

A tall, narrow, vertical column of white smoke or dust rises from a flat, open landscape. The column is centered and extends from the ground to the top of the frame. The background shows a horizon line with some low-lying clouds or smoke near the ground. The overall color palette is muted, with greys, browns, and whites.

Anexos

Anexos

Anexo 1

Definición y clasificación de vientos en la atmósfera

El viento constituye uno de los elementos fundamentales en el campo del conocimiento atmosférico, permite identificar el estado dinámico del aire y se reconoce como el aire en movimiento. Dada su importancia, como medio básico en la producción de energía eólica, resulta de especial interés conocer su origen, propiedades y relaciones físicas, a fin de poder disponer de los elementos de análisis inherentes a su caracterización climatológica regional, local y nacional. Así como también de los principios esenciales en la evaluación del potencial energético del recurso eólico.

1.1 LOS ORÍGENES DEL VIENTO

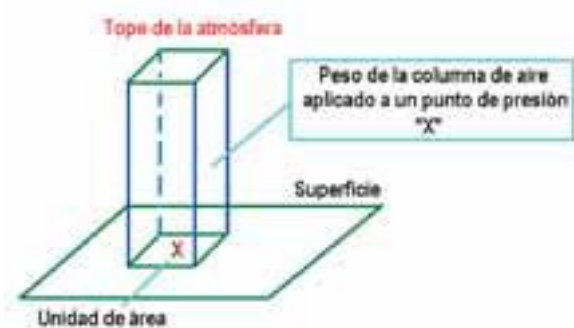
El peso del aire encima de un objeto ejerce una fuerza por unidad de área sobre ese objeto y esta fuerza es conocida como la presión. Las variaciones en la presión llevan al desarrollo de los vientos, los cuales a su vez influyen en el estado del tiempo diario. El propósito de este módulo es introducir la presión, cómo cambia con la altura y la importancia de sistemas de alta y baja presión. Además, este módulo introduce las fuerzas del gradiente de la presión y de Coriolis y su papel en la generación del viento. También se introducirán los sistemas locales del viento tales como brisas de mar-tierra, vallemontaña y efecto Föhn.

1.2 PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La presión atmosférica se define como la fuerza por unidad de área ejercida contra una superficie por el peso del aire encima de esa superficie. En la Fig. 1-1, la presión en el punto X aumenta cuando el peso del aire encima aumenta. Lo mismo puede ser dicho acerca de la disminución de la presión,

donde la presión en el punto X disminuye si el peso del aire encima también disminuye.

Figura 1-1. Presión atmosférica



Fuente: Universidad de Illinois

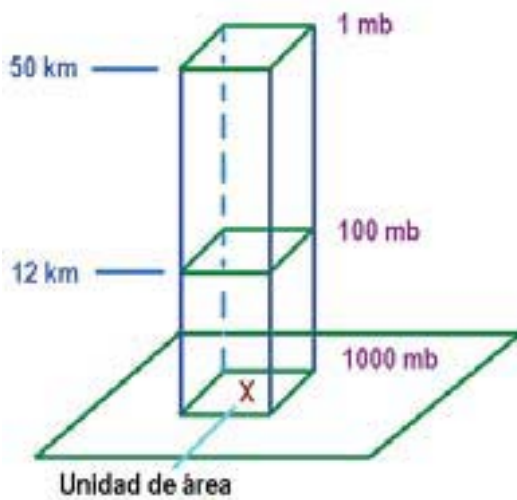
En términos de las moléculas de aire, si el número de ellas por encima de una superficie aumenta, habrá más moléculas que ejerzan una fuerza sobre esa superficie y, consecuentemente, la presión aumentará. Por el contrario, cuando el número de moléculas por encima de la superficie se reduzca entonces se tendrá como resultado una disminución en la presión. La presión atmosférica se mide con un instrumento llamado *barómetro*, razón por la cual la presión atmosférica también se conoce presión barométrica.

Los meteorólogos utilizan frecuentemente como unidad de medida de la presión los milibares y la presión media a nivel del mar es de 1.013,25 milibares. Sin embargo, en los informes meteorológicos para la aviación, la presión se suele dar en pulgadas de mercurio (Hg). En el caso del nivel del mar, un área unitaria en medidas inglesas de una pulgada cuadrada soporta, en promedio, 14,7 libras.

1.2.1 LA PRESIÓN CON LA ALTURA

En general, el número de moléculas de aire encima de una superficie cambia con la altura de la superficie. Por ejemplo, en la Fig. 1-2 hay menos moléculas de aire por encima de la superficie a 50 kilómetros que las encontradas por encima de la superficie a 12 km. Puesto que el número de moléculas de aire por encima de una superficie disminuye con la altura, del mismo modo la presión disminuye con la altura.

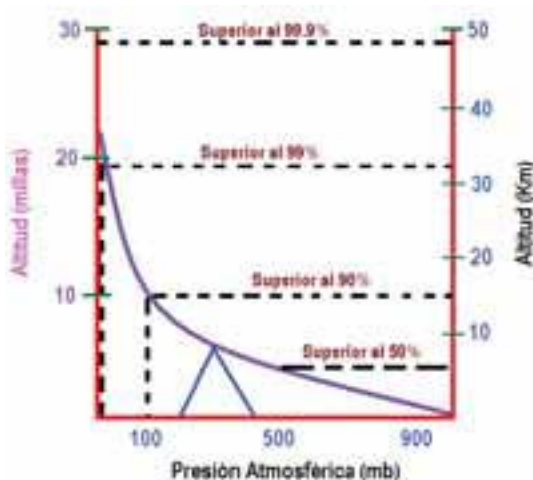
Figura 1-2. Presión atmosférica con respecto a la altura



Fuente: Universidad de Illinois

La mayor parte de las moléculas de la atmósfera se mantiene cerca de la superficie de la tierra debido a la gravedad. A causa de esto, la presión atmosférica disminuye rápidamente al principio, y luego lentamente en niveles más altos.

Figura 1-3. Perfil vertical de la presión atmosférica



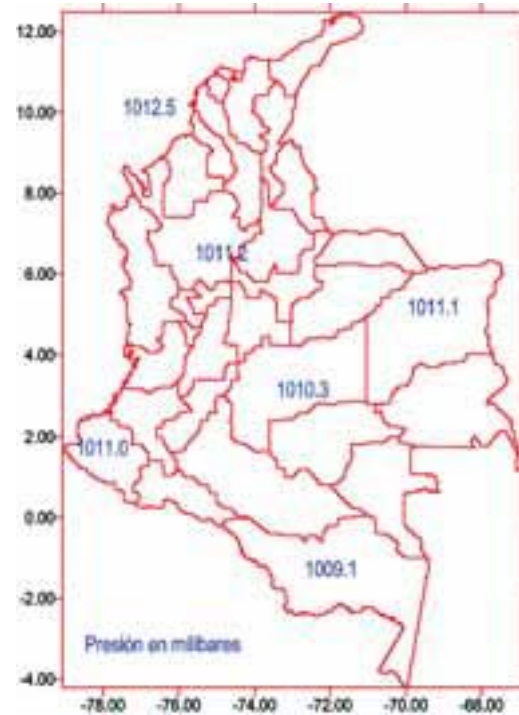
Fuente: Universidad de Illinois

Puesto que más de la mitad de las moléculas de la atmósfera se localiza debajo de una altitud de 5,5 km (alrededor de 500 mb), la presión atmosférica disminuye aproximadamente 50% dentro de los 5,5 km más bajos. Encima de 5,5 km la presión continúa disminuyendo pero a una tasa cada vez más lenta (tomando valores cercanos a 1 mb en 50 km de altitud), tal como se aprecia en las Figs. 1-2 y 1-3.

1.2.2 ISOBARAS

Las isobaras son las líneas de presión constante. En los mapas de tiempo se representan como trazos de línea dibujados de tal forma que unan los puntos de igual presión. Estas líneas se generan a partir de los datos de presión atmosférica registrados a nivel del mar dados en milibares. (Ver Fig. 1-4).

Figura 1-4. Datos de presión reducidos a nivel del mar comunicados por medio de boletines meteorológicos



Fuente: IDEAM

En la Fig. 1-5 se representa un par de isobaras. En cada punto a lo largo de la isobara superior la presión es 1.000 mb, mientras que en cada punto a lo largo de la isobara inferior la presión es 1.004 mb. Los puntos por encima de la isobara 1.000 mb tienen una presión más baja y

los puntos por debajo de esa isobara tienen una presión más alta.

Figura 1-5. Representación gráfica de dos isobaras



Fuente: Universidad de Illinois

Cualquier punto que se encuentre en medio de estas dos isobaras debe tener una presión entre 1.000 y 1.004 mb. El punto A, por ejemplo, tiene una presión de 1.002 mb y por eso se encuentra localizado entre las isobaras de 1.000 y 1.004 mb.

Los informes de la presión a nivel del mar están disponibles cada hora en las estaciones meteorológicas de aeropuerto y cada tres en las de tipo sinóptico, utilizadas para seguir el estado del tiempo, lo que significa que los mapas de isobaras pueden estar disponibles según esos mismos intervalos. Los contornos negros sólidos en la Fig. 1-5 representan isobaras y los números a lo largo de los contornos escogidos indican el valor de la presión de esa isobara particular.

1.2.3 PRESIÓN OBSERVADA A NIVEL DEL MAR

En los informes meteorológicos el valor localizado en el rincón superior derecho de la Fig. 1-6 representa los últimos tres dígitos de la lectura de presión observada en milibares (mb).

Los mapas de isobaras, como el representado en la Fig. 1-7, en la cual se han coloreado los espacios entre las isobaras, son útiles para localizar áreas de alta y baja presión, lo que corresponde a las posiciones de ciclones y anticiclones de superficie. Un mapa de isobaras es también útil para localizar gradientes fuertes

de presión, identificables por un apretamiento de las isobaras. Precisamente los vientos más fuertes están asociados a gradientes fuertes de presión.

Figura 1-6. Representación gráfica de presión a nivel del mar

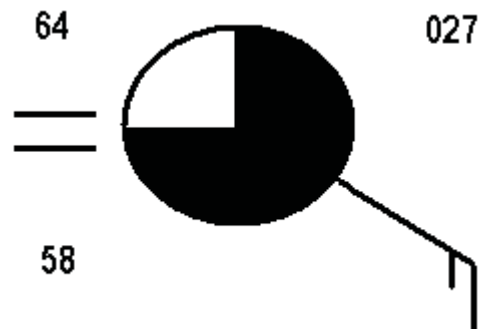
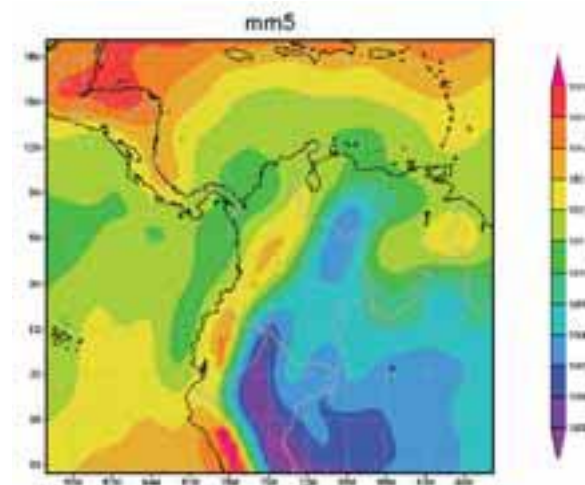


Figura 1-7. Mapa de localización de altas (H) y bajas (L) presiones



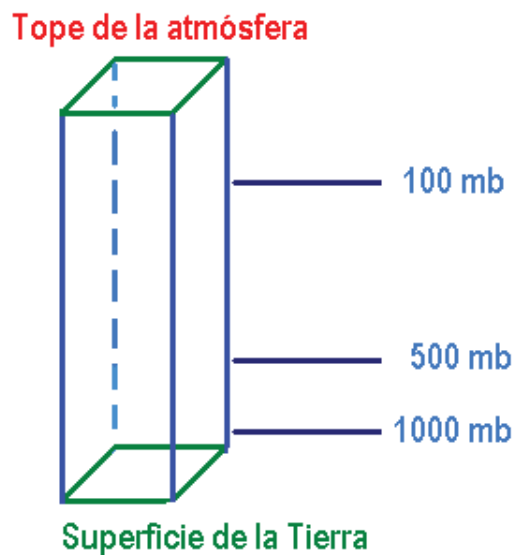
Fuente: IDEAM, mapa generado con el modelo MM5

1.2.4 SUPERFICIES DE PRESIÓN CONSTANTE

Una superficie de igual presión se conoce también como una superficie isobárica. Una superficie de presión constante (isobárica) es una superficie en la atmósfera donde la presión es igual en todas partes a lo largo de la superficie. Por ejemplo, la superficie de 100 milibares (mb) es la superficie en la atmósfera donde la presión en cada punto a lo largo de la superficie es de 100 mb. Puesto que la presión disminuye con la altura, la altitud de la superficie de 100 mb es mayor que la de la superficie de 500 mb, la que

igualmente está más alta que la de 1.000 mb, tal como se observa en la Fig. 1-8. Frecuentemente, los meteorólogos utilizan la presión como una coordenada vertical para simplificar los cálculos termodinámicos que se realizan de manera rutinaria.

Figura 1-8. Superficie de presión constante



Fuente: Universidad de Illinois

Las mediciones de la atmósfera superior (temperatura, presión, vientos, etc.) son tomadas por medio de instrumentos transportados por globos meteorológicos cuando suben desde la superficie de la tierra. Cuando nos referimos a la superficie de 500 mb queremos indicar una ubicación en la atmósfera donde se ha medido una presión de 500 mb.

Las variables atmosféricas típicamente ploteadas en mapas isobáricos incluyen: la altura de la superficie de presión, la temperatura, el contenido de la humedad y la velocidad y dirección del viento.

1.2.5 PRESIÓN Y TEMPERATURA

La presión y la temperatura son dos elementos meteorológicos que presentan una estrecha relación en sus comportamientos. La altura de una superficie de presión dada por encima del suelo varía con la temperatura. Como ejemplo, en la Fig. 1-9 se consideran dos columnas de aire idénticas (A y B). Puesto que son idénticas, la superficie de 500 mb se encuentra a la misma altura en cada columna.

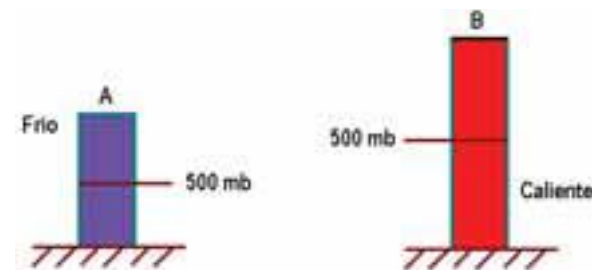
Figura 1-9. Altura de superficies de presión atmosférica con iguales temperaturas



Fuente: Universidad de Illinois

Al enfriar la columna A y calentar la columna B, según se observa en la Fig. 1-10, cambia la altura de la superficie de 500 mb en cada columna. Dado que el aire más frío se contrae, la altura de la superficie de 500 mb en la columna A disminuye, mientras que en la columna B el aire caliente se expande, levantando la altura de la superficie de 500 mb.

Figura 1-10. Diferencias en altura de superficies de presión atmosférica con distintas temperaturas



Fuente: Universidad de Illinois

Por lo tanto, donde las temperaturas son más frías, una superficie de presión dada tendrá una altura más baja que si la misma superficie de presión se localizara en aire más caliente.

1.2.6 CENTROS DE ALTA PRESIÓN

Un centro de alta presión también es conocido en meteorología como Anticiclón y corresponde al área donde la presión medida es relativamente más alta que en sus alrededores. Eso significa que al alejarse en cualquier dirección de la "Alta" entonces se tendrá como resultado una disminución en la presión. Un centro de alta presión también representa el centro de un anticiclón, condición que se indica en un mapa de tiempo por una H azul. (Figura 1-11).

Figura 1-11. Diagrama de un centro de alta presión atmosférica



Fuente: Universidad de Illinois

Los vientos fluyen alrededor de un centro de alta presión en el sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio norte, mientras que en el hemisferio sur los vientos fluyen en el sentido contrario, tal como se aprecia en la Figura 1-12.

Figura 1-12. Circulación del viento en torno a bajas presiones (L) a la derecha de la gráfica y alrededor de altas presiones (H) en la parte superior izquierda.



Fuente: Universidad de Illinois

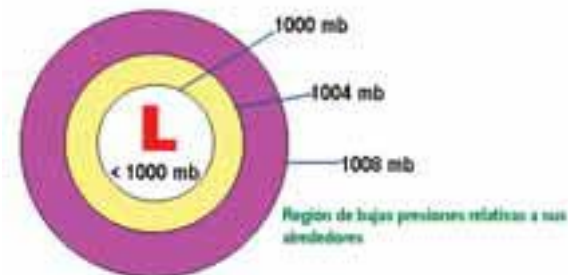
El aire que desciende en la vecindad de un centro de alta presión suprime los movimientos hacia arriba que se requieren para sostener el desarrollo de las nubes y la precipitación. De ahí que comúnmente se asocie el tiempo bueno (seco y de cielos despejados) con un área de alta presión.

1.2.7 CENTROS DE BAJA PRESIÓN

Un centro de baja presión, también conocido como ciclón, corresponde a un sitio donde la

presión que se ha medido resulta ser relativamente la más baja en sus alrededores. Eso significa que al alejarse en cualquier dirección horizontal de la “Baja” se tendrá como resultado un aumento en la presión. Los centros de baja presión también representan los centros de los ciclones.

Figura 1-13. Diagrama de un centro de baja presión atmosférica



Fuente: Universidad de Illinois

Un centro de baja presión se indica en un mapa de tiempo con una “L” roja y vientos que fluyen en el sentido contrario a las manecillas del reloj alrededor de la baja en el hemisferio norte, tal como se observa en las Figs. 1-12 y 1-13. Lo contrario es cierto en el hemisferio sur, donde fluyen en el sentido de las manecillas del reloj alrededor de un área de baja presión.

El movimiento ascendente en la vecindad de un centro de baja presión favorece el desarrollo de nubes y precipitación, razón por la que comúnmente se asocia el tiempo nublado y usualmente con precipitación con un área de baja presión.

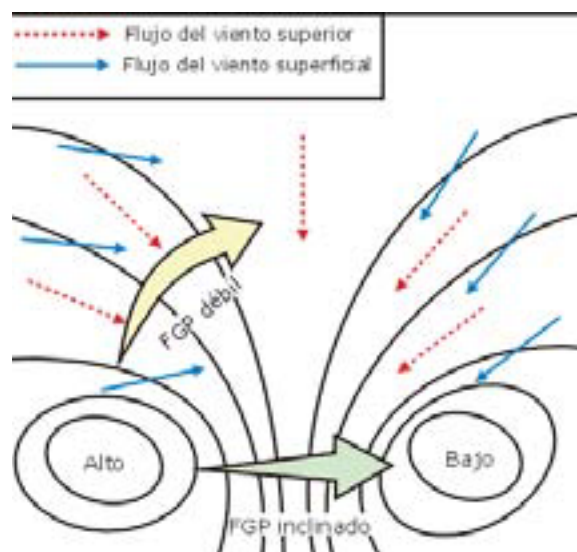
1.3 FUERZAS QUE MODULAN EL VIENTO

El movimiento, en general, ocurre como resultante de la acción de una o varias fuerzas sobre un cuerpo. En el caso de la atmósfera, el viento se origina bajo la acción de distintas fuerzas que intervienen sobre la masa de aire. Fundamentalmente se reconocen las fuerzas del gradiente de presión, Coriolis, Fricción y centrífuga.

1.3.1 FUERZA DEL GRADIENTE DE PRESIÓN

El cambio en la presión medida a través de una distancia dada se llama “gradiente de presión”.

Figura 1-14. Gradiente de presión atmosférica en el hemisferio norte. Fuerza del Gradiente de Presión (FGP)



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

El gradiente de presión tiene como resultado una fuerza neta que se dirige desde las altas hacia las bajas presiones, conocida como la Fuerza del Gradiente de Presión, FGP, como se observa en la Fig. 1-14. La fuerza del gradiente de presión es responsable de provocar el movimiento inicial de aire. En ausencia de otras fuerzas el aire se mueve desde las altas hacia las bajas presiones debido a la Fuerza del Gradiente de Presión.

1.3.2 FUERZA DE CORIOLIS

Una vez que el aire se ha puesto en marcha por la fuerza del gradiente de presión, experimenta un desvío aparente de su trayectoria, según es apreciado por un observador en la tierra. Este desvío aparente se conoce como la Fuerza de Coriolis y resulta de la rotación de la Tierra.

Cuando el aire se mueve de altas a bajas presiones en el hemisferio norte, se desvía a la derecha por la fuerza de Coriolis. En el hemisferio sur, el aire que mueve de altas a bajas se desvía a la izquierda por acción de la fuerza de Coriolis, tal como se indica en la Fig. 1-15.

La magnitud de la desviación que sufre el aire está relacionada directamente con la velocidad a la cual se está moviendo y con la latitud a la cual se localiza. Por lo tanto, los vientos que soplan lentamente sólo se desviarán muy poco,

Figura 1-15. Diagrama de la Fuerza de Coriolis



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

mientras que los vientos más fuertes se desviarán más. Igualmente, los vientos cercanos a los polos se desviarán más que aquellos de las mismas velocidades más cercanos al ecuador. Sobre el ecuador propiamente, la fuerza de Coriolis se anula.

1.3.2.1 VIENTO GEOSTRÓFICO

Es un viento que resulta del balance entre las fuerzas de Coriolis y del Gradiente de Presión. Una parcela de aire inicialmente quieta se moverá de la presión alta hacia la baja a causa de la fuerza del gradiente de presión. Sin embargo, cuando esa parcela de aire comienza a moverse, se desvía por la fuerza de Coriolis a la derecha en el hemisferio norte (a la izquierda en el hemisferio sur). Ver Figura 1-16.

Cuando el viento gana velocidad, la desviación del aire aumenta hasta que la fuerza de Coriolis iguale la fuerza del gradiente de presión. En ese momento el viento estará soplando en forma paralela a las isobaras. Cuando eso sucede, el viento se denomina geostrófico. La Figura 1-17 ilustra este proceso, en la cual se muestran en equilibrio las dos fuerzas que producen el viento geostrófico. Los vientos en la naturaleza raramente son geostróficos, pero con una buena aproximación, en la troposfera superior se acercan bastante a esa condición. Se consideran

Figura 1-16. Balance entre la Fuerza de Coriolis y el Gradiente de Presión



Fuente: Universidad de Illinois

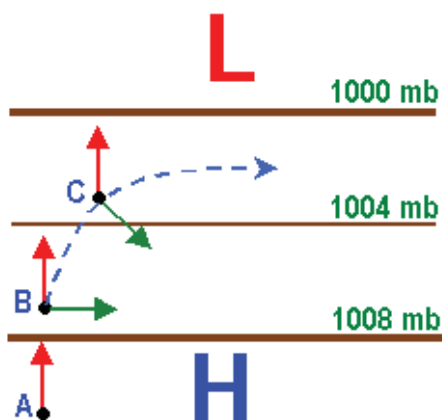
geostróficos sólo cuando las isobaras son rectas y no hay ninguna otra fuerza actuando. Estas condiciones no se encuentran con frecuencia en la naturaleza.

Figura 1-17. Balance de fuerzas producido por el viento geostrófico (Hemisferio Norte)



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Figura 1-18. Influencia del Gradiente de Presión (flecha roja) y la Fuerza de Coriolis (flecha verde) en el movimiento de las parcelas de aire



Fuente: Universidad de Illinois

En la Fig. 1-18 se representa la influencia de las fuerzas del gradiente de presión (flechas rojas) y de Coriolis (flechas verdes) a través del movimiento de una parcela de aire.

1.3.2.2 VIENTO GRADIENTE. FUERZA CENTRÍFUGA

En la atmósfera se aprecian algunos vientos no-geostróficos que soplan paralelos a las isobaras. Los vientos geostróficos se dan en lugares donde no hay fuerzas de fricción y las isobaras son rectas. Sin embargo, tales condiciones son más bien escasas de observar. Las isobaras casi siempre toman formas curvas y muy raramente están espaciadas de manera uniforme. Estas condiciones impiden que los vientos sean geostróficos. Sin embargo, en estos casos pueden presentarse en forma paralela a las isobaras curvas y estarían en equilibrio sólo por las fuerzas del gradiente de presión y de Coriolis, con distinta velocidad de la del viento geostrófico.

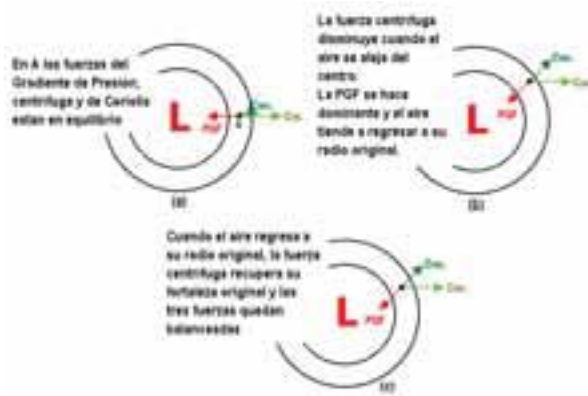
En esta última situación, cuando las isobaras son curvas, aparece una tercera fuerza: la fuerza centrífuga. Esta fuerza se manifiesta con una acción de empuje desde el centro de un círculo. La fuerza centrífuga altera el equilibrio de las dos fuerzas originales, del gradiente de presión y de Coriolis, y crea el llamado viento gradiente, no-geostrófico.

En el caso del movimiento de una parcela de aire en torno a centro de baja presión, la fuerza centrífuga actúa en la misma dirección que la fuerza de Coriolis. Fig. 1-19a. Cuando la parcela se mueve al norte, se desplaza levemente más lejos del centro y así disminuye la fuerza centrífuga (Fig. 1-19b). En consecuencia, la fuerza del gradiente de presión llega a ser levemente más dominante y, por lo tanto, la parcela retrocede al radio original. Esto permite que el viento gradiente sople en forma paralela a las isobaras. Fig. 1-19c.

Puesto que la fuerza del gradiente de presión no cambia, y todas las fuerzas deben equilibrarse, la fuerza de Coriolis llega a ser más débil. Esto ocasiona disminuciones en la velocidad general del viento, condición que establece la diferencia entre el viento gradiente y el viento geostrófico. En el caso de un sistema baja la presión o depresión, el viento gradiente sopla en forma

paralela a las isobaras a menos velocidad que el geostrófico (subgeostrófico).

Figura 1-19. Viento Gradiente. Balance de fuerzas: gradiente de presión (PGF), Coriolis (Cor) y Centrifuga (Cen) alrededor de un centro de Baja Presión (L)



Fuente: Universidad de Illinois

Este mismo análisis se aplica también a sistemas de alta presión. Pero en este caso, cuando se inicia el movimiento de la parcela de aire desde el punto A, el viento geostrófico soplará directamente hacia el sur. Esta vez la fuerza centrífuga empujará en la misma dirección que la fuerza del gradiente de presión, hacia las bajas presiones, es decir, hacia fuera del círculo. De esa forma, cuando la parcela se encuentre levemente más lejos del centro, la fuerza centrífuga se reducirá, pero esta vez haciendo que la Fuerza de Coriolis sea más dominante y como consecuencia la parcela de aire retrocederá a su radio original otra vez con el resultado de un viento paralelo a las isobaras.

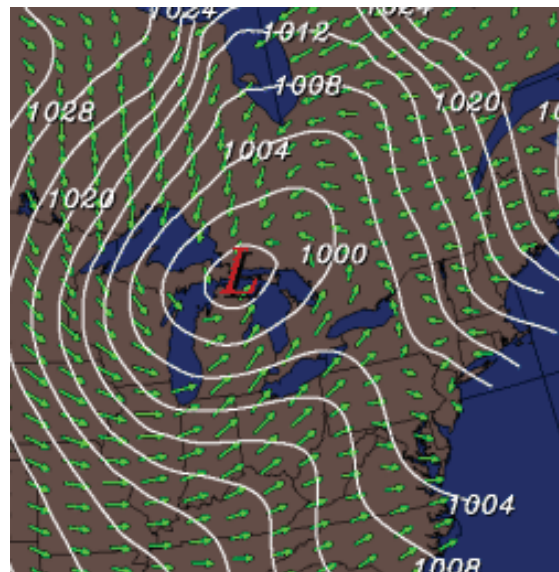
En ese movimiento, cuando la fuerza del gradiente de presión todavía no cambia, la fuerza de Coriolis se debe ajustar para equilibrar las otras fuerzas. Sin embargo, en este caso llega a ser más fuerte, lo cual se traduce en aumentos de la velocidad general del viento. Esto significa que en un sistema alta presión el viento gradiente sopla paralelo a las isobaras más rápido que el geostrófico (supergeostrófico).

1.3.3 FUERZA DE FRICCIÓN

Cerca de superficie los vientos están afectados por la fricción que sucede entre la superficie terrestre y el aire que está en contacto con ella.

La superficie de la Tierra ejerce, en cierto grado, un impedimento para el desplazamiento del aire que sopla justo encima de ella, es un obstáculo para su libre movimiento. Esta fricción actúa cambiándole la dirección y/o la intensidad al viento, Fig. 1-20, de tal forma que resulta menos afectado a mayores alturas sobre el suelo, donde se encuentra más distante de la fuente que origina la fricción. Realmente, la diferencia en las condiciones del terreno determinan directamente la cuantía de la fricción que se ejerce sobre el movimiento del aire. Así, el viento que pasa sobre una superficie oceánica en calma se desplaza suavemente sin mayor perturbación en su movimiento; por el contrario, las colinas y los bosques hacen que el viento vaya más despacio o con un cambio en su dirección.

Figura 1-20. Efecto de la superficie en la circulación del viento

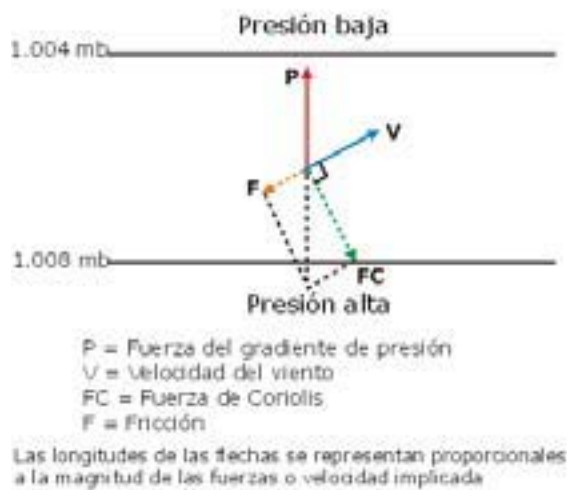


Fuente: Universidad de Illinois

Es de recordar que el viento geostrófico que resulta del equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza del gradiente de presión no es común que se presente cerca de la superficie. Cuando nos alejamos del suelo la influencia que ejerce sobre el aire se hace cada vez menor, afectándose, a la vez, cada vez menos el viento por las características de la superficie terrestre. A cierta altura, esa influencia desaparece y el viento se hace verdaderamente geostrófico. Esa altura es entonces considerada como la cima de la capa fricción, la cual variará en dependencia del tipo

de terreno, del viento y de la estructura del perfil vertical de la temperatura. En consecuencia, también dependerá de la hora del día y de la época del año. Sin embargo, en términos generales se extiende desde la superficie hasta alturas entre 1 y 2 km.

Figura 1-21. La fuerza de Coriolis actúa con la fuerza de fricción para equilibrar la fuerza horizontal del gradiente de presión.



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

En la capa de la fricción, la acción turbulenta que resulta de la interacción de la Tierra con el aire da como resultado que el viento se afloje en los niveles bajos; esto ocasiona que el viento no sea geostrófico como se observa en la Fig. 1-21. En ese esquema, se puede apreciar que el viento se hace más lento y, en consecuencia, la fuerza de Coriolis debe reducirse, haciéndose dominante la fuerza del gradiente de presión. Como resultado, el viento total se desvía levemente hacia la presión más baja. El grado de desviación que el viento sufre con respecto al viento geostrófico, denominado en meteorología como viento ageostrófico, depende entonces de la aspereza del terreno.

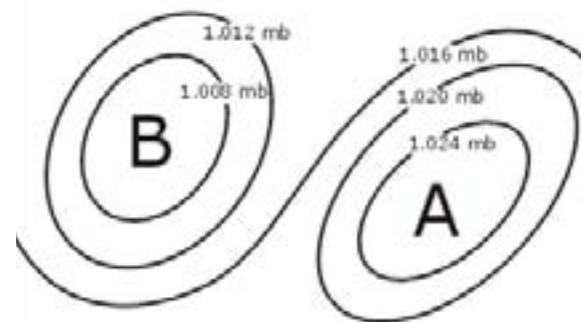
1.3.3.1 VIENTOS EN LA CAPA LÍMITE

Como se dijo antes, el mayor impacto de la fricción ocurre en niveles bajos y sus efectos disminuyen con la altitud hasta un punto, generalmente entre 1 y 2 km, donde desaparece.

La parte de la atmósfera en la cual la fricción juega un papel en el movimiento atmosférico se denomina capa límite, dentro de la cual el viento no es geostrófico.

En sistemas de baja y de alta presión, es bien distinto el papel que desempeña la fricción sobre el viento. Los vientos, sin efectos de fricción, se mueven a la izquierda al norte del centro de baja en el hemisferio norte. Sin embargo, cuando la fricción de superficie actúa, el viento va más despacio, y por lo tanto la fuerza de Coriolis se debilita y la fuerza del gradiente de presión llega a ser dominante, teniendo como resultado que el aire da vueltas en espiral hacia el centro de un sistema de baja presión y con tendencia a alejarse del centro en el caso del sistema de alta presión, tal como se observa en la Fig. 1-22. Esto causa convergencia en el centro del sistema de baja presión en superficie. Esta convergencia de superficie lleva al ascenso del aire, pudiendo, de esa manera, formarse nubes e incluso producirse lluvias y tempestades.

Figura 1-22. Isobaras alrededor de Sistemas de Altas (A) y Bajas (B) presiones.



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Al mismo tiempo, los flujos de viento alrededor del sistema de alta presión en el hemisferio sur se mueven a la derecha, pero cuando los efectos de fricción se introducen el viento se hace también más lento, la fuerza de Coriolis se reduce y la fuerza del gradiente de presión llega a ser dominante. En este caso, aunque el gradiente de presión se dirige al exterior, el resultado es que las espirales de viento de superficie se alejan del

centro. Esto causa divergencia (convergencia) en el centro del sistema de alta (baja) presión en superficie. Esta divergencia de superficie hace que el movimiento de altura sea descendente y como consecuencia que se disipen las nubes y los cielos sean predominantemente claros y despejados.

1.3.4 VIENTOS LOCALES

Entre las circulaciones y flujos atmosféricos de escala en la dimensión de hasta unas pocas decenas de kilómetros se destacan aquellas que se forman como consecuencia del distinto calentamiento y enfriamiento que tiene lugar en superficies con bien diferenciadas condiciones de capacidad calorífica. Entre ellas se destacan las que surgen en las inmediaciones de las áreas costeras y las marítimas cercanas, y también las que se registran en sectores con topografías que contrastan entre formaciones de valles y montañas.

1.3.4.1 BRISAS DE MAR

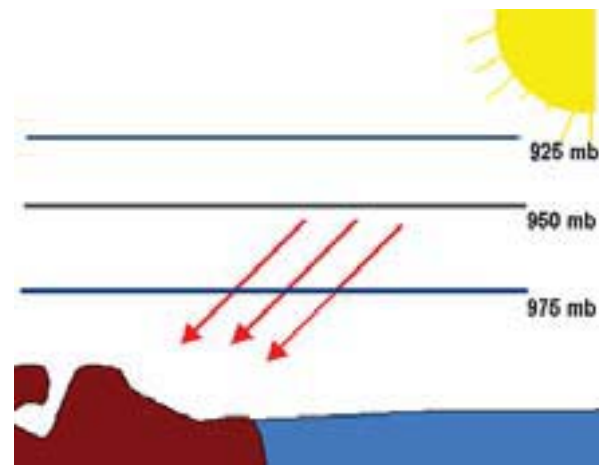
Resultan del calentamiento desigual de las superficies de tierra y agua. En un día soleado, puede observarse un cambio notable en la temperatura temprano cuando se inicia el calentamiento solar, una brisa fresca comienza a soplar desde el agua marítima hacia la playa. Este viento es conocido como la brisa de mar y ocurre en respuesta a diferencias en la temperatura entre una masa de agua y una de tierra vecina. (Ver Fig. 1-23). Las circulaciones asociadas a la brisa de mar ocurren más a menudo en días soleados durante la primavera y el verano, o en las temporadas cálidas, cuando la temperatura de la tierra es generalmente más alta que la del agua.

Figura 1-23. Brisa de mar causada por el calentamiento diferencial



Temprano en las mañanas, la tierra y el agua tienen aproximadamente una misma temperatura y las superficies de presión estarán a la misma altura sobre las superficies de tierra y agua. Fig. 1-24.

Figura 1-24. Circulación de brisa de mar en horas tempranas de la mañana



Fuente: Universidad de Illinois

Unas pocas horas más tarde, la energía de sol empieza a calentar la tierra más rápidamente que el agua y la temperatura de la tierra aumenta mientras que la del agua se queda relativamente constante. Esto sucede debido a que las masas de agua, especialmente grandes como las de un lago o el océano, absorben más energía que la tierra. Debe recordarse que el aire no se calienta esencialmente en forma directa desde arriba por el sol; de hecho, la mayor parte de la energía solar pasa realmente a través de la atmósfera. La tierra absorbe esta energía y el calor se irradia de regreso a la atmósfera, calentando el aire que yace por encima. Algo de este calor es transportado a niveles más altos en la atmósfera por convección.

Por otro lado, como la temperatura del agua permanece relativamente constante a través del día, el aire sobre el agua no se calienta tanto como sobre tierra, teniendo como resultado que las temperaturas del aire sean más bajas sobre el agua.

Como el aire tibio es menos denso que el fresco, el aire sobre la tierra se dilata en respuesta a la

calefacción del suelo abajo. Esta expansión lleva a un aumento del “espesor”, entre superficies de presión constantes dentro del aire calentado. (Ver Fig. 1-25). Sobre el agua, donde el aire se calienta muy poco, tal expansión no ocurre o es escasa y la distancia entre superficies de presión tiende a permanecer igual.

Figura 1-25. Flujo en altura precursor de la brisa de mar en tierra



Fuente: Universidad de Illinois

En respuesta al calentamiento, un área de alta presión (H azul) se desarrolla en niveles más altos sobre tierra mientras una de baja presión (L roja) se desarrolla sobre agua. Las diferencias de presión generan una fuerza a partir del gradiente de presión a una misma altura, la cual hace que el viento fluya hacia el agua, de altas a bajas presiones.

Puesto que la presión en cualquier sitio está determinada por el peso de la columna de aire que se localiza por encima del mismo, entonces la eliminación de aire en niveles más altos originará una disminución de la presión en niveles más bajos. En el caso de una circulación de brisa de mar, un área de baja presión se desarrollará sobre tierra en superficie como respuesta a la eliminación de aire en niveles más altos debido al flujo de aire desde tierra hacia el mar cerca de la costa. Por el contrario, en superficie sobre el agua se desarrollará un área de alta presión en respuesta a la acumulación de aire en niveles más altos.

Figura 1-26. Brisa de mar: desarrollo de baja presión en superficie sobre tierra y de un flujo desde el mar hacia la tierra

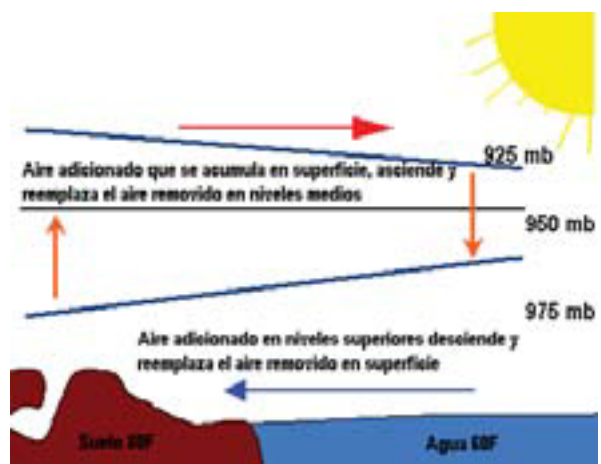


Fuente: Universidad de Illinois

Estas áreas de alta y baja presión establecen un gradiente de presión en superficie el cual da origen a un flujo de aire dirigido desde el mar hacia la tierra, conocido como brisa de mar, tal como se presenta en la Fig. 1-26.

Como respuesta a los movimientos horizontales del aire en superficie y altura, se inducen movimientos verticales que buscan distribuir de manera equilibrada la masa de aire. Sobre tierra, se genera un flujo que tiende a llevar aire hacia arriba. Como resultado de ello, en tierra los ascensos de aire desde niveles bajos reemplazan al que sale en altura.

Figura 1-27. Celda de circulación de aire en la brisa de mar



Fuente: Universidad de Illinois

Por otro lado, sobre el agua, el aire que se acumula en altura desciende a niveles más bajos para reemplazar al que sale de niveles más bajos. Estos movimientos verticales completan la celda que compone la circulación de brisa de mar, tal como se observa en el esquema representado en la Fig. 1-27.

Las circulaciones de la brisa de mar penetran típicamente hacia el interior a una distancia horizontal de menos de 40 kilómetros de la costa. Esto se debe al aumento de la fricción en superficie ocasionada por la topografía de la tierra. Con el alejamiento de la costa, tierra adentro, la circulación de la brisa de mar se debilita y finalmente cesa por acción de la fricción.

1.3.4.2 BRISAS DE TIERRA

De manera contraria a lo que sucede con las brisas de mar, con el enfriamiento del aire sobre tierra de niveles bajos al final de las tardes, se producen diferencias de temperatura entre las masas de agua de mar y de la tierra vecina produciéndose, al mismo tiempo, un viento fresco que sopla cerca a la costa desde la tierra hacia el mar. Este viento se conoce como brisa de tierra, la cual suele ser más fuerte sobre el litoral que en tierra más alejada hacia el interior. (Ver Fig. 1-28).

Figura 1-28. Brisa de tierra causada por el calentamiento diferencial

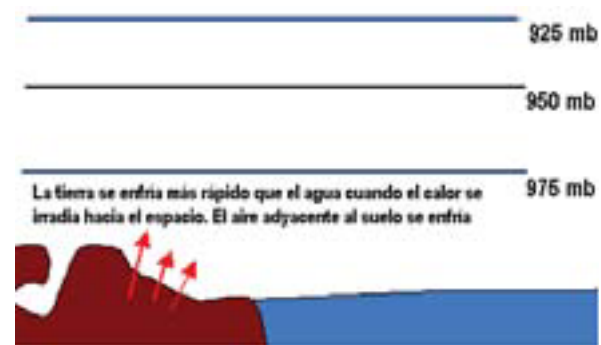


Las circulaciones de la brisa de tierra pueden ocurrir en cualquier época del año, pero son

muy comunes durante otoño, los inviernos y, en general en las épocas frías, cuando las temperaturas del agua permanecen todavía tibias y las noches en el litoral son más frescas.

Al final de las tardes claras, la superficie de la tierra se enfría irradiando calor hacia el espacio, y como resultado de ello se refrigera el aire cercano al suelo. Puesto que el aire sobre la tierra se enfría más rápidamente que el aire sobre agua, se establece una diferencia de temperatura, con aire más fresco sobre tierra y aire relativamente más tibio sobre agua.

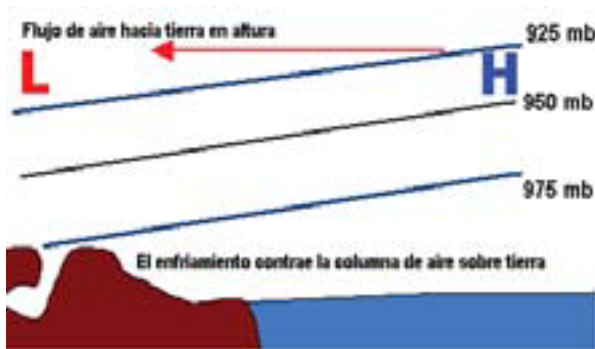
Figura 1-29. Brisa de tierra: alturas de las superficies de presión al finalizar la tarde.



Fuente: Universidad de Illinois

En superficie, puesto que el aire tibio es menos denso que el frío, el aire se contrae sobre tierra en respuesta a la refrigeración por radiación del suelo. Esta contracción lleva a una disminución del “espesor” entre las superficies de presión constante dentro del aire frío. Sobre el agua, donde el aire se enfría mucho más lentamente, tal contracción no ocurre y la distancia entre las superficies de presión tiende a permanecer sin cambios. Como resultado de esta variación desigual en las alturas de las superficies de presión, se desarrolla en niveles altos un área de baja presión (L roja) sobre la tierra, mientras que una de presión alta (azul H) se desarrolla sobre el agua. La fuerza del gradiente de presión resultante ocasiona que en niveles más altos el aire fluya tierra adentro, de presiones altas a bajas. (Ver Fig. 1-30).

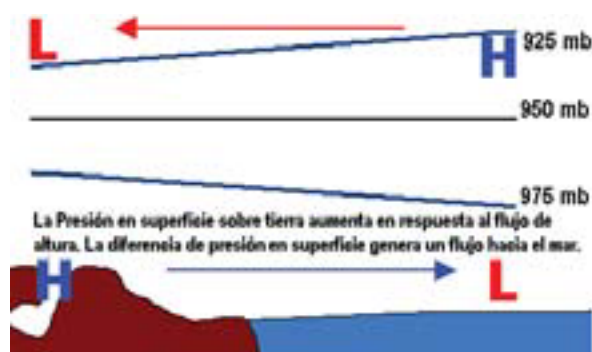
Figura 1-30. Brisa de Tierra: Flujo en altura



Fuente: Universidad de Illinois

Como se había observado en la brisa de mar, la presión en cualquier sitio está determinada por el peso del aire que se encuentra por encima del sitio. En este caso, la acumulación de aire en niveles altos sobre tierra hace que la presión aumente en niveles bajos, formándose un área de alta presión en superficie como respuesta a la acumulación de aire en niveles altos por el flujo de aire desde mar hacia tierra adentro. Por el contrario, se desarrolla un área de baja presión de superficie sobre el agua en respuesta a la salida de aire en niveles altos. Estas áreas de presión alta y baja establecen un gradiente en superficie el cual genera un flujo de aire cercano a la costa dirigido hacia el mar, conocido como brisa de tierra. (Ver Fig. 1-31).

Figura 1-31. Brisa de tierra: desarrollo de alta presión en superficie sobre tierra y de un flujo hacia el mar

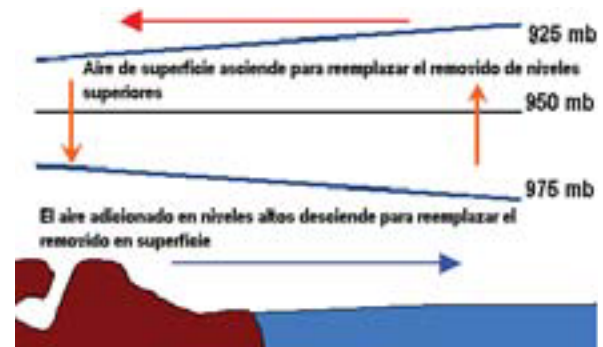


Fuente: Universidad de Illinois

Los movimientos verticales inducidos en respuesta al movimiento de aire horizontal completan la circulación de aire asociada a la brisa de tierra.

Cerca a la costa sobre el agua, el flujo asciende, mientras que sobre tierra el aire fluye en sentido opuesto, tal como se aprecia en la Fig. 1-32

Figura 1-32. Celda de circulación de aire en la brisa de tierra



Fuente: Universidad de Illinois

1.3.4.2 BRISA VALLE-MONTAÑA

Otro tipo de terreno que influye en la circulación del viento es el que alterna montañas y valles. Esta combinación también se denomina terreno complejo. (Ver Fig. 1-33).

Figura 1-33. Terreno complejo con montañas y valles

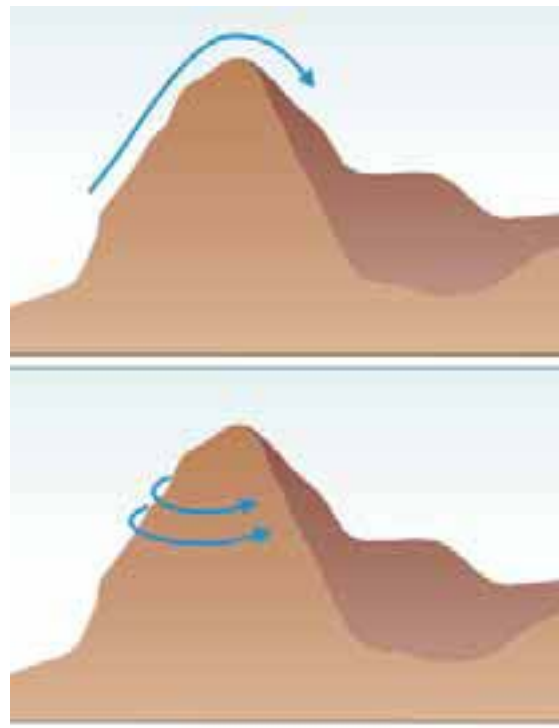


Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Los investigadores de la contaminación del aire concuerdan en que la dispersión atmosférica en los terrenos complejos puede ser muy diferente y mucho más complicada que en los terrenos planos. Los efectos del terreno complejo en la dispersión atmosférica han sido investigados en modelos de fluidos y por medio de experimentos de campo.

La turbulencia mecánica en terrenos con montañas y valles siempre depende del tamaño, la forma y la orientación de los rasgos topográficos. Las numerosas combinaciones de terrenos montañosos con valles incluyen desde una sola montaña sobre un terreno plano, hasta un valle profundo entre montañas, un valle en terreno plano o una cordillera. Sin embargo, como se indica en la Fig. 1-34, el aire tiende a elevarse sobre un obstáculo que se presenta en su camino y una parte trata de abrirse paso por los diferentes lados. Si una inversión de temperatura elevada (aire cálido sobre aire frío) cubre la mayor parte de la elevación, entonces el aire tratará de encontrar su camino por los costados de la montaña. Cuando el flujo de aire es bloqueado, se produce un atrapamiento o recirculación del aire. Durante la noche, los cerros y las montañas dan origen a flujos de vientos descendentes debido a que el aire es cada vez más frío a mayores alturas. Por lo general, los vientos descendentes son ligeros. Sin embargo, bajo condiciones especiales, se pueden producir vientos más rápidos.

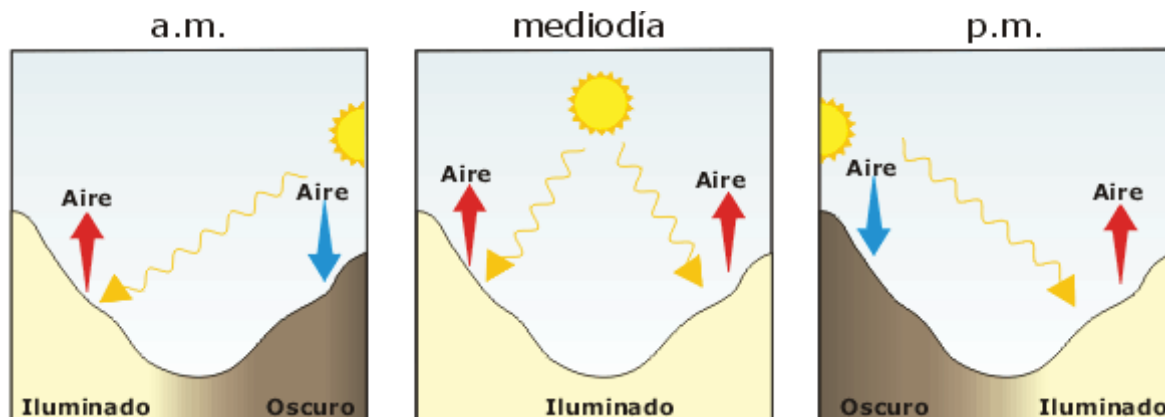
de las montañas.



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Figura 1-34. Flujo de viento sobre y alrededor

Figura 1-35. Turbulencia térmica en el valle (el aire se eleva cuando la tierra se ilumina)



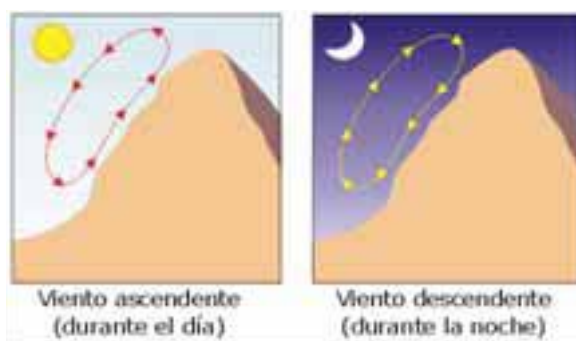
Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

La turbulencia térmica en un terreno con montañas y valles también guarda relación con el tamaño, la forma y la orientación de los rasgos topográficos. Si bien no resulta fácil explicar el flujo del aire en los terrenos complejos, sí se pueden presentar algunas de sus generalidades. Las montañas y los valles se calientan de manera desigual debido al movimiento del Sol en el cielo. (Ver Fig. 1-35). Por la mañana, el Sol

calienta e ilumina un lado de una montaña o valle. El otro lado todavía permanece oscuro y frío. El aire se eleva sobre el lado iluminado y desciende sobre el oscuro. Al mediodía, “cae” sobre ambos lados y los calienta. Al final de la tarde, la situación es similar a la de la mañana. Después de la oscuridad, a medida que el aire se hace más fresco debido al enfriamiento radial, el aire desciende al valle desde las colinas más altas.

La Fig. 1-36 muestra vientos descendentes y ascendentes durante el día y la noche, respectivamente. En el caso de un valle con montañas a ambos lados del mismo, se pueden producir vientos descendentes en las pendientes opuestas del valle, lo que determina que el aire frío y denso descienda y se acumule o deposite en el suelo más bajo del valle. Además, debido a que el aire que drena hacia el valle es frío y desplaza al que allí se encontraba que era más cálido, resulta que el aire a mayores alturas sobre el suelo permanece más cálido.

Figura 1-36. Variaciones diurnas en el flujo del viento en montañas y valles debido al calentamiento solar.



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Por otra parte, los vientos en un valle cerrado están atrapados debido a su forma. En ese caso, los vientos soplan predominantemente hacia la parte superior o hacia la parte baja del valle. Esto puede conducir a concentraciones altas de contaminantes del aire en el suelo debido a que la geometría del valle restringe las variaciones en la dirección del viento.

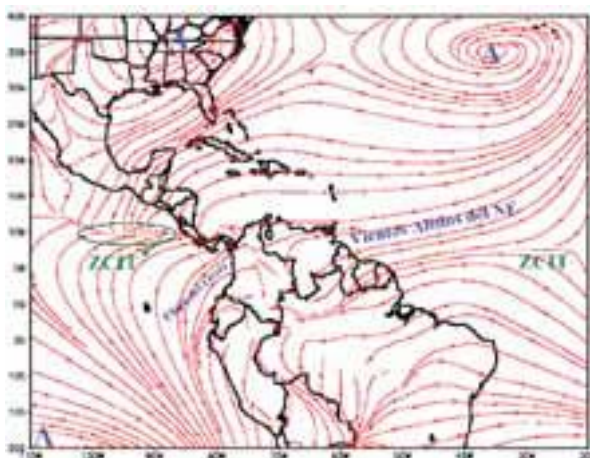
1.4 FACTORES QUE AFECTAN EL VIENTO EN COLOMBIA

Al analizar los procesos atmosféricos en la escala nacional es conveniente tener en cuenta que estos se desarrollan dentro del comportamiento de la atmósfera global; por lo tanto, es necesario comprender este último para explicar mejor los fenómenos atmosféricos nacionales.

Colombia, por encontrarse geográficamente ubicada entre el Trópico de Cáncer y el Trópico de Capricornio, está sometida a los vientos alisios que soplan del noreste en el hemisferio norte y del sureste en el hemisferio sur, aunque en el país no tienen siempre exactamente estas direcciones. (Ver Fig. 1-37). En nuestro país, por estar en las proximidades del ecuador, la fuerza de Coriolis, que es muy importante en el campo del viento, se hace muy pequeña, y por ello los vientos están influenciados fuertemente por las condiciones locales y por el rozamiento proporcionado por las grandes irregularidades que presenta la cordillera de Los Andes al ramificarse en tres sistemas que se extienden longitudinalmente a lo largo del país con diferentes elevaciones. Además, los dos mares bañan el territorio nacional también tienen su papel en el comportamiento del viento. Esto hace que la dirección y la velocidad del viento varíen de un instante a otro y de un sitio a otro.

Las diferencias en estos comportamientos climáticos en buen grado pueden explicarse con base en el desplazamiento de la Zona de Confluencia Intertropical-ZCIT a lo largo del año. En la zona de encuentro de los alisios, el desplazamiento del aire se hace más lento mientras que a mayores distancias de esa área el movimiento se hace más veloz. La latitud determina la variación a lo largo del año y los patrones de circulación atmosférica dominantes. De esa forma, en julio y agosto cuando la ZCIT se encuentra en su posición extrema al norte del país, los vientos en buena parte en esos sectores tendrán menores velocidades que en otras épocas del año. Así podemos explicarnos que en gran parte de la región Atlántica los vientos se intensifiquen durante los primeros meses del año, cuando la ZCIT se encuentra justamente al sur del país. Por el contrario, entre julio y agosto, en muchos lugares más al sur se aceleran, especialmente al oriente de la región Andina, donde las condiciones fisiográficas contribuyen a que los vientos sean más sostenidos y de mayor intensidad.

Figura 1-37. Algunos sistemas de viento a 10 metros de altura que rigen las condiciones meteorológicas de Colombia visto con los datos de baja resolución del NCAR (National Center for Atmospheric Research) de Estados Unidos



La orografía, en general, constituye un factor que incide considerablemente en las velocidades que toma el aire en su desplazamiento. Las cadenas montañosas, como la cordillera oriental que se opone al flujo de los alisios del sureste, constituyen barreras físicas que alteran el flujo de las corrientes del aire al cruzar las cordilleras y que, de acuerdo con su orientación o accidentes fisiográficos, pueden conducir al fortalecimiento o debilitamiento de los vientos. La velocidad de los vientos dominantes tiende a crecer con la altitud, debido a la reducción de la fricción con el suelo. En zonas montañosas, entre la parte baja y los 2.500 o 3.000 metros de altitud la velocidad puede aumentar con la altitud al doble o al triple. Sin embargo, muchos otros factores de orden local pueden alterar estas tendencias generales. La topografía origina grandes contrastes; algunas áreas quedan protegidas del viento, mientras que en otras soplan fuertes ráfagas de una velocidad mucho mayor que el promedio. En particular en las montañas de gran altura se presenta el efecto FOEHN; estos vientos son fuertes, secos y calientes y se desarrollan ocasionalmente en las laderas de sotavento de las cordilleras. La alta temperatura y la baja humedad relativa que acompañan a estos vientos se deben al calentamiento adiabático del aire descendente, los cuales se intensifican si del lado de barlovento el viento ascendente está acompañado de precipitación, lo que los hace más secos. (Ver

Figura No. 1-38). El aire se enfría a barlovento a razón de 6° por kilómetro y se calienta en su descenso 10° C por kilómetro.

Figura 1-38 Flujo del viento sobre una cordillera durante un efecto FOEHN



Fuente: *Ciencias de la tierra y el medio ambiente* – Luis Echarri Prim

La variación diurna del viento en superficie también juega un rol muy destacado en las circulaciones locales y en algunos fenómenos meteorológicos asociados con ellas. Entre estas circulaciones podemos destacar la brisa de mar-tierra y la brisa valle-montaña. Estos sistemas de vientos locales se desarrollan como resultado del calentamiento desigual de la tierra y el mar o de las laderas y los valles en zonas montañosas, y juegan un papel importante en las regiones costeras del país y en amplias áreas montañosas como las comprendidas en la región Andina.

Por otra parte, es posible que se registren vientos intensos de corta duración en otras épocas del año, los cuales frecuentemente están asociados con el paso rápido de sistemas atmosféricos. Tal es el caso del tránsito de ciclones tropicales por el norte del país en las temporadas de huracanes que ocurren cada año entre junio y noviembre. Estos sistemas atmosféricos pueden tener vientos rotando en torno a su centro con velocidades entre 63 y 117 kilómetros por hora en su fase de tormenta tropical o superiores cuando alcanzan el grado de huracán. También el paso de sistemas atmosféricos de menor extensión caracterizados por movimientos desorganizados o turbulentos en su interior pueden llevar asociados vientos fuertes o rafagosos.

1.5 VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL

Sobre las regiones planas, como en la llanura del Caribe, la Orinoquia y la Amazonia, se observan

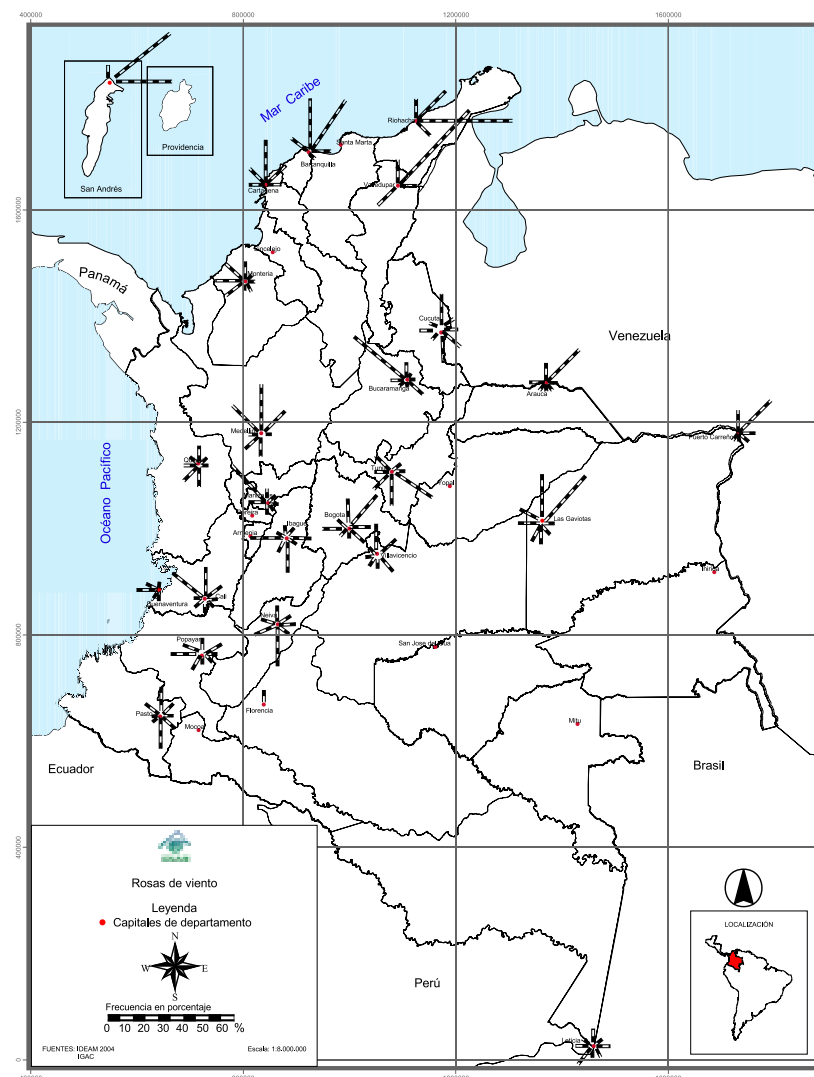
circulaciones bastante definidas en el transcurso del año y están directamente influenciadas por los vientos alisios, mientras que en los valles interandinos y en las zonas montañosas, a pesar de percibirse una ligera influencia de los alisios, las condiciones fisiográficas determinan en gran parte la dirección y velocidad del viento.

En la región Pacífica el comportamiento del viento presenta particularidades en la dirección. Los vientos alisios del sureste del océano Pacífico alcanzan a sobrepasar el ecuador en gran parte del año y por efecto de la fuerza de Coriolis, se desvían presentando una componente oeste al norte del ecuador con circulaciones casi permanentes dirigidas del océano al litoral.

A diferencia de las demás variables climatológicas, el viento es un vector. Sus dos componentes, la magnitud y la dirección, tienen variabilidades

espaciales muy diferentes. En la Fig. 1-39 pueden apreciarse las frecuencias de los vientos para algunos sitios del país. En las rosas de los vientos que se presentan se destaca el comportamiento multianual de la dirección del viento para esos sitios. El gráfico ha sido dividido en ocho direcciones (N, NE, E, SE, S, SW, W, y NW). Cada barra en el gráfico indica la frecuencia con que sopla el viento desde esa dirección. De su lectura puede observarse, a manera de ejemplo, que el régimen de vientos de Bogotá señala el predominio de los vientos que vienen del noreste, en armonía con los vientos alisios. Sin embargo, también se presentan, aunque con menor frecuencia, la influencia de efectos locales como la brisa valle-montaña que tienen una incidencia apreciable en el comportamiento del viento en esa ciudad.

Figura 1-39. Rosas de los vientos multianuales para Colombia



Fuente: IDEAM

La velocidad del viento es un parámetro muy variable, tanto en el tiempo como en el espacio. Las velocidades son muy variables durante el transcurso del día y el patrón de comportamiento diario va cambiando durante el año. A pesar de esta gran variabilidad, los promedios anuales multianuales atenúan la influencia de los altos valores. La velocidad media anual multianual varía en Colombia, en

términos generales, siendo mayor en las zonas costeras del norte del país, que alcanzan a recibir plenamente la influencia de los vientos alisios del noreste durante el invierno del hemisferio norte, cuando la ZCIT alcanza su posición más sur. El occidente del país tiende a presentar los menores valores, tal como su posición relativa a la circulación general de la atmósfera en la zona tropical permite suponer.

BIBLIOGRAFÍA

1. Barrero, A. 1979: *Régimen de vientos en superficie de la Sabana de Bogotá*. Himat, (documento interno).
2. Emmanuel, K.A., 1994: *Atmospheric Convection*. Oxford Univ. Press, New York, 580 p.
3. Hastenrath, S. 1995: *Climate Dynamics of the Tropics*. Kluwer Acad. Publishers, Dordrech, The Netherlands, 488 p.
4. Hastenrath, S. & P. J. Lamb, 1978: *On The Dynamics and Climatology of Surface Flow over the Equatorial Oceans*. Tellus, 30, 436-448.
5. Holton, 1993: *An Introduction to the Dynamic Meteorology*, Third Ed.
6. Mesa, S. O., Poveda, J. G. & Carvajal S. L. F. 1997: *Introducción al clima de Colombia*. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Fac. de Minas, Medellín, 390 p.
7. OLADE, 1983: *Atlas eólico preliminar de América Latina*. OLADE.
8. Retallack, B.J.: *Compendio de Apuntes para la formación del personal meteorológico de la Clase IV*. Vol. II. OMM. No. 266. 1973.
9. Nieuwolt, S.: *Tropical Climatology*. John Wiley, 207 p.
10. Riehl, 1979: *Climate and Weather in the Tropics*. Acad Press, 611 p.
11. www.hidromet.com.pa
12. www.2010.atmos.uiuc.edu