



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

8

RETARDO DE LA ROTACIÓN
TERRESTRE POR EFECTOS
METEORO-OCEANOGRÁFICOS

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE :
INGENIERO TOPOGRÁFO Y GEODESTA

P R E S E N T A

OSCAR SALGADO LÓPEZ

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



CD. UNIVERSITARIA

2002



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

PAGINACIÓN

DISCONTINUA

DEDICATORIA

A la memoria de mi MADRE por ser la persona más cariñosa y bondadosa la cual me guió en el camino de la verdad y estuvo siempre en los momentos más difíciles de mi vida. Agradezco todo su amor y paciencia dándome consejos, aprecio el cariño de mi familia por su apoyo guiándome por el camino del bien.

A mis hijas THALIA Y JENNIFER por su cariño y el amor que yo les tengo.

A mi esposa SANDRA por todo su amor y paciencia en los momentos más difíciles.

A mi hermano JAVIER por su apoyo siempre incondicional en todos estos años.

A mi ABUELITA por ser tan linda, por su cariño y sus consejos.

A VICTOR por sus consejos, su amistad y ser una de las personas que yo admiro más.

Y a todas aquellas personas que contribuyeron para terminar este trabajo de Tesis les estoy infinitamente agradecidos.

A la Facultad de INGENIERIA,

POR LA OPORTUNIDAD DE DESARROLLAR ESTE TRABAJO DE TESIS.

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN1
I.- MOVIMIENTOS TERRESTRES16
1.1 TRANSLACIÓN	
1.2 ROTACIÓN	
1.3 PRECESIÓN Y NUTACIÓN	
1.4 TAMBALEO	
1.5 MOVIMIENTO POLAR	
II.- MEDIDA DEL TIEMPO30
II.1 TIEMPO ATÓMICO	
II.2 TIEMPO UNIVERSAL Y SIDERAL	
II.3 TIEMPO EFEMEROIDAL	
III.- FUERZA Y MAGNITUD DE CORIOLIS37
III.1 MARCO DE REFERENCIA	
III.2 INERCIAL	
III.3 EN ROTACIÓN	
III.4 NO NEWTONIANO	
III.5 FUERZA REAL, Y APARENTE	
III.6 MARCO DE COORDENADAS ROTANDO	
III.7 MAGNITUD DE LA FUERZA DE CORIOLIS	
III.8 FUERZA CENTRÍFUGA DENTRO DE UN SISTEMA DE COORDENADAS	
III.9 RECTANGULARES ROTANDO	
III.10 EL MOMENTO ANGULAR APLICADO EN EL SISTEMA CLIMÁTICO, ATMÓSFERA, OCEANO, CORTEZA TERRESTRE	
III.11 INTERCAMBIO DE MOMENTO ANGULAR ENTRE EL OCEANO Y LA LITOSFERA	
IV.- RETARDO DE LA ROTACIÓN TERRESTRE67
IV.1 MAREAS TERRESTRES67
IV.1.1 PROTUBERANCIAS DE LA MAREA	
IV.1.2 INFLUENCIAS LUNARES EN TIEMPO	
IV.2 VIENTOS72
IV.2.1 LOS VIENTOS EN LA ATMÓSFERA	
IV.2.2 CIRCULACIÓN ZONAL Y VIENTOS EN LAS LATITUDES BAJAS	

IV.2.3 LA TEMPERATURA DEL AIRE AFECTADO POR MOVIMIENTOS VERTICALES	
IV.2.4 LA TURBULENCIA DEL AIRE	
LOS VIENTOS Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA	
IV.2.5 LOS GRANDES FLUJOS ZONALES	
IV.2.6 INFLUENCIAS SOLARES EN LA ATMÓSFERA	
IV.3 MOVIMIENTOS OCEÁNICOS83
IV.3.1 LOS VIENTOS Y LA CIRCULACIÓN OCEÁNICA	
IV.3.2 FENÓMENOS HIDROLÓGICOS	
IV.4 TECTÓNICA DE PLACAS87
IV.4.1 LA DERIVA CONTINENTAL	
IV.4.2 MÁRGENES DIVERGENTES	
IV.4.3 MÁRGENES CONVERGENTES	
IV.4.4 MÁRGENES TRANSFORMANTES	
IV.4.5 RELACIÓN SOLAR CON MOVIMIENTOS TECTONICOS	
V.- FENÓMENO METEOROLÓGICO DENOMINADO "EL NIÑO"96
V.1 DIFERENCIA ENTRE LA CORRIENTE DE "EL NIÑO" Y EL EVENTO DE "EL NIÑO"	
V.2 "EL NIÑO": CÓMO INICIA Y CUÁNTO DURA	
V.3 "EL NIÑO": INFLUENCIA SOBRE EL CLIMA MUNDIAL	
V.4 OSCILACIÓN DECADAL DEL PACÍFICO	
V.5. CAMBIOS EN LA ROTACIÓN TERRESTRE105
V.6. REDISTRIBUCION DE LA MASA110
RESULTADOS Y CONCLUSIONES	
VI.- LA GEODESIA EN LA SOLUCIÓN DE PROBLEMAS TOPOGRÁFICOS118
VII.- EL SISTEMA DE POSICIONAMIENTO GLOBAL EN LA TOPOGRAFÍA122
VIII.- CONCLUSIONES126

RESUMEN

"La geodesia es la disciplina que trata la medida y representación de la tierra en un plano que incluye su campo de gravedad, en un tiempo tridimensional en el espacio variante." El interés primario es la geometría del movimiento y de la deformación (masa) de la tierra o su parte. El aspecto de la geometría y de la dinámica y su posible unificación de datos en la solución de problemas tanto de la geodesia-geofísica de su dinámica terrestre y su relación con los fenómenos meteoro-oceanográficos se relacionan los problemas físicos con los problemas en la geodesia en el retardo de la Rotación Terrestre por el movimiento de las masas en fenómenos tales como mareas, vientos, movimientos oceánicos influenciada por la fuerza de Coriolis y la Tectónica de Placas y su relación en el retardo o adelanto en la variación del movimiento de la Rotación Terrestre.

Una de las implicaciones centrales es el valor real de estas variaciones o fluctuaciones en cuanto al Tiempo y sus posibles correcciones en los Sistemas de Posicionamiento Global que están definidos por Tiempos Atómicos y el Cambio de Longitud del día (LOD) por las redistribuciones de masa en la variación en algunos milisegundos por efectos meteoro-oceanográficos. Se utiliza el término "mas" que es equivalente a aproximadamente 3 cm de distancia en la superficie de Tierra, mientras 1 milisegundo (ms) de LOD corresponde a 15 mas en distancia angular teniendo implicaciones en los levantamientos con equipo (GPS) produciendo errores (centimétricos), ya que un retardo de 1 ms representa un error de 46 cm (la Tierra gira a 1,605,648 m/h) que es compensado automáticamente (o al menos así se supone), no obstante es necesario conocer su origen pues forma parte del desarrollo de la Topografía como Ingeniería.

Es importante para la Geodesia tener una visión global de los procesos físicos responsables de los movimientos de las masas Terrestres. Hoy día, la geodesia asistida por satélites supervisa los movimientos de las masas, su evolución en tiempo real así como el de todos los fenómenos que tienen lugar en la Tierra, puesto que son fuentes potenciales de posibles correcciones de los levantamientos topográficos.

El origen de los movimientos responsables de las correcciones no ha sido estudiado profundamente, pero sólo el conocimiento de la redistribución de masa, su movilidad y las fluctuaciones del manto y la interacción océano atmósfera y el campo magnético y la gravedad, así como la interacción Tierra - Luna -Sol que produce una **redistribución de masa** son potenciales perturbadores en el Retardo Terrestre. Por esta causa paulatinamente disminuirá la diferencia absoluta de los momentos de inercia en relación con los ejes polar y ecuatorial de la Tierra. La escala espacio-tiempo de los procesos que conllevan al cambio global son variados: a escala de Tiempo Universal y Regional, pueden ser medidas en nano-segundos.

El progreso en el conocimiento de esta redistribución de masa permite avanzar en la comprensión y modelización para su estudio científico y práctico en la topografía que no tomaban en cuenta estos factores.

INTRODUCCIÓN

Los movimientos de la Tierra son: translación, rotación, precesión y nutación básicos para el estudio de la figura terrestre y su comportamiento ante fenómenos físicos y geodésicos que se relacionan con variaciones de Tiempo en el Retardo Terrestre.

La teoría astronómica de las variaciones climáticas, también llamada *teoría de Milankovitch*, relaciona las variaciones climáticas con los parámetros cambiantes de la órbita de la Tierra alrededor del Sol; existen formas diferentes mediante las cuales la configuración de la órbita puede afectar a la radiación recibida y de este modo afecta también al clima. Éstas son:

1.- *Cambios en la excentricidad.* La órbita de la Tierra se vuelve más circular y luego más elíptica de un modo pseudo cíclico completando el período en 110 mil años aproximadamente. El flujo incidente anual medio varía en función de la excentricidad de la órbita (ϵ). Para un valor ϵ más grande hay un flujo anual incidente más pequeño. El valor actual de ϵ es 0,017, en los últimos 5 millones de años ha variado de 0,000 483 a 0,060 791. Estas variaciones tendrían como resultado cambios en el flujo incidente +0,014 al -0,17 por ciento del valor actual.

2.- *Cambios en la oblicuidad.* La inclinación del eje de la Tierra, es el ángulo entre dicho eje y el plano de la eclíptica esta inclinación varía de 22° a 24,5°, con un período de 40 000 años aproximadamente (valor actual 23,5°); las variaciones estacionales dependen de la oblicuidad: si es grande, también será un contraste estacional.

3.- *Precesión orbital.* La órbita alrededor del sol es una elipse, que esta situada en uno de los focos, debido a la interacción gravitacional con otros planetas, principalmente Júpiter, el perihelio (punto de la órbita de la Tierra más próximo al Sol) se mueve en el espacio de forma que la elipse también va dando vueltas en el espacio; la precesión provocará un cambio progresivo en el tiempo de los equinoccios, estos cambios ocurren en forma que se pueden distinguir dos periodicidades: 23 000 y 18 800 años. Por ejemplo: el perihelio habitualmente es el 5 de enero, en mitad del invierno en el hemisferio norte, pero dentro de 11 000 - 15 000 años tendrá lugar en el mes de julio.

Estas teorías ofrecen una interesante explicación para los cambios climáticos cíclicos a largo plazo. la **redistribución de la masa** dentro de los análisis espectrales del Tiempo y de las variaciones orbitales son radicalmente diferentes y los modelos no han producido cambios observados en la temperatura a partir de las fuerzas observadas. Estos cambios externos desencadenan grandes efectos de retroalimentación al sistema climático, que aún no son comprendidos en su totalidad.

Existe una correlación bien establecida en las variaciones de la rotación de la Tierra y movimiento polar, como el "Cerero Wobble", el tambaleo tiene muchos problemas aún irresueltos, el más importante es que debe deteriorarse y en el futuro debe desaparecer, pero se reintegra de algún modo continuamente. Esto genera preguntas: ¿quién es responsable para mantener el tambaleo?. ¿Que mecanismo es responsable para las alteraciones de LOD?, la respuesta fue encontrada en la NASA en el 2000. (se aborda en el capitulo I.4.).

La medida del efecto de gravedad del movimiento polar (orientación del eje de rotación de la Tierra) requiere un fondo global de estaciones. Debe ser posible supervisar la situación del polo de la rotación continuamente en la balanza de tiempo y por consiguiente proporcionar una comprobación independiente de la misma medida ahora con técnicas espaciales; conexiones con el Servicio de Rotación de Tierra Internacional (IERS), los cambios locales de gravedad se deben a los movimientos tectónicos, al supervisar los cambios a largo plazo debido a los movimientos tectónicos, el nivel del mar cambia afectando al geoide y la supervivencia de ciudades costeras, el levantamiento post-glacial y las deformaciones asociados con eventos tectónicos activos <<http://www.eas.stu.edu/GGP/ggppg.html>>

La unidad de tiempo en el Sistema Internacional de Unidades (SI) es el segundo, definido como la "duración de 9,192,631,770. Constituye la base de la escala de Tiempo Atómico Internacional (TAI), que es la fundamental para todos los guardatiempos y es mantenida por el Bureau Internacional de Heure de París (BIH) mediante los datos suministrados por múltiples osciladores atómicos de diversos países. El día queda definido como 86,400 segundos y el siglo juliano integrado por 36,525 días, (TAI) constituye una escala de tiempo continua y constante. La variabilidad del día solar medio—consecuencia de la disminución de la velocidad de rotación de la Tierra, cuyo valor medio se aproxima a 0.5 segundos por año - constituye una dificultad para

referenciación de ambos días, problema que se resolvió con la introducción del concepto de Tiempo Universal Coordinado (UTC), que manteniendo la misma duración que TAI, sufre incrementos periódicos de un segundo cuando se considera necesario para acelerarlo a UTC. <Mendoza A. D. 1997>

La longitud del día fluctúa a través de 1 parte en 10^{-8} , equivalente aproximadamente 10^{-3} segundos. Se han hecho observaciones de la longitud de día desde 1820, pero sólo con la introducción de tiempo atómico en 1955 se tienen observaciones suficientemente precisas para establecer un cuadro comprensivo de estos cambios pero ahora los cambios en una base de semana-a-semana son perceptibles.

Las variaciones que ocurren en una década en la balanza de tiempo, indica en la mayoría que es notable la disminución súbita en velocidad del giro de aproximadamente 1870 a 1900, durante este periodo la Longitud del Cambio del Día (LOD) aumenta por casi **10 milisegundos**. Esto es seguido por una inversión en tendencia de 1900 a aproximadamente 1930, y un segundo periodo de desaceleración que continúa en los años setenta y en la década de los noventa hay un aumento en LOD. El origen de estos cambios ha permanecido oscuro pero sólo el conocimiento de la **redistribución de masa** y su movilidad pueden explicar estas fluctuaciones. Esto produce variación en la magnitud local de la gravedad, el centro de la Tierra se mueve produciendo una redistribución de la masa y en el cambio continuo del giro de la rotación terrestre sufre alteraciones.

La fluctuación de frecuencia más alta observada claramente desde 1955 es el periodo anual y semi-anual principalmente causado por un intercambio de velocidad angular adquirida en la circulación de Este-Oeste de la atmósfera por la velocidad angular de la Tierra. La velocidad de los vientos hacia el Oeste provocan que la Tierra reduzca la velocidad y viceversa (viento del Este). Además de estos términos estacionales, muchos cambios irregulares en proporción de la rotación ocurren en el rango de frecuencia aproximado a 0.3 ciclo por año a quizás tan alto como 10-20 ciclos por año y éstos también son principalmente debidos a las fluctuaciones irregulares en la circulación atmosférica.

Las observaciones astronómicas de la rotación de la Tierra provienen de datos muy fascinantes cuyas interpretaciones a la fecha chocan con muchos aspectos de las ciencias de la Tierra. Cualquier fuerza que ejerce un torque en la corteza de la Tierra produce una **redistribución de masa**, es un candidato perturbador para el Retardo Terrestre. Hay un amplio rango de fenómenos que hacen esto, incluso los torques de la marea secular, fluctuaciones en el campo magnético, tectónica de placas, movimientos atmósfera-oceáno, movimientos relativos en el centro de la Tierra, la atracción directa del Sol y Luna. <Petr Vmicek, 1994>

En la geodinámica en primer plano se encuentra el problema del estudio de la figura dinámica de la Tierra mediante métodos geodésicos. Las determinaciones fundamentales de los parámetros de la figura dinámica de la Tierra en cada época pueden dar los datos indispensables para el estudio de la variación secular de la figura terrestre. <Mendoza A. D. 1997> La escala espacio-tiempo de los procesos producen cambios globales y son variados: a escala de Tiempo Universal, siendo esta medida de Tiempo el sistema fundamental para el estudio en la **redistribución de masa** (en nano-segundos) y conforme se amplió esta medida, mayor será el conocimiento de los factores meteorológico-oceanográficos que se manifiestan en períodos que van desde segundos, días o años.

Al interpretar los fenómenos ligados con el movimiento de los cuerpos respecto de la superficie de la tierra, en una serie de casos hay que tomar en consideración la influencia de las fuerzas de Coriolis, por ejemplo, durante la caída libre de los cuerpos, sobre ellos actúa la fuerza de Coriolis que condiciona la desviación de la línea de la plomada hacia el oriente en el Hemisferio Norte, dicha fuerza tiene su máximo valor en el ecuador y es nula en los polos.

Un proyectil en vuelo sufre las desviaciones provocadas por las fuerzas de inercia de Coriolis. Al disparar un cañón dirigido hacia el norte, el proyectil se desviará hacia oriente en el hemisferio Septentrional y hacia occidente en el Hemisferio Meridional. Al disparar a lo largo de un meridiano hacia el sur, las direcciones de las desviaciones serán las opuestas. Al disparar a lo largo del ecuador, las fuerzas de Coriolis tenderán a desviar el proyectil hacia la superficie de terrestre si el disparo fuese realizado hacia occidente y lo harán ascender si el disparo fue realizado hacia oriente.

El potencial gravitacional ω_g por consiguiente depende de la distribución de masa del cuerpo atrayente. Una superficie de potencial constante es una superficie equipotencial. Una partícula rotando con velocidad angular ω y sometida a la gravitación experimenta una fuerza perpendicular a la equipotencial ω (combinada centrífuga y gravitacional) sobre la que esta situada (cayendo). Si la superficie sólida de material resbaladizo coincide con la equipotencial en ese punto, se ejerce una reacción, bloqueando el efecto de reacción sobre la partícula, pero no la fuerza tangencial. Se puede considerar a la superficie sólida y puede permanecer en reposo en el sistema de coordenadas rotando.

La figura de la Tierra igualmente depende de la rotación, debido a que la masa del interior terrestre se lo considera como un fluido que no ha llegado a su estado de equilibrio hidrostático. En este caso determina una de dos cosas la forma de la Tierra a priori, o la forma del potencial gravitacional. Se puede conocer la figura desconocida para calcular el potencial gravitacional así la figura de la Tierra se vuelve un problema implícito. Este problema para el cual Maclaurin estableció una bella solución. Propuso una densidad uniforme de la Tierra, rotando con una cierta velocidad angular [dentro de límites], hay dos superficies elipsoidales limitando las masas las cuales pueden coincidir con un valor constante de la combinación del potencial gravitacional [para la masa elipsoidal] y el potencial centrífugo.

Dentro de las ideas de Henry Stommel & Dennis Moore, en aplicaciones meteorológicas y oceanográficas, el concepto de plataforma de equilibrio es generalizado. Una delgada capa de fluido esta concebida, cubriendo la superficie de equilibrio del elipsoide y al resto con respecto al sistema coordinado rotando. La presión del campo hidrostático dentro de la capa fluida coincide con las superficies de equilibrio de los potenciales combinados, balanceando exactamente las fuerzas combinadas. En este sentido los campos de presión son más representativos del mismo papel como la fuerza reactiva de la superficie rígida juega en nuestras simples plataformas.

Las integrales de M_r (Momento relativo) para los dos hemisferios y el globo, se calculan a partir de los vientos observados y los vientos, una variación estacional en el momento angular relativo de la atmósfera global. La razón es que la variación estacional

en los vientos es mucho mayor en el Hemisferio Norte que en el Hemisferio Sur como puede esperarse a partir de mayor clima continental en el Hemisferio Norte, donde se encuentra un decremento a partir de fuerte circulación del Oeste en invierno a muy débil circulación del Oeste en verano, mientras que en el Hemisferio Sur la reducción invierno-verano en los vientos del Oeste es solamente del orden del 50%.

Los cambios observados en el momento angular de la atmósfera son del orden de 5×10^{25} $\text{kg m}^2 \text{s}^{-1}$ y los cambios correspondientes en los océanos son estimados menores a 1×10^{25} $\text{kgm}^2\text{s}^{-1}$. Estos valores son extremadamente pequeños (en el orden de 10^{-8}) comparados con el momento angular del globo (5.86×10^{33} $\text{kgm}^2\text{s}^{-1}$). En todo caso, pequeños como son, tienen profundas implicaciones geofísicas y astronómicas como las observadas en las mediciones con GPS o en levantamientos Geodésicos.

Las velocidades típicas de viento en la atmósfera son del orden de 10 ms^{-1} y el flujo hacia el norte del momento en la atmósfera [u-,v-] en las latitudes medias es alrededor de $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Por otro lado, la corriente típica de los océanos las velocidades son mucho menores en la atmósfera, del orden de 0.01 a 0.1 ms^{-1} . Por lo tanto se pueden esperar valores oceánicos [u-,v-] de alrededor de $0.001 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ o, un factor de 10,000 menor que en la atmósfera. Tomando en cuenta que la mayor masa de los océanos se encuentra en los primeros 1,000 m de tirante de agua, contra 100 m de equivalente de agua en la atmósfera, el transporte oceánico es más débil por un factor de 100. Entonces, el mecanismo es diferente para el transporte ecuatorial del momento angular.

Las masa de aire en latitudes medias se mueven usualmente de Este a Oeste, pero la influencia de la rotación de la Tierra puede despreciarse cuando la fuerza de Coriolis es comparativamente más pequeña que las fuerzas inercial y friccional sobre las masas de aire.

La Fuerza de Coriolis puede tener un valor mínimo, decreciendo hacia el ecuador hasta desaparecer. De acuerdo a Robert A. Jr. (1993), considerando únicamente a la Fuerza de Coriolis, como fuerza restauradora horizontal para perturbaciones a partir de un estado geostróficamente balanceado (cuando está en equilibrio horizontal, soplando paralelo a las líneas de igual presión, los cuales presentan un balance exacto entre las fuerzas de

gradientes de presión horizontal y la componente horizontal de la Fuerza de Coriolis), el desplazamiento conduce a la parcela a empezar a acelerarse en la dirección del movimiento, es decir alejándose de la posición de equilibrio.

El desarrollo del concepto del efecto de Coriolis sobre los cuerpos en movimiento, afecta a los fenómenos meteorológico-oceanográficos con su desplazamiento de Este a Oeste por la velocidad angular, estas influyen en la atmósfera, océano, vientos y todo cuerpo en movimiento y considerando la fuerza centrífuga debida a la rotación de la Tierra, la cual depende solamente de la posición relativa y no directamente del efecto de la fuerza de Coriolis, las cuales son debidas a la velocidad relativa de las masas teniendo un balance en la redistribución de masa en la Tierra.

El tratamiento del clima en el trabajo obedece la expresión de la **redistribución de la masa** atmosférica por intercambio de calor, es decir, las propiedades estadísticas de la atmósfera y el océano en un periodo temporalmente largo y en una región geográfica determinada. Esta redistribución es horizontal y vertical desde micro escalas hasta planisférica, los cuales van desde la superficie marítima y terrestre, hasta 50 Km y que esta influenciada por la fuerza de Coriolis y unificado en superficie por la rugosidad orografía.

Los océanos son los reguladores de Temperatura por procesos físicos y químicos, pero también por Temperatura presentan corrientes superficiales y profundas hasta 200 m influenciada por la fuerza de Coriolis, realizando intercambios térmicos por la acción de los vientos que son una fuente importante en la redistribución de masa.

El modelo Tectónico consiste en una serie de capas delgadas rígidas en movimiento, una placa compuesta de Corteza Oceánica y Continental o una combinación de ambas que tienen desplazamientos horizontales y verticales que se condiciona a la acción recíproca del calentamiento de los mantos y la corteza anómalos ya que la tendencia de la redistribución de masa que tiende a establecer un equilibrio en el centro de la Tierra con una magnitud en dirección e intensidad mínimas de energía en los desplazamientos. Los cambios climáticos son representados por cambios a largo plazo en los valores medios de algunas variables que pueden verse influenciadas por episodios puntuales y concretos como son las correspondientes a este trabajo: Mareas, Temperatura, Vientos,

Movimientos Oceánicos por fluctuaciones de días, años y decenas de años que pueden ser detectadas mediante cuidadosos estudios de Geodesia y Geofísica y su variabilidad antes de tener una conclusión en relación a su impacto en estas dos ciencias y su interacción entre sí, produciendo efectos de retroalimentación. La dinámica del clima no es la única controlada por los efectos cambiantes de la retroalimentación temporal existiendo factores de **Tiempo de equilibrio, Tiempo de respuesta, tiempo de ajuste. Es una medida del Tiempo que el sistema necesita para equilibrar la redistribución de masa después de una pequeña perturbación.** Una escala temporal de equilibrio corta indica que el sistema responde muy rápidamente a las fluctuaciones y por consiguiente pueden ser considerados como casi instantáneos con un sistema adyacente que posee un tiempo de equilibrio mucho más largo tanto regional o mundial.

Al funcionamiento del sistema de **redistribución de masa** que no se conocen con exactitud, como son las interacciones entre la atmósfera y el océano o entre la corteza oceánica y continental, las variables climáticas más comunes son los valores medios de la temperatura, el viento, la presión, movimientos oceánicos, mareas, a su vez, la energía del sol que llega a la superficie pero aquí, simplemente se anota que la **redistribución de masa** es compleja para estudiarlos debe conocerse el funcionamiento ya que estos sistemas intercambian constantemente materia y energía. Y su comprensión de estos intercambios es lo que permite avanzar en la comprensión y modelización de la **redistribución de masa**, siendo la forma central de la previsión del comportamiento de la Tierra en el tiempo y que este cambio afecta a la Geodesia en la determinación de la posición Terrestre siendo un factor importante en las determinaciones Geodésicas de nivel mundial y en cualquier levantamiento Geodésico y sus implicaciones en el Tiempo.

La Tierra al perder velocidad rotacional genera días más largos, calculándose el retardo normal en los últimos 2000 años de 0.0023 s por siglo. Las causas del retardo hasta ahora estudiadas incluyen ligeramente al fenómeno océano - atmósfera conocido como EL NIÑO (calentamiento transitorio, originado al Norte de Australia de 2 a 5 °C arriba de la normal) se trata de un volumen de agua que se desplaza casi ecuatorialmente en dirección Este, el cual al llegar a costas americanas se bifurca, parte viaja al Sur y parte al Norte, donde al encontrar aguas frías cambia de categoría, libera el calor a la

atmósfera superior, parte del calor cedido a la atmósfera genera una corriente de aire caliente estratosférico (10 a 0 mB). la masa de aire cálido circula alrededor de la Tierra y adquiere el nombre de ENSO (El Niño Oscilación del SUR), alterando la Circulación General de la Atmósfera, reflejándose como lluvias torrenciales en zonas no lluviosas, provocando sequías en zonas normalmente húmedas. haciendo más cálidos los veranos, incrementado los vientos, el número de huracanes y su intensidad, EL NIÑO significa una redistribución de masa en el océano y la atmósfera; en el océano, el agua fría emerge obligada por el agua cálida, invirtiendo la circulación superficial oceánica. Igualmente el volumen marino presenta movimiento de balanceo llamado Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) es una fluctuación del océano a largo plazo del Océano Pacífico.

El PDO mengua cada 20 a 30 años aproximadamente, tiene un desplazamiento al Oeste, es una relación atmosférico-oceánica que redistribuye la masa, dando como resultado un retardo en la Rotación, cuantificándose globalmente como un incremento de la longitud del día en un 0.5 milisegundos (ms) en presencia de un evento de NIÑO intenso, como lo fue el de 1982/83. Las observaciones hechas en la Marea y en la Rotación Terrestre son las que proporcionan estimaciones de la respuesta elástica e inelástica global del planeta.

Las observaciones Geodésicas de cambio en la longitud de día proporcionan una visión de la dinámica sistema océano-atmósfera y/o el centro/manto o de la velocidad angular influenciada por la fuerza de Coriolis.

La Tierra gira irregularmente ocasionando la variación en el alargamiento de los días. Se conocen tres tipos de variaciones de la velocidad de rotación de la Tierra: el retardo secular, las variaciones estacionales periódicas y las variaciones de saltos irregulares. El retardo secular de la rotación de la Tierra está condicionado a la acción de las fuerzas de protuberancia de la atracción de la Luna y el Sol. Los datos astronómicos de los últimos 250 años muestran que la velocidad del retardo secular es de 0,0014 ms por siglo, la cual no coincide con la magnitud de 0,0023 ms calculada con base a todos los datos obtenidos en observaciones de los últimos 2000 años. Apoyados en los cálculos de N.N. Parisik, se detectó que además del retardo protuberante secular, tiene lugar el aumento

de la velocidad de rotación en 0,001 ms por año, es debido a la variación del momento de inercia de la Tierra (velocidad de Rotación).

Las variaciones periódicas anuales y semestrales de la velocidad de rotación de la Tierra se explican con las variaciones periódicas del momento de inercia ocasionada por la actividad dinámica de la atmósfera y la **redistribución de masa**. La rotación de la Tierra es más rápida en julio y agosto, y más lenta en marzo. Generalmente las variaciones periódicas de los días se presentan en forma de suma de componentes anuales y semestrales. <<http://www.jpl.nasa.gov>>2000

La diferenciación gravitacional y el retardo secular de la rotación de la Tierra pueden llevar a una deformación paulatina del volumen y achatamiento de la Tierra. Si la variación secular del volumen y la compresión polar tienen lugar, serán detectadas con la ayuda de las determinaciones geodésicas fundamentales de las longitudes y posiciones espaciales de las cuerdas que abarcan el planeta, entonces aparecerán nuevas posibilidades de la teoría de la evolución de la Tierra. <http://www.grdl.noaa.gov/AGU/geodesy_desc.html>

El periodo requerido para que la Tierra complete su rotación, ha variado a lo largo de tiempo. La actividad solar se ha puesto en correlación con cambios en la longitud de día (LOD) y ocurrieron cambios en diferentes años con las fluctuaciones de actividad solar en los periodos 1780 a 1960 y 1960 a 1979.

La Luna ejerce una influencia en la longitud de día ciclo nodal lunar de 18 años 14 h 24 min, está claro en cambios de LOD. Durante los últimos 2,500 años la proporción de desaceleración de la rotación, las mediciones de Interferometría de Línea de muy Larga Base (VLBI) demuestra que la Luna se va alejando 38.1 mm por año. Sin embargo, esto requeriría un cambio en el valor de la gravedad, o en la masa de la Tierra y/o la Luna, si fuera descrito en términos convencionales, gravitatorios. Otra evidencia demuestra que la gravedad ni la masa de la Tierra o Luna han cambiado substancialmente dentro de ese mismo horario (redistribución de masa). Esto hace a la Luna actuar recíprocamente con la dinámica del Campo gravitacional y el activar de flujo de la masa.

Se ha encontrado que los cambios de rotación son debidos a fenómenos de tiempo meteorológico que actúan en la superficie de la Tierra (fenómeno El Niño, Vientos,

Mareas) además de la Tectónica de Placas. Igualmente una correlación entre tiempo meteorológico, hay una correlación en la actividad solar, terremotos, erupciones volcánicas y otros fenómenos geofísicos con cambios en LOD.

Variaciones en la rotación de la Tierra y el movimiento del continente (tectónica de placas) corresponden de manera semejante a las deformaciones elásticas que la corteza tiene por los mismos movimientos (torque) debido a los cambios anuales y semi-anuales en el LOD. Esta observación sólo puede ser explicada por un sistema del campo que controla LOD y "tectónica placas", el acuerdo entre las aceleraciones de la Tierra y los movimientos de la corteza parecen confirmar la hipótesis de un movimiento hacia el Oeste de la corteza que corresponde a una desaceleración en la rotación terrestre.
<<http://www.eas.stu.edu/GGP/gpggloss.html>>

Puesto que cualquier redistribución de masa es acompañada por movimiento de masa, los dos términos son, en principio, relacionados por la conservación de la masa. El efecto del término de masa y del movimiento, principalmente para el movimiento polar enfocando en Δ LOD. La razón es doble: primero, el término del movimiento, en la rotación de Tierra este no influye en el geoide, considerando el término de masa, los mismos mecanismos de la fuente con cambios del geoide. Segundo, como el anormal fuera el término de masa, normalmente es menor el efecto excitando Δ LOD que el término del movimiento. Por ejemplo, la variación en la presión atmosférica está sobre un orden de magnitud menos importante para el Δ LOD que el viento de circulación zonal opuesto para el movimiento polar: el término masa es el dominante y vital en la contribución de excitación en el movimiento polar. Una perturbación del primer-orden hacia un eje-simétrico del elipsoide de la Tierra. Tomando en cuenta el efecto adicional de la deformación rotatoria y la elasticidad de la Tierra inducida por el movimiento polar. Su valor es 1.43 para excitaciones que no influyen en la Tierra y 1.00 para aquellos que hacen cancelar por el efecto elástico. La realidad probablemente reside en alguna parte el depender de la balanza temporal del fenómeno en cuestión. Por ejemplo, los procesos abruptos (como terremotos) favorecerían semejante aumento en procesos más lentos.

En la **Tabla 3** estima ΔJ_2 y J_3 (en unidades de 10^{-10}) cambio para el grado-bajo, la magnitud ψ (en ms) para el movimiento polar y ΔLOD (en ms). Un **mas** es equivalente a aproximadamente 3 cm de distancia en la superficie de Tierra, mientras 1 ms de ΔLOD corresponde a 15 mas en distancia angular. Los otros parámetros como la excitación del movimiento polar ψ es de 2 dimensiones, en la **Tabla 3** sólo se da su magnitud. Los ángulos de la fase se obtienen combinado una malla de la suma de efecto vectorial. Las variaciones oscilatorias son dadas en sus amplitudes cresta-a-cresta; el secular esta en la proporción anual. Aquí las variaciones "seculares" significan eventos más lentos en cientos o centenares de años. Los fenómenos en cuestión se caracterizan como fluctuaciones u oscilatorios. <Petr Vanicek, 1994>

Físicamente esto puede entenderse como a continuación se describe: en un sistema mecánico lineal, los actos externos contra la inercia del sistema para que la respuesta sea inversa y proporcional a la inercia. Para el giro de la Tierra, la inercia del sistema para la excitación es comparado con la inercia del sistema eficaz, sólo en el caso del movimiento polar. La amplificación es claramente y reflejada en los valores de la **Tabla 3**.

Una **redistribución de masa** debe involucrar la suficiente cantidad de masa que se transporta sobre la superficie global para ser significativa en sus efectos geodinámicos. La redistribución de masa esta resumida en **Tabla 3**, representa el centro de masa. Las estimaciones son bastante precisas, dependiendo de la disponibilidad de los datos presentes y nuestra habilidad en el conocimiento que modela el fenómeno de la **redistribución de la masa**.

Las influencias de la fuerza en la marea es la deformación que producen los cambios en la Tierra y en los océanos. La **redistribución de masa** cambia el geoide y da lugar a la excitación del término-masa para la rotación Terrestre. La deformación de la marea en la Tierra en continentes es simple (por lo menos conceptualmente), siendo proporcional al potencial de la marea. En la aproximación de simetría esférica bajo la propiedad de ortogonalidad de las propiedades de los armónicos esféricos y de la ortogonalidad siguiendo el potencial de la marea. En contraste, sujeto a su naturaleza fluida y la geografía irregular, el Océano se deforma en una manera bastante compleja. El

resultado es un organizador entero de periodos de la marea presente en todos los cambios de parámetros geodinámicos.

Las redistribuciones de masa vienen de muchas fuentes, razón de esta tesis como son mareas, vientos, movimientos oceánicos, fenómeno meteorológico denominado "El Niño". Una contribución más grande (por lo menos a las balanzas de tiempo cortas) es atribuible a las variaciones en la atmósfera. La proporción de masa en la atmósfera a la Tierra es aproximadamente 10^{-6} y relacionado a las fluctuaciones en presión a las balanzas globales son típicamente del orden 10^{-3} (unos 5×10^{15} Kg). Producirían $\sim 10^{-9}$ variaciones de milisegundos en el geoide, manifestado particularmente en armónicos de grado-bajo. Los valores listados en la **Tabla 3** para la atmósfera se adopto en recientes estudios por integración numérica de malla global, los datos de presión barométricos del Centro Europeo para los boletines meteorológicos del rango-medio desde 1980.

Además de los signos estacionales dominantes de corto-periodo así como se encuentran variaciones interanuales de periodos fuertes. Algunos parámetros muestran anomalías en particular durante 1982 a 1983 y 1987 los episodios de "El Niño". El efecto de IB (Barómetro Invertido) generalmente reduce la amplitud de las fluctuaciones a la mitad. Hasta qué punto esta reducción puede ocurrir realmente es desconocido, aún más grande es el estudio de los efectos atmosféricos. Nieve y lluvia probablemente son los más prominentes y ciertamente el más visible, en la hidrología variaciones en tierra. Ellos representan intercambio de masa de agua entre el océano y los continentes y constituyen a un transporte de masa en el balance global. Aunque sin conexión directa, las cantidades de nieve y lluvia (unos 3×10^{15} Kg de agua cada uno) en ambos comparables a las fluctuaciones atmosféricas, de sus efectos geodinámicos también son comparable en magnitud. Los cálculos se han hecho en modelos convencionales (a veces esparcidos) los datos de tierra para la precipitación de lluvia al año junto con el planear hidrológico convencional para equilibrio de masa transpiración-vapor y escurrimiento, así como con satélites (radiometría) los datos para la masa de nieve. Hay muchos otros fenómenos hidrológicos. Un poco de conocimiento ha sido adquirido de glaciares montañoses representando pérdidas de los continentes oceánicos (unos 10^{14} kg /año de agua).

Aparte de las mareas, como el viento y las circulaciones en el océano se mueven una gran cantidad de masa. Su influencia es importante y dinámica. En recolección de los datos de altimetría satelital se ha vuelto una herramienta importante supervisando la altura del mar. Debe notarse, sin embargo, que la variación de altura del mar observada es la consecuencia de no sólo el transporte de masa de agua pero también cambian debido a efectos termales que tiene virtualmente en la circulación Oceánica y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), en la geodinámica global. El cambio de nivel del mar debido a la entrada de agua (obstruyendo y el sistema cambia) refleja el negativo del total de la suma de los cambios a largo plazo. Unos 2 mm por el nivel del mar por año es para la geodinámica como se muestra en la **Tabla 3**.

El rebote que ocurre en latitudes altas para reducir J_2 también se cree que causa una tendencia secular en el movimiento polar como la respuesta del eje de la rotación de la Tierra a la masa nula que dejó atrás. Esta tendencia polar debe continuar gradualmente hasta el rebote post-glacial del material del manto en el cambio nulo. Las estimaciones para el rebote post-glacial cedido se muestra en la **Tabla 3**.

Hasta donde las observaciones y los problemas asociados están interesados los cambios en el geoide global y Rotación Terrestres difieren completamente en la técnica innovadora y en la precisión, características del ruido así como la resolución temporal que puede lograrse. La supervisión de la rotación de la Tierra en términos de ΔLOD y el movimiento Polar con medidas de satélite desde aproximadamente 1980 tienen casi solamente un hecho por técnicas geodésicas espaciales, láser satelital e Interferometría de línea de muy larga base (VLBI). La aplicación del Sistema de Posicionamiento Global, también ha demostrado un triunfo obteniendo resolución alta en datos de la Tierra. Estas técnicas ahora rutinariamente el alcance de una precisión notable en **1 mas** y a menudo diario subalterno, en las determinaciones de la orientación de Tierra (**Tema VII, Tabla 4**).

Entendiendo el resultado junto con los parámetros de rotación de Tierra observados se ha encontrado con éxito unas variantes. El periodo-largo que se ha explicado bien las influencias de la marea diurna y semidiurna están empezando a ser descubiertos. El ΔLOD de balanza temporal de unas semanas al interanual simplemente se ha puesto en correlación claramente con la velocidad adquirida Momento Angular Atmosférico

(AAM), variaciones dominadas por las estaciones del año pero también incluyendo fenómenos atmosféricos no-estacionales prominentes de 40 a 60 oscilaciones, El Niño, y el Oscilación Casi-Bienal (QBO), Momento Angular atmosférico (AAM) y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) (se aborda en el Capítulo V) también se ha identificado como la causa primaria anual en el movimiento polar. Sin embargo, las excitaciones sísmicas de movimiento polar en los últimos 25 años son demasiado pequeñas para ser significativas. Las causas para el Decadal LOD así como la tendencia secular en el movimiento polar es aun desconocido de una magnitud grande pero puede especularse con base a la redistribución de masa. Las actividades del centro (la masa y términos del movimiento) se han llevado las fluctuaciones Decadales grandes observadas en LOD (1 a 2 mas), considerando el rebote post-glacial, se cree que es consistente con el observado en la tendencia polar.

Hay una relación estrecha en los estudios con los fenómenos Océano-Atmosféricos cada vez más unidos, un estudio más profundo permitirá comprender y deducir los parámetros en el modelo real de la Tierra.

CAPÍTULO I. MOVIMIENTOS TERRESTRES

La tierra realiza dos movimientos principales translación y rotación. El giro de la Tierra sobre su eje se llama día y es al tiempo que tarda en dar una vuelta sobre su propio eje en 23 h 56 m 4 s. En su movimiento de translación, tarda un año en dar una vuelta alrededor del sol, como resultado de este movimiento y a la inclinación del eje, da origen a las distintas estaciones. <Kurt Lambeck 1987>

PRECESIÓN Y NUTACIÓN

Los antiguos Babilonios y Egipcios fueron astrónomos, cartografiaron sus constelaciones, identificaron el curso del sol y estimaron los períodos de la Luna y el Sol y su movimiento; Hiparco de Nicea, hizo el primer y trascendental descubrimiento en astronomía, contrastando observaciones hechas durante más de un siglo, planteó que el eje alrededor del cual parece que giran los cielos cambia gradualmente, aunque muy despacio. <Juárez N. A., Ochoa S. P. 2001> <<http://www-istp.gsfc.nasa.gov/stargaze/sintro.htm>>

Aparte del movimiento de rotación y de traslación, tiene otros dos movimientos importantes. Son el de *Precesión* y el de *nutación* del eje terrestre.

El movimiento de precesión, se puede entender analizando lo que ocurre con un trompo cuando gira. Un ligero golpe en la parte superior mientras gira provoca un cabeceo que se denomina Precesión.

Se debe a tres razones:

- A la inclinación del eje terrestre (23.5°)
- A que la tierra no es exactamente una esfera, esta achatada en los polos.
- A la influencia gravitatoria combinada del Sol y la Luna sobre la Tierra.

Por ser la Tierra una esfera achatada en los polos y porque el eje de rotación esta inclinado, la fuerza de atracción gravitacional del Sol y de la Luna sobre una mitad de la esfera, no es igual a la fuerza de atracción sobre la otra mitad. La fuerza de

atracción, debida al Sol, sobre la mitad que está dirigida hacia él, siendo mayor que la fuerza de atracción sobre la mitad opuesta. Si en ese momento la Luna se encuentra al lado opuesto del Sol, su atracción gravitacional será mayor sobre la Tierra más cercana a ella. Estas dos fuerzas desequilibradas, originan una fuerza de torsión en el eje terrestre que lo hace cambiar de orientación. Pero, como la Tierra esta girando, el cambio en la dirección del eje se transforma en un movimiento circular alrededor de una línea perpendicular al plano de la órbita de la Tierra. De esta forma se origina el movimiento de precesión.

Una de las consecuencias evidentes del movimiento de Precesión es la modificación del ciclo zodiacal, como fue concebido hace 2 200 años por los griegos. El movimiento de Nutación, se debe a que la órbita de la Luna, está inclinada respecto al plano de la órbita de la Tierra, esto origina perturbaciones en la dirección del eje terrestre que se traduce en pequeñas protuberancias durante la precesión.

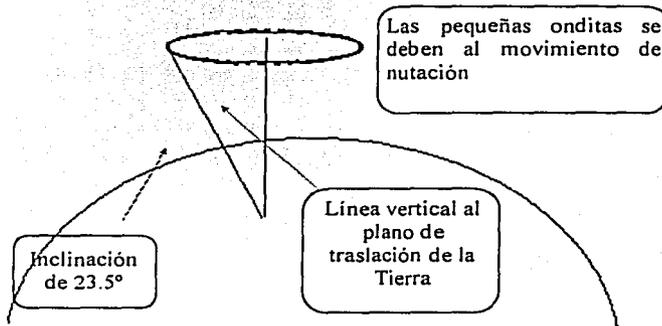


Figura 1. El movimiento de Precesión representado por la circunferencia que describe el eje terrestre y el movimiento de nutación esta indicado por unas pequeñas protuberancias sobre esa circunferencia. (Tomado de Juárez N. A., Ochoa S. P. 2001)

El movimiento de nutación completa un ciclo en 18 años y las amplitudes que alcanza son muy pequeñas, Por lo que es imperceptible excepto para los Físicos y Geodestas. Su eje tiende a permanecer alineado en la misma dirección, generalmente la vertical, aunque en el espacio puede ser en cualquier dirección.

Durante todo el ciclo de 26,000 años, la dirección hacia la que apunta el eje en el cielo, se mueve en un gran círculo cuyo radio cubre un ángulo de unos 23.5°. La estrella Polar hacia la que el eje apunta ahora (más o menos 1°) estuvo distante del polo y volverá a estarlo de nuevo dentro de unos miles de años (el máximo acercamiento será en el 2017). Debido al descubrimiento de Hiparco, la palabra "precesión" no volvió a significar "desplazamiento hacia Adelante", ya que ahora se aplica a cualquier movimiento de un eje girando alrededor de un cono (ver figura 1).

La Luna actúa sobre la tierra de una manera similar y la precesión observada es la suma de los torques polar y lunar, la órbita de la Tierra sobre el ecuador es algo excéntrico y dos veces al año cuando el Sol pasa encima del torque polar (solsticio invierno y verano) y varía periódicamente el resultado neto es el movimiento de precesión secular del eje rotatorio es perturbado por oscilaciones pequeñas o "cabeceo" el movimiento se llama nutación forzada, el término nutación principal tiene un periodo de diecinueve años, el tamaño del movimiento cabeceo es nueve segundos de arco, esto se levanta de una periodicidad de 19 años en la inclinación de la luna de la orbita, fue descubierto y explicado por el astrónomo James Bradley (1692-1762) en 1747. Aunque los movimientos de precesión y nutación son principalmente de interés astronómico y geodésico, también son de alguna consecuencia geofísica aunque sus amplitudes dependen de lo oblongo de la Tierra y proporciona un poco de información sobre la estructura interior Terrestre.

El misterio del siglo del "tambaleo de Cerero" de la Tierra ha sido resuelto por un científico en el Laboratory Motion Propulsion (LMP) de la NASA en Pasadena, California. El tambaleo del Cerero, nombrado por su descubridor en 1891, Seth Carlo Cerero, hijo, Científicos han estado intrigados particularmente por el tambaleo del Cerero, su causa es un misterio aunque ha estado bajo observación durante un siglo. Su periodo de alrededor de 433 (428 contemporáneo) días, o simplemente 1.2 años, tiempo para completar un tambaleo (movimiento a lo largo del eje). Se ha calculado que el tambaleo del Cerero desaparecería, o se reduciría

para ponerse a cero, en 68 años, a menos que una fuerza constante este actuando en él.

Escrito en agosto 1 del año 2000 en problemas de Cartas de la Investigación Geofísicas, Richard Gross, un geofísico de Jet Propulsión Laboratory (JPL), el tambaleo del Cerero está fluctuando por presión en el fondo del océano, causado por el cambio en la temperatura, salinidad y marea - viento hay cambios en la circulación de los océanos. El determinó que dos tercios aplicados a los modelos numéricos de los océanos es causado por cambios de presión de fondo oceánico y un tercio restante a través de fluctuaciones en la presión atmosférica. El efecto de vientos atmosféricos y corrientes del océano en el tambaleo es menor.
<<http://www.jpl.nasa.gov>>

MOVIMIENTO POLAR

Debido a las vibraciones de la Tierra con relación a su eje de rotación los polos se mueven a través de la superficie de ésta, describiendo una complicada curva espiral en relación con cierta posición media P_0 y sus variaciones respecto al Tiempo. Las observaciones seculares han demostrado que el promedio polar secular de movimiento en dirección al meridiano de longitud $\lambda = 285^\circ$ y una velocidad de $0.003'' - 0.006''$ por año.

El radio de rotación diario del polo instantáneo de la Tierra en relación con un punto fijo es de 0.05 m y en el movimiento de 14 meses el movimiento del polo en relación con el polo de inercia tiene un radio de cerca de 15 m. A su vez, el polo de inercia posee una rotación diaria con un radio de 15 m alrededor del polo instantáneo de la Tierra. <Mendoza A. D. 1997>

Las variaciones seculares en la composición de la Tierra ocasionan respectivamente variaciones en su figura dinámica y como consecuencia conducen al movimiento secular del polo de inercia de la Tierra, el movimiento secular del polo de inercia se presenta como movimiento secular de la rotación se tienen factores de carácter meteorológico y temporal, que determinan las

variaciones de la figura dinámica de la Tierra y se presentan como movimientos no periódicos del polo de rotación, movimiento de las Placas Tectónicas, terremotos, maremotos y otros procesos geodinámicos.

Todo los procesos geodinámicos internos y externos, los cuales teóricamente no pueden ser rígidamente ni totalmente determinados, que puedan satisfacer las exigencias de la práctica geodésica contemporánea, el método básico para la determinación operativa de los parámetros del movimiento del polo de la Rotación Terrestre, es la observación de la variación de las coordenadas de los puntos de observación terrestre a los satélites (SAT) a través del tiempo, veamos la deducción de la fórmula de transformación de coordenadas rectangulares geocéntricas de una época a otra considerando el movimiento de los polos de la Tierra.

En la figura 2 se muestra el sistema de coordenadas geocéntricas cartesianas X_0, Y_0, Z_0 de la época OY_0 y X, Y, Z de la época de observaciones T . Los ejes de coordenadas corresponden a las direcciones: OX_0 dirigido hacia el punto de intersección X_0 de la línea del ecuador medio $EoEo'$ y el meridiano de Greenwich PoG ; OZ_0 se dirige hacia el punto del polo norte Po de la época To ; OY_0 -se encuentra sobre el plano del ecuador medio, complementando el sistema de coordenadas cartesianas de mano derecha. Se da la posición del polo instantáneo por la distancia esférica R_0 y el acimut W_0 . Para el traslado de las coordenadas de la época To a las coordenadas

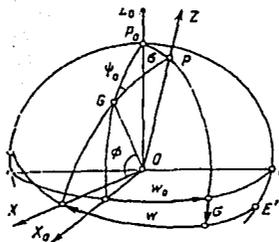


Fig. 2 Esquema del cálculo del movimiento de los polos (tomado Mendoza A. D. 97)

OX -se dirige hacia el punto x. que es la intersección de la línea del ecuador instantáneo EE' y el meridiano de Greenwich PG en la época T ; OY -se encuentra sobre el plano del ecuador instantáneo, completando el sistema de coordenadas cartesianas de mano derecha. En la figura 2 la latitud geocéntrica de Greenwich se designa con la letra σ coordenada de la época T es indispensable ejecutar tres rotaciones, que son: la de un ángulo W_0 alrededor del eje OZ; la del ángulo $0''$ alrededor de un nuevo eje de ordenadas; y la de un ángulo w alrededor del eje OZ, de agosto a octubre de 1980 dentro de los marcos del proyecto MERIT (proyecto de observaciones de satelitales) se realizó la primera campaña de observaciones con la utilización tanto de los medios de medición tradicionales, como de los nuevos, en el período del 1° de septiembre de 1983 al 31 de octubre de 1984 fue realizada la campaña básica de observaciones.

La precesión, la cual es ocasionada por la atracción lunisolar de la elipsoidad terrestre suponiendo que la compresión polar de la Tierra es igual a $1/230$. I. Newton obtuvo una precesión lunisolar igual a $68''$ en el año, posteriormente, I.S. Laplace señaló que para la compresión polar igual a $53,6''$, lo cual dentro de los límites de la precisión de los cálculos coincide con la magnitud verdadera $50,3''$.
<Mendoza A. D. 1997>

En 1727 J. Bradley J. observando la estrella de la constelación del Dragón advirtió cambios complementarios a sus coordenadas, en 1748, explicó correctamente este fenómeno como consecuencia del movimiento nutacional del eje rotacional dentro del período de 18.6 años, el cual coincide exactamente con el período de los nodos lunares. A su vez, la nutación del eje terrestre está condicionada al cambio periódico de la posición recíproca de las órbitas lunares y terrestres. J. Delambert en 1749 elaboró la teoría dinámica de la nutación. El descubrimiento del efecto de la nutación estimuló el desarrollo de la dinámica del cuerpo rígido, en 1765 L. Euler elaboró la teoría del movimiento absoluto del cuerpo rígido cerca del punto inamovible, es evidente que el polo instantáneo de la Tierra se mueve en círculo cerca del polo de inercia y describe la circunferencia polar correspondiente

al un período $T=H_0-1$; H_0 =período; este período es igual a 305 días estelares y se le designa "período de Euler"

Para la confirmación experimental de la teoría de Euler, por el astrónomo J.I. Peters en el período de 1842-1843 realizó observaciones de latitud y determinó el ángulo formado por el eje de rotación y el eje polar de inercia de la Tierra, con una precisión de $0.08''$; de las observaciones de J.I. Peters y de las de M.O. Newren se calculó el valor medio de latitud de Pulkov para distintas épocas.

El movimiento real del polo también fue demostrado por observaciones realizadas en Berlín e iniciadas en 1884, insignificantes discrepancias en los valores de las latitudes fueron obtenidas en Greenwich, Washington, París, Roma y Nápoles, analizando estos resultados, los astrónomos advirtieron el desplazamiento secular y las vibraciones periódicas de la latitud con períodos cercanos al anual.

La Asociación Internacional de Geodesia organizó observaciones especiales en una serie de observatorios, estas observaciones mantuvieron la realidad del movimiento de los polos en los subsuelos de la Tierra, y demostraron que este movimiento se diferencia del movimiento pronosticado en base a la teoría de Euler de la "rotación absoluta del cuerpo rígido alrededor del centro de masa", en 1892 S. Chandler, procesando series largas de observaciones de latitudes, obtuvo la *fórmula* empírica

$$\varphi - \varphi_0 = R_1 \cos [(t-T)\vartheta] - R_2 \cos (L_0 - L_1)$$

φ =latitud

φ_0 =latitud

t=tiempo

T=tiempo

L_0 =Long.

L_1 =Long.

El primer miembro de la parte derecha de la fórmula de Chandler posee un período de 430.7 días (en base a datos contemporáneos son 428 días) y el segundo miembro es el período anual, L_0 - es la longitud del Sol, L_1 es la longitud del Sol en la época T2, cuando el segundo miembro alcanza el mínimo negativo. S. Chandler estableció que la amplitud R_1 , es constante y la amplitud R_2 varía con

el correr del tiempo, el período de catorce meses del movimiento del polo descubrió S. Chandler y por eso lleva el nombre de "período de Chandler". Se originó la necesidad de revisar la tolerancia de partida acerca de la rigidez absoluta de la Tierra, lo cual sirvió a los científicos de buen criterio para evaluar la legitimidad de otras hipótesis acerca de las propiedades mecánicas de la Tierra: el valor teórico del período del movimiento de los polos debe igualarse en el decimocuarto mes. I. Newton en 1895 las latitudes de todos los observatorios. El demostró la posibilidad de determinación del polo en cualquier época relacionándolo con el polo medio en base a observaciones realizadas en dos estaciones, ubicadas en una misma latitud y retiradas una de otra a 90° de longitud.

Las observaciones de latitud realizadas en diferentes observatorios demostraron que el movimiento de los polos se relacionó con aquellos fenómenos planetarios los cuales no pueden ser pronosticados con la precisión requerida para trabajos Geodésicos, es por eso que para el estudio detallado del movimiento de los polos se construyeron estaciones especiales de latitud, las cuales realizan observaciones de latitud desde el otoño de 1889. En 1895 en la II Conferencia Internacional de Geodesia realizada en Berlín se habló de la creación del Servicio Internacional de Latitud (ISL) para el estudio sistemático del movimiento de los polos, para ello se debió organizar una red de varios observatorios ubicado en un mismo paralelo, uniformemente distribuidos en base a la longitud, y realizar en ellos observaciones a las estrellas con un programa único donde se deberían utilizar el mismo tipo de aparatos, observatorios, bases, etc.; Por lo que con tales observaciones se podían eliminar muchos errores sistemáticos y obtener material para el estudio no sólo de los movimientos periódicos del polo, sino también para los seculares.

En 1899 en el hemisferio norte se organizaron seis estaciones de la "latitud" tal ubicación de las estaciones elimina el efecto de los errores posición estelar. Desde 1961 el Servicio Internacional de la Latitud se llama Servicio Internacional del Movimiento de los Polos (**SIMP**). Este agrupa el trabajo de cinco estaciones de

la "latitud": Carloforte, Kitab, Midzusava, Geitersberg y Yucaia, para la deducción de los parámetros del movimiento de los polos, además de las observaciones de las estaciones del SIMP, se utilizan observaciones de otros 70 observatorios, el principal observatorio de la ACURSS en base a resultados de todas las observaciones sistemáticas de latitud elaboró el "catálogo de las coordenadas del polo de la Tierra desde 1890, hasta 1969, la cuestión del movimiento secular de los polos todavía a fines del siglo XIX los astrónomos la examinaban, dirigiendo la atención a la disminución sistemática del transcurso del tiempo de latitud de los observatorios de Pulkov, Greenwich, París, Milán, Roma, Nápoles y al aumento de las latitudes de varios observatorios americanos.

A.Y. Orlov, determina con claridad el concepto de "polo medio". Las suposiciones básicas acerca del estudio del movimiento de los polos consisten en lo siguiente: el polo instantáneo es la intersección del eje instantáneo de rotación de la Tierra con su superficie, todas las observaciones dan la latitud referida a este polo instantáneo, la latitud media se somete a variaciones seculares y periódicas, la latitud media de un momento dado sería aquella latitud para dicho momento. Si ésta no estuviera sujeta a variaciones periódicas, de tal manera que el polo medio de la época es aquel polo cuya posición es la de dicha época, si en su movimiento no hubiera existido una componente periódica, la posición media de los polos en un momento dado corresponde al promedio de la latitud de todos los puntos de la superficie terrestre en dicho momento.

Las coordenadas del polo es necesario calcularlas en base a las desviaciones de latitud instantánea en relación con el promedio de una misma época, si suponemos que el polo medio es inamovible entonces los cálculos se hacen de tal manera que las coordenadas de los polos siempre se relacionan con ese mismo polo medio, las observaciones de latitud en las estaciones del SIMP se presentan de tal manera, que no dan material seguro para el análisis del movimiento secular de los polos, para esto es necesario una organización especial de observaciones, si en el futuro se detecta y determina confiablemente el movimiento secular de los polos; entonces todos los cálculos de latitudes se pueden fácilmente conducir a

una época, para el estudio del movimiento secular de los polos, A. Y. Orlov procesó observaciones de latitudes de un período de 51 años de las estaciones del SIMP Midzusava. 79 590; Carloforte, 94 200; Yucaia 84 882; Kitab) ubicadas en un mismo paralelo ($\varphi = 39^{\circ} 08'$).

Después de búsquedas y ensayos de diversas variantes del procesamiento A.Y. Orlov llega a la conclusión de que el movimiento secular es de $a = 0,004''$ en el año a lo largo del meridiano 69° longitud occidental, las investigaciones del movimiento secular, sin lugar a dudas, son indispensables para la teoría y práctica contemporáneas y por lo tanto tales investigaciones continúan. A. L. Mijailov en 1971, procesando observaciones de latitudes de muchos años, evaluó el movimiento secular de los polos en **0, 102 m por año a lo largo del meridiano 72° al Occidente.** L.D. Kostin y V.I. Sajarov en 1974, del procesamiento de amplias observaciones de latitudes, determinaron el movimiento secular de los polos en **0,10 m al año a lo largo del meridiano 69° al Occidente.**

Nuevas posibilidades en el estudio del movimiento de los polos presentan las observaciones desde los SAT y otros objetos cósmicos, en todas las ecuaciones de movimiento de los SAT participa la matriz del polo, las coordenadas de los polos se pueden encontrar como componentes sistemáticas en base a observaciones láser, Doppler y fotográficas, la información más operativa y voluminosa la dan las observaciones Doppler a los SAT; dando las coordenadas geocéntricas de los observatorios de rastreo en determinada época y acumulando las observaciones láser a los reflectores de la Luna aparatos espaciales y radiointerferometría, se puede fijar la posición del eje de rotación de la Tierra en cualquier época.

Distribuyendo estos observatorios en determinada forma en los hemisferios Norte y Sur, organizando en ellos observaciones en base a un programa internacional, se puede resolver de la mejor manera el problema del polo, significativo es el aporte de los SAT y otros objetos cósmicos en el estudio del movimiento de los polos, la determinación conjunta de la latitud y longitud en las estaciones del

SIMP, de las observaciones a los SAT y otros objetos cósmicos, permiten resolver el problema del polo de la Tierra lo suficientemente completo, de tal manera que los datos obtenidos satisfacen los requerimientos más exigentes de la astrometría fundamental, geodesia, geofísica, y el pronóstico de una serie de procesos planetarios.

Puede ser que las variaciones de la prolongación de los días sean muy pequeñas, sin embargo su estudio tiene un gran valor científico y práctico, se conocen tres tipos de variaciones de la velocidad de rotación de la Tierra: el retraso secular, las variaciones estacionales periódicas y las variaciones de saltos irregulares, el retraso secular de la rotación de la Tierra está condicionado a la acción de las fuerzas de protuberancia de la atracción de la Luna y el Sol. Actualmente se considera que la prolongación de los días se ha aumentado en los últimos 2000 años en una media de 0.0023 ms por siglo, los datos astronómicos de los últimos 250 años muestran que la velocidad del retardo secular es de 0,0014 ms por siglo, la cual no coincide con la observaciones de los últimos 2000 años. Apoyados en los cálculos de N.N. Parisk, se detectó que además del retraso protuberante secular, tiene lugar el aumento de la velocidad de rotación en 0,001 ms por siglo, esto debido a la variación del momento de inercia de la Tierra.

Las variaciones periódicas anuales y semestrales de la velocidad de rotación de la Tierra se explica con las variaciones periódicas del momento de inercia, ocasionada por la temporada dinámica de la atmósfera y la distribución planetaria de los sedimentos, en base a datos contemporáneos la prolongación de los días en un año varía en 0,001 seg, la Rotación Terrestre es más rápida en julio, agosto y más lenta en marzo.

A través de lapsos irregulares de tiempo, casi múltiplos de 11 años, ocurren variaciones aleatorias de la velocidad de la rotación de la Tierra el carácter y naturaleza de las variaciones aleatorias de la velocidad de la rotación de la Tierra ha sido poco estudiado, se puede dar sólo una explicación mecánica con las fluctuaciones de la velocidad de rotación de la Tierra, en base al rebosamiento de

la amplitud por las variaciones protuberantes en un siglo. Mucho más rápido, las vibraciones filtradas pueden explicar la acción recíproca del manto y el núcleo y la aparición de momentos impulsivos, los cuales son aproximadamente igual a 2×10^{-7} del momento general del movimiento de la Tierra, la diferenciación gravitacional de la sustancia y el retardo secular de la rotación de la Tierra pueden llevar a una disminución paulatina del volumen y achatamiento de la Tierra.

Por otro lado, la disminución de la constante gravitacional debe ocasionar el ensanchamiento de la Tierra y otros planetas, si la variación secular del volumen y la compresión polar tienen lugar, entonces éstas serán detectadas con la ayuda de las determinaciones geodésicas fundamentales de las longitudes y posiciones espaciales de las cuerdas que abarcan a todo el planeta, y entonces aparecerán nuevas posibilidades en el desarrollo de la Geofísica con la Topografía y Geodesia.

En la geodinámica en primer plano se encuentra el problema del estudio de la figura dinámica de la Tierra mediante métodos geodésicos, las determinaciones fundamentales de los parámetros de la figura dinámica son indispensables para el estudio de la variación secular de la figura terrestre.

A continuación se muestra en la Tabla 1 los errores medios cuadráticos de la determinación de los parámetros del promedio mensual de la rotación de la Tierra, mediante los métodos clásicos en base a un compuesto diverso de mediciones. De la tabla 1 se deduce, por ejemplo, que las coordenadas de los polos x e y se realizaron con la misma precisión tanto en base a observaciones de latitud, como en base a la determinación del tiempo. Los errores medios cuadráticos de valores de cinco días de las coordenadas del polo y del tiempo universal fue en 1980 igual a $0.01-0.02''$ y $0.0009-0.00165^s$.

X ang. en seg.	Y ang. en seg.	UTI ang. en seg.
DETERMINADOS EN BASE AL TIEMPO		
0.015	0.018	0.0018
0.012	0.015	0.0008
DETERMINADOS EN BASE A LA LATITUD		
0.013	0.011	
0.012	0.010	
DETERMINADOS EN BASE AL TIEMPO Y LATITUD		
0.010	0.009	0.0010
0.008	0.008	0.0008

Tabla 1. Errores medios cuadráticos en la determinación de las coordenadas x, y de los polos y tiempo UTI (tomado Mendoza A. D. 97)

Las determinaciones de las coordenadas del polo en base a las observaciones Doppler a los SAT, se realizan sistemáticamente desde 1970, cuando se formó el "SERVICIO DE DALGRENOBLE DEL MOVIMIENTO DEL POLO" (DPMS). En relación al perfeccionamiento del instrumental doppler y de la metodología de las mediciones se superó la precisión de la determinación de las coordenadas de los polos con estos métodos (en base a la divergencia interna de $m_x = 0.75$ m y $m_y = 0.59$ m en 1969 hasta, $m_y = 0.20$ m en 1974).

En 1969-70 había un tirón en el campo del geomagnetismo que es global y aparece "simultáneamente" en las estaciones separadas; "Esto sugiere que este fenómeno o sea producido por fuentes globales o regionales". Además, estaciones a lo largo de las latitudes-medias, particularmente las latitudes del Campo (y las longitudes asociadas), despliega periodos similares y el ciclo solar de 22-años en tirones polares. La fuente del tirón tiene implicaciones importantes para el origen del campo magnético de la Tierra y las observaciones llevan a interpretaciones que parten del modelo aceptado de la Tierra, pero conforma con lo que sería debido al Modelo de Tierra Campo-Dinámico. "

Como con otras observaciones hay indicaciones de una unión solar en tirones terrestres. Los tirones, como en 1913 y 1969, se pone en correlación con el ciclo

solar de 11-años. El movimiento helicoidal del Sol alrededor del baricentro o centro de masa, alcanzó un mínimo en 1913 y la más grande interacción solar tuvo lugar alrededor de los equinoccios; El Cambio de Longitud del Día(LOD) son variaciones asociadas con la inclinación de la Tierra en su eje, desplegando las variaciones más grandes alrededor de los equinoccios. Además, cambios en la cresta del campo geomagnético. De nuevo, todo esto indica que la Tierra es responsable para las transformaciones solares. Para una unión es evidente en las teorías que atribuyen los tirones a los cambios interiores y solares.

Uno de los periodos más activos de actividad solar tuvo en los acercamientos del milenio. Como podría predecirse, un tirón geomagnético, como en los archivos observados del geomagnético en Europa, tuvo lugar aproximadamente 1991. De nuevo, una correlación entre los tirones polares y la actividad solar es nombrada.

Entre 1947 y 1972 no hay evidencia para signos del corto-periodo que se originan el centro de la Tierra. Se atribuyeron tirones primero a los procesos interiores, pero se puso en correlación después con actividad solar. El sistema entero puede notarse en esa actividad geomagnética, actividad solar, cambios en el LOD, y otros fenómenos geofísicos, incluso el clima se pone en correlación.
<www.livingcosmos.com/unity.htm>

CAPITULO II. MEDIDA DEL TIEMPO

La unidad de tiempo en el Sistema Internacional de Unidades (SI) es el segundo, definido como la "duración de 9,192,631.770 períodos de la radiación correspondiente a la transición entre los dos niveles hiperfinos del estado fundamental de átomo de cesium 133", constituye la base de la escala de Tiempo Atómico Internacional (TAI), que es la fundamental para todos los guarda-tiempos y es mantenida por el Bureau Internacional de Heure de París (BIH) mediante los datos suministrados por múltiples osciladores atómicos de diversos países. El día queda definido como 86,400 segundos y el siglo juliano integrado por 36,525 días, (TAI) constituye una escala de tiempo continua y constante. La variabilidad del día solar medio—consecuencia de la disminución de la velocidad de rotación de la Tierra, cuyo valor medio se aproxima a 0.5 segundos por año - constituye una dificultad para referenciación de ambos días, problema que se resolvió con la introducción del concepto de Tiempo Universal Coordinado (UTC), que manteniendo la misma duración que TAI, sufre incrementos periódicos de un segundo cuando se considera necesario para acelerarlo a UTC. <Mendoza A. D. 1997>

Estos incrementos o saltos, conocidos como "leap second" (segundos traslapados), se avisa a todos los usuarios con suficiente anterioridad a su introducción por el BIH. Cada país dispone de un Centro Oficial donde se ubica el Servicio de la Hora, encargado de mantener el UTC.

Las señales de tiempo radiodifundidas por los satélites NAVSTAR (Navigation Satellite Time And Ranging) en su mensaje de navegación están sincronizadas con los relojes atómicos de la Estación Principal, pertenecientes al conjunto de 25 relojes que definen el tiempo UTC en el U. S. Naval Observatory, conocido como (USNO), y que participan en la definición de TAI por el BIH. El tiempo inyectado a los satélites, manteniendo sus osciladores estables y radiodifundido en el mensaje, se conoce como **Sistema de Tiempo GPS (GPS ST)** y constituye una escala sumamente estable, sincronizado con UTC a las 0h el día 6 de enero 8 (domingo) de 1980, momento en que comienza a contarse GPS ST en semanas y

las fracciones de éstas en segundos, unidades en las que, en general, suelen datarse las observaciones de los receptores. Así, por ejemplo datos correspondientes a las 18h el día 26 de septiembre de 1987 quedarán fechados como: semana 400; sábado; 583.200 segundos.

En consecuencia entre GPS ST y UTC existe una diferencia periódicamente incrementada, consistente en el número entero de segundos introducidos en lo sucesivos "leap second" desde la fecha de sincronización. Así, en 1 de enero de 1988 será:

GPS ST = UTC + 5 SEGUNDOS

Entre GPS ST y TAI existe una diferencia constante de 19 segundos, de tal forma que:

GPS ST = TAI - 19 SEGUNDOS

TIEMPO ATÓMICO

La escala del Tiempo Atómico (AT) se determina con base en la utilización de etalones moleculares y atómicos de alta estabilidad de frecuencia en combinación con relojes de cuarzo de alta precisión. El tiempo atómico posee uniformidad en lapsos largos de tiempo. Cada escala de tiempo atómico se determina concretamente con un "etalon atómico o molecular", se regula el funcionamiento de los relojes de cuarzo.

La unidad de medición en el sistema AT siglas en inglés, es el segundo atómico, fue determinado en 1967, en la resolución de la XIII Conferencia del Comité Internacional de Pesas y Medidas. <Mendoza A. D. 1997>

Todas las escalas del tiempo atómico poseen diferentes orígenes (punto nulo), donde la diferencia de los orígenes son constantes. Los etalones de cesio de frecuencia relativa de conservación del tiempo abastecen una precisión del orden

de 10^{-10} - 10^{-11} en un período de varios años, además el generador de hidrógeno abastece una precisión alta del orden de 1×10^{-13} .

En cuanto a las escalas AT y UT no concuerdan entre sí, debido a la desuniformidad del UT, por ello se introdujo una escala intermedia del tiempo internacional coordinado (UTC) (Universal Coordinated Time). La escala UTC se liga con el tiempo atómico internacional (IAT), de tal manera que el tiempo internacional coordinado UTC representa al tiempo UT con la máxima precisión.

De acuerdo a la solución del Comité Consultor Internacional de Radiocomunicación (CCJR), iniciando la época del primero de enero de 1972 a las 1:00h en el sistema UTC se adoptó en calidad de unidad al segundo SI (Sistema Internacional), es decir al segundo atómico del tiempo IAT. Con esto la diferencia testimonial de los relojes en los sistemas UTC y UTI, no debe sobrepasar 700 microsegundos, actualmente, las estaciones radiodifusoras envían las correcciones a las radioemisiones de tiempo con una diferencia UTI-UTC, en otras palabras, el sistema UTC debe ser cercano al UTI. Actualmente las estaciones radiodifusoras envían las correcciones a las radioemisiones de tiempo en forma de la diferencia UTI-UTC, el sistema UTC debe ser cercano al UTI. Si la diferencia UTI -UTC en relación a modulación es mayor a 0.7 segundos entonces en el sistema (UTC) se salta en 1s; Es decir, se ignora o se introduce un segundo en serie de señalamientos secundarios, esto en dependencia del signo de las diferencias de UTI -UTC.

La relación de los sistemas de tiempo IAT y UTC se determina por la expresión

$$\text{IAT} - \text{UTC} = A + B (\text{JD} - T_0)$$

donde A y B son los coeficientes numéricos y T_0 es cierta época inicial, JD (día juliano).

La introducción o desprecio del salto en 1s en la transmisión de las señales del tiempo exacto se realiza en el último segundo del día 31 de diciembre o 30 de junio y, en caso de ser necesario en ambas fechas. Cuando el segundo es positivo, entonces éste inicia a las 23h59m60s UTC y termina a los 0^h 0^m 0^s UTC del primer día del mes siguiente. En el caso de cuando el segundo es negativo, entonces después del momento 23h 59m 58S sigue el momento 0^h 0^m 0^s del primer día del siguiente mes.

La liga del tiempo atómico internacional (IAT) con el sistema del tiempo efemeroidal (ET) se establece con la utilización del tiempo universal UT1.

$$AT(A) = IAT + 32.18S - UT1$$

La diferencia del tiempo universal, el tiempo universal coordinado y el tiempo atómico se publican en un boletín especial "tiempo universal". En este boletín se publican los valores de las coordenadas x e y del polo internacional en el sistema del origen internacional condicionado.

Los valores de los tiempos homónimos para las escalas formadas en el sistema del Buró de la Hora Internacional (BIH), los sistemas y prácticamente coinciden ya que la diferencia no sobrepasa 1 milisegundo. <Mendoza A. D. 1997>

SISTEMAS DE TIEMPO UNIVERSAL Y SIDERAL

"El tiempo estelar local s ", es decir el tiempo sobre el meridiano de observación. se determina y mide por medio del ángulo horario del punto del equinoccio vernal

$$s=t$$

Al lapso de tiempo entre dos culminaciones homónimas consecutivas del punto del equinoccio vernal se denomina "día estelar", en dependencia de la elección del punto del equinoccio vernal, el tiempo estelar, puede ser verdadero, pseudo verdadero y medio. Para la medición del tiempo estelar "verdadero" se utiliza el punto verdadero del equinoccio vernal el cual participa en los movimientos de

Precesión y Nutación, en la medición del tiempo estelar, "pseudo verdadero" no se considera la Nutación.

En la medición del tiempo estelar "medio" se elimina completamente el movimiento de nutación y se considera solamente la Precesión. El tiempo estelar medio sobre el meridiano de Greenwich se denomina tiempo estelar de Greenwich S, y está ligado con el tiempo estelar local por medio de la relación:

$$s = S - L;$$

En donde L es la longitud del lugar de observación se considera positiva hacia el Occidente, negativa hacia el Oriente. El tiempo medio estelar (S_{MED}) se distingue del tiempo verdadero estelar en una magnitud de una nutación entera sobre la ascensión recta ($N\alpha$):

$$S_{VER} = S_{MED} + N\alpha = S_{MED} + \cos \epsilon.$$

El tiempo estelar local S se puede determinar midiendo la ascensión recta de alguna estrella en el momento de su culminación superior, es decir:

$$S = \alpha$$

Como consecuencia de la precesión, los días estelares promedio son mas cortos que el período de un giro de la Tierra sobre su propio eje en 0,0084s. Los días estelares verdaderos también se distinguen del período del giro completo de la Tierra sobre su propio eje en una magnitud variable, la cual depende de la nutación del eje de rotación terrestre.

Análogamente al tiempo estelar, se introduce el "tiempo solar verdadero v"; el cual se mide mediante el ángulo horario del centro del disco visible del Sol, donde el ángulo horario se contabiliza a partir del meridiano instantáneo del lugar de observación. El lapso de tiempo entre dos culminaciones homónimas consecutivas del centro del disco visible del Sol, por un mismo meridiano, se denomina "día solar verdadero". El tiempo solar verdadero no constituye una escala uniforme, ya

que las variaciones del ángulo horario del Sol verdadero dependen de la órbita elíptica y el ecuador.

Con base en la teoría del movimiento de la Tierra alrededor del Sol, en lugar de Sol verdadero, se introduce un punto ficticio que es el Sol promedio ecuatorial, esta introducción requiere de la inserción de otro punto ficticio que es el Sol eclíptico promedio. El Sol eclíptico promedio se mueve uniformemente en eclíptica con una velocidad angular media igual a la del Sol verdadero y con esto, simultáneamente, el Sol eclíptico y el Sol verdadero pasan por el perigeo y el apogeo. El Sol ecuatorial promedio se mueve uniformemente sobre el plano del ecuador y, simultáneamente con el Sol eclíptico promedio, pasa a través del equinoccio vernal.

El tiempo solar promedio m se mide por medio del ángulo horario del Sol ecuatorial promedio; y la liga entre el tiempo solar verdadero v y el tiempo solar promedio m se establece por medio de la ecuación del tiempo E :

$v - m = E$ por lo que la ecuación del tiempo E se puede presentar

$$E = 460^s \sin g - 592^s \sin 2(r + g) \quad \text{donde } g \text{ es la anomalía promedio del Sol verdadero y } r \text{ es la longitud promedio de perigeo de la órbita geocéntrica solar.}$$

En el sentido de "tiempo solar verdadero, menos tiempo solar promedio", aumenta en 12h, se publica en las Oh de cada día en la parte del "Sol" del anuario astronómico de cualquier país, el tiempo medio local del meridiano de Greenwich se denomina tiempo universal y se designa con la letra M . El sistema correspondiente a este tiempo se llama "Tiempo Universal" y se designa con (UT), del procesamiento de las observaciones astronómicas de los movimientos diarios de las estrellas se obtiene directamente el tiempo universal UT_0 . El cual, tampoco forma una escala uniforme, como consecuencia de la dificultad de predecir las variaciones de la posición del eje de rotación de la Tierra en el cuerpo de ésta, las variaciones se ligan a los movimientos de los polos de la Tierra; introducción de

correcciones A LONG. por el desplazamiento del polo instantáneo con relación al polo medio permite el paso a una escala mas uniforme la UT_1 :

$$UT_1 = UT_0 + A \text{ LONG.}$$

Sin embargo, la escala UT_1 tampoco es uniforme, ya que tienen lugar las variaciones cesionales de la velocidad angular de la rotación diaria de la Tierra, las cuales están condicionadas a factores meteorológicos y que se repiten más o menos regularmente de año en año, si consideramos la corrección ΔT_c por desigualdades cesionales de la rotación de la Tierra; entonces obtenemos el sistema del tiempo UT_2 denominado seudo uniforme:

$$UT_2 = UT_0 + A \text{ LONG} + \Delta T_c$$

El buró de la hora BIH "Bureau International de L'Heure" publica con un año de anticipación los valores $A T_c = UT_2 - UT_1$ con intervalos de cinco días por año en el primer número del "Bulletin Horaire".

Sin embargo, la escala UT_2 tampoco es idealmente uniforme, en cuanto a que no considera otros efectos que influyen en la variación de la velocidad angular de la Tierra. El retardo secular de la rotación de la Tierra originada por la fricción de las mareas y también por las fluctuaciones de la velocidad angular ocasionadas por la actividad solar. <Mendoza A. D. 97> y no se abundará más en el tema.

CAPÍTULO III. FUERZA Y MAGNITUD DE CORIOLIS

A continuación se desarrolla el concepto efecto de Coriolis. Cuando un cuerpo se mueve con relación a un sistema de referencia en rotación, además de la fuerza centrífuga de inercia surge otra denominada FUERZA DE CORIOLIS o FUERZA DE INERCIA DE CORIOLIS; la aparición de la fuerza de Coriolis puede ser observada sobre un disco horizontal girando alrededor de un eje vertical, a una velocidad v' , sobre el cual se lanza una bola en dirección de O a A, Si el disco no gira, la bola rodará a lo largo de la recta trazada. Si por el contrario, el disco está en rotación en la dirección indicada por la flecha, la bola rodará por la curva OB de trazos, con la particularidad de que la velocidad v' de la bola cambiará su dirección. Por consiguiente, respecto del sistema de referencia en rotación, la bola se comporta como si sobre de ella actuara la fuerza F_c perpendicular a la velocidad v' .

Para que la bola ruede por el disco en rotación a lo largo de la recta radial, se la debe obligar mediante una guía, por ejemplo la arista OA de la (Fig. 3), colocando la bola frente a la guía. Durante la rodadura de la bola la arista de guía ejerce sobre ella cierta fuerza F_r , respecto al sistema en rotación (el disco), la bola se mueve a velocidad de dirección constante. Formalmente se explica por el hecho de que la fuerza F_r se equilibra con la fuerza de inercia F_c aplicada a la bola que es perpendicular a la velocidad v' . La fuerza F_c ES PRECISAMENTE, LA FUERZA DE INERCIA DE CORIOLIS.

Para empezar, se busca la expresión de la fuerza de Coriolis para un caso particular, cuando la partícula m respecto a un sistema de referencia en rotación, se mueve uniformemente por una circunferencia que yace en un plano perpendicular al eje de rotación y cuyo centro se encuentra en dicho eje como se muestra en la (Fig. 4). Designemos con v' la velocidad de la partícula con relación al sistema en rotación. En lo que atañe al sistema inmóvil de referencia (inercial) la velocidad de la partícula v es una magnitud igual a $v' + \omega R$ en el caso (a) y el valor $|v' - \omega R|$ en el caso (b), donde ω es la velocidad del sistema en rotación, R , el

radio de la circunferencia (ωR es la velocidad lineal del punto, por tanto $v=\omega R$ liga el módulo de las velocidades lineal y angular).

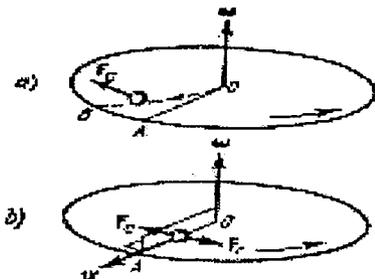


Figura 3. Representación de la Fuerza de Coriolis sobre un plano, a) libre, b) con una arista guía.

Con el fin de que la partícula se mueva con relación al sistema inmóvil por la circunferencia a una velocidad $v=v'+\omega R$, sobre ella debe actuar la fuerza F dirigida hacia el centro de la circunferencia, por ejemplo, la fuerza de tensión de un hilo con el que la partícula está atada al centro de la circunferencia (ver Fig. 4a). La magnitud de esta fuerza es igual a

$$F = mv'_n = \frac{mv^2}{R} = \frac{m(v'+\omega R)^2}{R} = \frac{mv'^2}{R} + 2mv'\omega + m\omega^2 R \quad (1)$$

En lo que se refiere al sistema en rotación, la partícula se mueve con aceleración

$$mv'_n = \frac{mv^2}{R} = F - 2mv'\omega - m\omega^2 R \quad (2)$$

De este modo, en el sistema en rotación la partícula se comporta como si sobre ella actuaran, además de la fuerza F dirigida hacia el centro de la circunferencia, dos fuerzas en sentido opuesto al centro: $F_{cent}=m\omega^2 R$ y la fuerza F_c , cuyo módulo es igual a $2mv'\omega$ (Fig. 4a). Es fácil comprender que la fuerza F_c puede ser representada en la misma forma:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$F_c = 2m[v'\omega] \quad (3)$$

La fuerza (3), es precisamente, la FUERZA DE INERCIA DE CORIOLIS. Para $v'=0$ esta fuerza no existe. La fuerza centro no depende de v' , como ya se indicó, actúa sobre los cuerpos tanto en reposo, como sobre los que están en movimiento.

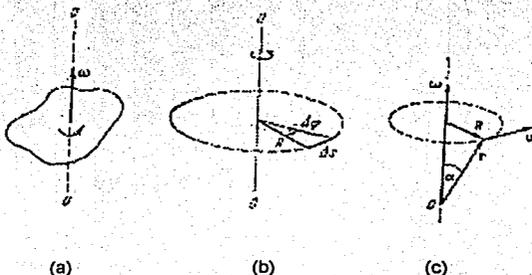


Figura 4. Diagrama de fuerzas actuando sobre la partícula.

Se determina ahora la FUERZA DE CORIOLIS PARA EL CASO CUANDO LA PARTICULA SE MUEVE AL AZAR RESPECTO DEL SISTEMA DE REFERENCIA EN ROTACION.

Se liga con el sistema en rotación los ejes de coordenadas x', y', z' , con la particularidad de hacer coincidir el eje z' con el eje de rotación que a continuación se muestra en la (Fig. 5). En semejante caso, el radio vector de la partícula puede representarse como

$$r' = x'e'_x + y'e'_y + z'e'_z \quad (4)$$

donde e'_x, e'_y, e'_z son los versores de los ejes de coordenadas. Los versores e'_x y e'_y giran junto al sistema de referencia a una velocidad angular ω , mientras que el versor e'_z queda inmóvil.

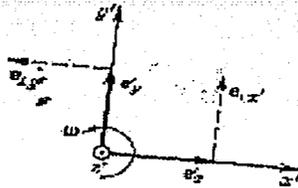


Figura 5. Sistema en rotación los ejes de coordenadas x', y', z' , con la particularidad de hacer coincidir el eje z' con el eje de rotación

Con ayuda del radio vector r , se debe determinar la posición de la partícula con relación al sistema inmóvil. Sin embargo, los símbolos r' y r designan un mismo vector, trazado desde el origen de coordenadas hasta la partícula. Un observador en el sistema de referencia en rotación designaría dicho vector con el símbolo r' ; según sus observaciones, los versores e'_x y e'_z están inmóviles, por lo que al derivar la expresión (4) trataría estos versores como constantes. El observador inmóvil haría uso del símbolo r ; para él los versores e'_x, e'_y giran a una velocidad ω (el versor \hat{z} está inmóvil). Por esta razón, al derivar la expresión (4) igual a r , el observador inmóvil debe tratar e'_x y e'_y como funciones de t , cuyas derivadas son iguales a:

$$e'_x = \omega e'_y, \quad e'_y = -\omega e'_x \quad (5)$$

(ver fig. 3 y la fórmula $e \perp a = \dot{\phi} e \perp$ donde la magnitud

$\dot{\phi} = \frac{d\phi}{dt}$ es la velocidad angular de rotación del vector a . El versor $e \perp$ yace en el mismo plano por el que gira en el momento dado el vector a , con la particularidad de que está dirigido hacia el lado en que transcurre la rotación); el versor $\hat{z} \perp x'$, que es perpendicular a e'_x es igual a e'_y , el versor $e \perp y$, que es perpendicular a e'_y es igual a $-e'_x$). Para las segundas derivadas de los versores según el tiempo, se obtienen las siguientes expresiones:

$$\ddot{e}'_x = \omega \dot{e}'_y = -\omega^2 e'_y, \quad \ddot{e}'_y = -\omega \dot{e}'_x = -\omega^2 e'_x, \quad (6)$$

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Para encontrar la velocidad de la partícula con relación al sistema de referencia en rotación, se deriva el radio vector (4) según el tiempo, considerando constantes a los versores:

$$v' = \dot{r}' = \dot{x}' e'_x + \dot{y}' e'_y + \dot{z}' e'_z \quad (7)$$

La segunda derivación de la anterior expresión proporciona la aceleración de la partícula respecto al sistema de referencia en rotación:

$$W' = \dot{v}' = \ddot{x}' e'_x + \ddot{y}' e'_y + \ddot{z}' e'_z \quad (8)$$

Se deducirá ahora la velocidad de la partícula con relación al sistema inmóvil de referencia. Con este fin, se deriva el radio vector (4) "desde el punto de vista" del observador inmóvil. Haciendo uso de la designación r en lugar de r' (recordar que $r = r'$), se obtiene:

$$V = \dot{r} = \dot{x}' e'_x + x' \dot{e}'_x + \dot{y}' e'_y + y' \dot{e}'_y + \dot{z}' e'_z \quad (9)$$

Derivando una vez más esta expresión según t , hallamos la aceleración de la partícula en lo que atañe al sistema inmóvil:

$$W = \dot{V} = \ddot{x}' e'_x + 2\dot{x}' \dot{e}'_x + x' \ddot{e}'_x + \ddot{y}' e'_y + 2\dot{y}' \dot{e}'_y + y' \ddot{e}'_y + \ddot{z}' e'_z$$

tomando en consideración las fórmulas (5), (6) y (8), la correlación obtenida puede ser transformada de la siguiente forma:

$$W = W' + 2\omega \begin{pmatrix} \dot{x}' e'_y - \dot{y}' e'_x \\ \dot{y}' e'_z - \dot{z}' e'_y \\ \dot{z}' e'_x - \dot{x}' e'_z \end{pmatrix} - \omega^2 \begin{pmatrix} x' e'_y - y' e'_x \\ y' e'_z - z' e'_y \\ z' e'_x - x' e'_z \end{pmatrix} \quad (10)$$

Considerando el producto vectorial $[\omega, V']$. Se presenta en forma de determinante:

$$[\omega, V'] = \begin{vmatrix} e'_x & e'_y & e'_z \\ \omega_x & \omega_y & \omega_z \\ v'_x & v'_y & v'_z \end{vmatrix} \quad (11)$$

De acuerdo con (7) $v'_x = x'$, $v'_y = y'$, $v'_z = z'$, además, con la dirección de los ejes de coordenadas elegidas por "nosotros"

$\omega_x = \omega_y = 0$, $\omega_z = \omega$. La sustitución de estos valores en (11) proporciona

$$[\omega, V'] = \begin{vmatrix} e'_x & e'_y & e'_z \\ 0.00.00. \\ x' & y' & z' \end{vmatrix} = e'_x \omega y' + e'_y \omega x' \quad (12)$$

El resultado muestra que el segundo término de la fórmula (10) puede escribirse de la forma $2[\omega, v]$, donde la expresión entre paréntesis en el último término de fórmula (10) es igual a la componente del radio vector r' perpendicular al eje de rotación (al eje z') (véase 4). designando dicha componente con el símbolo R (comparar con la Fig. 4). Teniendo en cuenta todo lo dicho, se puede escribir la correlación (10) del modo siguiente:

$$\omega = \omega' + 2[\omega, v'] - \omega 2R \quad (13)$$

De (13) se desprende que la aceleración de la partícula respecto del sistema inmóvil de referencia puede representarse en forma de la suma de tres aceleraciones:

ω'	con relación al sistema en rotación,
$-\omega 2R^{(1)}$	ó aceleración de arrastre y,
$\omega_C = 2[\omega, v']$	QUE SE LLAMA ACELERACION DE CORIOLIS. (14)

Es aquella que tendría la partícula en reposo sobre un sistema de referencia en movimiento (en nuestro caso en rotación)

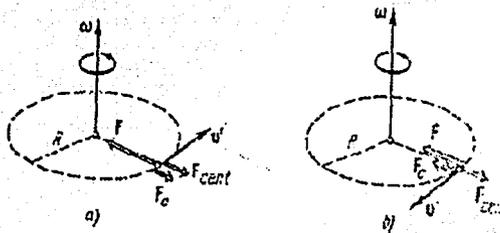


Figura 6. Dirección de la fuerza de Coriolis, magnitud y sentido.

Para que la partícula se mueva con aceleración (13), sobre ella deben actuar ciertos cuerpos con una fuerza resultante $F = m\omega$. De acuerdo con (13)

$$m\omega' = m\omega - 2m[\omega, v'] + m\omega 2R = F + 2m[v', \omega] + m\omega 2R \quad (15)$$

(la permutación de los factores hace variar el signo del producto vectorial). El resultado obtenido significa que durante la confección de la ecuación de la segunda ley de Newton, en el sistema de referencia en rotación, además de las fuerzas de interacción hay que tener en cuenta la fuerza centrífuga de inercia determinada por la fórmula (2), así como la fuerza de Coriolis, que en el caso más general se define con la fórmula (3). Cabe señalar, que la fuerza de Coriolis siempre yace en el plano perpendicular al eje de rotación.

De la comparación de las fórmulas (9), (7) y (5) sigue:

$$v = v + x'e'_y + y'e'_x = v' + \omega(x'e'_y - y'e'_x)$$

Por medio de cálculos análogos para llegar a (13), el último término de la expresión obtenida es igual a $[\omega, r']$. Por consiguiente,

$$v = v' + [\omega, r'] \quad (16)$$

con $v' = 0$ esta fórmula se convierte en $v = [\omega r]$.

Al interpretar los fenómenos ligados con el movimiento de los cuerpos respecto de la superficie de la tierra, en una serie de casos hay que tomar en consideración la influencia de las fuerzas de Coriolis. Por ejemplo, durante la caída libre de los cuerpos, sobre ellos actúa la fuerza de Coriolis que condiciona la desviación de la línea de la plomada hacia el oriente (Fig. 5), dicha fuerza tiene su máximo valor en el ecuador y es nula en los polos.

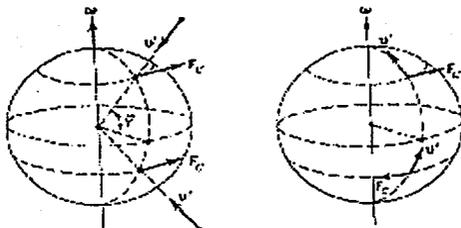


Figura 7. Representación de las fuerzas sobre una esfera.

Un proyectil en vuelo sufre las desviaciones provocadas por las fuerzas de inercia de Coriolis (Fig. 7). Al disparar un cañón dirigido hacia el norte, el proyectil se desviará hacia oriente en el hemisferio Septentrional y hacia occidente en el hemisferio Meridional. Al disparar a lo largo de un meridiano hacia el sur, las direcciones de las desviaciones serán las opuestas. Al disparar a lo largo del ecuador, las fuerzas de Coriolis tenderán a desviar el proyectil hacia la superficie de la terrestre si el disparo fue realizado hacia occidente y lo harán ascender si el disparo fue realizado hacia oriente.

También se manifiesta la fuerza de Coriolis en la oscilación del péndulo. En la Fig. 8 se muestra la trayectoria del peso del péndulo (para simplificar se supone al péndulo situado en un polo). En el Polo Norte la fuerza de Coriolis estará siempre dirigida hacia la derecha según la marcha del péndulo, en el Polo Sur, hacia la izquierda. Como resultado, la trayectoria tiene la forma de un rosetón

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

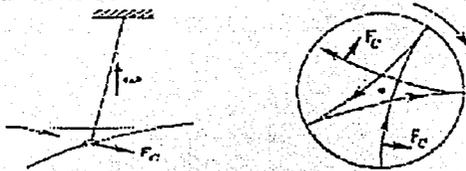


Figura 8. Oscilación de un péndulo de Foucault, describiendo un rosetón.

De la figura, se observa como el plano de oscilación gira respecto de la Tierra en dirección horaria, con la particularidad que en el transcurso del día y noche dicho plano da una vuelta. Con relación a un sistema heliocéntrico de referencia la cuestión residirá en que el plano de oscilación quedará invariable, mientras que la Tierra gira respecto de él efectuando una vuelta por día y noche. Puede ser demostrado que en la latitud el plano de oscilación del péndulo gira por veinticuatro horas a un ángulo $2\pi \sin \Phi$.

De este modo, al observar la rotación del plano de oscilación de un péndulo (los péndulos empleados para este fin se denominara péndulos de Foucault obtenemos la demostración directa de la rotación de la Tierra al rededor de su eje.

En Geodesia Física se le conoce como la corrección de gravedad de "Eötvös" o componente vertical de la fuerza de Coriolis. La unidad común de gradiente gravitacional, conocida como unidad de Eötvös es 10^{-6} miligales/cm de desplazamiento horizontal. Un problema común para todo tipo de instrumentos gravimétricos en movimiento sobre una tierra curvada rotando, resulta en una aceleración centrípeta, la cual puede ser corregida por la siguiente fórmula:

$$E = (R_{\phi} + h)(2V_{\phi}V_e + V^2) / R^2_{\phi}$$

donde:

R_{ϕ} es el radio de la Tierra a la latitud ϕ ,
 V_e es la componente de este de V ,

h la altura sobre el nivel del mar,
 V la velocidad total del vehículo,
 V_{ϕ} es la velocidad de rotación de la superficie de la tierra a la latitud ϕ .

Para velocidades menores a 15 nudos, la corrección de Eötvös puede ser aproximadamente $7.5 \cos\phi$ miligales por nudo, velocidad este-oeste.

La componente horizontal de la fuerza de Coriolis es en dirección directa Este-Oeste, esto produce un movimiento Norte-Sur sobre la tierra, de donde la componente horizontal forma un ángulo recto con la gravedad, este efecto sobre la gravedad es generalmente despreciable, y puede ser siempre despreciado.

Revisión del Sistema de Referencia. En esta sección, se toman las ideas y conceptos de Henry M Stommel & Dennis W Moore, quienes desarrollan exhaustivamente y en forma general a la Fuerza de Coriolis, sobre una partícula, donde las leyes de la física Newtoniana restringidas solamente a un espacio absoluto, en reposo con preferencia a un sistema inercial vagamente definido: las "estrellas fijas" (MARCO DE REFERENCIA).

Cuando se deriva la expresión para la aceleración en el caso de un marco de referencia en rotación aparecen diversos nuevos términos haciendo a la expresión poco familiar. Esos términos son proporcionales a las velocidades relativas y es llamada la aceleración de Coriolis. Todos los términos dentro de las aceleraciones pueden escribirse del lado izquierdo, pero hay un irresistible estímulo para pasar el lado izquierdo dentro de la forma familiar, como los términos extra son transpuestos al lado derecho, asumen el papel de "fuerzas".

La aceleración de Coriolis viene siendo las fuerzas de Coriolis surgiendo a partir de los problemas de la esencia formulada en un sistema de coordenadas no-Newtoniano rotando. <Henry M. Stommel & Dennis W. 1999>

Generalmente hay mas términos que son justo los términos de Coriolis dentro de las ecuaciones que queremos para mudar al lado derecho, dentro del esfuerzo

para pasar al lado izquierdo se observa probable esta contraparte dentro de un marco de referencia no rotando. Se quiere mostrar la cara del problema para delinear con esto las no-fuerzas de Coriolis sobre el lado derecho. Esta es la idea para llegar a una **plataforma de equilibrio dinámico**. Equilibrio no significa que el espacio absoluto en todas las fuerzas balanceadas de las partículas sea cero, solamente en un particular marco de referencia rotando ellas son arregladas para mantener las partículas dentro de un sólido uniforme en rotación alrededor del eje dentro del espacio absoluto. Esto toma algunas fuerzas reales dentro del espacio absoluto.

Se pretende introducir algunas fuerzas reales dentro del marco de referencia absoluto **gravedad, reacción de una superficie sólida sobre la partícula**-, esto balanceará los términos no-Coriolis. Entonces sobre la derecha los términos solamente serán la fuerzas de Coriolis proporcionales a la velocidad relativa. Como un resultado, con la partícula en reposo relativo para cualesquier sistema en rotación, las fuerzas de Coriolis serán cero, y las del lado izquierdo se observarán exactamente lo mismo que la expresión para la aceleración obtenida para un sistema no rotando. Esto semeja una paradoja para obtener por apoyo la estructura de fuerzas reales dentro del sistema absoluto -la plataforma-.

El cálculo de trayectorias de partículas moviéndose libremente sobre la superficie de revolución es a menudo mas simple sin la introducción de coordenadas rotando, por invocación de las primeras integrales: conservación de energía mecánica y momento angular.

El uso de primeras integrales esta estrechamente relacionado a la existencia de potenciales escalares a partir del cual las fuerzas gravitacional y centrífuga pueden derivarse. Para expresar las fuerzas actuantes sobre una partícula sujeta a ambas fuerzas gravitacional y centrífuga se escribe simplemente $F=0$ donde es la suma del potencial gravitacional ω_g y el potencial centrífugo $\omega_g = \omega^2 r^2/2$, en coordenadas cilíndricas polares para un sistema angular rotando a rapidez

angular ω alrededor del eje z. El potencial gravitacional ω_g por consiguiente depende de la distribución de masa del cuerpo atrayente.

Una superficie de potencial constante es una superficie equipotencial. Una partícula rotando con velocidad angular ω y sometida a la gravitación experimenta una fuerza perpendicular a la equipotencial ω (combinada centrífuga y gravitacional) sobre la que esta situada (cayendo). Si la superficie sólida de material resbaladizo coincide con la equipotencial en ese punto, se ejerce una reacción, bloqueando el efecto de reacción sobre la partícula, pero no la fuerza tangencial. Se puede considerar a la superficie sólida como una plataforma sobre la cual la partícula puede permanecer en reposo en el sistema de coordenadas rotando.

Estas anotaciones son ciertas para todas las plataformas de equilibrio consideradas. No obstante hay diferencias importantes entre plataformas similares. La forma de un plato rotando en laboratorio puede ser adaptada al experimentador, independientemente de la estructura potencial gravitacional terrestre el cual es raramente afectado por las pequeñas masas del disco. Por otro lado la figura de la Tierra igualmente depende de la rotación, debido a que la masa del interior terrestre se lo considera como un fluido que no ha llegado a su estado de equilibrio hidrostático. En este caso determina una de dos cosas la forma de la Tierra a priori, o la forma del potencial gravitacional. Se puede conocer la figura desconocida para calcular el potencial gravitacional así la figura de la Tierra se vuelve un problema implícito. Este problema para el cual Maclarium estableció una bella solución. Propuso una densidad uniforme de la Tierra, rotando con una cierta velocidad angular [dentro de límites], hay dos superficies elipsoidales limitando las masas las cuales pueden coincidir con un valor constante de la combinación del potencial gravitacional [para la masa elipsoidal] y el potencial centrífugo.

Como paréntesis dentro de las ideas de Henry Stommel & Dennis Moore, en aplicaciones meteorológicas y oceanográficas, el concepto de plataforma de

equilibrio es generalizado, algunas veces mas allá de una simple partícula deslizando sobre una superficie resbaladiza. Una delgada capa de fluido esta concebida, cubriendo la superficie de equilibrio del elipsoide, y al resto con respecto al sistema coordinado rotando. La presión del campo hidrostático dentro de la capa fluida coincide con las superficies de equilibrio de los potenciales combinados, balanceando exactamente las fuerzas combinadas. En este sentido los campos de presión son más representativos del mismo papel como la fuerza reactiva de la superficie rígida juega en nuestras simples plataformas.

Regresando al planteamiento de Henry S. & Dennis W, se trata a las **FUERZA REAL, Y APARENTE.**

Fuerza Real. La primera idea sobre los movimientos en el plano horizontal x,y , se ilustra como una gran tabla en reposo respecto a "las estrellas", libre de fricción, siendo sólo el efecto de gravedad perpendicular a la mesa y balanceado por la reacción vertical z , quien mantiene sobre ella a las partículas, con libertad de movimiento horizontal. Esto orienta la hipótesis del observador: el conoce como esta posicionando su pié relativamente sobre la mesa. En ausencia de fuerzas horizontales una partícula en el punto x,y tiene libertad de movimiento horizontal con cualquier componente de velocidad \dot{x}, \dot{y} , \ddot{x} y \ddot{y} derivadas respecto del tiempo]. Si existe una fuerza F aplicada por unidad de masa, con componentes F_x y F_y entonces las partículas se acelerarán de acuerdo a la ley de Newton:

$$\ddot{x} = F_x; \ddot{y} = F_y \quad (17)$$

Estas son las ecuaciones dinámicas en un marco de referencia en reposo. En ausencia de una fuerza $F_x=F_y=0$, entonces $\ddot{x} = \ddot{y} = 0$ y la partícula tiene velocidad constante \dot{x}_i, \dot{y}_i , donde el subíndice i denota la palabra "inicial". Las cantidades

x_i e y_i , son por lo tanto las velocidades en tiempo $t=0$ [tiempo "inicial"]. Si durante el curso del tiempo las fuerzas se activan, con alguna dependencia de la forma general $F_x=F_x(t)$, $F_y=F_y(t)$, entonces por integración de la ecuación (17) se obtiene para las velocidades

$$\dot{x}(t) = \dot{x}_i + \int_0^t F_x(r) dr$$

$$\dot{y}(t) = \dot{y}_i + \int_0^t F_y(r) dr$$

y con una integración ulterior

$$\ddot{x}(t) = \ddot{x}_i + \int_0^t F_x(r) dr$$

$$\ddot{y}(t) = \ddot{y}_i + \int_0^t F_y(r) dr$$

La figura 9 muestra la trayectoria de una partícula por series de puntos que indican la posición a incrementos uniformes de tiempo. Para los primeros diez incrementos la aplicación de la fuerza es cero así que la partícula se mueve invariablemente con velocidad constante inicial $\dot{x}_i=0$, $\dot{y}_i=cte$. Al incremento 10 la fuerza $F_x=cnte$, $F_y=0$ empieza la partícula a acelerarse en la dirección positiva x, como se muestra en la figura. Se tiene una fuerte impresión visual de la operación repentina de la fuerza actuando en ángulos rectos sobre la dirección ortogonal del movimiento antes de girar sobre la fuerza. Deriva uniformemente en la dirección positiva y la partícula "sopla" hacia la dirección positiva x iniciándose en el incremento décimo del tiempo.

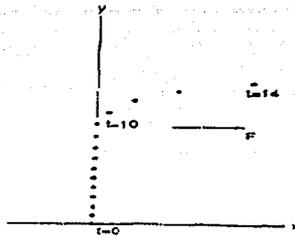


FIGURA 9. Las posiciones sucesivas de una partícula deslizándose sobre un plano sin fricción x, y se muestran por puntos, iniciándose en el origen. A partir de diez intervalos de tiempo sin fuerza y una velocidad uniforme constante en la dirección y , una fuerza en dirección x es curvada, como se indica con una flecha. En adición la deriva constante en dirección y , la partícula se acelera en la dirección x . Si observamos la trayectoria en este punto se puede probablemente inferir el inicio de la fuerza.

Fuerza Aparente. Comparando la imagen visual justamente como a continuación se muestra en la Fig. 9, observándola cuando esta en movimiento uniformemente con el marco de referencia, cuando de hecho la fuerza no lo hace girar. El observador intuye una fuerza actuando aún cuando no lo es. La impresión es tan fuerte como si realmente tuviera provecho, y conduce a una invención de la clase no existente, aparente, virtual, oculta o fuerzas advenedizas llamadas "fuerzas centrífugas" y de "Coriolis".

Supóngase un sistema de coordenadas rectilíneas x', y' rotando uniformemente a la razón Ω alrededor del origen del sistema x, y [el marco de referencia esta en reposo respecto a las estrellas]. A un tiempo $t=0$, los dos conjuntos de coordenadas coincide. Para cualquier tiempo t los dos conjuntos de coordenadas están relacionadas por

$$\begin{aligned} x &= x' \cos(\Omega t) - y' \sin(\Omega t) \\ y &= x' \sin(\Omega t) + y' \cos(\Omega t), \end{aligned} \quad (18)$$

$$\begin{aligned} x' &= x \cos \Omega t + y \sin \Omega t, \\ y' &= -x \sin \Omega t + y \cos \Omega t. \end{aligned} \quad (19)$$

Ahora esto es un problema simple. Imagínese que no hay fuerza alguna, que una partícula se mueve a través del plano x, y a velocidad uniforme $\dot{x} = \text{cte}$, $\dot{y} = 0$, pasando a través del eje y a $t=0$. Esta trayectoria recta en el plano x, y aparece

como una curva complicada en el plano x',y' (figura 8). Hay una fuerte impresión visual de la partícula iniciando su aceleración por una misteriosa fuerza asociada con el origen en cualquier camino complicado. La expresión analítica para estas fuerzas aparentes pueden obtenerse diferenciando las ecuaciones (19) dos veces con respecto al tiempo para tener la x' e y' en el marco de referencia rotando. por ello no hay cero, sus valores a la derecha aparecen como fuerzas, fuerzas "aparentes". Ninguna de estas en un caso especial desplegará la solución en un marco de referencia absoluto es $x=x_i t$ e, $y=y_i$, la primera diferenciación da

$$\dot{x}' = \dot{x}_i \cos \Omega t - \Omega (x \sin \Omega t - y \cos \Omega t)$$

$$\dot{y}' = -\dot{y}_i \sin \Omega t - \Omega (x \cos \Omega t + y \sin \Omega t),$$

y la segunda diferenciación da

$$\ddot{x}' = -2\Omega \dot{x}_i \sin \Omega t - \omega^2 (x_i t \cos \Omega t + y_i \sin \Omega t)$$

$$\ddot{y}' = -2\Omega \dot{x}_i \cos \Omega t - \omega^2 (-x_i t \sin \Omega t + y_i \cos \Omega t).$$

Observando los términos del lado derecho con aquellos puntos combinados con las cantidades Ω , \dot{x}_i , y_i y t , todos conocidos. Entonces se consideran "fuerzas" balanceando las aceleraciones \ddot{x}' , \ddot{y}' en el sistema rotando.

Estos son aparentemente algunas formas de fuerza actuando, rotando con una frecuencia ω y fuera de fase. La primera depende del producto de la velocidad angular de rotación y la velocidad absoluta. El segundo factor Ω^2 y se incrementa linealmente con el tiempo. El tercero depende del factor Ω^2 y de la constante absoluta y_i coordenada del espacio absoluto de la partícula. estas son las fuerzas "engañosas" que se intuyen para explicar los giros de la partícula observada en la figura 10.

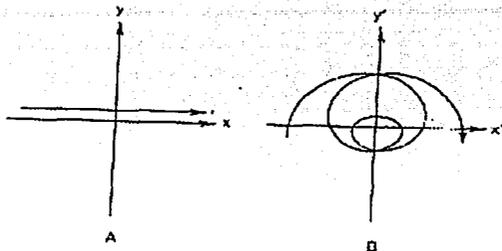


Figura 10. La figura derecha es la trayectoria de una partícula deslizando libre de fuerzas en la dirección positiva x con velocidad uniforme v . La trayectoria es una bonita línea recta. Observando la misma partícula a partir del plano x', y' rotando uniformemente contra las manecillas del reloj, la trayectoria puede aparecer como la figura derecha. La trayectoria girando puede sugerirse muy complicada de fuerzas actuando sobre la partícula, pero no hay fuerza. Se puede pensar con justeza que esto es posible, a menos que en el curso pueda auxiliarse observando el ciclo y ver las estrellas "fijas" yendo al derredor.

Pasando las ecuaciones x' e y' anteriores se pueden describir de la siguiente forma

$$x' = x_0 \cos \Omega t + \Omega y_0, \quad y' = -x_0 \sin \Omega t - \Omega x_0.$$

Estas expresiones para x' e y' son implícitas mas que explícitas en el tiempo, de donde ellas definen la velocidad en términos de tiempo y la posición presente de la partícula en el sistema coordinado en rotación. La expresión previa será variable solo en el tiempo: implícitamente la expresión puede aparecer confusa pero a menudo compacta para escribirla, y puede hacerse la interpretación física más directa. Por ejemplo, si se toma la velocidad inicial $x_0=0$, así que la partícula este en reposo en $(0, y_0)$ en un espacio absoluto inercial, las ecuaciones dentro de un sistema rotando son

$$x' = \omega \Omega y', \quad y' = -x'$$

estas expresiones describen el movimiento de una partícula rotando con una velocidad angular $-\Omega$ [i.e. en dirección horaria para $\Omega > 0$] alrededor del origen. Las segundas derivadas dan

$$\ddot{x}' = -v\dot{y}' = -\Omega^2 x', \quad \ddot{y}' = -\Omega^2 y',$$

que es indicativo de una fuerza "radial" en dirección hacia adentro.

Del ejemplo de la figura 8, la velocidad angular de la rotación no se ha fijado para cualquier particularidad física, así que no se puede atar a cualquier significado físico para el marco de referencia rotando. Cuando se encuentra el contexto físico dentro del cual podemos realizar la identificación de o se ha construido mentalmente un significado de plataforma rotante. Bien entendido no hay nuevas fuerzas agregadas al sistema físico dentro del espacio absoluto debido justamente por preferir por alguna razón u otra esto dentro de un sistema rotante. Si embargo, nuestra Tierra-residencia para vivir sobre un sistema rotante y ordinariamente encontramos esto conveniente para referir nuestra física a expensas, no obstante, de introducir pseudo-fuerzas exóticas, espúreas, aparentes, advenedizas, no obstante haberlas elejido de entre ellas.

FUERZA DE CORIOLIS Y EL MARCO DE COORDENADAS ROTANDO

Supóngase un marco en coordenadas polares r', ϑ' rotando al rededor del origen de nuestro marco con una velocidad angular constante Ω . Las coordenadas primadas indican el marco de referencia rotando. No hay componentes de una fuerza real dentro del sistema $F_r = F_{\vartheta} = 0$ y la ecuación es simple. Para transformar el nuevo sistema de coordenadas rotando denotamos el nuevo valor del radio r' como el mismo valor de r del anterior marco, debido a que la transformación es solamente de rotación. Por otra parte el nuevo ángulo ϑ' esta relacionado con el anterior ángulo en la relación $\vartheta' = \vartheta - \Omega t$. Sustituyendo dentro de las ecuaciones dinámicas (20)

$$\ddot{r} - r\dot{\vartheta}^2 = F_r \quad (20)$$

y

$$\ddot{r}\vartheta + 2\dot{r}\dot{\vartheta} = F_{\vartheta} \quad (20a)$$

se obtienen las coordenadas polares

$$\ddot{r} - (\dot{\theta} + \Omega)^2 r = 0 \quad (21)$$

$$r \ddot{\theta} + 2\dot{r}(\dot{\theta} + \Omega) = 0 \quad (22)$$

Rescribiendo estas ecuaciones con los términos convencionales donde se reconoce la aceleración en coordenadas polares del lado izquierdo y colocando los términos restantes del lado derecho donde las fuerzas usualmente están para mantener en mente a la derecha las "fuerzas aparentes" F'_r , F'_θ .

$$\ddot{r} - r\dot{\theta}^2 = F'_r/b - 2\Omega\dot{\theta}r + \Omega^2 r \quad (23)$$

$$r\ddot{\theta} + 2\dot{r}\dot{\theta} = F'_\theta/b - 2\Omega\dot{r} \quad (24)$$

Este conjunto de ecuaciones contiene los términos a la derecha que consideran, para todo el mundo [este es, el mundo rotando], parecido a fuerzas, de la misma manera un observador dentro de un espacio absoluto puede conocer que no lo son. Estas fuerzas tienen significados, los cuales auxilian para verlas como reales. Pero ellas no son un resultado justo contrariando la escritura de la física de un sistema Newtoniano dentro de un marco de referencia rotando [acelerado].

La componente de la "fuerza" F'_r contiene dos términos. Uno es una "fuerza" $\Omega^2 r$ centrífuga adicional debida al sistema en rotación a razón Ω dentro de un espacio absoluto, actuando solamente en dirección radial, se nota que contiene solo la velocidad angular del marco de referencia rotacional, Ω no toda la velocidad angular de la partícula $\dot{\theta} = \Omega + \dot{\theta}$. El otro término $2\Omega\dot{\theta}r$ es la componente radial de la fuerza de Coriolis, este es el producto de un parámetro 2Ω , el cual se le ha llamado el parámetro de Coriolis, y es la componente tangencial de la velocidad relativa $r\dot{\theta}$. El signo positivo significa que la componente es contra el movimiento horario de la velocidad angular $\dot{\theta}$ de la partícula y Ω es positiva entonces el producto $2\Omega\dot{\theta}r$ representa una fuerza aparente radial hacia fuera, a la derecha de la dirección de la velocidad. Dentro de la segunda ecuación hay solamente un

término del lado derecho, este es $-2\Omega r$ el cual es la componente acimutal de la fuerza de Coriolis. Este es el producto del parámetro de Coriolis y la componente radial de la velocidad r .

MAGNITUD DE LA FUERZA DE CORIOLIS. Para muchos fenómenos cotidianos de trabajo sobre la Tierra, pueden ignorar la formulación física de las "fuerzas" de Coriolis y de hecho ignorar la rotación de la Tierra, imaginando esto como un marco real de referencia inercial. Para estimar el orden de magnitud de la dimensión de estas fuerzas aparentes, ignorando por el momento las diferencias importantes geométricas entre un plano horizontal rotando y la superficie esférica de la Tierra rotando.

La duración de un día sideral es de 8.62×10^4 segundos solares, así que la velocidad angular de la Tierra con respecto a las estrellas es $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$. La distancia al eje de rotación puede variar de 0 a 6.38×10^6 metros, el radio ecuatorial de la Tierra. Conduciendo un automóvil a 10 m/seg y dejándolo libre se detiene por fricción en 20 segundos, a una desaceleración de 0.5 m seg^{-2} . Por lo tanto cada unidad de masa del auto y pasajeros pueden ejercer una fuerza por unidad de masa de solamente 0.5 ms^{-2} sobre el asfalto para moverse a 10 m/seg contra la fricción del aire, fricción de la compresión de los neumáticos. Comparando primero esto con la fuerza de Coriolis actuando para desviar el automóvil a la derecha, $1.458 \times 10^{-4} \times 10 = 1.46 \times 10^{-3} \text{ m seg}^{-2}$. Esta es una fuerza muy pequeña comparada a la fuerza por unidad de masa ejercida por el automóvil sobre el asfalto, el balance de fuerzas de fricción, etc. Por lo tanto puede ignorarse.

Si se observa la fuerza adicional centrífuga

$$\Omega^2 r = (7.29)^2 \times 10^{-10} \times 6.38 \times 10^6 = 3.4 \times 10^{-2} \text{ m seg}^{-2}$$

El tiempo encontrado no es despreciable; significa que el auto en reposo, desde el origen y en ausencia de fricción, después de 5 minutos puede moverse a 10 m seg^{-1} . Puede realizarse el trabajo terminal de la velocidad asumiendo una fuerza fricción proporcional a la misma potencia de velocidad. Que ilustra si tal fuerza aparente centrífuga es substancial. En una Tierra real la componente hacia el ecuador, la fuerza centrífuga puede balancearse por el grado de abultamiento del ecuador 0.3 % de inclinación realmente no muy pequeña.

La Tierra real presenta barreras como en una carrera de automóviles, suficientes para evitar que los automóviles viajen alrededor del mundo (con rapidez absoluta mayor a $1,605,648 \text{ m/h}$) a partir del deslizamiento del ecuador. De la misma forma para remontar este abultamiento necesitamos considerar la fuerza centrífuga debida a la rotación de la Tierra, la cual depende solamente de la posición relativa y no directamente del efecto de las fuerzas de Coriolis, las cuales dependen de las velocidades relativas y pueden permanecer afirmadas.

Pensando físicamente sobre marcos de referencia rotando y restringiendo el número de "fuerzas" virtuales a fuerzas de Coriolis y teniendo un balance entre fuerzas centrífugas y fuerzas asociados con los marcos de referencia rotando en cualquier sentido favorable análogo al abultamiento de la tierra, se estará apto para tener en mente una población de partículas en reposo en un marco rotando, como la superficie de la Tierra.

FUERZA DE CORIOLIS Y CENTRIFUGA DENTRO DE UN SISTEMA DE COORDENADAS RECTANGULARES ROTANDO.

Los marcos de referencia rotando pueden introducirse en la forma rectilínea como en la forma polar. Suponiendo que x, y denotan la posición de la partícula en un marco de referencia absoluto, y x', y' la posición relativa al marco rotando alrededor del origen con velocidad angular Ω , así que para cualquier tiempo t se tiene al relación

$$X = x' \cos \Omega t - y' \sin \Omega t, \quad y$$

$$y = y' \sin \Omega t + y' \cos \Omega t.$$

Suponiendo que no hay fuerzas en el sistema del espacio absoluto, conocido como $\ddot{x} = \ddot{y} = 0$. El doble punto sobre la expresión y agrupando a la derecha los términos dan la siguiente secuencia

$$\ddot{x} = 0 = (x'' - 2y' \Omega - x' \Omega^2) \cos \Omega t - (y'' + 2x' \Omega - y' \Omega^2) \sin \Omega t,$$

y

$$\ddot{y} = 0 = (x'' - 2y' \Omega - x' \Omega^2) \sin \Omega t + (y'' + 2x' \Omega - y' \Omega^2) \cos \Omega t.$$

Multiplicando el primero por $\cos(\Omega t)$ y el segundo por $\sin(\Omega t)$ y sumando, se obtiene

$$x'' - 2y' \Omega - x' \Omega^2 = 0.$$

Por otro lado, multiplicando el primero por $-\sin(\Omega t)$ y el segundo por $\cos(\Omega t)$ y sumando, se tiene

$$y'' + 2x' \Omega - y' \Omega^2 = 0.$$

Recordando que observamos al fenómeno moviéndose a partir del sistema, se prefiere mantener solamente los términos x' , y' del lado izquierdo. Moviendo el resto a la derecha, se tiene

$$x'' = 2\Omega y' + \Omega^2 x + X'$$

$$y'' = -2\Omega x' + \Omega^2 y + Y'$$

Donde se agregaron X' e Y' como fuerzas reales externas, en caso de necesitarlos mas tarde. Nuevamente se puede ver que hay dos términos adicionales a la derecha, las fuerzas X' e Y' . Ellas son efectivamente una parte de la

aceleración, pero en el juego mental se le llaman fuerzas. El primer término de la derecha son las fuerzas de Coriolis en el sistema rectilíneo rotando relativamente. Hay productos del parámetro de Coriolis 2Ω y las componentes de la velocidad relativa x' , y' . Los segundos términos son fuerzas centrífugas debidas a la rotación del sistema de coordenadas a la velocidad angular Ω .

Se procede a construir un ejemplo simple de movimiento, cuando se observa desde cierto conjunto de ejes rotando uniformemente, siendo solamente las fuerzas de Coriolis a la derecha y eliminando el término de la fuerza centrífuga $\Omega^2 r$ exactamente, es posible tener una población de partículas en reposo en un sistema rotando, al cual se le llama experto. Así como regresar a través de un pasamanos al espacio absoluto, donde se construirá el sistema.

Supóngase que el plano x,y hacia arriba, y la gravedad actúa hacia abajo, en la dirección negativa z . Fabricando un plato de superficie liza libre de fricción, cuya superficie exterior es el plano x,y , partículas de masa unitaria contenidas sobre la superficie del plato, por gravedad, la cual está exactamente balanceada por la reacción hacia arriba, actuando sobre toda partícula, y estas se pueden mover libremente sobre el plano x,y , al rededor del eje vertical, en ausencia de cualquier influencia, así que z siempre es igual cero.

EL MOMENTO ANGULAR APLICADO EN EL SISTEMA CLIMATICO, ATMÓSFERA, OCEANO, CORTEZA TERRESTRE, <Peixioto P.> comparado con el momento angular del globo, el momento angular de la atmósfera y océanos es muy pequeño. De hecho, asumiendo una Tierra sólida como una esfera perfecta de densidad uniforme, su momento angular esta dado por:

$$I_e \Omega = 2/5 m_e R^2 \Omega$$

donde $m_e \approx 5.98 \times 10^{24}$ kg y $\Omega \sim 7.29 \times 10^{-5}$ rad s^{-1} . Más realista, si $I_e \sim 8.04 \times 10^{37}$ kgm^2 y para este momento angular un valor de 5.86×10^{33} $\text{kgm}^2 s^{-1}$. Por otro lado,

el momento angular de la atmósfera considerada como rígida, el cuerpo rotando esta dado por $I_a \Omega$ donde I_a representa el momento de inercia de la atmósfera y m_a la masa de la atmósfera $\approx 5.136 \times 10^{18}$ kg. Si la atmósfera es observada como una cubierta esférica, se tiene

$$I_a \Omega - \Omega_a R^2 \Omega$$

La razón de los momentos de inercia, terrestre y de la atmósfera rotando como un cuerpo rígido es del orden $\frac{m_e}{m_a} \sim 10^{-6}$

El momento angular relativo se puede calcular a partir de la componente zonal (u) viento observada usando la expresión:

$$\int M_r dm = \int u R \cos \theta dm$$

Las integrales de M_r (Momento relativo) para los dos hemisferios y el globo, se calculan a partir de los vientos observados y los vientos, una variación estacional en el momento angular relativo de la atmósfera global. La razón es que la variación estacional en los vientos es mucho mayor en el Hemisferio Norte que en el Hemisferio Sur como puede esperarse a partir de mayor clima continental en el Hemisferio Norte, donde se encuentra un decremento a partir de fuerte circulación del Oeste en invierno a muy débil circulación del Oeste en verano, mientras que en el Hemisferio Sur la reducción invierno-verano en los vientos del Oeste es solamente del orden del 50%.

Para una estimación burda del momento angular relativo en los océanos, se asume una fuerte corriente hacia el Oeste en los Océanos Pacífico y Atlántico de 100 Sv (1 Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) o $10^{11} \text{ kg s}^{-1}$ en el Ecuador y un equivalente flujo de retorno en dirección al Este a 40 de latitud. Esto puede dar una contribución oceánica de alrededor de $-0.5 \times 10^{25} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$, donde la distancia longitudinal de los Océanos Pacífico y Atlántico esta tomada con cuidado por un factor $\frac{1}{2}$, debido a

que las variaciones temporales en la circulación oceánica son presumiblemente débiles como la circulación misma, las contribuciones oceánicas a los cambios en el momento angular pueden ser del orden de magnitud menor que aquellas para la atmósfera como se muestran en la figura 11.

	AÑO	DJF	JJA	DFJ-JJA
NH	5.3(5.7)	9.6(9.4)	0.2(1.4)	9.4(8.0)
SH	7.6(8.4)	4.8(6.4)	9.5(10.0)	-4.6(-3.6)
GLOBO	12.9(14.1)	14.4(15.8)	9.7(11.4)	4.7(4.5)

TABLA 2. Integrales hemisféricas y globales del momento angular relativo (M_p) en la atmósfera en unidades de $10^{25} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$ (tomado de P. Jon P. & Abraham H. 1992).

En resumen, los cambios observados en el momento angular de la atmósfera son del orden de $5 \times 10^{25} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$ y los cambios correspondientes en los océanos son estimados menores a $1 \times 10^{25} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$. Estos valores son extremadamente pequeños (en el orden de 10^{-8}) comparados con el momento angular del globo ($5.86 \times 10^{33} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$). En todo caso, pequeños como son, tienen profundas implicaciones geofísicas y astronómicas como las observadas en las mediciones con (GPS) o las realizadas en levantamientos Geodésicos.

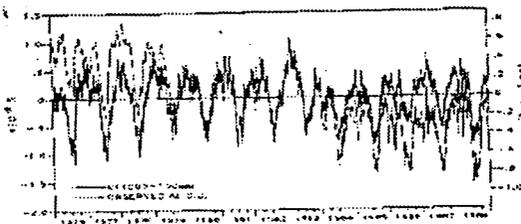


Figura 11. Series de tiempo de valores diarios del momento angular relativo M_p del viento del oeste de la atmósfera global entre 1000 y 100 mb, basados en los análisis NMC en unidades de $10^{26} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$ (intenso líneas gruesas; escala a la derecha) y valores de la longitud del día (LOD) en unidades de 10^{-3} s (líneas delgadas; escala a la izquierda) para 1976-1988. El LOD diario esta basado en combinaciones óptimas de técnicas de observación, anterior a abril de 1985 con aproximadamente 5 días de resolución efectiva y sobre observaciones VLBI (Líneas de Muy Larga Base por Interferometría) con aproximadamente un día de resolución a partir de abril de 1985. (Tomado de Jon P. & Abraham H. 1992).

Para relacionar el cambio en la razón de rotación o en el cambio de la longitud del día (LOD) con el cambio en el momento angular relativo de la atmósfera (M_r) se puede usar la siguiente relación:

$$\text{LOD} = 0.168 M_r \quad (M_r = 10^{25} \text{ kgm}^2 \text{ s}^{-1})$$

Este pequeño valor sólo incluye los efectos de la corteza y el manto, mientras que el mayor valor incluye los efectos del núcleo Terrestre.

INTERCAMBIO DE MOMENTO ANGULAR ENTRE EL OCEANO Y LA LITOSFERA. Para terminar con el apartado "momento angular", se regresará a las latitudes medias y a latitudes bajas junto con los océanos y continentes. Entonces hay un flujo ecuatorial de momento angular, como se muestra en la figura 12, junto con ello uno u otro el océano y la Tierra sólida (o ambos) para latitudes medias y bajas, igual en valor pero de signo opuesto para el transporte en la atmósfera.

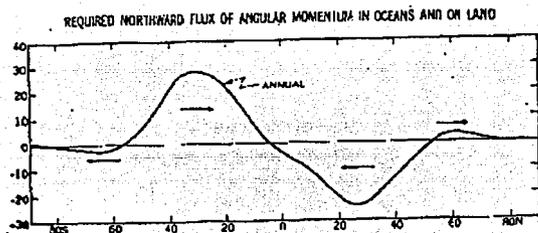


Figura 12. Transporte medio-anual hacia el norte de momento angular en los océanos y/o sobre la tierra en $10^{18} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$ requerido para cerrar el ciclo del momento angular (tomado de Jon P. & Abrahán H. 1992).

Primero se determinarán los procesos de los océanos y la Tierra sólida. Para responder a esta pregunta se hace una comparación burda entre los transportes máximo y mínimo meridionales esperados en los océanos y aquellos medidos en la atmósfera de latitudes medias.

Las velocidades típicas de viento en la atmósfera son del orden de 10 ms^{-1} , y el flujo hacia el norte del momento en la atmósfera $[u, v]$ en las latitudes medias

es alrededor de $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Por otro lado, la corriente típica de los océanos las velocidades son mucho menores que en la atmósfera, i.e., del orden de 0.01 a 0.1 ms^{-1} . Por lo tanto se pueden esperar valores oceánicos $[u, v]$ de alrededor de $0.001 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ o, en otras palabras, un factor de $10,000$ menor que en la atmósfera. Tomando en cuenta que la mayor masa de los océanos se encuentra en los primeros $1,000 \text{ m}$ de tirante de agua, contra 100 m de equivalente de agua en la atmósfera, el transporte oceánico es más débil por un factor de 100 . Entonces, el mecanismo es diferente para el transporte ecuatorial del momento angular.

Es de esperarse que el transporte de momento angular en los océanos "lateralmente" junto con cada cinturón de latitud, no cruce círculos de latitud. De hecho, los océanos pueden transferir el momento angular a los continentes por medio del mismo cinturón actuando como intermediarios o como agentes entre la atmósfera y los continentes. Esta especulación toma lugar a través de las "torcas continentales" ejercidas por el océano a través de elevaciones y depresiones del nivel del mar a lo largo de las márgenes continentales en una configuración comparable a las torcas de presión a través de las montañas en la atmósfera. Esta idea se esquematiza en las figuras 13 y 14.

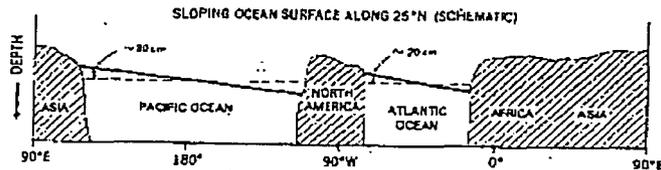


Figura 13. Diagrama esquemático de la pendiente marina observada a lo largo del círculo de latitud 25° N este-oeste. La diferencia presión resultante a través de los continentes de baja latitud junto con diferencias similares (pero de signo opuesto) a través de continentes de latitudes medias pueden ser de peso para las torcas continentales necesarias para satisfacer las constricciones del momento angular global (tomado de Jon P. & Abraham H. 1992).

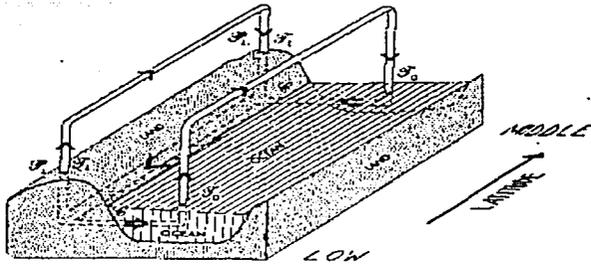


Figura 14. Diagrama esquemático del ciclo del momento angular en el sistema atmósfera-océano-tierra. En la atmósfera, hay un flujo continuo de momento angular del viento del oeste con fuentes en latitudes bajas a través de montañas y torcas de fricción sobre la tierra P_L y T_L , y a través de torcas de fricción sobre los océanos T_o . El sumidero correspondiente del momento angular de los vientos de oeste se encuentra en las latitudes medias y en las altas latitudes. Considerando la atmósfera más los océanos como un fluido total que envuelve a la Tierra, las fuentes de latitudes bajas y sumideros de latitudes medias están dados por los términos P_L , T_L , y la torca continental C . Retornando al ecuador el flujo del momento angular puede ocurrir fuertemente en la tierra (continentes) (de Jon P. & Abralán H., 1992).

Las diferencias en el nivel del mar entre las costas oeste u este de los continentes mayores, se encontró del orden de 50 cm. Esto parece como si el viento arrastra y apila el agua sobre la costa este, principalmente una torca en dirección Oeste sobre los continentes de las latitudes bajas. Similarmente, una torca hacia el Este puede ejercer en las latitudes medias donde los vientos del Oeste son dominantes. El perfil de la torca meridional continental C está representado por la curva punteada en la figura 15.

Las masa de aire en latitudes medias se mueven usualmente de Este a Oeste, pero la influencia de la rotación de la Tierra puede despreciarse cuando la fuerza de Coriolis es comparativamente más pequeña que las fuerzas inercial y friccional sobre las masas de aire.

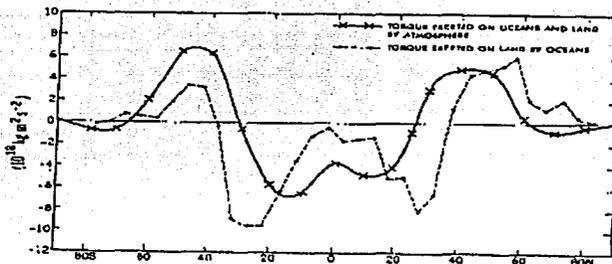


Figura 15. Perfiles meridionales de la torca ejercida en superficie por la atmósfera sobre los océanos y continentes (línea sólida). $P_L + T_L + T_0$ (tomado de Jon P. & Abrahán H., 1992).

La Fuerza de Coriolis puede tener un valor mínimo, decreciendo hacia el ecuador hasta desaparecer. De acuerdo a Robert A. Jr. (1993), considerando únicamente a la Fuerza de Coriolis, como fuerza restauradora horizontal para perturbaciones a partir de un estado geostróficamente balanceado (el viento es geostrófico cuando está en equilibrio horizontal, soplando paralelo a las líneas de igual presión, los cuales presentan un balance exacto entre las fuerzas de gradientes de presión horizontal y la componente horizontal de la Fuerza de Coriolis), el desplazamiento conduce a la parcela a empezar a acelerarse en la dirección del movimiento, es decir alejándose de la posición de equilibrio.

Tabla 2ª. Aceleraciones verticales, ms^{-2} (tomado de Henry Stommel y Moore, 1989)

ATMÓSFERA		OCÉANO	
		REMOLINO	GIRO
$d\omega / dt$	10^{-7}	3×10^{-11}	0
$2\Omega \cos \theta \dot{u}$	10^{-3}	10^{-5}	10^{-6}
U	10^{-5}	10^{-9}	10^{-11}

Tabla 2b. Aceleraciones horizontales (zonal) en términos de ms^{-2} (tomado de Henry Stommel y Moore, 1989)

ATMÓSFERA		OCÉANO	
		REMOLINO	GIRO
du / dt	10^{-4}	10^{-7}	0
$2 \Omega \sin \Phi v$	10^{-3}	10^{-3}	10^{-6}
$2 \Omega \cos \Phi \omega$	10^{-8}	3×10^{-10}	3×10^{-11}
$u \omega / R$	10^{-6}	3×10^{-14}	3×10^{-16}
$Uv \tan \Phi / R$	10^{-5}	3×10^{-9}	10^{-11}

El desarrollo del concepto del efecto de Coriolis sobre los cuerpos en movimiento, afectan a los fenómenos meteoro-oceanográficos con su desplazamiento de Este a Oeste por la velocidad angular, estas influyen en la atmósfera, océano, vientos y todo aquel cuerpo en movimiento y considerando la fuerza centrífuga debida a la rotación de la Tierra, la cual depende solamente de la posición relativa y no directamente del efecto de las fuerza de Coriolis, las cuales son debidas a la velocidad relativa de las masas teniendo un balance en la redistribución de masa en la Tierra.

CAPÍTULO IV. RETARDO DE LA ROTACIÓN DE LA TIERRA

MAREAS

Las mareas son movimientos de ascenso (pleamar) y descenso (bajamar) de la superficie de agua oceánica, producido por las fuerzas de atracción que ejercen el Sol y la Luna sobre la Tierra.

La principal atracción la ejerce la Luna, actuando como un magneto sobre la superficie oceánica; a medida que la Luna gira alrededor de la Tierra, las aguas levantadas (pleamar) van recorriendo la superficie oceánica. Las mareas varían dependiendo de la posición o de la distancia de la Luna con respecto al Sol y la Tierra.

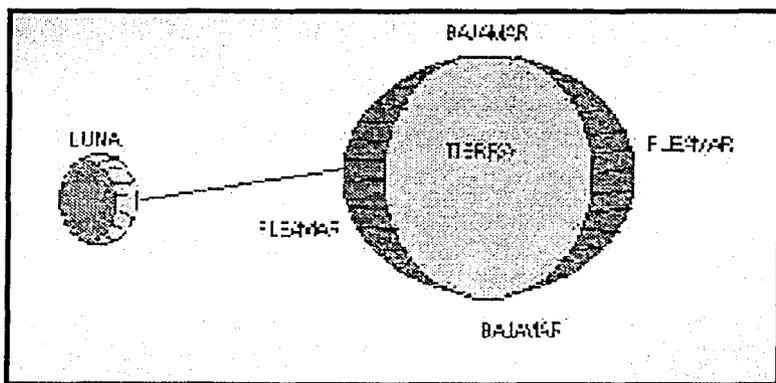


Fig. 17a Según la posición de la Luna con respecto al Sol y a la Tierra se presentan las marcas de sicigias o las marcas de cuadratura. <Subdirección de Meteorología del Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales, 1999>

El tirón gravitatorio que la Luna ejerce en la Tierra es equilibrado por una fuerza inercial igual pero opuesta (qué tiende a mantener un cuerpo en movimiento lineal

uniforme) creado por la Tierra es movimiento con respecto al sistema centro de masa de la Tierra—Luna. <Brian J. Skinner, Stephen C. P. 1999>

PROTUBERANCIAS DE LA MAREA

Las protuberancias de la marea se elevan en los lados opuestos y parecen moverse continuamente alrededor de la Tierra cuando rueda. De hecho, las protuberancias permanecen esencialmente estacionarias bajo el cuerpo marea-productor (la Luna) mientras la Tierra rueda. Los lugares en las márgenes del océano, se observan dos pleamares y dos bajamares cada día. Una costa encuentra ambas protuberancias de la marea. En el litoral se encuentra con una masa de agua que se amontona contra él. Esta agua fluye entonces hacia atrás al océano.

Las fuerzas gravitatorias Tierra-Sol también afectan las mareas y a veces se oponen a la Luna tirando a un ángulo recto y a veces ayudando, tirando en la misma dirección. Dos veces durante cada mes lunar la Tierra se alinea directamente con el Sol y la Luna se refuerzan efectos gravitatorios y producen pleamares más altas y las bajamares más bajas. A las posiciones a medio camino entre estos extremos, el tirón gravitatorio del Sol parcialmente cancela las de la Luna, reduciendo así el rango de la marea. Sin embargo, el Sol es sólo 46 % tan eficaz como la Luna en mareas, para que los dos efectos de la marea no se cancelen completamente.

Al aire libre el efecto de las mareas es pequeño (menos de 1 m), y a lo largo de la mayoría de las costas el rango de la marea está normalmente más de 2 m. Sin embargo, en las bahías, aprietos, estuarios, y otros lugares estrechos a lo largo de las costas, se amplifican las fluctuaciones de la marea y pueden localizar 16 m o más. Las corrientes de la marea asociadas son a menudo rápidas y pueden acercarse 25 Km/h. <Brian J. Skinner, Stephen C. Porter, 1999>

Mareas de Sicigias: Son también llamadas *mareas vivas*, se producen cuando la Luna y el Sol están en conjunción (Luna nueva) o en oposición (Luna llena). En este caso los efectos de ambos astros se suman y es por ello que la pleamar viva es mas alta y la bajamar más bajas que las mareas promedios.

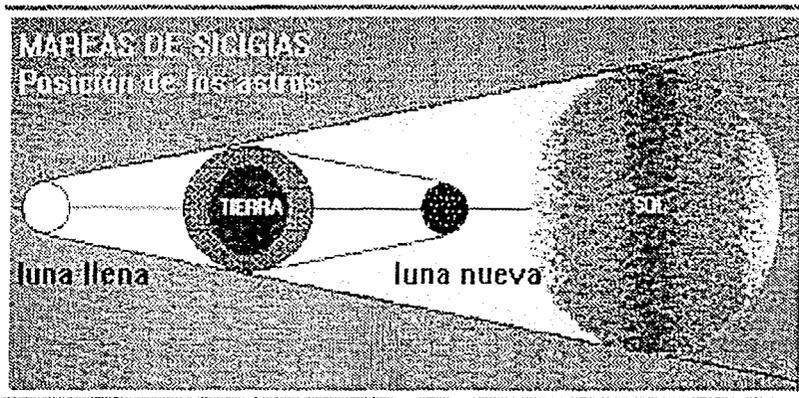


Fig. 17b. Representación de la marca Sicigias

Mareas de Cuadratura: Son también llamadas *mareas muertas*, se producen cuando el Sol y la Luna están formando ángulo recto entre sí, esta posición corresponde a la fase lunar de cuarto creciente o cuarto menguante, con lo que los efectos de atracción de ambos astros se contrarrestan dando lugar a una amplitud de marea menor al promedio.

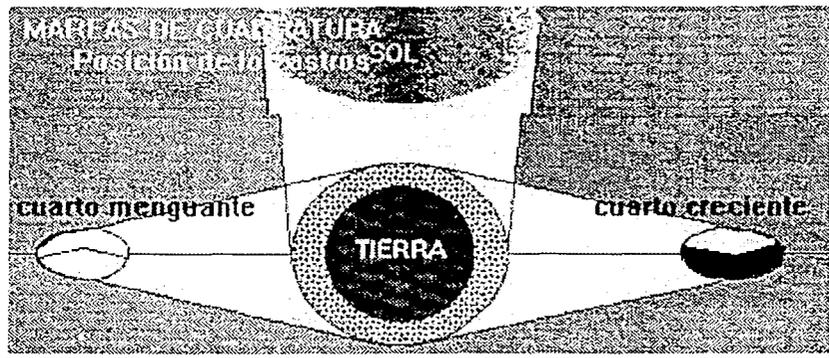


Fig. 18. Mareas de Cuadratura

Según la distancia entre la Luna y la Tierra se presenta "marea de perigeo" o "marea de apogeo".

- *Marea de Perigeo*: Se presenta a medida que la distancia entre la Luna y la Tierra es mínima, la amplitud de la marea aumenta.
- *Marea de Apogeo*: Se presenta a medida que la distancia entre la Luna y la Tierra es máxima, la amplitud de la marea disminuye.
- *Mareas Extraordinarias*: Se presentan cuando coinciden las "mareas de perigeo" con las mareas de sicigias, originando las *mareas extra altas*. En caso contrario cuando coinciden las mareas de apogeo con las mareas de cuadratura se producen las *mareas extra bajas* este tipo de mareas se presenta una vez al año. <Subdirección de Meteorología del Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales, 1999>

INFLUENCIAS LUNARES EN TIEMPO

La Luna afecta a fenómenos geofísicos más allá de lo que se esperaría de su tirón gravitatorio. Según el análisis estadístico hay un efecto lunar en una variedad de actividad geofísica y meteorológica cuando la Luna está dentro de 4° de la (eclíptica) de la órbita de la Tierra alrededor del Sol. Por ejemplo, entre la Luna Llena y Último Cuarto (en el lado de la mañana de la Tierra), hay tormentas geomagnéticas. El efecto se conoce para ser debido a partículas enérgicas que se precipitan en la atmósfera superior y producen corrientes eléctricas que perturban el campo magnético (es decir, la inducción electromagnética) <<http://www.livingcosmos.com/unity.htm>,2001>

Este efecto también involucra el sistema del campo entero Dinámico-Tierra (FEM). El campo geomagnético también es afectado por eclipses que aumentan la conductibilidad de la atmósfera, los efectos Lunares son más dinámico porque estos efectos son debidos a la interacción con los Campos y el flujo de partícula (repulsión electrostática, inclinación de la órbita terrestre, etc.), la no gravedad.

En la órbita de la Luna esta el llamado ciclo nodal lunar, con un período de 18.6 - años ciclo que influye en tiempos y otros fenómenos geofísicos. Este ciclo está claro en la presión atmosférica, el nivel del mar, la precipitación, las condiciones de mar (hielos), las corrientes de la marea, corrientes en cañones submarinos, temperaturas de la superficie del mar, erupciones del géiser, erupciones volcánicas, terremotos, tormentas, la auroral boreal y la serie de crecimiento biológico. La influencia lunar es más pronunciada en latitudes-medias y se representa más claramente durante el mínimo solar cuando el efecto no es disimulado por la actividad solar. Estas correlaciones sugieren inmediatamente que FEM sea responsable, "El mecanismo de la unión lunar no se ha establecido y evidentemente la investigación es necesaria."

Un estudio descubrió que los 27.5 - días rotación solar estaba presente en tiempo es decir este estudio se criticó en las tierras que era el resultado de un problema por filtrarse los datos. Sin embargo, se refleja el dilema real que no hay "ningún

mecanismo físico para explicar una 27.5- días rotación solar en tiempo" semejante comentario refleja las deficiencias de teorías presentes y requiere nuevo modelo de la Tierra.

Aparte de los ciclos de 11 y 22 años, hay también de 45 años magnético solar Doble-sano reflejado en tormentas y pleamar. Cuando el sínodo de los planetas están en un lado del Sol puede influir en actividad solar creando ciclos solares de 178 – 179 años que se refleja en los centros de hielos de Groelandia, y Hudson Bay las anomalías del sedimento.

CAPÍTULO IV. 2 VIENTOS

Los movimientos en la atmósfera pueden asociarse con muchos fenómenos físicos que tienen una gran variedad de escalas temporales y espaciales que se pueden dividir según la clasificación siguiente:

Movimiento de escala planetaria: Son los más significativos para la circulación global tienen escalas de longitud comparables a la de los continentes y de los océanos.

Movimientos de escala sinóptica: Son ondas y vórtices de grandes dimensiones horizontales que se pueden medir mediante una red de observación convencional con estaciones separadas pocos centenares de Kilómetros, estos fenómenos son los que corresponden a los anticiclones y a los ciclones, es decir, a las zonas de presión alta y baja respectivamente, en los mapas del tiempo que se utilizan para la predicción meteorológica convencional y que vemos en los medios de comunicación

Movimientos de meso-escala: Ondas, vórtices o corrientes de aire intensas con dimensiones que van desde decenas hasta centenares de Kilómetros, dentro de esta categoría se incluyen las categorías intensas y la circulación de aire asociadas con zonas frontales, bandas de lluvia, tempestades como

huracanes y ciclones tropicales, ondas de sotavento y otros fenómenos de escala espacial media. El análisis de los movimientos de meso-escala es muy complicado y precisa redes de observación y modelos de predicción específicos.

Movimientos de pequeña escala: Son los movimientos atmosféricos a escala local, como la turbulencia en la capa límite.

Los movimientos de pequeña escala y algunos de meso-escala son efectivos procedimientos de transporte de energía y humedad vertical. En cambio, los movimientos de escala sinóptica y de escala planetaria como los ciclones extratropicales, las ondas planetarias. Y las circulaciones meridionales que se extienden a miles de Kilómetros, son efectivos para el transporte de energía y humedad a escala planetaria; ambos transportes son importantes para el clima, pero tienen características espaciales que difieren en diez ordenes de magnitud, desde milímetros hasta decenas de miles de Kilómetros.

Los movimientos en la atmósfera se miden en función de un sistema de coordenadas donde la velocidad horizontal (tangencial a la superficie terrestre) tienen dos componentes: la llamada **componente zonal**, que es el viento en la **dirección Este-Oeste** y la **componente meridional** en la **dirección Norte-Sur**, los vientos también poseen una componente en la **dirección vertical**. <Enric Llebot, 1998>

Tabla 2. Escala y procesos involucrados en la atmosfera

	1 mes	1 día	1 hora	1 minuto	1 segundo
Ondas estacionarias	Ondas altas Ondas Ultra-largas de masa	Ondas de			macro escala
10,000 Km		Ondas baroclinicas			macro escala
2000 Km		Frentes de huracanes			meso escala
200 Km		Nocturna de bajo nivel Grupos de nubes Montañas Perturbaciones Línea de Tormenta			meso escala
20 Km		Tormentas Ondas de gravedad Turbulencia en aire claro Efectos urbanos Ondas			meso escala
2 Km			Tornados Convección profunda Cortar ondas de gravedad		meso escala
200 m			Remolinos de polvo Ondas		micro escala
20 m				Plumas de convección	micro escala
2 m				Turbulencia Mecánica	micro escala
0.2				Turbulencia Isotrópica	micro escala
2 cm					
2 mm					
0.2 mm					
20 μ m					Partículas de nubes de precipitación
0.2 μ m					
0.02 μ m				Aerosoles y núcleos activos de nubes	micro escala

CIRCULACIÓN ZONAL Y VIENTOS EN LAS LATITUDES BAJAS

La circulación zonal consiste en las latitudes medias y en todas las longitudes de la componente del viento que va en la dirección de los paralelos (Este-Oeste), si pensamos en medias climáticas un día es un intervalo de tiempo corto y por lo tanto, las medias se evalúan en periodos mensuales, estacionales o anuales con este procedimiento se obtiene que la media del viento zonal da un viento del Oeste dirigido hacia el Este que se mantiene en todas las latitudes, excepto en la zona ecuatorial y en toda la troposfera, constituyendo una de las características más claras de la circulación atmosférica general conocida como la circulación zonal, vientos mayoritariamente del Oeste en toda la troposfera, alcanzan valores de 30 ms^{-1} en la zona subtropical, a una altura de 12 Km. (30° de latitud Norte y Sur) y se fortalece en el invierno, los vientos zonales son del Oeste entre los 30° y los 70° de latitud, pero en cambio entre los 30° N y los 30° S los vientos zonales soplan del Este hacia el Oeste. En la estratosfera y en la mesosfera los vientos zonales tienen más intensidad (alcanzan valores de 60 ms^{-1} a unos 60 Km de altura) y tienen un comportamiento fuertemente estacional, en invierno son vientos del Oeste y en el verano cambian de sentido y soplan de Este a Oeste.

La media del viento meridional y de los vientos verticales es mucho más débil que las del viento zonal, los valores máximos del componente norte-sur del viento son del orden de 1 ms^{-1} y las medias de la componente vertical son en media cien veces inferiores; al hacer medias anuales de la circulación del aire en la troposfera se observan unos patrones de circulación general simétricos respecto al ecuador muy característicos: *las células de Hadley, Ferrel y Polar*. La concentración de energía en el ecuador induce el ascenso de aire y el flujo del aire dirigido hacia latitudes altas dando lugar a la célula de Hadley por la fuerza de Coriolis, esta célula producen en la troposfera vientos del Oeste, mientras que en la superficie origina vientos del Este, los denominados vientos *alisios* que, en las latitudes tropicales del hemisferio Norte vienen del nordeste y en el hemisferio Sur vienen

del sudeste, la zona de transición entre los alisios son la *zona intertropical de convergencia* (ZITC) caracterizada por un importante movimiento ascensional de aire y que genera siempre mucha precipitación.

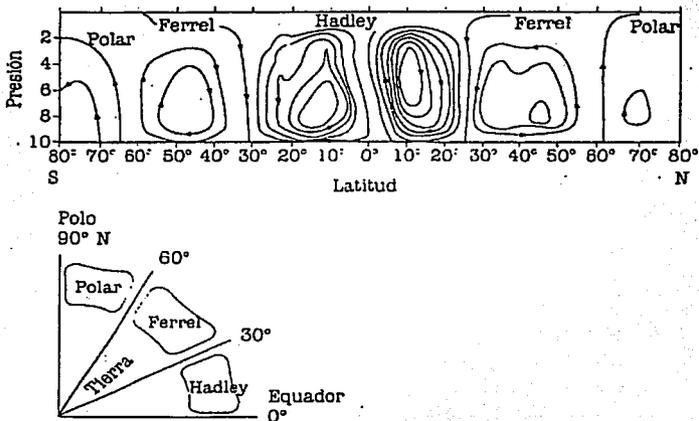


Fig. 19 Células convectivas de la atmósfera en función de la latitud (Tomado de Enric Llebot, 98)

La célula siguiente de alguna manera va contra las fuerzas termodinámicas ya que transporta aire caliente a la superficie y hace ascender al aire frío, de hecho, las células de Ferrel, que se dan entre los 30° y los 60° de latitud, más que reales son estadísticas resultado de las medias anuales, y no una forma especificación de circulación, más allá se establece la célula Polar, que es muy débil, pero que representa un tipo de circulación análoga a la de la célula de Hadley.

LA TEMPERATURA DEL AIRE AFECTADO POR MOVIMIENTOS VERTICALES

Se denomina convergencia o ascenso de una masa de aire, ya sea vertical u oblicuamente la velocidad ascendente representa la variación de altura por segundo (y no el trayecto recorrido), cuando el aire desciende, se habla de subsidencia.

CAUSAS DE LOS MOVIMIENTOS VERTICALES. El aire animado por un movimiento horizontal, es decir, el viento:

- El volumen de los grandes relieves que producen las ascendentes orográficas cuando el viento sopla hacia un macizo montañoso.
- La rugosidad del relieve provoca el frenado del aire anterior y de choque frontal del aire posterior. Caso de las ascendencias litorales
- La convergencia de masas de aire en movimiento: caso de convergencia ecuatoriales entre vientos del Sur (alisios)
- La divergencia da vida a los efectos orográficos: caso del mistral, ceñido en el acanalamiento del río rodano y desplegado después en el mediterráneo con subsidencia
- La superposición de masas de aire de diferente densidad no produce ascensos frontales; el aire caliente avanza por encima del aire frío elevándose, o bien el aire frío se desliza por debajo del aire caliente, levantándolo
- y finalmente en el aire inmóvil o no, la convección térmica por encima de un sustrato de temperatura desigual, que hace alternar ascendencia y subsidencia

LAS VARIACIONES TERMICAS ADIABÁTICAS. La ascendencia provoca una disminución de la presión o distensión y la subsidencia es un aumento de presión o compresión. Cuando el fenómeno es rápido, la distensión produce un descenso de Temperatura sin que exista intercambio térmico con el sustrato (en montaña) o en el aire circundante; inversamente, la compresión aumenta la Temperatura. Ambos fenómenos son utilizados en los refrigeradores y climatizadores. Esta modificación térmica sin intercambio del medio ambiente recibe el nombre de adiabática.

1. Cuando el aire está seco, un ascenso de 100 m provoca un enfriamiento de aproximadamente de 1° es el gradiente adiabático del aire seco.

2. Cuando el aire está húmedo, el enfriamiento por ascenso aumentará primero la humedad relativa y, si el ascenso es suficiente y la humedad alcanza un 100 % habrá saturación y dará comienzo la condensación del vapor de agua en exceso: la temperatura ha alcanzado el punto de rocío. A partir de esta altura y movimiento, si la pérdida por distensión sigue siendo de 1° por cada 100 m, hay la aportación del calor de condensación el descenso de la temperatura se reduce así proporcionalmente y el gradiente adiabático del aire saturado es aproximadamente de $0'5^\circ$ C cada 100 m. Como la condensación engendra una nube, puede trazarse al diagrama adiabático

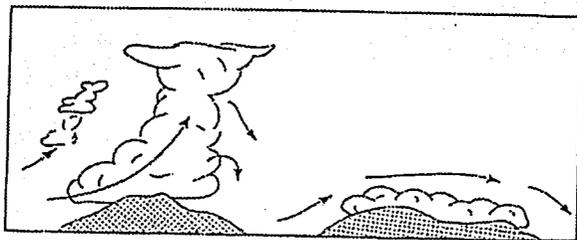


Fig. 20 Ascenso orográfico con aire inestable (izquierda) y con aire estable (derecha).

LA TURBULENCIA DEL AIRE

En un aire con fuerte gradiente, la misma causa de ascenso desata una turbulencia mayor que en un aire con gradiente débil. Puede decirse que el aire con *gradiente fuerte es inestable*, mientras que el aire con *gradiente débil es estable*. El aire ascendente será así siempre más cálido, es decir, menos denso que el aire ambiente y el cúmulo tendrá un doble desarrollo vertical. ¿Hasta dónde? resulta falso imaginar que la condensación va agotar una reserva de vapor de agua ya que la ascendencia se alimenta por aspiración lateral en la base. La condensación se detendrá en el momento en que el aire ambiente quede a la

misma densidad que el aire ascendente, lo que tiene lugar cuando se encuentra con el primer nivel de inversión.

La columna de ascenso que alcanza la base de una capa de aire más cálido y menos denso deja de elevarse. Se trata de un fenómeno corriente en los países templados. Pero, en determinados casos, las nubes alcanzan la estratopausa si no se produce antes una inversión térmica. Se trata de cúmulos para ser vistos desde lejos o desde lo alto, pero bajo los cuales resulta poco agradable encontrarse. Conclusión: a igual gradiente, la *inestabilidad es mayor cuando el aire está más húmedo*.

Un fuerte gradiente y una intensa humedad son correlativos de una gran estabilidad. Las precipitaciones no tienen otra causa que la ascendencia. Si el aire es inestable, las causas de ascendencia producirán movimientos vigorosos y de gran amplitud, es decir, de fuertes precipitaciones en el aire estable serán muy escasas. La noción de estabilidad-inestabilidad es, de este modo, capital para la comprensión de la variación en la intensidad y el volumen de las precipitaciones. <Enric Liebot, 1998>

LOS VIENTOS Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA

Gradiente de presión y velocidad. La velocidad del viento en la atmósfera libre está en relación directa con la diferencia de presión entre dos puntos separados por una distancia determinada, este valor se calcula habitualmente en milibares por grado de meridiano (111 Km). Cerca del suelo la velocidad teórica se reduce de un 30 a un 50 % por las turbulencias que provocan los relieves y asperezas del sustrato terrestre, así como las desigualdades térmicas (turbulencias térmicas). Esto significa que, a igual gradiente, los vientos sean frenados en mayor medida en los continentes que en los océanos. <Georges Viers, 1987>

La dirección del viento. En principio, el viento debería dirigirse desde las altas hacia las bajas presiones, lo que señalaría una dirección perpendicular a las

isobaras si la rotación de la Tierra no desviara este movimiento del aire, el matemático francés *Coriolis* demostró por cálculos que la fuerza que provoca la desviación del viento es directamente proporcional a la velocidad angular de la rotación de la Tierra (valor constante de $15^\circ/h$, contrariamente a la velocidad lineal), a la velocidad del viento y al seno de la latitud (valor creciente desde el ecuador: $\text{sen}=0$, a los polos: $\text{sen}=1$). La *fuerza de Coriolis* hace desviar a todos los cuerpos en movimiento sobre la tierra (aire, agua) hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur (Capítulo III), su efecto es acumulativo y si el recorrido del viento es lo bastante largo, toma una dirección perpendicular a la del gradiente (Fig. 21). De este modo en las latitudes extratropicales y en la atmósfera libre, el viento es paralelo a las isobaras y deja a las altas presiones a su derecha en el hemisferio boreal, mientras que lo hace a la izquierda en el hemisferio austral. A norte del ecuador gira en el sentido de las agujas de un reloj alrededor de los anticiclones; es lo contrario lo que ocurre al sur.

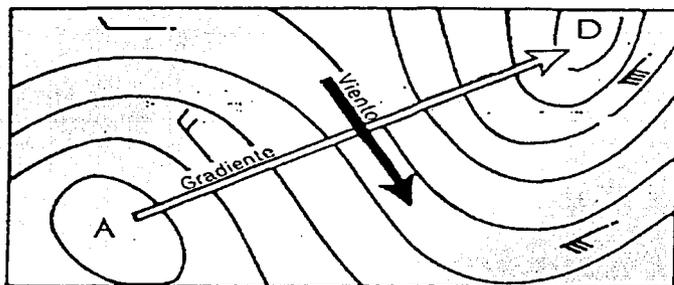


Fig. 21. Dirección del gradiente y dirección del viento geostrófico

Los conceptos precedentes explican también otros cuatro fenómenos:

1. - Los vientos débiles no son desviados.
2. - La identificación de los vientos en las capas bajas hace que sea un poco oblicuo con relación a las isobaras, con un ángulo aproximado de 10° sobre los

océanos y de 30° de término medio sobre los continentes mucho más accidentados.

3. - Los vientos de las latitudes bajas no son desviados.

4. - Los vientos locales de breve recorrido (brisas de montaña o de litoral) no se desvían.

Los relieves perturban los vientos, el efecto de canalización actúa sobre la dirección, privilegiando al eje de los valles e incrementando la velocidad, lo que se llama *efecto de mistral*, y que imprime considerables aceleraciones al viento de gradiente, se desarrolla con la sucesión de estrechamiento y ensanchamiento dentro de un valle, los vientos descendientes o *catabáticos* experimentan aceleraciones más fuertes cuando el flujo es *laminar* y ya no turbulento, las inversiones diurnas de los contrastes térmicos entre valle y montaña o entre el mar y la tierra, determinan los vientos.

LOS GRANDES FLUJOS ZONALES

Vientos del Oeste y vientos del Este. A una y otra parte de las altas presiones subtropicales, se establece una doble circulación zonal del Oeste (westerlies), y en los que van del Este al Oeste en la zona intertropical, conocidos como *alisios* (trade - winds), recientes observaciones no permiten aún invalidar ni confirmar la hipótesis de que circula aire de Este a Oeste alrededor de los polos, en el transcurso del año y en cualquier estación, se demuestra que los vientos del sector Oeste soplan durante más tiempo y con mayor fuerza que todos los demás en conjunto.

La división de las altas presiones subtropicales, ya sea estacional o permanente, implica la existencia de una circulación atmosférica "celular" en los océanos donde los anticiclones se mantienen todo el año; se tiene así el largo plazo, un flujo dominante dirigido hacia las altas latitudes en la parte Oeste de los océanos, hacia las bajas latitudes en la parte oriental. En el hemisferio norte, donde la circulación es la dominante, el flujo del sector sur corresponde a la trayectoria de los ciclones

tropicales en otoño y al movimiento de los monzones veraniegos chino-japonés; el flujo del sector norte se concreta por las grandes interrupciones polares o árticas, que en el invierno conducen aire frío.

Se observa sobre todo, al sur de la masa euroasiática, una gigantesca inversión del flujo zonal de los alisios, los marinos árabes y más tarde los meteorólogos, han dado el nombre de *monzón* a este flujo del sector Oeste que, a cambiantes latitudes, afecta a los países tropicales comprendidos entre África occidental y las nuevas Hébridas en Oceanía; en el pacífico occidental las costas China y Japón, alternan por los mismos flujos de nordeste en invierno y de sudoeste en verano cuando se reestablece la circulación normal.

El efecto termodinámico se presenta cuando el cambio de presión esta determinado por el movimiento de una masa de aire caliente o fría, una *advección* de aire caliente hará bajar la presión debido al reemplazo de un aire más denso por otro menos denso, mientras que, inversamente una llegada de aire frío irá seguida de un aumento en la presión. <Georges Viers, 1987>

INFLUENCIAS SOLARES EN LA ATMOSFERA

Se ponen en correlación ciclos solares con el nivel del mar, presión atmosférica, y superficie de las temperaturas en verano, y sobre todo encima de los océanos en invierno. El ozono varía con el ciclo solar a largo plazo, como lo hacen partículas aerotransportadas en la atmosférica superiores (aerosoles de la estratosfera), y cambios en el clima. La magnitud de la capa del hielo de Newfoundland para el periodo entre 1860 y 1988 se ha puesto en correlación con actividad solar. Una entrada de aire más alto (estratosfera) la capa de la atmósfera en la capa debajo de (troposfera) se ha observado tres a cuatro días después de las señales luminosas solares. Lo que es particularmente sorprendente a científicos es que las observaciones indican una fuente de ionización por debajo; un fenómeno completamente inesperado.

En general, se ponen en correlación fenómenos de tiempo con el ciclo solar. El flujo de la partícula ioniza la atmósfera y produce un vacío parcial que altera la

presión atmosférica. Uno de los efectos más extendidos de actividad solar es la alteración de presión atmosférica mundial. Partículas del viento solares que entran en las regiones polares alteran la presión, especialmente sobre 100 kilómetros (62 millas) y la troposfera, variando notablemente con el ciclo solar. Sin embargo, el mayor efecto es muy anticipado y mientras el efecto se espera sólo en las regiones circum-polares, sucede un cambio global (redistribuyendo la masa).

Las relaciones solares han sido involucrado en sus procesos como la magnetosfera, nivel del mar, la atmósfera superior y los procesos físicos de la atmósfera. Electricidades atmosféricas, temperatura, presionan y la circulación también se pone en correlación con actividad solar. Cada aspecto geofísico de fenómenos tiempo es afectado, incluso bajo la tierra y debajo de los océanos (espinazos, corrientes del mar profundas, etc).

CAPÍTULO IV. 3 MOVIMIENTOS OCEANICOS

Los océanos es un factor importante del clima de la Tierra como principal fuente de vapor de agua, excelentes absorbentes de radiación solar a causa de su pequeño albedo, como amortiguadores de las variaciones térmicas estacionales a causa de su gran capacidad calorífica y de su papel de redistribuidores de la energía y otras propiedades del agua gracias a las corrientes marinas, aparte de los efectos físicos directos, los océanos afectan el clima vía los procesos químicos y biológicos de captación vertido de elementos como el oxígeno, el azufre y el nitrógeno o de componentes como el dióxido de carbono que son muy importantes para la determinación de las características radiactivas y químicas de la atmósfera. Las corrientes oceánicas y el transporte de calor quedan determinados por las propiedades físicas del agua, presión, temperatura y salinidad; únicamente el primer Kilómetro de profundidad del océano situado entre los 50° N y 50° S esta a una temperatura superior a 5 °C y la mayor parte del agua del océano está, por lo tanto, entre -2 °C y 5 °C. Se considera verticalmente el océano dividido en tres zonas: la superficial denominada *zona de mezcla* corresponde al agua en contacto con la atmósfera y llega hasta los 200 metros de profundidad, tiene una

temperatura prácticamente homogénea mantenida por la acción del viento y los movimientos convectivos, por debajo esta la *termoclina* donde la temperatura baja regularmente hasta los 100 metros y es persistente durante las estaciones, en la base de la termoclina la temperatura es de 5 °C y, por debajo, la temperatura disminuye hasta los 2 °C de las zonas más profundas del océano, es la zona profunda donde las propiedades físicas del agua son también homogéneas y aparecen pocas variaciones de la salinidad, la densidad y la temperatura.

El agua es prácticamente incomprensible, lo cual significa que la diferencia de presión no influye en su densidad, la cual depende de la temperatura y de la salinidad y aumenta con la profundidad, la fuerte estratificación hace que no se den con facilidad los movimientos verticales e intercambios turbulentos, lo cual produce que el agua de las zonas profundas no se mezcle con las de las zonas del océano; en los polos, la estratificación se reduce y la densidad es prácticamente constante en todas las zonas, esto produce que a estas latitudes el agua de las zonas profundas emerja y que, por el contrario, se sumerja el agua que ocupará el fondo marino.

La salinidad del agua del mar oscila entre 25 y 40 % y la temperatura entre 30° y 32 °C. Si la temperatura y la salinidad varían dentro de estos márgenes, influyen de forma parecida en la densidad del agua; el agua pura tiene su densidad máxima a 4 °C, lo cual implica que el hielo sea menos denso que el agua líquida a esta temperatura. El agua con salinidad superior a 24,5 % tiene una densidad que aumenta cuando la temperatura disminuye, por lo tanto antes de que el agua se hiele se necesita que toda la columna de agua llegue a la temperatura de solidificación. El hielo se forma en los mares de latitudes altas porque la salinidad disminuye de forma significativa cerca de la superficie, las aguas con baja salinidad, como consecuencia de la aportación de agua dulce de los ríos y de un balance positivo de precipitación, son poco densas y contrarrestan el incremento de la densidad, asociado con las temperaturas frías cerca de la superficie, permitiendo entonces que el agua superficial se hiele antes que la de

las capas inferiores y que en las capas inferiores el agua se mantenga más caliente.

LOS VIENTOS Y LA CIRCULACIÓN OCEÁNICA

Se puede imprimir un movimiento giratorio al agua contenida en una jofaina soplando sobre su superficie. Las corrientes marinas de impulsión son el resultado de un mecanismo análogo, aunque a diferente escala y tiene sobre todo importantes consecuencias sobre los climas; la organización celular de los vientos por encima de los océanos determina una organización similar a la circulación de las aguas, las cuales se mueven en superficie en el mismo sentido que los flujos anticiclónicos que las impulsan, por los mismos motivos, el océano Austral es el seno de una deriva de Oeste muy rápida (hasta 7 Km/h). Los alisios transfieren las aguas del Este para conducir las al Oeste de los océanos, los mares de China o de las Antillas, a las costas de Brasil; allí están aguas cálidas que desvían su recorrido, según el hemisferio, hacia el Norte o hacia el Sur, y seguidamente al nordeste, empujadas por el flujo de los vientos del Oeste, el largo trayecto a bajas latitudes es el que transforma las aguas frías de los alisios en el este en aguas cálidas cuando alcanzan las orillas del Este.

FENÓMENOS HIDROLÓGICOS

1) En el Norte del Atlántico y del Pacífico se observan dos series de *corrientes frías* homólogas: las corrientes del Labrador y de Irminger por una parte y la Oya-Sivo impulsadas por los flujos del Norte correlativos a las depresiones casi permanentes de Islandia y las Aleutianas.

2) *Corrientes de compensación* y *corrientes de descarga* desempeñan un importante papel en esta circulación, la afluencia de las aguas dentro de un mar semicerrado entraña necesariamente una corriente de compensación que reestablezca el equilibrio hidrostático. En el Golfo de México, donde empujadas por los alisios penetran las aguas de la corriente norecuatorial, se efectúa una especie de descarga al Sur de la Florida por la cálida y rápida Corriente del Golfo,

que actúa como aliviadero y viene a diluirse en el litoral de Estados Unidos en la deriva noratlántica.

3) *Los movimientos verticales.* Cuando el viento sopla regularmente desde el continente hacia el mar, hecho que ocurre del Oeste de los continentes en el ámbito de los alisios, una parte la corriente de la impulsión se efectúa por medio de la ascendencia de las aguas profundas necesariamente frías.

Las corrientes marinas tienen una considerable influencia en las temperaturas y en las precipitaciones de las regiones que bordean, refiriéndose a la suavidad de ciertos climas o las excelencias de determinadas hortalizas gracias a la influencia de la Corriente del Golfo. Las corrientes cálidas engendran masa de aire caliente en todo su espesor, ya que el recalentamiento por la base provoca una convección moderada, se debe la anomalía térmica positiva de las fachadas Oeste de los continentes entre los 40° y 60° de latitud. Las corrientes frías y las ascendenias de aguas frías ejercen el efecto contrario, de manera que la capa fría es poco gruesa: 200 a 300 m; es suficiente para refrescar los climas donde se produce el hecho: a 38° de latitud, San Francisco sólo tiene 14° en julio frente a 26° en Catania; Bajo los trópicos se registran, en verano 20° en las costas de Chile y de Namibia, frente a 27° de la Habana.

Dos fenómenos entran aquí: la mayor o menor evaporación y la fuerte o nula estabilidad según la temperatura del agua. *Cuando el agua es más caliente* que el aire ambiente, la evaporación es activa y, debido a la convección, el vapor de agua se difunde a través de todo el espesor de la masa de aire superpuesta, que se convierte en muy húmeda y permite por añadidura que por su calentamiento absorba mayor cantidad de vapor de agua. *Cuando el agua es más fría* que el aire ambiente, existe muy escasa o nula evaporación y la humedad queda confinada en las capas bajas, donde termina nieblas persistentes pero poco gruesas (200 a 300 m, como máximo). Cuando el aire se recalienta por la base, aumenta su

gradiente y su inestabilidad llega a ser alta, cuando el aire se enfría por la base, ocurre lo contrario. <Georges Viers, 1987>

Resumiendo las corrientes cálidas engendran masas de aire caliente, húmedo e inestable, es decir, propensas a causar fuertes precipitaciones. Las costas son corrientes cálidas y forman el lecho de las perturbaciones ciclónicas tropicales y templadas. Inversamente las corrientes frías engendran masa de aire frías y frescas, secas, muy estables incapaces de producir precipitaciones.

CAPÍTULO IV. 4 TECTONICA DE PLACAS

La superficie de la Tierra es igual a 510 millones de km, cuyo volumen es de 1083 billones de km. De la superficie general de la Tierra 361 millones de km corresponden a la superficie de los océanos (70.8%) y tan sólo 149 millones de km (29.2%) corresponden a la superficie de los continentes. La mayor oscilación o altura de la superficie terrestre es de 19.9 Km. La altura promedio de los continentes es igual a 840 m, en la corteza dominan las alturas menores de 1000 m (75% de la superficie), a grandes rasgos la fisonomía de la Tierra la determina el océano internacional, el agua del océano cubre con una capa de espesor de 4000 m a 3/4 de la superficie de la capa rígida de la Tierra. <Mendoza A. D.1997>

El Océano Pacífico cubre el 35% de la superficie en los hemisferios Norte y Sur y forma una asimetría meridional de la figura de la Tierra, el relieve del fondo del océano mundial se caracteriza por las depresiones de su lecho, sistema global de espinazos oceánicos medios, fracturas y ranuras, la superficie del lecho del océano mundial es igual a 283.7 millones de km² y su profundidad media es de cerca de 4000 m, el sistema de alzamientos y espinazos oceánicos medios divide al lecho de cada océano en dos (el Pacífico, el Atlántico y el Glacial del Norte) o en tres partes (el Indico). Además de que los grandes alzamientos, los espinazos volcánicos, los arcos insulares y la cadena de montañas subacuáticas dividen regularmente al lecho de los océanos en una serie de depresiones aisladas, dentro de los límites del océano mundial se considera que hay más de 50

depresiones, en el fondo del océano, los espinazos oceánicos medios representan una cadena única de alzamientos lineales con alargamiento de más de 60 mil Km y simbolizan notablemente a la mayor construcción montañosa no sólo del fondo del océano, sino del planeta en su totalidad; su altura relativa en varias partes alcanza 3 - 4 Km. y su ancho 1000-2000 Km; en fin, se puede concluir que el relieve del planeta básicamente queda determinado por el relieve del océano mundial, la dinámica de la figura de la Tierra en escala global fundamentalmente se determina por los procesos que están condicionados a los cambios del relieve del océano mundial. <<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html> ,2000>

La Tierra se divide en tres capas químicas: el centro, el manto y la corteza. El centro está compuesto principalmente hierro y níquel muy caliente, de 4.5 mil millones años. El centro es dividido en dos capas: un centro interno sólido y un centro exterior líquido. La media capa de la Tierra, el manto, compuesto de minerales ricos en hierro, magnesio, silicón, y oxígeno. La corteza es rica en el oxígeno y silicón con menos cantidades de aluminio, magnesio, calcio, potasio, y sodio, el basalto es la roca más común en Tierra. Hay dos tipos de corteza: *La corteza oceánica* se hace de roca relativamente densa llamado basalto. *La corteza continental* por rocas de densidades más bajas, como andesita y granito, las capas extremas de la Tierra pueden se dividen por sus propiedades físicas en la litosfera y astenosfera.

Según el modelo tectónico, la superficie de la Tierra consiste en una serie de capas delgadas, pero rígidas, las placas están en movimiento constante. La capa de la superficie está compuesta de la corteza oceánica, corteza continental o una combinación de ambos. La parte más baja consiste en la capa superior rígida del manto de la Tierra. Las placas rígidas pasan gradualmente hacia abajo en el plástico (suave) la capa del manto, la astenosfera, pueden depender de 70 Km espesor, la corteza oceánica o 150 Km que incorporan corteza continental. Las placas se mueven a velocidades diferentes, Los movimientos del plato africano

aproximadamente 25 mm por año, considerando que los movimientos del plato Australiano aproximadamente 60 mm por año.

La mayoría de la actividad tectónica, sísmica y volcánica de la Tierra ocurre a los límites de las placas. Hay tres tipos de límites de placas: divergente, convergente y márgenes transformantes.

LA DERIVA CONTINENTAL

De acuerdo a la teoría de la tectónica de placas la litosfera esta fraccionada en 12 placas rígidas, la deriva continental es una consecuencia del movimiento de placas. Estas placas se mueven horizontalmente en distintas direcciones y están agrietadas en muchas partes excepto en los márgenes. Existen tres tipos de márgenes de acuerdo al movimiento que tienen unas con otras en estos márgenes, estos son márgenes convergentes, divergentes y transformantes

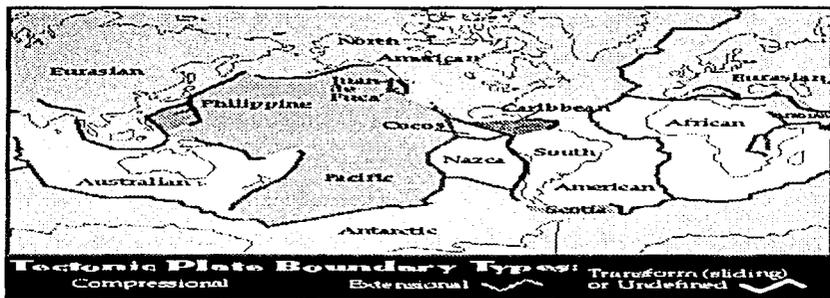


Fig. 22 Placas Tectónicas en el mundo

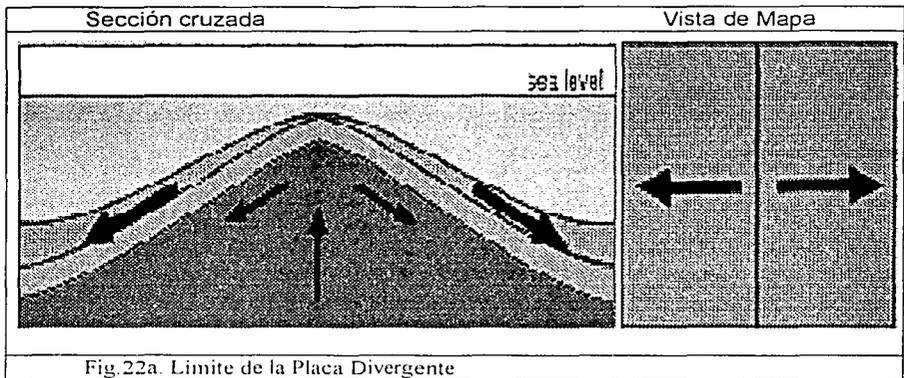
MARGENES DE CONVERGENTES. La convergencia ocurre cuando fluidos muy calientes líquidos o gases, se expanden y ascienden ya que se vuelven menos densos que el material que los rodea. Los movimientos de convección son muy eficientes para transportar material, ya que el material caliente transporta material mas frío dentro del fluido caliente, luego este es calentado y ascendido. Una vez

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

en la superficie vuelve a enfriarse y desciende nuevamente, El movimiento de la corteza oceánica y la tectónica de placas es una evidencia de la convección en la **distribución de masa**. El material caliente al interior de la tierra se eleva y sale a través de los espinazcos oceánicos formando por una nueva litosfera, esta se enfría a medida que se desplaza y luego desciende bajo el manto donde es reabsorbida.

MÁRGENES DIVERGENTES. Esto ocurre cuando las placas se mueven en sentido contrario. Material del manto parcialmente fundido sube y llena los espacios entre las dos placas. Este material es la nueva litosfera que se agrega al comienzo de la placa divergente. A lo largo de los bordes divergentes, por donde sale el material caliente, el fondo oceánico está elevado, a medida que sale material la placa se va desplazando (2 a 20 centímetros por año) y enfriando, por lo tanto la corteza comienza a contraerse y aumenta su densidad. En consecuencia a mayor distancia del borde divergente las rocas son más densas y más viejas y la corteza aumenta su grosor

También existen márgenes divergentes en la corteza continental. Estos sitios se caracterizan por fallas que forman valles llamados **rift** o **valles de rift**. Un rift ocurre cuando asciende material caliente proveniente del manto en forma de pluma, esto provoca el abombamiento de la corteza por encima de la pluma, además se producen fuerzas de extensión en la corteza que la alargan y estiran, también ocurren episodios alternos de formación de fallas y volcanismo.



MÁRGENES CONVERGENTES. Cuando las placas colisionan a lo largo de los márgenes convergentes, una de las placas subducta bajo la otra llegando hasta el manto donde se funde y se recicla con este. La colisión y subducción produce cuencas abisales y cámaras magmáticas. Las cámaras magmáticas pueden producir cordilleras en el continente o un arco de islas volcánicas en el océano. Cuando subducte la litosfera calientan el agua y otros volátiles, estos materiales calientes provocan la fusión de la roca que se convierte en magma, este magma sube y puede salir a la superficie formando volcanes o emplazarse dentro de la corteza formando cuerpos intrusivos. La colisión de dos placas produce grandes fuerzas en la región que generan fallas en la superficie y provoca los terremotos que se originan en las profundidades. Durante la migración de la placa desde el margen divergente hasta el convergente esta se va enfriando y se vuelve cada vez más densa con respecto al manto por lo cual tiene mayor facilidad para subducir bajo este.

Un ejemplo de margen convergente entre placas oceánica-continental es el que ocurre entre la placa de Nazca y la Sudamericana. En la fosa marina Chileno-Peruana se extiende a lo largo de estos países. Debido a la convergencia se formó la cordillera de los Andes que posee numerosos volcanes. Además en esta zona ocurren gran cantidad de temblores y terremotos.

Sección Cruzada

Vista de Mapa

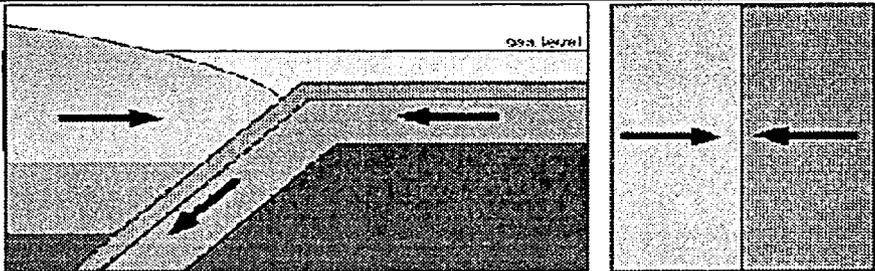


Fig.22b. Limite de las Placas Convergentes

Cuando la colisión involucra dos continentes, ambos tienden a elevarse. La colisión entre la India y Asia es un buen ejemplo de esto. En este caso la Placa Eurasiática se monta sobre la placa India, esto provoca que el espesor de la corteza se agrande considerablemente formándose así la cordillera de los Himalayas que soportan la isostasia debido a que el manto en esa zona es muy denso.

MÁRGENES TRANSFORMANTES. En estos márgenes no se crea ni se destruye litosfera. Son fallas transformantes que ocurren cuando los márgenes divergentes se quiebran y se dividen. La falla de San Andrés en California ocurre cuando la placa del Pacífico se desliza horizontalmente con la placa Norteamericana, esta es una falla transformante en el continente, aquí ocurren terremotos debido al deslizamiento en la zona de falla.

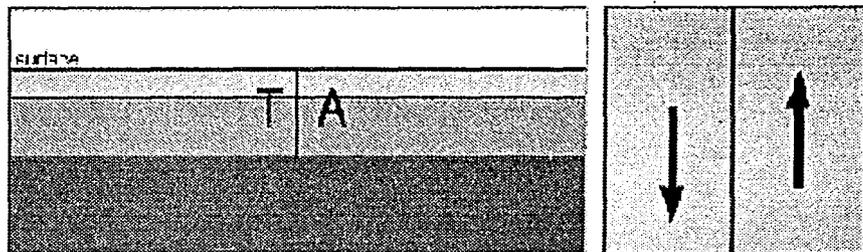


Fig. 22c. Limite de Placas Transformante

T=hacia

y

A= lejos

En base al contorno general de la Tierra señalemos su simetría ecuatorial, de tal manera que dos tercios de toda la parte continental de la Tierra se encuentran en el hemisferio Norte y sólo una tercera parte se encuentra en el hemisferio Sur; gran parte del arco insular, de los espinazos oceánicos y cavidades profundas se encuentra al norte del ecuador, en el Polo Sur de la Tierra se encuentra el continente más alto del planeta, que es la Antártida, y en el Polo Norte se encuentra el Océano Glacial del Norte, la superficie de la Antártida es igual a la superficie del Océano Glacial del Antártico.

La ciencia contemporánea divide a la litosfera de la Tierra, incluyendo a la corteza terrestre y subterránea, en seis grandes placas: Europea, Americana, Africana, Océano Pacífico, Indico y Antártida. Los movimientos recíprocos de las placas litosféricas que ocasionan los terremotos, claramente contornan sus fronteras, estudiando la trayectoria del movimiento de los terremotos (maremotos) dentro de cada gran placa se puede distinguir una serie de grandes micro placas, los límites de las placas en los océanos corresponden a las zonas fracturadas de los espinazos mesoocéánicos, y en los continentes corresponden a los sistemas de fracturas continentales, por ejemplo, en África Oriental. La ubicación recíproca de las placas: 1. Euroasiática; 2. Norteamericana; 3. Africana; 4. Océano Pacífico; 5. Indico; 6. Antártida y 7. sudamericana. Fracturadas son divididas en secciones

aisladas por fallas rectificadoras, las cuales tienen direcciones perpendiculares a las cuencas, Como regla, a estas partes fracturadas las acompañan maremotos, que conducen a deformaciones de desplazamiento, generalmente los desplazamientos debidos a fracturas rectificadoras no sobrepasan los límites de varias decenas de kilómetros de longitud, sin embargo en ciertas regiones se encuentran longitudes significativas de desplazamientos.<<http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlesson.atg.html> >

La evaluación fiable del movimiento recíproco de las placas se consigue con mediciones geodésicas repetidas en las zonas de fracturas y los límites de las placas, la velocidad de desplazamiento de la placa americana con relación a la del Océano Pacífico es cercana a 4 cm/año, esta fue establecida mediante mediciones geodésicas a lo largo del sistema de fracturas, siendo la principal la de San Andrés, en el polígono de Garmck en Tashidikistan se detectó el desplazamiento del Pamir hacia el Tian Shan con una velocidad de 1.7. cm/año.

La velocidad del desplazamiento de la placa del Océano Pacífico a lo largo del hundimiento Kuril-Kamchatka varía de 7.5 cm/año al Norte, y hasta 8.5 cm/año hacia el Sur, las costas del Mar Ártico en la región de Rusia experimentan movimientos vibratorios verticales con amplitud de 10-12 cm en un período de cerca de 20 años. Anualmente en la Tierra ocurren 10-15 terremotos de nueve grados, 100-500 de ocho grados, 300-500 de siete grados, los terremotos ocurren acompañados de movimientos horizontales y verticales de la corteza terrestre, 1906 en la fractura de San Andrés ocurrió un desplazamiento horizontal en una fracción de longitud de 450 Km, la parte oriental en ciertas regiones cambió de lugar con orientación relativa hacia el Norte con respecto al Sur alcanzando hasta 7 Km en algunas partes. El terremoto chileno de 1907 a lo largo de 300 Km estuvo acompañado de alzamientos en las costas de casi 1 m de altura. En la zona epicéntrica del terremoto de Ashjabad del 5 de octubre de 1948 los desplazamientos horizontales alcanzaron hasta 2 m.

Las investigaciones contemporáneas han demostrado que los procesos tectogénicos ocasionan los movimientos peculiares de la corteza terrestre, para el estudio de los movimientos verticales en la península 1910-1912 fue elaborada la red de nivelación la cual actualmente tiene una longitud de más de 500 Km y se hacen nivelaciones de I y II orden, las nivelaciones acumuladas en muchos años realizadas en las industrias petroleras de esta península, demuestran que la mayor velocidad de hundimiento de la superficie terrestre alcanza de 3-5 cm/año, en el período de 1912-1972 el hundimiento general de la superficie terrestre ha sido de 2-4 m, la superficie terrestre también se asienta debido al bombeo de aguas subterráneas y artesanas, regiones aisladas de la Cd. de Tokio en los últimos 50 años se han hundido 4 m; la Cd. de México en los últimos 90 años se ha hundido hasta 8.5 m, en diferentes partes del estado de California el bombeo de las aguas subterráneas en un período de 25-30 años ocasionó el hundimiento de la superficie terrestre de 2.7 -4.5 m, en el río Colorado de EE.UU. en una presa con volumen próximo a 35 millones de m³ una fisura en el fondo terrestre que alcanzó 20 cm, movimiento considerable de la superficie terrestre se nota en regiones donde se extraen minerales sólidos. <Mendoza A. D. 97>

El progreso contemporáneo en la industria internacional conduce a cambios globales de la fisonomía de la Tierra, los cambios tectogénicos serán considerables en los futuros diez años debido a la realización de proyectos donde se utilizan el subsuelo de la Tierra, la distribución del agua continental y regional, exploración de los fondos marinos y del océano internacional, ante esto los procesos tectogénicos cambian las direcciones e intensidad de los movimientos naturales de la corteza terrestre, **redistribución de masa**, el cambio de posición del eje de rotación de la Tierra. <www.livingcosmos.com/unity.htm, 2001>

En la tectónica de placas, normalmente conocido como tendencia continental, se discutió alguna magnitud. Esa discusión trajo que la comprensión adelante es la que las fuerzas electrostáticas que están en trabajo produciendo la dinámica de los Placas Tectónicas. Estos resultados de fuerzas electrostáticas del flujo de la partícula a lo largo del Campo magnético con los miembros descendentes que

actúan recíprocamente con límites de las Placas. Más allá la confirmación de esta comprensión puede encontrarse en estudios que ponen en correlación actividad solar, y las fases lunares y ciclos con el activar de terremotos y las erupciones volcánicas (esto es redistribución de masa).

Un hecho que requiere nuevas perspectivas en tectónica de placas es que se ponen en correlación terremotos con actividad solar. En terremotos ligeramente alto ocurre cuando esta fluctuando actividad solar; Los terremotos fuertes tienen lugar cuando la Tierra cruza el meridiano central del Sol y esta comprensión se ha usado para predecir algunos temblores con éxito. Es más, el movimiento retrógrado del Sol se une a los terremotos y otros fenómenos geofísicos, incluso el clima y la actividad volcánica. Estos hechos solo indican la unión solar-FEM y las fuerzas electrostáticas están envueltas en los terremotos.

CAPÍTULO V. FENÓMENO METEOROLÓGICO DENOMINADO “EL NIÑO”

Son cuatro las características típicas de *El Niño*, consistentes en un calentamiento local en el Pacífico Oriental al Norte de Australia un desplazamiento de las precipitaciones desde el Pacífico Occidental hacia el Oriental, un debilitamiento de los vientos alisios componente del Sur y variaciones del nivel medio del mar.

La masa de agua templada del Pacífico que viaja al Este desplazando el agua fría que transfiere energía a la atmósfera mediante procesos de precipitación de lluvia. A finales de abril las aguas templadas de un máximo de 29°C a 32°C, inmediatamente por encima de los 28,5° C que marcan el umbral de convección de las aguas profundas. Las anomalías de temperatura, que llegan a superar los +5°C, se sitúan entre 1,5 y 2,0°C.

DIFERENCIA ENTRE LA CORRIENTE DE EL NIÑO Y EL EVENTO DE EL NIÑO

Con el propósito de comprender mejor el sistema océano tropical-atmósfera es de suma importancia establecer la diferencia entre los términos Corriente del Niño y fenómeno El Niño, el cual es un evento periódico y normal que sucede durante los meses de diciembre a abril. Esta tiene características de aguas cálidas que provienen del norte y bajan por las costas de Sudamérica, la cual marca el inicio de la estación cálida y húmeda de la región costera del Ecuador.
<<http://www.pmel.noaa.gov/toga-tao/el-nino>>

Las características de los eventos El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y sus consecuencias a nivel global se han generado una serie de investigaciones y la creación de un sinnúmero de proyectos y de institutos dedicados al estudio y monitoreo de eventos de este tipo, cuyos resultados buscan disminuir sus impactos a nivel mundial.

En 1985 la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) dan inicio al programa de los Océanos Tropicales y la Atmósfera Global (TOGA) con una duración de 10 años. Gracias a este programa se dispone actualmente de un sistema de observación capaz de vigilar en tiempo real los cambios Océano-Atmosférico que se producen en los océanos tropicales, para lo cual se utilizan satélites, estaciones meteorológicas insulares, buques de oportunidad y boyas a la deriva para el estudio de corrientes. A pesar que este programa llegó a su fin en 1996, los mecanismos antes mencionados se siguen utilizando para el estudio de eventos ENOS.

A medida que se enfrían las áreas central y oriental del Pacífico ecuatorial, la zona de precipitación se desplazará de nuevo hacia el Pacífico occidental. La transición a una situación normal ha influido en los cambios de tiempo en el Ecuador más rápidamente de lo esperado. De hecho, los vientos alisios orientales invirtieron su dirección en junio, septiembre y octubre de 1997, situación que únicamente se había registrado antes en noviembre de 1982. En la segunda semana de mayo de 1988, sin embargo, la anomalía de los vientos alisios había alcanzado su nivel máximo desde el comienzo de *El Niño*. La mayor o menor rapidez con que dichos vientos retornen a su intensidad normal depende de la rapidez con que desaparezca EL NIÑO presente.

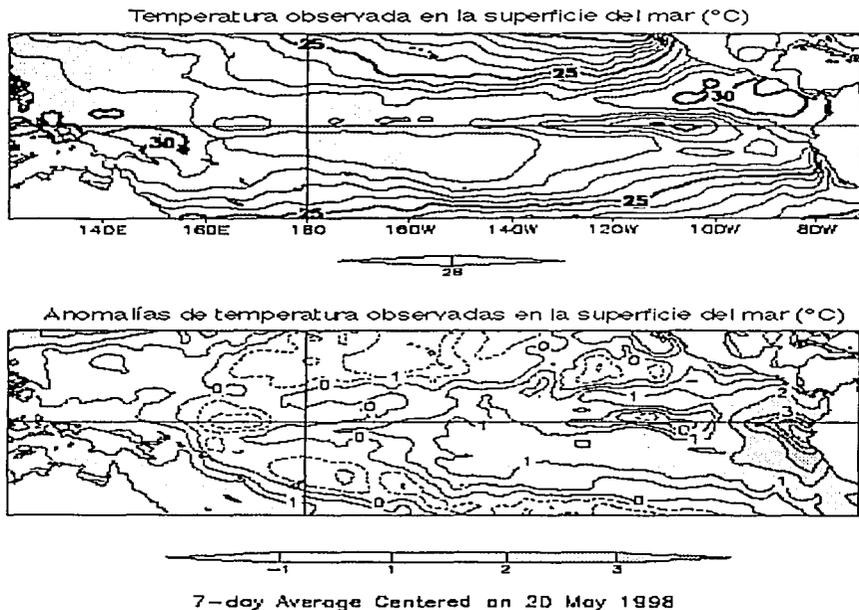


Figura 23. Temperaturas y anomalías observadas en la superficie del mar en su desplazamiento hacia el Este en diferentes regiones del planeta (NOAA/CNPMA, 25 de mayo de 1998)

Un anticipo más notable del cambio que se avecina viene indicado por el nivel del mar. De un máximo de 33 cm por encima de los valores normales, el nivel del mar frente a las costas de América del Sur ha disminuido en 15 cm, a medida que el océano comienza de nuevo a elevarse en el Pacífico Occidental. Frente a las costas, comienzan a producirse movimientos ascendentes de aguas más frescas, ricas en nutrientes, provenientes de la termoclina. Una masa de agua fresca situada a unos 55 m por debajo de la superficie del mar, medida a lo largo del Ecuador por la red de boyas TAO, se está desplazando hacia la costa de América del Sur. Las temperaturas en la superficie del mar han retornado a los valores normales. < http://www.jpl.nasa.gov/earth/features/topex_anniversary.html>

Se denomina ENSO al ciclo completo de la interacción aire-mar que tiene lugar en esa zona de la Tierra. En realidad, El Niño es el conjunto de procesos que se dan en el océano en una de las fases del ENSO, la fase cálida. En la fase opuesta, la fase fría conocida como La Niña, la temperatura de la superficie del Pacífico tropical central y oriental es más baja que la media climatológica.

En lo que al fenómeno ENSO se refiere, la atmósfera influye en el océano principalmente a través del viento que impulsa las corrientes oceánicas superficiales y el océano influye en la atmósfera principalmente a través de la transferencia de energía (calor latente y sensible) de la superficie del océano.

Los vientos alisios (del sureste en el hemisferio Sur y del noreste en el hemisferio Norte), que soplan sobre el Pacífico tropical, convergen en el Oeste del mismo (Norte de Australia y sureste de Asia) cargados de humedad en una zona donde la superficie del mar está relativamente caliente (temperaturas por encima de 28°C), lo que provoca que se dé en esa zona una intensa convección (zona de lluvias). Parte del aire que se eleva vuelve seco por la troposfera superior hacia el Este, donde se produce la subsidencia (zona seca) que cierra la célula (célula de Walker).

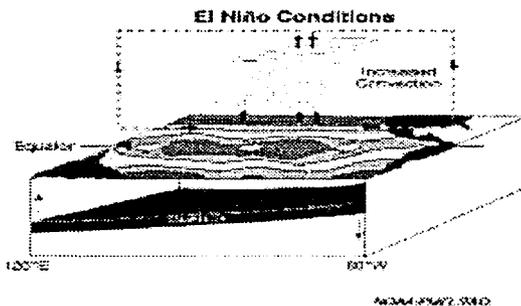


Fig. 24. Condiciones atmosféricas en el evento denominado "El Niño".

Los vientos alisios empujan a las corrientes oceánicas superficiales que fluyen hacia el Oeste y provocan un afloramiento de aguas profundas cerca de las costas del Este del Pacífico. Como resultado, el nivel del mar está como promedio unos 40 cm más alto en el Oeste y la termoclina (superficie por debajo de la cual el agua del mar se considera a una temperatura constante) está en esa zona a unos 200 m de profundidad, mientras que en el Este está a unos 50 m.

Cuando comienza una situación de El Niño los alisios se debilitan, cesa el afloramiento de aguas profundas, las temperaturas del agua del mar empiezan a subir en el Este del Pacífico tropical y aparecen las primeras anomalías positivas (temperaturas por encima de la media climatológica). Por otra parte, se da una advección de aguas cálidas desde el Oeste hacia el Este.

Como consecuencia, la zona conectiva del Oeste del Pacífico empieza a trasladarse hacia el Este y los vientos del Oeste a extenderse hacia el Pacífico tropical central. La atmósfera y el océano continúan retroalimentándose de esta manera hasta que la célula de Walker se invierte. Esta es la fase cálida del fenómeno conocido como ENSO, denominación que corresponde a las iniciales de El Niño y Southern Oscillation (Oscilación Sur).

El Niño es la parte oceánica del fenómeno, y la palabra se ha tomado prestada de los pescadores de Perú, para referirse a un calentamiento que ocurre todos los años alrededor de las Navidades en las aguas costeras de Ecuador y norte de Perú. Para los pescadores es un fenómeno importante porque en él cesa el ascenso de las aguas profundas ricas en nutrientes y disminuye temporalmente la pesca en esa zona.

La Oscilación Sur es la parte atmosférica del fenómeno. Conceptualmente representa el cambio de altas a bajas presiones que se da en los polos de la célula de Walker durante los episodios ENSO. Una forma de medirlo es mediante el índice SOI (Índice de la Oscilación Sur): anomalía de la diferencia de presión media mensual entre Tahití (Polinesia Francesa) y Darwin (Norte de Australia).

"EL NIÑO": CÓMO INICIA Y CUÁNTO DURA

El promedio de duración es de doce meses en algunas oportunidades se han registrado fenómenos de siete meses como el de 1946 y prolongados de veintiocho meses, de 1939 a 1942. El calentamiento anormal del Océano Pacífico relacionado con el fenómeno EL NIÑO se presenta en intervalos que varían entre dos y siete años, al comienzo de un episodio de El Niño los alisios se debilitan y en el Este del Pacífico cesa el afloramiento de aguas profundas. El empieza a disminuir y comienzan a aparecer anomalías positivas en las temperaturas de la superficie del mar en el Pacífico Este. Durante el desarrollo del episodio y hasta que alcanza su máxima intensidad, el SOI continúa disminuyendo y las anomalías de temperaturas aumentan y se extienden hacia el Pacífico Central.

Todos los episodios de El Niño empiezan y terminan aproximadamente en la misma época del año. Suelen empezar en invierno y alcanzan su máximo en el invierno siguiente, momento a partir del cual las anomalías comienzan a descender, para acabar desapareciendo unos seis meses después. La duración aproximada del fenómeno es de unos 18 meses, La intensidad de EL NIÑO está relacionada, en términos generales, con la magnitud de las anomalías, tanto en el Océano, como en la atmósfera, en el Pacífico tropical, cuando las anomalías de la temperatura del mar en el Pacífico tropical esta entre:

- 0.5 y 1 grados Centígrados es DEBIL.
- 1 y 2 grados Centígrados es MODERADA.
- 2 y 3 grados Centígrados es FUERTE.
- Arriba de 3 grados Centígrados es MUY FUERTE

Durante los últimos 40 años se han producido varios episodios de El Niño y de La Niña. En los casos de episodios débiles las temperaturas del agua del mar en la superficie varían entre 0.5°C y 1°C respecto a la media y las repercusiones son pequeñas y difíciles de detectar. En los casos de episodios fuertes las anomalías sobrepasan 1°C y los efectos se manifiestan en toda la Tierra.

"EL NIÑO": INFLUENCIA SOBRE EL CLIMA MUNDIAL

Los episodios ENSO causan alteraciones en la célula de Walker y, por tanto, en la circulación atmosférica tropical; también afectan de forma indirecta a la circulación atmosférica fuera de los trópicos. Estos efectos son más pronunciados durante la fase madura del ENSO, cuando las anomalías de temperaturas superficiales del agua del mar cubren la mayor parte del Pacífico tropical.

En algunas partes del mundo, situadas en las zonas tropicales de la cuenca del Pacífico, la influencia es tan directa que la predicción climática para los meses posteriores es posible, con distintos grados de fiabilidad. También parece haber una influencia directa en algunas zonas extratropicales de las cuencas del Pacífico y del Índico. En particular, existen predicciones operativas en Australia y Estados Unidos, y también se hacen predicciones para zonas de América del Sur, Indonesia, India, Asia oriental y África.

La influencia directa del ENSO en Europa es difícil de detectar y las relaciones encontradas hasta ahora son débiles. Es importante considerar que la magnitud de las anomalías climáticas, asociadas a los episodios ENSO, es del orden de un tercio de la desviación típica climática para esta zona.

OSCILACIÓN DECADAL DEL PACÍFICO

El Pacífico aún está dominado por el fuerte y más largo patrón que El Niño/la Niña llamado Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), de acuerdo a los últimos datos de la misión de satélite EEUU-Francia TOPEX/Poseidon, manejada por el laboratorio de Propulsión a Chorro (JPL) de la NASA, Pasadena, Calif. la ODP es una

fluctuación de la temperatura del océano a largo plazo que se forma y desaparece en el Océano Pacífico aproximadamente cada 10 a 20 años. "Este patrón continuo ODP de los últimos tres marca más las inusuales condiciones secas que han afectado la costa oeste de Norteamérica", dijo el oceanógrafo Dr. William Patzert del JPL. <<http://www.nasa.gov>>

El Niño generalmente regresan cada dos a siete años; el último ocurrió en 1997, esta onda Kelvin ecuatorial, viajando hacia el este (una franja de agua caliente) está dirigida hacia América del Sur a aproximadamente 140 grados de longitud Oeste. A fines de julio, cuando esta onda llega a la costa oeste de América del Sur, debe haber un calentamiento moderado del Pacífico oriental. las ondas Kelvin a veces se ven antes de desarrollarse un El Niño; son motivadas por las ráfagas de viento del oeste (vientos soplando en la dirección contraria de los vientos alisios normales) en el Pacífico occidental. También, la fuerza en la siguiente aparición de El Niño podría depender de cuánto domina la ODP los patrones de circulación del océano y de la temperatura en los siguientes años.

Los datos fueron tomados durante un ciclo de colección de 10 días terminando el 11 de junio de 2001. Mostraron que el océano ecuatorial cercano se ha calentado lentamente en el último año y los niveles del mar y las temperaturas de la superficie del mar son casi normales. las alturas de la superficie del mar arriba de la normal y las temperaturas más calientes del océano cubren el cercano Pacífico tropical occidental y mucho del norte y sur del Pacífico medio. las áreas rojas están aproximadamente 10 centímetros (4 pulgadas) arriba de la normal; muestran que la altura de la superficie del mar está entre los **14 y 32 centímetros** arriba de la normal.

En el Pacífico Occidental Este calentamiento contrasta con el del Mar de Bering, el Golfo de Alaska y la Costa Oeste de EE:UU (2000): donde los niveles más bajos que los normales de la superficie del mar y las temperaturas frías del océano continúan. Las áreas azules están entre los 5 y 13 centímetros, abajo de la normal

mientras que las áreas violetas oscilan de 14 a 18 centímetros abajo de la normal.

<<http://www.jpl.nasa.gov/elnino/20000118.html>>

Los datos TOPEX/Poseidon muestran que toda la cuenca del Pacífico continúa dominada por el característico patrón de la ODP, fuerte y estable en forma de herradura y una cuña fría. Los datos de temperatura de la superficie del mar de la NOAA más recientes muestran también claramente la persistencia de este amplio patrón de la cuenca. <<http://psbs1.nesdis.noaa.gov:8080/PSB/EPS/SST/climo.html>>

"Dada la persistencia de tres años del patrón de ODP, habrá una tendencia a producir impactos similares a los últimos dos veranos con sequía continua y calor en el Oeste" dijo Parzert.

No obstante, el fenómeno ENSO y sus repercusiones siguen siendo objeto de investigación y es probable que en un futuro próximo habrá un conocimiento más completo de las circulaciones atmosférica y oceánica, así como de las interacciones Océano-Atmósfera para explicar estas relaciones y darles capacidad predictiva. El Niño es de 0.5 milisegundo interanual por lo cual es una sucesión de eventos físicos los cuales son movimientos de masa y sus posibles repercusiones en la **redistribución de masa** para poder cuantificar con mas exactitud tales eventos en la comprensión de la Geodesia y el retardo de la Rotación Terrestre.

CAPÍTULO V.5 CAMBIOS EN LA ROTACIÓN TERRESTRE

La rotación de Tierra está definida en 3-dimensiones de cantidad vectorial y varía ligeramente en la rotación terrestre. Primero, en dos componentes: (1) La variación dimensional en la velocidad rotatoria se expresa a menudo en términos del Tiempo Universal (UT1), o también del tiempo derivativo, el **Cambio de Longitud del día (LOD)**; y (2) La dimensión es una variación en el eje de rotación al marco de referencia de Terrestre ("fijo" con respecto a la Tierra) se llama el movimiento polar, considerando en el espacio inercial de referencia (precesion/nutacion). En el capítulo I se habló de los fenómenos y los cambios LOD y el movimiento polar; precesion/nutacion astronómico debido a torques de la marea externa Luna-Sol.

Así, las variaciones de la Rotación Terrestre son gobernadas por la conservación de velocidad adquirida angular que puede expresarse en la forma Liouville Ecuación 1 en el marco de referencia de Terrestre rodando:

$$\dot{H} + \omega \times H = 0$$

donde ω es vector de rotación de la tierra y H es la velocidad angular, H puede separarse convenientemente en dos partes:

$$H = I \cdot \omega + h$$

donde I es el tensor de inercia de la Tierra y h designa la velocidad angular relativa visto en el marco terrestre. En la ausencia de torques externo que puede cambiar la rotación de la Tierra, ambos en Δ LOD y el movimiento polar de dos maneras: cambiando y/o redistribuyendo masa y h cambiado e induciendo movimiento relativo. Al primer término se le llama el "término de masa" y el último el "término del movimiento"; juntos ellos rinden la compulsión o la excitación de la Rotación Terrestre. Puesto que cualquier **redistribución de masa** es acompañada por movimiento de masa, los dos términos son, en principio,

relacionado por la conservación de la masa (en la forma de la ecuación de continuidad).

En lo siguiente, nos concentraremos en el efecto del término de masa y del movimiento, principalmente para el movimiento polar enfocando en ΔLOD . La razón es doble: primero, el término del movimiento, en la rotación de Tierra este no influye en el geoide, considerando el término de masa, los mismos mecanismos de la fuente con cambios del geoide. Segundo, como el anormal fuera, el término de masa normalmente es menos el efecto excitando ΔLOD que el término del movimiento. Por ejemplo, la variación en la presión atmosférica está sobre un orden de magnitud menos importante para el ΔLOD que el viento de circulación zonal opuesto para el movimiento polar: el término masa es el dominante, y vital, en la contribución de excitación en el movimiento polar. Una perturbación del primer-orden hacia un eje-simétrico del elipsoide de la Tierra. El vector de velocidad de rotación angular instantáneo se escribe:

$$\omega = \omega_0 [m_x X + m_x Y + (1 + m_z)z] \quad (25)$$

donde ω_0 es no perturbada la proporción de la rotación de la Tierra, y m_z son parámetros de dimensión pequeños. $m_z = -\Delta LOD / (86400)$ describe variaciones en LOD y una compleja variable $m = m_x + im_x$ se usa para describir el movimiento polar. Sus ecuaciones de movimientos linealizados son:

$$m_z = \psi_z \text{ para } \Delta LOD \quad (26)$$

$$(i/\omega_c)im + m = \psi \text{ para el movimiento polar} \quad (27)$$

donde ω_c es la Tierra, frecuencia que corresponde al periodo Chandler de aproximadamente 428 días con algún decaimiento pequeño pero incierto. En Ecuación 26, ψ_z es la función de la excitación geofísica para ΔLOD abarcando a los dos la masa y términos del movimiento. La parte del término-masa en la solución de Ecuación 26 se da por:

$$\psi (\text{masa}) = - \Delta I_{zz} / C \quad (28)$$

Semejantemente, la cantidad compleja $\psi = \psi_x + i\psi_y$ la Ecuación 27 representa la excitación en función el movimiento polar, el término de masa se da por:

$$\psi (\text{mass}) = K_w (\Delta I_{xz} + i \Delta I_{yz}) / (C - A) \quad (29)$$

En la ecuaciones 28 y 29, ΔI denota el cambio en el elemento de tensor de inercia, $C = I_{zz}$ Y $A = I_{xx} = I_{yy}$ son la Tierra (no perturbador) polar y ecuatorial (principal) los momentos de inercia, respectivamente. El K_w en la Ecuación 29, llamado la función de traslado de movimiento - polar, tomando en cuenta el efecto adicional de la deformación rotatoria y la elasticidad de la Tierra inducida por el movimiento polar. Su valor es 1.43 para excitaciones que no influyen en la Tierra, y 1.00 para aquellos que hacen (cancelar por el efecto productivo elástico arriba expresado). También ha sido definido K_w así como la ecuación 28 debe ser aumentada más allá por un factor de 1.12 en la ausencia que el centro exterior fluido no participa en la reacción de rotación de la Tierra bajo la excitación. La realidad probablemente reside en alguna parte el depender de la balanza temporal del fenómeno en cuestión. Por ejemplo, los procesos abruptos (como terremotos) favorecerían semejante aumento en procesos más lentos.

En la **Tabla 3** estima ΔJ_2 y ΔJ_3 (en unidades de 10^{-10}) cambio para el grado-bajo, la magnitud ψ (en milisegundos, o ms) para el movimiento polar, y ΔLOD (en milisegundos, o ms). Un **mas** es equivalente a aproximadamente 3 cm de distancia en la superficie de Tierra, mientras 1 ms de ΔLOD corresponde a 15 mas en distancia angular. Nota los otros parámetros diferentes, la excitación del movimiento polar ψ es de 2 - dimensiones y la **Tabla 3** sólo da su magnitud. Los ángulos de la fase (se obtiene el combinado de una malla de la suma de efecto vectorial). Las variaciones oscilatorias son dadas en sus amplitudes cresta-a-cresta; el secular esta en la proporción anual. Aquí las variaciones "seculares" que significan eventos más lento en cientos o centenares de años. Los fenómenos en cuestión todos se caracterizan como fluctuaciones u oscilatorio. <Petr Vanicek,1994>

El término de masa de la excitación del movimiento polar (Ecuación 29) es magnificado por un factor de $C/(C - A) = 300$ relativo para el giro de excitación (Ecuación 28). Físicamente esto puede entenderse como a continuación se

describe: En un sistema mecánico lineal, los actos externos contra la inercia del sistema para que la respuesta sea inversa y proporcional a la inercia. Para el giro de la Tierra la inercia del sistema para la excitación es C comparado con la inercia del sistema eficaz de sólo C—A en el caso del movimiento polar. La amplificación es claramente y reflejados en los valores en **Tabla 3**.

Arriba expresado, puede ser mostrado en la fórmula la general de MacCullagh's que ΔI_{xz} y ΔI_{yz} son de hecho proporcionales al coeficientes de Stoke C_{21} y S_{21} respectivamente, de la Ecuación 29.

$$\psi \text{ (masa)} = -\frac{\sqrt{5}K_wMa}{\sqrt{3(C-A)}} \Delta T_{21} \quad (30)$$

la excitación del movimiento polar debido a la redistribución de masa y el coeficiente de Stokes de grado 2 y orden 1. La situación con excitación del término-masa es correspondiente y similar de ΔLOD pero no realmente, el mismo es proporcional a un combinación de ΔJ_2 y el cambio del tensor inercial $\Delta Tr(I)$:

$$\psi_z \text{ (masa)} = -\frac{1}{3C} [\Delta Tr(I) + 2 Ma^2 \Delta J_2] \quad (31)$$

De el ΔLOD sólo es proporcional a ΔJ_2 para redistribución de masa que conserva $Tr(I)$, como aquellos ocurriendo en la superficie (esférico)de la Tierra.

< Petr Vanicek, 1994 >

TABLA 3. LA REDISTRIBUCIÓN DE MASA Y SUS EFECTOS EN LA ROTACIÓN TERRESTRE

			Amplitud (cresta-cresta)		
FUENTE GEOFÍSICA	SIGNO TEMPORAL	$\Delta J_2 (\times 10^{-10})$	$\Delta J_3 (\times 10^{-10})$	$I \Psi I (\text{mas})$	$\Delta \text{LOD} (\text{ms})$
DEFORMACIÓN DE LA MAREA					
TIERRA SÓLIDA (CONTINENTE)	Periodo largo	a 20	?	0	a 0.8
	diurno	0	0	a 4 (en m)	0
	Semidiurno	0	0	0	0
	Todos los Periodos Marea	A 4		A 1 (en m)	0.08
OCEANO- ATMÓSFERA					
IB	Días- Estación- Interanual	8(crestas)	10(crestas)	100(crestas)	0.15(crestas)
		3(anual)	5(anual)	55(anual)	0.05(anual)
		1(interanuales)	1(interanuales)	<5(interanuales)	0.02(interanuales)
Non-IB	Días- Estación- Interanual	15(crestas)	20(crestas)	200(crestas)	0.3(crestas)
		5(anual)	6(anual)	82(anual)	0.1(anual)
		2 (interanuales)	2 (interanuales)	<10(interanuales)	0.03(interanuales)
AGUA CONTINENTAL					
NIEVE	Estación- Interanual	2 (anual)	1 (anual)	20 (anual)	0.04 (anual)
LLUVIA	Estación- Interanual	1 (anual)	1.7 (anual)	16 (anual)	0.02 (anual)
GLACIAL	Secular	0.02 por año	0.01 por año	0.4 por año	4×10^{-4} por año
OCEANO					
NIVEL DEL MAR	Secular	0.03 por año	-0.02 por año	0.5 por año	5×10^{-4} por año
	Estación- Interanual	?	?	?	?
CIRCULACIÓN FRENADO DE LA MAREA	Secular	-0.05 por año	0	0	-10^{-4} por año
REBOTE POST-GLACIAL	Secular	-0.3 por año	?	3 por año	?

MANTO/ACTIVIDAD DEL CENTRO DE MASA, TECTÓNICA DE PLACAS	Secular	?	?	?	?
TERREMOTO	Episodio:				
	(1) 1960 Chile	0.5 (2)	0.3(1)	23(1)	-0.008(1)
	(2) 1964 Alaska				
	Secular acumulado (1977-90)	-0.002 por año	0.008 (cresta)	0.03 por año	-10^{-4} por año

(Tomado de Benjamin Fong Chao en Petr Vanicck)

CAPÍTULO V.6 REDISTRIBUCIÓN DE MASA

Una redistribución de masa debe involucrar la suficiente cantidad de masa que se transporta encima de una superficie global para ser significativa en sus efectos geodinámicos. Redistribución de masa esta resumido en **Tabla 3** qué de hecho representa el centro de masa.

Las estimaciones en **Tabla 3** el rango es bastante exacto a la conjetura, dependiendo de la disponibilidad de los datos presente y nuestra habilidad en el conocimiento que modelan el fenómeno de la redistribución de la masa por los factores mencionados en esta Tesis.

Las influencias de la fuerza en la marea es la deformación que producen los cambios en la Tierra y en los océanos. La redistribución de masa cambia el geode y da lugar a la excitación del término-masa para la rotación Terrestre. La deformación de la marea en la Tierra en continentes es simple (por lo menos conceptualmente), siendo proporcional al potencial de la marea. En la aproximación de simetría esférica bajo la propiedad de ortogonalidad de las propiedades de los armónicos esférico y de la ortogonalidad siguiendo el potencial de la marea. En contraste, sujeto a su naturaleza fluida y la geografía irregular, el Océano deforma en una manera bastante compleja. El resultado es un

organizador entero de periodos de la marea presente en todos los cambios de parámetros geodinámicos.

Las redistribuciones de masa vienen de muchas fuentes, razón de este trabajo como son mareas, vientos, movimientos oceánicos, fenómeno meteorológico denominado "El Niño". Una contribución más grande (por lo menos a las balanzas de tiempo cortas) es atribuible a las variaciones en la atmósfera. La proporción de masa en la atmósfera a la Tierra es aproximadamente 10^{-6} , y relativo las fluctuaciones en presión a las balanzas globales son típicamente del orden 10^{-3} (unos 5×10^{15} Kg). Eso producirían $\sim 10^{-9}$ variaciones del ms en el geoide, manifestado particularmente en armónicos de grado-bajo. Los valores listados en la Tabla 3 para la atmósfera se adoptó por recientes estudios por integración numérica de malla global los datos de presión barométricos del Centro Europeo para los boletines meteorológicos del rango-medio desde 1980.

Además de los signos estacionales dominantes de corto-periodo así como se encuentran variaciones interanuales de periodos fuertes. Algunos parámetros muestran anomalías en particular durante 1982 a 1983 y 1987 los episodios de "El Niño". El efecto de IB (Barómetro Invertido) generalmente reduce la amplitud de las fluctuaciones a la mitad. Hasta qué punto esta reducción ocurre realmente es desconocido aún más grande el estudio de los efectos atmosféricos. Nieve y lluvia probablemente son los más prominente y ciertamente el más visible, en la hidrología variaciones en tierra. Ellos representan intercambio de masa de agua entre el océano y los continentes y constituyen a un transporte de masa en el balance global. Aunque sin conexión directa, las cantidades de nieve y lluvia (unos 3×10^{15} Kg de agua cada uno) en ambos comparables a las fluctuaciones atmosféricas, de sus efectos geodinámicos también son comparable en magnitud. Los cálculos se han hecho en modelos convencionales (a veces esparcidos) los datos de tierra para la precipitación de lluvia al año junto con el planear hidrológico convencional para equilibrio de masa transpiración-vapor y escurrimiento, así como con satélites (radiometría) los datos para la masa de nieve. Hay muchos

otros fenómenos hidrológicos, sobre todo en tiempo, las variaciones que deben tener estos efectos geodinámicos. Un poco de conocimiento ha sido adquirido de glaciares montañoses representando pérdidas de los continentes oceánicos (unos 10^{14} kg/año de agua).

Aparte de las mareas, como el viento y las circulaciones en el océano se mueve una gran cantidad de masa. Su influencia es importante y dinámica. En recolección de los datos de altimetría satelital se ha vuelto una herramienta importante supervisando la altura del mar. Debe notarse, sin embargo, que la variación de altura del mar observada es la consecuencia de no sólo el transporte de masa de agua también cambia debido a efectos termales que tiene virtualmente en la circulación Oceánica y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), en la geodinámica global. El cambio de nivel del mar debido a la entrada de agua (obstruyendo y el sistema cambia) refleja el negativo del total de la suma de los cambios a largo plazo. Unos 2 mm por el nivel del mar por año es para la geodinámica como a continuación se muestra en la **Tabla 3**.

El rebote que ocurre en latitudes altas para reducir J_2 también se cree que causa una tendencia secular en el movimiento polar como la contestación del eje de la rotación de la Tierra a la masa nula que dejó atrás o lo que se anuló. Esta tendencia polar debe continuar gradualmente hasta el rebote poste-glacial del material del manto en el cambio nulo. Las estimaciones para el rebote post-glacial cedido en la **Tabla 3**. Un terremoto produce una **redistribución de masa** en la Tierra y depende de la magnitud, situación y mecanismo de la fuente del evento. Los terremotos han sido en mucho tiempo sospechosos como una fuente potencialmente significativa para la excitación del movimiento polar y se han estudiado como tal. Reciente cálculos muestran que los terremotos que ocurrieron en los últimos 25 años todos son demasiado pequeño para tener cualquier efecto de la geodinámica perceptible. Sin embargo en los años en que los terremotos de Chile en 1960 o 1964 Alaska dejaron retardos en la geodinámica. Por ejemplo, el evento de Alaska debe de haber producido un aumento al instante en J_2 eso

tomaría el rebote post-glacial dos años para quedar fuera. El evento de Chile habría excitado el movimiento polar en 23 mas, comparados con la exactitud observacional actual dentro de 1 mas. Todos los terremotos colectivamente y la exhibición de una conducta intrigante hasta donde sus efectos de la geodinámica son involucrados que tienen una tendencia sumamente fuerte para hacer la Tierra más esférica. El seglar tiene que ser explicado todavía con respecto a procesos dinámicos que actualmente ocurren en el interior de la Tierra.

La fricción de la marea Luna-Sol, como un movimiento externo, se conoce para reducir la velocidad de la Rotación Terrestre y alarga LOD a una proporción secular de aproximadamente 0.02 ms por año. Así mismo la Tierra responde a este frenar de la marea volviéndose menos oblada hidrostáticamente, la proporción secular de la disminución del resultante en J_2 puede ser estimado en la Tabla 3. Esto, causará una reducción diminuta de LOD al frenado de la marea. Ningún cambio ocurre como resultado en J_3 debido a la simetría que J_2 es proporción del mismo orden como a los terremotos, sugiriendo que los terremotos pueden actuar como un mecanismo importante en el ajuste hidrostático de la Tierra al frenar de la marea. Prácticamente nada es conocido sobre el transporte de masa y de la geodinámica que se efectúa debido a las actividades del centro o la transmisión del manto y los movimientos tectónicos asociados. De los archivos geomagnéticos históricos, el centro varía en décadas y en balanzas de tiempo más largas. La transmisión del manto probablemente es sólo signficante en más tiempo, términos geológicos. <P. Vanicek, 1994>

RESULTADOS DE LA COMPARACIÓN Y CONCLUSIONES

Hasta donde las observaciones y los problemas asociados están interesados los cambios en el geoide global y Rotación Terrestres difieren completamente en la técnica innovadora y en la precisión, características del ruido así como la resolución temporal que puede lograrse. El supervisar de la rotación de la Tierra en términos de Δ LOD y el movimiento Polar las medidas de satélite desde aproximadamente 1980 tienen casi solamente un hecho por técnicas geodésica

espacial de láser satelital de Interferometría de línea de muy larga base (VLBI): La aplicación del Sistema de Posicionamiento Global (GPS), también ha demostrado un triunfo obteniendo resolución alta en datos de la Tierra. Estas técnicas ahora rutinariamente el alcance de una precisión notable en **1 mas** y a menudo diario subalterno, en las determinaciones de la orientación de Tierra.

Tabla 4. VARIACIONES DE LA ROTACIÓN TERRESTRE (ΔLOD Y EL MOVIMIENTO POLAR) EN FUNCION DE POSIBLE FUENTES DE LA EXCITACIÓN GEOFÍSICAS PRIMARIAS

OBSERVABLE	AMPLITUD OBSERVABLE	EXCITACIÓN GEOFÍSICA PRIMARIA
ALOD		
Secular	+0.02 ms por año	Fricción de la marea(torsión)
Década	1-2 ms	Actividad del centro (masa y movimiento)
Interanual	0.5 ms	Momento Angular Atmosférico(AAM)(masa y mov.) ENSO (NIÑO) & QBO
Estacional	1 ms	AAM (movimiento)
Inter-estacional	0.5 ms	AAM (movimiento)
Marca	? Tabla 3	Marea de torsión, deformación (masa), actual(movimiento)
MOVIMIENTO POLAR		
Tendencia secular	3 mas por año	Rebote post-glaciación(masa)
Tambaleo Chandler (excitación de la banda -ancha)	~30 mas	Atmósfera(masa y mov.), Hidrosfera(masa), Sismos(masa)
Tambaleo Anual	30 mas	Atmósfera(masa y mov.), Hidrosfera(masa)
Marca	? Tabla 3	Marea de torsión, deformación (masa)
GEOIDE		
ΔJ_2 , estacional- interanual	5×10^{-10}	Atmósfera, Hidrosfera
ΔJ_2 , Secular	-3×10^{-11} por año	Rebote post-glaciación, centro
ΔJ_3 , Secular-interanual	6×10^{-10}	Atmósfera, Hidrosfera
ΔJ_3 , Secular	$10^{-11} \sim 10^{-12}$ por año	Rebote post-glaciación, centro

Estas observaciones consisten en el rastreo (satélites) exacto de las estaciones de tierra (láser) y el sistema Doppler. Un conocimiento de la dinámica de la no-gravedad también es esencial actuando en los modelos obtenido del geoide estático y progresivamente se han mejorado por años. Las observaciones están hasta ahora limitadas a grados-bajos (armónico zonal), hecho posible por la amplitud relativamente grande y relativamente largo (a veces "secular") el periodo en las variaciones en la órbita del satélite como nodos y excentricidad. Por ejemplo, variaciones temporal en cierta combinación de grado igual zonal armónicos (dominado por J_2 semejantemente para el grado impar zonal armónico (dominado por J_3) se ha derivado de láser que dan datos para Lageos y Starlette.

La última meta observada científicamente, es entender la dinámica asociada con la redistribución de masa. Se hace comparando las predicciones con la geodinámica observada efectuada (vea Tabla 3) como una función de tiempo. Tabla 4 resume nuestro conocimiento presente, basado en el esfuerzo de muchas investigaciones.

Entendiendo el resultado junto con los parámetros de rotación de Tierra observados se ha encontrado con éxito unas variantes. El periodo-largo que se ha explicado bien las influencias de la marea diurna y semidiurna están empezando a ser descubiertos. El Δ LOD de balanza temporal de unas semanas al interanual simplemente se ha puesto en correlación claramente con la velocidad adquirida Momento Angular Atmosférica (AAM) variaciones dominadas por las estaciones del año pero también incluyendo fenómenos atmosféricos no-estacionales prominentes de 40 a 60 oscilaciones, El Niño, y el Oscilación Casi-Bienal (QBO), Momento Angular atmosférico (AAM) y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) (se aborda en el Capítulo V) también se ha identificado como la causa primaria anual en el movimiento polar. Sin embargo, las excitaciones sísmicas de movimiento polar en los últimos 25 años son demasiado pequeñas para ser significante. Las causas para el Decadal Δ LOD así como la tendencia secular en

el movimiento polar es aun desconocido de una magnitud grande pero puede especularse en base a la redistribución de masa. Las actividades del centro (la masa y términos del movimiento) se han llevado las fluctuaciones Decadales grandes observada en LOD (1 a 2 mas), considerando el rebote post-glacial, se cree que es consistente con el observado en la tendencia polar.

En el componente anual en J_2 la comparación pequeña se encontró para J_3 y los componentes semestrales en J_2 indicando contribuciones importantes de otras fuentes geofísicas estacionales que no fueron consideradas debido a la ausencia de datos pertinentes, como circulación Oceánica y continental o el equilibrio de masa. Los recientes análisis detallados están empezando a revelar una franja, particular Inter-estacional la correlación entre atmósfera y series de tiempo.

El problema inverso es igualmente importante, y quizás más interesante en un sentido Geodésico. El propósito es adquirir conocimientos científicos en proporción de:

- (1) Los propios fenómenos de redistribución de masa globales (falta de observación completa)
- (2) La conducta de la dinámica y respuesta de la Tierra a éstas variaciones.

Para (1), aplicación en el campo del cambio global, la geodinámica observada realmente efectuando observaciones en la expansión de armónicos de superficie de la distribución de masa como una función de tiempo de la distribución de masa cambiante.

No completamente separable de (1) es el análisis de (2) que puede llevar a más "principios" el conocimiento sobre nuestra Tierra dinámica. De hecho, muchos problemas en asociación con fenómenos meteoro-oceanográficos.

Pueden esperarse adelantos con la adquisición futuro de nuevos datos combinado con el planear teórico y numérico. Actividades supervisando cambios geodésicos y geofísicos globales y del espacio en el Tiempo que es necesario adquirir los datos geofísicos listados en Tabla 3 de los cuales faltan o están incompletos. En particular, muchos sistemas rinden datos útiles que pueden y deben procesarse para supervisar los cambios como altimetría satelital, el rango de láser multi-satélite y rastreo Doppler y medidas de gravedad. Los descubrimientos reales, sin embargo se debe de confiar en sistemas futuros de alta resolución temporal, por ejemplo la gravedad gradiométrica a bordo de una nave espacial equipada con receptores de GPS, o satélite - a - satélite que rastrea en una configuración de arrastre libre o en combinación con acelerómetros. Estos sistemas deben rendir mejor de magnitud y orden en las medidas de variación de la masa necesarios para las investigaciones geofísicas y geodésicas. <P. Vanicek, 1994>

CAPÍTULO VI. LA GEODESIA EN LA SOLUCIÓN DE PROBLEMAS TOPOGRÁFICOS

Una solución a los problemas de la Geodesia en la Topografía es realizar trabajos en el campo de la utilización de nuevos medios y métodos para la solución de problemas de la geodesia, geodinámica y astrometría. Dentro de los nuevos métodos se menciona la altimetría satelital, gradientometría, mediciones en base a líneas satélite-satélite, Locación Láser de la Luna y radiointerferometría de Líneas de muy Larga Base "VLBI". En calidad de ejemplo de utilización exitosa de los resultados de altimetría satelital para el posicionamiento de parámetros del campo gravitacional de la Tierra, para el estudio de la figura del geoide, dinámica de los océanos, topografía de la superficie continental y océanos, para los desplazamientos horizontales y verticales. <Mendoza A. D. 97>

Se dirigió la atención a la dependencia de la topografía de la superficie de los continentes y el océano en la redistribución de masa en el globo terráqueo y en el campo de las anomalías, las investigaciones han mostrado que la altimetría satelital puede utilizarse para el estudio del relieve de la superficie terrestre, altura de las superficies pantanosas y niveles internos de depósitos de agua, para lo cual se realizan observaciones experimentales en base a líneas satélite-satélite. Su objetivo es la obtención de anomalías de la fuerza de gravedad con alta resolución equivalente a las determinaciones de los coeficientes armónicos desde $n=50$ hasta $n=150$.

Otro método para descifrar la interrelación del océano y la atmósfera es la Locación Láser de la Luna, se pudo determinar con alto grado de precisión las coordenadas geocéntricas de puntos terrestres de los reflectores en la Luna, estudiar el movimiento de los polos terrestres y la irregularidad de la rotación de la Tierra, precisar los parámetros de los movimiento orbitales, Mareas, relación Sol-Tierra- Luna, etc. Otro método para la Tierra dinámica y su utilización en

levantamientos Geodésicos a altas precisiones depende no únicamente de la precisión del distanciómetros láser y de la consideración de sus correcciones, sino también de la duración de la sesión de las observaciones. Para parámetros diferentes en dependencia de su esencia física la prolongación óptima de las observaciones será diferente. La utilización de los distanciómetros láser de la tercera generación permitió determinar las coordenadas del polo en un día. La precisión límite alcanzada, se caracterizará por los errores medios cuadráticos $m_x = m_y = 2 / 3$ cm. De tal manera que la locación láser de la Luna puede resultar un medio muy efectivo para el estudio de la tectónica de placas.

A diferencia de la locación láser de la Luna, el método de radiointerferometría de base muy larga puede utilizarse bajo cualquier condición atmosférica ya cualquier hora del día, la elección del lugar de colocación de la antena no requiere de especiales exigencias de condiciones climatológicas. La idea del método VLBI fue elaborada en 1965 por los científicos rusos. Como ejemplo de la utilización de VLBI para la deducción de los Parámetros de la Rotación de la Tierra (PRT) realizados de septiembre-octubre de 1980. De observaciones de 14 fuentes de radio en el período de 14 días las coordenadas del polo se obtuvieron con un error medio cuadrático de $m_x = 0,0013''$, $m_y = 0,0016''$ y la diferencia entre el tiempo UT-UTC con error de 0.07 ms.

Es de gran importancia este tipo de estudios para la realización de los levantamientos Geodésicos en los movimientos de masa cuantificando los movimientos en días, años y decenas de años con la precisión requerida para el tipo de trabajo a realizar dando los conocimientos necesarios científicos y prácticos para su realización en la interpretación de fenómenos océano-atmosféricos y sus implicaciones en el retardo de la Rotación Terrestre.

PARÁMETROS	PRECISIÓN POSIBLE DE LAS DETERMINACIONES (observaciones realizadas en ciclos de verano) de 3 - 5 años). Ángulos en seg.	PARÁMETROS	PRECISIÓN POSIBLE DE LAS OBSERVACIONES EN DETERMINACIÓN DE UN DÍA Ángulos en Seg.
a	0.01	Longitud	15 cms
b	0.01 - 0.001	(Lat. $\leq p$ y Log. A)	0:005"
Diferencia	0.001 - 0.0001		
Precesión	0.001	Posición del Polo	15 cms.
Nutación	0.006	Prolongación del día	0.01 - 0.05 microseg.
Medición del ángulo de inclinación de la eclíptica	0.001	Sincronización de la escala del tiempo	1/1 000 000 seg

TABLA 5. PRECISIONES POSIBLES DEL MÉTODO VLBI

(Todos los errores se obtuvieron en base a una divergencia interna). Sin embargo, ante una precisión alta, se detectó que entre los resultados obtenidos con VLBI y los obtenidos por el BIH tienen lugar diferencias sistemáticas. En las diferencias del VLBI y el BIH se obtuvieron la desviación longitudinal para $x = 0,035''$, para $y = 0,020''$; y en el UTI fue de 0,0025. También en base a esta divergencia se realizó la evaluación de precisión en la determinación de la longitud de 10 bases. El error medio cuadrático m_0 obtenido fue de 2-3cm para $D < 6000$ km y $m_0 = 5-7$ cm para D de 6000 a 8000 Km <Mendoza A. D. 97>

Se han elaborado una serie de proyectos de Sistemas Globales de Radiointerferometría, para resolver problemas aplicados básicos, de algunos proyectos paralelos a los VLBI utilizándose ampliamente los interferómetros con elementos ligados. La longitud de la base en este caso puede ser de algunos kilómetros o de hasta varias decenas de kilómetros. Utilizando tales

interferómetros se determinaron en la mayoría de los casos las coordenadas de las radiofuentes. Con la utilización del radio interferómetros estables se obtuvieron también posiciones geodésicas y geodinámicas.

Hay una relación estrecha en los estudios con los fenómenos Océano-atmosféricos cada vez más unida por los científicos para comprender y deducir los parámetros en el modelo real de la Tierra.

CAPÍTULO VII. EL SISTEMA DE POSICIONAMIENTO GLOBAL EN LA TOPOGRAFÍA

Las perspectivas de la geodesia en primer lugar se ligan a la superación futura de precisión en las observaciones que permiten no sólo determinar las coordenadas de los puntos con una precisión alta, sino que también dan material para el estudio de efectos geodinámicos. Los datos conjuntos de locación láser de la Luna, mediciones de bases muy largas mediante radiointerferometría y la telemetría láser a los SAT, representan un medio poderoso para la determinación de los parámetros de la rotación de la Tierra, Placas Tectónicas, e investigaciones de los fenómenos de las mareas la obtención de datos que permitan resolver varios problemas Geodestas. Dichas observaciones se realizan con un instrumental portátil satélite abastece una gran cantidad de información medicional, permite fácilmente la automatización, estas observaciones abastecen tanto la solución de problemas geodésicos como geodinámicos. <Mendoza A. D. 1997>

Las observaciones fotográficas, como lo demuestra la práctica, llegaron a la precisión límite, sin embargo, siguen conservando gran valor en la determinación de la orientación de las construcciones geodésicas satelitales, en todos los casos anteriores, la superación futura de precisión está ligada con el perfeccionamiento del instrumental, el procesamiento de los métodos donde se considera el efecto de la **redistribución de masa** y la elaboración de métodos confiables de importante significado tiene el desarrollo futuro de los fundamentos teóricos y utilización en la práctica de nuevos métodos de la geodesia satelital como: altimetría satelital, gradientometría satelital, mediciones en línea satélite-satélite, locación láser de la Luna y mediciones de bases muy largas con radiointerferometría.

A partir del inicio de la década de los setenta, desde el punto de vista científico y práctico, las conclusiones más sustantivas se obtienen en base a los métodos dinámicos de la geodesia satelital, la utilización de los métodos anteriormente citados abre nuevas posibilidades, en base a la altimetría satelital, la gradientometría satelital, las mediciones en línea satélite-satélite, se pueden

precisar los conocimientos acerca de la estructura delgada del campo gravitacional. La altimetría satelital mediante la medición de las distancias de los SAT a la superficie marítima con un error medio cuadrático de 10cm representa un medio poderoso para la solución de problemas de la oceanografía, ya que permite detalladamente estudiar la superficie topográfica del océano, las corrientes marinas y torbellinos, fenómenos de inundación y vaciado, olas de aire, pendientes de la superficie acuática cercana a las costas.

Es indispensable prolongar las investigaciones de comparación de diferentes métodos de la concepción del campo gravitacional de la Tierra con la ayuda de funciones de sistemas de masas puntuales, desde el punto de vista de la facilidad de la construcción de la teoría del movimiento de los satélites, precisión, observación, universalidad, gasto del tiempo maquina, etc. Investigaciones semejantes son particularmente importantes, si se considera que los métodos de la geodesia satelital en relación con su generalidad son aptos no sólo para el estudio de la Tierra, sino también para las investigaciones geodésicas de la Luna, la Atmósfera y planetas del sistema solar.

Nombremos otras importantes direcciones del desarrollo futuro de la geodesia satelital y problemas que es indispensable solucionar:

A. Perfeccionamiento continuo de los métodos en la determinación de las coordenadas de los puntos, tanto por el método geométrico como por el dinámico.

B. Precisamiento de los elementos de orientación de los sistemas de coordenadas de los elipsoides de referencia en relación con el centro de la masa de la Tierra y ejes del sistema geocéntrico de coordenadas.

C. Perfeccionamiento del método de triangulación con globos para la liga de las construcciones geodésicas satelitales globales con cadenas y redes de triangulación y poligonación, construidas en regiones territoriales aisladas.

D. Detección de la dependencia entre los diferentes campos físicos de la Tierra, por ejemplo, entre el campo gravitacional y la Luna, entre el campo gravitacional y la Atmósfera.

E. Determinación entre la distribución de masa Terrestre su estabilidad hidrostática en el interior de la Tierra.

F. Estudio de las propiedades elásticas de la Tierra, fenómenos de mareas en los vientos, fenómeno denominado El Niño, atmósfera - océanos y Placas Tectónica además de movimientos Oceánicos (Movimientos de masa).

G. Investigaciones acerca de la organización de monitoreo de los fenómenos dinámicos. En primer lugar esto se relaciona con la determinación de los parámetros del retardo de la Rotación Terrestre utilizando diferentes métodos, es necesario desarrollar los trabajos donde se utilizan los métodos de geodesia satelital para el estudio de la derivada de continentes y el mecanismo de los terremotos.

H. Una utilización más amplia de la información satelital para el estudio de la construcción interna de la Luna y planetas del Sistema Solar.

I. El precisamiento cuantitativo de las constantes geodésicas y astronómicas fundamentales.

J. Utilizando datos satelitales, construir modelos de la atmósfera, indispensables, en particular, para la reducción y la acción perturbadora en el movimiento de los SAT.

K. Establecimiento de la correlación óptima entre el movimiento de los satelitales y las observaciones que se efectúan mediante los métodos terrestres tradicionales; esto se relaciona tanto para las construcciones geométricas como para los métodos dinámicos.

L. Perfeccionamiento de los instrumentos y métodos para las observaciones con objetivos de la determinación de las coordenadas de los puntos, tanto relativos como absolutos.

M. Establecimiento de una correlación entre la Geodesia - Geofísica en los fenómenos geodinámicos.

N. Análisis relacionados con la compensación de los levantamientos geodésicos con equipos del sistema (GPS).

En estos problemas enumerados los resultados se encontraran con el contacto de las disciplinas científicas, tales como la geodesia, geodinámica, geofísica, oceanografía, geomorfología, geología y otras. Este es un estímulo poderoso para el desarrollo efectivo de la geodesia por efectos de **redistribución de masa en el retardo de la rotación terrestre**. En la investigación se encuentra el futuro de la geodesia dándonos un panorama real de la figura de la Tierra y su distribución de masa en el planeta y la interrelación con la Luna y el Sol.

CAPÍTULO VIII. CONCLUSIONES

En estas investigaciones se encuentra el futuro de la ciencia geodésica, la cual formará junto con otras ciencias un panorama real del mundo que nos rodea, acercándonos al descubrimiento del sinnúmero de incógnitas que guarda la naturaleza en algunos fenómenos meteoro-oceanográficos, se obtuvieron valores cuantificados por los diversos fenómenos que ocurren en la Tierra y los cambios temporales o mensuales, seculares o temporales en la dinámica Terrestre. El último papel de la geodesia a estas deformaciones es tomarlos en cuenta para predecir las variaciones. Esto es relativamente simplemente y puede hacerse para planearse con un grado suficientemente alto con la exactitud que se requiera para estos efectos.

Los conocimientos que modela el fenómeno de la **redistribución de la masa** en función de los factores mencionados en la **Tabla 3 y 4**, en las variaciones de las fluctuaciones en la Tierra a corto y largo plazo obteniendo la excitación Geofísica y sus resultados en los parámetros observables en Δ LOD, MOVIMIENTO POLAR, GEOIDE, MAREA, ATMÓSFERA, MOVIMIENTOS OCEÁNICOS, TECTONICA DE PLACAS.

En particular, la comunidad geodesta reconoce la importancia de Geodestas en la posición de la información sin perder en cuenta todas las ramas involucradas para ello se cuenta con dos técnicas primarias: **Técnicas Espaciales y Técnicas Terrestres**.

Estas variaciones no pueden planearse con éxito sin las comparaciones con estaciones terrestres y espaciales a nivel mundial. Para una mejor comprensión de estos fenómenos y sus posibles efectos en los Levantamientos Geodésicos indispensable conocer aún más estos fenómenos y estar mejor preparado para afrontar los nuevos conocimientos de la ciencia y tecnología en la globalización de eventos dinámicos en la Tierra.

Se ha justificado el comportamiento de la redistribución de la masa por efectos meteorológicos – oceanográficos y muestra el comportamiento elástico con la influencia que en cualquier cuerpo rotando esta involucrada la fuerza de Coriolis, en una balanza global con los fenómenos que retardan o adelantan la rotación terrestre con la excitación geofísica en el tiempo el cual tiene que ser compensado para el posicionamiento global (GPS) y la importancia de las variaciones o fluctuaciones que tienen que ser corregidas en tiempos estacionales, mensuales o de saltos irregulares para la época del satélite y de las posiciones longitudinales, observándose proyectos mundiales con técnicas terrestres y espaciales. En la geodesia y en la geofísica como una fusión de las ciencias para el conocimiento de la topografía como ingeniería del desarrollo integral de la dinámica terrestre dándose las precisiones requeridas para los trabajos topográficos de gran importancia para el país en el desarrollo científico y práctico de la topografía el cual se propone para su realización en el futuro inmediato.

VOCABULARIO

Tambaleo anual: la variación forzada de latitud causada por las fluctuaciones de masa atmosféricas que actúan en el eje de rotación de la Tierra. En un período de aproximadamente un año solar a latitudes medias, una amplitud en gravedad de unos μgal .

Cerero Wobble: la variación de latitud causada por el torque giroscópico que actúa en el eje de rotación de la Tierra en el cambio de sitio de su eje de rotación instantánea. En el marco del manto tiene un periodo de aproximadamente 14 meses y a latitudes medias una amplitud en gravedad de 5-10 μgal .

Gravedad: Al derivado vertical del geopotencial medido a la superficie del material de la Tierra, en microgal (μgal), nanogal (ngal), o nm s^{-2} (unidades de SI)

$$1 \text{ ngal} = 0.001 \mu\text{gal} = 10 \text{ nm s}^{-2}$$

REFERENCIAS

- Daniel Méndez Araiza, 1997. **Geodesia Cósmica**, Editorial Cosmos de UAS. Culiacán, Sinaloa. México.
- D. Crossley and J. Hinderer, 1995, **Proyecto Geodinámico Global** <<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggppg.html>>
- Juárez N. A. Ochoa S.P.2001, <http://www.wistp.gfsc.nasa.gov/stargaze/sintro.htm>>
- **Tambaleo**
Media Relations Office
Jet Propulsion Laboratory
California Institute of Technology
National Aeronautics and Space Administration
<http://www.jpl.nasa.gov/releases/2000/chandlerwobble.html>
For Immediate Release, July 18, 2000
a Mystery of Earth's Wobble Solved: It's the Ocean
- **Oscilación Decadal del Pacifico**
Media Relations Office
Jet Propulsion Laboratory
California Institute of Technology
National Aeronautics and Space Administration
<http://www.jpl.nasa.gov/releases/2000/pdomoodswings.html>
August 1, 2000
- **Publicación Nacional Oceánico & la Administración Atmosférica (NOAA)**
<<http://www.grdl.noaa.gov/AGU/geodesy.desc.html>>
- **Fundación de la Ciencia Nacional (EE.UU.) y el Centro Nacional del la Recherche Scientifique (Francia).** <<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggppg.html>>
- Kurt Lambeck, 1988. **Geophysical Geodesy**, Edit. Clarendon press, University Oxford, Great Britain
- Henry M. Stommel & Dennis w. Moore, 1999. **An Introduction to the Coriolis force**. Editorial Columbia University. New York. USA.
- José Pexioto & Abrahan H. Ohort, 1992. **Physics of Climate**. Editorial Columbia University. New York. USA.
- Brian J. Skinner, Stephen C. Porter, 1999, Edit. Jhon Wiley – Song, inc. N. Y. **The Blue Planet**, UNAM, Facultad de Ingeniería.
- <www.inocar.mil.ec/boletin/enino.html,2000>

- Subdirección de Meteorología del Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales, (1999)
- **The Need For a New Model of the Earth, The Living and Dinamic Earth** Richard Michael Pasichnyk ,2001 <www.livingcosmos.com/unity.htm>
- <<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html> ,2000>
- <<http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlesson.atg.html> >
- http://www.jpl.nasa.gov/earth/features/topex_anniversary.html
- National Academy My of Sciences El Niño web site
Hayes, S.P., L.J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi, and K. Takeuchi, 1991: TOGA-TAO: A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific Ocean. Bull. Am. Meteorol. Soc., 72, 339-347. (abstract available)
- McPhaden, M.J., 1993: TOGA-TAO and the 1991-93 El Niño-Southern Oscillation Event. Oceanography, 6, 36-44. (entire paper available)
- Galantee, S.G.H., 1990: **El Niño, La Niña y la Oscilación Del Sur**. Prensa académica, San Diego, CA, 289 pp.
- Hayes, S.P., L.J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi, y K. Takeuchi, 1991, **Toro. Es. Meteorología. Soc.**, 72, 339-347.
- McPhaden, M.J., 1993. **Oceanografía**, 6, 36-44. Editorial Rubes, Barcelona. España.
- Enric Llebot, 1998. **El cambio climatológico**, Editorial Rubes, Barcelona. España.
- Henderson-Seller, 1995. **Introducción a los modelos climáticos**, Editorial Omega, Barcelona. España.
- Georges Viers, 1987. **Climatología**, Editorial Oikos-tau. S. A. Barcelona, España.

- Petr Vanicek, Nikolaos T. Chiston, 1994. **Geoid and Its Geophysical Interpretations**, Edit. Crc. Press. Florida, U.S.A.
- <<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>> **Tectónica de Placas**, 2000.
- <<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>> **Convección**, 2000.
- <<http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/atg.html>> **Deriva Continental**, 2000.
- <www.livingcosmos.com/unity.htm> **Tectónica de Placas**, 2001.