

El Reglamento del Aire, DAR-02 exige que se vuele a altitud indicada en niveles bajos y a altitud de presión en niveles altos. En Chile se exige que todo vuelo sobre 3.000 pies, éste debe ser realizado a altitud de presión. ¿Qué es la altitud de presión?

## 5. Altitud de presión

En la atmósfera estándar la presión, al nivel medio del mar, es 1.013,2 hPa. La presión disminuye en una proporción fija con la altura en esa atmósfera hipotética. Por lo tanto, en la atmósfera estándar, existe una presión determinada a una altitud específica. “La altitud de presión es la altitud en la atmósfera estándar donde la presión es la misma en cualquier punto de su trayectoria”. Dado que en una altitud de presión específica la presión es en todas partes la misma, una superficie de presión constante define una altitud de presión constante. Cuando se vuela a una altitud de presión constante, se está volando en una superficie de presión constante.

Siempre se puede determinar la altitud de presión con el altímetro, ya sea en vuelo o en tierra. Simplemente se debe ajustar el altímetro a la calibración altimétrica estándar de 29,92 pulgadas (1013,2 hPa) y el altímetro indicará la altitud de presión.

A veces resulta conflictivo separar aviones que usan altitud indicada, de aquellos que usan la altitud de presión. La altitud de presión en un avión y la altitud indicada en otro, puede indicar separación de altitud cuando realmente los dos están a la misma altitud verdadera.

## 6. Altitud de densidad

¿Qué es altitud de densidad? “Simplemente es la altitud en la atmósfera estándar donde la densidad del aire es la misma en cualquier punto de su trayectoria”. La presión, humedad y temperatura determinan la densidad del aire. En un día caluroso, el aire se vuelve “delgado” o “liviano”, y la densidad de este aire, corresponde a una altitud mayor que la indicada por la atmósfera estándar, de ahí el término altitud de densidad alta”. En un día frío, el aire se vuelve pesado; la densidad en este aire corresponde a una altitud menor que la indicada por la atmósfera estándar, “altitud de densidad baja”.

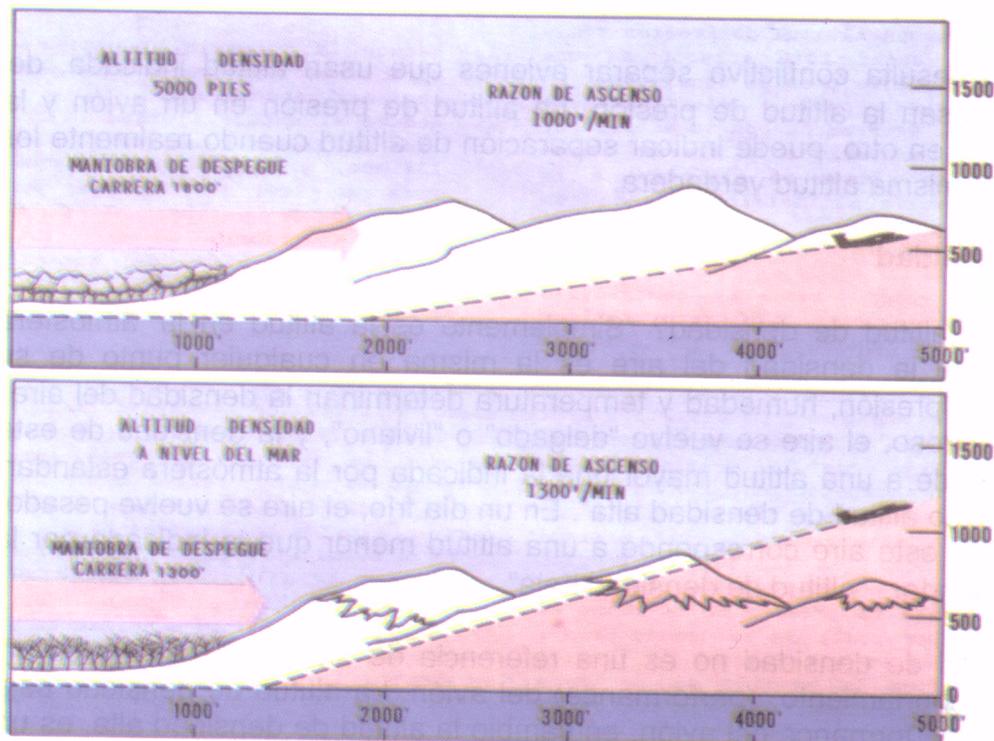
La altitud de densidad no es una referencia de altura; en cambio es un índice del comportamiento (performance) del avión. La altitud de densidad baja incrementa la performance del avión, en cambio la altitud de densidad alta, es un riesgo, ya que la reduce y afecta la performance del avión en tres formas:

a.- Reduce la potencia, puesto que el motor absorbe menos aire para mantener la combustión.

- b.- Reduce el empuje, porque la hélice se aferra menos en el aire liviano y un jet tiene menos masa de gases que impulsar por el tubo de escape, el flujo másico es menor.
- c. Reduce la razón de ascenso porque el aire liviano ejerce menos fuerza en las superficies aerodinámicas.

No se puede detectar el efecto de la altitud de densidad alta en un indicador de velocidad. El avión despega, asciende, vuela, planea, y aterriza a la velocidad preestablecida, pero su velocidad verdadera, tanto en el aire como en tierra, aumenta proporcionalmente a medida que la altitud de densidad es más alta.

Los resultados netos son, que la altitud de densidad alta, alarga el despegue o aterrizaje y reduce la razón de ascenso. Antes del despegue debe alcanzar una mayor velocidad en tierra, por lo tanto necesita más pista. Por la potencia reducida y menor empuje necesita una pista más larga. Si aterriza a una velocidad más alta necesitará mayor distancia para detenerse. Si vuela con una velocidad indicada preestablecida, se estará volando a una velocidad verdadera mayor, y por consiguiente cubrirá una mayor distancia en un tiempo dado, lo cual significa ascender a un ángulo menor.



**FIGURA 3.10 Efecto de la altitud de densidad**

La altitud de densidad alta también puede ser un problema en altitudes de vuelo crucero. Cuando el viento está anormalmente cálido, la altitud de densidad

alta baja su techo de servicio. Por ejemplo, si la temperatura a una altitud de presión de 10.000 pies (3.000 metros.) es de 20 °C, la altitud de densidad es 12.700 pies (3.800 metros), verificar lo expuesto en el calculador de vuelo. Los comportamientos (performance) del avión serán como si se volase a 12.700 pies y a una temperatura normal de -8 °C.

Para calcular la altitud de densidad, se debe graduar el altímetro a 29,92 pulgadas de mercurio o 1.013,2 hPa y obtener la altitud de presión en el altímetro. Leer la temperatura exterior y luego utilice el calculador de vuelo para obtener la altitud de densidad. En un aeropuerto donde exista una estación meteorológica, se puede obtener de ella, la altitud de densidad del aeropuerto.

Los modelos de presión pueden ser claves para determinar las condiciones meteorológicas y el movimiento de los sistemas atmosféricos, pero sólo muestran una parte de todo el cuadro meteorológico. La presión desciende con el aumento de la altitud. El altímetro, es un barómetro aneroide graduado en magnitudes de altitud de acuerdo a la atmósfera estándar en lugar de unidades de presión. La temperatura afecta considerablemente la razón de descenso de presión con la altura; por lo tanto, influye en la lectura de los altímetros.

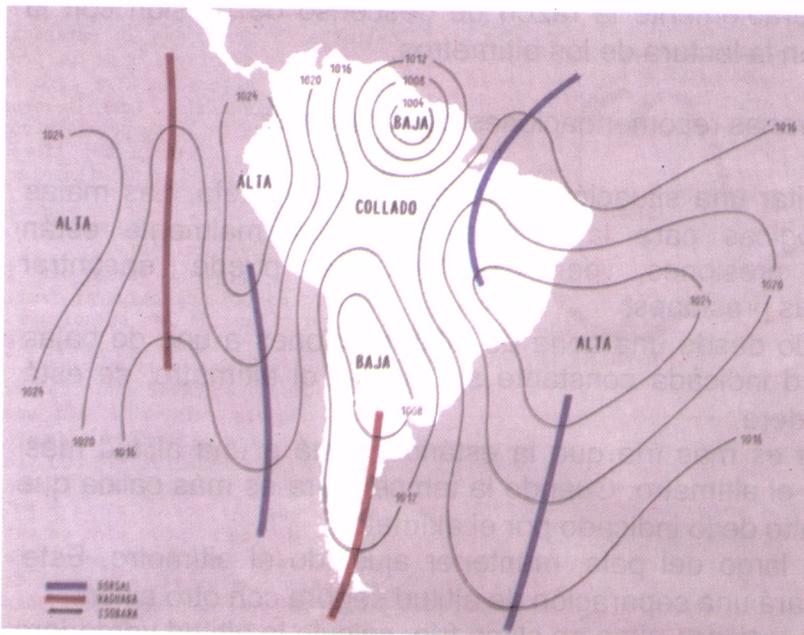
A continuación se detallan varias recomendaciones operacionales:

- a) Siempre se debe solicitar una situación meteorológica completa. Las malas condiciones meteorológicas para la aeronavegación normalmente están asociadas a bajas presiones, pero también se puede encontrar complicaciones con altas presiones.
- b) Cuando se esté volando desde una zona de altas presiones a una de bajas presiones, a una altitud indicada constante sin ajustar el altímetro, se está perdiendo altitud verdadera.
- c) Cuando la temperatura es más fría que la estándar, está a una altitud más baja de la indicada por el altímetro. Cuando la temperatura es más cálida que la estándar, está más alto de lo indicado por el altímetro.
- d) Cuando se vuele a lo largo del país, mantener ajustado el altímetro. Este procedimiento garantizará una separación de altitud segura con otro avión.
- e) Cuando se vuele sobre terrenos altos en clima frío, calcule la altitud verdadera para asegurar el margen vertical sobre el terreno.
- f) Cuando el avión está muy cargado y la temperatura es anormalmente cálida, y/o la presión es anormalmente baja, calcular la altitud de densidad. Verifique la operatividad de los aeropuertos de alternativa, además sí la razón de ascenso le permite salvar los obstáculos prominentes más allá de la pista. Este procedimiento es aconsejable para cualquier aeropuerto, no importando su altitud.
- g) Cuando vaya a despegar o aterrizar en un aeropuerto a gran altitud, con una carga indeterminada, calcule la altitud de densidad. El procedimiento es indispensable cuando la temperatura es anormalmente cálida o la presión demasiado baja. Cerciorarse de contar con suficiente pista para aterrizar o

- despegar. Asegurarse de poder salvar los obstáculos más allá del final de la pista, después del despegue o en el caso de frustrar el aterrizaje.
- h) A veces los datos para el ajuste alimétrico, pueden ser obtenidos de un instrumento poco confiable. Cuando un instrumento tiene un error de lectura de más de 20 pies, queda fuera de servicio.
  - i) Cuando el ajuste del altímetro es estimado, prepararse al aterrizar para una posible diferencia de 10 a 20 pies (3 a 6 metros) entre la elevación del campo y la lectura del altímetro.

## ANÁLISIS DE LA PRESIÓN

En un mapa donde se ubican estaciones meteorológicas y se han marcado las presiones a nivel del mar, se puede unir con líneas todos aquellos puntos o estaciones que tengan igual presión a nivel del mar. A estas líneas se les denomina isobaras. Por consiguiente, un mapa de superficie es un análisis isobárico que muestra modelos de campos de presión. Existen cinco sistemas de presión definidos e identificables.



**FIGURA 3.11**  
**Sistemas de Presión**

### 1. Centro de Baja

Es una zona que se caracteriza por isobaras cerradas que aumentan su valor hacia el exterior, es llamado también ciclón. La curvatura ciclónica, tiene la dirección de los punteros del reloj en el hemisferio sur y en contra los punteros del reloj, en el hemisferio norte.

### 2. Centro de Alta

Es una zona caracterizada por isobaras cerradas que disminuyen su valor hacia el exterior, llamado también anticiclón. La curvatura anticiclónica tiene la

dirección de los punteros del reloj en el hemisferio norte y en contra los punteros del reloj en el hemisferio sur.

### **3. Vaguada**

Es un área prolongada de un sistema de bajas presiones, en los valores más bajos en la dirección de la línea que marca la curvatura ciclónica máxima.

### **4. Dorsal**

Es un área prolongada de un sistema de altas presiones, con valores más altos en la dirección de la línea que marca la curvatura anticiclónica máxima.

### **5. Collado**

Es un área neutral que separa, a la vez dos centros de altas y dos centros de bajas presiones. También es la intersección entre una vaguada y una dorsal. El collado sobre una superficie de presiones es análogo a un paso de montaña.

Los Servicios Meteorológicos, así como elaboran mapas de superficie a diferentes alturas preestablecidas, también elaboran mapas que muestran en detalle el comportamiento del aire superior.

Un mapa de altura es un análisis a presión constante. Pero, ¿qué significa presión constante? La presión constante se refiere simplemente a una presión específica, se elegirá arbitrariamente 700 hPa. En todo lugar, sobre la superficie de la tierra, la presión disminuye con la altura; y a cierta altura, esta disminución alcanza el valor de la presión constante de 700 hPa. Por lo tanto, hay una superficie en la atmósfera donde la presión es de 700 hPa. Se denomina a lo anterior, superficie de presión constante de 700 hPa. Sin embargo, la altura de esta superficie no es constante. Presión ascendente empuja esta superficie hacia arriba, formando altas y dorsales. Las presiones descendentes disminuyen la altura de las superficies isobáricas, formando bajas y vaguadas. Estos sistemas emigran continuamente como "ondas" en la superficie de presión. Se debe tener presente que la presión de 700 hPa constante de superficie fue escogida arbitrariamente sólo como una referencia.

El Servicio Meteorológico hace observaciones del aire superior, denominadas radiosondeos. Un globo eleva un equipo de radiosonda, que consiste en un aparato de radio en miniatura y elementos sensores. Durante el vuelo, el radiosonda transmite datos desde los cuales un observador meteorológico determina el viento, temperatura, humedad y altura de las superficies de presión seleccionadas.

Diariamente se reciben estas observaciones; se transcriben las alturas de una superficie de presión constante en un mapa y se trazan las líneas conectando los puntos de igual altura. Estas líneas son "contornos de altura".

### ¿Qué es un “contorno de altura”?

Primero, se considerará un mapa topográfico de contornos (carta de altura), que presenta variaciones de elevación. Estos son contornos de altura de la superficie de terreno. La superficie terrestre es una referencia fija y se tienen variaciones de contornos de acuerdo al relieve.

El mismo concepto se aplica para los contornos de altura en una carta de presión constante, con la particularidad que la referencia es una superficie de presión constante. Simplemente se delinean las alturas en que se encuentra la superficie de presión. Por ejemplo, un análisis de presión constante de 700 hPa, es un mapa de contorno de las alturas de la superficie de presión de 700 hPa. Dado que el mapa de contorno está basado en variaciones con la altura, éstas son pequeñas comparadas con los niveles de vuelo. Para propósitos prácticos, se puede considerar la carta de 700 hPa, como un mapa meteorológico de aproximadamente 10.000 pies ó 3.048 metros.

Un análisis de contorno muestra altas, dorsales, bajas y vaguadas en altura, igual que el análisis isobárico muestra sistemas de presiones en superficie. Lo que se explica con respecto a los modelos de presión y sistemas, se aplica igualmente a un análisis isobárico o de contornos.

Los sistemas de baja presión son a menudo zonas, meteorológicamente inadecuadas para el vuelo y las áreas de alta presión, normalmente son zonas donde las condiciones meteorológicas son favorables para el vuelo. Sin embargo, hay que ser cauteloso y tener cuidado al relacionar malas condiciones meteorológicas con baja presión, como buenas condiciones con alta presión. Esta regla falla frecuentemente. Por lo tanto, cuando se planifique un vuelo, reunir toda la información posible, sobre las condiciones meteorológicas.

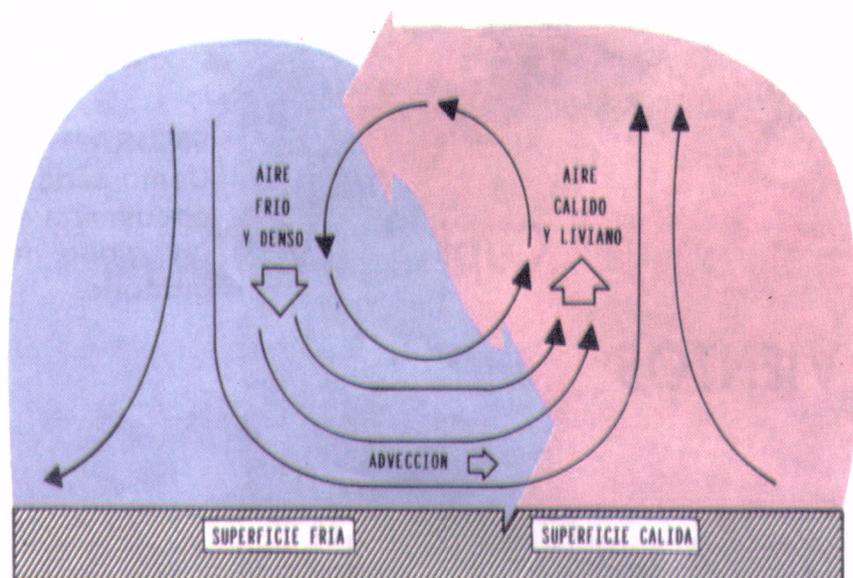
## CAPÍTULO IV

### EL VIENTO

#### VIENTOS

Diferencias de temperatura generan diferencias en la presión atmosférica. Estas originan un complejo sistema de vientos que en su incesante movimiento buscan lograr equilibrio. El viento transporta vapor de agua, nubes y precipitaciones y dispersa la neblina. Para ayudar a relacionar el viento a los modelos de presión y al movimiento de los sistemas meteorológicos, este capítulo explica la convección y la fuerza del gradiente de presión, describe los efectos de la fuerza de Coriolis y de fricción, relaciona la convección y éstas fuerzas a la circulación general, trata los sistemas de vientos locales y de pequeña escala, explica la cortante de viento y asocia el viento con las variaciones de las condiciones atmosféricas.

#### CONVECCIÓN



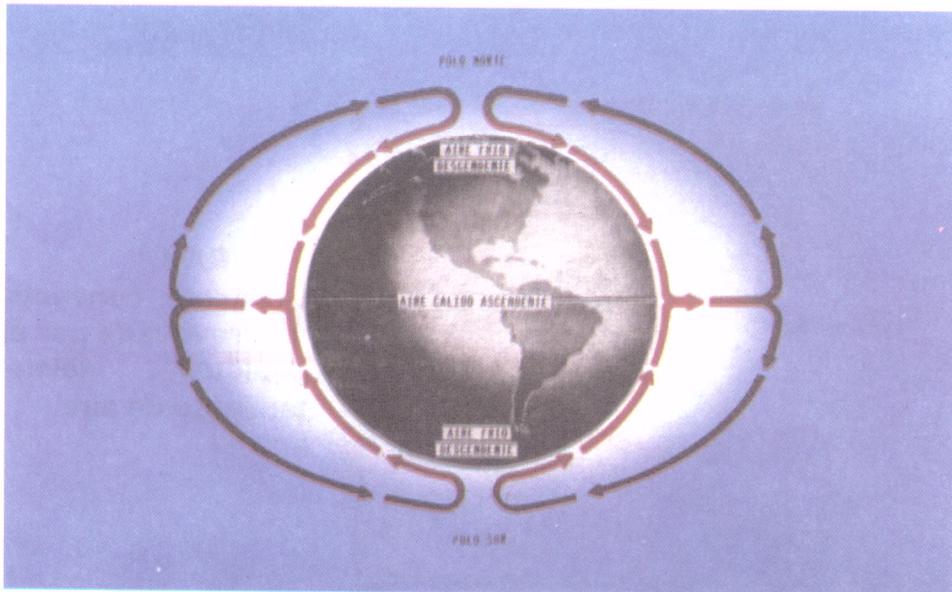
**FIGURA 4.1**  
Corriente convectiva provocada por el desigual calentamiento de aire.

Cuando dos superficies son calentadas desigualmente, el aire sobre ellas también se calienta en forma desigual. El aire caliente se expande y se vuelve más liviano o menos denso que el aire frío. El aire frío más denso es atraído al suelo, debido a su mayor peso forzando al aire caliente a subir, al igual como el aceite es forzado hacia arriba por el agua, cuando ambos se mezclan. El aire ascendente se

expande y enfría, descendiendo nuevamente para completar la circulación convectiva. Mientras persista la desigualdad de calor, la convección mantendrá una "corriente convectiva" continua. El flujo de aire horizontal en una corriente convectiva, es el "viento". Las convecciones a pequeña y gran escala, se consideran como Sistemas, incluyendo desde las circulaciones hemisféricas hasta remolinos locales. El flujo horizontal de viento se denomina "advección".

## FUERZA DEL GRADIENTE DE PRESIÓN

Las diferencias de presión originan una fuerza que sirve para encauzar el viento. Esta fuerza es la "fuerza de gradiente de presión". Está orientada desde centros de alta presión a centros de baja presión y es perpendicular a las isobaras. Cuando se origina una diferencia de presión sobre un área, la fuerza de gradiente de presión, comienza a mover al aire directamente a través de las isobaras. Mientras menor sea el espacio entre la isobara mayor es la fuerza de gradiente de presión. Mientras más intenso sea el gradiente de presión mayor será la velocidad del viento. Por lo tanto, cuando las isobaras están muy juntas significa que los vientos son intensos y cuando las isobaras estén muy separadas, el viento será débil. Analizando la presión, se puede obtener una idea general de la velocidad del viento al examinar la separación que existe entre las isobaras.



**FIGURA 4.2**  
Como sería la  
circulación en  
un globo no  
giratorio.

Debido al desigual calentamiento de la tierra, la presión es baja en las zonas calurosas y alta en las zonas frías polares. Hay gradiente de presión desde los polos al ecuador. Si la Tierra no rotara, esta fuerza de gradiente de presión sería la única fuerza que actuaría sobre el viento. La circulación estará constituida por dos grandes corrientes convectivas hemisféricas, como lo muestra la figura 4.2. El aire frío descendería en los polos y el viento en superficie soplaría directamente desde los polos al ecuador; el aire cálido del ecuador sería forzado a ascender y los vientos de

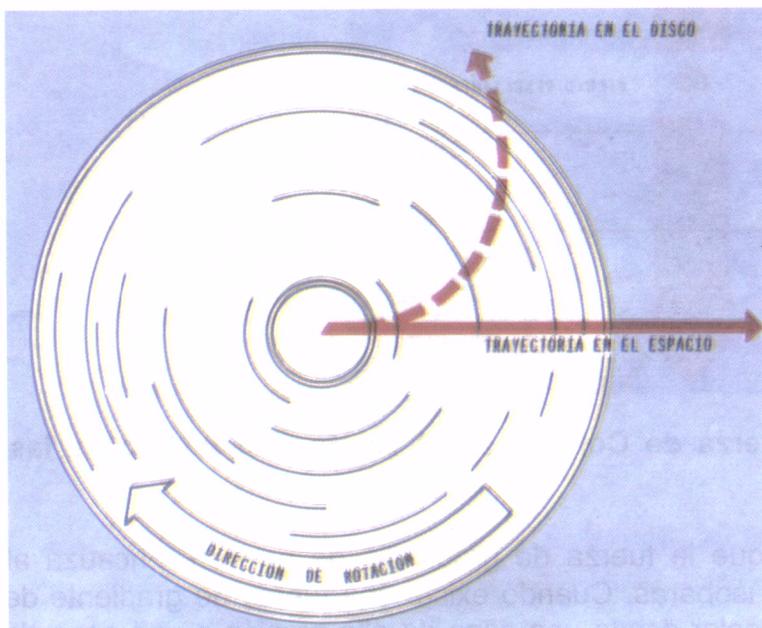
niveles altos soplarían directamente hacia los polos. Sin embargo, la Tierra rota, y debido a su rotación, esta circulación es más compleja.

## FUERZA DE CORIOLIS

Una masa en movimiento, continúa en su misma trayectoria si no actúa sobre ella otra fuerza. Sin embargo, si uno observa el movimiento de la masa en una plataforma rotatoria, la trayectoria de la masa en movimiento relativo a la plataforma, aparecerá desviada o curvada. Como demostración se puede rotar la plataforma giratoria de un tocadiscos usando un pedazo de tiza y una regla, dibujar una "recta" desde el centro hasta la orilla exterior de la plataforma giratoria. Detenga la plataforma giratoria, en ella se verá una línea curvada desde el centro hacia afuera, como se muestra en la figura 4.3.

Para un observador sobre la plataforma giratoria, una fuerza "aparente" desvió la tiza hacia la izquierda.

Una fuerza similar aparente, desvía el movimiento de las partículas sobre la Tierra. Como la Tierra es esférica, la fuerza desviadora es mucho más compleja que el ejemplo del tocadiscos. Aunque la fuerza es denominada "aparente", para nosotros en la Tierra es muy real. Este principio fue primero explicado por el francés, Coriolis, (1792-1843) y es la razón que se denomine "fuerza de Coriolis".

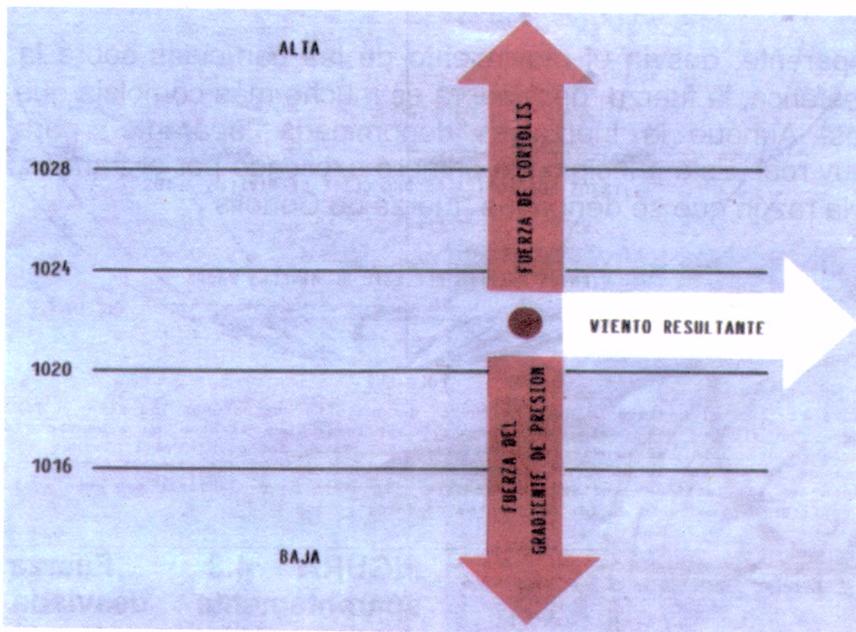


**FIGURA 4.3** Fuerza aparentemente desviada debido a la rotación de una plataforma horizontal. El espacio recorrido es la distancia alcanzada por un pedazo de tiza.

Esta fuerza afecta la trayectoria de aviones, misiles, el vuelo de los pájaros, las corrientes oceánicas y es más importante en el estudio de meteorología, a las corrientes de aire. Esta fuerza desvía el aire a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. Este Manual se concentra preferentemente en la desviación a la izquierda en el hemisferio sur.

La fuerza de Coriolis forma un ángulo de  $90^\circ$  con la dirección del viento y es directamente proporcional a la velocidad del viento. Esto es, a medida que la velocidad del viento aumenta, la fuerza de Coriolis también aumenta. A una latitud dada, si se duplica la velocidad del viento, se duplica la fuerza de Coriolis. ¿Por qué a una latitud dada?

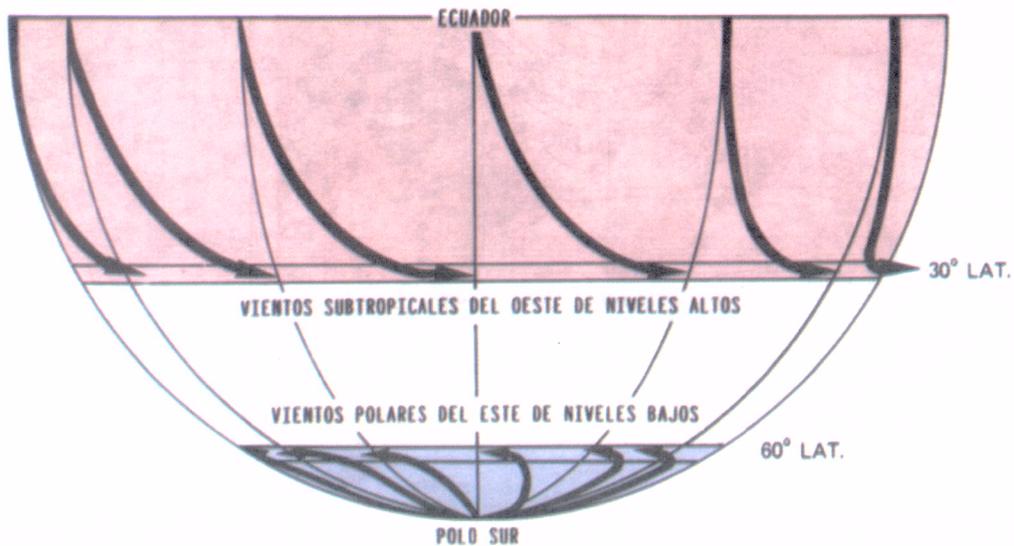
La fuerza de Coriolis varía con la latitud desde cero en el ecuador hasta un máximo en los polos. Influye sobre la dirección del viento en todas partes, excepto en el ecuador; sus efectos son más pronunciados en latitudes medias y altas.



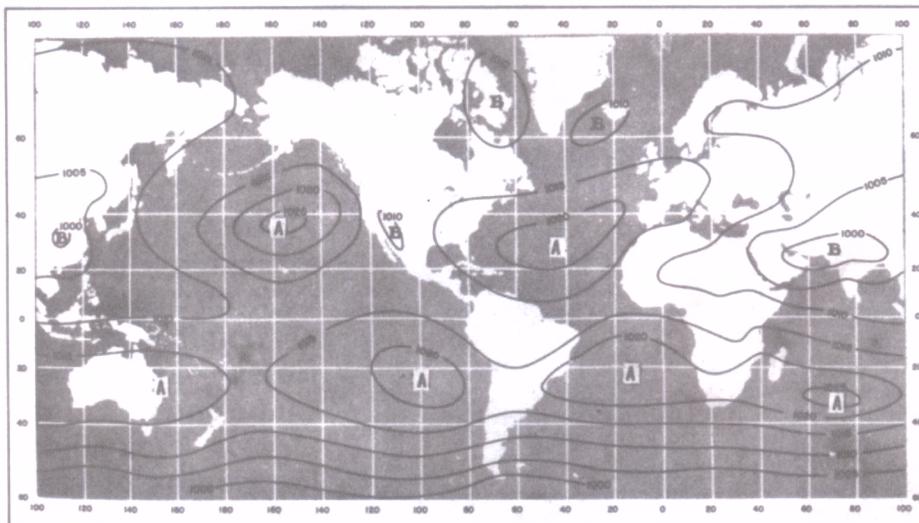
**FIGURA 4.4** Efecto de la fuerza de Coriolis en el viento con relación a las isobaras.

Se debe tener presente que la fuerza de gradiente de presión, encauza al viento y es perpendicular a las isobaras. Cuando existe una fuerza de gradiente de presión, el viento comienza a soplar desde una zona de alta presión a una zona de más baja presión, perpendicular a las isobaras. En el instante que comienza a soplar, la fuerza de Coriolis lo desvía a la izquierda (hemisferio sur). Pronto el viento es desviado en  $90^\circ$  y queda en dirección a las isobaras. En este instante, la fuerza de Coriolis se equilibra exactamente con la fuerza de gradiente de presión, según la figura 4.4. Con las fuerzas en equilibrio, el viento soplará paralelo a las isobaras. La fricción de la superficie rompe este equilibrio como se estudiará más adelante; pero

antes se observará como la fuerza de Coriolis deforma la circulación ficticia, mostrada en la figura 4.2.



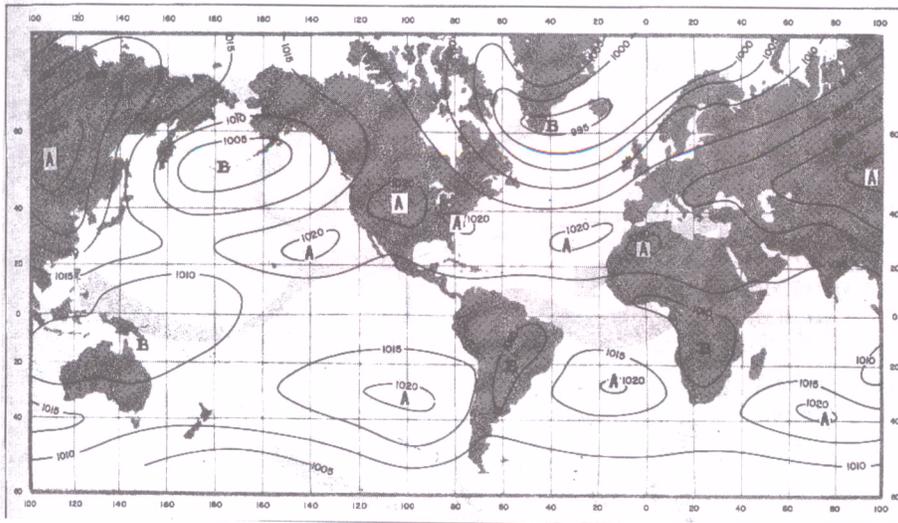
**FIGURA 4.5** En el hemisferio sur, la fuerza de Coriolis, transforma los vientos del norte en altura, en vientos del oeste, cerca de 30° latitud.



**FIGURA 4.6**

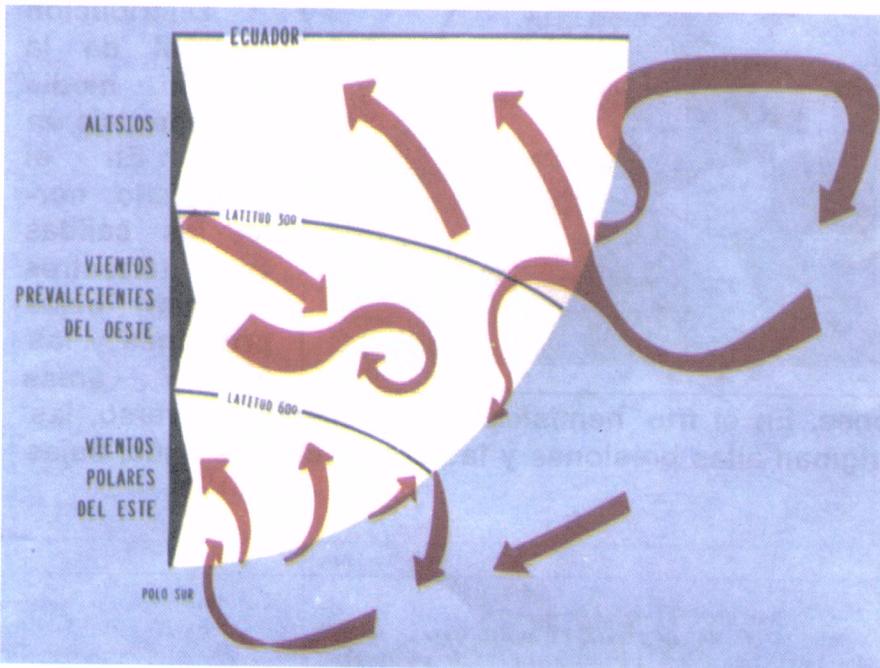
Distribución mundial de la presión media de superficie en julio. En el hemisferio norte, las cálidas áreas terrestres originan bajas presiones y las frías áreas

oceánicas, altas presiones. En el frío hemisferio sur, sucede lo inverso, las frías áreas terrestres originan altas presiones y las superficies de agua, bajas presiones.



**FIGURA 4.7** Distribución mundial de la presión media de superficie en enero. En esta estación, el modelo patrón de la figura 4.6 se invierte. En el frío hemisferio norte las áreas continentales frías, son predominantemente áreas de altas presiones, mientras que cálidos océanos tienden a ser áreas de bajas presiones.

## LA CIRCULACION GENERAL



**FIGURA 4.8** Promedio general de la circulación en el hemisferio sur. Nótese los tres Cinturones de vientos reinantes, los vientos polares del este, los vientos del oeste reinantes en latitudes medias y los vientos Alisios del sureste.

Cuando el aire es forzado a ascender en el ecuador y comienza su viaje en altura hacia el sur, la fuerza de Coriolis lo desvía a la izquierda o al este, (figura 4.5). El viento, a los 30° de latitud, adquiere una componente del oeste, bloqueando movimientos posteriores hacia el sur. En forma similar, el aire sobre el polo que inicia su viaje en la superficie hacia el norte en dirección al ecuador, es desviado a la izquierda y se convierte en un viento del este, vacilante por momentos en su curso al norte. Como resultado, el aire literalmente, se acumula alrededor de 30° y 60° de latitud en ambos hemisferios. El peso del aire acumulado aumenta la presión en los cinturones de altas presiones, semipermanentes.

Las figuras 4.6 y 4.7, son mapas de superficie de presión promedio para los meses de julio y enero. Los mapas muestran claramente los cinturones subtropicales de altas presiones, cerca de los 30° de latitud en ambos hemisferios.

Estos cinturones de altas presiones forman un obstáculo temporal en la transferencia convectiva entre el ecuador y los polos. La activa atmósfera no puede permanecer indiferente a este obstáculo, en su esfuerzo para alcanzar el equilibrio. Algo tiene que ceder, por eso, enormes masas de aire se vuelcan a latitudes medias para completar el intercambio.

Grandes masas de aire frío sobrepasan estas barreras sumergiéndose en dirección de los trópicos. Grandes tormentas de latitudes medias se desarrollan por invasiones de aire frío que empujan el aire cálido hacia los trópicos. El resultado es una onda en latitudes medias de tormentas migratorias, con condiciones meteorológicas variables. La figura 4.8, muestra el esfuerzo del viento para normalizar la circulación general promedio.

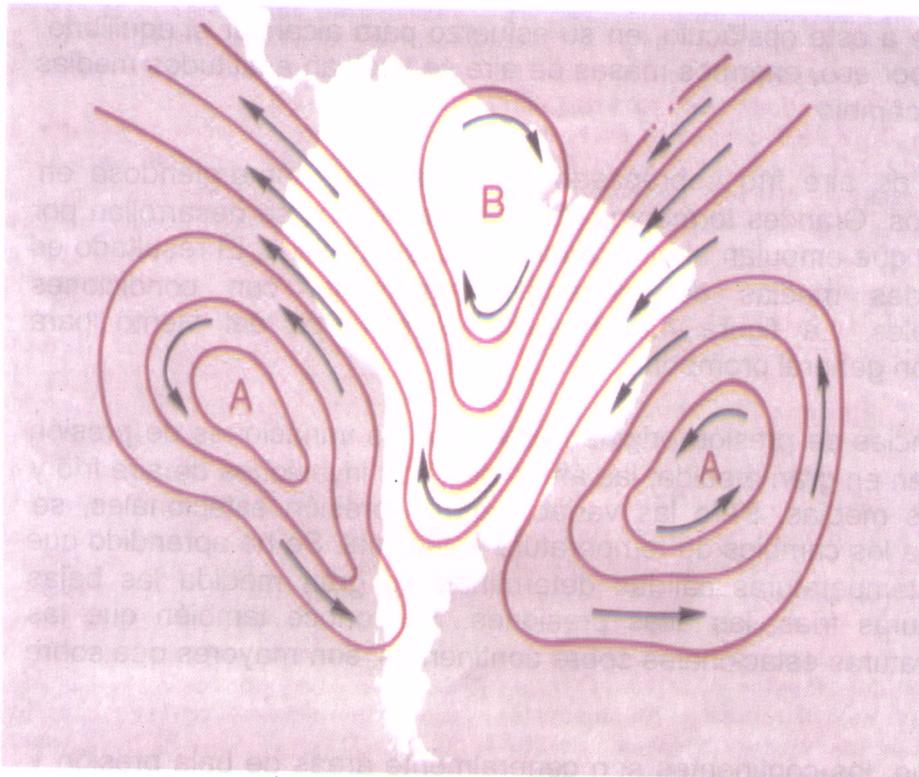
Como las diferencias de presión originan el viento, las variaciones de presión estacionales determinan en gran medida, las áreas de estas invasiones de aire frío y tormentas en latitudes medias. Pero las variaciones de presión estacionales, se deben principalmente a los cambios de temperatura estacional. Se ha aprendido que en la superficie, las temperaturas cálidas determinan en gran medida las bajas presiones y temperaturas frías, las altas presiones. Se conoce también que las variaciones de temperaturas estacionales sobre continentes, son mayores que sobre los océanos.

Durante el verano, los continentes son generalmente áreas de baja presión y los océanos relativamente fríos, áreas de altas presiones. En invierno, sucede lo contrario: altas presiones sobre los continentes fríos y bajas presiones sobre los océanos relativamente cálidos. Las figuras 4.6 y 4.7, muestran esta inversión de la presión estacional. El efecto en las variaciones de presión es, más pronunciado en el hemisferio norte que en el sur, debido a las grandes extensiones continentales del primero.

Las invasiones de aire frío son más frecuentes en invierno y predominan en áreas continentales frías, en verano son más débiles y se originan preferentemente

en superficies de aguas frías. Como estas invasiones son masas de aire frío y denso, caracterizan áreas de alta presión.

En el hemisferio sur el aire al soplar hacia afuera de un área de alta presión, es desviado a la izquierda por la fuerza de Coriolis (en el hemisferio norte se desvía a la derecha). Así, el viento alrededor de un anticiclón sopla en el sentido contrario de las agujas del reloj. La alta presión con su sistema de vientos asociados, es un anticiclón. Las tormentas que se desarrollan entre sistemas de altas presiones se caracterizan por ser zonas asociadas a baja presión. Los vientos al tratar de soplar hacia el centro de una baja presión son desviados a la izquierda. Así el viento alrededor de una baja, sopla en sentido de los punteros del reloj. La baja presión y su sistema de vientos es un ciclón. La figura 4.9, muestra vientos soplando paralelos a las isobaras (contornos en cartas de altura). Los vientos están orientados en el sentido contrario al de las agujas del reloj, alrededor de altas y a la inversa alrededor de las bajas.



**FIGURA 4.9**  
Flujo de aire alrededor de los sistemas de presión sobre la capa de fricción. El viento (flechas negras) es paralelo a los contornos y circula en el sentido de las agujas del reloj alrededor de una baja presión y en el sentido contrario a las agujas del reloj alrededor de una alta presión.

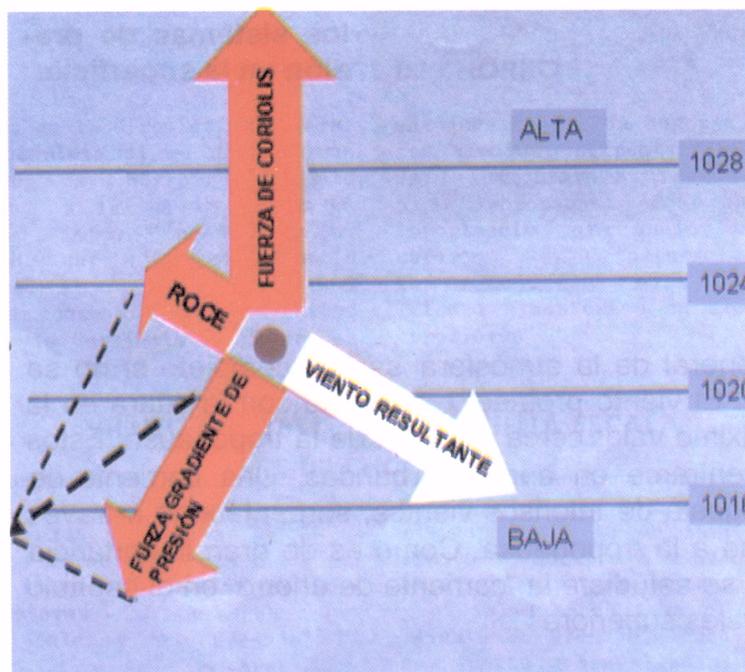
El cinturón de altas presiones alrededor de los 30° de latitud sur, fuerza el aire hacia afuera de la zona de alta presión en superficie. El aire hacia el sur se mezcla con las tormentas de las latitudes medias. El aire que se mueve hacia el norte es desviado nuevamente por la fuerza de Coriolis, llegando a configurar los conocidos vientos Alisios subtropicales del sureste. En latitudes medias, los vientos Alisios de altura son predominantemente del oeste y son conocidos como los vientos prevalecientes del oeste. Los vientos polares del este predominan en la circulación de superficie cerca de los 60° de latitud.

Estos tres sistemas de vientos se muestran en la figura 4.8. Los vientos Alisios sureste, mueven las tormentas tropicales desde el este al oeste. Los vientos prevalecientes del oeste, guían las tormentas de latitudes medias generalmente desde el oeste al este. Algunos sistemas tormentosos se desarrollan en la región antártica, influenciados principalmente por los vientos polares del este, en su contribución al desarrollo de tormentas de latitudes medias.

Hasta ahora no se ha mencionado la fuerza de fricción. Los modelos de flujo de viento de altura siguen las isobaras o contornos, donde la fricción tiene poco efecto. No se puede, sin embargo, omitir el efecto de la fricción cerca de la superficie.

## LA FRICCION

La fricción entre el viento y la superficie del terreno retarda su movimiento. Mientras más irregular es el terreno, mayor es el efecto de fricción. También, mientras mayor sea la velocidad del viento, mayor será la fricción. Podría pensarse que la fricción no es una fuerza, pero es una fuerza muy real y efectiva, actuando siempre en oposición a la dirección del viento.



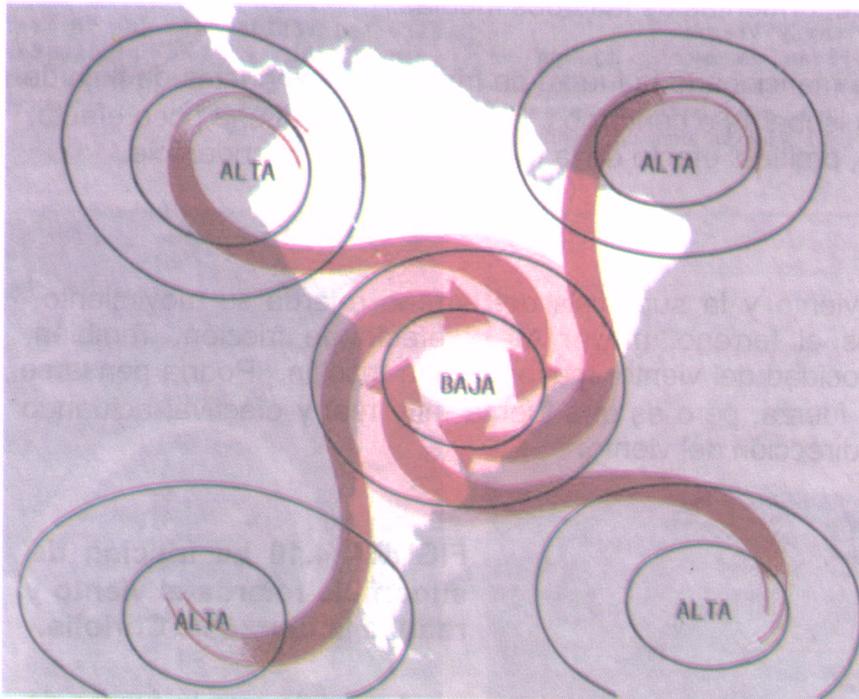
**FIGURA 4.10** La fricción de superficie retarda el viento y reduce la fuerza de Coriolis.

A medida que la fuerza de fricción retarda la velocidad del viento, la fuerza de Coriolis disminuye. Sin embargo, la fricción no afecta la fuerza de gradiente de presión. El gradiente de presión y la fuerza de Coriolis pierden su equilibrio. Una fuerza del gradiente de presión, mayor que la fuerza de Coriolis, dirige al viento hacia zonas de presiones más bajas, formando un ángulo con las isobaras, las

tres fuerzas adquieren un balance como el que se muestra en la figura 4.10.

Las fuerzas de fricción y de Coriolis se combinan para equilibrar la fuerza del gradiente de presión. La figura 4.11 muestra como los vientos de superficie se mueven en espiral, hacia el exterior en las zonas de altas presiones y hacia el interior en zonas de bajas presiones cruzando las isobaras en un ángulo.

El ángulo de los vientos de superficie con las isobaras es aproximadamente de  $10^\circ$  sobre superficies oceánicas, aumentando con las irregularidades en áreas terrestres. En regiones montañosas, muy a menudo, se tiene dificultades para relacionar el viento de superficie con el gradiente de presión, debido a la inmensa fricción y también por los efectos locales del terreno, en la presión.



**FIGURA 4.11** Circulación alrededor de los sistemas de presión en la superficie.

### **CORRIENTE EN CHORRO**

El tema de la circulación general de la atmósfera sería incompleto si no se menciona la "corriente de chorro". El viento promedio, aumenta con la altura en la troposfera, culminando con un máximo valor cerca del nivel de la tropopausa. Estos vientos máximos tienden a concentrarse en angostas bandas. Una corriente de chorro es entonces una banda angosta de intensos vientos, serpenteando a través de la atmósfera a un nivel cercano a la tropopausa. Como es de gran importancia para vuelos en niveles superiores, se estudiará la "corriente de chorro" en el capítulo XII, "Tiempo atmosférico en los niveles superiores".

### **VIENTOS LOCALES Y DE PEQUEÑA ESCALA**

Hasta ahora sólo se ha mencionado la circulación general de la atmósfera y los sistemas de vientos de escalas mayores. Los rasgos característicos de zonas locales, tales como montañas y líneas costeras influyen en los vientos locales y en las condiciones atmosféricas.

## 1.- Vientos de Valle y Montaña

En el día, el aire cercano a una pendiente montañosa se calienta por contacto con la superficie mientras recibe radiación solar. Este aire generalmente se vuelve más caliente que el aire a una misma altitud pero lejos de la pendiente.

El aire más frío y denso de los alrededores desciende y empuja al aire caliente cerca del suelo hacia arriba de la pendiente montañosa. A este viento, se le denomina "viento de valle", porque el aire fluye fuera del valle.

En la noche, el aire con el contacto de la pendiente montañosa se enfría por radiación terrestre y se vuelve más pesado que el aire circundante. Desciende a lo largo de la pendiente produciendo el "viento de montaña" el cual fluye como el agua por la pendiente montañosa. Los vientos de montaña son generalmente más intensos que los vientos de valle, especialmente en invierno. El viento de montaña a menudo continúa bajo las faldas de cañones y valles, en tales casos toma el nombre de "viento de drenaje". Puede volverse muy fuerte sobre algunas configuraciones del terreno y en casos extremos puede ser peligroso; como cuando se vuela a través de estos sectores.

## 2.- Viento Catabático

Un viento catabático es un viento que sopla hacia abajo en una pendiente, cuando ésta inclinación es la causa influyente en el viento. Por lo tanto, el viento de montaña es un viento catabático. El viento se origina porque el aire frío pesado se vierte en el terreno inclinado desplazando el aire más cálido y menos denso delante de él. El aire se calienta y se seca a medida que fluye pendiente abajo como se estudiará en capítulos posteriores. A veces, el aire descendente, se vuelve más caliente que el aire que reemplaza.

En términos generales, al viento catabático que aparece periódicamente en algunas áreas del planeta, se le conoce como viento Fohen y a nivel local se les ha dado nombres pintorescos para hacer resaltar sus efectos. Algunos de estos son el Bora, un viento frío del Norte que sopla desde Los Alpes a la costa mediterránea; el Chinook, un viento cálido que desciende por la ladera oriental, de las montañas rocallosas, alcanzando a menudo, cientos de millas hacia el interior de las llanuras altas; el Takú, un viento frío que sopla en Alaska desde el glaciar Takú; el Santa Ana, un viento cálido que desciende desde las sierras hacia el interior del valle de Santa Ana en California; y en Chile, al viento cálido que sopla desde la Cordillera de los Andes hacia el valle tiene distintas denominaciones dependiendo de la Región, en los valles interiores de la Cuarta región recibe el nombre de Terral, en la Comuna de Puente Alto recibe el nombre de Raco y en las octava y novena regiones, recibe el nombre de Puelche.

### 3.- Brisas de Mar y Tierra

Como se ha señalado anteriormente, las superficies de tierra se calientan y enfrían más rápidamente que las superficies acuosas; luego la tierra es más calurosa que el mar durante el día; el viento sopla desde las aguas frías a la tierra calurosa. Cuando esto ocurre da origen a la "brisa de mar", llamada así porque sopla desde el mar. En la noche ocurre lo contrario, el viento sopla desde la tierra fría al agua más cálida, y crea la "brisa de tierra".

Las brisas de mar y tierra se desarrollan solamente cuando la totalidad del gradiente de presión es débil. El viento con un gradiente de presión muy fuerte mezcla el aire tan rápidamente que la temperatura y los gradientes de presión no permiten que se origine este fenómeno local.

### CORTANTE DEL VIENTO

Frotando dos objetos, uno contra otro se crea la fricción. Si los objetos son sólidos, no ocurre intercambio de masa entre ellos. Sin embargo, si los objetos son corrientes fluidas, la fricción crea turbulencia (remolinos) a lo largo de la zona de mezcla dando lugar a una transferencia de masa. Esta zona producida por remolinos y mezcla, es una zona de cortante o cizalle. El capítulo IX relaciona la cortante de viento con la turbulencia.

### VIENTO, SISTEMAS DE PRESION Y TIEMPO ATMOSFERICO

Se ha analizado que la velocidad del viento es proporcional a la distancia entre las isobaras en un mapa de tiempo atmosférico. Sin embargo, con una misma separación, la velocidad del viento en la superficie, será menor que en altura, debido a la fricción de la superficie.

También se puede determinar la dirección del viento. Si se observa a lo largo de una isobara, las presiones más bajas están a la derecha, el viento estará soplando en la dirección en que se está mirando. En un mapa de superficie, el viento cruzará las isobaras en un ángulo hacia las bajas presiones; en una carta de altura será paralelo al contorno.

En el hemisferio sur el viento sopla en sentido contrario de los punteros del reloj, alrededor de un anticiclón y en el sentido de los punteros del reloj, alrededor de una depresión. En mapas de superficie, donde los vientos cruzan las isobaras en un ángulo, se puede visualizar traslado de masas de aire desde altas a bajas presiones. Aunque los vientos son virtualmente paralelos a los contornos en una carta de altura, existe, sin embargo, un lento traslado de aire desde las altas a las bajas presiones.

En superficie cuando el aire converge hacia una baja, al no poder ir hacia afuera contra el gradiente de presión, ni tampoco hacia el suelo; debe ir hacia arriba, por lo tanto, una baja o una vaguada es un área de aire ascendente.

El aire ascendente puede producir nubosidad y precipitación; por esto se asocia generalmente baja presión – malas condiciones meteorológicas. El origen de lo expuesto se analizará más adelante. Por razones similares, el aire que se mueve fuera de una alta presión o dorsal, produce una divergencia del viento.

Altas y dorsales, por lo tanto, son áreas de aire descendentes. El aire descendente favorece la disipación de nubosidad; de ahí la asociación, alta presión a buenas condiciones meteorológicas.

Muchas veces el tiempo atmosférico tiene una aproximación más real en un modelo de aire superior que en un mapa de superficie. A pesar que las características de las dos cartas están relacionadas, rara vez son idénticas. Un sistema débil en superficie, a menudo pierde su identidad en el modelo de aire superior, mientras que otro sistema puede ser más evidente en la carta de aire superior que en el mapa de superficie.

Nubosidad extensa y precipitación se producen a menudo por el avance de una baja o vaguada en altura. Una línea de chubascos y tormentas eléctricas no es algo extraordinario con una vaguada de altura, aunque el modelo de presión de superficie muestre poco o nada de su desarrollo.

Por otra parte, un movimiento descendente en un anticiclón o dorsal coloca un “tapón” a la convección, inhibiendo cualquier movimiento ascendente. El aire se puede estancar en una zona de altas presiones, atrapar humedad y contaminación en niveles bajos y restringir el techo y la visibilidad. Estratos bajo, niebla y bruma no son raros en áreas de altas presiones. Sin embargo, un anticiclón o dorsal en altura con vientos de superficie moderados generalmente producen buenas condiciones meteorológicas para volar.

Las altas y bajas tienden a inclinarse desde la superficie hacia la atmósfera superior. Debido a esto, los vientos altos a menudo soplan a través de los sistemas de superficie asociados. Los vientos altos tienden a guiar los sistemas de superficie, en la dirección general del flujo de viento superior.

Un vórtice intenso frío, de baja presión, es menos inclinado que un sistema más débil. Una baja intensa se orienta casi verticalmente y es claramente notoria en ambas cartas, tanto de superficie como de altura. Los vientos superiores giran en torno a las bajas de superficie y no fluyen a través de ellas. Así, las tormentas se mueven muy lentamente y generalmente producen una extensa y persistente área de nubes, precipitaciones, vientos fuertes y generalmente condiciones meteorológicas adversas para volar. El término “baja fría”, usado algunas veces por un meteorólogo describe este sistema.

Una analogía opuesta a la baja fría es la baja cálida. Una región seca y asoleada, se vuelve muy calurosa por el calentamiento intenso de la superficie

generando un área de baja presión en superficie. El aire caliente es elevado a niveles altos por convección, dando origen a escasa nubosidad por falta de humedad. Dado que en aire cálido, la presión disminuye lentamente con la altitud, la baja cálida de superficie tiende a desaparecer en niveles superiores. A diferencia de la baja fría, la baja cálida es poco significativa con gradientes de presión débiles y una circulación ciclónica no definida. Generalmente presenta buenas condiciones meteorológicas para volar. Sin embargo, durante el día debido al ascenso de la temperatura se debe estar alerta por la altitud de alta densidad y la turbulencia convectiva.

En el desarrollo del capítulo se han citado tres excepciones a la “regla del pulgar”: baja presión - malas condiciones meteorológicas y alta presión - buenas condiciones meteorológicas.

- 1.- **Una carta de superficie**, puede no indicar bajas presiones, sin embargo, la existencia de bajas y/o vaguadas en aire superior originan nubosidad y precipitaciones.
- 2.- **En altas presiones y/o dorsales**, puede producirse un “tapón” que impide la convección de niveles inferiores, permitiendo la presencia permanente de partículas en suspensión en niveles bajos que disminuyen la visibilidad, tales como niebla, estratos bajos, bruma, humo, etc.
3. **Una baja cálida**, puede significar buenas condiciones meteorológicas, debido a falta de humedad producto de las altas temperaturas de la masa de aire, lo que evita la formación de nubosidad.

## CAPÍTULO V

### HUMEDAD, FORMACION DE NUBES Y PRECIPITACIÓN

#### VAPOR DE AGUA

La atmósfera terrestre contiene cantidades variables de agua en forma de vapor, la mayor parte se encuentra en los primeros kilómetros del aire, dentro de la troposfera, y procede de diversas fuentes terrestres gracias al fenómeno de la evaporación, el cual es ayudado por la energía solar y la temperatura propia de la tierra. Con relación a los fenómenos meteorológicos el agua está presente en tres estados: sólido, líquido y gaseoso. El agua se evapora en el aire y es uno de los constituyentes permanentes, pero variable de la atmósfera. El vapor de agua es invisible, así como el oxígeno y otros gases.

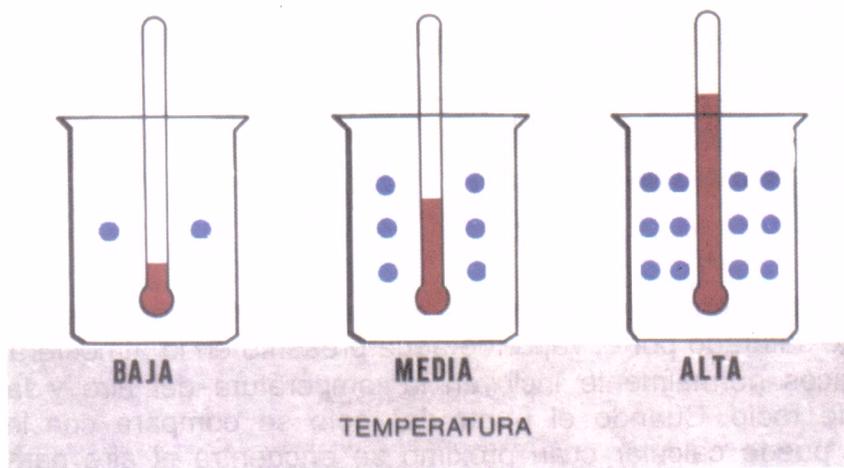


FIGURA 5.1

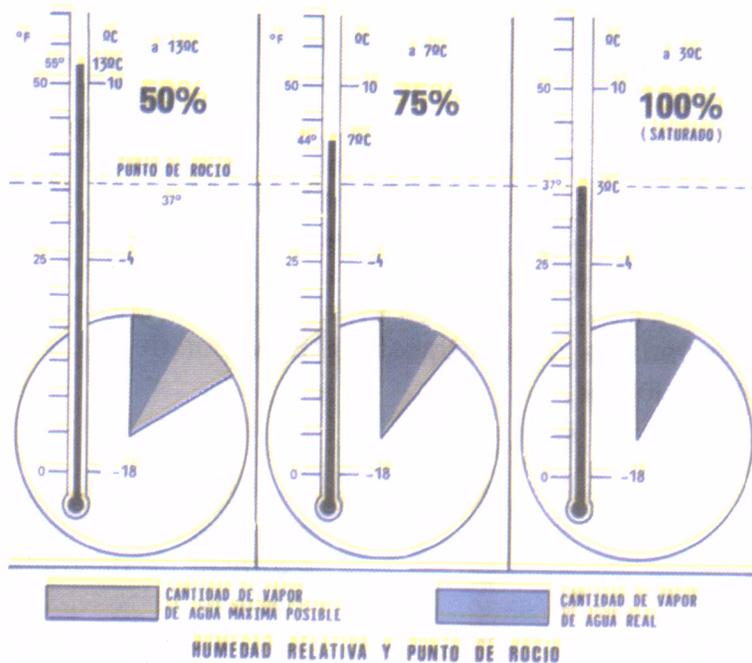
El vapor de agua se puede medir y expresar de diferentes formas. Dos parámetros son los más usados: 1) humedad relativa y 2) punto de rocío.

#### HUMEDAD RELATIVA

La humedad relativa se expresa en porcentaje. Como el término lo dice, la humedad relativa es "relativa". Relaciona el vapor de agua realmente existente en la atmósfera con el que podría llegar a contener.

Es la temperatura la que determina la cantidad máxima de vapor de agua que el aire puede contener. La figura 5.1, muestra como el aire caliente puede contener más vapor de agua que el aire frío. La figura 5.2, relaciona el vapor de agua, la temperatura y la humedad relativa, expresa el grado de saturación del aire. Cuando su valor es 100%, el aire está saturado, menos que 100% corresponde a no saturado.

Si un volumen dado de aire, es enfriado hasta una temperatura a la cual, no puede contener más vapor de agua que el presente en el momento; la humedad relativa será 100%, el aire está saturado ¿Qué temperatura es esa?



**FIGURA 5.2** La humedad relativa depende tanto de la temperatura como del vapor de agua.

## PUNTO DE ROCIO

Punto de rocío, es la temperatura a la que el aire debe enfriarse a presión constante, para que quede saturado por el vapor de agua presente en la atmósfera. Los informes meteorológicos normalmente incluyen la temperatura del aire y la temperatura del punto de rocío. Cuando el punto de rocío se compara con la temperatura del aire, se puede calcular cuán próximo se encuentra el aire para saturarse.

## RELACION ENTRE LA TEMPERATURA Y EL PUNTO DE ROCIO

La relación entre la temperatura del aire y la temperatura del punto de rocío es llamada "diferencia psicrométrica" (el psicrómetro mide esta relación). A medida que la diferencia es menor, la humedad relativa aumenta, y es del 100% cuando la temperatura y el punto de rocío tienen el mismo valor. La diferencia entre la temperatura de superficie y el punto de rocío, es importante para el pronóstico de

Gotas de agua sobre enfriada existen en abundancia en la nubes con temperaturas entre 0 °C y 15 °C, decreciendo en cantidad a temperaturas menores. Generalmente, a temperaturas más bajas que -15 °C, predomina la sublimación, y las nubes y nieblas pueden contener mayor cantidad de cristales de hielo y una cantidad menor de agua sobre enfriada. Sin embargo, las fuertes corrientes verticales pueden llevar el agua sobre enfriada a grandes alturas, donde las temperaturas son mucho mas bajas que -15 °C. Agua sobre enfriada ha sido encontrada a temperaturas inferiores que -40 °C.

## **ROCIO Y ESCARCHA**

El rocío consiste en la aparición de gotitas de agua sobre los objetos y cuerpos expuestos a la intemperie, principalmente vegetales. La humedad se condensa sobre las hojas, al igual como un jarro de té. Rocío denso se forma sobre pastos y plantas, es poco frecuente que se produzca en pavimentos y objetos sólidos grandes. Estos objetos sólidos absorben abundante calor durante el día, lo pierden lentamente durante la noche y se enfrían bajo el punto de rocío solamente en casos extremos.

El rocío se forma a causa de los cuerpos que, como las plantas son malos conductores del calor, se enfrían considerablemente en las noches despejadas y estables, al emitir gran cantidad de radiación calórica hacia el espacio. Debido a este proceso, las capas del aire en contacto con el suelo y los vegetales se enfrían demasiado, no pudiendo mantener por lo tanto, toda el agua en forma de vapor, la cual se condensa en forma de gotitas, siempre que la temperatura supere los 0 °C.

La escarcha se forma muchas veces como el rocío. La diferencia es que el punto de rocío del aire circundante, debe ser más frío que la temperatura de congelación. El vapor de agua entonces se sublima directamente en cristales de hielo o escarcha, en lugar de condensarse como rocío. Algunas veces se forma rocío y después se hiela; sin embargo, el rocío congelado se distingue fácilmente de la escarcha. El rocío congelado es duro y transparente mientras que la escarcha es blanca y opaca.

## **FORMACIÓN DE NUBES**

Normalmente, el aire debe saturarse para que haya condensación o sublimación. La saturación puede resultar del descenso de temperatura, aumento del punto de rocío o ambos. El descenso de temperatura es predominante.

## **PROCESOS DE ENFRIAMIENTO**

Existen tres procesos básicos que pueden enfriar el aire hasta la saturación:

1. Aire moviéndose, sobre una superficie más helada.
2. Aire estancado, en una superficie que se enfría, y