

Contenido

	Pág.
Lista de Figuras.....	I
Lista de Tablas.....	III
Introducción.....	4
1. Aspectos Generales.....	6
1.1 Definición y Características.....	6
1.2 Origen del movimiento.....	6
1.3 Clasificación de Vientos en la Atmósfera.....	9
1.3.1 Fuerza Gradiente de Presión (FGP).....	9
1.3.2 Fuerza de Coriolis (FCOR).....	11
1.3.3 Viento Geostrófico.....	12
1.3.4 Fuerza Centrífuga (FCF).....	12
1.3.5 Viento Gradiente.....	13
1.3.6 Viento Ciclostrofico.....	14
1.3.7 Viento Inercial.....	14
1.3.8 Fuerza de Fricción.....	15
2. Circulación General de la Atmósfera.....	17
2.1 Circulación Global.....	17
2.1.1 Circulación Meridional.....	17
2.1.2 Circulación Zonal.....	18
2.1.3 Corrientes en Chorro.....	19
2.1.4 Sistemas de Altas y Bajas Presiones.....	20
2.2 Vientos Locales.....	21
2.2.1 Brisas Mar – Tierra.....	21
2.2.2 Brisa Valle – Montaña.....	23
2.2.3 Efecto Fohen.....	25
3. Sistemas de Circulación que afectan el territorio colombiano.....	26
Variabilidad Espacio – Temporal.....	29
4. Medición de la variable.....	31
4.1 Criterios Fundamentales.....	31
4.2 Técnicas e Instrumentos de Medición.....	35
4.2.1 Sensores locales.....	35

4.2.2	Sensores Remotos.....	41
4.2.3	Plataformas satelitales	42
	Glosario.....	43
	Referencias	45
	Metodología.....	47
	Análisis Histórico con Información de Radiosondeos.....	48
	Comportamiento del viento en presencia del ciclo ENOS	49
	Comportamiento Mensual de la Velocidad del Viento en Colombia	50

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1.1. Representación de la segunda ley de Newton.....	7
Figura 1.2. Representación de las variaciones en la presión atmosférica con la altura	8
Figura 1.3. Perfil vertical de la presión atmosférica. Adaptado, Universidad de Illinois.	8
Figura 1.4. Representación de la fuerza de Gradiente de Presión.....	9
Figura 1.5. Representación de Isobaras con centros de Alta y Baja Presión.	9
Figura 1.6. Datos de presión reducidos a nivel del mar - comunicados por medio de boletines meteorológicos.....	10
Figura 1.7. Efecto Coriolis en la franja ecuatorial.....	11
Figura 1.8. Representación del viento Geostrófico.	12
Figura 1.9. Representación de la fuerza Centrífuga en un Sistema de Baja Presión en el hemisferio norte.....	13
Figura 1.10. Representación el viento gradiente en los sistemas de alta y baja presión.	14
Figura 1.11. Representación Viento Ciclostrófico en el Hemisferio Norte.	14
Figura 1.12. Representación del viento inercial en el Hemisferio Norte.	15
Figura 1.13. Representación de cizalladura horizontal del viento por diferencias de velocidad.....	16
Figura 1.14. Espiral Eckman. Adaptado de http://fjferrer.webs.ull.es	17
Figura 2.1. Celda de Hadley.	18
Figura 2.2. Circulación en la Celda de Walker.	19
Figura 2.3. Corriente en chorro o Jet en el hemisferio norte.	19
Figura 2.4. Sistemas de presión semipermanentes en a) Enero y b) Julio. En rojo, los sistemas de baja presión y en azul los sistemas de alta presión.	20
Figura 2.5. Brisa de mar.	22
Figura 2.6. Brisa de tierra. Fuente: Meted.	22
Figura 2.7. Viento Anabático.	23
Figura 2.8. Representación del viento catabático.	25
Figura 2.9. Flujo del viento sobre una cordillera en presencia del efecto Foehn.	26
Figura 3.1. 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.....	27
Figura 3.2. Sistemas de alta y baja presión en ausencia de fuerza de Coriolis.....	29
Figura 3.3. Rosas de los viento multianuales para Colombia.....	30
Figura 4.1. Rosa de Viento, que representa la dirección de la variable.	32
Figura 4.2. Rosa de Viento para el Aeropuerto EIDorado.	33
Figura 4.3. Representación de a) la velocidad del viento en el Hemisferio Norte, b) el viento - con magnitud y dirección en los Hemisferios Norte y Sur.....	35
Figura 4.4. Anemómetro de empuje automático.	36
Figura 4.5. Anemómetro de cazoletas tipo Robinson.	36

Figura 4.6. Anemómetro a presión.	37
Figura 4.7. Anemómetro ultrasónico.	37
Figura 4.8. Anemocinemógrafo.	38
Figura 4.9. Veleta.	39
Figura 4.10. Radiosondeo.	39
Figura 4.11. Manga de Viento.	40
Figura 4.12. Lidar Doppler.	41
Figura 4.13. Radar Meteorológico Santa Elena, Medellín. Copyright: Jun M. Gómez B. (2013).	42
Figura 4.14. Sodar Meteorológico.	42

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla.1. Conversión de entre unidades de velocidad.	37
Tabla 2. Escala de Beaufort.	38

Introducción

El estudio del viento es fundamental para la ciencia atmosférica, puesto que permite analizar la dinámica de la atmósfera a través de su movimiento, así como apoyar diversos estudios con aplicaciones propias de la meteorología, como calidad del aire, análisis del tiempo y el clima, sector energético, diseño de infraestructura, gestión del riesgo y operaciones aeronáuticas. Dada la relevancia del tema, resulta importante disponer de información a nivel local, regional y global, del comportamiento de esta variable meteorológica, con el fin de proporcionar herramientas técnicas y científicas que apoyen los procesos de toma de decisión.

1. Aspectos Generales

1.1 Definición y Características

Es el movimiento del aire causado por el calentamiento diferencial de la superficie terrestre y la atmósfera, que presenta variaciones significativas en el tiempo y en el espacio. Viento se refiere específicamente al movimiento horizontal de las parcelas de aire (que alcanzan grandes distancias y pueden persistir en diferentes escalas de tiempo), puesto que los movimientos verticales, limitados por el espesor de la Capa Límite Planetaria (CLP ó PBL por sus siglas en inglés) son principalmente valorados con el proceso convectivo.

Es una magnitud vectorial caracterizada por tener velocidad y dirección (variable), con un desplazamiento determinado por la acción de diferentes fuerzas sobre las parcelas de aire, especialmente por las diferencias de presión. La velocidad se define como la magnitud que determina la fuerza del vector y la dirección del viento determina la orientación del vector (dirección desde la que este sopla). Al descomponer el vector viento se obtienen las componentes zonal (positivo - proveniente del occidente, negativo - proveniente del oriente) y meridional (positivo - proveniente del sur, negativo - proveniente del norte), que representan el movimiento del viento a lo largo de los paralelos y de los meridianos, respectivamente.

Cabe anotar, que el viento junto con la temperatura y la humedad del aire determinan las condiciones de confort térmico para los seres vivos.

1.2 Origen del movimiento

El movimiento de un cuerpo en un sistema de coordenadas determinado, que resulta de la acción de una fuerza sobre su masa, genera una aceleración. Con respecto al tema la segunda ley de Newton expresa que:

$$F = ma \tag{1.1}$$

Dónde F representa la fuerza que actúa sobre un cuerpo de masa m, y a es la aceleración resultante (proporcional a la fuerza), ver Figura 1.1.

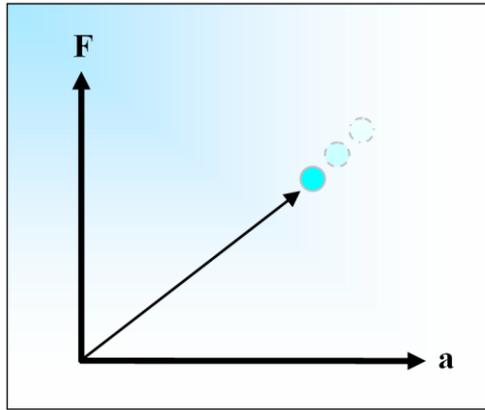


Figura 1.1. Representación de la segunda ley de Newton.

Al aplicar esta ecuación a los movimientos atmosféricos con referencia a un plano cartesiano en una Tierra sin rotación, se encuentra que:

$$F_x = ma_x = m \frac{du}{dt} \quad (1.2)$$

$$F_y = ma_y = m \frac{dv}{dt} \quad (1.3)$$

$$F_z = ma_z = m \frac{dw}{dt} \quad (1.4)$$

Si consideramos la unidad de masa, podemos escribir:

$$F_x = \frac{du}{dt} \quad (1.5)$$

$$F_y = \frac{dv}{dt} \quad (1.6)$$

$$F_z = \frac{dz}{dt} \quad (1.7)$$

En donde, F_x , F_y , F_z , representan todas las fuerzas que actúan a lo largo de los ejes x , y , z , respectivamente, produciendo aceleraciones a_x , a_y , a_z , a lo largo de los ejes, u , v , w , son las velocidades dirigidas a lo largo de los ejes x , y , z .

Una de las fuerzas que actúa sobre los cuerpos es la presión atmosférica, la cual está determinada por el peso de una columna de aire sobre un objeto o superficie. En la Figura 1.2, se representa la diferencia de presión entre ubicaciones a diferente

elevación, por tanto, la presión será mayor mientras el peso del aire aumente (mayor columna de aire sobre el objeto o superficie) y menor mientras la columna de aire sea de menor volumen.

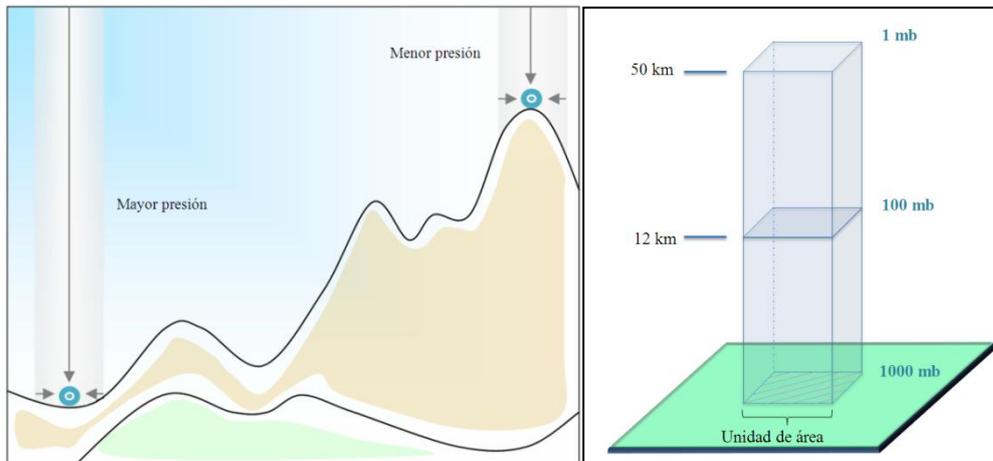


Figura 1.2. Representación de las variaciones en la presión atmosférica con la altura

El calentamiento térmico diferencial en la atmósfera es el generador de las variaciones en la densidad de las partículas de aire y por lo tanto de la presión atmosférica. En términos de las moléculas de aire, si el número de ellas aumenta por encima de una superficie, habrá más moléculas que ejerzan una fuerza sobre esa superficie y consecuentemente, la presión aumenta; por el contrario, cuando el número de moléculas por encima de la superficie se reduce, se tendrá como resultado una disminución en la presión. Ahora bien, como la mayor parte de las moléculas de la atmósfera se mantiene cerca de la superficie terrestre debido a la gravedad, la presión atmosférica se va reduciendo conforme se avanza en altura como lo muestra la Figura 1.3.

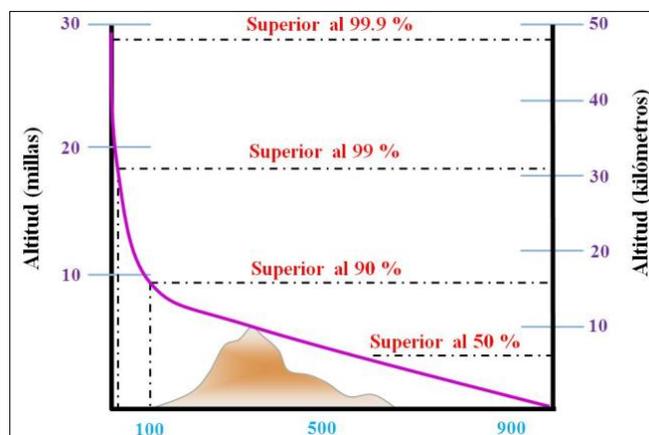


Figura 1.3. Perfil vertical de la presión atmosférica. Adaptado, Universidad de Illinois.

1.3 Clasificación de Vientos en la Atmósfera

El movimiento del aire es el resultado de la acción de una o varias fuerzas sobre una partícula de aire, fundamentalmente se reconocen las fuerzas del gradiente de presión, coriolis, fricción y centrífuga.

1.3.1 Fuerza Gradiente de Presión (FGP)

Es determinada por las diferencias de presión entre dos puntos de la atmósfera y tiende a mover las parcelas de aire desde los centros de alta a los de baja presión (Figura 1.4), con el fin de alcanzar un equilibrio barométrico. Esta fuerza es la responsable de provocar el movimiento inicial del aire.

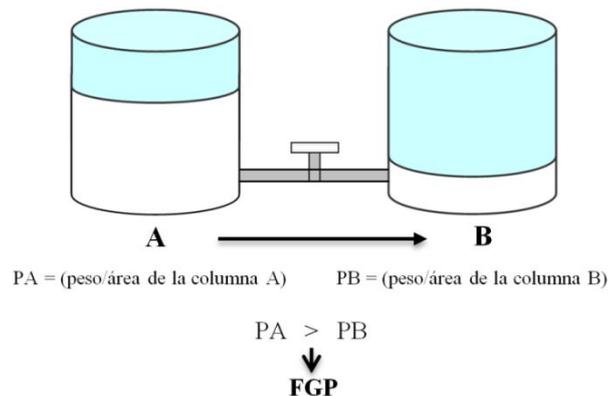


Figura 1.4. Representación de la fuerza de Gradiente de Presión.
Adaptado: <http://jcgueerra.webs.ull.es/docencia/meteorologia/docu/PT5.pdf>

Espacialmente, las isobaras (Figura. 1.5) representan líneas con el mismo valor de presión, y teniendo en cuenta que la fuerza ejercida sobre las partículas de aire es proporcional al gradiente de presión, es importante mencionar que entre más cerca estén las isobaras, mayor será la fuerza y por tanto la velocidad del viento

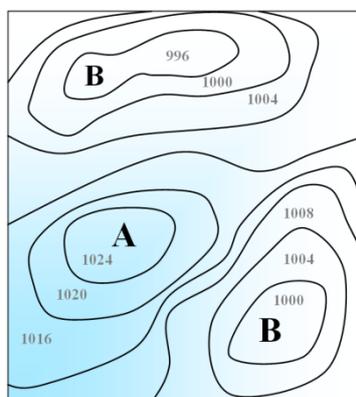


Figura 1.5. Representación de Isobaras con centros de Alta y Baja Presión.

En los mapas de tiempo (Figura. 1.6), estas líneas se generan a partir de los datos de presión atmosférica registrados a nivel del mar en milibares (mb) o hectopascales (hPa).

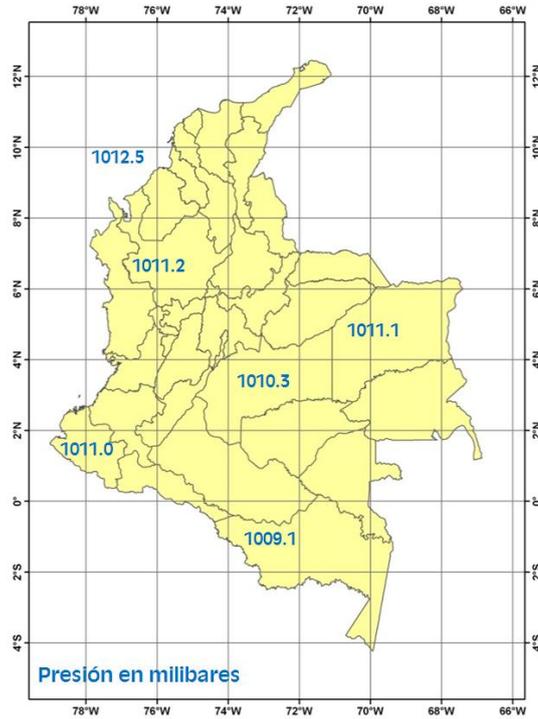


Figura 1.6. Datos de presión reducidos a nivel del mar - comunicados por medio de boletines meteorológicos.

La fuerza de gradiente de presión es un vector, por lo tanto tiene tres componentes, dos en la horizontal y uno en la vertical, a continuación la representación matemática por unidad de masa (Ecuaciones 1.8 a 1.10):

$$FGP_x = F_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \tag{1.8}$$

$$FGP_y = F_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \tag{1.9}$$

$$FGP_z = F_z = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \tag{1.10}$$

Cuando se genera un balance entre la fuerza de gradiente presión con la gravedad, se alcanza un equilibrio hidrostático, válido para condiciones a gran escala. La Ecuación 1.11 representa esta condición,

$$F_h = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \tag{1.11}$$

1.3.2 Fuerza de Coriolis (FCOR)

Es una fuerza aparente que se produce de forma perpendicular a la dirección del movimiento, generando una desviación en la trayectoria del viento por la rotación de la Tierra (alrededor de su eje con una velocidad angular Ω). En el hemisferio norte, el efecto de Coriolis desvía el movimiento de las parcelas de aire hacia la derecha y en el hemisferio sur, desvía el movimiento hacia la izquierda. Esta fuerza aumenta en la medida que aumenta la velocidad del viento y la latitud en que se ubica el flujo. Teniendo en cuenta que, en el ecuador $\varphi = 0^\circ$, la aceleración de coriolis tendrá un valor igual a cero. (Figura. 1.7).

El efecto de esta fuerza sobre el aire resulta cuando el aire está en movimiento o tiene velocidad, mientras que las partículas permanezcan en reposo, la influencia de Coriolis será nula. Esta fuerza es proporcional al Parámetro de Coriolis, que se designa comúnmente con la notación f .

$$FCOR = f = 2\Omega V \text{sen}\varphi \quad (1.12)$$

Dónde, Ω es la velocidad angular de la rotación de la Tierra, V representa la velocidad de la parcela de aire, y φ es la latitud.

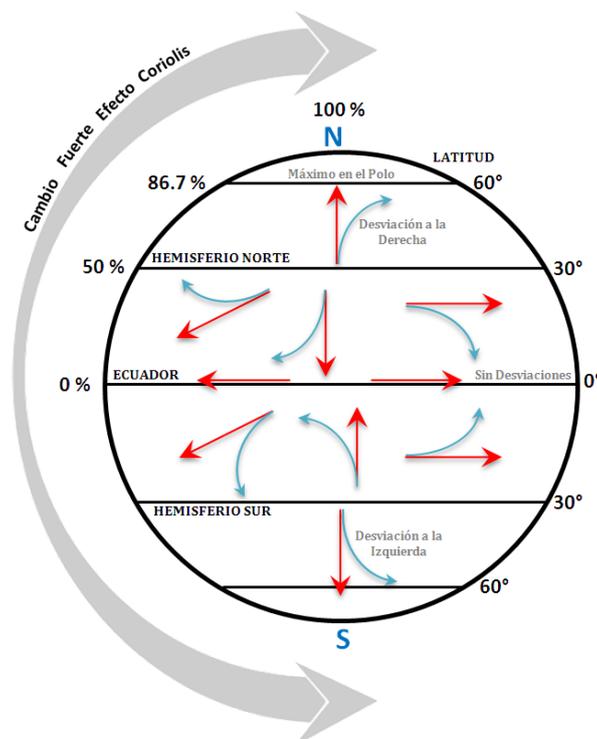


Figura 1.7. Efecto Coriolis en la franja ecuatorial.

Adaptado (Strahler & Strahler, 1999; citado por, <http://www.lateinamerika-studien.at>)

En consecuencia, el movimiento del aire determinado por las fuerzas de gradiente de presión y Coriolis, modifica las Ecuaciones 1.8 a 1.10, de la siguiente manera:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \text{Sen}\varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \quad (1.13)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \text{Sen}\varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \quad (1.14)$$

1.3.3 Viento Geostrófico

Es una aproximación al viento real, producto del balance entre la fuerza de gradiente de presión y coriolis (Figura 8), que se desarrolla a través del equilibrio entre la magnitud de las dos fuerzas y la oposición en la dirección. Las condiciones que favorecen el desarrollo del balance geostrófico se localizan encima de la Capa Límite Planetaria en la atmósfera libre.

Teóricamente, este flujo de aire se caracteriza por ser rectilíneo, no acelerado y libre de fricción. El desplazamiento del viento se presenta de forma paralelo a las isobaras.

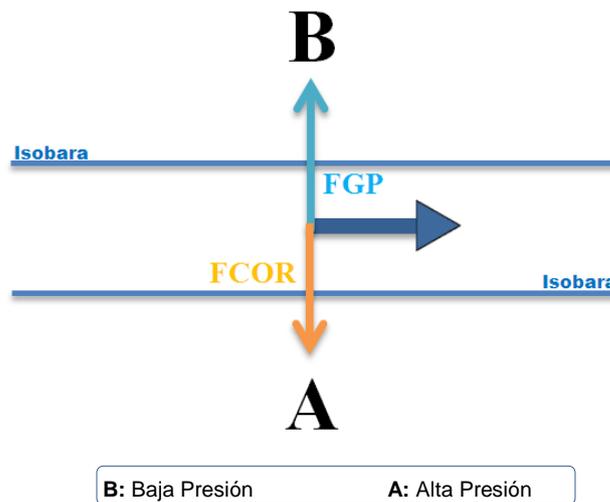


Figura 1.8. Representación del viento Geostrófico.

1.3.4 Fuerza Centrífuga (FCF)

Esta fuerza se manifiesta como una acción de empuje radial desde el centro de un círculo (Figura 1.9). En la atmósfera, se presenta en los sistemas de alta y baja presión, dirigiéndose desde los centros de alta o baja presión hacia fuera. La fuerza centrífuga es

proporcional al cuadrado de la velocidad del aire e inversamente proporcional al radio de la curvatura de la trayectoria. Se representa matemáticamente mediante la Ecuación 1.15:

$$FC = \frac{V^2}{R} \quad (1.15)$$

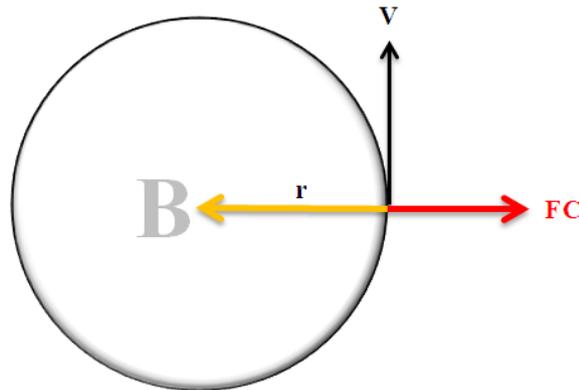


Figura 1.9. Representación de la fuerza Centrífuga en un Sistema de Baja Presión en el hemisferio norte.

1.3.5 Viento Gradiente

Las isobaras tienden a ser paralelas y rectilíneas como en el caso del viento geostrófico, sin embargo, este comportamiento rectilíneo puede presentar curvatura, determinando el movimiento del aire. Por lo tanto, en el desarrollo del viento gradiente, interviene la fuerza centrífuga, permitiendo que las parcelas de aire se desplacen en una trayectoria curva.

El viento gradiente es producto del balance entre la fuerza centrífuga (se manifiesta como una acción de empuje desde el centro del círculo) y el flujo que ha estado determinado por las fuerzas del gradiente de presión y coriolis (Figura 1.10).

En los sistemas de alta y baja presión, el viento gradiente fluye paralelo a las isobaras en forma curvilínea y sopla conforme a las manecillas del reloj en los sistemas anticiclónicos del hemisferio norte y en el sentido contrario en los sistemas ciclónicos.

En los sistemas de alta presión, las fuerza de gradiente de presión y centrífuga que actúan hacia fuera, son equilibrados por Coriolis que actúa hacia adentro.

En los sistemas de baja presión el viento gradiente sopla con menor velocidad que el viento geostrófico, mientras que en los sistemas de alta presión el viento el flujo de viento es más rápido que el viento geostrófico.

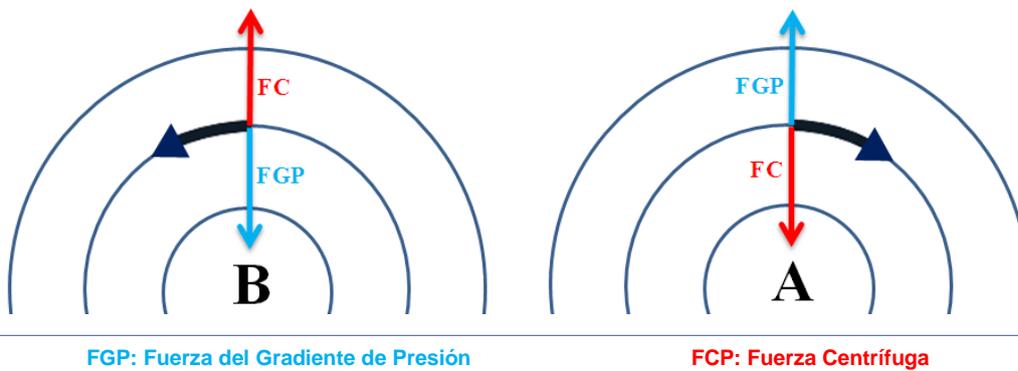


FGP: Fuerza del Gradiente de Presión FCOR: Fuerza de Coriolis FC: Fuerza Centrífuga

Figura 1.10. Representación el viento gradiente en los sistemas de alta y baja presión.

1.3.6 Viento Ciclostrófico

En sistemas atmosféricos de menor escala, como el caso de los tornados (decenas o centenas de metros), el radio de curvatura es tan pequeño que el efecto de Coriolis es despreciable. En estas condiciones, se presenta un equilibrio entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza centrífuga (Figura 1.11), que se conoce con el nombre de balance ciclostrófico.



FGP: Fuerza del Gradiente de Presión FCP: Fuerza Centrífuga

Figura 1.11. Representación Viento Ciclostrófico en el Hemisferio Norte.

Este tipo de circulaciones se presenta generalmente en zonas de latitudes bajas, donde el efecto de Coriolis es bajo y se presentan procesos atmosféricos a partir de procesos termodinámicos que desarrollan movimientos verticales de las masas de aire.

1.3.7 Viento Inercial

Es un flujo de viento que no requiere la presencia de un gradiente de presión y no sigue una trayectoria recta, puesto que por el efecto de coriolis, el movimiento adquiere una

componente circular. Este tipo de flujo es raramente observado en la atmósfera. Matemáticamente se expresa:

$$\frac{V^2}{R} + fV = 0 \quad (1.16)$$

Solucionando la ecuación con respecto a R ,

$$R = -\frac{V}{f} \quad (1.17)$$

El viento inercial puede mantenerse en sistemas anticiclónicos, puesto que en Sistemas ciclónicos, la carencia de gradiente de presión no permite el desarrollo de un flujo en el que se genera un balance entre la fuerza centrífuga y coriolis. En cercanías al ecuador, $R \rightarrow \infty$, esto significa que el flujo inercial no puede tener una trayectoria cerrada, aunque conserva su carácter anticiclónico a lado y lado del ecuador (Haltiner & Martin, 1957, citado por Montoya, 2008, p. 95).

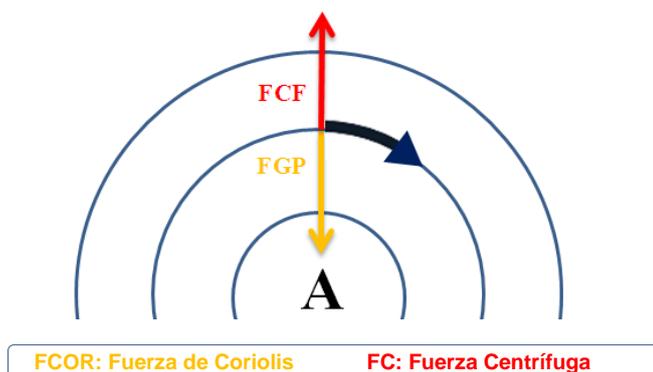


Figura 1.12. Representación del viento inercial en el Hemisferio Norte.

1.3.8 Fuerza de Fricción

Es causada por el rozamiento del aire con la superficie terrestre, generando retraso en el flujo de las masas de aire y cambios en la dirección del movimiento. El efecto de esta fuerza se presenta entre la superficie y altitudes cercanas a los 500 y 1.000 metros, es decir, dentro de la Capa Límite Planetaria.

La magnitud del retraso que ejerce la fricción sobre el movimiento del aire, depende tanto de la rugosidad del terreno (perturba el flujo), características del fluido y el gradiente de temperatura. La medición en magnitud del retardo producido por el

rozamiento, se calcula a través del coeficiente de viscosidad por torbellino, que puede ser determinado a diferentes escalas y que se denota por la μ . La representación matemática del viento modulado por las fuerzas del gradiente de presión, coriolis y fricción se puede observar en las Ecuaciones 1.18 y 1.19:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1.18)$$

$$\frac{dv}{dt} = \underbrace{-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}}_{\text{Gradiente de Presión}} - \underbrace{fu}_{\text{Coriolis}} + \underbrace{\frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}}_{\text{Fricción}} \quad (1.19)$$

Donde, μ representa la viscosidad, ρ la densidad del aire y el término de *fricción* representa el esfuerzo entre dos capas de aire separadas por una distancia ∂z , que se mueven a diferentes velocidades en el eje horizontal (u, v).

Ahora bien, cuando se presentan diferencias en la velocidad o dirección del viento en dos puntos de la atmósfera, se genera un gradiente que se conoce con el nombre de cizalladura, que puede ser vertical u horizontal, dependiendo del plano en que se desarrollen tales diferencias. En este proceso, el intercambio de cantidad de movimiento se evidencia a través de torbellinos (Figura 1.13).

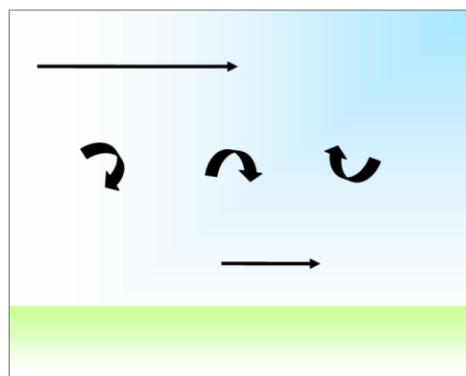


Figura 1.13. Representación de cizalladura horizontal del viento por diferencias de velocidad.

Por debajo de los 100 metros se observa que la fuerza de rozamiento debida a los torbellinos es de mayor magnitud a la acción que ejerce la fuerza de gradiente de presión. Conforme se avanza en altura, la influencia de esta fuerza disminuye (menor contacto con la superficie terrestre), permitiendo que el viento real se aproxime a las

condiciones del viento geostrófico, en donde el aire fluye paralelo a las isobaras, de forma rectilínea y sin aceleración.

La espiral de Eckman (Figura 1.14) representa el comportamiento del flujo del viento en diferentes niveles de la atmósfera.

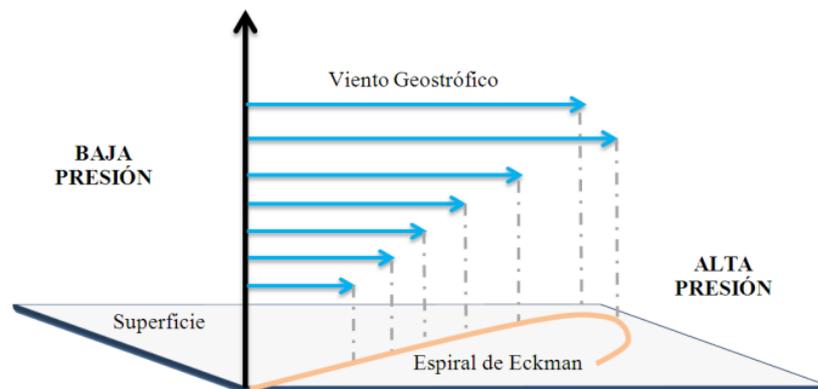


Figura 1.14. Espiral Eckman. Adaptado de <http://jfferrer.webs.ull.es>

2. Circulación General de la Atmósfera

La curvatura de la Tierra permite que la zona tropical reciba mayor cantidad de energía solar en comparación a las zonas polares. Este calentamiento desigual de la superficie terrestre y la atmósfera, establece el desarrollo de sistemas a diferentes escalas que permiten redistribuir la energía.

2.1 Circulación Global

2.1.1 Circulación Meridional

La circulación meridional está dominada en la escala global por las celdas de Hadley, Ferrer y Polares.

Celda de Hadley

Celdas dinámicas de circulación meridional, que redistribuyen el calor entre el ecuador y los polos (Figura 2.1). Se desarrolla desde la zona ecuatorial hacia latitudes medias (0° - 30°). El movimiento que se genera en la celda es de ascenso (transporte de aire cálido y húmedo) sobre la zona ecuatorial y descenso en latitudes medias. El flujo en superficie se

conoce con el nombre de vientos alisios, mientras que en altura se denominan contralisios, los cuales presentan simetría desde el ecuador hacia ambos hemisferios.

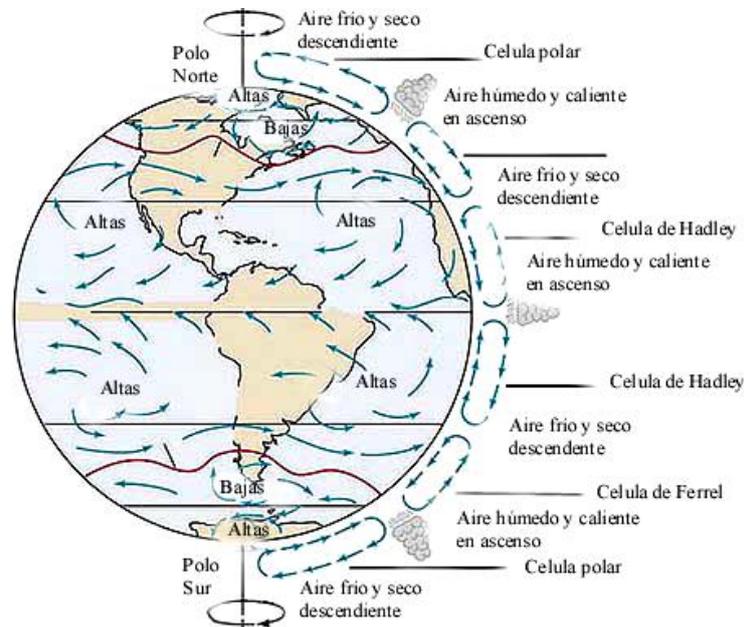


Figura 2.1. Celda de Hadley.

Fuente: Disponible en http://leer.es/wp-content/uploads/WEB_MemoriadelosVientos/

Al calentarse el aire en el Ecuador, asciende y es sustituido por el aire más próximo a los polos y con condiciones térmicas diferentes a las del Ecuador. Este flujo de aire alcanza los 30 grados de latitud tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur. Este desplazamiento de las masas de aire no alcanza a extenderse hacia polos, debido a la acción de la rotación de la Tierra y el consecuente efecto de Coriolis, que modula la trayectoria del viento.

2.1.2 Circulación Zonal

Predomina la Circulación de Walker, que presenta modulaciones en su comportamiento y desplazamiento en presencia de las fases extremas de la variabilidad interanual, conocidas como los fenómenos El Niño y La Niña.

Celda de Walker

Se refiere a una circulación zonal (oriente - occidente) en superficie y (occidente – oriente) en altura, que se extiende por la zona Ecuatorial. Generada por un gradiente de presión, producto de las diferencias de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el Pacífico Tropical.

En este tipo de circulación, se presenta convergencia del viento en el Pacífico Occidental y un flujo de aire descendente en la región del Pacífico Tropical Oriental.

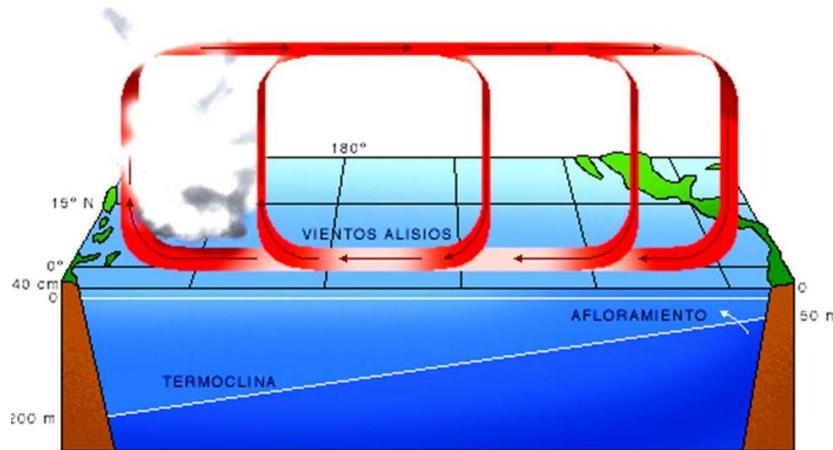


Figura 2.2. Circulación en la Celda de Walker.
Fuente: <http://3.bp.blogspot.com>

2.1.3 Corrientes en Chorro

Son vientos fuertes y persistentes, que se desarrollan en un estrecho cinturón zonal ubicado entre los 50° y 70° de latitud norte y sur, alrededor de las discontinuidades de la tropopausa, en donde se presentan fuertes gradientes horizontales de temperatura, por la interacción de masas de aire polares y subtropicales (ver Figura 2.3). Aunque pueden generarse en ambientes subtropicales, no alcanzan la misma intensidad que en latitudes medias.

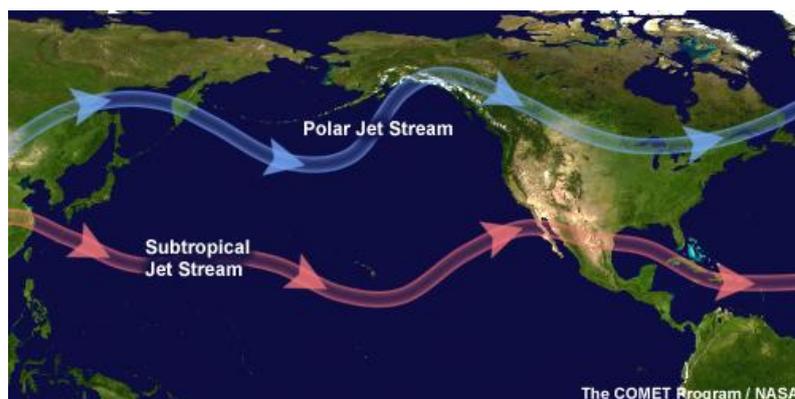


Figura 2.3. Corriente en chorro o Jet en el hemisferio norte.
Fuente: Meted.

Estas corrientes o jet stream (Figura 2.3) se desarrollan en el flujo de los vientos del oeste en forma de ondas, generalmente entre los 9.000 y 12.000 metros de altitud, y su posición e intensidad dependen de la estación y las variaciones en la escala diurna. Los análisis de

la corriente se genera entre los 250 y 300 kt, sin embargo, el viento máximo se puede desarrollar alrededor de los 100 – 150 kt. El estándar internacional para apoyar el tránsito aéreo, define a la corriente en chorro, como un flujo de aire con velocidades superiores a los 70 kt y un centro en el que las velocidades alcanzan los 90 kt.

2.1.4 Sistemas de Altas y Bajas Presiones

La presencia de gradientes de temperatura entre latitudes medias y subtropicales alrededor de las corrientes en chorro, y el efecto de Coriolis generado por la rotación de la Tierra, permite el desarrollo de ondas que por su amplitud desprenden masas de aire frío y cálido, que forman centros de alta (anticiclón) y baja presión (ciclón). Estos sistemas que presentan una condición semipermanente dentro del esquema general de circulación atmosférica e integran la estructura de equilibrio térmico, modulan los sistemas atmosféricos tanto en niveles medios como bajos.

Los sistemas de baja presión que se localizan a nivel son: Aleutiano, Islándico, Monzónico y Vaguada Monzónica, y los sistemas de alta presión denominados, Siberiano, Beaufort, Norteamericano, del Pacífico Tropical, del Pacífico Oriental, Bermuda, de las Azores, Subtropical, Atlántico Sur, La India y El Índico Sur.

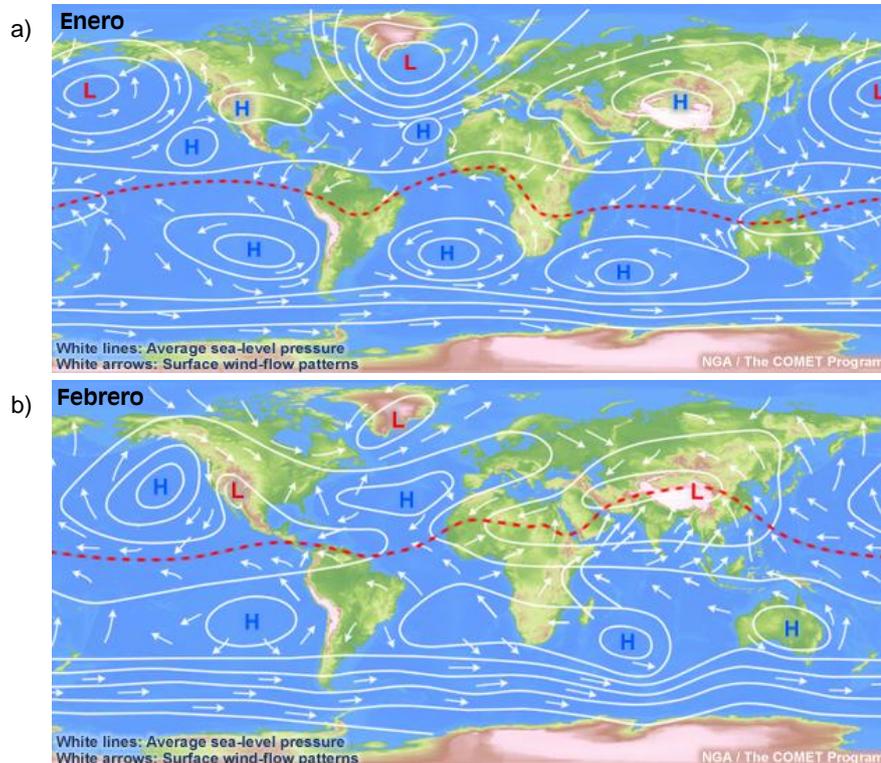


Figura 2.4. Sistemas de presión semipermanentes en a) Enero y b) Julio. En rojo, los sistemas de baja presión y en azul los sistemas de alta presión.

Fuente: Comet Program (Meted).

2.2 Vientos Locales

Son modulaciones de la circulación general de la atmósfera, que se desarrollan a menores escalas (decenas de kilómetros). Este tipo de flujo está fuertemente influenciado por la topografía, propiedades de los materiales (como la inercia térmica), uso del suelo, ecosistemas, entre otros. Cuando la pendiente del terreno es muy inclinada, este tipo de circulaciones predomina sobre sistemas de mayor escala. Este tipo de circulación prevalece en ambientes donde los sistemas a escala sinóptica son débiles.

2.2.1 Brisas Mar – Tierra

Conocidas también como vientos locales térmicos, se originan por el calentamiento diferencial que se produce entre el mar y la tierra, y la respuesta atmosférica para mantener un equilibrio. Estas diferencias son causadas por la inercia térmica intrínseca de cada uno de los materiales (tierra – agua), mientras que la superficie del suelo se calienta más rápido que el agua, el agua acumula más energía que la tierra (transfiere calor hasta profundidades considerables). Así, el gradiente térmico generado entre el mar y la tierra, genera a su vez un gradiente de presión, que permite el movimiento de las masas de aire, desde las zonas de mayor presión a las zonas de menor presión.

Este tipo de circulaciones son más frecuentes en días soleados (mayor gradiente de temperatura), alcanzando velocidades entre los 15 y 30 km/h, con máximos alrededor de los 50km/h. En días con gradientes débiles de temperatura, se bloquea el desarrollo de brisas de mar y de tierra.

Brisa Marina

En el día, como la superficie terrestre se calienta más rápido que el agua de mar, fluye una brisa desde el mar en dirección a la tierra (Figura 2.5). Al calentarse las partículas de aire localizadas sobre la superficie (tierra), su densidad se modifica y se genera un sistema de baja presión que interactúa con el sistema de alta presión que se desarrolla sobre el mar.

Es importante mencionar, que el calentamiento en el océano es más lento en comparación a la superficie terrestre, debido a la gran cantidad de masa con que interactúa la radiación, adicionalmente, la energía requerida para elevar la temperatura de una masa de agua en términos de 1°C es mayor en comparación a la que se necesita para elevar esa misma temperatura a la superficie de suelo.

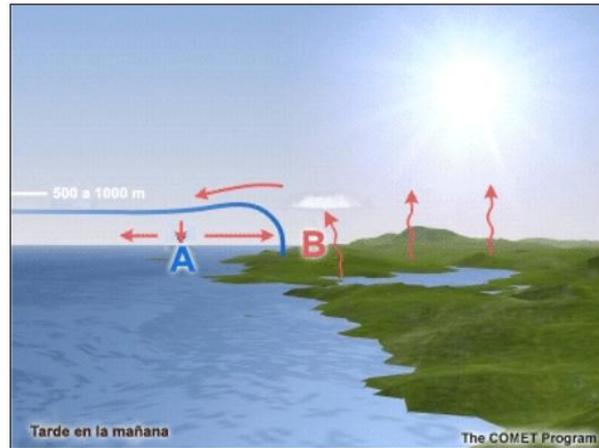


Figura 2.5. Brisa de mar.
Fuente: Meted.

En este sistema de circulación, el movimiento del viento en superficie fluye desde el mar hacia la tierra, y en altura se presenta una corriente de retorno (de la tierra al mar). Según la intensidad del gradiente térmico entre la superficie del mar y la tierra, aumentará la velocidad del viento y la profundidad del flujo, y se extenderá más al interior de la región.

Brisa Terrestre

En la noche, cuando la superficie terrestre se enfría más rápidamente, fluye una brisa (en capas bajas) desde la superficie terrestre con dirección al mar. La tierra presenta fluctuaciones significativas de temperatura en el ciclo diurno (inercia térmica), en el día la superficie terrestre así como se calienta más rápido, también cede su temperatura.



Figura 2.6. Brisa de tierra. Fuente: Meted.

En las mismas condiciones de exposición radiativa, la superficie terrestre presenta un calentamiento térmico mayor al del agua, generándose sobre ella un centro de baja presión, que se desplaza con dirección a la zona de alta presión (en este caso, ubicada sobre la superficie de agua).

2.2.2 Brisa Valle – Montaña

Genera los vientos catabáticos (brisa de montaña) y anabáticos (brisa de valle). Se origina por las diferencias en el calentamiento de la superficie terrestre caracterizada por un complejo de particularidades topográficas (rugosidad del terreno).

La intensidad del flujo depende de las variaciones térmicas entre el calentamiento diurno y el enfriamiento nocturno de la superficie del suelo, la orientación del complejo montañoso con respecto a la incidencia de la radiación solar y las condiciones sinópticas predominantes en un intervalo de tiempo determinado.

Viento Anabático

Este tipo de circulación determina un flujo que sopla desde el valle en el día, por efecto del calentamiento radiativo sobre la superficie. Se presenta cuando las parcelas de aire próximas a las laderas y los valles está calientes, por lo tanto, la densidad del aire disminuye y va ascendiendo hasta la cima, siguiendo el recorrido de la superficie topográfica en que se encuentre (Figura 2.7). Este aire ascendente cálido se denomina viento anabático y es compensado por subsidencia en el Valle.

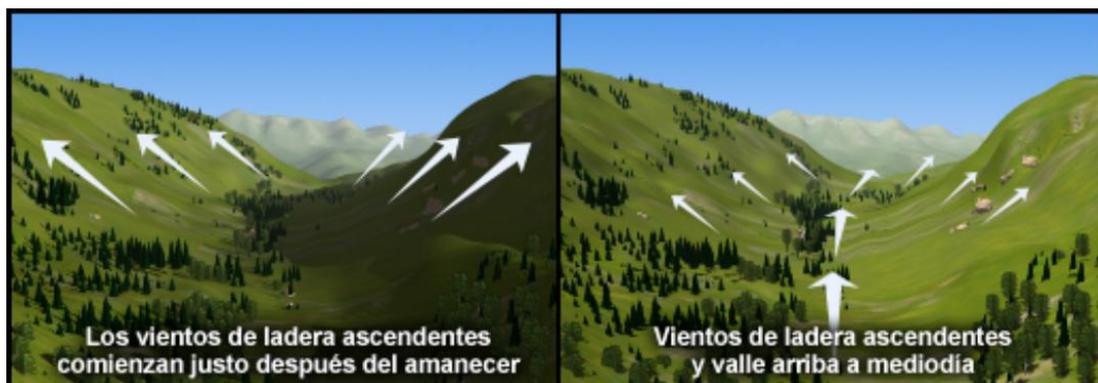


Figura 2.7. Viento Anabático.
Fuente: Comet Program.

A medida que el aire caliente intenta elevarse, deja presión ligeramente inferior adyacente a la pendiente, generando un gradiente de presión horizontal. Cuando el aire cálido alcanza la cima del complejo montañoso se eleva verticalmente como las

parcelas de aire que presentan menor densidad y mayor temperatura con respecto al ambiente circundante. Este movimiento ascendente en presencia de humedad, genera nubes tipo cúmulos, conocidas como anabáticas (tipo cúmulos).

Viento Catabático (Viento de Montaña)

Flujo de viento generalmente débil (se desprecia el efecto Coriolis), que sopla desde la cima de las montañas o altiplanicies con dirección al valle. El viento catabático (Figura 2.8) se caracteriza por ser recurrente en el día, y modulado o interrumpido por la presencia de flujo convectivo y/o ascenso por el calentamiento del valle (anabático). Se desarrolla con más intensidad en días despejados al atardecer, durante la noche y la madrugada, producto del enfriamiento del suelo por radiación. El proceso se intensifica si en el valle se desarrollan focos térmicos provocados por el uso de suelo enfocado al desarrollo de actividades urbanas e industriales, impulsando a la circulación de la alta presión (cima de la montaña) hacia el valle (baja presión).

En este proceso, el aire que entra en contacto con la superficie fría (por la emisión de la radiación por la superficie terrestre), se enfría y aumenta su densidad con respecto al aire circundante, por efecto de la gravedad desciende ladera abajo. En su descenso se genera un calentamiento adiabático, pero teniendo en cuenta que su temperatura en origen era más baja, se considera generalmente como viento frío. Es importante mencionar que, aunque este viento podría alcanzar velocidades importantes por la dirección de desplazamiento y características térmicas de las parcelas de aire, el efecto de la fricción retrasa el movimiento.

Una ecuación de movimiento para este sistema de coordenadas inclinado es (Stull, 2000):

$$\underbrace{\frac{\Delta U}{\Delta t}}_{\text{Tendencia}} + U \underbrace{\frac{\Delta U}{\Delta t}}_{\text{Advección}} + V \underbrace{\frac{\Delta U}{\Delta t}}_{\text{Advección}} = g \underbrace{\frac{\Delta \theta_v}{T_{va}} \text{ sen } \alpha}_{\text{Flotabilidad}} + \underbrace{f_c V}_{\text{Coriolis}} - \underbrace{C_D \frac{U^2}{h}}_{\text{Flujo Turbulento}} \quad (2.1)$$

La mayor intensidad alcanzada por este flujo de aire se puede desarrollar a medio día, cuando se presentan las temperaturas más elevadas, por efecto del ciclo diurno radiativo.

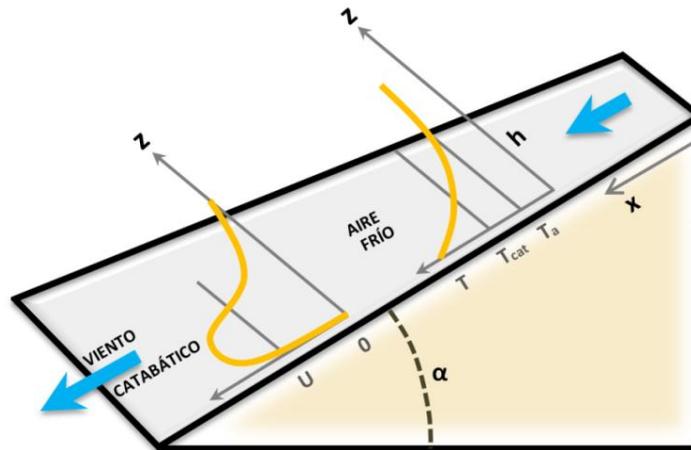


Figura 2.8. Representación del viento catabático.
Adaptado (Stull, 2000)

Cuando el eje x apunta hacia abajo con respecto a la línea de la caída de la pendiente, α es el ángulo de la pendiente, h es la profundidad del aire frío, y U es el viento cuesta abajo (no el componente horizontal del viento). Una ecuación de la pendiente transversal de V es similar, pero sin el término de flotabilidad (Stull, 2000, p.209).

Ahora bien, el movimiento de descenso de las parcelas de aire ladera abajo (viento catabático) produce ascenso en el valle, que en condiciones óptimas de humedad favorece el desarrollo de niebla.

El efecto de Coriolis puede influenciar la dirección del flujo descendente (en el orden de 30° a 50° de la línea de caída) en condiciones como las que se presentan en la Antártida, en donde el viento catabático alcanza velocidades importantes, producto de la extensión de las laderas descendentes.

2.2.3 Efecto Fohen

Se refiere al fenómeno meteorológico que se produce por la interacción del flujo del viento con la orografía, determinando variaciones en la temperatura a Barlovento y Sotavento del sistema montañoso en una misma altitud (Figura 2.9). Físicamente, en el ascenso de las masas de aire a Barlovento, las parcelas de aire sufren un proceso de enfriamiento (a razón de 6°C por kilómetro) y posterior condensación que genera formación de nubes y precipitación de tipo orográfica, mientras que en el descenso el calentamiento adiabático se produce a una razón de 10°C por kilómetro, generando a Sotavento un flujo de viento fuerte, seco y caliente.

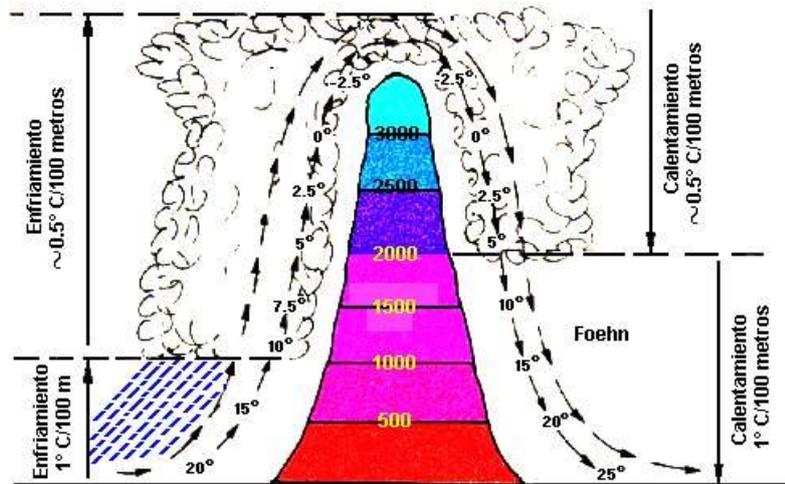


Figura 2.9. Flujo del viento sobre una cordillera en presencia del efecto Foehn.

3. Sistemas de Circulación que afectan el territorio colombiano

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 (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). 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.



Figura 3.1. 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.

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.

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 central, en las regiones Caribe, Andina y Piedemonte Amazónico, en las inmediaciones de Salazar, Cúcuta, San Isidro, Sierra Nevada de Santa Marta, Altiplano Cundiboyacense, sector localizado entre el Alto Magdalena y el Piedemonte Amazónico, y en la serranía de San Lucas. Como se mencionaba anteriormente, las altas temperaturas y la baja humedad relativa que acompañan a los vientos que fluyen por los complejos orográficos, 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.

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.

Teniendo en cuenta la descripción de los sistemas que afectan el comportamiento del viento en Colombia y las fuerzas que determinan el mismo, es importante mencionar que, en términos matemáticos el balance de fuerzas para el país vendría determinado por:

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad \rightarrow \quad (3.1)$$

Adicionalmente, por la ubicación del territorio colombiano en la zona ecuatorial, los sistemas de baja presión se ven privilegiados desde el punto de vista físico, mientras que los sistemas de alta presión son inhibidos por la nulidad de la fuerza de Coriolis (Figura 26). La permanencia de los centros de baja presión, se debe a la existencia de la dinámica en el campo de presión y la fuerza centrífuga, permitiendo el desarrollo de esquemas de circulación atmosférica (¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.).

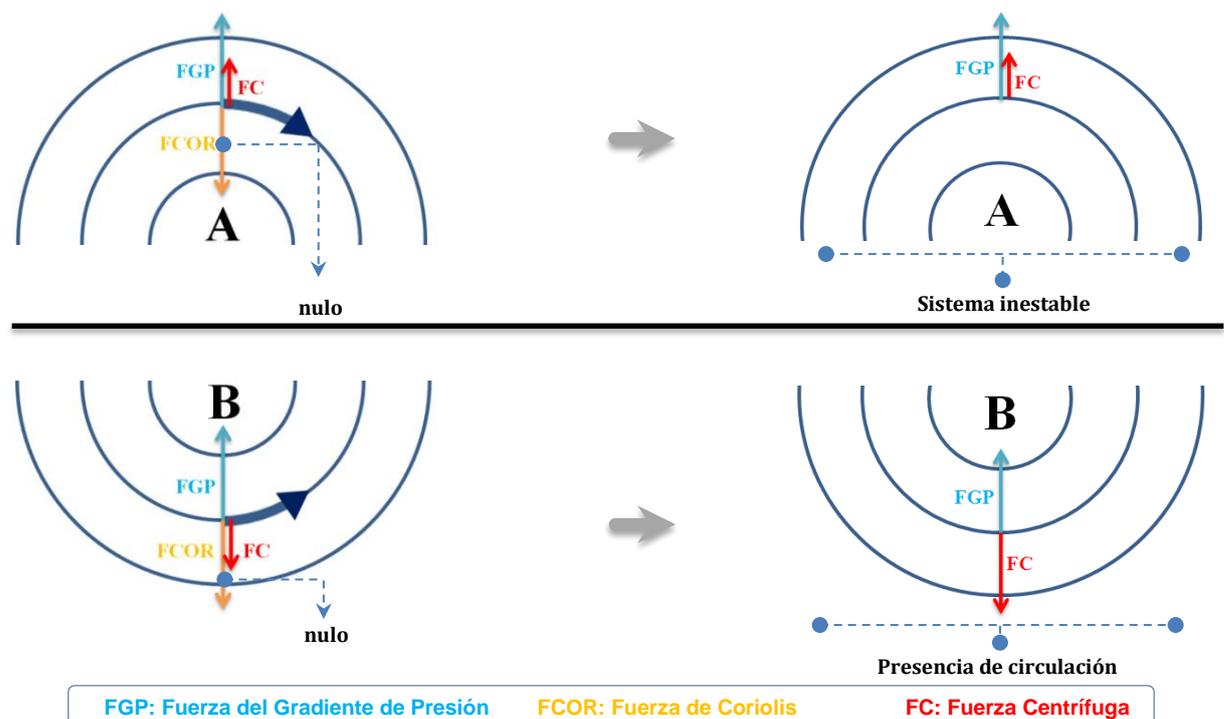


Figura 3.2. Sistemas de alta y baja presión en ausencia de fuerza de Coriolis.

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.

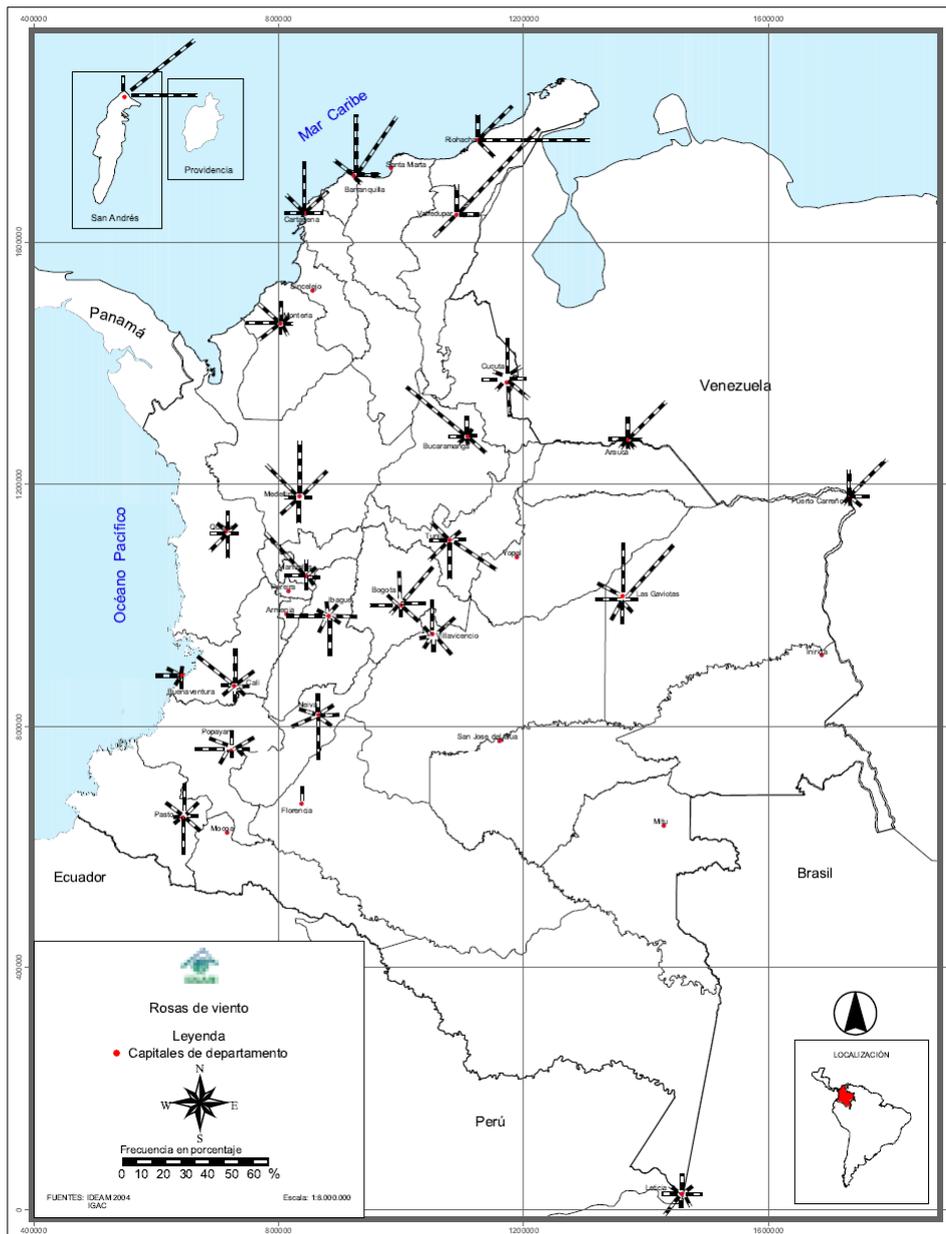


Figura 3.3. Rosas de los viento multianuales para Colombia.

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 Figura 3.3, 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.

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.

4. Medición de la variable

Modelar el campo del viento en superficie es complejo, ya que este presenta variaciones diurnas y locales, embebidas dentro de una dinámica de mayor escala. No obstante, una verificación del comportamiento de esta variable meteorológica está acompañada de las mediciones realizadas a través de anemógrafos, instrumentación que hace parte de las estaciones meteorológicas, los cuales miden y grafican continuamente las características vectoriales del viento como son la dirección y la velocidad.

4.1 Criterios Fundamentales

Las mediciones se realizan comúnmente a una altura de 10 metros, con el fin de evitar las perturbaciones causadas por la fricción con la superficie. El emplazamiento de los instrumentos debe realizarse en un terreno abierto y nivelado, en donde los obstáculos deben distanciarse por lo menos diez veces la altura del mismo. Adicionalmente, la

OMM teniendo en cuenta que el viento se ve afectado por la rugosidad del terreno, considera que el viento de superficie es el que sopla a una altura geométrica de 10 metros y con una longitud de rugosidad de 0,03 m según la clasificación de Davenport¹ (OMM, 2010). El sensor de viento debe instalarse sobre un elemento que no altere las condiciones del entorno, generalmente sobre una torre con estructura que permita un flujo de iguales condiciones físicas a las apreciadas en el entorno.

Para la medición de la dirección del viento se utiliza la unidad estándar en grados dextrósum (en el sentido de las agujas del reloj) en las rosas divididas en 360° contados a partir del norte geográfico, en donde 0° equivale a la dirección norte, 90° oriente, 180° sur y 270° occidente. Con la brújula se utilizan 8 puntos (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW).

El rango operacional definido por OMM, para realizar las mediciones de velocidad y dirección del viento son:

1. Velocidad promedio del viento: 0 - 70 m/s.
2. Ráfagas del viento: 5 -75 m/s.
3. Dirección del viento: >0 y 360 grados.

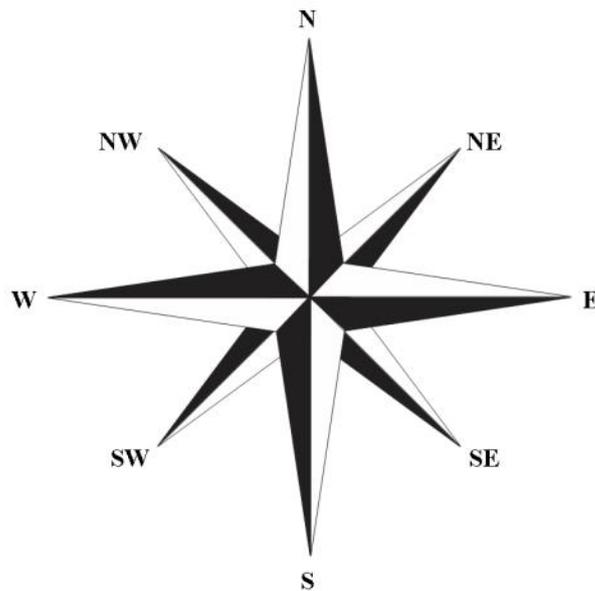


Figura 4.1. Rosa de Viento, que representa la dirección de la variable.

La valoración de la dirección del viento a lo largo del tiempo, puede ser consolidada y expresada en una rosa de vientos, con el fin de analizar la procedencia del viento durante un periodo de tiempo determinado.

¹ En la Clasificación de Davenport (1960) y adaptada por Wieringa (1980) aerodinámicamente descrita en términos de una longitud de rugosidad Z_0 , el valor de 0,03 corresponde a un terreno llano y abierto, hierba y con algunos obstáculos aislados.

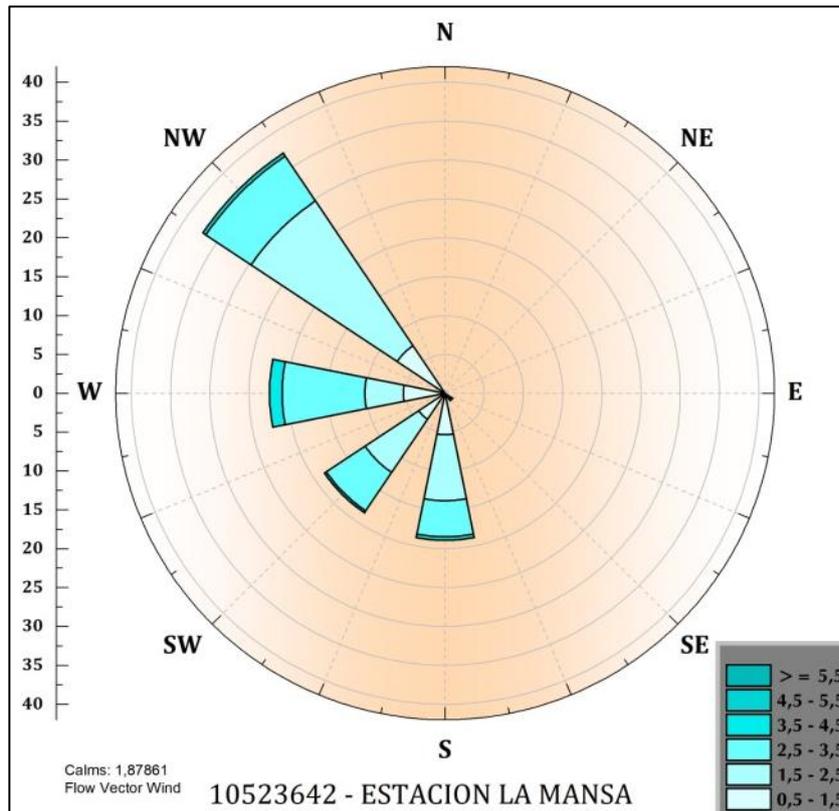


Figura 4.2. Rosa de Viento para el Aeropuerto ElDorado.

Para la medición de la velocidad del viento se utiliza la unidad estándar de metros por segundo (m/s) reconocido por el Sistema Internacional. Sin embargo, en el ejercicio meteorológico operacional y de la aviación, usualmente se utiliza la unidad nudos (kt).

Otras unidades que se utilizan en la medición de la velocidad del viento son, kilómetros por hora (km/h); millas por hora (mph), pies por segundo (ft/s). En la Tabla 1, se presenta la conversión de unidades.

Tabla 1. Conversión de entre unidades de velocidad

m/s	kt	mph	ft/s	km/h
1.000	1.944	2.237	3.281	3.600
0.514	1.000	1.151	1.688	1.852
0.447	0.869	1.000	1.467	1.609
0.305	0.592	0.682	1.000	1.097
0.278	0.540	0.621	0.911	1.000

La escala de Beaufort (Tabla 2), ideada por el Almirante Beaufort en el siglo XIX, presenta efectos en el ambiente con respecto a las diferentes magnitudes de velocidad

de viento. Esta escala permite caracterizar la velocidad del viento en ausencia de instrumentos.

Tabla 2. Escala de Beaufort.

Escala	Nombre	kt	m/s	km/h	m.p.h	Características para la estimación de la velocidad en la tierra
0	Calma	1	0 - 0.2	1	1	Calma, el humo se eleva verticalmente.
1	Ventolina	1 - 3	0.3 - 1.5	1 - 5	1 - 3	La dirección del viento se revela por el movimiento del humo, pero no por las veletas.
2	Brisa muy débil	4 - 6	1.6 - 3.3	6 - 11	4 - 7	El viento se percibe en el rostro; las hojas se agitan; la veleta se mueve.
3	Brisa débil	7 - 10	3.4 - 5.4	12 - 19	8 - 12	Hojas y ramitas agitadas constantemente, el viento despliega las banderolas.
4	Brisa moderada	11 - 16	5.5 - 7.9	20 - 28	13 - 18	El viento levanta polvo y hojitas de papel, ramitas agitadas.
5	Brisa fresca	17 - 21	8.0 - 10.7	29 - 38	19 - 24	Los arbustos con hoja se balancean, se forman olitas con cresta en las aguas interiores (estanques).
6	Viento fresco	22 - 27	10.8 - 13.8	39 - 49	25 - 31	Las grandes ramas se agitan, los hilos telegráficos silban, el uso del paraguas se hace difícil.
7	Viento fuerte	28 - 33	13.9 - 17.1	50 - 61	32 - 38	Los árboles enteros se agitan, la marcha en contra del viento es penosa.
8	Viento duro	34 - 40	17.2 - 20.7	62 - 74	39 - 46	El viento rompe las ramas, es imposible la marcha contra el viento.
9	Viento muy duro	41 - 47	20.8 - 24.4	75 - 88	47 - 54	El viento ocasiona ligeros daños en las viviendas (arranca cañerías, chimeneas, tejados).
10	Temporal	48 - 55	24.5 - 28.4	89 - 102	55 - 63	Raro en los continentes, árboles arrancados, importantes daños en las viviendas
11	Borrasca	56 - 63	28.5 - 32.6	103 - 117	64 - 72	Observado muy raramente, acompañado de extensos destrozos.
12	Huracán	≥ 64	≥ 32.7	≥ 118	≥ 73	Estragos graves y extensos.

Fuente: (Retallack, 1973)

Con el fin de facilitar la lectura del viento en los mapas, se ha implementado la representación de este vector (Figura 30), en donde la longitud está asociada con la velocidad, y el sentido con la dirección de donde viene. La representación del viento,

por tanto, se realiza mediante el uso de flechas, barbas y banderolas de la siguiente manera, (OMM, 2011):

- **Flechas:** Dirección.
- **Número de Banderolas y/o barbas.** Velocidad del viento. La banderola equivale a 50 kt (25 m/s), una barba corresponde a 10 kt (5 m/s), mientras que media barba corresponde a 5 kt (2,5 m/s).

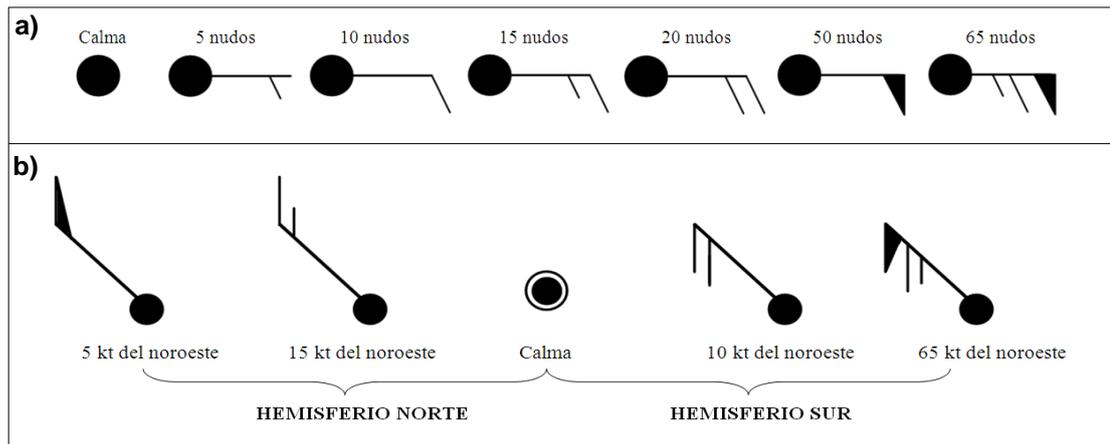


Figura 4.3. Representación de a) la velocidad del viento en el Hemisferio Norte, b) el viento - con magnitud y dirección en los Hemisferios Norte y Sur.

4.2 Técnicas e Instrumentos de Medición

4.2.1 Sensores locales

Anemómetro

Es el instrumento que se utilizan generalmente para la medición de la velocidad del viento en superficie. Este formado por un molinete de tres brazos (cada 120°) que gira sobre un eje vertical (con el viento) y activa un contador que con base al número de revoluciones, determina la velocidad. Existen diferentes tipos de instrumentos, como los de empuje, a presión y ultrasónicos.

Anemómetro de empuje: Está formado por esfera hueca y ligera (tipo Daloz) o una pala (Wild), cuyo movimiento desde su posición de suspensión en el eje vertical, dependerá de la fuerza del viento **independiente de su dirección.**



Figura 4.4. Anemómetro de empuje automático.

Anemómetro Rotatorio o de Copelas

Anemómetro de cazoletas (tipo Robinson) y de paletas. El de cazoletas está constituido por un molinete de tres o cuatro brazos, equidistantes y perpendiculares a un eje vertical.



Figura 4.5. Anemómetro de cazoletas tipo Robinson.

Fuente: <http://www.meteo6.com>

Anemómetro a Presión

Se utiliza para determinar la velocidad del viento, a partir de la medición de las diferencias de presión mediante un tubo Pitot. Este tipo de tubo tiene forma de L, con un extremo expuesto al flujo del viento y el otro conectado a un dispositivo medidor de presión.



Figura 4.6. Anemómetro a presión.
Fuente: <http://www.accuweather.com>

Anemómetro Ultrasonico

Es un instrumento con tecnología avanzada, que emplea el efecto de propagación de las ondas sonoras cuando interactúan con el viento. Esta constituido de dos o más pares de nodos de envío y recepción, que parecen antenas (transductores). El instrumento emplazado en estaciones automáticas permite la captura de las componentes zonal y meridional del viento, así como su dirección. Los cálculos se realizan por medio de una señal digital.



Figura 4.7. Anemómetro ultrasónico.

Anemógrafo

Es un instrumento eléctrico que registra continuamente la velocidad del viento a partir de la salida de un anemómetro y la dirección del viento mediante la transmisión de una veleta.

Anemocinemógrafo

Se utiliza para tener un registro continuo de la dirección, recorrido y velocidad del viento. Se compone de un transmisor constituido por la rueda de cazoletas, una veleta y un anemómetro mecánico.



Figura 4.8. Anemocinemógrafo.

Fuente: www.labclima.ua.es

Veleta

Se utiliza para medir la dirección del viento, indicando la procedencia del flujo. Este instrumento utiliza una combinación de las fuerzas de arrastre y sustentación para alinearse al flujo del vector viento.

En uno de los extremos tiene un contrapeso que finaliza comúnmente con una flecha, la cual apunta hacia la dirección desde la que sopla el viento, mientras que en el otro extremo dos paletas verticales permiten que el instrumento genere la menor resistencia al flujo del aire.



Figura 4.9. Veleta.

Fuente: <http://www.delta-t.co.uk>

Radiosonda

Dispositivo de medición compuesto por sensores de presión, temperatura y humedad, que se lanza en globos meteorológicos, con el fin de registrar mediciones a diferentes alturas de la atmósfera. La recepción de la señal se realiza mediante transmisión radial. Los servicios meteorológicos realizan mediciones en altura hasta 4 veces al día.



Figura 4.10. Radiosondeo.

Fuente: <http://radiosondemuseum.org>

En algunos radiosondas, la dirección del viento se mide a través de un sensor que toma como punto pivote el campo magnético de la Tierra y la velocidad del viento a través de un

anemómetro que va junto con la veleta. Otros métodos para estimar el viento en altura, utilizan las mediciones de acimut y elevación de los instrumentos emplazados en el globo, así como los GPS o las sucesivas mediciones de presión en relación con las características de la atmósfera tipo de la OACI²

Manga de Viento o Anemoscopio

Es un instrumento con forma de cono truncado y orificios en la base, diseñado para indicar visualmente la dirección y velocidad del viento (según la posición de la manga en interacción con el flujo de viento). La valoración visual puede ser cotejada con la escala de Beaufort (señalada en el instrumento). Generalmente tiene franjas de color blanco y rojo, y es utilizado en aeropuertos, aeródromos y helipuertos.



Figura 4.11. Manga de Viento.
Fuente: <http://www.delta-box.es>

Aunque la longitud de la manga depende de lugar de emplazamiento, se estima la velocidad del viento de forma visual según el ángulo que indique con respecto a la vertical (Aeronáutica Civil, 2011):

- $\leq 15^\circ$, la velocidad estimada es de 3 -7 kt.
- 15 - 30° , la velocidad estimada es de 8 – 12 kt.
- 30 - 45° , la velocidad estimada es de 12 – 20 kt.
- 45 - 90° , la velocidad estimada es de 20 – 40 kt.

² La OACI por sus siglas Organización de Aviación Civil Internacional ha definido una atmósfera convencional cuyas características pueden servir de base para una escala altimétrica (Retallack, 1973). La atmósfera tipo entre otras características, a nivel del mar presenta una presión y temperatura de 1013,25 hPa y 15°C , respectivamente.

4.2.2 Sensores Remotos

Plataformas en Superficie

LIDAR

Utiliza una tecnología óptica de detección remota, que mide la radiación reflejada por los aerosoles o moléculas en suspensión al ser iluminados por una fuente de rayos láser. El sistema LIDAR más utilizado es el que determina la distancia de un objeto mediante la medición del retardo de los pulsos láser. Teniendo en cuenta que el instrumento utiliza longitudes de onda más pequeñas que las emitidas por un radar, posee mayor sensibilidad para las mediciones de gases y aerosoles.



Figura 4.12. Lidar Doppler.

Fuente: <http://www.esrl.noaa.gov/csd/projects/lamar/hrdl.html>... <http://optics.org/news/3/3/7>

Radiómetro

Es un instrumento medidor de frecuencias por microondas, que detecta la radiación emitida por la superficie del océano para calcular la velocidad del viento. El principio básico para determinar el cálculo de la velocidad del viento, está determinado por la relación que existe entre la radiación solar y el viento para generar estabilidad atmosférica.

Radares Meteorológicos (Doppler)

Emplean la emisión de pulsos de energía electromagnética a la atmósfera, y la consecuente recepción de la onda que retransmiten los objetos al radar. A partir del análisis de la información que recibe el radar en términos de energía y de la

medición del desplazamiento de la frecuencia de las ondas (efecto doppler), se determina la posición de los objetos, estimando entre otros parámetros, la dirección y velocidad del viento.



Figura 4.13. Radar Meteorológico Santa Elena, Medellín. Copyright: **Jun** M. Gómez B. (2013).

4.2.3 Plataformas satelitales

SODAR

(Detection de Sonic and Ranging): A partir de la emisión de pulsos acústicos a la atmósfera, en varias frecuencias, amplitudes, fases y direcciones, y medición de los cambios de tiempo y frecuencia de los ecos en el proceso de retrodispersión, el instrumento estima el vector tridimensional velocidad del viento en diferentes capas de la atmósfera y define perfiles de viento.



Figura 4.14. Sodar Meteorológico.
Fuente: www.ceere.org

Glosario

Adiabático: En termodinámica se define como el proceso en el que un sistema que realiza un trabajo no intercambia calor con el entorno.

Aire: Mezcla de diversos gases, en el que también se encuentran partículas sólidas como polvo y humo y agua (en los tres estados). La proporción de gases se mantiene constante hasta una altura aproximada de 80 Km.

Anticiclón: Sistema de alta presión que presenta un flujo de viento conforme a las manecillas del reloj en el hemisferio norte, y contrario a las manecillas en el hemisferio sur.

Altitud: Distancia vertical a un punto determinado en el espacio, considerando el nivel del mar como el de referencia.

Atmósfera: Capa gaseosa que envuelve a la tierra y es retenida por el campo gravitatorio.

Barlovento: Ladera o vertiente del sistema montañoso expuesto al viento, en donde se genera enfriamiento adiabático en el ascenso y por lo tanto, ambientes húmedos.

Calentamiento Radiativo: Generado por un cuerpo o superficie a partir de la absorción de la radiación solar. En este proceso, las moléculas del material aumentan su energía cinética y por tanto su temperatura.

Capa Límite Planetaria: Capa de la atmósfera que interacciona con la superficie terrestre, en consecuencia, la fricción influye en el comportamiento del viento.

Ciclón: Sistema de baja presión que presenta un flujo de viento en contra de las manecillas del reloj en el hemisferio norte, y conforme a las manecillas en el hemisferio sur.

Columna de aire: Volúmen de aire, que se extiende desde un punto determinado hasta el tope de la atmósfera.

Convección: Movimiento vertical del aire generado por calentamiento de la superficie terrestre por efecto de la radiación solar (convección termal), mientras que cuando se presenta una causa dinámica para el ascenso de las masas de aire se considera un tipo de convección forzada.

Convergencia: Proceso en donde se acumula aire a través del encuentro horizontal de dos masa de aire y permite el movimiento vertical.

Divergencia: Proceso en que el flujo de aire se aleja en direcciones diferentes con respecto a un volúmen determinado, generando equilibrio de masa y energía, en interacción con la convergencia

Escala: Representación de un área, distancia o tamaño de análisis.

Gradiente: Índice de cambio temporal o espacial de una propiedad atmosférica.

Inestabilidad Atmosférica: Se determina a partir de las diferencias de temperatura entre una parcela de aire y el aire circundante. Si la temperatura de la parcela es menor a la del ambiente, tenderá a subir, y por tanto apoyará los movimientos ascendentes y de transporte de humedad.

Inercia Térmica: Propiedad que se refiere a la Capacidad que tiene un cuerpo para conservar calor y la velocidad con que lo cede o absorbe.

Isobaras: Líneas que unen puntos con la misma presión.

Isolíneas: Línea que conecta puntos con el mismo valor.

Masa de aire: Volúmen de aire de varios kilómetros de espesor, que posee características físicas homogéneas (humedad y temperatura) en un nivel determinado.

Parcela de aire: Volúmen de aire tan pequeño, que es prácticamente un infinitésimo respecto a la atmósfera, pero tan grande como para mantener las características químicas del aire.

Sotavento: Ladera o vertiente del sistema montañoso que no está fuertemente expuesto al flujo de viento, y presenta ambientes cálidos y con menores precipitaciones. El buen tiempo es producto de la descarga de humedad que se genera en la vertiente de Barlovento.

Subsidencia: Desplazamiento de las parcelas de aire con dirección hacia la superficie terrestre. El aire en descenso se comprime y aumenta su temperatura. Estas corrientes subsidentes compensan los movimientos ascendentes (convergencia) en la atmósfera.

Referencias

1. Aeronáutica Civil (2011). Procedimiento de Contingencia para Instrumentos Meteorológicos en Aeropuertos de Colombia. Dirección de Servicios a la navegación Aérea, Grupo de Informática Aeronáutica.
2. Benavides Henry & Ayala Leonardo (2010). Análisis descriptivo de variables meteorológicas que influyen en la calidad del aire de los principales centros industriales del país. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), Subdirección de Meteorología.
3. Castro, Enrique (2008). Manual de procedimiento para las Estaciones Meteorológicas. Organización para estudios ambientales, Departamentos Científico de la Selva y Manejo de Información. Sarapiquí, Costa Rica.
4. Dorta, P. (1996). "Las inversiones térmicas en Canarias". Investigaciones Geográficas. Anales de la Universidad de Alicante, 15, págs. 109-123.
5. Díez, P. F. (1993). Energía eólica. Universidad de Cantabria, Escuela Politécnica Superior de Ingeniería.
6. IDEAM-UPME. (2006). Atlas de viento y energía eólica en Colombia.
7. León G, J. Zea, J. Eslava. (2000): Circulación general del trópico y la Zona de Confluencia Intertropical en Colombia. *Meteorol. Colomb.* 1:31-38. ISSN 0124-6984. Santa Fe de Bogotá, D.C. – Colombia.
8. León G, J. Zea, J. Eslava. (2001): Ondas del este en Colombia y algunos aspectos relevantes de los ciclones tropicales. *Meteorol. Colomb.* 3: 137-141. ISSN 0124-6984. Bogotá, D.C. – Colombia
- 9.
10. Martínez, I. (2010). Termodinámica de la atmósfera. *IAA. Ingeniería aeronáutica y astronáutica*, 28-39.
11. Racero, Cristóbal (2012). Viabilidad de un parque eólico con sistema de almacenamiento de energía mediante el uso de modelos de predicción. Proyecto Fin de Carrera Universidad de Sevilla, Escuela Superior de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Eléctrica.
12. Retallack, B. J. (1973). Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la clase IV. Publicación Organización Meteorológica Mundial OMM - 266. Vol. I. Ginebra, Suiza.

13. Retallack, B. J. (1973). Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la clase IV. Publicación Organización Meteorológica Mundial OMM - 266. Vol. II. Ginebra, Suiza.
14. Retallack, B. J. (1975). Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la clase III. Publicación Organización Meteorológica Mundial OMM - 291. Vol. II. Ginebra, Suiza.
15. Reyes, S. (2001). Introducción a la Meteorología. Universidad Autónoma de Baja California.
16. OMM (2010). Ficha Informativa: Red de Observación en Altitud.
17. OMM (2010). Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación. Décimoquinta reunión. 2 - 8 de Septiembre.

Referencias Internet

1. **Meted:** <https://www.meted.ucar.edu>
2. **NOOA:** <http://www.hpc.ncep.noaa.gov>.

Metodología

Análisis Histórico con Información de Radiosondeos

Comportamiento del viento en presencia del ciclo ENOS

Comportamiento Mensual de la Velocidad del Viento en Colombia