

DINÁMICA ATMOSFÉRICA

PRESIÓN ATMOSFÉRICA. CONCEPTO.

La presión atmosférica es de aproximadamente un millón de dinas por cm^2 . Ya que es exactamente compensada por la presión del aire sobre el líquido, objetos vacíos o sustancias porosas, su peso presente pasa desapercibido. El aire es muy compresible. Esto hace que en las partes inferiores esté muy comprimido y que esté más denso. A medida que ascendemos, tanto por la densidad como por la presión del aire disminuye con rapidez.

Torricelli, en 1643 realizó el experimento siguiente. Un tubo de vidrio de aproximadamente un metro de largo, cerrado por un extremo, se llena completamente de mercurio. Después de invierte el tubo y se introduce en una cubeta de mercurio. Cuando se destapa la abertura, el mercurio del tubo baja unos cm, pero se mantiene a un nivel aproximado de 76 cm sobre la superficie del mercurio en la cubeta. La presión atmosférica equilibra el peso de la columna de mercurio. Cuando la presión del aire aumenta o disminuye, el nivel de mercurio asciende o disminuye correspondientemente.

Para finalizar decir que el peso del aire aproximadamente es:

$$1 \text{ atm} = 1 \text{ Kg/cm}^2,$$

es decir, que cada uno soporta sobre su cabeza unos 250 kilos.

UNIDADES DE MEDIDA. BARÓMETRO ANAROIDE. BARÓMETRO DE MERCURIO

Cualquier instrumento que mida la presión atmosférica se denomina barómetro. El de Torricelli se conoce como barómetro de mercurio. La presión se lee en milímetros de mercurio, que corresponden a la verdadera medida de la altura de la columna de mercurio. La presión media a nivel del mar es de 760 mm en esta escala.

También se utiliza el milibar (mb). Un centímetro de mercurio equivale a 13,3 mb. La presión media a nivel del mar es de 1.013,2 mb.

Otro barómetro es el barómetro aneroide. Consiste en una cápsula metálica hueca, en la que se ha hecho un vacío parcial. La pared superior de esta cápsula es un diafragma flexible que se contrae o dilata cuando la presión del aire exterior varía. Estos movimientos actúan sobre una aguja que se

mueva sobre un limbo graduado. El barómetro aneroide es compacto y resistente.

$1 \text{ N/m}^2 = 1 \text{ Pascal}$

1 Hectopascal = 1 milibar (mb)

760 mmHg = 1013,2 mb = 1013 Hpa

VARIACIÓN ALTITUDINAL DE LA PRESIÓN

Por cada 275 m de ascenso, la presión desciende 1/30 de su altura. Los efectos fisiológicos de la presión sobre los humanos son bien conocidos. La baja presión hace que disminuya la cantidad de oxígeno que entra en la sangre a través de los pulmones. El altitudes entre los 3000 y los 4500 m puede producirse la enfermedad de la montaña, caracterizada por debilidad, dolor de cabeza, hemorragias nasales y náuseas.

RADIOSONDAS. REPRESENTACIÓN GRÁFICA: MAPAS DE ISOBARAS Y MAPAS DE ISOHIPSAS. PATRONES DE VARIACIÓN DE LA PRESIÓN EN LA SUPERFICIE TERRESTRE: VERANO E INVIERNO

Los servicios meteorológicos lo que hacen es saber cuanto mide la presión pero en muchos lugares a la vez, elaborando un mapa de presión: mapa de isobaras.

Hay algunas estaciones que se encuentran a nivel del mar, mientras que otras están a más altura. Estas que no se encuentran a nivel del mar deben hacer una reducción hasta dicho nivel. También se puede medir la presión con respecto a la altura. Históricamente se ha hecho de varias maneras:

- Mediante una cometa con un mecanismo meteorológico que mide la presión. Se recoge al cabo de un determinado tiempo.
- Utilizando aviones, con mayor altura alcanzada que las cometas. Es muy caro.
- Con radiosondas. Es la más utilizada. Es una especie de globo que mide los datos. Sin embargo, cuando la presión varía mucho, se dilata el globo y se expande, rompiéndose finalmente.

Mediante estos datos, tenemos que la gráfica no varía igualmente en todos los puntos. Depende pues de las condiciones atmosféricas:

- Aire frío: presión decrece muy rápido, la densidad sube.
- Aire caliente: presión decrece muy despacio, la densidad baja.
- Aire húmedo: aire poco denso, la presión baja más despacio.
- Aire seco: aire más denso. La presión baja más deprisa.

Se definen las siguientes zonas:

- 0° Baja latitud: cinturón de baja presión del Ecuador.
- 30° hacia el Sur: altitud de alta presión, cinturón de alta presión tropical.
- 60° hacia el Sur: cinturón de baja presión subantártica.
- 90° hacia el Sur: alta presión.

El contraste será mayor mientras mayor sea el contraste de temperatura, por lo que en invierno será mayor el contraste.

VIENTO

El medio físico del hombre depende, tanto de los movimientos que se generan en la atmósfera, como del flujo de energía calorífica por radiación. En forma de fuertes vientos (huracanes, tornados), el aire en movimiento constituye un peligro para él del medio. Los vientos transfieren también energía a las superficies marítimas en forma de olas. Éstas comunican su energía hacia las playas continentales, donde se transforman en fuerte oleaje, en corrientes costeras capaces de remodelar la línea de costa.

A gran escala la circulación del aire transporta calor en forma sensible y latente, esta última almacenada en el vapor de agua. La circulación atmosférica debe transportar calor a través de los paralelos, de las regiones con exceso a las regiones necesitadas.

Igualmente importantes son los movimientos ascendentes o descendentes del aire. La precipitación requiere la ascensión de enormes cantidades de masas de aire cargadas de vapor de agua. Y los movimientos descendentes en la atmósfera conducen a la aridez y a la formación de desiertos.

MEDICIÓN DEL VIENTO: VELETA Y ANEMÓMETRO

Una descripción de los vientos requiere dos variables: dirección y velocidad. La dirección es fácilmente determinable mediante la veleta. Se expresa en

términos del lugar de donde procede. *Por ejemplo, un viento del este procede del este, pero el movimiento del aire se efectuará hacia el oeste.* El desplazamiento de las nubes bajas es un excelente indicador del sentido del viento.

La veleta pues, lo que nos dice es de donde viene el viento.

La velocidad del viento se mide mediante el anemómetro. El más común es el anemómetro de cazoletas. Consiste en tres cazoletas semiesféricas colocadas al final de los radios de una rueda que gira horizontalmente. Las tres cazoletas giran a una velocidad proporcional a la del viento. Las unidades suelen ser metros por segundo o bien millas por hora.

Para la medición de la velocidad del viento en las capas alta se libera un globo sonda de hidrógeno y se observa mediante telescopio. El gradiente de ascensión del globo se conoce de antemano. Conociendo la posición vertical del globo por medición del tiempo transcurrido, un observador puede calcular el movimiento horizontal en el sentido del viento. Para medir velocidades y la dirección del aire de las capas superiores, el globo transporta un objeto que refleja las ondas de radas y permite seguirlo cuando el cielo está cubierto.

ESCALA DE BEAUFORT

- 0 Calma
- 1 ventolina
- 2 flojito
- 3 flojo
- 4 bonascible
- 5 fresquito
- 6 fresco
- 7 frescachón
- 8 duro
- 9 muy duro
- 10 temporal
- 11 borrasca
- 12 huracán

ROSA DE LOS VIENTOS

Da una idea de los vientos medios y de su intensidad en un lugar determinado. No hay colores para representar la intensidad del viento. El viento es una fuente muy importante de energía renovable.

ENERGÍA EÓLICA. AEROGENERADORES

Es una forma indirecta de energía solar. El abastecimiento total de electricidad por energía eólica es enorme: a lo largo y ancho del globo viene a ser alrededor de 20 millones de Mw.

El empleo de estos pequeños y baratos molinos de viento para irrigación de la India ha suscitado un considerable interés debido a que las parcelas de cultivo son pequeñas y el coste de las bombas con motor diesel o eléctricos es elevado. Las pequeñas turbinas impulsadas por el viento constituyen una fuente prometedora de energía eléctrica suplementaria para las granjas, ranchos o casas. El motor Daerrius, con palas circulares que giran sobre un eje en posición vertical está adaptado para pequeños generadores, cuya producción es menor de 50 Kw. Actualmente, están en funcionamiento turbinas con una producción que raya entre los 50 y 200 Kw.

Las turbinas eólicas con una capacidad de producción entre 50 y 100 Kw han sido instaladas en un gran número de lugares apropiados, formando grandes extensiones de molinos (Windfarms), los cuales están dispuestos en largas hileras a lo largo de las lomas; las turbinas interceptan los vientos locales fuertes y frecuentes. Por ejemplo el Paso de Tehachapi en California.

El problema con esta energía es el impacto medioambiental que producen, ya que necesita de caminos para llegar hasta los generadores donde antes no los había.

Las máquinas para el aprovechamiento de la energía eólica adaptadas para trabajar sobre las superficies oceánicas, se basan en diseños especiales, utilizando una plataforma flotante, o bien mástiles sobre boyas flotantes que aguantarán turbinas cuyas hélices fueran orientables.

La energía procedente de las olas es otra forma de energía solar indirecta. La mayoría de las olas oceánicas se producen por la tensión que ejerce el viento reinante sobre la superficie marítima. Las olas se caracterizan por el movimiento vertical de las partículas de agua. Solamente existe un ligero desplazamiento horizontal. Lo que realmente interesa es su energía cinética. Este tipo de energía puede extraerse mediante la instalación de masas

flotantes ancladas en el fondo marino. Unos sistemas neumáticos, utilizando el principio de fuelles, trabajan por la diferencia de presión que ejerce el agua circundante, tan pronto el nivel del mar sube o baja.

ORIGEN DEL VIENTO: EL GRADIENTE DE PRESIÓN

La presión varía con la altura, aunque no siempre en la misma proporción: depende de si el aire está más seco o húmedo así como de la densidad del aire. Se hacen por ello mapas de isohipsas, curvas de nivel de altura de la superficie terrestre.

El viento es aire en movimiento con respecto a la superficie terrestre, y la componente predominante es la horizontal. Para explicar los vientos, debemos exponer primero el concepto de presión barométrica y sus variaciones espaciales.

Para la atmósfera en reposo, la presión barométrica será la misma dentro de una superficie horizontal y también para una determinada altura sobre el nivel del mar. En estos casos, las superficies con igual presión barométrica, denominada superficies isobáricas serán horizontales.

Supongamos que la razón del decrecimiento de presión con la altura será menor en un lugar que en otro. A medida que avanzamos de izquierda a derecha, el decrecimiento de la presión es más rápido. Las superficies isobáricas bucean a la derecha. El trazado de cada línea de presión recibe el nombre de isobara. La isobara, pues es una línea que une todos los puntos con igual presión barométrica.

El cambio de presión barométrica a través de la superficie horizontal de un mapa configura el gradiente de presión. La dirección del gradiente corresponde a una saeta que uniese una alta presión con una baja.

Donde existe un gradiente de presión, las moléculas de aire tenderán a moverse en su misma dirección. Esta tendencia, para una masa de aire en movimiento la definiremos como fuerza del gradiente de presión. La magnitud de la fuerza es directamente proporcional a la pendiente del gradiente, es decir, una gran inclinación significa gran magnitud de la fuerza. El viento es un movimiento horizontal del aire como respuesta a la fuerza del gradiente de presión.

VIENTOS LOCALES

Tenemos una situación inicial en la cual no existe gradiente de presión. Durante el día, un mayor calentamiento de la capa de aire situada sobre el mar crea un gradiente de presión del mar hacia la Tierra. El aire, en esta dirección, se mueve así como respuesta al gradiente creado desde una alta presión hacia una baja presión, formando lo que se denomina brisa marítima o marina. Junto con un débil movimiento de ascensión y descenso del aire se crea un circuito complejo de flujos. Durante la noche, cuando el enfriamiento terrestre es rápido, las capas bajas del aire, en contacto con la tierra, disminuyen de temperatura más que las situadas sobre la superficie marítima, formándose una alta presión en tierra e invirtiéndose el gradiente barométrico. El aire se mueve ahora desde la tierra hacia el mar; es la brisa terrestre.

El aire caliente se dilata, por lo que disminuye su densidad. El aire frío se contrae deviniendo más denso. El aumento en cuanto a presión barométrico, es entonces más rápido en la capa de aire frío que en el cálido.

En ciertos lugares, los vientos locales son generados directamente por las influencias del terreno que los circunda, más que por los sistemas de presión que actúan a gran escala y que producen vientos generales y borrascas móviles. Los vientos locales son de considerable importancia por varias razones: pueden ejercer una poderosa o fuerte tensión sobre animales y plantas, cuando el aire es seco y extremadamente cálido o frío. También ejercen su influencia sobre el desplazamiento de los contaminantes atmosféricos.

La fresca brisa marina del verano, o la brisa de los lagos, constituye un importante recurso natural para las poblaciones costeras.

Los vientos que se establecen en las montañas y en los valles son también vientos locales que siguen un régimen diario, alternativo, de dirección similar a la seguida por las brisas marinas y terrestres. Durante el día, el aire se mueve desde el fondo de los valles hasta las cumbres de las montañas por las laderas, al mismo que éstas están intensamente caldeados por la acción de los rayos del sol. Por la noche, el aire se mueve hacia el valle bajando por las vertientes de las montañas, las cuales se han enfriado por radiación nocturna del calor de la tierra al aire adyacente. Estos vientos se desplazan respondiendo a gradientes de presión locales, según un

caldeamiento o enfriamiento de las capas de aire inferiores. Son denominados vientos de montaña y de valle.

ESQUEMA DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA A ESCALA PLANETARIA. VIENTOS MERIDIANOS.

Consideremos un planeta imaginario sin movimiento de rotación que es calentado uniformemente alrededor del cinturón ecuatorial pero enfriado en ambas regiones polares. El aire calentado del Ecuador se expandirá volviéndose menos denso, pues todos los gases se dilatan cuando se les suministra calor. Debido a que las capas bajas de aire estarán expandidas, serán por lo tanto menos densas y en consecuencia la presión atmosférica sobre la superficie terrestre será menos que el promedio. El aire calentado tenderá a ascender hasta alcanzar cotas elevadas en la atmósfera y se extenderá horizontalmente desplazándose hacia el Ecuador, donde existen bajas presiones. Una vez establecido, se crea un sistema de vientos meridional. Los vientos del planeta estarán configurados en dos células de circulación, uno en cada hemisferio y con tanto tiempo de permanencia como calor siga suministrándose al cinturón ecuatorial. Tenemos aquí una máquina de calor, que es un sistema mecánico movido por un aporte de energía calorífica.

La circulación atmosférica terrestre sería un cinturón ecuatorial de bajas presiones, o depresiones ecuatoriales, en el cual el aire calentado asciende hacia niveles superiores. Lo que sucede realmente a este aire que se eleva en cuanto comienza a moverse hacia el Polo en las capas superiores de la atmósfera, sólo cabe entenderlo teniendo en cuenta el efecto Coriolis.

LA ROTACIÓN DE LA TIERRA Y LA ACELERACION DE CORIOLIS

Si la Tierra no rodase sobre su eje, los vientos seguirían la dirección del gradiente de presión. La rotación sobre el eje produce el efecto Coriolis, el cual tiende a curvar el flujo de aire. La acción de este efecto está enunciado por la Ley de Ferrel: un objeto o fluido moviéndose horizontalmente en el hemisferio septentrional tiende a desviarse hacia la derecha en la trayectoria de su movimiento, independientemente del ámbito de dirección de éste. En el hemisferio Sur, un efecto similar pero hacia la izquierda de la trayectoria del movimiento se lleva a cabo. El efecto Coriolis no actúa sobre el Ecuador, pero se incrementa en fuerza a medida que nos acercamos a los polos.

Aplicaremos el principio de Coriolis a vientos ligados estrechamente a la superficie terrestre. Supongamos un campo de isobaras en dirección E-W, formando una pequeña loma de alta presión en cada hemisferio. De cada una de ellas la presión disminuye tanto hacia el N como hacia el S, en dirección hacia los cinturones de bajas presiones. El efecto Coriolis tuerce la dirección del viento, de manera que cruza la isobaras formando un cierto ángulo. Para vientos de superficie, el ángulo de torsión está limitado por la fuerza de rozamiento del aire con el suelo.

En el caso del hemisferio norte, la desviación se efectúa hacia la derecha. Un gradiente de presión hacia el norte produce un viento del suroeste. Un sentido sur del gradiente de presión genera un viento del noreste. En el hemisferio sur, los vientos se desvían hacia la izquierda y el modelo a seguir es la imagen especular de lo que ocurre en el hemisferio norte.

Donde las isobaras aparecen curvadas, la dirección del gradiente de presión sigue una trayectoria curva, siempre cortando las isobaras en ángulo recto. Las isobaras están ampliamente espaciadas cuando el gradiente es débil, por le contrario están muy juntas si el gradiente es fuerte. La velocidad del viento es lenta donde el gradiente es débil, rápida donde el gradiente es fuerte.

VIENTO GEOSTRÓFICO

Los vientos de altura no están afectados por el rozamiento con el suelo o sobre al agua, sobre los cuales se mueven. El efecto de Coriolis va cambiando la dirección del flujo del aire hasta convertirlo en un movimiento paralelo a las isobaras. Es esta posición, tanto la fuerza del gradiente de presión como la de Coriolis son opuestas y completamente equilibradas.

El viento ideal en este estado de cuentas con respecto a ambas fuerzas se define como viento geostrófico, para los casos que las isobaras son rectas. En el momento que se curvan, se ha de tener en cuenta la importancia de la fuerza centrífuga, pero en general el flujo de aire en estos niveles es paralelo a las isobaras.

Para entender los vientos en superficie debemos investigar los papeles de la troposfera en su conjunto y particularmente en los altos niveles donde no

existe una superficie de rozamiento y el flujo de aire sigue una trayectoria muy ceñida a las isobaras.

VIENTOS EN SUPERFICIE. ALISIOS Y CONTRAALISIOS. LA ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (ZCIT)

Comencemos por los vientos de las regiones tropicales. Desde los dos cinturones de altas presiones subtropicales, el gradiente de presión se dirige hacia el Ecuador, hacia el cinturón depresionario ecuatorial. El aire que circula desde las altas presiones hacia las bajas se desvía por el efecto Coriolis, formándose en consecuencia dos cinturones de vientos alisios o Alisios a secas. Son provenientes del NE y también del SE. Su característica suele ser su persistencia, apartándose muy poco de su ámbito direccional.

El modelo configurado por este tipo de vientos citado, sugiere la posibilidad de que converjan en algún punto cercano al Ecuador. El encuentro entre los alisios del NE y los del SE se lleva a cabo en una estrecha franja denominada Zona de convergencia intertropical (ZCIT). La convergencia de vientos implica una ascensión del aire, que dará paso o permitirá la entrada de más volumen del mismo. Esta elevación toma forma de columnas alargadas que transportan el aire hacia el límite de la troposfera.

A lo largo de ciertas áreas de la zona depresionaria ecuatorial y en ciertas épocas del año, los alisios no convergen al mismo tiempo, formándose, en su lugar, un cinturón de calmas y vientos variables denominados doldrums, que pueden hacer que un barco permanezca encalmado durante largos periodos de tiempo.

Los alisios, doldrums y ZCIT varían estacionalmente hacia el norte o hacia el sur, de acuerdo con los movimientos de los cinturones de presión e isotermas. La ZCIT solamente migra unos pocos grados meridionalmente sobre los océanos Atlántico y Pacífico, pero cubre una extensa zona, 20-30°, latitudinalmente sobre los continentes sudamericano, África y una amplia zona del sureste asiático y Océano Índico. Acompañando a estas migraciones y a la de los alisios suceden importantes cambios estacionales en cuanto a nubosidad, vientos y precipitaciones.

En la franja de altas presiones subtropicales, 25-40° tanto norte como sur, tenemos unas extensas y estancadas células de altas presiones

(anticiclones). En su centro los vientos son flojos y se disponen circularmente alrededor de una línea: las calmas. Era conocida por los marineros como horse latitudes.

Los vientos siguen un movimiento circular hacia el exterior de la espiral y que sustenta la convergencia de los alisios. En el lado oeste de las células, el aire fluye hacia el Polo, mientras que en lado este, fluye hacia el Ecuador. Ambos flujos ejercen una marcada influencia en los climas de los márgenes continentales cercanos. La sequedad del clima es un aspecto característico del cinturón de altas presiones subtropicales y sus células.

Entre las latitudes 35° y 60° hallamos el cinturón de Vientos Dominantes del Oeste. Siguiendo una dirección procedente del cuadrante SW en el hemisferio Sur. En esta zona soplan vientos de todas las direcciones, pero que la componente occidental es la predominante. Hay un paso rápido de tormentas ciclónicas.

En el hemisferio boreal, las masas continentales rompen con este esquema, pero en el hemisferio austral, debido a la presencia de una gran masa oceánica entre las latitudes 40° a 60°, los vientos del oeste se caracterizan por su fuerza y persistencia. Desde estos lugares es fácil continuar hacia el este, dando la vuelta al mundo, y retornar a los puertos europeos.

Un sistema de vientos denominado Vientos polares del Este han sido bautizados con este nombre por ser comunes de las zonas árticas y polares. Los vientos de estas latitudes toman una gran diversidad de direcciones, dictadas por alteraciones locales de tiempo. De otro lado, en el hemisferio austral tenemos la presencia de un gran inlandsis, un gran casquete de hielo sobre un continente, la Antártica, que se halla bien centrado en el Polo, y circundando de una gran masa líquida.

CICLONES Y ANTICICLONES

Un centro de bajas presiones se denomina depresión; un centro de altas presiones anticiclón. Ambos pueden ser estacionarios o bien centros de presión móviles. Las isobaras se presentan en formas de líneas circulares que se constituyen alrededor de un centro de anticiclones o depresiones.

Para vientos superficiales, los sistemas de anticiclones y depresiones configuran su dirección de forma opuesta en ambos hemisferios. Los vientos

en un centro depresionario y en el hemisferio norte, circulan en sentido contrario a las agujas del reloj y hacia el interior de la espiral. En un centro anticiclónico los vientos circulan en sentido horario y hacia el exterior de la espiral.

En ambos hemisferios, los vientos superficiales se mueven hacia el interior de la espiral, en los centros depresionarios; así el aire converge hacia el centro debiendo ascender luego hasta situarse en niveles superiores. Para los anticiclones, al contrario, los vientos superficiales giran hacia el exterior de la espiral. Este movimiento representa una divergencia de flujo de aire, debiendo, también, estar acompañada de un descenso de aire, hacia el centro del anticiclón, reemplazando el aire que circula hacia el exterior.

TORNADOS Y HURACANES

TORNADOS

El aire caliente y húmedo procedente del golfo de México asciende, se desplaza hacia el noroeste y converge en el centro de Estados Unidos con el aire seco y frío que desciende desde Canadá; la atmósfera entra en un estado de inestabilidad donde las corrientes hacen que el aire deje de desplazarse en sentido horizontal y lo hagan en vertical; la tormenta empieza a girar sobre si misma alimentándose del aire húmedo del suelo, formándose los cumulonimbos que son las tormentas interiores mas peligrosas que han causado más de diez mil muertos en el siglo pasado: los tornados. En EEUU es donde son más peligrosos, ya que las grandes llanuras suelen ser donde se forman al desplazarse el aire con facilidad.

Su estructura es una depresión donde el aire gira a gran velocidad sobre sí mismo, una chimenea de color oscuro suspendida de la tormenta. Su base puede tener un diámetro de 100 a 500 metros y su altura es variable. La velocidad del viento supera los 400 Km/h e incluso más. Suelen desplazarse a una velocidad de 50 Km/h sin rumbo fijo, serpenteando durante un tiempo que oscila entre varios segundos y escasos minutos. El color lo toman del polvo y los materiales que desplazan.

La repentina reducción de presión en el vórtice de la depresión es tal que las casa que están cerrada estallan; sólo las casa hechas de hormigón pueden soportan un tornado. Suelen darse en los meses de primavera en los estados centrales de EEUU y raramente en zonas montañosas y de bosque cerrado.

Lo destruyen todo a su paso en un corto periodo de tiempo. La destrucción se debe a tres factores:

- La tremenda velocidad de los vientos.
- El brusco descenso de la presión.
- Su imprevisibilidad, tanto del lugar exacto de su formación como de la trayectoria que siguen.

Según la cantidad de destrozos, se clasifican según una escala, que va desde el F1 al F5, creado por el profesor Ted Fujita, que afirmaba que los tornados estaban formados en sí mismos por pequeños remolinos que giraban entorno a uno mayor, estos pequeños remolinos pueden destruir una casa y dejar intacta la siguiente. Él decía que se puede saber mucho de los mismos por las huellas que dejan en los prados. Los métodos actuales de estudio y predicción de los tornados son básicamente la observación por satélite y con radares como el doppler o su predecesor el next radar. Cuando se forman por la noche son invisibles.

Cuando los tornados se producen en el mar son menos peligrosos, y se les llama trombas marinas. Son columnas fantasmales estáticas que bailan sobre el océano y que elevan el agua hasta tres metros sobre la superficie. Suelen ser casi invisibles y de poca intensidad.

HURACANES

Ciclones o tifones. Son las tormentas más destructivas y peligrosas. Se dan en todos los continentes excepto en la Antártica y se forman en los cálidos mares tropicales.

La formación se debe a que en verano y otoño el Sol calienta amplias franjas de agua tropicales que superan los 28° C. Se suelen desarrollar en zonas entre los 8 y 15° C Norte y Sur, exceptuando sobre el Ecuador. La superficie del océano calienta las capas inferiores de aire y crea inestabilidad atmosférica. Este aire cálido y húmedo asciende sobre los puntos calentados por el Sol generando estas tormentas tropicales. Los vientos superiores empujan los sistemas tormentosos hacia el oeste a la vez que los de la superficie ascienden en espiral hacia las zonas de bajas presiones bajo las nubes. De vez en cuando, una de estas formaciones cobra fuerza debido a la humedad y al calor, cuando el viento alcanza los 120 Km/h se dice que se ha formado el huracán.

La estructura interna del huracán es muy complicada: franjas de lluvia de hasta 480 Km de longitud convergen en el sector más virulento: la pared del ojo, en el cual vientos de hasta 320 Km/h ascienden en espiral creando una extraña calma en el interior del ojo. El diámetro de la tormenta oscila entre 120 y 700 Km y una altura de 16 Km; la velocidad de los vientos está entre 120 y 250 Km/h. Su velocidad de desplazamiento es de unos 50 Km/h. El fenómeno de calma en el ojo se debe a las corrientes descendentes que bajan hacia la superficie del mar. La presión barométrica puede disminuir hasta un valor de 0,94 atm.

Las zonas de distribución de los huracanes son:

- Indias occidentales, golfo de México y Mar del Caribe.
- Zona occidental del Pacífico Norte, islas Filipinas, Mar de China y el archipiélago de Japón.
- Mar Arábigo y golfo de Bengala.
- Costa oriental del Pacífico, región próxima a México y América Central.
- Sur del Océano Indico, en regiones ya próximas a Madagascar.
- Zona occidental del Pacífico Sur, en la región de las islas Fidji, Samoa y la costa oriental de Australia.

Nunca se originan en tierra aunque si penetran dentro de ella.

Se forman en ciertas estaciones del año y estas varían según la localización de la tormenta en el globo. Los de EEUU se forman entre mayo y noviembre. La trayectoria y formación de los huracanes en el hemisferio septentrional se relaciona directamente con el desplazamiento de la ZCIT hacia el norte al contrario que en el hemisferio meridional que se produce con el desplazamiento de la ZCIT hacia el sur.

El 90 % de los fallecidos es un huracán mueren ahogados por las aguas que trae consigo. Los vientos y las bajas presiones permiten que el mar ascienda cerca del ojo del huracán; cuando llega a tierra la montaña de agua se desparrama sobre la costa. El agua puede llegar a más de seis metros de altura y anegar 150 Km de costa bajo tres metros de agua.

Huracanes como el Andrew, son seguidos por satélites y estudiados en profundidad para poder dar el aviso y evacuar a las poblaciones; pero a veces vienen de improviso y sin avisar, no dando tiempo a evacuaciones, produciéndose desastres como el de huracán Mich.

LA CÉLULA DE HADLEY

La introducción del efecto Coriolis en nuestro sencillo modelo de circulación meridional significa, qué es lo que pasaría al aire que comienza a moverse hacia el Polo en altura desde el cinturón ecuatorial. Una porción de aire que comienza a dirigirse hacia el norte sería desviada por el efecto de Coriolis poco después de salir del Ecuador. Su trayectoria se vería trocada hacia el Este. Después el flujo adquiriría sentido este y a lo largo de los paralelos. (En el hemisferio Sur el desvío se efectuaría hacia la izquierda, resultando, también un flujo este).

Con una imposible progresión hacia el Polo, el aire con sentido este tenderá a acumularse en la zona subtropical entre 20-30° de latitud. La sobrecarga de aire provoca un movimiento descendente del mismo, o subsidencia, lo cual crea en su efecto un cinturón de altas presiones que se desarrolla en esta zona. Es el cinturón de altas presiones subtropicales. El aire, al alcanzar niveles inferiores se difunde hacia el exterior, una pequeña porción se dirigirá hacia el Polo, pero la mayor parte lo hará hacia el Ecuador. En su desplazamiento hacia el Ecuador se verá nuevamente desviado hacia el oeste, creándose un flujo de vientos del este. En niveles superiores son conocidos como vientos del este tropicales; en superficie son los denominados Alisios. Los vientos de este forman una profunda y ancha corriente de aire sobre la totalidad del cinturón ecuatorial conocida como vientos del este ecuatoriales. En las capas más bajas de la troposfera, el aire con dirección oeste converge lentamente sobre el Ecuador en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). El aire asciende lentamente hasta completar todo el circuito.

Teniendo en cuenta los movimientos norte-sur, o sur-norte y las componentes verticales del movimiento del aire hallamos una célula de circulación atmosférica dominando las zonas tropicales y ecuatoriales: células de Hadley.

LA CIRCULACIÓN EN SUPERFICIE EN LAS LATITUDES MEDIAS Y ALTAS: RELACIONES CON LOS CENTROS DE PRESIÓN

1. Los vientos del oeste en las capas altas y ondas de Rossby

El aire que se propaga hacia los polos desde el cinturón de altas subtropicales es desviado, en el hemisferio septentrional, hacia la derecha por el efecto de Coriolis. Poco después la dirección del movimiento cambia

para seguir los paralelos en una dirección W-E formando los vientos del oeste en altura. En el hemisferio austral el desvío se ejerce hacia la izquierda, en una trayectoria del aire hacia el sur formando, también, los vientos del oeste en altura.

Los vientos del oeste en altura permanecen en las latitudes polares, donde forma un gran vórtice, que es dónde se sitúa la Baja Polar, y en ella la presión atmosférica disminuye rápidamente.

Alrededor de la Baja Polar, los vientos del oeste comprenden todo el espesor de la troposfera. El flujo derivado de este tipo de viento se halla frecuentemente perturbado por la formación de amplias ondulaciones llamada ondas de Rossby. Estas se desarrollan a lo largo de una estrecha zona de contacto entre una masa de aire polar, la cual forma la troposfera en las latitudes polares y el aire cálido tropical, el cual rodea el globo en las latitudes ecuatoriales. Esta zona de contacto se denomina Frente Polar y es una zona inestable sobre la cual se generan diversas perturbaciones atmosféricas.

El aire cálido puede también invaginarse formando una oclusión anticiclónica que corresponderá a un anticiclón en altura.

2. Las corrientes en Chorro del Frente Polar

Asociadas a las ondas de Rossby se encuentra una estrecha franja de vientos con velocidades muy elevadas que se denomina Corriente en Chorro que se forman en la línea de contacto entre el aire frío y el cálido. La velocidad es máxima en el centro o núcleo, el cual se encuentra rodeado de zonas con movimientos más lentos.

La corriente en Chorro forma a nivel de la tropopausa y a lo largo del Frente Polar, la superficie de contacto entre el aire frío polar y el cálido tropical, conocida así como Corriente en Chorro Polar. La tropopausa baja considerablemente en altura en el Frente Polar, siendo más baja en la zona fría que en la cálida. La presión atmosférica también cambia bruscamente en el Frente Polar y se obtiene la máxima pendiente a nivel del núcleo central de la Corriente en Chorro. La fuerte disminución del gradiente de presión provoca las altas velocidades del flujo del aire. La Corriente en Chorro es utilizada por los aviones a reacción.

Una segunda corriente en chorro de mayor importancia en cuanto a circulación general se configura en la zona subtropical. Denominada Corriente en Chorro Subtropical ocupa su posición en la tropopausa sobre las células de Hadley. Los vientos del oeste en esta zona adquieren unas velocidades máximas de 345-385 Km/h.

Una tercera corriente en chorro, aún, se encuentra en latitudes más bajas. Se conoce con el nombre de Corriente en Chorro Tropical o Ecuatorial y su circulación se efectúa de este a oeste, en sentido opuesto a las dos anteriores.

Aparece en verano y se limita al hemisferio Norte, sobre el sureste de Asia, India y África. Se sitúa a niveles elevados, cerca de 15 Km, y adquiere velocidades superiores a los 180 Km/h. Desempeña un importante papel en las lluvias durante el monzón de verano sobre el sureste de Asia.

VIENTOS MONZÓNICOS

El poderoso control que ejerce la gran masa continental asiática sobre las temperaturas del aire y sobre las presiones extiende su influencia, además, sobre los sistemas de vientos de superficie. Durante el verano, en el Sur de Asia se desarrolla una depresión dentro de la cual se genera un fuerte flujo de aire. Desde el océano Índico y el suroeste del Pacífico, un aire cálido, húmedo, se dirige hacia el norte y el noroeste de Asia pasando sobre la India, Indochina y China. Este flujo de aire forma los monzones de verano y está acompañado de fuertes lluvias en el SE de Asia.

En invierno, este continente está dominado por un potente centro de altas presiones que crea un flujo de aire hacia el exterior de forma inversa a lo que sucede durante el monzón de verano. Soplando hacia el sur y sureste en dirección a los océanos ecuatoriales, el monzón invernal trae un tiempo seco durante un largo periodo.

Norteamérica no posee vientos monzónicos tan remarcados como los anteriores.

VIENTOS CATABÁTICOS

Otro grupo de vientos locales son los conocidos bajo el nombre de vientos de drenaje o vientos catabáticos. Son aquellos en los que el aire frío, fluye, bajo la influencia de la gravedad desde las regiones más altas a las más bajas. El aire frío puede acumularse, debido a su densidad, sobre un altiplano a algún valle interior. Cuando las condiciones del tiempo general son favorables, parte de este aire frío vierte por encima de las divisorias de agua más bajas, o a través de pasos, desplazándose o "drenando" hacia tierras bajas como un viento fuerte y frío. Esto ocurre por ejemplo en el valle del Ródano en Francia.