SECRETARIA DE COMUNICACIONES Y TRANSPORTES

DIRECCION GENERAL DE AERONAUTICA CIVIL

CENTRO INTERNACIONAL DE ADIESTRAMIENTO

DE AVIACION CIVIL



VIII.1 METEOROLOGIA GENERAL

514

MEXICO, D. F.

SECRETARIA DE COMUNICACIONES Y TRANSPORTES
DIRECCION GENERAL DE AERONAUTICA CIVIL
CENTRO INTERNACIONAL DE ADIESTRAMIENTO
DE AVIACION CIVIL
MEXICO, D. F.

METEOROLOGIA GENERAL

Esta obra ha sido preparada y publicada por el Centro Internacional de Adiestramiento de Aviación Civil a fin de presentar los temas generales de la Meteorología Aeronáutica.

Su contenido es el producto de un amplio estudio y minuciosa recopilación de documentos, que justificadamente opinamos, auxiliará al estudiantado de los cursos aeronáuticos que imparte el CIAAC, que contemplan esta especialidad.

Es además, material informativo para las ramas de pilotaje, control de tránsito aéreo y operaciones aeronáuticas, para personal de la aviación general.

I N D I C E

MET/1

FASE GENERAL.

	Página
LA ATMOSFERA Y EL TRANSPORTE AEREO	
La Atmósfera, la Meteorología y los Servicios Meteorológicos	1.1-1
Necesidades de información meteorológica en la aeronáutica	1.1-4
NATURALEZA Y PROPIEDADES DE LOS ELEMENTOS INDICATIVOS DEL ESTADO LOCAL DE LA ATMOSFERA.	
TEMPERATURA DEL AIRE	
Calor y Temperatura. Unidades y Escalas Termométricas	2.1-1
Mecanismo del calentamiento del aire	2.1-4
Variación diurna y estacional de la temperatura	2.1-5
Distribución vertical de la temperatura	2.1-8
PRESION ATMOSFERICA	
Definición, principios y unidades barométricas	2.2-1
Variación de la presión atmosférica en la vertical	2.2-2
Variación diurna de la presión atmosférica	2.2-4
Presión de la estación y presión reducida al nivel medio del mar	2.2-7
Variación de la presión en la horizontal	2.2-7
ALTIMETRIA	
Elevación, altitud y altura	2.3-1
Atmósfera Tipo	2.3-1
El Altímetro y su calibración	2.3-3
Altitud de presión, nivel de vuelo y altitud densimétrica	2.3-5
Correcciones o ajustes, e indicaciones altimétricas correspondientes	2.3-6
MOVIMIENTO HORIZONTAL DEL AIRE	
Diferencia entre viento, movimiento vertical, turbulencia y Convección	2.4-1
El Viento. Conceptos fundamentales	2.4-3
Generalidades sobre la medida del viento	2.4-7
Variación diurna de la velocidad del viento	2.4-8
Variación del viento en la vertical	2.4-8
LA HUMEDAD DEL AIRE	
Vaporización, humidificación y condensación	2.5-1
Medida de la humedad	2.5-5
Sicrómetro	2.5-6
Condensación, congelación y sublimación. Agua Sobreenfriada	2.5-7
Diversos productos de la condensación.	2.5-8
ESTABILIDAD E INESTABILIDAD DEL AIRE	
Características térmicas del equilibrio hidrostático	2.6-1
El Diagrama Seudoadiabático	2.6-2

I N D I C E

MET/1

	Página
Estabilidad e inestabilidad del aire seco y del aire saturado	2.6-6
Inestabilidad condicional y convectiva	2.6-9
LA VISIBILIDAD	
Visibilidad en una dirección. Unidades de medida	2.7-1
Indice de visibilidad o visibilidad predominante	2.7-3
FENOMENOS QUE REDUCEN LA VISIBILIDAD	
Fenómenos debidos a la condensación del vapor de agua	2.8-1
Niebla frontal y niebla de vaporización	2.8-7
Fenómenos debidos a la concentración de impurezas	2.8-8
Bruma, Humo y Polvo	2.8-9
Tolvanera, tempestad de arena y ventisca	2.8-9
CONDICION DEL CIELO	
Definición	2.9-1
Extensión de bóveda celeste oculta	2.9-1
Estratificación	2.9-2
Tipo de los fenómenos que ocultan la bóveda celeste	2.9-2
Géneros, especies y familias de nubes.	2.9-6
LA PRECIPITACION	
Definición y origen	2.10-1
Precipitación líquida, helada y congelada	2.10-1
Intensidad y caracter de la precipitación	2.10-2
La precipitación en relación con las nubes	2.10-3
La precipitación, el techo y la visibilidad	2.10-4
TORMENTAS ELECTRICAS Y TORNADOS	
Definición y ciclo de vida de las Tormentas Eléctricas	2.11-1
Etapa de Cumulos	2.11-1
Etapa de Madurez	2.11-2
Etapa de Disipación	2.11-5
Intensidad de las tormentas según la latitud y la época del año	2.11-7
Diferentes clases de tormentas eléctricas	2.11-10
Tornados. Definición y características	2.11-12
ELEMENTOS INDICATIVOS DEL ESTADO DE LA ATMOSFERA EN UNA REGION	
TURBULENCIA	
Intensidad de la turbulencia	3.1-1
Turbulencia convectiva	3.1-3
Turbulencia orográfica	3.1-3
El deslizamiento lateral del aire y la turbulencia	3.1-6
Turbulencia en la estela de una aeronave	3.1-8
Las nubes y la turbulencia	3.1-8
FORMACION DE HIELO	
El agua sobreenfriada y la formación de hielo en las aeronaves	3.2-1
Diversos tipos e intensidades de formación de hielo	3.2-1

I N D I C E

MET/1

	Página
La formación de hielo en los diferentes tipos de nubes	3.2-2
La formación de hielo en los diferentes tipos de precipitación	3.2-3
Otros tipos de formación de hielo	3.2-3
SISTEMAS DE VIENTOS	
Circulación General	3.3-1
Los sistemas de vientos y la distribución regional de la presión	3.3-4
Sistemas de vientos térmicos, dinámicos y migratorios	3.3-4
Los vientos alisios y los contralisios de las latitudes medias	3.3-9
La corriente de chorro	3.3-11
Vientos locales	3.3-12
Circulación Monzónica	3.3-15
Brisas de mar y tierra	3.3-15
Vientos Anabáticos	3.3-17
Vientos katabáticos	3.3-18
Efectos orográficos en la circulación del aire	3.3-19
Efecto Foehn	3.3-20
Efecto Venturi	3.3-20
Efecto de las depresiones orográficas	3.3-22
MASAS DE AIRE Y FRENTES	
Masa de aire Polar y masa de aire Tropical	3.4-1
La humedad y la estabilidad del aire de las masas de aire - Polar y Tropical	3.4-3
Modificaciones que experimentan las masas de aire	3.4-4
Modificaciones de la característica Polar y Tropical	3.4-4
Modificación de la característica marítima o continental	3.4-5
Modificación de la característica termodinámica de la masa de aire	3.4-5
Frentes	3.4-6
Frentes Frío, Caliente y Estacionario	3.4-8
Frentes Ocluidos	3.4-14
PERTURBACIONES EN LOS ALISIOS	
La vaguada inducida y la línea de deslizamiento lateral del aire	3.5-1
Ondas del Este	3.5-6
La zona de convergencia inter-tropical	3.5-12
Huracanas o ciclones tropicales	3.5-12
Regiones de origen y trayectorias	3.5-14
Evolución de los ciclones tropicales	3.5-15
Intensidad de los ciclones tropicales	3.5-15
Estado característico de la atmósfera dentro de la región afectada	3.5-20
Disipación	3.5-24

CAPITULO 1

LA ATMOSFERA Y EL TRANSPORTE AEREO.

1.1 La Atmósfera, la Meteorología y los servicios meteorológicos.

Se dá el nombre de atmósfera a la envolvente gaseosa de la tierra.

La atmósfera está constituida por una mezcla de gases denominada AIRE. Conviene destacar y tener presente que, el aire, aun siendo extremadamente ligero, tiene peso y es altamente elástico y compresible. De la existencia de éstas propiedades físicas, se derivan importantes efectos atmosféricos, como cambios en la temperatura de aire, ocasionados por la compresión o expansión de las partículas que lo componen. Asimismo, la presión atmosférica, cuya distribución de valores permite conocer y predecir el estado general de la atmósfera, no es más qué la manifestación directa del peso del aire.

Un volúmen dado de aire puro y seco, contiene aproximadamente 78% de Nitrógeno, 21% de Oxígeno y un 1% de otros diez gases mezclados. Prácticamente, ésta proporción es válida en cualquier lugar de la tierra y hasta una elevación mínima de 20 kilómetros. El aire también contiene vapor de agua en una relación que varía desde 0 hasta 5%. A pesar de lucir transparente, la atmósfera contiene en suspensión un número considerable de partículas, orgánicas o inorgánicas, como humo, polvo, sales, etc. Del grado de concentración de estos cuerpos extraños en la atmósfera, depende la magnitud de la distancia hasta la que pueden, a ojo, reconocerse los objetos.

El fluido que constituye la atmósfera no se encuentra en reposo, muy por el contrario, todas y cada una de las partículas de aire se hallan en constante movimiento. Esta actividad es generada por muy diversas causas; por acción exclusiva de lafuerza de Gravedad, la atmósfera tendería a seguir la rotación de la Tierra, pero al estar expuesta al desigual calentamiento solar y a intercambios y transformaciones de energía dentro de su seno, el movimiento interno de la atmósfera viene a ser sumamente complejo.

Meteorología es la ciencia que estudia a la atmósfera. El objetivo frecuentemente asignado a la meteorología, es el de comprender plenamente a cada uno de los fenómenos atmosféricos. Para lograr esa meta aun distante, la meteorología dispone, fundamentalmente, de los principios establecidos por ciencias puras tales como la termodinámica, hidrodinámica, química, matemática, etc., y cuenta con una cada vez más extensa, abundante, precisa y detallada información de los sucesos atmosféricos, según se les observa.

Pero; debemos preguntarnos, ¿Qué objeto tiene, desde el punto de vista de nuestra vida cotidiana, el llegar a entender a los fenómenos atmosféricos? ¿por qué, tantos organismos internacionales y nacionales, públicos y privados, propugnan tan tenazmente por una cada vez más extensa y profunda investigación de la atmósfera y por una cada vez mejor preparación de quien ejerce la meteorología?..... ¡Porqué la meteorología, a diferencia de las ciencias en que basa sus estudios, es una ciencia aplicada!.... ¡Es una ciencia de servicio público, que a través de sus estudios desarrolla métodos para predecir acertadamente la ocurrencia, evolución y extinsión de los fenómenos, y así prever sus efectos en nuestra actividad económica!.... ¡Es finalmente, una ciencia que en último análisis, busca el conocimiento de los fenómenos atmosféricos, para doblegarlos al servicio de la humanidad, mediante su control artificial!

Quizás la inquietud del hombre por adentrarse en los misterios de la atmósfera sea tan antigua como la humanidad misma. Pero tal vez debido al comparativamente poco monto de los intereses expuestos a su influencia, no se había advertido la posibilidad de convertir a la meteorología en servidora pública.

No fué sino hasta después de inventado el telégrafo, (1843), que las fuerzas navales francesas, realizaron el primer intento que registra la historia por organizar un servicio meteorológico para evitar, con su concurso, catástrofes como la sufrida durante la guerra de Crimea por su flota del Mar Negro, no a causa de la artillería enemiga, sino a causa de una tormenta. Este precursor servicio contó con la eminente dirección del sabio Leverrier y con la capacidad de rápida concentración de informes del telégrafo, pero aún así, por razones atribuibles a la época, dicho servicio no logró mantener vivo el interés en él y funcionó precariamente después de su formación.

Cuando apareció la aeronave como vehículo de transporte, los servicios meteorológicos volvieron a cobrar importancia y a captar el interés que actualmente se les concede en todos los países y en todas las actividades. Ha sido el aumento de autonomía, de velocidad y de altitud de crucero de las aeronaves, y el aumento de frecuencia de los vuelos, los factores determinantes de que la meteorología y sus organismos de servicio al público, dispongan de personal altamente especializado, de redes de telecomunicaciones para la pronta concentración de los informes en los centros de análisis, de dispositivos observacionales tan complejos y costosos como los satélites artificiales, y de técnicas depuradas para pronosticar la formación, movimiento, intensificación o debilitamiento y extinsión, de los diferentes fenómenos atmosféricos.

Hasta aquí, hemos venido hablando de los servicios meteorológicos sin referirnos a la función específica de los servicios meteorológicos aeronáuticos, ni a los órganos que los constituyen. En lo que se refiere a su función, ésta puede definirse en los siguientes términos; los servicios meteorológicos aeronáuticos, son los organismos responsables de proporcionar, oportunamente, cuanta información sobre el estado de la atmósfera sea necesaria, para que el vuelo de las aeronaves en su seno pueda ser planeado y realizado, dentro de las más estrictas normas de seguridad y eficiencia.

En cuanto a los órganos que los constituyen, es de inferirse de todo lo antes expuesto qué, para el cumplimiento de su función, los servicios meteorológicos aeronáuticos están fundamentalmente constituidos por: a) Una red de estaciones de observación, para percibir el estado instantáneo de la atmósfera en el lugar en el que se ubica cada estación. b) Un sistema de telecomunicaciones, a través del cuál se concentran los datos de las observaciones y se difunde la información meteorológica que el servicio proporciona. c) Uno o varios centros para el análisis estadístico o meteorológico de los datos de las observaciones, en los que se determinan las características del comportamiento atmosférico en el pasado y el estado actual de la atmósfera dentro de una región geográfica determinada. d) Uno o más centros de pronóstico, en los que se determina el estado probable de la atmósfera, en un futuro inmediato. (El flujo de la información meteorológica a través de estos organos, se ilustra en la Fig.1.1.1).

Es debido en parte a la oportunidad y calidad de la información que proporcionan los servicios meteorológicos aeronáuticos, que el gran número de aeronaves que cada día surca la atmósfera en todas direcciones, lo hace con la seguridad y rapidez característica de los servicios contemporáneos de transportación aérea.

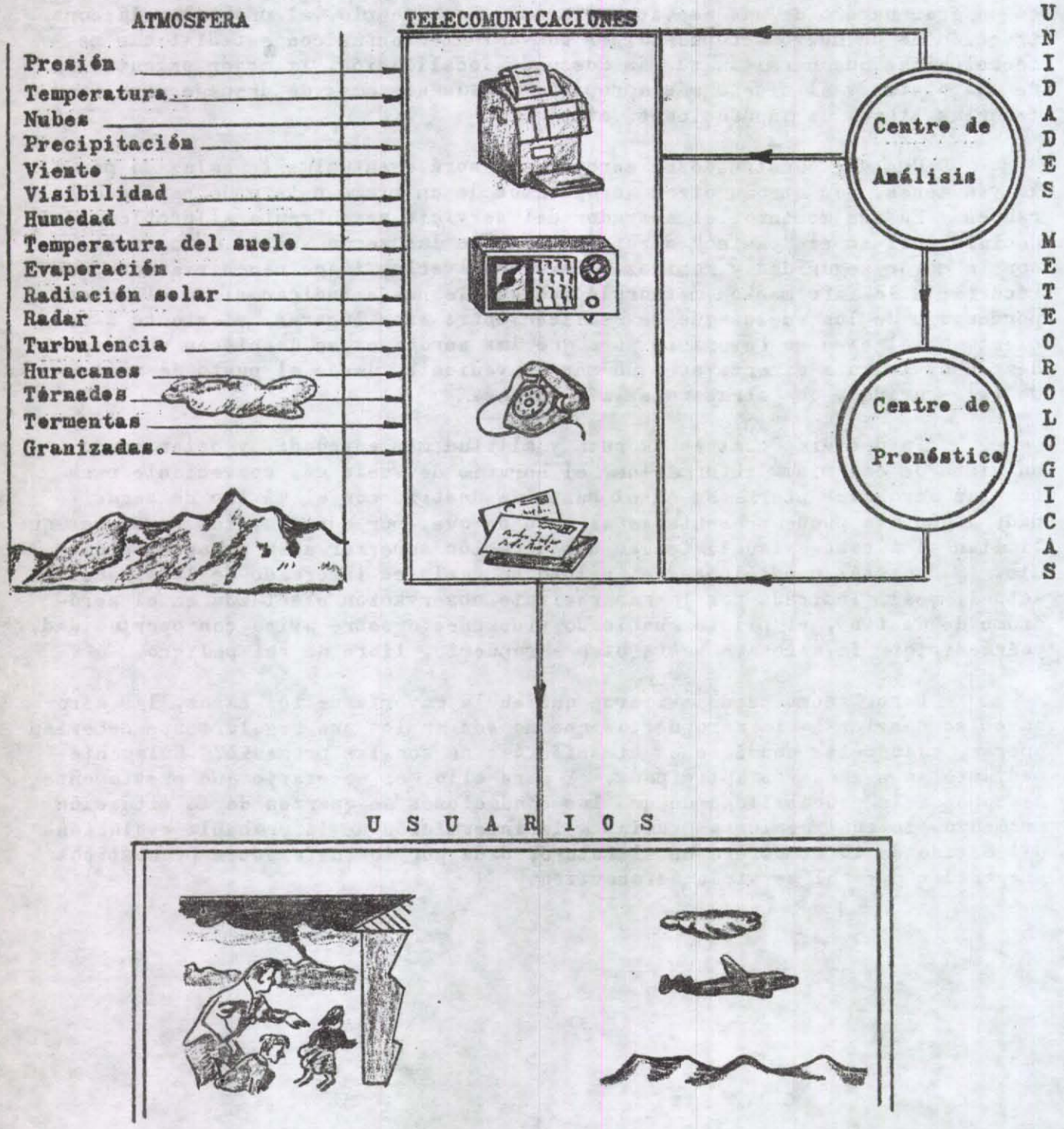

ATMOSFERA
Presión
Temperatura
Nubes
Precipitación
Viento
Visibilidad
Humedad
Temperatura del suelo
Evaporación
Radiación solar
Radar
Turbulencia
Huracanes
Tornados
Tormentas
Granizadas.
TELECOMUNICACIONES
Centro de Análisis
Centro de Pronóstico
UNIDADES METEOROLOGICAS
U S U A R I O S

Fig. 1.1.1.

1.2 Necesidad ee información meteorológica en la aeronáutica.

La moderna organización aeronáutica precisa información meteorológica en gran número de sus aspectos claves. Por ejemplo, al proyectar la construcción de un nuevo aeropuerto, es conveniente contar con estadísticas meteórológicas que permitan su más adecuada localización, la mejor orientación de sus pistas y el diseño más apropiado de sus sistemas de drenaje para mantenerlas libres de inundaciones, etc.

Una vez construido el aeropuerto, será eventualmente enlazado por la vía aérea, con otro u otros aeropuertos de un mismo país o de paises diferentes. En ese momento, el operador del servicio se enfrenta al problema de decidir cuál es el "camino" o ruta por la que las aeronaves se desplazarán con la mayor seguridad y rapidez. Para resolverlo, tiene necesariamente que recurrir a la información meteorológica que le pueda indicar si en el mayor porcentaje de los vuelos que se realicen entre esos lugares, el viento a un cierto nivel es o no favorable para que las aeronaves se desplacen con rapidez, o si la ruta directa es o no más conveniente, desde el punto de vista de la seguridad, que otras rutas más largas.

Ya decidida cuál es la ruta y altitud más adecuada, y determinado en vista de esa misma información, el horario de vuelo más conveniente para que las aeronaves aterricen en el punto de destino con el máximo de seguridad, algún día puede presentarse el caso de que, por ejemplo, los fenómenos que limitan el alcance visual, tengan una duración superior a su duración promedio. Si en esas condiciones, el piloto en vuelo es informado de la situación actual, real, indicada por la más reciente observación efectuada en el aeródromo de destino, el piloto, habiendo sido puesto sobre aviso con oportunidad, podrá dirigir la aeronave hacia otro aeropuerto, libre de tal peligro.

Pero, ¿cómo puede evitarse que en la mayoría de los casos, las aeronaves se desvíen hacia aeropuertos que no son en los que regularmente deberían operar, cuando las condiciones atmosféricas no son las promedio? Solamente mediante su planeación anticipada. Y para ello, es necesario que previamente se conozca la probabilidad de que las condiciones se aparten de la situación promedio, lo cuál se logra gracias a la información de la probable evolución del estado de la atmósfera en el futuro, dada por los diferentes pronósticos preparados para el servicio aeronáutico.

CAPITULO 2.

NATURALEZA Y PROPIEDADES DE LOS ELEMENTOS INDICATIVOS. DEL ESTADO LOCAL DE LA ATMOSFERA.

2.1 TEMPERATURA DEL AIRE.

2.1.1 Calor y temperatura. Unidades y escalas termométricas.

Es necesario concebir con claridad la diferencia entre "calor" y "temperatura". Calor es una forma de la energía, tanto es así, que el agua en las calderas se les suministra calor hasta que se convierte en vapor, para poder realizar el trabajo que implica el movimiento de la maquinaria de las fábricas. Temperatura es, por el contrario, la medida del efecto del calor, tradicionalmente ejecutada, midiendo el cambio que experimenta el volúmen de una substancia sometida a la acción del calor.

La cantidad de calor del aire, como la de todo gas ideal, es directamente proporcional a su temperatura. Por eso en la práctica, se le llama "aire caliente" al que tiene la más alta temperatura y "aire frio" al que tiene la menor temperatura.

La unidad de medida del calor es la caloría. Una caloría representa, la cantidad de calor requerida para que la temperatura de un gramo masa de agua pura, ascienda un grado centígrado (de 14.5°C a 15.5°C).

La temperatura a su vez, se mide y expresa en "grados termométricos" El grado termométrico es susceptible de tener diferentes magnitudes y denominaciones, según sea el procedimiento que lo defina. En cuanto a la medida de la temperatura del aire, tal como se realiza en las diferentes estaciones de observación meteorológica, son dos los grados termométricos usados: el GRADO CENTIGRADO ó GRADO CELSIUS, y el GRADO FARENHEIT. Hay desde luego en la actualidad, una tendencia hacia el empleo universal del primero de ellos, dentro del trabajo observacional meteorológico.

El "grado centígrado" (°C) se define, como siendo la centésima partel del aumento en longitud que experimentaría una columna mercurial, cuando se le somete sucesivamente a la acción del calor del hielo fundente y al del agua en ebullición, al nivel del mar.

El "grado farenheit" (°F) por su parte, tiene una magnitud definida como la doscientos doceava parte del aumento de longitud que experimentaría al nivel del mar, una columna mercurial que fuese sometida sucesivamente a la acción del calor de una mezcla frigorífica y al del agua pura en ebullición.

Las temperaturas que en las escalas termométricas respectivas, corresponden a los fenómenos caloricos que sirvieron para definir la magnitud de cada uno de los grados termométricos citados, son: para la ebullición del agua al nivel del mar, 100°C o 212°F, para la fusión del hielo al nivel del mar, 0°C o 32°F y para la mezcla frigorífica, -17.77...°C o 0°F.

La relación entre los valores de temperatura en las dos escalas termométricas anteriores, se ilustra gráficamente en la siguiente figura. De esa relación gráfica fácilmente podrán inferirse las fórmulas que se utilizan para convertir las temperaturas farenheit, en temperaturas centígradas y viceversa, aparecen a continuación de la Fig. 2.1.1.

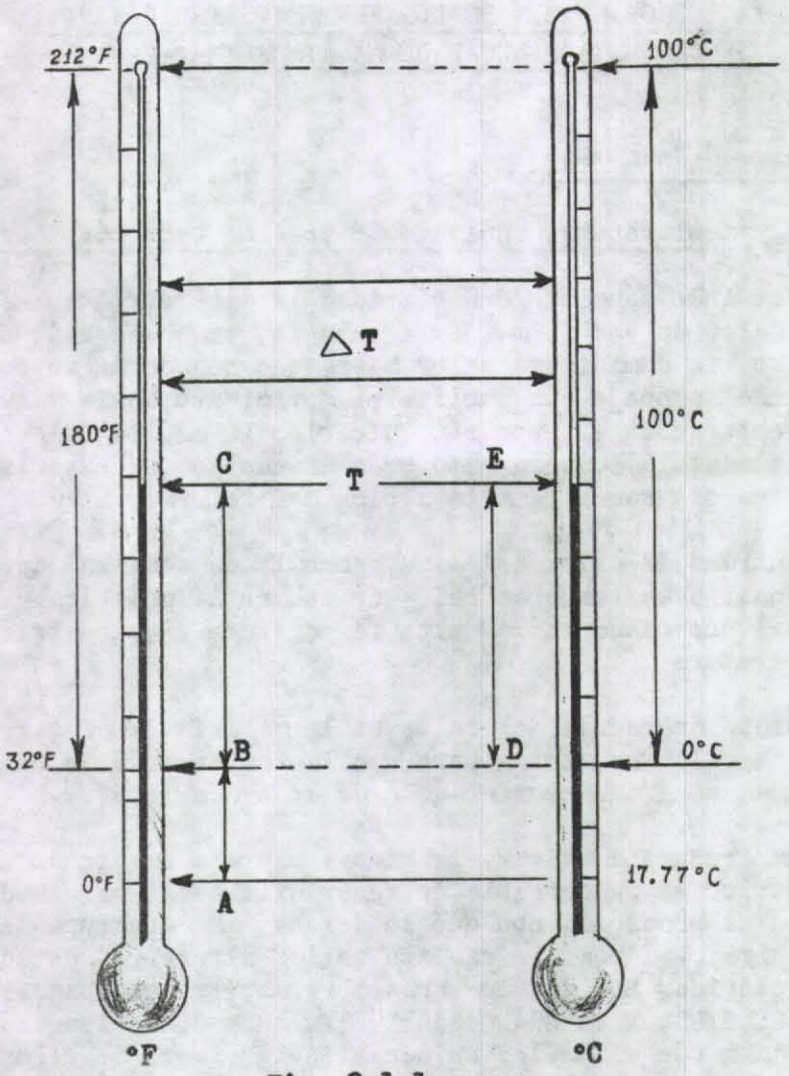


Fig. 2.1.1

Dimensionalmente, un incremento ΔT de 180°F equivale a un incremento ΔT de 100°C; por lo tanto

$$1°C = 1.8°F$$

Para convertir °F a °C:

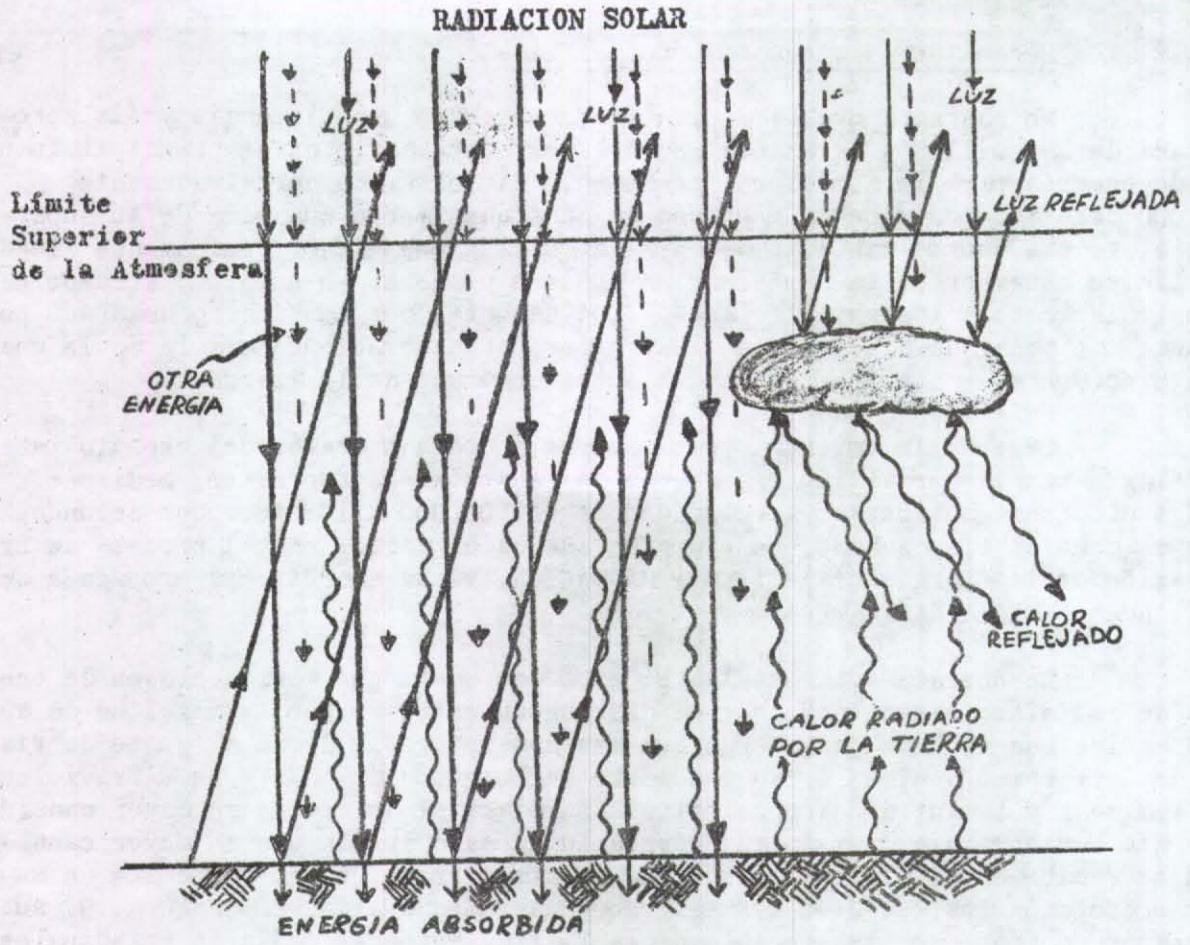
1.- Se restan 32 a la temperatura en °F. (AC-AB=BC)

2.- Se divide entre el factor de conversión 1.8.
$\left(\frac{AC-AB}{1.8}=\frac{BC}{1.8}=ED\right)$ La fórmula a memorizar es: $T°C=\frac{T°F-32}{1.8}$

Para convertir °C a °F:

1.- Se multiplica la temperatura en °C por el factor de conversión 1.8.
(ED X 1.8 = BC).

2.- Se suma 32 al anterior resultado. (ED X 1.8 + 32 = BC + 32 = AC).
La fórmula a memorizar es: $T°F = 1.8T°C + 32$



La atmósfera permite el paso de la luz, atenuando el de otras energías. La tierra absorbe parte de la luz que en ella incide, e iradia calor.

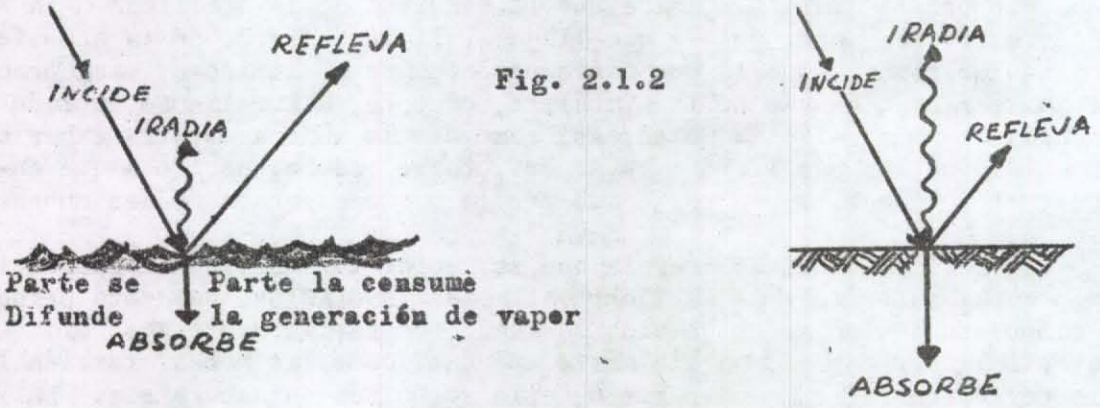


Fig. 2.1.2

La diferente reflexión de las diferentes superficies, produce una diferencia de absorción de energía solar y una diferente radiación de energía calórica.

2.1.2 Mecanismo de calentamiento del aire.

No obstante que la Tierra se encuentra a una distancia media aproximada de 150 millones de kilómetros del Sol, éste astro es la principal fuente de energía para la atmósfera terrestre. El Sol emite aproximadamente 80,000 calorias por minuto, a través de cada centímetro cuadrado de su superficie. De esa enorme cantidad de energía emitida por el Sol, únicamente llega al límite exterior de la atmósfera de nuestro planeta, en un plano situado perpendicularmente a los rayos solares, 1.94 calorías por centímetro cuadrado por minuto. A pesar de ello, esa cantidad supera considerablemente a la de la energía procedente de otros astros o del interior mismo de la Tierra.

La energía emitida por el Sol se propaga a través del espacio interestelar hasta llegar al límite externo de la atmósfera terrestre, mediante ondas electromagnéticas cuya velocidad es de 300,000 kilómetros por segundo, y que, como es bién sabido, se propagan aún en el vacío. A tal proceso de propagación de la energía se le llama: RADIACION, ya la energía así propagada se le llama: ENERGIA RADIANTE.

La energía solar radiante, está compuesta por varias clases de energía de esa misma naturaleza, que se distinguen entre si por la magnitud de su respectiva longitud de onda. Las que mas nos interesan desde el punto de vista de éste texto son, en órden creciente de longitud de onda: la ultravioleta, la luminosa y la infraroja o calórica. De ellas, el Sol emite en mayor cantidad energía luminosa siendo también energía luminosa o luz la que en mayor cantidad se recibe en el límite exterior de la atmósfera. Que el Sol emita en mayor proporción luz, se debe a su extraordinariamente alta temperatura. Si su temperatura fuera comparable a la de la Tierra, entonces radiaría principalmente energía calórica.

En el interior dela atmósfera, la energía radiante de ciertas longitudes de onda está sujeta a efectos de dispersión, refracción y difracción, e inclusive a absorción, particularmente la de aquella que bién puede llamarse radiación letal. Esa filtración a la que está sujeta la energía solar radiante al transitar por la atmósfera, hace que la magnitud de la que llega a la superficie terrestre sea menor que la que llega al límite externo de la atmósfera. En cualquier forma, aquella que corresponde al rango luminoso, pasa practicamente inalterada a través de la atmósfera, excepto, naturalmente, cuando hay abundancia de nubes. En tal caso, así como nos lo indica nuestra experiencia, la cantidad de luz que llega a la superficie se reduce, debido a que entre el 40% y el 80% de ella, es reflejado por la parte superior de las nubes.

La cantidad total de energía que se recibe por unidad de superficie y de tiempo en la superficie de la Tierra, llamada INSOLACION, que está principalmente compuesta de luz según ha sido señalado, es parcialmente absorbida por la superficie terrestre. Parcialmente, porque, como las nubes, también la superficie terrestre refleja una parte de ella según sea su naturaleza. La nieve por ejemplo, refleja entre el 80% y el 90% de la energía incidente, las superficies acuosas reflejan solamente el 40% de ella aproximadamente, la arena, entre el 10% y el 20%, y los bosques y tierras cultivadas alrededor del 5%.

Como quiera que sea, la parte de la energía incidente que es absorbida por la superficie de la Tierra, es vuelta iradiar por ella. Pero, dada la baja temperatura de la superficie de nuestro planeta, su radiación NO-

SERA LUMINOSA, SINO CALORICA. En otras palabras, la superficie de la Tierra transforma la energía luminosa que absorbe, en energía calórica, que es la que absorbe el aire, y lo caliente.

Es de hacerse notar el hecho de que, a mayor energía luminosa absorbida, mayor será la energía calórica que radiará la superficie. Es debido a esto, que aún cuando la insolación sea la misma en una superficie continental y en una superficie marítima, en la primera, en la cual es menor la reflexión y mayor la absorvión, el aire en contacto con ella se calentará más, que el que está en contacto con la segunda, en la que, además de que la reflexión es mayor y menor la absorción respecto a la primera, parte fundirá en su seno la causa del movimiento del agua.

2.1.3 Variación diurna y estacional de la temperatura.

Aún siendo la superficie de la Tierra tan homogénea como la de la superficie de una esfera metálica igualmente bruñida en toda su superficie, la absorción de la energía en cada punto no sería igual, debido a que no en todos ellos la insolación sería de la misma magnitud. No será igual en todos los puntos, porque los movimientos de rotación y translación de la Tierra y la mayor o menor cantidad de nubes en cada punto, influyen notablemente para hacerla desigual.

Considerando exclusivamente el movimiento de rotación de la Tierra, el día y la noche se presentan alternadamente, dando lugar a que la insolación sea máxima cuando el Sol pasa por el meridiano de cada punto, y nula durante la noche. Por eso en cualquier lugar de la Tierra, desde poco después de la salida del Sol, la temperatura aumenta hasta un máximo que tiene lugar poco después del mediodía, para reducirse a partir de ese momento, alcanzando su valor mínimo minutos después de la salida del Sol.

Tanto la máxima como la mínima temperatura de un día cualquiera, pueden tener valores diferentes que los que tendrían debido exclusivamente a la insolación, según sea la cantidad de nubes presente. Así, si después de un día nublado hay una noche despejada, la temperatura ascenderá muy poco durante el día pero descenderá considerablemente durante la noche. Por el contario, si después de un día despejado hay una noche nublada, la temperatura durante el día ascenderá considerablemente y la temperatura mínima no será tan baja como en el caso precedente.

Consideremos por otro lado, que el aire sujeto al calentamiento se mueve, entre otras causas, por el calentamiento mismo, Al moverse, actúa como vehículo de transporte o propagación del calor que ha absorbido, y altera el régimen diurno de temperatura de los lugares a través de los cuales se mueve. Imaginemos para ilustrar el caso, que en un lugar determinado la insolación tiene sensiblemente el mismo valor en dos días sucesivos, sin que haya nubes durante ninguno de ellos. Imaginemos por añadidura, que el aire que llega a ese lugar durante el primer día, procede de un desierto, mientras que el que llega el segundo día procede de una superficie marítima. Obviamente el primer día, la temperatura máxima tendrá un valor superior al que hubiera tenido debido solamente a la insolación, y la temperatura mínima de ese mismo primer día, tendrá que ser mayor que la causada exclusivamente por la radiación terrestre nocturna. Queda para que el alumno lo analice, el régimen térmico del lugar durante el segundo día, en comparación con el del primer día.

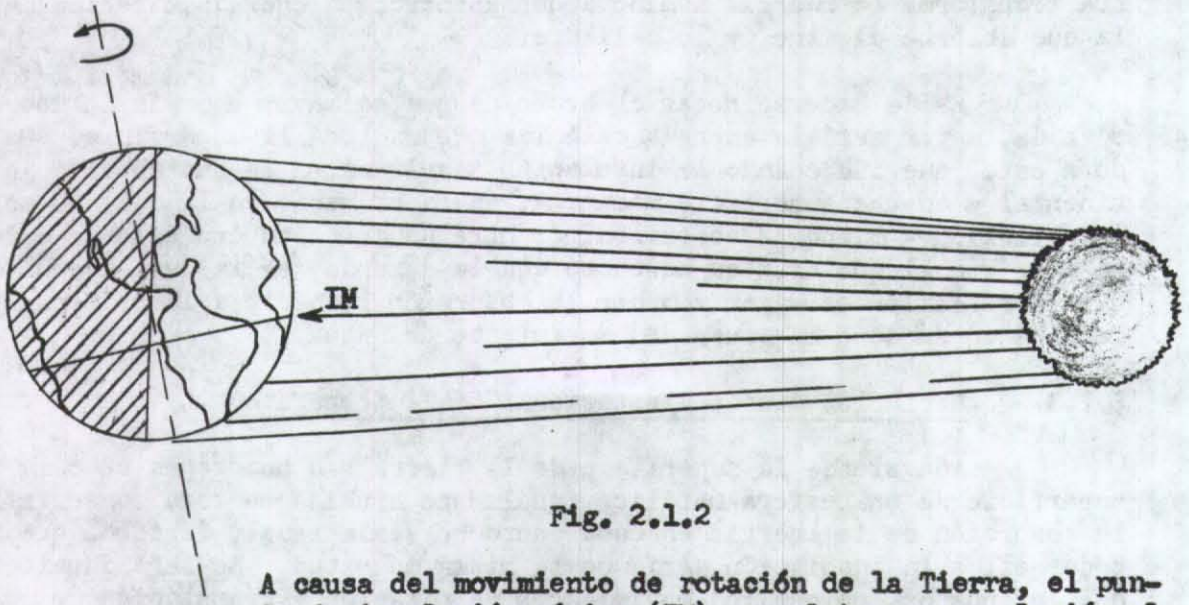
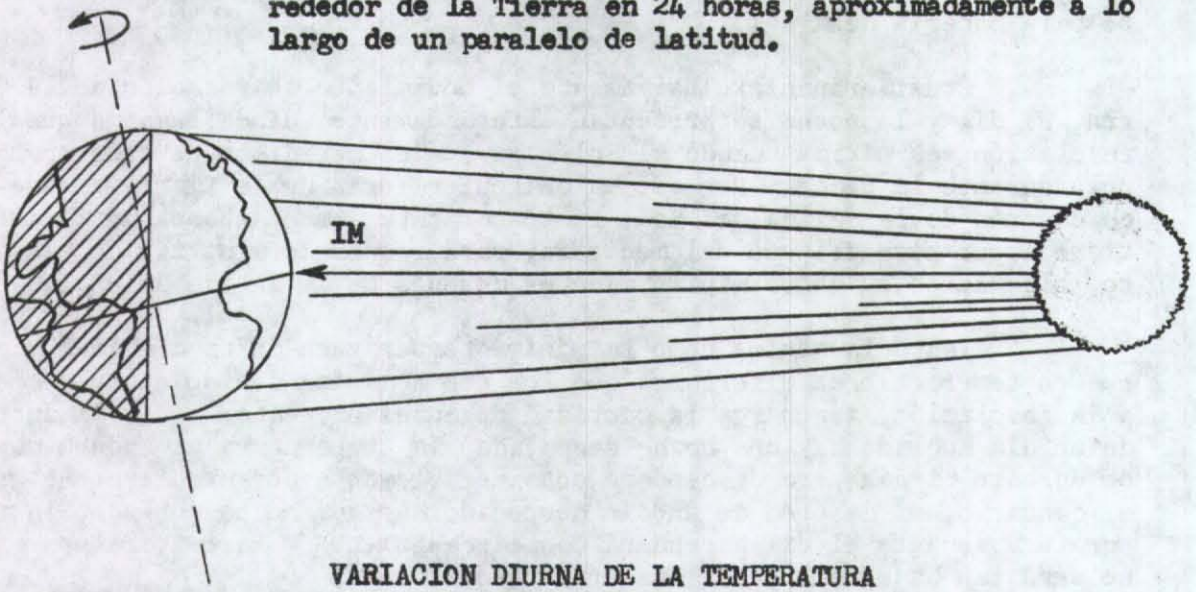
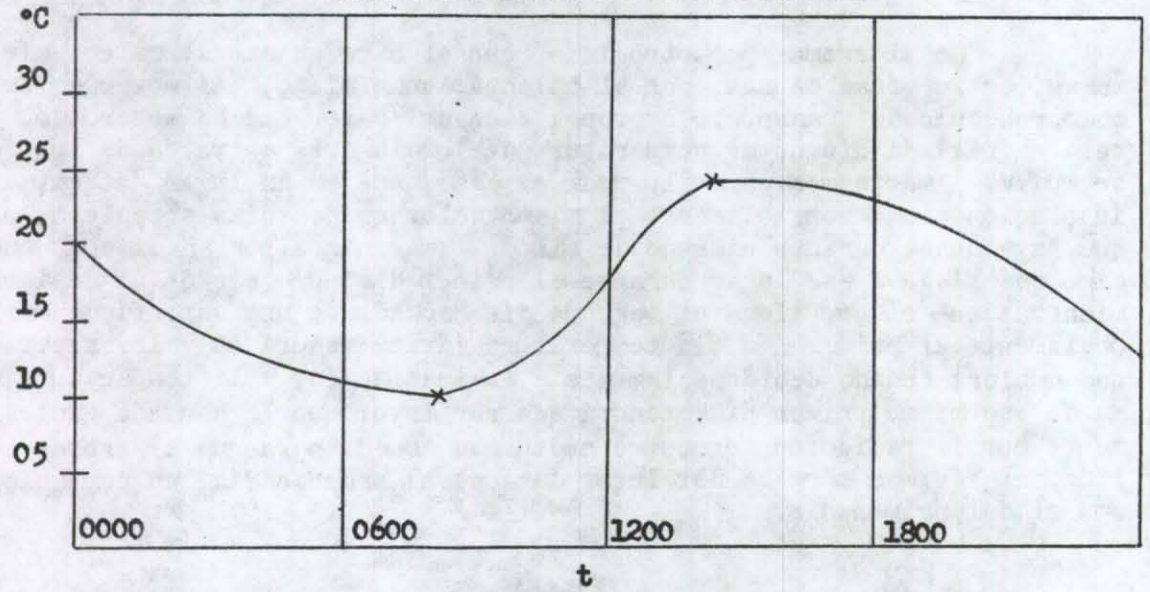


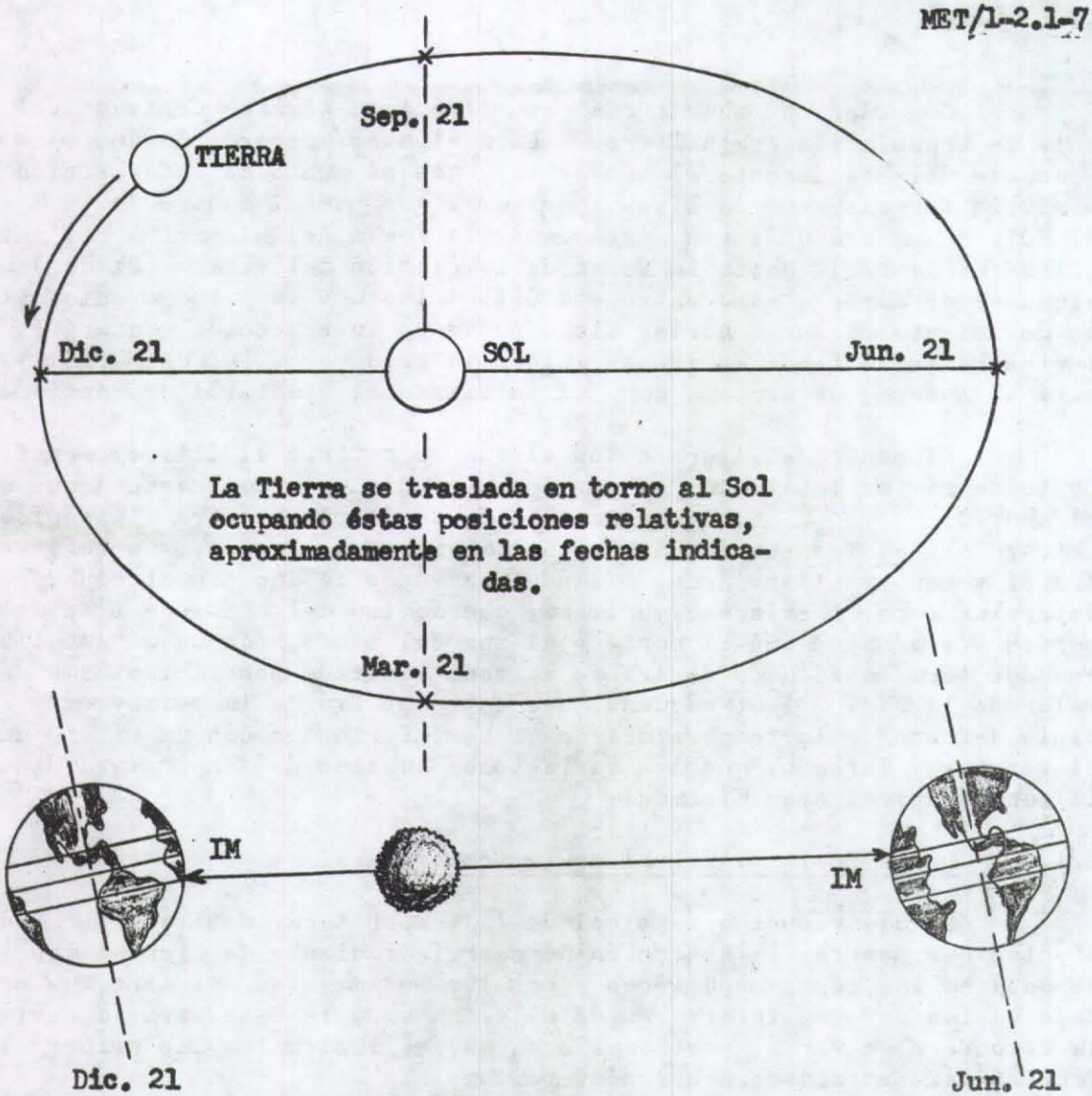
Fig. 2.1.2

A causa del movimiento de rotación de la Tierra, el punto de insolación máxima (IM), completa una revolución alrededor de la Tierra en 24 horas, aproximadamente a lo largo de un paralelo de latitud.



VARIACION DIURNA DE LA TEMPERATURA





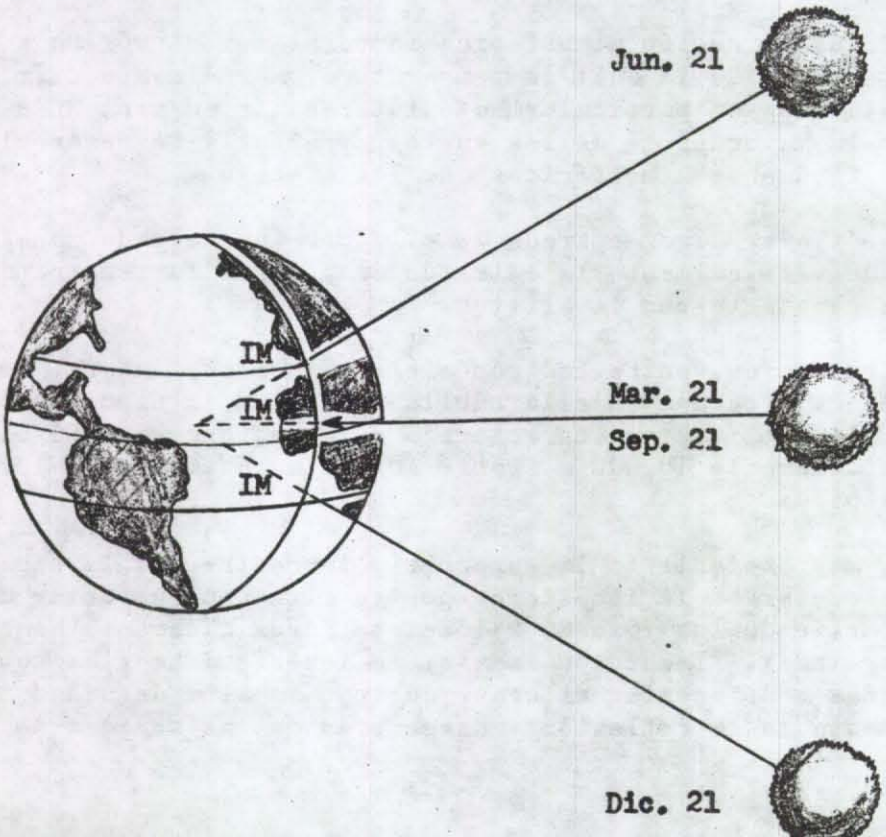


Fig. 2.1.4

La traslación de la Tierra alrededor de el Sol, origina el desplazamiento latitudinal del punto de insolación máxima (IM).

Consideremos ahora, cuál es el régimen térmico derivado del movimiento de translación de la Tierra. Para el caso, recordemos que el movimiento aparente del Sol durante el año es tal, que el punto de intersección en la superficie terrestre de la línea imaginaria que une el centro de la Tierra con el Sol, se moverá de sur a norte desde la fecha de iniciación del invierno - (21 de Diciembre), hasta la fecha de iniciación del verano, (21 de Junio), moviéndose de norte a sur, entre esa última fecha y la primeramente citada. En su movimiento de sur a norte, dicho punto de intersección cruzará el ecuador terrestre en la fecha en que se inicia la primavera, (21 de Marzo) y lo cruzará al moverse de norte a sur, al iniciarse el otoño (21 de Septiembre).

El punto de intersección al que se refirió el último párrafo, es el punto de máxima insolación, y por lo antes dicho se comprenderá que durante el año, dicho punto de máxima insolación se desplaza entre el trópico de Capricornio y el trópico de Cáncer, del invierno al verano, y a la inversa entre el verano y el invierno, pasando dos veces al año por el ecuador. Esto determina como es evidente, primero, que dentro del cinturón tropial la temperatura sea mayor que al norte o al sur del mismo, con un máximo llamado -- ecuador térmico situado dentro de la zona limitada por la isoterma de mayor valor de la Fig. 2.1.6; segundo, que entre el fin de la primavera y el principio del otoño, la temperatura en el hemisferio sur con un máximo durante - el verano; y tercero, que las variaciones anuales de temperatura dentro de - la zona tropical sean mínimas.

2.1.4 Distribución vertical de la temperatura.

La distribución vertical de la temperatura, motivada por todos los efectos que acarrea la absorción de energía radiante de ciertas longitudes - de onda en las capas superiores y por los movimientos del aire que es calentado en los niveles inferiores de ella, ha sido la base para la división de la atmósfera en varias porciones o capas, de las cuales las principales son: Tropósfera, Estratósfera e Ionósfera.

La tropósfera es la región atmosférica inmediataménte próxima a la superficie terrestre, dentro de la cuál la temperatura, normalmente disminuye con la altura. Esta capa es particularmente interesante en virtud de qué, en ella, tienen lugar la mayor parte de los vuelos, y en ella se desarrollan la mayor parte de los fenómenos atmosféricos que los afectan.

Sobre la tropósfera, pero separada de ella por una delgada zona de transición, se extiende verticalmente la estratósfera, donde la temperatura, en general, permanece constante con la altitud.

La zona de transición, entre la tropósfera y la estratósfera, es la tropopausa. Se caracteriza porque en ella súbitamente cesa la disminución - de la temperatura con la altitud, que caracteriza a la tropopausa. Su altura varía, desde aproximadamente 10,000 m. sobre los polos hasta entre 15,000 y 20,000 m. en los trópicos.

La tercera y más distante de la superficie terrestre, es la capa llamada Ionósfera. Se caracteriza la Ionósfera, por su alta concentración de iones y se extiende a partir de los 70 u 80 kilómetros aproximadamente hasta - una altura aún indeterminada. Tradicionalmente, la ionósfera ha sido subdividida en capas situadas a diferentes alturas, que por su alta densidad iónica, influyen notablemente en la reflexión y dispersión de las señales de la- radiocomunicación.

Fig. 2.1.5 a y b

Independientemente de la estación del año o de la hora del día, en la tropósfera disminuye la temperatura con la altura. La razón de disminución varía con la estación del año o con la hora del día. En la estratósfera, la temperatura se mantiene más o menos constante con la altura, o aumenta ligeramente en cualquier estación del año.

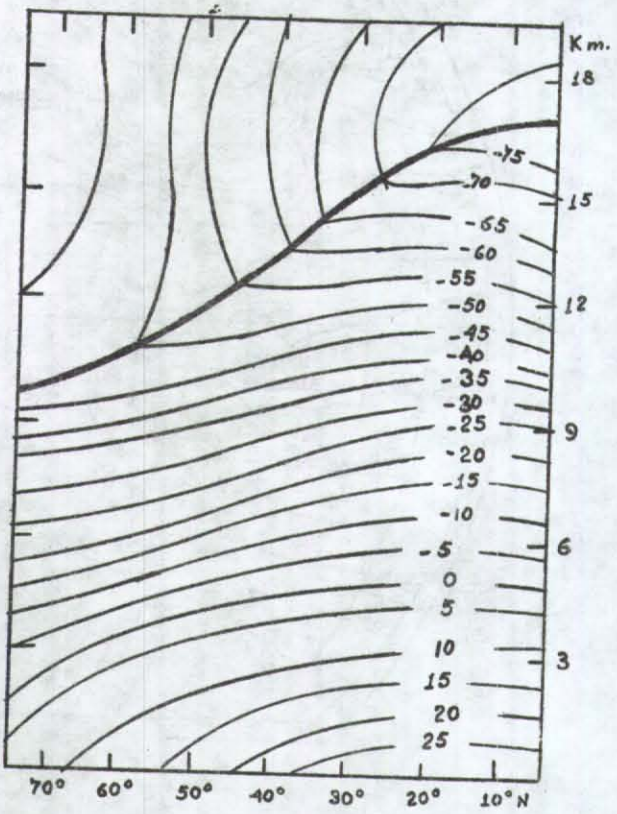


Fig. 2.1.5 a (Verano).

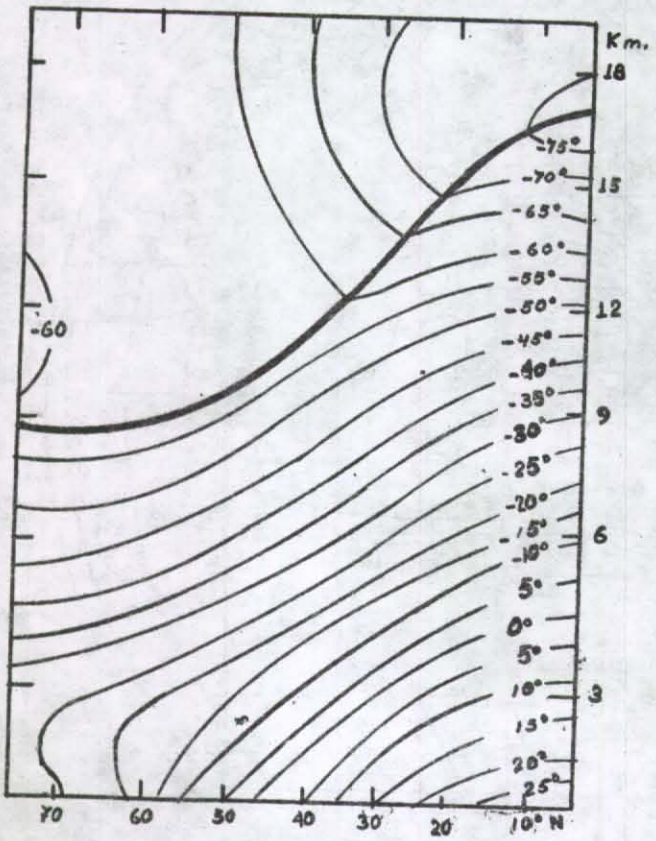


Fig. 2.1.5 b (Invierno)

Fig. 2.1.6 a y b (página siguiente)

La distribución horizontal de la temperatura del aire cerca de la superficie terrestre, disminuye desde el ecuador térmico hacia los polos. Los efectos continentales se manifiestan, por un pronunciado desplazamiento de las isotermas hacia los polos en el hemisferio que está en verano y hacia el ecuador en el hemisferio que está en invierno. Sobre los mares, las isotermas se mueven ligera y gradualmente "siguiendo al Sol".

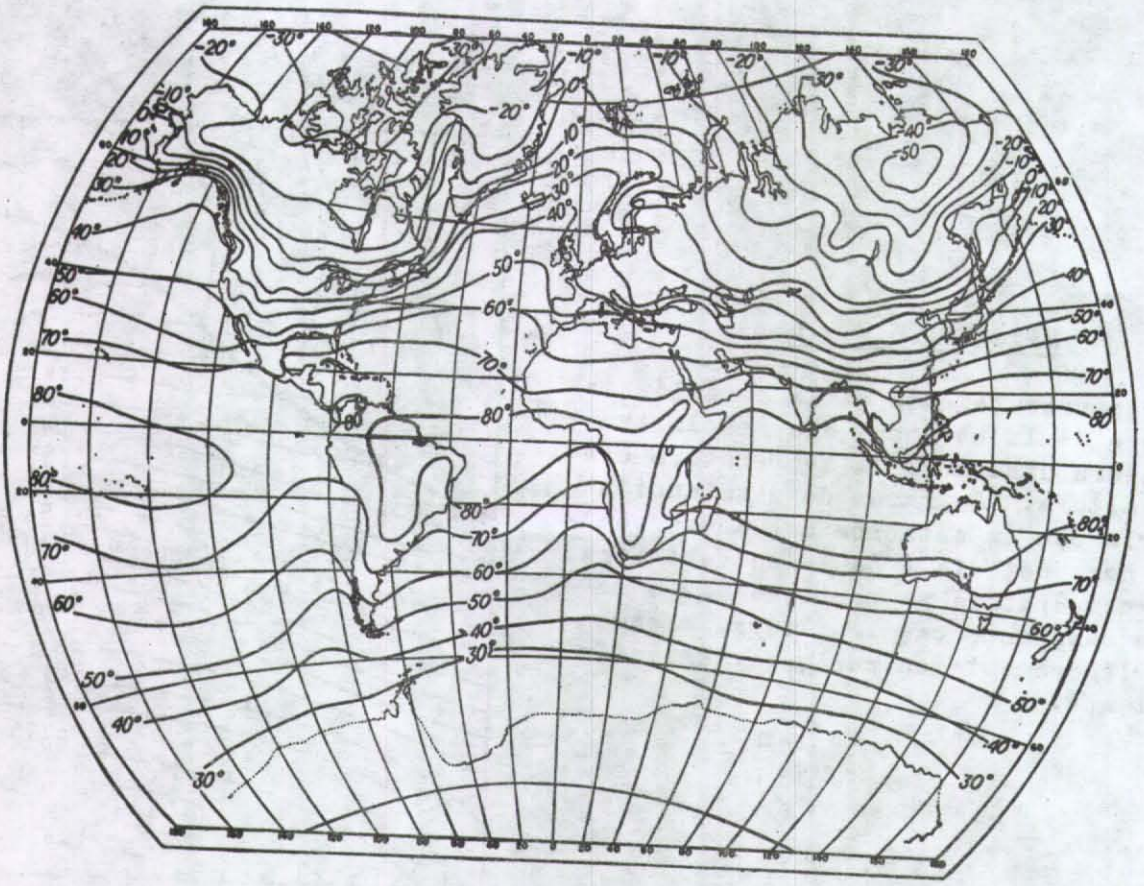


Fig. 2.1.6 (a) ENERO

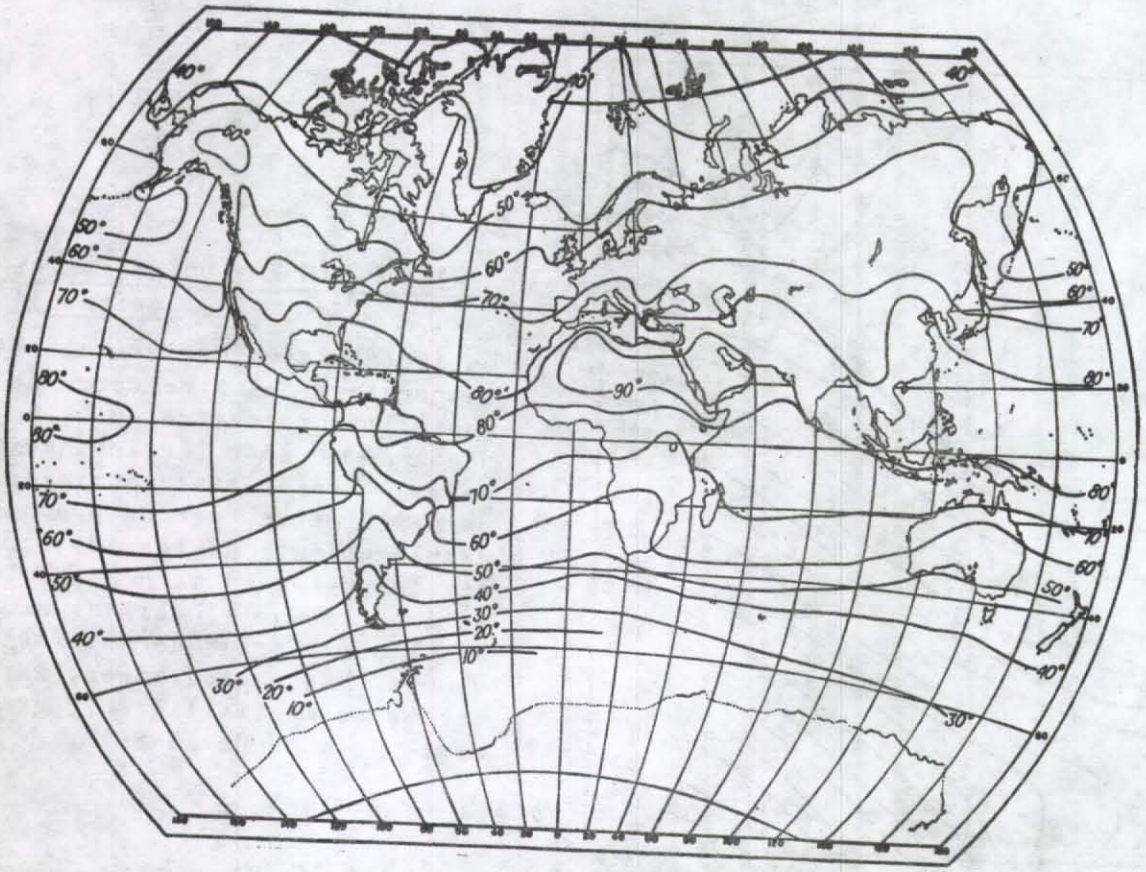


Fig. 2.1.6 (b) JULIO

2.2 PRESION ATMOSFERICA.

2.2.1 Definición, principios y unidades barométricas.

Así como nuestro cuerpo ejerce una fuerza sobre el piso, cuya existencia y magnitud puede fácilmente comprobarse si nos colocamos en la plataforma de una báscula, el aire atmosférico, ejerce también una fuerza semejante sobre la superficie de la Tierra, y sobre cualquier objeto situado en el seno de la atmósfera. La comprobación de la existencia de ésta fuerza atmosférica, la constituye la célebre experiencia realizada por Torricelli el año de 1643, qué, como se recordará, condujo al resultado de mantener en el interior de un tubo de vidrio, cerrado en su extremo superior, una columna de mercurio de 76 cm. de alto, con un peso equivalente al del aire contenido en una columna de sección igual a la del tubo de vidrio. (Fig. 2.2.1)

Es por la existencia de esa fuerza que es posible extraer el agua de los pozos, y también por ella, los motores de las aeronaves pequeñas no son mas complicados, con la adición de implementos para inyectar artificialmente el aire suficiente para la adecuada combustión. Gracias también a esa fuerza, nuestro sistema muscular no consume toda nuestra energía en la realización de la función respiratoria, sino qué, nos permite contar con un gran excedente de ella, para ser útiles a los demás.

Cuando la magnitud de la fuerza de la que hemos venido hablando, es dividida entre el área de la superficie sobre la que actúa, lo que obtenemos es la llamada PRESION ATMOSFERICA. Esta presión atmosférica suele definirse como: "El peso de una columna de aire de sección unitaria, que se extiende desde la superficie en la que se determina la presión, hasta el límite superior de la atmósfera". Es necesario advertir que el concepto de peso al que se refiere ésta definición, puede inducirnos a suponer equivocadamente, que la presión atmosférica es ejercida únicamente en la vertical. Recuérdese sin embargo, que en los fluídos, la presión se transmite en todas direcciones.

La barometría, esto es, la medida de la presión atmosférica, se basa en la utilización de instrumentos sensibles a los cambios de valor de la presión. Algunos de tales instrumentos llamados barómetros, están diseñados para generar una fuerzasusceptible de ser medida, de igual magnitud que la presión atmosférica que sienten. Otros, siendo elásticos, sufren una deformación proporcional a la presión que los deforma. Aunque los hay de otras clases, los dos mencionados, son en los que se basa la barometría, según es practicada regularmente en los trabajos meteorológicos.

Un ejemplo de los instrumentos señalados en primer lugar, lo constituye el barómetro de mercurio. Este es el instrumento del que se valió Torricelli en su experimento. Consiste de un tubo cerrado por uno de sus extremos, que es llenado con mercurio e invertido de manera que su extremo abierto, penetre en el mercurio depositado previamente en un recipiente.(Fig. 2.2.1). Con el resultado de su empleo, señalado en el primer párrafo, es posible medir la altura de la columna mercurial; con ella se determina el volúmen que ocupa el mercurio en el tubo, y multiplicando ese volúmen por la densidad del mercurio, se obtiene el peso del mismo, que es el que equilibra, como ya se dijo, al peso del aire en una columna de sección igual a la del tubo.

El barómetro que funciona de acuerdo con el segundo de los principios antes citados, es el barómetro aneroide. Este está formado por cápsulas metálicas elásticas, en cuyo interior se ha practicado el vacío. -- (Fig. 2.2.2) Como tales cápsulas están calibradas para conocer la magnitud de la deformación que sufren al estar sometidas a una cierta presión, midiendo la deformación sufrida por ellas a causa de la presión atmosférica, se conocerá la magnitud o valor de dicha presión.

Puesto que el cambio de valor de la presión atmosférica, motiva un cambio en el peso del mercurio contenido en el tubo de un barómetro, y como éste cambio es percibido por el correspondiente cambio que experimenta la altura de dicha columna, ciertas unidades para la medida de la presión, se definen de manera que sean aptas para medir las alturas de la columna mercurial, asociadas con los diferentes valores de la presión atmósférica. En el sistema métrico decimal la unidad de ese tipo, es el milímetro, y en el sistema inglés la pulgada. Pero para indicar que esas unidades de longitud se refieren al peso de la columna mercurial, o mejor aún, a la presión atmosférica, dichas unidades se denominan respectivamente: - MILIMETRO DE MERCURIO y PULGADA DE MERCURIO.

El milímetro de mercurio puede consecuentemente definirse, comosiendo: "La presión que ejerce sobre la superficie de su base, una columna de mercurio de un milímetro de altura". Dejamos al lector, que haga - extensiva la definición a la unidad inglesa de medida de la presión.

Otra unidad para la medida y expresión del valor de la presión - atmosférica, es una unidad que corresponde al sistema absoluto. En dicho sistema, la unidad de fuerza es la "dina" y la unidad de area es el centímetro cuadrado; por tanto, la unidad de presión será 1 dina/cm^2. Pero -- siendo muy pequeña tal unidad, se ha adoptado como unidad un múltiplo de ella: el "bar". Un bar es igual a 1,000,000 dinas/cm^2. En meteorología la unidad que se emplea es el "milibar" que equivale a la milésima parte del bar o a 1,000 dinas/cm^2.

La equivalencia sobre todas esas unidades, se deriva de la equivalencia entre los valores de presión atmosférica, que a continuación se- expresan:

760 mm de Hg = 29.92" de Hg. = 1,013.25 mbs. = 1 atmósfera.

De esa igualdad, el lector podrá fácilmente inferir las siguientes equivalencias:

" de Hg.	mm. de Hg.	Mbs.
1.....	25.4	33.86
0.0394.....	1	1.33
0.0296.....	0.75	1

2.2.2 Variación de la presión atmosférica en la vertical.

Es natural que la pesantez del aire; menor cuanto mas lejos se - considere de la superficie terrestre, determine que la presión atmosférica se reduzca, a medida que aumenta la distancia a la superficie de la -- Tierra en que se la considera. (Fig. 2.2.3)

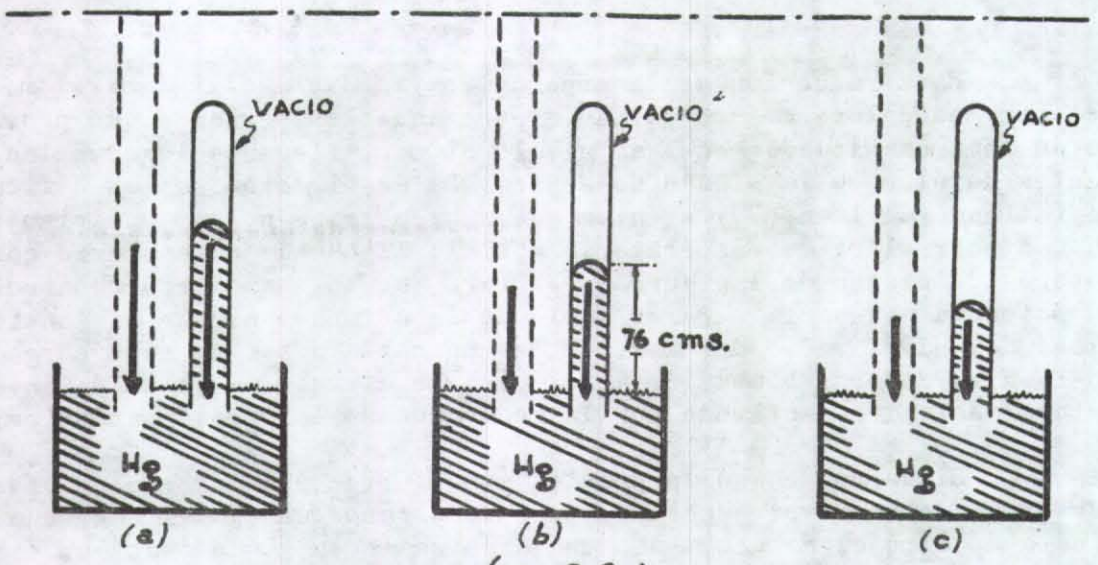
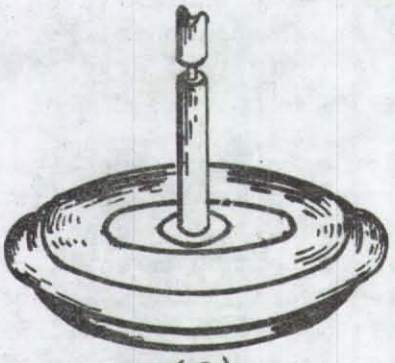


fig 2.2.1.

El peso del mercurio contenido en el tubo del barómetro en un momento dado, es igual al del aire contenido en una columna de sección igual a la del tubo. Si la presión atmosférica se reduce, se reduce también la altura de la columna mercurial del barómetro y viceversa.



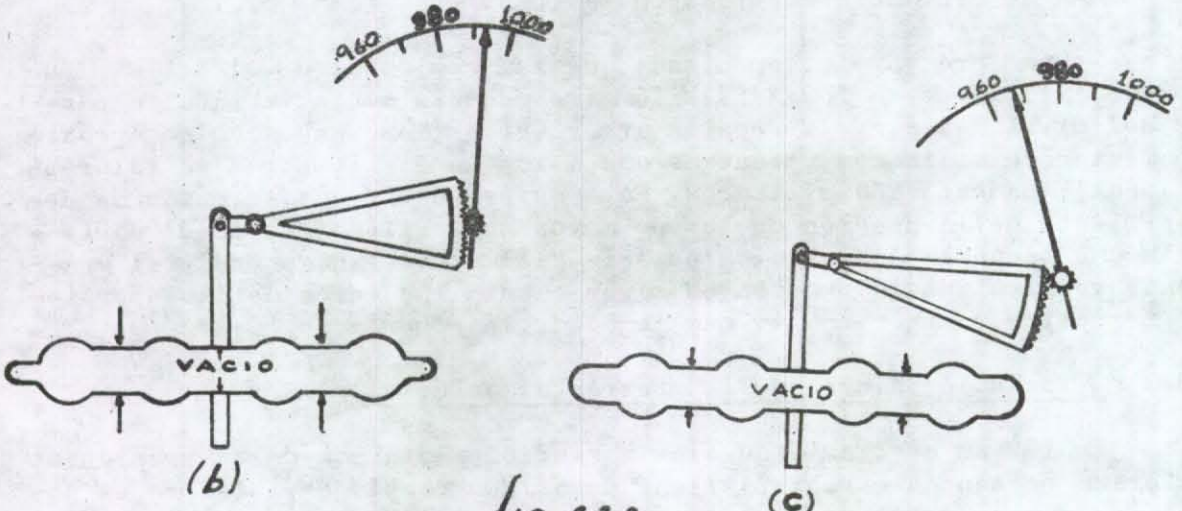


fig 2.2.2.

La cápsula aneroide está hecha de un metal elástico y tiene el aspecto exterior que se ilustra en (a). Su elasticidad y el vacío prácticado en su interior, permiten que sus paredes superior e inferior se aproximen entre sí al aumentar la presión atmosférica y viceversa. La medida de su deformación es la medida de la presión atmosférica a la que está

Esta reducción de la presión con la distancia al nivel medio del mar, es dolorosamente palpable para aquellas personas que proviniendo de lugares situados casi al nivel del mar, llegan a lugares tan distantes de él como la ciudad de México. La respiración se les dificulta, se fatigan fácilmente, y sienten que sus energias no son suficientes para mantener el ritmo respiratorio normal. Algo semejante ocurre con los motores de piston de las aeronaves. Para que tales motores desarrollen la potencia necesaria para el vuelo de la aeronave a gran distancia vertical del nivel medio del mar, se les necesita dotar de supercargadores, que son verdaderas bombas de aire, para substituir la falta de inyección natural del aire, motivada por la reducción de la presión atmosférica.

El hecho de que la presión atmosférica sea mayor a un nivel inferior que a un nivel superior, trae como consecuencia el qué, una partícula de aire cuya base tenga una área unitaria y que ocupa un cierto volúmen en la atmósfera, esté sometida a la acción de una fuerza vertical ascendente, llamada fuerza de GRADIENTE VERTICAL DE PRESION. (Fig.-2.2.4) Si además de esa fuerza de gradiente vertical de la presión, consideramos el peso de la partícula de aire, ocurrirá, que si su peso es de la misma magnitud que la del gradiente vertical de presión, la partícula de aire estará en "equilibrio hidrostático" y no se moverá. Pero si su peso es menor a la fuerza tantas veces mencionada, la partícula de aire tendrá un movimiento ascendente. Por último, si el peso de la partícula es mayor que la fuerza del gradiente vertical de presión, la partícula de aire descenderá.

Considerando por otra parte que el peso de la partícula es directamente proporcional a su densidad, partículas de aire de igual volúmen pero de diferente densidad, se moverán de manera que a la postre, las de mayor densidad se concentrarán en la parte inferior y las de menor densidad en la parte superior de la atmósfera. La estratificación resultante de la búsqueda de equilibrio hidrostático por parte de las partículas, determina que la presión atmosférica no varíe en la misma razón por unidad de distancia vertical en la tropósfera, que como varía por unidad de distancia vertical en la ionosfera. (Fig. 2.2.5)

Como promedio y suponiendo que la presión al nivel del mar fuera 1,000 milibares, a los seis kilómetros de distancia vertical a partir del nivel del mar, la presión atmosférica tiene un valor de aproximadamente 500 milibares, mientras que a los doce kilómetros su valor es de aproximadamente 250 milibares. Esto quiere decir que la razón de decrecimiento de la presión en los primeros seis kilómetros es el doble de la que tiene en los siguientes seis kilómetros. En general, el gradiente vertical de la presión es mayor cuanto más cerca de la superficie terrestre y menor cuanto más lejos de la superficie.

2.2.3 Variación diurna de la presión atmosférica.

Si bien es cierto que las variaciones diurnas de la presión atmosférica presentan características demasiado complejas, siempre es posible reconocer dentro de tal complejidad, una característica cíclica de tal variación. Esta variación cíclica, es llamada "marea barométrica" y su existencia se atribuye, como la de la marea de los océanos, a los efectos gravitacionales de la acción interplanetaria. La marea barométrica se caracteriza por presentar dos máximos y dos mínimos. Los máximos ocurren a las 10 A.M. y a las 10 PM. respectivamente, hora local, en tanto que los mínimos ocurren a las 4 A.M. y 4 P.M. respectivamente, hora local. (Fig. 2.2.6).

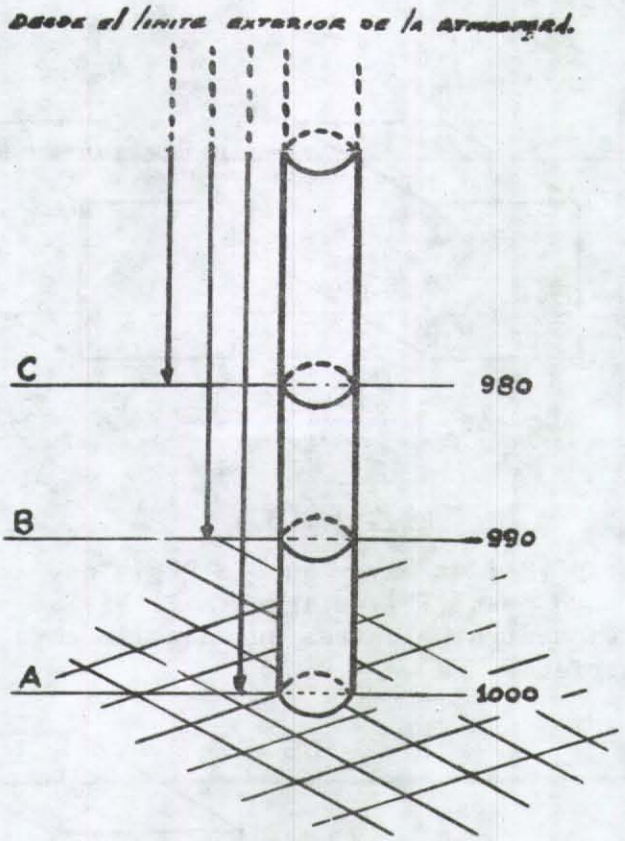


Fig. 2.2.3

Una columna de aire que se extiende hasta la superficie (nivel A en la Fig. 2.2.3) desde el límite exterior de la atmósfera, pesará más en el nivel A que en el nivel B; y en el nivel B tendrá un peso superior que el que tiene en el nivel C. Esa diferencia de peso determina una reducción de la presión con la altura y la diferencia de presión entre dos niveles, determina a su vez que cualquier partícula de aire esté sometida en la atmósfera a una fuerza vertical ascendente ("Fgv" en la figura 2.2.4), denominada FUERZA DEL GRADIENTE VERTICAL DE LA PRESION.

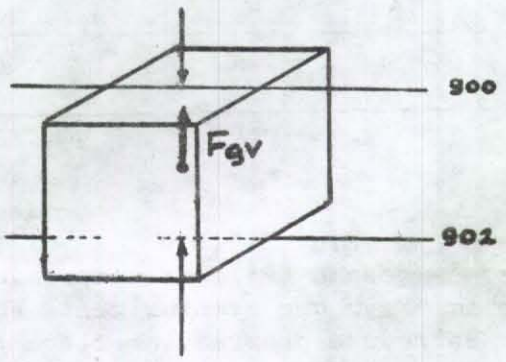


Fig. 2.2.4

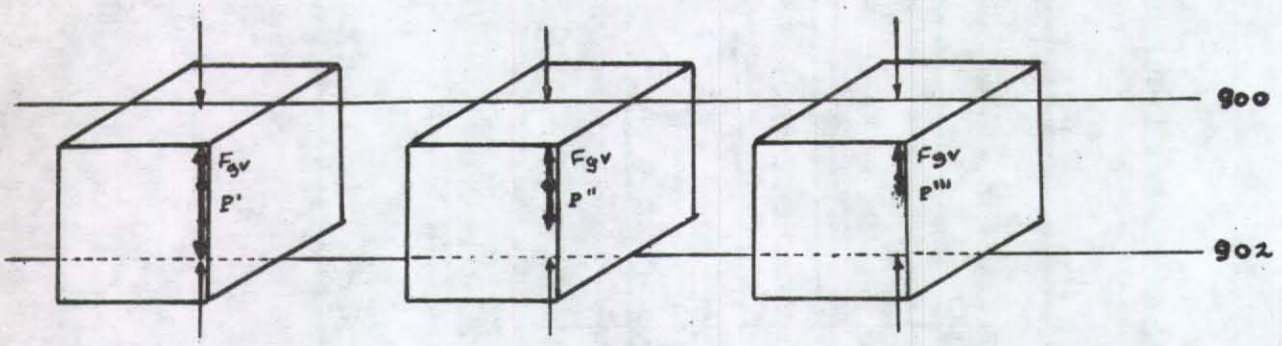


Fig. 2.2.5 a

La partícula cuyo peso (P') es mayor que la "Fgv" que actúa sobre ella, desciende; aquella cuyo peso (P") es igual a la Fgv se mantiene en el nivel en el que se encuentra; mientras que aquella cuyo peso (P'") es menor que la Fgv, asciende.

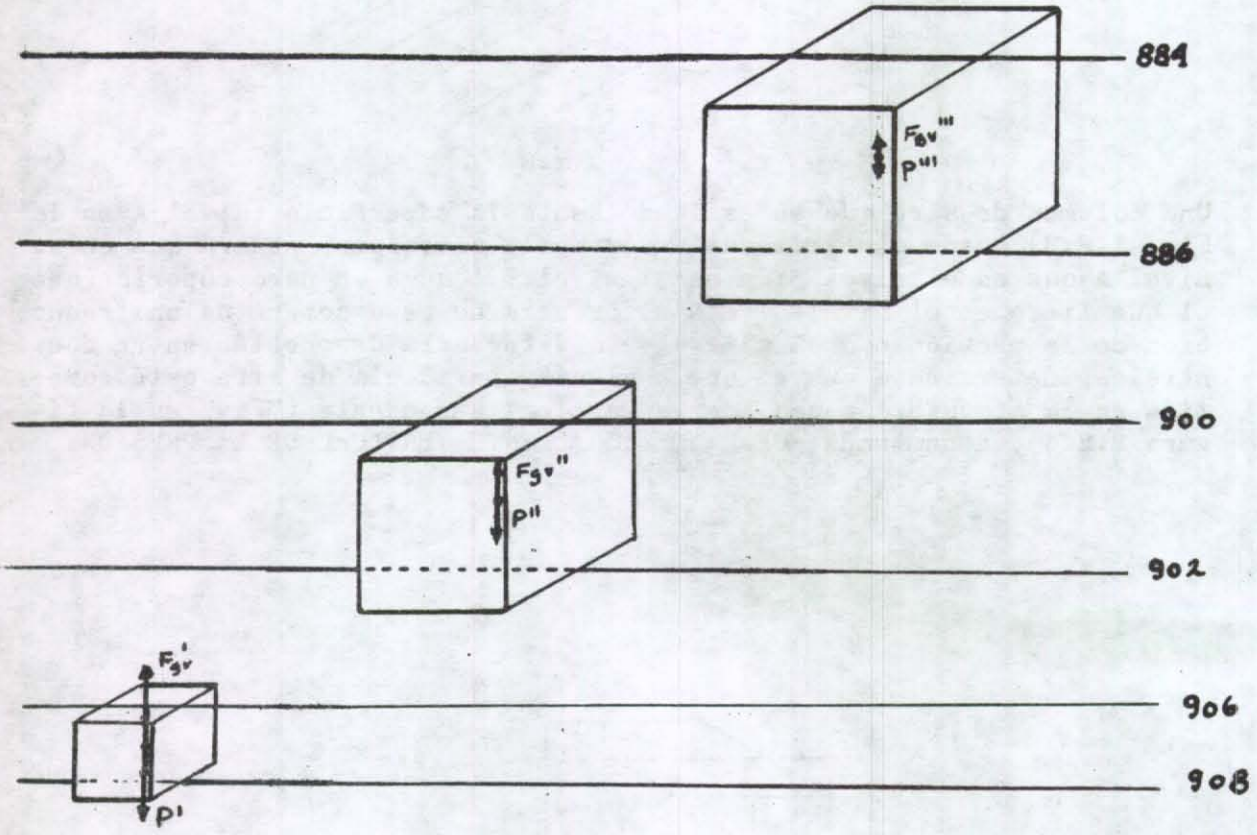


Fig. 2.2.5 b

Al descender la partícula más pesada (P'), es comprimida y su volúmen se reduce causando un aumento en la "Fgv" que eventualmente equilibrará a su peso. Al ascender la (P'"), la Fgv se reduce progresivamente hasta equilibrar a su peso. Al final del proceso, el aire estará en equilibrio hidrostático y dos isobaras de valores sucesivos estarán mas próximas entre sí donde el aire es más denso y viceversa.

2.2.4 Presión de la estación y presión reducida al nivel medio del mar.

Se llama "presión de la estación", a la presión real que en un momento dado ejerce el aire al nivel de la estación, o lo que es lo mismo, al valor de la presión atmosférica, medido en la estación.

Llámase "presión reducida al nivel medio del mar", o simplemente presión al nivel del mar, a la presión resultante de agregar a la presión de la estación, la presión que ejercería una columna de aire qué, desde el nivel de la estación, se extienda hasta el nivel medio del mar.

Lo que nos interesa destacar con relación a estos conceptos, es el hecho de qué, la reducción de la presión puede hacerse de dos maneras diferentes, según que a la columna de aire que se agrega, se le asignen características de densidad muy aproximadamente iguales a las que en ese momento debería tener el aire por debajo de la estación, como si ésta, en lugar de encontrarse sobre la superficie terrestre, estuviera suspendida en la atmósfera; o bién, que a dicha columna se le asignen características "ideales" de densidad, como las que tiene el aire de una atmósfera ficticia, imaginaria, llamada "atmósfera tipo", a la que habremos de referirnos en la siguiente parte. (Fig. 2.2.7).

Este último procedimiento de reducción, es el que de manera particular se emplea en los procedimientos altimétricos, a los que también se referirá la siguiente parte.

2.2.5 Variación de la presión en la horizontal.

Es evidente que si el valor de la presión es directamente proporcional a la densidad del aire, y que si su densidad es inversamente proporcional a la temperatura, y si por añadidura la temperatura se distribuye tan irregularmente en la atmósfera como se puso de manifiesto en la parte 2.1 de ésta obra, la presión atmosférica también se distribuirá demanera irregular en la horizontal. En otras palabras, en un momento dado, la presión de la estación o la presión reducida al nivel del mar en dos puntos diferentes de la Tierra, no necesariamente tendrá el mismo valor.

Las figuras 2.2.8a y 2.2.8b ponen de manfiesto la distribución promedio de la presión reducida al nivel del mar, en los meses a las que las mismas se refieren. Las líneas que aparecen en ellas cruzando los océanos y los continentes, con los valores de presión, en milibares, intercalados en ellas, son ISOBARAS, definidas por su propiedad de unir puntos en los que la presión tiene el mismo valor.

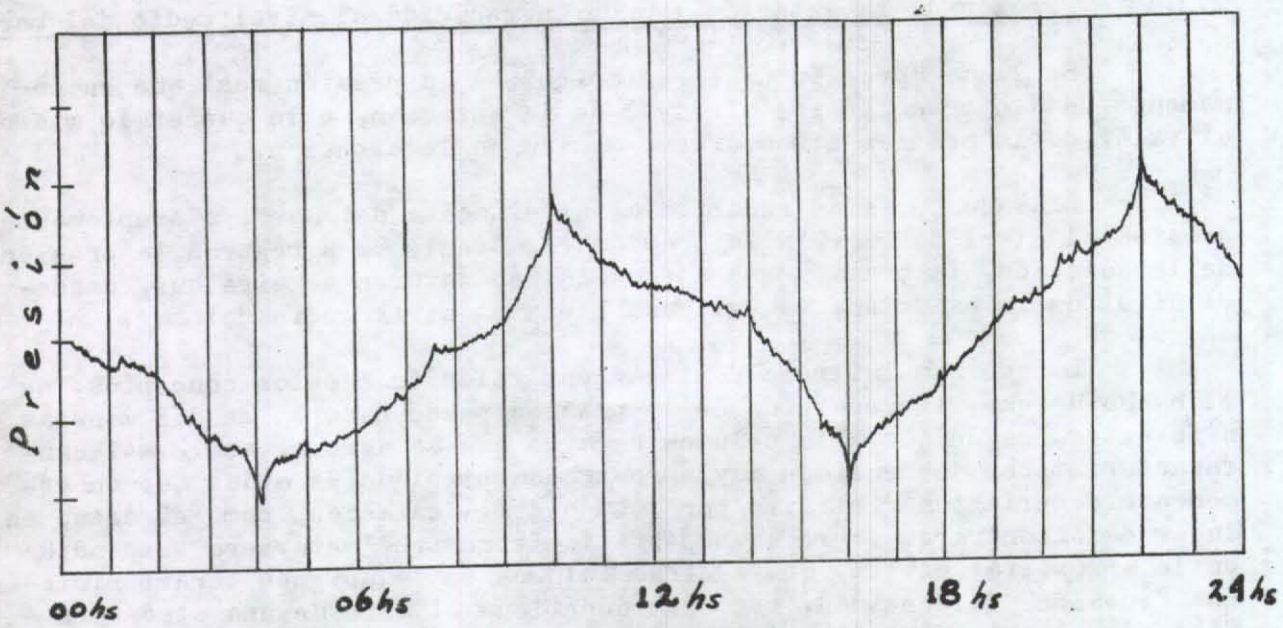


Fig. 2.2.6

Las variaciones de la presión que se ilustran, constituyen lo que se conoce como MAREA BAROMETRICA.

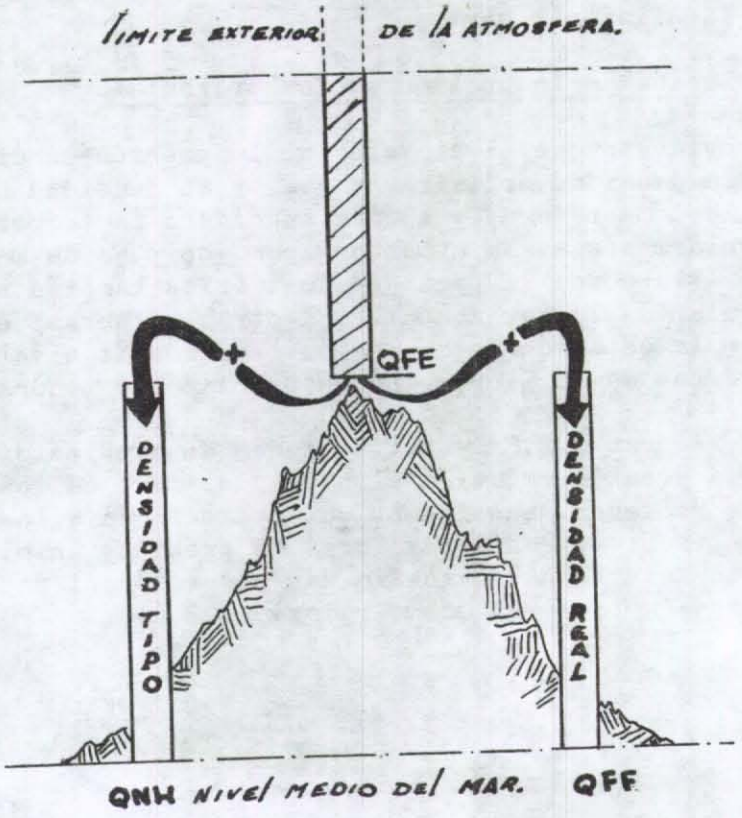
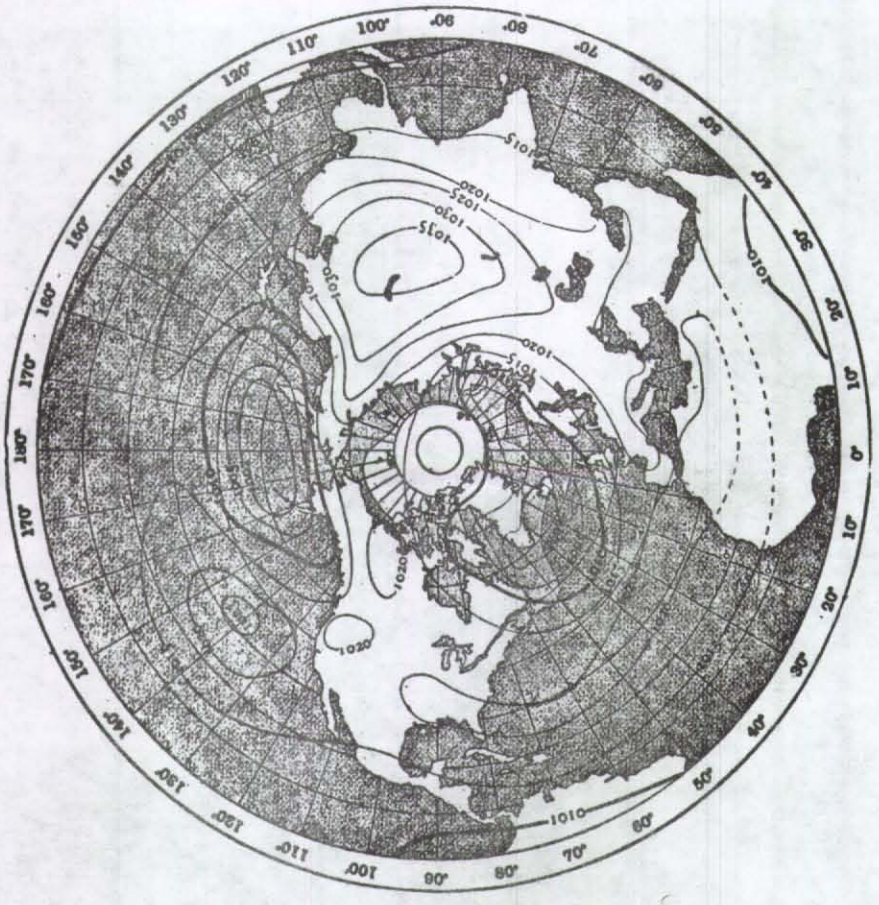


Fig. 2.2.7

La reducción de la presión de la estación (QFE) al nivel medio del mar, puede dar por resultado el valor QFF o el valor QNH, según — sea la densidad del aire de la columna que se agregue para reducir la.



2.2.8 a
ENERO

Presión normal al nivel medio del mar.



2.2.8 b
JULIO

2.3 ALTIMETRIA.

2.3.1 Elevación, altitud y altura.

Puesto que por altimetría se entiende la medida de distancias verticales, es conveniente definir inicialmente algunas de ellas. Con el nombre que se le asigna a cada una, se distingue tanto el origen; o punto de partida de la medida, como la posición del punto, objeto o nivel cuya distancia vertical es medida. Las primeras designaciones o nombres de las distancias verticales que consideraremos y sus correspondientes definiciones, son las siguientes:

1) ELEVACION: es la distancia vertical de un punto o de un nivel que se encuentra fijo a la superficie terrestre, medida desde el nivel medio del mar.

2) ALTITUD: es la distancia vertical de un punto, nivel u objeto considerado como punto, medida desde el nivel medio del mar.

3) ALTURA: es la distancia vertical de un punto, nivel u objeto considerado como punto, medida desde un nivel especificado de antemano.

La Fig. 2.3.1 ilustra la utilización de tales términos, para el caso de una aeronave en vuelo y cuando el nivel especificado de antemano, es el de la superficie terrestre en el punto sobre el cuál se encuentra la aeronave en vuelo.

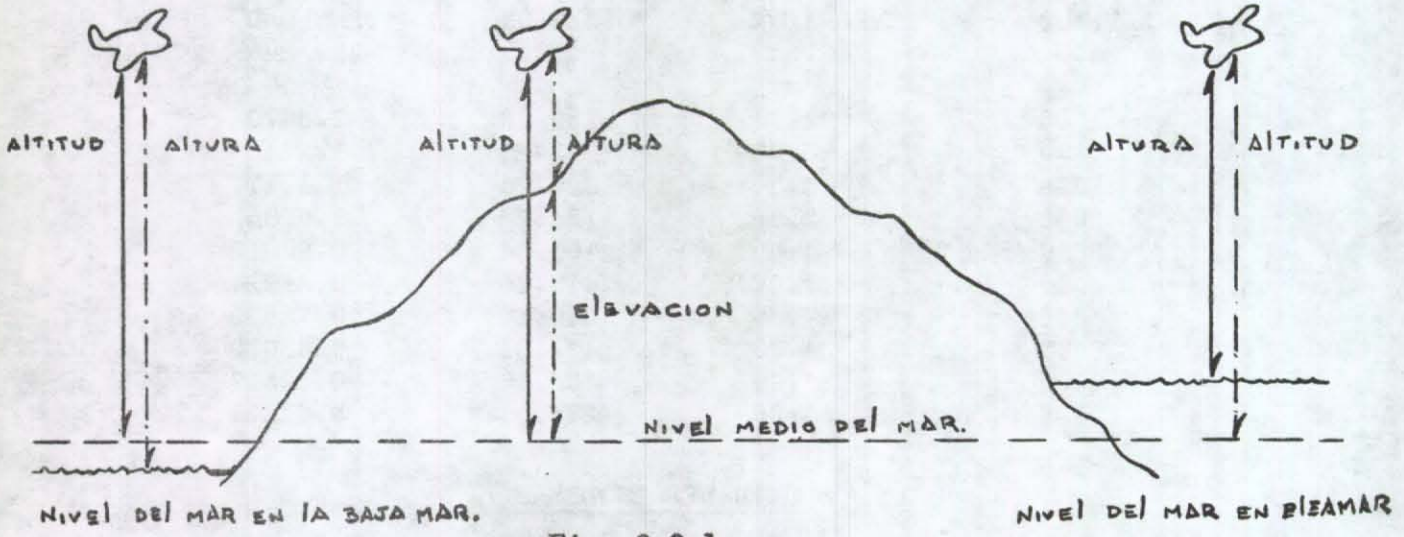


Fig. 2.3.1

2.3.2 ATMOSFERA TIPO.

Atmósfera tipo o estandar, es una atmósfera ficticia en la cuál, a cada valor de altitud corresponderá uno y solamente un valor de presión, uno y solamente un valor de temperatura y uno y solamente un valor de densidad. En esa atmósfera tipo, a diferencia de lo que ocurre en la atmósfera real, los valores de presión, temperatura y densidad asociados con cada valor de altitud permanecen constantes enn el tiempo.

No es extraño, dada ésta última característica de la atmósfera tipo, que internacionalmente se haya adoptado tal atmósfera, como norma para la calibración de instrumentos y para hacer comparables dentro de sus especificaciones, el rendimiento de las máquinas incluyendo el de las aeronaves.

La atmósfera tipo adoptada por la Organización de Aviación Civil Internacional el 7 de Noviembre de 1952, y ampliada en 1956 para cubrir la distribución vertical de temperaturas desde la tropopausa (11 Kms.) hasta los 500 Kms., se define asumiendo las siguientes características:

a) El aire se comporta como un gas perfecto y absolutamente seco.
b) La aceleración de la gravedad no cambia con la altura.
c) La temperatura del aire al nivel del mar es 15°C ó 59°F.
d) La variación de la temperatura con la altura es 0.65°C/100 mts. - hasta la tropopausa.
e) En la tropopausa la temperatura es 56°C.
f) La presión al nivel del mar tiene un valor de 1,013.25 mbs. (760 m.m. de Hg. ó 29.92 pulgadas de Hg.)

Para ilustrar la relación entre valores de altitud, presión, temperatura y densidad, se reproduce a continuación un extracto del "Manual de la Atmósfera Tipo" de la O.A.C.I. (Doc. 7488).

TABLA DE LA ATMOSFERA TIPO.

UNIDADES METRICAS

ALTITUD m.	TEMPERATURA /C.	PRESION mbs.	DENSIDAD. kg./m^3
- 1000	21.50	1139.29	1.3470
0	15.00	1013.25	1.2250
1000	8.50	898.74	1.1117
2000	2.00	794.95	1.0065
3000	- 4.50	701.08	0.90913
4000	- 11.00	616.40	0.81914
5000	- 17.50	540.20	0.73612
6000	- 24.00	471.81	0.65970
8000	- 37.00	356.00	0.52517
10000	- 50.00	264.36	0.41271

UNIDADES INGLESAS.

ALTITUD pies	TEMPERATURA °F	PRESION plg de Hg.	DENSIDAD. Libra/pié^3
- 2000	66.13	32.15	0.081052
- 1000	62.57	31.02	0.078738
0	59.00	29.92	0.076475
1000	55.43	28.86	0.074263
2000	51.87	27.82	0.072099
4000	44.74	25.84	0.067917
8000	30.47	22.22	0.060111

ALTITUD pies.	TEMPERATURA °F	PRESION Plg de Hg	DENSIDAD $Libra/pie^3$
16000	1.94	16.22	0.048121
32000	-55.12	8.11	0.026561
64000	-69.70	1.75	0.005939

2.3.2 El altímetro y su calibración.

En la aeronáutica, las distancias verticales de las aeronaves se miden empleando alguno, o los dos tipos de altímetros siguientes: a)radicaltímetro, que, al medir el tiempo que transcurre entre la emisión de una señal cuya velocidad de propagación se conoce, y la recepción de la misma después de reflejada por la superficie terrestre; y b) el altímetro aneroide, que, dotado de un elemento barométrico del tipo aneroide tiene las peculiaridades que a continuación se describen.

El aspecto exterior de un altímetro aneroide visto en posición de lectura, es como se muestra en la figura 2.3.3. Se verá que su carátula o esfera, tiene inscritos en el sentido de las manecillas del reloj, números del 0 al 9 inclusive, y que, el intervalo entre dos números sucesivos está dividico en cinco partes iguales. Centradas en ella, se observan tres manecillas que son las que mediante su posición en la carátula, indican la distancia vertical del altímetro. La más delgada y más corta, indica las decenas de miles de pies. De las dos restantes, la más ancha y la más corta indica las unidades de miles de pies, mientras que la más larga indica las unidades de centenas de pies, o por interpolación, indica también las unidades de decenas de pies. En la figura, el altímetro indica una distancia vertical de 2700 pies.

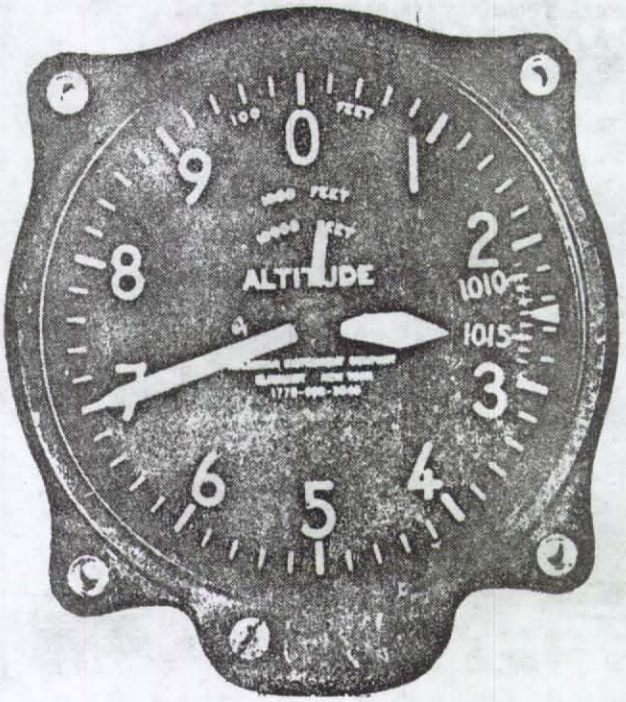


Fig. 2.3.3

En la parte central derecha y en la periferia de la carátula, está inscrito un índice triangular que termina en una ventanilla arqueada, en la que se leen los números 1010 y 1015, que representan valores de presión. Estos números y otros segmentos visibles en la ventanilla, están inscritos en una placa que gira por debajo de la carátula y por tal motivo es llamada "subescala de presiones".

Por debajo del número 5 de la carátula, y aunque no es claramente perceptible en la figura, hay una perilla que al ser accionada a mano, a través del mecanismo interno del altímetro, hará girar tanto a la subescala de presiones como a las manecillas indicadoras de distancias verticales. Solamente actuando ésta perilla, es posible producir el giro simultáneo de subescala y manecillas, ya que la acción del elemento aneroide únicamente produce el giro de las manecillas.

Es importante destacar el hecho de qué, cuando se acciona la perilla de manera que en la ventanilla de la carátula aparezcan VALORES SUCESIVAMENTE MAYORES DE PRESION, las manecillas girarán indicando VALORES SUCESIVAMENTE MAYORES DE DISTANCIA VERTICAL, y viceversa.

La calibración ideal del altímetro, consiste en situarlo en el interior de una cámara neumática con la subescala de presiones ajustada a 1013.25 milibares o sus valores equivalentes, e irlo sometiendo sucesivamente a los valores de presión y temperatura que la atmósfera tipo fija para cada altitud. En esas condiciones las manecillas del altímetro deberían indicar sucesivamente, las altitudes asociadas en la atmósfera tipo, con los valores de presión y temperatura a los que ha sido sometido. Esto quiere decir que debe haber una correspondencia directa entre los valores de presión "sentidos" por el instrumento, y los valores de presión e indicados por las manecillas respectivamente.

Esa relación que es difícil de percibir en el altímetro por lo complicado de su mecanismo, vamos a explicarla empleando el siguiente esquema:

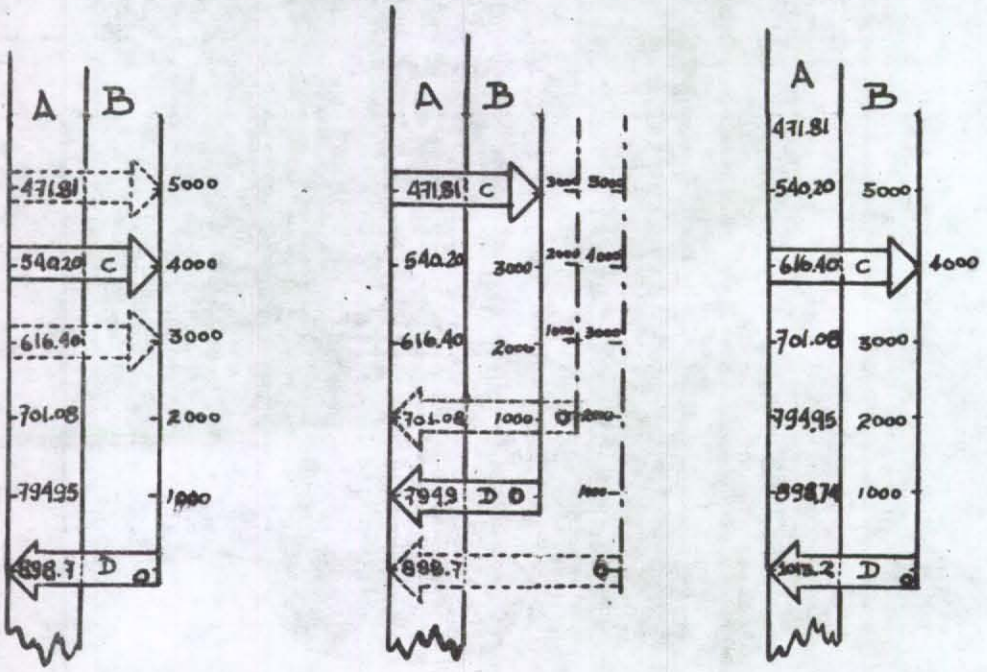


Fig. 2.3.3

Imaginemos dos barras independientes ("A" y "B" en la Fig. 2.3.3) de las cuales la "A" vamos a suponerla fija en todos los casos. Graduada la "barra" "A" con los valores de presión y la "B" con los correspondientes valores de altitud de la atmósfera tipo, cuando el "0" de la "B" se encuentre en coincidencia con el valor 1013,25 de la "A", cada uno de los valores de altitud en la "B" coincidirá con el valor de presión que le corresponde en la atmósfera tipo y que se encuentra inscrito en la "A". La escala "A" de nuestro esquema, representa a la subescala de presiones del altímetro, y la escala "B" a la carátula del mismo.

Fijo en la escala "B" y en la posición de su "0", el índice "D" desempeñará en nuestro esquema, la misma función que en el altímetro desempeña el índice en el que se leen los valores de presión de la subescala. El índice, es libre de desplazarse a lo largo de la escala "A" en respuesta a los cambios de valor de la presión que "sienta" el aneroide.

Veamos si el esquema propuesto, actúa de manera semejante a como actúa el altímetro real. Imaginemos primero, que escalas "A" y "B" se encuentran en una posición determinada y fija, y que en tales condiciones se reduce la presión "sentida" por el instrumento. En éste caso, el índice "C" se desplazará ascendentemente a lo largo de la escala "A" hasta ocupar la posición que ocupa en ella el valor de presión "sentido" por el aneroide y como consecuencia indicará una mayor altitud en la escala "B" (Fig. 2.3.3a).

Ahora imaginemos que no cambia el valor de presión "sentida" por el aneroide, y que como consecuencia el índice "C" permanece fijo respecto a la escala "A". Si desplazamos la escala "B" paralelamente a la escala "A" (correspondiendo al giro de la perilla del altímetro real) notaremos que en nuestro esquema, al desplazarse el índice "D" (el índice de la subescala de presiones en el altímetro real) hacia menores presiones, el índice "C" (las manecillas del altímetro) indicará menores altitudes. (Fig. 2.3.3 b).

Por último, apreciemos que en nuestro esquema, cuando el índice "D" se mantiene constantemente en coincidencia con el valor 1013,25 de la escala "A", cada valor de altitud de la escala "B", corresponderá con un valor de presión en la "A" que es el que a tal altitud le ha asignado la atmósfera tipo, o sea que nuestro esquema estaría calibrado igual que el altímetro real. (Fig. 2.3.3 c).

2.3.4 Altitud de presión, nivel de vuelo y altitud densimétrica.

Todos estos conceptos de medida de la distancia vertical, se refieren a la altitud a la que en la atmósfera tipo, se encuentra el valor de presión o de densidad realmente existentes en un punto o a un nivel en la atmósfera. Así por ejemplo se definen:

ALTITUD DE PRESION, como un valor de presión atmosférica, expresada en términos de la altitud que en la atmósfera tipo, corresponde a tal valor de presión atmosférica.

Si un piloto en vuelo, desea conocer la altitud de presión de su aeronave, deberá fijar la subescala de presiones de su altímetro leyendo 1013.25 milibares. Las manecillas indicarán entonces, la altitud que en la atmósfera tipo se ha asignado al valor de presión "sentido" por el aneroide. (Ver Fig. 2.3.3 "c").

Por otro lado, imaginemos que en un punto de la atmósfera cuya altitud es conocida e invariable, el valor de la presión de la estación ha descendido regularmente en las últimas veinticuatro horas, desde el valor 781.9 mbs. hasta el valor 752.6 mbs. Si en la table de la atmósfera tipo determinamos los valores de altitud correspondientes a esos valores medidos de presión, concluiremos que la altitud de presión del punto ha variado en las últimas veinticuatro horas de 7,000 pies a 8,000 pies, aún cuando la distancia de dicho punto al nivel del mar no se ha alterado durante el intervalo.

NIVEL DE VUELO, como una superficie de presión atmosférica constante, referida a una presión atmosférica específica, separada de los niveles de vuelo contiguos, por intervalos específicos de presión.

Normalmente, la "presión atmosférica específica" a la que se refieren los niveles de vuelo, es 1013.25 mbs., y los "intervalos específicos de presión" que separan a dos niveles de vuelo sucesivos, equivalen a un intervalo de altitud de presión de 500 pies. De esto fácilmente inferiremos que normalmente, los niveles de vuelo son las altitudes de presión cuyo valor sea múltiplo de 500 pies. Altitudes de presión tales como 11,100 pies, 7300 pies, o 5,400 pies, no son niveles de vuelo.

ALTITUD DENSIMETRICA es, un valor de densidad atmosférica, expresada en términos de la altitud a la que se encuentra en la atmósfera tipo, dicho valor de densidad.

Para obtener la altitud densimétrica de una aeronave, será indispensable primero, obtener su altitud de presión y corrigiendo ésta mediante el computador, por el valor de temperatura exterior, se obtendrá el valor de altitud densimétrica.

2.3.5 Correcciones o ajustes, e indicaciones altimétricas correspondientes.

Llámase corrección o ajuste altimétrico, al valor de presión que debe colocarse en la subescala de presiones de un altímetro aneroide, para que sus manecillas indiquen su distancia vertical, al nivel de referencia al que corresponde ese valor de presión.

Las correcciones o ajustes altimétricos, son de las tres clases siguientes:

Q F E.- Valor de la presión de la estación.

Q N H.- Valor de la presión de la estación reducida al nivel medio del mar, mediante la agregación de la presión de una columna de aire, cuyas características de densidad son iguales a la de la atmósfera tipo, y cuya longitud equivale a la elevación de la estación. Esta corrección en particular, es llamada: "REGLAJE ALTIMETRICO".

Q N E.- Valor de la presión de la atmósfera tipo, a la altitud "cero" (nivel del mar de la atmósfera tipo), o sea, 1,013.25 mbs. o 29.92 plgds. de Hg.

En atención a tales definiciones y empleando el altímetro simulado descrito en la sección 2.3.3, vamos a analizar sus indicaciones, al ser ajustado con cada uno de esos valores.

Fig. 2.3.4 a (derecha).

ALTIMETRO AJUSTADO AL VALOR "QFE"

Sus manecillas indicarán CERO AL aterrizar, y en vuelo, la altura de la aeronave referida al nivel de la estación en la que se obtuvo el QFE.

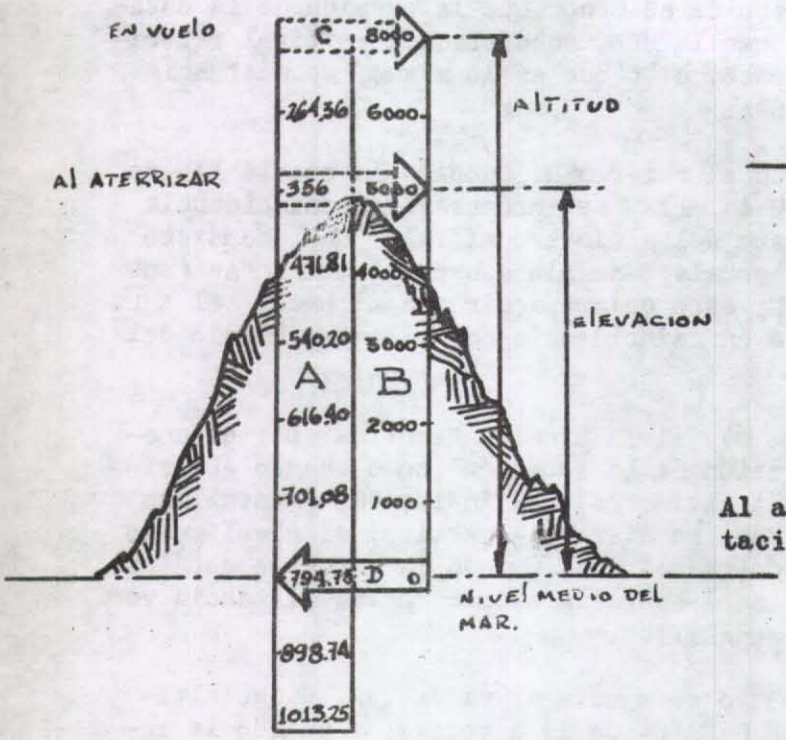


Fig. 2.3.4 c (derecha)

ALTIMETRO AJUSTADO AL VALOR "QNE"

Al aterrizar indica la ALTITUD DE PRESION de la estación. En vuelo indica la ALTITUD DE PRESION de la aeronave.

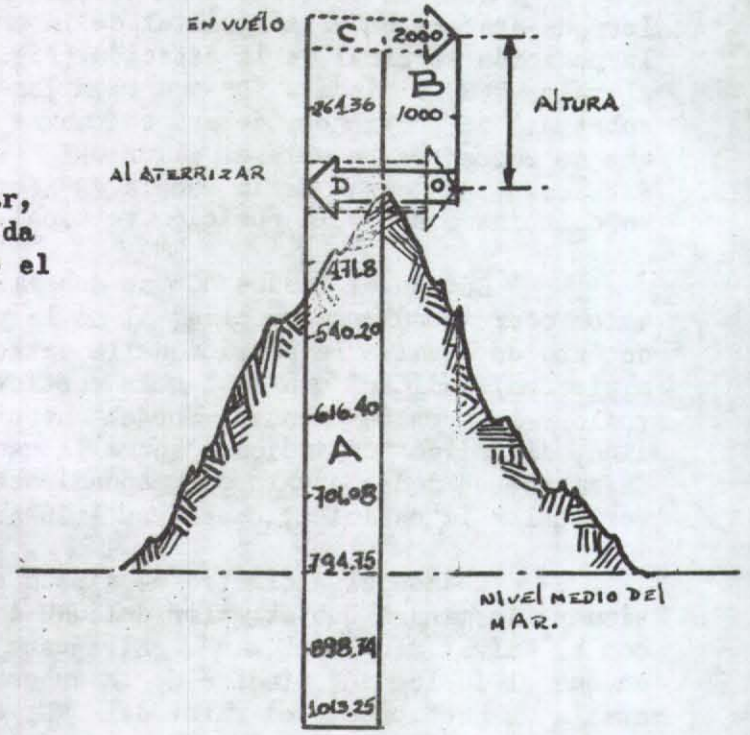
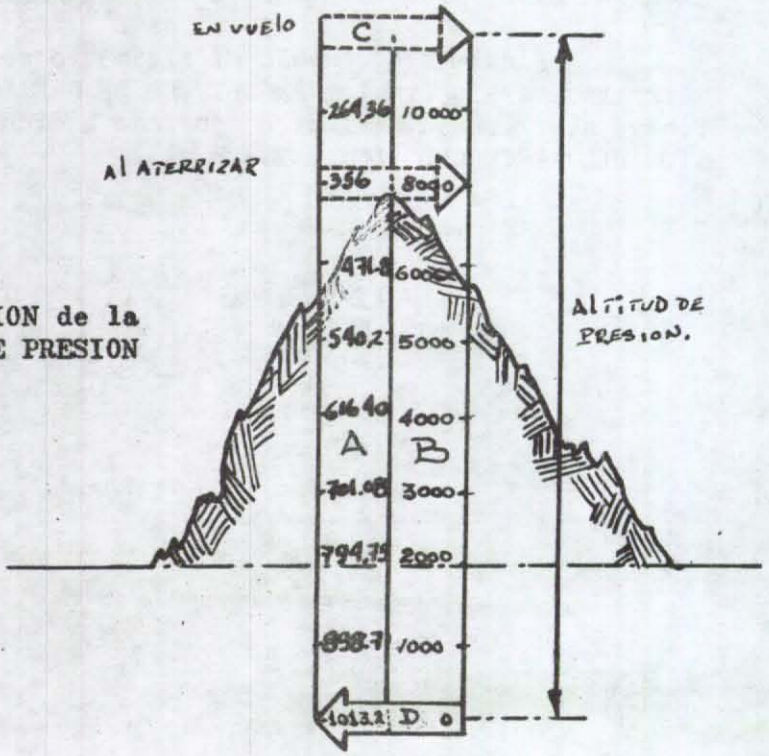


Fig. 2.3.4 b (izquierda)

ALTIMETRO AJUSTADO AL VALOR "QNH".

Al aterrizar indica la elevación de la estación. En vuelo, la ALTITUD de la aeronave.



Como en todo caso, la escala "A" se situará de tal manera, que el valor que aparece en ella igual al de la presión de la estación, coincidirá con la posición vertical de la estación (Fig. 2.3.4 a). Al ajustarse el altímetro al valor QFE, el índice "D" que reemplaza en nuestro esquema al índice de la subescala de presiones, deberá colocarse sobre la escala "A", en la posición en que se encuentra en ella el valor QFE (valor de la presión de la estación). En éste caso, el "cero" de la escala "B" (escala de distancias verticales) quedará en coincidencia con la posición vertical de la estación.

Cuando el índice "C" se desplaza sobre la escala "A" para ocupar el valor correspondiente en ella, al de la presión que siente el aneroide, y cuando ésta es igual a la presión de la estación, dicho índice "C" (manecillas del altímetro) indicará una distancia vertical "cero", y cuando la aeronave está en vuelo y la presión "sentida por el aneroide es menor que la presión de la estación, el índice "C" indicará sobre la escala "B", su distancia vertical referida al "cero" de la escala correspondiente, o lo que es lo mismo, su distancia vertical a la estación, o sea, su ALTURA.

Cuando el altímetro se ajusta al valor QNH, también la escala "A" se situará de manera que el valor del QNH en ella, se encontrará en coincidencia con el "nivel medio del mar". El ajuste del altímetro al valor QNH, consiste en que el índice "D" (índice de la subescala), señale sobre la escala "A" (subescala de presiones), el valor del QNH, esto quiere decir que al hacer tal ajuste, el "cero" de la escala "B" quedará en coincidencia con el nivel "medio del mar".

Con dicho ajuste (Fig. 2.3.4 b), si la presión "sentida" por el aneroide del altímetro, es igual a la presión de la estación (como cuando aterriza la eronave en la que está montada el altímetro), el índice "C" (manecillas del altímetro) indicará en la escala "B", su distancia vertical al nivel medio del mar, o sea, la elevación oficial del aerodromo. Cuando la aeronave está en vuelo, su altímetro así ajustado, indicará sobre la escala "B" su distancia vertical al nivel medio del mar, o sea, su ALTITUD.

Finalmente, cuando el altímetro se ajusta al valor QNE, dicho altímetro indicará en vuelo, la ALTITUD DE PRESION de la aeronave, y cuando la aeronave aterriza su altímetro ajustado a dicho valor, indicará la ALTITUD DE PRESION DEL AERODROMO (Fig. 2.3.4 c).

2.4 MOVIMIENTO HORIZONTAL DEL AIRE.

2.4.1 Diferencia entre viento, movimiento vertical, turbulencia y convección:

Ya en el tercer párrafo de la parte 1.1, se advirtió que el aire atmosférico se mueve en forma por demás complicada. Si pudiéramos seguir continuamente a una partícula de aire durante su movimiento, observaríamos que tal partícula, asciende o desciende gradual y regularmente durante lapsos de tiempo más o menos prolongados, mientras se desplaza hacia cualquier rumbo de la rosa de los vientos. Pero hay ocasiones en las que, la partícula de referencia, sería vista como si saltara ágilmente entre dos niveles cualesquiera, pasando rápidamente de uno al otro aumentando o disminuyendo la amplitud de su salto, al mismo tiempo que experimenta un ligero desplazamiento hacia cualquier rumbo de la rosa de los vientos. (Fig. 2.4.1).

Cuando comparamos imaginariamente el movimiento de una partícula con el de otras muchas, sorprendería advertir la marcada propensión natural de que sus trayectorias sean semejantes, esto es, que eliminando de ellas las pequeñas irregularidades y exceptuando por supuesto aquellos tramos, en las regiones dentro de las cuales las partículas oscilan verticalmente, las trayectorias del conjunto de partículas que nos mostrarían con un cercano paralelismo entre sí, que induciría a confundir el movimiento individual de cada partícula. Ese movimiento de conjunto, de características uniformes, constituye una "corriente de aire".

Para describir esas corrientes de aire, se acostumbra resolver su movimiento en dos componentes: una horizontal y la otra vertical. Es un hecho comprobado, que la componente horizontal supera considerablmente en magnitud a la componente vertical, que equivale a decir, que las corrientes de aire son más cercanamente paralelas a la superficie de la Tierra, que a cualquier plano vertical.

De las dos componentes citadas, la horizontal, recibe el nombre de "VIENTO". Es interesante hacer notar que tal componente horizontal, puede determinarse en cualquier plano horizontal paralelo a la superficie terrestre -cualquiera que sea su altitud-, sin que esto quiera decir que el viento tenga que ser el mismo a diferentes altitudes, puesto que la componente horizontal del movimiento del aire de la corriente, no necesariamente tendrá las mismas características en cada una de ellas.

Debe advertirse que, aún en las regiones dentro de las cuáles las partículas oscilan verticalmente, de manera que mientras unas ascienden otras descienden y viceversa, o sea, donde hay un movimiento vertical desordenado, también existe un ligero movimiento de translación en la horizontal: un viento débil. Al movimiento desordenado en la vertical al que acabamos de aludir, se le denomina "TURBULENCIA", y su existencia en la atmósfera no es únicamente de interés meteorológico sino también de importancia aeronáutica, por los riesgos que representa tal fenómeno.

Cuando el movimiento vertical desordenado que ocurre cerca de la superficie terrestre es causado por el calentamiento del aire, dicho movimiento recibe el nombre de CONVECCION. La convección suele penetrar hasta muy grandes altitudes dentro de la tropósfera y además presentar los riesgos para

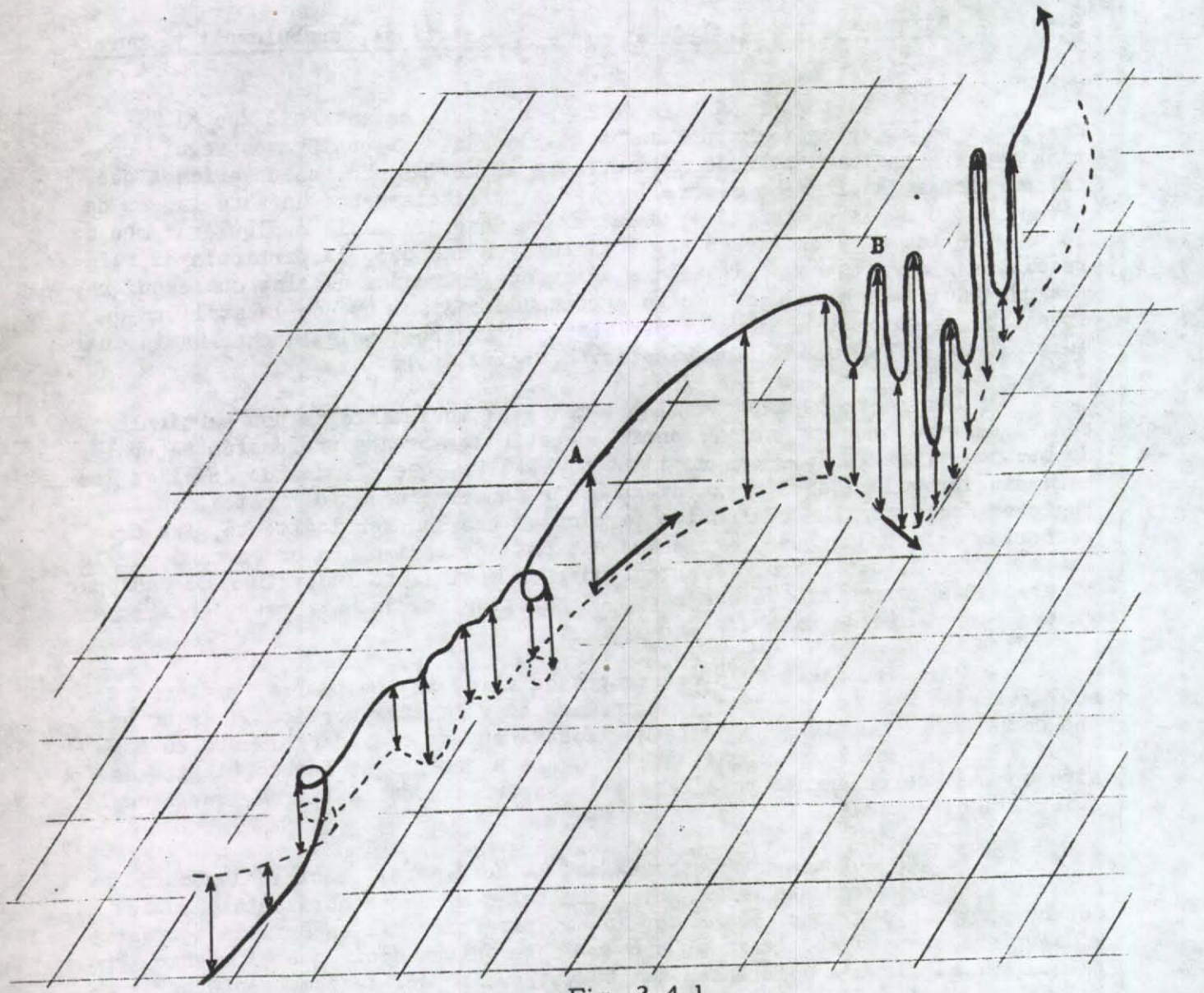


Fig. 2.4.1

Trayectoria imaginaria de una partícula de aire (línea gruesa continua), y su proyección en un plano horizontal. (línea discontinua). Las flechas delgadas verticales indican las alturas de la partícula al plano horizontal. Las flechas - gruesas indican el viento en los puntos "A" y "B".

la aeronáutica propios de la turbulencia, meteorológicamente actúa como mecanismo consumidor de calor, debido a que transforma la energía calórica en energía potencial, que es energía mecánica.

2.4.2 El viento. Conceptos fundamentales.

Así como la magnitud relativa entre la fuerza del gradiente vertical de presión y el peso de las partículas de aire determina una situación de equilibrio o de desequilibrio hidrostático (tercer párrafo de la sección 2.2.2), el movimiento horizontal del aire puede realizarse sin que las partículas se muevan hacia mayores ni hacia menores presiones, o puede tener lugar también, de manera que tales partículas crucen a las isobaras, dependiendo de la manera en que se combinen: la FUERZA DEL GRADIENTE HORIZONTAL de PRESION, la FUERZA DE CORIOLIS, la ACCION CENTRIFUGA Y FUERZA CENTRIPETA, y la FUERZA DE FRICCION, que son las fuerzas horizontales que actúan sobre el aire y a las cuales nos vamos a referir en seguida.

Ya en la sección 2.2.5 y en la figura que ilustra su contenido, se puso de manifiesto que, en la horizontal la presión puede aumentar hacia ciertas regiones y disminuír hacia otras. Cuando ésta variación horizontal de la presión se expresa por unidad de distancia, lo que se expresa propiamente, es el gradiente horizontal de la presión, mismo que, como en el caso del gradiente vertical inducirá una fuerza dirigida de la mayor hacia la menor presión, que si fuera la única que actuara sobre el aire, haría que este se moviera en su misma dirección con su mismo sentido y con una velocidad directamente proporcional a su magnitud (Fig. 2.4.2 a).

La fuerza de Coriolis, se deriva del movimiento de rotación de la Tierra, y el efecto de ella es producir una desviación de cualquier móvil respecto a su trayectoria original, hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Tal efecto desviador, es tanto mayor, cuanto mayor sea la latitud en la que se encuentra el móvil y cuanto mayor sea la velocidad del mismo (Fig. 2.4.2 b).

La primera ley de la dinámica de Newton establece que, todo móvil tiende a mantener un movimiento uniforme y rectilíneo cuando no está expuesto a la acción de ninguna fuerza externa, lo que equivale a dedir que todo móvil que se mueve en una trayectoria curvilínea, estará sujeto a la acción de la fuerza de inervia que lo obliga a conservarse en una trayectoria recta (ACCION CENTRIFUGA) y a la de otra fuerza que equilibre a la anterior (FUERZA CENTRIPETA), ambas actúan radialmente pero en sentido opuesto y tienen una magnitud directamente proporcional a la velocidad del móvil e inversamente proporcional al radio de curvatura de su trayectoria (Fig. 2.4.2 c).

Finalmente la fuerza de fricción, que para fines prácticos podemos suponer que únicamente es causada por la rugosidad del terreno, actúa desacelerando el aire, o sea, en la misma dirección en que se mueve el aire pero en sentido opuesto, y con una magnitud que depende del grado de rugosidad de la superficie. Sobre terreno montañoso es mayor que sobre terreno plano, y sobre los continentes es mayor en general que sobre los oceanos. (Fig. 2.4.2 d).

Las diferentes combinaciones de acción de todas esas fuerzas, son ilustradas en la Fig. 2.4.3. Es muy interesante hacer notar que en ausencia de la fricción ya dos condiciones de equilibrio, que cuando existen, defi-

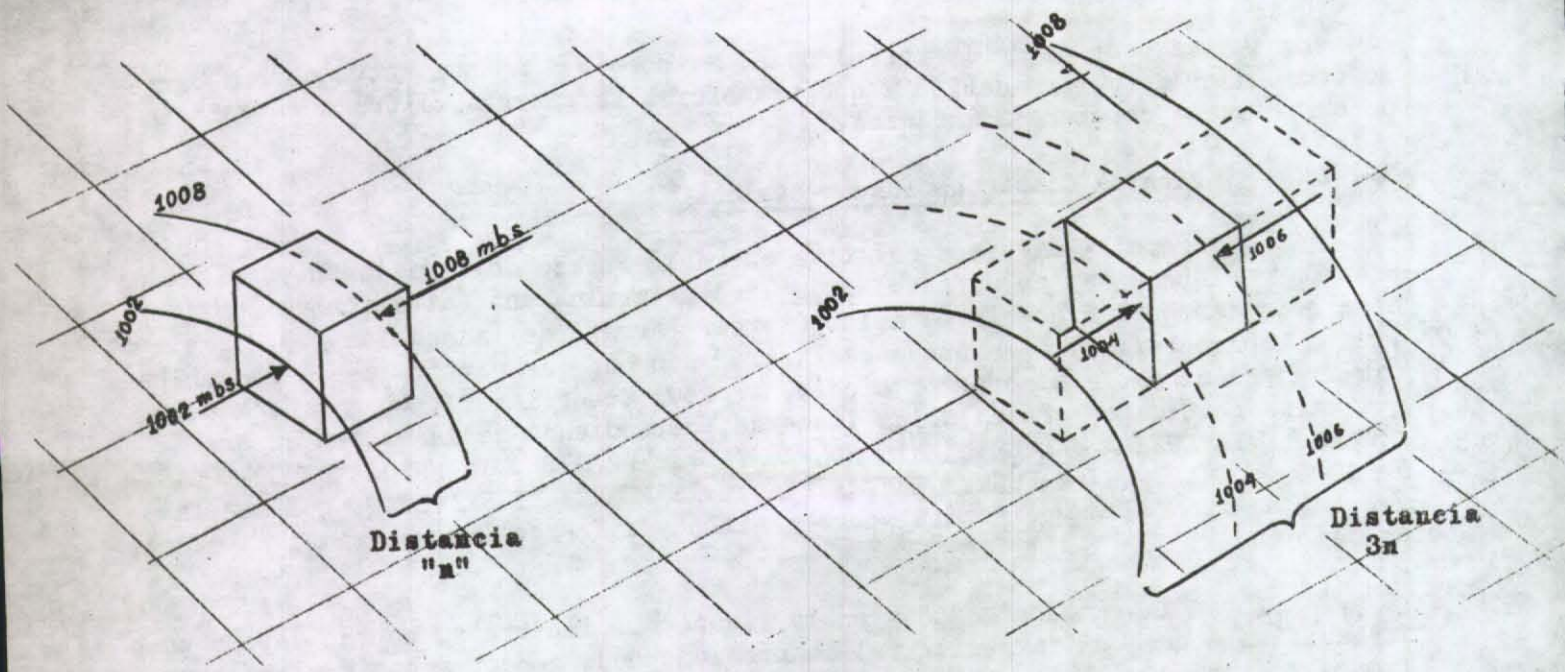


Fig. 2.4.2 a

Las componentes horizontales del la presión, perpendiculares a las isobaras, producen una aceleración dirigida de la mayor a la menor presión. Es mayor esa aceleración, cuando más próximas estan entre si las isobaras.

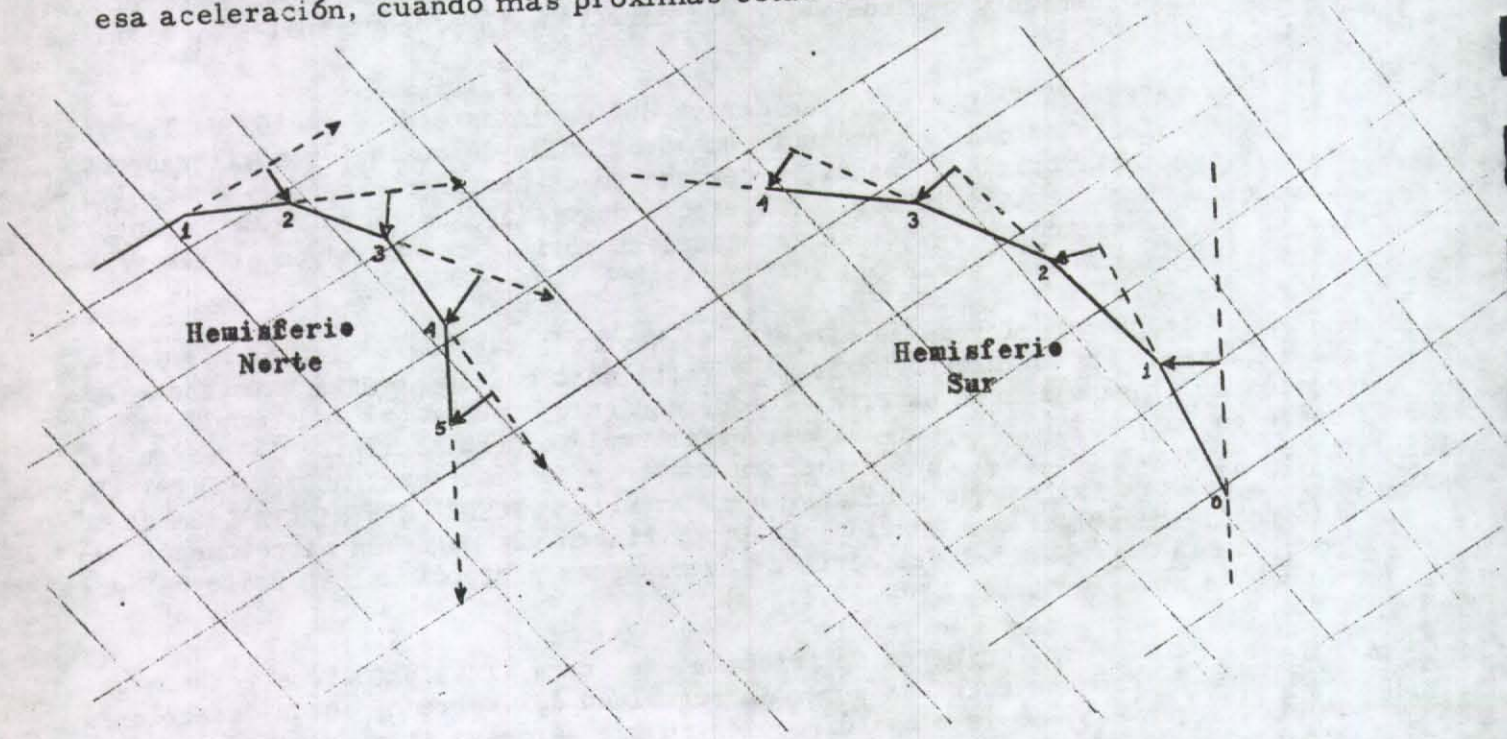


Fig. 2.4.2 b

La fuerza desviadora de Coriolis (flechas), produce la desviación de cualquier móvil, hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. La magnitud de la desviación es mayor a mayores latitudes y cuanto mayor es la velocidad del móvil.

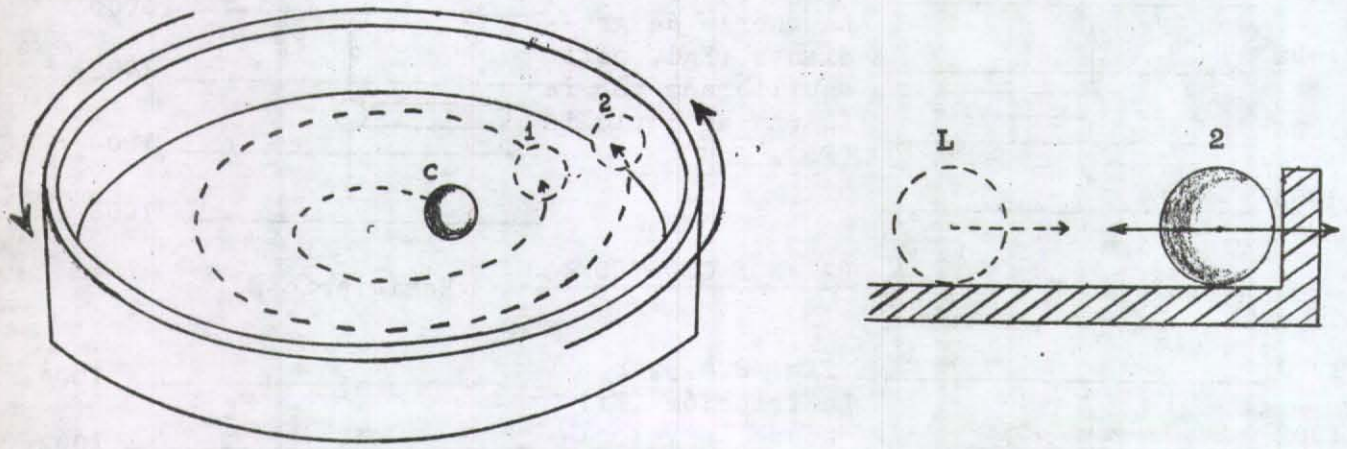


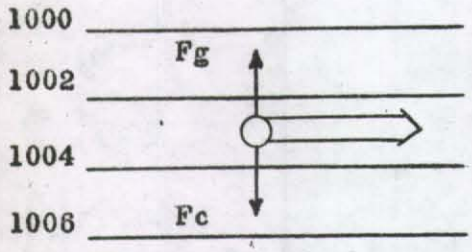
Fig. 2.4.2 c

En un recipiente giratorio el cuerpo "c" se mueve alejándose del centro, haz qué, la pared del recipiente (posición 2) introduzca una fuerza de igual magnitud y de sentido contratio (fuerza centrípeta) que el de aquella (acción centrífuga) que lo hizo alejarse del centro.



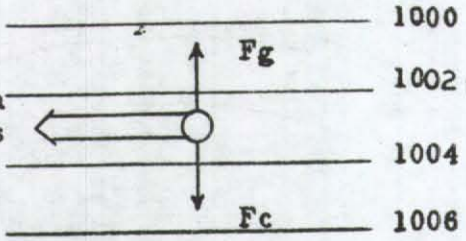
Fig. 2.4.2 d

La mayor aspereza de la superficie por sobre la cuál se desliza hará que la partícula se mueva más lentamente, aún cuando en ambos casos las fuerza que actúa sobre ella es igual.



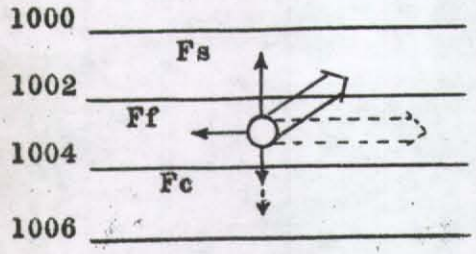
Hemisferio N

Fig. 3.4.3 a
La fuerza de gradiente (Fg), está equilibrada por la fuerza de coriolis (Fc).



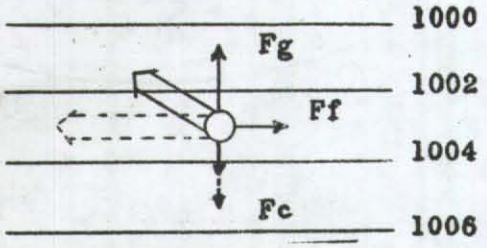
Hemisferio S

BALANCE GEOSTROFICO



Hemisferio N

Fig. 2.4.3. b
La fricción (Ff) reduce la velocidad y con ella a la fuerza de coriolis EL AIRE CRUZA A LAS ISOBARAS HACIA LA BAJA PRESION



Hemisferio S

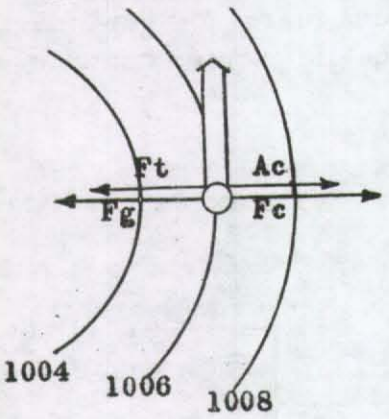
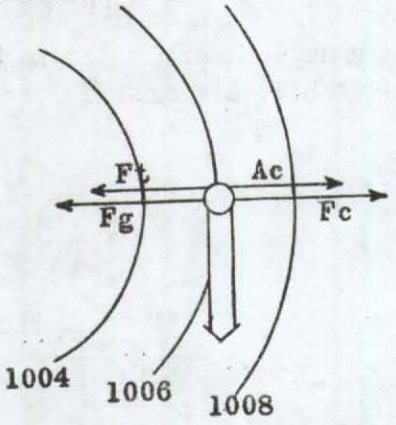


Fig. 3.4.3 c
Con isobaras curvas, la fuerza de gradiente (Fg), fuerza de - Coriolis (Fc), la acción centrífuga (Ac) y la fuerza centrípeta (Ft) están en equilibrio EL AIRE SE MUEVE A LO LARGO DE LAS ISOBARAS.



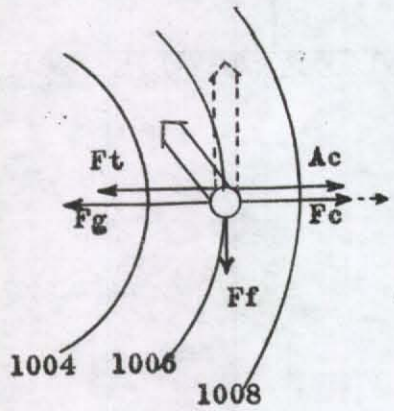
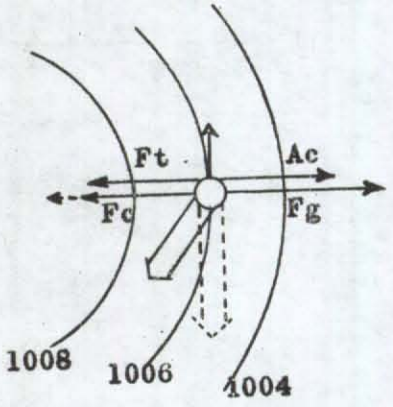


Fig. 3.4.3 d
En las mismas condiciones anteriores, la fricción reduce la velocidad ésta a la fuerza de Coriolis.
EL AIRE CRUZA A LAS ISOBARAS HACIA LA BAJA PRESION.



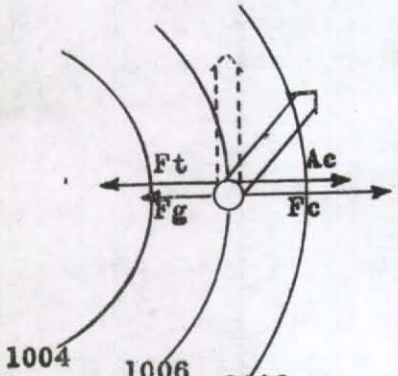
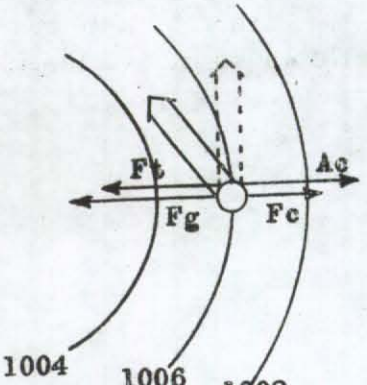


Fig. 3.4.3 e
Izq: La velocidad del viento es mayor que la que corresponde a (Fg).
Der: La velocidad del viento es menor que la correspondiente a (Fg).
INESTABILIDAD DINAMICA.



nen movimientos horizontales del aire que se llaman: VIENTO GEOSTROFICO y VIENTO DE GRADIENTE RESPECTIVAMENTE.

De lo dicho en el primer párrafo, es fácil inferior que el viento real puede ser igual al viento geostrófico o el viento de gradiente según sea el caso, pero puede también no ser igual a ninguno de ellos debido a que no siempre el aire se mueve horizontalmente en las condiciones de equilibrio que definen a esos vientos teóricos. Sin embargo, al viento existente inmediatamente fuera de la capa atmosférica afectada por la fricción (1000 mts. o 3000 pies de espesor); es llamado "viento de gradiente".

2.2.3 Generalidades sobre la medida del viento.

En lo relativo a la medida del viento, ésta puede hacerse mediante el anemómetro y la veleta o midiéndolo mediante el reconocimiento de sus efectos sensibles cuando el viento es de superficie, o puede realizarse empleando un teodolito óptico, un radiogoniómetro o el RADAR, para determinar la trayectoria de un globo de velocidad ascensional conocida y de ella poder determinar los elementos que fijan la magnitud del viento a diferentes altitudes. Cuando se conoce la distribución horizontal de la presión por disponer de un mapa meteorológico en el que se ilustra, también se puede estimar la magnitud del viento en cualquier punto, aún cuando en dicho punto no se haya hecho ninguna medición del mismo.

Cualquiera que sea la forma en que se determine el viento, su expresión tiene que referirse a los tres elementos que lo definen: sentido, dirección y velocidad. El sentido del viento es, "de donde viene hacia donde vá el aire", así, si el aire cruza un punto cualquiera de norte a sur, el sentido del viento sería de norte a sur. Su dirección es la misma que la de su trayectoria, referida a los rumbos cardinales, cuadrantales y octantales de la rosa de los vientos (dieciseis en total), o a los treinta y seis rumbos que a intervalos de diez en diez grados se encuentran en la misma rosa de los vientos. La representación conjunta del sentido y de la dirección del viento, se hace citando el rumbo de la rosa del que procede el aire. (Fig. 2.4.4).

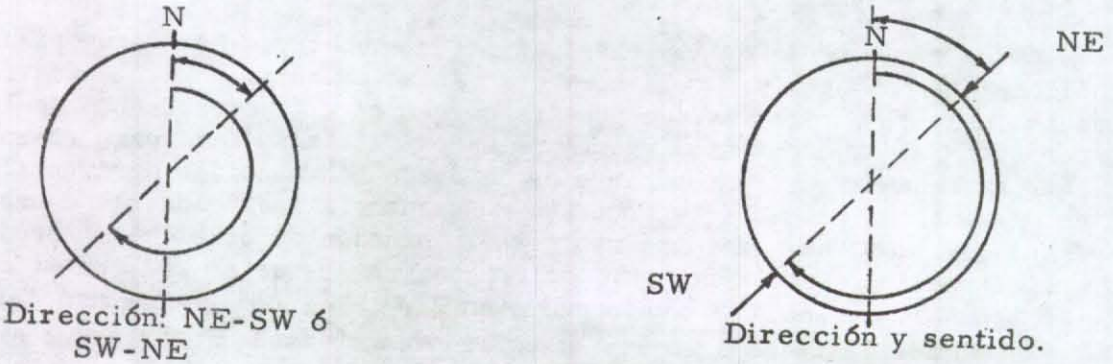


Fig. 2.4.4

La velocidad del viento es susceptible de expresarse en cualquier unidad de velocidad, por ejemplo: centímetros por segundo, metros por minuto, kilómetors por hora, pies por minuto, millas terrestres por hora, o nudos (millas náuticas por hora). En la práctica, y particularmente en las aplicaciones de la medida del viento a la aeronáutica, la unidad de velocidad que se utiliza es el nudo. Quizá porque la velocidad del viento está directamente relacionado con el impulso que proporciona a los barcos de vela, también suele llamarsele "fuerza del viento".

Por convenir para futuras explicaciones, vamos a referirse a la manera en que puede estimarse el viento en un punto, cuando únicamente se dispone de un mapa meteorológico en el que se ilustra la distribución horizontal de la presión. Se parte de suponer que el aire se mueve horizontalmente en condiciones de equilibrio, trazando una línea paralela a las isobaras a través del punto, se anotará una cabeza de flecha en aquel extremo de la línea que viendo hacia él, se tenga la mayor presión a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. Esa flecha definirá la dirección y sentido del viento.

Para estimar su velocidad, se partirá de algún punto situado a la misma latitud en la que se encuentra el punto en el que queremos estimar la velocidad. Si la separación entre isobaras en el punto en el que queremos estimar la velocidad, es mayor que en el punto en el que se ha observado el viento, la velocidad estimada del viento será menor que la observada y viceversa. O como ya se dijo en el segundo párrafo de la sección 2.2.2, la velocidad del viento es directamente proporcional a la magnitud del gradiente de presión, o sea, inversamente proporcional a la distancia entre isobaras.

2.2.4 Variación diurna de la velocidad del viento.

Muy lejos de la superficie terrestre, la velocidad del viento no experimenta variaciones cuando el gradiente horizontal de presión no se altera, cerca de la superficie, aún cuando el gradiente de presión no se altere durante el día, es notable el cambio de velocidad que experimenta el viento, no únicamente a lo largo de las costas en donde se presentan causas que mas tarde analizaremos, sino aún en sitios alejados de la costa. Todos sabemos, porque lo hemos sentido, que por la noche y principalmente durante las horas de la mañana antes de la salida del Sol, el viento tiene su velocidad mínima, mientras que en las primeras horas de la tarde adquiere su velocidad máxima.

Tales variaciones de la velocidad del viento cerca de la superficie, son debidos a la convección. A la hora del máximo calentamiento, la convección es intensa, el aire calentado penetra a grandes altitudes dentro de la tropósfera al mismo tiempo que aire que se encontraba ahí, baja para reemplazar al que ha ascendido, transportando hacia abajo la velocidad horizontal que tenía en el nivel en el que se encontraba. Durante la madrugada, la convección es nula, y hasta hay asentamiento o sedimentación de partículas, producido por el enfriamiento nocturno, que, determina, en lo que se refiere al movimiento horizontal, que el aire sedimentado no participe del movimiento del que hay por arriba de la capa sujeta al enfriamiento, dando lugar a que el viento tenga una velocidad mínima y hasta nula, o sea, "Calma".

2.2.5 Variación del viento en la vertical.

En la Fig. 2.4.5, se reproduce una ilustración de la distribución promedio del viento real no únicamente en la vertical de un punto determinado, sino una distribución vertical en los puntos cuyas latitudes están comprendidas entre las latitudes 60°N y 60°S. La figura superior ilustra dicha distribución media, durante el invierno del hemisferio norte, mientras que la inferior se refiere a esa misma distribución, pero durante el verano del hemisferio norte.

Las letras "W" y "E" están anotadas en aquellos puntos de la figura, a cuya latitud y altitud se localizan los máximos de velocidad de los vientos del "Oeste" y del "Este" respectivamente. Así por ejemplo durante el invierno del hemisferio norte, la máxima velocidad de los vientos del "Oeste" en ese mismo hemisferio, se localiza aproximadamente a la latitud de 27° y a la altitud de 45,000 pies (180 milibares), en tanto que durante esa misma época del año, el máximo de los vientos del "Oeste" en el hemisferio sur, se localiza aproximadamente a los 34° y a la altitud de 36,000 pies (250 milibares), etc.

Las líneas delgadas (continuas y discontinuas) que circundan esas zonas de máxima velocidad, se llaman ISOTACAS, y unen todos aquellos puntos en los que la velocidad del viento tiene la misma magnitud. Las isotacas contínuas se refieren a velocidades del viento a intervalos de 10 nudos, mientras que las discontinuas se refieren a valores intermedios. Los valores positivos de velocidad (isotacas positivas) indican velocidades de vietos del "Oeste" y las isotacas negativas se refieren a velocidades de los vientos del "Este".

Las líneas discontínuas más gruesas, indican la posición latitudinal del máximo de velocidad de los vientos del "Oeste" a diferentes altitudes. Las líneas discontínuos de grosor intermedio, indican la posición latitudinal del máximo de velocidad de los vientos del "Este" a diferentes altitudes. Finalmente la línea de puntos que se extiende casi verticalmente cerca del ecuador, indica la posición de la mínima velocidad de los vientos del "Este" en el ecuador (se verá que dicha línea está dirigida hacia un máximo de velocidad de vientos ecuatoriales del Oeste, "o viento del Oeste de Berson" ("WB).

Del análisis que realice el lector de la figura de referencia, resultará fácil llegar a las siguientes conclusiones: a) dentro de la región tropical (zona sombreada), y en la tropósfera, los vientos son del "Este" y tienen su máxima velocidad cerca de la tropausa, b) fuera de la región tropical, en las latitudes "medias", los vientos son del Oeste y el máximo de velocidad que se localiza también cerca de la tropopausa, experimenta desplazamientos latitudinales y en la vertical con las estaciones del año, y c) en general, dentro de la tropósfera los vientos aumentan de velocidad con la altura.

La Figura 2.4.5 que aparece abajo, fué tomada de un trabajo de C.E. Palmer, y muestra claramente la distribución media vertical del viento entre 60°N y 60°S, y el desplazamiento vertical y latitudinal de las corrientes principales de aire entre Enero y Julio. Los valores a la izquierda son altitudes en pies, los de la derecha son presiones en milibares.

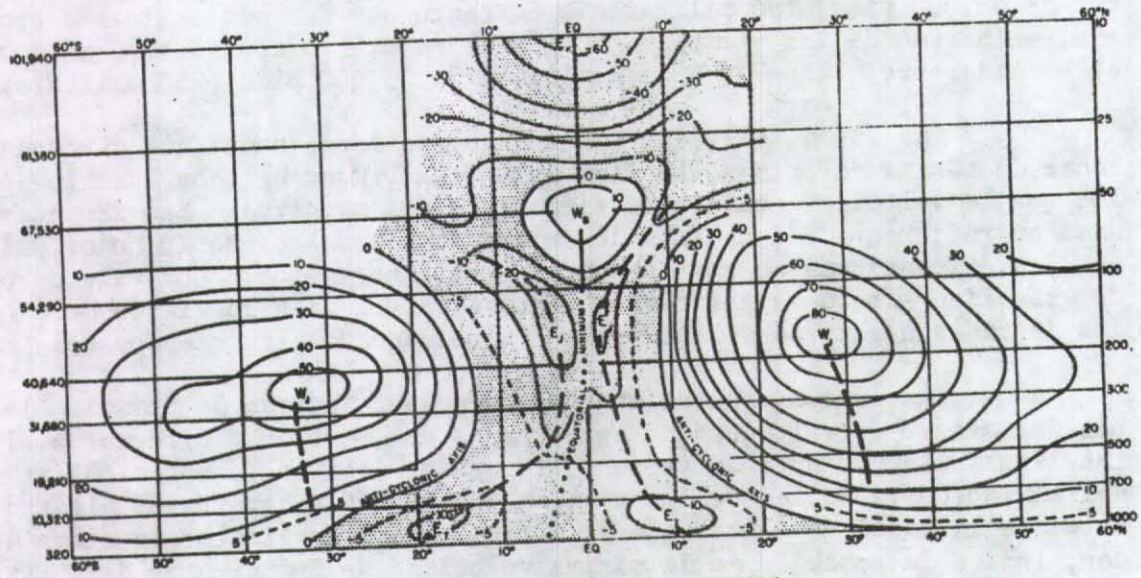


Fig. 2.4.5 a ENERO

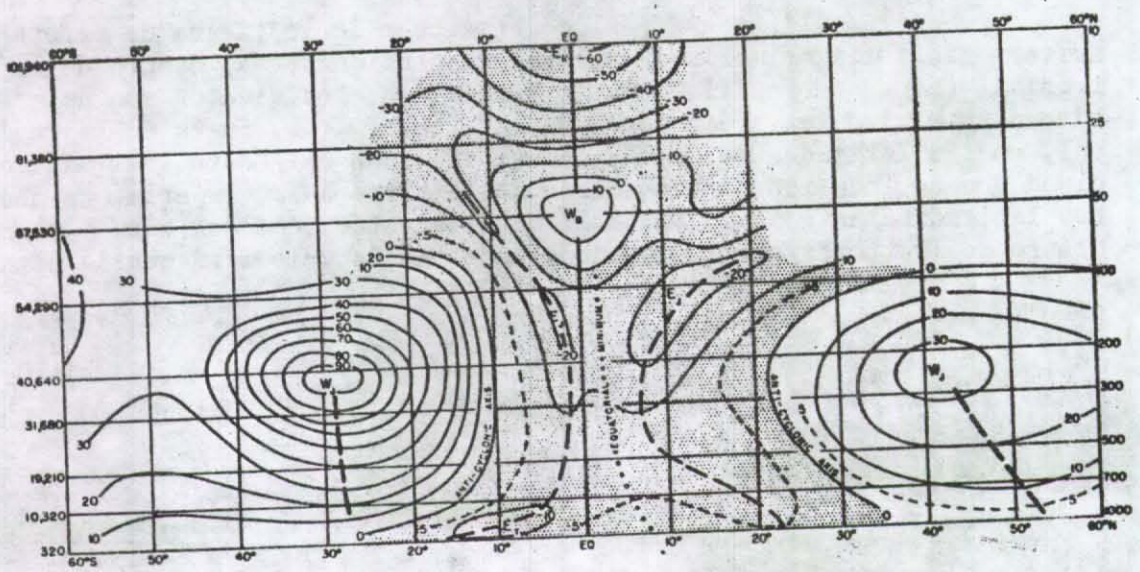


Fig. 2.4.5 b JULIO

2.5 LA HUMEDAD DEL AIRE.

2.5.1 Vaporización, humidificación y condensación.

En mas de una ocasión habremos visto "consumirse" el agua contenida en un caldero expuerto al fuego, o habremos notado la "desaparición" lenta y gradual de la que habiendo sido depositada en una vasija, es dejada durante un tiempo prolongado en el interior de una habitación.

En un recipiente transparente dotado de un instrumento para medir la presión gaseosa en su interior, lleno parcialmente con agua y herméticamente cerrado (Fig. 2.5.1), también advertiremos la lenta y gradual "desaparición" del agua puesta de manifiesto por el descenso de su nivel. Pero en éste caso, simultáneamente con tal descenso del nivel, el instrumento correspondiente acusará un aumento progresivo de la presión de los gases, como si el agua líquida que desaparece ante nuestros ojos, se convirtiera en un gas invisible.

La conversión del agua líquida en gas, es el fenómeno conocido con el nombre de VAPORIZACION. La substancia gaseosa en la que se convierte el agua líquida, es el VAPOR DE AGUA.

Al mismo tiempo que ocurre la conversión del agua líquida en vapor de agua, éste vapor de agua se acumula en el aire originalmente seco y lo transforma en AIRE HUMEDO, y simultáneamente con la vaporización del agua y la humidificación del aire, parte del vapor de agua es devuelto al estado líquido (Fig. 2.5.2). Para facilitar la descripción completa de fenómeno tan complejo, vamos a referirnos separadamente a cada una de esas tres partes que lo integran.

a) VAPORIZACION. Es la parte del fenómeno en la cuál, un cierto número de moléculas del agua líquida, abandonan ese estado físico y pasan al estado gaseoso. La cantidad de moléculas sujetas a ese cambio de estado depende de varios factores; sin embargo, si el agua es pura y se mantiene constante la presión, y si no hay viento por añadidura, su cantidad depende únicamente de la temperatura del agua líquida. Si dicha temperatura es alta, mayor será la cantidad de moléculas del agua líquida que pasarán al estado gaseoso y viceversa (Fig. 2.5.3).

La magnitud de esa cantidad, la daría el valor de la presión que ejerce el vapor de agua producido, que es a la que se le llama TENSION DE VAPOR DEL AGUA. Según lo antes dicho, la tensión de vapor del agua es directamente proporcional a la temperatura del agua líquida.

b) HUMIDIFICACION. Se refiere a la acumulación de vapor de agua en el aire originalmente seco. El valor que en un momento dado tiene la acumulación de vapor de agua en el aire, está indicado por el valor de la presión que en ese momento ejerce el vapor de agua que contiene, a la cuál se le llama PRESION DEL VAPOR.

Como es fácil de advertir, la agregación de vapor de agua al aire o la humidificación del mismo, está condicionada a la magnitud de la

tensión de vapor del agua que es la que "inyecta" el vapor y a la magnitud de la presión del vapor. Cuando la primera es mayor que la segunda, ésta, la presión del vapor, tenderá a aumentar. Si por el contrario, la tensión de vapor del agua es menor que la presión del vapor en un momento dado, - la presión del vapor tenderá a disminuír, y, si ambas son iguales, la presión del vapor no experimentará variación con el tiempo (Fig. 2.5.4)

Entre todos los valores que puede adquirir la presión del vapor- para indicar el grado de humedad del aire, hay uno que corresponde a cada temperatura del mismo, que es el que adquiriría si a tal temperatura el - aire contuviera el máximo de vapor de agua que puede tolerar, o lo que es lo mismo, si el aire estuviera SATURADO a tal temperatura. Ese valor específico de la presión del vapor, es la llamada PRESION DE SATURACION. Como la capacidad del aire para contener vapor de agua aumenta con su temperatura, la presión de saturación tendrá un valor directamente proporcional a la temperatura del aire.

No debe confundirse la presión del vapor con la presión de saturación. La primera, recuérdese, es la que realmente ejerce el vapor de -- agua contenido en un momento dado en el aire, misma que es susceptible de medirse en cualquier momento. La segunda en cambio, puede ser calculada- conociendo la temperatura del aire y sólo es susceptible de ser instrumentalmente detectada, cuando el aire se encuentra saturado.

Aún cuando lo dicho sugiere que la presión del vapor no puede nunca tener un valor superior que el correspondiente a la presión de saturación a la temperatura del aire, en determinadas circunstancias, la presión del vapor sí puede tener un valor superior que el que corresponde a la presión de saturación. Cuando ese es el caso, se dice que el aire se encuentra SOBRESATURADO.

c) CONDENSACION. Es la etapa o parte del fenómeno que se refiere a la devolución al estado líquido, del vapor de agua que ha ingresado en el aire. Esta condensación o devolución del vapor - de agua al estado líquido, debemos entenderla como el elemento regulador de la humidificación o como el factor de equilibrio- entre la agregación de vapor y la capacidad del aire para contenerlo. Sólo con propósitos explicativos, ya que no tiene ninguna utilidad práctica, vamos a representarnos la magnitud de la condensación en términos del valor de la presión que ejercería el vapor de agua que se condensa. En tales condiciones, - partiremos del principio de qué, el valor de la presión que representa a la condensación, varía según varía la presión del - vapor y qué, el máximo valor que tal presión puede tener, es - el de la presión de saturación correspondiente a la temperatura del aire.

Cuando en un momento dado la tensión de vapor del agua es mayor - que la presión del vapor pero igual a la presión de saturación, la presión del vapor aumenta hasta tener un valor igual al que tiene la presión de saturación. Paralelamente aumenta la condensación hasta tener un valor igual al de la presión de saturación e igual también al de la tensión de vapor - del agua. Ello significa, que el saturarse el aire, la misma cantidad de vapor que ingresa al aire es la del vapor que es devuelto al estado líquido.

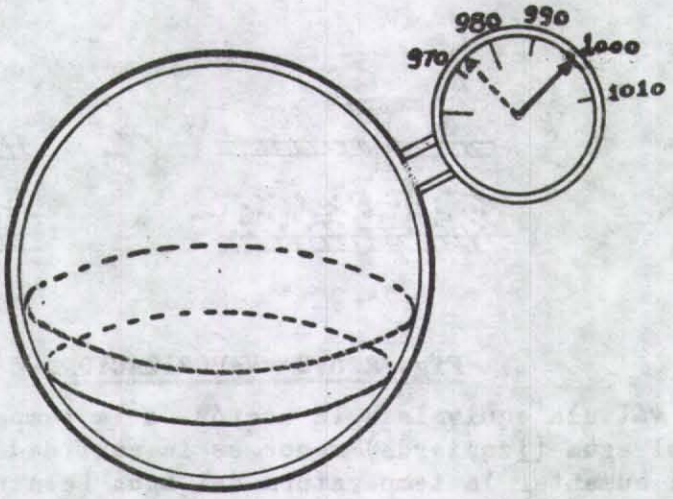


Fig. 2.5.1

El descenso del nivel del agua se presenta asociado con un aumento en la presión del gas, debido a que parte del agua líquida se convierte en vapor de agua.

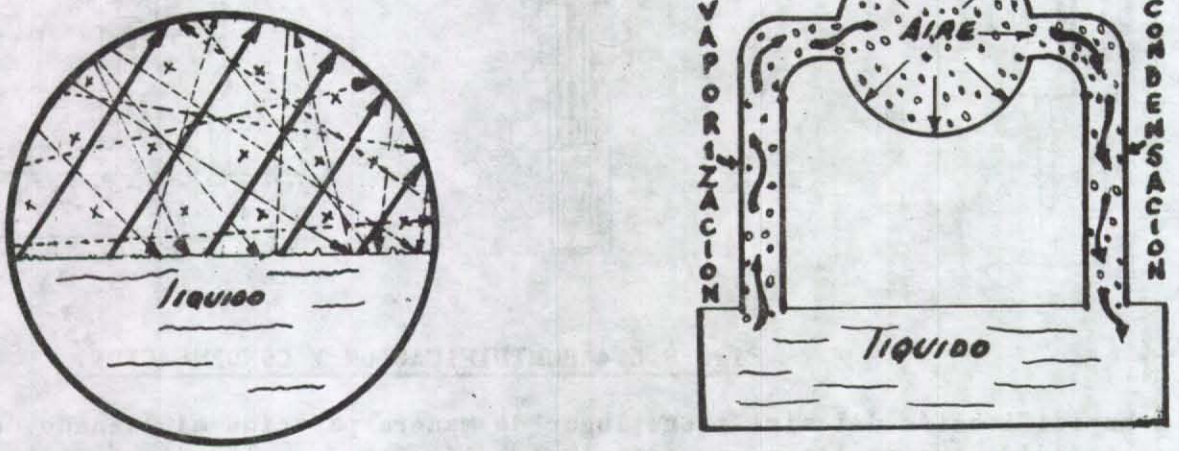


fig 2.5.2

Alla izquierda se ilustra paso de moléculas líquidas al estado gaseoso (flechas gruesas), que tiene lugar simultáneamente con la permanencia en estado gaseoso y con la vuelta al estado líquido, de parte de las moléculas de vapor (flechas discontinuas) que hay en el aire. A la derecha se esquematiza el mismo proceso, en un órden que permite su comprensión.

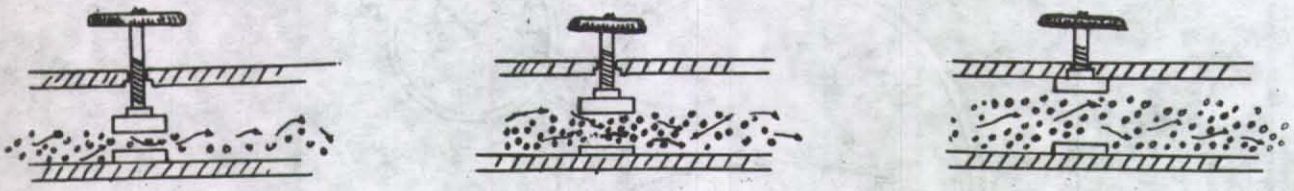


Fig. 2.5.3 VAPORIZACION.

La apertura de la válvula equivale a la acción de la temperatura del agua. A menor temperatura del agua (izquierda) menor es la cantidad de líquido que pasa al estado gaseoso. Al aumentar la temperatura del agua (centro y derecha), mayor -- cantidad de agua pasa al estado gaseoso.

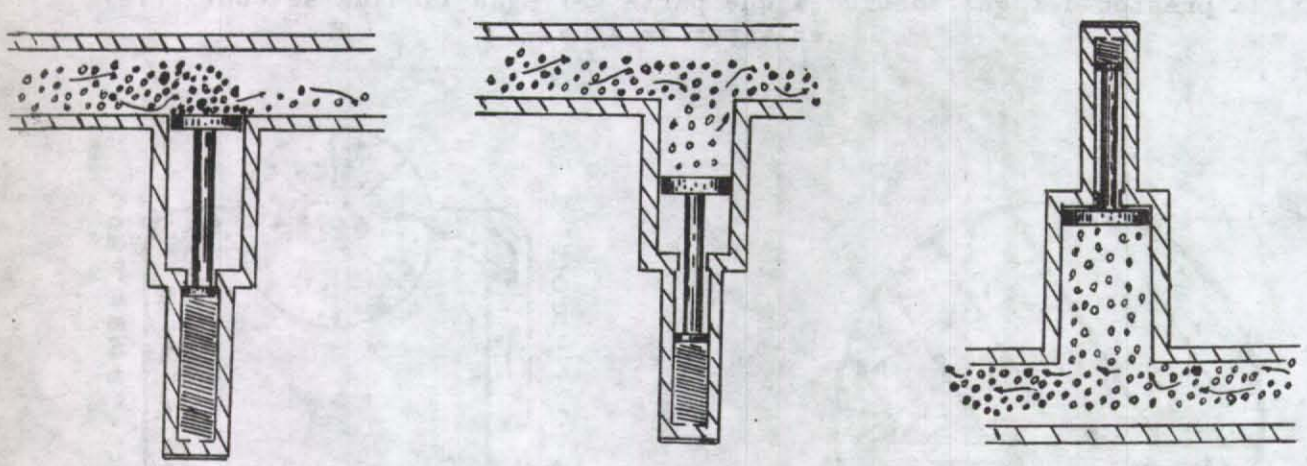


Fig. 2.5.4 HUMIDIFICACION Y CONDENSACION.

La humidificación del aire tiene lugar de manera parecida al llenado del recipiente. A medida que se llena, aumenta la tensión del resorte y la resistencia al desplazamiento del émbolo, con lo cuál aumenta el número de moléculas que se condensan (las que salen por la derecha). Lleno el recipiente (estado de saturación), el mismo número de moléculas de vapor que entra al aire (por la izquierda) es el de las que son devueltas al estado líquido.

Como consecuencia, el aire se mantendrá saturado mientras existan las condiciones determinantes de su saturación.

Si por otro lado, la tensión de vapor del agua en un momento dado es mayor que la presión del vapor pero menor que la presión de saturación correspondiente a la temperatura que en ese momento tiene el aire, - la presión del vapor aumentará hasta igualar el valor de la tensión de vapor del agua y no aumentará más. Al mismo tiempo, la condensación aumenta hasta igualar el valor adquirido por la presión del vapor que es el de la tensión de vapor del agua. Al tener la condensación el mismo valor que tiene la tensión de vapor del agua, no habrá mayor acumulación de vapor - de agua en el aire, la presión del vapor ya no aumentará y el aire no llegará a saturarse.

Por último consideremos el papel que juega la condensación en la humidificación del aire, cuando la tensión de vapor del agua tiene un valor superior al de la presión del vapor y mayor también al valor de la -- presión de saturación correspondiente a la temperatura del aire. En éste caso, la presión del vapor aumentará hasta igualar el valor de la tensión de vapor del agua, adquiriendo a la postre y como consecuencia, un valor superior al de la presión de saturación del aire. La condensación aumentará también, hasta tener un valor igual al de la presión de saturación,- determinando como consecuencia que la humidificación prosiga hasta sobre saturar al aire.

2.5.2 Medida de la humedad.

La importancia de la medida de la humedad, no únicamente se deriva del hecho de que ella, al aumentar, produce una disminución en la densidad del aire si éste se conserva a la misma temperatura, influyendo como consecuencia, en el peso máximo que puede ser hecho ascender por una - aeronave. También es importante la medida de la humedad, porque de su magnitud también depende que se formen o no, fenómenos tales como nubes, nieblas, precipitaciones, tormentas eléctricas, etc., de las que mas tarde - nos ocuparemos, y que plantean ciertos problemas a la operación aeronáutica.

La medida de la humedad, consiste en la medida directa o indirectamente de la presión del vapor en el lugar y sitio en el que desea conocerse. Hay diversas formas de realizar su medida, pero en base al análisis del fenómeno que acabamos de realizar, hay por lo menos dos formas diferentes de realizarla: reduciendo la tensión de vapor del agua mediante el enfriamiento de la misma, hasta que haya equilibrio entre ella y la presión del vapor, o reduciéndo la temperatura del aire hasta que la presión del - vapor iguale a la presión de saturación y entónces también haya equilibrio entre la tensión de vapor del agua y la condensación.

La manera práctica de hacer su medida se basa en el primero de - los principios señalados, y se realiza mediante un instrumento llamado -- PSICROMETRO, que está compuesto de dos termómetros iguales (Fig. 2.5.5), uno de los cuales tiene su bulbo forrado con una tela de tejido abierto y que sirve para que mantenga en contacto con el bulbo, una película de - agua, después de que dicho bulbo se ha sumergido en un recipiente que -- contiene agua pura. A éste termómetro, se le llama TERMOMETRO DE BULBO HUMEDO y al que tiene su bulbo sin forrar se le llama TERMOMETRO DE BULBO - SECO y es el que mide la temperatura ambiente o temperatura del aire.

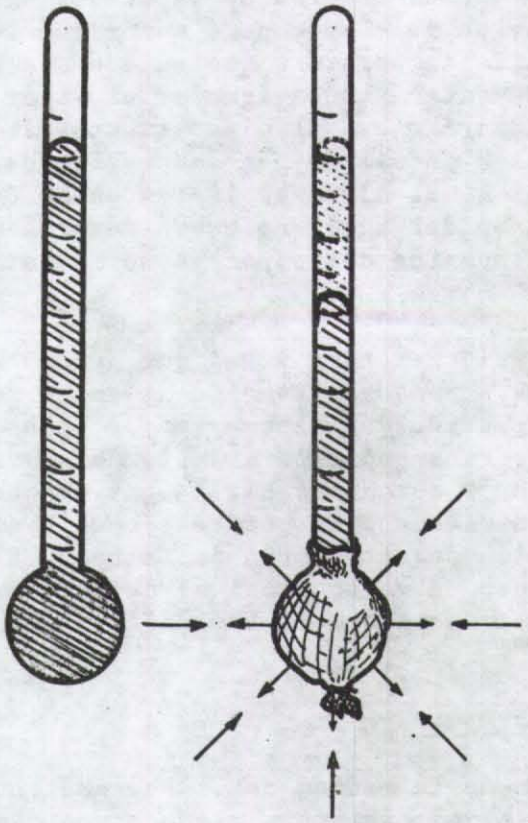


Fig. 2.5.5 PSICROMETRO.

La evaporación del agua enfría al termómetro de bulbo húmedo (derecha) y reduce la tensión de vapor del agua en contacto con su bulbo (flechas divergentes). Cuando el valor de ella que corresponde a una cierta temperatura del termómetro, es igual al de la presión del vapor contenido en el aire (flechas convergentes), cesa el enfriamiento del termómetro de bulbo húmedo.

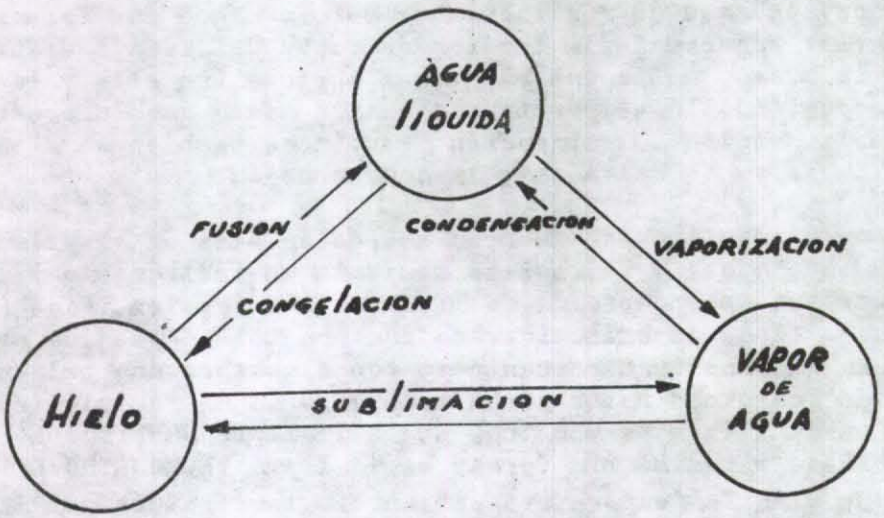


Fig. 2.5.6

Cuando después de sumergido el bulbo del termómetro de bulbo húmedo en el recipiente con agua, se la somete a la acción de una corriente constante de aire para acelerar la evaporación del agua, la temperatura - que indicará progresivamente tal termómetro será cada vez menor, a causa de que el calor necesario para que el agua se evapore es tomado del termómetro mismo dada la masa tan pequeña del agua. Al reducirse la temperatura del termómetro y del agua con la que está en contacto su bulbo, se reduce también la tensión de vapor del agua, y así se llega al extremo de qué, - eventualmente, dicha tensión de vapor del agua será igual a la presión del vapor que contiene el aire. Al haber tal igualdad, se equilibra la vaporización con la condensación que ocurren en el agua contenida en la tela, - cesa la vaporización y la temperatura que indica el termómetro no se reduce más.

La diferencia entre la temperatura ambiente indicada por el termómetro de bulbo seco y la indicada por el termómetro del bulbo húmedo, - es lo que se conoce como DEPRESION DE BULBO HUMEDO, y constituye la medida de la humedad. Cuando la depresión de bulbo húmedo es grande, se debe a que el aire es poco húmedo y cuando la depresión de bulbo húmedo es pequeña, es porque el aire es muy húmedo al extremo de qué si la depresión de bulbo húmedo es igual a cero, será indicativo de que el aire está saturado.

La temperatura hasta la que debería ser enfriado el aire manteniendo constante la presión, para conocer el valor de la presión del vapor, es la que se llama TEMPERATURA DE PUNTO DE ROCIO. La diferencia entre la - temperatura ambiente y la temperatura de punto de rocío, se llama DEPRESION DE PUNTO DE ROCIO, ésta depresión de punto de rocío también mide el grado de humedad del aire, de manera qué, como la depresión de bulbo húmedo, ésta también es inversamente proporcional a la humedad del aire.

2.5.3 Condensación, congelación y sublimación. Agua sobreenfriada.

Los nombres que encabezan ésta sección, son los que se dán a los cambios de estado o de fase a los que se refiere la Fig. 2.6.6. De tales cambios de estado, nos interesa destacar tres hechos relacionados con ellos.

El primero se refiere a qué, como se indicó en el inciso c de la sección 2.5.1 de éste tema, teóricamente el aire puede sobresaturarse cuando la temperatura del agua es superior a la temperatura del aire que hay por encima de ella. Tal hechono ocurre en la atmósfera, en virtud de haber - entre las impurezas que la enturbian y que fueron citadas en el segundo - párrafo de la parte 1.1, algunas altamente higroscópicas que producen la condensación del vapor de agua en exceso del necesario para saturar el aire. A los corpúsculos de tales substancias, se les llama NUCLEOS DE CONDENSACION, por la función que tienen en la atmósfera.

El segundo de los hechos importantes asociados con el cambio de estado del agua en la atmósfera, es el que se refiere a que todo proceso de tal naturaleza, se presenta asociado con cierto efecto de naturaleza - calórica. Así, cuando el agua se evapora, se reduce la temperatura de la misma, dado que su evaporación requiere de calor para vencer su fuerza de agregación o de cohesión molecular, para aumentar sus espacios intermole-

culares y así poder pasar de un estado de mayor cohesión molecular como lo es el estado líquido, a otro de menor cohesión molecular como lo es el estado gaseoso, el calor requerido para ello, es tomado del que el agua misma tiene, o del que puede tener el ambiente.

Por extensión podemos decir que la fusión y la sublimación del hielo, también requieren de calor. Mientras qué, la condensación y sublimación del vapor de agua así como la congelación del agua, ocurren simultáneamente con la liberación de calor por parte de tales substancias. Y es precisamente debido a ésta liberación de calor, cuando el vapor de agua se condensa, que al vapor de agua se le considera como un vehículo adicional y sumamente importante, para la distribución del calor en la atmósfera.

También es oportuno señalar, que el calor que se proporciona al hielo para fundirlo o al agua evaporarla, no todo se manifiesta en un aumento de su temperatura, ya qué, en el caso del primero, su temperatura aumentará hasta llegar a 0°C, pero si se le continua calentando, el calor ya no dará lugar a un aumento en su temperatura sino que más bién producirá la fusión total del hielo, y por eso, a ésta última cantidad de calor que no se traduce en aumento en la temperatura del hielo, se le llama CALOR LATENTE DE FUSION ó también CALOR LATENTE DE CONGELACION. En el caso del agua, ocurre algo parecido cuando al calentarse llega a la temperatura de 100°C, a partir de ahí el calor que se agregue no aumentará la temperatura del agua, sino producirá la vaporización total de ella, y por eso a ésta última cantidad de calor se le llama CALOR LATENTE DE VAPORIZACION o también CALOR LATENTE DE CONDENSACION según que se le proporcione o la libere el agua respectivamente.

El tercer hecho importante, es qué, a pesar de que teoricamente el agua debe congelarse cuando es enfriada hasta una temperatura inferior a 0°C, en la atmósfera, el agua en estado líquido ha sido encontrada a temperaturas tan bajas como -35°C y mas baja, la importancia de éste suceso, se deriva de los peligros que para la aeronáutica entraña su existencia.

2.5.4 Diversos productos de la condensación.

Una vez que el aire se ha saturado, si continua la agregación de vapor de agua, el excedente del necesario para saturarlo se condensará. La condensación atmosférica, puede tener la forma de niebla, de nube o de rocío.

El rocío es una forma de condensación que se produce cuando el aire es enfriado por la superficie terrestre, con la que está en contacto. Si la temperatura hasta la que es enfriado el aire es superior a 0°C, entónces se forman pequeñas gotas de agua sobre la superficie misma o sobre las hojas de los vegetales, que son las que constituyen el rocío. Si por el contrario, el aire es enfriado hasta una temperatura inferior a 0°C, entónces en lugar de gotas de agua en estado líquido, se formará escarcha, o sea hielo, por la sublimación del vapor de agua.

La niebla, consiste en un gran número de gotas de agua que se mantiene en suspensión en el aire, pero el conjunto de ellas tiene su base en contacto con la superficie terrestre. Los diferentes procesos que dán lugar a la formación de la niebla. se estudiarán más adelante.

Las nubes, como la niebla, son conjuntos de numerosísimas gotitas de agua o de pequeñísimos cristales de hielo, o combinación de ambos, que se mantienen en suspensión en el aire. La mayoría de las nubes, están formadas parcial o totalmente por gotas de agua sobreenfriada.

2.6 ESTABILIDAD E INESTABILIDAD DEL AIRE.

2.6.1 Características térmicas del equilibrio hidrostático.

En la parte 2.2 de éste libro, se identificó el equilibrio hidrostático con una distribución vertical combinada de la presión atmosférica y del volúmen específico (volúmen de una partícula de masa unitaria) que se ilustró mediante la figura 2.2.5 b de esa misma parte, y qué, en palabras, expresa que el equilibrio hidrostático únicamente puede existir si el volúmen específico se distribuye en la vertical, en razón inversa a como se distribuye también en la vertical, el gradiente vertical de la presión.

Esa misma relación es válida, cualquiera que sea la temperatura del aire en la superficie y cualquiera que sea la humedad del aire, sólo qué, en el caso de la temperatura, ésta determina que a presión constante, el volúmen específico sea directamente proporcional a ella, y como consecuencia, la distribución vertical del volúmen específico con relación a la distribución vertical de la presión a diferentes temperaturas del aire en la superficie resulta como queda ilustrado en la figura 2.6.1. Como el volúmen específico que es el inverso de la densidad del aire, es también directamente proporcional al grado de humedad del aire, la misma figura 2.6.1 ilustrará cuál es la distribución vertical del volúmen específico con respecto a la distribución vertical de la presión, a diferentes grados de humedad del aire, si substituímos los valores de temperatura que aparecen en la figura por valores de humedad crecientes de izquierda a derecha.

Cuando una de las partículas de aire situada en el nivel inferior de una atmósfera en equilibrio, es forzada a ascender conservándose en equilibrio en el nivel en el que cese la fuerza que la hizo ascender, su volúmen específico tendrá que aumentar gradualmente a medida que asciende, de manera que en cada nivel tenga el volúmen específico que corresponde al equilibrio en el mismo. Por el contrario, si una partícula de esa misma atmósfera es hecha descender por una fuerza cualquiera y ha de mantenerse en equilibrio en el nivel en el que cese la acción de tal fuerza, su volúmen específico tendrá que reducirse gradualmente igualando al de equilibrio que corresponde a cada nivel por el que atraviesa la partícula.

Si la atmósfera dentro de la cuál ocurren los hechos referidos está compuesta de aire completamente seco, la temperatura de las partículas que ascienden tendrá que reducirse a causa de la expansión que deben experimentar para mantenerse en equilibrio, en tanto que la temperatura del aire de las partículas que descienden aumentará a causa de la compresión requerida para su equilibrio. Estos cambios de la temperatura del aire seco que son debidos única y exclusivamente a la expansión y compresión que experimenta el aire al ascender o descender respectivamente, y no al intercambio de calor entre tales partículas y el aire que las rodea durante su respectivo ascenso o descenso, son llamados cambios ADIABATICOS.

La magnitud de esos cambios adiabáticos en la temperatura, equivalen a una disminución de 1°C por cada 100 metros que asciende la partícula o a un aumento de 1°C por cada 100 metros que desciende la partícula. Esto significa que en una atmósfera compuesta por aire seco y en equilibrio hidrostático, la temperatura disminuye al aumentar la altura a razón de 1°C/100 metros.

Si el aire que compone a la atmósfera en equilibrio en lugar de ser seco estuviera saturado, también se registraría una disminución de la temperatura del aire de una partícula que ascendiera y un aumento en la temperatura del aire que descendiera, pero la magnitud del enfriamiento del aire que asciende no sería igual al enfriamiento adiabático.

No es igual, porque si bién es cierto que debido a la expansión que experimenta la partícula al ascender, su temperatura disminuye adiabáticamente, el mismo enfriamiento adiabático determina la condensación de una parte del vapor de agua que contiene la partícula saturada. Tal condensación dá lugar a su vez a que se libere una cantidad de "calor latente de vaporización" proporcional a la masa condensada, que al ser absorbido por el aire, hará que se reduzca el enfriamiento adiabático que experimentó.

Como el "calor latente de vaporización" que se libera es mayor cuanto mayor es la razón de condensación que a su vez depende del contenido de vapor de agua del aire, es evidente que se reducirá menos la temperatura del aire saturado que asciende, cuanto mayor sea la temperatura inicial del mismo y viceversa. La siguiente tabla dá las razones de enfriamiento del aire saturado que asciende, para diversas temperaturas iniciales del mismo. Tales razones de enfriamiento caracterizan térmicamente al equilibrio hidrostático en una atmósfera compuesta por aire saturado, y en general son llamadas GRADIENTE PSEUDOADIABATICO. (Fig. 2.6.3)

TEMP. DEL AIRE SATURADO:	-28°C	-23°C	-12°C	-2°C	10°C	21°C	32°C
RAZON DE ENFRIAMIENTO: (por 100 metros)	0.92°C	0.90°C	0.72°C	0.59°C	0.46°C	0.37°C	0.36°C

Si la atmósfera no estuviera compuesta por aire seco, sino por aire húmedo no saturado, su equilibrio estaría representado por una variación de temperatura que en parte sería igual al gradiente adiabático y en la parte restante sería igual al gradiente pseudoadiabático. La razón es la siguiente: una partícula de aire húmedo que asciende manteniéndose en equilibrio durante su ascenso, experimentará una disminución en su temperatura igual al enfriamiento adiabático mientras no esté saturada. A partir del nivel en el que el aire se satura a causa del enfriamiento adiabático que es llamado NIVEL DE CONDENSACION, la temperatura de la partícula que asciende disminuye en la razón pseudoadiabática que corresponde a su temperatura de condensación. Luego la distribución vertical de la temperatura que caracteriza al equilibrio hidrostático en tal atmósfera, estará caracterizada por lo que llamaremos GRADIENTE HUMEDO, que tiene las particularidades expuestas. (Fig. 2.6.4)

2.6.2 El diagrama pseudoadiabático.

El diagrama pseudoadiabático es un dispositivo gráfico en el que se consignan las condiciones de equilibrio a las que antes nos hemos referido, con el objeto de saber si la atmósfera real en un lugar y en un momento determinado está o no en equilibrio hidrostático.

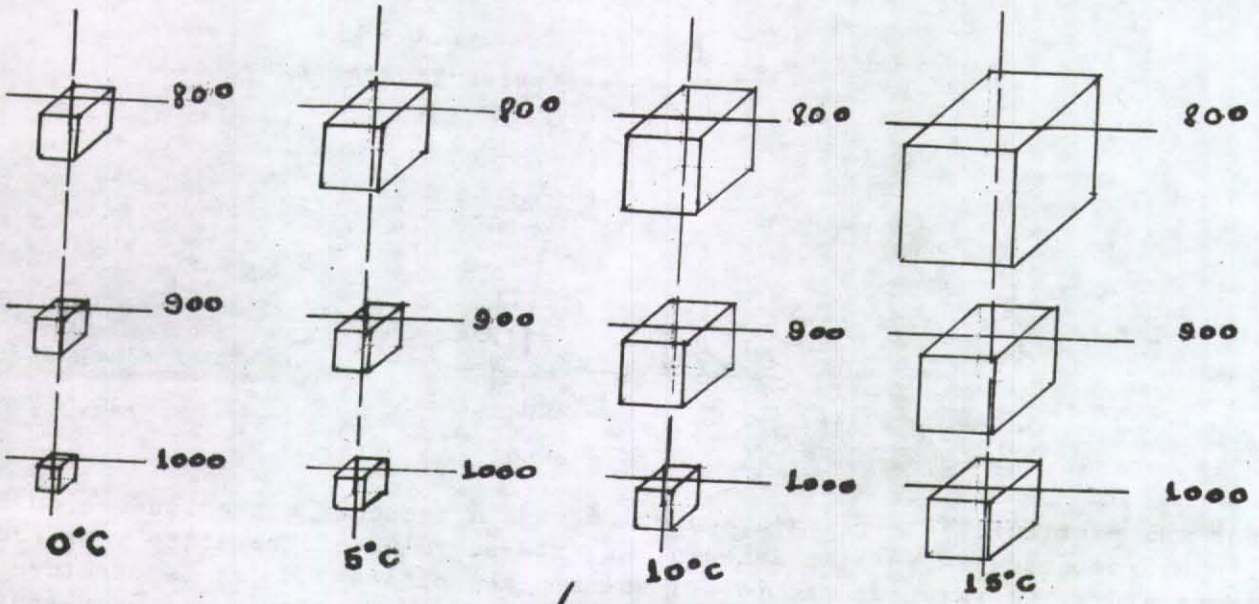


fig. 2.6.1.

En condiciones de equilibrio hidrostático, el volúmen específico del aire aumenta conforme la presión disminuye. Tal aumento tiene lugar cualquiera que sea la temperatura o el grado de humedad del aire en el nivel inferior. Sin embargo, a un nivel cualquiera, el volúmen específico es directamente proporcional a la temperatura y al grado de humedad del aire.

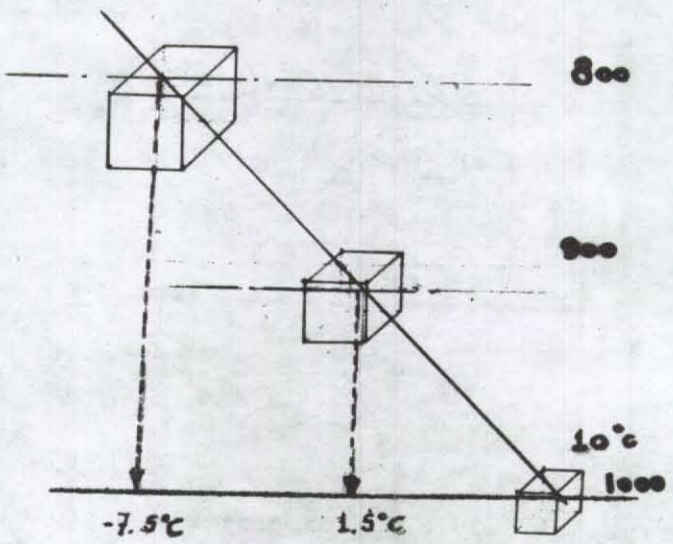


fig 2.6.2

El aumento del volúmen específico de una partícula de aire seco que es forzada a ascender y se mantiene en equilibrio, produce una disminución en su temperatura. La pendiente de la diagonal de la figura, representa simultáneamente la razón de aumento del volúmen específico y la ra-

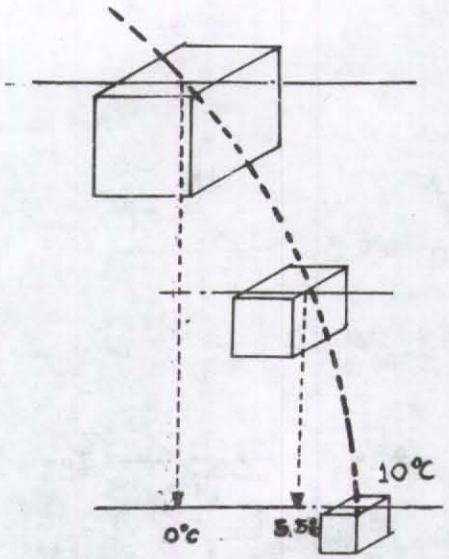


Fig. 2.6.3

Cuando una partícula de aire saturado es forzada a ascender manteniéndose en equilibrio hidrostático durante su ascenso, aumenta su volúmen específico y se reduce su temperatura. La razón de cambio del volúmen específico y de la temperatura respecto al cambio de la presión, o el gradiente pseudoadiabático, está pepresentado por la curva discontinua. Dicha curva denota que cuando las condiciones iniciales son iguales, tiene lugar un aumento mayor en el volúmen específico y una menor disminución de la temperatura cuando el aire es saturado que cuando es seco.

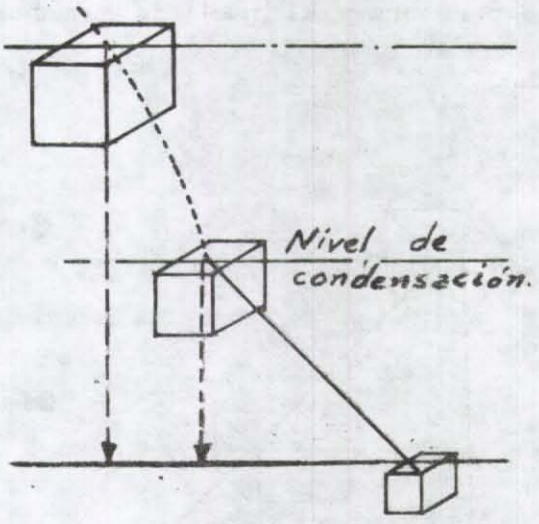


fig 2.6.4

La línea mixta representa el cambio que experimenta tanto el volúmen específico como la temperatura del aire de una partícula, que es húmedo sin estar saturado. Mientras no se sature, su temperatura y volúmen específico cambian como cambian los del aire seco (porción continua). Al saturarse, la razón de cambio de su volúmen específico y de su temperatura será la que corresponde al aire saturado ((porción discontínua). El nivel al cuál se satura el aire por su enfriamiento — adiabático, es el nivel de condensación.

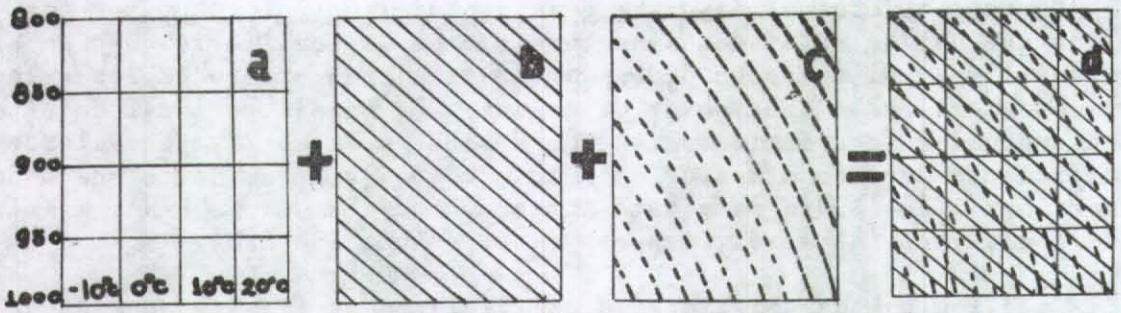


Fig 2.6.5.

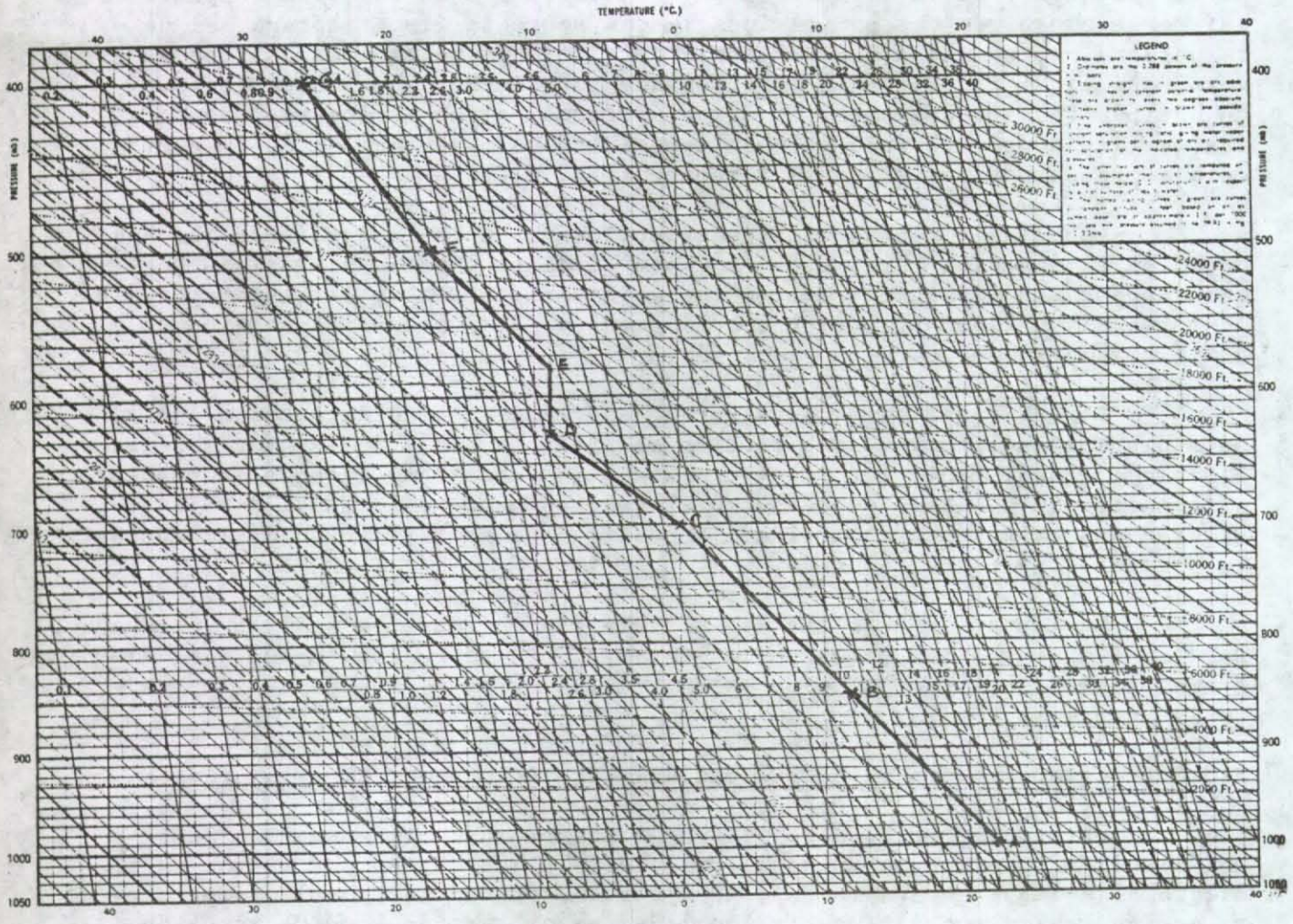


Fig. 2.6.6

Los puntos A, B, C, D, E, F y G, se han localizado en la intersección de la isobara y de la isoterma correspondientes respectivamente, a los valores médidos de la presión y de la temperatura a cada nivel. La línea que los une, representa al gradiente real, o a la variación simultánea del volúmen específico y de la temperatura del aire realmente existente en el sitio y hora en que se realizaron las medidas.

Con ese objeto, el diagrama está esencialmente formado por dos -- ejes a los que quedan referidas esas condiciones de equilibrio. Uno de ellos es horizontal y en él aparecen órdenados de izquierda a derecha los valores de temperatura en órden creciente; el segundo, es un eje vertical en el que aparecen ordenados logarítmicamente y de arriba hacia abajo, los valores - crecientes de la presión atmosférica (Fig. 2.6.5 a). Es evidente que toda línea horizontal en el diagrama esté impresa o no, es una ISOBARA, mientras que toda línea vertical en él, impresa o no, es una ISOTERMA.

Como los puntos del diagrama se localizan en la intersección de - una isobara con una isoterma, cada punto en él, representa el volúmen específico de la partícula de aire cuya temperatura y presión, tienen el valor de la isoterma y de la isobara en cuya intersección se localiza el punto. Así por ejemplo, de dos puntos localizados sobre la misma isobara, el de - la derecha representa a una partícula de aire cuyo volúmen específico es - mayor que el de la partícula representada por el punto de la izquierda, y de dos puntos situados sobre la misma isoterma, el de arriba representa a una partícula de aire cuyo volúmen específico es mayor que el de la partícula representada por el punto inferior (Fig. 2.6.1)

Las líneas rectas continuas inclinadas hacia la izquierda que aparecen en el diagrama (Fig. 2.6.5 b), son llamadas líneas adiabáticas por-- que representan en el diagrama la variación adiabática de la temperatura en la vertical, o la distribución con la presión, del volúmen específico de - equilibrio del aire seco.

Otras líneas fundamentales que aparecen en el diagrama son las líneas discontinuas curvas, que también se inclinan hacia la izquierda (Fig. 2.6.5 c), y qué, tanto las que se muestran impresas como las que se pueden interpolar entre ellas, representan al gradiente pseudoadiabático o la variación con la presión del volúmen específico de equilibrio en una atmósfera compuesta por aire saturado.

La impresión de éstas dos últimas líneas sobre la rejilla formada por las isobaras e isotermas a las que antes nos referimos, produce el diagrama pseudoadiabático tal como es en realidad y cuyo aspecto se ilustra - en la figura 2.6.5 d.

2.6.3 Estabilidad e inestabilidad del aire seco y del aire saturado.

Para saber si el aire que en un momento dado se encuentra sobre - una localidad, está o no en equilibrio, debe principiarse por trazar en el diagrama la línea que represente la distribución vertical de la temperatura que en realidad existe en la localidad, y qué, según ha sido repetido - tantas veces, también representa la distribución real del volúmen específico respecto a la presión. Para lograr ésta representación, se localizan en el diagrama los puntos determinados por el valor "medido" de la temperatura correspondiente a cada valor "medido" de la presión. Uniéndo de uno en uno todos esos puntos obtenemos la línea que deseabamos, que según se ha dicho representará a lo que llamaremos el GRADIENTE REAL (Fig. 2.6.6)

Es evidente que si el aire es seco y la línea así trazada coincide con la adiabática que la intersecta en su punto inferior, el aire estará en equilibrio. En caso contrario, el aire o es ESTABLE o es INESTABLE. De igual manera, si el airé está saturado y el gradiente real coincide con la pseudoadiabática que la intersecta en su punto inferior, el aire saturado estará en equilibrio; si no coincide, el aire saturado o es ESTABLE o es INESTABLE.

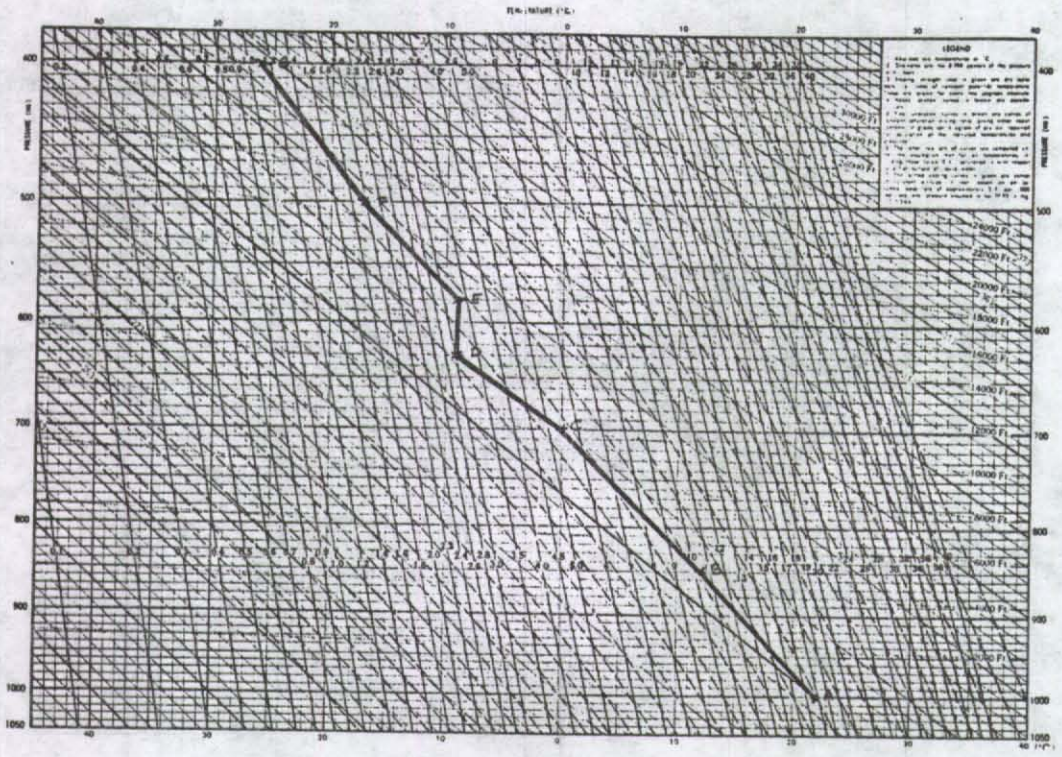
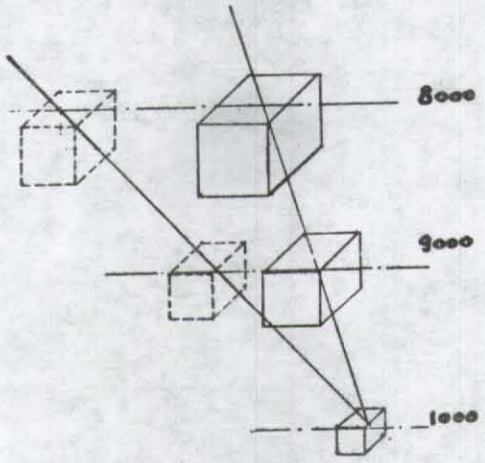


fig 2.6.7.



Cuando el gradiente real (línea gruesa en la figura superior) se localiza a la derecha de la adiabática (línea delgada) y el aire es seco, el aire es estable. Es estable, porque si la partícula inferior es hecha ascender, su volúmen específico a cada nivel que llegue, (trazos discontinuos en la figura inferior), será menor que el del aire que hay en cada uno de esos niveles (trazo contínuo), por lo cual tenderá a descender volviendo a su nivel inicial.

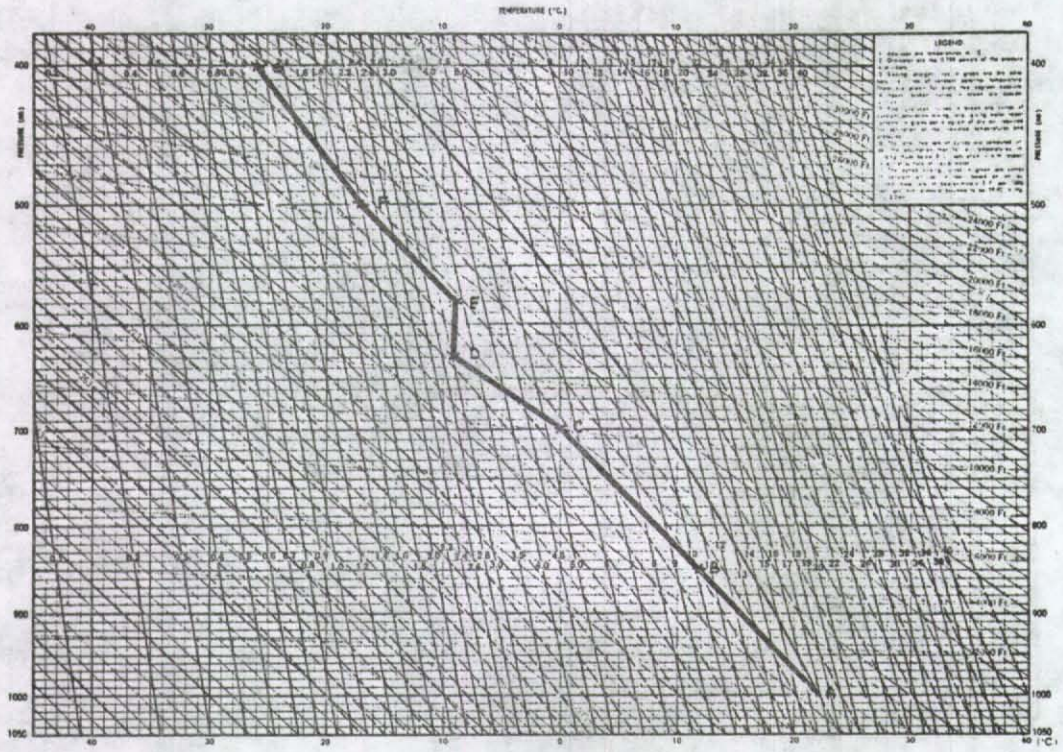
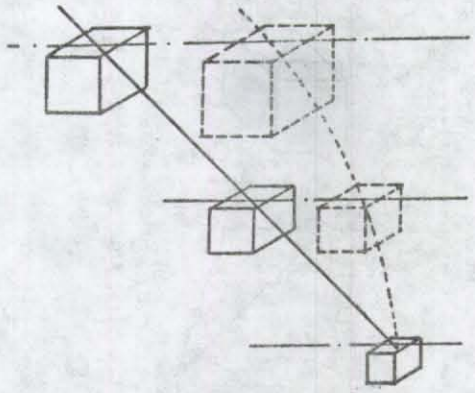


fig 2.6.8.



Cuando el gradiente real (línea gruesa en la figura superior) se localiza a la izquierda de la pseudoadiabática (línea delgada contínua en la misma figura) y el aire está saturado, el aire es inestable. Lo es, porque cualquier partícula que sea forzada a ascender aumentará su volúmen específico pseudoadiabáticamente y en cada nivel tendrá un volúmen específico mayor (trazos discontínuos en la figura inferior) que el que tiene el aire que hay en cada uno (trazos continuos).

Con el término ESTABLE, nos referiremos a aquel estado atmosférico que se opone a la existencia de movimientos verticales del aire, o con mayor precisión, se aludirá a esa condición atmosférica que dá lugar a que toda partícula que ha sido apartada de su posición original por una fuerza, tienda a volver a su nivel inicial al cesar esa fuerza. Con el término INESTABILIDAD nos referimos a aquel estado de la atmósfera que hace que una partícula de aire que ha sido apartada de su posición original por una fuerza, se aparte espontáneamente mas y mas de su posición inicial cuando cesa dicha fuerza.

Así pues, reduciéndonos a tratar por el momento con aire seco, si la línea representativa del gradiente real se sitúa a la derecha de la adiabática que pasa por el punto inferior de ella, se dirá que el aire seco es ESTABLE. Pero si esa línea se localiza a la izquierda de la adiabática, se dirá que el aire es INESTABLE.

Vamos a concretarnos a exponer el razonamiento en que se funda la primera de las dos aseveraciones hechas en el párrafo anterior, y dejaremos al lector que fundamente la segunda de tales aseveraciones siguiendo los mismos pasos de éste razonamiento.

Cuando una partícula de aire seco es forzada a ascender, el volúmen específico de la partícula que asciende adquirirá el valor o magnitud que corresponde al equilibrio en el nivel en el que se encuentra, que estará dado por el punto de la adiabática que se encuentra a tal nivel. Como el volúmen específico real del aire a cada nivel, es mayor que el adquirido por la partícula, es evidente que al cesar la fuerza que la impulsó ascensionalmente, tal partícula descenderá buscando el nivel en el que se localiza el volúmen específico de equilibrio igual al suyo propio. Como su volúmen se reduce progresivamente mientras desciende, es obvio que volverá a su nivel original en el que se mantendrá en equilibrio, y por tal vuelta espontánea a su nivel inicial el aire será estable. (Ver Fig. 2.6.7)

Cuando el aire está saturado y la línea representativa del gradiente real se localiza a la derecha de la pseudoadiabática que la intersecta en su punto inferior, diremos que el aire saturado es ESTABLE, y si el gradiente real queda a la izquierda de la misma pseudoadiabática, se dirá que el aire saturado es INESTABLE. (Fig. 2.6.8)

Es inestable en el segundo caso, porque la partícula de aire saturado que es obligada a ascender, aumenta su volúmen específico para mantenerse en equilibrio hidrostático; y en tales condiciones, en cada nivel tendrá un volúmen específico mayor que el que tiene el aire real que la rodea en cada uno. Consecuencia de ello es que la partícula siga ascendiendo aún después de que cese la acción de la fuerza que la obligó a ascender, y por ello el aire saturado es inestable en esas condiciones.

Fácilmente el lector podrá establecer la razón de que el aire sea estable en el primer caso, y por eso dejamos su fundamentación a su cuidado.

2.6.4 Inestabilidad condicional y convectiva.

Cuando el aire no está saturado sino que es simplemente húmedo y el gradiente real coincide con el gradiente húmedo correspondiente, el ai-

re húmedo se encontrará en equilibrio hidrostático. Si el real se localiza a la izquierda de la adiabática que lo intersecta en su punto inferior, será ABSOLUTAMENTE INESTABLE y si el real se localiza a la derecha de la pseudoadiabática será ABSOLUTAMENTE ESTABLE. Pero si el gradiente real se localiza entre la adiabática y la pseudoadiabática que lo intersectan en su punto inferior, entónces se dirá que el aire es CONDICIONALMENTE INESTABLE.

Cuando las condiciones son como las citadas al final del párrafo anterior, una partícula de aire de la superficie que sea hecha ascender; como durante su ascenso tiende a mantenerse en equilibrio hidrostático, durante él su volúmen específico y su temperatura cambiaran en la razón correspondiente al gradiente húmedo definido en el último párrafo de la sección 2.6.1. En tal caso, el gradiente real intersectará al gradiente húmedo correspondiente, en el punto que en el diagrama representa al llamado NIVEL DE ASCENSION LIBRE (Fig. 2.6.9)

En la misma figura se notará, que el punto representativo del nivel de ascensión libre, señala el punto en el que cambia la localización del gradiente real respecto al gradiente húmedo. Por debajo de él, el primero se localiza a la derecha del segundo, y por arriba de él, el gradiente real se localiza a la izquierda del húmedo. En otras palabras, si sobre una partícula situada inicialmente en la superficie actuara una fuerza que no es capaz de impulsarla ni siquiera hasta el nivel de ascensión libre, dicha partícula volverá a su posición inicial al cesar la fuerza que la alejó de ella, acusando la existencia de estabilidad. Pero si la fuerza en cuestión impulsa a la partícula hasta que ésta rebase el nivel de ascensión libre y ahí deja de actuar sobre la partícula, ésta, de manera espontánea, se alejará más y más de su posición inicial denotando inestabilidad.

Todo ello quiere decir, que para que el aire húmedo sea positivamente inestable cuando el gradiente real se localiza entre la adiabática y la pseudoadiabática, es CONDICION INDISPENSABLE que el aire de la superficie sea impulsado ascensionalmente por una fuerza lo suficientemente intensa como para vencer la resistencia que presenta la estabilidad existente por debajo del nivel de ascensión libre.

Entre los efectos que pueden producir el ascenso del aire de la superficie, debemos considerar a la convección, a la pendiente de las cordilleras contra las que incide el aire, a la penetración de aire más frio y mas denso que el presente en una región y a la "convergencia" que resulta de ciertas particularidades del movimiento horizontal del aire. La magnitud normal de tales efectos puede ser suficiente para producir la inestabilización positiva del aire húmedo, cuando el área limitada por el gradiente húmedo y el gradiente real que se localiza por debajo del nivel de ascensión libre (AREA NEGATIVA), es menor que el área limitada por esos mismos gradientes que se localiza por arriba del nivel de ascensión libre (AREA POSITIVA). De no ser así, se reducen las probabilidades de que sea inestabilizado.

Por último, cuando una capa de aire en cuya base la humedad es notablemente superior que en su cúspide es hecha ascender, el aire de tal capa se vá inestabilizando cada vez mas a medida que asciende. A la inestabilidad que se origina en el ascenso gradual de toda una capa, se le llama INESTABILIDAD CONVECTIVA (Fig. 2.6.10).

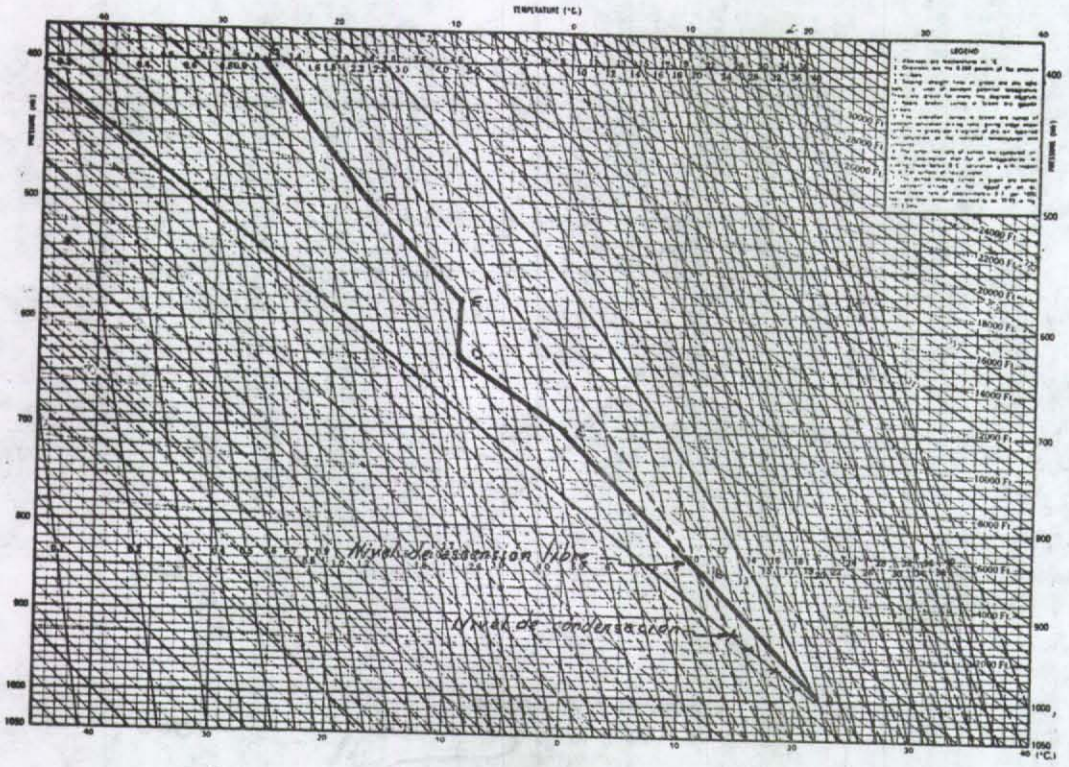
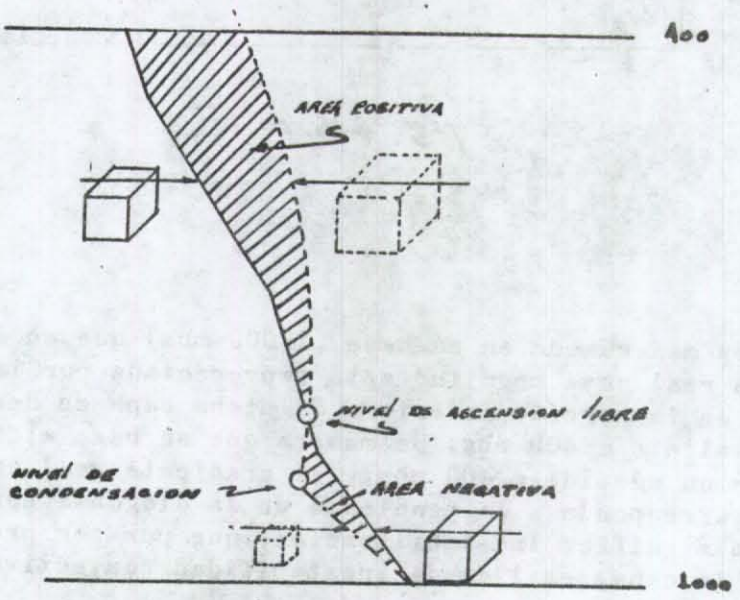


fig 2.6.9.



Cuando el gradiente real se localiza entre la adiabática y la pseudoadiabática y el aire es húmedo, el volúmen específico de una partícula de aire forzada a ascender - cambiará según el gradiente húmedo (línea con cruces y discontinua en la figura superior), y porlo tanto, por debajo del nivel de ascensión libre será menor que el - del aire que hay a tal nivel (volúmen discontinuo) y mayor que el del aire a cual-- quier nivel por arriba del nivel de ascensión libre. El aire por tal motivo se inestabiliza si es impulsado hasta rebasar tal nivel.

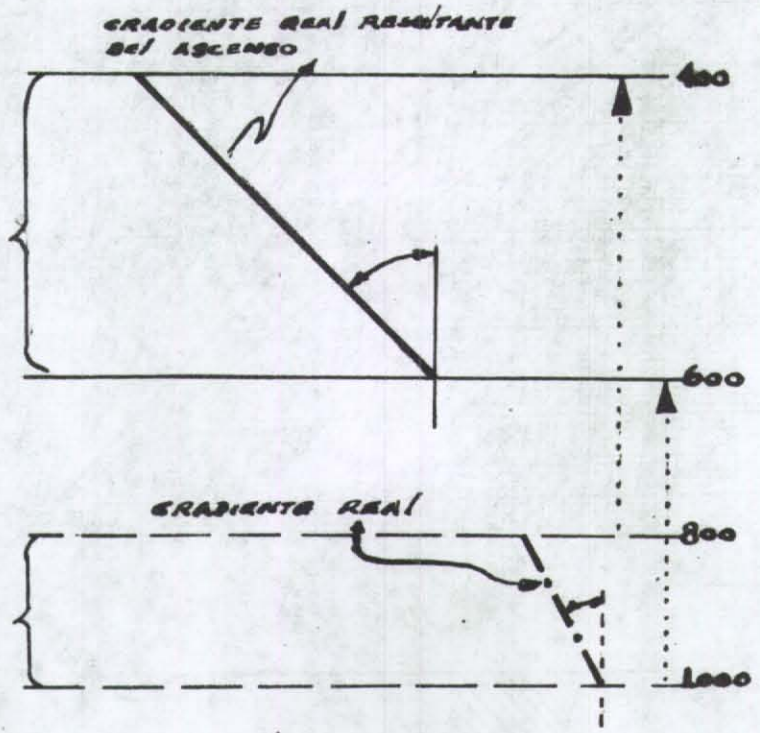


fig 2.6.10

Una capa de aire es mas húmeda en su base (1,000 mbs) que en su cúspide (800 mbs.) y tiene un gradiente real cuya magnitud está representada por la pendiente de la línea de rayas y puntos en la porción inferior. Si dicha capa es hecha ascender una distancia vertical equivalente a 400 mbs. de manera que su base al final del ascenso se halle a 600 mbs. y su cúspide a 400 mbs., el gradiente real cambiará de magnitud -- adoptando la que corresponde a la pendiente de la diagonal continua de la porción superior. Tal cambio significa inestabilización; que por ser producida exclusivamente por el ascenso de la capa, es llamada inestabilidad convectiva.

2.7 LA VISIBILIDAD.

2.7.1 Visibilidad en una dirección. Unidades de medida.

Las manifestaciones primarias del comportamiento atmosférico, las percibimos a través de nuestro sistema sensorial desde el momento en el -- que nacemos. Por medio de la vista apreciamos el grado de enturbiamiento - del aire, que es producido por la concentración de impurezas o por la condensación del vapor de agua. Tal enturbiamiento hace que la distancia hasta la que por medio de la vista pueden ser reconocidos objetos prominentes no iluminados durante el día, o iluminados durante la noche, varíe momento a momento.

La magnitud que en un momento determinado tiene tal distancia, es la medida de lo que se llama: VISIBILIDAD.

Situados en un punto prominente, notamos que podemos dirigir la - vista a uno cualquiera del infinito número de puntos que se encuentran dentro de nuestro campo visual, que en éste caso es un espacio de forma aproximadamente hemisférica, limitado en su parte inferior por el horizonte (Fig. 2.7.1). La podemos dirigir por ejemplo, a un punto situado al N sobre el - horizonte o a un punto situado también sobre él pero al NE; o la podemos - dirigir a un punto situado hacia el E pero por arriba del horizonte y también la podemos dirigir hacia el punto Z (zenit), que está exactamente situado por arriba de nuestra cabeza. Pero si la dirigimos verticalmente hacia abajo, nuestro alcance visual tendrá una magnitud aproximadamente igual a nuestra estatura en cualquier caso.

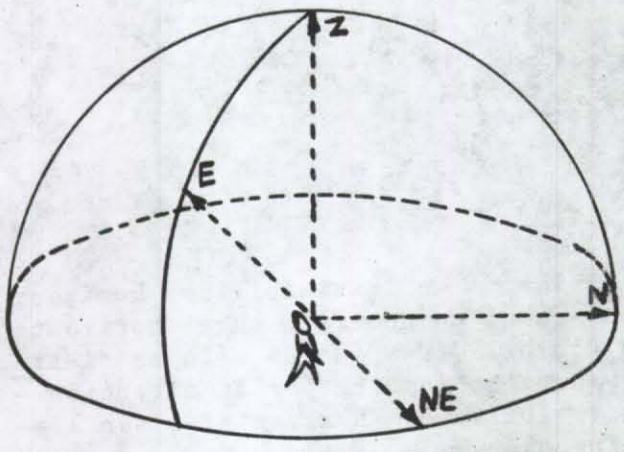


Fig. 2.7.1

Para simplificar cuanto se relaciona con la visibilidad, como los informes sobre ella y los procedimientos para su medida, el infinito número de visibilidades que se tendría dirigiendo la vista a - diferentes puntos, suele considerarse descompuesto en tres grandes grupos: el de las VISIBILIDADES HORIZONTALES (N, NE, etc. en la Fig. - 2.7.1), que son de las que exclusivamente nos habremos de ocupar más adelante, y qué, como su nombre lo indica, son aquellas visibilidades que se obtienen en el plano horizontal. Otro grupo es el de las VISIBILIDADES VERTICALES, que son las que se obtienen perpendicularmente al horizonte hacia arriba o hacia- abajo, y el tercero es el de las - VISIBILIDADES OBLICUAS que se miden entre la vertical y el horizonte - de un lugar (OE en la Fig. 2.7.1).

Imaginémonos ahora, ocupando el asiento derecho de la cabina de mando de una aeronave. Nuestro campo visual en tal posición, es mucho más restringido que el que teniamos al estar situados en tierra. No tendremos visibilidad vertical ni hacia arriba ni hacia abajo y cuando la aeronave se encuentre en vuelo recto y nivelado, (Fig. 2.7.2), la visibilidad horizontal sólo se referirá a la que se tenga desde un cierto ángulo hacia la derecha y hacia atrás de la aeronave, hasta un cierto ángulo hacia la izquierda y al frente de la misma. En toda esa amplitud horizontal, las visibilidades oblicuas se referirán a un campo visual que se extiende desde unos cuantos grados por arriba del plano horizontal, hasta uno cuanto grados por abajo del mismo.

Desde luego ese campo visual cuando la aeronave está en vuelo recto y nivelado, se altera cuando la aeronave asciende o desciende, ya que en estos casos, el eje longitudinal de la aeronave que antes estaba situado horizontalmente, estará inclinado hacia arriba o hacia abajo, dando por resultado que nuestra visibilidad que antes era horizontal ahora sea oblicua.

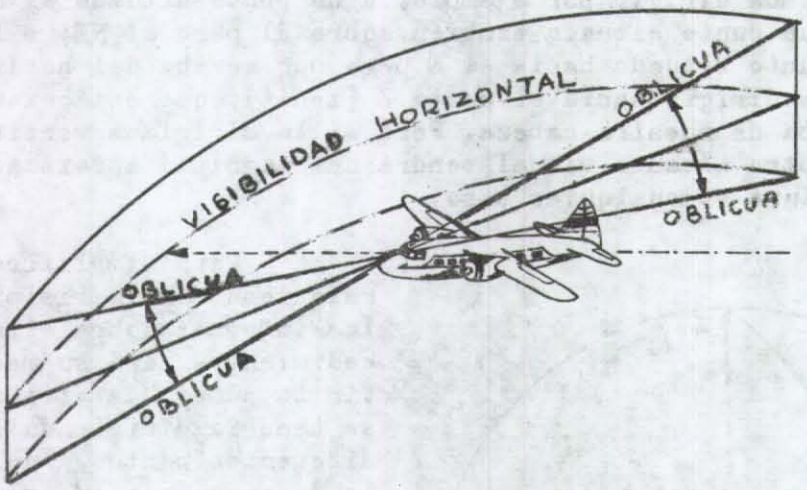


Fig. 2.7.2

Ocupémonos ahora de manera exclusiva de la visibilidad horizontal. Como en el caso de nuestro campo visual en general, en el horizonte también habremos de tener diferentes visibilidades que no sólo se distinguen entre sí por sus valores relativos, sino también por la dirección en que se ha fijado la vista. Tales visibilidades horizontales son llamadas cada una, visibilidad en una dirección.

Aeronáuticamente hablando, el concepto de visibilidad en una dirección, es empleado para medir y expresar la visibilidad en la dirección de alguna de las pistas de un aeródromo, y con ella se relaciona el concepto llamado por O.A.C.I., VISUALIDAD DE LA PISTA, que en realidad está definida como la distancia a la que un piloto puede distinguir la pista, del área adyacente a ella.

Como quiera que sea, la visibilidad en una cierta dirección, que no ha sido especificada de antemano, solo podrá expresarse inconfundiblemente, citando la dirección a la que la misma se refiere. Para expresar-

tal dirección, es costumbre referirla a los rumbos cardinales, cuadrantales y octantales de la rosa de los vientos, referida al meridiano magnético. Por otro lado, como la visibilidad es la medida de una distancia, obviamente su magnitud se expresa en unidades de longitud. La unidad para su medida y expresión mas comunmente empleada en la aeronáutica, es la milla náutica o marina.

2.7.2 Indice de visibilidad ó visibilidad predominante.

Como la visibilidad horizontal no necesariamente tiene el mismo valor en todas direcciones, se hace necesario reducir el número de visibilidades diferentes, para poder hacer inteligible su distribución en el horizonte. Para reducirlo sin sacrificar la precisión que reclama su medida, los diferentes valores son clasificados atendiendo a los valores que expresamente señala una tabla de medida para la visibilidad.

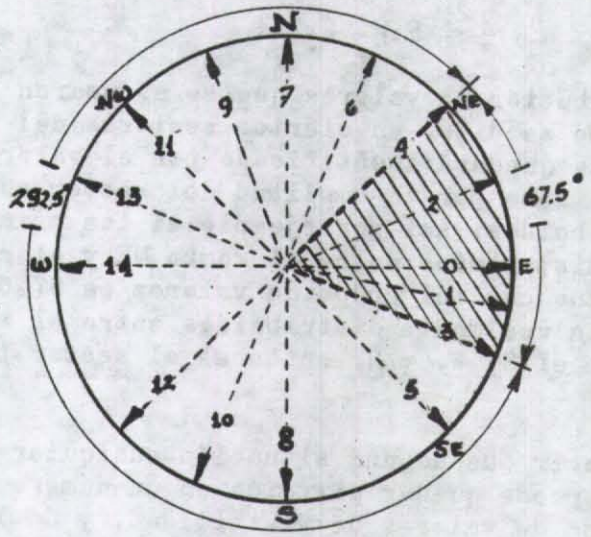


Fig. 2.7.3

Por ejemplo, si definimos la tabla para medir la visibilidad en éste lugar, como compuesta exclusivamente de los valores en millas náuticas: 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, etc., y si en un cierto sector del horizonte se miden en direcciones diferentes los valores: 0, 1, 2, 3, y 4, todos estos valores los consideraremos formando parte de un grupo de valores denotado por el valor 0. Si en otro sector del horizonte son medidos valores tales como 5,6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 y 14, todos ellos los consideraremos como formando parte de otro grupo que se denotará por el valor 10 de la tabla de valores para la medida, que es al que se aproximan todos ellos, etc.

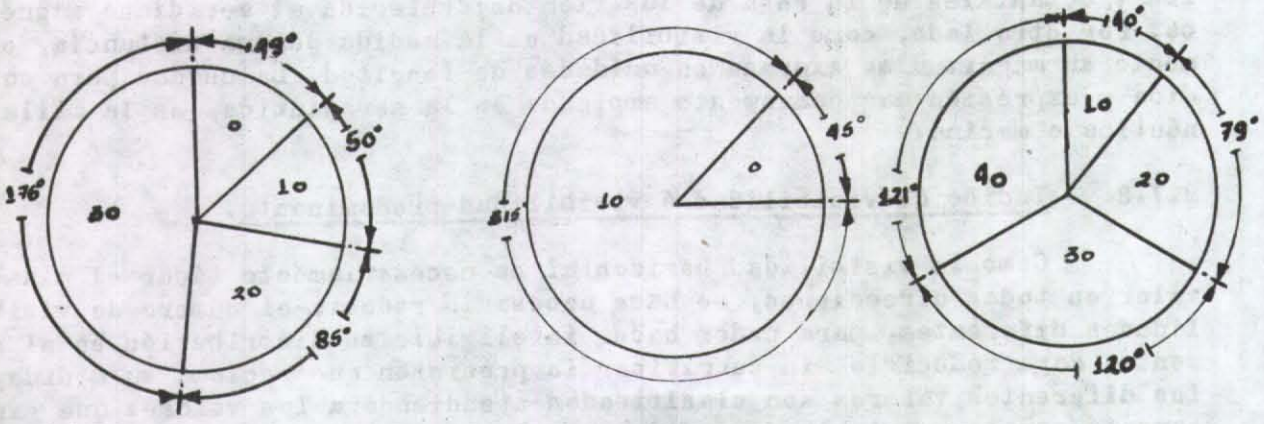


Fig. 2.7.4

Como la distribución de valores que se agruparon de la manera descrita, se presentan como se dijo, en ciertos sectores del horizonte, cada grupo de valores no sólo quedará identificado por el valor de la tabla al que fueron aproximados, sino por la amplitud del sector en el que se encontraron realmente distribuídos. Así por ejemplo si los primeros cinco valores estaban realmente distribuídos entre el rumbo NE y el rumbo ESE, la amplitud del sector ocupado por tal grupo de valores es 67.5°. Si los últimos diez valores estaban realmente distribuídos entre el rumbo ESE hasta el rumbo NE pasando por el S, W, y N, entónces el sector tendrá una amplitud de 292.5°.

Esto quiere decir que en una situación cualquiera diferente a la descrita, el horizonte puede quedar dividido en un número de sectores que dependerá de la amplitud de valores de visibilidad, y de los intervalos de aproximación considerados en la tabla. Por supuesto, cada sector ostentará como valor de visibilidad, el valor aproximado que le corresponde de acuerdo con la tabla y con los valores observados en él. Este valor es llamado, valor de VISIBILIDAD UNIFORME dentro de tal sector.

Cuando colocamos esos valores de visibilidad uniforme ordenados por valores decrecientes y de arriba hacia abajo, colocando al lado de cada uno el valor angular de la amplitud del sector al que pertenece, y si sumamos el primer valor de amplitud angular con el segundo, y el total con el tercero y así sucesivamente, llegará el momento en el que obtendremos un total igual o superior a 180°. El valor de visibilidad del sector cuya amplitud angular produjo ese total es lo que se llama VISIBILIDAD INDICE ó VISIBILIDAD PREDOMINANTE, que es a la que se refieren los mínimos de VISIBILIDAD que definen el límite entre la seguridad y la inseguridad de la operación aérea en cierto aerodromo.

2.8 FENOMENOS QUE REDUCEN LA VISIBILIDAD.

2.8.1 Fenómenos debidos a la condensación del vapor de agua.

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 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 se realizaría en otras condiciones y, en los aeródromos en los que tal reducción es considerable, las aeronaves no pueden despegar ni aterrizar, si no se cuenta con ayudas adecuadas en ellos.

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 genérico 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 valor 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 de tres especies diferentes: NIEBLA DE RADIACION, NIEBLA DE ADVECCION y NIEBLA OROGRAFICA.

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 la formación de cada una de esas nieblas, son el objeto de las dos secciones siguientes:

2.8.2 Niebla de radiación, de advección y orográfica.

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

produce mayor reflexión de la energía solar y de la energía calórica iradiada 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 qué; 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. 2.8.1)

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 mayor 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. 2.8.2).

El segundo de los factores determinantes 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 iradiar 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 iradiada por él hacia la superficie de la Tierra, pero otra parte será iradiada hacia el espacio, produciendo un enfriamiento adicional en la capa húmeda (Fig. 2.8.3)

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.

Así pues, 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 habrá la condensación del vapor de agua y en la que SE FORMARA 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 que 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, entónces en

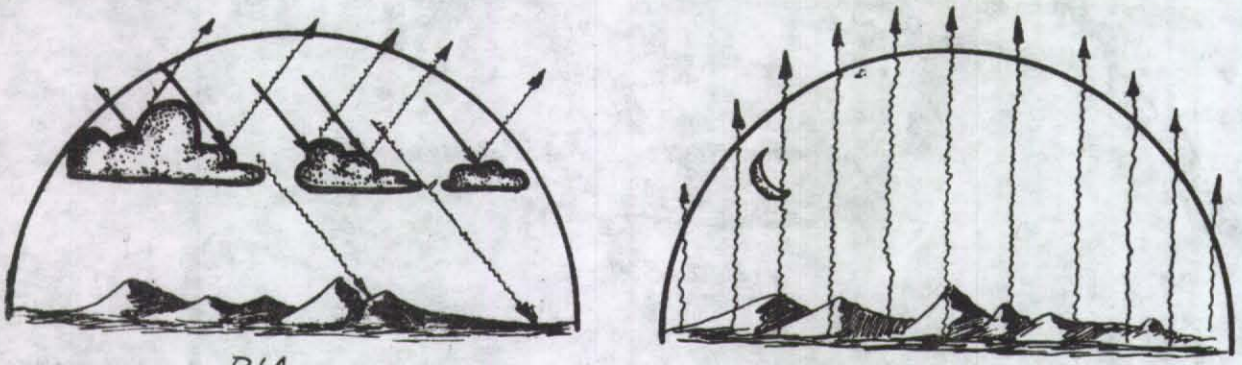


fig 2.8.1.

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

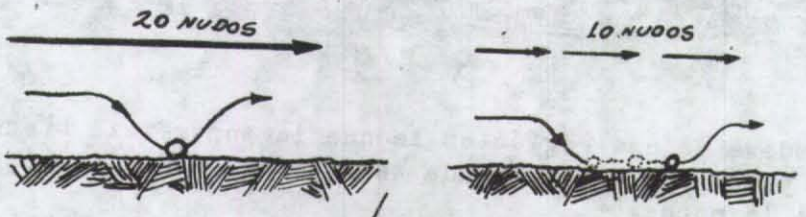


fig 2.8.2.

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 al aire. El resultado de ambos efectos es un enfriamiento intenso de la capa mezclada.

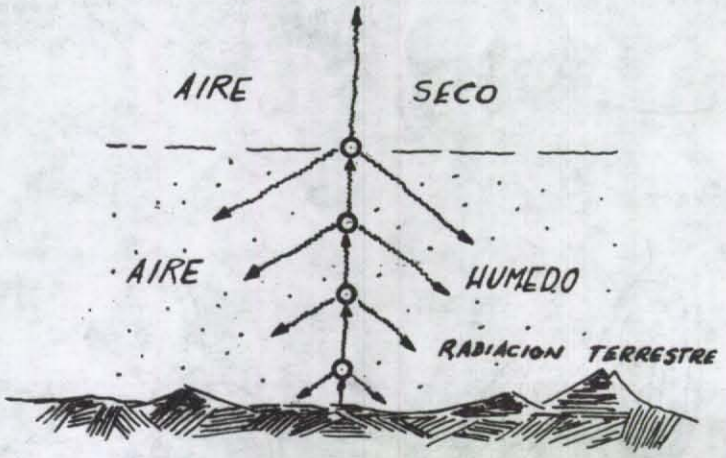


fig 2.8.3

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.



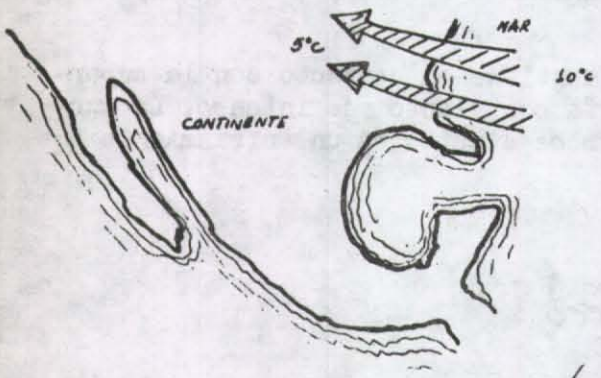
fig 2.8.4.

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.

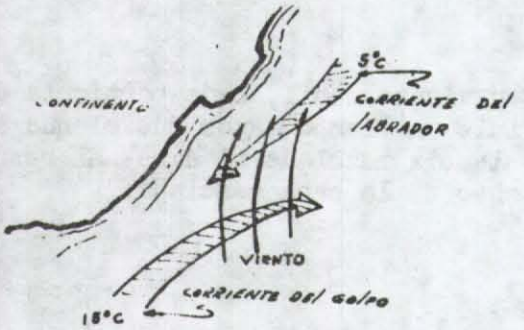


fig 2.8.5.

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.

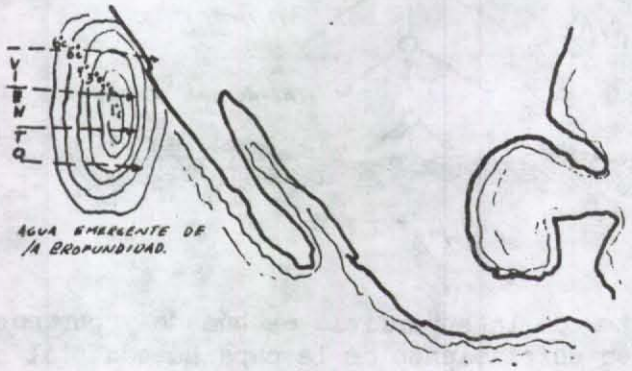


(a)



(b)

fig 2.8.6



(c)

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),

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. 2.8.4)

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 mas formación de niebla de radiación, es llamado NIEBLA DE VALLE.

Cuando no es la superficie la que se enfría para enfriar al aire, sino qué, aún cuando al medio día, cuando la insolación en una cierta región supera considerablemente a la radiación terrestre haciéndo 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. 2.8.5)

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 del vapor de agua, si el enfriamiento que experimenta el aire es suficiente para ello, Empíricamente se ha visto que las velocidades de viento mas favorables para la formación de éste tipo de niebla, que es la NIEBLA DE ADVECCION. son entre 5 y 15 nudos.

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

Las nieblas de advección se forman principalmente durante el invierno sobre los continentes, cuando hay advección de aire procedente del mar. (Fig. 2.8.6a). 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 mas caliente hacia la más fría (Fig. 2.8.6b); 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. 2.8.6c).

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 en el aeropuerto o en la ciudad, y al mismo tiempo se humidifica. La superficie adyacente al lago, en noches despejadas, se enfría por radiación nocturna. Entónces 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 de advección.

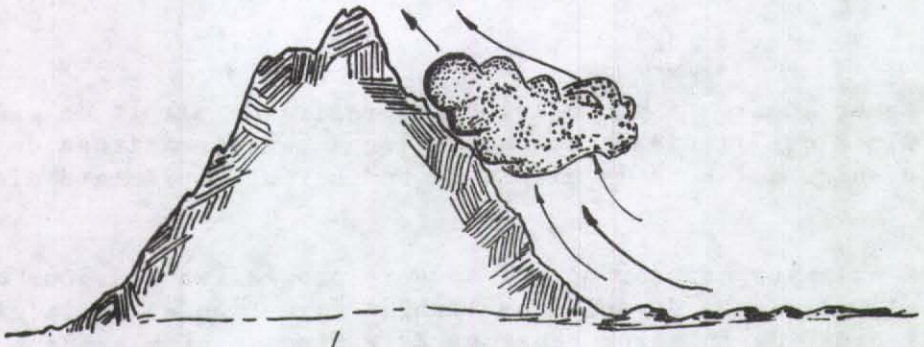


fig 2.8.7.

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

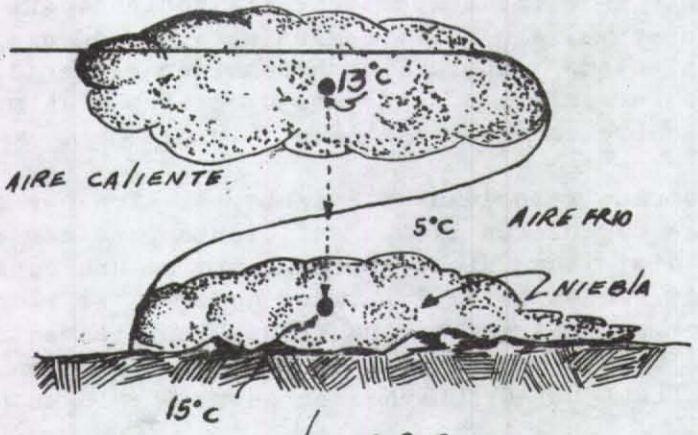


fig 2.8.8.

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

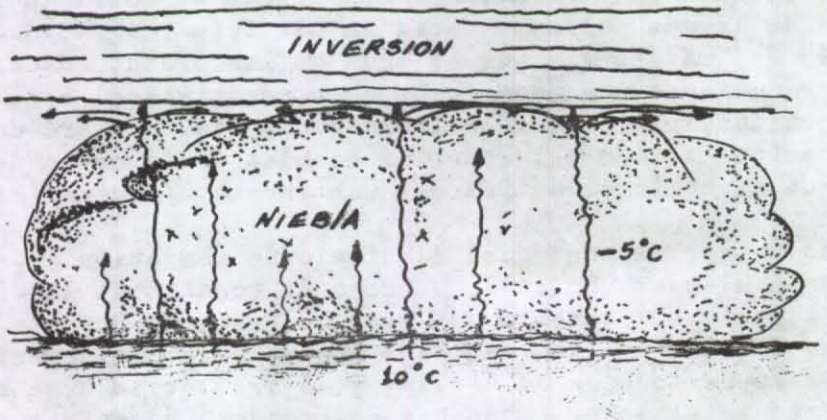


fig 2.8.9

Cuando sobre el mar se ubica aire con menor temperatura y a corta 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.

La llamada 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 a ésta niebla, es el enfriamiento adiabático del aire que asciende por el lado de barlovento de una prominencia orográfica (Fig. 2.8.7)

Recordemos que si una capa de aire cuya humedad es mayor en su base que en su cúspide es hecha ascender, se inestabiliza. Su inestabilización 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 cuál indica, que para la formación de la niebla orográfica, es requisito indispensable que el aire que asciende por las laderas sea estable, tanto convectiva como potencial o condicionalmente.

2.8.1.2 Niebla frontal y niebla de vaporización.

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 qué, por arriba de él, hay aire con temperatura bastante mayor dentro del cuál se han formado nubes en las que tiene origen una precipitación formada por gotas de agua.

Las gotas de la precipitación, al encontrarse cerca de la superficie terrestre rodeadas 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 del 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 de agua.

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

La 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 en una estación, la niebla frontal desaparece también.

La NIEBLA DE VAPORIZACION, es como ya se dijo y 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 al aire y mas 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 temperaturas como esa, se presenta mas 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 inferiores a cero grados centígrados.

Cuando el aire se desplaza de los continentes hacia el mar, existirán las condiciones propicias para una agregación de vapor que producirá -- 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 se nos muestran coronados por una nubecilla 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 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 mas importante, a causa de la inestabilización que experimenta el aire - frío al ser calentado desde abajo.

Lo dicho determina qué, para que pueda formarse una niebla de vaporización se requiere además de la agregación del vapor, que en la región a cierta distancia vertical de la superficie marítima 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 evidencía por el hecho de qué, en donde la hay, en lugar de reducirse 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.

2.8.2.2 Fenómenos debidos a la concentración de impurezas.

Ya en el segundo párrafo de la parte 1.1, se dijo que 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, pertenecen la BRUMA el HUMO y el POLVO, y al segundo, la TOLVANERA, la TORMENTA DE ARENA y la VENTISCA.

2.8.2.1 Bruma, Humo y polvo.

La BRUMA es un fenómeno constituído por inumerables partículas de-polvo; sal en suspensión en el aire, tan pequeñas, que no pueden ser obser-vadas individualmente a ojo, ni pueden ser palpadas por medio del tacto, -- sin embargo, su presencia la acusa la reducción que produce en la visibili-dad, 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 fenóme-nos.

El HUMO está constituido por partículas finas de cenizas en suspen-ción en el aire, que se originan por la combustión deficiente de los combus-tibles. Cuando su concentración es importante, produce un olor caracterísli-co 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 constituído por partículas minúsculas de materia or-gánica, tierra, arena, etc., que son concentradas en la localidad a causa - de la estabilidad del aire en ella. El polvo como los fenómenos antes cita-dos, se presenta en un lugar cuando es mayor el grado de estabilidad del ai-re, ya que la inestabilidad cualquiera que sea su origen, dispersa a sus -- elementos componentes.

2.8.2.2 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 diferencía de él, porque la - tolvanera no se refiere a la concentración por sedimentación de tales partí-culas, 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 tolvanera son levantadas del suelo por la 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 es físicamente se-mejante al de la tolvanera, aunque las partículas que intervienen en una tem-pestad 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 diferen-cia entre éste fenómeno y los dos anteriores, radica en el material que lo - constituye. La ventisca está formada por nieve que después de una precipita-ción de esa tipo, no se ha congelado en la superficie como para constituir - una masa sólida, sino qué, se deposita en la superficie conser-vando la indi-vidualidad de sus elementos. Por la acción del viento, esos elementos indivi-duales son levantados de la superficie constituyendo la VENTISCA.

2.9 CONDICION DEL CIELO.

2.9.1 Definición.

Podemos definir la "CONDICION DEL CIELO" ó "ESTADO DEL CIELO", como el elemento descriptivo del estado local de la atmósfera mediante el cuál se expresa: LA EXTENSION, LA ESTRATIFICACION, EL TIPO, y EL MOVIMIENTO de los fenómenos que ocultan la bóveda celeste.

Los fenómenos que ocultan la bóveda celeste, son de tres clases: a) Fenómenos que por tener sus bases en contacto con la superficie terrestre, son considerados como FENOMENOS QUE REDUCEN LA VISIBILIDAD HORIZONTAL, b) Fenómenos tales como la bruma, el humo y el polvo que no tienen sus bases en contacto con la superficie terrestre y que por ello son llamados FENOMENOS DE OBSCURECIMIENTO, y c) NUBES.

El significado de la EXTENSION citada en esa definición, es el grado de ocultamiento de la bóveda celeste; ESTRATIFICACION se refiere a la distribución vertical de los fenómenos que producen tal ocultamiento; con el término TIPO, se alude a la naturaleza o aspecto de los fenómenos que ocultan la bóveda celeste y que NO SON de los que reducen la visibilidad horizontal en superficie; y el término MOVIMIENTO, se refiere al sentido, dirección y velocidad de movimiento de esos mismos fenómenos.

Con la determinación de la "CONDICION DEL CIELO" se pretende indirectamente determinar aspectos tales como la estabilidad o inestabilidad del aire, el viento en los niveles de formación de los fenómenos a los que se refiere, etc. Y en el sentido de su aplicación a la aeronáutica, sirve para tener información relacionada con la turbulencia, con la formación de hielo en las aeronaves, con la visibilidad del piloto de una aeronave en vuelo, etc.

2.9.2 Extensión de bóveda celeste oculta.

La EXTENSION o medida del grado de ocultamiento de la bóveda celeste, se mide y expresa en fracciones de la propia bóveda celeste: LA OKTA -u octava parte de bóveda celeste o EL DECIMO, que es la décima parte de la bóveda celeste. (Figs. 2.9.1 y 2.9.2)

Cuando una formación de fenómenos de los que ocultan la bóveda celeste tiene una extensión igual o superior a un décimo o a una okta, y en toda su extensión la base de dicha formación tiene la misma altura o altitud, se dice que tal formación constituye una CAPA. (Fig. 2.9.3)

Es costumbre en la aeronáutica, por razones de su empleo, definir la extensión de cada capa, no como el número de décimos u oktas de bóveda celeste oculta individualmente por ella, sino como la suma de su propia extensión, con la de la o las capas situadas por debajo de ella.(Fig. 2.9.3)

También por razones aeronáuticas, se acostumbra distinguir entre capas TRANSPARENTES Y OPACAS, siendo opaca cierta capa, cuando mas de la mitad de su extensión impide ver a través de ella los astros, objetos u otras capas situadas por arriba de ella. (Fig. 2.9.4)

2.9.3 Estratificación.

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 aerodromos, 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. (Fig. 2.9.5)

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 mas 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 el que 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 mas baja que tiene una extensión igual o superior a cinco oktas o a seis décimos y que es opaca en mas de la mitad de su extensión, o a la visibilidad vertical a la que alude el párrafo anterior. Tal altura se distingue de las que corresponden a las otras capas, mediante su designación como TECHO.

2.9.4 Tipo de los fenómenos que ocultan la bóveda celeste.

Ya antes se dijo que los fenómenos que ocultan la bóveda celeste son de tres clases: a) fenómenos que reducen la visibilidad horizontal, b) fenómenos de obscurecimiento y c) nubes.

Tácitamente se señaló, que aún cuando algunos de los fenómenos que reducen la visibilidad horizontal en superficie son de la misma naturaleza que los fenómenos de obscurecimiento, la diferencia entre ellos radica en el hecho de que los primeros tienen sus bases en contacto con la superficie terrestre, mientras que los segundos tienen sus bases alejadas de ella.

La diferencia entre los fenómenos de obscurecimiento y las nubes, no se encuentra en la posición de sus bases respecto a la superficie terrestre, dado que ambos tienen sus bases alejadas de ella. No, la diferencia en éste caso, radica en la diferente naturaleza o composición de unos y otras. Recuérdese que mientras los primeros están formados por pequeñas particulas de sal, polvo, ceniza, o materia orgánica, las segundas por definición, están compuestas de un sinúmero de pequeñas gotas de agua o de pequeños cristales de hielo o de una combinación de gotas y cristales de hielo que se mantienen en suspensión en el aire.

Dado que la naturaleza de los fenómenos de obscurecimiento es la misma que la de aquellos fenómenos que reducen la visibilidad citados en la sección 2.8.2.1, en ésta parte únicamente habremos de referirnos a los diferentes aspectos que presentan las acumulaciones de gotitas de agua, de cristales de hielo o de la combínación de ambos que constituyen las nubes.

La fracción de la bóveda celeste ocupada por la proyección en ella de cualquier fenómeno que la oculta, es la medida de extensión.

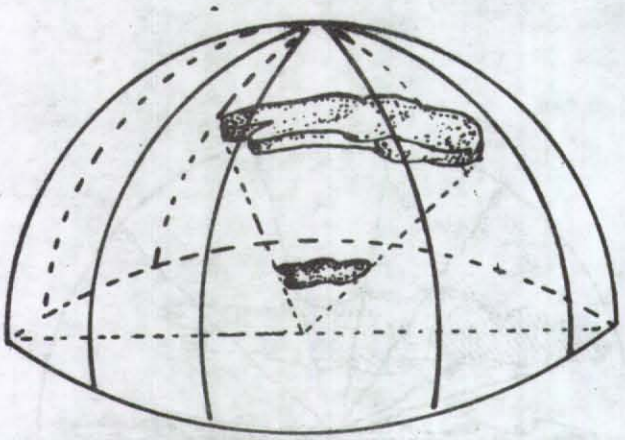
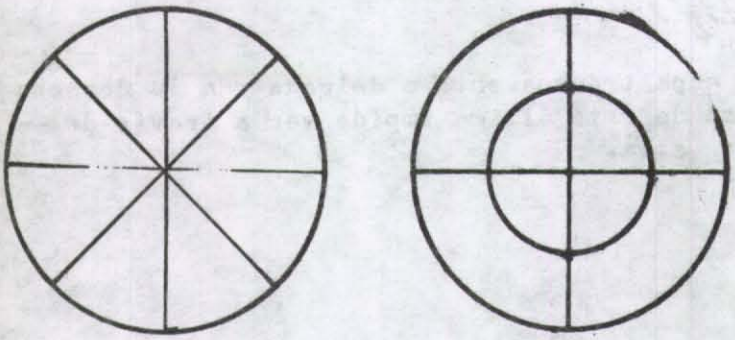
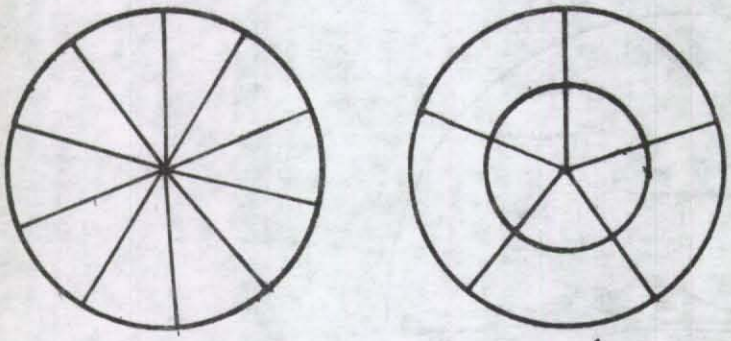


fig 2.9.1.



(a) (b)



(c) (d)

fig 2.9.2.

La división que imaginariamente hay que hacer de la bóveda celeste para determinar la extensión de cualquier fenómeno que la oculta, está ilustrada en proyección horizontal. Un fenómeno cuya proyección en la bóveda celeste ocupe toda una de las fracciones a las que se refieren las figuras a y b, tendrá una extensión igual a una "okta". Si ocupa toda una de las fracciones a las que se refieren las figuras c y d, tendrá una extensión igual a un "décimo".

Cada una de las formaciones mostradas constituye una capa. En la aeronáutica, la extensión de cualquier capa se considera como la suma de la suya propia, mas la de las capas que hay por debajo de ella. La capa intermedia tendría una extensión de 3/10 y la mas alta 6/10.

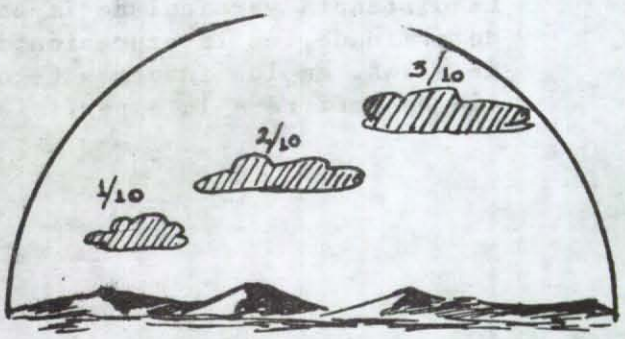


fig 2.9.3.

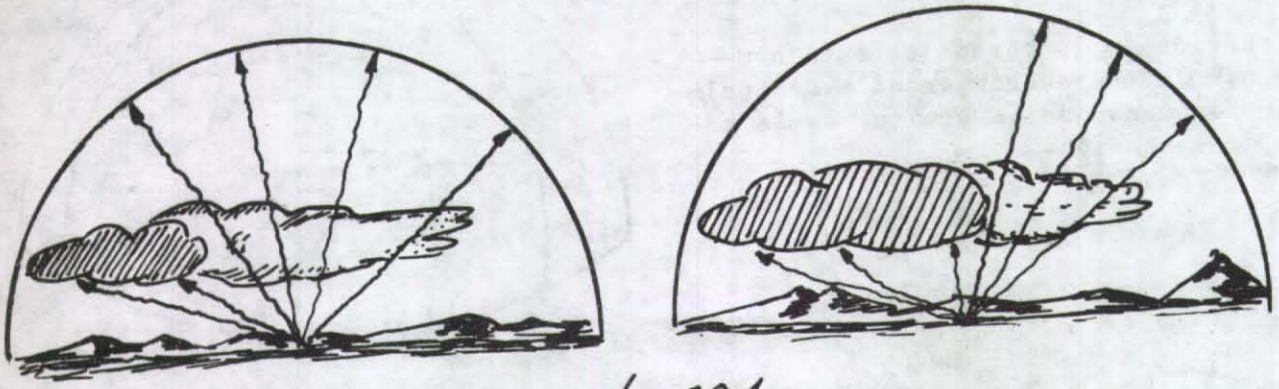


fig 2.9.4.

A la izquierda se muestra una capa transparente o delgada y a la derecha una capa opaca. Mas de la mitad de ésta última impide ver a través de -- ella.

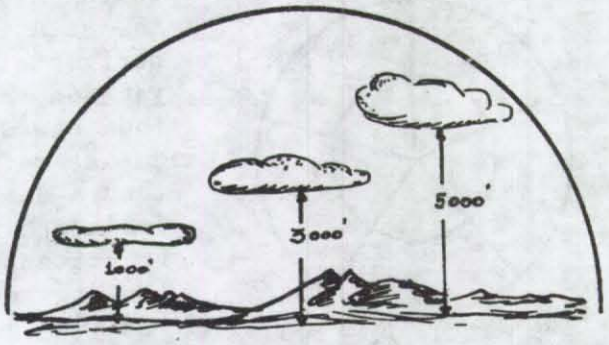


fig 2.9.5.

La distancia vertical de la base de cada capa a un nivel de referencia predeterminado, es la expresión de la estratificación o distribución vertical de ellas. En los informes de observaciones para uso aeronáutico, tal distancia se refiere a la superficie del terreno como se ilustra.

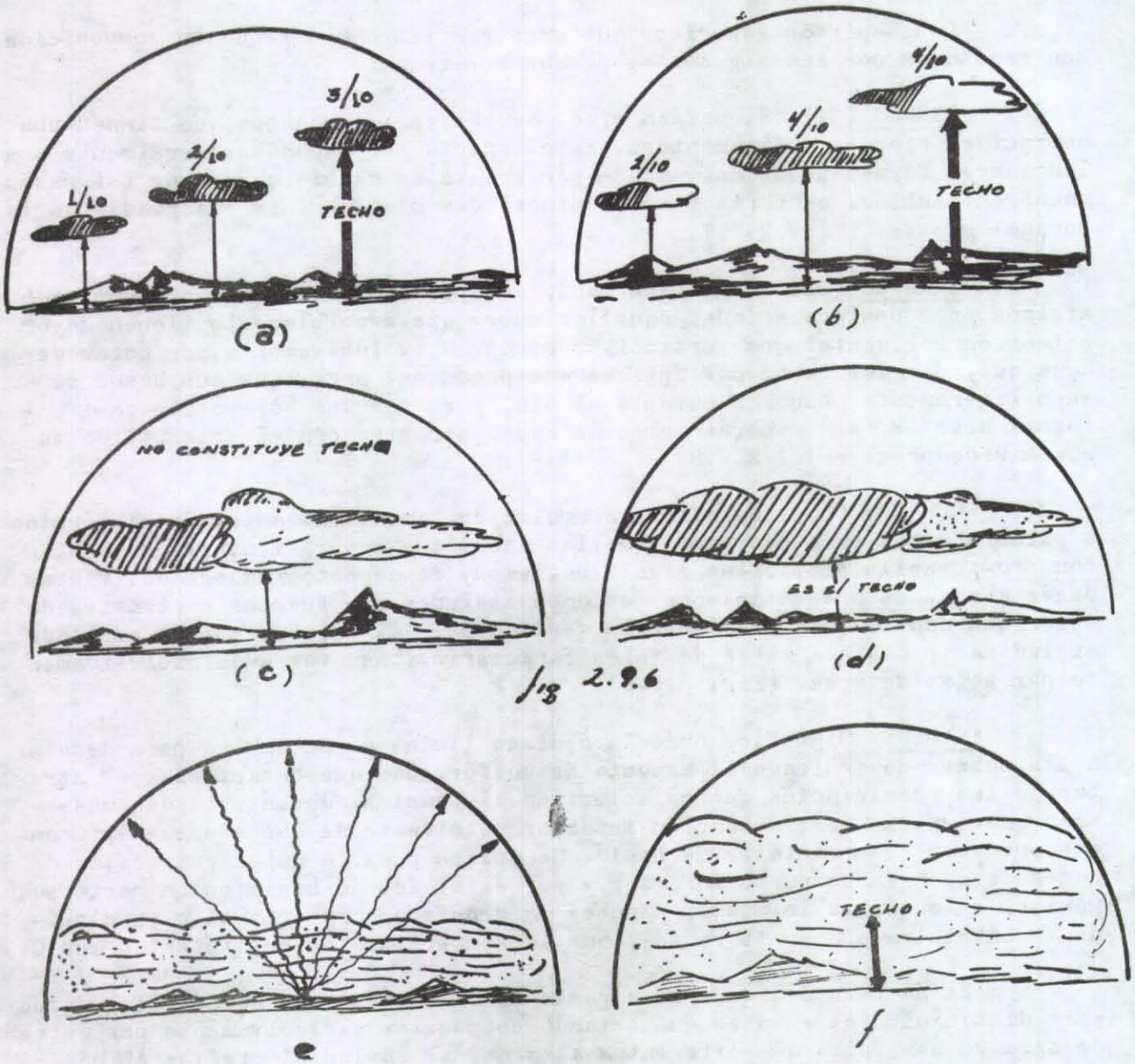


Fig 2.9.6

La altura de la base de la capa mas baja cuya extensión es igual o superior a cinco "oktas" o a seis "décimos", siempre que sea opaca, es lo que aeronáuticamente se denomina "techo". Cuando un fenómeno de los que reducen la visibilidad horizontal en superficie, oculta la totalidad de la bóveda celeste, la visibilidad vertical que se tiene dentro de él, también constituye techo (figura f).

2.9.4.1 Géneros, especies y familias de nubes.

Los aspectos genéricos que muestran las nubes según su composición, son denotados por las siguientes palabras latinas:

CIRRUS (Ci). Significa rizo. Se aplica a las nubes que tienen una estructura fibrosa o filamentosa. Este aspecto corresponde generalmente a las nubres formadas exclusivamente por cristales de hielo que por tal razón se muestran también, en forma como de pinceladas blanquecinas y curvadas en la bóveda celeste. (Fig. 2.9.7)

STRATUS (St). Significa manto o capa. Es el término que empleado aisladamente, designa a todas aquellas nubes que sensiblemente tienen mayor extensión horizontal que vertical, compuestas exclusivamente por gotas de agua qué, por los fenómenos ópticos que producen, hacen que sus bases se vean ligeramente obscuras durante el día, pero con una coloración casi uniforme; esto es, sin sombras intensas que contrasten con el gris pálido en sus alrededores. (Fig. 2.9.8)

CUMULUS (Cu). Significa acumulación, amontonamiento. Es el término o palabra usada para designar aquellas nubes que generalmente se presentan con prominencias verticales significativas y de aspecto redondeado. Vistas desde abajo, se presentan como montones aislados con fuertes contrastes de color que denotan sus prominencias verticales. Tal palabra además empleada aisladamente designa nubes de tales características, formadas exclusivamente por gotas de agua. (Fig. 2.9.9)

NIMBUS. Significa aureola o disco liminoso. Se emplea para denotar a las nubes que teniendo el aspecto de uniformidad que caracteriza al stratus, o las prominencias que caracterizan al cumulus, durante el día muestran una especie de iluminación interior resultante de los efectos ópticos que producen los cristales de hielo. Se aplica pues, a nubes compuestas de gotas de agua en su parte inferior y por cristales de hielo en su parte superior, o lo que es lo mismo, a nubes de gran espesor vertical cuya cúspide se encuentra a una altura tal, que la temperatura es muy inferior a 0°C.

Ya no para designar el aspecto de las nubes o su composición, sino para distinguir entre nubes qué estando compuestas exclusivamente por gotas de agua se han formado a diferentes alturas, se emplea el prefijo ALTUS, que significa mas alta.

La combinación de los términos o palabras anteriorés, sirven para denotar a cada uno de los tipos nubosos que tienen un cierto aspecto, una cierta composición y una cierta posición vertical relativa. Así por ejemplo:

CIRROSTRATUS (Cs). Designa a una nube formada exclusivamente por cristales de hielo, cuyos elementos fibrosos se hallan entremezclados como formando la tela extendida que le dá la apariencia de capa o manto. (Fig. 2.9.10)

CIRROCUMULUS.(Cc). Es el término que se emplea para denotar a todas aquellas nubes compuestas unicamente de cristales de hielo, agrupados en un gran número de "montones" que pueden distinguirse entre sí.(Fig. 2.9.11)

ALTOSTRATUS (As). Es la denominación que se dá a la más alta de - las nubes compuestas exclusivamente por gotas de agua y de aspecto uniforme. (Fig. 2.9.12)

ALTOCUMULUS (Ac). Es el nombre que se dá a la mas alta de las nubes compuesta exclusivamente por gotas de agua, cuyo aspecto es el de un - gran número de montones fácilmente individualizables. (Fig. 2.9.13)

STRATOCUMULUS (Sc). Así se denomina a las nubes compuestas exclusivamente por gotas de agua, cuyo aspecto corresponde al que tendría una - capa formada por la soldadura de un sinúmero de montones o de rollos de escaso espesor. (Fig. 2.9.14)

NIMBOSTRATUS (Ns). Se llaman a las nubes de gran espesor, compuestas por gotas de agua en su porción inferior y por cristales de hielo en su parte superior, cuyo aspecto es uniforme. (Fig. 2.9.15)

CUMULONIMBUS. (Cb). Denominación que se dá a las nubes de gran espesor compuestas de cristales de hielo arriba y de gotas de agua abajo, que presentan el aspecto de amontonamiento o de contrastes de sombras en su base. (Fig. 2.9.16)

De esa manera, los términos o palabras CIRRUS, STRATUS y CUMULUS, se aplican a las nubes cuya composición y aspecto es el que se ha citado en los párrafos iniciales de ésta sección.

Durante años, ha prevalecido la costumbre de clasificar a las nubes atendiendo a las alturas promedio a que se encuentran sus bases. Así, las nubes cuyas bases se forman arriba de los 6,000 ms., se les ha considerado formando parte de la FAMILIA DE LAS NUBES ALTAS; aquellas cuyas bases se forman a alturas comprendidas entre 2,000 y 6,000 mts., se les considera formando parte de la FAMILIA DE LAS NUBES MEDIAS; esas otras cuyas bases se forman desde muy cerca de la superficie terrestre hasta los 2,000 mts., de altura constituyen la FAMILIA DE LAS NUBES BAJAS y por último, las que forman sus bases desde cerca de la superficie terrestre hasta los 3,000 - mts. de altura y qué, además, muestran significativas prominencias verticales y un desarrollo progresivo en el mismo sentido, son las que pertenecen a la FAMILIA DE NUBES DE DESARROLLO VERTICAL.

A efecto de hacer más sencilla tal clasificación, aunque siempre respetando como elemento de clasificación la altura de formación de la base de cada nube, la Organización Meteorológica Mundial, ha adoptado una clasificación que es usada para identificar el o los tipos nubosos existentes en una localidad, e informar sobre su existencia. Esta clasificación, se refiere únicamente a tres clases o familias:

a) NUBES ALTAS, a la que pertenecen los Ci, los Cs, y los Cc.

b) NUBES MEDIAS, que son: los As, Ac, y Ns.

c) NUBES BAJAS, que son: los St, los Sc, los Cu y los Cb.

Una tercera clasificación de las nubes, es hecha atendiendo a la estructura termodinámica de la capa atmosférica dentro de la cuál se forma cada tipo nuboso. Esta clasificación, alude a tres clases diferentes de -

nubes: LAS ESTRATIFORMES o DE ESTABILIDAD, LAS DE INESTABILIDAD LIMITADA y LAS DE INESTABILIDAD ILIMITADA.

Las nubes estratiformes son las que se forman en condiciones de estabilidad absoluta del aire y son del tipo: Cs, As, Ns, y St.

Las pertenecientes a la clase de inestabilidad limitada, son: Cc, Ac, y el Sc. Tales nubes se forman cuando en la capa atmosférica que se extiende desde la superficie terrestre hasta la cúspide de la nube, hay inestabilidad, mientras qué, el aire por arriba de sus cúspides es estable.

Finalmente, cuando el aire presenta una estructura termodinámica característica de la inestabilidad desde la superficie terrestre hasta un nivel muy alto, las nubes que se forman son llamadas de inestabilidad ilimitada y son del tipo Cu y Cb.



Fig. 2.9.7 CIRRUS

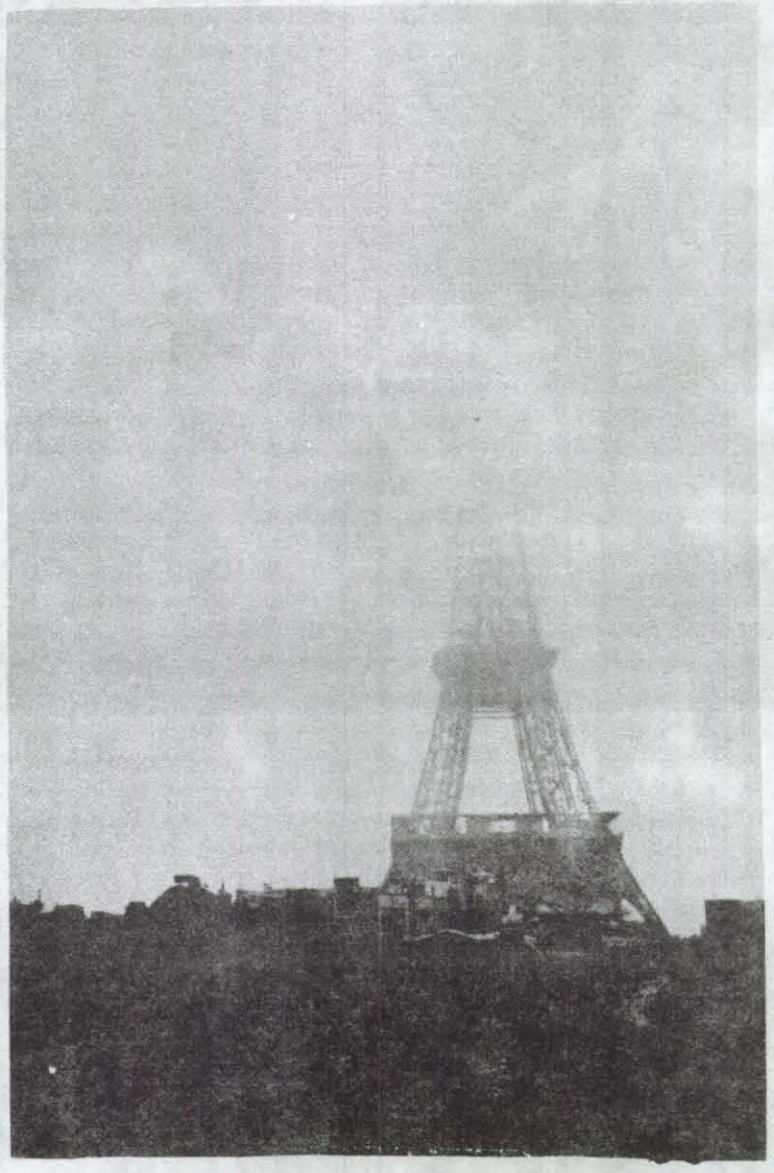


Fig. 2.9.8 ESTRATUS.

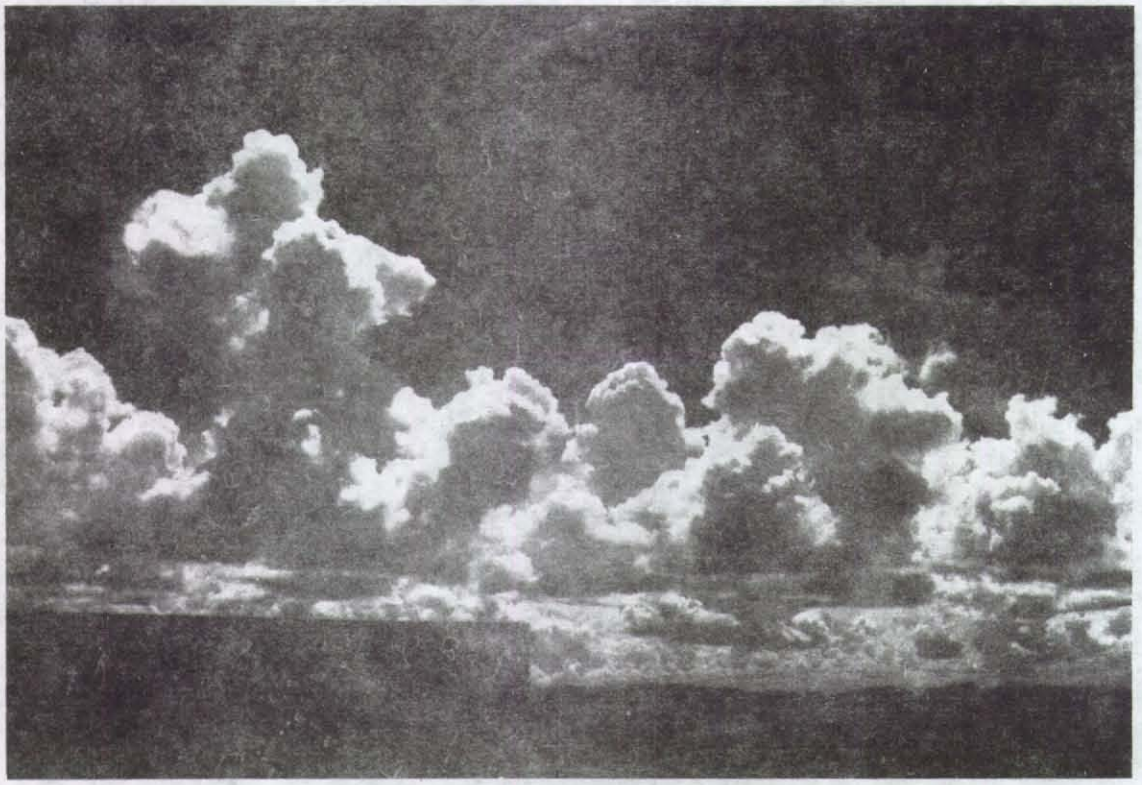


Fig. 2.9.9 CUMULOS

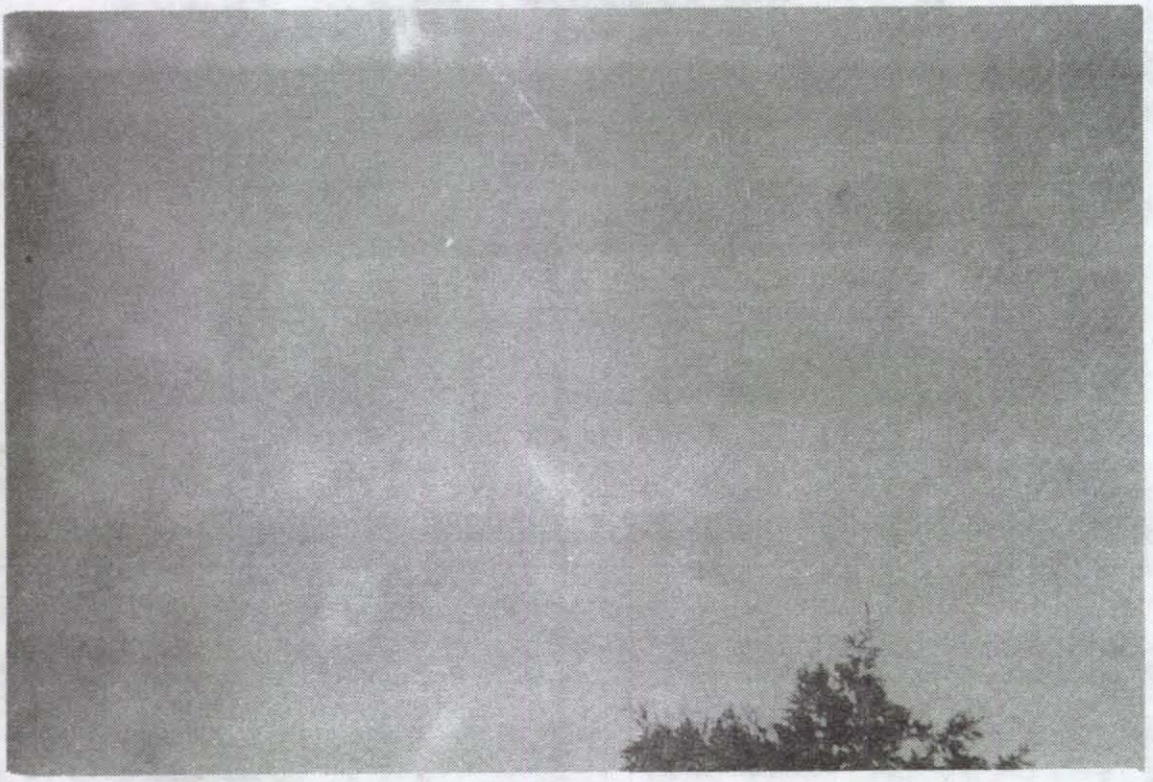




Fig. 2.9.11 CIRROCUMULUS.



Fig. 2.9.12 ALTOSTRATUS.



Fig. 2.9.13 ALTOCUMULUS

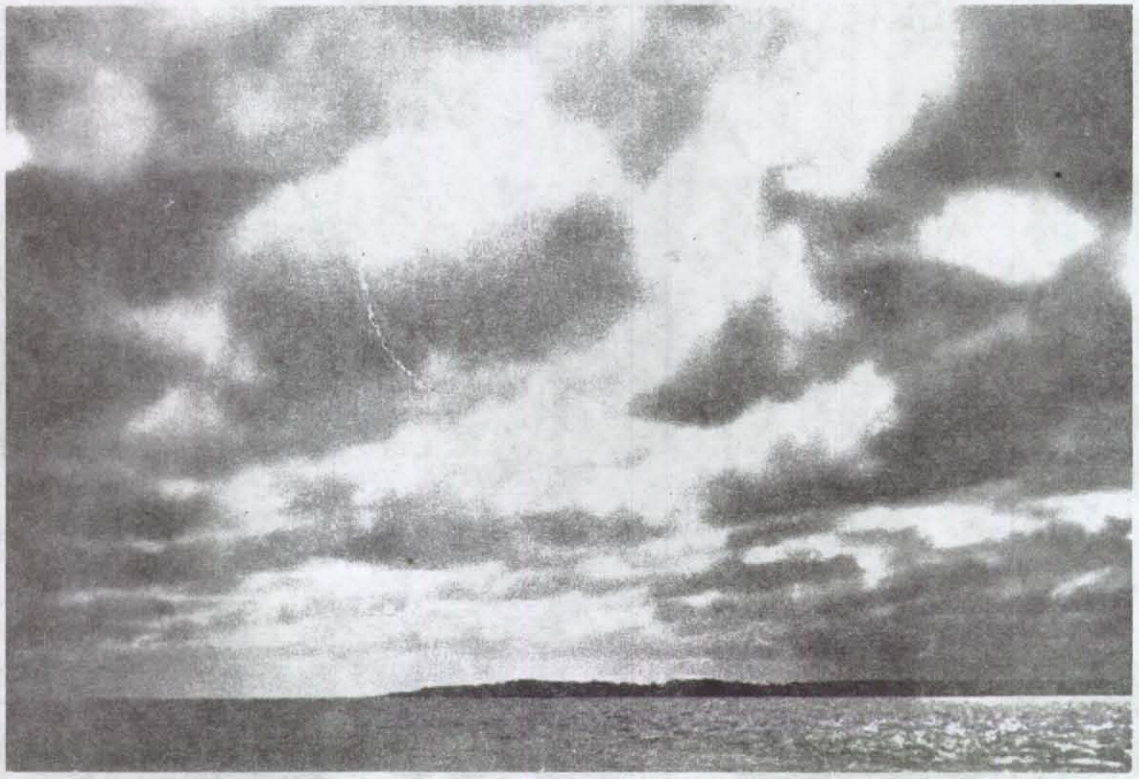


Fig. 2.9.14 ESTRATOCUMULUS.

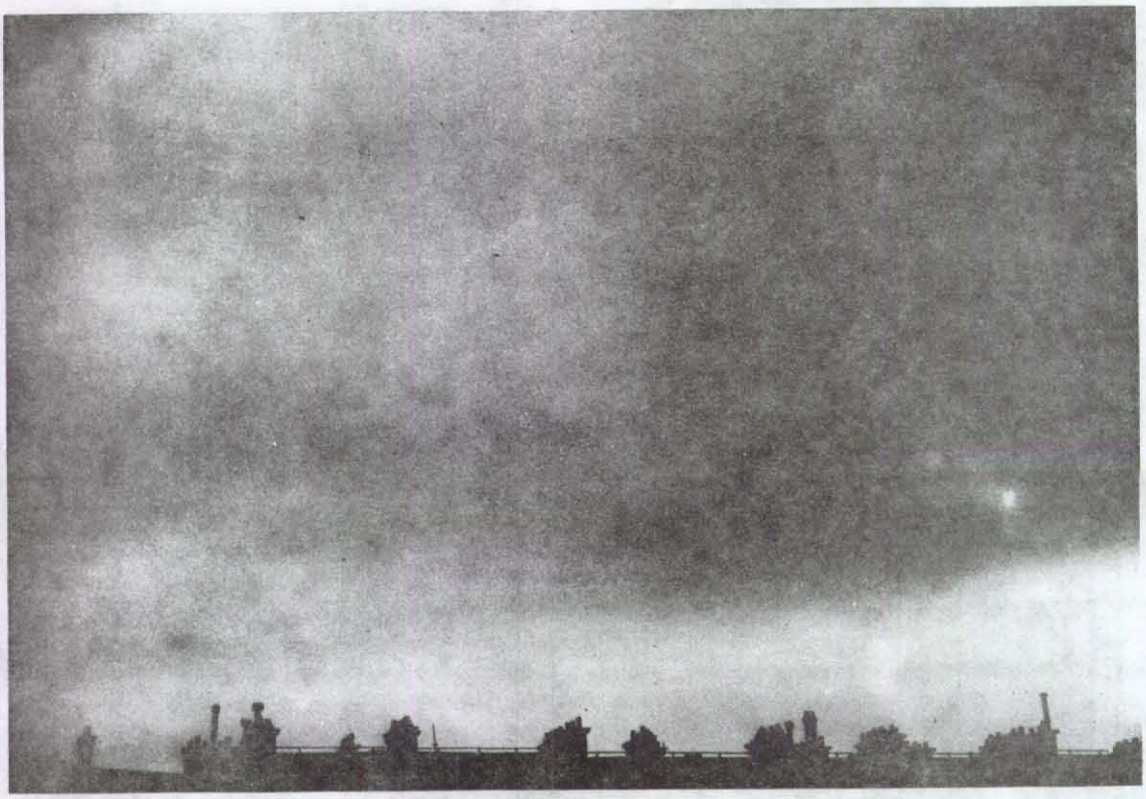


Fig. 2.9.15 NIMBOSTRATUS.



Fig. 2.9.16 CUMULONIMBUS

2.10 LA PRECIPITACION.

2.10.1 Definición y origen.

La precipitación se define como la caída de agua en estado líquido o sólido, desde las nubes hasta la superficie terrestre. Nótese que de acuerdo con ésta definición, aquellos desprendimientos que se observan ocasionalmente por debajo de las nubes y que no llegan a la superficie terrestre, no constituyen una precipitación, sino lo que se llama VIRGA.

A pesar de la importancia económica que tiene el poder iniciar artificialmente el proceso de la precipitación, para disponer de los enormes recursos acuíferos que en forma de vapor de agua están contenidos en la atmósfera, (sobre los EE. UU. la atmósfera transporta en estado de vapor, -- seis veces el caudal de agua que transportan los ríos), con fines de riego, generación de electricidad, etc., y a pesar del extraordinario esfuerzo de investigación realizado en todas partes del mundo, el proceso atmosférico- que conduce a la precipitación, no puede decirse que sea total y definitivamente conocido.

Algún complicado mecanismo atmosférico debe entrar en juego para qué, por ejemplo, un millón de las pequeñas gotitas componentes de la nube se unan para formar una gota de precipitación del tamaño de un chícharo, o para qué, un número exorbitante de elementos nubosos se combinen para formar uno de esos granizos que tienen el tamaño de una pelota de beisbol.

Los investigadores señalan un conjunto de factores que entran en- juego en la producción de la precipitación, como causantes de un estado de desequilibrio coloidal en la nube que se manifiesta en la precipitación. - Entre ellos se cita la distribución de las cargas electróstáticas, la colisión entre los elementos nubosos, la ruptura del ciclo hidrológico dentro- de la nube, la proporcionalidad directa entre el espesor de la nube y la - velocidad de las corrientes ascensionales dentro de ella, etc.

Como quiera que sea, el retardo en la explicación del proceso no impide que minuto a minuto, en diferentes partes del mundo, se estén registrando precipitaciones que se diferencían por una serie de peculiaridades cuya descripción, es el objeto de ésta parte.

2.10.2 Precipitación líquida, helada y congelada.

Una de las peculiaridades que distingue a una precipitación de -- otras, es lo que aquí llamaremos naturaleza de la precipitación, para referirnos al estado físico del agua de los elementos que la constituyen.

Si los elementos de cualquier precipitación son gotas de agua en estado exclusivamente líquido, a tal precipitación se le llamará PRECIPITACION LIQUIDA, Pero si las gotas de agua de una precipitación, caen a través de aire cuya temperatura es inferior a 0°C y son enfriadas por él, a - pesar de lo cuál se mantienen en estado líquido; en estado de sobreenfriamiento, entónces la precipitación es llamada PRECIPITACION HELADA.

Pero si cada uno de los elementos componentes de cualquier precipitación se encuentran parcial o totalmente en estado sólido, la precipitación se denominará entónces, PRECIPITACION CONGELADA.

Dentro de las precipitaciones de cada una de las naturalezas citadas, es posible reconocer algunas otras diferencias, como el tamaño de sus elementos, o la forma adoptada por el producto de la congelación. Tal criterio de distinción nos conduce a la identificación de ciertos tipos de precipitación, dentro de cada una de sus naturalezas.

Dentro de las precipitaciones líquidas por ejemplo, se puede diferenciar entre LLUVIA Y LLOVIZNA. Siendo la primera, una precipitación líquida constituída por elementos cuyo tamaño es notablemente superior a los de la segunda.

De igual modo, dentro de las precipitaciones heladas se puede diferenciar entre LLUVIA HELADA Y LLOVIZNA HELADA, los elementos de cada una de las cuales, tiene la naturaleza que corresponde a la precipitación helada y la magnitud que corresponde a los de la lluvia o de la llovizna respectivamente.

Por último, y refiriéndonos únicamente a las precipitaciones congeladas de mayor interés aeronáutico, reconocemos al AGUANIEVE cuyos elementos sólo están parcialmente congelados, la NIEVE, los elementos de la cuál aunque están totalmente congelados, son de masa muy pequeña y en forma de copos caracterizados por esas estructuras cristalinas hexagonales con nervaduras hacia sus vértices. Por el contrario, el tercer tipo de precipitación congelada del que hablaremos: el GRANIZO, aunque también cada uno de sus elementos está totalmente congelado como los copos de nieve, difiere de ellos por su estructura tan semejante a la de una cebolla partida por la mitad, con cascarones esferoidales concéntricos de dureza alternada, que en conjunto llegan a tener como se dijo en otro lugar, las dimensiones de una pelota de beisbol.

2.10.3 Intensidad y carácter de la precipitación.

También entre dos precipitaciones del mismo tipo, se pueden advertir diferencias. Una de tales diferencias es la intensidad de una y de otra, ésto es, la razón de acumulación del producto de la precipitación por unidad de área y por unidad de tiempo. Así por ejemplo, si una de tales precipitaciones se acumula sobre una superficie de un centímetro cuadrado, a razón de treintaicinco milímetros por minuto, mientras que la segunda se acumula sobre la misma superficie a razón de veinte milímetros por minuto, se dirá que la intensidad de la primera es superior a la de la segunda.

En base a tal concepto, las diferentes intensidades de las precipitaciones son: MUY DEBIL, DEBIL, MODERADA Y FUERTE. Los términos mismos, explican la magnitud comparativa de la intensidad a la que cada uno se refiere.

Más aún, entre dos precipitaciones del mismo tipo e intensidad instantánea, hay diferencias tales como la de qué, mientras la primera alcanzó súbitamente su intensidad al iniciarse y súbitamente la perdió al terminar, la segunda la adquirió y la perdió gradualmente al iniciarse y finalizar respectivamente. O ambas pueden haber adquirido y reducido su intensidad en forma gradual al iniciarse y finalizar respectivamente, mas sin embargo, durante la existencia de la primera, puede haber variado su intensidad alternativamente entre débil y moderada sin interrumpirse, en tanto qué, las variaciones de intensidad de la segunda durante su existencia, puede haber llegado al extremo de producir interrupciones y reanudaciones sucesivas.

Esos cambios que experimenta la intensidad de las precipitaciones cualquiera que sea su tipo y su intensidad instantánea, es lo que define - otra cualidad distintiva entre ellas que es llamada CARACTER. Son tres los caracteres de la precipitación:

CONTINUO, si la precipitación aumenta y disminuye gradualmente su intensidad al iniciarse y terminar respectivamente, y, aún en el caso de - experimentar interrupciones durante el período que tiene de existir, tales interrupciones tienen lugar a razón de menos de una por hora.

INTERMITENTE, si la precipitación se inicia y finaliza de la misma manera que la continua, pero las cesaciones y reanudaciones sucesivas - tienen lugar a razón de una o más por hora.

ACHUBASCADO, es el carácter de cualquier precipitación que se inicia y termina súbitamente. Es el carácter de las precipitaciones asociadas con nubes de desarrollo vertical.

2.10.4 La precipitación en relación con las nubes.

Si aceptamos que el tamaño de los elementos de una precipitación- es directamente proporcional a la probabilidad de colisión entre los pequeños elementos de una nube y puesto qué, la probabilidad de colisión aumenta entre otras causas, al aumentar el grado de inestabilidad del aire en - el que tal nube se ha formado, tendremos que aceptar también qué, en caso de originarse alguna precipitación, ésta, en las nubes estratiformes, estará compuesta por elementos pequeños. En el caso de las nubes de inestabilidad ilimitada los elementos de la precipitación serán muy grandes, e intermedios en el caso de la precipitación asociada con nubes de inestabilidad limitada.

Derivado de ello, la intensidad de las precipitaciones correspondientes a las nubes estratiformes será débil, la de aquellas que se originan en las de inestabilidad limitada productoras de precipitación es también débil y la que se origina en nubes de inestabilidad ilimitada puede - ser cualquiera desde débil hasta fuerte, según sea la concentración por -- unidad de área de los grandes elementos que la constituyen.

En cuanto al carácter de la precipitación asociado con las nubes- de las tres clases termodinámicas, éste es continuo para las precipitaciones asociadas con nubes estratiformes, intermitente si las precipitaciones se originan en nubes de inestabilidad limitada, y achubascado cuando se -- origina en nubes de inestabilidad ilimitada.

Para concluir simplemente agreguemos a todo lo anterior, que no - todos los tipos nubosos son favorables para generar una precipitación. El siguiente cuadro, resume lo tratado en los párrafos anteriores y complementa lo dicho en los primeros renglones de éste.

Tipo Nuboso	Tipo de Precipitación	Intensidad	Carácter.
C_s	Ninguna		
A_s	LLovizna líquida y Helada.		
N_s	Nieve	Muy débil y Débil.	Continua.
S_t	Aguanieve.		
C_c	Ninguna		
A_c	Ninguna		
S_c	Llovizna líquida y helada.		
	Nieve	Débil	Intermitente
	Aguanieve.		
C_i	Ninguna.		
C_u	Llovizna líuida y helada.		
C_b	Lluvia líquida y helada.	Débil	
	Granizo	Moderada	Achubascada.
	Aguanieve.	Fuerte.	

2.10.5 La precipitación, el techo y la visibilidad.

Aún cuando la precipitación no ha sido clasificada como uno de esos fenómenos que reducen la visibilidad, también la reduce; y la reduce, porque el agua que en estado líquido o sólido cae desde las nubes hasta la Tierra, enturbia el aire en virtud de los efectos de reflexión y demás, que ejercen sus elementos en la luz que incide en ellos.

Obviamente, el grado en el que la precipitación reduce la visibilidad dependerá de la densidad de los elementos que la forman, o dicho de otra manera, dependerá del mayor o menor número de elementos de la precipitación que en un momento dado estén contenidos en un volúmen determinado. Es importante reconocer que tal densidad no únicamente depende de la intensidad de la precipitación, sino también y de manera fundamental, del tipo de precipitación de que trate.

Así, si una precipitación de llovizna tiene en un momento dado una intensidad débil por ejemplo, y una precipitación de lluvia en otro lugar tiene en ese mismo momento la misma intensidad, la primera reducirá mas la visibilidad que la segunda debido simplemente al número de gotas que forman a una y a otra.

Tal reducción en la visibilidad, no se refiere únicamente a la visibilidad horizontal, sino también a la visibilidad oblicua y a la visibilidad vertical. Eso significa que la precipitación puede modificar seria, y para la aeronáutica peligrosamente en algunos casos, tanto el valor de - la visibilidad horizontal en superficie como el valor del techo.

2.11 TORMENTAS ELECTRICAS Y TORNADOS.

2.11.1 Definición y ciclo de vida de las tormentas eléctricas.

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 se 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 inestabilización, se encuentra compensado por movimientos descendentes dentro y fuera de la nube de tormenta. La combinación de esos movimientos trae aparejada la formación de circulaciones convectivas individuales llamadas "células", que con la ruptura del ciclo hidrológico que producen, favorecen la generación de fuertes precipitaciones de lluvia y granizo y una distribución de cargas eléctricas muy conveniente 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 corrientes 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 cuál 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 la precipitación. Esta etapa se caracteriza por la predominancia de corrientes ascendentes en toda la nube, pero localizadas las de mayor velocidad cerca de su cúspide. Al respecto es común encontrar cerca de su cúspide corrientes ascendentes con velocidades de alrededor de 30 nudos. (Fig. 2.11.1)

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 movieramos 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 mas 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 constituída 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 de agua o cristales de hielo han aumentado su 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.

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 tienen 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, aún en el momento central de la etapa de madurez de la tormenta que es al que se refiere la figura 2.11.2, las corrientes ascendentes muestran un aumento de velocidad con la altura dentro de los primeros 25,000 pies, pudiendo tener velocidades del órden 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 órden 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 velòcidad 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 qué, 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 en-

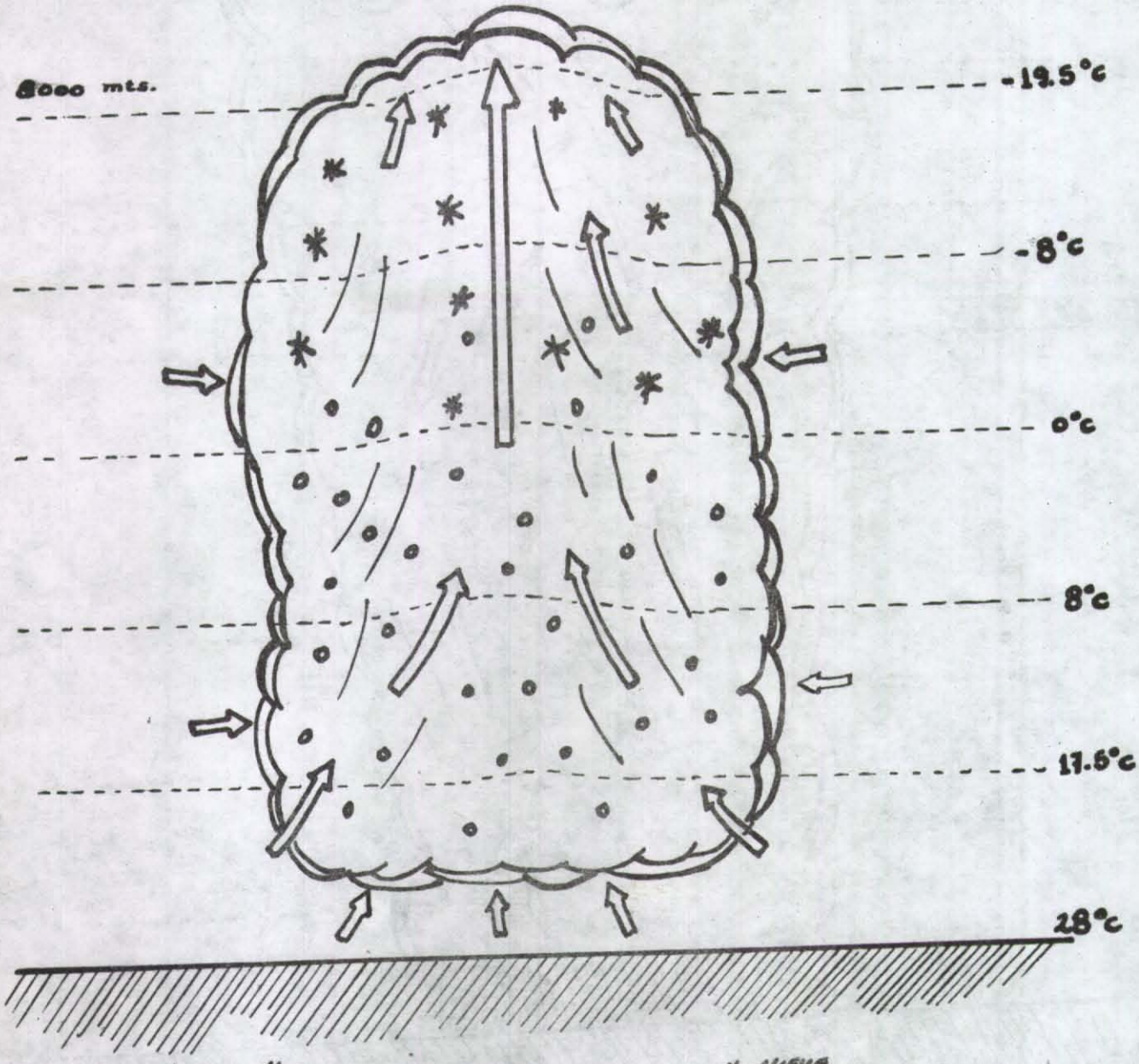


fig 2.11.1

Aquí se ilustra la estructura de la nube en las postrimerías de la etapa de formación de la tormenta. Prevalecen los movimientos verticales ascendentes que son mas 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 sobreenfriada y copos de nieve que son mantenidos en suspensión por los intensos movimientos ascendentes.

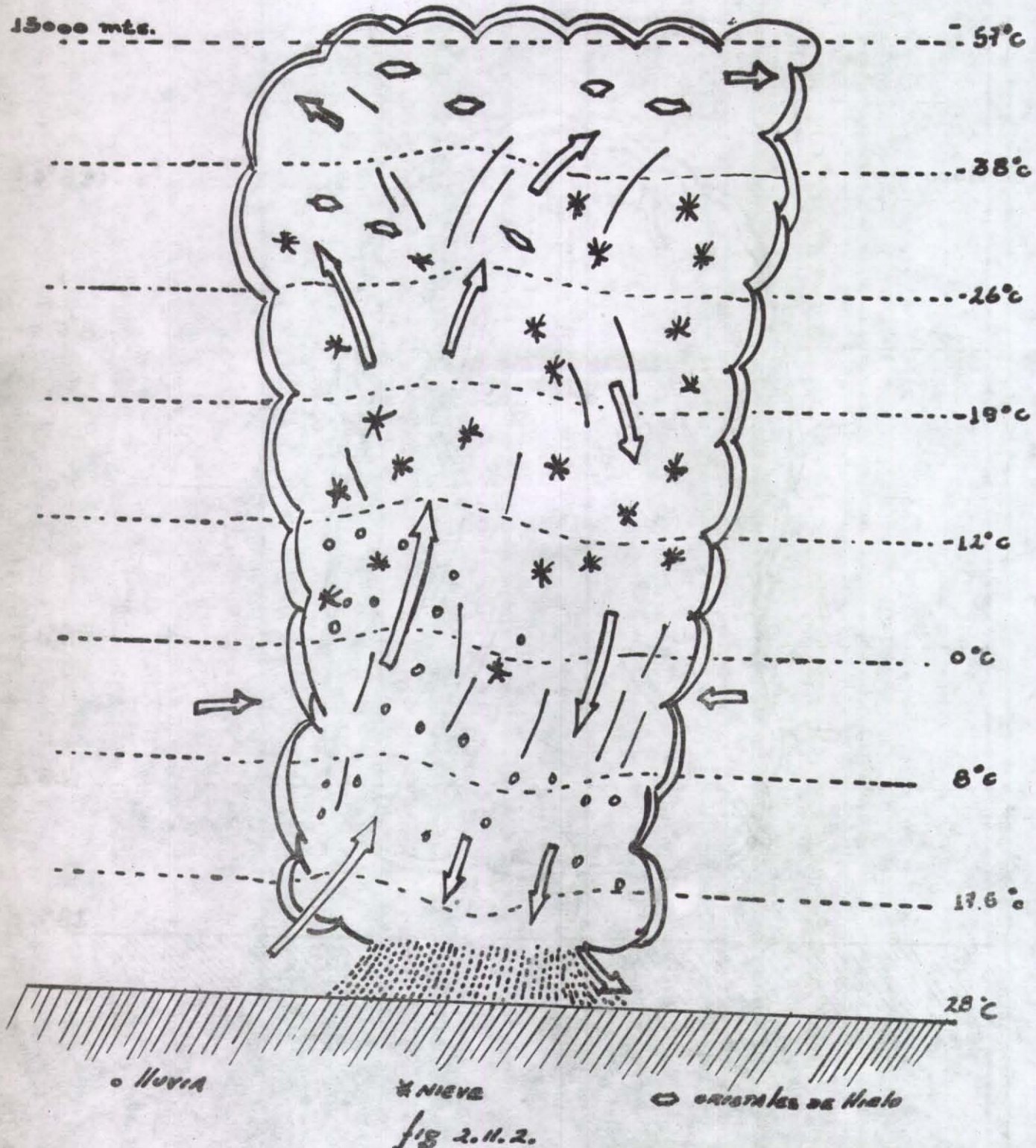


fig 2.11.2.

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 características de la tormenta, la mas intensa turbulencia dentro de la nube, el arrachamiento del viento de superficie y frecuentemente una marcada reducción en la temperatura ambiente en superficie.

contrar una corriente ascendente lo suficientemente intensa como para impulsarla nuevamente hacia arriba. Al ascender, aumenta más aún 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 entónces llega hasta la superficie terrestre.

Es debido a esos ascensos y descensos alternativos, que el granizo adquiere la estructura a la que se refirió el último párrafo de la parte 2.10.2, y es debido a la resistencia que ofrecen las corrientes ascendentes a la caída de las gotas, que éstas 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 la tarjeta de presentación de la tormenta eléctrica, también tiene lugar durante ésta etapa de madurez de la tormenta eléctrica. Hay varias hipótesis que explican el mecanismo existente dentro de cada célula para distribuír las cargas eléctricas de manera adecuada para que se produzca la - descarga. Quizás no sea ni la mas correcta ni la más completa ésta con la que la explicaremos, pero por lo menos es la de 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 mas 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 de 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.

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 qué, en ésta etapa, toda la nube se encoentrará bajo la influencia de 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 veinte minutos después de que ha cesado el movimiento ascendente — dentro de la nube, se recibirán en la superficie las últimas gotas de precipitación.

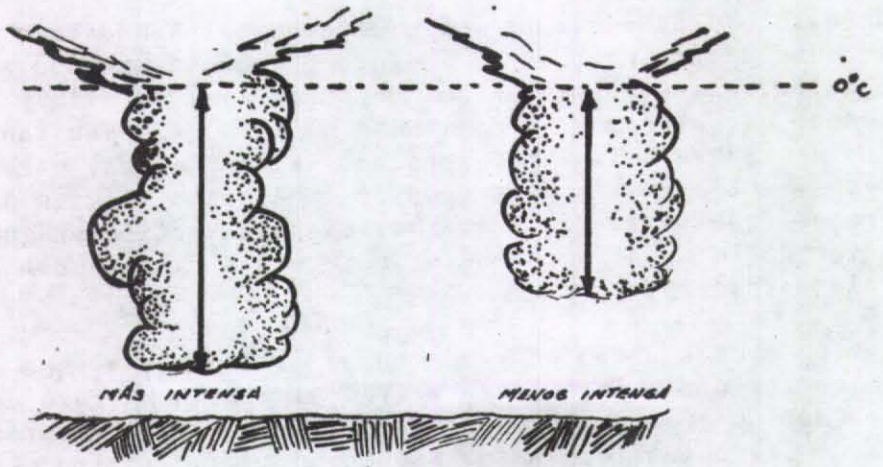
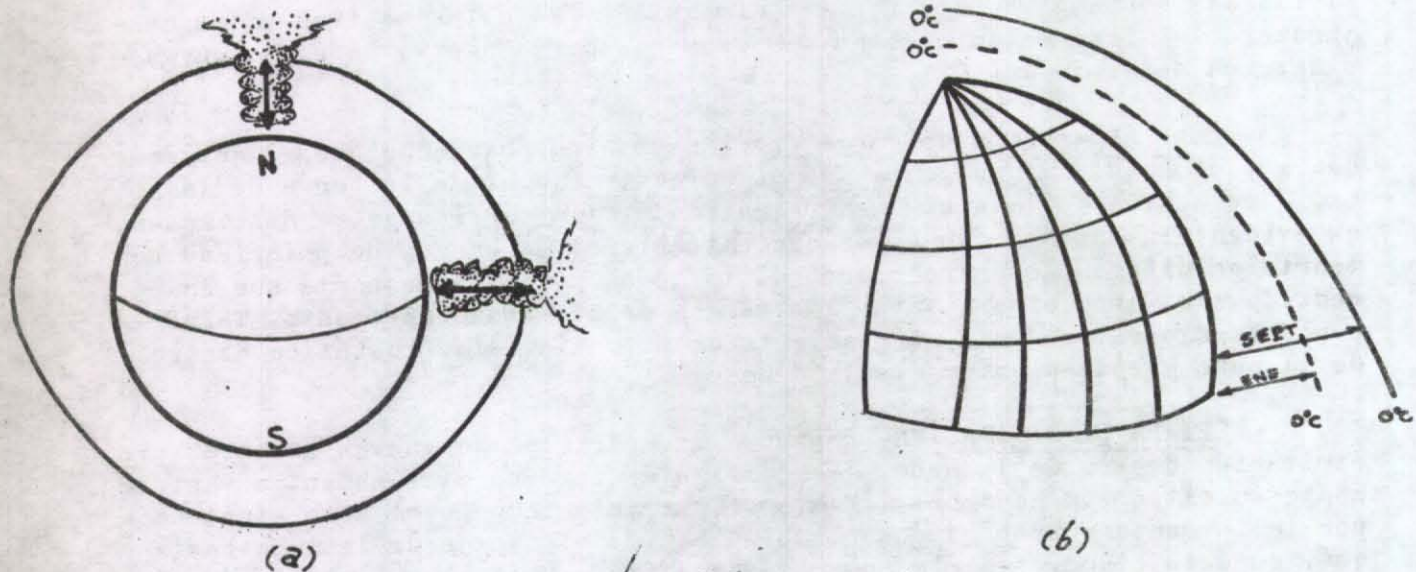


fig 2.11.3.

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



(a) (b)

fig 2.11.4.

En cualquier estación del año, las tormentas existentes a bajas latitudes son más intensas que las existentes en las altas latitudes (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 mas intensas en el verano que en el invierno (fig. b).

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 en esta etapa de disipación se formen nubes estratiformes de las cuales proceden precipitaciones ligeras y de carácter generalmente 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 treinta minutos.

2.11.2 Intensidad de las tormentas según la latitud y la época del año.

Observacionalmente hablando, 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 qué, 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. 2.11.3)

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 circunpolar, 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 qué, 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. 2,11.4 a)

Consideremos ahora que el nivel de congelación es mas bajo durante el invierno que durante el verano y qué, 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. 2.11.4 b)

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

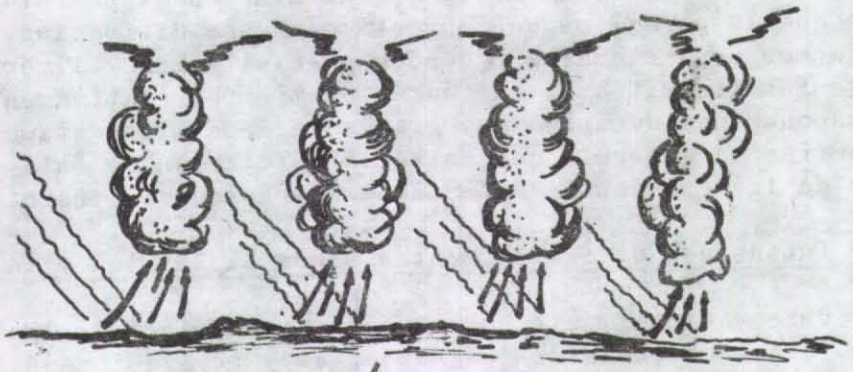


fig. 2.11.6.

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.

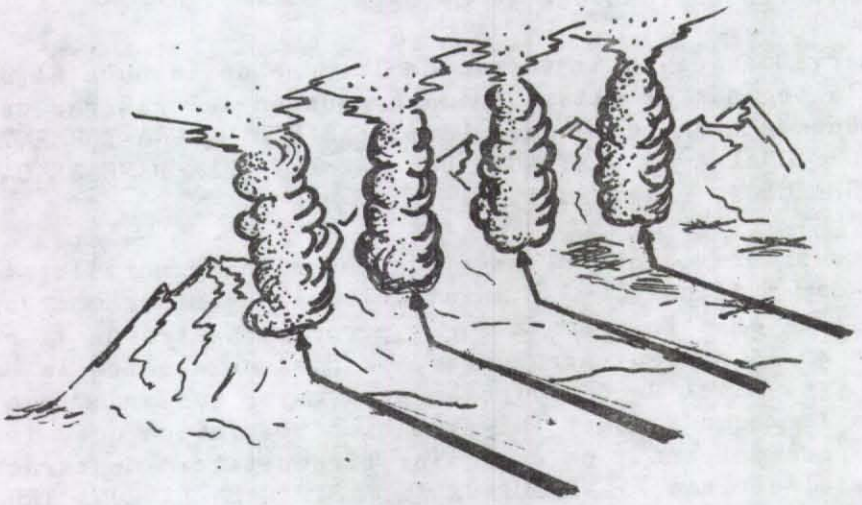


fig. 2.11.6.

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.

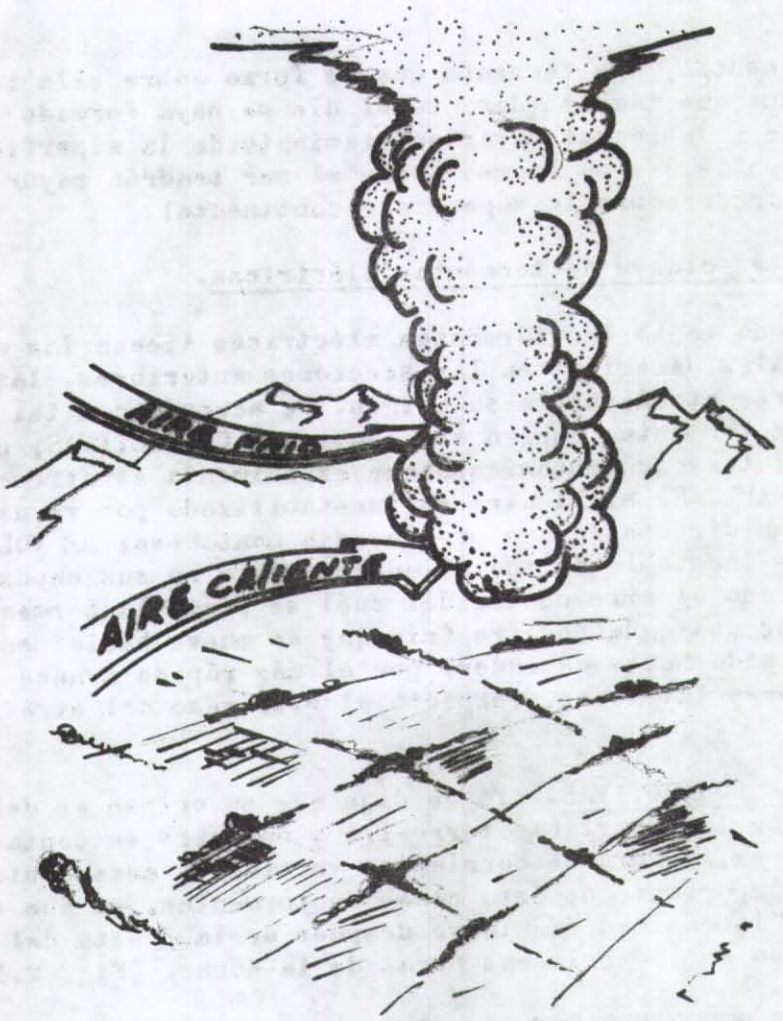
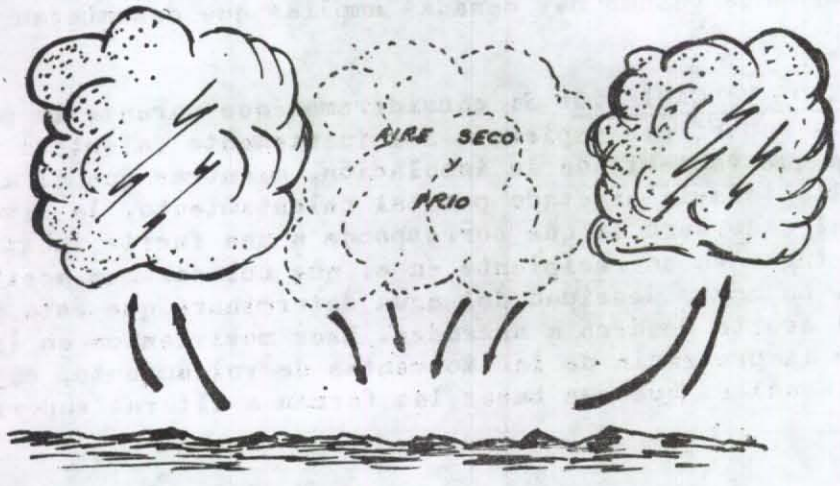


fig. 2.11.7. a

Cuando en las capas superiores hay aire frío y caliente en las capas inferiores (fig. a), el aire frío se vuelca y el aire caliente asciende (fig. b) dando origen a tormentas eléctricas de volcamiento qué, - además de presentarse aisladas, forman sus bases altas.



superficie continental, una tormenta que se forme 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 se formen sobre la superficie continental.

2.11.3 Diferentes clases de tormentas eléctricas.

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 dentro del cuál se forma la tormenta ha sido hecho ascender por una cuña de 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. 2.11.5)

TORMENTAS OROGRAFICAS: Además de tener el origen 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. 2.11.6)

Este tipo de tormentas generalmente se formen no aisladamente, sino formandocadenas 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 amplias 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 vá 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 tenderá 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 alturas superiores a

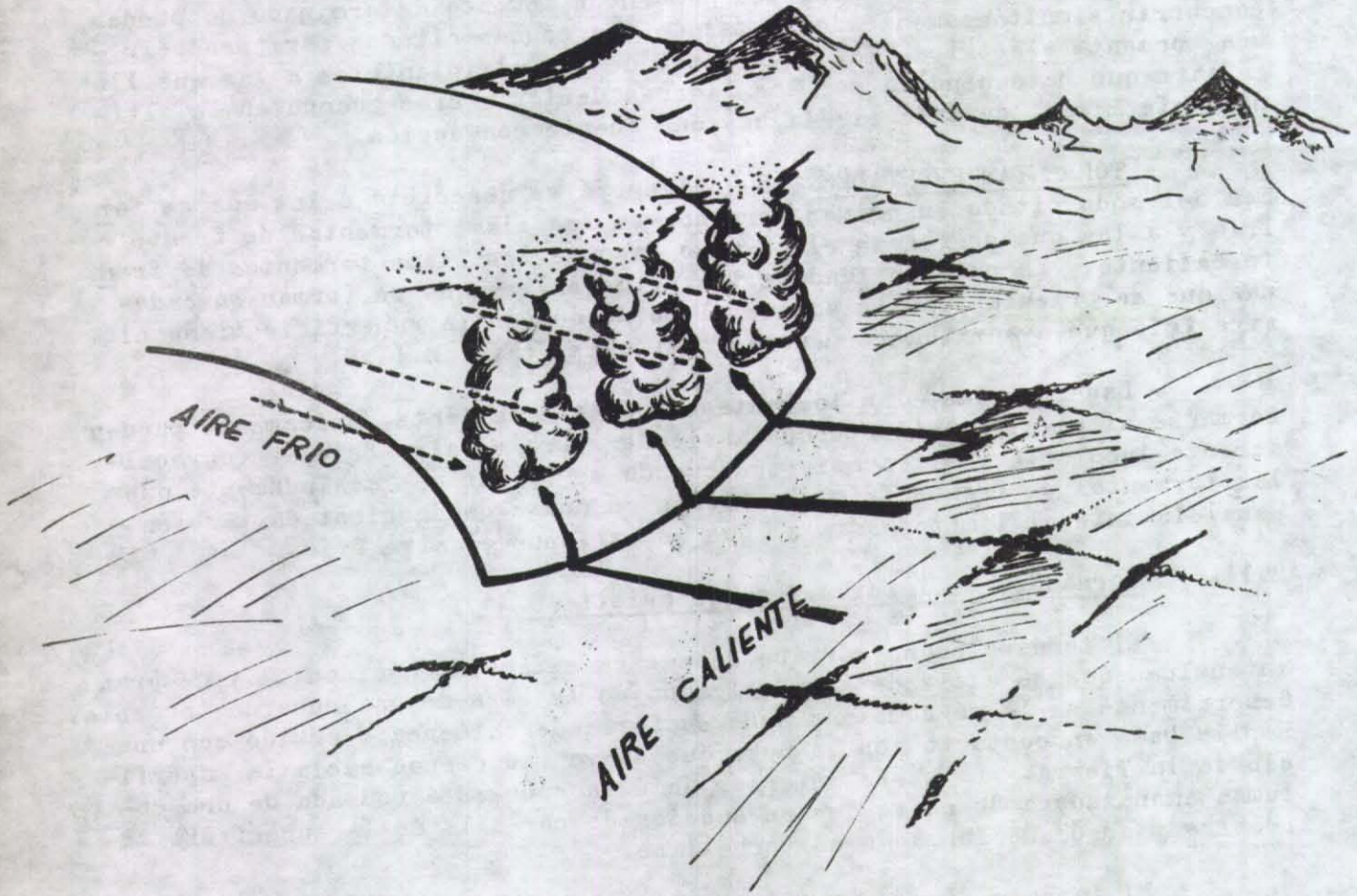


fig 2.11a

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

las de 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 trae como resultado que su cúspide se enfrie mas rápidamente que el aire en su base, y esto produce una inestabilización que puede determinar la presencia de éste mismo tipo de tormentas por la noche. (Fig. 2.11.7)

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

TORMENTAS FRONTALES. Su origen ya se describió a las que se forman del modo citado en primer término, se les llama tormentas de frente frío y a las que se forman el segundo caso 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. 2.11.8)

Las segundas, las tormentas de frente caliente, únicamente pueden formarse si el aire caliente que asciende sobre el aire frío es convectivamente inestable y si es así, aún cuando se forman mas 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.

2.11.4 Tornados. Definición y características.

El tornado en 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 vé 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 ésta 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 vé 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 primave

La mayor parte de los investigadores concuerdan en su apreciación de que los tornados ocurren en el momento y lugar en el que los valores de temperatura de punto de rocío son máximos. El 90% de los observados en el territorio de aquel país se presentan en donde la temperatura de punto de rocío tiene valores iguales o superiores a 12°C.

Afortunadamente para la aeronáutica, los tornados son perturbaciones o tormentas tan localizadas.

No se sabe aún con certeza cuál es la máxima extensión vertical que pueden alcanzar los tornados. Un caso extremo reportado por un piloto, se refirió a uno que se extendía hasta aproximadamente 10 kilómetros. Algunas otras indicaciones hacen suponer que ordinariamente se extienden hasta la mitad de esa altura. Las indicaciones visibles de un tornado se desarrollan en unos cuantos segundos. Además, no es raro que ocurran varios tornados simultáneamente o en rápida sucesión, dentro de la misma situación atmosférica, como constituyendo una familia.

CAPITULO 3

ELEMENTOS INDIVATIVOS DEL ESTADO DE LA ATMOSFERA EN UNA REGION.

3.1 TURBULENCIA.

3.1.1 Intensidad de la turbulencia.

Ya en el penúltimo párrafo de la sección 2.4.1 se indicó la naturaleza de la turbulencia, que 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, pueden ocurrir serios daños en la estructura de la aeronave.

Un problema muy serio que presenta la turbulencia, es 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. Esa 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 describe dicho grado de intensidad con un tanto arbitrarios y se fundan principalmente en la estimación que el piloto o el previsor hacen, basados en su experiencia y con un sentido más bién descriptivo que cuantitativo, de los cambios de altitud y de los riesgos implícitos en la turbulencia. Los términos que se emplean para describirla son: a) TURBULENCIA LIGERA, b) TURBULENCIA MODERADA, c) TURBULENCIA SEVERA, y d) TURBULENCIA EXTREMA, que en ese mismo órden, denotan grados crecientes de intensidad.

Para sistematizar y simplificar el estudio de la turbulencia, se acostumbra como en el caso de todos los fenómenos atmósfericos, clasificarla según las condiciones que le dán 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.

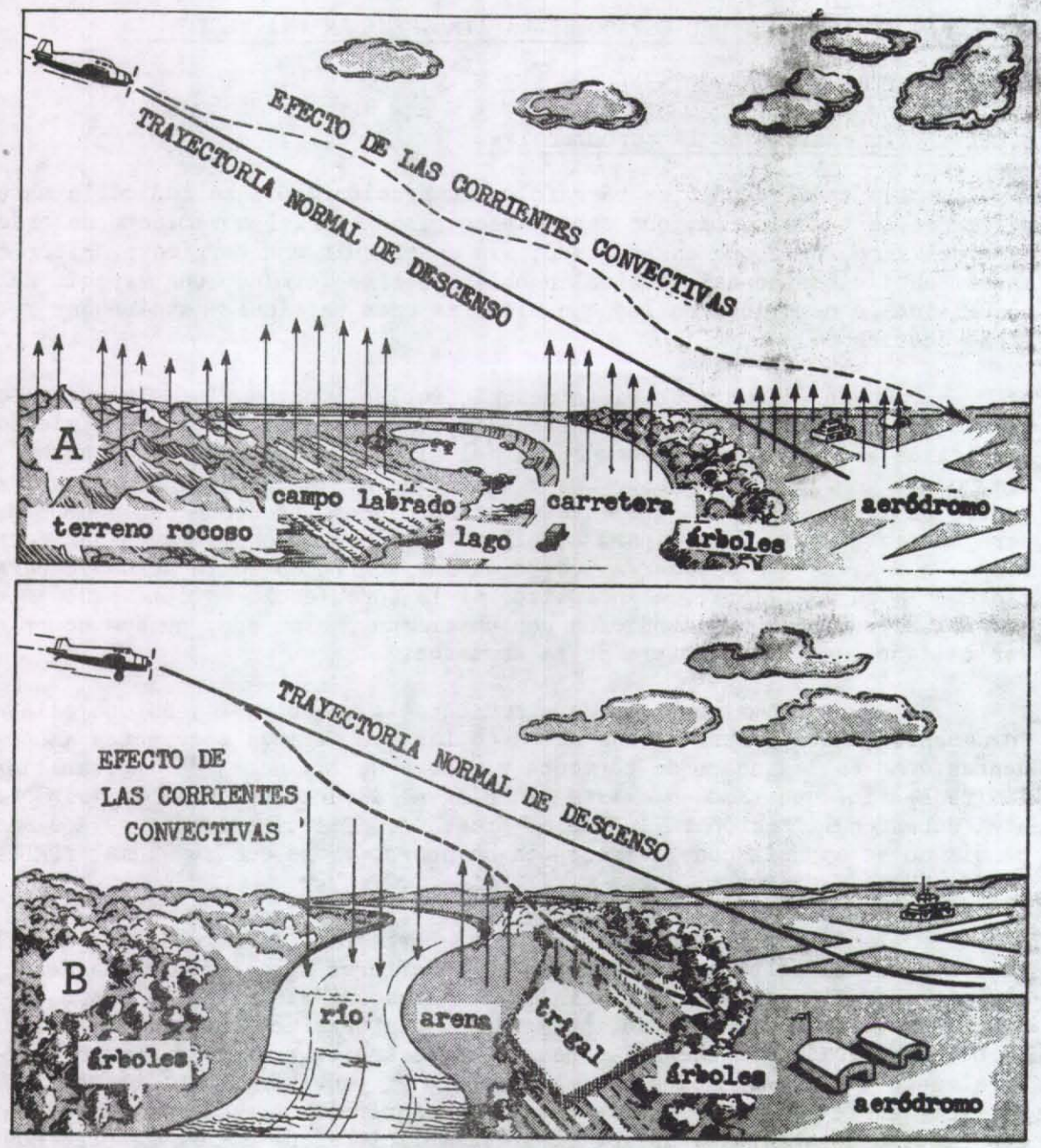


fig. 3.1.1

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.

Las causas de que el movimiento ordenado del aire que forma una corriente, sea perturbado en alguna porción de ella dando lugar a la turbulencia, son: (1) el excesivo calentamiento del aire cerca de la superficie terrestre, (2) la presencia de prominencias u obstáculos tanto ortográficos como culturales, (3) 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 bién puede llamarse "artificial", es la que se presenta en la estela de las grandes aeronaves.

3.1.2 Turbulencia convectiva.

Una forma de turbulencia comunmente 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 dán 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 mas frecuentes a mitad de la tarde de los días calurosos del verano, cuando el viento es débil.

Por la naturaleza misma del terreno, éste no se calienta uniformemente sino que hay porciones en las que el calentamiento es superior al que se registra en el terreno que las circunda, Fig. 3.1.1 A y B. Esto trae como resultado que tampoco el aire se calienta uniformemente, sino qué, sobre la porción de terreno mas calentada, el aire se calentará más y el calentamiento del aire en estas condiciones, delimitará "burbujas" de 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, éstas 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 dos mil 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.

Al ascender el aire, alrededor de él se forman 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 dá 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.

3.1.3 Turbulencia orográfica.

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 FIG. 3.1.2 A y B. Los edificios y otras obstrucciones cerca

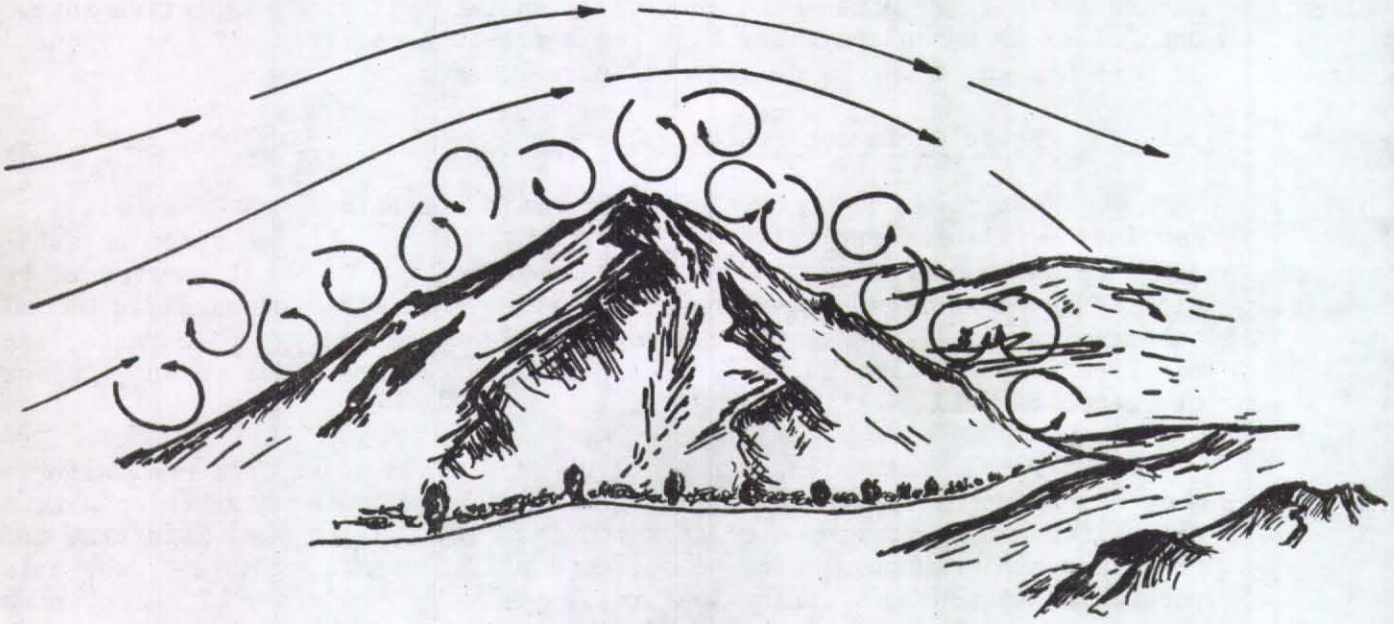


fig. 3.1.2.a.

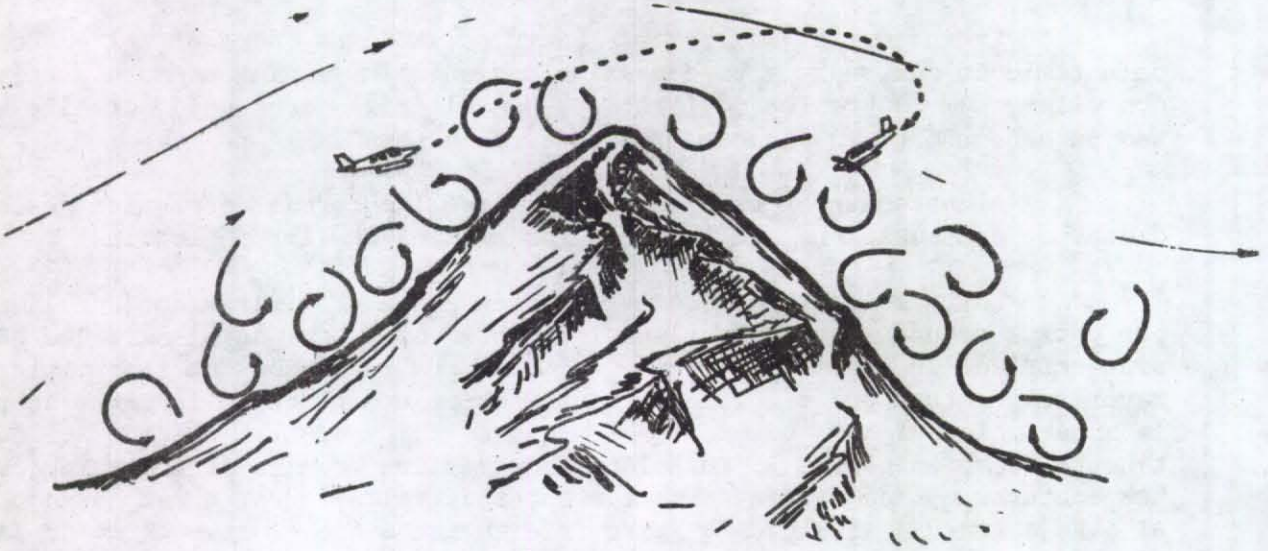


fig. 3.1.2.b

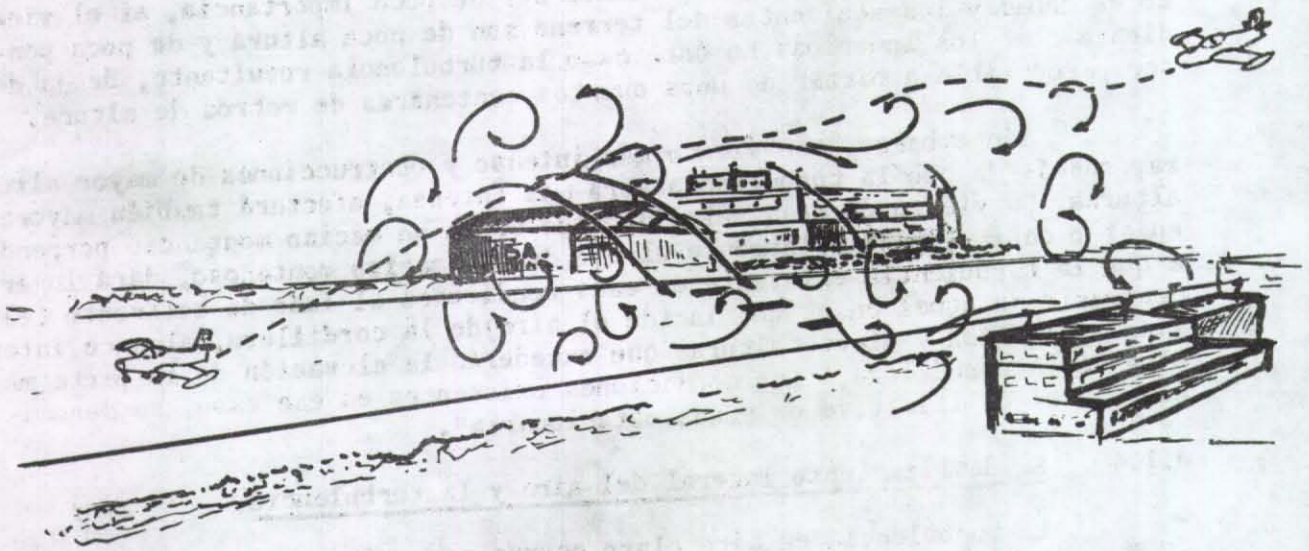


fig. 3.1.3.



Fig. 3.1.4.

En la zona de separación entre el aire frío donde el viento es calma y el aire caliente cuya velocidad no ha sido afectada por el enfriamiento, existe turbulencia.

de una pista de aterrizaje, pueden dar origen a turbulencias que pueden poner en peligro las operaciones de las aeronaves en ella Fig. 3.1.3.

El grado de intensidad de la turbulencia que se experimenta 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 lomerios. En éste caso la turbulencia resultante, de ja de ser perceptible a partir de unos cuantos centenares de metros de altura.

Sin embargo, con viento más intenso y obstrucciones de mayor altura, además de que la turbulencia será mas 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 condicones 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 mas alta de la cordillera, Las condiciones existentes en ese caso, se denominan con el calificativo de "Onda estacionaria".

3.1.4 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 disminuír), se suele encontrar una zona de deslizamiento lateral muy estrecha y asociada con ella, turbulencia en aire claro.

Un caso de deslizamiento lateral que es de gran importançia paralas operaciones de despegue o aterrizaje de las aeronaves, es el que se ilustra en la Fig. 3.1.4, 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 resultas 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 entre ellos. Una aeronave que ascienda o descienda a través de esa zona de deslizamiento lateral que coincide con la inversión, encontrará turbulencia de intensidad digna de ser tomada en consideración.

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 turbulenca. Desde luego hay que advertir, que la situación a la que nos hemos referido, ocurre casi de manera exclusiva en los climas fríos.

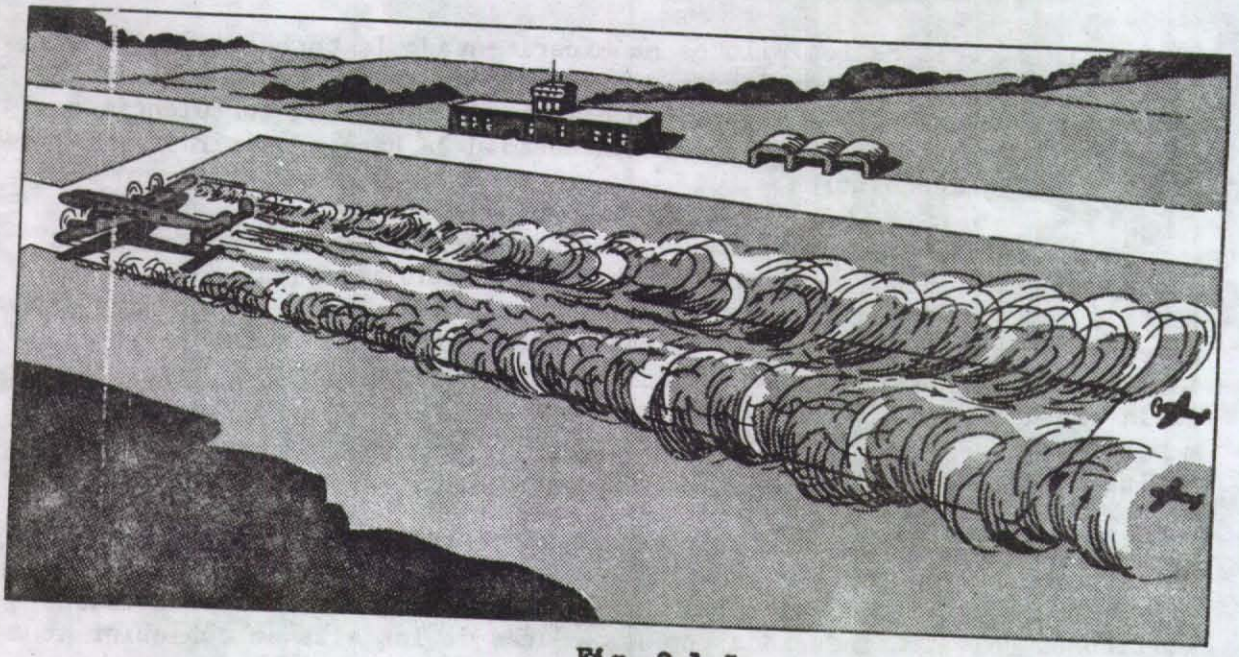


Fig. 3.1.5

Turbulencia en aire claro, en la estela de una aeronave que aterriza.

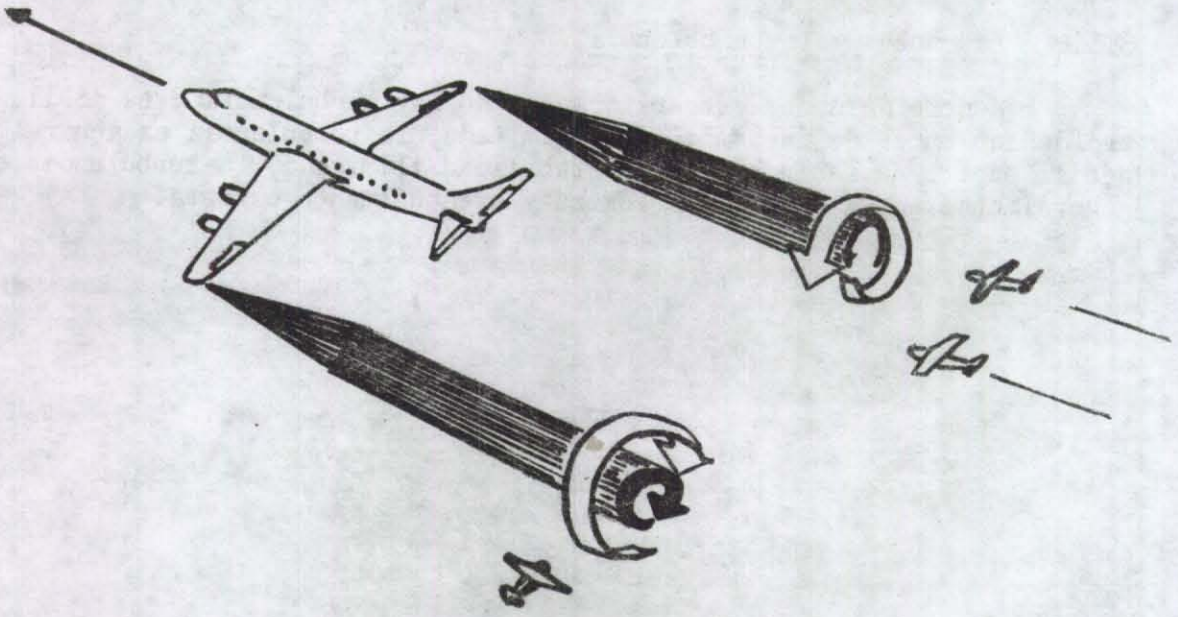


fig. 3.1.6

3.1.5 Turbulencia en la estela de una aeronave.

La mayoria de los pilotos ha experimentado la turbulencia que existe a varios kilómetros por detfás de las aeronaves pesadas en movimiento, precisamente en la estela dejada por ellos. Si bién 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. (Fig. 3.1.5 y 3.1.6)

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 hacia afuera de la trayectoria de aproximación.

3.1.6 Las nubes y la turbulencia.

Dentro de nubes estratiformes o no hay turbulencia 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.

3.2 FORMACION DE HIELO.

3.2.1 El agua sobreenfriada y la formación de hielo en las aeronaves.

Ya en el último párrafo de la sección 2.5.3 de éste libro, se hizo notar que el agua en estado líquido, puede ser encontrada en la atmósfera - aún donde la temperatura del aire es hasta de -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 sobreenfriada,- es necesaria la concurrencia de varios factores. Uno que es importante para ello, es el aumento de temperatura que deben experimentar las gotas para que al readquirir 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 sobreenfriadas, inducen el 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 ó tubo Pitot.

Es fácil de advertir que estando en estado líquido 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 sustentación, a las hélices 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 sobreenfriada- es pequeña, el efecto calórico 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 es mas probable e intensa la formación del hielo por choque, cuando la temperatura del aire y de las gotas es entre 0°C y -7°C, aunque dicha formación de hielo puede tener lugar aún cuando la temperatura del aire es hasta de -18°C.

3.2.2 Diversos tipos e intensidades de formación de hielo.

El aspecto característico del hielo que se forma, depende básica— mente del tamaño de las gotas sobreenfriadas. Cuando éstas son relativamente grandes, al chocar contra una 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 superficie por sobre la cuál 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 constituído 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 tipo de hielo llamado HIELO AMORFO.

Si las gotas grandes 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.

3.2.3 La formación de hielo en los diferentes tipos de nubes.

Ya en lasección 2.10.4 de ésta obra, se señaló que el crecimiento de las gotas dentrô 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 volúmen, 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 volúmen, 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 predominantemente CRISTALINO, cuya intensidad será mayor cuanto mas 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 formará hielo predominantemente AMORFO.

3.2.4 La 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 aguanieve, 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 se hayan en estado de sobreenfriamiento, 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 será más bién 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 de 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 volara a través de tal 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 aguanieve, 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.

3.2.5 Otros tipos de formación 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 fué enfriada. 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.

3.3 SISTEMAS DE VIENTOS.

3.3.1 Circulación general.

Si tuvieramos 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 órden 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.

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. 3.3.1)

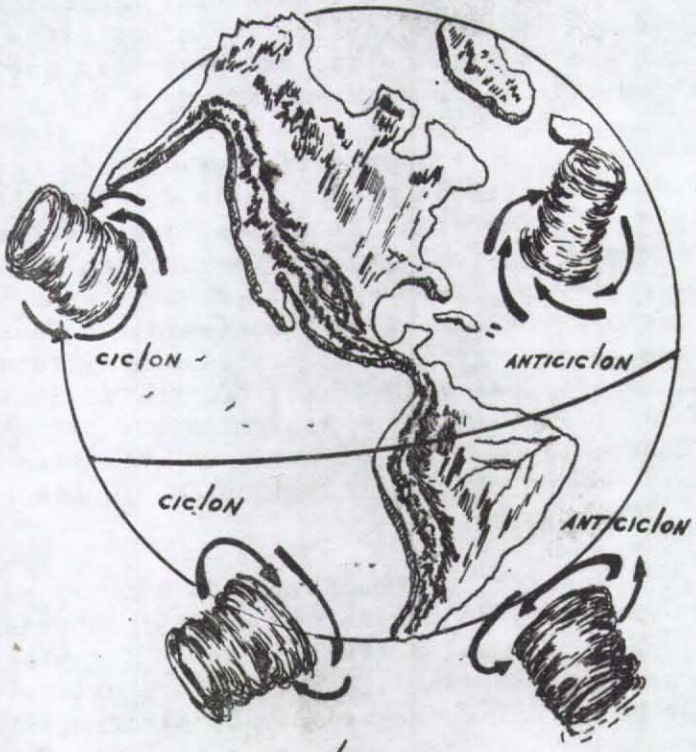


Fig. 3.3.1.

Esos sistemas de vientos de la atmósfera, son como los organismos vivientes, esto es, los hay de diferentes géneros (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, están 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.

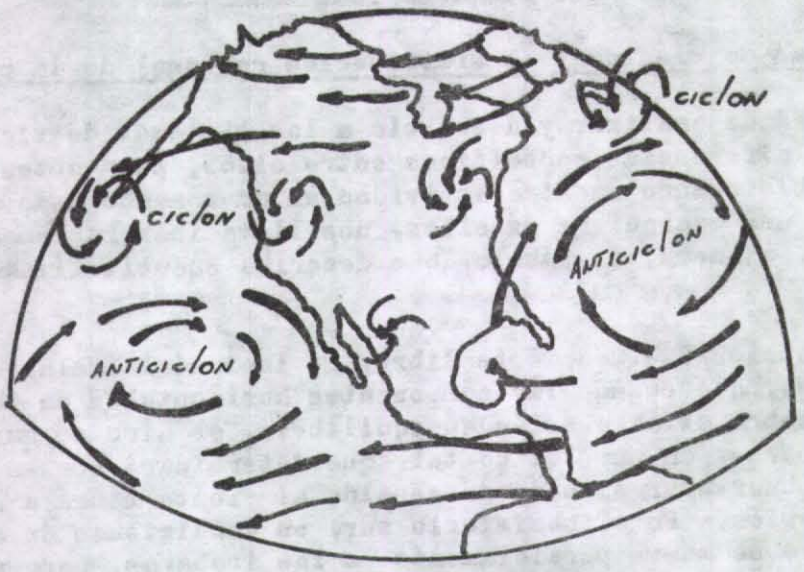
Imaginemos además, que la primera fotografía que llegara a nuestras manos, se refiriera al movimiento horizontal del aire dentro de la tropósfera inferior, que teniendo un espesor promedio de 3,000 metros, es la capa de la atmósfera dentro de la cuál, el aire resiente los efectos de la fricción y del calentamiento y enfriamiento producidos por la superficie terrestre (Fig. 3.3.2a).

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 las Islas Aleutianas, y el otro entre Groenlandia e Islandia. Entre estos dos últimos colosos y aproximadamente a la misma latitud en la que estos se hayan centrados, veríamos otros torbellinos ciclónicos mas pequeños, que se mueven entre ellos en trayectorias aproximadamente orientadas de W a E.

Todavía mas 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 cómo 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 qué, sobre la región desértica que se localiza en el extremo NW de la República Mexicana o SW de los EE. UU. de Norteamérica, habría un pequeño torbellino de naturaleza ciclónica que se intensifica durante el verano y casi desaparece durante el invierno, mientras qué, en la región ecuatorial, notaríamos un cinturón continuo de vientos sumamente débiles o de "calmas".

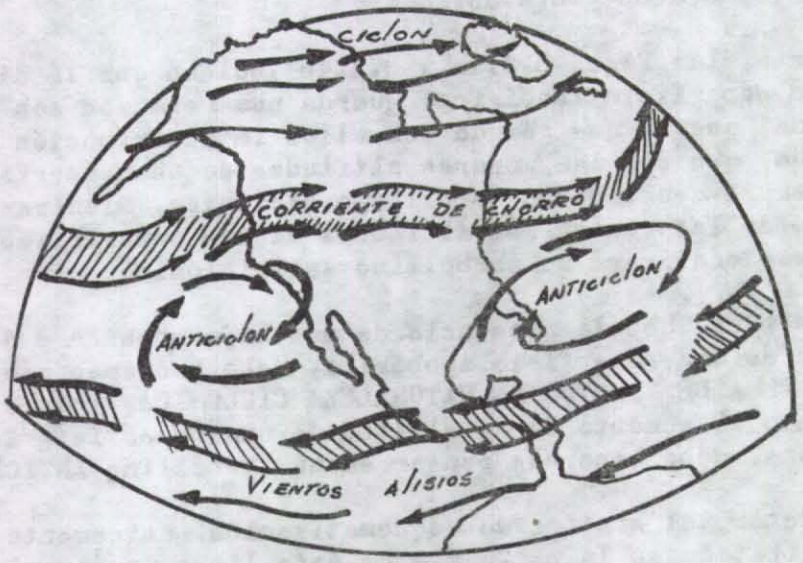
Si la segunda fotografía que recibimos de nuestro satélite artificial (Fig. 3.3.2b) se refiere a la tropósfera media y superior, en ella observaríamos qué, excepto en la región tropical donde los vientos tienen una dirección E-W, y a excepción también de zonas de poca extensión localizadas entre las 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 y anticiclones semipermanentes de la tropósfera inferior. También nos revelaría ésta segunda fotografía, que mientras los vientos del E en los trópicos tienen su mayor velocidad a una latitud promedio de 10°, los vientos del W de las latitudes medias, alcanzan su máxima velocidad también como promedio, a la latitud de 50° aproximadamente.

Todos esos movimientos horizontales a los que se han referido las dos fotografías imaginarias, junto con los movimientos verticales que conec-



TROPOSFERA INFERIOR

fig 3.3.2.a.



TROPOSFERA SUPERIOR

fig. 3.3.2.b.

tan 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 satifactoria 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 fué descrita.

3.3.2 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 nuestra actividad en un momento dado esté bajo la influencia de uno cualquiera de ellos, nos lleva inexorablemente a — buscar una relación, esquema, ó símbolo, que describa cuantitativamente a - cada uno.

Ya en la sección 2.4.2 de éste libro, se insinuó la relación que - buscamos. Ahí se dijo, que cuando las componentes horizontales de todas las fuerzas que actúan sobre el aire están 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 espalda 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 espalda al viemto, 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 Figs. 3.3.3.a, 3.3.3b y 3.3.3c.

Por su parte, las Figs. 3.3.4a y 3.3.4b indican que la distribución de altitudes de una superficie isobárica, guarda una relación con los sistemas de vientos, igual que la que guarda con ellos la distribución horizontal de la presión, o sea, que con las menores altitudes de una superficie isobárica, aparecerá siempre asociado un torbellino ciclónico, mientras qué, en las regiones dentro de las cuales las altitudes de las superficies isobáricas sean mayores, se localizará un torbellino anticiclónico.

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 hacia un punto o zona, debe hacernos pensar en un torbellino ANTICICLONICO.

Para completar tal sistema de esquematización, únicamente agregaremos que según lo tratado en la parte 2.4 de éste libro, cuando las isobaras, o las isohípsas (líneas de igual altitud) de una superficie isobárica aparezcan muy proximas entre sí, el viento en el torbellino representado por esas líneas, será de mayor velocidad que cuando dichas líneas están mas distantes entre sí.

3.3.3 Sistemas de vientos térmicos, dinámicos y migratorios.

Debido a que el aire frío es mas denso y como consecuencia mas pesado que el aire caliente, dónde el aire es caliente debería existir una baja

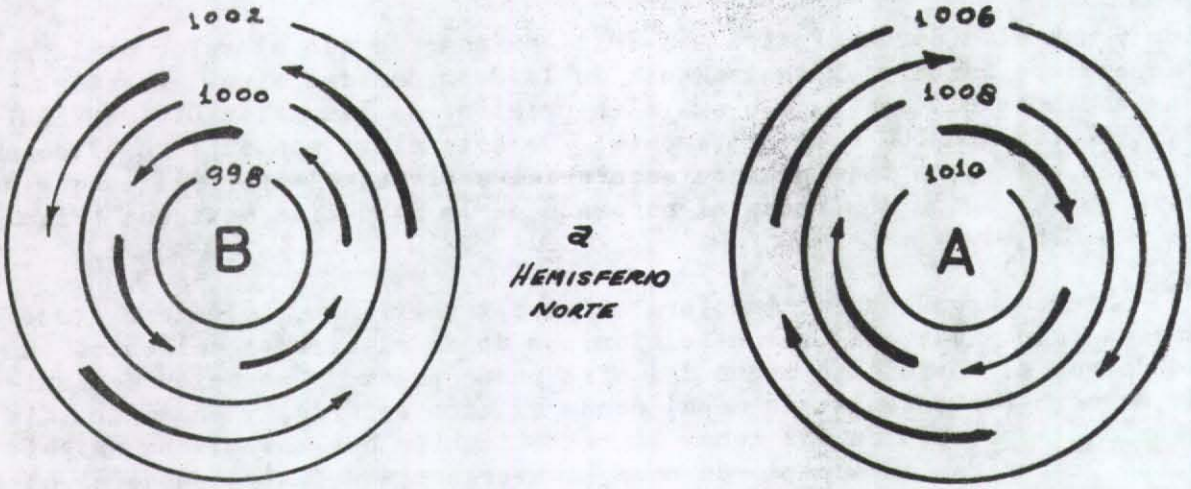


fig. 3.3.3.

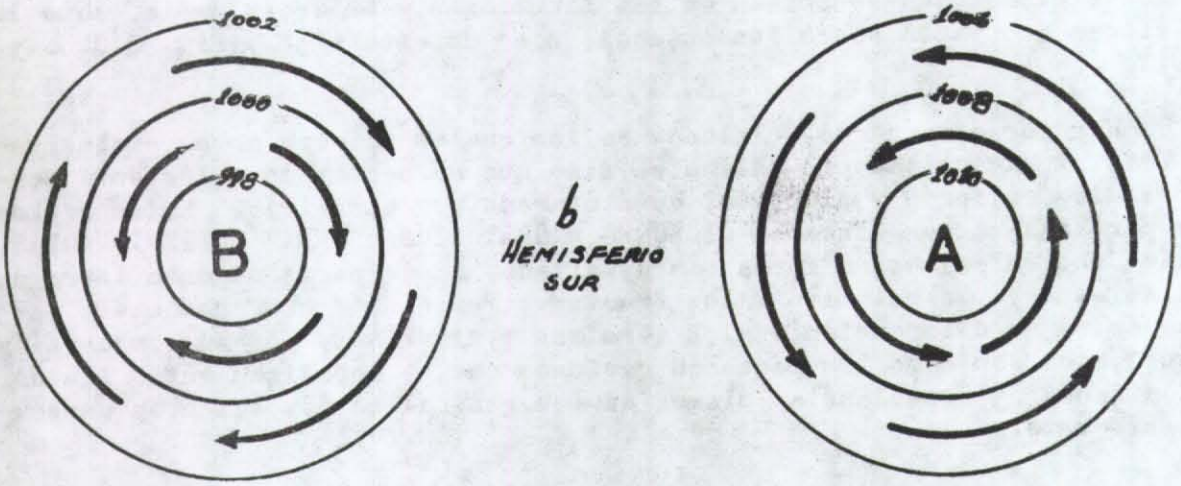




fig. 3.3.4. a

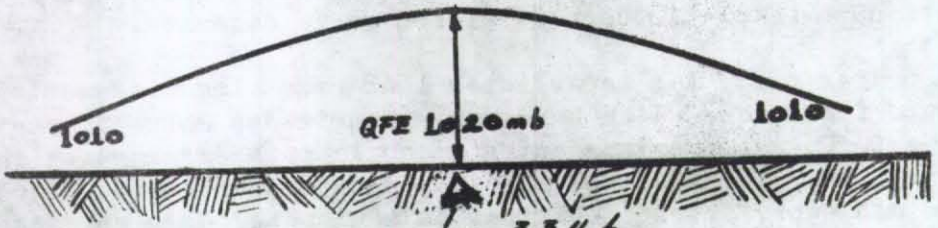


fig. 3.3.4. b

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 llamarían 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 noroeste de la República Mexicana (Figs. 3.3.5a y 3.3.5 b)

Sin embargo, en la atmósfera existen torbellinos ciclónicos donde el aire es frío y torbellinos anticiclónicos 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 es 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 una baja presión. Los sistemas de vientos asociados con tales situaciones, son llamados respectivamente CICLON DINAMICO Y ANTICICLON DINAMICO. Tanto los ciclones que se ubican en las Aleutianas y en Groenlandia, como los anticiclones que yacen sobre los océanos, son de este tipo. (Fig. 3.3.6a y 3.3.6b).

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, está ocupado por aire frío. Estos ciclones en particular, son llamados CICLONES MIGRATORIOS u ONDAS DEPRESIONARIAS, y a ellos nos referimos en forma mas detallada, en la parte de éste libro en la que se exponga lo relativo a los frentes. Por el momento, nos basta saber que éstos se diferencían de los térmicos y dinámicos, por su composición y porque éstos son como los pequeños ciclones que se localizan entre los de las Aleutianas y Groenlandia, mismos que en general se desplazan en un sentido oeste-este.

Analicemos mas detalladamente a los sistemas térmicos y dinámicos, para de tal análisis inferior alguna información de utilidad práctica. Nos interesaría saber por ejemplo, si los vientos en la altura asociados 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 esas 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. 3.3.5a) no hay duda de que se trata de un ciclón térmico, pero si la temperatura disminuye (Fig. 3.3.6a), 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 mas 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 (Fig. 3.3.5a).

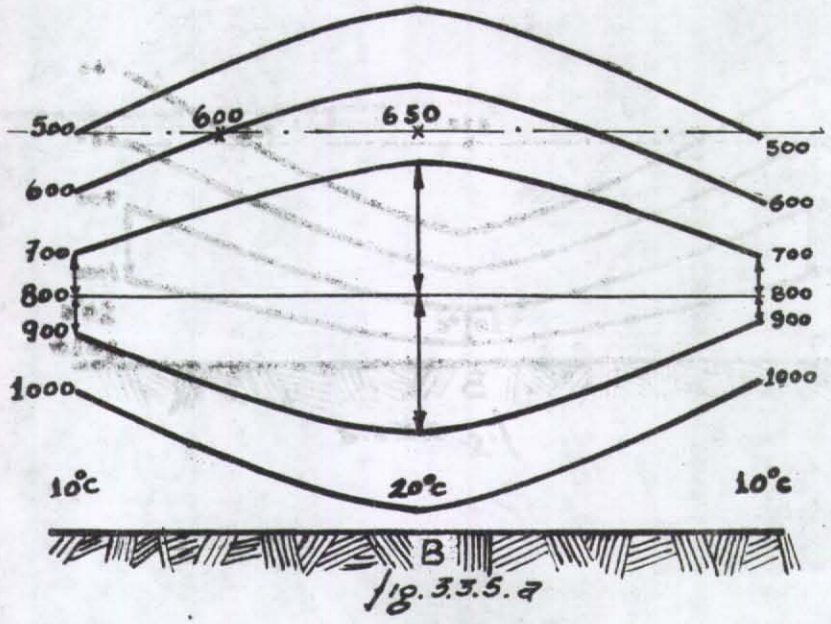


fig. 3.3.5.a

Corte vertical de la atmósfera a través del centro de un CICLON TERMICO. En las capas altas la presión aumenta de la periferia hacia el centro.

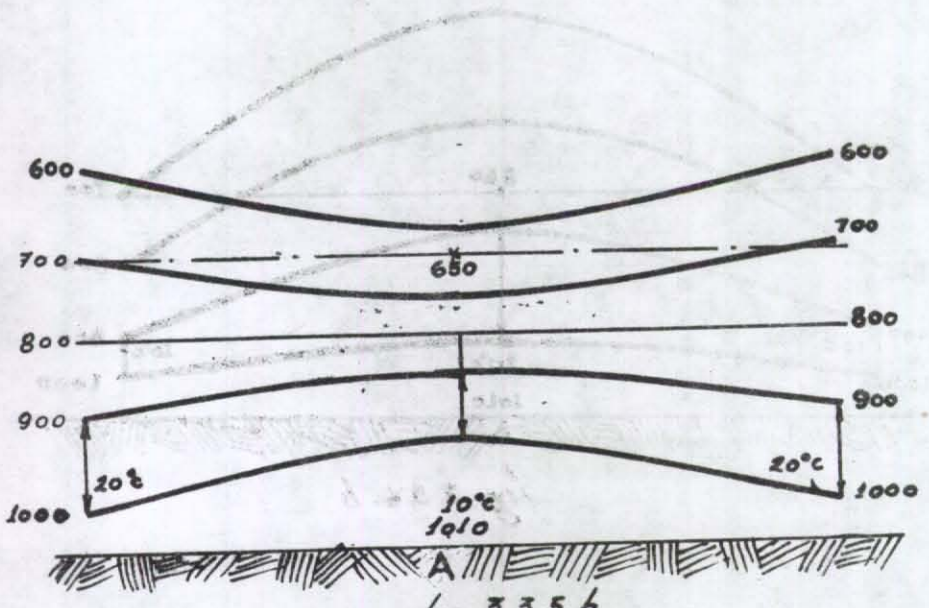


fig. 3.3.5.b

Corte vertical a través del centro de un ANTICICLON TERMICO. En las capas altas la presión disminuye de la periferia hacia el centro.

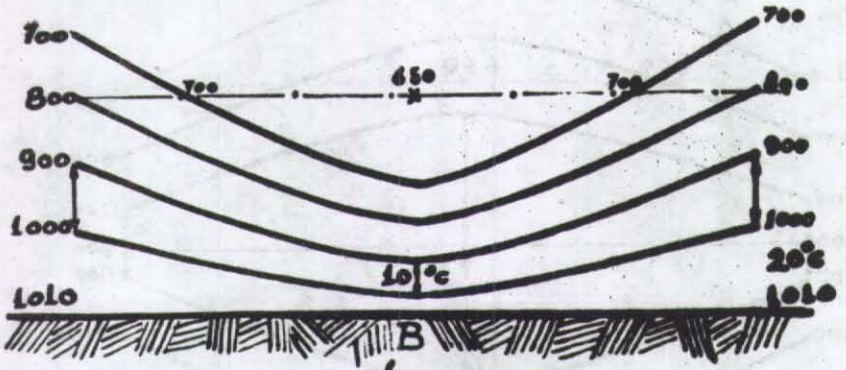


Fig. 3.3.6.a

Corte vertical de la atmósfera a través de un CICLON DINAMICO. En las capas altas la presión se reduce más que en la superficie, de la periferia hacia el centro.

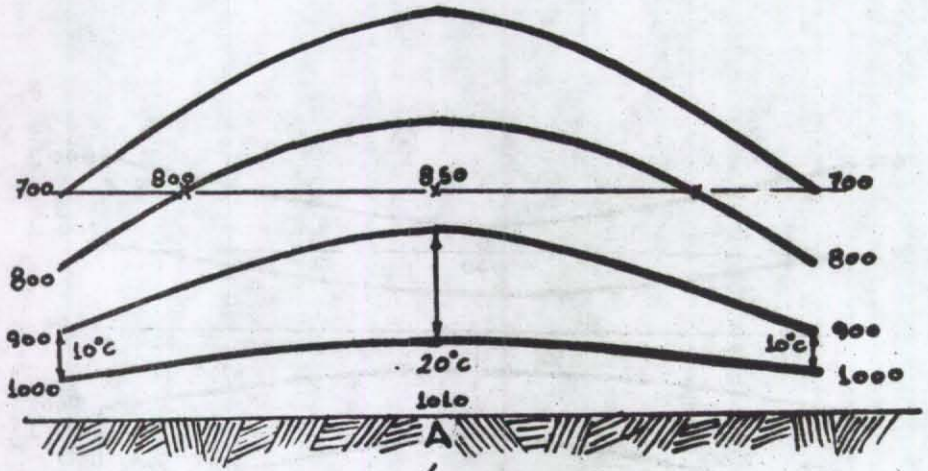


Fig. 3.3.6.b

Corte vertical de la atmósfera a través del centro de un ANTICICLON DINAMICO. 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.

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 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, habrá 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. 3.3.6a) tendremos una estructura bárica del ciclón totalmente diferente 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 mas rápidamente cuanto mayor sea la altitud de referencia. Todo ello significa que el torbellino ciclónico afectará con tal carácter toda la tropósfera, 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 tropósfera y el viento aumenta de velocidad con la altura.

3.3.4 Los vientos alisios y los contralisios de las latitudes medias.

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 semipermamentes 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 qué, 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. 3.3.2b) están nutridas por el aire que se mueve en la 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 dán origen a los vientos alisios, tienen ciertas características que las distinguen de las demás corrientes de aire que puedan 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 húmeda" que tiene un espesor vertical muy persistente de entre 3,000 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 con la altura) que es mas acentuada y baja en la parte oriental de los acéanos 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 "inversión 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 casi verticalmente. (Ver Fig. 2.4.5). Esta zona, experimenta desplazamiento latitudinales no únicamente de acuerdo con la estación del año sino por otras causas. Lo cierto es qué, 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 del OESTE, a los que también, aunque con menos frecuencia en la actualidad, se les llama CONTRALISIOS. (Fig. 3.3.2b).

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 longitudinales de los anticiclones semipermanentes, 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 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 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 hacia el 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.

Dentro de las corrientes del oeste así limitadas, la velocidad del viento aumenta considerablemente con la altura, como lo ilustra la Fig. -- 2.4.5. Esta misma figura ilustra el desplazamiento latitudinal que en cada hemisferio experimentan las corrientes del OESTE según la época o estación del año qué, como se verá, es igual que la que en el mismo hemisferio experimenta la corriente de los alisios.

3.3.5 La corriente de chorro.

La figura 2.4.5, pone de manifiesto tres hechos interesantísimos: a) La velocidad de los vientos del oeste no aumenta indefinidamente con la altura dentro de la atmósfera, sino aumenta hasta un máximo valor que se localiza por debajo de la tropopausa, y que tiene mayor valor en el hemisferio que está en invierno, b) dicho máximo se desplaza hacia el ecuador durante el invierno del hemisferio en el que se le considere, y hacia el polo durante el verano, y c) ese máximo de velocidad de los vientos del oeste, también experimenta un leve desplazamiento vertical según la época del año, que lo hace estar mas alto durante el verano y mas bajo durante el invierno.

El máximo de velocidad de la corriente del oeste de cada hemisferio al que se refirió el último párrafo, 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 planteado problemas en lo que se refiere 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 verse es parte integrante - de la circulación general de la atmósfera, fué 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 bombarderos norteamericanos que entónces 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 localizan a una latitud superior a las de otras porciones del mismo. (Fig. 3.3.2b).

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 aproxi

ma 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 asociadas 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 — qué, a la latitud y altitud 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. 3.3.7. 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 chorro, se desplazan a lo largo de su eje, no a la velocidad del viento, sino a la velocidad a la que mueven las tormentas de las capas atmosféricas inferiores (Fig. 3.3.8).

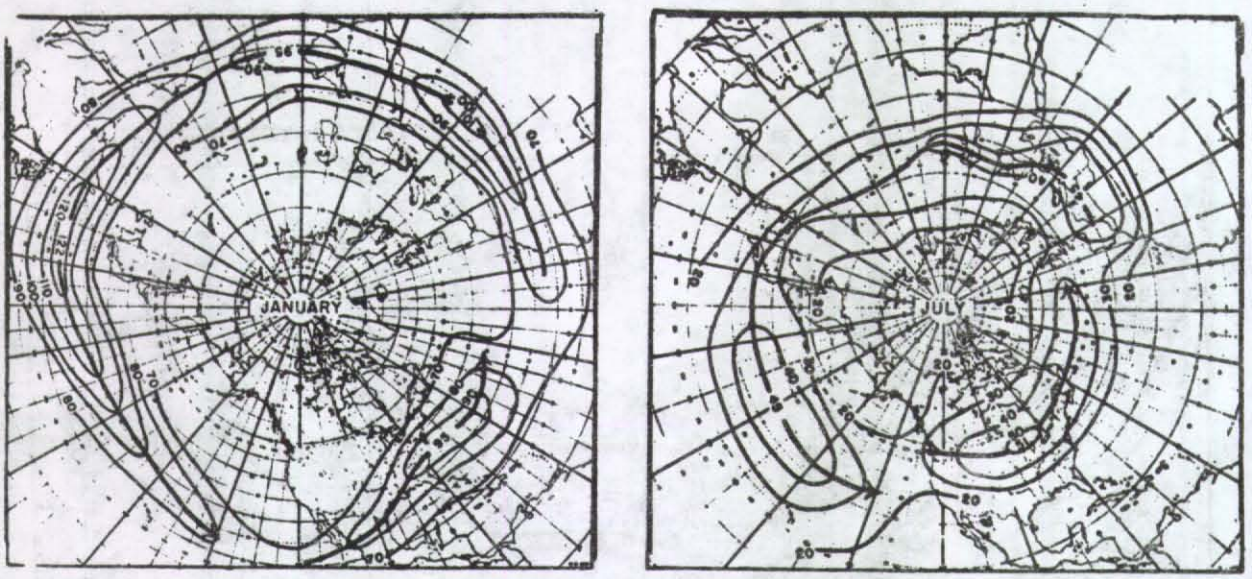
Otra peculiaridad adicional que se presenta durante el invierno en relación con la corriente de chorro, es que durante esa estación del año, y en el hemisferio norte, suelen localizarse tres corrientes de chorro claramente definidas, De norte a sur, la primera se localiza dentro de la porción territorial del Canadá, 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 las qué, el chorro de las latitudes medias (el segundo de los mencionados en el párrafo anterior), aparece intenso y claramente definido, diciéndose entónces 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 de los cuáles la velocidad máxima no llega a tener el valor que tienen cuando el chorro está organizado, diciéndose entónces, que el chorro está en estado de "desorganización". (Fig. 3.3.9).

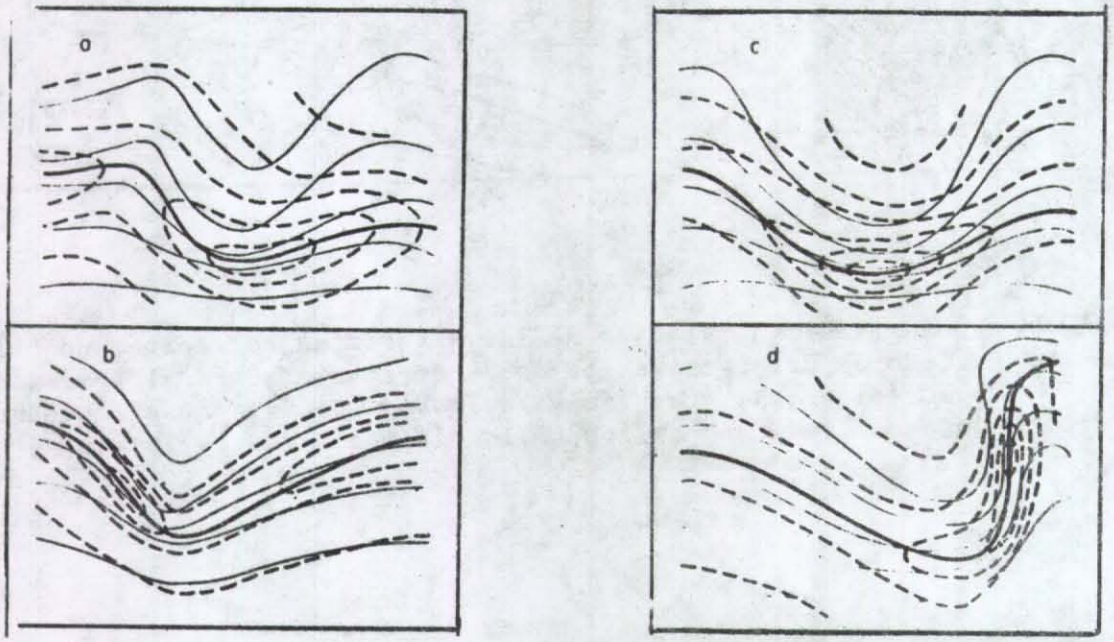
Por último, la altitud de cada una de las tres corrientes de chorro mencionadas en el penúltimo párrafo, es inversamente proporcional a su latitud. A mayor latitud, menor altitud y viceversa.

3.3.6 Vientos locales.

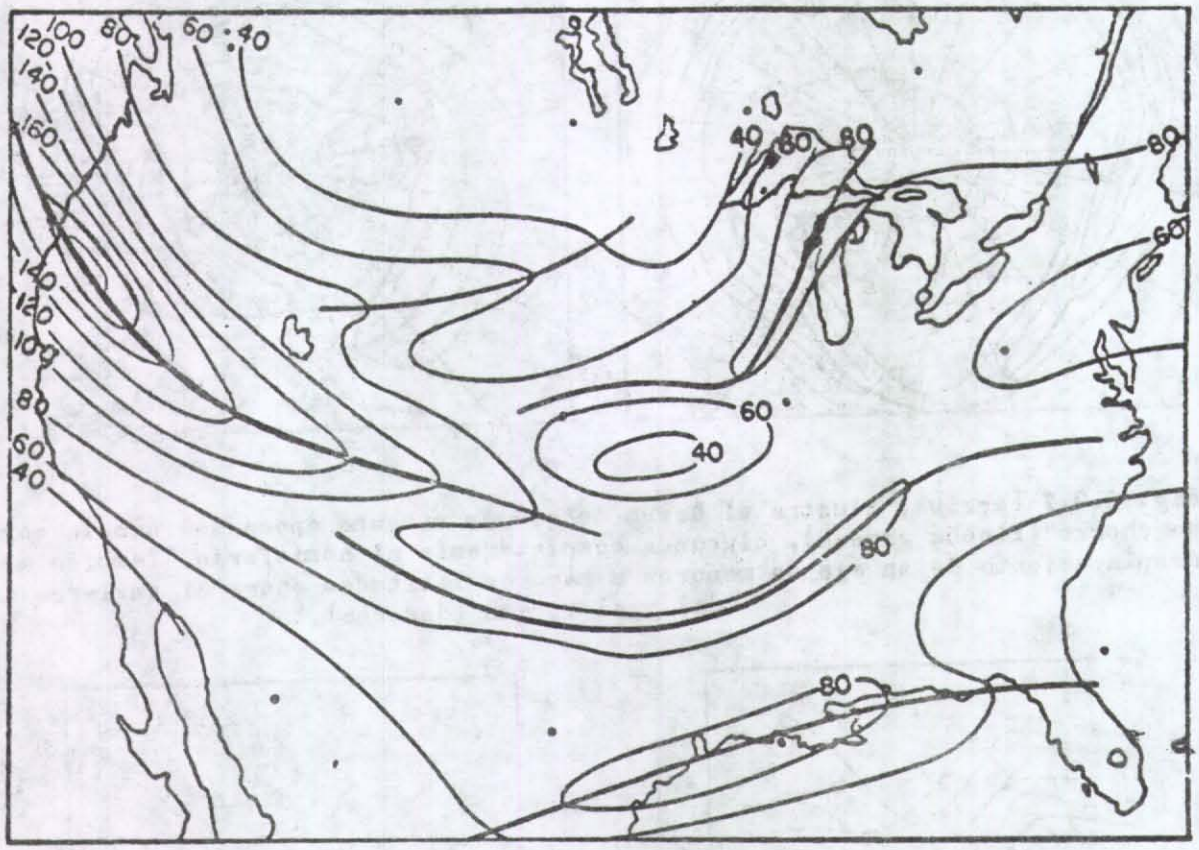
Los efectos del calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre, no sólo inducen las variaciones diurnas de velocidad de viento a las que se hizo mención en el párrafo 2.2.4, sino qué, además, producen regímenes de vientos en la tropósfera inferior y dentro de extensiones limitadas, que se caracterizan por variaciones cíclicas, tanto estacionales como diurnas, no sólo en la velocidad, sino también en la dirección del viento. Entre tales regimenes de viento o circulaciones secundarias como también se les denomina, se cuentan los vientos o circulaciones monzónicas, y las brisas que tienen lugar tanto a lo largo de las costas o de las riberas de los lagos, como en los valles.



La Fig. 3.3.7 (arriba, 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 de menores a mayores latitudes entre el invierno (izquierda) y el verano (derecha).



La sucesión ilustrada en la fig. 3.3.8 (arriba), muestra el desplazamiento de núcleos de máxima velocidad (áreas limitadas por líneas discontinuas), a lo largo del eje de la corriente a mayor velocidad que la vaguada con la que aparecen asociados.



Las líneas gruesas indican los ejes de las diferentes corrientes de chorro durante un período de desorganización de la corriente sobre el territorio de los EE.UU. de Norteamérica. Las líneas delgadas son "isotacas", que unen puntos en cada uno de los cuales la velocidad es la misma.

La orografía o rugosidad del terreno, influye a su vez de tal modo en el movimiento o circulación libre del aire, que las prominencias y depresiones que de manera particular caracterizan a una cierta localidad o región, determinan 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 régimenes de vientos resultantes de la influencia tanto del calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre, como de la orografía.

Circulación monzónica.

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 oceános 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 menciomada 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 "monzón".

La circulación tipo monzón es particularmente notable en el hemisferio norte, donde las masas continentales tienen preponderancia sobre las océánicas. En el hemisferio sur, la preponderancia la tienen los oceános, por lo que este tipo de circulación casi no se nota. Deberemos decir, sin embargo, 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 oceános adyacentes.

Durante el día, el sol calienta la superficie terrestre, pero las playas absorben más calor, en el mismo tiempo, que los oceános 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 las regiones costeras y de relativamente alta presión sobre el océano inmediatamente adyacente. Las particulas de aire se elevan sobre las playas y descienden sobre el agua. Este movimiento determina que el aire se mueve desde el mar hacia el continente, dando lugar a la formación de la "brisa del mar". En la figura 3.3.10 se ha esquematizado lo descrito en este párrafo.

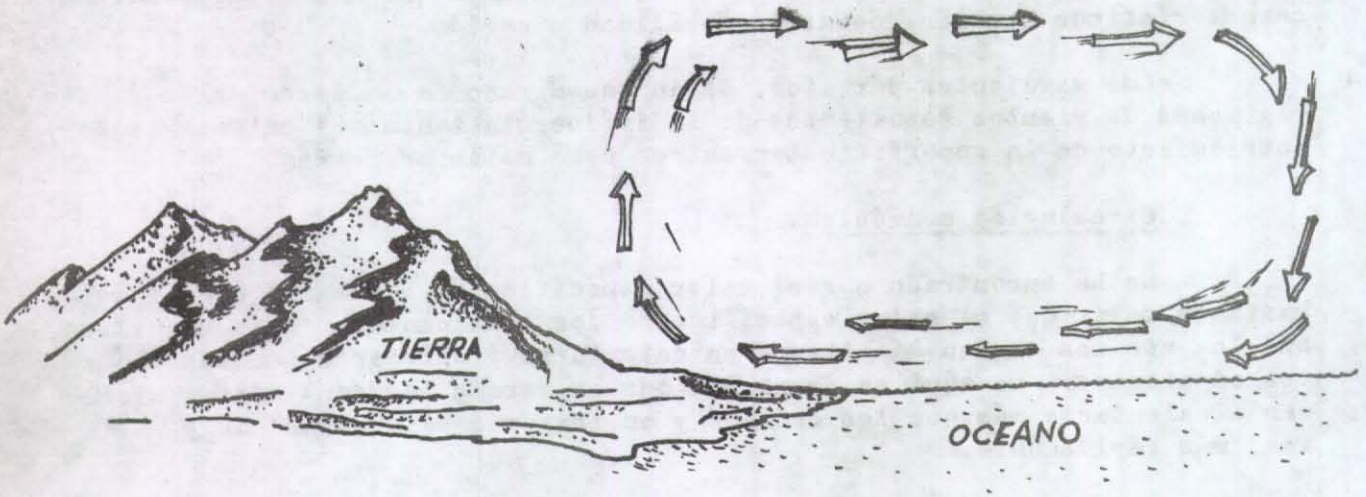


Fig. 3.3.10

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 el proceso descrito en los párrafos anteriores se verifica en los primeros 1500 a 2000 pies sobre el terreno y desde unas cuantas millas - mar adentro hasta unas 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 no es muy intenso la brisa de 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 esto 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 bastante más más frías que las del Atlántico.

A pesar de que los vientos de una brisa marina pueden llegar a ver bastante fuertes, la brisa de 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 oceános y las regiones costeras adyacentes, puede decirse con 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 que los oceános adyacentes, determinando que se forme un área de relativamente baja presión sobre los océanos y de relativamente alta presión sobre los continentes. Esto hace entonces que el gradiente de presión esté dirigido hacia el mar y el viento sopla desde los continentes hacia los océanos adyacentes. Este sistema de vientos recibe el nombre de "Brisa de tierra".

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.

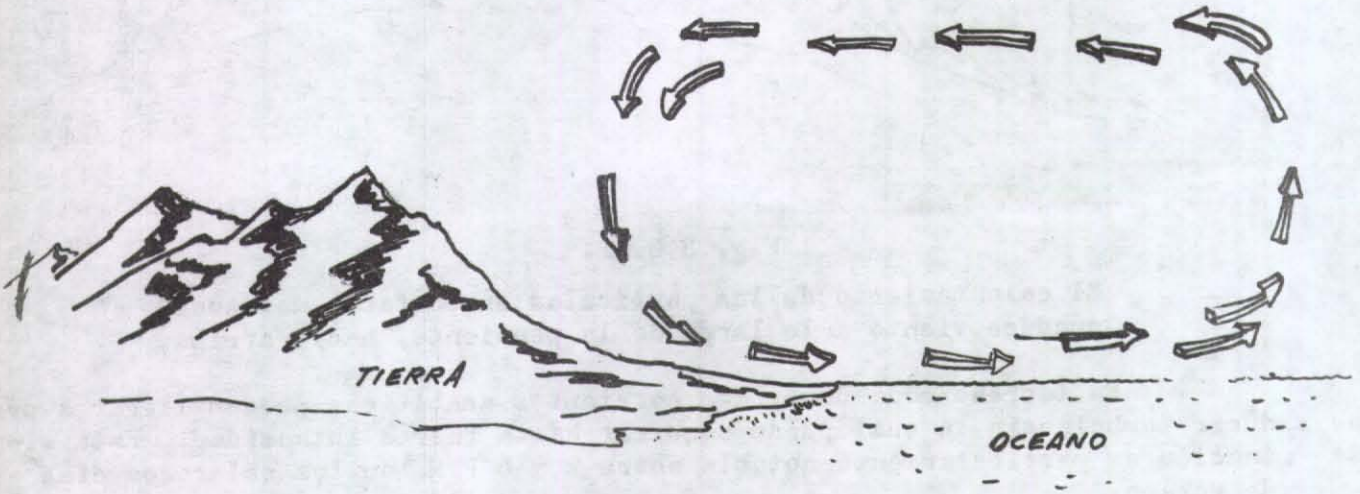


Fig. 3.3.11

Igual que en 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 todo el día, el continente no alcanzó a calentarse demasiado, por lo que durante la noche no habrá una diferencia muy grande 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 brisas no harán más 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 sue

lo adquiera movimiento ascendente haciendo que se produzca 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. 3.3.12)

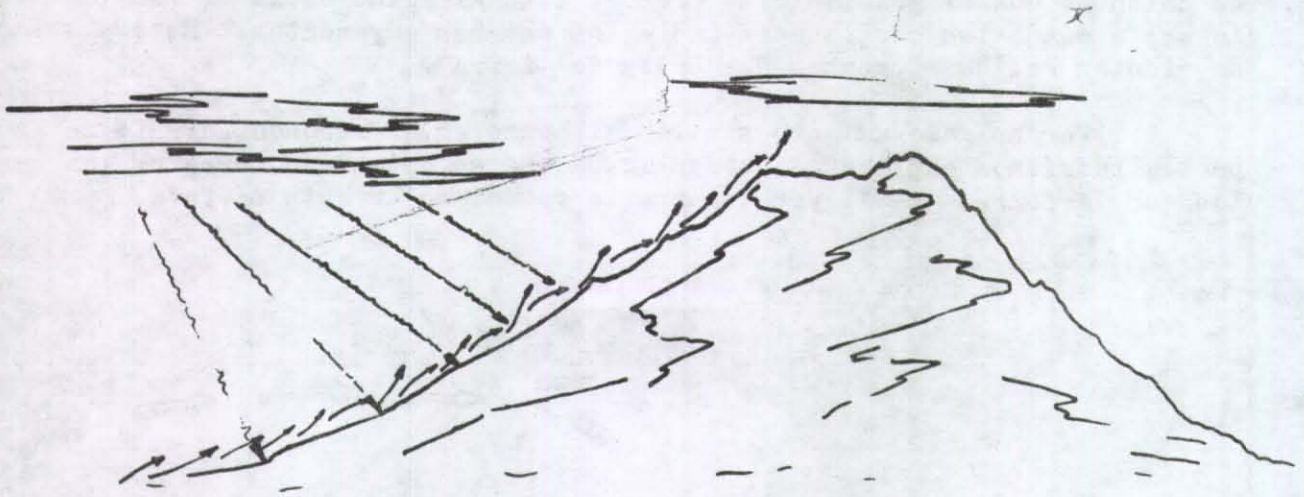


Fig. 3.3.12.

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 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, porque 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 figura 3.3.13 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 delgados y bajos, cuando el aire es húmedo.

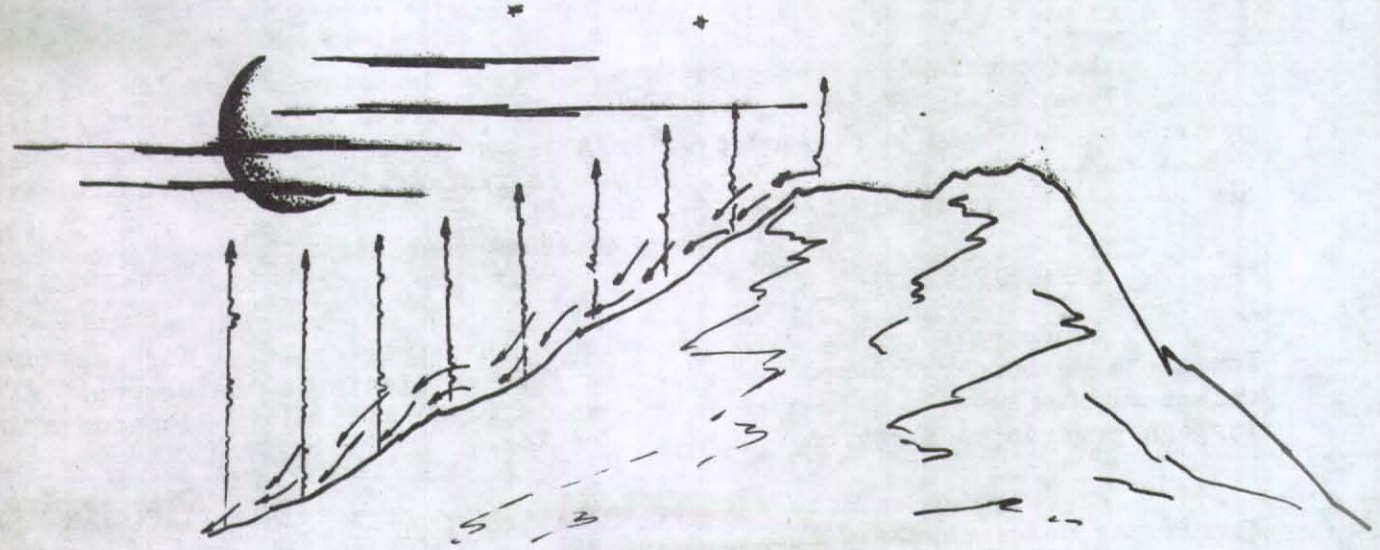


Fig. 3.3.13

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

Igualmente 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.

Efectos 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 de pende de dos factores: la intensidad de los vientos y la pendiente de los cerros. 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.

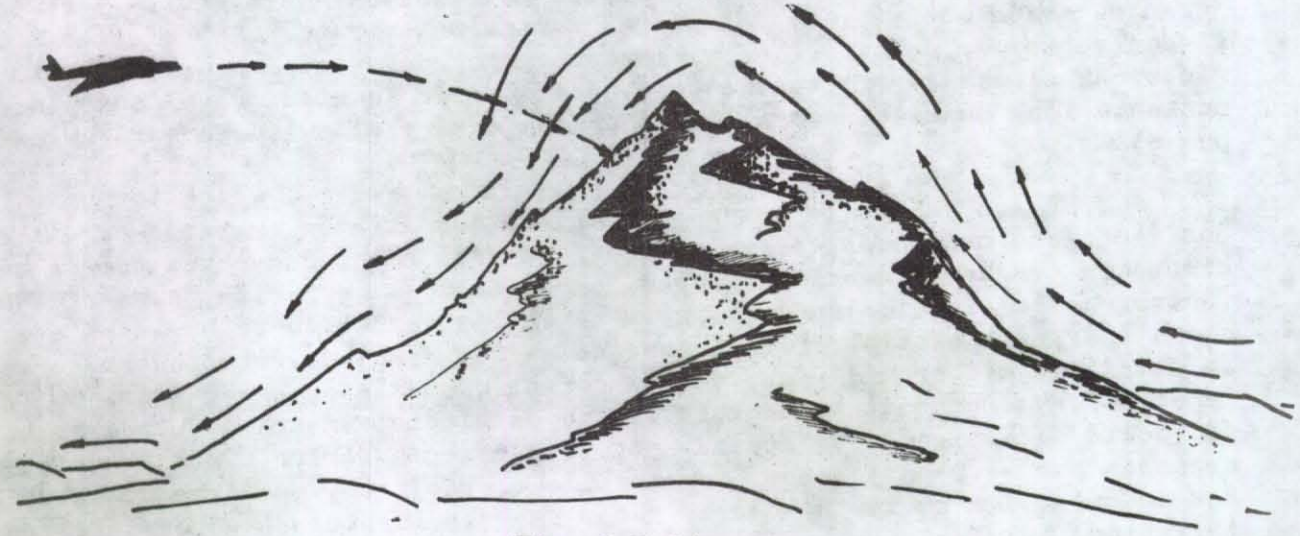


Fig. 3.3.14

Corrientes ascendentes en el lado de barlovento

Las corrientes descendentes en el lado de sotavento de los cerros - pueden llegar a ser de tal intensidad que si se viene volando a poca altura por encima del obstáculo, la trayectoria de vuelo puede ser bruscamente modificada pudiendo, a veces, no ser posible controlar el avión con las desastrosas consecuencias inherentes. (Fig. 3.3.14)

Efecto Foehn.

Se da este nombre al calentamiento que experimenta el aire cuando es forzado a desbordarse cerro abajo, en el lado sotavento de los cerros. El - calentamiento se debe a la compresión que sufre el aire al ir llegando a niveles con presión cada vez mayor. (Fig. 3.3.15).

El calentamiento será tanto mayor cuanto mayor violencia tengan las corrientes descendentes y cuanto mayor sea la pendiente del cerro.

Este efecto da lugar a la formación de vientos con características especiales en cada región. En la pampa argentina, por ejemplo, en determinadas épocas del año sopla un viento desde la Cordillera de los Andes sumamente caliente y seco. A este viento los habitantes de la región le dan el nombre de "el pampero". Este aire es sumamente seco porque fué forzado a - ascender los altos picachos de la mensionada cordillera, dejando toda su humedad del lado oeste. Al desbordarse hacia la pampa argentina, llega muy seco y extremadamente calentado durante el descenso.

Efecto Venturi.

Este efecto se produce de dos maneras: por encima de los cerros y en los estrechamientos orográficos.

El que se produce por encima de los cerros se debe a que el aire - que está fluyendo a unos 1500 pies o un poco más, por encima de la obstrucción no se ve afectado por las corrientes ascendentes que se están produciéndo del lado de barlovento. Entonces hay lugar a un acumulamiento de partículas entre el cerro y el aire que está fluyendo a niveles superiores. Esto determina un aceleramiento del aire lo que se traduce en un aumento de la - velocidad de los vientos por encima del cerro. Esto hace que se produzca - un brusco aumento en la sustentación al llegar al cerro y una brusca disminución al pasarlo, con los consiguientes movimientos hacia arriba y hacia abajo en un avión que viniera volando en contra del viento. Los efectos serían al contrario, en un avión que viniera volando con vientos de cola. Naturalmente que si las corrientes descendentes son más fuertes que el aumento en - sustentación, su efecto será el que predominará y el avión se verá arrastrado por ellas.

En los estrechamientos orográficos que existen en pasos cordilleradados demasiado produndos, o los que se forman al haber dos o más cerros suficientemente altos y demasiado cerca, da lugar a la formación de un efecto - venturi en la circulación del aire. En la Figura 3.3.16 se ha intentado esquematizar este efecto. Las líneas que se han dibujado representan curvas - de nivel, de mil en mil pies, de los cerros que existen en el Istmo de Tehuantepec, el cual constituye un caso típico de efecto venturi. Cuando el aire del Golfo de México se ve forzado por el gradiente bárico a atravesar el Istmo asciende por el paso y luego se precipita al Pacífico, adquiriendo velocidades enormes, las cuales dan lugar a los fuertes vientos de superficie, característicos del invierno en el aeropuerto de Tehuantepec.

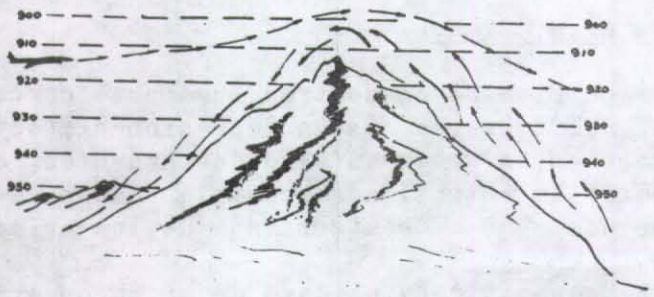


Fig. 3.3.15

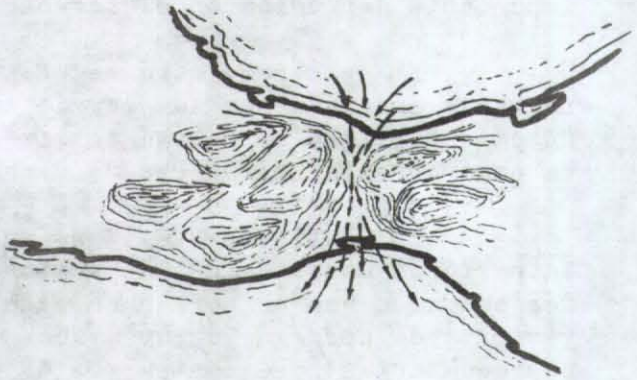


Fig. 3.3.16

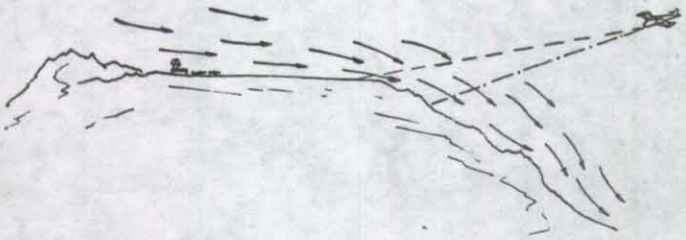


Fig. 3.3.17

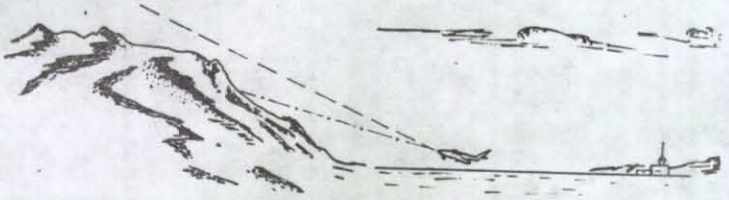


Fig. 3.3.18

Como el flujo de aire no es contínuo, se producen intermitencias en el paso del aire por el estrechamiento orográfico, lo cuál se traduce en turbulencia y formación de corrientes ascendentes y descendentes en el lado de sotavento de la obstrucción. Hay ocasiones en que esta burbulencia puede - llegar a ser hasta severa.

Efecto de las depresiones orográficas.

Hay ocasiones que los aeropuertos se encuentran sumamente cerca de depresiones de cierta importancia, del terreno. Estas depresiones afectan - la circulación del aire creando corrientes ascendentes o descendentes, co-- rrientes que pueden llegar a adquirir la intensidad necesaria como para afectar notablemente la trayectoria de despegue o de aterrizaje de los aviones.

En la figura 3.3.17 se ha esquematizado el caso de un aeropuerto - que se encuentra en la parte superior de una meseta que está vecina a una - importante depresión en el terreno.

En este caso será necesario tomar las precauciones necesarias. para no verse afectado por las corrientes descendentes mostradas en el dibujo. En un caso similar, se deberá entrar al campo por la suficiente altura como para contrarrestar el efecto de dichas corrientes.

En la figura 3.3.18 se muestra el caso de un aeropuerto colocado en la parte de abajo de una depresión del terreno. En este caso, las corrientes descendentes que se forman en ella pueden afectar considerablemente la trayectoria de despegue de un avión. En estos casos deberá tomar las precauciones necesarias para contrarrestar dicho efecto.

3.4 MASAS DE AIRE Y FRENTES.

3.4.1 Masa de aire Polar y masa de aire Tropical.

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, la velocidad del viento disminuye notablemente a cualquier nivel. Este decrecimiento de la velocidad del viento, dá lugar a que el aire que 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, tienda a - permanecer dentro de ella durante prolongados períodos de tiempo cuya duración fluctúa entre varios días y varias semanas.

La permanencia del aire dentro de una de esas dos porciones, lo hace estar sometido durante el período 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, adquirirá a la postre, una temperatura y una humedad diferentes a las que adquirirá 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. 3.4.1). Y es al mismo - tiempo tan diferente la temperatura y la humedad que 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. 3.4.1)

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 fácil de inferir de lo antes expuesto, que en 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 designarlas 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 bién 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.

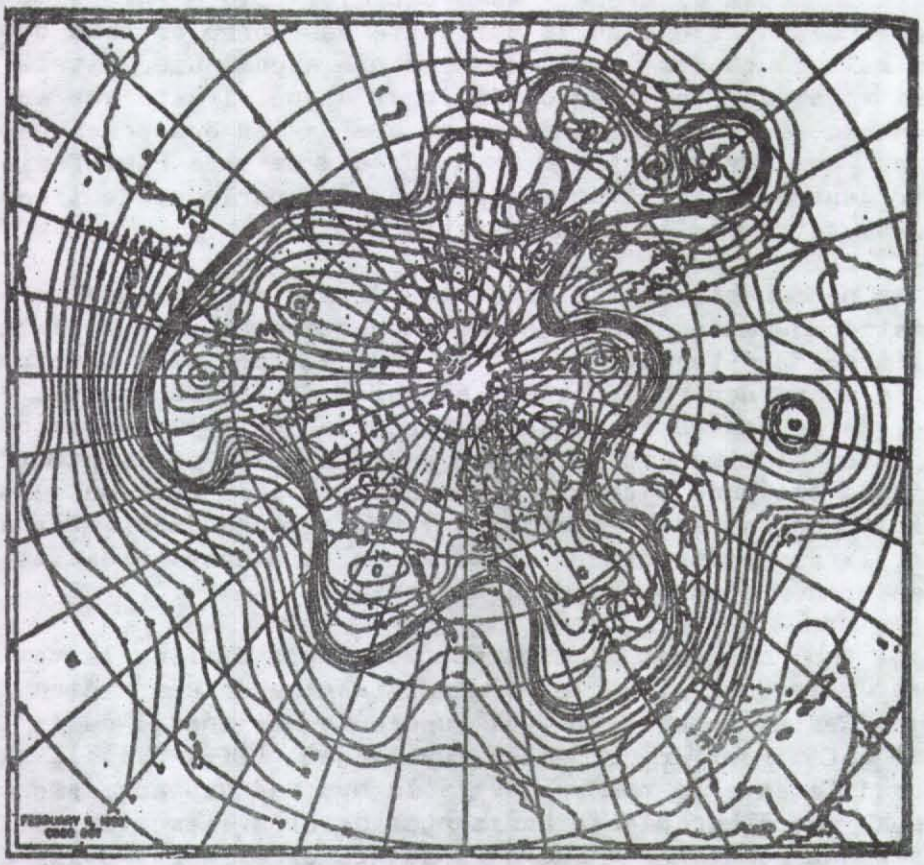


Fig. 3.4.1 - Isotermas a los 500 milibares correspondientes al 6 de Febrero de 1952 a las 0300 GCT, para el hemisferio norte. Notese que las isotermas que limitan el área sombreada, se encuentran muy próximas, indicando un gradiente de temperatura bastante fuerte. Este gradiente de temperatura, representa la posición del frente a este nivel. El área sombreada representa al aire Polar.

El aire más frío de la masa polar; que es el que durante el período de formación de la misma ha permanecido por sobre el casquete polar, constituye de por sí, una masa de aire diferente, y por ello en el hemisferio norte, a dicho aire se le denomina MASA DE AIRE ARTICA resérvando la designación de MASA DE AIRE POLAR, para aquel gigantesco volúmen de aire que 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 el 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, dejándo el nombre de MASA DE AIRE TROPICAL, para designar aquella parte de la masa de aire tropical propiamente dicha, que adquirió sus características térmicas permaneciendo fuera de la región ecuatorial.

3.4.1.1 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 suceptible 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 período de formación de la misma sobre una superficie terrestre cubierta por agua, el grado de humedad que adquirirá 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, ésto 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, entónces se anota una letra "m" (minúscula) a la izquierda de la letra "P" o "T" 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 o inestabilizado respectivamente, y de la importancia práctica que ésto tiene se sigue que constituya una característica adicional de la masa de aire, que es su característica termodinámica.

Dicha característica termodinámica, practicamente 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" ó una letra minúscula "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 superfi—

cie 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 ésta - letra se refiere está siendo calentado desde abajo, esto es, que el aire que la compone es mas frío que la superficie por sobre la cuál se encuentra y por lo tanto, está siendo inestabilizado.

3.4.1.2 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 de origen, experimente modificaciones o cambios en las características que originalmente la identificaban, al extremo de qué, 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 cuál yace; y c) de la naturaleza del terreno sobre el que se ubica, ésto 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 jóven es la masa de aire, - son mas 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 afacterá 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, vá 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 convectivas 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.

Modificación de la característica marítima 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 cuál, 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 gotitas 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 cambiár a continental, es cuando la masa de aire se mueve a través de una barrera montañosa. En éste 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.

Modificación de la característica termodinámica de las masas de aire.

Esta es quizás, la característica de mas fácil cambio. Por ejemplo, si una masa de aire se ubica por sobre una superficie continental en la cuál, la amplitud de la variación diurna de la temperatura es bastante grande, bián 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 vé 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 qué, cuando durante el invierno, el aire que ha sido enfriado por un continente llega a ubicarse por sobre un océano, vá 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 su característica 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 vá a - empezar a ser calentada desde abajo y cambiará su característica original "w" en "k".

3.4.2 Frentes.

Al entrar en contacto dos masas de aire que tienen diferente 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 caracteriza a la masa de aire que se extiende a partir de uno de sus bordes, hasta el que caracteriza a la masa de aire que se extiende a partir del borde opuesto de 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 suceptible 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 por ser grande también la diferencia entre 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 y humedad de las dos masas de aire es reducido, el frente será un FRENTE DIFUSO y su anchura fluctuará entre 80 y 120 kilómetros. Cuando es menor aún la diferencia entre los valores de temperatura y humedad que caracterizan a cada una de las dos masas de aire, entónces 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 previsión 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 de las velocidades comprendidas entre 50 y 75 nudos, se dice que es MODERADO y si su velocidad de desplazamiento es superior a 75 nudos, se dice que dicho frente es INTENSO.

Si se inspecciona una vez más la Fig. 3.4.1, se verá 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 polo y la masa de aire tropical que se extiende hacia el ecuador. Descendiendo hacia la superficie terrestre a partir de tal altitud, la zona frontal citada vá estrechándose más y más, al mismo tiempo que se vá 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. 3.4.2)

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 con

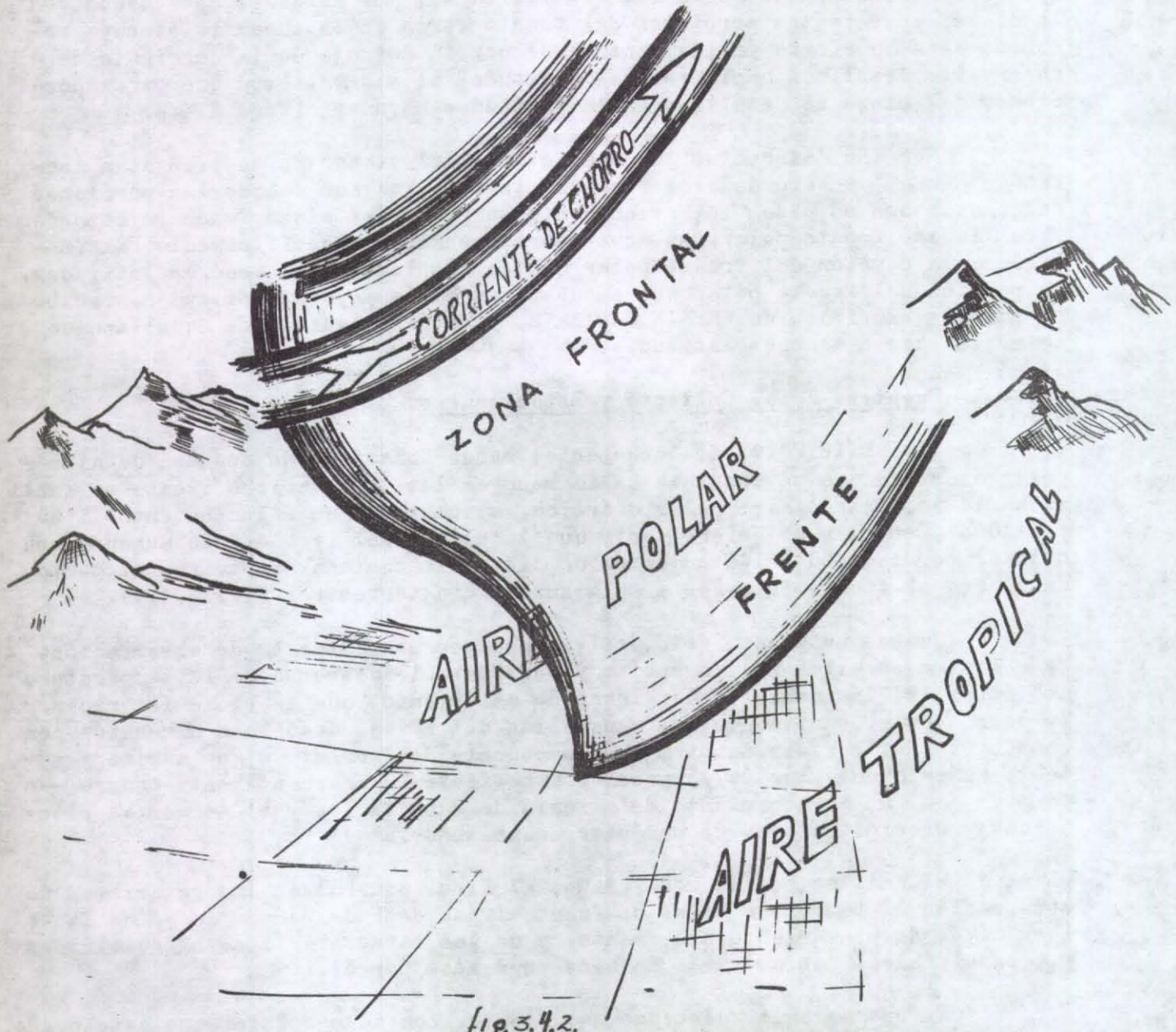

CORRIENTE DE CHORRO
ZONA FRONTAL
POLAR
FRENTE
AIRE TROPICAL

fig. 3.4.2.

secuencia de un proceso mas o menos lento y tardado , al quese le llama FRONTOGENESIS, y su desaparición, tiene lugar a través de otro proceso relativamente lento y tardado al quese le llama FRONTOLISIS.

Como se ha señalado en alguna otra parte de ésta 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 de él se desplazan hacia mayores latitudes al mismo tiempo - que otras se desplazan hacia menores latitudes. Es evidente de acuerdo con lo dicho, que ciertas porciones del frente cerca de la superficie; cuya posición está en 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. 3.4.3)

Son tan diferentes las condiciones del tiempo que se presentan asociadas con uno y otro de esos desplazamientos, que aún cuando las porciones del frente que en ellos intervienen forman parte del mismo fenómeno atmosférico llamado frente polar, se acostumbra 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 específico de FRENTE CALIENTE, para distinguirla de aquellas que se mueven hacia menores latitudes.

3.4.2.1 Frentes: Frío, Caliente y Estacionario.

El FRENTE FRIO, de hecho es el borde delantero de unamasa de aire - polar o ártica que se desplaza hacia menores latitudes. Dicho frente se inclina hacia la masa de aire polar o ártica, a una razón que fluctúa entre 1:30 y 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 intersecta a la superficie terrestre (Fig. 3.4.4).

Cuando un frente frío activo pasa por una estación de observación, se registra en ella: a) un súbito y considerable descenso de la temperatura ambiente; b) un cambio en 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; c) un súbito y notable aumento de valor de la presión atmosférica. Frecuentemente ocurre — también: a) un arrachamiento del viento de superficie, y b) tormentas eléctricas y precipitaciones de carácter achubascado.

El que los hechos mencionados al final ocurran en las estaciones de observación al pasar por ellas un frente frío, depende por un lado, de la 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 embebido en un ciclón 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 consi-

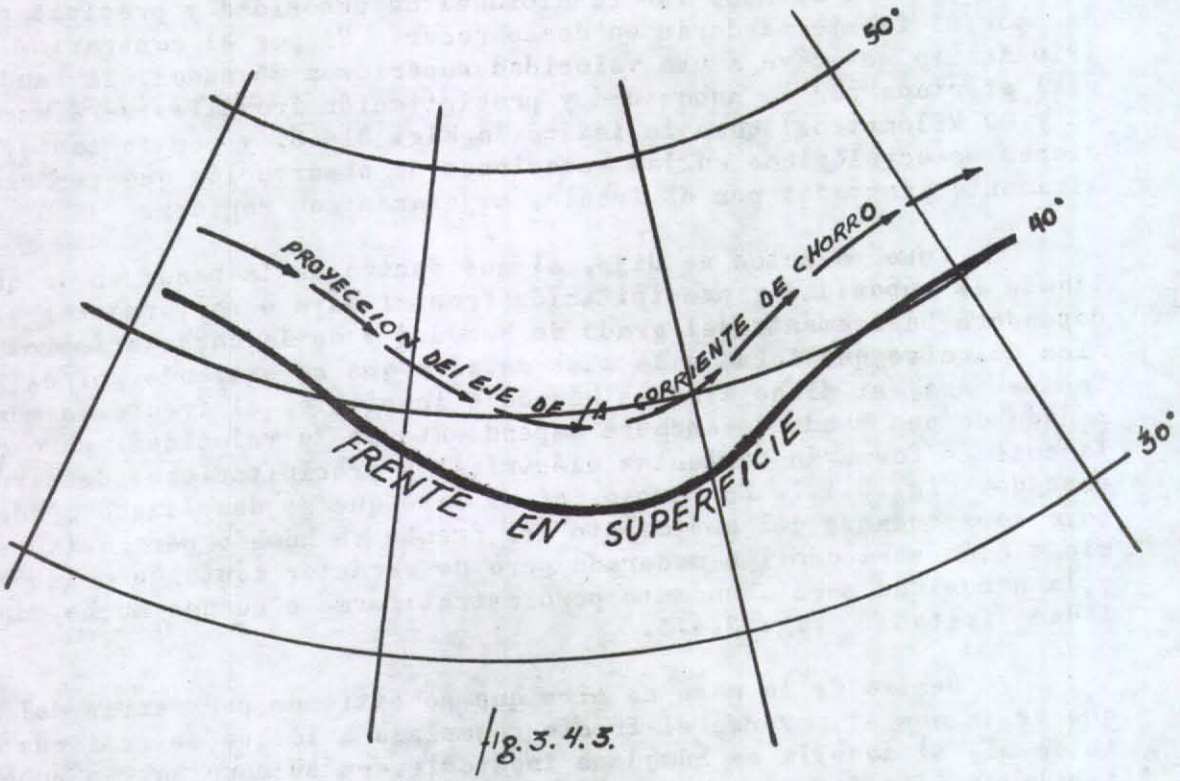


fig. 3.4.3.

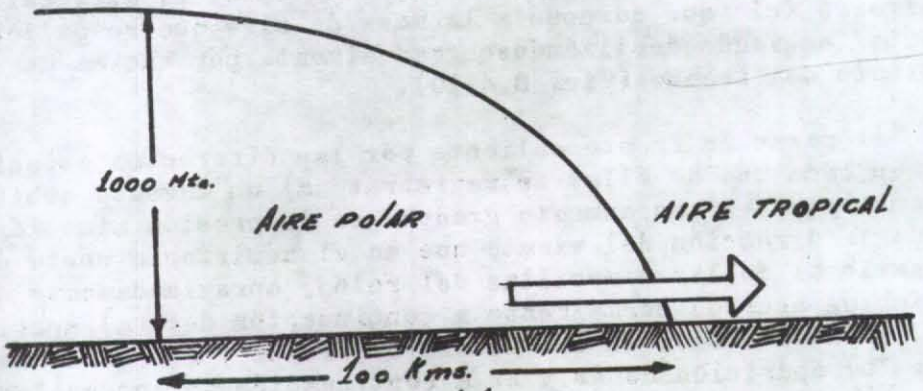


fig. 3.4.4.

derable (cerca de 400 kilómetros) como lo indica la Fig. 3.4.5, y por lo tanto, en las estaciones de 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. 3.4.6, y 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 dijo, el que dentro de la banda en la que se extiende la nubosidad y precipitación frontal haya o no tormentas eléctricas, dependerá básicamente del grado de humedad y de la característica termodinámica del aire que forma a la masa de 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 cuál se formarán tormentas eléctricas y precipitaciones de carácter achubascado. Fig. 3.4.7. 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. 3.4.5.

Dentro de la masa de aire que se extiende por detrás del frente y que es la que al moverse el frente reemplaza a la que se extiende por delante de él, si aquella es húmeda e inestable, en su seno habrán nubes de inestabilidad ilimitada, tormentas eléctricas y precipitaciones de carácter achubascado, (Fig. 3.4.8) en tanto que si dicha masa 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 porsobre el cuál se desplaza el frente. (Fig. 3.4.9)

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 del frente (Fig. 3.4.10).

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 en 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 Ci 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 contínuo; 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 del frente. (Fig. 3.4.11).

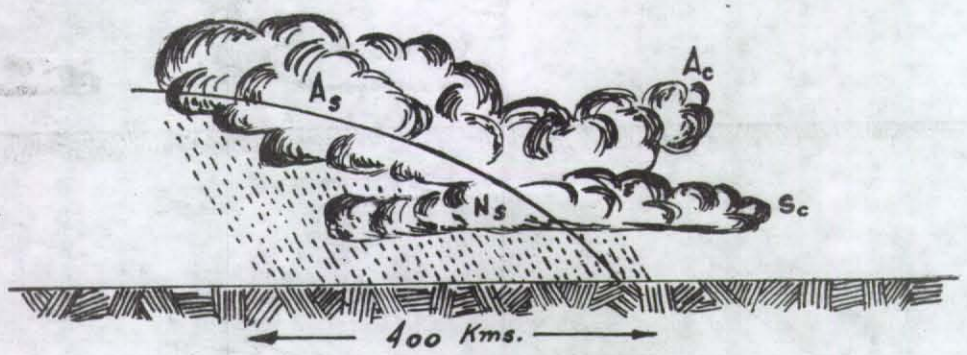


fig. 3.4.5.

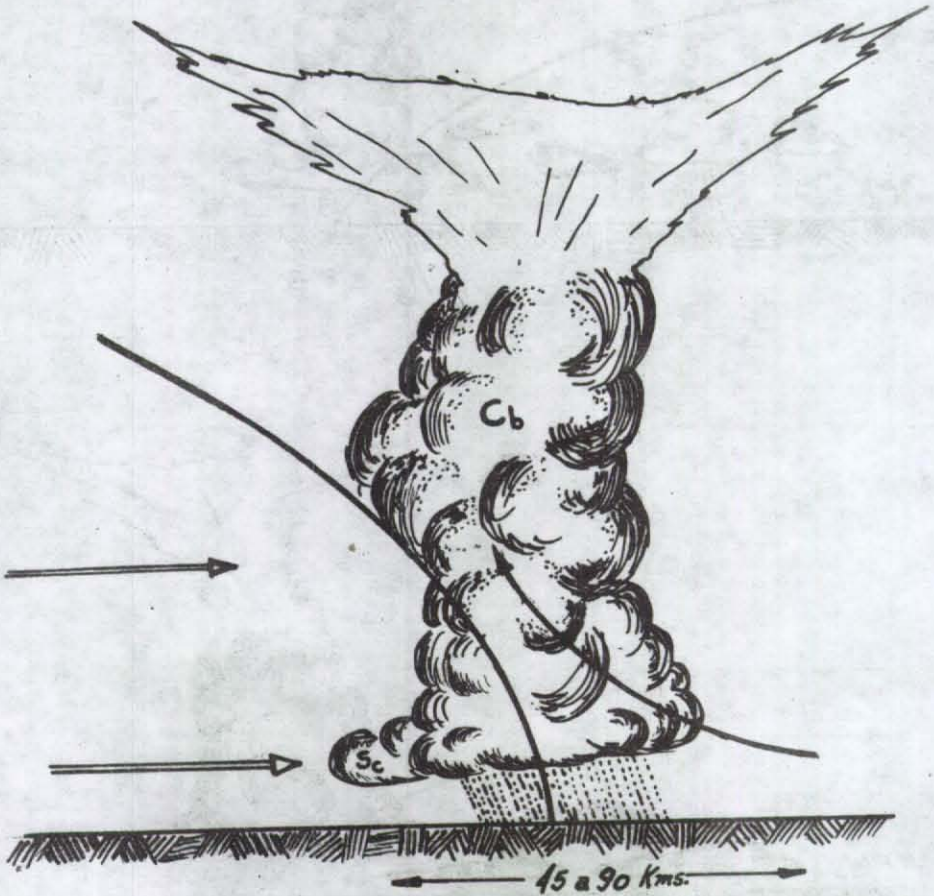


fig 3.4.6.



fig 3.4.7.

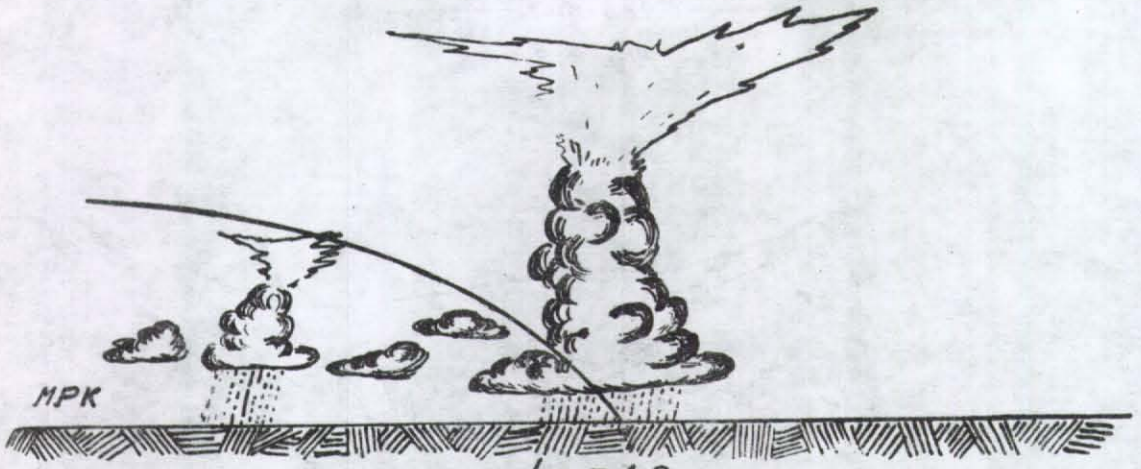


fig. 3.4.8.

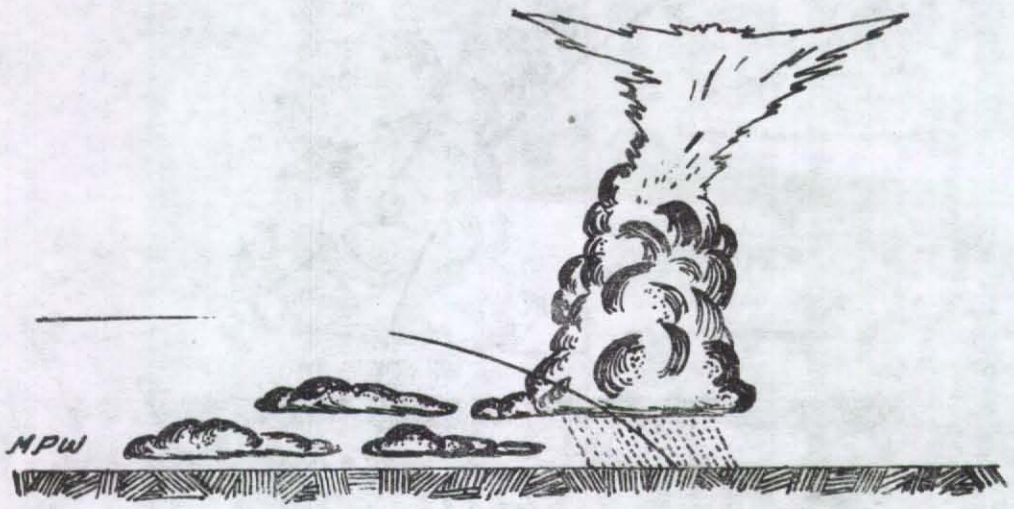


fig. 3.4.9.

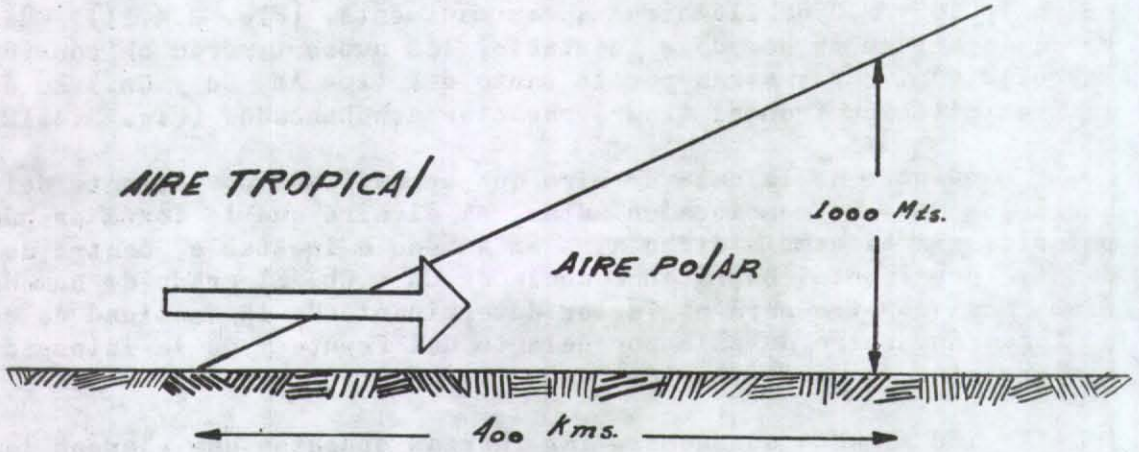


fig. 3.4.10.

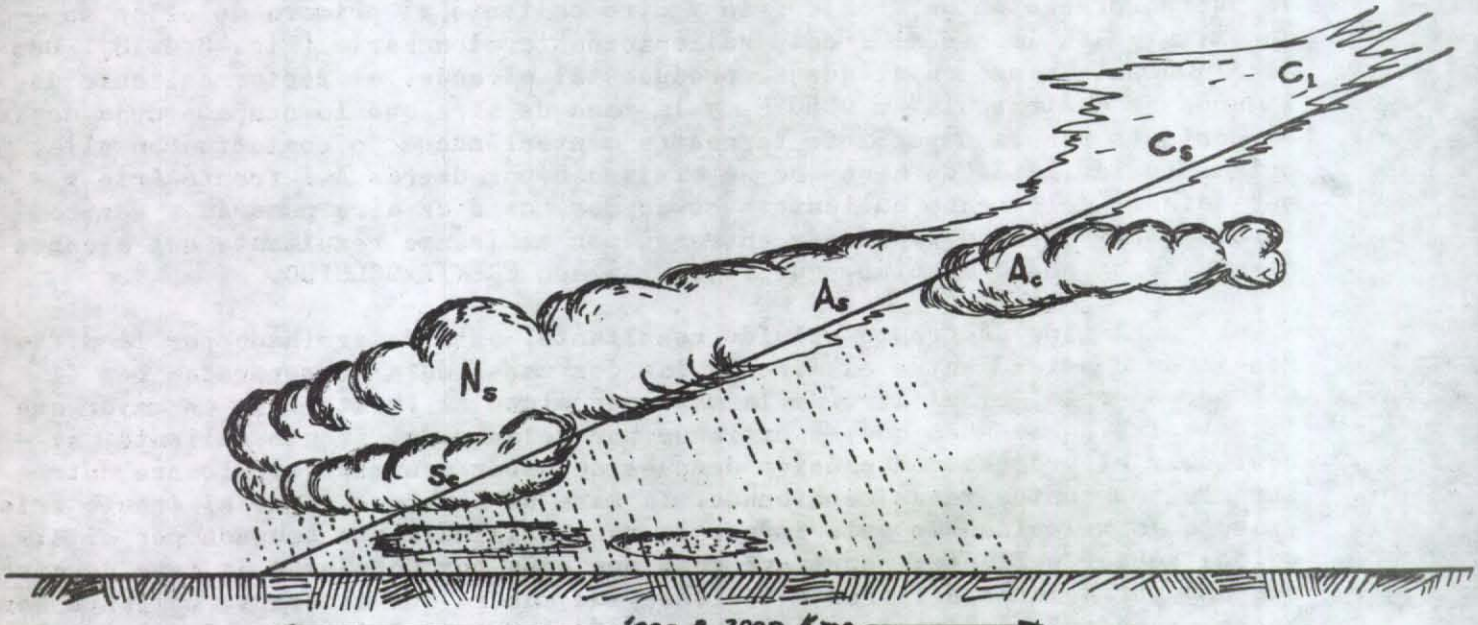


fig 3.4.11.

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 por arriba y por debajo del frente. Cuando el aire por arriba es húmedo y estable, el tipo de nubes y de precipitación que aparecerán asociadas con el frente, son como se describieron al final del párrafo anterior y se extenderán por delante de él a una distancia que fluctúa entre 1,000 y 2,000 kilómetros aproximadamente. (Fig. 3.4.11) 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, Cu y Cb. En éste caso, la precipitación frontal tendrá carácter achubascado. (Fig. 3.4.12)

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.

En algunas ocasiones, las fuerzas opuestas que ejercen las masas de aire adyacentes, son de tal naturaleza, que el frente o no se mueve o se mueve en forma practicamente 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.

3.4.2.2 Frentes ocluídos.

Debido a que los frentes fríos se mueven mas 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. 3.4.13). 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.

El tipo de frente ocluído 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 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 el frente caliente será hecho ascender a lo largo de la pendiente del frente frío (Fig. 3.4.14). Este tipo de frente ocluído recibe el nombre de FRENTE OCLUIDO TIPO FRENTE FRIO.

Si por el contrario, el aire de la masa que precede al frente caliente es el mas 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 momen

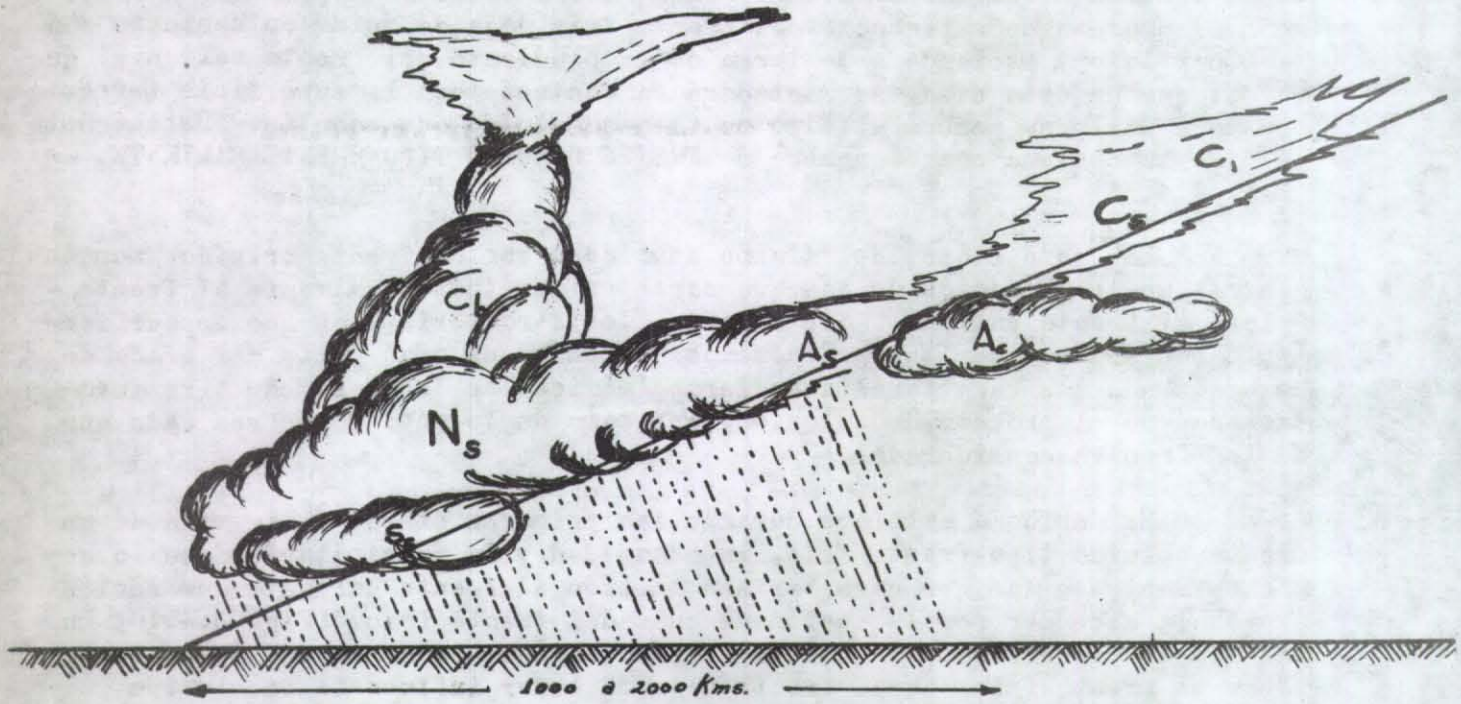


fig. 3.4.12.

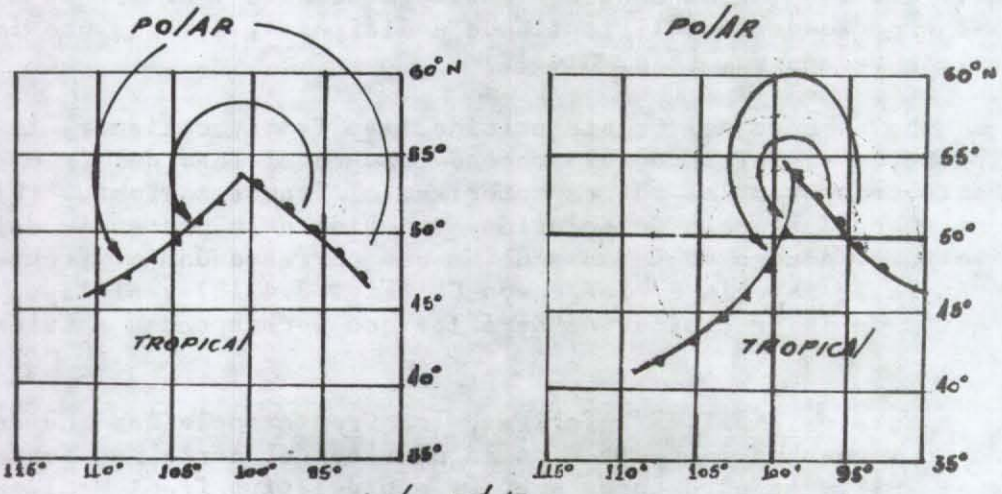


fig 3.4.13.

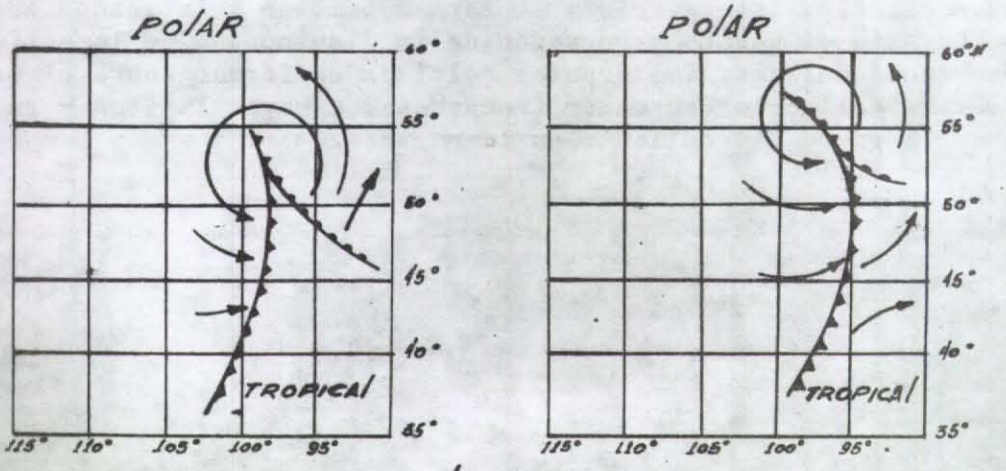


fig. 3.4.13.

to 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 ocluído que resulta. Este frente ocluído se designa con el nombre de FRENTE OCLUIDO TIPO FRENTE CALIENTE. -- (Fig. 3.4.15)

Las condiciones del tiempo asociadas con un frente ocluído, 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 del grado de 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 ocluído tipo 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. 3.4.16) 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 ocluído sometido al proceso de fontólisis tiende a disiparse, a menos que la actividad frontal se regenere. (Fig. 3.4.17)

En el caso del frente ocluído tipo frente caliente, la nubosidad y precipitación al iniciarse el proceso como en el caso del frente ocluído tipo frente frío, son las que caracterizan al frente caliente. (Fig. 3.4.16) Al continuar el proceso de oclusión, y debido a la presencia del frente frío en la altura, dentro de la masa de Ns que corresponden al frente caliente se formarán en la mayoría de los casos Cb (Fig. 3.4.18) y el tipo, intensidad - y carácter de la precipitación será los que correspondan a tales tipos nubosos.

Como es fácil de inferirse, los frentes ocluídos que durante el invierno se forman en la parte W de la america 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 norteámerica, son del tipo frente frío y se forman también a latitudes superiores a - 35°. Durante el verano y porrazón de la disminución de la actividad frontal en esa época del año, los frentes ocluídos 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.

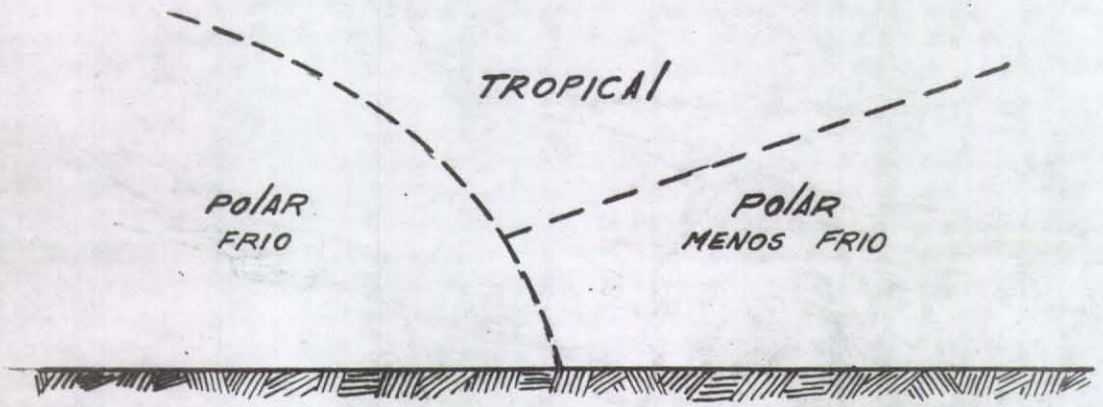


fig. 3.4.14.

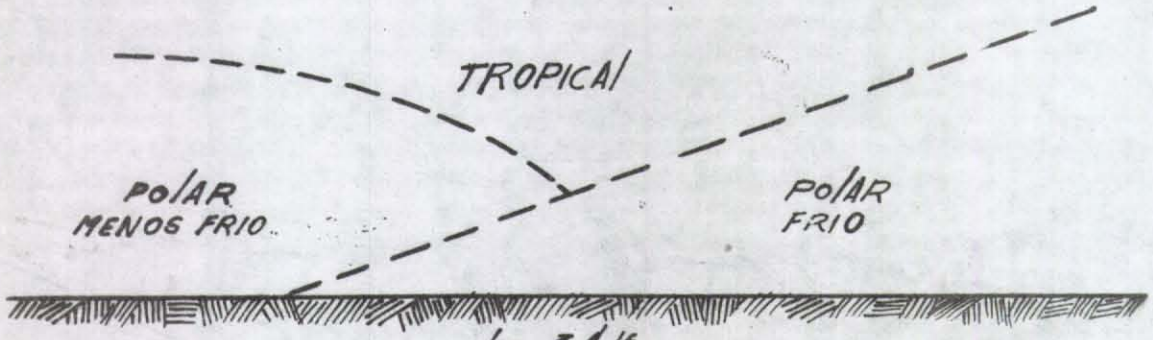


fig. 3.4.15.

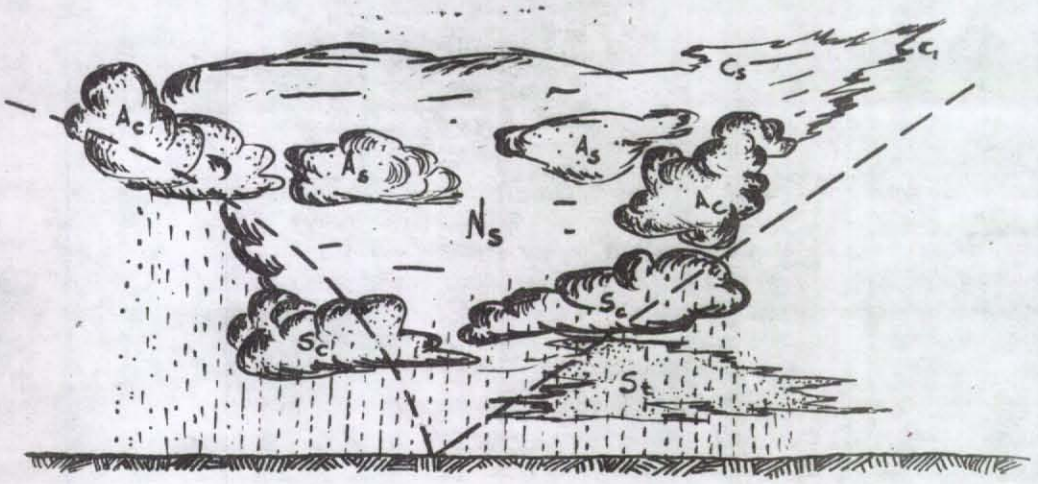


fig. 3.4.16.

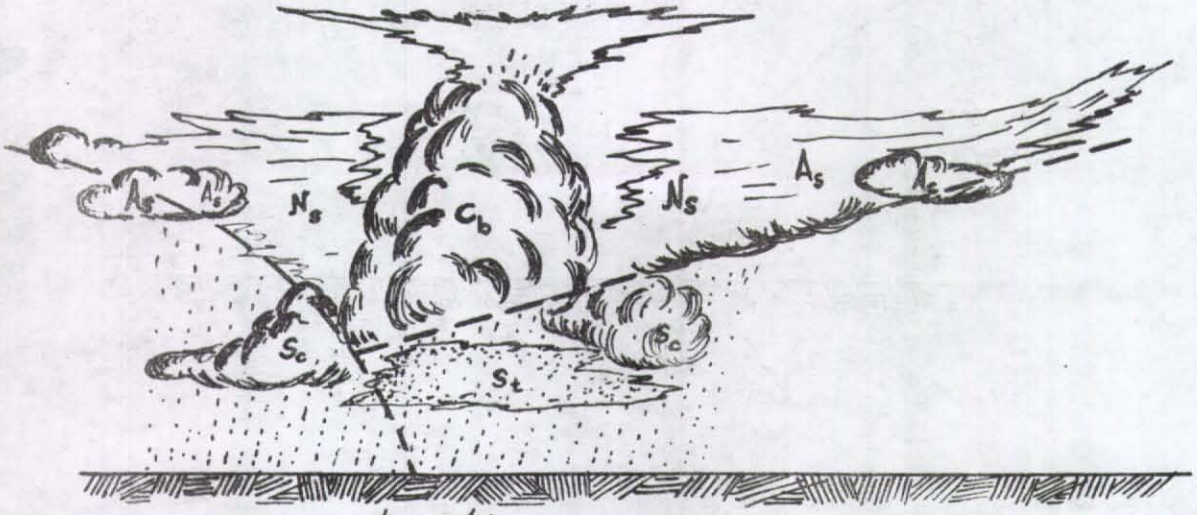


fig. 3.4.17.

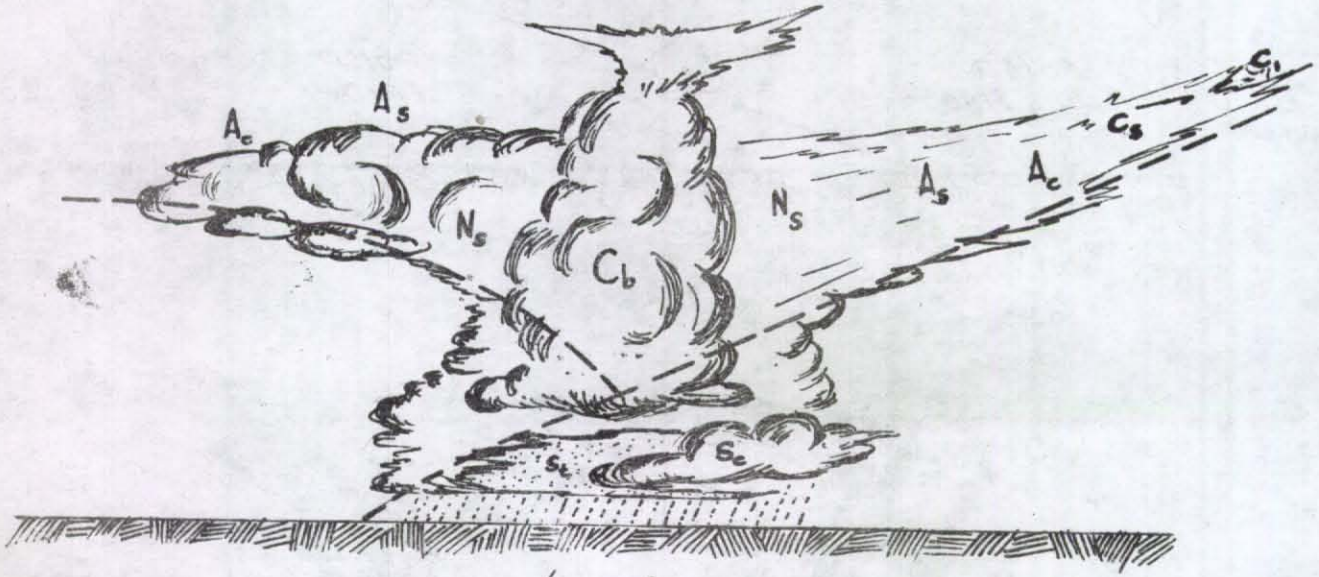


fig. 3.4.18.

3.5 PERTURBACIONES EN LOS ALISIOS.

3.5.1 La vaguada inducida y la línea de deslizamiento lateral del aire.

Ya en la sección 3.3.4 de éste libro 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 cuál se 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 originándose 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 referiremos 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 tropósfera superior. El desplazamiento del eje de dicha corriente, dá oportunidad a que los vientos del W a considerable distancia de su eje, invadan en las capas superiores de la tropósfera 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, y cuyo eje, se proyecta en la superficie terrestre por detrás de la posición que en ella misma ocupa el frente frío. (Fig. 3.5.1).

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 continúa activo al sufrir la desaceleración, la vaguada polar de las capas altas de la tropósfera 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 el 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 figura 3.5.2. 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 figura 3.5.3.

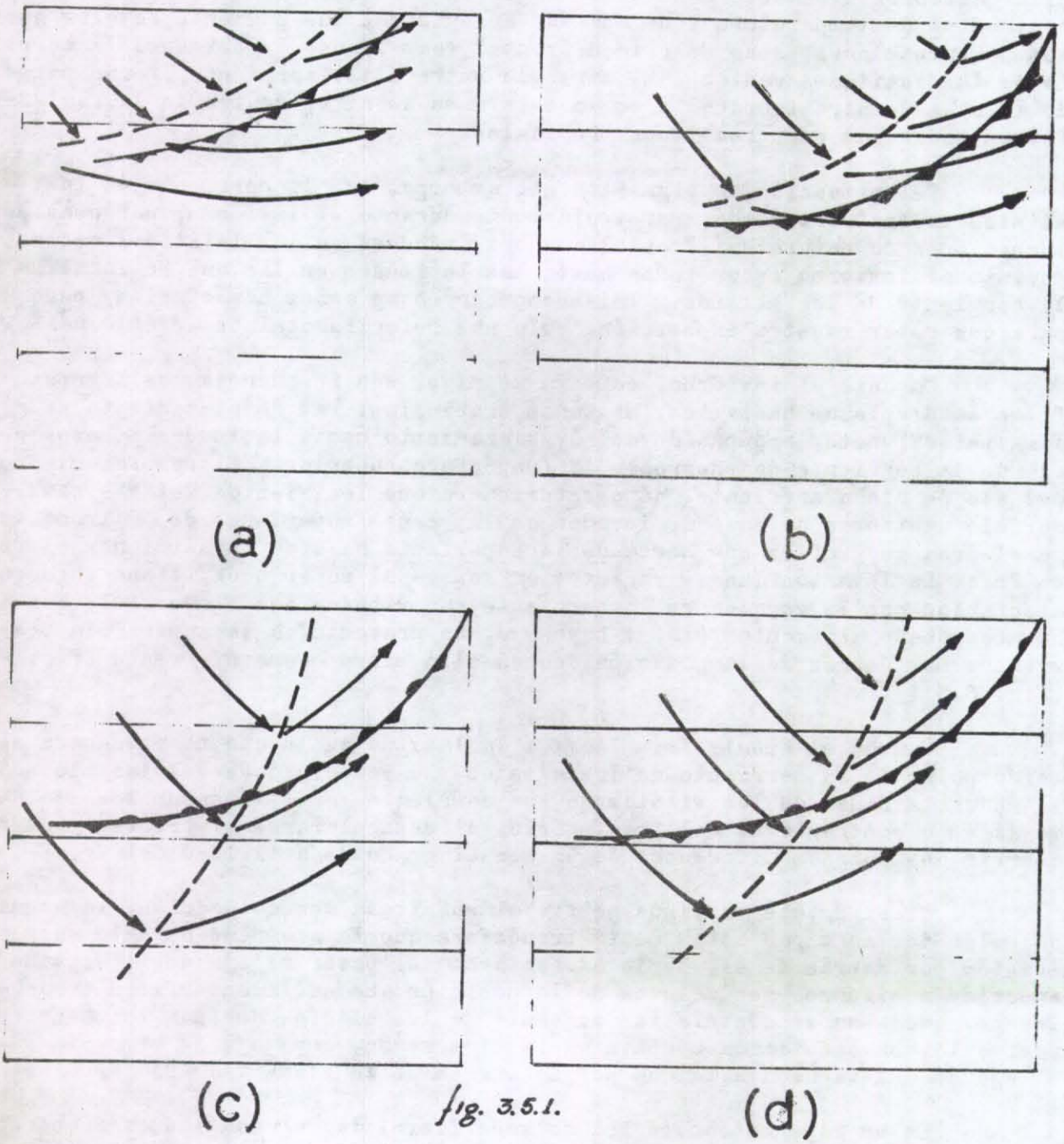


fig. 3.5.1.

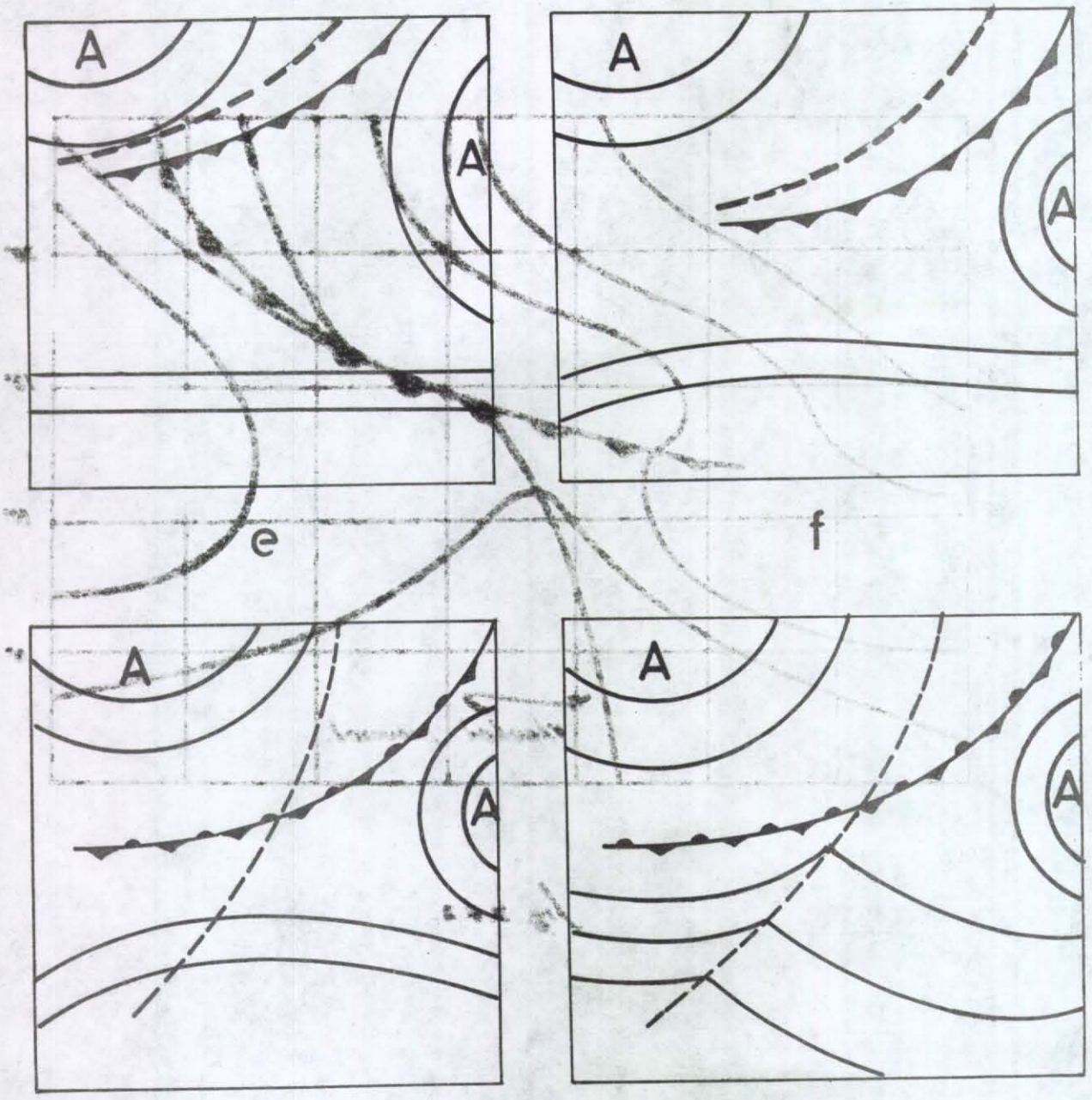


fig. 3.5.1.

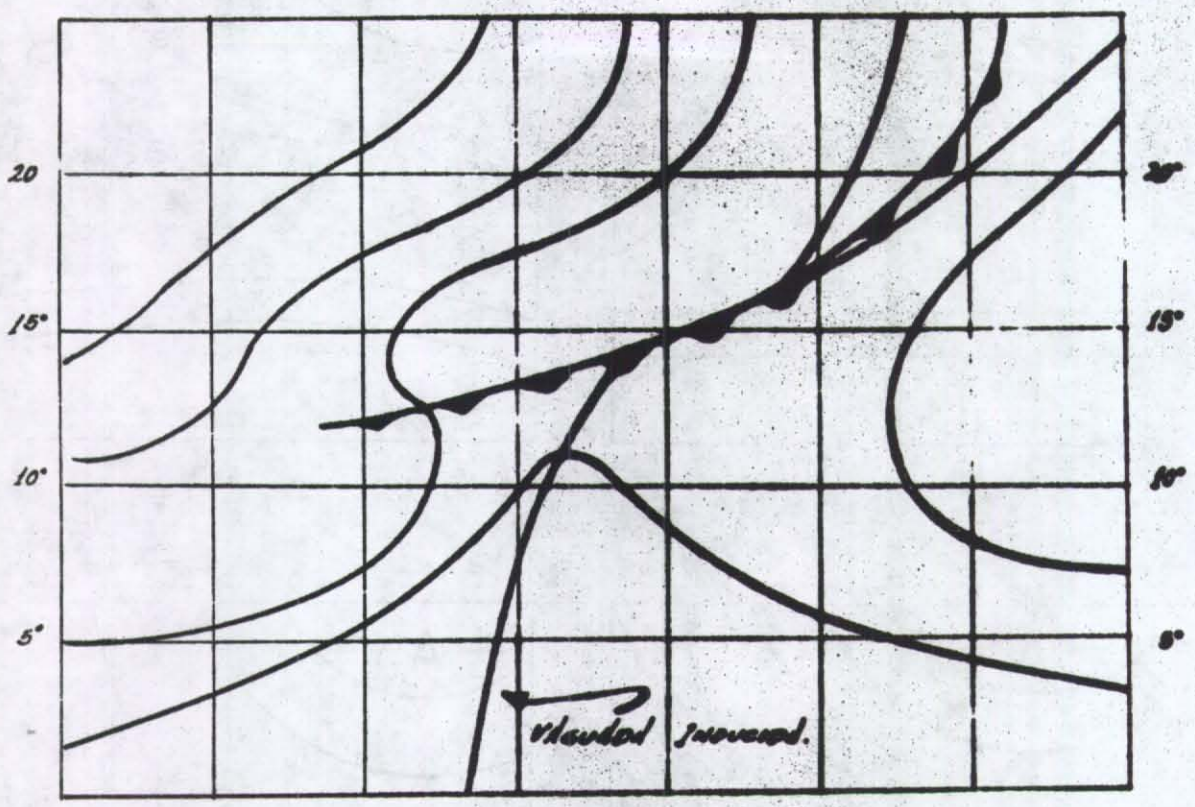


Fig. 122.

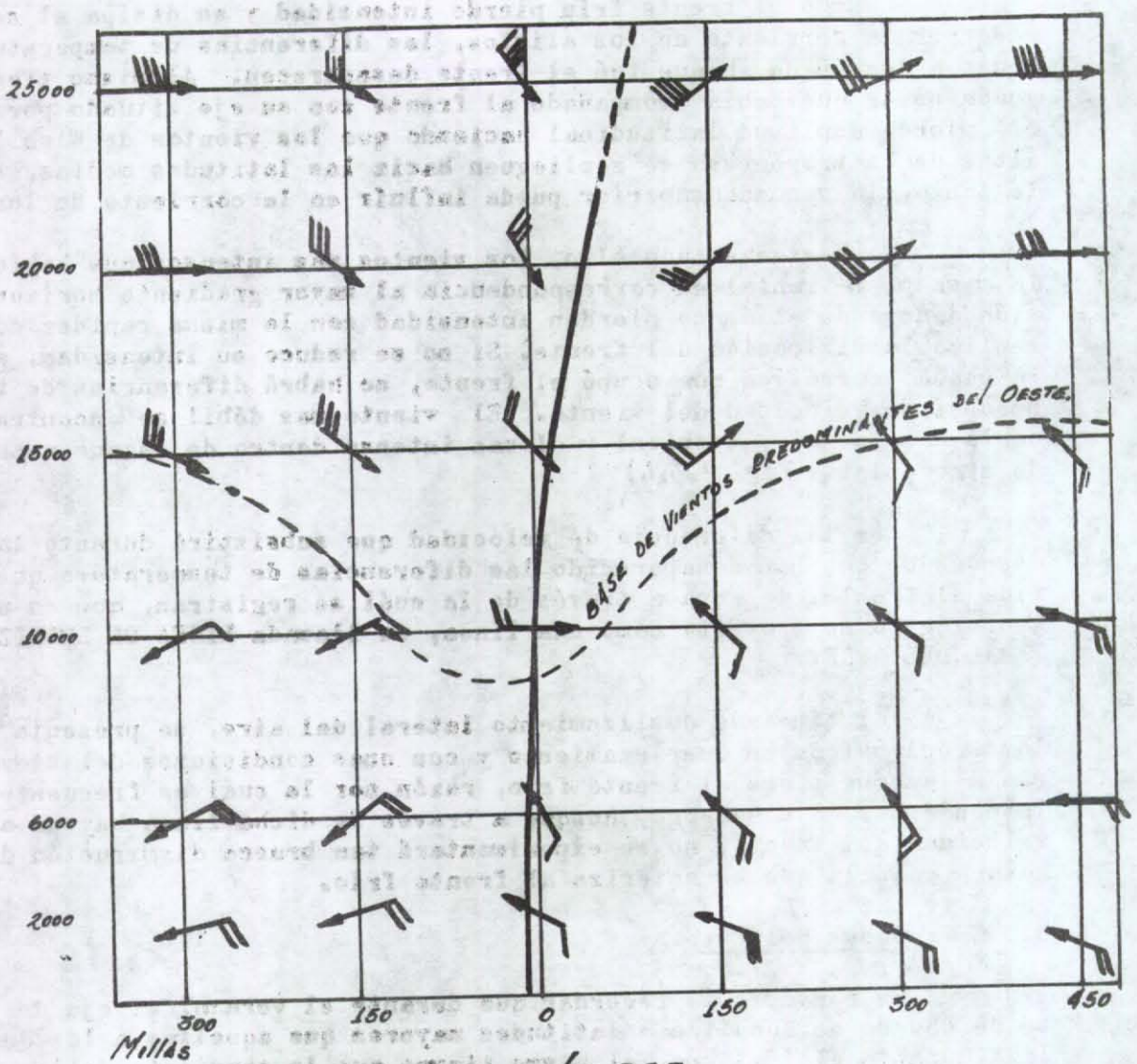

25000
20000
15000
10000
6000
2000
BASE DE VIENTOS PREDOMINANTES DEL OESTE.
300
150
0
150
300
450
Millas

Fig. 3.5.3.

Muy a pesar de que la vaguada inducida es una vaguada en la corriente dentro de la cuál el aire se mueve de E a W, tal vaguada se mueve en sentido contrario, o sea de W a E. Además, en la zona de 400 kms. de ancho - contados hacia el W a partir del eje de la vaguada, habrá una ausencia total de nubes o cuando mucho, habrá unas cuantas oktas de Ac y As. En cambio, en la zona de 400 kms. de ancho contados hacia el E 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 Cbs 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 fué 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 tropósfera se replieguen hacia las latitudes medias, sin que por lo tanto, la vaguada superior pueda influír 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 no se reduce su intensidad, a través de la banda geográfica que ocupó el frente, no habrá diferencias de temperatura pero sí de velocidad del viento. El viento mas débil se encontrará dentro de la masa de aire tropical y el mas intenso dentro de la que antes fué masa de aire polar, (Fig. 3.5.4)

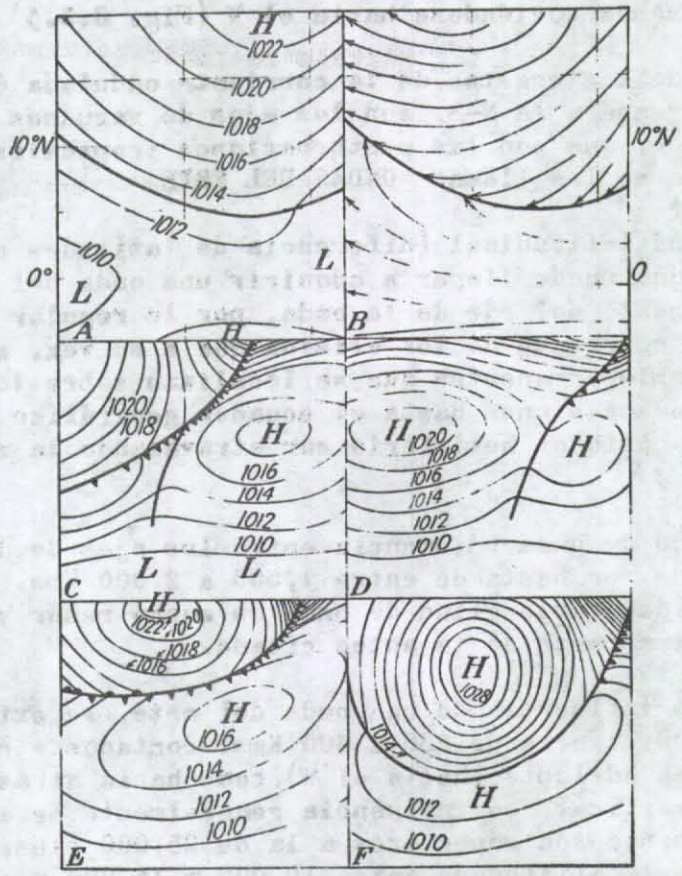
Por tal diferencia de velocidad que subsistirá durante largo tiempo después de que han desaparecido las diferencias de temperatura que le daban vida al frente, la zona a través de la cuál se registran, que en un mapa meteorológico se proyecta como una línea, es llamada LINEA DE DESLIZAMIENTO LATERAL 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 aumnto de - velocidad del viento, no se experimentará tan brusca disminución de la temperatura como la que caracteriza al frente frío.

3.5.2 Ondas del Este.

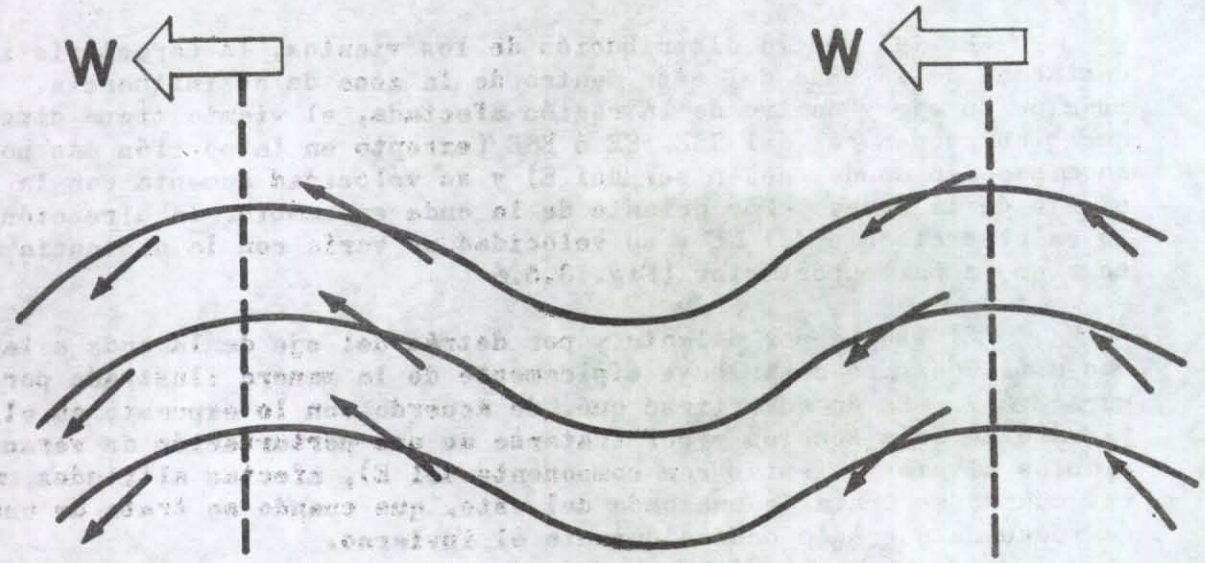
Es conveniente recordar que durante el verano, el eje de la corriente de chorro se localiza a latitudes mayores que aquellas a las que se localiza durante el invierno, al mismo tiempo que la corriente de los alisios - también se desplaza hacia mayores latitudes adquiriendo una mayor amplitud - latitudinal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

Durante el verano también, la región tropical se vé 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 los Cu y Cb de - extraordinario desarrollo vertical cuando el viento en la superficie es del SE.



14. The "shear line" A. surface pressure pattern associated with a '

Fig. 3.5.4



Esas alternativas de las condiciones del tiempo, sugieren una configuración sinusoidal de la corriente de los alisios en las que se generan, con sus crestas y senos moviéndose hacia el W (Fig. 3.5.5)

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 abiertas hacia el ecuador, que son las perturbaciones tropicales de verano a las que específicamente 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 semi-permanentes que se localizan 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 1,500 a 2,000 Kms. Cuando las ondas son de poca intensidad, sulongitud 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 400 Kms. contados a partir del eje de la onda, tanto hacia adelante (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 25,000 pies, 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 cuál 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 nórdida de la misma, en donde pueden ser del E) y su velocidad aumenta con la distancia el 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. 3.5.6

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 figura 3.5 7. Es de advertirse qué, de acuerdo con lo expuesto en el primer p párrafo de ésta sección y por tratarse de una perturbación de verano, los vientos alisios (vientos con componente del E), afectan altitudes mucho mayores cuando se trata de una onda del este, que cuando se trata de una vaguada inducida que sólo ocufre durante el invierno.

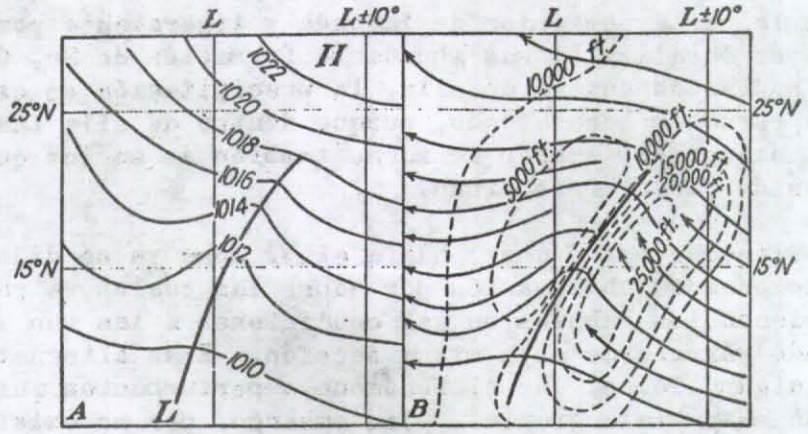


Fig. 3.5.6

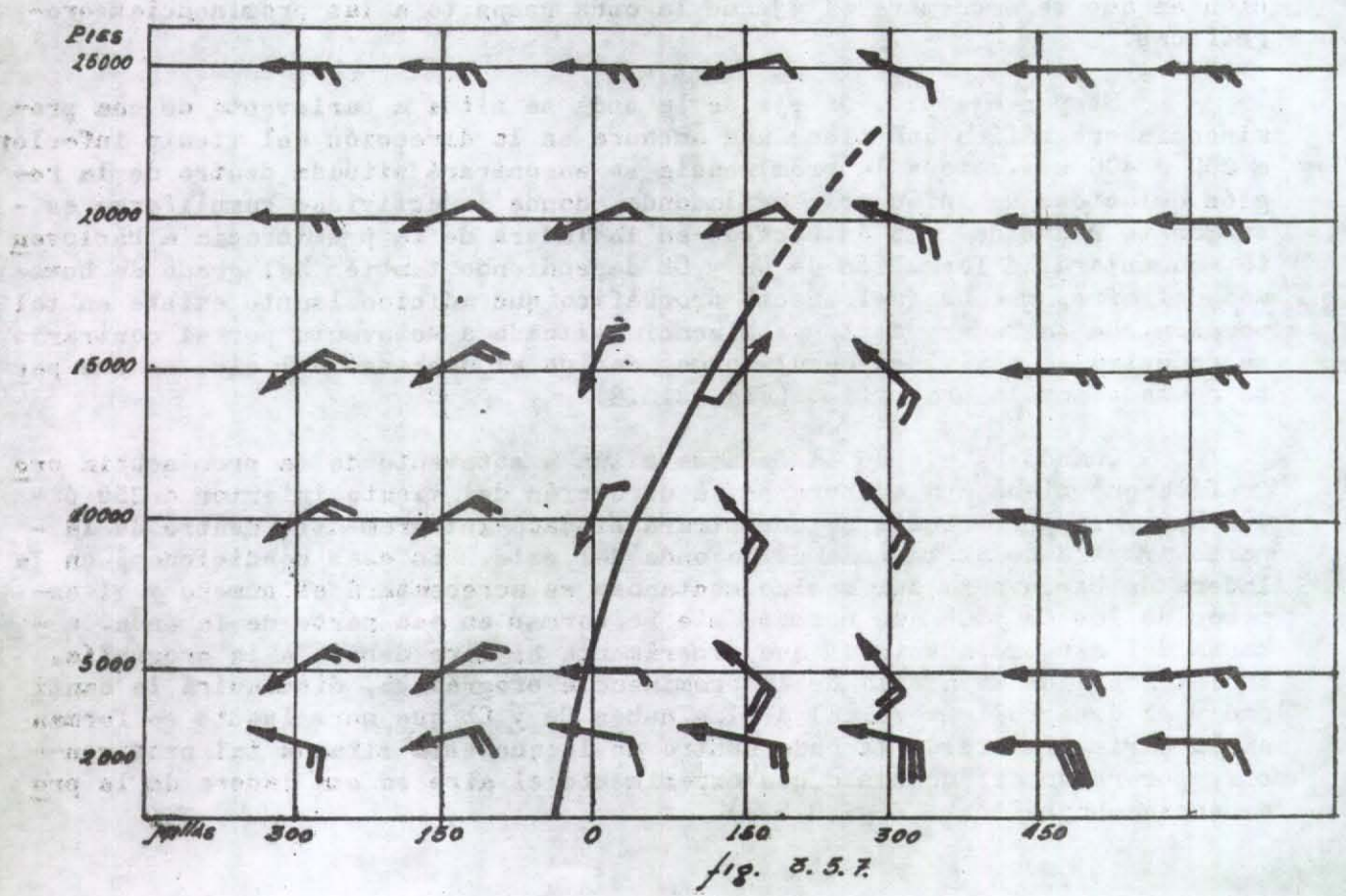


fig. 3.5.7.

Por delante del eje de la onda, donde el viento es del 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, los 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, es en donde se localiza la mas 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 vá 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 hicieron suponer hace algún tiempo, que el fenómeno o perturbación que las causaba debería ser de 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 orógrafía.

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 kms., 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 causado por la orografía. (Fig. 3.5.8)

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 kms., la prominencia se encontrará situada integramente, 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 de los 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. 3.5.9)

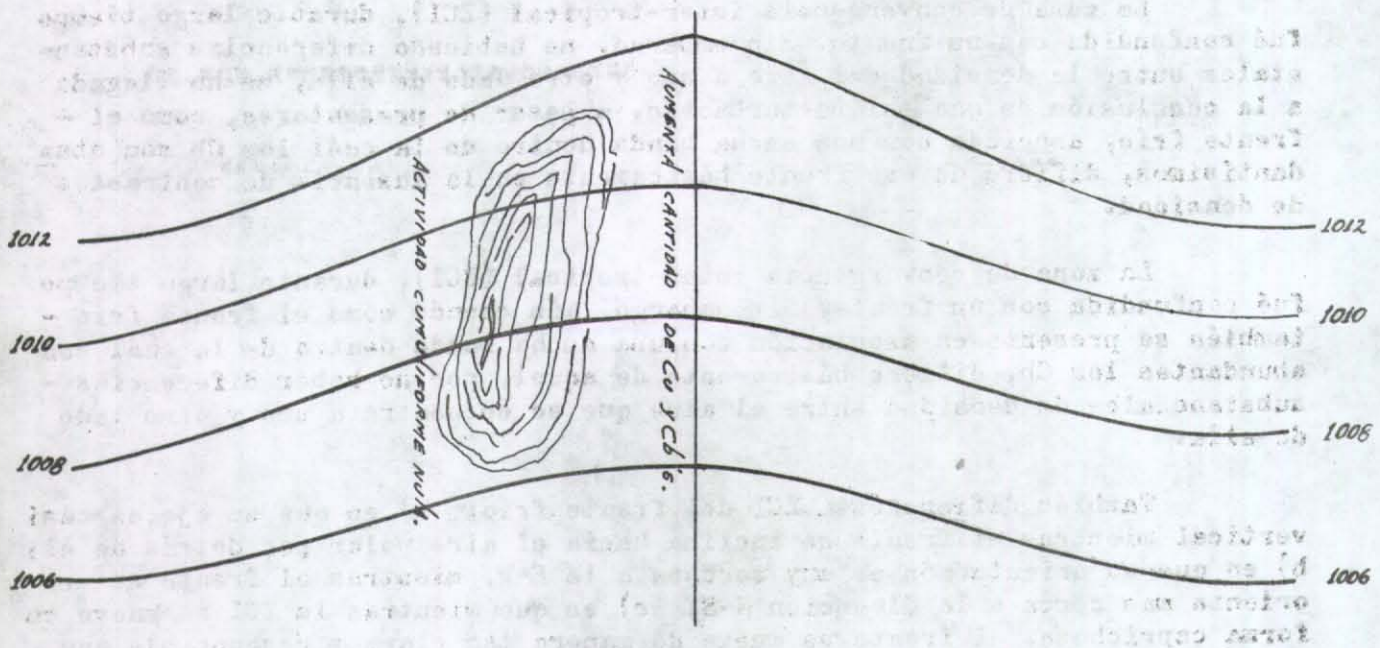


fig. 3.5.8.

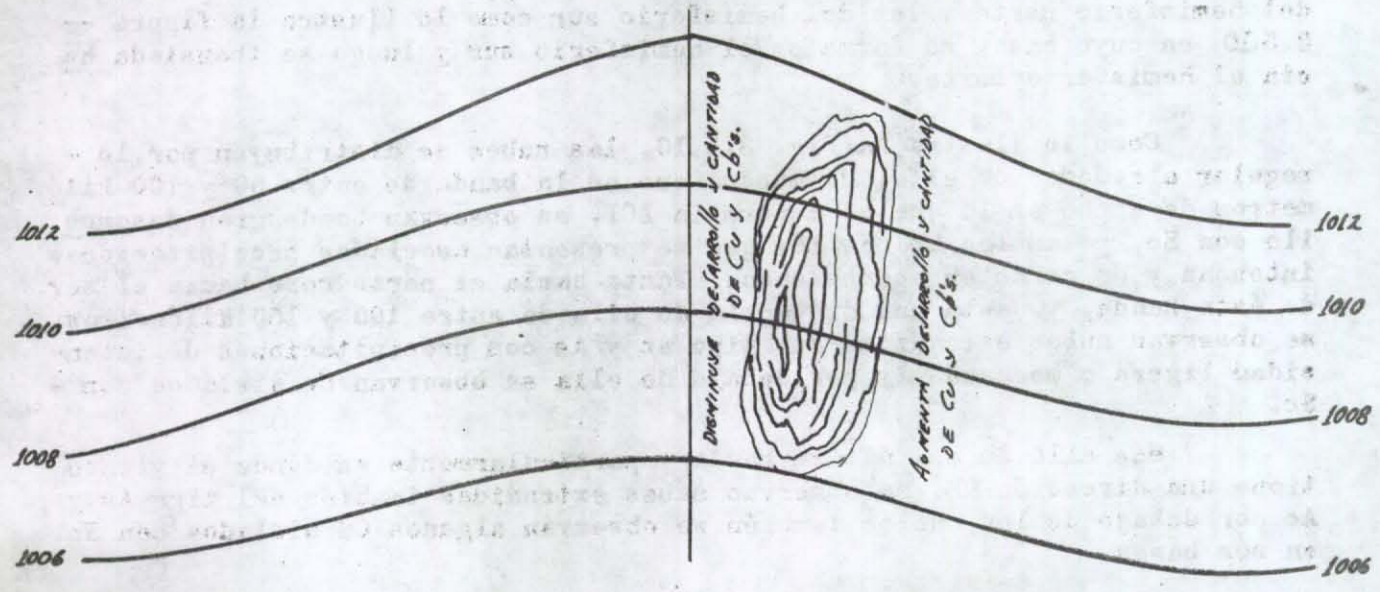


fig. 3.5.9.

3.5.3 La Zona de Convergencia Inter-tropical (ZCI).

La zona de convergencia inter-tropical (ZCI), durante largo tiempo fué confundida con un 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, difiere de ese frente básicamente en la ausencia de contrastes de densidad.

La zona de convergencia inter-tropical (ZCI), durante largo tiempo fué confundida con un frente. Sin embargo, aún cuando como el frente frío también se presenta en asociación con una ancha banda dentro de la cuál son abundantes los Cb, difiere básicamente de aquel, por no haber diferencias substanciales de densidad entre el aire que se encuentra 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 a la dirección N-S; c) en que mientras la ZCI se mueve en forma caprichosa, el frente se mueve de manera tan clara y reconocible que permite su clasificación y d) en su origen, qué, como lo explicaremos adelante, no es debido a la interacción de masas de aire diferentes como lo es el del frente.

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

Como lo ilustra la Fig. 3.5.10, 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 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 de la ZCI, queda ilustrada en la misma figura 3.5.10 mediante las líneas curvadas con cabeza de flecha, que indican con su dirección, la del viento en los diferentes puntos.

3.5.4 Huracanes o ciclones tropicales.

El nombre "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 ciclo

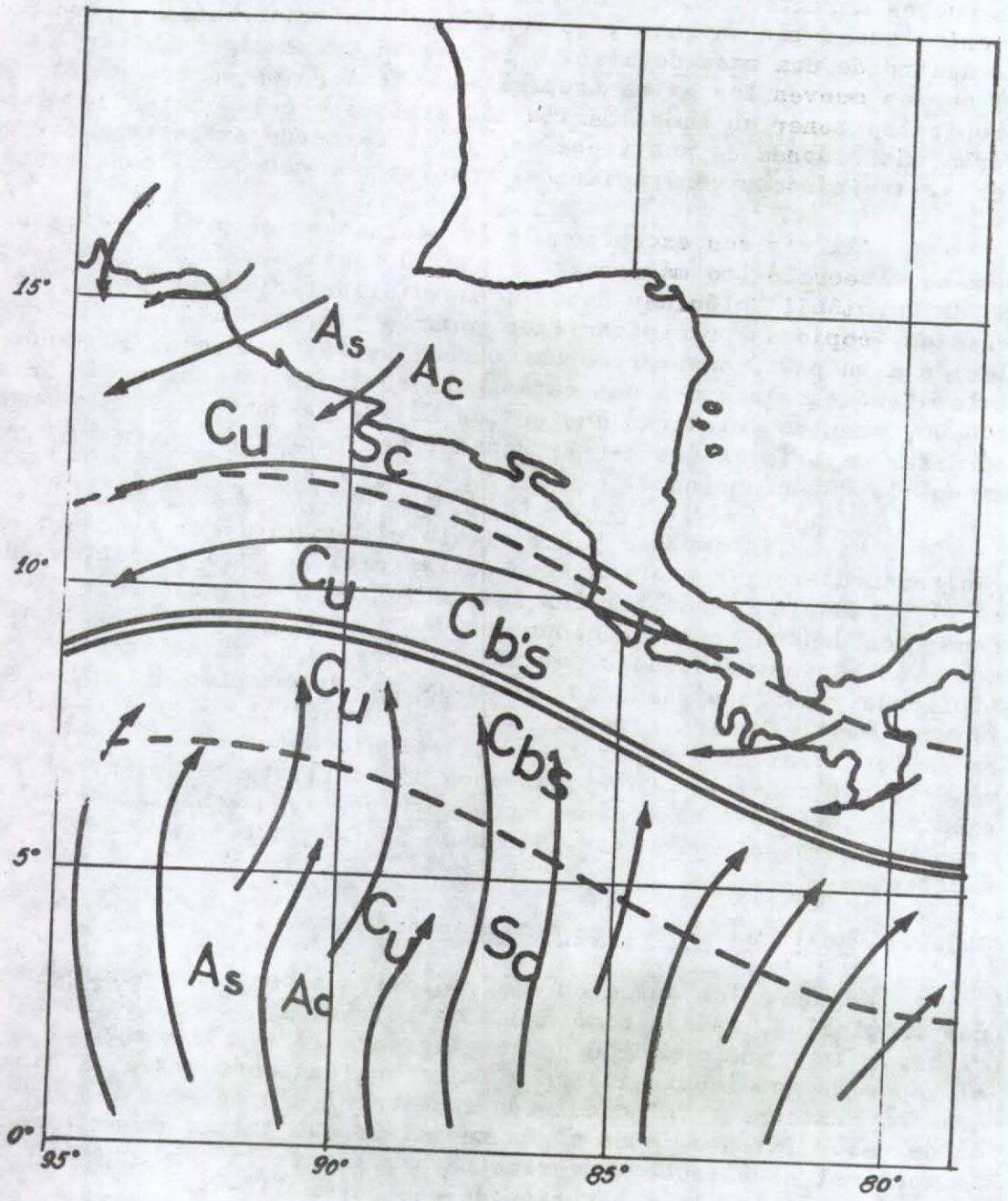


fig. 3.5.12

nes que se forman en zona tropical, significa en una léngua 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 fenómeno atmosférico, es decir de CICLONES TROPICALES.

Estos ciclones tropicales se diferencían de los extra-tropicales - en muchos aspectos. Los ciclones tropicales son mucho más profundos y sus vientos mucho más intensos, no contienen sistemasfrontal alguno por formarse dentro de una masa de aire, y se mueven en sentido contrario a aquél en el que se mueven los extra-tropicales. También es característica de los - tropicales tener un campo bárico 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 severo y por lo tanto el 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 Norteámerica 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 en el pasado lo fueron también los medios de observación directa de tales - fenómenos dentro 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 tendrán que superarse las deficiencias existentes.

3.5.4.1 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 una 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 400 Kms, y cuando dentro de esa misma región hay la convergencia asociada con cualquier perturbación sea onda del este, vaguada polar, línea de cizallamiento o zona de convergencia intertropical. También parece ser favorable pa

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 en 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 de que tal ascenso ocurra a una latitud superior a 5°, puesto que a una latitud inferior el efecto organizador de Coriolis tiene valores muy bajos.

La relación entre los factores mencionados en el penúltimo párrafo, es fácilmente perceptible en el mapa de la Fig. 3.5.11. En tal mapa aparecen sombreadas las áreas en las que la temperatura del mar es 27°C o más (nótese que no se han sombreado las áreas a latitudes inferiores a 5°, ni las que se encuentran a menos de 400 Kms. de distancia de las costas). Las flechas indican a grandes rasgos, las trayectorias seguidas por los ciclones tropicales. Las Figs. 3.5.12 y 3.5.13 ilustran mas detalladamente las trayectorias específicas de algunos ciclones.

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 los continentes que es incapaz de aportar la suficiente energía para originar y mantener una circulación adecuada. 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.

3.5.4.2 Evolución de los Ciclones Tropicales.

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

3.5.4.3 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:

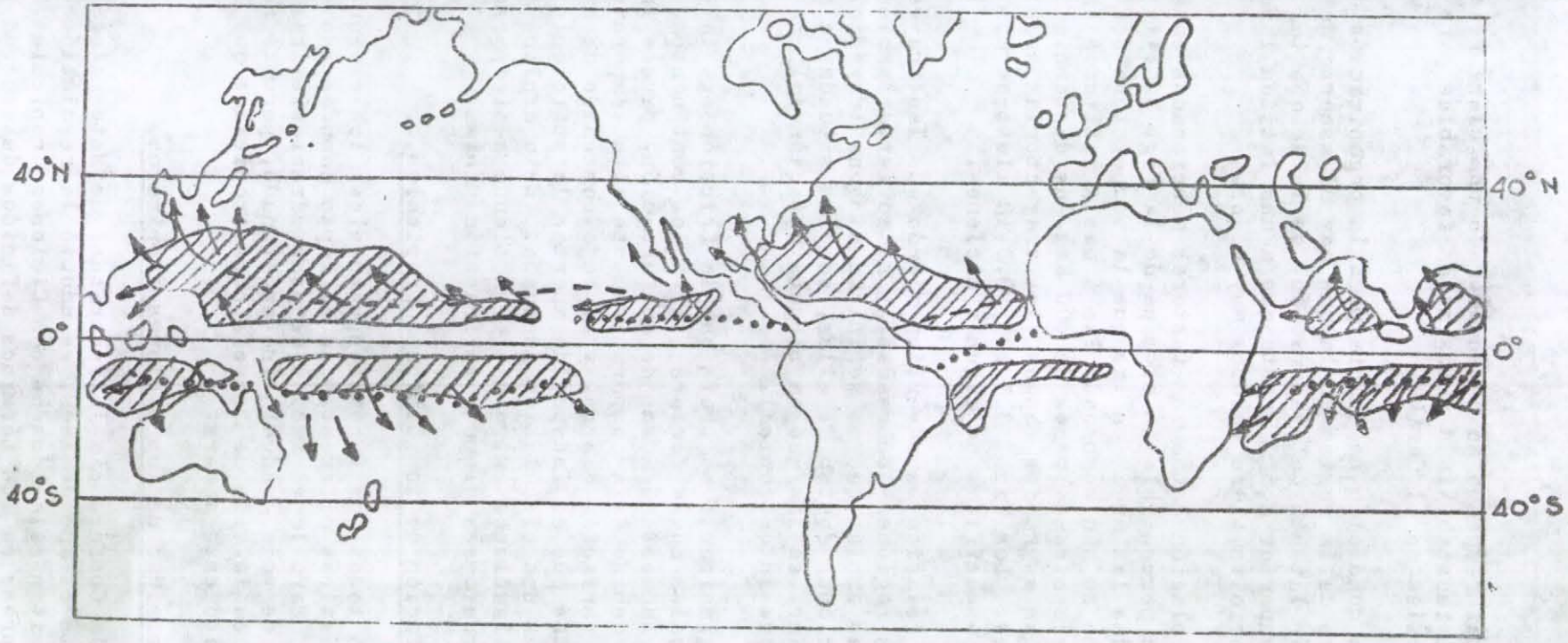


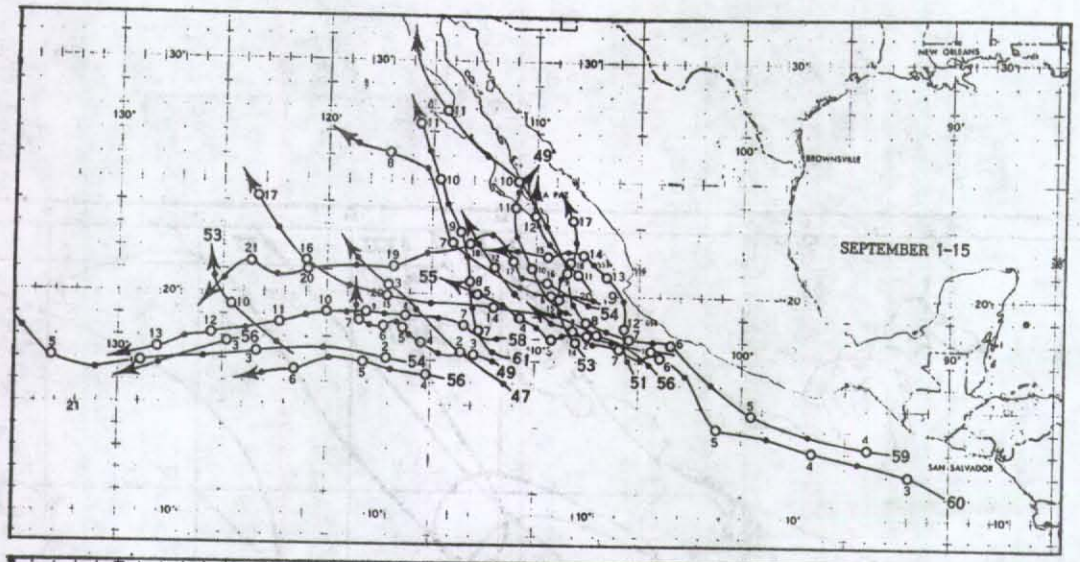
Fig 3.5.11

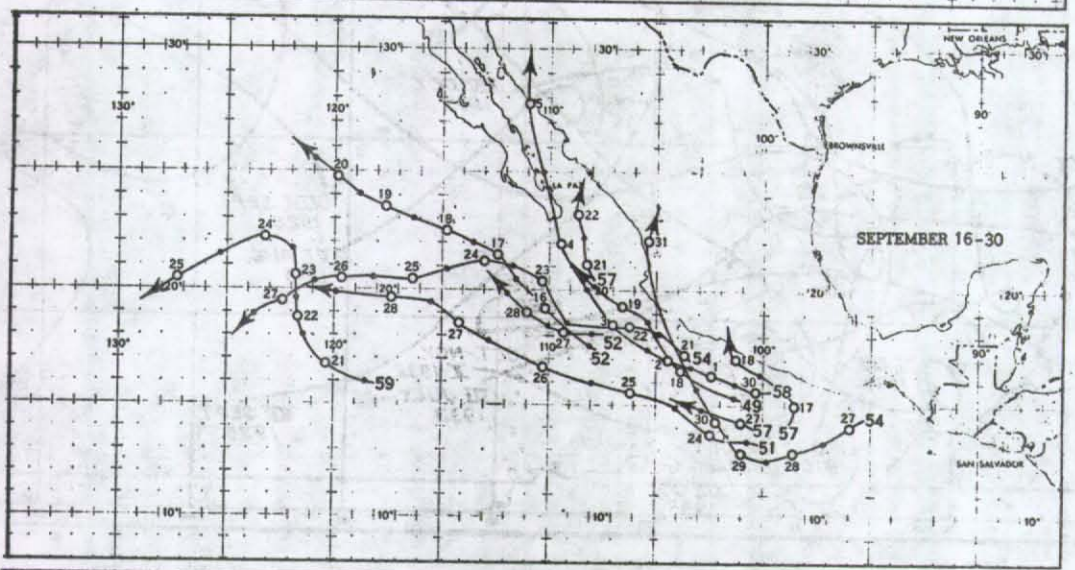
Las zonas sombreadas indican temperatura de la superficie del mar de 27°C o más

----- Posición de la zona de convergencia inter-tropical en Septiembre

••••• Posición de la zona de convergencia inter-tropical en Marzo

⟶ Trayectorias típicas de Ciclones Tropicales.


SEPTEMBER 1-15
NEW ORLEANS
BROWNSVILLE
LA PAZ
SAN SALVADOR


SEPTEMBER 16-30
NEW ORLEANS
BROWNSVILLE
LA PAZ
SAN SALVADOR

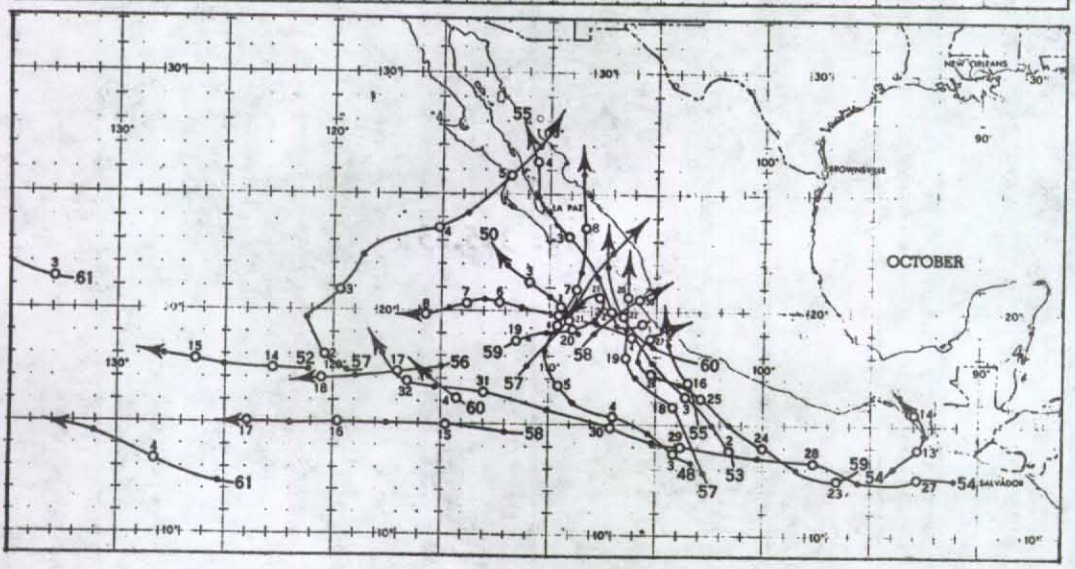

OCTOBER
NEW ORLEANS
BROWNSVILLE
LA PAZ
SALVADOR

Fig 3.5.12

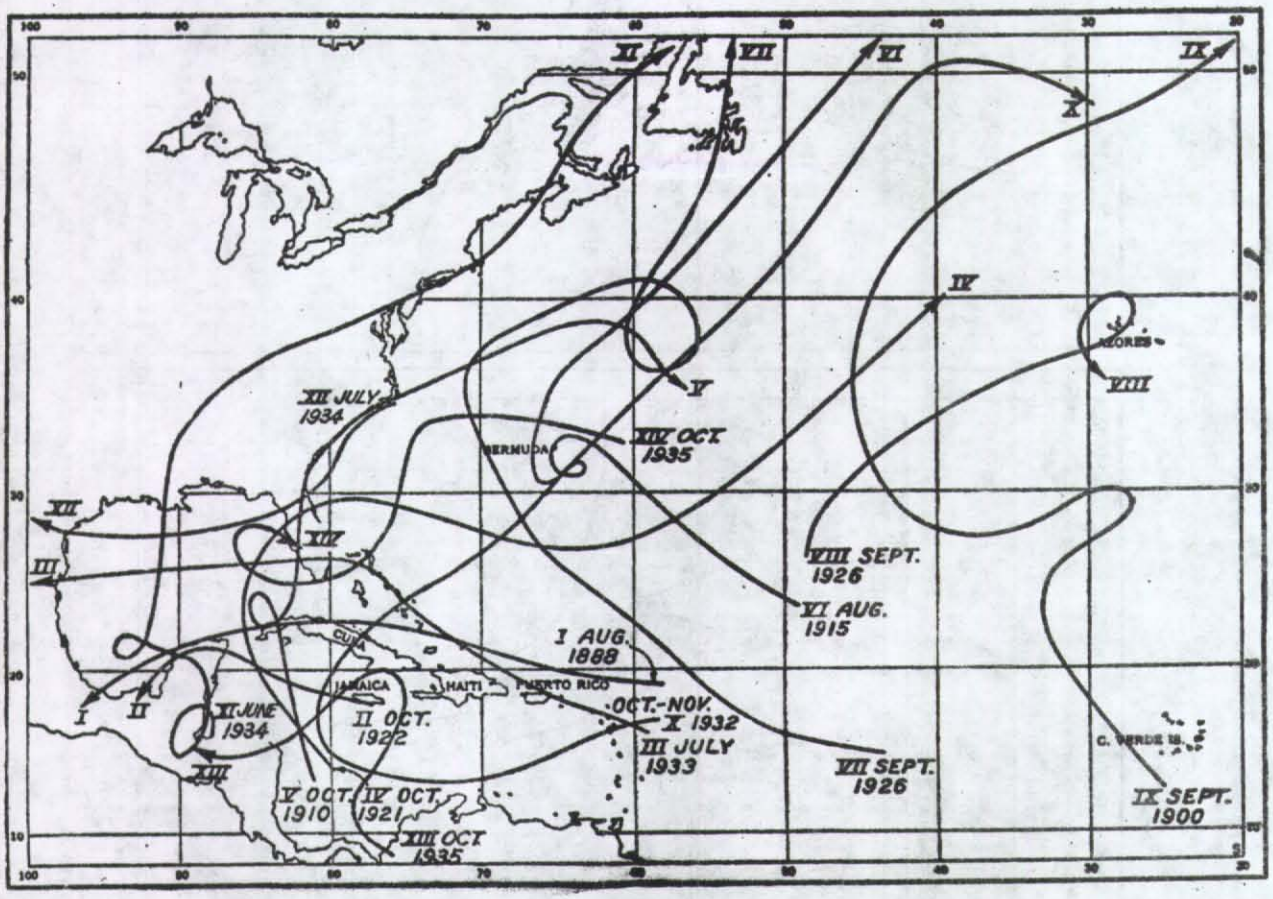

XI
VII
VI
IX
X
IV
AZORES
V
VIII
XII JULY 1934
BERMUDA
XIV OCT 1935
XII
XIII
III
VIII SEPT. 1926
VI AUG. 1915
CUBA
I AUG. 1888
JAMAICA
HAITI
PUERTO RICO
I
II
XI JUNE 1934
II OCT. 1922
OCT.-NOV. X 1932
III JULY 1933
VII SEPT. 1926
C. VERDE IS.
IX SEPT. 1900
XIII
V OCT. 1910
IV OCT. 1921
XIII OCT 1935

Fig. 3.5.13

a) Depresión tropical: será designado aquel ciclón cuya intensidad produzca una velocidad máxima de viento que no exceda de 34 nudos.

b) Tormenta tropical: expresará una intensidad tal, que produzca velocidades de viento cuya máxima tenga un valor entre 35 y 64 nudos.

c) 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 formación. Es la comprendida entre el momento en el que en alguna área de la región tropical se presentan las condiciones enumeradas en el párrafo 2.2.1 y siguiente, y aquel en el que la presión en el centro u "ojo" se ha reducido hasta un valor cercano a 1,000 mbs. La duración de esta etapa puede ser de varios días o puede también ser un proceso "explosivo" 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 una 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 mbs. 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 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 una 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 bárico 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 una área superior a la afectada en cualquier otra de las etapas anteriores, afectando los vientos huracanados una área de 400 millas de diámetro. Al finalizar esta etapa las isobaras se alejan del centro debilitándose gradualmente el ciclón.

Etapa de disipación. 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 penetrado a tierra, ó la de los que recurvan 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 sensillamente imposible reconocer la etapa de vida en la que se encuentra determinado ciclón.

3.5.4.4 Estado característico de la atmósfera dentro de la región 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 queda a la derecha y al frente, el SEGUNDO CUADRANTE que queda a la derecha y atrás, el TERCER CUADRANTE que queda a la izquierda y atrás, y el CUARTO CUADRANTE que queda hacia adelante y a la izquierda. (Fig. 3.5.14)

Las causas de la distribución del viento ilustrada en la Fig. 3.5.15 así como las de la nubosidad ilustradas en las figs. 3.5.16 y 3.5.17 no son claramente conocidas en la actualidad, pero es un hecho comprobado por la observación. Eso da lugar a que el primer cuadrante sea el más peligroso. En él los vientos son más intensos y la actividad cumuliforme más abundante y severa, lo que parece ser cierto porque en el semicírculo de la derecha el aire se mueve hacia latitudes mayores en el hemisferio norte, haciendo que la convergencia sea mayor en esa parte del ciclón.

La sucesión nubosa que acompaña a un ciclón tropical que se aproxima a una estación, es muy semejante a la que se percibiría en una estación hacia la que se aproximara un frente caliente. Primero se perciben los Ci., que gradualmente se espesan para hacer aparecer los Cs y a continuación a los As y Ac con Cu muy desarrollados que penetran a través de las capas superiores. Finalmente los Cu y Cbs aparecerán como formando una masa sólida.

En la periferia del ciclón las nubes cumuliformes se presentarán en cantidad y desarrollo equivalente al normal dentro de los trópicos, o ligeramente inferior a los normal. Dentro de la circulación ciclónica esas mismas nubes cumuliformes aparecen organizadas en bandas que entran espiralmente hacia el centro como lo muestra la Fig. 3.5.16. Siguiendo el camino señalado por una de esas bandas hacia el interior del ciclón, se vería aumentar el desarrollo y la cantidad de esas nubes cumuliformes, hasta llegar a la parte en las que aparecen agrupadas formando la masa sólida ya citada que suele llegar hasta la tropopausa, y que forma una verdadera "muralla" nubosa en torno al centro u "ojo" del ciclón. Tal organización es un hecho demostrado por las inumerables fotografías tomadas de los indicadores de radar.

Con frecuencia las capas de altocumulus y de nubes cirriformes se extienden a centenares de millas del centro como lo muestra la misma Fig. 4, y aparecen perforadas por las nubes cumuliformes del modo que se ilustra en la Fig. 3.5.17.

Dentro del "ojo" las condiciones nubosas varían grandemente. Suele aparecer sin nubes, pero generalmente dentro de él se encuentran nubes medias, bajas, y altas en pequeña cantidad. En la mayoría de los casos aparecen en el interior del "ojo" estratocumulus que cubren más de la mitad del cielo asociados con cumulus de muy poco desarrollo. Esos cumulus suelen tener sus cúspides a altitudes inferiores a 10,000 pies, y con frecuencia aparecen formando bandas que convergen espiralmente hacia el centro a partir de la muralla nubosa que circunda al "ojo".

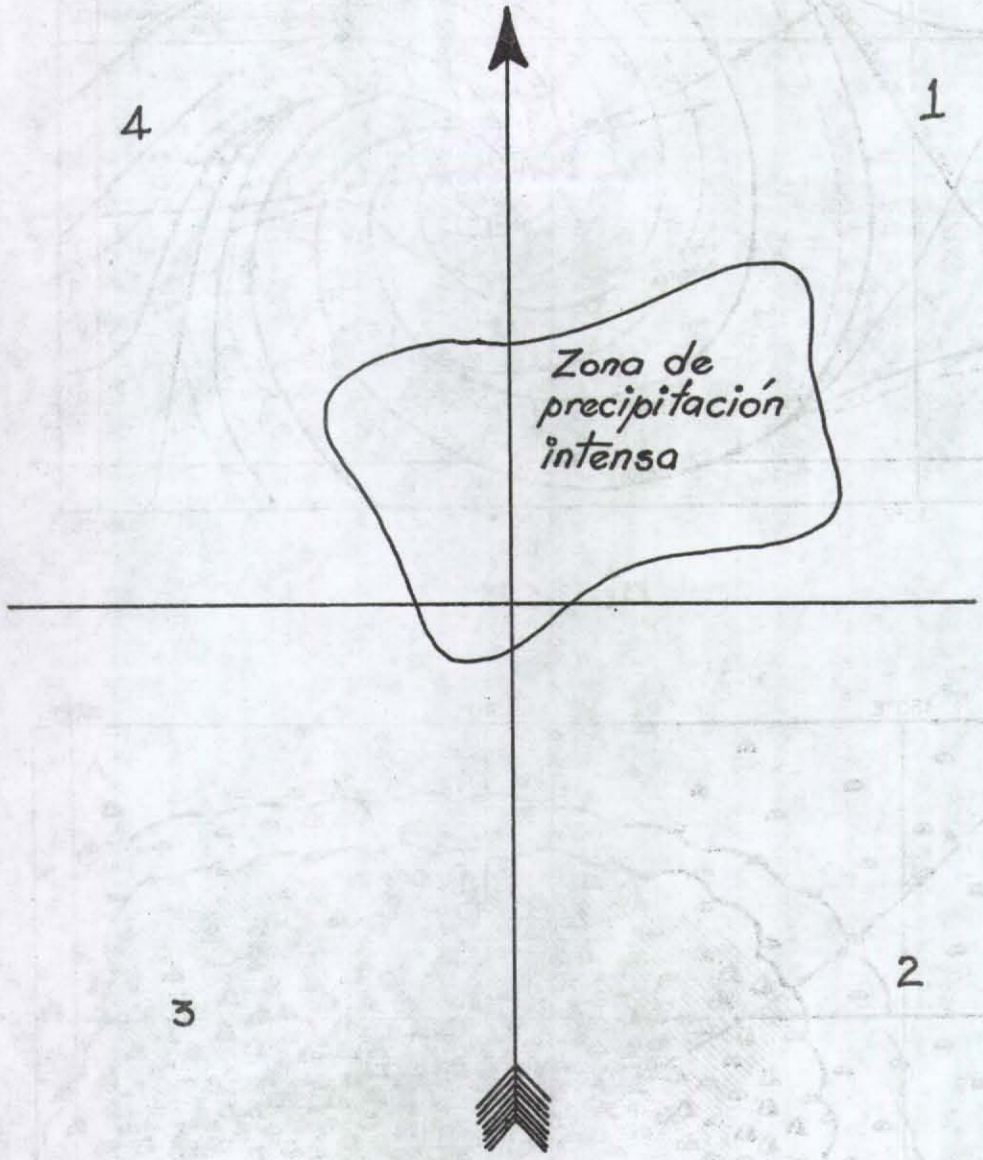


Fig. 3.5.14

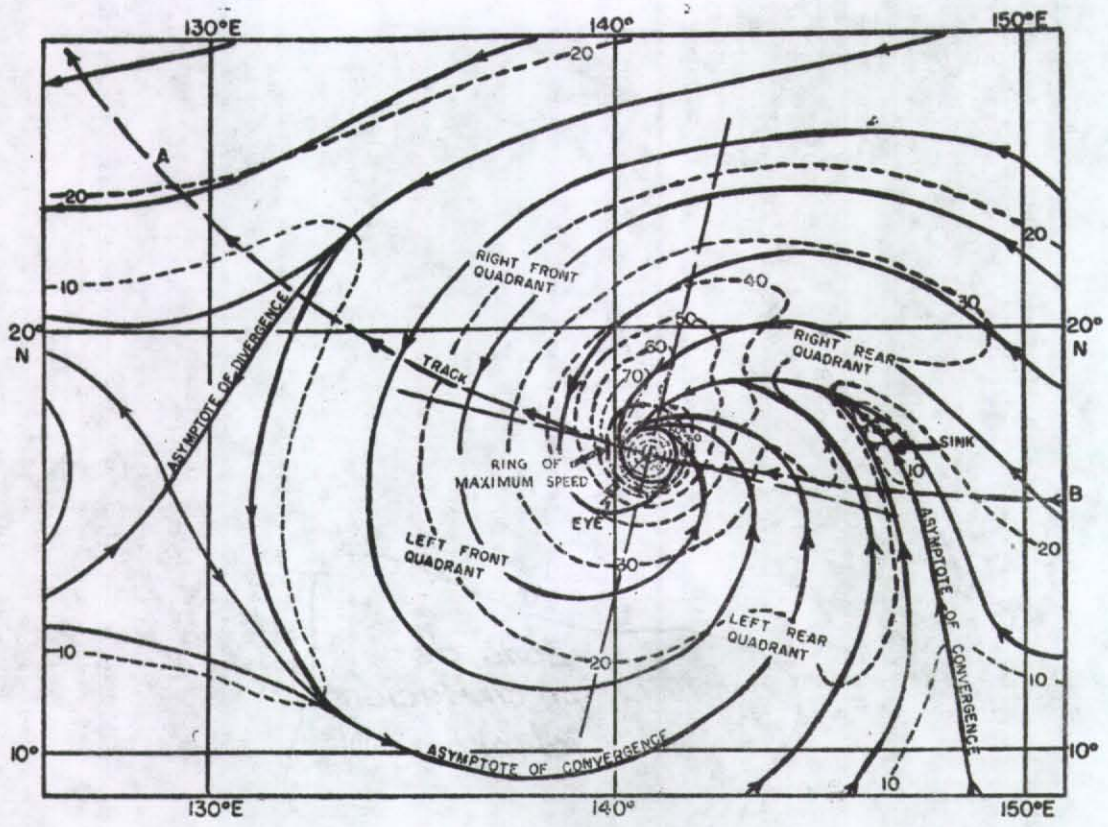


Fig. 3.5.15

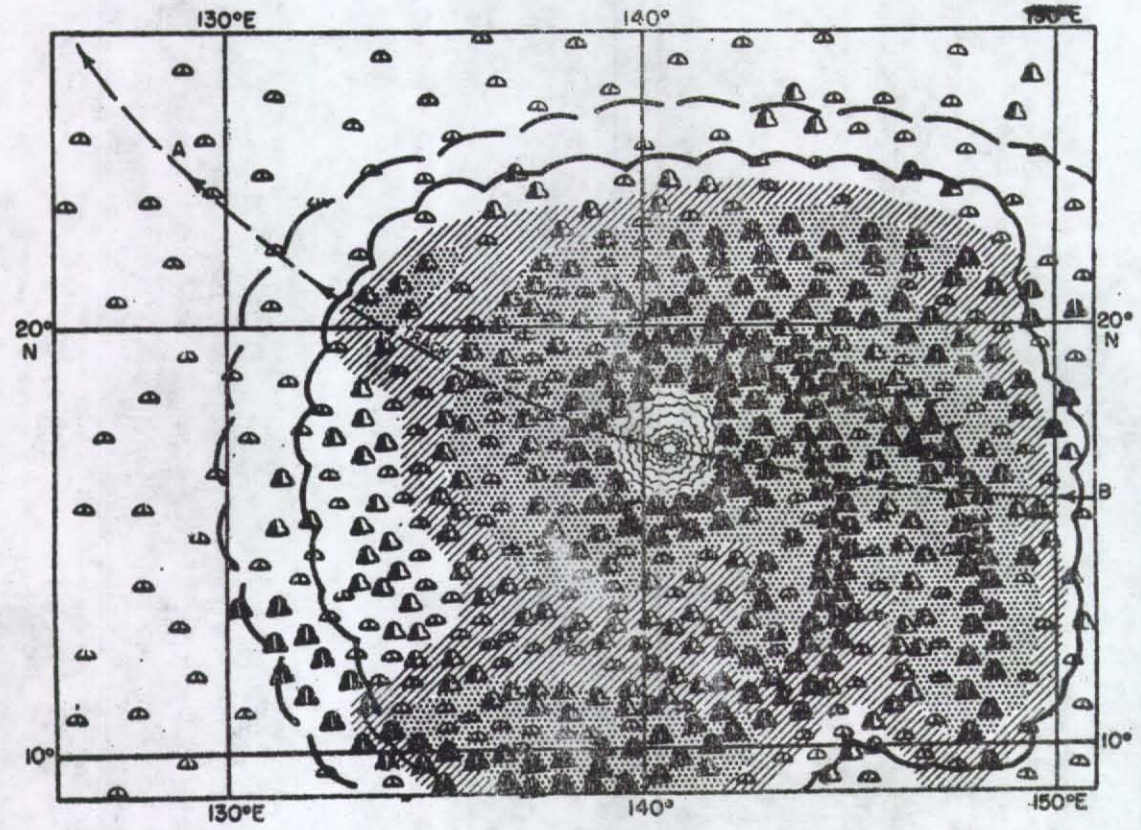


Fig. 3.5.16

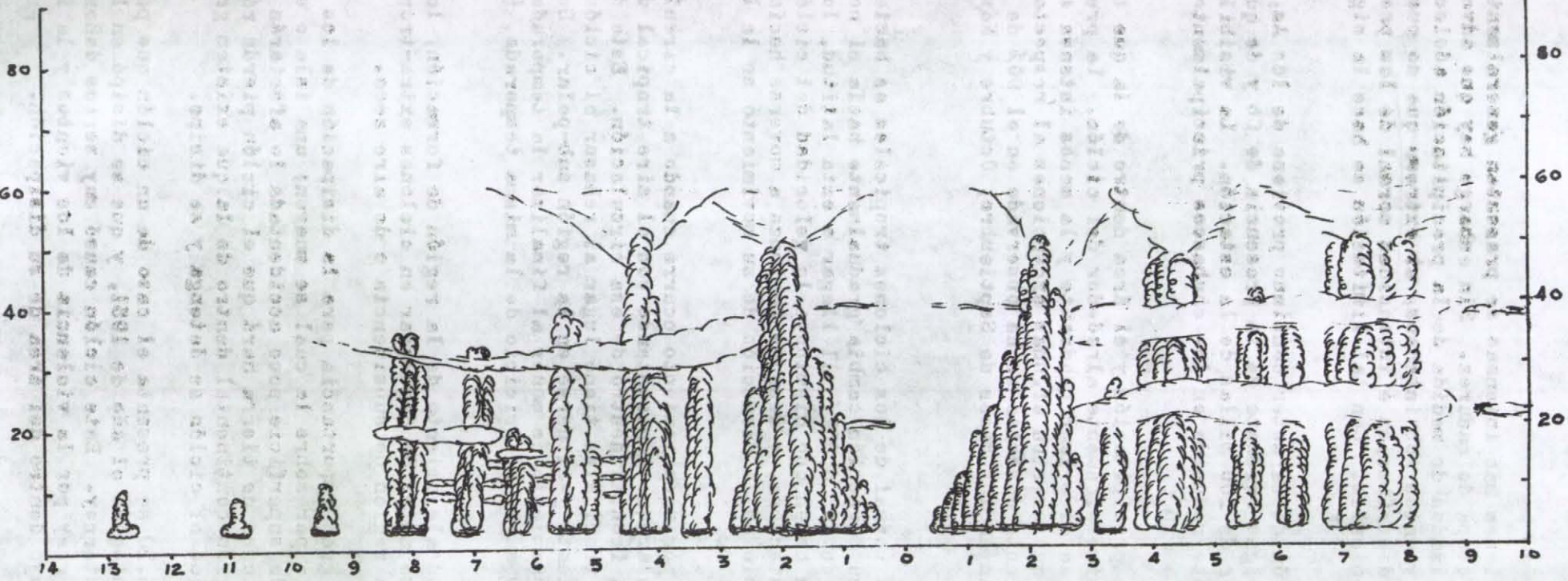


Fig 3.5.17
Sección vertical de un Huracán. La escala vertical está representada en miles de pies y la horizontal en grados de latitud. La escala vertical está muy exagerada.

Las precipitaciones más intensas se presentan generalmente asociadas con ciclones en la etapa de madurez. Sin embargo hay que advertir que los métodos más generalizados de medida de la precipitación adolecen de grandes errores cuando los vientos son intensos, al extremo que no puede decirse que sea conocida la distribución e intensidad normal de las precipitaciones de los ciclones tropicales. Con tal limitación se hace la siguiente descripción.

La precipitación de carácter continuo proviene de los As, en tanto que la achubascada es signo evidente de la presencia de Cb y de que el ciclón se encuentra a alrededor de 200 millas de la estación. La visibilidad horizontal se ve notablemente reducida en los chubascos principalmente dentro del primer cuadrante.

La cantidad de precipitación y el área dentro de la que tiene lugar, no están distribuídas simétricamente alrededor del ciclón. La precipitación más intensa se observa en el primer cuadrante y la menos intensa en el tercer cuadrante. Parece que existen algunas excepciones al respecto, pero en el Caribe el comportamiento descrito se ha observado en el 90% de los ciclones que ahí se presentan en los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre.

Disipación.

La trayectoria normal de los ciclones tropicales es hacia el oeste, pero al ir avanzando, su dirección cambia gradualmente hacia el noroeste hasta llegar a la latitud de 20° ó 30°. Al llegar a esta latitud, los vientos predominantes del oeste hacen que disminuya la velocidad del ciclón hasta - que prácticamente se estaciona, y después comienza a moverse hacia el norte o noreste. A este cambio en la dirección de su movimiento se le llama recurvamiento. (Fig. 3.5.18)

La disipación por recurvamiento ocurre cuando a la circulación ciclónica penetra aire polar que contrastando con el aire tropical da lugar a que se forme un sistema frontal dentro de esa circulación. Esta disipación de las características tropicales tiene lugar al rebasar el ciclón tropical la latitud de recurvamiento y situarse en la región sub-polar. Debe notarse que la latitud de recurvamiento es menor al finalizar la temporada de ciclones o sea en Octubre, y mayor al pricipio de la misma temporada. (Ver figura 3.5.19)

Por razón de su alejamiento de la región de formación, los ciclones suelen también disiparse antes de degenerar en ciclones extra-tropicales, - cuando se sitúan en una región de subsidencia o de aire seco.

Es también de gran importancia para la disipación de los ciclones - tropicales la superficie por sobre la cual se mueven; una isla o una península de área reducida y de superficie poco accidentada lo afectarán muy poco, pero una superficie extensa de tierra hará que el ciclón pierda rápidamente su intensidad. Una región continental dentro de la que existen grandes desniveles, dará lugar a que el ciclón se detenga y se disipe.

En la Fig. 3.5.20 se presenta el caso de un ciclón que penetró a - tierra al norte de Tampico en el año de 1951, y que se disipó en la región montañosa al sur de Monterrey. Este ciclón causó muy serios daños en el — área de Tampico y Monterrey por la violencia de los vientos y la intensa - precipitación que produjo dentro del área de su disipación.

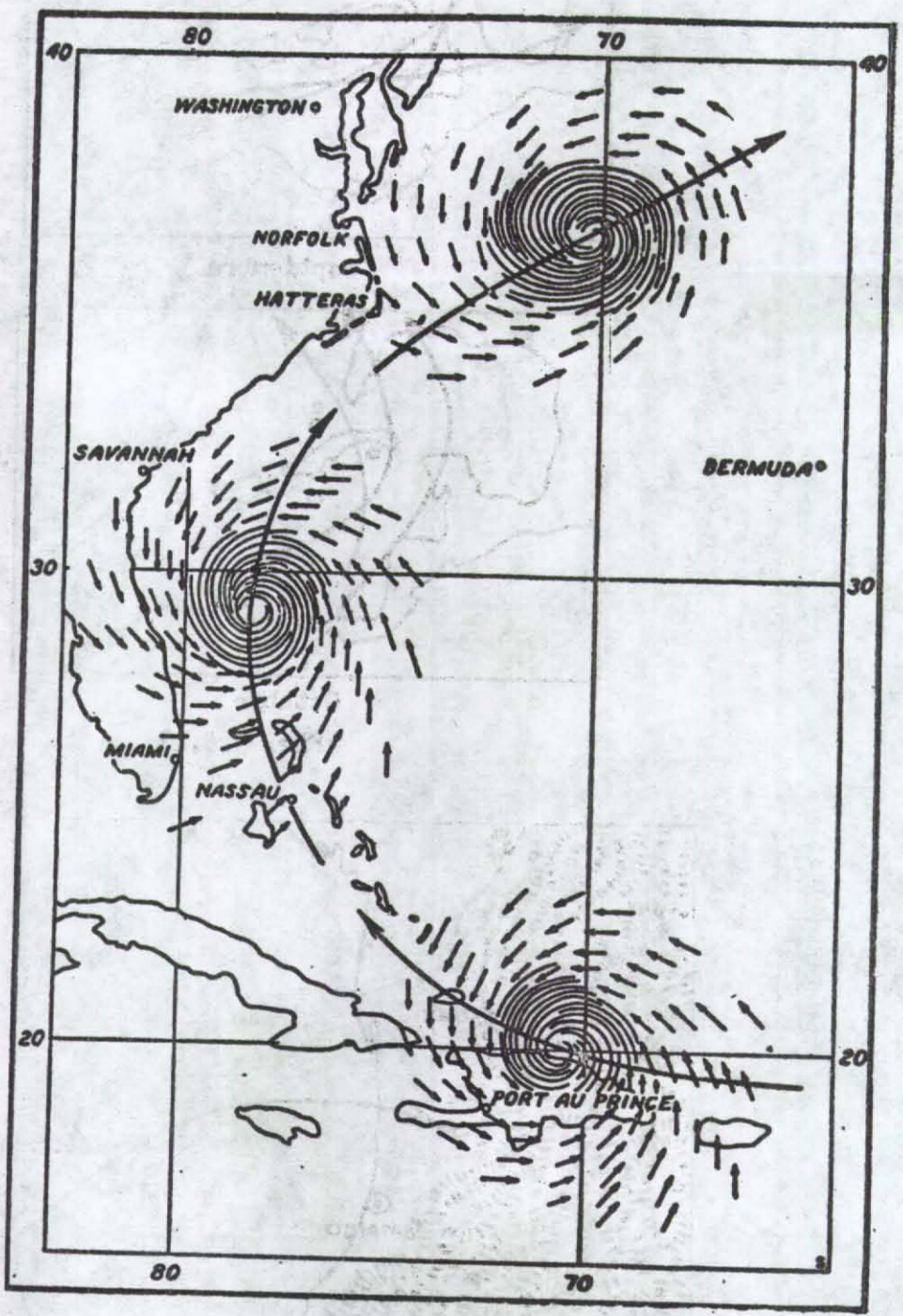
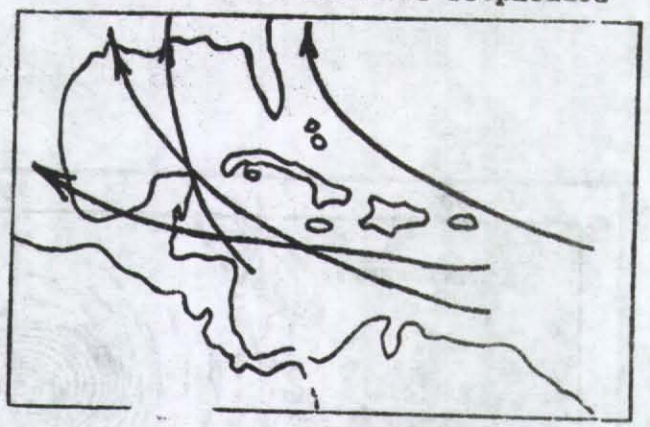

80
70
40
40
WASHINGTON
NORFOLK
HATTERAS
SAVANNAH
BERMUDA
30
30
MIAMI
NASSAU
20
20
PORT AU PRINCE
80
70

Fig. 3.5.18

Trayectorias de Ciclones Tropicales



Septiembre



Octubre

Fig. 3.5.19

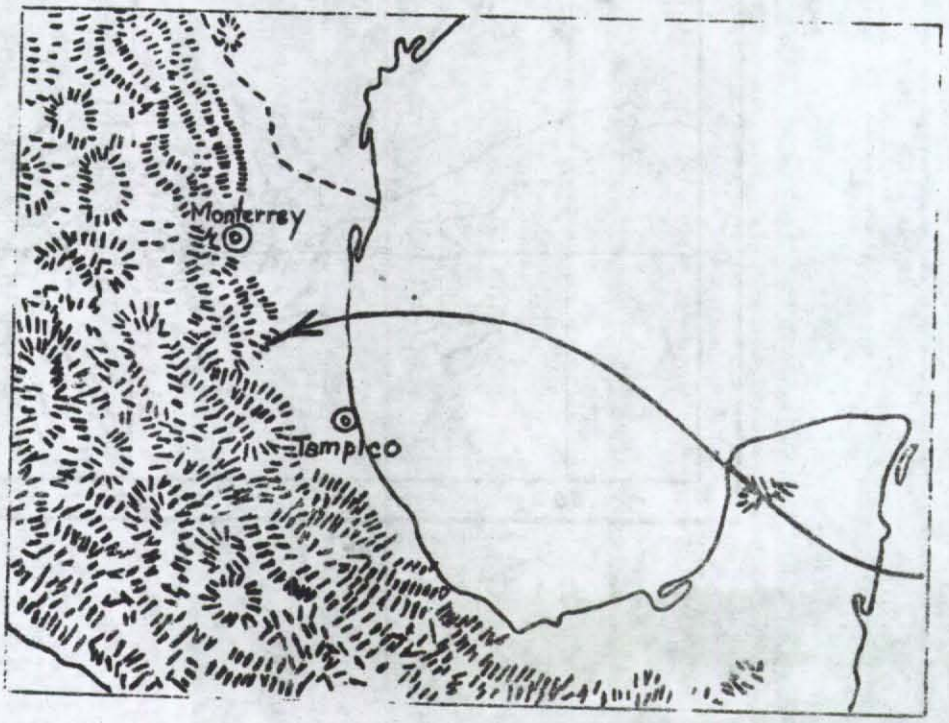


Fig. 3.5.20

La disipación de los ciclones tropicales ocurre generalmente acompañada de precipitaciones excesivas particularmente si el terreno es montañoso y el ciclón permanece inmóvil durante todo el proceso de disipación. - Se han dado casos como en el caso descrito en el párrafo anterior, en los - que los daños causados por los vientos y las tormentas del ciclón no son tan grandes como los que producen las inundaciones y crecientes de los ríos producidos cuando el ciclón se disipa.