olade

ORGANIZACION LATINOAMERICANA DE ENERGIA

SECRETARIA PERMANENTE

BOLETIN ENERGETICO No. 15 ABRIL / JUNIO 1980

Naturaleza del viento

I. DESCRIPCION CUALITATIVA DE LA ATMOSFERA EN ESCALA PLANETARIA O GLOBAL

Consideramos el sistema más sencillo posible de distribución de las variables atmosféricas: el que resulta de suponer una superficie terrestre lisa y homogénea. Si bien la distribución de los continentes y los océanos, así como la topografía, alterarían los campos que resulten de esta suposición, este sistema es adecuado como primera aproximación y permite fijar ideas sobre el comportamiento en escala global de la atmósfera. En este caso no habrá variación longitudinal de los campos promedios.

Como el sistema tierra-atmósfera está mecánicamente aislado deberá conservarse el impulso angular total. La atmósfera y la tierra interactúan mecánicamente por medio del razonamiento: si el viento es oeste la atmósfera entrega impulso a la tierra (ya que se mueve más rápido que ella para un observador absoluto) y si el viento es del este la atmósfera recibe impulso de la tierra. En un intervalo largo de tiempo no podrá existir un transporte neto de impulzo de la tierra a la atmósfera o viceversa, pues de lo contrario cambiaría la velocidad de rotación de la tierra notablemente. Como esto no ocurre deberán existir bandas planetarias de vientos con componentes este y oeste en superficie, en forma alternada.

En las zonas tropicales la tierra tiene una velocidad (tangencial) mayor que la atmósfera apareciendo en superficie bandas de viento este, definiendo los alisios del noreste en el hemisferio norte y del sudeste en el sur (ver Figura 1). Los alisios convergen hacia el Ecuador donde se encuentra una zona de vientos suaves llamada convergencia intertropical.

En los 30° de latitud (norte y sur) la tierra y la atmósfera se mueven con la misma velocidad, aproximadamente y por lo tanto aparecen bandas de calmas o vientos suaves y variables. En las latitudes medias (30° a 60° de latitud aproximadamente) aparecen cinturones de viento oeste. En latitudes extremas se encuentran estes polares. Las zonas límites entre las oestes en latitudes medias y los estes polares no son de calma sino tempestuosos, con vientos variables.

Trabajo presentado por el Dr. José Luis Aiello del Centro Espacial San Miguel - Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, República Argentina en el I Curso Seminario Latinoamericano sobre Prospección, Evaluación y Caracterización de la Energía Eólica, realizado por OLADE y el Instituto de Investigaciones Eléctricas de México, en Cuernavaca del 26 al 30 de mayo de 1980.

Organización Latinoamericana de Energía

En cuanto al campo de presión, las isobaras coincidirán con los paralelos en el esquema supuesto (Figura 1) comprendiendo: una banda de bajas presiones relativas en el Ecuador, llamada cinturón ecuatorial; una banda de alta presión en los 30° de latitud (norte y sur) llamada cinturón de altas subtropicales; una banda de bajas presiones en aproximadamente 60° de latitud llamada cinturón de bajas subpolares.

El efecto de la rotación terrestre hace que la circulación de los vientos en el sistema de bajas subpolares sea en el sentido de la rotación terrestre (en ambos hemisferios) llamado sentido ciclónico, y en el sistema de altas subtropicales en el sentido contrario a la rotación terrestre o anticiclónico. De allí el nombre de ciclones y anticiclones para los centros de baja y alta presión, respectivamente, en las latitudes medias y altas.

Respecto al campo térmico las isotermas coincidirían con los paralelos existiendo un mayor contraste térmico en las latitudes medias.

Lo descrito anteriormente valdría en los equinoccios; en las distintas estaciones las bandas planetarias seguirán el movimiento anual del sol, es decir, se desplazarán hacia los polos en el verano del hemisferio respectivo, y hacia el Ecuador en el invierno.

Estudiaremos ahora, en un corte meridional (Figura 2) la componente zonal del viento, para distintos niveles de presión y para diferentes latitudes, promediada en longitud para invierno y verano en ambos hemisferios. Allí se representa en intensidad y dirección la componente zonal promedio del viento mediante isotajas (líneas de intensidad constante) en metros por segundo.

Las componentes oeste serán positivas y las este negativas. Las características más sobresalientes comprenden:

a) La existencia de un máximo de viento oeste muy pronunciado en ambos hemisferios y estaciones de año, situado aproximadamente en el nivel básico de 20 cb – 200 mb (correspondiente a una altura de 12 Km. aproximadamente) y alrededor de 30° de latitud, con velocidades promedios hasta de 40 m/seg. Este máximo se encuentra directamente por encima de los cinturones de altas subtropicales y se denomina "corriente en chorro" (subtropical). Esta corriente es más intensa en el hemisferio sur, si se comparan los correspondientes campos estaciohales.

b) La existencia de viento este en todos los niveles en las áreas ecuatoriales y en niveles bajos en áreas polares.

c). La inclinación de los ejes de los anticiclones subtropicales (dados por las isotajas de valor cero) hacia las zonas calientes a medida que se asciende y la de los ejes de las bajas subpolares hacia las zonas frías.

d). El movimiento estacional de los máximos de viento siguiendo al sol, apareciendo en el invierno de los respectivos hemisferios un máximo secundario (corriente en chorro polar).

Estudiaremos la estructura térmica en un promedio anual para todas las latitudes (Figura 3). La tropósfera es la capa inferior, en la que la temperatura disminuye con la altura alcanzando un mínimo que define la tropopausa. Sobre la tropopausa se encuentra la estratósfera, donde la temperatura aumenta (o al menos no disminuye) con la altura. La estratósfera se extiende desde la tropopausa hasta la estratopausa que, a una altura de 50-60 Km., tiene una temperatura que varía entre -10 y+20° Celsius. Luego aparecen otras capas, definidas también por su estructura térmica llamadas mesósfera y termósfera. (También es usual definir la ozonósfera como la región de máxima concentración de ozono, situada entre los 20 y 25 Km. de altura). La tropósfera es la zona donde se producen los fenómenos de tiempo meteorológico (nubes, lluvia, etc.) y la mayor parte de la masa atmosférica M se encuentra en ella (Figura 3).

Las variaciones estacionales del campo térmico promediado a lo largo de círculos de latitud se muestran en la Figura 4. Se observan como características salientes:

a) La variación latitudinal en la altura de la tropopausa, siendo la tropopausa ecuatorial mucho más alta y más fría que la polar.

b) El contraste térmico horizontal en las latitudes medias, mucho mayor en el invierno que en el verano (visualizado a través de la inclinación de las líneas isotermas). Notese que este contraste coincide en posición con las correspondientes corrientes en chorro respectivas.

En la atmósfera real los sistemas sinóptico-planetarías que aparecen en los mapas diarios, rara vez se asemejan a estos flujos zonales promedio que hemos presentado ya que son generalmente asimétricos, concentrando los mayores contrastes térmicos y los vientos más fuertes en altura a lo largo de bandas estrechas, zonas límites entre masas frías y calientes, denominadas frentes. Más aún, el flujo planetario se encuentra influenciado por la topografía y los contrastes térmicos producidos por la distribución de conti-

Organización Latinoamericana de Energía

nentes y mares, particularmente en el hemisferio norte. No es entonces enteramente exacto considerar los sistemas sinópticos (ciclones y anticiclones y las ondas en altura asociadas a ellos) como perturbaciones superpuestas a un movimiento zonal que varíe solamente con la latitud y con la altura. Sin embargo este esquema es muy útil como primera aproximación en el análisis teórico de las ondas sinópticas.

En las cartas sinópticas diarias se observa que las circulaciones en superficie (más débiles en verano que en invierno) consisten en vórtices o torbellinos ciclónicos, asociados con centros de baja presión, y vórtices anticiclónicos más débiles asociados con centros de alta presión. Los vórtices ciclónicos se identifican claramente como espirales nubosas en las imágenes del globo terrestre obtenidas por intermedio de satélites meteorológicos. Los vórtices principales pueden verse hasta en las cartas de nivel de 500 mb (aproximadamente 5.5 Km.), algo desplazados hacia el oeste e inmersos en un flujo del oeste. Estas ondas migratorias o progresivas son eliminadas cuando se efectúan los promedios que llevan a las distribuciones mostradas.

De todas formas las distribuciones promediadas zonalmente dan una buena información sobre las características típicas de la circulación en escala planetaria.

II. MOVIMIENTO ATMOSFERICO

Los movimientos atmosféricos ocurren en un amplio espectro de escalas espaciales y temporales que van desde el movimiento molecular hasta aquellos que dominan la circulación general.

La dinámica de la atmósfera es el estudio de los movimientos de la atmósfera asociados directamente con los fenómenos del tiempo en todas sus escalas.

Para todos los movimientos la atmósfera es considerada como un fluido o medio continuo.

El punto de partida de la meteorología dinámica surge de la aplicación de las leyes de la hidrodinámica y de la termodinámica de la atmósfera.

La aplicación de estas leyes permiten obtener sistemas de ecuaciones de alto grado de complejidad que incluyen todas las escalas.

Para poder tratar movimientos de interés, dicho sistema debe ser debidamente simplificado a través de técnicas de análisis de escala.

A los efectos del objetivo que se persigue se hará el siguiente desarrollo:

1. *Breve descripción de las distintas escalas*
2. *Ecuación de movimientos*
   - 2.1. *Fuerzas fundamentales*
   - 2.2. *Fuerzas "aparentes"*
   - 2.3. *Expresión de la ecuación de movimiento (breve descripción)*
3. *Aproximación geostrófica y viento geostrófico*

1. Breve descripción de las distintas escalas.

Las distintas perturbaciones o fenómenos meteorológicos, que ocurren en diferentes períodos de tiempo o "bandas" dan lugar a una clasificación de rangos espaciales que tradicionalmente se dividen en fenómenos de:

a) *Microescala*
b) *Mesoescala*
c) *Escala sinóptica*
d) *Escala planetaria*

En la Figura 5, se muestran los límites aproximados de estas bandas, los fenómenos que comprenden, así como su relación espacio-temporal.

FIGURA 1

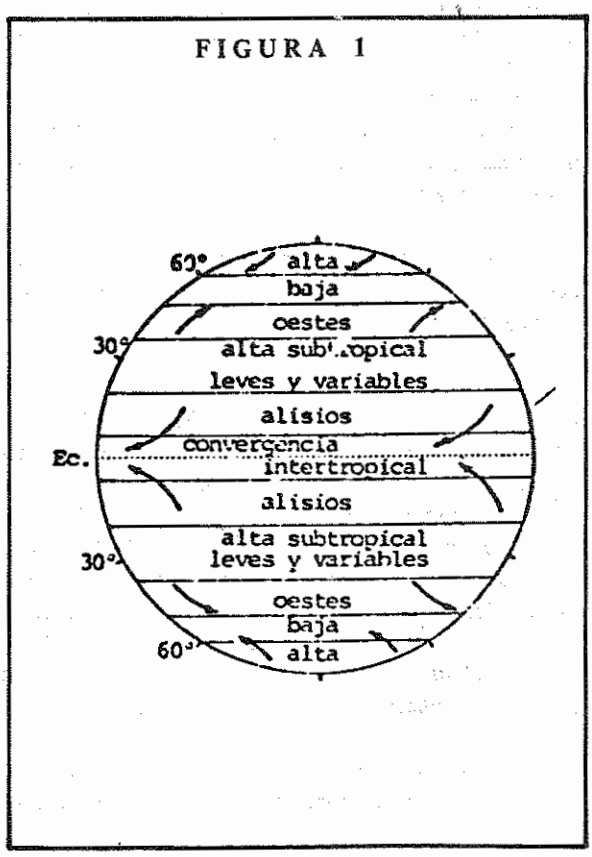
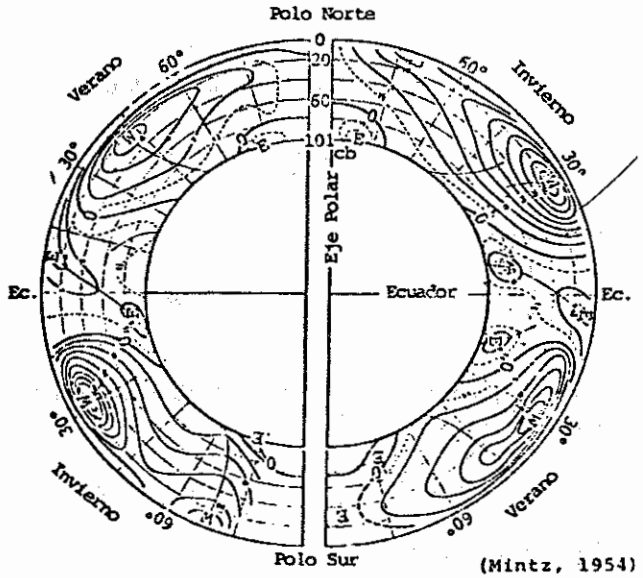


FIGURA 2



(Mintz, 1954)

FIGURA 3

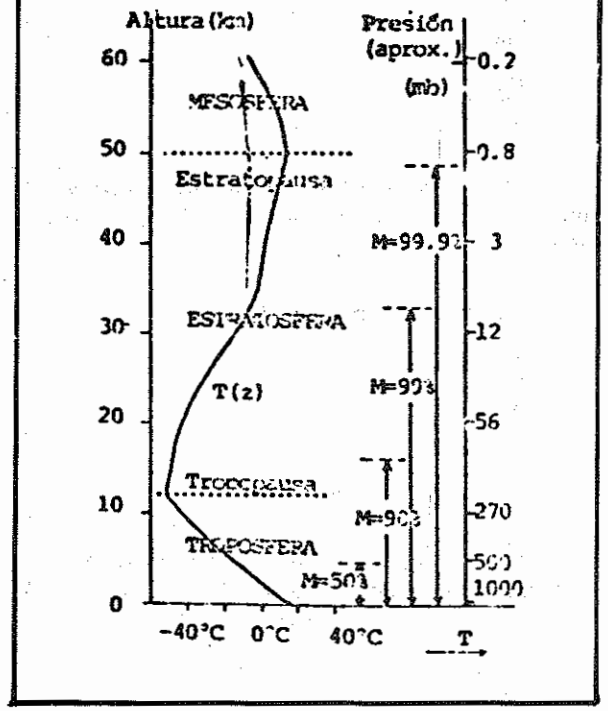


FIGURA 4

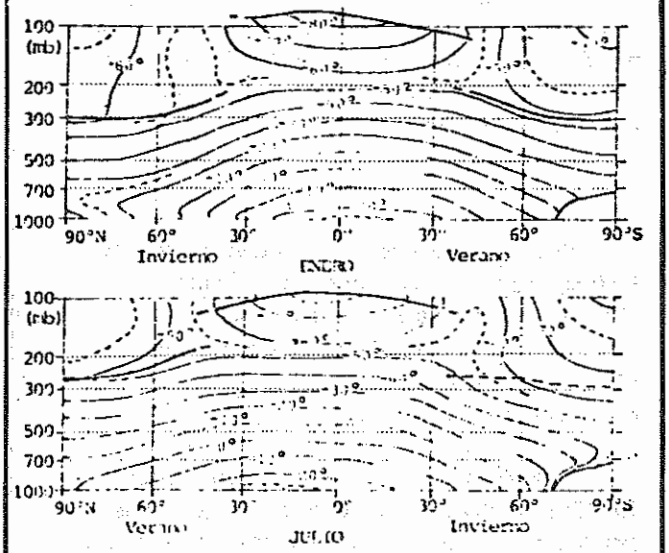
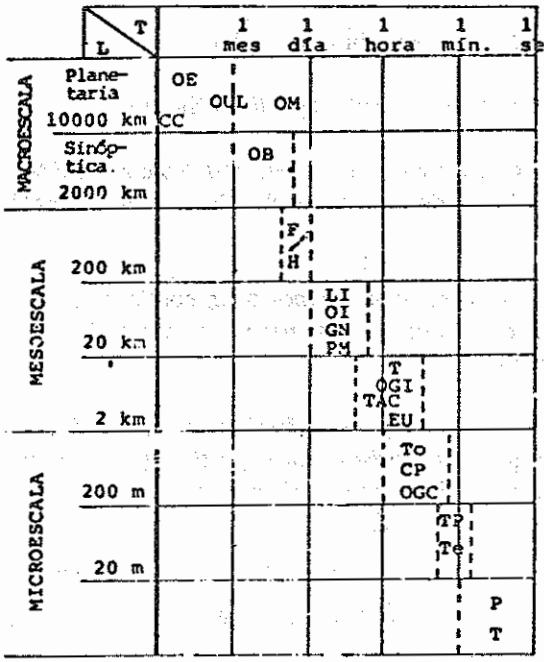


FIGURA 5



2. Ecuación de movimientos.

La segunda Ley de Newton establece que la aceleración que sufre un cuerpo, referida a un sistema fijo de coordenadas, multiplicada por la masa del mismo es igual a la sumatoria de todas la fuerzas que sobre él actúan, es decir:

$$\vec{F} = m \quad \vec{a}$$

Para los movimientos de interés meteorológico las fuerzas que debemos considerar actuando sobre un elemento de masa del fluído gaseoso son:

a) La fuerza debida al gradiente de presión
b) La fuerza gravitacional
c) La fuerza de fricción

A estas las denominamos fuerzas fundamentales. Si nos referimos a un observador fijo a la tierra y por el hecho de que el fluido gaseoso que consideramos es rotante debemos introducir otras fuerzas que denominamos fuerzas aparentes, que son:

d) La fuerza centrífuga
e) La fuerza de Coriolis

Una vez identificadas dichas fuerzas podremos escribir la ecuación del movimiento.

2.1. Fuerzas fundamentales

a) Fuerza debida al gradiente de presión

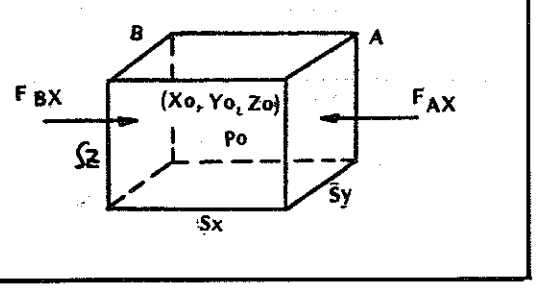
Considerando un elemento de volumen SV.Sx. Sy.Sz. centrado en el punto Xo, Yo, Zo. (ver Figura6)

Por el movimiento molecular, continuamente se transfiere momento a las paredes de dicho elemento de volumen.

Este momento transferido por unidad de tiempo y área, es precisamente la presión ejercida sobre las paredes del elemento de volumen por el aire del entorno.

DEFLECTOR

IGURA 6



Si la presión en el centro es Po, vale que en la face A la presión será: (por expansión según Taylor)

$$Po + \frac{\partial p}{\partial x} \cdot \frac{Sx}{2} + \text{Términos de orden superior (se desprecian)}$$

entonces, la fuerza de presión sobre la cara A será:

$$F_{AX} = -(Po + \frac{\partial p}{\partial x} \cdot \frac{Sx}{2} \cdot Sy \quad Sz$$

y sobre la cara B:

$$F_{BX} = +(Po - \frac{\partial p}{\partial x} \cdot \frac{Sx}{2}) \quad Sy \quad Sz$$

luego la componente neta de la fuerza de presión según X será:

$$F_X = F_{AX} + F_{BX} = -\frac{\partial p}{\partial x} \quad Sx.\,Sy.\,Sz.$$

y por unidad de masa:

$$\frac{F_X}{m} = \frac{-\frac{\partial p}{\partial x} \cdot Sx.Sy.Sz}{\rho \; SV} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}$$

esta es la fuerza debida al gradiente de presión por unidad de masa según la dirección X

Identicamente:

$$\frac{F_y}{m} = -\frac{1}{\rho} \quad \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$\frac{F_z}{m} = -\frac{1}{\rho} \quad \frac{\partial p}{\partial z}$$

Se ve claramente que dichas componentes están dirigidas desde las mayores a las menores presiones (observar el signo–)

En forma vectorial puede escribirse:

$$\frac{\vec{F}}{m} = -\frac{1}{\rho} \cdot \nabla p$$

b) Fuerza gravitacional

Según la ley de gravitación universal de Newton, la fuerza de atracción entre dos elementos de masa M y m, separados por una distancia r será:

$$|\vec{Fg}| = -\frac{G.M.m}{r^2}$$

o vectorialmente:

Organización Latinoamericana de Energía

$$\vec{Fg} = - \frac{G.M.m}{r^2} \left(\frac{\vec{r}}{|\vec{r}|} \right)$$

si designamos: *M=masa de la tierra*
m=masa de un elemento de la atmósfera

tendremos:

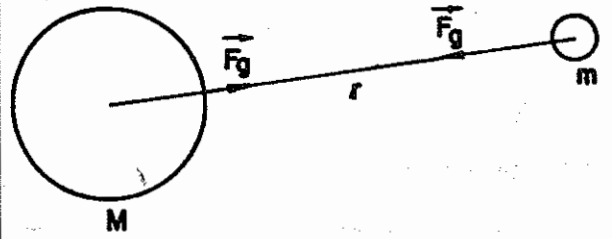
$$\frac{|\vec{Fg}|}{m} = - \frac{G.M.}{r^2}$$

y:

$$\frac{\vec{Fg}}{m} = - \frac{G.M.}{r^2} \left(\frac{\vec{r}}{|\vec{r}|} \right)$$

la Figura 7, muestra el sentido de $\vec{Fg}$*:*

FIGURA 7

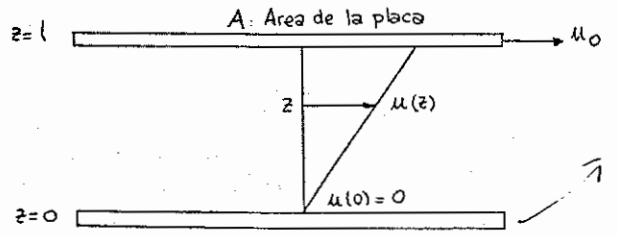


c) Fuerza de fricción

Como expresamos al comienzo, se pretende a través de este tratamiento fijar tan solo algunos lineamientos generales y en particular una discusión completa de la fuerza de fricción o fuerza debida a la viscosidad, es bastante compleja por lo que se dará el concepto físico ilustrado en forma simple.

Consideramos una capa de fluido incompresible entre dos placas horizontales separadas por una distancia l como se indica en la Figura 8.

FIGURA 8



A: Area de la placa

La placa inferior la consideramos fija y la superior moviéndose a una velocidad μ_o

Se encuentra que la fuerza tangencial aplicada para que ello ocurra es:

$$F = \mu . \frac{A . \mu o}{l}$$

donde μ *que es una constantes de proporcionalidad se denomina coeficiente de viscosidad dinámica.*

Entonces, en el límite, podemos definir a la fuerza por unidad de área o tensión de corte como:

$$\frac{F}{A} = \mu \frac{\partial u}{\partial z}$$

y puede demostrarse que la fuerza neta viscosa por unidad de masa sobre un elemento de volumen según la dirección X es:

$$\frac{F \text{ viscosa } X}{m} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left| \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \right|$$

Si μ *es constante y llamado* $\upsilon = \frac{\mu}{\rho}$ *, como coeficiente de viscosidad cinemática, se tiene que:*

$$\frac{F \text{ viscosa } X}{m} = \upsilon \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

Para la atmósfera por debajo de los 100 km υ *es pequeña y la fuerza de fricción se desprecia respecto de las demás.*

No obstante, en la denominada capa límite de la atmósfera (primer kilómetro de la atmósfera en contacto con el suelo) si debemos considerarla y por ello las expresiones para calcular V (velocidad del viento) toman formas distintas que las derivadas en la denominada atmósfera libre (por encima del primer kilómetro). A estas cuestiones nos referimos más adelante.

2.2. Fuerzas aparentes

Cuando se trata el movimiento atmosférico es natural considerar un sistema de referencia fijo a la tierra rotante.

La segunda ley de Newton, establece que un elemento de masa de movimiento uniforme relativo a un sistema de referencia fijo en el espacio quedará en movimiento uniforme en ausencia de Fs. Se dice que dicho movimiento está referido a un SISTEMA

Organización Latinoamericana de Energía

INERCIAL y al sistema de referencia se le llama INERCIAL o NEWTONIANO.

Es claro que un objeto en reposo respecto de la tierra rotante, no está ni en reposo ni en movimiento uniforme respecto a un sistema de referencia fijo en el espacio.

Por lo tanto, el movimiento que aparece como inercial para un observador en un sistema de referencia fijo en la tierra rotante es realmente un movimiento acelerado para un observador, un sistema de referencia fijo en el espacio.

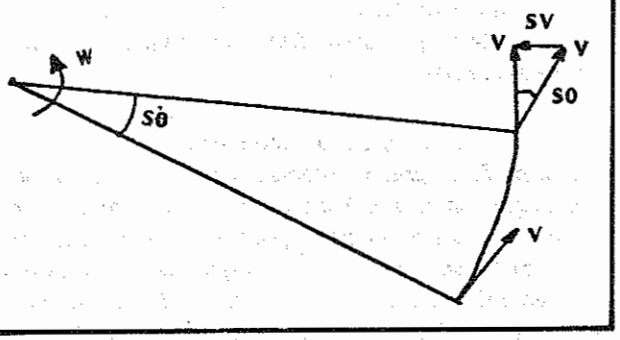
En consecuencia, un sistema de referencia rotante es un sistema NO-NEWTONIANO. Las leyes de Newton son aplicables tan solo si la aceleración de las coordenadas son tenidas en cuenta y esto se hace introduciendo fuerzas aparentes y estas son, en nuestro caso:

d) La fuerza centrífuga
e) La fuerza de Coriolis

d) Fuerza Centrífuga

Consideramos una masa en la punta de un hilo de longitud r girando a una velocidad angular constante ω (Figura 9).

FIGURA 9



puede verse que:

$$\frac{|\vec{SV}|}{|\vec{V}|} = tg \quad S\theta$$

cuando: $S\theta \to o$ $tgS\theta \to S\theta$ *y entonces*

$$|\vec{SV}| = |\vec{V}| \quad S\theta$$

dividiendo por St.

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = |\vec{V}| \frac{d\theta}{dt}(-\frac{\vec{r}}{r})$$

y a esta aceleración se le llama contrípeta, que es la que detecta un observador desde el sistema fijo.

Si observamos desde un sistema fijo al elemento que rota, es claro que la partícula está estacionaria, pero aún actua la "fuerza del hilo".

Luego, para aplicar la segunda ley de Newton para describir el movimiento relativo al sistema rotante, debemos incluir una fuerza adicional aparente que la llamamos fuerza centrífuga que equilibre a la centrípeta.

Entonces, una partícula de masa m, que está en reposo sobre la superficie terrestre, observada desde un sistema rotante con la tierra, está sujeta a una fuerza centrífuga.

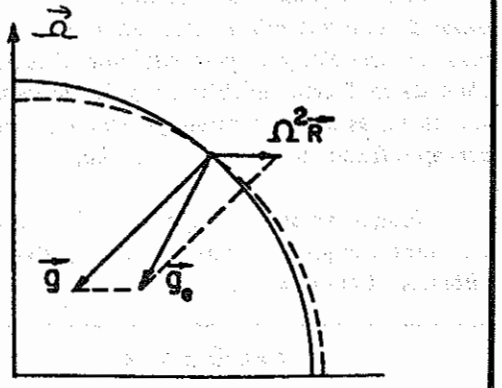
$$\vec{F}\,cfg = \Omega^2 \vec{R}$$

donde $\vec{\Omega}$ *es la velocidad angular de la tierra y podemos definir la gravedad efectiva*

$$\vec{g}_e = g + \Omega^2 \vec{R}$$

y se tiene según la Figura 10

FIGURA10



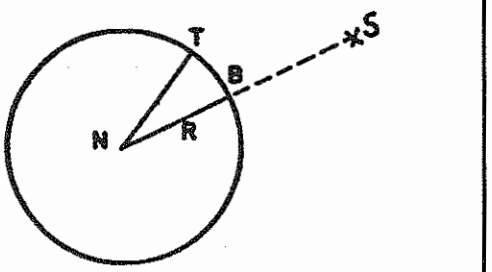
e) Fuerza de Coriolis.

Para aclarar el significado de la fuerza debida a la rotación terrestre, imaginemos un observador en el Polo Norte, N (Figura 11), que apunta con su fusil a un blanco fijo en la Tierra. En el instante en que dispara el fusil el blanco ocupa la posición B y justo detrás de él, hay un objeto S (por ejemplo, una estrella) que no participa de la rotación de la tierra. La bala disparada viajará a lo largo de la recta

Organización Latinoamericana de Energía

NBS, mientras que la tierra gira debajo de ella. Cuando la bala ha recorrido la distancia NB, el blanco, que se mueve con la tierra, ocupará la posición T. Ahora, si la trayectoria de la bala se mirara desde el blanco movible, veríamos que en principio la bala se mueve hacia el blanco, pero a medida que pasa el tiempo su trayectoria tuerce más y más a la derecha de su marcha. Se puede pensar que esto es contrario a la experiencia, pues un cazador en el Polo Norte es capaz de acertar a un blanco a pequeña distancia desde el polo. La explicación es que la distancia que ha de recorrer la bala es muy corta.

FIGURA 11



La desviación hacia la derecha de la línea recta NT puede explicarse introduciendo una fuerza que actua siempre en ángulo recto con la trayectoria de la bala y hacia la derecha de ésta. Esta fuerza ha aparecido al considerar el movimiento relativo a la tierra que gira y la llamamos fuerza debida a la rotación terrestre.

La tierra gira en ángulo 2π en veinticuatro horas (sidéreas), y ésta es la velocidad angular Ω con que gira un plano horizontal en el polo. Su valor numérico es muy aproximadamente 0.000073 radiantes cada segundo. Si t es el tiempo que tarda la bala en ir de N a B, el ángulo BNT es Ωt. Además, si R es la distancia de N a B y V la velocidad de la bala, $R=Vt$, la longitud del arco BT es $R\Omega t = V\Omega t^2$. Esta desviación puede explicarse suponiendo una aceleración a que actúa en ángulo recto con la trayectoria y hacia la derecha, y la desviación correspondiente a esta aceleración es $1/2at^2$.

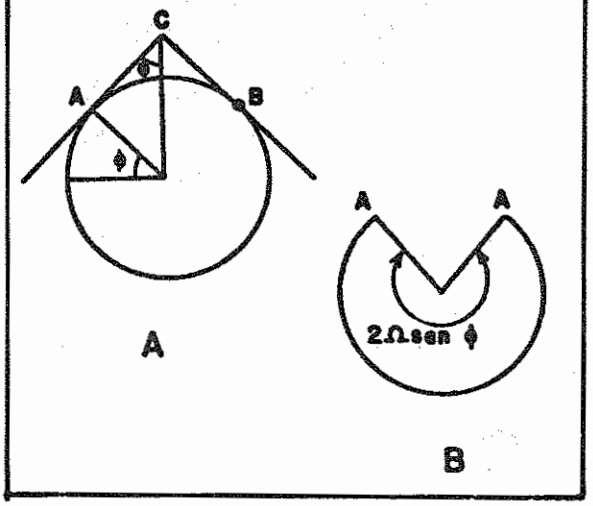
Entonces se tiene:

$$1/2at^2 = V\ \Omega\ t^2 \qquad ó \qquad a = V2\ \Omega$$

Esto se aplica a las condiciones en el Polo Norte. Para encontrar la expresión general de esta aceleración a una latitud cualquiera ϕ consideramos la Figura 12, que representa una sección de la tierra según un meridiano. Coloquemos un cono tangente a la tierra a lo largo del paralelo de latitud ϕ. Este cono se muestra desarrollado a la derecha de la figura, y representa al plano horizontal en la latitud ϕ. Ahora bien, mientras la tierra gira un ángulo 2ϕ en veinticuatro horas, un punto A en el horizonte a la latitud ϕ girará el ángulo ACA (pasando por B), que es igual a 2π sen ϕ. Así vemos que mientras la velocidad angular del plano horizontal en el polo es Ω, la velocidad correspondiente a la latitud ϕ es Ω sen ϕ. De la fórmula precedente deducimos que la aceleración desviadora en una latitud cualquiera ϕ se expresará por

$$a = V2\Omega \ \text{sen}\ \phi$$

FIGURA 12



Si se hubiera hecho el análisis en el hemisferio Sur, el plano horizontal hubiera girado en dirección opuesta y la desviación hubiera sido también perpendicular a la velocidad, pero dirigida hacia su izquierda.

$$F_c = \rho V2\Omega \ \text{sen}\ \phi$$

El sentido de esta fuerza es hacia la derecha del viento en el hemisferio Norte y hacia la izquierda en el hemisferio Sur.

En forma vectorial la fuerza de Coriolis se expresa como:

$$\vec{F}_c = -2\vec{\Omega} \times \vec{V}$$

2.3. Expresión de la ecuación de movimiento

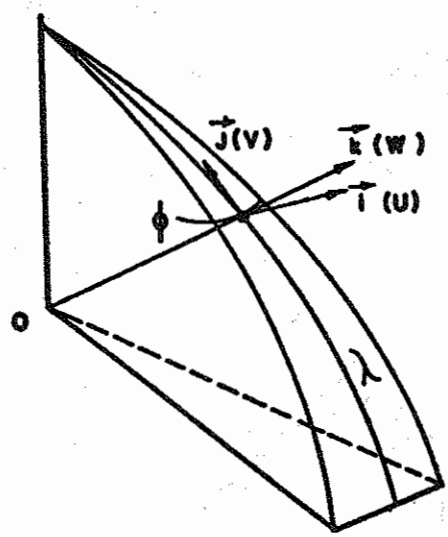
Para un sistema rotante, de acuerdo a las fuerzas descritas anteriormente, la forma es:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \vec{g}_e - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + F_{roz}$$

Si se adapta al sistema tal como muestra la Figura 13, pueden hallarse las componentes de dicha ecuación.

Organización Latinoamericana de Energía

FIGURA 13



En particular, sin considerar $\vec{ge}$ *y* $\vec{F}_{roz}$ *la parte horizontal es:*

$$\frac{d\vec{V}h}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla_H p - f\,\vec{k}\,x\,\vec{V}_h$$

3. Aproximación geostrófica y viento geostrófico

Es una aproximación en escala sinóptica cuando se considera despreciable la aceleración $d\vec{V}h/dt$ *en la ecuación de movimiento horizontal.*

La componente horizontal de la ecuación del movimiento ya dada es expresada:

$$\left(\frac{d\vec{V}h}{dt}\right)_H = -f\,\vec{k}\,x\,\vec{V}_h - \alpha\nabla_H p$$

normalmente la vamos a indicar en adelante, omitiendo los subíndices "H", excepto en ∇Hp, *por darlos por sobreentendidos, quedando entonces:*

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -f\,\vec{k}\,x\,\vec{V} - \alpha\nabla_H p$$

Si suponemos despreciable la aceleración horizontal:

$$-f\,\vec{k}\,x\,\vec{V} - \alpha\nabla_H p = 0 \qquad \vec{k}\,x\,\vec{V} = -\frac{\alpha}{f}\nabla_H p$$

$$\vec{V} = -\frac{\alpha}{f}\nabla_H p \qquad x\,\vec{k}$$

Esta velocidad obtenida, suponiendo equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la de presión, se denomina Viento Geostrófico. *La ecuación muestra que el viento geostrófico es paralelo a las isobaras, en superficie de altura constante. Considerando además, que* $f = 2\Omega sen\ \phi$; *es positivo en el hemisferio Norte y negativo en el hemisferio Sur, debido al sen* ϕ; *deducimos además, que el viento geostrófico deja las bajas presiones a la izquierda del sentido de su movimiento, en el hemisferio Norte y a la derecha en el hemisferio Norte y a la derecha en el hemisferio Sur. Tal cual como se presenta en las Figuras 14 y 15*

FIGURA 14

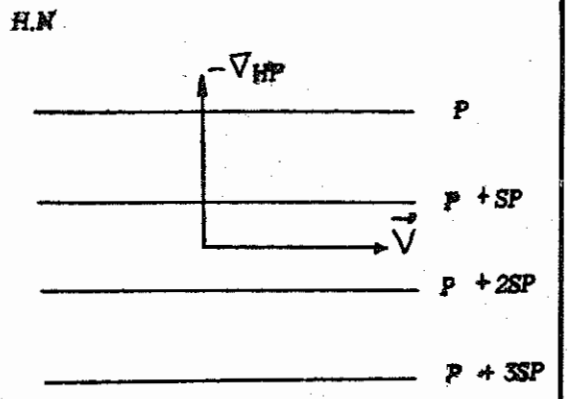
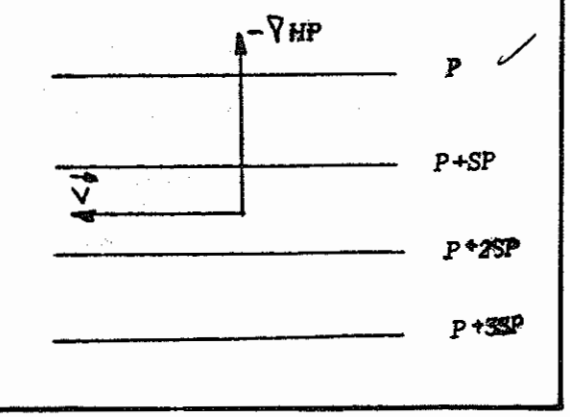


FIGURA 15



III SISTEMAS DE VIENTOS LOCALES

Aunque un viento cualquiera se designa por su dirección y su velocidad, algunos vientos se denominan con nombres particulares. Algunos sistemas loca-

Organización Latinoamericana de Energía

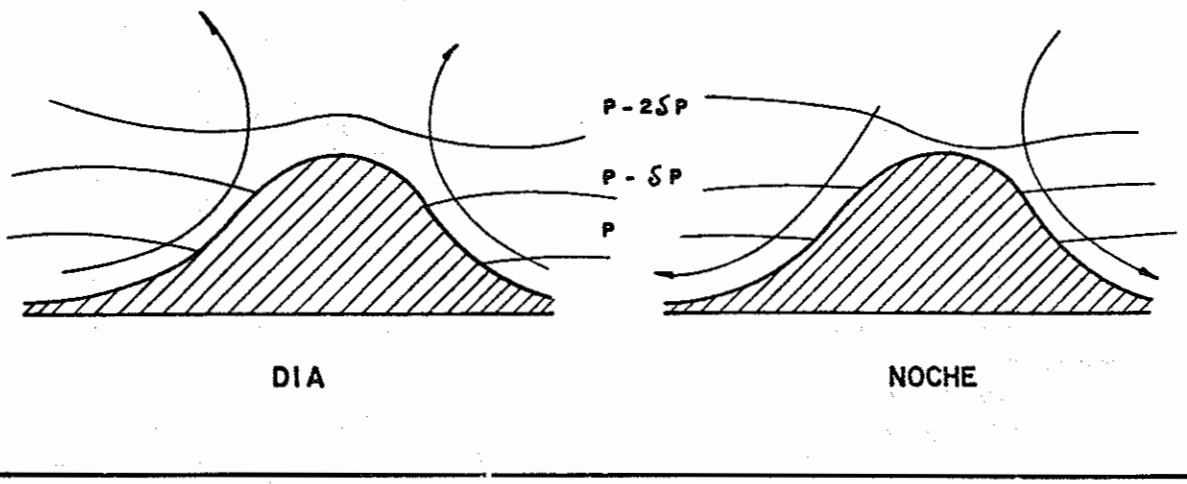
les de viento son de interés general. Unos se desarrollan como resultado del calentamiento desigual de la tierra y el mar; otros tienen su causa en el calentamiento y enfriamiento de laderas de montañas, y un tercer grupo está relacionado con la deformación de las corrientes de aire al cruzar las cordilleras.

1. Brisas de Montaña y Valle.

Durante las horas del sol de ladera de una montaña y el aire en contacto con ella, se calentarán más de prisa que el aire a cierta altura sobre la ladera. Este diferente calentamiento establece una circulación que es análoga a la de las brisas de mar. El aire se mueve hacia arriba sobre la ladera de la montaña durante el día, y hacia abajo durante la noche, tal como indica la Figura 16. Si el terreno tiene una configuración tal que existen en él valles convergentes, el aire fresco afluirá por los lechos de los valles, acelerándose hacia abajo, y se encauzará en el valle principal, de lo que puede resultar que el viento por la noche, en tales lugares sea más fuerte que la brisa del día.

También la presencia de este tipo de circulaciones está supeditada a la escala sinóptica.

FIGURA 16



DIA NOCHE

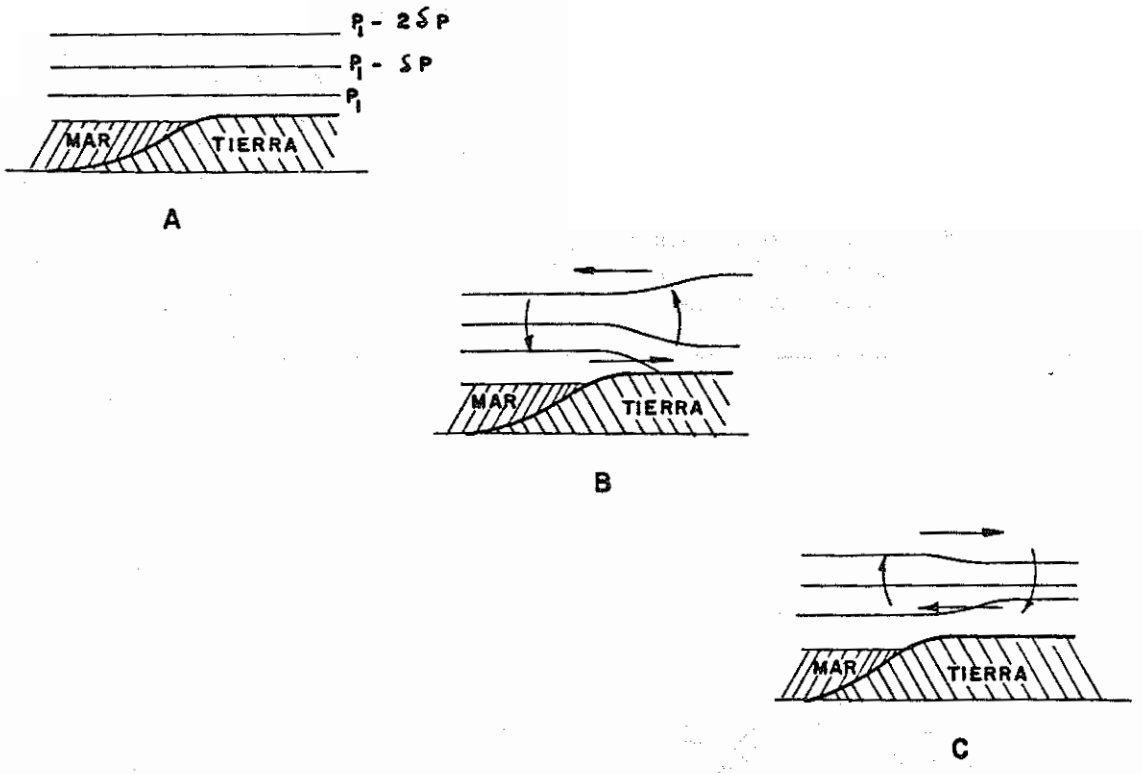
2. Brisas de Tierra y de Mar

Frecuentemente se observa en los días calurosos que el viento sopla cruzando la línea de la costa, durante el día de mar a tierra y en sentido contrario durante la noche. Estos vientos afectan a una capa de muy poco espesor según las condiciones particulares. Su alcance horizontal es dependiente de la latitud y también de factores locales.

En la Figura 17, se muestra la estructura general de las brisas de tierra y de mar. Por la mañana es pequeña la diferencia de temperatura entre la tierra y el mar, y en ausencia de todo viento general, las superficies isobaras serían horizontales (Figura 16). Ahora bien, cuando sale el sol, la tierra se calienta mucho más de prisa que la superficie del mar debido a la diferente capacidad térmica y a los procesos de mezcla del mar, y el espesor de la capa entre isobaras crece sobre tierra, de manera que la superficie superior de igual presión adquiere una inclinación desde la tierra hacia el mar. Se establece una fuerza horizontal debida a la presión, que acelera el aire de tierra a mar, y esta transferencia de aire tiende a aumentar la presión al nivel del mar fuera de la costa y a disminuirla sobre la tierra. El resultado es que al nivel del mar hay una fuerza debida a la presión que tiende a acelerar el aire desde el mar hacia la tierra. En sus comienzos, una brisa de mar sopla atravesando las isobaras, las cuales son más o menos paralelas a la costa; sin embargo, cuando pasa el tiempo y aumenta la velocidad del viento, el efecto de coriolis aparece y el viento tiende a colocarse en el sentido de las isobaras, poniéndose paralelo a la línea de la costa. En el hemisferio Norte, una brisa de mar desarrollada fluye dejando la tierra a su izquierda y en el hemisferio Sur, dejando la tierra a su derecha.

Organización Latinoamericana de Energía

FIGURA 17



Por la tarde, cuando la tierra se enfría por pérdida de radiación, desaparece el contraste de temperaturas y no hay brisa. Durante la noche, cuando la tierra está más fría que el mar, se origina un flujo de tierra a mar, que se llama brisa de tierra.

El efecto de brisa es pronunciado con condiciones de calma a escala hay fuertes vientos el efecto de brisa no es notorio.

3. Vientos de Drenaje

Durante la estación fría, se acumularán grandes cantidades de aire frio sobre las altiplanicies y zonas de tierra rodeadas por montañas. Parte de este aire fluirá hacia abajo por las laderas, acumulándose en valles y fiordos y llegando a la costa como una brisa moderada y débil. Sin embargo, cuando se aproxima una perturbación móvil, tal como un sistema de presiones bajas, el aire frio será acelerado a través de las grietas de las montañas, valles y cañones, y llegará como una cascada de aire frio, con vientos fuertes y raseados. Aunque el aire se calentará adiabaticamente mientras desciende normalmente, la diferencia de temperatura entre la costa y el interior será tan grande que el aire llegará a la costa como una corriente fria. Estos vientos son particularmente fuertes y a veces destructivos, cuando un gran remanente de aire frio ha de vaciarse a traves de una estrecha grieta o valle, o cuando convergen, encontrándose varios valles. A este efecto se le denomina catabático. Como el aire está encallejonado entre las paredes de un valle, los vientos de drenaje muestran poca relación con las isobaras. A menudo los vientos cortan normalmente a las isobaras yendo de altas a bajas presiones.

4. "Foehn", "Chinook" y "Zonda"

Estos vientos son fuertes, secos y calientes y se desarrollan ocasionalmente en la ladera de sotavento de las cordilleras. Son, sobre todo, frecuentes y fuertes sobre las laderas norte de los Alpes y la Cordillera de los Andes, pero con menor intensidad pueden tener lugar a sotavento de cualquier montaña. En los países de lengua alemana se llama a tales vientos foehns, y éste es el nombre de uso general de todas partes. Vientos análogos tienen lugar a veces al este de las Montañas Rocosas, : bre todo en Wyoming y Montana, y en Norteame . tos vientos se les llama corrientemente Chinoo , y en Argentina se le identifica como Zonda.

Organización Latinoamericana de Energía