

OBTENCION DE SERIES TEMPORALES DE LOS PARAMETROS DE STOKES A PARTIR DE MODELOS GEOFISICOS GLOBALES Y SU RELACION CON LAS VARIACIONES EN LOS ERP.

Laura Fernández^{1,2}, Harald Schuh³ y Claudio Brunini^{1,2}

¹ Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas. Univ. Nac. de La Plata. (FCAGLP-UNLP).

Paseo del Bosque s/n, B1900FWA, La Plata, Argentina.

Email: lauraf@fcaglp.unlp.edu.ar, claudio@fcaglp.unlp.edu.ar.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

³ Institute of Geodesy and Geophysics, Vienna University of Technology, Gusshausstr. 27-29, 1040, Vienna, Austria. Email: hschuh@luna.tuwien.ac.at

RESUMEN

Los cambios en la distribución de masa a nivel global en nuestro planeta modifican su tensor de inercia y provocan cambios en el potencial gravitatorio terrestre. Este fenómeno también provoca cambios en la rotación terrestre que se ponen de manifiesto a través de variaciones en los parámetros de la rotación (ERP, Earth Rotation Parameters).

En este trabajo, desarrollamos un método matemático para vincular los cambios temporales en los coeficientes de Stokes del desarrollo del potencial terrestre, con las variaciones a las coordenadas del polo verdadero de rotación con respecto de la posición de un polo medio convencional. A través de este método, puede evaluarse el fenómeno de movimiento del polo considerando únicamente las funciones de excitación por términos de masa para un dado efecto geofísico en particular.

El método también puede usarse para validar modelos geofísicos que involucren redistribuciones globales de masa. Efectivamente, podría construirse una serie temporal de variaciones al campo gravítico total a partir de mediciones provenientes de las misiones espaciales CHAMP y GRACE. Con esta serie sería posible construir una serie temporal medida de variaciones en los parámetros de Stokes que nos permita validar las redistribuciones globales de masa predichas por el modelo adoptado.

Palabras clave: potencial terrestre, parámetros de la rotación terrestre, variaciones a la rotación terrestre

ABSTRACT

The global mass changes in our planet modify its inertia tensor causing thus, its gravity potential to change. This phenomenon also causes the Earth rotation to change. Such variations can be monitored through the variations at the Earth Rotation Parameters (ERP).

We developed the mathematical method to link the temporal variations to the Stokes coefficients to the polar motion. Following this method we will be able to evaluate just the mass term contributions to the polar motion. To that end, we must evaluate the polar motion excitation functions from a given global geophysical model distinguishing between mass and motion terms. The procedure can also be useful to validate global dynamical models involving temporal mass redistributions into the system Earth. This last can be achieved from a measured time series of the Earth gravity field variations as we would get from space missions such as CHAMP or GRACE.

Keywords: Earth gravity field, Earth Rotation Parameters (ERP), Earth rotation variations.

INTRODUCCION

La determinación del campo gravitatorio global no fue posible sino hasta la década del '70, con el lanzamiento de los primeros satélites artificiales. Durante las pasadas 3 décadas, se usó el seguimiento orbital a satélites artificiales para la determinación global del campo gravitatorio terrestre como un problema inverso. La aplicación de satélites altos, como los utilizados para Satellite Laser Ranging (SLR) solo nos pueden proveer información del campo gravitatorio en longitudes de onda largas (Wahr *et al.*, 1998). Por el contrario, se necesitan satélites bajos para longitudes de onda cortas. Sin embargo, la precisión para la inversión del campo gravitatorio a partir de las orbitas de tales satélites, esta degradado en todas las longitudes de onda por el efecto de fuerzas no gravitacionales tales como el rozamiento atmosférico.

Dado que las órbitas de los satélites son sensibles a los cambios en el campo gravitatorio terrestre, las medidas de las variaciones a los parámetros orbitales perturbados se usan para determinar las variaciones de los coeficientes armónicos esféricos de bajo grado del campo gravitatorio terrestre. Sin embargo, estas determinaciones estaban "congeladas" en el rango temporal.

Con el objetivo de mejorar el conocimiento y a la resolución del campo gravitatorio terrestre, se han realizado tres misiones espaciales usando satélites. La determinación de una serie temporal de parámetros de Stokes adquiere sentido a partir del año 2000 con el lanzamiento de la primera misión espacial con el objetivo de mejorar el conocimiento y la resolución del campo gravífico terrestre.

Las misiones CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload), GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) y GOCE en el futuro cercano, nos permiten recrear el campo gravitatorio global de la Tierra con un

gran incremento en la resolución espacial y temporal.

Los cambios en la rotación terrestre (movimiento del polo y variaciones a la longitud del día) son causados por diferentes efectos geofísicos actuando a nivel global. En general, las fuentes de excitación geofísica a la rotación terrestre, se expresan como la suma de términos de movimiento (vientos, corrientes oceánicas, etc.) y términos de masa debidos a procesos dinámicos que modifican el tensor de inercia terrestre.

En efecto, los cambios de distribución de masa en la Tierra proveniente de las capas fluidas superficiales, provoca cambios en el campo gravitatorio terrestre y al mismo tiempo, modifican el tensor de inercia del planeta. Por esta última razón, las redistribuciones de masa en el planeta se vinculan con las variaciones en la rotación terrestre.

Además, las variaciones de corto periodo en los EOP (Earth Orientation Parameters), pueden usarse para corregir las mediciones de CHAMP y GRACE y viceversa: las variaciones de medio y largo periodo detectados en el potencial terrestre pueden usarse para comparación y validación de los cambios en la rotación terrestre, en una determinada banda de frecuencias. Debido a este nuevo incremento en precisión para la determinación del campo de la gravedad, cobra sentido explorar redistribuciones globales de masa de pequeña amplitud e ignoradas en el pasado.

En este trabajo detallaremos el procedimiento seguido para obtener series temporales de los coeficientes de Stokes a partir de modelos geofísicos globales y de este modo las funciones de excitación a las variaciones de la rotación terrestre debidos sólo a los términos de masa. En la próxima sección desarrollaremos matemáticamente los vínculos entre los coeficientes de Stokes, que expresan la influencia sobre el campo gravífico de los cambios en la densidad superficial de masa producidos por un dado efecto geofísico y la

variación a los parámetros de la rotación terrestre (ERP, Earth Rotation Parameters), motivados en el cambio en el tensor de inercia de la Tierra.

Luego, detallamos el proceso para obtener la variación de los parámetros de Stokes a partir de un dado modelo geofísico para las redistribuciones globales de densidad.

En la misma sección se incluye un ejemplo de aplicación del procedimiento para el modelo global de el almacenamiento de aguas continentales desarrollado por el NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Centers for Atmospheric Research) (Kalnay *et al.*, 1996).

VINCULO ENTRE LAS REDISTRIBUCIONES DE MASA Y LAS VARIACIONES A LA ROTACIÓN TERRESTRE

Campo gravitatorio terrestre

En Geodesia, es habitual expresar el potencial gravitatorio terrestre como un desarrollo en coordenadas esféricas (r, θ, λ) según (Torge, 2001)

$$W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n (C_{nm} \cos(m\lambda) + S_{nm} \sin(m\lambda)) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \right] \quad (1)$$

donde \bar{P}_{nm} son las funciones asociadas de Legendre normalizadas, a es el radio ecuatorial de la Tierra, G es la constante de gravitación y M la masa de la Tierra.

Las \bar{P}_{nm} están dadas por:

$$\bar{P}_{nm} = \sqrt{\frac{(2 - \delta_{m0})(2n+1)(n-m)!}{(n+m)!}} P_{nm}$$

donde P_{nm} refiere a las funciones asociadas de Legendre.

Los coeficientes reales adimensionales C_{nm} y S_{nm} , denominados parámetros de Stokes o

coeficientes armónicos esféricos, están dados por (Torge, 2001)

$$\left. \begin{matrix} C_{nm} \\ S_{nm} \end{matrix} \right\} = \frac{2(n-m)!}{M(n+m)} \int_{\text{Volumen}} \left(\frac{r}{a} \right)^n P_{nm}(\cos \theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin \theta \, d\theta \, dr \, d\lambda \quad (2)$$

Nótese que los términos no-triviales comienzan con $n = 2$.

El potencial terrestre también puede expresarse como una serie de funciones armónicas esféricas según la ecuación diferencial de Laplace

$$\Delta W(r, \theta, \lambda) = 0 \quad (3)$$

La solución de la ecuación (3) se satisface con aquellas funciones con primeras y segundas derivadas continuas conocidas como funciones armónicas esféricas.

Así resultará,

$$W(r, \theta, \varphi) = G \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{4\pi}{2n+1} \Gamma_{nm} \frac{1}{r^{n+1}} Y_{nm}^*(\theta, \lambda) \quad (4)$$

donde $Y_{nm}(\theta, \lambda)$ refieren a funciones armónicas esféricas de grado n y orden m definidas por

$$Y_{nm}(\theta, \lambda) = (-1)^m \sqrt{\frac{(2n+1)(n-m)!}{4\pi(n+m)!}} P_{nm}(\cos \theta) e^{im\lambda}$$

y donde los coeficientes complejos

$$\Gamma_{nm} = \int_{\text{Volumen}} \Delta \rho(r, \theta, \lambda) r^n Y_{nm}(\theta, \lambda) \, dV \quad (5)$$

se denominan momentos multipolares de la distribución de densidad ($\Delta \rho(r)$).

Comparando la expresión (1) con su equivalente (4), quedará (Chao and Gross, 1987)

$$C_{nm} + i S_{nm} = \frac{K_{nm}}{M a^n} \Gamma_{nm}; \quad m = 0, 1, 2, \dots, n \quad (6)$$

donde

$$K_{nm} = (-1)^m \frac{2\sqrt{(2-\delta_{m0})\pi}}{(2n+1)}$$

La expresión (6) relaciona la cantidad física Γ_{nm} (compleja) con los parámetros geodésicos de nuestro interés, esto es, los coeficientes de Stokes (reales).

Assumiendo que un cambio temporal en el potencial terrestre admite escribirse en función de las variaciones temporales a los coeficientes de Stokes, usando (1) dicho cambio se expresará como (Wahr *et al.*, 1998), (Chao and Gross, 1987)

$$\Delta W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n (\Delta C_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta S_{nm} \sin(m\lambda)) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \right] \quad (7)$$

Luego, usando (2) y reemplazando (6), obtendremos la variación a los coeficientes de Stokes en función de la redistribución de densidad $[\Delta\rho(r, \theta, \lambda)]$ que causa variaciones en el potencial terrestre según:

$$\left. \begin{matrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{matrix} \right\} = \frac{3}{4\pi a \rho_{ave} (2n+1)} \int_{\text{volumen}} \left(\frac{r}{a} \right)^{n+2} \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \Delta\rho(r, \theta, \lambda) \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin\theta d\theta dr d\lambda \quad (8)$$

donde M , la masa de la Tierra, fue aproximada por $\left(\frac{4}{3}\pi a^3 \bar{\rho}\right)$ y $\bar{\rho} = 5517 \text{ kg/m}^3$, refiere a la densidad promedio.

Suponiendo que la densidad superficial se concentra en una capa esférica y fina de ancho H , su variación se define como,

$$\Delta\sigma(\theta, \lambda) = \int_{\text{capa fina}} \Delta\rho(r, \theta, \lambda) dr$$

donde $\Delta\sigma(\theta, \lambda)$ define el cambio en la densidad superficial medida en unidades de $[\text{masa/área}]$. De modo que reemplazando en (8), quedará (Wahr *et al.*, 1998)

$$\left. \begin{matrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{matrix} \right\}_{\text{surface mass}} = \frac{3}{4\pi a \rho_{ave} (2n+1)} \int \Delta\sigma(\theta, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin\theta d\theta d\lambda \quad (9)$$

La ecuación (9) describe la contribución de la redistribución de masas superficiales al cambio en el potencial terrestre. Donde este

último queda expresado a través de las variaciones temporales a los coeficientes de Stokes.

Teniendo en cuenta la carga y deformación de la Tierra sólida debido a las masas superficiales, el cambio temporal en el potencial se expresará según

$$\left. \begin{matrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{matrix} \right\} = \frac{3}{4\pi a \rho_{ave} (2n+1)} \int \Delta\sigma(\theta, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin\theta d\theta d\lambda \quad (10)$$

donde k_l ($\cong 0.3$) es el número de Love de cargas.

Finalmente, para obtener las series temporales de ΔC_{nm} y ΔS_{nm} , debe evaluarse el dato $\Delta\sigma(\theta, \lambda)$ obtenido a partir de un modelo geofísico global, en una dada grilla de latitudes y longitudes geográficas.

En efecto, el modelo adoptado deberá proveernos los datos como valores dentro de una grilla (θ, λ) para cada instante t , actualizados con un intervalo Δt .

Así, según las sucesivas evaluaciones de $\Delta\sigma(\theta, \lambda)$, obtendremos una serie de variaciones instantáneas a los parámetros de Stokes equiespaciadas en Δt . Dichas series temporales tendrán su origen en la redistribución de masas descripta por el modelo global adoptado.

Dinámica de la rotación terrestre

La aproximación más sencilla al fenómeno de la rotación terrestre asume al planeta como una esfera sólida y rígida en rotación uniforme en torno a su eje. Sin embargo, desde el 200BC hasta la fecha hemos visto que son muchos los factores que causan variaciones en la rotación terrestre.

En efecto, Hipparcos fue el primero en comparar posiciones estelares contemporáneas (200 BC) con observaciones hechas cerca de 150 años antes y descubrir una diferencia sistemática entre ellas. El fenómeno se conoce como Precesión y es uno de los mayores cambios de la orientación de la Tierra girando en el espacio.

La Precesión está causada por las fuerzas que ejercen el Sol y la Luna sobre el abultamiento ecuatorial de la Tierra. Es claro que, este efecto no resultaría en un torque si la Tierra fuera una esfera o si los planos del Ecuador, la Eclíptica y el plano de la órbita de la Luna, fuesen coplanares. El efecto dinámico resultante puede verse como un trompo, representado por la Tierra en torno a su eje de rotación, girando en torno al polo de la Eclíptica con un ángulo de inclinación de $\sim 23.5^\circ$. Así el eje de rotación, prolongación de la línea de los polos de la Tierra, describirá un círculo en torno al polo de la eclíptica en ~ 26000 años.

Además existen oscilaciones adicionales que van desde los 18.6 años hasta períodos muy cortos del polo verdadero de rotación respecto de su posición media, que constituyen el efecto de Nutación.

Aunque Precesión y Nutación provocan los mayores cambios a la rotación terrestre, estos fenómenos se estudian detalladamente desde la Astrometría como cambios en la orientación terrestre en el espacio analizados desde un sistema inercial de referencia.

Pero los cambios a la rotación terrestre no se deben sólo a los torques externos, sino también a la interacción dinámica de las distintas partes del Sistema Tierra (sólidas y fluidas).

Hoy día sabemos que el estudio de las variaciones rotacionales es un estudio interdisciplinario que nos brinda información acerca de un gran número de efectos geofísicos (por ejemplo: la dinámica de los fluidos dentro de la atmósfera, los océanos y la Tierra sólida). Además, para su completo análisis y comprensión, las variaciones rotacionales no deben analizarse de manera aislada sino usando teoría y datos de otras áreas.

El fenómeno de rotación terrestre admite describirse matemáticamente a través de las ecuaciones de Euler-Liouville que expresan la conservación del vector momento angular total de la Tierra en un sistema rotante. (Munk y Mc Donald, 1960; Lambeck, 1980)

$$\frac{d}{dt}(\mathbf{I}(t)\boldsymbol{\Omega}(t)+\mathbf{h}(t))+\boldsymbol{\Omega}(t)\times\mathbf{I}(t)\boldsymbol{\Omega}(t)+\mathbf{h}(t)=\mathbf{L}(t) \quad (11)$$

donde $\boldsymbol{\Omega}(t)$ es el vector velocidad angular de la Tierra, $\mathbf{I}(t)$ es el tensor de inercia de la Tierra, $\mathbf{h}(t)$ refiere al vector momento angular relativo a los ejes del sistema terrestre y $\mathbf{L}(t)$ representa los torques externos que actúan sobre el planeta.

La rotación de la Tierra difiere de un modelo de cuerpo sólido y rígido en rotación en dos aspectos: a) el tensor de inercia \mathbf{I} depende del tiempo, b) existen movimientos relativos a los ejes, representados por \mathbf{h} .

Si consideramos a la Tierra aislada (sin los torques externos del Sol, la Luna y demás planetas) y ausente de interacciones con otras fuentes de energía mecánicas o radiativas, el planeta debería moverse como un cuerpo rígido con sus partes sólidas (corteza, manto y núcleo interno) y fluidas (atmósfera, océanos y núcleo externo) rotando juntas a velocidad constante en torno a un eje de máximo momento de inercia atravesando su centro de masa (Barnes et al., 1983).

Sin embargo, Astrónomos y Geodestas trabajando juntos han descubierto pequeñas variaciones en el tránsito de una estrella por el meridiano de lugar, así como ligeras variaciones en la latitud de las estaciones. Los efectos resultantes se conocen como movimiento del polo (x_p, y_p), y cambios en la velocidad de rotación de la Tierra, o lo que es lo mismo variaciones a la longitud del día (ΔLOD , Length Of Day). Esta última cantidad refiere a la diferencia en segundos entre la duración del día verdadero respecto de un día medio de 86400 segundos, considerando una Tierra girando con velocidad uniforme ($\Omega_0 = 7.292 \times 10^{-5}$ rad./seg.)

El origen de todos estos cambios puede ser los momentos angulares internos debido principalmente a la acción de vientos o las corrientes oceánicas (términos de movimiento),

o bien la dinámica de los procesos internos que cambian el tensor de inercia de la Tierra. Sabiendo entonces que los cambios en la rotación terrestre son causados por diferentes efectos geofísicos actuando a nivel global, nos enfocaremos en los principales cambios en la distribución de masas de la Tierra. Estas últimas provocan cambios en el tensor de inercia, ocasionando así cambios en el campo gravitatorio terrestre.

PROCEDIMIENTO PARA LA OBTENCIÓN DE SERIES TEMPORALES PARA LOS PARÁMETROS DE STOKES A PARTIR DE MODELOS GEOFÍSICOS GLOBALES

Planteamos la solución a las ecuaciones de Liouville (11) asumiendo que los apartamientos de la rigidez son pequeños,

$$I(t) = \begin{pmatrix} A & 0 & 0 \\ 0 & A & 0 \\ 0 & 0 & C \end{pmatrix} + \Delta I(t) \tag{12}$$

donde A y C refieren a los principales momentos de inercia de la Tierra.

Además, los apartamientos de la velocidad de rotación respecto de Ω_0 serán pequeños y por lo tanto la velocidad instantánea de rotación admitirá ser escrita como

$$\Omega = \begin{pmatrix} m_1 \\ m_2 \\ (1+m_3) \end{pmatrix} \Omega_0 \tag{13}$$

con m_1, m_2 y m_3 son adimensionales y pequeñas. Las cantidades m_1 y m_2 son las coordenadas angulares del polo instantáneo de rotación con respecto a los ejes principales de inercia.

Reemplazando (12) y (13) en (11) e ignorando los productos entre cantidades pequeñas, quedará (Barnes *et al.*, 1983)

$$m\ddot{\psi} + i\sigma_r (m + \psi) = 0 \tag{14}$$

$$m_3 + \psi_3 = 0 \tag{15}$$

donde $m = m_1 + i m_2, \quad \psi = \psi_1 + i \psi_2,$

$\sigma_r = (C - A) \Omega_0 / A$ refiere a la frecuencia de Euler o de oscilación libre de cuerpo rígido. Los ψ_i se conocen como funciones de excitación.

Las ψ_i admiten expresarse en función de los parámetros del modelo global usado para investigar la influencia de una dada causa geofísica sobre las variaciones a la rotación terrestre.

Además, las expresiones finales de las ψ_i podrán resolverse según dos aproximaciones equivalentes: la aproximación del torque y la del momento angular.

En la primera, el cambio temporal de los momentos angulares de la Tierra se manifiesta como la suma de los torques ejercidos sobre la superficie sólida por parte de las componentes fluidas. En el segundo método, llamado del método del momento angular, se plantea la conservación de los momentos angulares dentro del sistema Tierra en su interacción entre las partes sólidas y fluidas. Para ambos métodos, consideramos a la Tierra aislada de torques externos. Así, la elección de la técnica dependerá de los datos disponibles.

En nuestro caso particular a partir de un modelo geofísico global, construimos una serie temporal de parámetros de Stokes y a partir de ellos estudiamos las variaciones en la rotación terrestre.

Nótese que el procedimiento puede usarse de manera diferente. En efecto, si poseemos mediciones globales de campo gravífico para un determinado periodo de tiempo, podremos obtener una serie de Stokes "medida" y mejorar así tanto los modelos geofísicos globales, como la teoría de rotación para una determinada banda de frecuencias.

En efecto, sabemos que además de los bien conocidos periodos estacionales (anual, semianual y termensual), en el fenómeno de

la rotación terrestre encontramos una gran cantidad de periodos de variación que van desde algunas horas (Fernández and Gambis, 2000) hasta varios años (ver Eubanks, 1993 para un resumen).

Trabajando con las expresiones de las componentes ecuatoriales, que representan los cambios en las funciones de excitación al movimiento del polo, deducidas a partir de la solución analítica de la ecuación (14) y reemplazando ΔC_{21} y ΔS_{21} por sus expresiones en función del tensor de inercia quedará (Torge, 2001), (Chao and Gross, 1987), (Chen *et al.* 2000)

$$\psi_x(t) = \frac{1.61}{\Omega(C-A)} \left[\Delta h_x(t) - \frac{\sqrt{5/3}}{1.44} \Omega \text{Ma}^2 \Delta C_{21}(t) \right] \quad (16)$$

$$\psi_y(t) = \frac{1.61}{\Omega(C-A)} \left[\Delta h_y(t) - \frac{\sqrt{5/3}}{1.44} \Omega \text{Ma}^2 \Delta S_{21}(t) \right] \quad (17)$$

donde C y A refieren a los momentos principales de inercia de la Tierra.

Ejemplo: Modelo de almacenamiento de aguas continentales

El modelo usado para este ejemplo fue generado por the National Center for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research (NCEP/ NCAR) (Kalnay *et al.*, 1996). Los datos son accesibles de manera libre y gratuita. La distribución se realiza a través de the Special Bureau for Hydrology (SBH), perteneciente al Global Geophysical Fluid Center (GGFC). Este último fue establecido por el International Earth Rotation and reference System service center (IERS) en 1998.

Los valores de redistribución de la densidad de agua almacenada (subterránea) constituyen un juego de datos grillados sobre todo el planeta. La grilla es un esquema Gaussiano

de 1.875° en longitud y cerca de 1.905° en latitud. El intervalo temporal se extiende desde enero de 1979 a diciembre de 2001, a intervalos de 1 día.

Los datos de humedad en el suelo incluyen 2 capas: la primera se extiende desde la superficie hasta los 10 centímetros y la segunda desde el fin de la primera capa hasta los 2 metros de profundidad. El modelo utilizado para generar estas series temporales de variaciones en la masa de agua superficial, suma la contribución de las masas de nieve a la humedad del suelo. Sin embargo, no tiene en cuenta las variaciones en el continente antártico.

La ecuación utilizada es tal que cada valor dato viene calculado por:

$$\text{agua} = 10 * \text{suelo}_{(0,10\text{cm})} + 190 * \text{suelo}_{(10,200\text{cm})} + \text{nieve} / 10. \quad (18)$$

donde “agua” refiere a los valores de humedad del suelo + nieve.

Los valores dato están expresados en masa de agua por área horizontal (g/cm²).

Siguiendo el procedimiento antes mencionado, se calcularon los coeficientes de Stokes de grado 2 y hasta el orden 2 (n = 2, m = 0, 1, 2). Nuestro objetivo es la obtención de 5 series temporales de variaciones a los coeficientes de Stokes (ΔC_{20} , ΔC_{21} , ΔS_{21} , ΔC_{22} , ΔS_{22}) debidas a la redistribución en el almacenamiento de aguas continentales (subterráneas).

Como primer paso, es necesario integrar numéricamente la expresión (10). Esto se realizó usando un algoritmo de Gauss-Legendre de 10 puntos.

Para este caso la función dato es el cambio en la densidad de masa superficial debida a la redistribución de aguas subterráneas, $\Delta\sigma(\theta,\lambda)$ como función de la latitud y la longitud terrestre. Para llevar a cabo la integración, el dato debe evaluarse 10 veces dentro de cada rango de integración. Esto se concretó a través

de una interpolación en 2 dimensiones dentro de una porción de 4 x 4 puntos grilla elegidos en torno al punto de interés.

Una vez obtenidas las series temporales, necesitamos sólo 3 de ellas, los coeficientes de Stokes de grado 2 y hasta el orden 1, para construir las funciones de excitación a los parámetros de la rotación terrestre (ver ecuaciones 16 y 17 para el movimiento del polo), debidas exclusivamente a la redistribución de masa provocada por el modelo geofísico para la distribución de aguas subterráneas adoptado.

Con el fin de analizar la importancia de la excitación hidrológica por términos de masa sobre la rotación terrestre, se construyeron las respectivas funciones de excitación al movimiento del polo debidas a redistribuciones en la densidad de agua continental según modelo NCEP/NCAR para las coordenadas x e y respectivamente. Las figuras 1 y 2 presentan en líneas grises dichas cantidades versus años, en radianes.

Las funciones de excitación hidrológica son comparadas con las funciones de excitación deducidas desde datos observados de movimiento del polo (trazo lleno), luego de haber removido las excitaciones oceánicas y atmosféricas por términos de masa (presión atmosférica y presión sobre el lecho marino) y movimiento (vientos y corrientes oceánicas) siguiendo modelos geofísicos globales (Barnes et al, 1983), (Gross et al., 2003).

En las graficas anteriores puede verse que la contribución por términos de masa a la función de excitación hidrológica sobre las variaciones al movimiento del polo, constituye un efecto excitatriz de segundo orden. La excitación hidrológica solo es comparable con los residuos de la función de excitación geodésica luego de remover similares términos calculados para la atmósfera y los océanos.

DISCUSION

Las redistribuciones globales de masa en el planeta se vinculan a las variaciones en el

movimiento del polo a través de la solución de las ecuaciones de Liouville. En este trabajo hemos presentado un método para obtener series temporales de los parámetros de Stokes y a partir de estos últimos, construir las funciones de excitación a la rotación terrestre debidas únicamente a las redistribuciones globales de masa en el planeta.

La redistribución de aguas subterráneas está considerada una función de excitación de segundo orden de la rotación terrestre. Sin embargo, hoy día su estudio cobra vigencia gracias al incremento en la resolución del campo gravitatorio terrestre producido por las misiones espaciales (CHAMP, GRACE). En efecto, a partir de mediciones globales del campo gravífico terrestre, pueden validarse modelos geofísicos globales, como los utilizados para estudiar las variaciones a la rotación terrestre.

REFERENCIAS

- Barnes, R.T.H., R. Hide, F.R.S., A. White, and C.A. Wilson. 1983. Atmospheric angular momentum fluctuations, length-of-day changes and polar motion. Proc. R. Soc. London A 387, 31-73.
- Chao B.F. and R.S. Gross. 1987. Changes in the Earth's rotation and low-degree gravitational field induced by earthquakes. Geophys. J.R. astr. Soc. 91, 569-596.
- Chen J.L., C.R. Wilson, R.J. Eanes and B.D. Tapley. 2000. A new assessment of long-wavelength gravitational variations. J. Geophys. Res. 105 B7, 16271-16277.
- Eubanks T.M., 1993 Variations in the Orientation of the Earth. Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Earth Dynamics. Geodynamics Series 24, 1-54. Smith D. and Turcotte D. Eds.
- Fernández, L.I. and D. Gambis. 2000. Short Period Earth Rotation Variations using GPS. Geophysical Research Abstracts CD_ROM edition, 2, 2000. ISSN 16077962.
- Gross R. S., I. Fukumori and D. Menemenlis. 2003. Atmospheric and Oceanic Excitation of the Earth's Wobbles During 1980-2000. J. Geophys.

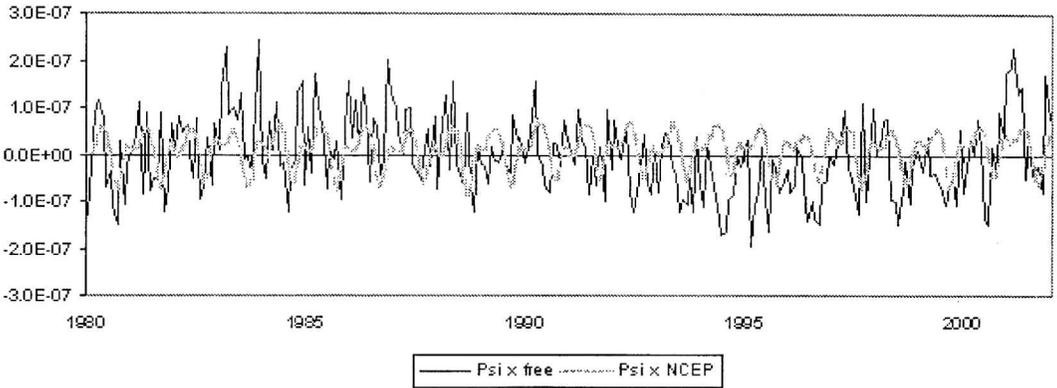


Figura 1. Trazo gris grueso: Coordenada x de la función de excitación al movimiento del polo debido a redistribuciones en la densidad de agua continental según modelo NCEP/NCAR. Estas cantidades se corresponden con las variaciones de C_{21} . Las unidades son radianes versus años. Trazo negro pleno: Residuos en la coordenada x de la función de excitación geodésica. Fueron calculados a partir de la coordenada x del movimiento del polo observado, luego se removieron las respectivas componentes x de las excitaciones oceánicas y atmosféricas por términos de masa y movimiento siguiendo modelos geofísicos.

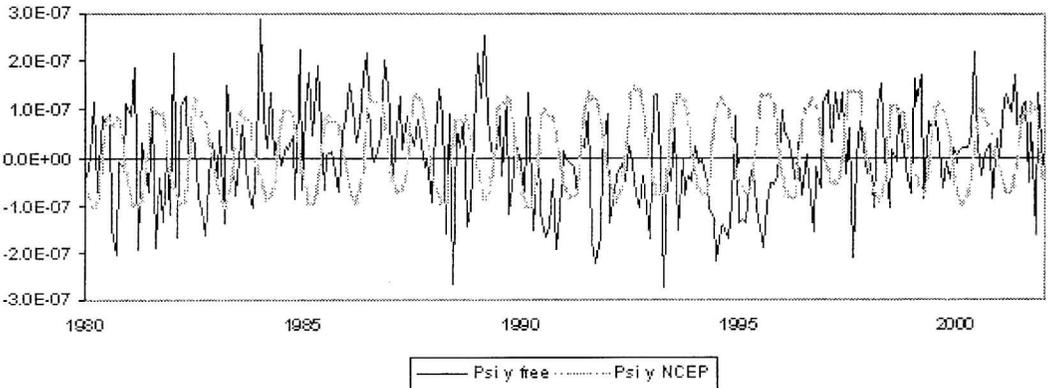


Figura 2. Trazo gris grueso: Coordenada y de la función de excitación al movimiento del polo debido a redistribuciones en la densidad de agua continental según modelo NCEP/NCAR. Estas cantidades se corresponden con las variaciones de S_{21} . Las unidades son radianes versus años. Trazo negro pleno: Residuos en la coordenada y de la función de excitación geodésica. Fueron calculados a partir de la coordenada y del movimiento del polo observado, luego se removieron las respectivas componentes y de las excitaciones oceánicas y atmosféricas por términos de masa y movimiento siguiendo modelos geofísicos.

Res., 108(B8), doi: 10.1029/2002JB002143, 20031992.
Kalmay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki,

W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, J. Roy and J. Dennis. 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Amer. Meteorological Soc. 77 3, 437-471.

- Lambeck, K., 1980. The Earth's variable rotation. Cambridge University Press, pp. 441.
- Munk, W.H. and G.J.F. MacDonald. 1960. The rotation of the Earth: a geophysical discussion. Cambridge University Press. England.
- Torge W., 2001. Geodesy. (Third edition). de Gruyter. Berlin ISBN 311017072-8, pp. 416.
- Wahr, J.M., M. Molenaar and F. Bryan, 1998. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophys. Res.* 103 (B12), 30205-30229.