

CAPITULO 7. PRESIÓN ATMOSFÉRICA Y VIENTOS.

La presión atmosférica es uno de los elementos del tiempo menos notable, y en la vida cotidiana a casi nadie le interesa. Sus variaciones diarias en superficie no son perceptibles, como lo es por ejemplo la temperatura, la precipitación, la humedad relativa o el viento. Sin embargo, la presión es de la mayor importancia en las variaciones diarias del tiempo, ya que genera los vientos, que a su vez producen variaciones de la temperatura o de la humedad relativa o de la precipitación. Por su relación con las otras variables del tiempo, las variaciones en la presión del aire son un factor de la mayor importancia en los pronósticos del tiempo. En este capítulo se estudian las variables presión y viento y se hace una breve descripción cualitativa de dos importantes sistemas de viento como son los tornados y los huracanes. Aquí es donde empezamos a aplicar los conocimientos adquiridos en los capítulos anteriores para describir el comportamiento de una situación meteorológica dada e interpretar los mapas de tiempo, necesarios para hacer los pronósticos del tiempo.

7.1 PRESIÓN ATMOSFÉRICA.

La masa de la atmósfera es del orden de 5.3×10^{18} kg; para hacernos una idea de este valor, imaginemos que si se aplastara sobre la superficie de la Tierra, con una densidad equivalente a la del agua, se formaría una capa de aire de una altura de 10 metros. La presión atmosférica es la presión que ejerce el peso de toda la masa de una columna de aire sobre un nivel dado. Su valor al nivel del mar es aproximadamente $101320 \text{ Pa} = 1013.2 \text{ hPa}$ (hPa es hectoPascal = 100 Pa y Pa es Pascal, la unidad de medida de la presión, este valor se obtiene de la fórmula barométrica $p = p_o - \rho_{\text{Hg}}gh = 0 \Rightarrow p_o = \rho_{\text{Hg}}gh$, con $h = 76 \text{ cm}$, altura que se eleva la columna de mercurio por efecto de la presión atmosférica, ρ es la densidad del mercurio igual a 13595 kg/m^3 y g es la aceleración de gravedad igual a 9.8 m/s^2). Esto es equivalente a la presión que produce una masa de 1.013 kilogramos sobre cada cm^2 de superficie. Esto significa que

nuestro cuerpo, que tiene una superficie aproximada de 20 000 cm² soporta el equivalente a 20 000 kg de masa atmosférica.

Según la teoría cinética de los gases, la presión de un gas es la fuerza ejercida sobre una superficie por los continuos choques de las moléculas del gas en movimiento. Dos factores determinan la presión que un gas particular ejerce sobre una superficie: la temperatura y la densidad; estas tres variables se relacionan entre sí por una ley física llamada ecuación de estado de gases ideales. Considerando el primer factor, la presión atmosférica es proporcional a la temperatura. Si se eleva la temperatura del aire manteniendo la densidad constante, la rapidez de las moléculas de aire aumenta, y por lo tanto su fuerza, generando aumento de presión. Inversamente si la temperatura disminuye. Esta es la razón por la cual un producto aerosol envasado en lata a presión tiene la advertencia de precaución de mantenerlo fuera del alcance de fuentes de calor, ya que al calentarse el envase, puede producirse una fuerte explosión si la presión interna del gas excede la resistencia del envase. Por el segundo factor, la presión atmosférica es también proporcional a la densidad, esto es al número de moléculas de gas por unidad de volumen, tal que si la densidad aumenta, la presión aumenta. Inversamente si la densidad disminuye.

Debido a que la presión del aire aumenta con la temperatura, se debería esperar que en los días más cálidos la presión sea más alta y en los días más fríos mas baja. Pero este no es el caso. Sobre los continentes en latitudes medias por ejemplo, las más altas presiones se registran en invierno cuando las temperaturas son mas bajas. En la atmósfera, en días fríos las moléculas de aire se mueven más lentamente y se encuentran más juntas, por lo que el aire tiene mayor densidad, tal que la disminución del movimiento molecular (disminución de temperatura) es sobrecompensado con el aumento del número de moléculas por unidad de volumen (aumento de densidad) que ejercen presión, resultando en un aumento neto de presión, es decir la presión es mayor en días fríos (invierno). Inversamente en días cálidos (verano) la presión disminuye.

Esto también explica la disminución de presión con la altura. A medida que nos elevamos en la vertical, disminuye la densidad del aire porque hay menor masa de aire en niveles más altos y por lo tanto disminuye la presión. Esta disminución, como ya se vio, no es constante, sino que es mayor más cerca de la superficie. La presión disminuye cerca de 1.2 hPa cada 10 metros de elevación en la vertical en las capas más bajas, de tal manera que hasta 5 km de altura la presión disminuye aproximadamente 100 hPa cada un kilómetro.

7.2 VIENTO.

Se llama **viento** al movimiento del aire, y es un resultado de las diferencias de presión atmosférica, atribuidas sobre todo a las diferencias de temperatura. Debido a que el calentamiento diferencial en superficie genera las diferencias de presión, la desigual distribución de la radiación solar, junto con las diferentes propiedades térmicas de las superficies terrestres y oceánicas, son los responsables de la formación del viento. El aire fluye desde las áreas de altas presiones a las de baja presión, por lo que el viento no es más que un intento natural por balancear las diferencias de presión de gran escala.

Existen otros factores que afectan al viento. Si la Tierra no girara y si no hubiera fricción, el aire se movería directamente desde las áreas de altas presiones a las de baja presión. Pero como ambos efectos existen, el viento es controlado por una combinación de esos factores: la fuerza de las variaciones de presión, el efecto de la rotación terrestre y la fricción del aire con la superficie.

Una fuerza en física se identifica por el efecto que produce. Uno de sus efectos es cambiar el estado de reposo o de movimiento de un objeto, cambia la velocidad del objeto, es decir produce una aceleración, esto es un aumento o disminución del valor del viento o un cambio en su dirección, o ambos. Cuando la fuerza neta actuando sobre una partícula es ce-

ro, esta se mueve con rapidez constante o se encuentra detenida. Una fuerza se mide en el Sistema Internacional en *Newton*, símbolo *N*.

7.2.1 Fuerza de las variaciones de presión.

Por las leyes de la dinámica de Newton, las causas que producen el movimiento son las fuerzas. Las variaciones de presión producen una fuerza, llamada **fuerza del gradiente de presión**, que contribuye a la formación del viento. Cuando una masa de aire es sometida a una mayor presión a un lado que al otro, el desbalance produce una fuerza dirigida desde la zona de alta presión a la de baja presión en forma perpendicular a las isobaras, cruzándolas en ángulo recto. Esta diferencia de presión entre las altas y las bajas presiones, produce el viento, y mientras mayor es la diferencia entre dos lugares, mayor es el viento en esa región.

Se llaman **isobaras** a las líneas que unen puntos de igual presión, similares a las isotermas. Los datos de presión en superficie se dibujan por medio de isobaras sobre mapas, cuyo resultado se llama **carta de tiempo**, **carta sinóptica** o **carta de presión**. La separación entre las isobaras indica las variaciones de presión sobre el mapa, a estas variaciones de presión se le llama **gradiente de presión**. En el mapa, donde los isobaras están más juntas, indican un gradiente de presión grande que produce vientos más fuertes, y donde los isobaras están más separadas, el gradiente de presión es más pequeño y el viento es más débil.

En la figura 7.1 se observan las isobaras en una carta sinóptica de Sudamérica, para un día representativo de una situación meteorológica cualquiera, obtenida con valores reales de presión en superficie. Las líneas en tonos verde a violeta representan áreas de bajas presiones y las de tono amarillo a rojo altas presiones. Del mapa se puede destacar, por ejemplo frente a la zona central de Chile, un centro de baja presión (asociado al cinturón de bajas presiones subpolares, ver capítulo 8) centrado en 35° S, 75° W, con valores inferiores a 1006 hPa, con un fuerte gradiente de presión como se puede ver por el agrupamiento de isobaras en esa zona, lo

7.2.2 Efecto de la rotación terrestre o de Coriolis.

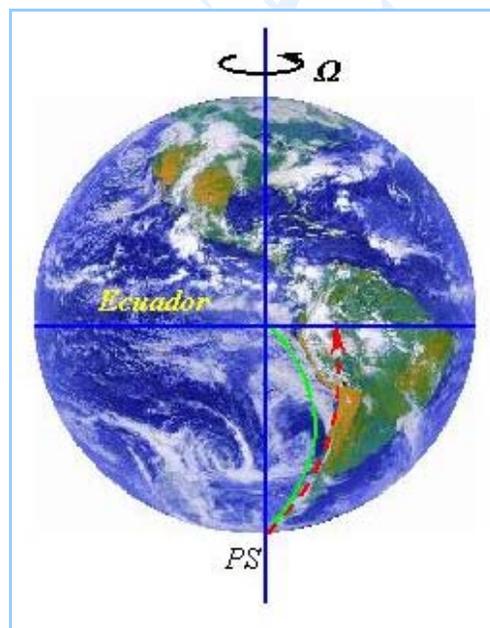
Si bien la fuerza del gradiente de presión está dirigida desde las altas a bajas presiones, perpendicular a las isobaras, el viento no cruza las isobaras en ángulo recto, sino que se produce una desviación del viento debido a la rotación de la Tierra. A esta desviación se le llama *efecto de Coriolis*, nombre puesto en honor de Gaspard de Coriolis (1792 – 1843), quién fue un ingeniero francés, que derivó las ecuaciones de movimiento de los cuerpos sobre un sistema de referencia en rotación, como la Tierra.

El efecto de Coriolis describe como todo objeto que se mueve libremente sobre la superficie terrestre, incluido el aire y las aguas, se desvía a causa de la rotación terrestre hacia la izquierda de su movimiento en el hemisferio sur y hacia la derecha en el hemisferio norte. Esta desviación se puede apreciar imaginando la trayectoria de un cohete que se lance desde el Polo Sur hacia un blanco **B** en el Ecuador, como se ilustra en la figura 7.2. Supongamos que al cohete le toma 2 horas en viajar desde el Polo Sur hasta el blanco en el Ecuador, en ese tiempo la Tierra con el blanco fijo a ella habrá girado 30° hacia el este desde **B** hasta **B'** con su velocidad angular Ω (de 360° en 24 horas), como se grafica en la línea de puntos roja de la figura 7.2. Así, un observador en tierra, por ejemplo fijo en **B** o en cualquier otro lugar, ve que el cohete se desvía hacia el oeste del blanco, como se muestra en la línea verde de la figura 7.2, esto es hacia la izquierda de la dirección del movimiento en el hemisferio sur. Esta visión es menos evidente en el movimiento este - oeste, pero igual se produce.

El efecto de Coriolis se manifiesta como una fuerza, que es la responsable de la desviación. La dirección de la *fuerza de Coriolis* tiene una gran componente apuntando en sentido opuesto a la fuerza de presión. Esto produce que la dirección del movimiento del aire sea no cruzando las isobaras, sino que aproximadamente paralelo a ellas. Si un observador en tierra se ubica mirando en la dirección hacia donde se mueve el aire, en el hemisferio sur las altas presiones quedan a la izquierda del observador y las bajas presiones a la derecha; en el hemisferio norte la situación es opuesta.

Físicamente la fuerza de Coriolis no es una fuerza real, aunque en las ecuaciones de movimiento se la trata como tal, porque produce un efecto similar al de una fuerza, esto es, aparentemente cambiar el estado de movimiento de un objeto (aire o agua por ejemplo). Pero no es el objeto el que cambia su movimiento, sino que es la Tierra la que está girando debajo del objeto, el cual no tiene porque estar girando junto con la Tierra, y a un observador fijo al suelo, por lo tanto girando con la Tierra, le da la impresión que es el objeto el que se mueve, pero no es así, sino que es el observador el que está girando con la Tierra. Por esto se la conoce como una fuerza aparente, es decir una fuerza que no es una fuerza o que no existe, pero su efecto sí existe en el sistema en rotación y es desviar el movimiento. Otra implicancia física de la fuerza de Coriolis es que, como no es una fuerza real, no realiza trabajo, porque siempre es perpendicular a la dirección del movimiento. ¡Pero sí hasta tiene la unidad de medida de una fuerza!

Figura 7.2 Efecto de Coriolis en el hemisferio sur.



La magnitud de la desviación producida por la fuerza de Coriolis tiene las siguientes características: (1) depende de la latitud, disminuye desde los polos, donde es máxima, hacia el Ecuador donde se anula y no se produce desviación, (2) siempre está dirigida perpendicular a la dirección del flujo, (3) afecta sólo a la dirección del flujo, no su rapidez y (4) es proporcional a la rapidez del viento. De la expresión matemática que aquí no mostramos, se pueden deducir todas estas características.

7.2.3 Fricción.

La fuerza de presión acelera el flujo desde las altas a las bajas presiones y la de Coriolis lo desvía en dirección de las isobaras. Pero la rapidez del viento no aumenta continuamente, por lo que debe existir otra fuerza que haga mantener aproximadamente constante la rapidez del viento y por lo tanto que se oponga a la fuerza de presión. De nuestra experiencia diaria, sabemos que si a un objeto en movimiento sobre una superficie se lo deja libre, después de un tiempo se detiene. Lo que produce esa detención es lo que llamamos fuerza de fricción o de roce.

El efecto de la fricción en superficie es disminuir la rapidez del viento y desviar el movimiento del aire a través de los isobaras, hacia el área de bajas presiones. El grado de irregularidad del terreno determina el ángulo que se desvía el viento respecto a los isobaras, como también la magnitud de su disminución. Sobre los océanos relativamente llanos, la fricción es pequeña y el aire se desvía entre 10° a 20° respecto a los isobaras y su rapidez disminuye aproximadamente a $2/3$ respecto de su valor si no hubiese roce. Sobre terrenos muy irregulares donde la fricción es grande, el viento se puede desviar hasta en 45° y su rapidez reducirse hasta en un 50%. Este efecto de la fricción es especialmente importante cuando se considera el movimiento del aire alrededor de los centros de altas y bajas presiones en superficie, los rasgos más notorios en los mapas de tiempo, situación que se analizará cuando se estudien los vientos en superficie (punto 7.4). El aire en movimiento es afectado por la irregularidad de la superficie terrestre, que produce el roce con el aire, pero a medida que

ascendemos en la vertical, disminuye el efecto del roce. A alturas superiores a 1.0 – 1.5 km, el viento ya no es afectado por la fricción, soplando aproximadamente paralelo a las isobaras. Esta situación se analizará con mayor detalle cuando se estudien los vientos en altura (punto 7.5).

7.3 MEDICIÓN DE LA PRESION Y DEL VIENTO.

La presión se mide con un instrumento llamado **barómetro de mercurio**, inventado en 1643 por el italiano Evangelista Torricelli (1608 – 1647). Con algunas mejoras, aún se continua usando el mismo barómetro, que se muestra en la figura 7.3 izquierda. El barómetro es un tubo lleno con mercurio que se sumerge invertido en un envase que también contiene mercurio. Por la presión de la atmósfera sobre la superficie libre del envase ubicado al nivel del mar, la columna de mercurio dentro del tubo se eleva hasta 76 cm, por lo que el tubo debe ser más largo que ésta longitud. Al aplicar la fórmula barométrica, se obtiene el valor de la presión atmosférica. Por esta propiedad, la presión también se mide en cm de mercurio, en condiciones normales en superficie, la atmósfera ejerce una presión de 76 cm de Hg.

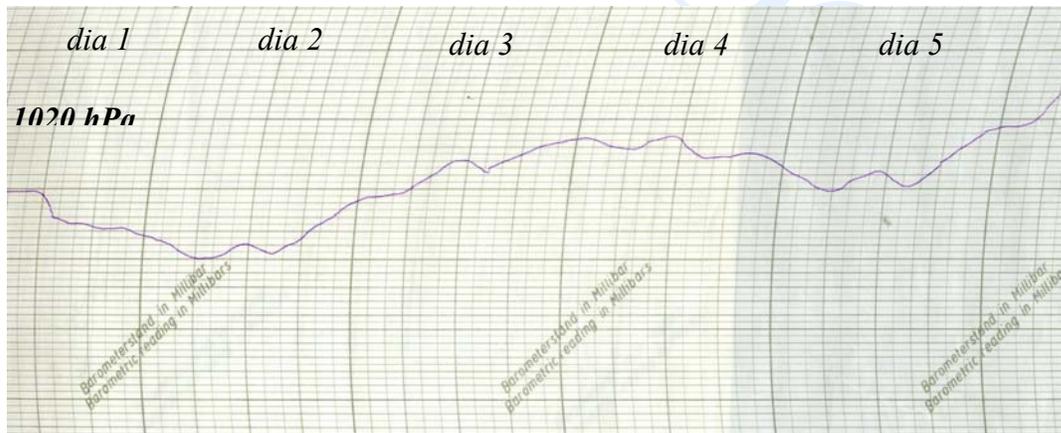
Otro medidor de presión más portátil y manuable se llama **barómetro aneroide** (aneroide significa sin líquido), se muestra en la figura 7.3 derecha. Se basa en que a una cámara metálica herméticamente cerrada se le ha sacado una parte del aire. La cámara debe ser muy sensitiva a los cambios de presión, cambiando su forma con las variaciones de presión, tal que si la presión aumenta (disminuye) la cámara se comprime (expande). Si estos movimientos se transmiten por un sistema de palanca a un indicador que se mueve sobre un papel registro graduado en unidades de presión, el instrumento pasa a llamarse **barografo**, que entrega un registro continuo de presión sobre un papel que se llama **barograma**, que se muestra en la figura 7.4. El eje vertical corresponde a la presión, cada línea es igual a 0.5 hPa, y el eje horizontal es el tiempo, con cada línea separada por dos horas, se indica el valor de referencia igual a 1020 hPa.

Cap. 7 Presión atmosférica y vientos.

Figura 7.3 Barómetro de mercurio, izquierda y barómetro aneroide.



Figura 7.4 Ejemplo de barograma en Concepción.



La presión atmosférica se mide en distintas unidades, las siguientes son algunas de las más conocidas equivalencias para las distintas unidades de medida, correspondientes, al valor de la presión normal en superficie (los símbolos son: *atm* = atmósferas, *cm de Hg* = centímetros de mercurio, *hPa* = hectoPascal, *mbar* = milibar y $1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$):

$$1 \text{ atm} = 76 \text{ cm de Hg} = 101325 \text{ Pa} = 1013.25 \text{ hPa} = 1013.25 \text{ mbar}$$

El viento se mide por la dirección desde donde sopla, así un viento norte sopla desde el norte hacia el sur. Para el viento, que es una magnitud física vectorial, interesa conocer su rapidez y su dirección. Para medir la dirección del viento se usa la veleta, que se muestra en la figura 7.5, extremo derecho. Al pasar el aire sobre esta, se orienta en la dirección del viento, cuyo valor es transmitido en forma mecánica a un registrador en la estación meteorológica. La dirección se representa gráficamente en una **rosa de viento**, donde se indica la dirección predominante en porcentaje, en un período de tiempo dado. Generalmente se usan las ocho direcciones principales de los puntos cardinales: N, NE, E, SE, S, SW, W, NW, donde sus equivalentes en grados, medidos desde el norte en sentido antihorario son $N = 360^\circ$, $E = 90^\circ$, $S = 180^\circ$ y $W = 270^\circ$, valores con los cuales se construye la rosa de viento. El 0 se usa para indicar las calmas.

La rapidez del viento se mide con el anemómetro de cucharas, que se muestra en la figura 7.5, extremo izquierdo, y que funciona en forma similar al velocímetro de un vehículo. Su funcionamiento se basa en tres cazoletas unidas a un brazo cada una, los cuales a su vez están unidos a un eje vertical interior que tiene incorporado en su extremo un disco, que al girar por efecto del viento, corta la emisión de luz de un diodo LED, esta interrupción es captada por un fototransistor que convierte estos giros en pulsos (frecuencia). La velocidad del viento será directamente proporcional a la generación de una mayor o menor frecuencia. El viento queda registrado en un **anemograma**, uno de los cuales se muestra en la

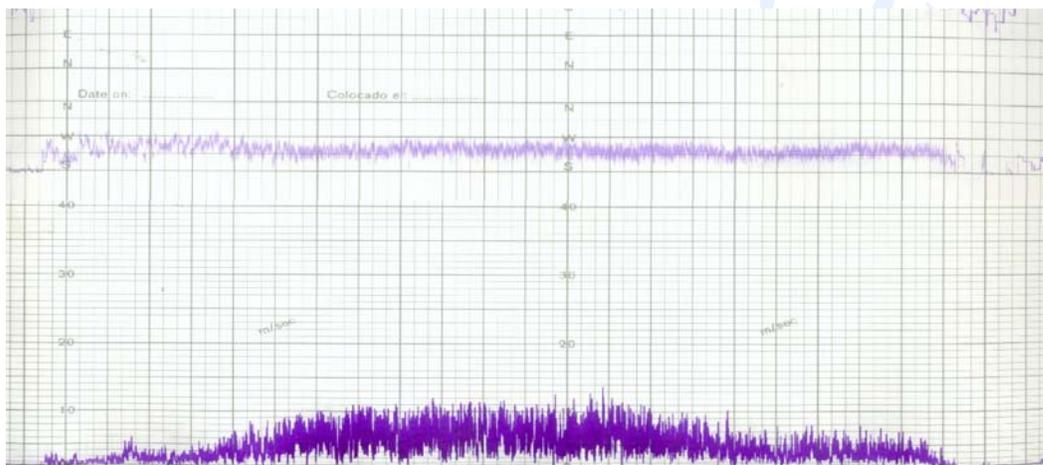
Cap. 7 Presión atmosférica y vientos.

figura 7.6 para Concepción. La línea azul superior es la dirección del viento, en el eje vertical se representan las ocho direcciones principales de la rosa de viento. La línea inferior es la velocidad, con el eje vertical en m/s; el eje horizontal es el tiempo en horas; notar su alta variabilidad en pequeños intervalos de tiempo.

Figura 7.5 Veleta y anemómetro de cucharas.



Figura 7.6 Ejemplo de anemograma de Concepción.



Los cambios en la dirección e intensidad del viento predominante, se pueden predecir de los movimientos de los centros de presión, que se dibujan en las cartas sinópticas. El cambio del viento puede producir cambios en la temperatura y la humedad, y por lo tanto en el tiempo que se aproxima. En Concepción, el viento predominante es del suroeste y cuando cambia su dirección a viento con componente del norte indica la aproximación de un sistema frontal y probable mal tiempo. Durante el período de lluvias en Concepción, se tiene una alta frecuencia de viento desde el norte, producido por los ciclones que acompañan a los sistemas frontales de mal tiempo y en las otras épocas del año, el viento predominante es desde el sector suroeste, generado por el predominio del anticiclón del Pacífico sur, asociado a buen tiempo (ver figura 7.1).

Los efectos del viento también se pueden medir en forma cualitativa usando una escala inventada en 1805 por el almirante irlandés Francis Beaufort (1774 - 1858), donde se clasifica la intensidad del viento por los efectos que tiene sobre la superficie del mar y sobre los objetos que se pueden mover naturalmente en tierra. En la tabla 7.1 se da la escala de Beaufort, con algunos de los efectos característicos de los vientos de diferentes intensidades y su equivalencia aproximada en km/hr.

7.4 VIENTOS EN SUPERFICIE.

En los mapas de presión, las isobaras casi nunca son rectas, generalmente tienen amplias curvaturas. En ocasiones se pueden cerrar isobaras aproximadamente circulares tanto de altas como de bajas presiones (figura 7.1). El viento que se mueve aproximadamente según la dirección de las isobaras, sigue trayectorias cerradas en torno a esos centros. Debido al efecto de Coriolis, en el hemisferio sur el viento se desvía hacia la izquierda, haciendo que gire en sentido antihorario (horario) alrededor de los centros de altas (bajas) presiones, y por efecto de la fricción se desvía respecto a los isobaras, adquiriendo una componente desde las altas hacia

Cap. 7 Presión atmosférica y vientos.

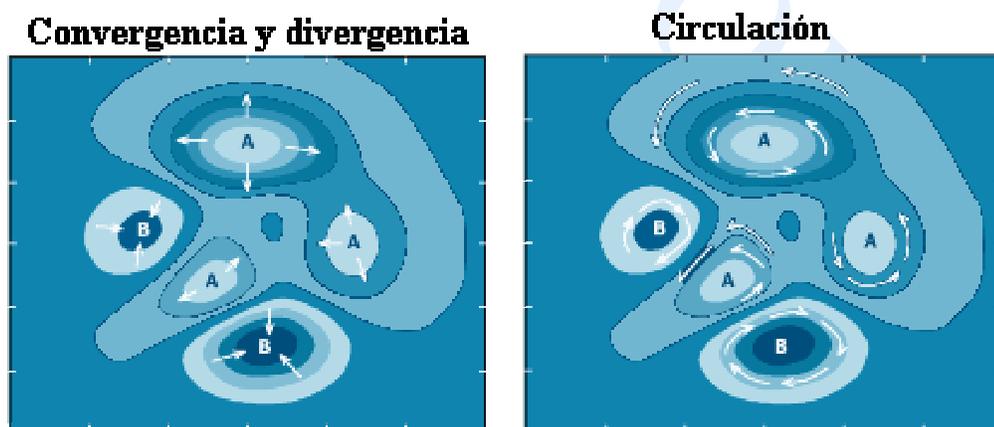
las bajas presiones. El aire siempre se mueve desde la alta hacia la baja presión (se puede ver por ejemplo cuando se desinfla un globo).

Tabla 7.1 Escala Beaufort del viento.

Escala	Nombre	Rapidez (km/hr)	Características en alta mar	Altura ola (m)	Descripción	Características en tierra
0	Calma	0	Mar como un espejo	0	Calma	Calma; el humo sube verticalmente
1	Ventolina	1-5	Se forman olas pequeñas, sin las crestas de espuma.	0.1	Aire ligero	Se nota por humo de cigarro, pero no por veletas.
2	Muy flojo	6-11	Pequeñas olas aún cortas; las crestas tienen una apariencia vítrea y no rompen.	0.2	Brisa ligera	El viento se siente en la cara; las hojas susurran; veleta movida por el viento
3	Flojo	12-19	Olas más grandes; las crestas se empiezan a romper; espuma de apariencia vítrea.	0.6	Brisa leve	Ramitas pequeñas en movimiento constante, viento mueve bandera ligera.
4	Bonancible	20-28	Pequeñas ondas, poniéndose más largas.	1	Brisa moderada	Se levanta polvo suelto; se mueven ramas pequeñas y papeles
5	Fresquito	29-38	Ondas moderadas, tomando una forma larga más pronunciada.	2	Brisa fresca	Los árboles pequeños empiezan a oscilar.
6	Fresco	39-49	Se empiezan a formar grandes ondas; las crestas de espuma blancas están por todas partes más extensas.	3	Brisa fuerte	Árboles grandes en movimiento, los alambres del telégrafo producen silbido; dificultad para usar paraguas
7	Fescachón	50-61	Mar se levanta y la espuma blanca de las olas empieza a ser soplada a lo largo de la dirección del viento	4	Casi ventarrón	Árboles enteros en movimiento; las molestias se sienten al caminar contra el viento
8	Duro	62-74	Olas ligeramente altas; los bordes de crestas empiezan producir rocío.	5.5	Ventarrón	Ramitas de los árboles se rompen.
9	Muy duro	75-88	Olas altas; rayas densas de espuma a lo largo de la dirección del viento; crestas de las olas empiezan a volcar, el rocío puede afectar la visibilidad.	7	Ventarrón fuerte	Ocurre daño estructural (se desarman techumbres)
10	Temporal	89-103	Olas muy altas con crestas colgantes; superficie del mar asume una apariencia blanca; se afecta visibilidad	9	Tormenta	Ocurre un daño estructural considerable
11	Borrasca	104-117	Excepcionalmente olas muy altas (naves pequeñas se pueden tapar detrás de las olas); mar completamente cubierto con espuma; se afecta la visibilidad.	11.5	Tormenta violenta	Muy raramente experimentado; acompañado por daño extendido
12	Huracán	más de 117	El aire está lleno con espuma y rocío, mar completamente blanco. La visibilidad se ve seriamente afectada.	14	Huracán	Grandes daños en grandes regiones.

A las isobaras cerradas o centros de bajas presiones se les llama **ciclones**, y al viento alrededor de esos centros se le llama circulación ciclónica, porque tiene el mismo sentido que el de la rotación de la Tierra: horario en el hemisferio sur y antihorario en el hemisferio norte. A las isobaras cerradas o centros de altas presiones se les llama **anticiclones** y al viento alrededor de esos centros se le llama circulación anticiclónica, porque es opuesto a la rotación terrestre. Donde las isobaras son curvas sin cerrarse, a las regiones de altas presiones se les llama **cuñas** y a las de bajas presiones **vaguadas**. La línea que une los puntos de mayor (menor) presión en las cuñas (vaguadas) se llama eje de cuña (vaguada). El viento en las cuñas es anticiclónico y en los vaguadas ciclónico. Como se ha visto, por efecto de la fricción se tiene el movimiento del aire con una componente hacia el centro del ciclón produciéndose **convergencia**, y desde los centros de altas presiones el flujo es hacia afuera del anticiclón, generándose **divergencia**. Estos aspectos se observan en la figura 7.7, el diagrama es válido para el hemisferio sur. Ahora se puede hacer una interpretación mas completa de la situación real de la carta sinóptica de superficie mostrada en la figura 7.1, análisis que se deja al alumno.

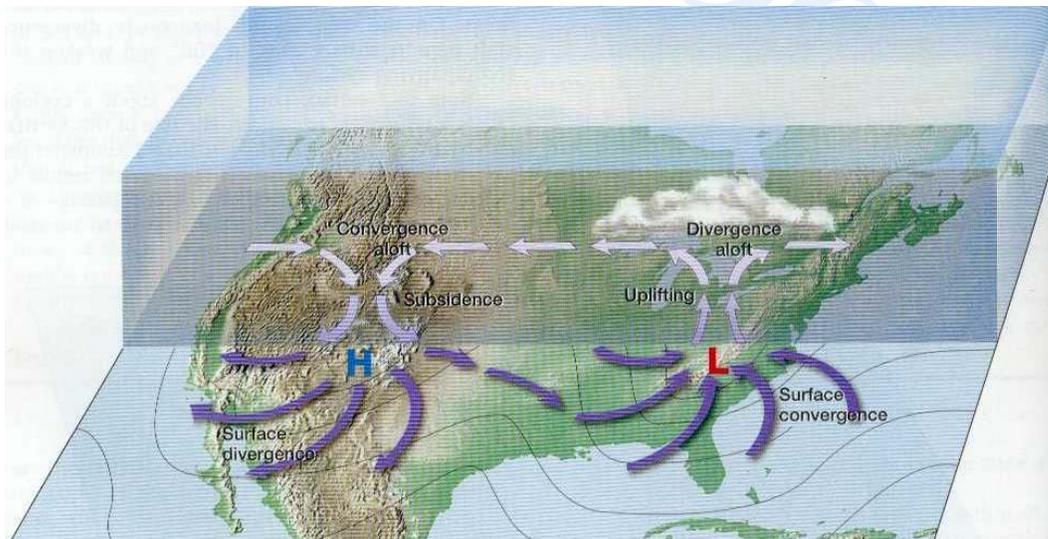
Figura 7.7 Circulación del viento en torno a los centros de altas y bajas presiones en el hemisferio sur.



7.4.1 Movimiento vertical del aire.

Una componente fundamental del viento es el movimiento vertical, especialmente el ascendente por su importancia en la formación de nubes. Por lo tanto interesa conocer como el viento horizontal se relaciona con el movimiento vertical. El aire que converge hacia un centro ciclónico genera un movimiento vertical hacia arriba. Este aire ascendente produce condensación, formación de nubes y precipitación, por lo que un ciclón está asociado con atmósfera inestable y mal tiempo. Pero en realidad, un ciclón en superficie se origina porque en altura se crea una región de divergencia de aire. Esta divergencia en altura succiona el aire de niveles inferiores, produciendo el ascenso del aire sacándolo desde superficie, lo que genera la baja de presión, como se ilustra en la figura 7.8 en un esquema para el hemisferio norte. De manera similar, en un anticiclón en superficie hay divergencia del viento y subsidencia que es generada por una convergencia en altura. La subsidencia comprime el aire, por lo que se calienta, evitando la formación de nubes y produciendo buen tiempo.

Figura 7.8 Movimiento vertical del aire producido por convergencia y divergencia.



Por esto, lo que en meteorología se llama “*tendencia de la presión*” nos da una indicación del tiempo que se aproxima y es útil en los pronósticos de corto plazo. La tendencia de la presión es la variación de presión en el tiempo, se mide cada 3 horas en unidades de *hPa/horas*. Para la tendencia de la presión se usan los términos de subiendo, que significa aumentando la presión, indicativo que se producirá buen tiempo, bajando la presión atmosférica, indicativo de aproximación de mal tiempo y estacionaria que representa sin cambio significativo de tiempo presente. Se usan también términos intermedios como por ejemplo ‘subiendo lento, luego estacionaria’. En los barómetros caseros se indica la tendencia de la presión con términos como despejado, nublado, lluvia, si la presión es mayor, estacionaria o menor que la normal respectivamente.

Ya explicamos en un capítulo 5 que los factores que contribuyen a promover el movimiento vertical del aire son la convergencia y divergencia por fricción, las montañas, un frente o calentamiento en superficie. Ahora se pueden entender mejor los pronósticos del tiempo de la televisión, donde los ‘malos’ son los ciclones.

7.5 VIENTOS EN ALTURA.

A medida que ascendemos en la vertical, el efecto de la fricción del viento con la superficie disminuye hasta anularse sobre 1.0 - 1.5 km de altura. Por arriba de ese nivel, la fuerza de presión se equilibra con la de Coriolis, es decir, ambas son de igual magnitud pero apuntando en sentidos opuestos, por lo que se anulan entre si, haciendo que el aire se mueva paralelo a las isobaras con rapidez constante. A este flujo, producto solamente del balance entre esas dos fuerzas, se le llama “*viento geostrófico*”, donde geostrófico significa girado por la Tierra, y representa muy bien al viento real. El viento geostrófico es más (menos) intenso donde las isobaras están más cercanas (separadas), y sopla dejando las altas pre-

siones a la izquierda y las bajas presiones a la derecha en el Hemisferio Sur. La situación inversa se tiene en el Hemisferio Norte.

Las cartas sinópticas de altura se dibujan en los niveles estándar de presión fijos (por ejemplo 900, 850, etc hPa), donde en lugar de graficar isobaras, se dibujan líneas de igual altura, esto es líneas donde se tiene el valor de la altura a la que se encuentra el valor de presión considerado. Por ejemplo sobre una carta de altura de 500 hPa, la isolinea de 5700 m significa que en esa isolinea, es decir a esa altura, la presión tiene un valor de 500 hPa. El comportamiento del viento en las cartas de altura, es similar a su comportamiento sobre los mapas de presión, pero ahora ya no se nota el efecto de la fricción y el viento se considera geostrófico. En la figura 7.9 se muestra una carta sinóptica para el nivel de 500 hPa, correspondiente a la misma situación sinóptica de la carta de presión en superficie mostrada en la figura 7.1. Se pueden apreciar los centros de altas y bajas presiones, y siguiendo la orientación y separación de las isolíneas (interpretar sólo las líneas negras), obtener la dirección del viento en ese nivel y comparar su intensidad relativa. Es bueno que el alumno compare también el comportamiento de la presión y del viento en este nivel con el de superficie, correspondiente a la figura 7.1.

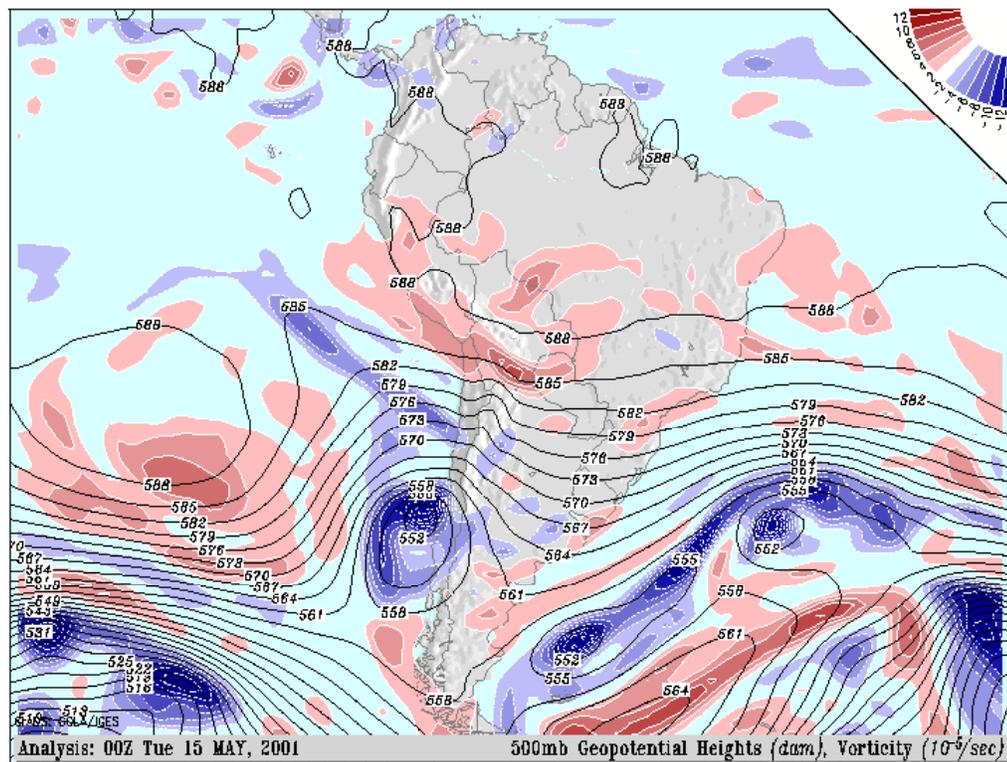
7.6 RELACION ENTRE PRESION Y VIENTO.

Puesto que las teorías acerca del movimiento del aire no pueden exponerse sin deducciones matemáticas complejas, resumiremos algunos aspectos cualitativos del movimiento de la atmósfera, que se deducen del estudio anterior y de las figuras 7.1 y 7.9.

- a) El viento en altura sopla aproximadamente a lo largo de las isobaras, dejando en el hemisferio sur a su izquierda las altas presiones y a su derecha las bajas. Lo contrario se produce en el hemisferio norte. Esta diferencia entre ambos hemisferios es consecuencia del diferente sentido de la rotación terrestre: horaria en el hemisferio sur y antihoraria en el hemisferio norte.

- b) El viento en capas bajas no sigue exactamente las isobaras, sino que tiende a fluir hacia el lado en que la presión es más baja. No obstante a medida que ascendemos en la vertical esta desviación tiende a desaparecer. Esto induce a pensar que la desviación se debe a la fricción en superficie, y por eso este efecto no se produce a mayor altura.
- c) El viento es fuerte donde las isobaras están muy agrupadas y débil donde están mas separadas. No considerando el efecto de la fricción, da la impresión de que el viento fluye por los canales isobáricos, de manera que su velocidad es proporcional a la separación entre las isobaras.

Figura 7.9 Carta sinóptica de la altura de 500 hPa.



- d) Si se pudiera medir la aceleración de una partícula de aire, se encontraría que estas aceleraciones son muy pequeñas. En la gran escala, despreciando las ráfagas y fluctuaciones de período corto, las aceleraciones son del orden de los 0.0002 m/s^2 . En los grandes sistemas de vientos el aire comienza moviéndose con lentitud, pero cuando ha adquirido velocidad, la mantiene constante durante largo tiempo.
- e) Si midiéramos la componente vertical del movimiento, encontraríamos que es grande en tormentas, tornados, huracanes y similares, así como en los remolinos muy pequeños o turbulencia. Pero considerando corrientes atmosféricas de gran escala, se encuentra que el movimiento es predominante horizontal; para tener una referencia, digamos que el viento horizontal es del orden de 10 m/s , en cambio la componente vertical del viento es del orden de 0.01 m/s .

7.7 TORNADOS.

Un tornado es un inmenso túnel de aire constituido por vientos ciclónicos que se produce durante tormentas de gran intensidad, una columna de aire que gira violentamente desde la base de una nube cumulonimbus hasta la superficie de la tierra. Se ha encontrado, por medio del examen de las variaciones de la presión atmosférica en las estaciones meteorológicas próximas a los tornados, que estos vórtices suelen formarse en el seno de masas mayores de aire en rotación. La mayoría de los tornados se originan en el interior de tormentas de especial magnitud y violencia, a las que se llama superceldas.

Estos potentes sistemas se desarrollan en entornos hidrostáticamente muy inestables, en los que los vientos varían claramente con la altura y hay aire frío y seco encima del aire cálido y húmedo que descansa sobre la superficie de la Tierra, y que tiene aproximadamente kilómetro y medio de espesor. Una delgada capa estable separa las dos masa de aire e impide que se desencadene la inestabilidad hidrostática. Esta estabilidad se

puede perturbar si el aire inferior se calienta por la acción solar, o si interviene algún otro mecanismo (una corriente en chorro, o un frente más cálido, etc) que empuje el aire hacia arriba. Como la presión atmosférica disminuye con la altura, las partículas que ascienden con esta corriente cálida se expandirán y enfriarán. Llegará un momento en que estén lo bastante frías como para que el agua que contienen se empiece a condensar, formando la base plana de una nube.

El calor que se desprende al enfriarse estas gotas, se transmite al aire circundante, que asciende hasta grandes alturas, a velocidades en ocasiones incluso mayores de 250 km/h. La variación en la inclinación del viento con la altura hace que esa corriente de aire se incline. Las gotitas de agua que se habían enfriado, continúan ascendiendo y condensándose hasta que el peso de las gotas formadas compensa la corriente ascendente que las empuja y entonces comienzan a moverse horizontalmente, formando el yunque característico de los cumulonimbos. La rotación de la tormenta va empujando progresivamente a la lluvia y la corriente descendente alrededor de la corriente ascendente mencionada antes. Sin embargo, el aire fresco tiene mayor humedad que el cálido, y al ser empujado hacia arriba (por aspiración de la corriente ascendente), crea nubes de menor altura, originando una masa nubosa oscura llamada forro de la base.

7.7.1 Formación de los tornados.

La formación de capas de nubes y corrientes de aire es lo que se denomina una supercelda, cada una con su corriente ascendente giratoria coexistiendo con otra corriente descendente. Cuando esta formación pervive el tiempo suficiente, provoca la aparición de un tornado.

Cuando una masa de aire cálido y húmedo penetra a través de la capa estable situada encima de una supercélula, asciende a través del aire fresco y seco. Las partículas calientes se ven frenadas, descienden y provocan precipitación. La lluvia que cae de la tormenta proviene de esta corriente cálida enfriada. La rotación de la supercélula desplaza parte de la lluvia y

del aire fresco, llevándolos al lado opuesto de la corriente cálida enfriada. Cerca del suelo, el aire cálido y el aire enfriado por la lluvia gira y choca con los vientos superficiales, y es aquí donde se forma un tornado. La figura 7.10 muestra la ocurrencia de un tornado sobre el mar.

Figura 7.10 Imagen de un tornado sobre el mar.



Las partículas de aire suben hacia arriba cuando penetran en la corriente ascendente, sin perder del todo su vorticidad. Se produce entonces cerca del suelo una corriente ascendente que gira ciclónicamente. Sin embargo, esto se produce a una cierta altura sobre el suelo, y no explica las fuertes corrientes que se producen a nivel del suelo. La rotación del aire en los niveles bajos depende de la corriente descendente, no de la ascendente. Se origina al norte del ciclón, en el aire moderadamente enfriado por la lluvia que desciende lentamente, pero girando en torno a la corriente ascendente. Parte del aire fresco de la descendente entra en contacto con el aire cálido de la ascendente. Esta porción de aire intermedio, se ve arras-

trada por el lado izquierdo hacia arriba, con la ascendente, y arrastrada hacia abajo por el aire frío de la descendente. En consecuencia, el aire frío empieza a girar pero al descender, su eje de rotación se va inclinándose, dando lugar a un giro anticiclónico.

Al rozar esa masa de aire giratoria con el suelo, se crea en contacto con el suelo el tornado. El rozamiento con el suelo hace que la parte central del viento giratorio se retrase un poco respecto al exterior, provocando el mismo efecto que al girar una cucharilla en una taza de café: la fuerza centrífuga hace que se produzca una aspiración hacia dentro, creando un cono de vacío en el centro del tornado, formando un vórtice.

7.7.2 Clasificación de los tornados.

Los tornados se clasifican según la velocidad del viento y el poder de destrucción que dejan a su paso. La escala Fujita, que se da en la tabla 7.2, es la utilizada para medir la intensidad y velocidad de los tornados, así como el daño que causan. Para clasificar los tornados se utilizan la F del nombre de la escala y los números del 0 a 6 dependiendo de la velocidad del viento y los posibles daños.

Tabla 7.2. Escala Fujita.

Escala	Daños	Viento km/h	Intensidad	Duración	Frecuencia
F-0	Ligeros	hasta 115	Débil	1 a 10 minutos	70 % del total
F-1	Moderados	115 a 180	Moderado		
F-2	Considerables	180 a 250	Fuerte	Mas de 20 minutos	28 % del total
F-3	Severos	250 a 330	Muy fuerte		
F-4	Devastadores	330 a 420	Violento	Mas de una hora	2 % del total
F-5	Increíbles	420 a 510	Muy violento		
F-6	Inconcebibles	510 a 610*			

* Los últimos estudios indican que no se pueden alcanzar estos vientos.

7.8 HURACANES.

Un Huracán es una gran perturbación que se produce en regiones tropicales de la atmósfera donde las aguas del océano son relativamente cálidas (temperatura alrededor de 28° C). Se caracteriza por un gran centro de baja presión, en torno al cual el aire gira a gran velocidad abarcando una extensión de varios cientos de kilómetros. Los huracanes tienen una anatomía y una clasificación propia, que depende de la intensidad de los vientos, de la presión atmosférica y de los daños potenciales que puede causar. Según el lugar del planeta donde se producen, se los conoce con diferentes nombres, en el océano Indico como *ciclones*, en el Pacífico tropical occidental como *tifones* y frente a las costas de Australia se los llegó a conocer popularmente como *Willy-Willys*.

Los ciclones se clasifican según la intensidad de sus vientos en:

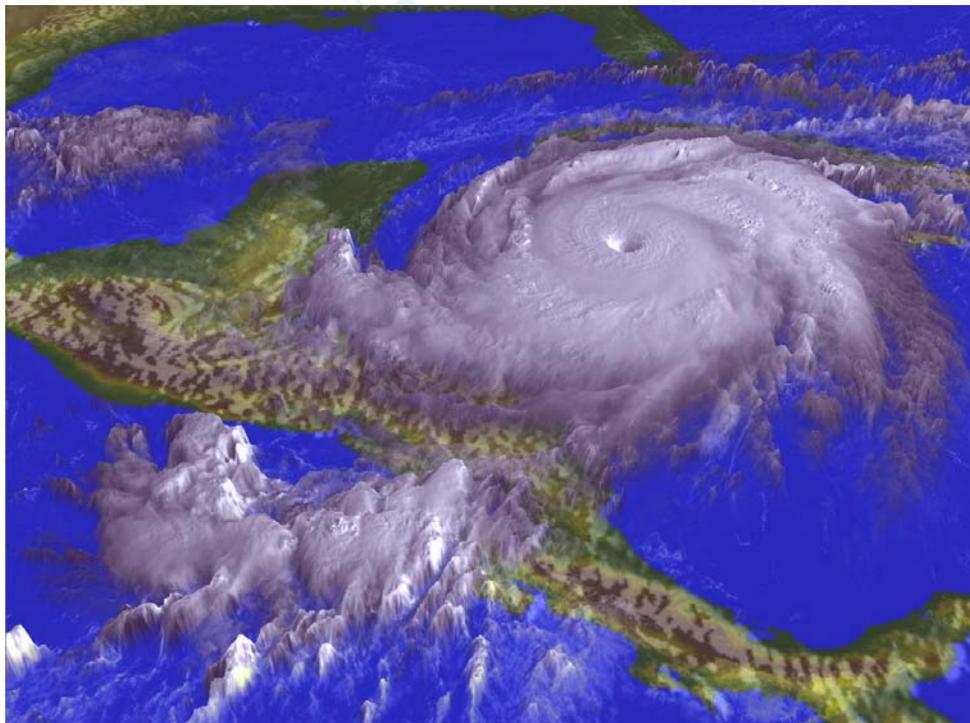
- a) **Ciclón tropical:** Sistema formado por nubes con movimiento definido con vientos máximos sostenidos menores a 60 km/h. Está considerado un ciclón tropical en fase formativa.
- b) **Tormenta tropical:** Sistema formado por nubes con movimiento definido, cuyos vientos máximos sostenidos varían entre 61 y 120 km/h.
- c) **Huracán:** Es un ciclón tropical de intensidad máxima en donde los vientos máximos alcanzan y superan 120 km/h. Han llegado a medirse hasta 250 km/h en los vientos de los huracanes más violentos. Tienen un núcleo definido de presión en superficie muy baja, que puede ser inferior a 930 hPa.

7.8.1 Formación de los huracanes.

Un huracán se forma a partir de una tormenta tropical, y es formalmente identificado como tal, asignándosele un nombre, cuando el viento cerca

de la superficie supera los 120 km/h. La energía que requiere un huracán para mantener su actividad proviene de la liberación de calor que se produce en el proceso de condensación del vapor de agua que se evapora desde la superficie del océano, formando nubosidad e intensa precipitación. Cuando un huracán entra en el continente pierde rápidamente intensidad al detenerse el proceso de fuerte evaporación desde la superficie. Un huracán bien desarrollado posee un núcleo central sin nubosidad, de un diámetro entre 10 y 50 km, donde el aire desciende. Esta región se denomina el ojo del huracán. Los vientos asociados a un huracán pueden a veces exceder los 250 km/h. A diferencia de los tornados, la vida media de un huracán puede variar desde unos pocos días hasta varias semanas. En la figura 7.11 se muestra una imagen del huracán Mitch, que paso en octubre de 1998 sobre el mar Caribe y Centroamérica, produciendo cuantiosos daños, uno de los mas devastadores de la década del 90.

Figura 7.11. Huracán Mitch, octubre de 1998.



El huracán funciona como una máquina sencilla de vapor, con aire caliente y húmedo proveyendo su combustible. Cuando los rayos del sol calientan las aguas del océano, el aire húmedo se calienta, se expande y comienza a elevarse como lo hacen los globos de aire caliente. Más aire húmedo reemplaza ese aire y comienza ese mismo proceso de nuevo. La rotación de la tierra eventualmente le da movimiento en forma circular a este sistema, el que comienza a girar y desplazarse como un gigantesco trompo. Como en todo ciclón, este giro se realiza en sentido horario en el hemisferio sur y antihorario en el hemisferio norte.

7.8.2 Estructura de los huracanes.

Los huracanes típicos tienen unos 300 km de ancho aunque pueden variar considerablemente de tamaño. En todos ellos se diferencian claramente tres elementos:

- a) El ***ojo del huracán***, es un área de relativa calma en el centro de un huracán, un diámetro entre 10 y 50 km, que se extiende desde el nivel del mar hasta el extremo superior y está rodeado por una pared de nubes espesas cargadas de lluvia. En el interior del ojo, sin embargo, debido a la alta temperatura y a la presencia de viento caliente, el agua evaporada es arrastrada rápidamente hacia arriba, originándose un aire seco, incapaz de condensarse, y por ende sin nubes. Esto es lo que más llama la atención al observar el huracán desde un satélite, en la figura 7.10 se puede apreciar claramente el ojo del huracán Mitch.
- b) Las ***paredes*** del ojo del huracán, es una zona donde se encuentran dos fuerzas opuestas: la fuerza del aire que se mueve hacia el centro y la fuerza centrífuga que es hacia afuera. En la pared del ojo se encuentran los vientos más intensos.
- c) Las ***bandas exteriores de tormentas***, de variación variable y que pueden extenderse por un ancho de hasta 1500 km del centro y entre 100

a 500 km de largo. La fuerza de los vientos puede extenderse fuera de los huracanes desde aproximadamente unos 50 km en un huracán pequeño a más de 250 km en uno grande.

7.8.3 Clasificación de los huracanes.

La escala Saffir-Simpson, desarrollada a principios de los años 70 del anterior siglo por el Ingeniero Herber Saffir y el director del Centro Nacional del Huracanes, Robert Simpson, corresponde a una escala que indica los daños potenciales que puede provocar un huracán, se da en la tabla 7.3. La presión se refiere al valor mínimo, que se produce en el ojo del huracán.

Tabla 7.3. Escala Saffir-Simpson.

Categoría	Daños	Viento km/h	Presión hPa
1	Mínimos	120 a 150	Superior a 980
2	Moderados	151 a 180	965 a 979
3	Extensos	181 a 210	945 a 964
4	Extremos	211 a 250	920 a 944
5	Catastróficos	más de 250	Menor a 920

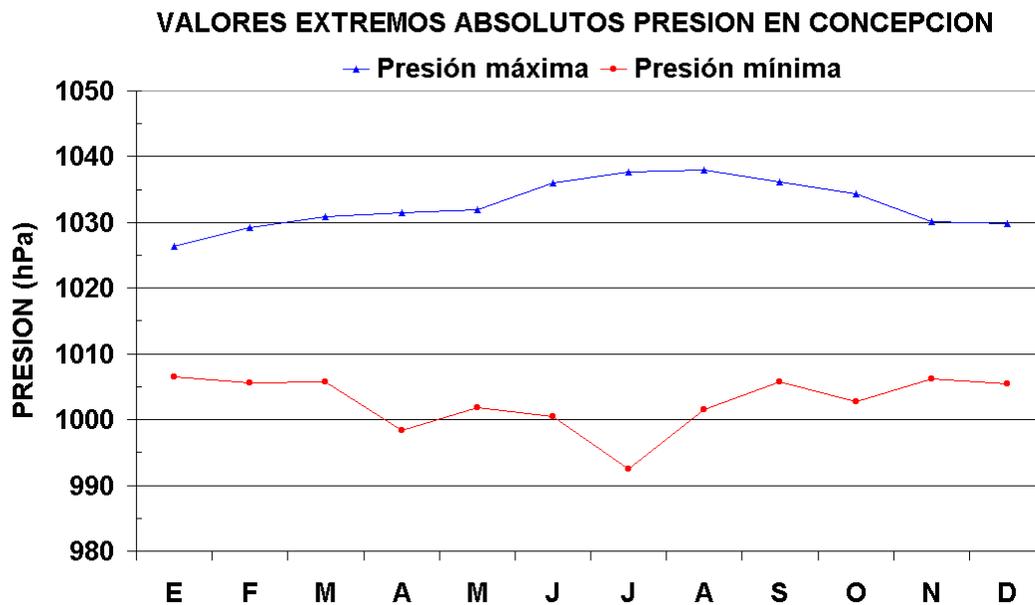
7.9 PRESIÓN Y VIENTO EN CONCEPCIÓN.

7.9.1 Valores medios.

Con los datos de la estación meteorológica Bellavista del Departamento de Física de la Atmósfera y del Océano de la Universidad de Concepción, se hace una descripción del régimen de presión y viento en superficie en Concepción. En la figura 7.12 de presión en superficie, los valores corresponden a los extremos máximos o mínimos absolutos que se han medido alguna fecha determinada de cada mes en la estación, durante el pe-

río desde 1965 a 2000. Estos valores no son del todo representativo de los promedios mensuales, ya que es solo un valor puntual extremo en cada mes, de todas formas da una idea del comportamiento de la presión durante el año. Se observa para los máximos de presión, que los mayores valores se concentran en los meses de invierno y disminuyen en los meses de altas temperaturas, que los máximos mas frecuentes de presión se han registrado en torno a los 1030 hPa y que el mayor valor de presión en superficie medido en Concepción no ha superado nunca los 1040 hPa. Los mínimos de presión también se concentran en los meses de invierno, con el menor mínimo medido en julio, indicando que este valor no ha sido nunca inferior a 990 hPa y durante los otros meses del año los mínimos de presión se concentran en torno a los 1005 hPa.

Figura 7.12

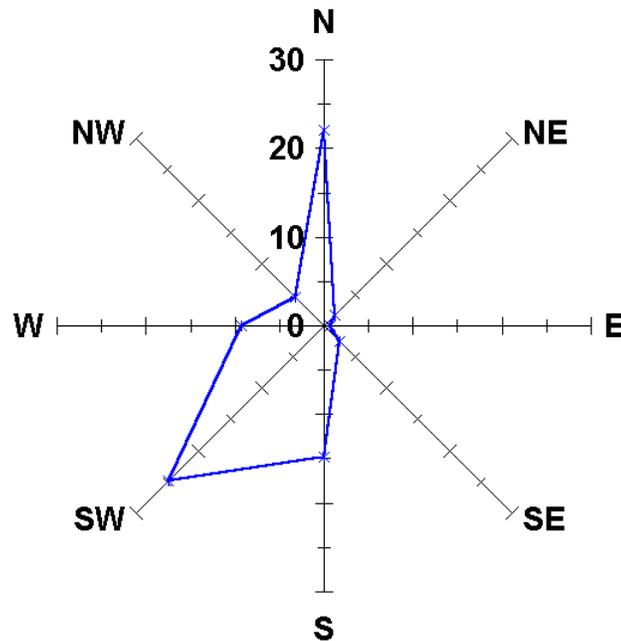


En la figura 7.13 se muestra la rosa de viento promedio anual de Concepción, los valores indican la frecuencia porcentual de la dirección del viento.

to respecto al número total de casos del año, para observaciones registradas tres veces al día, es decir el máximo posible de observaciones de un año es 1095. Se observa una alta frecuencia de viento desde el sector sur a suroeste, generado por el predominio de las altas presiones del anticiclón del Pacífico sur, situación que se produce durante los meses de buen tiempo. En cambio durante el período de lluvias se tiene una alta frecuencia de viento desde el norte, producido por los ciclones que acompañan a los sistemas frontales de mal tiempo. El viento predominante en Concepción es del suroeste y cuando cambia su dirección a viento norte indica la aproximación de un sistema frontal con bajas presiones y probable mal tiempo.

Figura 7.13

ROSA DE VIENTO DE CONCEPCION, PROMEDIO ANUAL



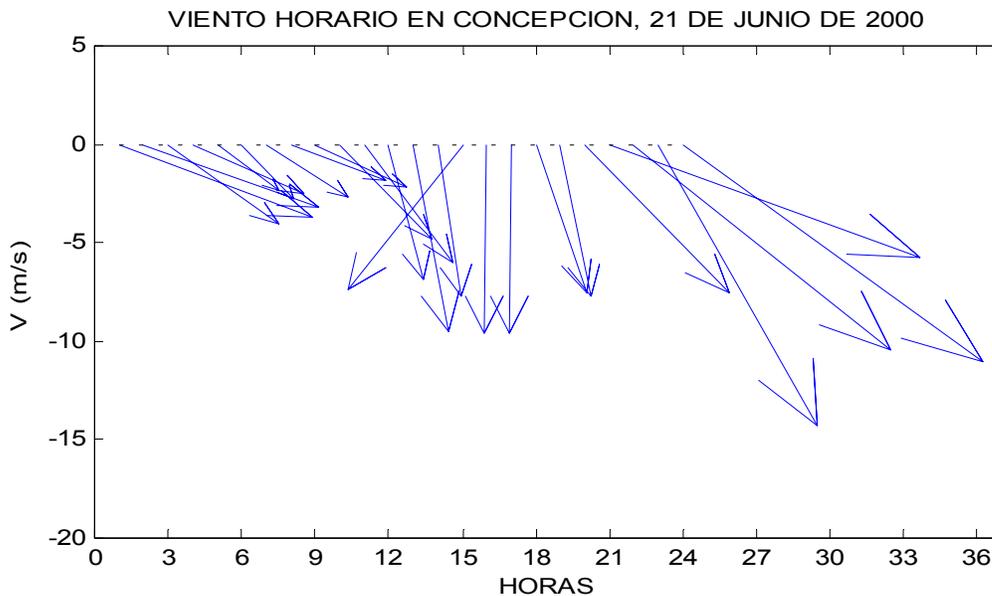
* Frecuencia porcentual por dirección. Calmas: 20%

7.9.2 Viento horario.

En las figuras 7.14 y 7.15 se muestra el comportamiento horario del viento, donde las flechas indican su dirección e intensidad en m/s, para los días del solsticio de invierno y de verano del 2000 en Concepción.

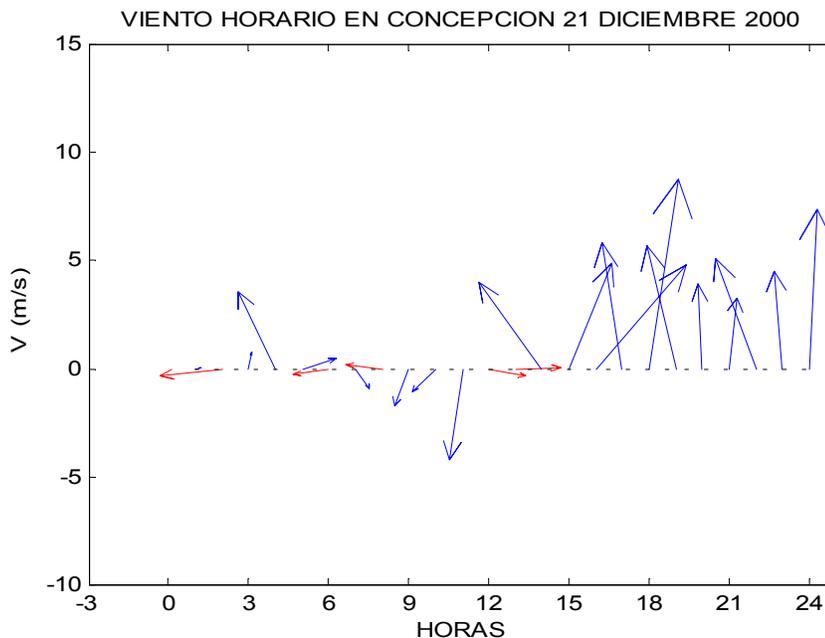
El 21 de junio, figura 7.14, la dirección del viento fue durante todo el día desde el sector norte, con intensidades que durante la madrugada bordearon los 5 m/s (20 km/hr), pero durante el día comenzó a aumentar la intensidad registrándose valores del orden de 10 m/s (40 km/hr), hasta alcanzar valores que la noche siguiente superaron los 15 m/s (60 km/hr), que ya son valores típicos del comienzo de un temporal en nuestra región (escala 7 de Beaufort).

Figura 7.14



El 21 de diciembre, figura 7.15, las primeras 12 horas la intensidad del viento fue muy baja, con valores casi de calma y algunos máximos de baja intensidad a ciertas horas. La dirección hasta ese momento se muestra errática y muy variable, lo que es normal, porque cualquier leve ráfaga de viento orienta la veleta en la dirección de la ráfaga, que es al azar. Pasado el mediodía se observa un notable aumento en la intensidad del viento, ya que comienza a sentirse el efecto de la radiación solar, hasta que se registra un máximo del orden de 10 m/s a las 18 horas, aproximadamente una hora después del máximo de temperatura, y la dirección se estabiliza a un valor predominante de viento sur en este caso. Este comportamiento es lo real y característico del régimen de viento en Concepción: en época de buen tiempo, con régimen anticiclónico, las calmas predominan durante la noche y el viento es máximo desde el sector sur-suroeste en horas de la tarde, en tanto que en período de mal tiempo bajo régimen ciclónico, el viento en general es intenso con dirección predominante desde el norte, de acuerdo con la figura 7.13.

Figura 7.15



PREGUNTAS.

1. ¿Cómo se relacionan entre sí las variables presión atmosférica, temperatura y densidad del aire?
2. Describir el principio de funcionamiento de los barómetros de mercurio y aneroide.
3. Deducir una expresión que relacione la magnitud del viento con la variación de presión y la separación de las isobaras.
4. Usando el resultado de la pregunta anterior, estimar la rapidez del viento entre Concepción y Chillán, si la presión medida en ambos lugares es 1020 hPa y 1018 hPa, respectivamente.
5. Explicar el efecto de la rotación terrestre sobre el movimiento del aire.
6. Explicar el efecto de la fricción sobre el movimiento del aire.
7. ¿Qué diferencia existe entre el viento geostrófico y el viento real?
8. Bosquejar un esquema de presiones con un ciclón sobre Concepción y un anticiclón en el Pacífico adyacente, que muestre las isobaras, vientos en superficie, vaguadas, cuñas, convergencias y divergencias.
9. ¿Para que se utiliza el término tendencia de la presión?
10. Explicar la formación de un tornado.
11. Dibujar un esquema de la estructura de un huracán.
12. La tabla da el número de observaciones para un promedio anual de 15 años de datos, por cada dirección del viento, en la estación Bellavista

Cap. 7 Presión atmosférica y vientos.

del DEFAO. Dibujar e interpretar la rosa de viento. Si quiere o si tiene ganas, transforme el número de casos a porcentaje.

Dirección	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calmas
Nº casos	234	19	8	30	168	272	101	52	221
% casos									

BORRADOR