

ENSO, ROTACIÓN TERRESTRE, VOLCANES Y SISMICIDAD

OSCAR MESA

Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Colombia, Medellín.

Recibido para revisar 23 de Septiembre de 2001, aceptado Junio 2002, versión final Agosto de 2002.

RESUMEN: El fenómeno de El Niño- Oscilación del Sur (ENSO) integra paradigmáticamente todas las geociencias. La interacción océano-atmósfera se acepta comúnmente como el actor central de esta oscilación interanual del sistema climático. Algo más desconocida es la influencia del ENSO en la rotación terrestre, aunque hay excelente evidencia empírica y sólida explicación teórica. Con respecto a la influencia del ENSO en la sismicidad la situación es bastante polémica, las observaciones son discutibles y las posibles explicaciones teóricas son apenas ideas sugestivas. Hay también autores que postulan que el ENSO obedece a los efectos radiativos de aerosoles volcánicos en la estratosfera, involucrando de nuevo a la tierra sólida. En este trabajo se hace una revisión crítica de la literatura científica relativa a estas interacciones y se aportan algunos cálculos sobre la influencia en la sismicidad. La conclusión general es que tanto para la relación de ENSO con la sismicidad como para el efecto del volcanismo en ENSO, las preguntas permanecen abiertas.

PALABRAS CLAVES: El Niño, Rotación Terrestre, Sismicidad, Vulcanismo.

ABSTRACT: The study of El Niño- Southern Oscillation (ENSO) is a paradigm for the necessary dialogue of all the geosciences. Ocean-atmosphere interaction is readily accepted as the central actor of the interannual oscillation of the climate system. The influence of ENSO in earth's rotation is not widely acknowledged outside very specialized audiences, nevertheless empirical evidence in support is strong, and theory to explain it is very well founded. ENSO influence on sismicity is even more polemic: observations are not clear and theory is still under development. Some authors postulate that ENSO is a response to the effect of stratospheric volcanic aerosol. This works is a review of the literature related to this issues and some computations related to possible ENSO effect on seismicity are reported. The main conclusion is that issues remain open both with respect to the relation of ENSO with seismicity and with respect to the relation of volcanic aerosols and ENSO

KEYWORDS: El Niño, Earth rotation, Sismicidad, Vulcanism

1. INTRODUCCIÓN

Por un extraño azar, el trabajo moderno sobre el clima implica el rompimiento de varias fronteras: Entre la hidrología, las ciencias de la atmósfera y las del océano; entre las ciencias del clima y las ciencias de la tierra sólida; entre la investigación aplicada y la investigación pura; entre lo local y lo global; entre lo determinístico y lo estocástico. La anterior lista incluye sólo las fronteras más importantes. Esta circunstancia afortunada parece ser condición necesaria para el avance y sin lugar a dudas es un reto difícil. El fenómeno de El Niño Oscilación del Sur

(ENSO por sus siglas en Inglés) significó la aceptación de la importancia de la interacción entre la atmósfera y el océano. De manera tradicional, los meteorólogos toman las temperaturas superficiales del mar como condición de borde inferior, lo cual es justificado para escalas de tiempo muy cortas pero ignora que los vientos juegan un papel importante en la determinación de éstas. Los oceanógrafos de manera similar, toman los vientos como una condición de frontera superior impuesta externamente, sin tener en cuenta que los gradientes de temperatura son mecanismo fundamental para la producción de los vientos. Esta interacción mutua es más clara e

importante en los trópicos y la zona ecuatorial y a escalas de tiempo mensuales o mayores. Nuestra hipótesis es que sobre los continentes la humedad del suelo juega un papel similar al de la temperatura del mar y que su variabilidad es un factor no despreciable de la dinámica climática. En estas condiciones tendríamos la necesidad de integrar las miradas de las ciencias atmosféricas con las oceánicas y las hidrológicas. En este punto es conveniente proporcionar un resumen condensado del fenómeno ENSO. Para esto es necesario primero explicar la condición normal del sistema océano-atmósfera en el Pacífico tropical. Existe sobre el Pacífico tropical una circulación térmica, llamada la circulación de Walker, con alta presión atmosférica en el Sudeste (Tahití) y baja presión en Indonesia y el Norte de Australia (Darwin). La diferencia de presiones produce vientos superficiales del Este, que refuerzan los alisios del Noreste en el hemisferio Norte y del Sudeste en el hemisferio Sur y que se encuentran en la zona de convergencia intertropical. Dichos vientos mueven el agua oceánica superficial mediante esfuerzos de Reynolds. Como resultado se obtiene la corriente ecuatorial hacia el Oeste y las diferencias en la temperatura superficial, nivel del mar y profundidad de la termoclina entre el Este y el Oeste (respectivamente 4°C mayor, 40cm más bajo y 150m más profunda en el Oeste). Esta diferencia de temperatura es la que produce la circulación de Walker en la atmósfera. El aire asciende sobre las aguas cálidas del Pacífico Oeste, fluye hacia el Este en la alta troposfera, y desciende sobre las aguas frías del Pacífico Este. La circulación de Walker es acompañada por lluvias torrenciales en el Oeste y clima predominantemente seco en el Este. La retroalimentación positiva, que acabamos de describir, entre el océano y la atmósfera, puede eventualmente reversarse, lo cual sucede durante los eventos ENSO. El Niño (EN) representa la componente oceánica de dicha oscilación, que corresponde a un calentamiento anómalo de las aguas superficiales del Este de la cuenca del Pacífico tropical. Normalmente las temperaturas allí se incrementan durante febrero a marzo en aproximadamente 4°C . Cuando hay un evento EN este incremento es mayor y permanece por más tiempo. Estos eventos recurren

periódicamente entre dos y diez años. EN es una amplificación del ciclo anual. Los cambios oceánicos van acompañados de cambios atmosféricos, la llamada Oscilación del Sur (SO), que corresponde a cambios en la masa atmosférica entre el Este y el Oeste de la cuenca Pacífica, con el correspondiente cambio en la presión atmosférica, intensidad y dirección de los vientos y ubicación de las lluvias predominantes. Estos cambios se reflejan a su vez en cambios en el nivel del mar y la profundidad de la termoclina. Esta visión simplificada debe tomarse únicamente como una invitación a consultar estudios a mayor profundidad (*Diaz and Markgraff, 1992; Glantz, Katz and Nicholls, 1991; Hastenrath, 1991*).

Otros estudios confirman la relación causal entre la hidrología colombiana y los eventos ENSO (*Poveda and Mesa, 1997*). Tanto las observaciones disponibles como el análisis meteorológico y climático soportan esta conclusión. Sin embargo, la relación no es lineal y simple; tal vez una afirmación más correcta sea decir que la variabilidad del clima colombiano es parte integral de un ciclo aperiódico en la interacción océano-atmósfera-continente en la zona ecuatorial, caracterizada por una escala espacial global y una baja frecuencia (2 a 5 años) y cuya principal manifestación es el ENSO. Aunque es bien reconocido el efecto de la oscilación ENSO sobre las lluvias, no se reconoce el hecho de que esta relación es recíproca y que los efectos energéticos de la evapotranspiración, la condensación de vapor y la precipitación tropical son a su vez retroalimentadas y tienen efectos no despreciables sobre el resto del clima. Pero la integración no termina allí. Los cambios en el momento angular atmosférico global asociado con el fenómeno ENSO, aunque pequeños en relación con el momento angular terrestre, producen cambios observables en la rotación de la tierra y por tanto en la duración del día. La razón está en que el momento angular total debe conservarse, excepto por el pequeño efecto de la fricción de las fuerzas de mareas. La manera específica por medio de la cual se logran estos ajustes no está totalmente elucidada. Se sabe que la fricción, los cambios en el nivel del mar y las fuerzas sobre las cadenas de montañas asociadas a las diferencias

en la presión atmosférica son parte integrante del balance. Hay elementos para pensar que estos ajustes pueden tener incidencias en la sismicidad. Las ciencias de la tierra sólida también entran en la integración. Además hay cierta evidencia del efecto de las emisiones volcánicas de aerosoles a la estratosfera tropical como uno de los factores en la dinámica de la oscilación ENSO.

2. ENSO Y ROTACIÓN TERRESTRE

2.1 Enso y rotación terrestre

La velocidad de rotación de la tierra "sólida" exhibe pequeñas pero complicadas variaciones de hasta varias partes en 100 millones, que corresponden a variaciones de varios milisegundos (*ms*) en la duración de un día e incluso mayores cambios en la dirección del eje de rotación (movimiento polar). Estos cambios ocurren a varias escalas de tiempo que van desde días hasta siglos, milenios y mayores. Lo que refleja la gran variedad de fenómenos geofísicos y astronómicos involucrados. En principio, para el sistema tierra-atmósfera-océano se conserva el momento angular y por tanto los cambios en la velocidad de rotación deben ir acompañados de cambios compensatorios en alguna de las otras componentes del sistema. Estrictamente hablando, la fricción por fuerzas de marea produce un pequeño retardo en la rotación de la tierra que se manifiesta en un incremento en la duración del día de aproximadamente $22,5\mu s$ por año ($-6 \times 10^{-22} \text{rad s}^{-2}$, *Stacey, 1977*), lo cual sólo es apreciable a escalas de tiempo milenarias o mayores y que efectivamente se puede detectar del registro de eclipses por antiguos astrónomos (*Kant, 1754; MacDonald, 1964; Munk, 1968; Williams, 2000*). El origen de estas fuerzas está en el torque que la luna y el sol ejercen sobre la protuberancia de la marea. Por efecto de la fricción, la tierra responde retrasada y la protuberancia antecede al eje tierra-luna en un ángulo pequeño, que da origen al torque que además acelera el movimiento de rotación de la luna, lo que causa su alejamiento de la tierra. En lo que sigue nos concentraremos en fenómenos a escala interanual (10 años o menos) y por lo tanto podemos descontar este efecto sin mayor error y

considerar la conservación del momento angular como aplicable. A escalas mayores de tiempo el efecto de la fricción de marea no es despreciable. Por ejemplo, una extrapolación de las condiciones actuales hasta unos 1500 millones de años atrás, nos llevaría a que la luna estaría tan cerca de la tierra como para producir cataclismos que no se observan en el registro geológico (*Williams, 2000*). La reconstrucción de la historia de la desaceleración de la tierra por fricción de marea es todavía un gran desafío para la geología. A escala no tan grande, pero definitivamente mayor de los 10 años, hay otros fenómenos geofísicos que afectan la rotación de la tierra, por ejemplo acoplamiento en el manto, transferencias de masa por ciclos de glaciación y rebote elástico por deglaciación (*Peltier, 1998*).

Las componentes estacionales e intraestacionales de la variación en la duración del día están bien explicadas en términos de la conservación de momento angular y en consecuencia, los intercambios de momento angular entre la atmósfera y la tierra sólida (*Lambeck, 1988; Hide and Dickey, 1991*). Los factores meteorológicos difícilmente explican las variaciones decadales o mayores. La pregunta interesante se refiere a la causa de la variabilidad interanual. La amplitud de esta componente (hasta $0,5ms$) es comparable con la del ciclo estacional. Se puede mostrar que los efectos atmosféricos del ENSO son fundamentalmente los responsables de los cambios a esta escala de tiempo.

La influencia de ENSO en la rotación terrestre ha sido estudiada de tiempo atrás, la siguiente descripción sigue el trabajo de (*Dickey et al., 1994*). En efecto, El Niño de 1982-83 estuvo acompañado por la mayor variabilidad interanual registrada en la tasa de rotación de la tierra. La causa dominante de esta anomalía fue la atmósfera: el momento angular atmosférico (AAM) integrado desde 1000 hasta 1 hPa (troposfera y estratosfera) explica hasta el 92% de la varianza interanual en la serie de longitud del día (LOD). Los vientos estratosféricos entre 100 y 1 hPa contribuyen a explicar casi al 20% de la varianza, lo que indica que la estratosfera juega un papel significativo en el balance de momento angular terrestre a escala interanual. El análisis de las series de momento angular atmosférico (AAM, las componentes ecuatoriales

H_1 y H_2 , y la componente axial H_3), la duración del día (LOD, Λ) y el índice modificado de oscilación del Sur (MSOI, s) para un período de 15 años centrado en 1982-83 sugiere que esta tremenda anomalía en la rotación terrestre resultó de interferencia constructiva entre la componente de baja frecuencia de ENSO (4 a 6 años) y la componente cuasi-bienal (2-3 años) del ENSO y de la QBO (siglas en inglés de la Oscilación Cuasi-Bienal en los vientos zonales estratosféricos tropicales, que cambian de dirección entre el Este y el Oeste con un período cercano a los dos años). Las fuentes de discrepancia restantes para la serie de longitud del día pueden estar en ruidos y errores sistemáticos en las series de AAM y/o deberse a contribuciones oceánicas.

La asociación entre los cambios en la duración del día y los cambios en el momento angular atmosférico ha sido objeto de varios estudios. El avance más importante proviene de los adelantos en la capacidad de observación tanto atmosférica como astronómica. Para ilustrar todas estas ideas consideremos las funciones adimensionales χ_i , $i = 1, 2, 3$, introducidas en (Barnes *et al.*, 1983) y que están relacionadas con las dos componentes ecuatoriales y la componente axial del momento angular, y que permiten explicar estas relaciones. La componente axial se define mediante la ecuación 1.

$$X_3 \equiv \frac{R^3}{gC_m \Omega} \int_0^{p_s} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \int_0^{2\pi} u \cos^2 \phi d\lambda d\phi dp - \frac{0.7R^4}{gC_m} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} p_s \cos^3 \phi d\lambda d\phi \quad (1)$$

Donde (ϕ, λ_1) son latitud y longitud respectivamente, p_s es la presión atmosférica superficial y u es la componente de velocidad del viento hacia el Este, $R = 6,37 \times 10^6$ m es el radio medio de la tierra sólida, $g = 9,81$ m²/s es la aceleración media de la gravedad, el coeficiente 0,7 es el número de Love que tiene en cuenta las correcciones al tensor de inercia por la "imperfección" de la rigidez terrestre. La contribución dominante viene por el primer término debido al viento, que depende de la intensidad del viento zonal, integrado en longitud

y también de su distribución con la latitud. El otro término tiene en cuenta los cambios en la distribución de la masa, y es generalmente menor.

La serie de duración del día (Λ) en la Figura 1 (Dickey *et al.*, 1994) es del Jet Propulsion Lab., está filtrada (Kalman) y combina resultados basados en mediciones astronómicas y ópticas (VLBI, interferometría de línea base muy larga, y LLR, rangos lunares con láser). Después de 1985 la calidad es muy buena. La incertidumbre en 1976 es del orden de 0,09ms y de allí decrece linealmente hasta 0,03ms en 1985. Las observaciones base para la construcción de la serie están espaciadas cada 5 días. La incertidumbre en la variabilidad interanual está estimada en 7 μ s

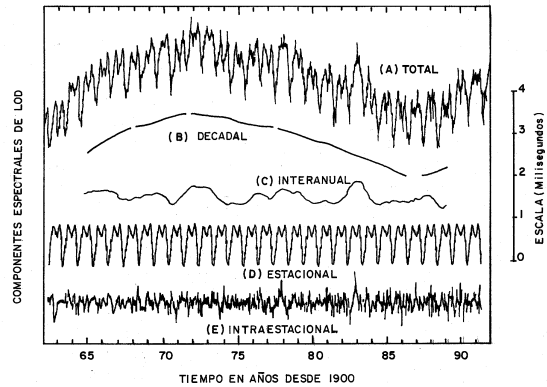


Figura 1. Serie de tiempo de la duración del día y sus distintas componentes (Dickey *et al.* 1994.)

Las series de momento angular atmosférico (H_i) tienen dos orígenes: El Centro Nacional de Meteorología Americano (NMC) y el Centro Europeo para Predicción Climática de Mediano Plazo (ECMWF). En el primer caso van hasta los 100 hPa y en el segundo hasta los 50 hPa. El NMC incorpora correcciones basadas en la hipótesis del barómetro invertido. También se usaron cálculos desde los 100 hasta los 1 hPa haciendo suposiciones geostróficas a partir de sondeos.

El índice usado para ENSO (s) es una versión modificada del SOI (MSOI): diferencia entre las presiones atmosféricas en Darwin y Tahití por tal motivo la correlación con la serie de LOD es positiva (durante los eventos El Niño el día es más largo).

Hay excelente coincidencia de los componentes interanuales ver Figura 2, (Dickey et al., 1994). Durante un evento ENSO cálido se tiene un máximo del MSOI (mínimo del SOI) y un máximo de LOD. En estos casos hay un debilitamiento generalizado de los vientos ecuatoriales del Este y además fortalecimiento de las corrientes chorro subtropicales del Oeste. Las anomalías de los vientos tienen por lo tanto signo positivo (hacia el Este). La conservación del momento angular terrestre obliga a que la tierra sólida tenga anomalías negativas (hacia el Oeste) lo que se refleja en disminución de la velocidad de rotación de la tierra y por tanto aumento de la duración del día. Como se aprecia en la Figura 3 que muestra la Tierra vista desde un punto por encima del polo Norte, señalando la dirección de la rotación. El sistema de coordenadas tiene el eje x a lo largo del ecuador hacia el Este. Las anomalías positivas de momento angular atmosférico (hacia el Este) corresponden a debilitamiento en los vientos predominantes del Este y/o incrementos en vientos predominantes del Oeste, van acompañadas de aumento de la duración del día, típico de el fenómeno de El Niño y de la estación de invierno en el hemisferio Norte

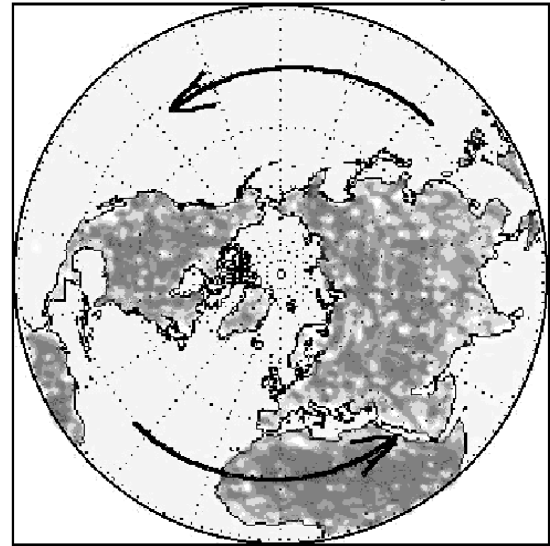


Figura 3. Esquema de la tierra vista desde arriba del Polo Norte.

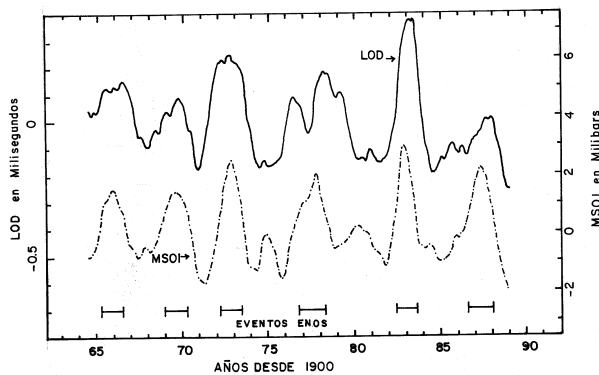


Figura 2. Series desde 1964 hasta 1989 de la componente interanual de los cambios en la duración del día y el índice modificado de la oscilación del Sur, parte superior y Series desde 1976 hasta 1991 de los cambios en la duración del día y las anomalías de momento angular atmosférico, parte inferior. (Dickey et al., 1994)

Dickey et al., (1994) reportan que la máxima correlación (0,67) se da para un mes de rezago en la serie de LOD con respecto al MSOI. Para el evento 82-83, ΔLOD fue 0,50ms, con una raíz del error cuadrático medio (*rms*) igual a 193 μ s. La contribución estratosférica es importante, usando los datos del Centro Europeo (viento y presión hasta 100 hPa) da una reducción de *rms* de 193 a 99,1 μ s (73% de la varianza), incluyendo hasta 50 hPa da 84,6% de la varianza explicada y hasta 1 hPa permite explicar hasta el 91,6%, dejando un residuo de 55 μ s. La estratosfera contribuye por lo tanto con aproximadamente el 20% de la varianza. Esto se explica teniendo en cuenta que los vientos estratosféricos son mucho mayores que los troposféricos (doble), al mayor brazo para el momento y debido al cambio total de dirección entre las distintas fases de la oscilación cuasi-bienal. Es posible mejorar la correlación introduciendo factores de escala. Así se llega hasta el 97,3% con un residuo de 32 μ s. Aunque la estratosfera tiene sólo el 10% de la masa atmosférica, contribuye al cambio de momento angular atmosférico interanual con un porcentaje significativo de la varianza. Sin embargo, las conexiones entre QBO estratosférica y la QBO troposférica permanecen elusivas.

2.2 Propagación de Anomalías de Momento Angular Atmosférico

Dickey et al., (1992) estudian las observaciones y demuestran que hay una propagación lenta, coherente, a escala global e interanual, dirigida del ecuador hacia los polos, de las anomalías de momento angular atmosférico (AAMA). Estas anomalías se originan en regiones ecuatoriales, donde anteceden a las principales anomalías atmosféricas del ENSO en casi dos años. De allí se propagan hacia latitudes mayores de 60° en ambos hemisferios, donde siguen rezagadas al ciclo ENSO en aproximadamente cuatro años. Es posible identificar dos componentes principales en esta propagación, con patrones latitudinales diferentes y períodos de 4,2 (baja frecuencia) y 2,4 (cuasi bienal) años, respectivamente. Los episodios intensos de ENSO, en sus fases caliente o fría corresponden a los casos en los que hay interferencia constructiva. A escalas intranuales se observa la importancia de oscilaciones de 40-50 días.

La Figura 4 (Dickey et al., 1992) muestran la coherencia cuadrada y el diagrama de fase - coherencia entre las series de AAMA tropicales de un lado y las de AAMA del hemisferio Norte y el Sur del otro. La coherencia es significativa en períodos centrados alrededor de los 4,2 años y con las anomalías en los subtrópicos tendiendo a ir rezagada de la de los trópicos en aproximadamente un cuarto de ciclo para períodos mayores de aproximadamente 2 años. También se nota que los subtrópicos de los dos hemisferios se separan a escalas del orden de 1,5 años, donde la coherencia es alta para el hemisferio Norte que lidera en aproximadamente 5 meses.

2.3 Papel de los océanos

El intercambio de AAM entre la atmósfera y la tierra sólida parece muy rápido a juzgar por los datos, pues el rezago es de apenas unos 10 a 20 días. Una porción significativa de este intercambio puede ser por fricción y torque en las montañas. Hay alguna evidencia que a escala interanual la contribución del esfuerzo cortante sobre el océano puede ser significativa. ENSO en particular está asociado con fluctuaciones muy

fuertes de esos esfuerzos sobre el océano. De allí se deriva que el océano puede ser un intermediario importante.

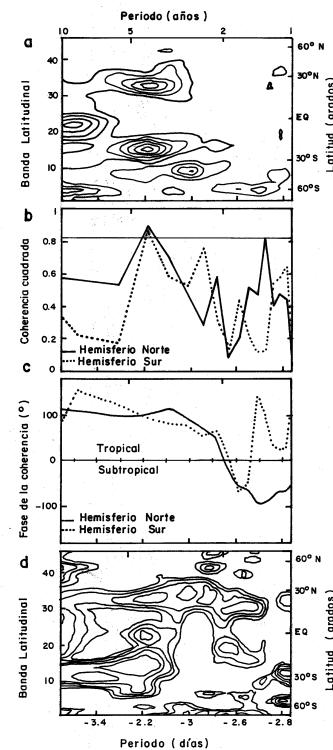


Figura 4. (a) Coherencia cuadrada entre la serie tropical (de $7.5^\circ N$ a $7.5^\circ S$) y la subtropical (de 15° a 31.4° de cada hemisferio) de anomalías de momento angular atmosférico en la parte superior y (b) el diagrama fase coherencia de las mismas series en la parte inferior. (Dickey et al., 1992).

Esto también puede estar asociado a redistribución de masa (hasta $20 \mu s$ en LOD). Los cambios en nivel del mar también pueden ser muy significativos (si el aumento se debe a expansión térmica no hay cambios rotacionales). Dickey et al. (1994), apoyados en (Eubanks, 1993,) usando un modelo del océano en dos capas estiman aproximadamente la contribución de los cambios en circulación, nivel del mar y profundidad de la termoclina. Se ha observado que en la zona ecuatorial el aumento de nivel del mar va acompañado de profundización de la termoclina. Se estima que el efecto neto de un incremento de nivel del orden de $20cm$, con la correspondiente profundización de la termoclina, representa una disminución en la presión sobre el

fondo del mar del orden de $1,2 \text{ hPa}$. Esto corresponde aproximadamente a lo ocurrido en un evento El Niño como en 1982. Esto corresponde a un incremento en la carga de presión debido a la disminución de la masa ecuatorial del océano del orden de $3 \times 10^{14} \text{ kg}$, lo que implica un incremento de LOD de $4,2 \mu\text{s}$. En consecuencia, es muy probable que el resto de la variación en LOD no explicada por cambios en AAM venga del océano.

Eubanks (1993) presenta un modelo dinámico de las ondas oceánicas barotrópicas y baroclínicas para estudiar las posibles excitaciones oceánicas a la rotación terrestre. Las mediciones de la presión en el fondo del mar sugieren fuertemente que en su variación está la causa de los movimientos polares hasta ahora no explicados en cortos períodos (semanas a meses). Estos cambios obedecen a oscilaciones barotrópicas, forzadas a su vez por esfuerzos superficiales de los vientos. A períodos mayores, las ondas baroclínicas que están asociadas a la oscilación ENSO causan cambios significativos en la tasa de rotación. Por contraste, la alta correlación entre la tasa de rotación y el momento angular atmosférico indican que hay un rápido mecanismo de transferencia de las perturbaciones de los vientos al océano y de allí a la tierra sólida. La evidencia indica que esto se logra mediante rápida propagación zonal de ondas barotrópicas oceánicas hasta las márgenes de los continentes.

Como no hay registros completos y suficientemente largos de presiones en el fondo del mar es necesario recurrir a modelos. Una posibilidad es trabajar directamente con la presión atmosférica a nivel del mar e ignorar lo que sucede en el fondo del océano, otra posibilidad es el uso de la hipótesis del barómetro invertido, que usa únicamente la presión atmosférica. En este modelo la superficie del mar permanece como una superficie equipotencial bajo los efectos de la variación en la presión atmosférica. La presión en el fondo se compensa con cambios, de signo contrario, en el nivel del mar. La hipótesis del barómetro invertido no tiene en cuenta los efectos dinámicos y la influencia de los esfuerzos del viento en la superficie.

Eubanks et. al., (1988) han mostrado que ninguno de los métodos anteriores puede explicar satisfactoriamente las observaciones del movimiento polar, siendo menos mala la hipótesis

del barómetro invertido. Esto justifica la necesidad de un modelo dinámico.

El océano puede considerarse estratificado en dos capas, la más superficial de apenas unas cuantas centenas de metros y más caliente. Por debajo hay una capa más fría, mucho más profunda, de varios kilómetros de espesor. La termoclina, la frontera entre ambas capas representa un frente, con un cambio fuerte de temperatura, densidad y otros parámetros asociados. Las oscilaciones libres de tal modelo se separan entre barotrópicas (densidad sólo es función de la presión) y baroclínicas (densidad función de temperatura y/o salinidad, además de la presión). En la primera las superficies por encima de las dos capas oscilan en fase y en la segunda fuera de fase. La velocidad de fase de las ondas baroclínicas es del orden de unos cuantos m^{-1} y tardan centenas de días para cruzar el Pacífico, mientras que las ondas barotrópicas se propagan a velocidades 100 veces mayor y sólo tardan unos cuantos días en cruzar el Pacífico. Un simple modelo lineal de dos capas puede servir para representar la dinámica.

Sea z la coordenada vertical, con origen en la superficie no perturbada entre el océano y la atmósfera. Sean H_1 y H_2 las profundidades no perturbadas de cada capa. El fondo del mar está por tanto a una profundidad $H = H_1 + H_2$. Sean h_1 y h_2 las perturbaciones en H_1 y H_2 y suponga que cada capa tiene una densidad constante e igual a ρ_1 y ρ_2 respectivamente. Sea $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1 \ll \rho_1$. El eje x tiene dirección hacia el Este, u_i y v_i son las velocidades correspondientes en la capa i . La velocidad angular de rotación de la tierra se representa por Ω_0 . Las ecuaciones de momento linearizadas son las siguientes:

$$\frac{\partial}{\partial t} \begin{bmatrix} u_1 \\ v_1 \end{bmatrix} - 2\Omega_0 \phi \begin{bmatrix} -v_1 \\ u_1 \end{bmatrix} = - \begin{bmatrix} \partial/\partial x \\ \partial/\partial y \end{bmatrix} g h_1 \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \begin{bmatrix} u_2 \\ v_2 \end{bmatrix} + 2\Omega_0 \begin{bmatrix} -v_2 \\ u_2 \end{bmatrix} = - \begin{bmatrix} \partial/\partial x \\ \partial/\partial y \end{bmatrix} g (h_1 \rho_1 + h_2 \Delta\rho / \rho_2) \quad (3)$$

Y las ecuaciones de continuidad

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} - \frac{\partial h_2}{\partial t} = -H_1 \left(\frac{\partial u_1}{\partial x} - \frac{\partial v_1}{\partial y} \right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial h_2}{\partial t} = -H_2 \left(\frac{\partial u_2}{\partial x} - \frac{\partial v_2}{\partial y} \right) \quad (5)$$

Como las ecuaciones son lineales es posible expresar la respuesta a forzamientos externos mediante superposición con los modos principales y también es posible hacer separación de variables. Los modos principales dan:

- Ondas de gravedad que son muy rápidas en comparación con la rotación terrestre, para ellas el término de Coriolis se puede despreciar.
- Ondas Rossby, que son muy lentas en comparación con la rotación terrestre y por tanto para ellas los términos $\partial u_i / \partial t$ y $\partial v_i / \partial t$ se pueden despreciar.
- Ondas Kelvin, atrapadas en el ecuador, para las cuales v_i es cero.

Todas estas ondas tienen la misma estructura vertical, aunque sus velocidades de propagación y estructura horizontal sean muy diferentes. La solución a la estructura vertical se puede encontrar introduciendo una función propia escalar η , tal que

$$h_2 = \eta h_1 \quad (6)$$

Teniendo en cuenta que $H_1 \ll H_2$ y que $\Delta\rho \ll \rho_i$ es posible encontrar dos autofunciones para solución del problema planteado, con soluciones

$$\eta_+ = \frac{H_2}{H} \approx 1 \quad \text{y} \quad \eta_- = -\frac{H\rho_2}{H_2\Delta\rho}$$

que corresponden al modo barotrópico y baroclínico respectivamente. En cada caso se puede calcular la perturbación de la presión sobre el fondo del océano p_f debida a los cambios en el nivel de la superficie y la profundidad de la termoclina

$$p_f = \rho_1 g h_1 + \Delta\rho g h_2 \quad \text{con} \quad p_f^* \approx \rho_2 g h_1 \quad (7)$$

$$p_f^* = \epsilon \rho_1 g h_1$$

$$\text{donde} \quad \epsilon = -\frac{H_1 \rho_1 - H \Delta\rho}{H_2 \rho_2} \quad (8)$$

Con estas presiones es posible calcular la contribución a los cambios en el momento angular axial, según el último término de la expresión para χ_3 dada por la ecuación (1). Con valores realistas de los parámetros, $\Delta\rho/\rho \approx 0.003$, $H \approx 4000m$, $H_1 \approx 200m$ se obtiene $\epsilon \approx -0.06$, y por lo tanto un incremento baroclínico de 10 cm en el nivel del mar implica un decrecimiento de la presión en el fondo del mar de 0,6 hPa.

Hay ausencia de mediciones y registros sistemáticos de la presión en el fondo del mar. Algunas campañas como el experimento BEMPEX (Barotropic Electromagnetic and Pressure Experiment) por 10 meses en el centro del Pacífico Norte, reportan cambios de 5 hPa, que son comparables a los cambios en la presión atmosférica. También hay algunos datos de PMEL (Laboratorio ambiental marino del Pacífico).

Se había señalado que a escala interanual, los cambios en el momento angular atmosférico asociados a los eventos ENSO explican buena parte de la variabilidad en la duración del día, quedando un residuo de 32 μs y que los cambios oceánicos podrían explicar este residuo. En efecto, durante El Niño hay cambios en el nivel del mar de decenas de centímetros en el Pacífico ecuatorial. Estos cambios son producidos por los cambios en los vientos superficiales. Generalmente se ha supuesto que los cambios en el nivel del mar son estéricos, es decir por expansión térmica. Si este fuera el caso, no habría lugar a ningún efecto rotacional. En realidad, estos cambios en el nivel del mar se producen por redistribución de aguas cálidas a gran escala, que pueden modelarse como ondas baroclinas en la parte superior del océano, y por lo tanto pueden excitar variaciones en la rotación de la tierra.

Wyrki (1985) mostró la alta correlación entre niveles del mar y profundidad de la termoclina en el Pacífico tropical. Con base en esto estimó el cambio en el volumen total de agua en el Pacífico tropical, entre 15° de latitud Norte

y Sur, en función del tiempo, para el evento de 1982-83. Su estimación indica que entre mediados del 82 y mediados del 83 el volumen disminuyó aproximadamente en $5 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$, reflejando pérdida de agua que se propagó a los polos por las costas. Aunque posteriormente ha habido revalorizaciones de estos cálculos, siguen siendo correctos en lo fundamental.

Usando el modelo de dos capas, $\varepsilon \approx -0,06$ y los datos de Wyrski se obtiene un incremento en la carga de presión sobre el fondo, por la disminución de la masa ecuatorial de $3 \cdot 10^{11} \text{ kg}$, que equivale a un incremento en la duración del día de $10 \mu\text{s}$, si esta agua viene del Norte y Sur de los 45° . Aunque estas estimaciones son sólo del orden del 30% del residuo no explicado, son del signo correcto y ocurren en el momento correcto. Note que este efecto es integrado sobre todo el Pacífico tropical, y que hay diferencia de signo entre los cambios que ocurren en el Este y en el Oeste.

Por último, aunque por falta de espacio no se entró en detalles sobre las celeridades de las ondas que se obtienen del modelo de dos capas, esta idealización permite obtener la información básica sobre estos fenómenos oceánicos, de fundamental importancia para entender la dinámica de ENSO, que evidentemente requiere incorporar la parte atmosférica y la retroalimentación entre ambas componentes.

3. CLIMA Y VARIACIONES EN SISMICIDAD

La teoría de la tectónica de placas es aceptada hoy para explicar la sismicidad, los mecanismos para la generación de sismos y las diferencias de actividad sísmica entre regiones (England, 1992). Sin embargo, conviene tener en cuenta que trabajos muy recientes (Bostrom, 2000) postulan que la actividad tectónica de la tierra es modulada por la rotación de la tierra y las mareas, que organizan el proceso de convección en el manto. La reflexión que sigue usa la tectónica como punto de partida para postular algunas posibles relaciones de la variabilidad de la sismicidad en el tiempo, con la variabilidad climática, especialmente a escala interanual. La teoría moderna del caos ha señalado cómo cerca de la

criticalidad, al borde de la falla, pequeños perturbaciones se amplifican y producen grandes cambios. La conexión se apoya en una mirada a los mecanismos de transferencia de momento angular entre la atmósfera, los océanos y la tierra sólida. El numeral anterior mostró como la variabilidad interanual del clima explica bastante bien los cambios a escala interanual en la rotación de la tierra, representados por la serie de duración del día. No se entró en detalles, pero a escala intra-anual sucede algo semejante (Oort, 1989; Peixoto and Oort, 1992). La atmósfera rota más rápido que la tierra sólida durante el invierno del hemisferio Norte y viceversa en el verano. La corriente de chorro subtropical que se intensifica en invierno es la principal responsable de este ciclo. En consecuencia el día es más largo durante el invierno del hemisferio Norte, por conservación de momento angular. La atmósfera que tiene aproximadamente una masa apenas 10^{-6} veces la masa de la tierra sólida, es sin embargo responsable por estos cambios en la duración del día. Esto se logra mediante intercambios de momento angular, torques entre la atmósfera y la superficie. La pregunta es si las fuerzas generadas en este intercambio juegan algún papel en la generación de algunos sismos.

Los mecanismos por medio de los cuales intercambian momento angular la atmósfera y la tierra sólida son básicamente fuerzas de fricción sobre la superficie (océano y continente), torques en las montañas por diferencias de presión entre sus laderas Este y Oeste, torques sobre los continentes por diferencias en el nivel del mar entre la costa Este y Oeste, que son ocasionados por los esfuerzos superficiales de los vientos sobre el océano. Además hay que considerar que los vientos superficiales son predominantemente del Este en los trópicos y del Oeste en los extratropicos, por lo que hay un patrón determinado de propagación de momento entre los trópicos y los extratropicos.

La fricción tiende a frenar tanto los vientos del Este como los del Oeste, de tal manera que la superficie en los trópicos es una fuente de momento angular del Oeste (hacia el Este) y en las latitudes medias es un sumidero. El momento se transporta a la parte alta de la atmósfera mediante las circulaciones meridionales (Hadley y Ferrel), pero al nivel de la corriente de chorro en las latitudes medias el momento se transporta

por medio de las vaguadas y riscos de presión que tienen una inclinación SW-NE en el hemisferio Norte y SE-NW en el hemisferio Sur. De todas maneras, la transferencia de momento en cada banda de latitud ocurre por fricción y torque en las montañas. En el largo plazo la diferencia de niveles del mar entre las costas Este y Oeste de los continentes es también importante.

Un posible escenario es que los continentes liberen esfuerzos intermitentemente mediante movimientos internos, tales como los que ocurren a lo largo de las fallas. En tal caso es de esperar que las líneas de falla tengan una orientación acorde, tanto en las latitudes medias de cada hemisferio como en los trópicos, lo cual se puede verificar en un mapa. Por ejemplo la falla de San Andrés en California, o las fallas en Nueva Zelanda, o en el borde Pacífico de Las Américas.

Además se espera una variabilidad en la sismicidad debido a la ocurrencia de eventos como El Niño, que tienen asociado cambios fuertes en el momento angular en la dirección del eje de rotación. Incluso se deben dar cambios con la época del año.

Algunos autores han calculado el efecto de grandes sismos en el momento angular en las direcciones perpendiculares al eje de rotación y que afectan la posición geográfica del Polo Norte. Incluso se ha argumentado que los sismos son mecanismo para excitar el llamado bamboleo de Chandler (*Mansinha y Smile, 1967; Shimazaki and Takeuchi, 1972; Preisig, 1992; Chinnery and Wells, 1972*).

Con el ánimo de explorar la relación a partir de algunos datos, la Figura 5 tiene dos series, una con la variación en el siglo XX de un índice de la sismicidad en la parte occidental y más ecuatorial de Centro América y América del Sur, específicamente en la región comprendida entre latitudes $10^{\circ}N$ y $10^{\circ}S$, y longitudes $70^{\circ}O$ y $80^{\circ}O$. El índice se calcula con base en la energía liberada por los sismos de magnitud mayor a 5 (datos tomados del U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center). La otra serie corresponde al Índice de Oscilación del Sur, que representa bien la ocurrencia (valores negativos) del fenómeno de El Niño o de la Niña (valores positivos). Aunque pueden haber algunas épocas de buena coincidencia, no se puede apreciar unívocamente una relación directa. Esto era de esperarse pues hay muchas otras causas

que pueden influir en la variabilidad temporal de la sismicidad.

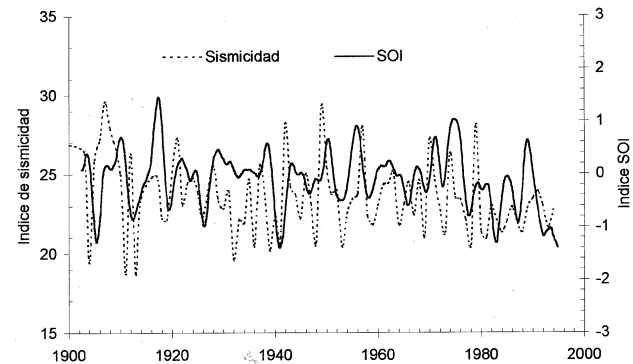


Figura 5. Series del Índice de sismicidad en la parte noroccidental de América del sur y del índice de Oscilación del Sur.

Sí es mucho más clara la existencia de un ciclo anual en la sismicidad, siguiendo el ciclo correspondiente en el momento angular atmosférico (Figura 6). Allí se representa para el mismo catálogo de temblores, el análisis de la distribución del número de sismos según la magnitud, separando en cuatro grupos, según la época del año de su ocurrencia. Para todas las magnitudes es mayor el número de sismos en diciembre-enero-febrero y menor en septiembre-octubre-noviembre, siendo intermedia para los meses restantes. Para las magnitudes altas la diferencia es mayor, llegando a ser más del doble el número de temblores de magnitud mayor que 6.5 en diciembre-enero-febrero que en septiembre-octubre-noviembre.

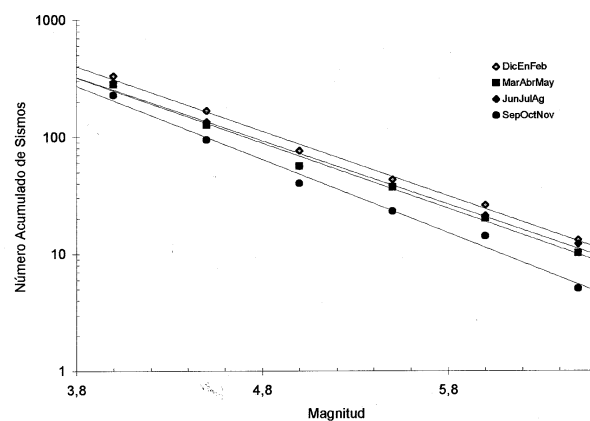


Figura 6. Ciclo anual de la distribución del número de sismos para una determinada magnitud en la misma región.

A escala global, la Figura 7 tiene tres series, en la primera se presenta el número de sismos superficiales (profundidad menor a 100 km) con magnitud mayor o igual a 5, en el Catálogo del Centro Sismológico Internacional. En la segunda se muestra el Índice de Oscilación del Sur Modificado (negativo del SOI) y en la tercera se presenta la variación en la duración del día (LOD). Las bandas verticales muestran la ocurrencia de eventos El Niño. (Chinnery, M, 1991).

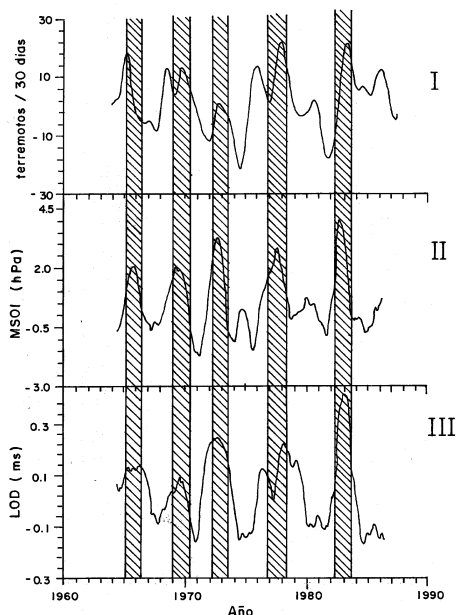


Figura 7. Serie del número de sismos superficiales (profundidad menor a 100 km) con magnitud mayor o igual a 5. En el II cuadro se muestra el Índice de Oscilación del Sur Modificado (negativo del SOI) y en el III cuadro se presenta la variación en la duración del día (LOD). Las bandas verticales muestran la ocurrencia de eventos El Niño. (Chinnery, M., 1991)

El análisis de estas tres figuras da lugar a especulaciones acerca de la existencia de alguna relación.

Walker (1988, 1995 y 1999) ha presentado alguna evidencia de aumento de sismicidad en el Este del Pacífico tropical, en la zona de más rápida expansión del suelo marino en la Dorsal del Pacífico Este, durante los eventos El Niño. Esta zona está ubicada directamente debajo de la zona de alta presión atmosférica predominante, que se altera fuertemente con la ocurrencia de los

eventos El Niño. Walker sugiere que hay precursores sísmicos de los eventos El Niño y para justificar su afirmación da algún soporte con observaciones en los más recientes eventos. Ya que no hay una identificación clara de los mecanismos que desencadenan El Niño, y con base a la anterior observación, Walker postula que el incremento en la sismicidad está probablemente asociado a la intensificación del flujo de calor en la dorsal, lo que explicaría además el inicio de El Niño.

En contra de la hipótesis de Walker hay varios argumentos. En primer lugar, el papel de las anomalías en los vientos atmosféricos como detonante de El Niño está bastante bien aceptado. En segundo lugar, parece tomar cuerpo un mecanismo extratropical en la dinámica atmosférica y oceánica para desencadenar las anomalías atmosféricas que producen El Niño (Yu and Rienecker, 1998; Hunt, 2000). Por lo tanto la correlación geográfica de Walker entre el lugar donde ocurre la sismicidad y eventual aumento de liberación de calor en la dorsal, y los cambios en la superficie del mar tienen que recorrer un camino muy largo para ir hasta el Pacífico Occidental y/o los extratropicos y regresar.

Subsiste la pregunta sobre las observaciones de Walker: ¿Son estas correlaciones producto de la casualidad, o están asociadas a un mecanismo físico, debido a aumento en los esfuerzos en el fondo del mar por los cambios tanto en presión atmosférica como en presión "hidráulica" por los cambios de nivel y profundidad de la termoclina?

El tema parece interesante. Para mirarlo con algún rigor habría que desarrollar un modelo elastoplástico de la corteza terrestre y someter las placas a los esfuerzos que se derivan de los modelos atmosféricos y oceánicos. Tampoco es conveniente dar lugar a especulaciones poco científicas, basadas en temores y en la idea errónea de que todo tiene que ver con todo, sin cuantificar y sin demostrar la importancia.

Además, no hay que ignorar que los catálogos pueden tener cambios en sismicidad en el tiempo debido a cambios en la manera de observar y no a la sismicidad misma. Habermann (1991) presenta una manera interesante de verificar la existencia de estas perturbaciones artificiales usando la ley de Richter de distribución de magnitudes. Obtiene en particular

que para las Américas hay efectos importantes de esta naturaleza aproximadamente hacia 1970. De allí en adelante el registro es fundamentalmente homogéneo.

4. VOLCANES, CLIMA Y ENSO

4.1 Generalidades

Plutarco señaló que la erupción del Etna en el año 44 a.C. opacó el sol, y atribuyó al enfriamiento resultante, la falla en las cosechas y la hambruna en Roma y Egipto. Benjamin Franklin sugirió que la erupción del Lakagigar en Islandia en 1783 fue la responsable de que en Europa, en ese año, el verano y el subsecuente invierno fueran anormalmente fríos. Algunos le atribuyen un papel a la megaerupción del volcán Toba, 71000 años a.C. en la glaciación subsiguiente. Revisiones detalladas sobre el efecto climático de las erupciones volcánicas se encuentran en Lamb (1970), Toon and Pollack (1980), Toon (1982), Ellsaesser (1983), Kondratyev (1988), Robock (1989, 1991 y 2000), y Kondratyev and Galindo (1997).

El material de las erupciones volcánicas está compuesto principalmente por cenizas y gases de dióxido de azufre, ácido clorhídrico, vapor de agua y H₂S. El efecto de la ceniza en el clima local puede ser importante, pero no en el clima global; porque la ceniza dura muy poco en la atmósfera y no se extiende a grandes áreas.

Si la erupción de gases penetra solamente la troposfera su efecto climático también es menor, pues se lavarán en cuestión de meses (*Ramanathan*, 1988). Si la fuerza de la erupción es suficiente para penetrar a la estratosfera la situación es completamente diferente. Aunque la ceniza se precipita en los primeros meses, la estabilidad vertical de la atmósfera en esta capa trae un efecto mucho más duradero de los gases, que se dispersan horizontalmente debido a cortante. El dióxido de azufre reacciona con el agua y produce ácido sulfúrico, que a la temperatura prevaleciente (-50° C a -80° C) se condensa para formar aerosol de tamaños inferiores al micrómetro (0.5µm). Estas partículas son muy eficientes para dispersar la luz solar que tiene longitudes de onda de ese tamaño, aproximadamente. En consecuencia, la parte baja

de la atmósfera y la superficie terrestre experimentan una pérdida neta de radiación solar por dispersión hacia atrás (lo que aumenta el albedo) y además una redistribución de la absorción de la radiación solar. Mucha de la radiación solar se dispersa hacia delante, produciendo un incremento en la radiación difusa hacia abajo, lo que compensa parcialmente la disminución en el rayo solar directo. La Figura 8 ilustra esquemáticamente los distintos impactos. A simple vista estos efectos se aprecian en cambios de color en el cielo. Por ejemplo el azul celeste normal se vuelve lechoso por el aumento de la radiación difusa. La reflexión del sol poniente en las capas inferiores del aerosol estratosférico producen los característicos atardeceres rojizos (el famoso cuadro "El Grito" de Munch, 1892, muestra un atardecer en Oslo después de la erupción del volcán Awu). La instrumentación moderna ha permitido determinar con mayor detalle el efecto radiativo de los aerosoles a diferentes alturas y longitudes de onda. Por ejemplo, en la Figura 9 se muestra el calentamiento radiativo para tres longitudes de onda, en función de la latitud y la altura, para el caso del Pinatubo. Se observa un calentamiento en la parte superior de la nube de aerosol, por absorción en el infrarrojo cercano. Este efecto domina al incremento en el enfriamiento en el infrarrojo debido al aumento en la emisividad por la presencia de aerosoles. En la estratosfera baja, la atmósfera se calienta por absorción de radiación de onda larga de la troposfera y la superficie. También se producen cambios en la microfísica de las nubes, la química de la lluvia, las tormentas eléctricas y en la convección profunda como resultado de la abundancia de núcleos de condensación. Estos aerosoles tienen a su vez un impacto severo sobre la química de la estratosfera, en particular sobre el ozono. De hecho, varios autores (*Crutzen*, 1976; *Tie et al.*, 1996; *Solomon et al.*, 1996 y *Solomon*, 1999) han señalado que el agujero en la capa de ozono está fuertemente relacionado con la actividad volcánica natural, además de la actividad antrópica. Sobra reconocer que a su vez, la disminución de la concentración del ozono trae efectos sobre el equilibrio radiativo, por su capacidad de absorber radiación ultravioleta.

En el pasado se creía que la cantidad de gases liberados por una erupción volcánica estaba

directamente relacionada con la cantidad de ceniza. Pero recientemente se ha encontrado que está más relacionada con la química del magma y que la relación entre cantidades de ceniza y gas puede variar por factores del orden de 100 a 1000 (Palais and Sigurdson, 1989).

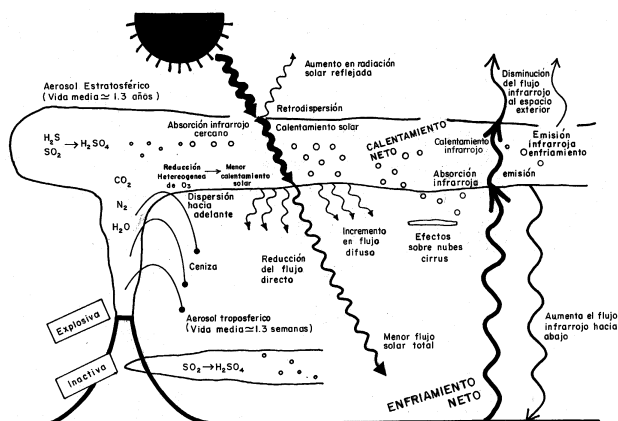


Figura 8. Esquema de las emisiones volcánicas a la atmósfera y sus efectos, (Robock, 2000).

Algunos volcanes de escudo pueden producir grandes cantidades de ceniza y relativamente poco gas. Mientras que hay casos como el de Nyamiragira, Africa, en 1981, que emitió enormes cantidades de gas y prácticamente ninguna ceniza (Smithsonian, 1981). El gas puede ser invisible lo que dificulta la interpretación de los registros históricos. Además, la altura de la pluma de ceniza puede ser muy diferente de la altura de la pluma de gas.

Los datos para El Chichón, México, 1982, indican que la retro-dispersión de la radiación solar fue en las primeras semanas entre el 5 y el 10%. En el caso del Pinatubo, se estima que la disminución de radiación incidente en la superficie en zonas tropicales fue de 8 Wm⁻².

Con el tiempo los aerosoles se dispersan hacia los polos, con mayor transporte en el invierno en cada hemisferio. Este proceso puede tomar hasta 2 años. Es posible que haya cruce del ecuador con el cambio de las estaciones, todo dependiendo de la latitud de la erupción. El efecto climático de una erupción también es por lo tanto función de su latitud.

4.2 Procedimientos de Observación

La siguiente es una enumeración de diversos procedimientos de observación que pueden emplearse para estudiar el efecto climático de las erupciones volcánicas:

- Medición del rayo solar directo. Desde 1883 hay observaciones en superficie del rayo solar directo mediante radiómetro. En 1924 había 8 estaciones, todas al Norte de la latitud 40° N, con calidad variable y no estandarizada. La falta de observaciones tropicales y en el hemisferio Sur, sumada a las dificultades de calidad de la información le restan aplicabilidad a estas observaciones. Sin embargo hay rasgos claros de algunas erupciones en este registro.
- El radiómetro TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer, Espectrómetro para mapear el ozono total) a bordo del satélite Nimbus-7 lanzado en 1979, puede ser usado para detectar el gas SO₂ emitido por los volcanes, aunque su diseño original era las bandas de

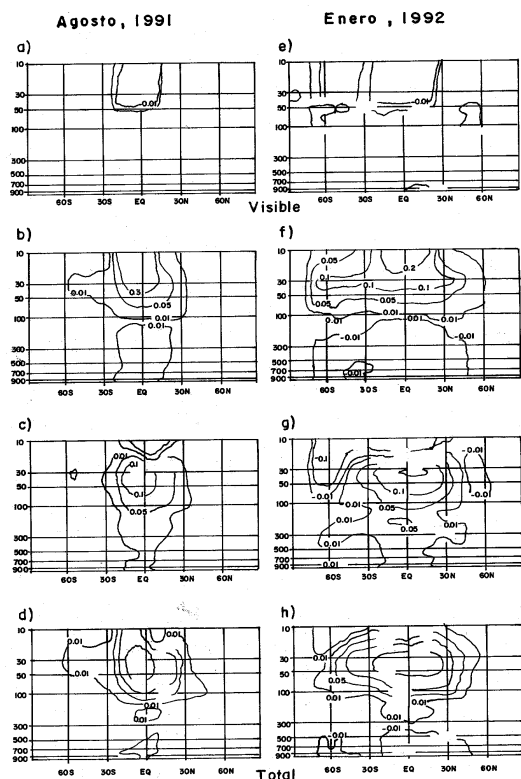


Figura 9. Calentamiento radiativo para tres longitudes de onda, en función de la latitud y la altura, para el caso del Pinatubo, (Robock, 2000).

absorción ultravioleta del ozono. Por ejemplo, el Pinatubo en 1991 puede haber inyectado hasta $20 \cdot 10^9$ kg de SO_2 a la estratosfera (Bluth *et al.*, 1992; Read, *et al.*, 1983).

- El radiómetro de alta resolución AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo de los satélites NOAA/11 y siguientes mide la dispersión de la luz, pero sólo sobre mar (Stowe *et al.*, 1992).
- Otra técnica satelital usa el instrumento SAGE II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) a bordo del satélite ERBS (Earth Radiation Budget Satellite). El instrumento observa la atenuación de la luz solar en los atardeceres o amaneceres, es decir observando el sol en el borde de la atmósfera. El resultado es la profundidad óptica de la atmósfera. Se ha encontrado clara evidencia de las mayores erupciones volcánicas (McCormick and Veiga, 1992; Veiga, 1993).
- Otra técnica de medición usa el lidar (láser-radar). Se usa un pulso de láser dirigido a la estratosfera, se mide la amplitud y el tiempo de llegada del rayo reflejado para determinar la dispersión producida por el aerosol estratosférico (DeFoor *et al.*, 1992; Jäger, 1992).
- Registro de erupciones. Mediante testimonio directo se ha reconstruido un catálogo de las mayores erupciones en época reciente. Debe tenerse en cuenta que es posible que haya erupciones con aerosoles importantes que pasen inadvertidas, por no estar cerca de sitios poblados o por no estar acompañadas de emisiones significativas de ceniza. Los índices de las erupciones volcánicas más empleados son: el DVI (Dust Veil Index), índice de velo por polvo, basado en observaciones de los atardeceres (Lamb, 1970); el VEI (Volcanic Explosivity Index), índice de explosividad volcánica, basado en registros geológicos e históricos (Newhall and Self, 1982) y el IVI (Icecore Volcanic Index), índice de vulcanismo de núcleos de hielo (Robock and Free, 1995).
- Otro estudio para deducir la historia del vulcanismo es mediante núcleos de hielo de glaciares en Groenlandia, Antártica u otros glaciares en nevados tropicales. En el hielo se determina la concentración de aerosoles

depositados y la datación se hace con base en $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$.

4.1 Efectos Observados en el Clima Regional y Global

En términos generales se ha argumentado que las erupciones volcánicas producen reducción del ciclo diurno, enfriamiento en verano, reducción de precipitación en los trópicos, calentamiento estratosférico y calentamiento en invierno, fenómeno ENSO y la pequeña edad de hielo de la edad media.

La evidencia más clara es la disminución de temperatura. Lamb (1970) discute la evidencia desde 1500 hasta 1968. En general, las mayores erupciones han significado un enfriamiento global de la baja atmósfera. En la Figura 10 tomada de Handler (1993) que contiene la evolución de la temperatura en el período histórico se puede observar este efecto, en particular para los volcanes Kraratoa, Agung y Pinatubo. Note que menor radiación no necesariamente produce enfriamiento local. La energía se conserva, pero no la temperatura. La energía se distribuye en el cambio de temperatura del hielo, agua, vapor, aire, tierra, vegetación, en energía cinética del aire y el océano.

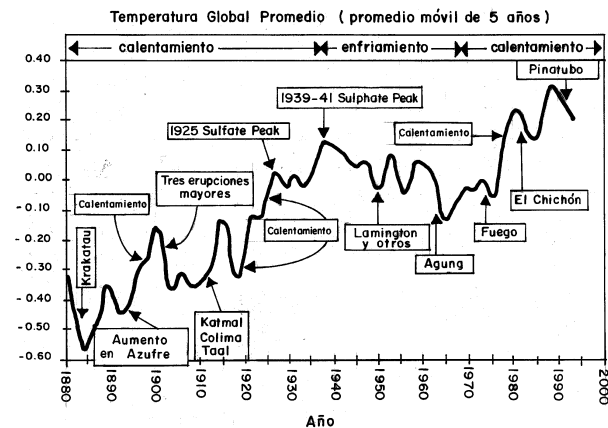


Figura 10. Evolución de la temperatura global promedio desde 1880 hasta 1990, suavizada con un promedio móvil de 5 años. Se puede observar el efecto de enfriamiento por erupción volcánica, en particular para los volcanes Kraratoa, Agung y Pinatubo. (Handler, 1993).

4.1.1 *Relación con lluvias del monzón hindú.*

Handler (1993) encuentra alta correlación entre la ocurrencia de erupciones volcánicas con aerosoles en latitudes bajas y las lluvias en el subcontinente. Observa lluvias inferiores a lo normal después de eventos volcánicos con inyección de aerosoles en latitudes bajas, y superiores a lo normal después de erupciones en latitudes altas.

4.1.2 *Relación con ENSO.*

Handler (1993) dice que las erupciones volcánicas con alta inyección de aerosol estratosférico en latitudes bajas desencadenan eventos ENSO cálidos. Para esto presenta alguna evidencia (muy débil) desde el punto de vista estadístico. Ante la falta de predecesores de algunos eventos ENSO muy intensos (1899-1900, 1925-26, 1939-41 y 1957-1959) hace una revisión en los registros de hielo en Groenlandia, aportando algo de evidencia.

4.1.3 *Correlación con espesor de anillos de árboles.*

La Marche y Hirschboeck (1984) reportan alta correlación entre ocurrencia de erupciones y registros de anillos en los Estados Unidos.

Varios científicos, entre ellos Robock (1991) y Robock & Mao (1992) han simulado el efecto de perturbaciones radiativas producidas por aerosoles debidos a erupciones volcánicas. Los modelos indican que es posible que algunas regiones se calienten y otras se enfríen. Por ejemplo en 1991-92, después de Pinatubo, el invierno en Norte América fue muy suave casi en todos los lugares excepto en el medio Oeste. Robock (2000) presenta evidencia en el sentido que este calentamiento en invierno en ciertas regiones del hemisferio norte está asociado al patrón de la oscilación del Atlántico Norte (NAO). Hay observaciones de inviernos suaves en Rusia asociados a las erupciones volcánicas (Groisman, 1985). En Norte América la evidencia no es tan clara, pues hay mezcla con el efecto de ENSO y tal vez alguna diferencia regional. De hecho el patrón incluye enfriamiento en Alaska, Groenlandia, el Medio Este y China, y

calentamiento en Norte América, Europa y Siberia. Este patrón de temperaturas está directamente relacionado con la circulación troposférica, dominada por el chorro polar nocturno, que ocurre simultáneamente con un patrón de baja presión sobre Groenlandia y de alta presión sobre Norte América, Europa y el Este de Asia. Este patrón parece ser un modo de vibrar natural de la atmósfera en invierno que se puede forzar por las perturbaciones estratosféricas asociadas a las erupciones volcánicas. La explicación teórica es que el fuerte chorro polar nocturno atrapa las ondas planetarias que se propagan verticalmente, lo que interfiere constructivamente para producir el patrón mencionado (Robock, 2000). El chorro intensificado evita los súbitos calentamientos estratosféricos tarde en el invierno, por lo que se perpetua él mismo, manteniendo la baja atmósfera polar fría en el vórtice polar aislado. Mientras que cuando este patrón se presenta de manera natural, sin forzamiento externo, es frecuente que ceda a los súbitos calentamientos estratosféricos. Este patrón ha seguido a todas las erupciones tropicales desde que se tienen observaciones con radiosondas. Debe sin embargo notarse que otros forzamientos pueden producir el mismo patrón, entre ellos el ciclo solar de 11 años, el calentamiento global y el agujero en la capa de ozono. El ciclo solar tiene efecto en la temperatura de la alta estratosfera, el flujo de radiación ultravioleta y la cantidad de ozono que se combinan para producir calentamiento y circulación anómala en la estratosfera (Kodera *et al.*, 1991; Robock, 1996; Haigh, 1996; Shindell *et al.*, 1999; Labitzke & van Loon, 1988; van Loon & Labitzke, 1990). El calentamiento global aumenta más el espesor de la troposfera cerca al ecuador que en los extratropicos e intensifica el gradiente de temperatura del ecuador a los polos (Graf *et al.*, 1995). El agujero en la capa de ozono produce mayor enfriamiento cerca de los polos (Ramaswamy *et al.*, 1995). Los estudios mediante modelos globales tienden a confirmar esta teoría (Robock, 2000). Cabe anotar que en otras investigaciones hemos evidenciado la influencia de la oscilación NAO (Oscilación del Atlántico Norte) sobre el clima de Colombia (Mesa, Poveda y Carvajal, 1997).

Rind et al. (1992) usando el modelo global de clima de la NASA encontraron que un incremento del aerosol estratosférico tropical produce calentamiento de la baja estratosfera, lo que disminuye el gradiente vertical de temperatura tropical, lo que a su vez debilita la circulación de Hadley (del orden de 1 ms^{-1}). Esto puede producir eventos ENSO. La perturbación usada es parecida a la del volcán Chichón en 1982.

Tres estudios recientes (Crowley & Kim, 1999; Free and Robock, 1999 y D'Arrigo et al., 1999) de la evolución climática en los últimos 600 años, usando la variación solar y los índices de las erupciones volcánicas mediante modelos han encontrado buena explicación de los registros directos e indirectos, excepto en los últimos tiempos, cuando el efecto antrópico es evidente.

4.2 Hipótesis de Relación ENSO-Volcanismo

Handler (1993) postula que pequeñas modulaciones en el ciclo anual de presión atmosférica a nivel del mar pueden producir el ENSO. A partir del análisis del monzón que obedece a un calentamiento diferencial entre mar y tierra plantea que se desarrolla un gradiente de presión (calentamiento asociado a baja presión) el cual produce vientos que traen humedad, ascenso de aire, convección y lluvia convectiva, todo esto asociado a transferencia de masa atmosférica. Como la lluvia monzónica también disminuye durante los eventos ENSO, sería interesante explicar ambas circunstancias.

El ciclo anual de temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial del Este presenta un máximo en febrero y un mínimo en octubre, con una amplitud de entre 3 y 4 °C. Durante los eventos ENSO, fase cálida, la amplitud se incrementa hasta 5 o 7 °C, por incremento del máximo, siguiendo un debilitamiento de los alisios. El ciclo anual de temperatura en la zona ecuatorial no obedece directamente al ciclo semianual de radiación solar. Esto indica que el clima en esta zona está dominado por regiones en las que el ciclo anual es dominante. Un factor determinante es la transferencia de masas de aire desde los continentes hacia los anticiclones oceánicos en ambos hemisferios (Gordon, 1953).

Los vientos alisios son máximos en Julio y mínimos en Diciembre. Es claro que las temperaturas del mar están inversamente ligadas a los vientos con un rezago de dos a tres meses. La razón para esto está en los procesos de evaporación, mezcla con aguas más profundas y más frías, y surgencia de aguas profundas; todos estos fenómenos son función directa de la velocidad del viento y tienen un claro efecto de enfriamiento de las aguas superficiales. Los vientos a su vez están controlados por gradientes de presión atmosférica a nivel del mar (SLP, Sea Level Pressure), que son función de la cantidad de masa de aire en la columna atmosférica. Esta transferencia de masa de aire entre los continentes y los océanos está controlada por el calentamiento diferencial de mar y tierra, la distribución geográfica de los continentes y el ciclo anual de radiación, en particular, es fundamental recordar que el hemisferio Norte tiene mucha más masa emergida que el Sur. La Figura 11 presenta esquemáticamente las variaciones en presión atmosférica en los anticiclones oceánicos y los principales centros de acción continentales, entre los veranos de ambos hemisferios. Se nota que todos los anticiclones oceánicos incrementan la presión en julio, en aproximadamente 6 hPa, incluso en el hemisferio Norte, cuando es más caliente allí. Esto ocurre básicamente por el calentamiento continental y la circulación monzónica. La transferencia de masa desde el sur del continente euro-asiático hacia los océanos es particularmente significativa. Los anticiclones oceánicos pueden acomodar más masa al desplazarse hacia los polos sobre aguas más frías. Realmente todo el Este del Pacífico subtropical tiene presión atmosférica mayor durante este período. Los vientos responden a estos cambios consistentemente. El índice de oscilación del Sur es una medida del gradiente de presión a lo largo del ecuador.

La presencia de aerosol estratosférico en latitudes bajas ocasionada por una erupción volcánica atenúa el ciclo anual de la radiación y puede alterar la transferencia de masa entre los continentes y los anticiclones oceánicos, particularmente en Eurasia. Esto produce centros anticiclónicos sobre el Pacífico con presión atmosférica más baja de lo normal, desplazados hacia el ecuador, por lo tanto vientos alisios más

débiles y temperaturas mayores en la superficie del mar. Esto puede explicar que las anomalías en enero sean más intensas que en julio.

El aerosol inyectado a altas latitudes normalmente no alcanza a los trópicos o los subtropicos, por lo tanto estas zonas reciben la cantidad normal de radiación, mientras que los extratropicos estarán más fríos de lo normal. En este caso se tienen gradientes más fuertes de temperatura del ecuador al polo correspondiente y se tendrá una circulación de Hadley intensificada y no hay lugar a eventos El Niño.

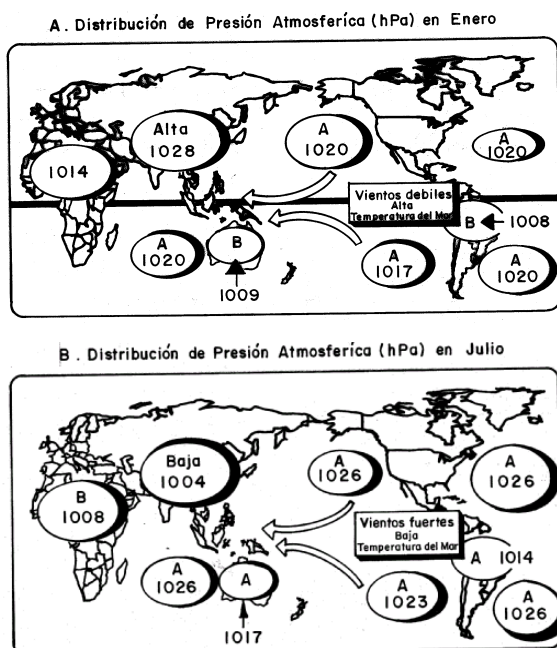


Figura 11. Redistribución de la masa atmosférica de la tierra a los anticiclones oceánicos a medida que el sol se “mueve” del hemisferio Sur en enero (cuadro superior) hasta el hemisferio Norte en julio. La presión atmosférica en *HPa* en cada uno de los principales anticiclones y centros de acción continental está indicada, así como los vientos alisios. (Handler, 1990).

Los efectos en las lluvias monzónicas y la alta correlación entre éstas y ENSO estarían explicadas mediante este mecanismo propuesto por Handler. Las observaciones soportan débilmente esta hipótesis. La Figura 12 muestra una serie de tiempo de las temperaturas del mar en el Pacífico tropical del Este desde 1950 y señala la ocurrencia de las erupciones precursoras

de los eventos El Niño. Sin embargo, el análisis estadístico de otros autores no soporta esta hipótesis. En general, la comunidad meteorológica y oceanográfica tiene dificultad con estas ideas, probablemente por sesgos profesionales. Por ejemplo, los modelos que tienen en cuenta los aerosoles y las mediciones apenas empiezan a aparecer.

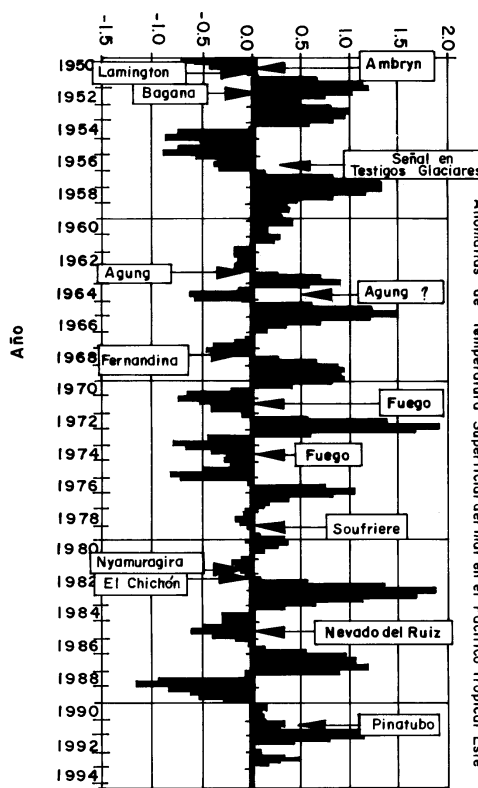


Figura 12. Serie de tiempo de las temperaturas del mar en el Pacífico tropical del Este desde 1950 y ocurrencia de las erupciones precursoras de los eventos El Niño (Handler, 1990).

5. CONCLUSIONES

El patrón de variabilidad climática interanual conocido como ENSO, por sus siglas en Inglés representa un caso paradigmático para la interrelación entre diferentes componentes de las ciencias geofísicas.

La atmósfera rota más rápido que la tierra sólida durante el invierno del hemisferio Norte y viceversa en el verano. La corriente de chorro subtropical que se intensifica en invierno es la

principal responsable de este ciclo. En consecuencia por conservación de momento angular, el día es más largo durante el invierno del hemisferio Norte (del orden de $1,5ms$). De manera semejante, durante un evento ENSO cálido, ocurre un aumento de la duración del día, por el debilitamiento generalizado de los vientos ecuatoriales del Este y el fortalecimiento de las corrientes chorro subtropicales del Oeste. El cambio observado corresponde a un incremento de $0,50 ms$ en la duración del día. Hoy se dispone de excelentes mecanismos para observar tanto la duración del día como el momento angular atmosférico. Los cambios en el momento angular atmosférico, incluyendo la troposfera y la estratosfera hasta $1 hPa$, explican hasta el $91,6\%$ de la varianza interanual en la serie de duración del día, dejando un residuo de $55\mu s$. La estratosfera contribuye con aproximadamente el 20% de la varianza.

Generalmente se ha asumido que los cambios en el nivel del mar asociados al ENSO son estéricos, es decir por expansión térmica. Si este fuera el caso, no habría lugar a ningún efecto rotacional. En realidad, estos cambios se producen por redistribución de aguas cálidas a gran escala, que pueden modelarse como ondas baroclinas en la parte superior del océano, y que pueden excitar variaciones en la rotación de la tierra. Usando un modelo de dos capas se obtiene un incremento en la carga de presión sobre el fondo, por incremento de la masa ecuatorial de $3 \times 10^{14} kg$, que equivale a un incremento en la duración del día de $10 \mu s$, si esta agua viene del Norte y Sur de los 45° . Aunque estas estimaciones son sólo del orden del 30% del residuo no explicado, son del signo correcto y ocurren en el momento correcto.

Sin perder de vista la tectónica de placas, es posible examinar la posibilidad de que existan relaciones entre la variabilidad de la sismicidad en el tiempo, con la variabilidad climática, especialmente a escala interanual. Pequeñas perturbaciones pueden amplificarse y producir grandes cambios. La posible conexión se apoya en los mecanismos de transferencia de momento angular entre la atmósfera, los océanos y la tierra sólida. El estudio de registros de temblores en la zona tropical del occidente de Sudamérica y Centroamérica muestra claramente la existencia de un ciclo anual en la sismicidad, siguiendo el

ciclo correspondiente en el momento angular atmosférico. Para todas las magnitudes es mayor el número de sismos en diciembre-enero-febrero y menor en septiembre-octubre-noviembre, siendo intermedia para los meses restantes. A escala interanual, el estudio de estos registros en comparación con índices del ENSO, muestra que aunque pueden haber algunas épocas de buena coincidencia, no se puede apreciar unívocamente una relación directa.

Para mirar el tema de las relaciones clima y sismicidad con algún rigor habría que desarrollar un modelo elastoplástico de la corteza terrestre y someter las placas a los esfuerzos que se derivan de los modelos atmosféricos y oceánicos. No es conveniente dar lugar a especulaciones poco científicas, basadas en temores y en la idea errónea de que todo tiene que ver con todo, sin cuantificar y sin demostrar la importancia.

Los aerosoles producto de las erupciones volcánicas pueden tener efectos importantes en el clima terrestre. La latitud de una erupción determina substancialmente su efecto climático. Varios autores presentan evidencia en el sentido de que las erupciones volcánicas tienden a reforzar el patrón de la oscilación del Atlántico Norte y algunos también presentan algo de evidencia en el sentido de que hay relación con ENSO. A pesar de que estos autores presentan explicaciones teóricas para soportar estas sugerencias, todavía siguen siendo especulaciones que necesitan más observación y análisis.

REFERENCIAS

- Barnes, R. et al., Atmospheric Angular Momentum fluctuations, length of day and polar motion. *Proc. Royal Soc. London Ser. A.* 387, 31-73, 1983
- CBLuth, G., et al., Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 151-154, 1992
- Bostrom, R., *Tectonic Consequences of the Earth's Rotation*, Oxford Univ Press, 2000.
- Chinnery, M., comunicación personal, 1991
- Chinnery, M. and Wells, F., *On the correlation between earthquake occurrence and*

- disturbances in the path of the rotation pole.* Rotation of the Earth. Edited by Melchior and Yumi. IAU, 1972
- Crowley, T. and Kim, K., Modeling the temperature response to forced climate change over the last six centuries. *Geophys. Res. Lett.* 26, 1901-1904, 1999.
- Crutzen, P., The possible importance of CSO for the sulfate layer of the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.* 3, 73-76., 1976
- D'Arrigo, R., et al., Northern hemisphere temperature variability for the past three centuries: tree ring and model estimates, *Clim. Change*, 42, 663-675, 1999.
- DeFoor, T., Robinson, E. and Ryan, S., Early lidar observations of the June 1991 Pinatubo eruption plume at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Geophysical Res. Lett.* 19, 187-190, 1992.
- Diaz, H. and Markgraf, V., *El Niño, Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, Cambridge University Press, 1992..
- Dickey, J., et al., Global Propagation of Interannual Fluctuations in Atmospheric Angular Momentum. *Nature*, 357, 484-488, 1992.
- Dickey, J., S. L. Marcus, R. Hide, T. M. Eubanks, and D. H. Boggs. Angular momentum exchange among the solid Earth, atmosphere, and oceans: A case study of the 1982-1983 event, *J. Geoph. Res.*, 99, B12, 23921-23937, 1994.
- Ellsaesser, H., *Isolating the climatological effects of volcanoes*, Rep. UCRL-89161, Lawrence Livermore Natl. Lab., 1983.
- England, P. *Deformation of the Continental Crust*. In: Brown, G. et al. Editors: Understanding the Earth. Cambridge University Press, 1992.
- Eubanks, T.M., et al., Causes of Rapid motions of the Earth's pole. *Nature*, 334, 115-119, 1988.
- Eubanks, T., Interactions between the atmosphere, oceans, and crust: possible oceanic signals in earth rotation. *Adv. Space Res.* 13, (11), 291-300, 1993.
- Free, M. and Robock, A. Global warming in the context of Little Ice Age. *J. Geophys. Res.* 104, 19057-19070, 1999.
- Glantz, M., et al., *Teleconnections linking worldwide climate anomalies. Scientific basis and societal impacts*. Cambridge University Press, 1991.
- Gordon, A., Seasonal changes in the mean pressure distribution over the world and some inferences about the general circulation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 34, 357-367, 1953.
- Graf, H., et al., *On the interrelationship between recent climatic trends, ozone change, and increasing greenhouse forcing*. In: Atmospheric Ozone as a Climate Gas. Edited by Wang and Isaksen, Springer-Verlag, 1995.
- Groisman, P. Y. Regional climatic consequences of volcanic eruptions. *Meteorol. Hydrol.* 4, 39-45, 1985.
- Habermann, R., Seismicity rate variations and systematic changes in magnitudes in teleseismic catalogs. *Tectonophysics*. 193, 277-289, 1991.
- Haigh, J., The impact of solar variability on climate. *Science*. 272. 981-984., 1996.
- Handler, P., The Response of Global and Regional Climates to Volcanic Aerosols. *Submitted to Reviews of Geophysics*, 1993.
- Hastenrath, S., *Climate Dynamics of the Tropics*, Kluwer Academic Publishers. Boston, 1991.
- Hide, R., and Dickey, J., Earth's variable Rotation. *Science*. 253, 629-637, 1991.
- Hunt, A., A physical interpretation of the correlation between El Niño and global warming. Proceedings of the 1999 NOAA workshop on climate diagnostics and prediction. NOAA, 2000.
- Jäger, H., The Pinatubo eruption cloud observed by lidar at Garmisch-Patenkirchen. *Geophys. Res. Lett.* 191-194, 1992.
- Kant, Examination of the question whether the Earth has undergone an alteration of its axial rotation, 1754.
- Kodera, K., Chiba, M., and Shibata, K., A general circulation model study of the solar and QBO modulation of the stratospheric circulation during the Northern Hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.* 18, 1209-1212, 1991.
- Kondratyev, K., *Volcanoes and Climate*, WCP-54, WMO/TD-166, 1998.
- Kondratyev, K. and Galindo, I., *Volcanic Activity and Climate*. Deepak, 1997
- Labitzke, K. and van Loon, H., Association between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 50, 197-207, 1988.

- Lamb, H., Volcanic dust in the atmosphere, with a cronology and assesment of its meteorological significance, *Phylos. Trans. Royal Soc. London, Ser. A.* 266. 425-533, 1970.
- Lamb, P. and Pepler R. A., *West Africa*. In: Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies. Ed. M.H. Glantz, R.W. Katz y N. Nicholls. Cambridge University Press, 1991.
- Lambeck, K., Geophysical geodesy, the slow deformation of the earth. Clarendon Oxford, 1988.
- Lambeck, K., *The Earth's variable rotation*, Cambridge University Press, New York, 1980.
- MacDonald, Tidal Friction. *Rev. Geophys.* 2,467-541, 1964.
- Mansinha, L., and Smyle, D., Effect of earthquakes on the Chandler Wobble and the secular polar shift. *Jour. Geophys. Res.* 72, (18), 4731-4743, 1967.
- McCormick, P., and Veiga, R., SAGE II measurements of early Pinatubo aerosols. *Geophys. Res. Lett.* 19, 155-158, 1992.
- Mesa, O., Poveda, G. y Carvajal, L., Introducción al Clima de Colombia, Universidad Nacional de Colombia, 1997.
- Munk, W., Once again: Tidal friction. *Q. J. R. Astron. Soc.* 9,352-375, 1968.
- Munk, W. and Mac Donald, G., *The Rotation of the Earth*, Cambridge University Press.
- Newhall, C. and Self, S. The volcanic explosivity index, VEI: an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.* 87. 1231-1238, 1982.
- Oort, A., Angular Momentum Cycle in the Atmosphere-Ocean-Solid Earth System. *Bulletin American Meteorological Society.* 70, (10), 1231-1242, 1989.
- Palais, J. and Sigurdson, H., Petrological evidence of volatile emissions from major historic and prehistoric volcanic eruptions. In: Berger, Dickinson and Kidson, editors of Understanding Climate Change. *Geophysical Monographs* 52, 1989.
- Patterno, L., et al., Angular momentum transport by Reynolds stresses determined from the analysis of 100-year sunspot motions and its variations with solar cycle. *Astronomy and Astrophysics.* 252, 337-342, 1991.
- Peixoto, J. and Oort, A., *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 1992.
- Peltier, W., Postglacial Variations in the Level of the Sea: Implications for Climate Dynamics and Solid Earth Geophysics. *Rev. of Geophys.*, 36,(4),603-689, 1998.
- Poveda, G. and Mesa, O., "Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large scale oceanic-atmospheric phenomena", *J. Climate.* 10, 2690-2702, 1997.
- Preisig, J. R. Polar motion, atmospheric angular momentum excitation and earthquakes-correlation and significance. *Geophys. J., Intern.* 108, 161-178, 1992.
- Ramanathan, V., The greenhouse theory of climate change: A test by an inadvertant global experiment. *Science.* 240, 293-299, 1988.
- Ramaswamy, V., Schuarzkopf, M. D., and Randel W. J. Fingerprint of ozone depletion in the spatial and temporal pattern of recent lower-stratospheric cooling, *Nature*, 382, 616-618, 1995
- Read, W., Frodeveax, L. and Waters, W., Microwave limb sounder measurements of SO from Mt Pinatubo volcano, Submitted to *Geophys. Rres. Lett.*, 1983.
- Rind, D., Balachandran, N. K., and Suozzo, R., Climate change and the middle atmosphere, Part II, The impact of volcanic aerosols. *J. Climate.* 5, 189-208, 1992.
- Robock, A., Volcanoes and Climate, in Climate and Geosciences: A challenge for science and society in the 21st Century. *Nato Asi Ser. C.* 285, 309-314, 1989.
- Robock, A., The volcanic contribution to climate change of the past 100 years. In: Greehouse Gas Induced Climatic Change: A critical appraisal of simulations and observations, edited by Schelesinger. Elsevier 429-444, 1991.
- Robock, A., Stratospheric control of climate. *Science.* 272, 972-972, 1996.
- Robock, A. and Mao, J., Winter warming for large volcanic eruptions. *Geophys. Res. Lett.* 19, 2405-2408, 1992.
- Robock, A., and Free, M., Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present. *J. Geophys. Res.* 100, 11549-11567, 1995.
- Robock, A., Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics.* 38, 191-219, 2000.
- Shimazaki, K., and Takeuchi, H. *Excitation of the Chandler wobble by large earthquakes*. In: Rotation of the Earth. Edited by Melchior and Yumi, 1972.

- Shindell, D., Rind, D., Balachandran, N., Lean, J. and Lonergan, P., Solar cycle variability, ozone and climate. *Science*. 284, 305-308, 1999.
- Smithsonian, 1981. *Bulletin of the global volcanism network*, 7, (12), 1981
- Solomon, S., Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. *Rev. Geophys.* 37, 275-316, 1999.
- Solomon, S., Portman, R. W. Garcia, R. R., Thomason, L. W., Poole, L. R. and McCormick, M., The role of aerosol variations in antropogenic ozone depletion at northern midlatitudes. *J. Geophys. Res.* 101, 6713-6727, 1996.
- Stacey, F. D., *Physics of the Earth*. John Wiley & Sons, New York, 1977.
- Stowe, L., Carey, R. and Pellegrino, P., Monitoring the Mount Pinatubo aerosol layer with NOAA 11 AVHRR data. *Geophys. Res. Lett.* 19, 159-162, 1992.
- Tie, X., Brasseur, G., Granier, C., De Reudder, A. and Larsen, N., Model study of polar stratospheric clouds and their effect on stratospheric ozone, 2, Model results. *J. Geophys. Res.* 101, 12575-12584, 1996.
- Toon, O., Volcanoes and climate. In: Atmospheric effects and potential climatic impact of the 1980 eruptions of Mount St. Helens. Edited by Deepak, *Nasa Conf. Publ.* 2240, 15-36, 1982.
- Toon, O. and Pollack, J., Atmospheric aerosol and climate. *Am. Sci.* 68, 268-278, 1980
- Van Loon, H. and Labitzke, K., Association between the 11 years solar cycle, QBO and the atmosphere, part IV, The stratosphere not grouped by the phase of the QBO. *J. Climate.* 3, 827-837, 1990.
- Veiga, R., SAGE II measurements of aerosols. In: Optical Remote Sensing of the Atmosphere Technical Digest. *Optical Soc. Am.*, 5, 399-402, 1993.
- Walker, D., 1988. Seismicity of the East Pacific rise: Correlations with the Southern Oscillation Index? *Eos, Trans.*, 69, 857, 1988.
- Walker, D., More evidence indicates link between El Niño and seismicity. *Eos, Trans.*, 76, 33, 1995.
- Walker, D., Seismic predictors of El Niño revisited, *Eos, Trans.*, 80, 281, 1999.
- Williams, G., Geological Constraints on the Precambrian History of Earth's Rotation and Moon's Orbit. *Rev. of Geophys.*, 38,(1), 37-59, 2000.
- Wyrski, K., 1985. Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophysical Res.*, 90, 7129-32, 1985.
- Yu, L. and Rienecker, M., 1998. Evidence of an extratropical atmospheric influence during the onset of the 1997-98 El Niño. *Geo. Res. Lett.*, 25, 3537, 1998.