se acostumbra como en el caso de todos los fenómenos atmosféricos, se clasifica según las condiciones que dan origen. Esto no quiere decir que en una situación determinada, la turbulencia deba estar originada por solamente una de esas causas, ya que en realidad dos o más de ellas pueden estar en acción en un momento determinado.

Las causas de que el movimiento ordenado del aire que forma una corriente, se han perturbado en alguna porción de ella dando lugar a la turbulencia, son:

- El excesivo calentamiento del aire cerca de la superficie terrestre.

- La presencia de prominencias u obstáculos tanto ortográficos como culturales.
- Aumentos considerables de velocidad del viento hacia una cierta altitud o hacia una cierta latitud, a los que llamaremos deslizamiento lateral del aire en la vertical y en la horizontal respectivamente.
- Otra clase de turbulencia que bien puede llamarse “artificial”, es la que se presenta en la estela de grandes aeronaves.

TIPOS DE TURBULENCIA.

a) TURBULENCIA CONVECTIVA:

Una forma de turbulencia comúnmente encontrada, es la asociada con los movimientos verticales del aire tanto en el interior como por debajo de las nubes de origen convectivo tales como **Cu** y **Cb**. Las corrientes verticales que dan origen a esas nubes y a la turbulencia, son causadas por el calentamiento del aire cerca de la superficie terrestre y por lo tanto son más frecuentes a mitad de la tarde de los días calurosos del verano, cuando el viento es débil.

Por la naturaleza misma del terreno, este no se calienta uniformemente sino que hay porciones en las que el calentamiento es superior al que se registra en el terreno que la circunda ver **fig. 01 y 02**. Esto trae como resultado que tampoco el aire se calienta el aire uniformemente, sino que, sobre la porción del terreno más calentada, el aire se calentará más y el calentamiento del aire en esas condiciones, delimitará “burbujas” del aire caliente de varios cientos de metros de diámetro. Claro está que si el calentamiento es lo suficientemente fuerte o si existe cualquier otra causa que aparte a tales burbujas de la superficie, estas ascenderán enfriándose al mismo tiempo, hasta un nivel en el cual el aire de la burbuja tendrá la misma temperatura que el que lo rodea, que es el nivel de ascensión libre y que se encuentra a una altura de **2000 metros o más**.

La intensidad de las corrientes convectivas, depende del grado de calentamiento del suelo y pueden existir sin que haya ninguna nube asociada con ellas, como sobre los desiertos, donde el grado de humedad del aire es tan pequeño que ni su ascenso produce su saturación.

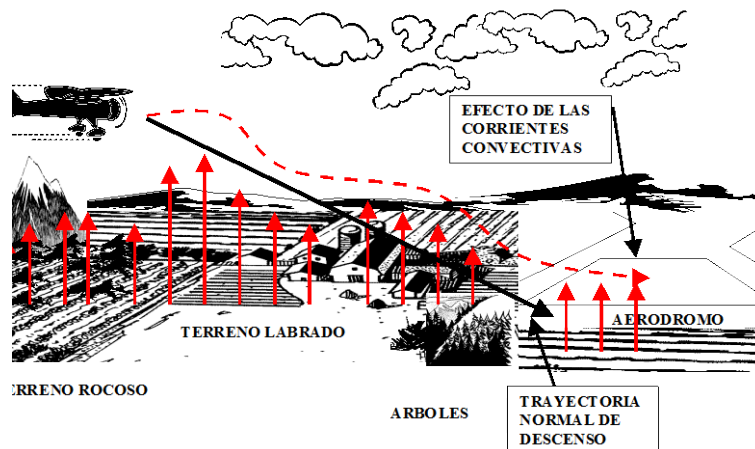


FIG. 01

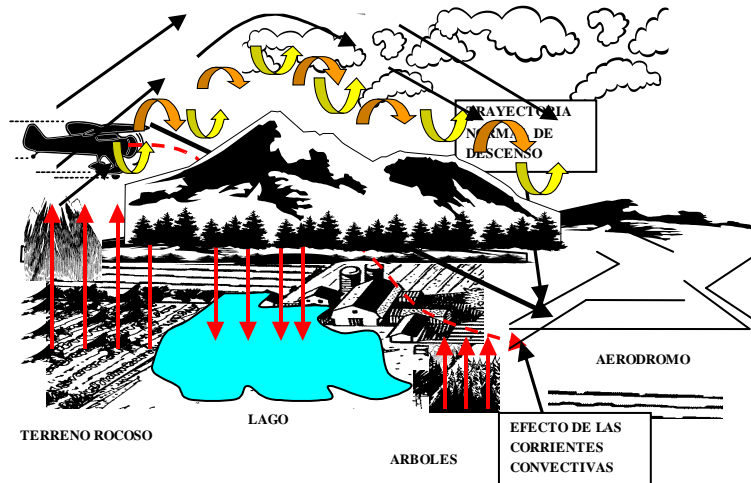
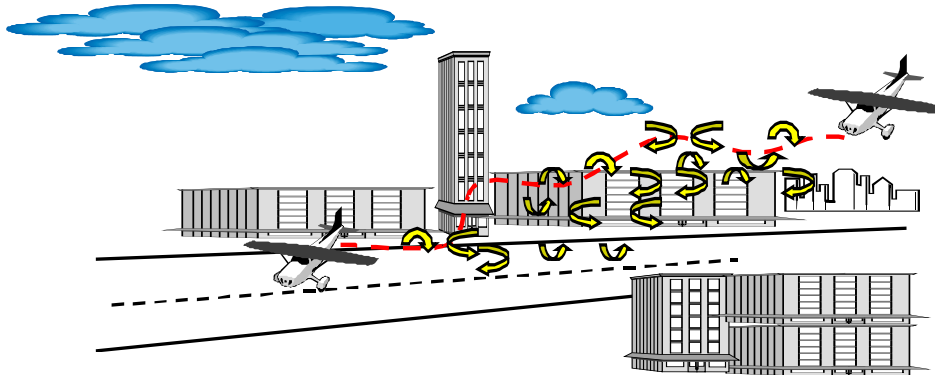


FIG. 02

La falta de homogeneidad del terreno es causa de su irregular calentamiento, y éste, produce movimientos convectivos tanto ascendentes como descendentes, que alteran la trayectoria normal de descenso.

Al ascender el aire, alrededor de él se forma corrientes descendentes de compensación, que agudizan los efectos de la turbulencia.

La turbulencia convectiva también puede originarse durante la noche por encima de una superficie plana, sin accidentes, cuando el aire que ha sido enfriado en una cierta región se mueve por encima de una superficie de mayor temperatura que él. Así ocurre por ejemplo durante el invierno sobre la superficie del mar, cuando el aire que se ubica en ella procede del continente. También ocurre la turbulencia convectiva, con la distribución de temperaturas que da origen a las tormentas de **VOLCAMIENTO**, o sea, cuando el aire a grandes altitudes es aire frío en tanto que el aire cerca de la superficie es aire caliente. **b) TURBULENCIA OROGRAFICA:** Cuando el aire que fluye horizontalmente pasa por sobre obstáculos tales como edificios, acantilados o montículos, su flujo deja de ser horizontal y se transforma en una complicada combinación de torbellinos y movimientos irregulares ver **fig. 03**.

FIG. 03

FIG. 04

Los edificios y otras obstrucciones cerca de una pista de aterrizaje, pueden dar origen a turbulencias que pueden poner en peligro las operaciones de las aeronaves en ella ver fig. 04.

El grado de intensidad de la turbulencia que experimente al volar dentro del aire que se mueve por encima de montículos, serranías o montañas, depende parcialmente de lo accidentado del terreno y en parte depende también de la velocidad del viento. Esta clase de turbulencia puede tener la menor intensidad y por lo tanto ser de poca importancia, si el viento es débil y los accidentes del terreno son de poca altura y de poca pendiente como los lomeríos. En éste caso la turbulencia resultante, deja de ser perceptible a partir de uno cuantos centenares de metros de altura.

Sin embargo, con viento más intenso u obstrucciones de mayor altura, además de que la turbulencia será más intensa, afectará también mayores alturas. Un viento de gran velocidad que cruza un macizo montañoso perpendicular o casi perpendicularmente al eje de tal macizo montañoso, dará lugar a que la turbulencia existente en esas condiciones al lado de sotavento (**el contrario de aquel en el que incide el aire**) de la cordillera, alcance intensidad peligrosa y afecte alturas que excederán la elevación de la parte más alta de la cordillera. Las condiciones existentes en ese caso, se denominan con el calificativo de **“Onda estacionaria”**.

EL DESLIZAMIENTO LATERAL DEL AIRE Y LA TURBULENCIA:

La turbulencia en aire claro ocurre momentáneamente dentro de regiones aisladas de la atmósfera. Una zona muy estrecha de velocidad máxima del viento a uno y otro lado de la cuál la velocidad disminuye abruptamente, es una zona de deslizamiento lateral del aire. Cuando se

asciende o se desciende a través de una inversión de temperatura (donde la temperatura aumenta con la altura en vez de disminuir), se suele encontrar una zona de deslizamiento lateral muy estrecha y asociada con ella, turbulencia en aire claro.

Un deslizamiento lateral que es de gran importancia para las operaciones de despegue o aterrizaje de las aeronaves, es el que se ilustra en la **fig. 05**. Mismo que se presenta asociado con notables inversiones de temperatura cerca de la superficie. En el **ejemplo** ilustrado, se ha formado dentro del valle una bolsa de aire frío en la que el viento es calma, a consecuencia del enfriamiento nocturno. Sin embargo, el aire caliente arriba, no ha resultado apreciablemente afectado por tal enfriamiento y como consecuencia, mantiene su velocidad de movimiento. La diferencia de velocidad existente entre esos dos cuerpos de aire, forma una zona muy estrecha de turbulencia ente ellos. Una aeronave que asciende y descienda a través de esa zona de deslizamiento lateral que coincide con la inversión, encontrará turbulencia de intensidad digna de ser tomada en consideración.

FIG. 05

En casos extremos, cualquier aeronave que ascienda en el sentido y dirección mismas del aire caliente, experimentará una reducción de velocidad al llegar a la zona turbulenta. Desde luego hay que advertir, que la situación a la que nos hemos referido, ocurre casi de manera exclusiva en los climas fríos.

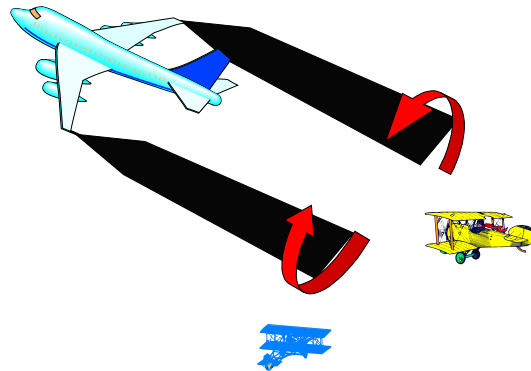
TURBULENCIA EN LA ESTELA DE UNA AERONAVE:



La mayoría de los pilotos ha experimentado la turbulencia que existe a varios kilómetros por detrás de las aeronaves pasadas en movimiento, precisamente en la estela dejada por ellos. Si bien dicha turbulencia se encuentra muy localizada, su severa intensidad la hace adquirir gran importancia para la aeronáutica.

Es ella la causa directa de un gran número de accidentes sufridos por aeronaves ligeras cuyos pilotos han pretendido aterrizar en la misma pista e inmediatamente después de que lo ha hecho una de esas grandes aeronaves, o de los que las mismas avionetas han sufrido al cruzar perpendicularmente la estela dejada por alguna de las aeronaves pesadas y veloces. Es la causa directa, porque ella determina que el piloto de una aeronave menor pierda el control sobre ella y en determinadas condiciones lleguen inclusive a estrellarse.

Actualmente se acepta de manera general, la hipótesis de que la única perturbación intensa y



suficientemente persistente que puede generar una aeronave para provocar tales accidentes, proviene de los movimientos vorticosos del aire inducidos por las puntas de las alas de cualquier aeronave en vuelo, Ver **fig. 06 y 07**.

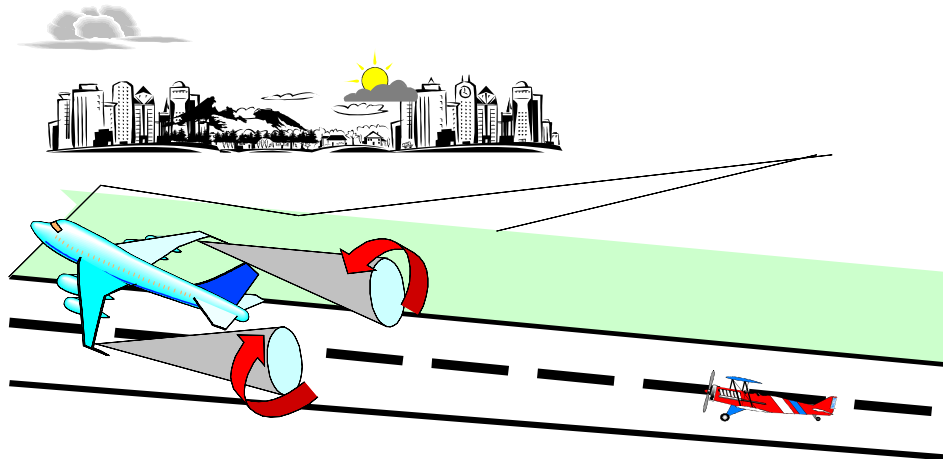


FIG. 06

FIG. 07

Cuando el viento es calma o muy débil, ese movimiento vorticoso suele mantenerse sobre la pista o dentro del área de aproximación durante varios minutos. Por el contrario, si el viento sopla oblicuamente a la trayectoria seguida por la aeronave pesada, el aire perturbado pronto es impulsado por el viento afuera de la trayectoria de aproximación.



LAS NUBES Y LA TURBULENCIA:

Dentro de nubes estratiformes o no hay turbulencias o es débil. Dentro de las nubes de inestabilidad ilimitada, la turbulencia es generalmente débil. Dentro de las nubes de inestabilidad ilimitada, la turbulencia es generalmente entre moderada y severa y eventualmente extrema.

SISTEMA DE VIENTOS

LOS SISTEMAS DE VIENTOS Y LA DISTRIBUCIÓN REGIONAL DE LA PRESIÓN:

La necesidad de analizar y describir a los sistemas de vientos haciendo resaltar las diferencias específicas entre ellos, para obtener alguna información utilizable cuando muestra actividad en un momento dado esté bajo la influencia de no cualquiera de ellos, no lleva inexorablemente a buscar una relación, esquema ó símbolo, que describa cuantitativamente a cada uno.

Cuando los componentes horizontales de todas las fuerzas que actúan sobre el aire en equilibrio, el aire se mueve paralelamente a las isobaras, en un sentido tal, que determinará que en el hemisferio norte, un observador situado de espaldas al viento tenga a su izquierda la menor presión. En el hemisferio sur, en condiciones de equilibrio también, el aire se mueve paralelamente a las isobaras; pero aquí, un observador de espaldas al viento, tendrá a su derecha la menor presión.

Eso significa que en cualquiera de los dos hemisferios, un torbellino ciclónico se encontrará asociado con una baja presión en su centro, mientras que cualquier torbellino anticiclónico se

hallará asociado con una alta presión en su centro. Tal relación, es claramente puesta de manifiesto por las **figuras 08, 09, 10 y 11.**

FIG. 08

FIG. 09

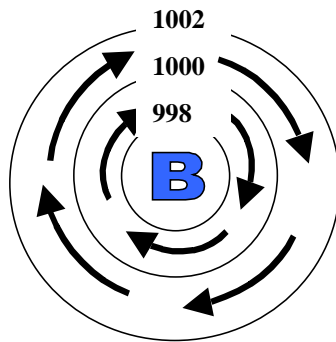
**HEMISFERIO
NORTE**

**HEMISFERIO
SUR**

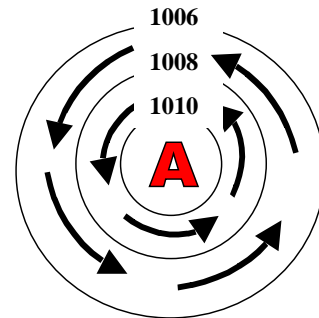
FIG.10

FIG. 11

Por su parte; la **fig.12**, indica que la distribución de altitudes de una superficie isobárica, guarda con ellos la distribución con los sistemas de vientos, igual que la que guarda con ellos distribución horizontal de la presión, o sea, que con las menores altitudes de una superficie isobárica, aparecerá siempre asociado un torbellino ciclónico, mientras que, en las regiones dentro de las cuales las altitudes de las superficies isobáricas sean mayores, se localizará un



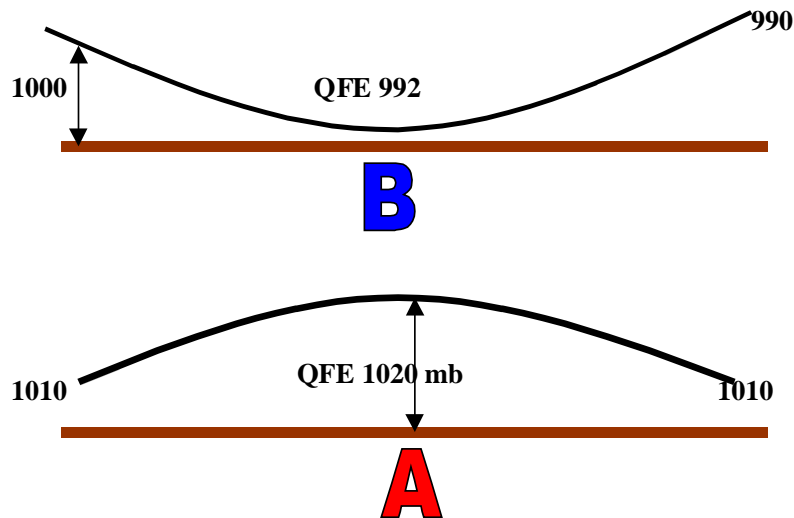
CICLON



ANTICICLON

torbellino anticiclónico.

FIG. 12



Recuérdese pues, que la presencia de una baja presión o de una zona de menor altitud de una superficie isobárica, debe hacernos pensar en la presencia de un **SISTEMA DE VIENTOS DE NATURALEZA CICLONICA**, y la existencia de una alta presión o el aumento de la altitud de una superficie isobárica hacía un punto o zona, debe hacernos pensar en un torbellino **ANTICICLONICO**.

Para completar tal sistema de esquematización, únicamente agregaremos, cuando las isobaras, o las isohépsas (**líneas de igual altitud**) de una superficie isobárica aparezcan muy próximas entre sí, el viento en el torbellino representado por esas líneas, será de mayor velocidad que cuando dichas líneas están más distantes entre sí.

FORMACION DE HIELO EN LAS AERONAVES (CLASIFICACION Y TIPOS)

EL AGUA SOBRE ENFRIADA Y LA FORMACION DE HIELO:

El agua en estado líquido, puede ser encontrada en la atmósfera aún donde la temperatura del aire es hasta -35°C . No siendo el estado líquido el que a tan bajas temperaturas corresponde al agua, su congelación tiene que ser inminente.

Para que pueda tener lugar la congelación del agua sobre enfriada, se necesita la concurrencia de varios factores. Uno que es importante para ello, es el aumento de temperatura que deben experimentar las gotas para que al adquirir la temperatura que originalmente tenían, pasen al estado físico que les corresponde que es el estado sólido.

Las aeronaves en vuelo que cruzan una región atmosférica dentro de la cuál abundan las gotas líquidas sobre enfriadas, inducen al aumento de temperatura necesario para la congelación de esas gotas, por medio del choque entre ellas y ciertas partes de las aeronaves tales como los bordes de ataque de sus alas o de su empenaje, las aspas de sus hélices, los postes de sus antenas, o en el tubo de admisión del aire de los motores de las aeronaves de reacción, o también en la toma de presión dinámica del velocímetro o tubo Pitot.

Es fácil de advertir que estando en estado líquida la gota que choca contra una cualquiera de esas partes, al chocar y congelarse instantáneamente en contacto con ellas, se adherirá a tales partes para así originar la **FORMACION DE HIELO** en ellas.

Debe tenerse presente que el peligro que entraña la formación de hielo, no radica tanto en el peso que adquiere al acumularse, como en la deformación que produce en los perfiles aerodinámicos que resta eficiencia a las alas como elementos de tracción y el empenaje como elemento estabilizador, o en la obstrucción que produce en el tubo de admisión del aire de las turbinas que reduce su potencia, o en la del tubo pitot que hace erróneas las indicaciones de velocidad.

Debido a que en cualquier caso la masa de cada gota sobre enfriada es pequeña, el efecto calorífico del choque también es pequeño, y por ello entre otras causas, resulta más improbable la congelación de las gotas cuanto menor es su temperatura. En la práctica se ha visto que ha visto que es más probable e intensa la formación del hielo por choque, cuando la temperatura del aire y de las gotas es entre 0° y 7°C , aunque dicha formación de hielo puede tener lugar aún cuando la temperatura del aire es hasta de -18°C .

TIPOS E INTENSIDAD DE FORMACION DE HIELO:

El aspecto característico del hielo que se forma, depende básicamente del tamaño de las gotas sobre enfriadas. Cuando éstas son relativamente grandes, al chocar contra un cualquiera de las partes de la aeronave citadas en párrafo anterior, cada una de ellas se extiende sobre la superficie de tal parte formando una finísima película líquida que instantáneamente se congela. Al producirse el choque sucesivo y frecuente con otras gotas del mismo tamaño, se superponen con tal rapidez las películas congeladas formadas por cada una, que a la postre la masa congelada

adquiere una consistencia compacta, de gran dureza, que le proporciona gran adherencia a la consistencia por sobre cual se ha formado y de aspecto translúcido o cristalino, y de aquí que a tal hielo se le llame **HIELO CRISTALINO**.

Cuando las gotas son de menor tamaño, éstas se congelan sin sufrir prácticamente la deformación o extensión que experimentan las de mayor tamaño, y el hielo que se formará como consecuencia, estará constituido por gránulos soldados entre sí con aire en los intersticios entre ellos, que imprimirán al hielo formado características de porosidad y fragilidad que no tiene el hielo cristalino, y que lo harán lucir de color blanco. Este es el hielo llamado **HIELO AMORFO**.

Si las gotas se hayan entremezcladas con gotas pequeñas, el hielo que en tal situación se forma es llamado **HIELO MIXTO**. Es éste el tipo de hielo que normalmente se forma; mismo que puede adquirir predominantemente las características que corresponden al hielo cristalino, cuando el número de las gotas grandes predomina sobre el de las gotas pequeñas, o las que corresponden al hielo amorfo, cuando el número de las gotas pequeñas predomina sobre el de las grandes.

LA FORMACION DE HIELO EN LOS DIFERENTES TIPOS DE NUBES:

EL crecimiento de las gotas dentro de una nube, depende directamente del grado de inestabilidad del aire dentro del cuál se ha formado la nube. Aunque no se mencionó explícitamente en esa parte, el número de elementos de la nube por unidad de volumen, es otro de los factores que determinan la probabilidad de su crecimiento. Como esa densidad o número de gotitas o elementos de las nubes por unidad de volumen, depende del contenido de vapor de agua del aire, es obvio que la probabilidad de crecimiento. Como esa densidad o número de gólicas o elementos de las nubes por unidad de volumen, depende del contenido de vapor de agua del aire, es obvio que la probabilidad de crecimiento también habrá de hallarse en razón directa de la temperatura del aire.

Todo ello significa que dentro de las nubes de inestabilidad ilimitada, habrá un número predominante de gotas grandes, aunque su tamaño se reducirá dentro de ellas a medida que desciende la temperatura. En las nubes de inestabilidad limitada, no se hará notable el predominio de unas sobre las otras, en tanto que dentro de las nubes estratiformes, predominarán las gotas pequeñas sobre las de mayor tamaño.

Es evidente pues, que dentro de las nubes de inestabilidad ilimitada excepto en los **Ci**, siempre que la temperatura del aire sea la adecuada, se formará en las aeronaves que vuelen a través de ellas hielo predominante **CRISTALINO**, cuya intensidad será mayor cuanto más cerca de la temperatura **0°C**. Vuele la aeronave.

Dentro de las nubes de inestabilidad limitada, excepto en los **Cc.**, La formación de hielo en las aeronaves que vuelan a través de ellas cuando la temperatura es adecuada, será del tipo **MIXTO** y su intensidad será general, inversamente proporcional a la altitud a la que tales nubes sean cruzadas.

Del mismo modo, volando en condiciones de formación de hielo dentro de cualquier nube estratiforme que no sea Cs; en la aeronave se formara hielo predominantemente **AMORFO**.

FORMACIÓN DE HIELO EN LOS DIFERENTES TIPOS DE PRECIPITACIÓN:

De acuerdo con el proceso de formación de hielo en las aeronaves, ni la precipitación líquida ni la precipitación congelada que no sea nieve o agua nieve, producirán formación de hielo en las aeronaves que vuelan a través de ellas.

Dado que por definición la llovizna helada y la lluvia helada, son precipitaciones líquidas cuyas gotas están en estado de sobre enfriamiento, es claro que la formación de hielo en las aeronaves que vuelan a través de ellas es inevitable. En la primera, el hielo que se forme será naturalmente del tipo amorfo, mientras que en la segunda la intensidad de formación será más bien del tipo cristalino. Es evidente también que la intensidad de formación de uno y de otro dependerá del grado de intensidad de la precipitación correspondiente.

Si la precipitación de que se trata es de nieve, al caer en aire cuya temperatura es mayor que la que aquel en el que tal precipitación se ha originado, la nieve pierde consistencia y resulta fácil que se adhiera a la aeronave en vuelo. Si la aeronave vuela a través de la precipitación en un nivel próximo a aquel en el que la nieve se origina, la posibilidad de adherencia se reduce y así también la posibilidad de formación de hielo.

Tratándose de una precipitación de agua nieve, como ésta parcialmente formada por agua, el choque de ella con la aeronave provocará la congelación de esa agua y dará lugar a la formación de hielo.

OTROS TIPOS DE FORMACION DE HIELO:

Cuando una aeronave ha volado durante un tiempo prolongado a través de aire cuya temperatura es muy inferior a **0°C**, y de pronto su vuelo se realiza a través de aire cuya temperatura es considerablemente superior a la anterior y donde la humedad relativa es alta, el vapor de agua contenido en el aire se sublimará congelándose sobre la envolvente de la aeronave que previamente fue enfriado. Al hielo que se forma de ésta manera se le llama **ESCARCHA LISA**.

Otro tipo de hielo que se forma aún cuando la temperatura del aire sea superior a **0°C** y aún cuando el vuelo se realice fuera de nubes o de precipitación, es el que se forma en el carburador de los motores de pistón de las aeronaves, debido al enfriamiento que se produce dentro de él, a causa de la vaporización del combustible. Este es el hielo en **EL CARBURADOR**.

LOS CICLONES Y ANTICICLONES

SISTEMAS DE VIENTOS TERMICOS, DINAMICOS Y MIGRATORIOS:

Debido a que el aire frío es más denso y como consecuencia más pesado que el aire caliente, donde el aire es más caliente debería existir una baja presión y una alta donde el aire sea frío, en caso de que el valor de la presión dependiera única y exclusivamente de la densidad del aire. Los torbellinos asociados con esa baja o esa alta presión, se llamaría **CICLON TERMICO Y ANTICICLON TERMICO** respectivamente. De ésta clase son el torbellino anticiclónico polar, la baja presión ecuatorial y el pequeño torbellino que se localiza en la región desértica al noreste de la república Mexicana ver **fig. 13 y 14**.

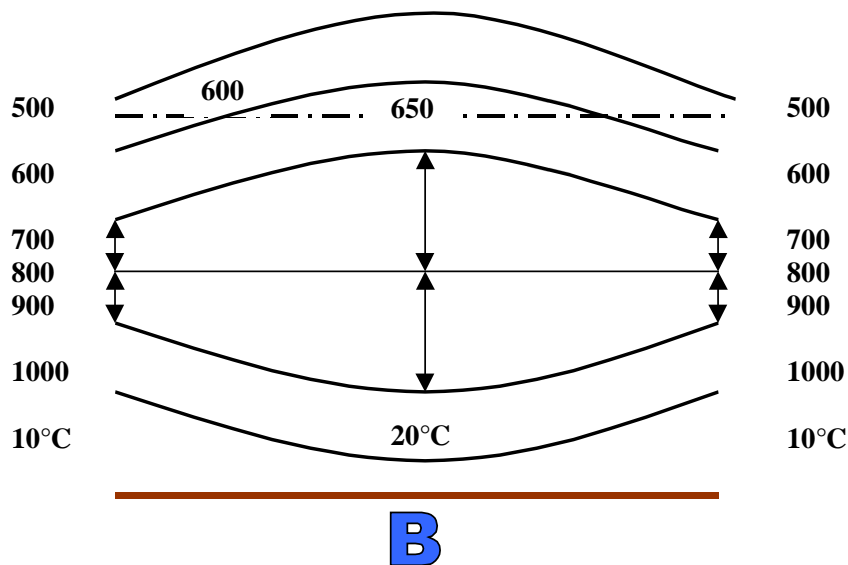


FIG. 13

Corte vertical de la atmósfera a través del centro de un “ciclón térmico”. En las capas altas la presión aumenta de la periferia hacia el centro.

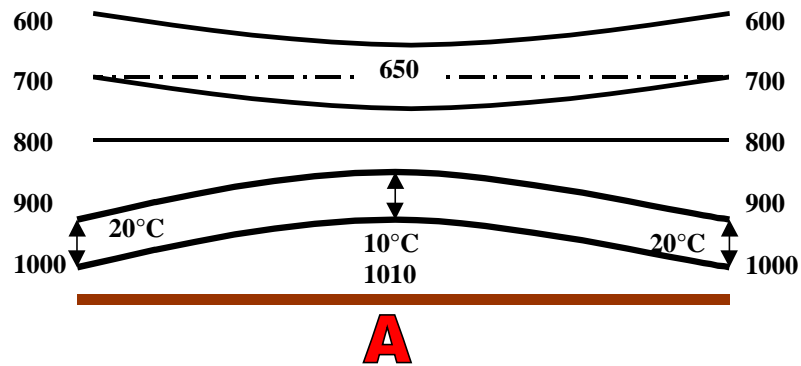


FIG. 14

Corte vertical a través del centro de un “anticiclón térmico. En las capas altas la presión disminuye de la periferia hacia el centro.

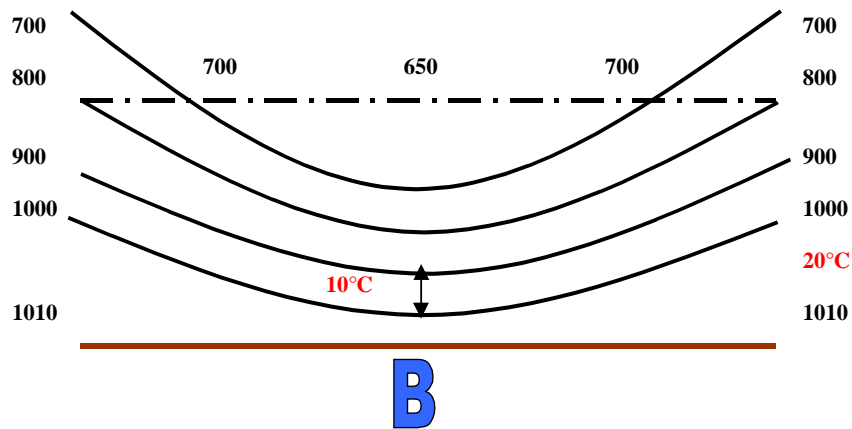


FIG. 15

Corte vertical de la atmósfera a través de un “ciclón dinámico”. En las capas altas la presión se reduce más que en la superficie, de la periferia hacia en centro.

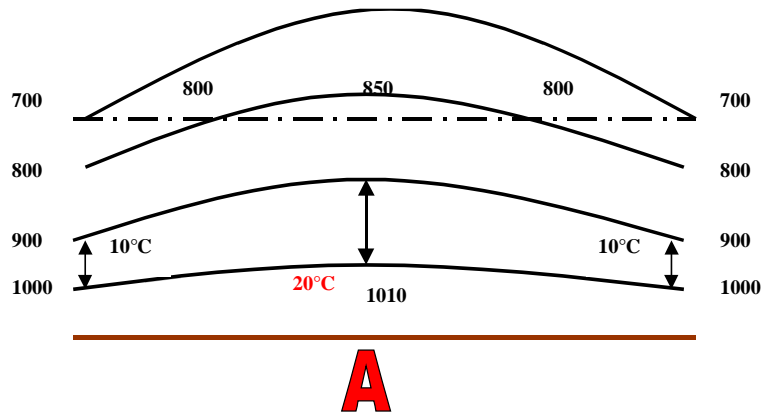


FIG. 16

Corte vertical de la atmósfera a través del centro de un “anticiclón dinámico”. En las capas altas, de la periferia hacia el centro, la presión aumenta menos que en la superficie, y si es muy profundo, puede incluso reducirse.

Sin embargo, en la atmósfera existen torbellinos ciclónicos donde el aire es frío y torbellinos ciclónicos donde el aire es caliente, en virtud de que el movimiento mismo del aire puede producir remoción o disminución de masa (**divergencia de masa**) donde el aire puede ser frío, y causa una disminución de la presión en esa zona. A causa también del movimiento del aire, puede producirse un aumento de masa (**convergencia de masa**) donde el aire es caliente, que puede resultar en que haya una presión alta, en lugar de baja presión. Los sistemas de vientos asociados con tales situaciones, son llamados respectivamente **CICLON DINAMICO Y ANTICICLON DINAMICO**. Tanto los ciclones que yacen se ubican en las Aleutianas y en Groenlandia, como los anticiclones que yacen sobre los océanos, son de este tipo. **Fig. 15 y 16.**

Hay por otra parte, ciclones en los cuales el aire no es exclusivamente frío ni exclusivamente caliente, sino que un sector de ellos está ocupado por aire caliente y el resto y el resto, está ocupado por aire frío. Estos ciclones en particular, son llamados **CICLONES MIGRATORIOS u ONDAS DEPRESIONARIAS**, y a ellos nos referimos en forma más detallada, en la parte de este libro en la que se exponga lo relativo a los frentes. Por el momento, nos basta saber que éstos se diferencian de los térmicos y dinámicos, por su composición y porque estos son como los pequeños ciclones que se localizan entre los de las Aleutianas y Groenlandia, mismos que en general se desplazan en un sentido **W - E**.

Analícemos más detalladamente a los sistemas térmicos y dinámicos, para de tal análisis inferir alguna información de utilidad práctica.

Nos interesaría saber por ejemplo, si los vientos en la altura asociarse con un torbellino de naturaleza térmica, son o no semejantes a los que hay en la superficie. También es interesante

determinar, los errores en las indicaciones de los altímetros de las aeronaves que vuelan a través de cada uno de tales sistemas.

Para resolver por lo menos dos interrogantes, principiemos por considerar un torbellino ciclónico. Tal torbellino estaría representado por una disminución de la presión al nivel del mar, desde su periferia hasta el centro. Si a medida que la presión al nivel del mar, se reduce de la periferia hasta el centro, hay un aumento de la temperatura en el mismo sentido, **fig. 13**, no hay duda de que se trata de un ciclón térmico, pero si la temperatura disminuye, **fig.14**, el ciclón sería dinámico.

En el primer caso, las superficies isobáricas inmediatamente por arriba de la superficie, que están hundidas o deprimidas sobre el centro mismo del ciclón, estarán más próximas entre sí en la periferia que en la parte central del ciclón. Tendrían ese aspecto, debido simplemente a que la distancia entre dos superficies isobáricas determinadas, es menor donde la densidad del aire es mayor, y mayor donde la densidad del aire sea menor, ver **fig. 13**.

Ese distanciamiento entre planos isobáricos en la parte central del ciclón, dará lugar a que uno de ellos, a una altitud determinada, sea perfectamente horizontal. Por arriba de tal altitud, cada plano isobárico estará más alto en el centro que en la periferia del ciclón. En tales condiciones, mientras por debajo del plano isobárico la presión disminuye de la periferia hacia el centro por arriba de él centro, por arriba de él a cualquier altitud, la presión atmosférica aumenta de la periferia hacia el centro. Eso significa que el torbellino ciclónico únicamente afecta como tal, la capa atmosférica comprendida entre el nivel del mar y el plano isobárico horizontal. Por arriba de él en vez de un torbellino ciclónico, hará un torbellino anticiclónico.

La velocidad del viento disminuye con la altura en la capa afectada por el torbellino ciclónico, mientras que aumenta con la altura dentro de la que actúa el torbellino anticiclónico.

Cuando el caso no es el primero de los dos citados en el antepenúltimo párrafo, sino el que se refiere a un ciclón dinámico, **fig.15**, tendremos una estructura bórica del ciclón totalmente diferentes a la que tiene el ciclón térmico. En aquel, los planos isobáricos sucesivos tendrán menor altitud en el centro que en la periferia del ciclón. A cualquier altitud la presión disminuirá desde la periferia hacia el centro, y disminuirá más rápidamente cuando mayor sea la altitud de referencia. Todo ello significa que el torbellino ciclónico afectará con tal carácter toda la troposfera y que la velocidad del viento en tal torbellino será de mayor velocidad en su parte alta que en su parte baja.

Los anticiclones, tienen una estructura semejante que la que tienen los ciclones correspondientes. Así si el anticiclón es térmico, el torbellino anticiclónico se extenderá desde el nivel del mar hasta la altitud a la que se encuentre un plano isobárico horizontal. Más arriba, en lugar de un torbellino anticiclónico habrá un torbellino ciclónico.

La intensidad del viento disminuye desde el nivel del mar hasta donde se encuentra el plano isobárico horizontal y a partir de ahí, su velocidad vuelve a aumentar con la altitud.

Los anticiclones dinámicos, como los ciclones de la misma clase, afectan la totalidad de la troposfera y el viento aumenta de velocidad con la altura.

COMPORTAMIENTO DE LA ATMÓSFERA

LA CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA:

Si tuviéramos en nuestro poder los informes relativos a los vientos observados simultáneamente a un mismo nivel en diversos lugares de la Tierra, sus direcciones y velocidades tan diferentes, nos inducirían a pensar que el aire se mueve de manera ininteligible.

La atmósfera sin embargo, no es la excepción dentro de la armoniosa organización del universo. El aire que la compone, como los astros del sistema solar, se mueve en conformidad con un cierto orden que permite individualizar o distinguir, torbellinos o sistemas de vientos que difieren entre sí porque en unos, las direcciones sucesivas del viento cambian en sentido contrario al de las manecillas de reloj, mientras que en otros, sus direcciones sucesivas cambian en sentido directo.

LOS CICLONES Y ANTICICLONES: En el hemisferio norte, al primero de esos dos sistemas se le llama **SISTEMA CICLONICO** o simplemente **CICLON**, y al segundo, se le denomina **SISTEMA ANTICICLONICO** o sencillamente **ANTICICLON**. En el hemisferio sur, la dirección del viento cambia en el mismo sentido de las manecillas del reloj en los **CICLONES** y en sentido inverso en los **ANTICICLONES**.

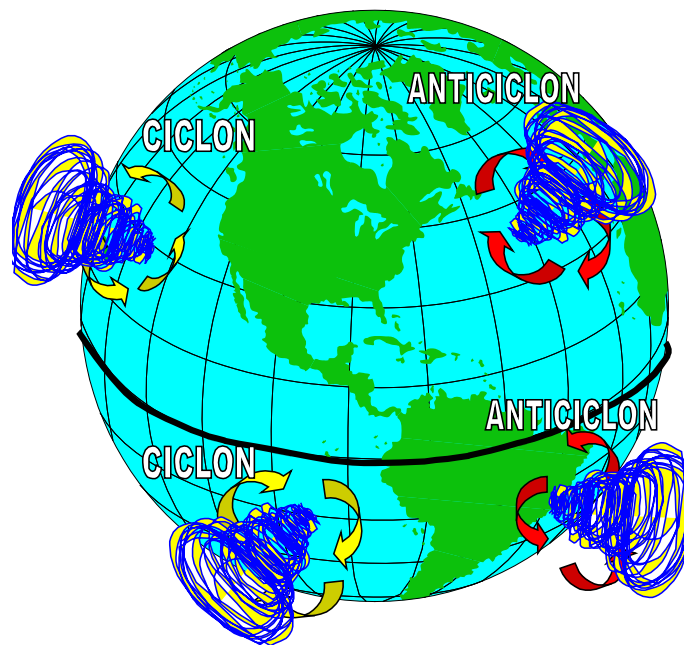


FIG. 17

Esos sistemas de vientos de la atmósfera, son como los organismos vivos, los hay de diferentes género (**ciclones y anticiclones**), los hay de las más variadas tallas y dimensiones; como ellos, tienen una estructura celular formada por torbellinos de pequeña escala, y, también como ellos, en continua evolución desde que aparecen hasta que se extinguen.

Para mejor concebir tan prodigiosa organización, imaginemos que un satélite artificial estuviera situado fijamente en un punto desde el cuál pudiera fotografiar la mitad del hemisferio norte comprendida entre los meridianos de **0° y de 180° w**. Desde tal punto, la porción americana que se extiende desde las repúblicas del Ecuador, Colombia y Venezuela al sur, hasta Alaska y Canadá por el norte, aparecería casi centrada dentro del área terrestre fotografiable.

Imaginemos además, que la primera fotografía que llegará a nuestras manos, se refieren al movimiento horizontal del aire dentro de la troposfera inferior, que teniendo un espesor promedio de 3,000 metros, es la capa de la atmósfera dentro de la cuál, el aire resiente los efectos de la fricción y del calentamiento y enfriamiento producidos por la superficie terrestre ver la **fig. 18**

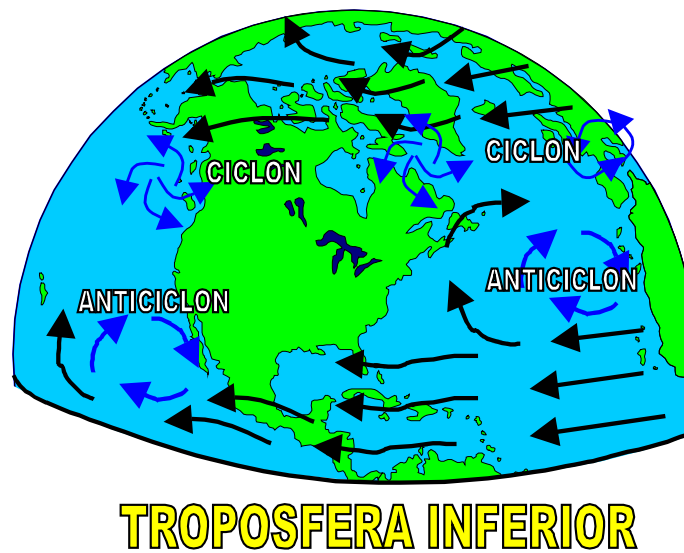
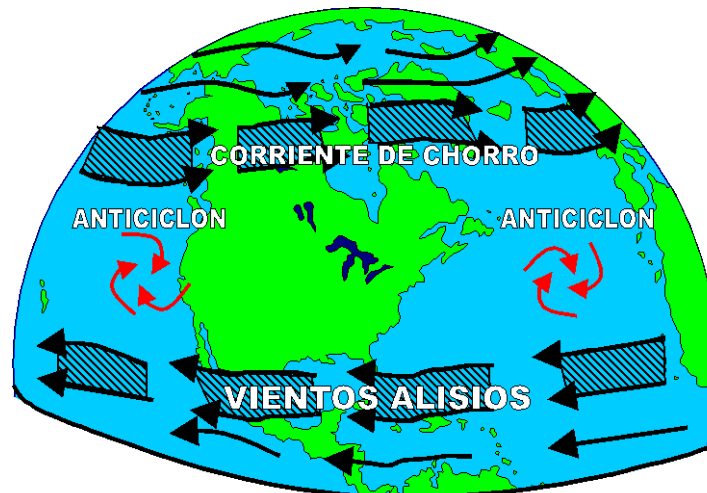


FIG. 18

Esa primera fotografía nos revelaría de inmediato que el movimiento horizontal del aire dentro de esa capa, no es tan ininteligible como inicialmente supusimos. Y nos convencerá de ello la presencia en la fotografía de un enorme torbellino anticiclónico centrado en la región polar, así como la presencia ligeramente más al sur – entre los **50° y los 60°** de latitud aproximadamente, de dos gigantescos torbellinos ciclónicos uno de los cuales aparecería centrado de manera casi permanente al SW de Alaska sobre la Islas Aleutianas, y el otro entre Groenlandia o Islandia. Entre estos dos últimos colosos y aproximadamente a la misma latitud en la que estos se harán centrados, veríamos otros torbellinos ciclónicos más pequeños, que se mueven entre ellos en trayectorias aproximadamente orientadas de **W a E**.

Todavía más al sur y centrados sobre los océanos Pacífico y Atlántico respectivamente, se advertiría la presencia de dos torbellinos anticiclónicos de varios miles de kilómetros de extensión, que como los ciclones de las Aleutianas y de Groenlandia, emigran ligeramente con las estaciones en el sentido latitudinal, pero por ser tan lenta su migración, también podríamos suponerlos como manteniéndose casi permanentemente en sus posiciones. Finalmente veríamos que, sobre la región desértica que se localiza en el extremo **NW de la República Mexicana a SW de los EE.UU., de Norteamérica**, habría un pequeño torbellino de naturaleza ciclónica que se intensificara durante el verano y casi desaparece durante el invierno, mientras que en la región ecuatorial, notaríamos un cinturón continuo de vientos sumamente débiles o de “**CALMAS**”.

Si la segunda fotografía que recibimos de nuestro satélite artificial **fig. 19** se refiere a la troposfera media y superior, en ella observaríamos que, excepto en la región tropical donde los vientos tienen una dirección **E – W**, y a excepción también de zonas de poca extensión localizadas entre las latitudes de **50° y 60°** aproximadamente, el aire se movería en general de **W a E** en forma ondulatoria y mostrando carácter de torbellino, únicamente donde se ubican los ciclones semipermanentes de la troposfera inferior. También nos revelaría ésta segunda fotografía, que mientras los vientos de **E** en los trópicos tienen su mayor velocidad a una latitud promedio de **10°**, el viento del **W** de las latitudes medias, alcanzan su máxima velocidad también como promedio, a la latitud de **50°** aproximadamente.



TROPOSFERA SUPERIOR

FIG. 19

Todos esos movimientos horizontales a los que se han referido las dos fotografías imaginarias, junto con los movimientos verticales que conectan a las dos capas en que tales movimientos

existen, constituyen lo que se conoce como **CIRCULACION GENERAL DE LA ATMOSFERA**.

Su conocimiento exacto y la explicación satisfactoria de los procesos físicos que la originan y la mantienen, están aún muy lejos de alcanzarse; sin embargo, tal circulación existe, aproximadamente en la forma en que fue descrita.

LOS VIENTOS ALISIOS Y LOS CONTRALISIOS DE LAS LATITUDES MEDIDAS:

La zona tropical que geográficamente se define como la zona de la Tierra comprendida entre el trópico de Cáncer al norte y el trópico de Capricornio al sur, desde el punto de vista de la meteorología se define de manera diferente. Meteorológicamente hablando, la zona tropical es aquella porción de la atmósfera comprendida entre la zona en que se ubican los ejes longitudinales de los grandes anticiclones que yacen sobre los océanos de un hemisferio, y la zona en que se ubican los ejes longitudinales de los anticiclones semipermanentes del otro hemisferio.

La amplitud latitudinal de la zona tropical de cada hemisferio varía según la época del año. Durante el verano de un hemisferio, la amplitud latitudinal de la zona tropical en él aumenta, mientras que, durante el invierno del mismo hemisferio, la porción tropical de la atmósfera en él, disminuye de amplitud latitudinal.

Dentro de la zona tropical así definida, hay una corriente de aire en cada hemisferio que experimenta desplazamientos latitudinales con las estaciones del año, en respuesta a los cambios de amplitud latitudinal de la zona tropical en cada hemisferio. Tales corrientes se desplazan hacia el norte durante el verano del hemisferio norte y se desplazan hacia el sur durante el invierno de tal hemisferio.

Las corrientes tropicales a que nos referimos, **fig. 19**, están nutridas por el aire que se mueve en el mitad de los anticiclones semipermanentes que se encuentra a menor latitud. Es debido a eso que los vientos que resultan del movimiento del aire que forma tales corrientes, sean vientos del **ESTE**, que han sido designados tradicionalmente con el nombre de **VIENTOS ALISIOS**.

Las corrientes tropicales que dan origen a los vientos alisios, tienen ciertas características que las distinguen de las demás corrientes de aire que puedas haber en la atmósfera terrestre. Por ejemplo, en ninguna parte de tales corrientes existen contrastes de temperatura entre el aire que las forma; el contenido de humedad del aire en ellas, es muy alto, y está concentrado cerca de la superficie en una capa llamada **“CAPA HUMEDA”** que tiene un espesor vertical muy persistente de entre **8,000 y 4,000 metros**. Por arriba de la capa húmeda del aire es notablemente seco y se haya separado de la misma capa húmeda, por una inversión de temperatura (aumento de temperatura son la altura) que es mas acentuada y baja en la parte oriental de los océanos y que asciende y se debilita hacia el oeste hasta desaparecer sobre los continentes. Es una característica tan destacada ésta última, que a tal inversión se le llama **“INVERSION DE LOS ALISIOS”**.

La separación de las corrientes de los alisios de ambos hemisferios, la hace la llamada **ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL**, que se localiza en la región de las **“CALMAS”**

ecuatoriales y que se extiende hacia arriba en la región verticalmente. Esta zona, experimenta desplazamiento latitudinal no únicamente de acuerdo con la estación del año sino por otras causas. Lo cierto es que, durante el verano del hemisferio norte, la zona de convergencia intertropical se localiza dentro del hemisferio norte.

Al norte de la corriente de los alisios del hemisferio norte y al sur de tal corriente del hemisferio sur, hay en cada hemisferio una corriente de aire nutrida por el aire que se mueve en la porción polar de los grandes anticiclones que se localizan sobre los océanos. Los vientos determinados por el movimiento del aire de esas corrientes, son vientos de OESTE, a los que también, aunque con menos frecuencia en la actualidad, se les llama **CONTRALISIOS**, fig. 19.

Esas corrientes de aire de las latitudes medias que tienen por límite hacia el ecuador, como ya se dijo, la zona en la que se ubican los ejes en su borde polar sobre la superficie terrestre, se encuentran limitadas.

En su borde polar sobre la superficie terrestre, por zonas en las cuales, los gradientes térmicos horizontales tienen un máximo valor, o lo que es lo mismo, la temperatura del aire de tales corrientes, contrasta fuertemente con la del aire existente al norte de tal corriente en el hemisferio norte y al sur del aire existente al norte de tal corriente en el hemisferio norte y al sur de tal corriente en el hemisferio sur. Sin embargo, en el seno mismo de tales corrientes, como en el seno de las corrientes de los alisios, el gradiente térmico horizontal es débil. La zona que limita a las corrientes de las latitudes medias en sus bordes polares, es llamada la **ZONA DEL FRENTE POLAR**.

Ese límite polar de las corrientes de los vientos del oeste localizado en la superficie terrestre, en cada hemisferio se inclina al polo de él con la altura. O sea, que su inclinación es contraria a la que tiene la zona de separación entre los alisios y los contralisios.

LOS VIENTOS DEL OESTE (CORRIENTE DE CHORRO):

El máximo de velocidad de la corriente del oeste de cada hemisferio, es a lo que se le llama **CORRIENTE DE CHORRO**. La utilización de ella para aprovechar sus grandes velocidades (**200 nudos y más en el hemisferio norte**) en el acortamiento del tiempo de travesía entre América y Europa, ha sido una de las preocupaciones aeronáuticas de los últimos años, y ha planeado problemas en lo que se refiere a la penetración de las aeronaves hasta su núcleo, corazón o eje, debido a la penetración de las aeronaves hasta su núcleo, corazón o eje, debido a la turbulencia en aire claro con la que se encuentra asociada.

Tal corriente de chorro que como es de veras se parte integrante de la circulación general de la atmósfera, fue teóricamente descubierta aún antes de la segunda Guerra Mundial. Sin embargo, durante ella se pudo comprobar su existencia debido a que los pilotos de los bombardeos norteamericanos que entonces bombardeaban Japón desde altitudes superiores a **20 000 pies**, con frecuencia observaron vientos de frente muy intensos que llegaban a mantener a sus aeronaves fijas por arriba de sus blancos.

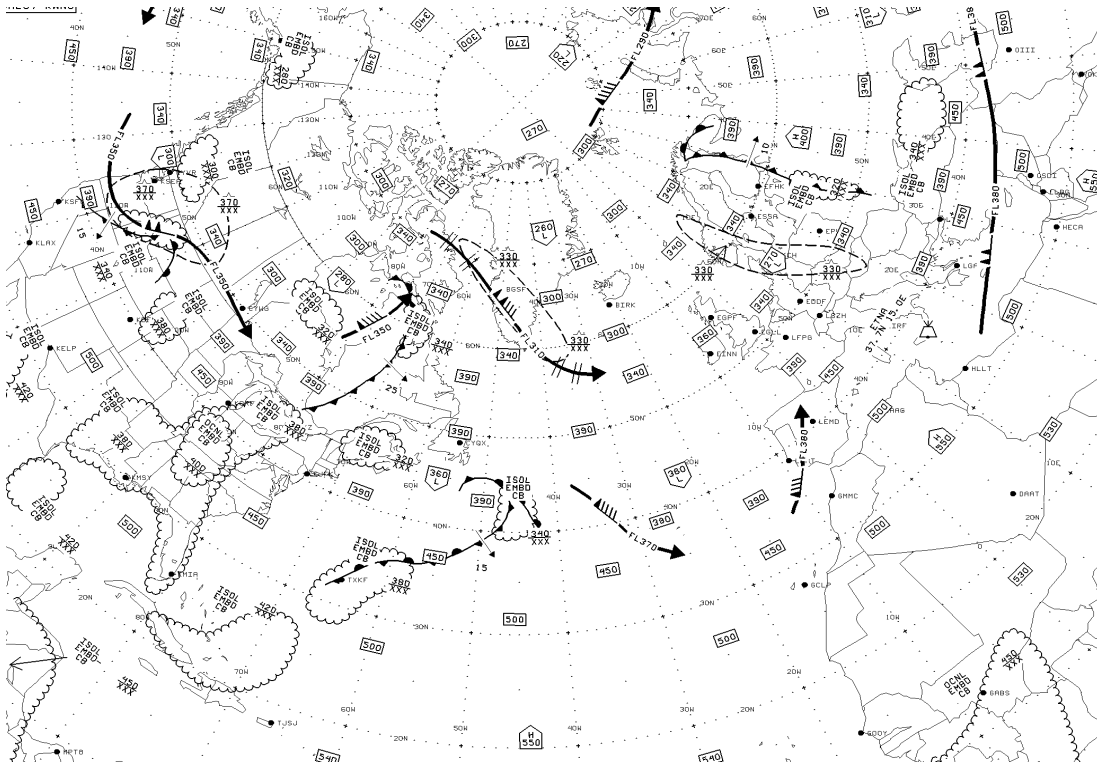
La estructura de dicha corriente, es la de una zona de **300 millas** de ancho situada generalmente por arriba de los **10 000 metros** de altitud en la cuál puede haber una velocidad de viento hasta

de **275 nudos**. Esa zona de velocidad máxima tiene un aspecto sinuoso u ondulado en la horizontal, de suerte que algunas porciones de su eje se localiza a una latitud superior a las de otras porciones del mismo, **fig. 19**.

Del mismo modo como sobre un punto situado por debajo del chorro, la velocidad del viento aumenta en la vertical (**a razón de aproximadamente 30 nudos por cada 300 metros de aumento en la altitud**) hasta un máximo, a partir del cuál la velocidad vuelve a disminuir, si se cruza horizontalmente la zona del chorro a la altitud en la que se localiza su eje y de norte a sur también la velocidad del viento irá en aumento a medida que se aproxima al eje de la corriente, a partir del cuál, la velocidad volverá a disminuir al continuar el desplazamiento hacia el sur. Tales variaciones del viento en la vertical y en la horizontal asociada con la corriente del chorro, son los deslizamientos laterales del aire en la vertical y en la horizontal respectivamente que caracterizan al chorro, y que son la causa de la turbulencia en aire claro que existe en asociación con el mismo.

En contra de lo que inicialmente pudiera haberse pensado de la corriente de chorro, ésta no circunda de manera continua a la tierra, sino que, a la latitud de la corriente de chorro, hay regiones dentro de las cuales la velocidad del viento acusa la existencia de tal corriente, en tanto que hay otras en las que la velocidad es tan baja, que imposibilita definirla, **fig. 20**. Aún dentro de las zonas en las que la velocidad de viento existente atestiguan la presencia de la corriente de chorro, hay zonas de máxima velocidad alternadas con zonas de velocidad mínima la diferencia de velocidad entre las cuales, puede llegar a ser en exceso de 90 nudos. Estos núcleos de máxima y mínima velocidad del viento, sino a la velocidad a la que mueven las tormentas de las capas atmosféricas inferiores. **fig. 21**

La figura 20 ilustra el hecho de que en ninguna época del año la corriente de chorro (FLECHA GRUESA), circunda completamente al hemisferio. También muestra el desplazamiento de su eje a mayores latitudes.



(24/JUN/99)
FIG. 20

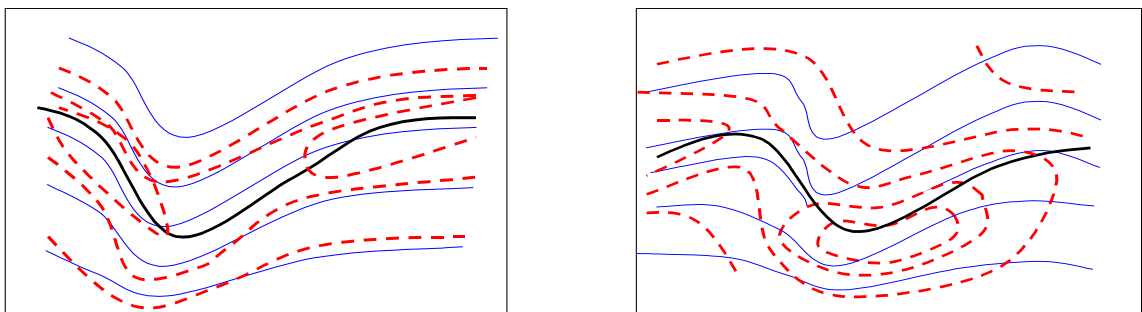


FIG. 21

Otra peculiaridad adicional que se presenta durante el invierno en relación con la corriente de chorro, es que durante esa estación del año, y en el hemisferio norte, suelen localizarse tres corrientes de chorro claramente definidas, de norte a sur, la segunda sobre el territorio de los Estados Unidos de Norteamérica, y la tercera llamada “corriente de chorro subtropical” por encima de donde se localizan en la superficie, los anticiclones semipermanentes o la extensión longitudinal de los mismos.

Hay ocasiones en el que, el chorro de las latitudes medidas (**el segundo de los mencionados en el párrafo anterior**), aparece intenso y claramente definido, diciéndose que tal chorro se encuentra en estado de “organización. Pero hay ocasiones en las que en lugar de un chorro intenso y definido, aparecen varios máximos separados latitudinal y longitudinalmente entre sí, en cada uno los cuales la velocidad máxima no llegan a tener el valor que tienen cuando el chorro está organizado diciéndose entonces, que el chorro está en estado de “desorganización”.

Fig. 22

Por último, la altitud de cada una de las tres corrientes de chorro mencionadas en el penúltimo párrafo, es inversamente proporcional a su latitud. A mayor latitud, menor altitud y viceversa.

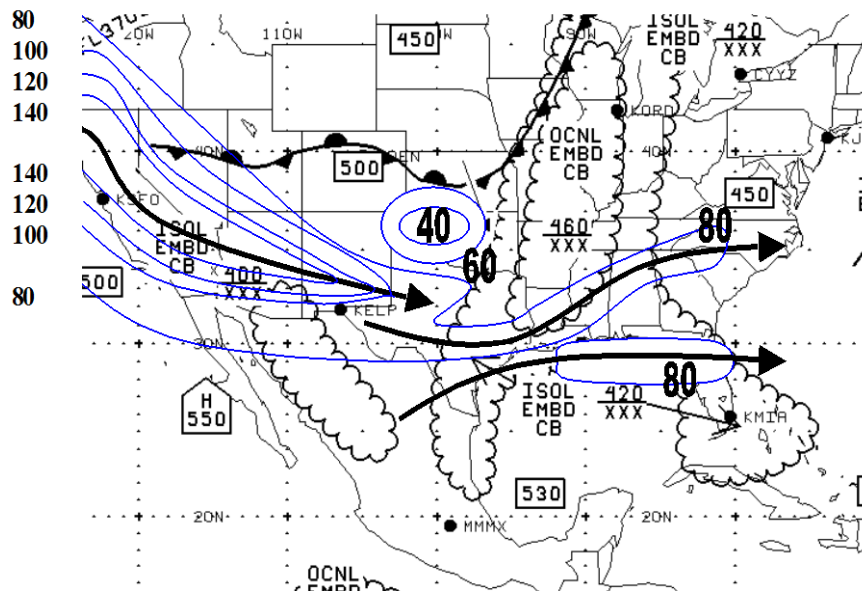


FIG. 22

VIENTOS LOCALES:

Los efectos del calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre, no sólo inducen las variaciones diurnas de velocidad de viento, sino que además, producen regímenes de vientos en la troposfera inferior y dentro de extensiones limitadas, que se caracterizan por variaciones cíclicas, tanto estacionales como diurnas, no sólo en la velocidad, sino también en la dirección del viento. Entre tales regímenes de viento o circulaciones secundarias como también se le denomina, lugar tanto a lo largo de las costas o de las riberas de los lagos, como en los valles.

La orografía o rugosidad del terreno, influye a su vez de tal modo en el movimiento o circulación libre del aire, que las ponencias y depresiones que de manera particular caracterizan a una cierta localidad o región; determinada la existencia dentro de ella, de vientos que a su vez, resultan característicos también, de dicha localidad o región.

Los siguientes párrafos, están consagrados a la descripción de los regímenes de vientos resultantes de la influencia tanto del calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre como de la orografía.

CIRCULACION MONZONICA:

Se ha encontrado que el calor específico de las aguas oceánicas es bastante mayor que el calor específico de los continentes. Esto significa que los océanos tardan más tiempo en calentarse y enfriarse que los continentes adyacentes. De aquí se desprende que en verano los continentes alcanzan a calentarse más que los océanos y en invierno se enfrían más, y a la vez, más rápidamente.

La diferencia de calentamiento mencionado en el párrafo anterior crea zonas de relativamente alta presión sobre los continentes en invierno y de relativamente baja presión en verano, haciendo que los vientos soplen del mar hacia la tierra en verano y desde la tierra hacia el mar, en invierno. Tal régimen de vientos se conoce con el nombre de "MONZON".

La circulación tipo monzón es particularmente notable en el hemisferio norte, donde las masas continentales tienen preponderancia sobre las oceánicas. En el hemisferio sur, la preponderancia la tienen los océanos, por lo que este tipo de circulación casi no se nota. Debemos decir, que en todos los continentes se produce el fenómeno, en unos con más intensidad que otros, dependiendo esto del tamaño del continente.

Debido a la magnitud del continente asiático, los monzones tienen aquí una intensidad bastante marcada. Ellos son los responsables de las torrenciales lluvias de verano de esa región.

BRISAS DE MAR Y TIERRA:

Las brisas de mar y tierra no son más que circulaciones de tipo monzón, en pequeño. Se deben al desigual calentamiento que adquieren las regiones costeras con respecto a los océanos adyacentes.

Durante el día, el sol calienta la superficie terrestre, pero las playas absorben más calor, en el mismo tiempo, que los océanos adyacentes. El aire que está en inmediato contacto con el terreno

se calienta más rápidamente que el que está sobre el agua. De esto resulta que se forma una región de relativamente baja presión sobre el océano inmediatamente adyacente. Las partículas del aire se elevan sobre las playas y descienden sobre el agua. Este movimiento determina que el aire se mueva desde el mar hacia el continente, dando lugar a la formación de la “brisa del mar”. En la fig. 23 se ha esquematizado lo descrito en este párrafo.

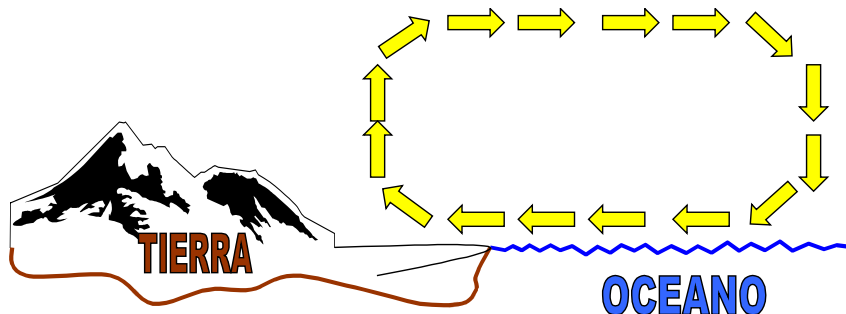


FIG. 23

Debido a que el aire está descendiendo sobre el mar, el aire que ascendió sobre la playa es obligado a dirigirse desde el continente hacia el mar. Formando una brisa de tierra, en la altura.

Todo proceso descrito en los párrafos anteriores se verifica en los primeros **1500 a 2000 pies** sobre el terreno y desde unas cuantas millas mas adentro hasta una cuantas millas tierra adentro.

La intensidad de la brisa del mar depende de la diferencia de calentamiento de las playas con respecto al mar. De aquí que en los días nublados, cuando el calentamiento de las playas con respecto al mar apenas si se notará y habrá casos en que ni siquiera se produzca.

La velocidad del viento puede variar bastante, desde unas **8 a 10 MPH** hasta unas **40 ó 50 MPH**, en los casos extremos. La velocidad del viento depende directamente de la diferencia del calentamiento. Es por eso que la brisa de mar suele ser más intensa en las costas oeste del continente americano que en las costas este, ya que las aguas del Pacífico son bastantes más frías que las del Atlántico.

A pesar de que los vientos de una brisa mariana pueden llegar a ser bastante fuertes, la brisa del mar puede ser fácilmente nulificada por los vientos producidos por un gradiente de presión bien definido en la región costera. Si el sistema de presiones determina que el viento sople hacia el mar y el gradiente es lo suficientemente fuerte, la brisa del mar es completamente nulificada y el sistema de vientos que predomina es el producido por el gradiente básico

Lo mismo que se ha descrito para los océanos y las regiones costeras adyacentes, puede decirse son respecto a lagos suficientemente grandes, especialmente aquellos que se encuentran en regiones relativamente áridas, donde se establece una fuerte diferencia en calentamiento del aire.

Durante la noche ocurre exactamente lo contrario. Después de la puesta del sol, los continentes se enfrían más rápidamente bajo presión sobre los océanos y de relativamente alta presión sobre los continentes. Esto hace entonces que el gradiente de presión este dirigido hacia el mar y el viento sopla desde los continentes. Este sistema de vientos recibe el nombre de **“Brisa de tierra”**. Fig. 24.

Por un razonamiento similar al hecho en el segundo párrafo de esta parte, podríamos explicar la circulación que se establece cerca de las costas, en la noche. La figura ilustra lo comentado en este párrafo.

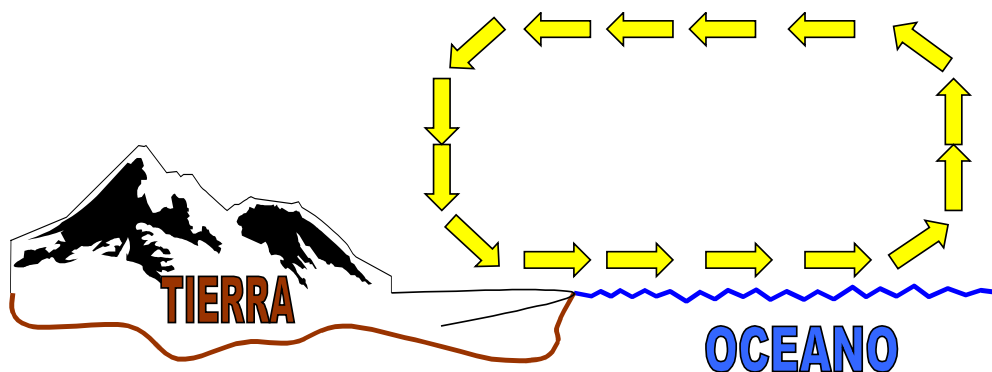


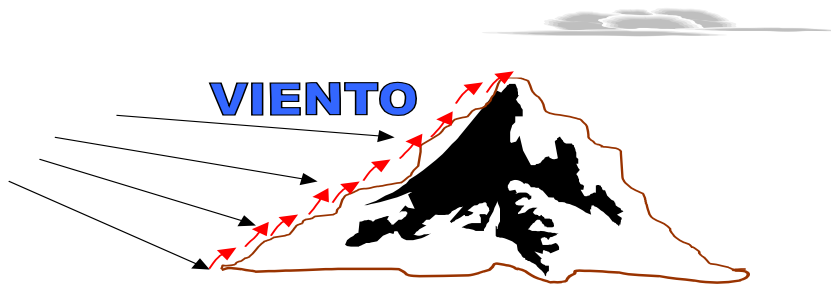
FIG. 24

Igual que el caso de la brisa de mar, la brisa de tierra afecta sólo los primeros **1500 a 2000 pies** de altura. La intensidad de la brisa de tierra así como la profundidad de la capa de aire que puede ser afectada por ella, depende de la magnitud de la diferencia en calentamiento que alcanzó la costa, con respecto al mar, durante el día. Si estuvo nublado casi toda la noche no habrá una diferencia muy entre la temperatura del aire que se encuentre sobre el mar y el que está sobre la tierra.

Una condición importante para que exista brisa de mar o de tierra es que el gradiente de presión sea débil ya que bastará un valor moderado de este gradiente para que el sistema de vientos producido por él se sobreponga a las brisas ya mencionadas. Si el gradiente de presión que en un momento dado exista a lo largo de una costa es en el mismo sentido de la brisa de mar o de tierra, estas no harán que intensificar los vientos determinados por el sistema de presión existente.

VIENTOS ANABÁTICOS:

Durante el día, el aire que se encuentra en inmediato contacto con las laderas de los cerros se calientan más que el aire que se encuentra un poco más arriba. Esto determina que el aire en inmediato contacto con el suelo adquiera movimiento ascendente haciendo que se produzcan un movimiento de partículas hacia arriba, a lo largo de la pendiente. El viento que de esta manera se genera recibe el nombre de “**VIENTO ANABÁTICO**”.

**FIG. 25**

El calentamiento de las partículas en contacto del suelo produce viento a lo largo de la pendiente, hacia arriba.

En terreno montañoso, las corrientes anabáticas pueden llegar a producir turbulencia la cual puede adquirir hasta fuerte intensidad. Esta situación es particularmente notable entre las **2 y 5 P.M.** en los calurosos días de verano.

La intensidad de las corrientes anabáticas decrece a medida que se acerca la hora de la puesta del sol y desaparece por completo durante la noche.

Una condición muy importante que debe existir para que se produzcan estas corrientes es que el gradiente de presión debe ser muy débil, por que de no serlo los vientos determinados por el sistema de presión existente se sobrepone al efecto anabático, anulándolo.

VIENTOS KATABÁTICOS:

Durante la noche, el enfriamiento que experimentan las laderas de los cerros producen un fuerte enfriamiento en las partículas de aire que se encuentran en su inmediato contacto. Las partículas enfriadas, por haber aumentado de peso, comienzan a resbalar cuesta abajo dando origen a que

forme un viento desde la parte más alta de los cerros hacia su parte inferior, hacia los valles. Estos vientos se conocen con el nombre de **“VIENTOS KATABÁTICOS”**

En la **fig. 26** se ha esquematizado la formación de los vientos katabáticos. Cuando los valles son relativamente estrechos, este efecto se conoce con el nombre de **“DRENAJE DE VALLES”** y es el causante de la formación de nubes **St** muy delgadas y bajas, cuando el aire es húmedo.

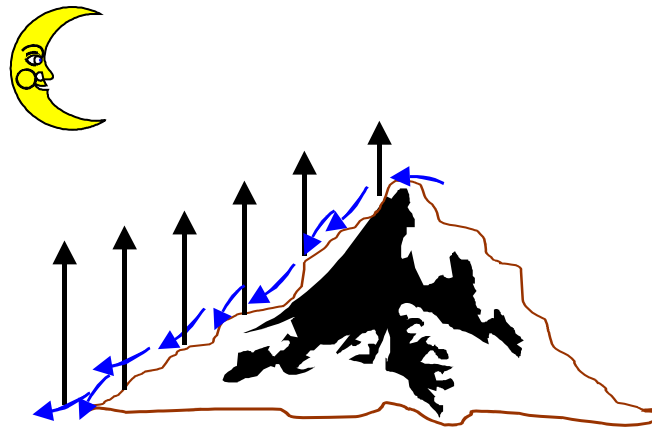


FIG. 26

Durante la noche, el enfriamiento de las laderas hace que el aire se enfríe y resbale hacia abajo, por su mayor peso.

Igual que en el caso de las corrientes anabáticas, para que existan corrientes katabáticas es necesario que el gradiente de presión sea muy débil o que sobre la región exista un anticiclón de dimensiones más o menos grandes, para que en su interior exista un gradiente de presión débil.

EFFECTOS OROGRÁFICOS EN LA CIRCULACIÓN DEL AIRE:

La presencia de cerros aislados o cadenas de montañas puede producir fuertes alteraciones en el sentido de la circulación del aire. Estudiaremos detalladamente los efectos más importantes. En general, podemos decir que se producen corrientes ascendentes en el lado de barlovento de los cerros y corrientes descendentes en el lado de sotavento. La intensidad de estas corrientes

depende de dos factores la intensidad de los vientos y la pendiente del cerro. Si el viento es débil, las corrientes ascendentes y descendentes tendrán poca intensidad. Por otro lado, si la pendiente del obstáculo orográfico es muy pequeña, por fuerte que sea el viento, la desviación que experimenta es pequeña y las corrientes resultantes son también de poca consideración. **Fig. 27.**

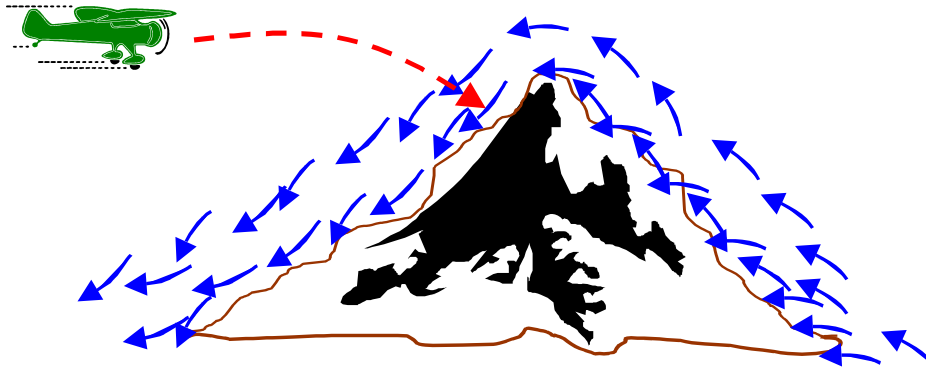


FIG. 27.

Corrientes ascendentes en el lado de barlovento y descendentes del lado de sotavento.

Las corrientes descendentes en el lado de sotavento de los cerros pueden llegar a ser de tal intensidad que si se vienen volando a poca altura por encima del obstáculo, la trayectoria del vuelo puede ser bruscamente modificada pudiendo, a veces, no ser posible controlar el avión con las desastrosas consecuencias inherentes.

MASA DE AIRE Y LAS CONDICIONES ASOCIADAS.

MASAS DE AIRE POLARES Y TROPICALES:

Tanto hacia el ecuador como hacia el polo a partir de la zona en la que se localiza el eje de la corriente de chorro en cada hemisferio. Este decrecimiento de la velocidad del viento, da lugar a que el aire en un momento dado se encuentra dentro de una cualquiera de las dos porciones en las que la corriente de chorro divide a la atmósfera de cada hemisferio, tiende a permanecer dentro de ella durante prolongados períodos de tiempo cuya duración fluctúa entre días y varias semanas.

La permanencia del aire dentro de una de esas dos porciones, lo hace estar sometido durante el periodo de su permanencia, a un efecto calórico y de humidificación diferente dentro de cada una de tales porciones atmosféricas, debido a que dentro de ellas, el valor de la insolación, de la radiación terrestre, de la convección y de la vaporización y condensación, es diferente. Así pues, el aire que permanece en la porción de la atmósfera que en un hemisferio se extiende hacia el polo respecto a la corriente de chorro, adquiere a la postre, una temperatura y una humedad diferentes a las que adquiere el aire que durante el mismo lapso permanezca hacia el ecuador de la corriente de chorro en el mismo hemisferio.

Es tan homogénea la distribución horizontal de la temperatura y de la humedad dentro del aire que permanece dentro de una y otra de esas dos porciones, que dentro de cada una, el gradiente horizontal de la temperatura y de la humedad del aire tiene un valor muy pequeño, **fig. 28**. Y es al mismo tiempo tan diferente la temperatura y la humedad adquiere el aire dentro de cada una, que el gradiente horizontal de esos elementos en la zona que separa a esas dos porciones y que se localiza en el borde polar de la corriente de chorro, tiene un valor altamente significativo, **fig. 28**.

Los enormes volúmenes de aire cuya característica destacada es la homogénea distribución horizontal de la temperatura y de la humedad (y **consecuentemente de la densidad**), se designan con el nombre **de MASAS DE AIRE**.

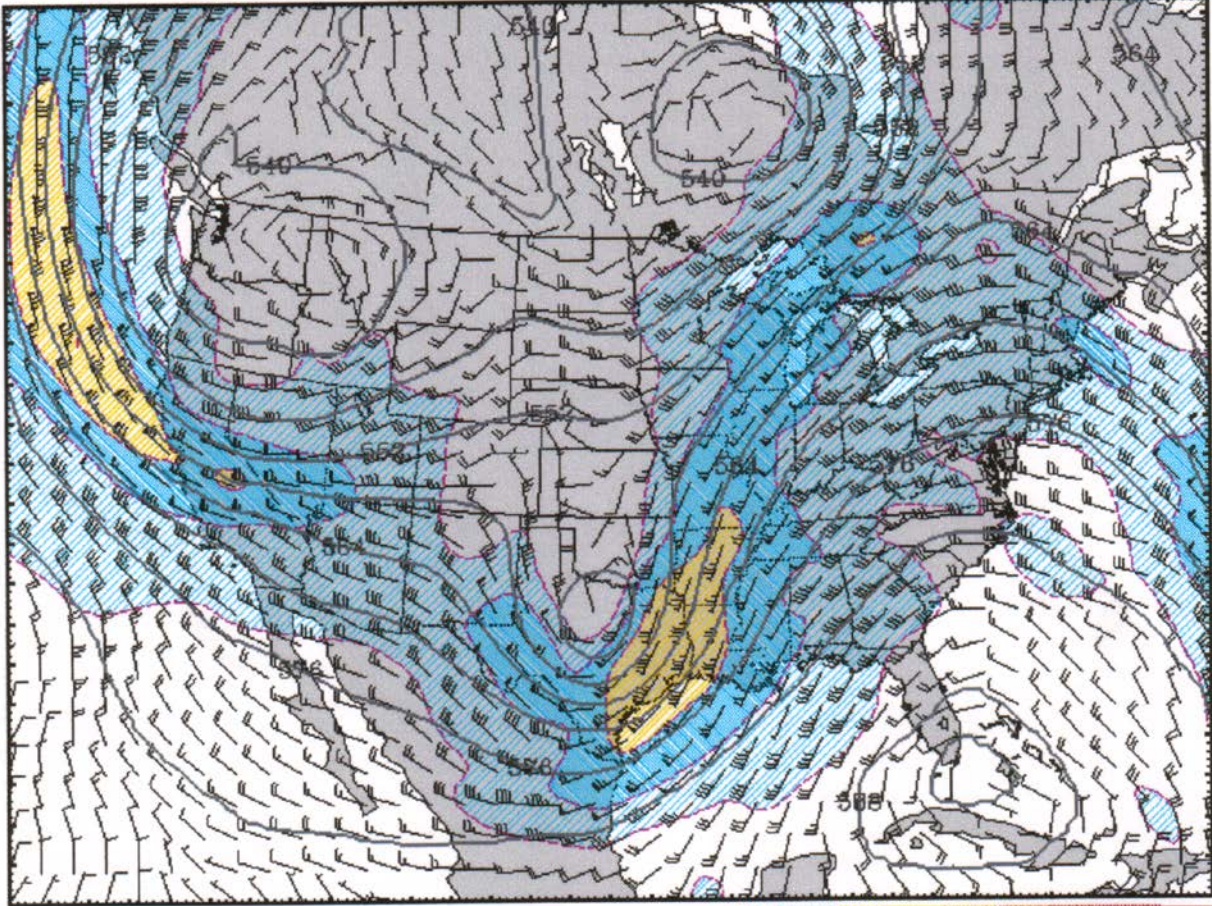
Es difícil de inferir de lo antes expuesto, que la atmósfera de cada hemisferio, básicamente se reconocen dos clases o tipos diferentes de masa de aire. Una, es la que se localiza hacia el polo respecto a la corriente de chorro, y que por tal motivo es **llamada MASA DE AIRE POLAR**. La otra, es la que se localiza hacia el ecuador respecto a la misma corriente de chorro y que es designada como **MASA DE AIRE TROPICAL**. Estas masas de aire se caracterizan respectivamente, por su baja temperatura y reducida capacidad de contención de vapor de agua, y por su alta temperatura y gran capacidad para contener vapor de agua. En la práctica además, dichas masas de aire se identifican mediante las letras mayúsculas **“P”** y **“T”** que se emplean para designarla respectivamente.

Dado que dentro de la región en la que se extiende la masa de aire polar, la superficie de la Tierra no es homogénea sino que está compuesta por extensiones en las que o bien imperan los hielos eternos, o están libres de hielo, o sólo estacionalmente se encuentran cubiertas por él, dentro de la masa polar toda, habrá fracciones en las que el aire sea más frío que en otras.

FIG. 28.

500 mb Heights(dm) / Isotachs(kts)

RUC2 model (00z 09 Nov)



6 Hour forecast valid 0600 UTC Thu 09 Nov 2000

30 50 70 80 110 130 150 170 190

El aire más frío de la masa polar; que es el que durante el periodo de formación de la misma ha permanecido por sobre el casquete polar, constituye de sí, una masa de aire diferente, y por ello en el hemisferio norte, a dicho aire se le denomina **MASA DE AIRE ARTICA** reservando la designación de **MASA DE AIRE POLAR**, para aquel gigantesco volumen de aire adquirió sus características térmicas fuera del casquete polar.

Ocurre otro tanto dentro de la masa de aire tropical propiamente dicha, ya que parte del aire que la compone, adquiere una temperatura muy elevada por permanecer durante el período de formación de la masa de aire sobre aquella región geográfica situada cerca del ecuador que es en la que la insolación tiene mayor valor. A ésta fracción de la masa de aire tropical propiamente dicha, que de por sí constituye una masa de aire, se le llama **MASA DE AIRE ECUATORIAL**, dejando el nombre de **MASA DE AIRE TROPICAL**, para designar aquella parte de la masa del aire tropical propiamente dicha, que adquirió sus características térmicas permaneciendo fuera de la región ecuatorial.

CARACTERISTICAS HIDROMÉTICAS

LA HUMEDAD Y LA ESTABILIDAD DEL AIRE DE LAS MASAS DE AIRE “P” Y “T”:

Así como dentro de la región de origen de la masa polar propiamente dicha, ó de la región de origen de la masa de aire tropical propiamente dicha, el aire es susceptible de ser enfriado y calentado en forma diferente según sea el caso, también puede adquirir un grado diferente de humedad dentro de cada una de esas dos regiones de origen. Si por ejemplo, el aire que ha de venir a constituir una masa de aire polar permanece durante el periodo de formación de la misma sobre una superficie terrestre cubierta por agua, el grado de humedad que adquiera durante su formación, será superior que el que adquirirá si permanece sobre una superficie continental.

Para designar la característica higrométrica o de humedad de cada masa de aire, se acostumbra anotar una **“c” (minúscula)** a la izquierda de la letra **“P” o “T”** con la que se designa a la masa, si el grado de humedad de la misma es reducido, esto es, si la masa de aire se ha originado sobre una superficie continental. Si la masa de aire se ha originado sobre una superficie marítima o lacustre que hace que el grado de humedad de la misma sea elevado, entonces se anota una letra **“m” (minúscula)** a la izquierda de la letra **“P”** con la que se designa a la masa.

Es evidente que durante el proceso de formación de una masa de aire, el aire que la compone deberá ser enfriado o calentado según el caso. La formación de una masa de aire polar por ejemplo, implica el enfriamiento del aire que habrá de formarla; mientras que la formación de una masa de aire tropical, implica el calentamiento del aire que habrá de constituirla. Que sea calentado o enfriado el aire, significará que sea estabilizado respectivamente, y de la importancia práctica que este tiene se sigue que constituya una característica adicional de la masa de aire, que es su característica adicional de la masa de aire, que es su característica termodinámica.

Dicha característica termodinámica, prácticamente se reconoce cuando a la derecha de la letra **“P” o “T”** con la que se designa a la masa de aire, aparece anotada una letra minúscula **“w” o**

una “k”. La primera se emplea para denotar que el aire está siendo enfriado por la superficie o lo que es lo mismo, para denotar que el aire es más caliente que la superficie y por lo tanto, está siendo estabilizado. La segunda de esas dos letras, o sea la “k”, se emplea para poner de manifiesto que la masa a la que esta letra se refiere está siendo calentado desde abajo, esto es, que el aire que lo compone es más frío que la superficie por sobre la cual se encuentra y por lo tanto, está siendo inestabilizado.

MODIFICACIONES QUE EXPERIMENTAN LAS MASAS DE AIRE:

Después de formada una cierta masa de aire, la circulación de la atmósfera obliga al aire que la forma a abandonar su región de origen. Así es como eventualmente una masa de aire polar puede invadir la región de origen de las masas de aire tropical y viceversa.

Es natural que a medida que una masa de aire cualquiera abandona su región, experimente modificaciones o cambios en las características que originalmente la identificaban al extremo de que, dichas modificaciones, pueden determinar su transformación en una masa totalmente diferente.

Los cambios que puede experimentar cualquier masa de aire que se encuentre fuera de su región de origen, fundamentalmente dependen:

- a) De su edad, o sea, del tiempo transcurrido a partir de su formación.
- b) De la diferencia de temperatura entre el aire que la forma y el terreno por sobre el cual yace.
- c) De la naturaleza de terreno sobre el que se ubica, esto es, si se trata de una superficie marina o continental.

Su edad, en cierto modo acusa la pureza con la que conserva sus características originales, y por ello, cuanto más joven es la masa de aire son más violentos y radicales las modificaciones o cambios que experimentará al posarse sobre una región diferente a la de su origen. La diferencia de temperatura entre el aire que la forma y la superficie sobre la que se encuentra, al mismo tiempo que regula la rapidez con la que cambia su característica termodinámica, también determina el espesor de la masa de aire que resultará afectado por la modificación. La naturaleza del terreno influirá directamente sobre la mayor o menor humidificación que experimentará el aire que forma la masa, al hallarse sobre tal terreno.

Para describir y entender con facilidad las modificaciones que experimentan las masas de aire a causa de los factores expuestos, aisladamente expondremos las transformaciones que experimenta cada una de las características que la definen.

MODIFICACIONES DE LA CARACTERÍSTICA POLAR O TROPICAL:

Cuando una masa tropical (T) se mueve hacia latitudes mayores, particularmente durante el invierno, va encontrando superficies cuya temperatura es menor que la del aire que la forma. En tales condiciones, el aire se estabiliza al ser enfriado desde abajo, y el enfriamiento afectará como consecuencia, al aire que está en inmediato contacto con la superficie.

Al mismo tiempo que eso ocurre, la masa de aire tropical que se desplaza hacia mayores latitudes, eventualmente encontrará aire polar que la obligará a ascender. Al dejar el aire de estar en contacto con la superficie, deja de estar sometida al enfriamiento y cesa la modificación impuesta por él. Esto quiere decir que una masa de aire tropical, es difícil que pudiera transformarse en masa de aire Polar.

En cambio, cuando una masa de aire de origen polar avanza hacia la zona tropical, va encontrando superficies cuya temperatura es mayor que la de aire que la forma. En tales circunstancias el aire se inestabiliza y permite que las corrientes conectivas penetren a grandes altitudes produciendo un aumento tal en la temperatura de todo el aire, que fácil y rápidamente puede convertir su característica polar en tropical.

MODIFICACION DE LA CARACTERISTICA MARITIMA O CONTINENTAL:

La transformación de la característica continental de una masa de aire, en marítima, se realiza con toda facilidad particularmente durante el invierno, durante el cual el aire que proceda del continente adquirirá la temperatura de éste, que es menor que la del mar. Al mismo tiempo que tal circunstancia favorece la vaporización, también inestabiliza al aire y permite la humidificación aún de aquel que se encuentra a muy grandes altitudes.

Por el contrario, la transformación de la característica marítima de una masa de aire en característica continental, requerirá la condensación y precipitación del vapor de agua que contiene, que naturalmente tiene que ocurrir en forma mucho muy lenta y parcial. Por ejemplo, si una masa marítima llega a situarse por sobre un continente durante el invierno, el aire está enfriado y de tal enfriamiento resultará la condensación de una parte del vapor de agua que contiene. Pero como el enfriamiento se circunscribe al aire próximo a la superficie, la condensación afectará la forma de niebla o de estratus cuyas gótitas componentes serán evaporadas por la acción del sol y el vapor resultante reingresará al aire.

El único caso en el que la característica marítima puede fácilmente cambiar a continental, es cuando la masa de aire se mueve a través de una barrera montañosa. En este caso, a barlovento a medida que el aire asciende, se formarán nubes de las que tendrá origen una precipitación que reducirá el grado de humedad del aire.

MODIFICACION DE LA CARACTERISTICA TERMODINAMICA DE LAS MASAS DE AIRE:

Esta es quizás, la característica de más fácil cambio, por ejemplo, si una masa de aire se ubica por sobre una superficie continental en la cual, la amplitud de la variación diurna de la temperatura es bastante grande, bien puede ocurrir que durante el día, el aire tenga menor temperatura que la superficie, en tanto que durante la madrugada, el aire será enfriado desde abajo, o sea que tendrá mayor temperatura que la superficie. En éste ejemplo, se ve con claridad que durante el día la masa de aire tendrá la característica termodinámica “k”, en tanto que durante la madrugada, su característica termodinámica será “w”.

Ya en el primer párrafo de la sección anterior, se dijo que, cuando durante el invierno, el aire que ha sido enfriado por un continente llega a ubicarse por sobre un océano, va a ser calentado desde

abajo, o lo que es lo mismo, como durante su enfriamiento en el continente su característica era “w”, al llegar a estar sobre el mar cambiará a “k”. También durante el verano, una masa de aire que habiéndose originado sobre el mar que tiene menor temperatura, al avanzar por sobre un continente va a empezar a ser calentada desde abajo y cambiará su característica original “w” en “k”.

LOS SISTEMAS FRONTALES Y LAS CONDICIONES ASOCIADAS

LOS FRENTE:

Al entrare en contacto dos masas de aire que tienen diferentes temperatura y humedad y diferente densidad como consecuencia, el aire entre ellas, adquiere una temperatura y humedad que difiere de las que caracterizan a una u otra de las dos masas de aire. Tampoco se puede decir que el aire entre ellas constituya una tercera masa de aire, dado que su temperatura y humedad no son homogéneas en la horizontal sino que varían dentro de la zona en que se encuentra, desde el que caracterizan a la masa de aire que se extiende a partir del borde es ésta misma zona.

La **ZONA** limítrofe o de transición entre dos masas de aire diferentes que están en contacto, es lo que se denomina: **FRENTE**.

Sobre la superficie misma de la tierra, el frente al que nos estamos refiriendo es susceptible de tener anchuras diferentes. Así si el cambio de valor de la temperatura y de la humedad a través del frente desde los que corresponden a una masa de aire hasta los correspondientes a la segunda, es muy grande también la diferencia ente los que corresponden a una y a otra masa, el frente será un **FRENTE ACTIVO** y su anchura será entre **3 y 5 kilómetros**. Si la diferencia entre los valores característicos de temperatura humedad de las dos masas de aire es reducida, el frente será un **FRENTE DIFUSO** y su anchura fluctuara entre **80 120 kilómetros**. Cuando es menor aun la diferencia entre los valores de temperatura y humedad que caracterizan a cada una de las dos masas de aire, entonces no se dice que existan un frente sino una **ZONA FRONTAL** cuya anchura será superior a **120 kilómetros**.

De acuerdo con los métodos numéricos de provisión existentes en la actualidad, a los frentes se les asignan grados de intensidad diferentes, que dependen de la cantidad de movimiento de la masa de aire que los impulsa y que a su vez determina la velocidad de desplazamiento del mismo. Si un frente por ejemplo, se desplaza a una velocidad comprendida entre **25 y 50 nudos**, se dice que tal frente es **DEBIL**. Si se desplaza a una velocidad de desplazamiento es superior a **75 nudos**, si dice que dicho frente es **INTENSO**.

Si se inspecciona una vez más la **fig. 28**, Sé vera que a la altitud a la que se encuentra situado en cierto momento el eje de la corriente de chorro y en el borde polar de la misma; donde el gradiente horizontal de la temperatura y de la humedad es considerable, se localiza una **ZONA FRONTAL** que sirve de transición entre la masa de aire polar que se extiende hacia el ecuador. Descendiendo hacia la superficie terrestre a partir de tal altitud, la zona frontal citada va estrechándose más y más, al mismo tiempo que se va localizando cada vez a menor latitud. Es por ello que a **500 milibares**, la zona frontal es mas angosta y se localiza exactamente por debajo del eje de la corriente de chorro, y es por lo que en la superficie de la Tierra se localiza un frente a menor latitud, y con una orientación en la horizontal casi paralela a la del eje de la corriente de chorro que se encuentra en la altura. **Fig. 29**.

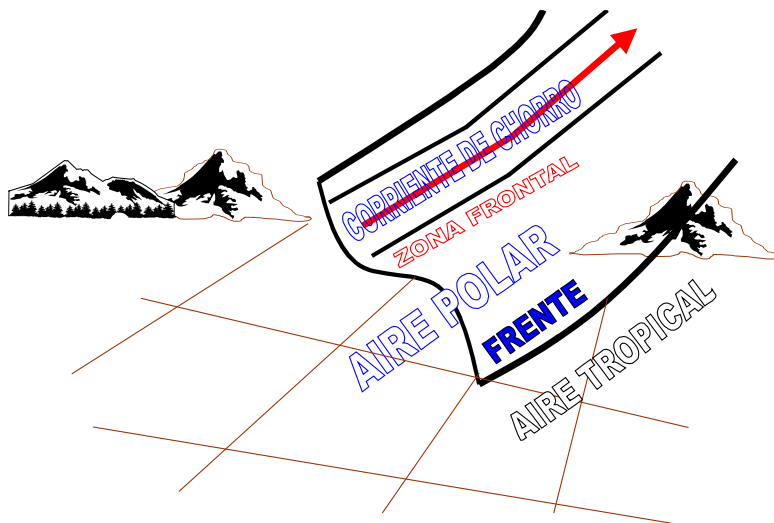


FIG. 29

Los frentes cerca de la superficie terrestre que tienen con la corriente de chorro la asociación antes descrita, no aparecen y desaparecen súbitamente como podría creerse. La aparición de ellos tiene lugar como consecuencia de un proceso más o menos tardado, al que se le llama **FRONTOGENESIS**, y su desaparición, tiene lugar a través de otro proceso relativamente lento y tardado al que se le llama **FRONTOLISIS**.

Como se ha señalado en alguna otra parte de esta obra, el eje de la corriente de chorro no es ni se conserva paralelo a un paralelo de latitud, sino que además de que serpentea ondulatoriamente alrededor del hemisferio, ciertas partes del se desplazan hacia mayores latitudes al mismo tiempo que otras se desplazan hacia menores latitudes. Es evidente de acuerdo con lo dicho, que cierta medida controlada por la del eje de la corriente de chorro, se desplazan hacia menores latitudes al mismo tiempo que otras porciones del mismo se desplazan hacia latitudes mayores. **fig. 30**

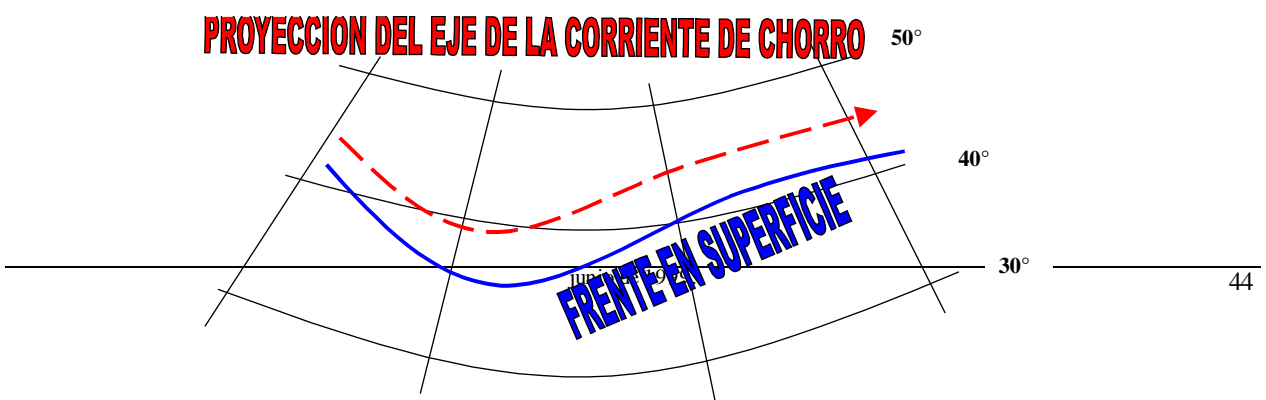


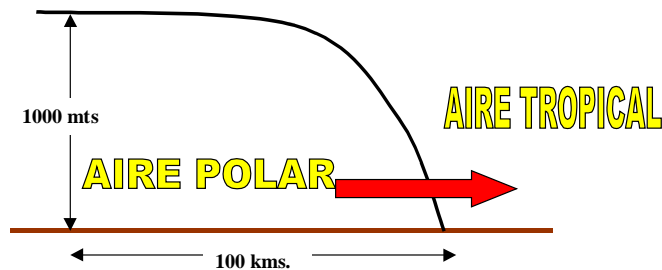
FIG. 30.

Son tan diferentes las condiciones del tiempo que se presentan asociadas con uno y otro de esos desplazamientos, que aun cuando las porciones del frente que en ellos, intervienen forman parte del mismo fenómeno atmosférico llamado **FRENTE POLAR**, se acostumbrara denominar específicamente **FRENTE FRIO**, a la porción del frente polar que se desplaza hacia menores latitudes. La porción del frente polar que se desplaza hacia mayores latitudes, recibe el nombre de **FRENTE CALIENTE**, para distinguirla de aquellas que se mueven hacia menores latitudes.

FRENTE: FRIO, CALIENTE Y ESTACIONARIO.

EL FRENTE FRIO:

De hecho es el borde delantero de una masa de aire polar o ártica que se desplaza hacia menores altitudes. Dicho frente se inclina hacia la masa de aire polar o ártica a una razón que fluctúa entre **1:100**. Con ello se quiere decir que la altura del frente frío aumenta una unidad, por cada **30 ó 100** unidades de distancia contadas a partir del punto en el que el frente intercepta a la superficie terrestre. **Fig. 31**


FIG. 31.

Cuando un frente frío activo pasa por una estación de observación, se registra en ella:

- Un súbito y considerable descenso de la temperatura ambiente.
- Un cambio de la dirección del viento, que en el hemisferio norte ocurre en el sentido de las manecillas del reloj, desde una dirección con componente del sur, hasta otra con componente del norte.
- Un súbito y notable aumento de valor de la presión atmosférica.

Frecuentemente ocurre también:

- Un arrachamiento del viento de superficie.
- Tormentas eléctricas y precipitaciones de carácter achubascado.

El que los hechos mencionados al final ocurre en las estaciones de observación al pasar por ella un frente frío, depende por un lado, de velocidad de desplazamiento del frente, y de las características higrométricas y termodinámicas de las masas de aire separadas por él.

En cuanto a la velocidad del frente, conviene señalar que éste puede tener diferentes velocidades. **Por ejemplo**, cuando su extremo que se encuentra a mayores latitudes está en embudo en un siglo en etapa de profundización o intensificación, el movimiento del frente frío será acelerado. Como quiera que sea, los frentes fríos pueden moverse a velocidades de hasta 50 nudos o más, y su velocidad es mayor durante el invierno que durante el verano.

Cuando el frente frío se mueve con lentitud, la banda nubosa y de precipitación que lo acompaña durante su movimiento tiene una anchura considerable (cerca de 400 kilómetros) como lo indica la **fig. 32**. Y por lo tanto, en las estaciones y observación que se encuentran dentro del territorio afectado por el frente, las condiciones de nubosidad y precipitación inducidas por el frente tardarán en desaparecer. Si por el contrario, el frente frío activo se mueve a una velocidad superior a 25 nudos, la banda territorial afectada por la nubosidad y precipitación frontales será angosta (**entre 45 y 90 kilómetros**) como lo indica la **fig. 33**. Por lo tanto, las condiciones meteorológicas en las estaciones de observación que van siendo sucesivamente afectadas por el frente, mejorarán con rapidez.

Como ya antes se fijó, el que dentro de la banda en la que extiende la nubosidad y precipitación frontal haya o no tormentas eléctricas, dependerá básicamente del grado de la humedad y de la característica termodinámica el aire que forma a la masa del aire que se extiende por delante del frente. Así, si dicho aire es húmedo e inestable, el frente se moverá acompañado de una banda de anchura dependiente de su velocidad, pero dentro de la cual se formará tormentas eléctricas y precipitaciones de carácter achubascado, **fig. 34**. En cambio, si el aire que es desplazado o reemplazado como consecuencia del movimiento del frente es húmedo pero estable, la precipitación será débil o moderada pero de carácter continuo o intermitente, y la nubosidad será abundante pero estratiforme o cuando mucho, de inestabilidad limitada. **Fig. 32**

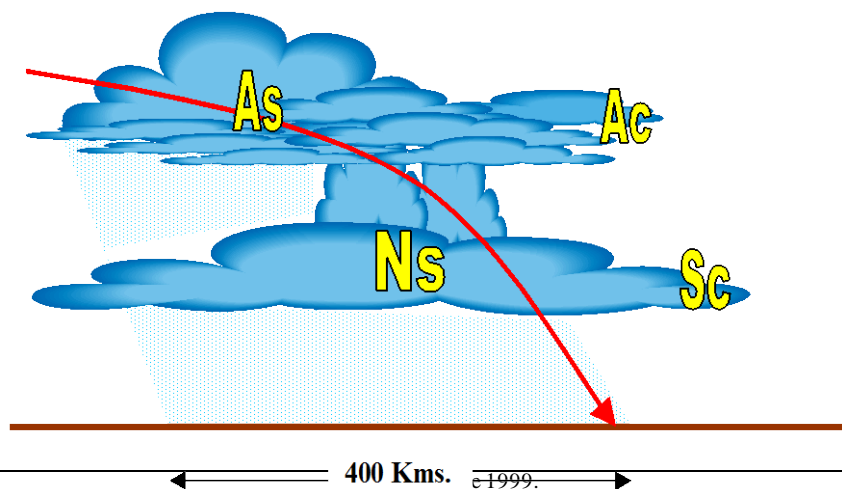


FIG. 32.

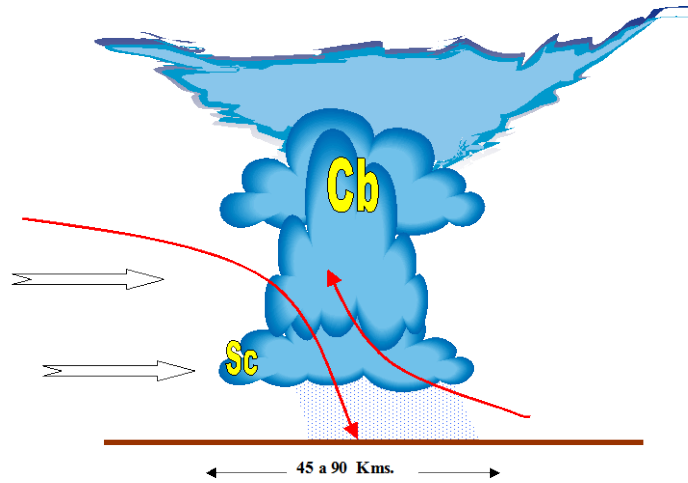


FIG. 33.

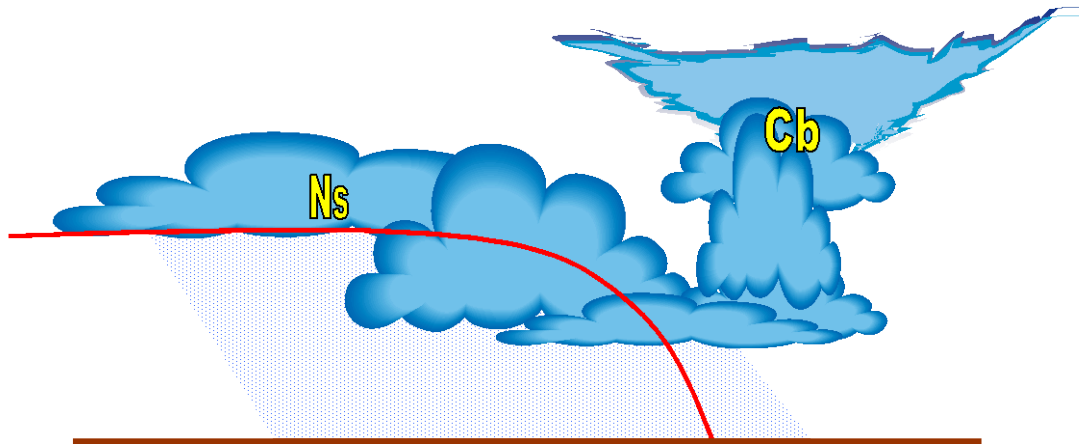


FIG. 34.

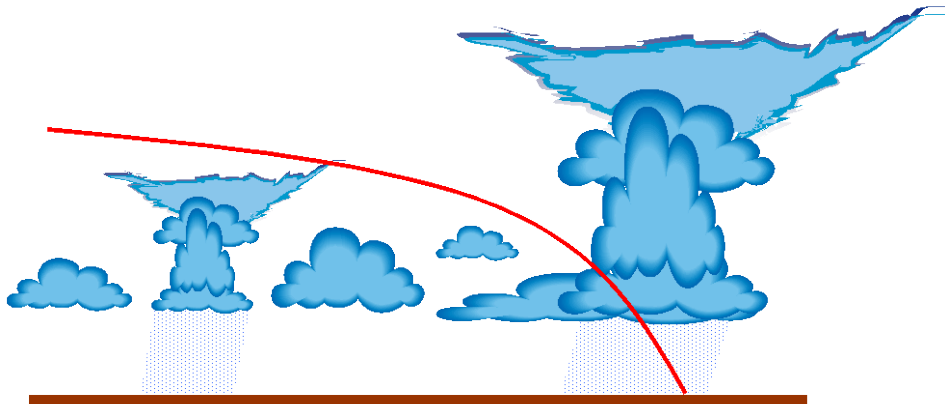


FIG. 35.

Dentro de la masa de aire que se extiende por detrás del frente y que es la que al moverse del frente reemplaza a la que se extiende por delante de él, si aquella es húmeda e inestable, en su seno habrá nubes de inestabilidad ilimitado, tormentas eléctricas y precipitaciones de carácter achubascado, **fig. 35.** en tanto que si dicha post-frontal es húmeda pero estable, inmediatamente por detrás del frente y dentro de dicha masa de aire, se formará una ancha banda de nubes bajas y

de niebla que reducirán el techo y la visibilidad durante un lapso de tiempo prolongado, en las estaciones de observación ubicadas dentro del territorio por sobre el cuál se desplaza el frente.

Fig. 36.

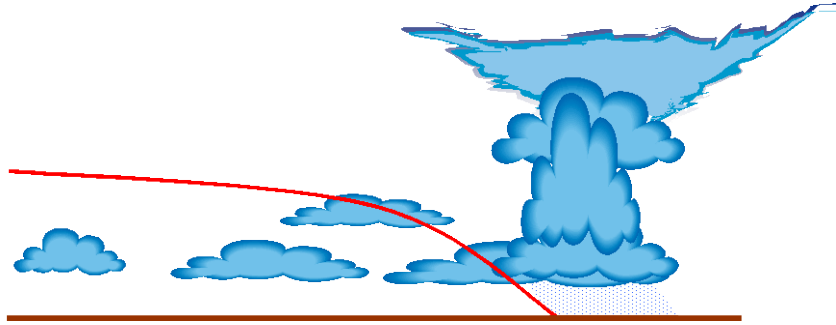


FIG. 36.

EL FRENTE CALIENTE:

Por su parte, constituye de hecho el borde delantero de una masa de aire tropical que avanza hacia mayores latitudes. Su pendiente es extraordinariamente inferior que la del frente frío y fluctúa entre las razones de **1:100 y 1:400**. En éste caso, el aire caliente que reemplaza al aire frío que compone a la masa de aire que se extiende por delante del frente, asciende deslizándose gradualmente por encima de él, siguiendo la pendiente. **Fig. 37.**

Al pasar un frente caliente por las diferentes estaciones de observación, en cada una de ellas se registra:

- a) Un aumento súbito de la temperatura ambiente.
- b) Un aumento gradual en la presión atmosférica.
- c) Un cambio de la dirección del viento que el hemisferio norte ocurre en sentido contrario al de las manecillas del reloj, aproximadamente del **SW al SE**.

Estos cambios ocurren normalmente a continuación de:

- a) Aparición de **Sc** que avanzan en la dirección en que avanza el frente y que gradualmente se van espesando
- b) Aparición de **As** y **Ac** a continuación de los cuales aparecen **Ns** de los que proviene una precipitación de intensidad creciente y de carácter continuo; y frecuentemente a continuación.
- c) **St** con techos bajos y niebla que reduce la visibilidad, dentro de una distancia de entre 75 y 250 kilómetros de frente. **Fig. 38.**

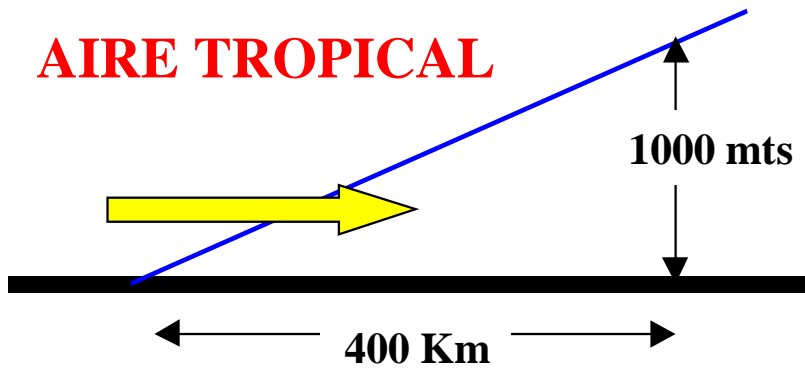


FIG. 37.

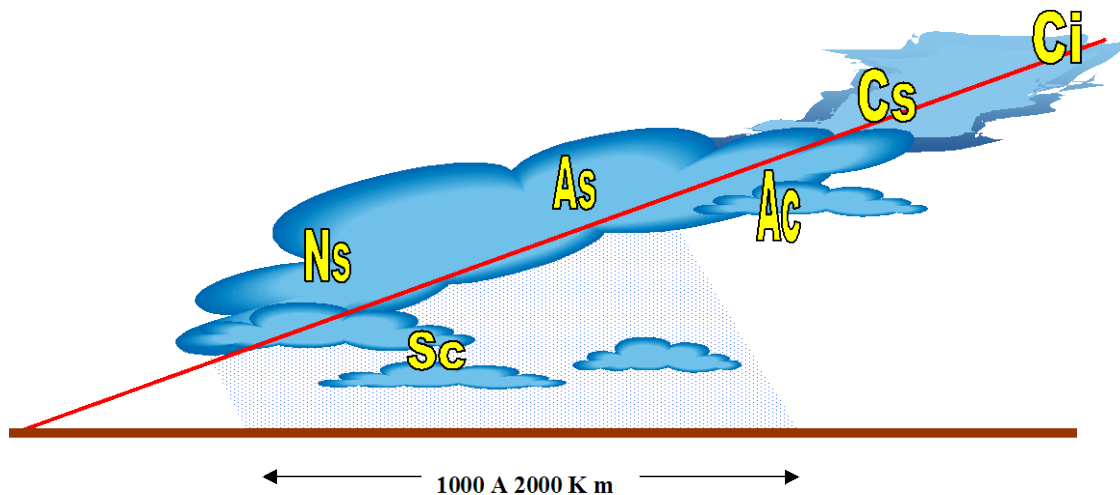


FIG. 38.

Las condiciones de nubosidad y precipitación que preceden a los cambios primeramente señalados, dependen grandemente del grado de humedad y de estabilidad del aire que hay arriba es húmedo y estable, el tipo de nubes y de precipitación que aparecerán asociados con el frente, es como se describieron al final del párrafo anterior y se extenderán por delante de él a una distancia que fluctúa en **1 000 y 2 000 kilómetros** aproximadamente. **Fig. 38.** Cuando el aire en la altura es húmedo e inestable, las nubes tendrán un considerable desarrollo vertical y serán por

lo tanto del tipo **Ac** y **Cb**. En éste caso, la precipitación frontal tendrá carácter achubascado. **Fig. 39.**

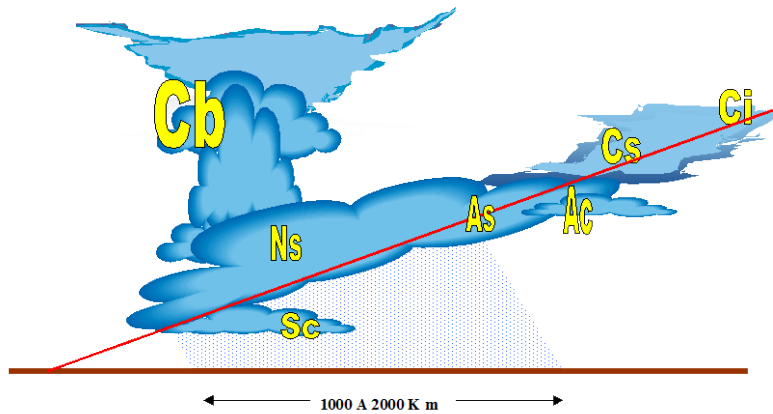


FIG. 39

Dentro de la masa de aire que se extiende por delante del frente habrá los **St** y **Sc** mencionados antes, si el aire que la forma es húmedo pero estable. Si en cambio dicho aire es húmedo e inestable, dentro de ésta masa de aire pre-frontal habrá abundancia de **Cu** y **Cb**. El grado de humedad de ésta misma masa de aire será el factor determinante de la cantidad de nubes que se formarán dentro de ella por delante del frente y de la intensidad o inexistencia de la precipitación.

FRENTE ESTACIONARIO:

En algunas ocasiones, las fuerzas que ejercen las masas de aire adyacentes, son de tal naturaleza, que el frente o no se mueve o se mueve en forma prácticamente imperceptible. En tales casos, los vientos tienen direcciones paralelas al frente y no perpendiculares o transversales a él como en el caso de los frentes fríos o calientes. Puesto que ninguna de las dos masas de aire involucradas en el fenómeno frontal está reemplazando o desplazando a la otra, el frente en cuestión se le llama **FRENTE ESTACIONARIO**.

FRENTE OCLUIDOS:

Debido a que frentes fríos se mueven más rápidamente que los frentes calientes, tan pronto el frente polar experimenta una ondulación en la que se presentan un frente frío y otro caliente, el primero de ellos se aproxima gradualmente al frente caliente hasta alcanzarlo. **Fig. 40.** Desde el momento mismo en el que se produce tal alcance, el sector caliente de la onda se “**ESTRANGULA u OCLUYE**”, y la masa de aire que lo ocupaba deja de estar en contacto

con la superficie terrestre manteniéndose en contacto con ella, solamente las masas de aire que se extienden por detrás del frente frío y por delante del frente caliente. Estas dos masas de aire pasarán a ser colindantes, y estarán separadas entre sí por el frente resultante del alcance al que se ha hecho mención, que es el llamado **FRENTE OCLUIDO**.

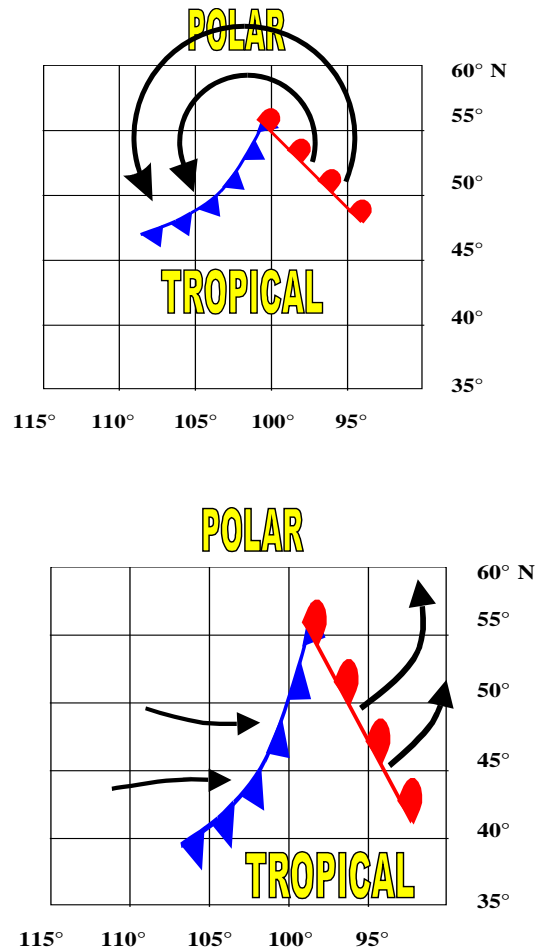


FIG. 40.

El tipo de frente ocluido resultante, está determinado por la diferencia de densidad entre el aire de las dos masas de aire separadas por él. Así por ejemplo, si el aire de la masa que sigue al frente frío es mayor que la del aire de la masa que se extiende por delante del frente frío es mayor que la del aire de la masa que se extiende por delante del frente caliente, al continuar el proceso de oclusión después de haber ocurrido el alcance entre los frentes tantas veces mencionado, la masa de aire que sigue al frente frío y que a la velocidad de éste invade la zona originalmente ocupada por el aire del sector caliente, penetrará como una cuña por debajo de la masa de aire que hay por delante del frente caliente, de manera que le frente caliente será hecho ascender a lo

largo de la pendiente del frente frío **Fig. 41.** este tipo de frente ocluido recibe el nombre de **FRENTE OCLUIDO TIPO FRENTE FRIO.**

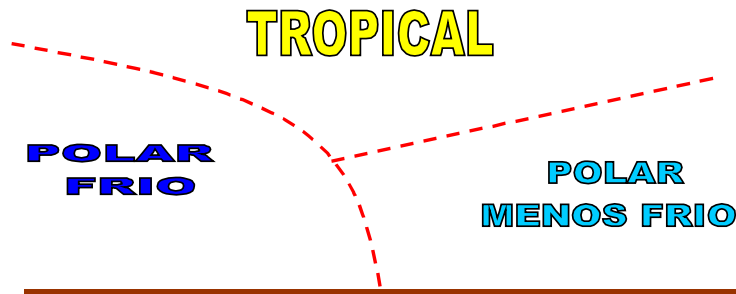


FIG. 41

Si por el contrario, el aire de la masa que precede al frente caliente es el más denso de los dos, penetrará por debajo del aire de la masa que sigue al frente frío a medida que éste se vaya desplazando a partir del momento de haberse producido el alcance entre los frentes de la onda. Al continuar el proceso de referencia, el frente frío deja de estar en contacto con la superficie y asciende a lo largo de la pendiente del frente caliente, que es, el que en éste caso, se mantendrá en contacto con la superficie terrestre para darle su nombre al tipo de frente ocluido que resulta. Este frente ocluido se designa con el nombre de:

FRENTE OCLUIDO TIPO FRENTE CALIENTE.

Fig. 42.

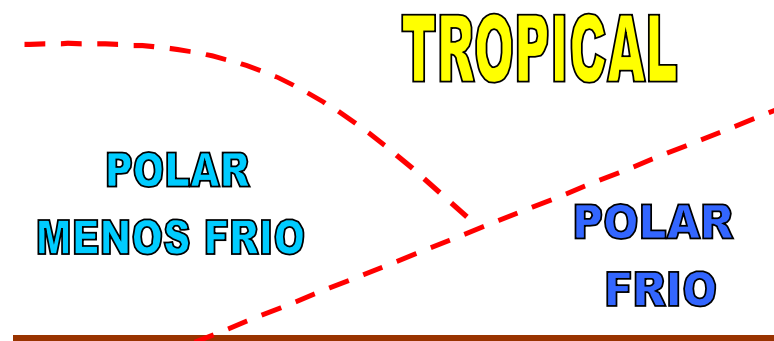


FIG. 42.

Las condiciones del tiempo asociadas con un frente con un frente ocluido, son en general una combinación de las que caracterizan individualmente al frente frío y al frente caliente. Sin embargo, las características que específicamente habrán de tener tales fenómenos, dependen en gran parte el grado humedad y de las características termodinámicas de las masas de aire involucradas en el proceso de oclusión, así como de lo activo que sea cada uno de los frentes considerados.

Es debido a ello que durante las primeras etapas de la vida de un frente ocluido tipo de frente frío, la nubosidad y la precipitación que lo caracterizan, son las que caracterizan también al frente caliente que recién empieza a ascender por la acción de cuña del frente frío. **Fig. 43.** En las etapas posteriores, cuando el frente caliente ya ha ascendido bastante sobre el frente frío, aquel frente deja de tener influencia en el tipo de nubes y de precipitación generada y se convierte en el tipo de tales fenómenos que aparecen asociados al frente frío. Generalmente cuando esto ocurre, la actividad frontal ha decaído considerablemente y el frente ocluido sometido al proceso de fontólisis tiende a disiparse, a menos que la actividad frontal se regenere. **Fig. 44.**

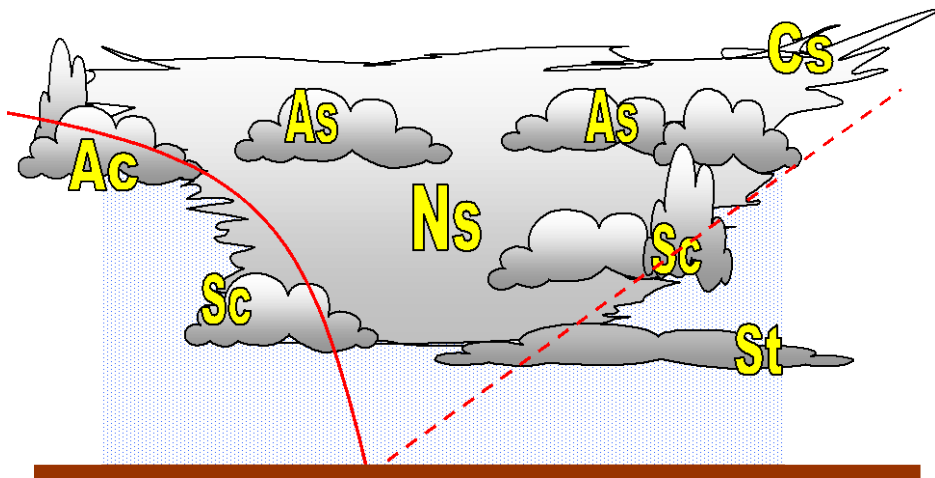


FIG. 43.

En el caso del frente ocluido tipo frente caliente, la nubosidad y precipitación al iniciarse el proceso como el caso del frente ocluido tipo frente frío, son las que caracterizan al frente caliente. **Fig. 43.** Al continuar el proceso de oclusión, y debido a la presencia de frente caliente se formarán en la mayoría de los casos **Cb**, **Fig. 45.** y el tipo, intensidad y carácter de la precipitación serán los que correspondan a tales tipos nubosos.

Como es fácil de inferirse, los frentes ocluidos que durante el invierno se forman en la parte W de la América del norte, se forman en primer lugar, a latitudes superiores a 35° y son del tipo frente caliente. Los que durante la misma estación del año se forman en la parte **E de Norteamérica**, son del tipo frente frío y se forman también a latitudes superiores a 35° . Durante el verano y por razón de la disminución de la actividad frontal en esa época del año, los frentes ocluidos se forman sobre el territorio de la América del norte con menor frecuencia, a mayor latitud y su tipo es, frío en la parte W y caliente en la parte E.

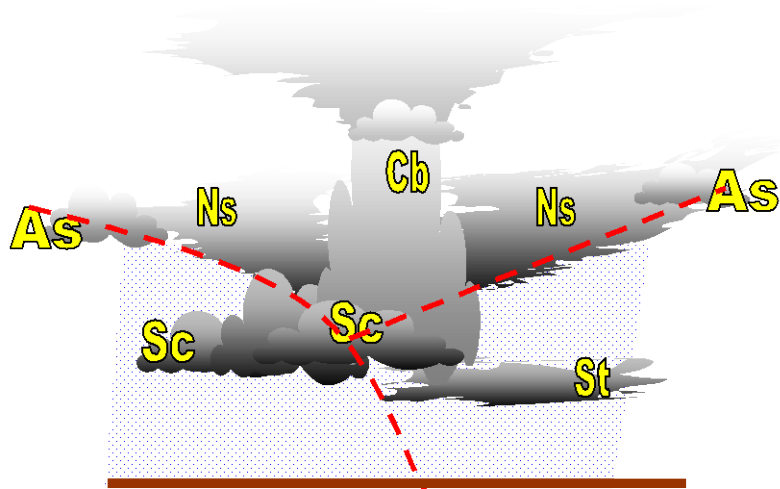


FIG. 44.

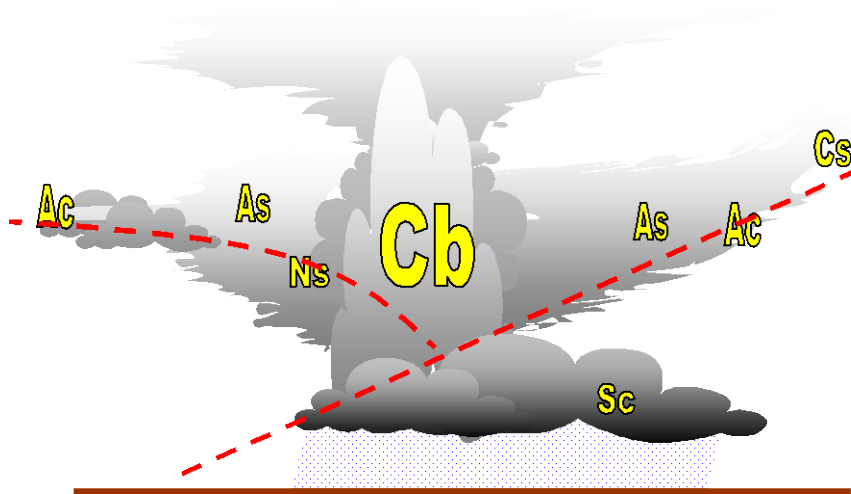


FIG. 45.

LOS SISTEMAS TROPICALES

LA VAGUADA INDUCIDA Y LA LINEA DE DESLIZAMIENTOS LATERAL DEL AIRE.

Anteriormente se indicó que la corriente de los alisios además de definir con su amplitud latitudinal la región tropical meteorológicamente concebida, tiene la particularidad de no mostrar contrastes de temperatura y de humedad en su seno, que pudieran revelar que sus perturbaciones, sean de origen frontal como la que experimenta la corriente de las latitudes medias. El aire que nutre a tal corriente, forma parte de la masa de aire tropical y es en ésta masa de aire, dentro de la cual ese forman todas las perturbaciones tropicales.

Tal situación no significa sin embargo, que la corriente de los alisios no sea perturbada, particularmente durante el invierno, por esas perturbaciones de naturaleza frontal que originalmente en las latitudes medias, durante el invierno incursionan hasta las latitudes en las que se localiza la corriente de los alisios. Tal hecho ocurre en ambos hemisferios, pero para concretar nuestra exposición, solo nos referimos al hemisferio norte.

Durante el invierno, como ya se dijo, con frecuencia los frentes fríos se desplazan hasta las latitudes tropicales. Tal desplazamiento se realiza naturalmente, acompañado del desplazamiento hacia latitudes menores del eje de la corriente de chorro en la troposfera superior. El desplazamiento del eje de dicha corriente, da oportunidad a que los vientos del W a considerable distancia de su eje, invadan en las capas superiores de la troposfera el área geográfica que cerca de la superficie ha sido invadida por el frente frío. La invasión que se registra en las capas superiores, tiene lugar en asociación con la vaguada en la corriente con vientos del W que es la que ha acompañado al frente frío, cuyo eje, se proyecta en la superficie terrestre por detrás de la posición que en ella misma ocupa el frente frío. **Fig. 46**

Cuando el frente frío llega a la latitud en la que se encuentra el borde polar de la corriente de los alisios su velocidad de desplazamiento se reduce a causa de los vientos de esa corriente, que tienen un sentido de movimiento contrario al del frente frío. Al desacelerarse el frente, pueden ocurrir dos sucesos diferentes según sea el grado de actividad del frente.

Si el frente continua activo al sufrir la desaceleración, la vaguada polar de las capas altas de la troposfera que lo acompañó durante su penetración por detrás de él, se le adelantará. Al pasar el eje de la vaguada superior a situarse por delante de la posición que en la superficie tiene frente, queda superpuesto a la corriente de los alisios que por tal hecho experimenta una ondulación cóncava hacia el ecuador, cuyo eje de simetría es el eje de una vaguada a la que por su origen se le llama **VAGUADA INDUCIDA**.

En un mapa meteorológico de superficie, la vaguada inducida aparecería localizada con respecto al frente frío, en la forma en que se ilustra en la **fig. 47**. La dirección y velocidad del viento a uno y otro lado del eje de tal vaguada, tanto en la superficie como a diferentes altitudes, es como lo muestra la **fig. 48**.

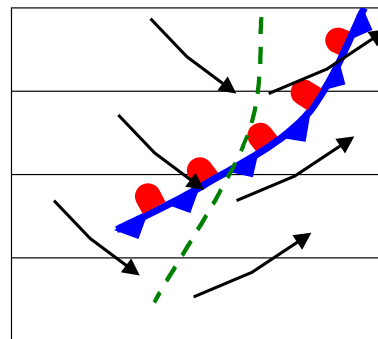
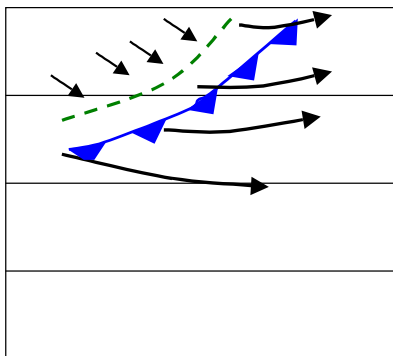
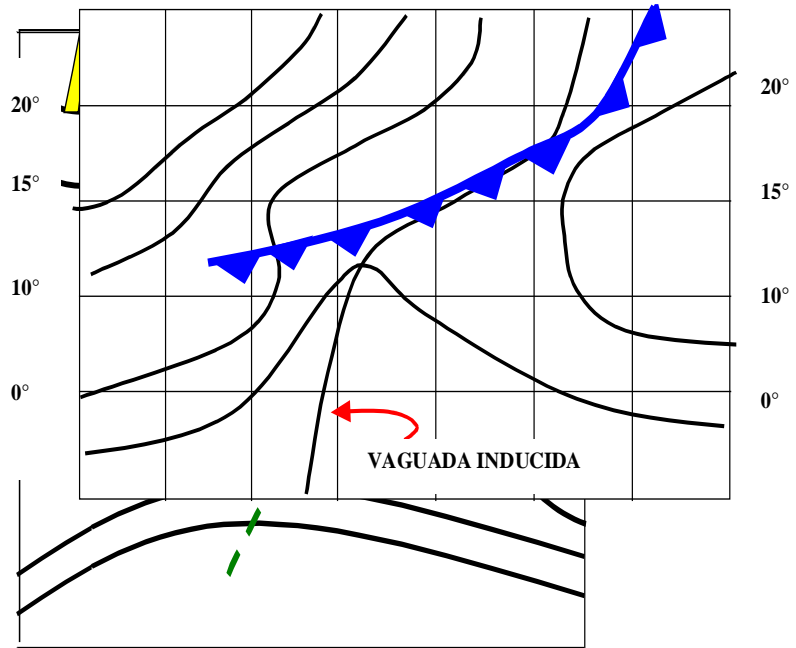


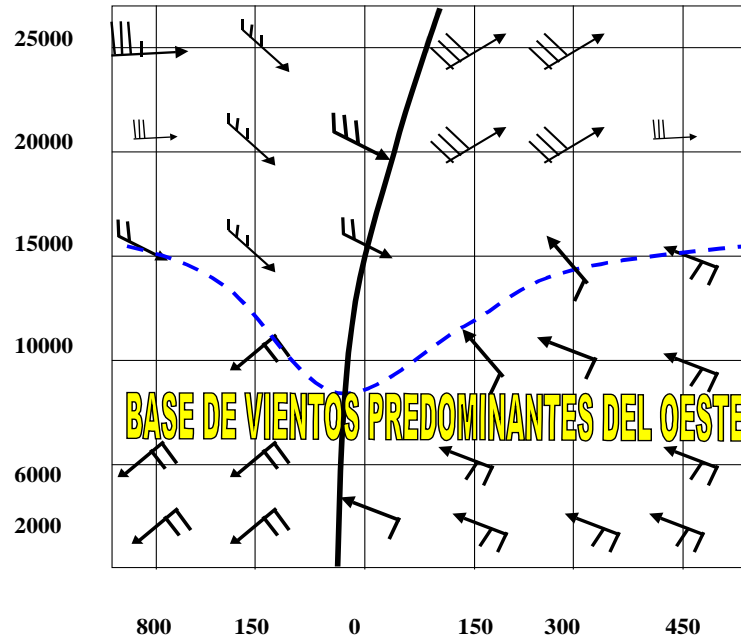
FIG. 46.

FIG. 47

FIG. 48

Muy a pesar de que la vaguada inducida es una vaguada en la corriente dentro de la cuál el aire de **E a W**, tal vaguada se mueve en sentido contrario, o sea **de W a E**. Además, en la zona de **400 km**. De ancho contados hacia el W a partir del eje de la vaguada, habrá una ausencia total de nubes a cuando mucho, habrá unas cuantas oktas de Ac y As. En cambio, en la zona de **400 km**. De ancho contados hacia el Este, a partir del eje de la vaguada, existirá turbulencia y, dependiendo del grado de humedad e inestabilidad del aire tropical, también se encontrarán abundantes **Cu y Cb** con tormentas eléctricas y precipitaciones achubascadas.

Cuando el frente frío pierde intensidad y se disipa al ser desacelerado por la corriente de los alisios, las diferencias de temperatura y de humedad a través de lo que fue el frente desaparecen. Al mismo tiempo, la vaguada polar que había acompañado al frente con su eje situado por detrás de él, pierde amplitud latitudinal haciendo que los vientos de W en las capas altas de la troposfera se replieguen hacia las latitudes medias, sin que por lo tanto, la vaguada superior pueda influir en la corriente de los alisios.



No obstante todo ello, los vientos más intensos que había dentro de la masa post-frontal en correspondencia al mayor gradiente horizontal de presión dentro de ella, no pierden intensidad con la misma rapidez con la que se realiza la disipación del frente. Si nos se reduce su intensidad, a través de la banda geográfica que ocupó el frente, no habrá diferencias de

temperatura pero sí de velocidad de viento. El viento más débil se encontrará dentro de la masa de aire tropical y el más intenso dentro de la que antes fue masa de aire polar,

Por tal diferencia de velocidad que subsistirá durante largo tiempo después de que han desaparecido las diferencias de temperatura que le daban vida al frente, la zona a través de la cuál se registran, que en su mapa meteorológico se proyecta como una línea, es llamada:

LINEA DE DESLIZAMIENTO LATERAL DEL AIRE.

Tal línea de deslizamiento lateral del aire, se presenta dentro de los trópicos con un desplazamiento y con unas condiciones del tiempo similares a las que tiene el frente frío, razón por la cuál es frecuente confundirla con éste. Sin embargo, aunque a través de dicha línea hay un asunto de velocidad del viento, no se experimentará tan brusca disminución de la temperatura como la que caracteriza al frente frío.

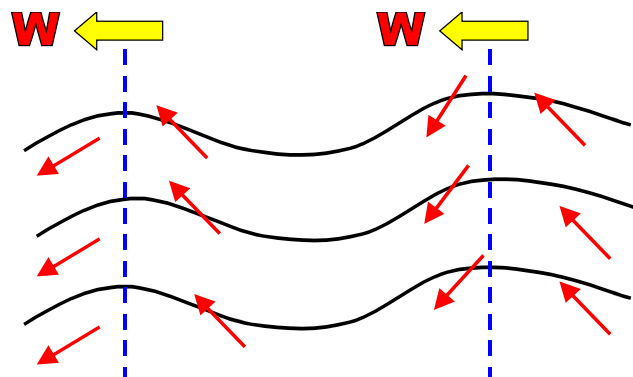
ONDAS DEL ESTE:

Es conveniente recordar que durante el verano, el eje de la corriente de chorro se localiza a latitudes mayores que aquellas a las que se localiza durante el invierno, al mismo tiempo que la corriente de los alisios también se desplaza hacia mayores latitudes adquiriendo una mayor amplitud latitudinal y una mayor extensión vertical.

Durante el verano también, la región tropical se ve generalmente sometida a condiciones meteorológicas que alternan entre lapsos durante los cuales son pocas las nubes y escaso su desarrollo vertical cuando el viento en superficie es del **NE**, y períodos durante los cuales abundan, el **Cu** y el **Cb** de extraordinario desarrollo vertical cuando el viento en la superficie es de **SE**.

Esas alternativas de las condiciones del tiempo, surgen una configuración sinusoidal de la corriente de los alisios en las que se generan, con sus crestas y senos moviéndose hacia el **W**.

Fig. 49.



Los ejes de las crestas de la corriente ondulada que adquieren una orientación muy cercana a la N - S, son los ejes de vaguadas tropicales abiertos hacia el ecuador, que son las perturbaciones tropicales abiertas hacia el ecuador, que son las perturbaciones tropicales de verano a las que especialmente se les llama: **ONDAS DEL ESTE**.

La amplitud latitudinal (**diferencia de latitudes entre su extremo N y su extremo S**) que puede llegar a adquirir una onda del este, es considerable. El extremo norte del eje de la onda, por lo regular coincide con el límite norte de la corriente de los alisios que a su vez, está fijada por los anticiclones semipermanentes que se localiza sobre los océanos. Su extremo sur llega en ocasiones hasta el ecuador geográfico y, en algunos casos extremos, pasa hasta el hemisferio sur atravesando la zona de las "calmas ecuatoriales.

La longitud de onda (distancia entre los ejes de dos ondas del este sucesivas), puede ser hasta de entre **1500 a 2000 km**. Cuando las ondas son de poca intensidad, su longitud de onda es mucho menor y equivale aproximadamente a la décima parte de la antes citada.

La zona de influencia de una onda del este, se extiende en la horizontal hasta una distancia de **250 a 400kms**. Contados a partir del eje de la onda, tanto hacia delante (**hacia el W**) como hacia atrás (**hacia el E**) de dicho eje. En la vertical, su influencia generalmente se extiende hasta altitudes que normalmente son superiores a la de **25,000pies**, alcanzando su máxima intensidad a la altitud de entre **10,000 y 15,000 pies**.

Esa zona de influencia, es la región atmosférica dentro de la cual el viento, la nubosidad, las precipitaciones, etc., adquieren características diferentes a la que tales elementos tienen en el seno mismo de la corriente de los alisios, cuando tal corriente se halla libre de la influencia de cualquier perturbación. Por lo tanto, fuera de la región de influencia de la onda del este, imperarán los vientos y demás fenómenos que corresponden al régimen normal dentro de los trópicos.

Es tal vez la distribución de los vientos, la característica más destacada de la onda del este dentro de la zona de su influencia. Por detrás de su eje y dentro de la región afectada, el viento tiene direcciones que bien pueden ser del **SSE, SE ó ESE (excepto en la porción más nórdica de la misma, en donde pueden ser del E)** y su velocidad aumenta con la distancia al eje de la onda. Por delante de la onda en cambio, la dirección del viento es generalmente del **NE** y su velocidad no varía con la distancia al eje, como en la parte posterior, **fig. 50**.

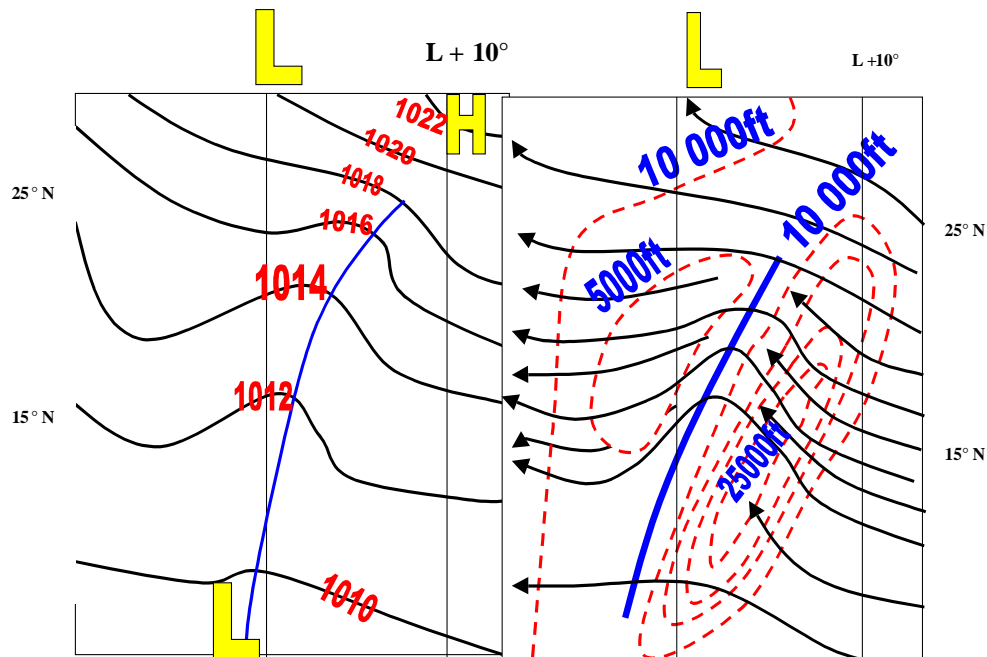


FIG. 50

El viento por delante y por detrás del eje de la onda a las diversas altitudes, se distribuye típicamente de la manera ilustrada por la Es de advertirse qué, de acuerdo con lo expuesto en el primer párrafo de ésta sección y por tratarse de una perturbación de verano, los vientos alisios (**vientos con componente del Este**), afectan altitudes mucho mayores cuando se trata de una onda del este, que cuando se trata de una vaguada inducida que sólo ocurre durante el invierno.

Por delante del eje de la onda, donde el viento es de **NE** y de velocidad constante, es frecuente encontrar **As** y **Ac** asociados con escasas precipitaciones. Normalmente dentro de ésta parte son escasas las nubes bajas, **Cu** y **Cb** que pueden llegar a haber dentro de ella, son sumamente aislados.

En la parte posterior de la onda y ligeramente por detrás de su eje, en donde se localiza la más abundante formación de **Sc**, **Cu** y **Cb** y como los **Cb** son muy numerosos dentro de ella, la precipitación en esta área generalmente es de carácter achubascado, aunque dentro de ella también; en sectores de muy poca extensión, suelen formarse también **As** en los que se generan precipitaciones de carácter continuo.

Moviéndose estas ondas hacia el **W**, como ya se dijo, es natural que en las estaciones de observación por sobre las cuales va pasando una de ellas, vaya produciendo los cambios en las condiciones a las que se hizo referencia en el segundo párrafo de ésta misma sección. Esas alternativas hicieran suponer hace algún tiempo, que el fenómeno o perturbación que las causaba debería ser naturaleza frontal. Sin embargo, por no existir diferencia entre la densidad del aire por delante y por detrás de la onda, es evidente que se trata de una perturbación sui-generis que no es de origen frontal.

Por no ser de origen frontal, su velocidad de movimiento que como promedio es de entre **15 y 25 nudos**, no resultará alterada por la orografía.

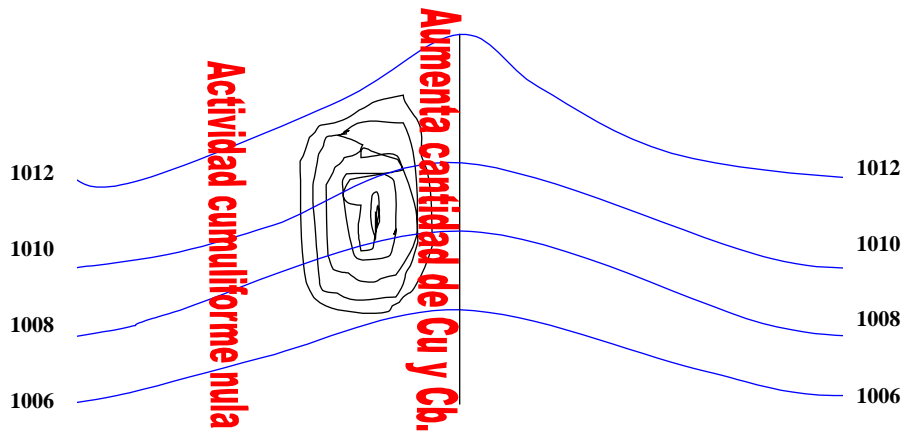
El efecto principal de la orografía, consiste en una intensificación o debilitamiento de la actividad cumuliforme, que dependerá de la posición en que se encuentre el eje de la onda respecto a las prominencias orográficas.

Si por ejemplo, el eje de la onda se sitúa a barlovento de una prominencia orográfica que tiene una anchura en la dirección del viento inferior a **250 ó 400 Km**, toda la prominencia se encontrará situada dentro de la región delantera de influencia de la onda, donde la actividad cumuliforme es sumamente reducida. En éste caso, en la ladera de la prominencia a barlovento, aumentará la formación de **Cu** y **Cb** dependiendo también del grado de humedad del aire, a causa del efecto orográfico que adicionalmente existe en tal porción. En la ladera de la prominencia situada a sotavento por el contrario, se reducirá la actividad cumuliforme, debido al descenso del aire en esa parte acusado por la orografía. **fig. 51**

Cuando el eje de la onda se sitúa a sotavento de la prominencia orográfica que tiene una anchura en la dirección del viento inferior a **250 ó 400 Km**, la prominencia se encontrará situada íntegramente, dentro de la parte trasera de influencia de la onda del este. En esas condiciones, en la ladera de barlovento del macizo montañoso se acrecentará el número y el espesor del **Cu** y **Cb** que normalmente se forman en esa parte de la onda, a causa del ascenso adicional que experimenta el aire debido a la orografía. En la ladera de sotavento de la prominencia orográfica, disminuirá la cantidad y el desarrollo vertical de las nubes **Cu** y **Cb** que normalmente se forman en la parte trasera de la onda dentro de la que está situada tal prominencia, por razón del descenso que experimenta el aire en esa ladera de la prominencia orográfica. **Fig. 52**

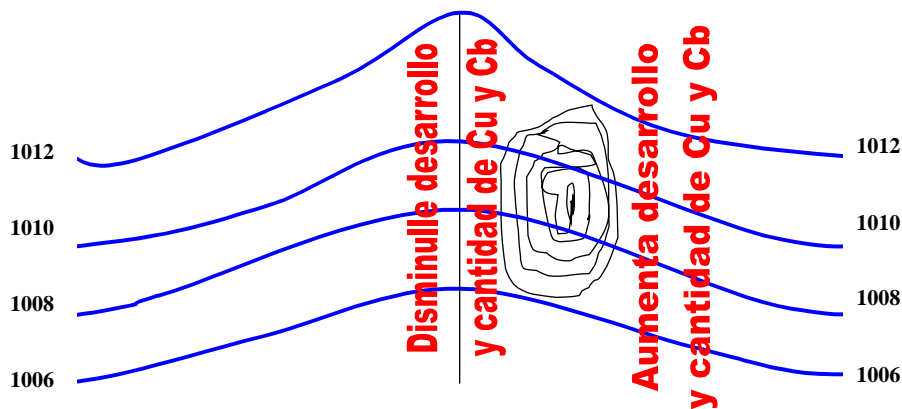
FIG. 51

FIG. 52



LA ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (ZCI):

La zona de convergencia intertropical (ZCI), durante largo tiempo fue confundida con una



frente. Sin embargo, no habiendo diferencias substanciales entre la densidad del aire a uno y otro lado de ella, se ha llegado a la conclusión de que tal perturbación, a pesar de presentarse, como el frente frío, asociada con una ancha banda dentro de la cuál los **Cb** son abundantísimos, defiere de ese frente básicamente en la ausencia de contrastes de densidad.

La zona de convergencia intertropical (**ZCI**), durante largo tiempo fue confundida con un frente. Sin embargo, aún cuando el frente frío también se presenta en asociación con una ancha dentro de la cuál son abundantes los **Cb's**, difiere básicamente en la ausencia a uno y otro lado de ella.

También difiere ésta **ZCI** del frente frío:

- a) En que su eje es casi vertical mientras el frente se inclina hacia el aire polar por detrás de él.
- b) En que su orientación es muy cercana a la **E-W**, mientras el frente se orienta mas cerca de la dirección **N-S**.
- c) En que mientras la **ZCI** se mueve en forma caprichosa, el frente **ZCI** se mueve de manera tan clara y reconocible que permite su clasificación.
- d) En su origen, que, como lo explicaremos adelante, no es debido a la interacción a la interacción de masas de aire diferentes como lo es el del frente.

El origen del la **ZCI** es un tanto desconocido. En algunos casos cuando aparece cerca de él parece obedecer a la convergencia entre los alisios del hemisferio norte y los de hemisferio sur como lo ilustra la figura 3.5.10 en cuyo caso, se forma en el hemisferio sur y luego se traslada hacia el hemisferio norte.

Como lo ilustra la **fig. 53**, las nubes se distribuyen por lo regular alrededor de ella, de manera que en la banda de entre **50 y 100 kilómetros** de ancho en la que se centra la **ZCI**, se observan **Cu** de gran desarrollo con **Sc**, y también **Cb** con los que se presentan asociadas precipitaciones intensas y de carácter achubascado. Tanto hacia el norte como hacia el sur de ésta banda, y hasta una distancia de ella de entre **100 y 150 kilómetros**, se observan nubes extendidas del tipo del tipo **Ac y As** con precipitaciones de intensidad ligera o moderada, y por debajo de ella se observan **Cu** aislados con **Sc**.

Más allá de esa última banda y particularmente en dónde el viento tiene una dirección NE, se observan nubes extendidas también del tipo **As y Ac** por debajo de los cuales también se observan algunos **Cu** aislados con **Sc** en sus bases.

La distribución del viento alrededor del la **ZCI**, queda ilustrada en la misma **fig. 53** mediante las líneas curvadas con cabeza la flecha, que indican con su dirección, la del viento en los diferentes puntos.

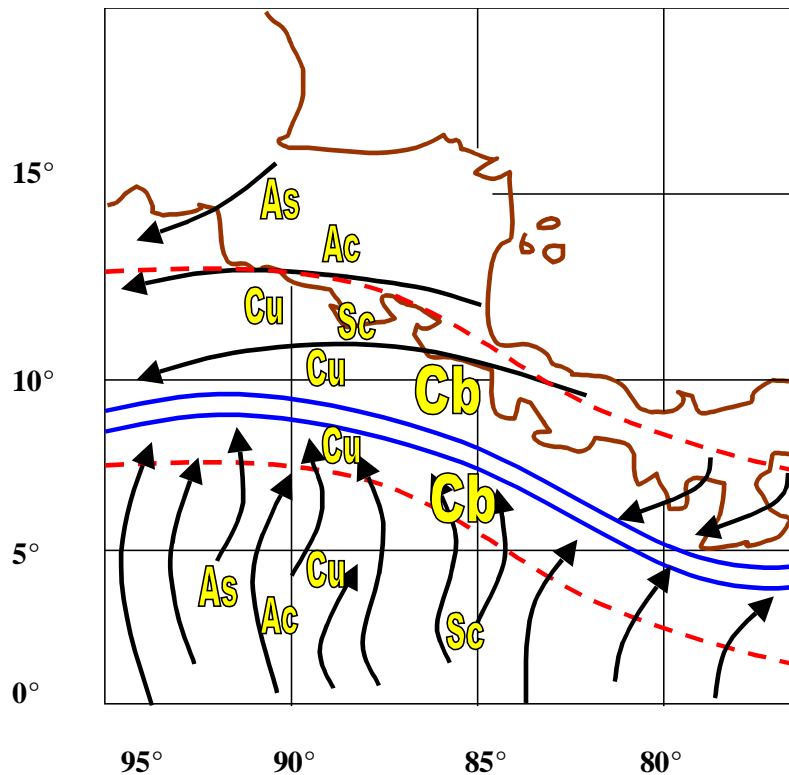


FIG. 53

LOS CICLONES TROPICALES:

El hombre “huracán” que en la región del Caribe y en la porción occidental del Atlántico del Norte se les da a las zonas de baja presión o ciclones que se forman en zona tropical, significa en una lengua aborigen del Caribe “viento fuerte”. En Japón, China y las Islas Filipinas son llamados “tifones”, y en estas últimas islas se les llama también “**baguíos**”. Más al Sur, en Australia, son conocidos por “**willy-willies**”. Cualquiera que sea el nombre que se les dé se trata en todos los casos del mismo tipo de fenómenos atmosférico, es decir de **CICLONES TROPICALES**.

Estos ciclones tropicales se diferencian de los extra-tropicales en muchos aspectos. Los ciclones tropicales son mucho más intensos, no contienen sistema frontal alguno por formarse dentro de una masa de aire, y se mueven en sentido contrario a aquél en el que se mueven extra-tropicales. También es característica de los tropicales tener un campo bórico más simétrico o lo que es lo mismo, por la forma más redonda de sus isobaras, y por formarse exclusivamente sobre los mares, disipándose con rapidez al moverse por sobre los continentes.

Tal vez con excepción de los tornados, el ciclón tropical es el fenómeno meteorológico más temido. Desde el tiempo de Cristóbal Colón hay datos de su violencia destructiva, y sus fuertes

vientos, copiosas precipitaciones y mares embravecidos han sembrado la desolación a su paso. Baste recordar para ilustrar lo dicho, que en 1876 uno de tales fenómenos provocó una catástrofe en la India que arrojó un saldo de **100,000 muertes**, mientras que en los EE.UU. de Norteamérica además de las pérdidas materiales que han originado, han producido entre **1900 y 1957 cerca de 11,200 defunciones**.

Si es incompleto y deficiente el conocimiento que se tiene del origen, naturaleza y comportamiento de los ciclones tropicales, es debido a que fenómenos de las regiones en las que se generan y evolucionan. Actualmente se han establecido diferentes programas de investigación, y se han multiplicado y perfeccionado los recursos de observación directa en estaciones fijas y móviles tales como el radar, radio – teodolito, radio – sonda, etc., y se emplean vehículos de exploración tales como el avión, los satélites meteorológicos y cohetes. Con todos esos dispositivos tecnológicos y con el creciente interés del hombre por conocer y ocasionalmente gobernar la vida de esos fenómenos atmosféricos, sin duda tendrá que superarse las deficiencias existentes.

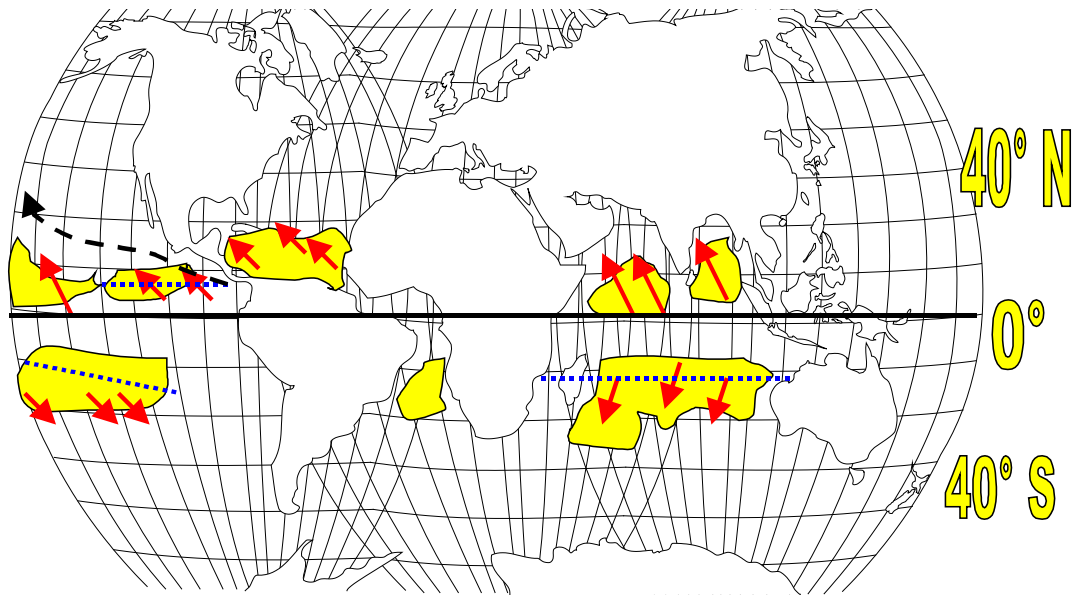
REGIONES DE ORIGEN Y TRAYECTORIAS:

Uno de los estudios más recientes sobre la formación de los ciclones tropicales, señala como causa de la violenta circulación del aire en ellos, a la transformación de la energía calórica liberada al condensarse el vapor de agua contenido en el aire que asciende desde la superficie en un área muy extensa. Tal condición implica el disponer de una provisión adecuada de calor latente, y de algún mecanismo que inicie y mantenga el movimiento vertical ascendente requerido para producir la condensación del vapor de agua, y con ello, la liberación de ese calor latente.

Parece ser que esas condiciones se satisfacen cuando la temperatura del agua del mar en la región potencial de formación sea igual o superior a **27°C**, cuando la distancia de la misma a cualquier costa o isla es superior a **400kms**, y cuando dentro de esa misma región hay la convergencia asociada con cualquier perturbación sea onda del este, vaguada polar, línea de cizalleamiento o zona de convergencia intertropical. También parece ser favorable para la formación la existencia de inestabilidad dentro de la región potencial, y al respecto se ha encontrado una clara relación entre la presencia de tal inestabilidad y los meses favorables para la formación de ciclones tropicales es el Caribe.

Otra condición necesaria para la organización de la circulación ciclónica dentro de la región en la que hay el ascenso del aire y la liberación del calor latente de evaporación, es la que tal ascenso ocurra a una latitud superior a **5°C**, puesto que a una latitud inferior el efecto organizador de Coriolis tiene muy bajos.

La relación entre los factores mencionados en el penúltimo párrafo, es fácilmente perceptible en el mapa de la **fig. 54**. En tal mapa aparecen sombreadas las áreas en la que la temperatura del mar es de **27°C** o más (nótese que no se han sombreado las áreas a latitudes inferiores a **5°C**, ni las que se encuentran a menos de **400 km**. De distancia de las costas). Las flechas indican a grandes rasgos, las trayectorias seguidas por los ciclones tropicales. La **fig. 55** ilustra más detalladamente las trayectorias específicas de algunos ciclones.

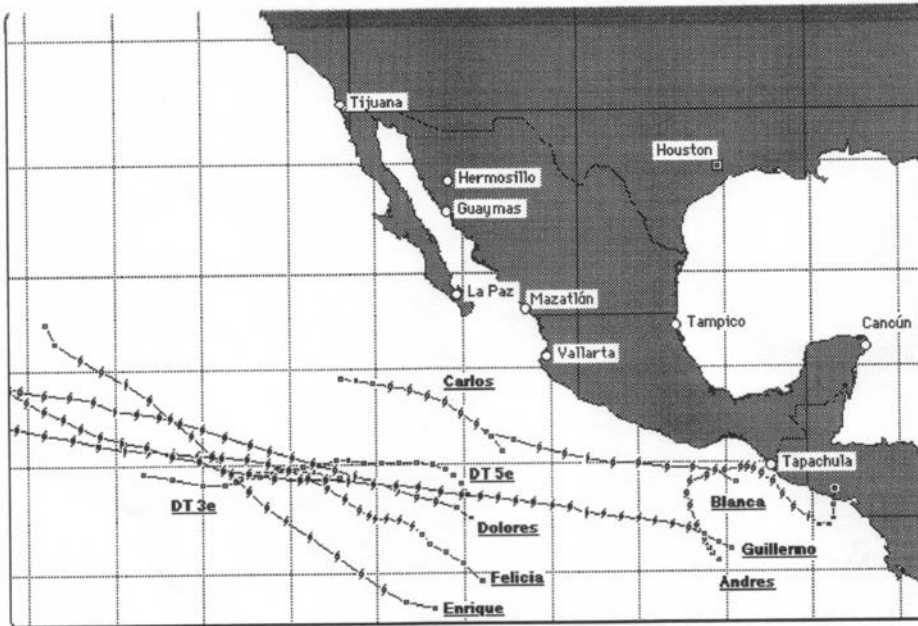

FIG. 54

La zona sombreada indica temperatura de la superficie del mar de 27° o más.

- ← **Trayectorias típicas de ciclones tropicales.**
- **Posición de la zona de convergencia intertropical en Marzo.**
- - **Posición de la zona de convergencia intertropical en Septiembre.**

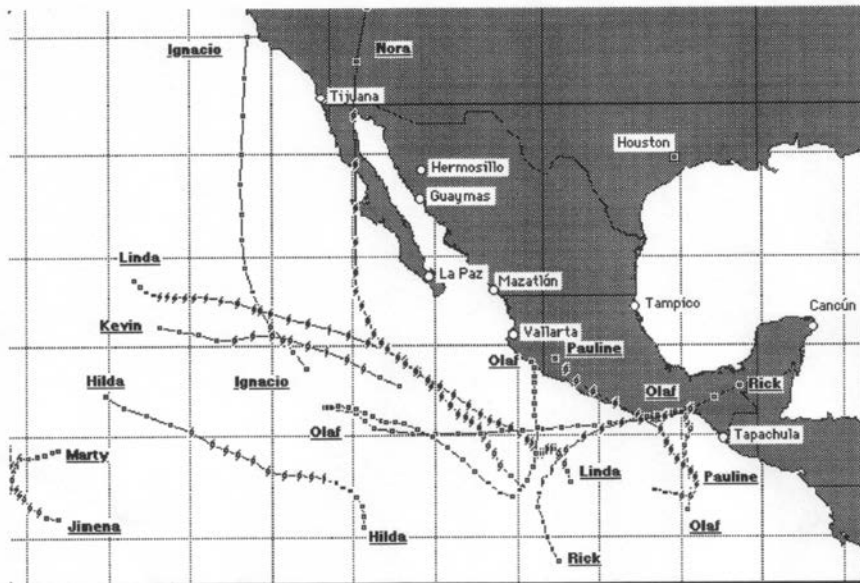
Esa relación se advertirá viendo que las trayectorias se inician dentro de las regiones sombreadas, y se advierte también que las únicas zonas sombreadas en las que no se inicia ninguna trayectoria por no haber formación de ciclones dentro de ellas, son las situadas a ambos lados de la América del Sur, en las que en ninguna estación del año se localiza la zona de convergencia intertropical.

Originalmente se creía que la fricción era la causa de que los ciclones tropicales no se formaran sobre los continentes, pero lo antes expuesto sobre las supuestas causas de su formación, parece indicar que el hecho es más bien debido a la comparativamente alta temperatura de los océanos y a su pequeña variación diurna, y al bajo contenido de humedad del aire sobre el continente que es incapaz de aportar. Esto explica también por qué cuando uno de tales fenómenos entra a tierra tiende a disiparse con rapidez, aún cuando el terreno sea plano y la fricción mínima.



Pacífico 1997

PRIMERA PARTE : DE MAYO A JULIO



Pacífico 1997

SEGUNDA PARTE : DE AGOSTO A NOVIEMBRE

FIG 55

EVOLUCION DE LOS CICLONES TROPICALES:

Como todos los fenómenos naturales, los ciclones tropicales presentan características diferentes en el lapso comprendido entre su formación y extinción. Pero la variación de esas características por no verificarse generalmente de modo gradual sino escalonado, permite reconocer cuatro estados o etapas en la vida gradual de los ciclones tropicales que se denominan y distinguen de la siguiente manera:

INTENSIDAD DE LOS CICLONES TROPICALES:

En la Conferencia Internacional de Meteorología que tuvo lugar en Manila durante el año de 1949, se adoptó la resolución de que en los informes que se emitan relacionados con Ciclones Tropicales, la intensidad de los mismos se exprese en los términos definidos de acuerdo con los criterios siguientes:

Depresión tropical:

Será designado aquel ciclón cuya intensidad produzca una velocidad máxima de vientos que no exceda de 34 nudos.

Tormenta tropical:

Expresará una intensidad tal, que produzca velocidad de viento cuya máxima tenga un valor entre 35 y 64 nudos.

Huracán (Tifón en el Pacífico Occidental):

Ciclón tropical en el que la velocidad máxima del viento sea igual o superior a 65 nudos.

ETAPA DE FORMACION:

Es la comprendida entre el momento en el que en alguna área de la región tropical se presenta las condiciones enumeradas en el párrafo 2.2.1. y aquel en el que la presión en el centro u “**ojo**” se ha reducido hasta un valor cercano a **1,000 Mb.** La duración de esta etapa puede ser de varios días o puede también ser un proceso “que dure no más de doce horas. En esta etapa el gradiente de presión aumenta sin que por lo regular los vientos alcancen intensidades de huracán. En un área bastante extensa alrededor del centro los vientos son débiles y variables y de continuar la profundización, las velocidades de **30** o más nudos se concentran en un angosto anillo en torno al centro cuyo diámetro disminuirá cuanto mayor sea la intensidad del ciclón.

ETAPA DE DESARROLLO:

Se inicia al adquirir la presión en el centro un valor aproximadamente igual a **1.000 Mb.** Y termina cuando esa presión alcanza su valor mínimo. El gradiente de presión aumenta considerable y rápidamente y los vientos alcanzan su máxima intensidad. El anillo de vientos máximos será discernible con la claridad y gradualmente reducirá su diámetro hasta **40 ó 60 millas**, al mismo tiempo que los vientos de más de **25** nudos en el exterior del anillo van afectando un área cada vez mayor. En esta etapa se organizan las nubes y la precipitación formando bandas angostas que penetran espiralmente hacia el centro. El campo bórico es muy simétrico, y el área afectada será muy pequeña.

ETAPA DE MADUREZ:

En esta etapa la presión en el centro no se reduce más y los vientos dejan de aumentar. En lugar de eso, durante esta etapa que puede durar toda una semana, la circulación y condiciones del tiempo se extienden dentro de un área superior a la afectada en cualquier otra de las etapas anteriores, afectando los vientos huracanados un área de **400 millas de diámetro.** Al finalizar esta etapa las isobaras se alejan del centro debilitándose gradualmente el ciclón.

ETAPA DE DISIPACION:

En esta etapa la presión en el centro comienza a aumentar y a debilitarse sensiblemente la circulación. Es la etapa de vida de los ciclones que han penetrados a tierra, o la de los que recorran hacia la región **sub-polar** para convertirse en ciclones **extra-tropicales.**

No todos los ciclones tropicales pasan por todas las etapas de vida antes descritas, como no todos los seres humanos llegan a la senectud. Los ciclones tropicales además pueden no pasar por alguna de esas etapas, o pasar por ella tan rápidamente que haga imposible distinguir ese paso mediante la información sinóptica disponible. En otras ocasiones es sencillamente imposible reconocer la etapa de vida en la que se encuentra determinado ciclón.

ESTADO CARACTERISTICO DE LA ATMOSFERA DE LA REGION AFECTADA.

En un ciclón tropical los vientos son siempre en sentido contrario al de las manecillas de un reloj en el hemisferio norte, y en el mismo sentido en el hemisferio sur.

Una vez formado el ciclón comienza a desplazarse hacia el oeste y, de acuerdo con la dirección de su movimiento pueden reconocerse cuatro áreas que se caracterizan por diferencias de intensidad y de peligrosidad. Las cuatro áreas son: el **PRIMER CUADRANTE** que a la derecha y al frente, el **SEGUNDO CUADRANTE** que queda a la derecha y atrás, el **TERCER CUADRANTE** que queda hacia delante y a la izquierda. **fig. 56**



FIG. 56

RIESGOS ATMOSFERICOS PARA LA AERONÁUTICA

ERRORES DE ALTIMETRO

El altímetro esta sujeto a errores de varias clases:

- A) instrumentales y de instalación
- B) Los debidos a condiciones diferentes a la atmósfera tipo, específicamente variaciones de presión y de temperatura.

Entre los instrumentales están los de corrosión, vibración excesiva y rozamiento. Error de instalación existe cuando hay fugas en la línea de la presión estática que va al altímetro. También existe el error de histéresis o “**pereza**” de los aneroides. El error originado por los cambios de temperatura en el mecanismo del instrumento se compensa por medio por una cinta bimetálica que tiene él mismo.

A un nivel cualquiera, la presión puede ser muy diferente de la que le supone la atmósfera tipo porque la temperatura varía con la altitud de una manera cualquiera, en la realidad. Esto hace que la densidad del aire varíe también de una manera cualquiera. Ambos efectos combinados hacen que la presión que le corresponde a un determinado nivel a la atmósfera tipo sea muy diferente al que en realidad existe en un momento dado en dicho nivel.

EL ERROR ALTIMÉTRICO POR PRESIÓN SE DEBE A LAS SIGUIENTES RAZONES:

1. - A que la presión al nivel del mar no siempre es 1013.2mb.
2. - A que el gradiente vertical de presión real no es igual al que supone la atmósfera tipo.

Para analizar el efecto de los cambios de presión atmosférica sobre el altímetro supóngase primeramente que un altímetro está colocado a una elevación fija. Si un día la presión en el lugar en que se encuentra el instrumento es alta, la cápsula aneroide se hallará comprimida, dando la indicación de una altitud inferior a la verdadera; por el contrario si la presión es más baja que la que corresponde según la atmósfera tipo, el altímetro indicara una altitud mayor que la que realmente tiene. Para cambiar este inconveniente el altímetro tiene la escala barométrica que puede ajustarse a diferentes valores para hacer corrección por variaciones de presión.

El error por presión se corrige poniendo en la escala de presiones del altímetro la corrección o reglaje altimétrico apropiado.

Cuando se vuela hacia una región de presiones decrecientes, si no se corrige el error por presión, el altímetro indicará una altitud mayor que la real del vuelo, (**Caso peligroso**). Cuando se vuela hacia regiones de presiones crecientes, si no se corrige, el error por presión, el altímetro indicara una altitud menor que la real de vuelo. Dicho de otra manera, cuando en un momento, la presión a la altitud de vuelo es menor a la que corresponde en la atmósfera tipo, el avión está más debajo de lo que indica su altímetro.

La magnitud del error por presión puede llegar a ser muy grande. Es aproximadamente **de 8 metros (27pies)** por cada milibar de diferencia entre la presión real y la atmósfera tipo al mismo nivel, o sea de cerca de **914 pies** por cada pulgada de **hg.** De diferencia. Por ejemplo si la presión real difiere **15 milibares** de la presión correspondiente en la atmósfera tipo, la altitud indicada por el altímetro diferirá aproximadamente **400 pies**.

En la siguiente **fig. 57** se ilustra la razón de lo explicado en los dos párrafos anteriores. En efecto supongamos que un avión sale de la estación **A** con su altímetro corregido por presión y asciende hasta que su altímetro marque **3,000 pies**. Si se dirige a la estación **B** trayecto, y si mantiene constantemente la altitud indicada de **3,000** en el instrumento, quiere decir que se va volando a lo largo de una superficie generalmente es tan pequeña que el indicador de la velocidad vertical del avión no acusaría velocidad alguna. Como dichas superficies de baja presión, el avión va bajando también insensiblemente hasta llegar sobre el aeropuerto de destino **B**, donde el avión está bastante más bajo de lo que indica su altímetro. Por un razonamiento similar se podrá demostrar que si un avión va volando hacia regiones de alta presión, (o de presiones crecientes), se va ascendiendo y en todo momento el avión estará alto que lo que indica su altímetro.

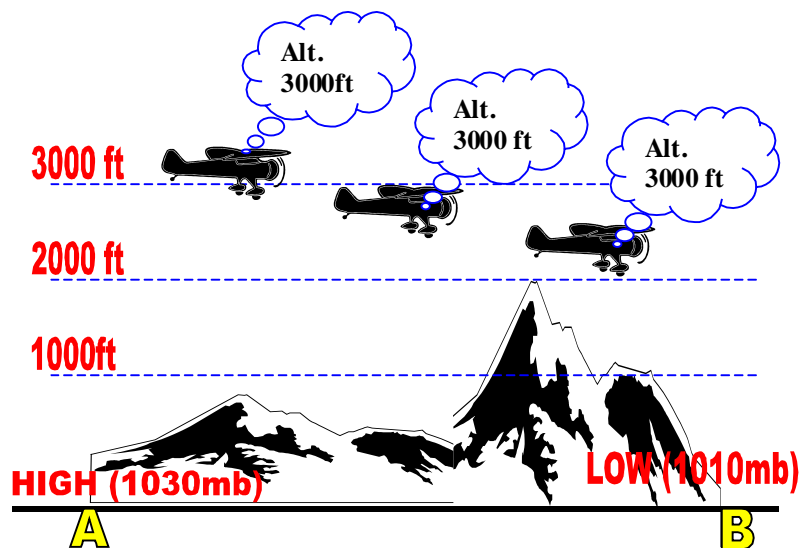


FIG. 57

LOS ERRORES ALTIMÉTRICOS POR TEMPERATURA SE DEBEN A LAS SIGUIENTES RAZONES:

- a) A que la temperatura al nivel del mar no siempre es igual a 15°C.
- b) A que el gradiente térmico vertical real no siempre es de 0.65°C. por cada 100 metros.

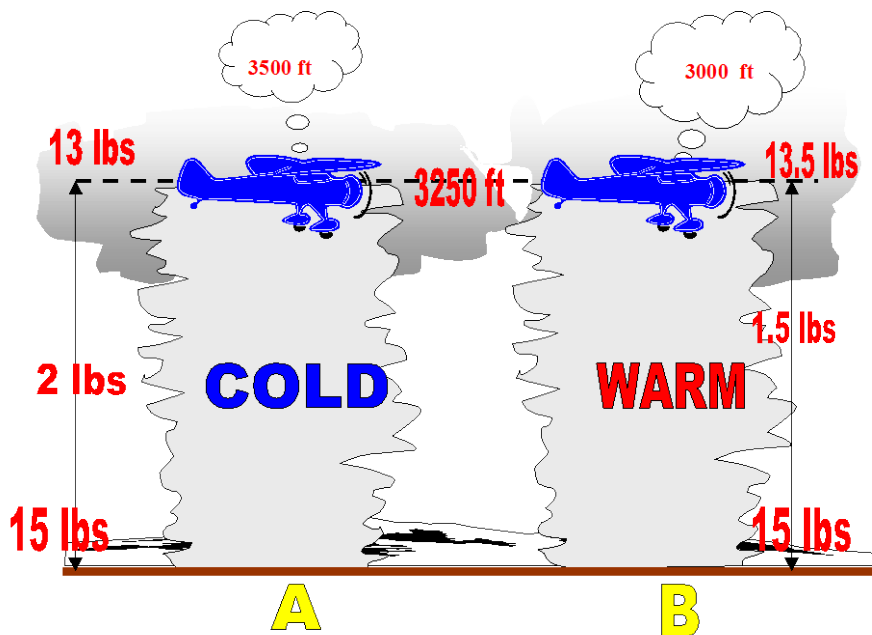
Esos efectos combinados hacen que la temperatura no sea la que la atmósfera tipo supone para dicho nivel.

Supóngase que la columna de aire situada por encima de una estación **A** está constituida por aire frío y que la columna por encima de la estación **D** está constituida por aire bastante más caliente. Debido a que el aire frío es mucho más denso que el aire caliente, la presión en el aire frío variará mucho más rápidamente que en el aire caliente. Dicho en otras palabras, si se desea considerar iguales variaciones de presión en ambas columnas, por ejemplo de **50 en 50 milibares**, en la columna de aire frío se encontrarán más rápidamente o en menor distancia que el aire caliente. Cuando llegue al aeropuerto **B**, estará más alto de lo que le indica su altímetro. Por un razonamiento semejante podríamos demostrar que cuando el aire es más frío, el avión estará más debajo de lo que le indica el altímetro. **Fig. 58**

FIG. 58

NIEBLA Y OTROS FENÓMENOS DE OBSTRUCCIÓN A LA VISIBILIDAD:

La condensación del vapor de agua, produce un enturbiamiento del aire cualquiera que sea la forma que adopte tal condensación. Así por ejemplo, las nubes que únicamente reducen la visibilidad vertical y oblicua de un individuo situado en la superficie, también reducen en la visibilidad horizontal del piloto. Por otro lado, los fenómenos producto de la condensación del



vapor de agua que tienen sus bases en contacto con la superficie terrestre, limitan o reducen tanto la visibilidad horizontal, como la vertical y la oblicua de un individuo situado en tierra y reducen también la visibilidad horizontal y oblicua del conductor de cualquier vehículo.

Esa limitación o reducción de la visibilidad, también reduce como es de suponerse, la seguridad y la eficiencia de la conducción de esos vehículos las embarcaciones de superficie, los buques, no pueden ser hechos “recalar” fácilmente a los puertos en los que la visibilidad es pobre o reducida; el tráfico de automóviles y camiones en las carreteras en las que la visibilidad es reducida, no se realiza con la fluidez con la que realizaría en otras condiciones y, en los aeródromos en lo que tal reducción es considerable, las aeronaves no pueden despegar ni aterrizar, si no se cuenta con ayudas adecuadas en ellos.

NIEBLA:

Es precisamente a los fenómenos producto de la condensación que tienen sus bases en contacto con la superficie terrestre, a los que específicamente nos vamos a referir en ésta parte. Tales fenómenos, reciben el nombre de **NIEBLA**.

Ya en otra parte, se ha señalado que la condensación del vapor de agua, puede ser producida por el enfriamiento del aire hasta una temperatura inferior a su temperatura de punto de rocío, o puede producirse también por la agregación de vapor de agua que hará que esa misma temperatura aumente hasta un vapor igual al de la temperatura ambiente y finalmente y también, la condensación puede producirse por una agregación de vapor asociada con un enfriamiento del aire.

Las nieblas que son producidas principalmente por el enfriamiento del aire, son tres especies diferentes: **NIEBLA DE RADIACION, NIEBLA DE ADVECCIÓN Y NIEBLA DE OROGRAFIA.**

Las que son producidas de manera particular por la agregación de vapor de agua, son de la especie llamada: **NIEBLA DE VAPORIZACION.**

Y las nieblas que son producidas por el efecto combinado del enfriamiento del aire y de la agregación de vapor desde los elementos de una precipitación, son de la especie llamada: **NIEBLA FRONTAL.**

Los procesos físicos involucrados en al formación de cada una de esas nieblas, son el objeto de las dos secciones siguientes:

NIEBLA DE RADIACION, DE ADVECCIÓN Y OROGRAFICA.

LA NIEBLA DE RADIACION:

Es producida por el enfriamiento de la superficie terrestre, a causa de la radiación nocturna. Tal enfriamiento llega a tener valores equivalentes a una reducción de 1°C . por hora en la temperatura ambiente. El valor de esa reducción en la temperatura, está subordinado a la existencia o inexistencia de nubes en la localidad. La abundancia de ellas produce mayor reflexión de la energía calorífica irradiada por la superficie terrestre, mientras que la ausencia total de ellas no afecta ni a una ni a la otra.

De esa manera y si recordamos que en una localidad la temperatura tiene una variación cíclica tal, que la máxima resulta reducida por la presencia de nubes durante el día, mientras que el valor de la mínima es menor si por la noche no hay nubes, concluiremos que; la superficie terrestre se enfría más durante aquellas noches en las que no hay nubes y que han estado precedidas por días en los que hubo abundancia de ellas **fig. 59**

En cuanto al enfriamiento del aire producido por el enfriamiento de la superficie, hay por lo menos dos factores que lo controlan. Por un lado, la velocidad del movimiento horizontal del aire, y por el otro, la distribución vertical de la humedad.

En cuanto al primero de esos dos factores, o sea; la velocidad del viento en la localidad, se puede fácilmente ver que tiene la particularidad de aumentar o reducir el lapso de tiempo en el que las partículas de aire se mantienen en contacto con la superficie, según que su velocidad sea baja o alta. Y, mediante la turbulencia que lo acompaña, que es mayor o menor velocidad, determina el espesor de la capa enfriada: a menor velocidad menor espesor de la capa enfriada, a mayor velocidad es mayor el espesor de esa capa **fig. 60**

El segundo de los factores determinados del enfriamiento del aire, el que se refiere a la distribución de la humedad, juega un papel en tal proceso, que es derivado de la propiedad del vapor de agua de absorber e irradiar con igual eficiencia y en todas direcciones, la energía radiante. Así pues, si el vapor de agua se haya concentrado en una capa por encima de la cual hay aire seco, la radiación terrestre será absorbida por el vapor, parte de ella será irradiada por él hacia la superficie de la Tierra, pero otra parte será irradiada hacia el espacio, produciendo un enfriamiento adicional en la capa húmeda **fig. 61**

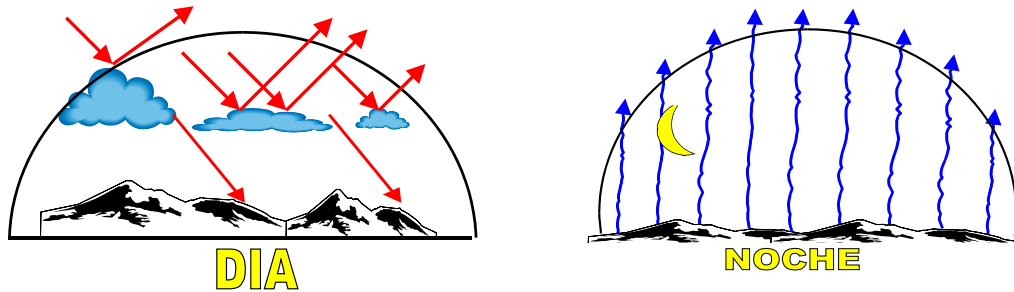


FIG. 59

La poca insolación durante un día nublado y la intensa radiación terrestre durante la noche siguiente, si está despejada, son factores favorables para el enfriamiento intenso de la superficie terrestre.

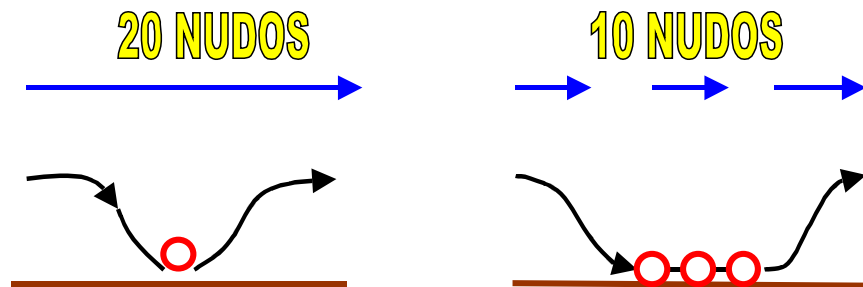


FIG. 60

Con viento débil, cada partícula de aire se mantiene en contacto con la superficie un tiempo mayor que el que se mantendría con viento más intenso. La turbulencia mezclada de aire. El resultado de ambos efectos es un enfriamiento intenso de la capa mezclada.

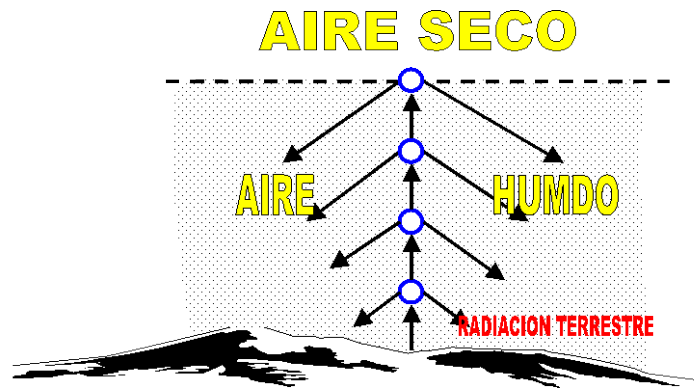


FIG. 61

Cuando el aire en contacto con la superficie es húmedo y por encima de él hay aire seco, es mayor aún en enfriamiento de la capa húmeda. Tal situación es debida a que la temperatura del aire y de cada molécula de vapor aumenta con la altura y por lo tanto, cada una irradiará mayor cantidad de calor que el que recibe de las que hay abajo.

Finalmente recordemos qué, cuanto mayor es el contenido de vapor de agua en el aire, menor es el enfriamiento que se necesita para saturarlo y para producir la condensación del vapor de agua excedente.

NIEBLA DE RADIACIÓN:

Si el aire es muy húmedo cerca de la superficie y está por debajo de aire seco; si además el viento tiene una velocidad no nula, pero reducida, y si durante el día anterior ha habido gran nubosidad que no la hay durante la noche, la acción combinada de todos esos elementos determinará: un gran enfriamiento de la superficie, un gran enfriamiento del aire que se saturará, quizás antes de la medianoche, y un espesor razonablemente grande de la capa enfriada en la cuál la condensación del vapor de agua y en la que se forma la **NIEBLA DE RADIACION**.

Cuando en las laderas, faldas o estribaciones de una cordillera se forma niebla de radiación, tal niebla tiende a descender o a “escurrir” hacia menores elevaciones, a causa del aumento de densidad del aire producido por su enfriamiento. Obviamente, si tal escurrimiento procediera indefinidamente, habría una elevación en la niebla desaparecería por el calentamiento que experimenta el aire al descender. Pero si ese escurrimiento es corto, por terminar en una valle razonablemente poco profundo, entonces en el valle va a tener lugar una acumulación progresiva de niebla de radiación, que va a determinar que la niebla acumulada tenga características de espesor y duración diferentes a las de la niebla de radiación propiamente dicha. **fig. 62**

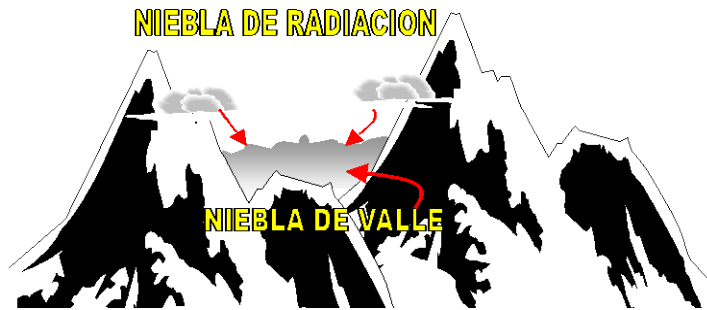


FIG. 62

Al descender las nieblas de radiación que se forman en las laderas de las serranías, se acumulan en los valles formando una niebla persistente por su gran espesor.

Tendrá un mayor espesor por el aumento progresivo de vapor de agua condensado en el valle y su duración es también mayor que el de la niebla de radiación, a causa de su mayor espesor. Este tipo de niebla que puede durar en el valle por espacio de varios días, aún cuando en las laderas de las cordilleras circundantes no haya formación de niebla de radiación, es llamado: **NIEBLA DE VALLE**.

Cuando no es la superficie la que se enfría para enfriar al aire, sino que, aún cuando el medio día, cuando la insolación es una cierta región supera considerablemente a la radiación terrestre haciendo que ésta, en lugar de enfriarse se caliente, y llega a tal región aire procedente de otra en la que el aire ha sido calentado y humidificado considerablemente, en la primera región el aire va a ser enfriado desde abajo, debido a la menor temperatura de la superficie sobre la que viaja.

Fig. 63

NIEBLA DE ADVECCIÓN:

Si por la moderada velocidad del viento, el aire permanece en contacto con la superficie durante un tiempo suficiente para ser enfriado por ella y la turbulencia distribuye dicho enfriamiento en una capa de cierto espesor, puede haber la condensación de vapor de agua, si el enfriamiento que experimenta el aire es suficiente para ello. Empíricamente se ha visto que las velocidades de viento más favorables para la formación de éste tipo de niebla, que es la **NIEBLA DE ADVECCIÓN**. Son entre **5 y 15 nudos**.

Si a los efectos se agrega aquel producido por la concentración del vapor de agua cerca de la superficie, el enfriamiento de aire será más radical y más favorable par la formación de tal tipo de niebla.



FIG. 63

El aire que se mueve de una región en la que la superficie tiene mayor temperatura que en otra, al yacer sobre la segunda será enfriado desde abajo tanto durante el día como durante la noche.

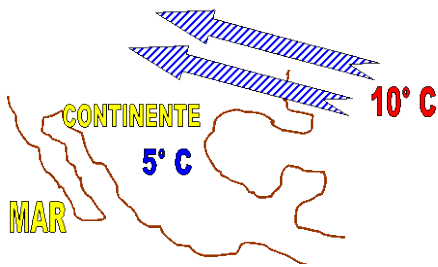
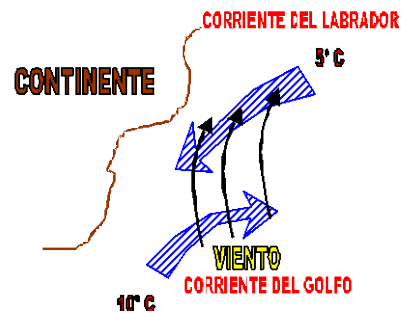
FIG. 64^a

FIG. 64b

FIG. 64c



La niebla de advección se forma durante el invierno sobre los continentes, cuando sobre ellos se mueve el aire procedente del mar (fig. a), o en cualquier estación, cuando el aire se mueve pasando de una corriente marina caliente a otra fría (fig. b), o cuando se mueve por encima del agua que ha emergido de la profundidad. (Fig. c)

LAS NIEBLAS DE ADVECCIÓN: se forman principalmente durante el invierno sobre los continentes, cuando hay advección de aire procedente del mar. **Fig. 64a,** En las regiones oceánicas, en cualquier estación del año, dónde dos corrientes marinas de diferentes temperaturas se deslizan lateralmente y el viento es de la más caliente hacia la más fría. **Fig. 64b** O en aquellas porciones del mar en las que el agua de las profundidades emerge a la superficie produciendo una zona de baja temperatura, el aire que desde el mar se mueve cruzando por encima de tales zonas, se enfriará dando origen a nieblas de advección. Así se originan las nieblas de la costa de California, del Perú y de la costa Atlántica del continente Africano. **Fig.64c**

Es muy común que se conjuguen el efecto de radiación y de advección para la formación de nieblas. Un caso concreto lo constituye la ciudad de México, que está situada a sotavento del lago de Texcoco. Durante el invierno, el aire que yace sobre el lago mantiene una temperatura superior al de la superficie adyacente al lago, en noches despejadas, se enfría por radiación nocturna. Entonces cuando aquel aire húmedo y de mayor temperatura que la superficie se desplaza sobre ella, se enfría, se condensa el vapor de agua que contiene y se forma una niebla que comparte las características de la de radiación y de la advección.

NIEBLA OROGRAFICA:

Es otro tipo de niebla causada por el enfriamiento. Pero a diferencia del enfriamiento por radiación o por advección, el enfriamiento que origina esta niebla, es el enfriamiento adiabático del aire que asciende por el lado barlovento de una prominencia orográfica. **Fig. 65**

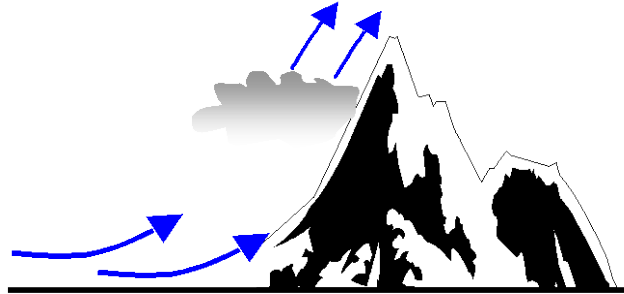
Recordemos que si una capa de aire cuya humedad es mayor en su base que en su cúspide se hace ascender, se inestabiliza. Su inestabilidad se opondrá a la necesaria concentración de gotitas de agua en suspensión en el aire y cerca de la superficie terrestre que hace “vivir” a la niebla. Lo indispensable que el aire que asciende por las laderas sea estable, tanto conectiva como potencial o condicionalmente.

NIEBLA FRONTAL Y NIEBLA DE VAPORIZACION.

La niebla frontal según se ha dicho, pertenece a aquella clase de nieblas originadas tanto por el enfriamiento del aire como por la agregación de vapor de agua al mismo.

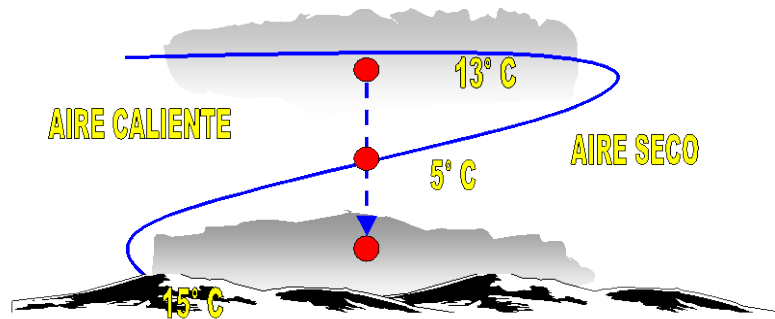
Para ilustrar su origen, imaginemos que cerca de la superficie terrestre yace aire cuya temperatura es muy baja y que, por arriba de él, hay aire con temperatura bastante mayor dentro del cual se ha formado nubes en las que tiene origen una precipitación formada por gotas de agua.

FIG. 65



El aire que asciende por la ladera de una cordillera si es condicionalmente estable, da origen a una niebla orográfica.

FIG. 66



Si una gota de precipitación cae en el seno de aire con menor temperatura, se evapora provocando la saturación del aire la condensación de vapor y la formación de una niebla frontal.

Las gotas de la precipitación, la encontrarse cerca de la superficie terrestre rodeada por aire con temperatura muy inferior a la suya propia, tendrán una tensión de vapor superior a la presión de saturación del aire en el que se desplazan.

Por añadidura, el calor contenido en las gotas, forma parte de la energía que las mantiene en su estado líquido y con su forma de gota. De tal energía no se puede disponer para que se realice el proceso de su vaporización, y por lo tanto, el calor latente de vaporización es tomado de aire. La disminución del calor del aire, reduce su temperatura y su presión de saturación.

Si ya de por sí, sin que el aire se enfríe, la tensión de vapor de las gotas es superior a la presión de saturación que corresponde a la temperatura original del aire, cuando éste se enfría por la vaporización del agua de las gotas, su tensión de vapor superará notablemente a tal presión de saturación, facilitando la condensación posterior de ese vapor se agua.

Esta nueva condensación dará origen a pequeñísimas góttitas de agua que se mantienen en suspensión en el aire constituyendo una **NIEBLA FRONTAL**.

NIEBLA FRONTAL:

Por la forma misma en que se origina, tiene un espesor considerable y su ciclo o período de vida, se extiende a todo el tiempo en el que una localidad esté afectada por las condiciones que la originan. Tan pronto cesa la precipitación caliente es una estación, la niebla frontal desaparece también.

NIEBLA DE VAPORIZACION:

Es como ya se dijo como su nombre lo indica, una concentración de pequeñísimas gotas de agua cerca de la superficie terrestre, debidas a la agregación de vapor de agua al aire. Para que tal agregación pueda tener la magnitud necesaria para saturar el aire y más tarde formar la niebla, se requiere que el agua tenga una temperatura superior a la del aire para que así la tensión de vapor del agua supere a la presión de saturación del aire correspondiente a su temperatura.

Una distribución de temperatura como sea, se presenta más fácilmente durante el invierno dentro de las regiones polares. En ellas los mares mantienen una temperatura superior a cero grados centígrados, en tanto que el aire que ha estado en contacto con los continentes helados adquiere temperaturas a cero grados centígrados.

Cuando el aire se desplaza de los continentes hacia el mar, existían las condiciones propias para una agregación de vapor que produjera condensación y niebla de vaporización.

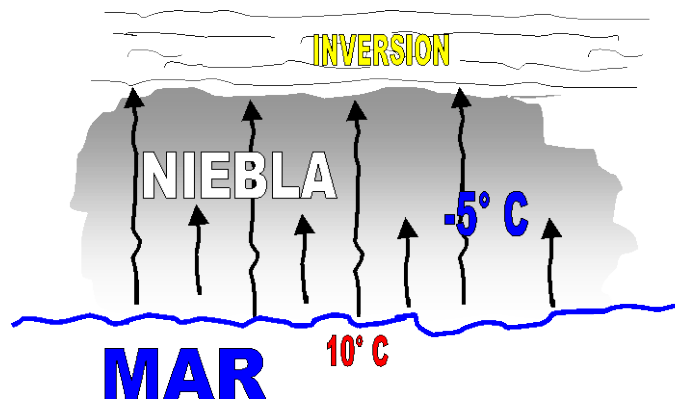
Es la misma situación que se observa por sobre los escapes de vapor de las calderas de las fábricas o de las locomotoras de vapor. Tales escapes no nos muestran coronados por una nube blanquecina que se extiende dentro de un espacio limitado, a causa de la difusión del vapor de agua en el aire.

También las nieblas de vaporización que se forman sobre los mares o sobre las superficies lacustres cuya temperatura es mayor que la del aire, están sujetas a la difusión del vapor mencionada, a causa del viento y lo que es más importante, a causa de la inestabilidad que experimenta el aire frío al ser calentado desde abajo.

Lo dicho determina qué, para que pueda formarse una niebla de vaporización se requerirá además de la agregación del vapor, que en la región a cierta distancia vertical de la superficie marina o lacustre, haya una marcada estabilidad que sirva de tapón al escape del vapor producido por la inestabilidad y que el viento sea calma, o sea, que su velocidad sea cero,

La estabilidad a la que acabamos de aludir, se evidencia por el hecho de que, en donde la hay, en lugar de reducirse la temperatura en la vertical en la misma proporción en que se reduce la temperatura en la vertical en la misma proporción en que se reduce en donde hay inestabilidad, dicha temperatura se reduce menos e incluso aumenta con la altura. Cuando ocurre esto último, se dice que hay una inversión de temperatura y tal inversión, es indicio de una gran estabilidad.

FIG. 67



Cuando sobre el mar se ubica el aire con menor temperatura y acorta altura hay una inversión, la vaporización produce la saturación del aire, la condensación del vapor y por lo tanto la formación de una niebla de vaporización.

FENOMENOS DEBIDOS A LA CONCENTRACION DE IMPUREZAS:

La atmósfera contiene en suspensión partículas orgánicas e inorgánicas cuya concentración cerca de la superficie, determinará el que la visibilidad de un observador situado en ella se reduzca.

Aún cuando la diferencia entre los fenómenos a los que nos referimos, radica en su propia naturaleza, de manera un tanto arbitraria vamos a agruparlos para su descripción, en dos clases determinadas por la estabilidad o inestabilidad del aire en el que ocurren tales concentraciones.

Al primer grupo, pertenece la **BRUMA, HUMO y el POLVO**; y al segundo, la **TOLVANERA, TORMENTA DE ARENA y la VENTISCA**.

BRUMA, HUMO Y POLVO.

LA BRUMA es un fenómeno constituido por innumerables partículas de polvo; sal en suspensión en el aire, tan pequeñas, que no se pueden ser observadas individualmente a ojo, ni pueden ser palpadas por medio del tacto, sin embargo, su presencia la acusa la reducción que produce en la visibilidad, y los efectos que produce en la luz que son en los que el observador se basa para reconocerla y que son diferentes a los que producen otros fenómenos.

EL HUMO está constituido por partículas finas de cenizas en suspensión en el aire, que se originan por la combustión deficiente de los combustibles. Cuando su concentración es importante, produce un olor característico que impide se le confunda con otros fenómenos. También, como la bruma, induce ciertos efectos en la luz que la identifican. Es natural que el humo se encuentre en mayores proporciones, en o alrededor de zonas industriales.

EL POLVO está constituido por partículas minúsculas de materia orgánica, tierra, arena, etc., que son concentradas en la localidad a causa de la estabilidad del aire en ella. El polvo como los fenómenos antes citados, se presenta en un lugar cuando es mayor el grado de estabilidad del aire, ya que la inestabilidad cualquiera que sea su origen, dispersa a sus elementos componentes.

TOLVANERA, TEMPESTAD DE ARENA Y VENTISCA.

LA TOLVANERA, es el fenómeno que aunque también está formado por partículas de tierra, etc., como el polvo, se diferencia de él porque la tolvana no se refiere a la concentración por sedimentación de tales partículas, sino a una alta concentración de partículas debida a la violenta agregación de ellas a causa de la inestabilidad y de un viento intenso. En otras palabras, las partículas componentes de la tolvana son levantadas del suelo por acción del viento y de la inestabilidad, en el lugar en el que se presenta tal fenómeno.

LA TEMPESTAD DE ARENA, es un fenómeno cuyo origen físicamente semejante al de la tolvanera, aunque las partículas que intervienen en una tempestad de arena, como su nombre lo indica, son de arena. Naturalmente tal fenómeno sólo podrá observarse en aquellas regiones desérticas en las que abunda dicho material.

LA VENTISCA, como los fenómenos anteriores, se refiere a un fenómeno en el cuál la concentración de materia no es causada por su sedimentación, sino por que tal materia es incorporada al aire en la localidad en la que se presenta el fenómeno, a causa del viento y de la inestabilidad. La diferencia entre éste fenómeno y los dos anteriores, radica en el material que los constituye. La ventisca está formada por nieve que después de una precipitación de ese tipo, no se ha congelado en la superficie como para constituir una masa sólida, sino que, deposita en la superficie conservando la individualidad de sus elementos. Por la acción del viento, esos elementos individuales son levantados de la superficie constituyendo la VENTISCA.

LOS ESTRATOS Y EL TECHO

LA ESTRATIFICACION ó distribución vertical de las diferentes capas que en un momento y lugar ocultan la bóveda celeste, se fija mediante la altura o altitud de la base de todas y cada una de tales capas. En los informes de observaciones de superficie y en los pronósticos del tiempo que se refieren a los aeródromos, tal medida es dada en términos de la altura de la base de cada capa. En los pronósticos que no se refieren a puntos específicos, sino a áreas, rutas o trayectorias de vuelos específicos, tal componente de la condición del cielo se expresa en términos de altitudes.

Como quiera que sea, las unidades que se emplean para la medida y expresión de la estratificación son: el metro o el pie. En la aeronáutica es el pie el que más generalmente se emplea.

Dentro del concepto de estratificación, también se considera la medida de la visibilidad vertical que tiene un observador situado en tierra, en el lugar y en el momento en él hay un fenómeno de los que reducen la visibilidad horizontal y que le impide ver la bóveda celeste.

Hay una altura en particular que es de gran significación aeronáutica: aquella que corresponde a la base de la capa más baja que tiene una extensión igual o superior a cinco oktas y es opaca en más de la mitad de su extensión, o a la visibilidad vertical a la que alude el párrafo anterior. Tal altura se distingue de la que corresponden a las otras capas, mediante su designación como **TECHO**.

EL ENGELAMIENTO:

las corrientes ascendentes en una tormenta, llevan una abundante cantidad de agua en estado líquido, esta agua se sobreenfría, cuando es llevada al nivel de congelación, la temperatura en la ascendente se enfría aproximadamente a los -15°C , la mayor parte del vapor de agua remanente, se sublima en cristales de hielo.

Arriba del nivel mencionado, la cantidad de agua sobreenfriada disminuye. El agua sobreenfriada se congela al impacto con las aeronaves, este hielo transparente se presenta a cualquier altitud, sobre el nivel de congelamiento, y a niveles altos se presenta como simple hielo escarchado, mezclado o hielo transparente. **EL ENGELAMIENTO** en tormentas puede convertirse en un elemento extremadamente peligroso.

TORMENTAS ELÉCTRICAS Y TORNADOS

DEFINICION Y CICLO DE VIDA DE LAS TORMENTAS ELECTRICAS:

Como su nombre lo indica, la tormenta eléctrica es el fenómeno atmosférico consistente en la ocurrencia de descargas eléctricas dentro de una nube, entre una nube y otra, o entre una nube y la superficie terrestre. Desde el punto de vista sensorial, la descarga eléctrica tiene una manifestación que se percibe por medio del sentido de la vista: el “**rayo**”, y otra que se percibe por medio del oído: el “trueno”. Rayo y trueno son pues, manifestaciones diferentes de la descarga eléctrica.

Las nubes con las que se presenta inseparablemente asociada la tormenta eléctrica, son del tipo cumulonimbus. Por eso es que la tormenta eléctrica debe concebirse como un fenómeno que tiene lugar cuando el aire experimenta un **VOLCAMIENTO** causado por su inestabilidad. Recordemos que la inestabilidad puede ser causada por el intenso calentamiento que experimenta el aire cerca de la superficie, o por el enfriamiento que experimenta en sus niveles superiores y también, por su ascenso causado por la orografía o por la penetración de una cuña de aire frío por debajo de él, o la que produce cuando el aire caliente se mueve en la misma dirección y sentido en las que se mueve el aire frío pero con mayor velocidad.

El ascenso del aire consecuencia de su inestabilidad, se encuentra compensado por movimiento descendente dentro y fuera de la nube de tormenta. La combinación de esos movimientos trae aparejada la formación la ruptura del ciclo hidrológico que producen favorecen la generación de fuertes precipitaciones de lluvia y granizo y una distribución de cargas eléctricas muy convenientes para que ocurran las descargas. Para las aeronaves que vuelan a través de esas células, existe el peligro de los esfuerzos a que queda sometida su estructura, al ser hechas ascender y descender violentamente por las ascendentes y descendentes que hay en ellas.

El ciclo completo de vida de una tormenta eléctrica, se realiza en unas cuantas horas. De ellas, sólo unas cuantas dura la mayor severidad de la tormenta. En ese ciclo de vida, es posible

reconocer estructuras o condiciones diferentes dentro de la nube que permiten delimitar con precisión tres etapas diferentes: **la ETAPA DE CUMULUS o de FORMACION, la ETAPA DE MADUREZ** en la cual la tormenta alcanza su mayor intensidad y **la ETAPA DE DISIPACION o de DECADENCIA** de la tormenta, Las peculiaridades distintivas de cada etapa son las siguientes:

ETAPA DE CUMULUS:

Se extiende desde la aparición de una nube tipo **Cu** hasta la transformación de la misma en **Cb**, que ocurre cuando su cúspide ha rebasado el nivel de congelación y en la superficie terrestre se percibe con la presencia de corrientes ascendentes en toda la nube, pero localizadas las de mayor velocidad cerca de su cúspide. Al respecto es común encontrar cerca su cúspide corrientes ascendentes con velocidad de alrededor de **30 nudos. Fig. 68**

Durante ésta etapa aumenta considerablemente con el tiempo, el tamaño y la cantidad de las gotas. Su mayor concentración tanto en estado líquido como en estado sólido, se encuentra por arriba del nivel de congelación precisamente donde los movimientos verticales tienen su mayor velocidad. Es debido a tales movimientos que las gotas no se precipitan hacia la superficie terrestre.

Si a partir del nivel de congelación nos moviéramos en una de esas corrientes ascendentes dentro de la zona de máxima concentración de hidrometeoros, notaríamos que por arriba de él habría agua en estado líquido sobreenfriada, y más arriba empezaría a presentarse una gradual predominancia de agua parcialmente congelada o aguanieve, y por arriba de esa zona, ya cerca de la cúspide de la nube, encontraríamos que toda esa porción de la nube estaría constituida únicamente por agua totalmente congelada en forma de copos de nieve.

ETAPA DE MADUREZ:

Habiendo aumentado el número y tamaño de las gotas y cristales de hielo en la etapa de cumulus a causa de las corrientes verticales, en la parte inicial de ésta etapa y a causa de esas mismas corrientes, esas gotas o cristales de hielo han aumentado su masa al extremo de no poder ser mantenidas en suspensión en el aire y se precipitan hacia la superficie terrestre.

Precisamente, como ya se dijo, la iniciación de la precipitación marca el inicio de ésta etapa de madurez.

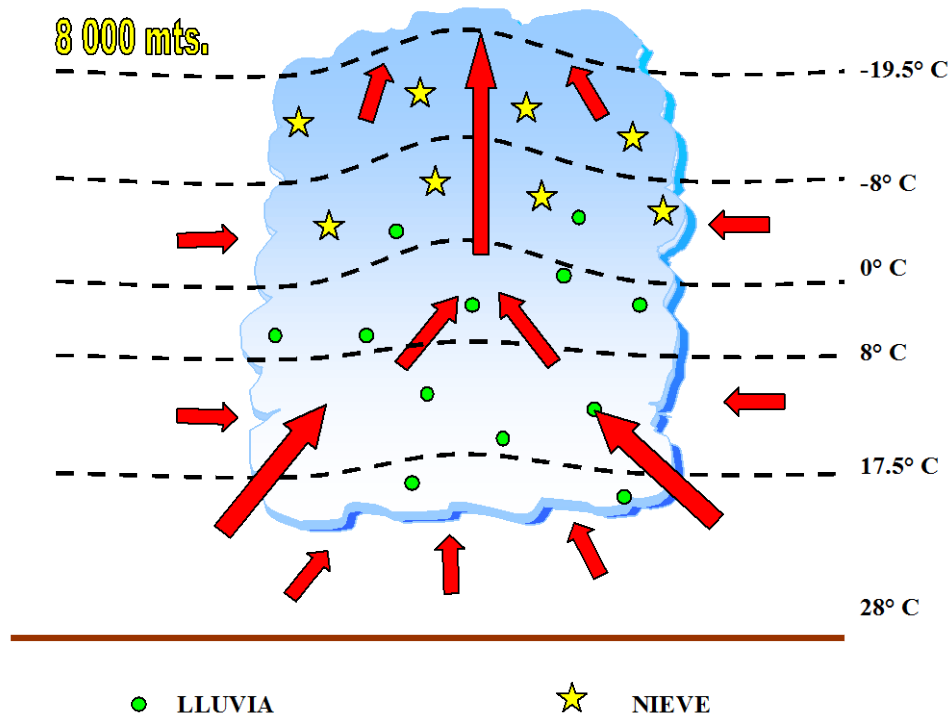


FIG. 68

Aquí se ilustra la estructura de la nube en las postrimerías de la etapa de formación de la tormenta. Prevalcen los movimientos verticales ascendentes que son más intensos en la cúspide misma de la nube y aunque ésta ya ha rebasado el nivel de congelación, no hay en ella cristales de hielo, sino únicamente gotas de agua sobre enfriadas y copos de nieve que son mantenidos en suspensión por los intensos movimientos ascendentes.

La estructura de la nube en ésta etapa, se caracteriza por la presencia de una corriente descendente adyacente a la corriente ascendente general, la cuál por debajo de la base de la nube, abarca un área mayor que la que tiene a cualquier otro nivel dentro de ella. La precipitación en la superficie, se presenta en coincidencia con ésta corriente descendente, sugiriendo que dicha corriente en parte es causada por el arrastre que ejerce en el aire la precipitación misma. Esta corriente descendente que al principio sólo se encuentra en la porción media e inferior de la nube, aumenta progresivamente en extensión vertical y horizontal.

A pesar de ello, aun en el momento central de la etapa de madurez de la tormenta que es a la que se refiere la **fig.69**, las corrientes ascendentes muestran un aumento de velocidad con al altura dentro de los primeros **25,000 pies**, pudiendo tener velocidades del orden de los **50 nudos**. Excepto por debajo de los primeros **5,000 pies**, donde la presencia de la superficie terrestre hace sentir su influencia en una reducción de su velocidad, la corriente descendente es bastante uniforme y como promedio, su velocidad es del orden de los **20 nudos**. Esta misma corriente descendente es la responsable de qué, sobre la superficie terrestre, la parte delantera de la tormenta se presente acompañada de uno de los fenómenos más característicos de ella, como lo es el rápido cambio de dirección y velocidad del viento que se conoce como “**viento arrachado**”

La precipitación con la que se anuncia el principio de ésta etapa, tiene lugar durante toda ella en virtud de que, tanto las gotas como los cristales de hielo, durante ella alcanzan su mayor peso.

Expliquémonos: una gota de agua o cristal de hielo que durante la primera etapa ha aumentado substancialmente su peso e inicia su caída, eventualmente llega a encontrar una corriente ascendente lo suficientemente intensa como para impulsarla nuevamente hacia arriba. Al ascender, aumenta más su peso por la condensación o la sublimación del vapor de agua en ella y por el choque con algunos de los pequeños elementos de la nube, resultando de tal aumento de peso una nueva caída. Este proceso se repite una, otra y una multitud de veces, hasta que la gota o cristal de hielo llega a adquirir un peso tan grande, que ni los intensos movimientos verticales que hay en la parte inferior de la nube logran hacerla ascender, y entonces llega hasta la superficie terrestre.

Es debido a esos ascensos y descensos alternativos, que el granizo adquiere la estructura a la que se refirió anteriormente, y es debido a la resistencia que ofrecen las corrientes ascendentes a la caída de las gotas, que esas tienen un tamaño máximo al llegar a la superficie de la Tierra, igual al de un chícharo.

La descarga eléctrica, que es lo que en sentido figurado podríamos llamar a la tarjeta de presentación de la tormenta eléctrica, también tiene lugar durante esta etapa de madurez de la tormenta eléctrica. Hay varias hipótesis que explican el mecanismo existente dentro de cada célula para distribuir las cargas eléctricas de manera adecuada para que se produzca la descarga. Quizás no sea ni la más correcta ni la más fácil comprensión. Consiste dicha hipótesis en admitir que cuando las gotas de agua llegan a tener un tamaño desproporcionadamente grande como para que su tensión superficial las mantenga con su forma y dimensión, las gotas se fragmentan en innumerables fragmentos o gotas más pequeñas que conserva cada una carga eléctrica determinada.

Esa separación de cargas ioniza al aire, haciendo que el que rodea a cada gota tome una carga se signo contrario al de la carga de la gota. Como dentro de la nube el aire asciende mientras las gotas descienden, es evidente que tenga que haber concentraciones de cargas de polaridad contraria en diferentes proporciones de la nube, por el transporte que en sentido contrario

experimentan las cargas de polaridad diferente. Tales concentraciones producen un gradiente de potencial electrostático dentro de la nube y consecuentemente la descarga.

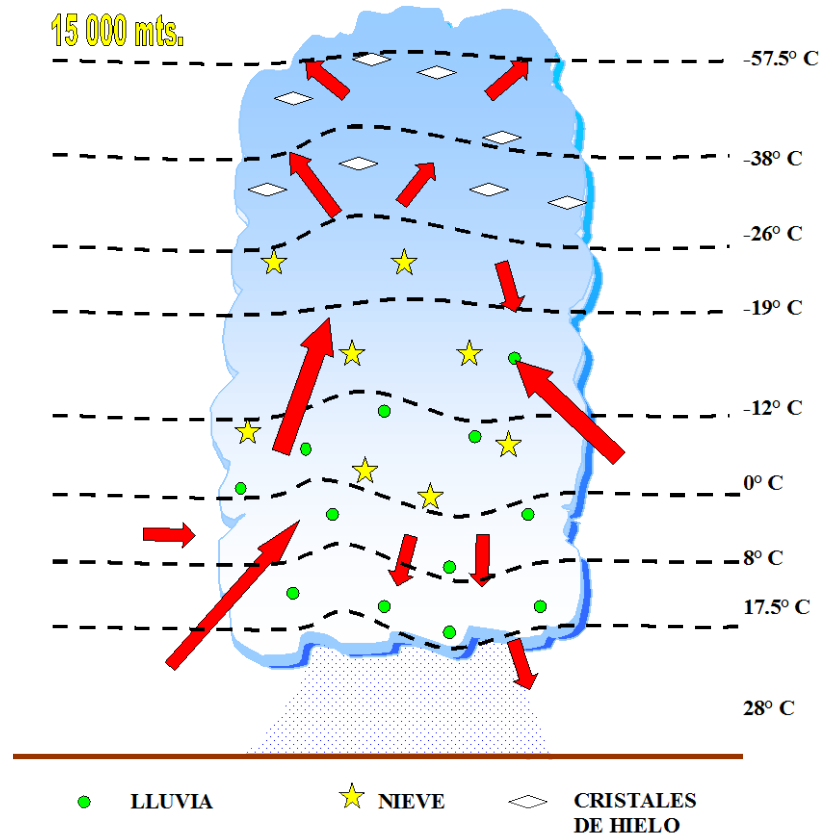


FIG. 69

Durante la etapa de madurez de la tormenta, coexisten dentro de la nube movimientos verticales ascendentes y descendentes, pero predominando los primeros en la parte superior de la nube. Durante ésta etapa tienen lugar la precipitación y descargas eléctricas de la tormenta, la más intensa turbulencia dentro de la nube, el arrachamiento del viento de superficie y frecuentemente una marcada reducción en la temperatura ambiente en superficie.

ETAPA DE DISIPACION:

Debido a la aparición de nuevas zonas de precipitación dentro de la nube, las corrientes descendentes aumentan rápidamente su extensión horizontal hasta ocupar íntegramente el área afectada por la tormenta y propagándose también hacia la cúspide de la nube hasta que, en esta etapa, toda la nube se encontrará bajo la influencia de las corrientes descendentes. Al ocurrir lo antes descrito, se reduce simultáneamente la cantidad de precipitación y con ello, se reduce también el arrastre del aire y la velocidad de las corrientes descendentes.

Durante esta etapa, la cantidad de agua líquida en la nube es mucho menor que la que había en ella durante la etapa de madurez de la tormenta, la precipitación disminuirá como consecuencia de ello, y por lo regular la precipitación disminuirá como consecuencia de ello, y por lo regular veinte minutos después de que ha cesado el movimiento ascendente dentro de la nube, se recibirán en la superficie las últimas gotas de precipitación.

Desde luego, no siempre es posible definir el término de ésta etapa de la tormenta en la forma en que se hizo en el párrafo anterior, por razón de que lo normal es que esta etapa de disipación se forme en nubes estratiformes de las cuales proceden precipitaciones ligeras y de carácter intermitente, que duran un tiempo relativamente extenso haciendo suponer una duración muy grande de ésta misma etapa. Sin embargo, puede decirse en general, que entre la iniciación de ésta etapa y la desaparición de las corrientes ascendentes, transcurren minutos.

INTENSIDAD DE LAS TORMENTAS SEGÚN LA LATITUD Y LA EPOCA DEL AÑO.

La intensidad de las tormentas se reconoce por la frecuencia de las descargas y por la intensidad de la precipitación que ocurren durante su etapa de madurez.

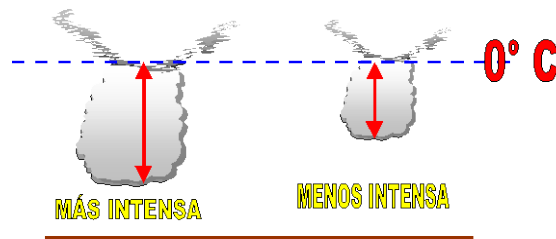
De manera indirecta, la estimación o reconocimiento de la intensidad de una tormenta hecha de esa manera, sugiere que los movimientos ascendentes y descendentes dentro de la nube tienen que ser más veloces cuanto mayor sea su intensidad, y viceversa.

Si consideramos dos nubes **Cu** de igual desarrollo vertical, la primera de las cuales se ha formado donde el nivel de congelación es bajo mientras que la segunda se ha formado donde el nivel de congelación es alto, es evidente que para que las dos se conviertan en **Cb** al mismo tiempo, se requerirá que los movimientos ascendentes dentro de la segunda sean más veloces que dentro de la primera. De ello resultará que la segunda tormenta será de mayor intensidad que la primera.

Observemos que la distancia de la base de la nube al nivel de congelación en la segunda de ellas, es mayor que en la primera, de donde generalizando, podemos establecer que, **LA INTENSIDAD DE UNA TORMENTA ES DIRECTAMENTE PROPORCIONAL A LA**

DISTANCIA QUE HAY ENTRE LA BASE DE LA NUBE Y EL NIVEL DE CONGELACION. Fig. 70

FIG. 70

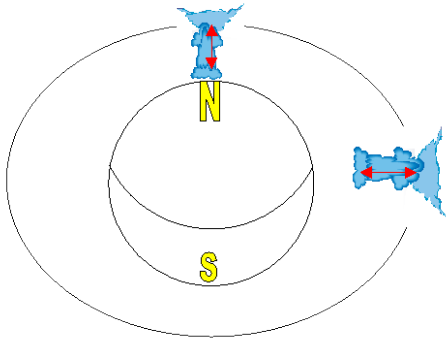
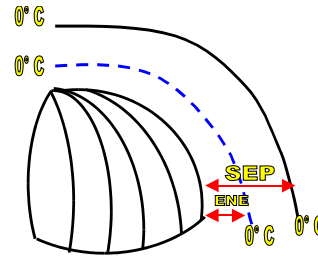


La intensidad de las tormentas eléctricas, es directamente proporcional a la distancia existente entre la base de la nube y el nivel de congelación.

Si consideramos que el nivel de congelación normalmente desciende entre el ecuador y el polo, y si adicionalmente consideramos dos tormentas cuyas bases se hayan a la misma altura, pero una dentro de la región tropical y la otra en la región circumpolar, la distancia entre la base de la primera nube y el nivel de congelación será mayor que esa misma distancia en el caso de la segunda nube. Tal situación nos indica que, independientemente de la época del año y de cualquier circunstancia de carácter local, las tormentas eléctricas **TIENEN MAYOR INTENSIDAD EN LA ZONA TROPICAL QUE A MAYORES LATITUDES.** Fig. 71a

Consideremos ahora que el nivel de congelación es más bajo durante el invierno que durante el verano y que, como consecuencia si a una latitud determinada se forma una tormenta en el verano y otra en el invierno, **LA INTENSIDAD DE LAS TORMENTAS DURANTE EL VERANO SERA MAYOR QUE LA QUE TENGAN DURANTE EL INVIERNO.** Fig. 71b

Finalmente consideremos las influencias locales. Para ello, situémonos mentalmente dentro de la zona tropical donde existen continentes y océanos. Es evidente que aún cuando el nivel de congelación tenga la misma altura en toda esa zona, durante el día por el mayor calentamiento de la superficie continental, una tormenta que se forma sobre ella tendrá mayor intensidad que una que también durante el día se haya formado sobre el mar. Por la noche y debido al mayor enfriamiento de la superficie continental, las tormentas que se forman sobre el mar tendrán mayor intensidad que las que formen sobre la superficie continental.

FIG. 71^aFIG. 71^b

En cualquier estación del año, las tormentas existentes a bajas latitudes son más intensas que las existentes en las altas altitudes (fig. a). Debido a que el nivel de congelación se encuentra más alto durante el verano que durante el invierno, las tormentas eléctricas que se forman a una cierta latitud, son más intensas en el verano que en el invierno (fig. b).

DIFERENTES CLASES DE TORMENTAS ELECTRICAS.

Aún cuando todas las tormentas eléctricas tienen las mismas características generales descritas en las secciones anteriores, las tormentas suelen clasificarse atendiendo a su origen. De acuerdo con tal criterio de clasificación, las tormentas suelen ser llamadas: **CONVECTIVAS**, cuando se originan por el intenso calentamiento que experimenta el aire cerca de la superficie; **OROGRAFICAS**, si el aire es inestabilizado por el ascenso que experimenta al incidir contra una prominencia montañosa; **DE VOLCAMIENTO**, cuando el aire es inestable debido al enfriamiento en sus capas superiores; y, **FRONTALES**, cuando el aire frío que se mueve hacia menores latitudes, o cuando ha sido hecho ascender, por el más rápido avance del aire caliente hacia menores latitudes, respecto al retroceso del aire frío hacia ellas.

TORMENTAS CONVECTIVAS:

Ya se dijo que su origen es debido al Sobrecalentamiento

De la superficie terrestre y del aire en contacto con ella, que determinan la existencia de corrientes verticales ascendentes. La característica más importante de ésta clase de tormentas, es que se presentan aisladas y que su intensidad disminuye después de la puesta del sol, terminando por disiparse en las primeras horas de la noche. **Fig. 72**

TORMENTAS OROGRAFICAS:

Además de tener ya descrito anteriormente, tienen la particularidad de formarse tanto durante el día como durante la noche, siempre que el viento incidente tenga la suficiente intensidad y el aire la suficiente humedad, para alcanzar el nivel de ascensión libre. Sus bases se forman en esas condiciones, a una altitud menor que la elevación de la cordillera, aunque si el aire es comparativamente poco húmedo, sus bases pueden formarse a una altitud superior a la elevación media de la cordillera. **Fig. 73**

Ese tipo de tormentas generalmente se formen no aisladamente, sino formándose cadenas que se orientan paralelamente al eje de las cordilleras, aunque también pueden ser arrastradas por los vientos hacia sotavento de la cordillera, particularmente cuando hay cañadas que desembocan en su lado de barlovento.

TORMENTAS DE VOLCAMIENTO:

Si consideramos que durante la primavera el aire cerca de la superficie empieza a ser fuertemente calentado por el aumento progresivo que va teniendo la insolación, mientras que el aire en la altura no resulta todavía afectado por tal calentamiento, la situación que existirá en tal caso será la que corresponda a una fuerte inestabilidad, como la que tiene lugar en un recipiente en el que colocaremos aceite, y por arriba de él agua. La mayor densidad del agua determinará que ésta descienda mientras que el aceite tendrá a ascender. Esos movimientos en la atmósfera, determinarán la presencia de las tormentas de **VOLCAMIENTO**, cuya característica más destacada es que sus bases las forman a altura superiores a las demás tormentas. El efecto de enfriamiento en las capas superiores puede producirse dentro de la región tropical y subtropical, donde la mayor concentración de vapor de agua tiene un espesor determinado y por arriba de ella, el aire es prácticamente seco. La radiación de la capa húmeda tras como resultado que su cúspide se enfríe más rápidamente que el aire en su base, y esto produce una inestabilidad que puede determinar la presencia de éste tipo de tormentas por la noche. **Fig. 74**

Lo indicado es significa que en un momento determinado no puedan concurrir simultáneamente dos o más de las causas citadas para producir una tormenta eléctrica. Tal es el caso de las altiplanicies a las que llega el aire que ha ascendido por las laderas de los cerros cuando en la altiplanicie misma, durante el día, hay una fuerte convección.

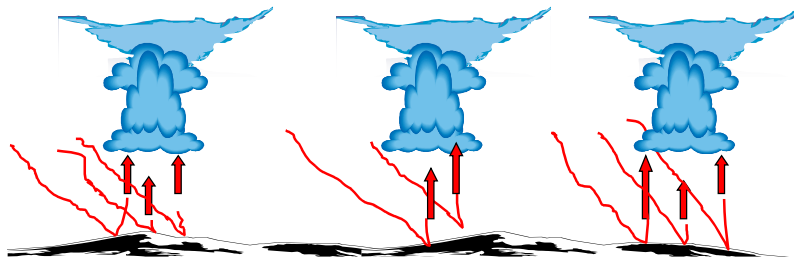


FIG. 72

Las tormentas convectivas causadas por el irregular Sobrecalentamiento de la superficie, se forman aisladamente, empiezan a formarse durante la mañana, adquieren su mayor intensidad por la tarde y se disipan a partir de la puesta del sol.

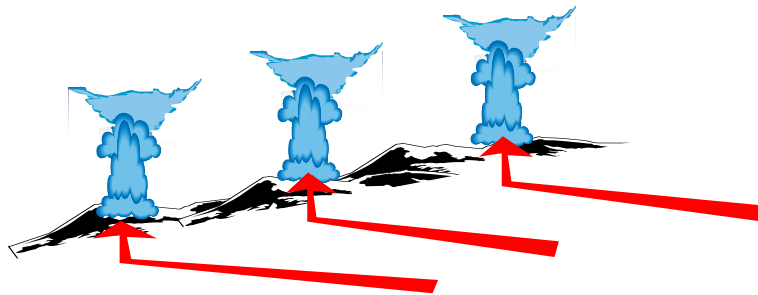


FIG. 73

Las tormentas orográficas son causadas por el ascenso que experimenta el aire que incide contra las cordilleras, y a diferencia de las convectivas, se forman en cadena y a cualquier hora del día o de la noche, siempre que la intensidad del viento incidente sea suficiente para producir el ascenso necesario del aire.

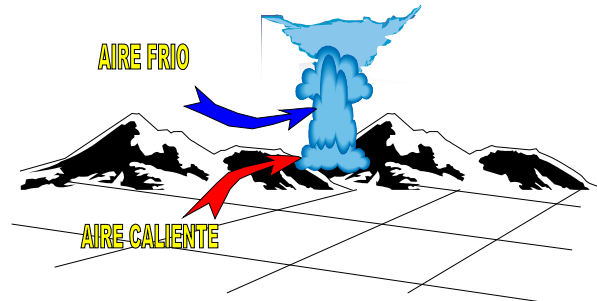


FIG. 74

Cuando en las capas superiores hay aire frío y caliente en las capas inferiores (fig. 74), el aire frío se vuelca y el aire caliente asciende (fig. 75) dando origen a tormentas eléctricas de **VOLCAMIENTO** que, además de presentarse aisladas, forman sus bases altas.



FIG. 75

TORMENTAS FRONTALES:

Su origen ya se describió a las que se forman del modo citado en primer término, se les llama **TORMENTAS DE FRENTE CALIENTE**. La peculiaridad de las primeras, es que se forman en cadenas que se orientan paralelamente al borde que en la superficie tiene el aire frío que avanza hacia menores latitudes. **Fig. 76**

Las segundas, las **TORMENTAS DE FRENTE CALIENTE**, únicamente pueden formarse si el aire caliente que asciende sobre el aire frío es conductivamente inestable y si es así, aún cuando se forman más aisladamente que las tormentas de frente frío, se forman en una cadena orientada también paralelamente al límite hasta el que se extiende el aire frío.

TORNADOS, DEFINICION Y CARACTERISTICAS.

El tornado es un vórtice de escasa extensión horizontal y de gran intensidad que se extiende como colgando de la base de una nube de tormenta. Generalmente se le ve como una nube en forma de chimenea o embudo con una amplia base en contacto con la nube que se va reduciendo hacia la superficie de la Tierra. La parte inferior de esta nube está rodeada de una columna amenazadora de polvo que es succionado por ella de la superficie terrestre y arrojado formando un torbellino.

El tornado es un vórtice un torbellino giratorio de escasa extensión horizontal y de gran intensidad, que se ve como una nube en forma de chimenea o embudo cuyo diámetro mayor se encuentra en la base del cumulonimbus y a partir de ahí disminuye hacia la superficie de la Tierra.

La parte más baja del tornado, se encuentra generalmente rodeada de una impresionante columna de polvo y escombros que han sido succionados de la superficie por el tornado y lanzados hacia su periferia por la fuerza centrífuga del torbellino. En su fase inicial, el torbellino, vórtice o chimenea se encuentra más o menos vertical pero a medida que el cumulonimbus del que se origina se mueve, su parte superior se inclina y en ocasiones se separa de ella. También en ocasiones, varias de esas chimeneas se originan en la misma nube.

La mayor parte de los tornados se presentan en la porción sureste de una zona de baja presión atmosférica y dentro o cerca del extremo polar de una lengua de aire caliente. En el territorio de los EE.UU. de Norteamérica, la mayor frecuencia de ellos ocurre en asociación con estructuras atmosféricas descritas en el primero de los párrafos que se refieren a las tormentas de **VOLCAMIENTO**, durante el invierno o al principio de la primavera.

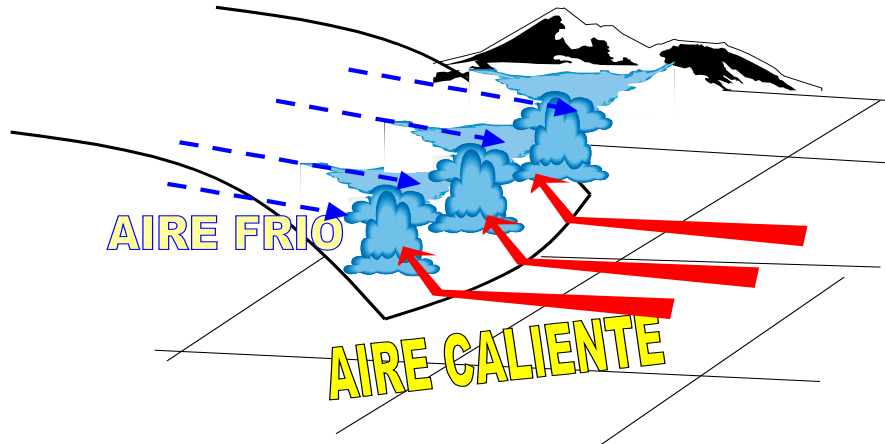


FIG. 76

El desplazamiento hacia menores latitudes de una cuña de aire frío, Produce el ascenso del aire caliente y da origen a tormentas frontales que se forman agrupadas o en cadena.

CENIZAS VOLCANICAS

CONSECUENCIA PARA LAS OPERACIONES DE AERONAVES Y AERODROMOS:

A continuación presentamos información sobre trastornos que las cenizas volcánicas han ocasionado a las operaciones de aeronaves, especialmente en vuelo, así como los efectos secundarios de este fenómeno en los aeródromos.

Las aeronaves que encuentran cenizas volcánicas pueden experimentar daños en los parabrisas, en los sistemas estáticos del tubo pitot y en las superficies de vuelo. Aunque han sido numerosas las aeronaves que han sido afectadas en los daños ocasionados por el encuentro de cenizas volcánicas, no fue sino hasta 1982 que comenzó a preocupar éste fenómeno, cuando dos aeronaves **B747** encontraron cenizas volcánicas procedentes de la erupción de Monte Galunggung en Indonesia, durante el vuelo y experimentaron graves daños en los motores; en un caso la aeronave perdió potencia en sus cuatro motores, teniendo que planear desde el **FL350** hasta el nivel de vuelo 130 antes de que pudieran volver a encenderse dos de los motores y efectuar un aterrizaje de emergencia en Jakarta. Este suceso dio al asunto una dimensión completamente nueva y, en respuesta al mismo, la **OACI** elabora los documentos reglamentarios internacionales pertinentes recomendando que se le proporcione a los pilotos información para advertirlos de la presencia de cenizas volcánicas, a efecto de reencaminar los vuelos y, de ser necesario, activar rutas aéreas alternativas.

Se ha comprobado que en vuelo, es difícil localizar y distinguir de una manera confiable una nube de cenizas volcánicas. Sin embargo es evidente que es mucho más fácil detectarlas en el momento de una erupción, por lo que las erupciones deben constituirse en el mecanismo de disparo para activar un sistema de avisos de alarma en el menor tiempo posible.

Lo anterior se justifica teniendo en cuenta que las cenizas volcánicas pueden alcanzar grandes altitudes en cuestión de minutos

Un aviso de la **ERUPCIÓN VOLCANICA** en el momento, o justamente después de ocurrida, particularmente para la aeronáutica, es de importancia vital para el control y salvaguarda de las aeronaves que en su ruta se encuentren en el área afectada, o en sus cercanías para los vuelos hacia / o desde dicha área.

Esto obliga a desarrollar una organización tal que en el lapso más breve posible se establezca una comunicación permanente entre el Servicio Meteorológico Aeronáutico de **SENEAM**, los Servicios de Tránsito Aéreo, la Fuerza Aérea Mexicana, el Instituto de Geofísica de la **UNAM** y la entidad de Protección Civil de la Secretaría de Gobernación.

Para éste efecto, se hace necesario conocer las facilidades de comunicaciones disponibles y/o en uso en las entidades mencionadas, con el fin de verificar la factibilidad de incorporarlas a los servicios operativos de **SENEAM**, los cuales funcionan permanentemente.

Teniendo instaladas las facilidades de comunicaciones más adecuadas, **SENEAM** le dará la difusión inmediata a los **BOLETINES DE ALERTA** que reciba a través de la **RED DE TELECOMUNICACIONES FIJAS AERONAUTICAS** a través del **CENTRO DE ANALISIS Y PRONOSTICOS METEOROLOGICOS AERONAUTICOS DE SENEAM**.

Los **BOLETINES DE ALERTA** son generados por el Instituto de Geofísica de la **UNAM**, o por cualquiera o cualesquiera de las entidades correspondientes de la Universidad.

Un aviso previo a la erupción reviste una importancia sobresaliente, ya que podría dar el tiempo suficiente para tomar las medidas de seguridad más apropiadas, en los términos de los planes ya elaborados por las entidades responsables de su ejecución, como son la Secretaría de la Defensa Nacional y la Secretaría de Gobernación a través de la entidad de **PROTECCIÓN CIVIL**.

En cuanto a las actividades aeronáuticas, un aviso de ésta naturaleza se constituye en primordial importancia para los Servicios de Control de Tránsito Aéreo, y para los Servicios de Despacho e Información de Vuelo, en cuanto a sus funciones se refiere.

EFFECTOS DE LAS CENIZAS VOLCANICAS EN LAS AERONAVES.

- A continuación se presenta una lista parcial de los posibles efectos de las cenizas volcánicas sobre las aeronaves en vuelo:
- Pulsación de los motores debida a la erosión de las superficies y extremidades de las palas del compresor por cenizas abrasivas.
- Sobrecalentamiento de los motores debido al atoramiento de los conductos de refrigeración en los álabes de las turbinas cuando se solidifican las gotas de la nube de cenizas.
- Atoramiento de los filtros debido a la solidificación del aerosol y la deshidratación de la acumulación de cenizas finas.
- La calidad del querosene se ve afectada por las pequeñas partículas de ceniza y compuestos solubles (de zinc, plomo y cobre) que son absorbidas por el líquido después de ingresar en los tanques por los ductos de ventilación.
- Las ventanas de la cabina quedan “escarchadas” por la acción abrasiva de las cenizas, que también afecta a los bordes de ataque de las alas, las lentes de las luces de aterrizaje, los estabilizadores y los planos de deriva.
- Corrosión del exterior de la célula debida a la reacción de las gotas de H_2SO_4 , fenómeno que puede ocurrir solo minutos después de ingresar en la nube de cenizas.
- Daños a los sistemas eléctricos que pueden ocurrir como consecuencia de rayos y relámpagos (relacionados con la nube de cenizas volcánicas).

- Efectos de la falta de oxígeno en la nube.

Los reportes de los pilotos que inadvertidamente volaron dentro de nubes de cenizas volcánicas, indican que podrían ocurrir todos o algunos de los fenómenos siguientes que permitirían alertar al piloto al ingreso de la aeronave en una nube de cenizas volcánicas:

- Humo o polvo fino (casi tan fino como el talco).
- Olor acre similar al producido por las descargas eléctricas.
- Descargas estáticas (fuegos de San Telmo) alrededor del parabrisas o sobre extremos de las alas /estabilizadores / planos de deriva.
- Efecto luminoso de tipo “proyector” que sale de los motores a través de los sopladores.
- Las luces volcánicas sombras más definidas y precisas que las proyectadas sobre las nubes normales.

NOTA: El radar de las aeronaves no detecta las cenizas volcánicas.

La compañía Boeing ha recomendado las siguientes medidas que han de adoptar los pilotos durante un encuentro imprevisto con nubes de cenizas volcánicas durante el vuelo:

- Reducir inmediatamente el empuje a marcha lenta.
- Salir de la nube de cenizas lo antes posible (normalmente ejecutando un viraje de 180°).
- Apagar el mando automático de gases.
- Encender el dispositivo antihielo en motores y alas.
- Colocar en “high” todos los sistemas de la aeronaves.
- Encender el grupo motor auxiliar (APU) (si se dispone del mismo).
- No intentar ascender para salir de la nube de cenizas.
- Colocarse las máscaras de oxígeno, al 100% (si es necesario).
- Conectar el encendido.
- Vigilar los límites de temperatura de los gases de escape (EGT)
- Iniciar el procedimiento de re-arranque de los motores (si es necesario)
- Vigilar la velocidad y la actitud de cabeceo.
- Aterrizar en el aeropuerto adecuado más cercano.

El principio que sustenta estas recomendaciones es que la ingestión de cenizas volcánicas en los motores de reacción provoca un grave deterioro de la actuación de éstos, al extremo de que si continua la exposición se producirá invariablemente daños permanentes. La magnitud del daño

está en relación directa con el grado del empuje, lo que explica la recomendación de reducir el empuje a marcha lenta. Es fundamental reducir tanto como sea posible la ingestión por los motores y su terminación con la mayor brevedad. Hasta cierto punto es posible volver a arrancar los motores que se han extinguido, pero es importante valorar que más allá de ese punto el daño a los motores es tan grave que hará prácticamente imposible volver a arrancarlos.

EFFECTOS DE LAS CENIZAS VOLCANICAS EN LOS AERODROMOS:

El efecto de las cenizas volcánicas no se limita a consecuencias directas para las aeronaves en vuelo. Los aeropuertos ubicados a favor del viento con respecto a una importante erupción de carácter explosivo (es decir, que produce una voluminosa nube de cenizas) pueden resultar cubiertos por depósitos de cenizas provenientes de la erupción, fenómeno que se ha transformado en un importante problema para las autoridades aeroportuarias. Estas dificultades se hicieron evidentes durante la erupción del Monte St. Helens en mayo 1980, oportunidad en que las cenizas volcánicas resultantes se depositaron sobre extensas zonas del Estado de Washington, E.U.A. En particular, el aeropuerto de Grant County ubicado a unos 190 kilómetros del Monte St. Helens, quedó cubierto por una capa de fino polvo de cenizas de 8 a 10 centímetros de espesor. Este hecho provocó graves problemas dado que fue casi imposible apartar las cenizas utilizando palas, porque la ceniza fluía por los bordes de las palas como si fuera agua. Las cenizas penetraron en los motores de la aeronaves, los motores y los sistemas electrónicos. La ceniza volcánica que contamina las pistas reduce enormemente los coeficientes de fricción. Este efecto está todavía bajo estudio, pero los pilotos que han aterrizado en estas condiciones han informado que el coeficiente de fricción puede reducirse a valores similares a los de la nieve o el hielo.

El daño producido en las instalaciones de un aeródromo y en los motores de los vehículos puede ser muy variado. Un caso extremo se registró con los depósitos de cenizas volcánicas en la base Clark de la Fuerza Aérea Estadounidense en las Filipinas durante la erupción del Monte Pinatubo en 1991, que destruyó prácticamente todos los hangares y edificios de mantenimiento. Durante la misma erupción el Aeropuerto Internacional de Manila fue clausurado por más de dos días y tras su reapertura operó en condiciones limitadas durante otras dos semanas. Mientras el aeropuerto no se haya limpiado absolutamente de cenizas, el menor viento puede agitar inmediatamente el polvo, lo que reduce la visibilidad y limita las operaciones. Análogamente, una aeronave que aterriza o despega provoca el movimiento de la ceniza, lo que puede afectar la visibilidad durante varias horas. Si no pueden evitarse las operaciones hacia y desde un aeropuerto contaminado con cenizas volcánicas, se recomienda aplicar los siguientes procedimientos:

- Las superficies expuestas de las aeronaves deben limpiarse de cenizas (éstas pueden contaminar las partes móviles lubricadas, los ductos de gases de los motores, el aire acondicionado, el sistema estático del tubo Pitot y los componentes eléctricos).
- Se debe evitar el uso del APU al arrancar los motores.
- No se debe hacer rodaje con ningún motor apagado, sino utilizar solamente el empuje mínimo necesario para avanzar.

- Se debe esperar que la ceniza se deposite antes de iniciar el despegue.
- Las aeronaves estacionadas, especialmente los trireactores con motores posteriores, deberán utilizar soportes de cola (el peso de las cenizas sobre el plano de la cola y los motores ha llegado, en algunos casos, a desplazar el centro de gravedad e inclinar un DC-10 hacia atrás sobre su cola).

Intencionalmente dejada en blanco