
**EL DESPLAZAMIENTO DE
LOS POLOS DE LA TIERRA**



ANTONIO L. D'ALVIA

2005

CAPITULO 1

ROTACIÓN DEL CUERPO RÍGIDO



Aclaraciones

Debemos hacer las siguientes aclaraciones sobre el desarrollo del libro.

1° - Recordando que no hay movimientos absolutos, sino relativos, la definición de movimiento es: *"Se dice que un cuerpo se mueve cuando cambia de lugar con respecto a otro que se considera fijo"*.

Cuando hablamos del movimiento de los polos, nos referimos a los polos terrestres y el movimiento de los mismos es con respecto al Planeta Tierra.

2° - Es común escuchar como respuesta a la pregunta sobre qué causa el movimiento de los Polos Terrestres que la causa del mismo se debe a la Precisión y Nutación del eje que une los Polos Celestes.

Absolutamente nada que ver. Esta última produce sólo cambio de posición en los Polos Celestes y por consiguiente del punto vernal. El movimiento que nos ocupa, se debe a causas completamente diferentes.

3° - Por lo tanto damos por supuesto que el lector de este trabajo conoce los temas elementales de Física Clásica. Nos limitaremos a desarrollar los relacionados con *"momento de inercia"*, ya que es fundamental para entender las cuestiones relacionadas con el movimiento de los Polos Terrestres.

Asimismo, consideramos conocidos los conceptos básicos y elementales de Geodesia Astronómica.

Esta publicación no es una divulgación de ciencias básicas o de ciencias de la Tierra, es el desarrollo de un punto que requiere de aquellas para su entendimiento, que es lo que nos proponemos.

Ing. Antonio L. D'Alvia

Prof. Fac. Ing. Universidad de La Plata
Prof. Fac. Ing. Universidad de Morón



Comenzaremos tratando el tema ENERGÍA CINÉTICA DE UN MOVIMIENTO CIRCULAR UNIFORME, y como dijimos en la nota aclaratoria consideramos conocida la Física Clásica Elemental y en particular los temas sobre energía y movimiento circular. Considerando entonces un punto P de masa m que se mueve con velocidad constante v , ($v =$ a velocidad tangencial), en una circunferencia de radio r . Su energía cinética es:

$$E_c = \frac{1}{2} m v^2$$

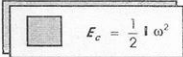
pero, como sabemos, es $v = \omega r$ siendo ω velocidad angular, luego:

$$E_c = \frac{1}{2} (m r^2) \omega^2 \quad (1)$$

El factor que se encuentra entre paréntesis no depende de la velocidad del punto, se denomina "Momento de Inercia". Generalmente Indicado con I , por lo tanto

$$I = m r^2 \quad (2)$$

y reemplazando en (1), tenemos:


$$E_c = \frac{1}{2} I \omega^2 \quad (3)$$

Como podemos considerar al movimiento de cada punto con su masa dm , que compone la masa M del cuerpo en rotación, podemos poner que: **el momento de inercia total**

es la suma del momento de inercia de cada uno de esos pequeños puntos de masa dm por su distancia al eje de rotación.

$$I = \sum dm_i r_i^2$$

De esta manera dividimos el cuerpo en infinitos puntos con masa dm , luego I , debe ser

$$I = \int r^2 dm \quad (4)$$

Es una magnitud escalar que depende exclusivamente de la naturaleza del material y de su distribución geométrica y es siempre positivo.

Ejemplos de determinación de algunos momentos de inercia

A.- BARRA CILINDRICA - Eje en un extremo

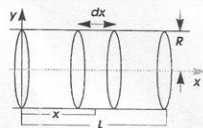


Fig. 1

En este caso $r = x$

$$dm = \rho dx \quad (5)$$

$$\therefore dm = \frac{m}{\pi R^2 L} \cdot dv$$

siendo: ρ = densidad
 v = volumen

si ponemos el volumen en función de x .

$$v = \pi R^2 x$$

luego


$$dv = \pi R^2 dx \text{ y reemplazando en (5)}$$

$$dm = \frac{m}{\sqrt{L^3}} \sqrt{L^3} dx = \frac{m}{L} dx$$

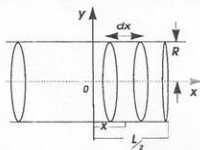
que introducimos en (4)

$$I = \int_0^L x^2 \frac{m}{L} dx$$

$$I = \frac{m}{L} \int_0^L x^2 dx = \frac{m}{L} \left[\frac{x^3}{3} \right]_0^L = \frac{m}{L} \frac{L^3}{3}$$


 $I = \frac{1}{3} m L^2$
(6)

B.- BARRA CILINDRICA - Eje en el centro



En este caso hallamos el momento de inercia de la mitad de la barra y multiplicamos por 2.

$$r = x$$


como en el caso anterior

Fig. 2

$$dm = \rho dv = \frac{m}{\sqrt{L^3}} \sqrt{L^3} dx \therefore dm = \frac{m}{L} dx$$

$$I = \int r^2 dm = 2 \int_0^{L/2} x^2 \frac{m}{L} dx = 2 \frac{m}{L} \left[\frac{x^3}{3} \right]_0^{L/2}$$

$$I = 2 \frac{m}{L} \cdot \frac{(L/2)^3}{3} = 2 \frac{m}{L} \cdot \frac{L^3/8}{3} = 2 \frac{m}{L} \cdot \frac{L^3}{24} \therefore$$


 $I = \frac{1}{12} m a^2$

(7)

Por la (4), la (6) y la (7) podemos comprobar que I depende de la masa y de como se encuentra distribuida.

I de una barra cilíndrica con respecto a su propio eje ó **eje baricéntrico**.

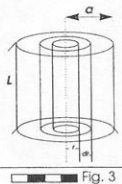


Fig. 3

En este caso el elemento de volumen dv , es un cilindro de espesor dr cuyos volúmenes

$$dv = d \pi r^2 dr L \quad \text{luego}$$

$I = m \frac{a^2}{2}$

(8)

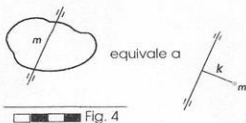
Para calcular el momento de inercia respecto de cualquier eje, teniendo como dato el correspondiente a un eje baricéntrico paralelo al dado, utilizamos el Teorema de STEINER que dice:

"El momento de inercia de un cuerpo respecto a un eje, es igual al momento de inercia respecto a un eje paralelo baricéntrico más el producto de la masa por el cuadrado de la distancia que separa ambos ejes". luego:

$$I = I_G + m R^2 \quad (9)$$

Radio de Giro k

Es la distancia del eje a la cual podemos considerar concentrada toda la masa del cuerpo para obtener idénticas propiedades rotacionales de inercia.



$$\therefore I = m k^2 \quad \text{luego} \quad k = \sqrt{\frac{I}{m}}$$

Cantidad de movimiento angular

También llamada momento cinético, momento angular ó momento de la cantidad de movimiento.

Esta cantidad de movimiento angular es una cantidad vectorial y se formula de la siguiente forma:

$$\vec{L} = \vec{r} \times \vec{P} \quad \times = \text{producto vectorial}$$

Siendo

L	momento cinético
r	radio de giro
P	cantidad de movimiento lineal de la masa "m" a la velocidad v
	$\therefore \vec{P} = m \vec{v}$

Su módulo será

$$L = r \cdot P \cdot \text{sen } \varphi = r \cdot m \cdot v \cdot \text{sen } \varphi$$

Relación entre L, l y ω

para una partícula i

$$\vec{L}_i = \vec{r}_i \times \vec{P}_i = \vec{r}_i \times m \vec{v}_i$$

de modulo

$$L_i = r_i m_i v_i \text{sen } 90^\circ = r_i m_i v_i$$

como $v_i = \omega r_i$, luego

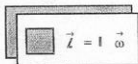
$$L_i = r_i^2 m_i \omega$$

Para todas las partículas de un cuerpo $L = \left(\sum_{i=1}^n r_i^2 m_i \right) \omega$

ya que ω es igual para todos. Si se subdivide en infinitas partículas

$$L = \left[\int r_i^2 dm \right] \omega$$

La integral ya fue definida como momento de inercia I , por lo tanto, la cantidad de movimiento angular


$$\vec{L} = I \vec{\omega}$$

que podemos comparar con la expresión de cantidad de movimiento lineal \vec{P} .

$$\vec{P} = m \cdot \vec{v}$$

y ver que en la primera el momento de inercia I hace las veces de la masa m en la segunda.

Recordemos ahora, los principios de:

Conservación de movimientos

- Lineal $\vec{P} = m \cdot \vec{v}$ se mantiene constante si no interviene ninguna fuerza exterior.

- Angular $\vec{L} = I \vec{\omega}$ se mantiene constante si no interviene ninguna cupla exterior.

En caso contrario variarán provocando respectivas aceleraciones,

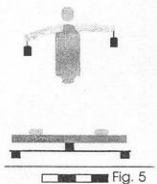
	lineal	$F = m \cdot a$		F	fuerza
	angular	$M = I \cdot \alpha$		m	masa
				a	aceleración lineal
				M	momento de la cupla
				I	movimiento de inercia
				α	aceleración angular

Siendo:

Experiencia

Coloquémonos sobre una plataforma giratoria (despreciamos el pequeño razonamiento en el eje de giro que suponemos bien lubricado) con los brazos extendidos y una pesa en cada mano, como indica la figura 5.

Otra persona le imprime un giro suave mediante la aplicación de una cupla adquiriendo una velocidad angular $\vec{\omega}$.



Si se juntan las pesas al cuerpo se observará que $\vec{\omega}$ aumenta notablemente. La razón de este cambio se debe a que en ausencia de momentos exteriores, L debe mantenerse constante, o sea

$$\vec{L} = I \vec{\omega} = cte$$

si disminuimos I acercando las pesas al eje de giro del sistema, debe aumentar $\vec{\omega}$ para mantener $L = cte$.

Mostraremos, ahora, en un ejemplo sencillo que \vec{L} tiene, en general, una dirección diferente a la del vector ω , o sea, diferente a la del eje instantáneo de rotación. Para lo cual consideraremos un cuerpo rígido simple que consta de dos masas puntuales unidas por una barra rígida de masa despreciable.

Estas masas giran alrededor de un eje fijo que pasa por su centro de masa.

El impulso angular de la masa m_1 respecto de C es:

$$\vec{L}_1 = \vec{r}_1 \times m_1 \vec{v}_1$$

(recordemos $\times =$ producto vectorial) y está contenido en el plano dado por P_1 , P_2 y ω y perpendicular a la recta que une P_1 con P_2 .

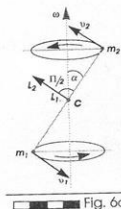


Fig. 6a

\vec{L}_1 tiene la misma dirección y el mismo sentido que \vec{L}_2 . El impulso angular total forma, por lo tanto, un ángulo $\pi/2 - \alpha$ con el eje de rotación. Solamente si el eje de rotación es perpendicular a la recta que une P_1 con P_2 , \vec{L} es paralelo a ω . (y del mismo sentido). La validez de este resultado es general para un cuerpo de forma cualquiera. La dirección del impulso (ó cantidad de movimiento)

angular, no coincide, en general con el vector velocidad angular o sea, con el eje de rotación. Hay sólo tres direcciones, perpendiculares entre sí y que coinciden con los ejes de simetría, cuando existen, los cuales tomados como eje de rotación, dan impulsos angulares paralelos a ω .

Estas tres direcciones notables se denominan **ejes principales de inercia**.

Si el eje de rotación es un eje principal de inercia, en este caso solamente, \vec{L} tiene la dirección de $\vec{\omega}$ y por lo tanto podemos poner:

$$\vec{L} = I^* \vec{\omega}$$

Siendo I^* el momento de inercia respecto de un eje principal y se llama **momento principal de inercia**.

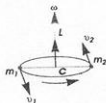


Fig. 6b

- Esta relación sólo tiene validez para ejes principales de inercia.
- Todo lo expuesto tiene validez para un cuerpo rígido.

Se puede comenzar el cálculo dividiendo el cuerpo en celdas pequeñas.

De esta forma podemos determinar el momento de inercia de una esfera respecto de un diámetro, y obtenemos:

$$I_E = \frac{2}{5} m R^2$$

siendo m la masa total $= \frac{4}{3} \pi R^3 \rho$ y ρ su densidad.

CAPITULO 2

LA DERIVA DE LOS CONTINENTES



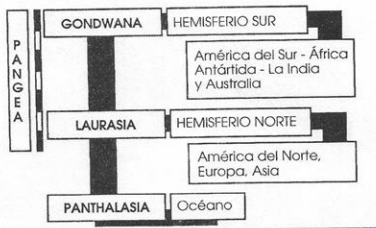


En el año 1915 el geofísico alemán WEGENER, lanza la idea que los continentes ocupan en la actualidad un lugar distinto del que ocuparon en el pasado, desplazándose sobre la superficie del planeta.

Concepciones parecidas se vienen publicando de 1620 con la hipótesis de BACON, en 1668 PLACET expone una idea similar y en 1910 TAYLOR muestra concepciones idénticas. En forma más firme aparece con la idea, como ya dijimos, WEGENER en 1915 y es la que se divulgó y justificó por distintos caminos, y en particular por la observación en su momento, de la similitud de formas de las costas de América del Sur y de África las que en muchas partes encastraban casi perfectamente.

Según WEGENER en épocas geológicas primitivas existía un sólo continente al que se denominó **PANGEA**. Este continente, a partir de más o menos el Cretáceo, pudo haberse fragmentado en dos partes, una en el HEMISFERIO SUR, que comprende América del Sur, África, la Antártida, la India y Australia, a la que llamamos **GONDWANA**, y otra en el HEMISFERIO NORTE, que engloba América del Norte, Europa y Asia denominada **LAURASIA**.

El resto del globo terráqueo es ocupado por un inmenso océano denominado **PANTHALASA**.



Teoría de WEGENER sobre la división de los continentes en épocas geológicas primitivas

Luego siguió la deriva y la separación posterior de estos dos continentes hasta la actualidad con la distribución que todos conocemos a través de la geografía.

La realidad de este fenómeno que comenzó como mera hipótesis, hoy se encuentra totalmente justificada por mediciones y concordancia con distintas ciencias como la Paleontología, Biología, Meteorología, Geofísica, Geología, etc. Por esto, las ideas sobre la deriva de los continentes forman un conjunto de tal coherencia que es imposible rechazarlo.

En el grupo sur, la Antártida y Australia se van separando ya desde el comienzo de las translaciones. Australia va primeramente hacia el este y luego deriva hacia el norte. Ascendiendo hacia el norte, la India choca con el bloque eurasiático y produce el plegamiento del Himalaya. Las Américas derivando hacia el oeste tropiezan con la rigidez del fondo del Pacífico y surge la cordillera de los Andes y las montañas Rocosas.

Correlaciones Geológicas

Como ya dijimos, WEGENER había quedado sorprendido por la coincidencia de las formas de las costas de África y de América del Sur.



Continentes en los comienzos de la deriva

Fig. 7

Se encararon estudios que demostraron que las sinuosidades de estas costas de una y otra orilla del océano Atlántico eran realmente complementarias.

En 1927 se efectuaron estudios que muestran una identidad casi absoluta entre la naturaleza de los suelos de esas regiones en ambos continentes.

Los terrenos de GHANA son los que encontramos también en la región del AMAZONAS, los del Cabo corresponden a los de Bahía Blanca en nuestro país. Además los yacimientos minerales de magnesio, oro, estaño y hierro se corresponden si se unieran las dos costas.

Estudios similares se efectuaron entre Europa y América del Norte dando resultados que demuestran la hipótesis.

La figura 7 grafica lo expresado en el texto.

Aspectos biológicos y climáticos

En el aspecto paleontológico los fósiles y en el biológico las faunas y las floras actuales se encuentran localizadas de una manera muy especial.

Estudios efectuados demuestran el vínculo existente entre las zonas que se suponen estuvieron en contacto, lo que permite considerar la deriva como hipótesis más probable. En relación al aspecto climático del tema que nos ocupa, se ha estudiado la distribución de depósitos de minerales salinos notándose que un buen número de estos se encuentran en zonas muy frías cuando debieron producirse en zonas cálidas de alta evaporación, por ejemplo, la sal gema.

Asimismo, se descubrieron floras y faunas tropicales fósiles en regiones muy frías como por ejemplo la Antártida.

Lo expuesto es una contribución más que confirma el movimiento de los continentes.

No obstante estas reconstrucciones paleoclimáticas nos llevan a pensar en la posibilidad que sean los polos geográficos los que se desplazan.

Este desplazamiento de los polos se traduce en una variación de latitudes las que se encuentran actualmente observadas con gran precisión por el *Servicio Internacional de Latitudes*.

Efectivamente los polos se desplazan, pero de acuerdo a estas mediciones, su movimiento describe algo parecido a una espiral irregular llamada **Poloide**, que se halla comprendida dentro de un cuadrado del orden de 26 metros de lado. Osea, el desplazamiento de la línea de los polos se aparta muy poco del eje de revolución del elipsoide terrestre.

Como veremos, el problema es justamente lo contrario; el movimiento de los polos se debe en gran parte a la deriva de los continentes.

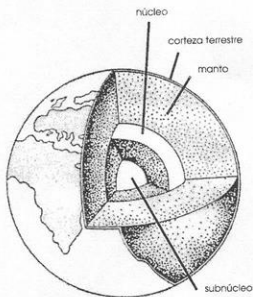
Además con ayuda del paleomagnetismo se puede ver que los polos han experimentado sólo pequeños desplazamientos.

De acuerdo a lo estudiado y suponiendo que los continentes permanecieran inmutables, se veía que los polos debían desplazarse ampliamente en el curso de los tiempos geológicos y de acuerdo con trayectorias muy largas, que no es, como vimos, lo supuesto por otras comprobaciones. Por lo tanto los que se habrían desplazado son los continentes.

Estudios efectuados durante los años 50, confirman que la **corteza** terrestre flota sobre el **manto** semifluido. Fig. 8

El espesor de la corteza varía con un promedio de 35 km. pudiendo llegar en algunas zonas hasta 80 km

No obstante en los fondos de los océanos es de tan sólo 5 a 7 km. Los continentes se encuentran sobre la parte más gruesa de la corteza pero en realidad el verdadero límite de los mismos no es la línea de la costa sino el borde de la plataforma continental.



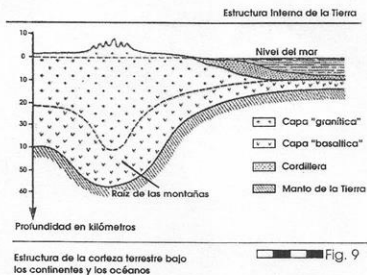
Estructura interna
de la Tierra

Fig. 8

Si pudiésemos seguir el rayo sísmico en la profundidad de la Tierra, deberíamos atravesar una serie de capas o geósferas. Veríamos entonces que éstas envolturas difieren por su composición y propiedades y se distinguen una de otra por sus superficies netamente definidas. Igual que en un huevo de gallina común destacan tres partes heterogéneas - cáscara, clara y yema -, en la Tierra distingüense tres envolturas fundamentales: la superficial o *corteza terrestre*, llamada también *litosfera*; debajo de ella, el *manto*, y en el centro, el *núcleo de la Tierra*.

Más afuera de este borde, la profundidad de los océanos aumenta bruscamente formando el llamado **talud**, desplazando algo la línea de la costa, continuando con la corteza delgada antes mencionada y cortando donde nace otra estructura similar por lo que los continentes adquieren un nuevo contorno, según el cual

también encaja muy bien. El continente así concebido forma lo que llamamos una placa.



Tomemos como ejemplo el continente Africano, que él sólo tomado con el concepto recién explicado, constituye una placa, o sea, un casquete esférico rígido de espesor variable con tierras emergidas y fondos oceánicos con una dimensión de varios miles de kilómetros. Fig. 9

En la superficie del planeta se definen, según investigadores, un cierto número de placas. El número más aceptado es el que determinó Le PICHON de seis placas principales y unas diez placas menores ó micro placas, siendo la recién nombrada como Africana una de las seis mayores. Se sabe actualmente que la enorme placa continental del PANGEA comenzó a romperse hace unos 200 millones de años.

El fondo de los océanos

Se vienen estudiando desde hace tiempo, pero hoy en día superados los antiguos métodos mecánicos de la Sonda fija a un cable, con las ecosondas se pueden establecer perfiles continuos.

Con este método se pudo descubrir las dorsales mesoceánicas que se desarrollan sobre una longitud del orden de los 60.000 km. con un ancho del orden de los 2.000 km. Estas dorsales, casi siempre, están ocupadas en su centro por una fosa de 2 km. de profundidad la que suele llamarse **riff**.

La reconstrucción computarizada de la antigua distribución de los continentes fue la causa de la aceptación de la deriva continental. Las corrientes de convección ascendentes que se producen en el manto y transportan material hacia la superficie, a través de los riff que conforman la dorsal, provocan la expansión lateral que se manifiesta por la separación de los continentes. Los términos **deriva continental** y **expansión de los fondos oceánicos** se reúnen más correctamente en una sola teoría unificada, la **tectónica de placas**.

Esta teoría mostró que los accidentes geofísicos podrían explicarse mediante la existencia de las placas rígidas, interactuando entre sí en sus bodes.

Los procesos de colisión y reajuste ocurrieron en varias oportunidades. El choque de continentes levantan cordilleras, como ya mencionamos, producen sismos y

maremotos, y tenemos como ejemplo el choque franco de LA INDIA con EURASIA que levantó el HIMALAYA y el de las placas Sudamericanas con la placa del Pacífico, placa de NAZCA, provocando la aparición de la Cordillera ANDINA.

Fuerza Motriz de la Deriva continental

En las dorsales oceánicas, se acumula material proveniente del manto, semifundido, dando lugar a espesores mayores. Esta corteza recién creada se deslizará hacia ambos lados de las dorsales; durante este proceso es posible la producción de un empuje de la placa más cercana. En el lado opuesto, en el límite con otra placa, donde se encuentran las fosas oceánicas, y donde se hunde la capa de la placa en movimiento. Durante este proceso, llamado de **subducción**, se produce una fuerza de arrastre que se transmite a la placa situada del lado opuesto. La parte que se introduce en la fosa, pasa a formar parte del manto donde es progresivamente digerida.

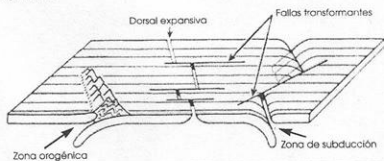
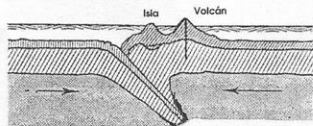


Fig. 10

● **Límites de placas.** En el diagrama de bloque se muestran tres tipos de límites de placas. En primer lugar, la dorsal expansiva, o límite constructivo, en donde la eyección volcánica de materiales nuevos procedentes del manto da lugar a la formación de islas como las Azores, la isla de Ascensión y Tristán de Cunha; las diferentes tasas de expansión a lo largo de la dorsal provocan la rotura de la misma sobre largas fallas transformantes. El segundo tipo de límite de placa, la zona de subducción, o límite destructivo, se forma en los lugares en que una placa oceánica colisiona y se hunde por debajo de una placa continental; eso es lo que ocurre al oeste de las costas de CHILE y PERÚ, en donde la placa de NAZCA se hunde debajo de la placa americana. La fricción entre las dos placas genera terremotos, y da lugar a excesos de calor que se traducen por la formación de cadenas de volcanes en la placa cabalgante. El tercer tipo de límite de placa es el que resulta de la colisión entre dos continentes a lo largo de una zona orogénica o de formación de montañas. Los sedimentos oceánicos existentes entre las dos placas son comprimidos, plegados y levantados, formando así grandes sistemas montañosos como los ALPES.

El proceso se repite indefinidamente con el material circulando una y otra vez. La cantidad de energía producida por el calor del interior de la Tierra, y utilizada para mover los continentes mediante la convección, es realmente extraordinaria.



Una zona de subducción. La corteza oceánica de la izquierda se hunde bajo otra corteza para ser finalmente digerida.

Fig. 11

Parece que PANGEA no es más que una etapa por la que pasaron los continentes antes de volverse a separar, en el transcurso de los tiempos geológicos y cuando los acontecimientos geofísicos actuales no sean más que un recuerdo, las fuerzas del ardiente corazón de la Tierra, continuarán moviendo sin cesar estas placas que transportan como navíos en un mar de fuego al ser humano.

En su baile alrededor del globo las placas corticales pueden pasar por encima de puntos calientes (*hotspots*). En esos puntos el magma que procede del manto, asciende por conductos en forma, más o menos, alineada. Cuando un punto caliente está situado debajo de un océano se forma una alineación de islas volcánicas que posteriormente se convertirán en montañas submarinas ó **guyots**.

Esta nueva manera de ver la Tierra fue posible gracias a la moderna teoría de la **tectónica de placas**.

Estas "naves" que llamamos continentes desarrollan velocidades no muy exageradas ya que son del orden de 2, 3 ó 4 cm. por año, pero no olvidemos que la historia del planeta cuenta con una antigüedad del orden de los 4500 millones de años.



BIBLIOGRAFIA

CAPITULO 2

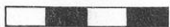
- BOOTH B.
FITH F. *La inestable Tierra*
Biblioteca
Científica Salvat
Barcelona - 1994

 - GRIBBIN, JOHN *La Tierra en
movimiento*
Biblioteca
Científica Salvat
Barcelona - 1994

 - ROUBAULT M
COPPENS R. *La deriva de los
continentes*
Barcelona - 1988
-

CAPITULO 3

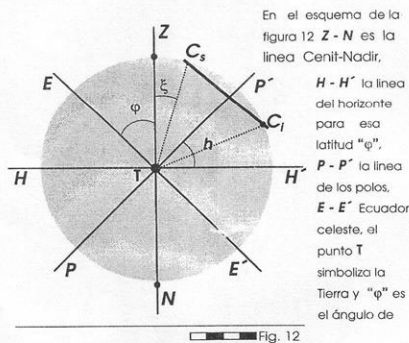
MOVIMIENTO DE LOS POLOS



Determinación de la latitud “ φ ”

La manera más simple de determinar la latitud de un lugar es mediante la observación de una estrella circumpolar.

Se llama estrella circumpolar la que nunca se encuentra debajo del horizonte. Esta estrella como todo astro tiene dos culminaciones diarias, la superior y la inferior.



latitud, osea el ángulo formado entre el Ecuador y la línea $Z-N$. Esta línea puede representarse en forma práctica por el hilo de la plomada colocada en el lugar.

Se aclara que el círculo, representa una esfera, la llamada ESFERA CELESTE y que las líneas $H - H$ y $E - E$ representan círculos máximos que pasan por el centro de la esfera, También la línea C_S (Culminación superior) - C_I (Culminación inferior), representa una circunferencia menor que no es otra cosa que la trayectoria aparente del astro que estamos observando, siendo C_S la culminación superior y C_I la inferior. h la altura del Polo en coordenadas horizontales.

La latitud " φ " de un lugar es igual a la altura del Polo, ya que:

$$\varphi + Z \overset{\circ}{T} P' = 90^\circ \quad Y$$

$$h + Z \overset{\circ}{T} P' = 90^\circ$$

Por lo tanto si dos ángulos tienen el mismo complemento **son iguales** $\varphi = h$, osea como ya dijimos, la latitud es igual a la altura del polo.

La altura del polo, es la bisectriz del ángulo $C_S \overset{\circ}{T} C_I$, más la altura del astro en su culminación inferior, osea

$$\text{bisectriz } C_S \overset{\circ}{T} C_I = \frac{\text{Altura } C_S - \text{Altura } C_I}{2}$$

$$\text{altura polo } h = \text{bisectriz } C_S \overset{\circ}{T} C_I + \text{altura } C_I$$

Este método que es muy sencillo y fácil de entender, calcular y observar presenta el inconveniente del tiempo que hay que esperar para observar al astro en las dos

posiciones C_5 y C_7 (12 horas), además que en una de ellas será de día y las estrellas no se pueden observar fácilmente con los instrumentos corrientes. En el hemisferio norte es más sencillo por la existencia de la estrella Polar que es visible fácilmente con instrumentos corrientes debido a su luminosidad.

De acuerdo a esto, dicha estrella era la usada por los navegantes de la antigüedad.

Otro método conocido para determinar la latitud es la medición de distancias cenitales

$$\xi = C_5 \bar{r} Z \text{ (fig. 12) . y } \varphi$$

se obtiene

$$\varphi = \delta + \xi \quad \text{ó} \quad \varphi = \delta - \xi$$

según el astro

culmine al sur o al norte del cenit.

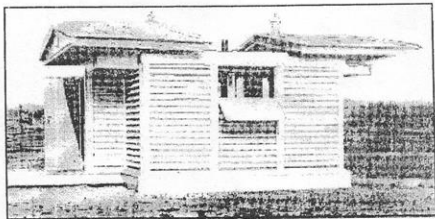
δ es la declinación del astro que figura en las efemérides astronómicas.


Una determinación más exacta de φ se obtiene de la fórmula, muy conocida, de la astronomía esférica:

$$\cos \xi = \operatorname{sen} \varphi \operatorname{sen} \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos H$$

siendo H el ángulo horario.

En los observatorios dedicados a este problema se trabaja con el conocido método de TALCOTT que utiliza pares de estrellas. (ver fig. 13).



● Pabellón de la estación de la latitud en Galthersburg (EE.UU.)  Fig. 13
El techo del pabellón es desplegable

Variación de “ φ ”

La latitud de un lugar no permanece constante.

En la Fig. 14, en la página siguiente, veremos graficada la variación de la latitud en un observatorio por un período de tres años.

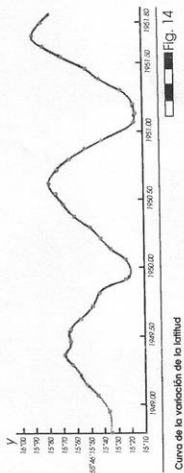
La causa " **fundamental**," de la variación de φ es el movimiento de los polos que, como ya dijimos, describe una curva irregular espiralada dentro de un cuadrado no mayor de 26 m. de lado llamada **POLOIDE**. Fig.15

También influyen en la variación de φ la no uniformidad del movimiento visible del Sol sobre la elíptica, la diferencia entre el valor medio y real del tiempo durante el año, causas físicas relacionadas con la estructura interna de la Tierra, con su forma y fundamentalmente procesos meteorológicos; el traslado de masas dentro del planeta como sobre su superficie, osea, la deriva de los continentes.

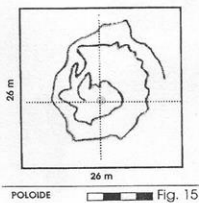
Las variaciones de φ se dividen en dos grupos: las polares y las no polares.

Son variaciones polares aquellas que dependen del movimiento del polo, o dicho de otro modo, del corrimiento del eje rotación.

Este último fenómeno se debe a que la variable distribución de las masas fundada en la *teoría de la tectónica de placas* cambia el **momento de inercia**



La variación de la latitud del lugar es la variación del ángulo entre la vertical del lugar y el plano del Ecuador. Pero el eje de rotación de la Tierra es siempre perpendicular al plano del Ecuador.



del sistema haciendo variar los ejes principales de inercia, produciendo un eje instantáneo de rotación, por lo tanto un polo instantáneo.

La determinación de Φ se refiere, por lo tanto, a un polo medio.

Es obvia la necesidad de crear un polo medio y por lo tanto un eje de rotación medio debido a que su movimiento sólo permite calcular sus posiciones instantáneas, permanentemente variables, osea, dependientes del tiempo.

El polo medio de 1903 se introdujo como el "*Origen Internacional Convencional*" (OIC), estableciendo así, un punto fijo en la Tierra.

Existen fórmulas para obtener la latitud media, osea, transformar las observaciones astronómicas al Sistema OIC. Publicaciones del *Servicio Internacional de Latitudes* traen valores de la ubicación de este polo medio con el fin de referir los valores instantáneos obtenidos en las observaciones de latitud.

Las dos expresiones subrayadas justifican el capítulo N° 1, ya que no se pueden entender sin las explicaciones que se efectuaron en el mismo.

Pero la determinación pura sin la corrección al Polo Medio nos da un valor de Φ que varía con el tiempo. Esta variación, como vimos, tiene múltiples causas incluyendo el movimiento del lugar, motivado por el navegar de los continentes sobre la superficie del globo. Despojados de todas ellas tendremos un Φ que es propio del movimiento del Polo y que es provocado por la variación de los ejes

principales de inercia que se produce por el movimiento de las masas internas y externas de la Tierra.

Como vemos, esto último ocasiona el movimiento del Polo por el cambio de lugar de los continentes con un nuevo Φ para cada punto. Entonces esto participa por partida doble al movimiento del Polo.

La primera es absolutamente geométrica, osea, por el simple cambio de lugar de observación.

La segunda por el desplazamiento de masas superficiales que provocan la 1a. y, son causados por el desplazamiento de las masas interiores influyendo ambos a la variación de los momentos de inercia.

La parte geométrica del primero es sumamente pequeña, ya que vimos que, sólo se desplazan en el orden de 2 ó 3 cm. por año, quedando la segunda como la de mayor influencia. Por eso, como dijimos más arriba, es la causa fundamental de la variación de Φ .

Por todo lo expuesto, como Φ es igual a la altura del Polo la variación de Φ produce la variación de las coordenadas del Polo.

Estas coordenadas son instantáneas y se pueden reducir, como vimos, a un polo medio. Sin esta reducción las coordenadas instantáneas describen, como dijimos, una curva irregular espiralada llamada POLOIDE que se encuentra circunscripta en un cuadrado de 26 metros de lado, ver Fig. 15, por lo menos dentro del período observado.



ÍNDICE

● CAPITULO 1	7
Rotación del cuerpo rígido.....	9/19
Bibliografía.....	21
● CAPITULO 2	23
La deriva de los continentes.....	25/35
Bibliografía.....	37
● CAPITULO 3	39
Movimiento de los polos.....	41/48
Bibliografía.....	49



BIBLIOGRAFIA

CAPITULO 3

- ASIN F. *Astronomía*
Madrid - 1979

 - TORGE W. *Geodesia*
México - 1983
-