
SIMULACIÓN DE MAREA DURANTE TIEMPOS DEL MIOCENO TEMPRANO ESTABLECIENDO CONDICIONES DE BORDE PARA UNA FUTURA SIMULACIÓN GLOBAL

FRANCIS CORDERO y HANSPETER LUTERBACHER

RESUMEN

Las mareas muestran una alta sensibilidad a la geometría y profundidad de las cuencas oceánicas. De allí que se espera que antiguos mares marginales hayan experimentado cambios rápidos en el ámbito de sus mareas durante la historia de la tierra. El propósito de este estudio es computar un modelo global de mareas M2 basado en la reconstrucción global de la paleogeografía y la paleobatimetría del Mioceno Temprano. El modelo se usa para identificar áreas con amplitudes divergentes en relación al modelo actual del sistema de oscilación M2. La simulación global M2 del Mioceno Temprano refleja cambios en amplitud de mareas en las cuencas oceánicas mayores,

en los pasajes abiertos en el Mediterráneo Occidental y Oriental, y en Panamá. Así como la onda M2 semidiurna muestra un comportamiento casi resonante en el Atlántico Sur; pequeños cambios en la configuración de la cuenca oceánica cambiaron significativamente las amplitudes en grandes áreas. Amplitudes altamente divergentes han sido observadas en el ancho y profundo pasaje del Atlántico al Tetis Occidental, así como en el área de la conexión superficial entre el Tetis Oriental y el océano Índico. Tales amplitudes altamente divergentes también se generan en el Istmo de Panamá. De la simulación solo se puede deducir cambios menores en el océano Pacífico.

Investigaciones geológicas llevadas a cabo durante la década de los 80 demostraron que los sedimentos del canal oceánico del Burdigaliense han sido mayormente depositados bajo fuertes regímenes meso-macromareas. Los depósitos de marea relacionados presentan secuencias de *sand waves*, estratificación cruzada bidireccional y *neap-spring tidal*, las cuales han sido reconocidas dentro de toda la conexión marina, desde Francia, Suiza hasta el sur de Alemania, Austria y Hungría. El régimen de marea propuesto en el orden de 2 a 4m es alto si es considerado que los océanos activos abiertos (Paratetis y el Mediterráneo) están muy lejos y las conexiones marinas abiertas del canal oceánico del Burdigaliense solamente co-oscilaron con ellos.

El propósito de este estudio es evaluar la respuesta de los sistemas

de oscilación global de marea principal lunar semidiurna M2 a la paleogeografía y paleobatimetría de hace 18Ma. Se examinan en detalle las paleomareas en la entrada del canal oceánico de la India y la transición del Atlántico al Mediterráneo Occidental. Esto podría proveer un mejor entendimiento de la dinámica de la marea en el ámbito mediterráneo debido a las conexiones marinas abiertas reconstruidas hacia los océanos Atlántico y Pacífico, y sobre los bien conocidos depósitos de marea del canal oceánico del Burdigaliense, bordeando el ámbito mediterráneo con el Paratetis e indicando condiciones de meso-macromareas, las cuales aun permanecen inexplicadas.

Por tal motivo se definen las propiedades de las condiciones de límite de la conexión marina y así poder explicar los regímenes de marea alta. Para evaluar la simulación realizada, la misma fue

conducida bajo condiciones de onda M2. Esta marea lunar semi-diurna fue escogida como depósito de marea de la molasa marina superior (OMM). La OMM ha sido depositada en la cuenca nordalpina hace $20 \cdot 10^6$ años, resultando en el establecimiento de sistemas de deposición marinos someros de la cuenca.

Basados en las investigaciones de Seiler (1989, 1991), las simulaciones de marea principal lunar semidiurna M2 proveen condiciones de límite para las conexiones marinas abiertas del modelo regional (canal marino del Burdigaliense). Diferentes posibilidades de reconstrucciones del espacio circun-mediterráneo han sido probadas en términos de ensanchamiento y profundización de las conexiones marinas hacia los océanos activos (Atlántico e Índico) y de distribuciones diferentes mar/terresta como las propuestas por Dercourt *et al.* (1993) o Rögl (1999).

PALABRAS CLAVE / Marea-M2 / Mioceno / Paleobatimetría / Simulación /

Recibido: 09/02/2009. Modificado: 02/11/2009. Aceptado: 03/11/2009.

Francis A. Cordero Peña. Licenciada en Química y Maestría en Ciencias Geológicas, Universidad Central de Venezuela. Doctora en Ciencias Geológicas, Universidad Eberhard-Karls, Tübingen, Alemania. Profesora, Universidad Simón Bolívar (USB), Venezuela. Dirección: Departamento de Ciencias de la Tierra, USB, Sartenejas, Baruta, Apartado 89000. Edo. Miranda, Venezuela. e-mail: fcordero@usb.ve

Hanspeter Luterbacher. Geólogo y Ph.D. en Geología y Paleontología, Universidad de Basilea, Suiza. Profesor Emérito, Universidad de Tübingen, Alemania, y Curador, Museu Geològic del Seminari, Barcelona, España. e-mail: hpluter@gmail.com

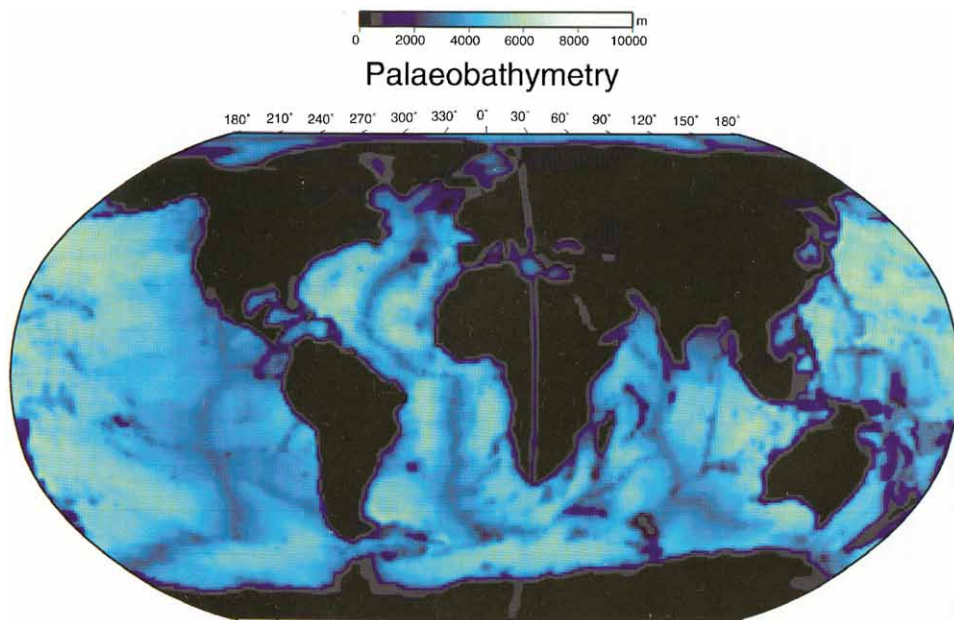


Figura 1. Mapa de la paleobatimetría global durante el Mioceno Temprano. Los datos batimétricos son modificados de ETOPO5. Debido a los realineamientos continentales, las áreas sin información paleobatimétrica fueron calculados con datos aproximados de información de profundidad de los alrededores.

Métodos

Paleogeografía

Para poder establecer las condiciones límites propias para la fase y amplitud del modelo global de marea principal lunar semidiurna M2, las condiciones paleogeográficas y batimétricas a los 18Ma han debido ser restablecidas, como una base para la reconstrucción de las cuencas oceánicas y las posiciones continentales, usando mayoritariamente los mapas del Cenozoico de Scotese *et al.* (1988). Este mapa está mayormente basado en evidencias paleomagnéticas y paleontológicas, reflejando ampliamente el conocimiento

paleogeográfico existente de la distribución de los continentes. Para corregir el modelado de marea, el ancho y la profundidad de los canales oceánicos son de crucial importancia, por ser ellos pasajes para corrientes y sedimentos. Sin embargo, su reconstrucción es difícil, ya que el ancho de los antiguos canales oceánicos fue mayormente menor a 1°. Como una aproximación para la paleobatimetría han sido usados los datos de ETOPO5 del *National Geophysical Data Center* en Boulder, Colorado (NGDC, 1988). Las áreas sin información paleobatimétrica, las cuales aparecen debido al realineamiento continental, fueron cubiertas con datos aproximados basados en la información de la profundidad de los alrededores.

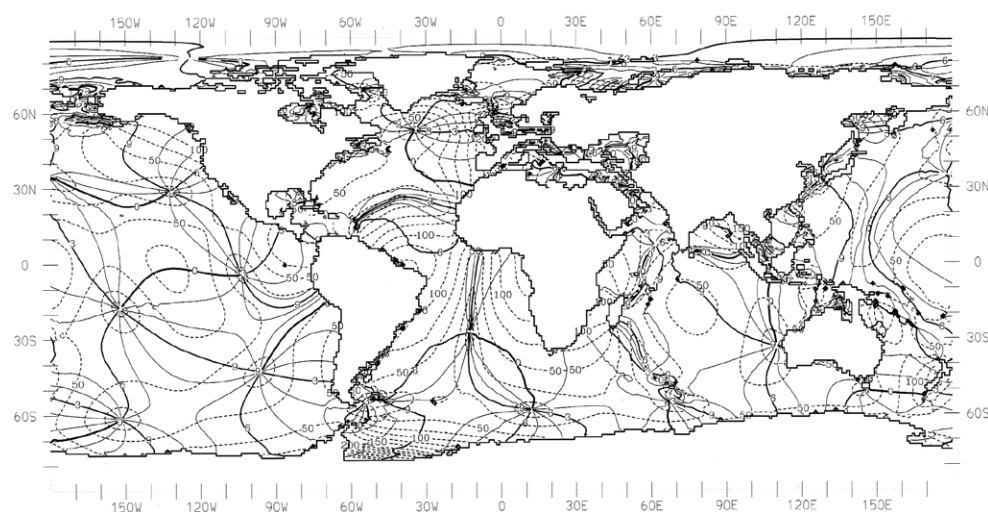


Figura 2. Sistema de oscilación global simulado de la marea M2 semi-diurna dominante del Mioceno Temprano (18Ma) con una rejilla calculada a 1° de latitud y longitud. Las líneas co-mareas son mostradas como líneas sólidas con respecto a la hora de referencia de Greenwich (GMT) y las líneas de co-amplitudes como líneas punteadas.

De acuerdo a Haq *et al.* (1988) el nivel del mar eustático fue ~100m más alto que el nivel presente. Mientras que los resultados cambiantes en la paleogeografía rara vez exceden la resolución espacial de 1° en longitud y latitud en el modelo, este valor ha sido considerado como una constante donde fuese necesario.

El modelo numérico de marea

La simulación numérica fue desarrollada con el modelo barotrópico mareal descrito por Seiler (1989), el cual está basado en la ecuación hidrodinámica de movimiento integrada verticalmente, y la ecuación de continuidad, incluyendo los efectos secundarios de la procedencia de mareas terrestres, así como de la carga y atracción de la columna de agua. El modelo numérico se rige exclusivamente con el potencial de mareas parciales. Aparte de la distribución de las líneas de costa y de la profundidad, han sido incorporados datos no empíricos. La resolución espacial es una constante de 1° en longitud y latitud, el paso del tiempo usado es 1,5min. El modelo de marea ha sido exitosamente aplicado en numerosos estudios; por ejemplo, en la determinación del actual momentum angular oceánico acumulado (Seiler, 1991) y cambios en el sistema de oscilación de marea desde el último máximo de glaciación (Figuras 1, 2; Thomas y Sündermann, 1999).

Paleogeografía Mundial del Mioceno Temprano (18Ma)

La reconstrucción paleogeográfica de las líneas de costa y las cuencas oceánicas está basada en dos tipos diferentes de datos: medidas geofísicas e indicadores geológicos/paleontológicos. La evolución de la profundidad de una cuenca oceánica puede ser demarcada usando la estructura de la edad de la corteza oceánica infrayacente con los isócronos de la expansión de su piso oceánico (Sclater *et al.*, 1981; Scotese *et al.*, 1988). Por otro lado, la forma original de los mares epicontinentales puede ser deducido de la extensión de los sedimentos marinos sobre los márgenes de los océanos adyacentes y continentes. Tales reconstrucciones de Ziegler *et al.* (1982) son la base de los mapas presentados por Scotese *et al.* (1988). Para reflejar con más precisión la paleogeografía del mar Tetis, esta área fue reconstruida usando el atlas paleoambiental del océano Tetis por Dercourt *et al.* (1993) y mapas de Rögl (1999). Relaciones fáunicas proveen importante información adicional sobre los pasajes entre cuencas marinas.

Comparando con los cambios totales durante la historia de

la tierra, la distribución tierra-mar durante los últimos 18 millones de años no fue significativamente diferente de los cambios actuales. Sin embargo, hubo algunas pequeñas pero importantes variaciones en la distribución de los pasajes oceánicos tales como el Estrecho de Panamá entre los océanos Pacífico y Atlántico y el pasaje entre los océanos Pacífico e Índico (Collins *et al.*, 1996; Tsuchi, 1997). El impacto de la apertura o cierre de estos pasajes ha sido demostrado por compilaciones regionales del registro climático de las secuencias marinas. Esto ha demostrado que los cambios paleogeográficos influyeron profundamente en los mecanismos de las cadenas oceánicas de transporte y cambios climáticos significativos inducidos durante el Neógeno (Mikolajewicz *et al.*, 1993).

El tiempo de cierre de los dos mayores pasajes del océano Pacífico, el canal oceánico de Indonesia y el Centroamericano, ha sido discutido con referencia a períodos climáticamente cálidos, los cuales aparentemente ocurrieron como respuesta a estos cierres (Tsuchi, 1997). En general, algunos de los siguientes pasajes fueron abiertos y otros cercanos al cierre hace 18Ma: el canal oceánico de Indonesia cerró (Gasperi y Kennett, 1993; Kennett *et al.*, 1985; Tsuchi, 1997); el Mar de Tasmania fue abierto a aguas profundas desde hace 40Ma (Kennett *et al.*, 1985); el Pasaje Dragón fue abierto a aguas profundas desde 22Ma (Kennett *et al.*, 1985); el canal oceánico de Panamá / Centroamericano fue abierto a aguas profundas hasta 4,5Ma (Haug y Tiedemann, 1998); el Estrecho de Dinamarca fue abierto a aguas someras, pero no aun para aguas profundas (Kennett *et al.*, 1985); el Estrecho de Gibraltar fue ampliado y profundizado (Blanc, 2002); el canal oceánico Índico fue conectado al océano Índico y al ámbito este del Paratetis (Rögl y Steininger, 1984).

A continuación se discutirán con más detalle los aspectos de la evolución de estas importantes conexiones entre las cuencas marinas durante el Mioceno.

El canal oceánico del Norte y Sur Atlántico y del Norte de Europa. La forma del océano Atlántico hace 18Ma está basada en la reconstrucción de las placas de Sclater *et al.* (1981), donde la paleobatimetría es derivada de Owen *et al.* (1979). Durante tiempos del Cenozoico el mar noruego-griego abrió y originó un pasaje somero hacia la región polar. A los 18Ma, no hubo intercambio de aguas profundas entre el Atlántico Norte y el mar noruego-griego, desde entonces el Estrecho de Dinamarca del noroeste de Islandia estuvo a profundidades someras (Kennett *et al.*, 1985).

El Istmo de Gibraltar. El Estrecho de Gibraltar es una estructura del Plioceno formado después de la crisis de salinidad del Mesiniense (~5,5Ma). En el Mioceno Temprano, el

Mediterráneo fue conectado al océano Atlántico por el corredor somero ibérico y la ruta Rifian en el norte de Marruecos (Martín *et al.*, 2001). Hace 18Ma, el pasaje entre Marruecos e Iberia fue ampliado.

Los mayores cambios en el Tetis Mediterráneo, Tetis Oriental y área del Paratetis (Figura 3). Durante el Terciario, un cambio en el movimiento relativo de la placa africana-europea ocurrió, en el cual la temprana rotación en sentido contrario a las agujas del reloj, un movimiento transcurrente, favoreció principalmente un movimiento convergente (Dewey *et al.*, 1973; McKenzie, 1970). En tiempos del Mioceno Temprano, esta colisión causó la ruptura del ámbito marino del Tetis, el cual había existido desde el Mesozoico Temprano y resultó en la fase T9-Tetis de Dewey *et al.* (1973). Esta fase está caracterizada por la formación de diferentes cuencas relativamente pequeñas y depresiones en el circumbiente del Tetis durante el Neógeno. Estas cuencas y depresiones son los mares Mediterráneo y Paratetis, la cuenca mesopotámica, y la depresión oceánica, la cual se extendió hacia el océano Indo-Pacífico.

En la región oeste del Tetis Mediterráneo, una rotación en sentido contrario a las agujas del reloj de los bloques Córcega y Cerdeña y una rotación de las Islas Baleares en sentido contrario terminaron hace 18Ma, formando la cuenca Algero-Provençal (Gelabert *et al.*, 2002). El arco de Gibraltar migró en dirección oeste hacia el océano Atlántico y la cuenca Alborana comenzó a formarse.

En tiempos del Burdigaliense Temprano, la conexión marina en el surco frontal alpino estableció un canal oceánico Mediterráneo-Paratetis, conocido como el canal oceánico del Burdigaliense. Este canal oceánico conectó la región del Paratetis Oriental con el mar Mediterráneo Occidental a través de Hungría, Austria, Baviera, Suiza y el Valle Rhône.

El corredor de Eslovenia entre el Mediterráneo y el Paratetis Central fue cerrado a los 18Ma. La extensión del ámbito marino en el área de la cuenca panoniense reciente rápidamente decreció (Rögl, 1999). El mar Tetis Mediterráneo y el mar Tetis Oriental fueron conectados por muchos pasajes abiertos a circulación marina somera subtropical.

El Gran Cáucaso comenzó a emerger hacia el norte de la cuenca del Mar Negro y la cuenca Caspio, las cuales fueron conectadas. El Mar Negro y la cuenca Caspio, como parte del dominio marino del Paratetis fueron conectados al mar Mediterráneo Oriental por un corredor hacia la cuenca Sivas (Dercourt *et al.*, 1993). A los 18Ma condiciones climáticas de subtropical a tropical fueron reestablecidas en el circumbiente

Mediterráneo, facilitado por el sistema de corrientes ecuatorial Indo-Pacífico.

El canal oceánico del océano Índico. Durante el Oligoceno tardío, una conexión marina fue establecida entre el Indo-Pacífico y el Paratetis (Rögl, 1999). Un amplio ámbito marino entre el sistema de placas Afro-Arábico y Eurásico-Turco con plataformas carbonáticas a ambos lados formó un acceso desde el océano Indo-Pacífico hacia el Mediterráneo Oriental y hacia el este y parte central del Paratetis (Steininger y Rögl, 1984). Esta paleogeografía es consistente con la configuración resultante de las reconstrucciones de la tectónica de placas en esta área (Dewey *et al.*, 1973).

En el Mioceno Temprano, el área del Paratetis estuvo caracterizada por una uniforme y vasta variedad faúnica (Steininger *et al.*, 1975). Elementos faúnicos tropicales a subtropicales (zona superior NN2) continuaron para migrar al Mediterráneo y Paratetis (Rögl, 1999). La asociación faúnica indica una conexión entre el Paratetis y el océano Indo-Pacífico simultáneamente con una fase transgresiva global. El canal oceánico puede ser trazado desde el Golfo Pérsico y el oeste de Irán, incluyendo la cuenca Quom, a través de Iraq y la depresión mesopotámica hacia el este de Turquía y a través del sur de Rusia (área de Crimea) dentro del Paratetis. Además, puede ser trazado, por información obtenida de sedimentos fosilíferos, a través de la cuenca mesopotámica y el noroeste de Siria dentro del mar Levantino (este del Mediterráneo), sobre la base de una fase transgresiva dentro del *rift* del Mar Rojo (Dercourt *et al.*, 1993).

La región Zagros emergió posiblemente después de 18Ma. La plataforma árabe, cubierta por carbonatos de agua somera, fue progresivamente empujada por el cinturón plegado Zagros.

El océano Índico y canal oceánico de Indonesia. El actual océano Índico evolucionó desde el Cretácico Temprano cuando Gondwana se dispersó en los fragmentos continentales de África, Antártica y Australia (Ogg *et al.*, 1992). Desde que la placa del océano Índico subdujo hacia el norte, debajo de la placa Eurasiana, el Arco Sunda se extendió hacia el este, hasta Flores, durante tiempos del Mioceno Temprano (Hamilton, 1979). Desde el Mioceno Medio al Mioceno Tardío, los patrones de circulación dentro del océano Pacífico y entre los océanos Pacífico tropical e Índico fueron fuertemente cambiados por somerización y cierre del canal oceánico de Indonesia (Kennett *et al.*, 1985; Gasperi y Kennett, 1993). Reconstrucciones tectónicas y datos biogeográficos indican que el canal oceánico de Indonesia Neógeno fue efectivamente restringido durante el Mioceno Medio Temprano (17-15Ma) y completamente separado a los 6Ma, suprimiendo intercambios adicionales

entre la superficie del agua de los océanos Pacífico tropical e Índico.

El "rifting" del Mar Rojo comenzó en el Mioceno Temprano (~25-20Ma). El ciclo marino Burdigaliense Tardío-Langhiense Temprano representa la más grande transgresión del Neógeno Mediterráneo. Esto es contemporáneo con una fase muy intensiva de *rifting* y la más uniforme asociación fáunica en el Mar Rojo. Restricción y un aislamiento temporal del Mar Rojo marca el comienzo de un nuevo ciclo de sedimentación, que varía entre una invasión marina completa y una desecación completa de la cuenca del Mar Rojo (Rogers, 1993).

El Mar de Tasmania y Australia. El Mar de Tasmania abrió entre 90 y 53Ma separando el Lord Howe Rise y el oeste de Nueva Zelanda de Australia (Weissel y Hayes, 1972). El canal oceánico de Tasmania y el Pasaje Dragón abrieron a aguas profundas durante el Cenozoico, eventualmente conduciendo al establecimiento de las corrientes circunantárticas, las cuales evitaron que el calor tropical alcanzara la Antártida y condujeron al desarrollo de sus masas de hielo (Lawver *et al.*, 1992).

La historia de separación de Australia de la Antártida es conocida (Weissel y Hayes, 1972) y comenzó hace 55Ma. Hace 20Ma, el continente australiano aun estuvo situado a más de 1250km hacia el sur y una amplia apertura existió entre los océanos Índico y Pacífico (Linthout *et al.*, 1997). El margen australiano y su extensión norte en Nueva Guinea, Irian Jaya y el este de Sulawesi constituyeron una plataforma carbonática muy extensa (Dercourt *et al.*, 1993).

El Estrecho de Panamá. Hace 18Ma, el canal oceánico Centroamericano estuvo aun abierto a una circulación de aguas profundas. La disminución de la profundidad del canal oceánico Centroamericano posiblemente ha sido gradual, comenzando a los 13Ma y finalizando hace 1,9Ma (Haug y Tiedemann, 1998).

El Estrecho de Bering. Se ha propuesto que el estrecho de Bering fue cerrado hace 18Ma y abrió durante el Mioceno Tardío o en el Plioceno Temprano. Marinovich y Glandenkov (1999) sugirieron una edad de 4,8-5,5Ma para la primera apertura desde el Cretácico Medio, cuando el estrecho de Bering conectó los ámbitos marinos boreales Ártico y Pacífico, y separando Asia de Norteamérica.

El Pasaje Dragón. El Pasaje Dragón abrió en el Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano (25-20Ma; Keller y Barron, 1983). Barker y Burrell (1977) mostraron que la zona de fractura de Shackleton originó una profunda garganta apropiada para el desarrollo de las corrientes circumpolares del Antártico a los 23,5 ± 2,5Ma. Por ende, se redujo el ancho del Pasaje Dragón en la reconstrucción.

Paleocorrientes y Amplificaciones de Marea Durante Cambios en el Sistema de Oscilación Hace 18Ma

Como los sistemas anfídromos no han experimentado cambios significativos desde los últimos 18Ma, la Figura 3 solamente representa la diferencia de amplitudes entre la simulación de marea principal lunar semidiurna M2 del Mioceno Inferior y la simulación actual presentada por Thomas y Sündermann (1999).

Las diferentes cuencas oceánicas tienen su modo natural e individual de oscilación, las cuales influyen en sus respuestas hacia las fuerzas generadoras de mareas. En general, las amplitudes de las mareas semidiurnas son significativamente más altas que aquellas de mareas diurnas, porque los océanos tienen una respuesta resonante cercana a la fuerza a frecuencias semidiurnas, especialmente a la frecuencia de la marea principal lunar semidiurna M2.

Obviamente, cambios más significativos de amplitudes están restringidos a regiones costeras y de plataforma, mientras que los océanos profundos están en general levemente afectados por cambios topográficos desde el Mioceno Inferior.

En la región norte del océano Pacífico las amplitudes simuladas han sido reducidas con respecto a la situación actual en el Golfo de Alaska y cerca del Mar de Bering. Este cambio resulta de la construcción de un punto anfídromico cerca de la boca del estrecho de Bering. Modificaciones perceptibles son halladas en la parte oeste del océano Pacífico Sur. Mientras que las amplitudes de hoy son incrementadas en la costa norte de Nueva Zelanda, las amplitudes de marea fueron modeladas significativamente para ser más altas al noreste de Australia y especialmente al Sur de Nueva Zelanda y en el Mar de Tasmania en el Mioceno. La última amplificación se mantuvo durante el tiempo de la disminución de la profundidad del Estrecho de Tasmania, entre Australia y la Antártida.

La marea principal lunar semidiurna M2 actual desarrolla solamente pequeñas amplitudes en el Golfo de México y en el Mar Caribe. Sin embargo, debido a que el Istmo de Panamá fue abierto durante el Mioceno Inferior, las ondas de marea fueron capaces de penetrar desde el océano Pacífico dentro del Golfo de México y el Mar Caribe. Por consiguiente, estas amplitudes fueron menores con respecto a las actuales en el lado oeste del Istmo de Panamá; por eso, allí no hubo reflexión. Por otro lado, amplificaciones de marea aparecieron en el Golfo de México y en el Mar Caribe.

En el océano Índico Norte, las diferencias más notorias aparecen en el Mar Árabe y en la Bahía de Bengala. Bajas amplitudes en el Mar Árabe con respecto al

estado actual son causadas por un cambio hacia el norte de un anfídromo del suroeste de India; la amplificación de la amplitud en la Bahía de Bengala está relacionada a leves cambios paleobatimétricos en esta región.

Cambios menores de la distribución de la tierra en el oeste del océano Índico, especialmente un leve cambio de Madagascar, fueron acompañados por significativamente bajas amplitudes de marea al norte de Madagascar y amplificaciones en las costas del sureste africano.

Aunque el canal oceánico de Indonesia era estrecho hace 18Ma, solamente leves cambios en las amplitudes son apreciables. Mayores cambios, en el orden de los 30cm, fueron modelados cerca de las Filipinas. Cambios paleogeográficos dentro de las islas Sunda y Kalimantan no causaron cambios significativos en las amplitudes de marea.

En el océano Meridional hay una zona circumpolar alrededor de los 60°S. Fue sugerido que esto podría permitir una respuesta resonante a los esfuerzos de marea. Como se esperaba, las mareas computadas del océano Meridional muestran para el presente y el Mioceno Inferior una propagación general hacia el oeste. La estrechez del Pasaje Dragón entre Sudamérica y Graham Land no tuvo una fuerte influencia en el patrón de propagación de onda. Además, el cambio hacia el oeste de Sudamérica, desde el Mioceno Temprano hasta el presente, no ha tenido una influencia notable sobre la onda de la marea principal lunar semidiurna M2 en el Pacífico Sur, pero conduce a un cambio significativo de condiciones de resonancia en el Atlántico Sur.

En el océano Atlántico el patrón del sistema anfídromico (gira entorno a un centro sin movimiento mareal) de la marea principal lunar semidiurna M2 ha sido modelada para igualarla a la actual. En general, las diferencias de fase no exceden las 2 o 3h. Sin embargo, en contraste con el escenario actual, el estrechado océano Atlántico ha tenido un impacto significativo sobre las condiciones de resonancia, resultando en comparación con amplitudes de marea principal lunar semidiurna M2 más altas a lo largo de la costa de Norteamérica en el Atlántico Central, y a lo largo de las costas de Sudamérica y suroeste de África. Debido al movimiento de Groenlandia y la subsiguiente constricción del Mar del Norte europeo, las ondas de marea se amplificaron a un máximo de 60cm. en magnitud entre Groenlandia, Islandia y el norte y oeste del Reino Unido.

Cerca de la costa oeste de Francia y España las amplitudes de paleomareas en general fueron modeladas para haber sido más altas de los 10cm. (Figura 3). La dimensión de las cuencas Mediterránea y Paratetis fueron muy restringidas para que la fuerza de marea tu-

viese un efecto directo sobre ellas. Como el Estrecho de Gibraltar fue ampliado y profundizado, la penetración de las ondas de marea desde el océano Atlántico dentro del Tetis Mediterráneo resultó en amplitudes de marea por el orden de los 60cm a la antigua posición de Cerdeña y Córcega. Similarmente al final este del Mar Mediterráneo, en el área de la entrada hacia el canal oceánico Índico, las amplitudes de marea estuvieron cercanas en el orden de los 50cm. Así, antiguas amplitudes de marea en general, exceden las amplitudes de hoy en el orden de 10-60cm (Figura 3). Líneas co-mareales en el área del Paratetis muestran una alta sensibilidad a cambios paleobatimétricos. Co-registros calculados de líneas muestran porque en el acceso estrechado hacia el Paratetis solamente pequeñas amplitudes de marea menores a los 20cm fueron capaces de desarrollarse.

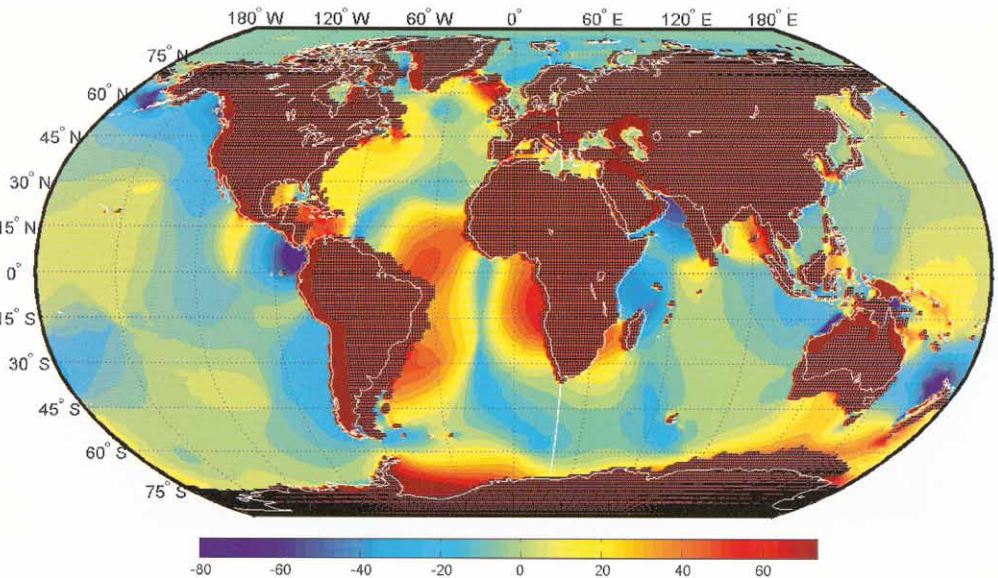


Figura 3. Mapa que muestra las diferencias entre las amplitudes M2 simuladas del Mioceno Temprano y las amplitudes actuales simuladas por Thomas y Sündermann (1999). Las áreas sombreadas de rojo muestran las posiciones de los continentes para el Mioceno Temprano. Líneas blancas muestran las líneas de costa recientes. Los contornos de color representan las diferencias en las amplitudes de marea (cm) con respecto a los valores actuales.

Discusión y Conclusiones

La simulación numérica del sistema de oscilación global de marea principal lunar semidiurna M2 para la actualidad y el Mioceno Temprano sugiere que las amplitudes de marea en las cuencas oceánicas profundas, también como los patrones de gran escala de los sistemas anfídromicos, están ligeramente afectadas por cambios topográficos durante los últimos 18Ma. Sin embargo, sobre la plataforma, la propagación de la onda de marea está significativamente influenciada por cierres/aperturas o reducciones/ensanchamientos de los canales oceánicos.

En la parte este del Atlántico Norte la propagación de la onda de marea, así como las amplitudes, son muy similares a las condiciones presentes (Figura 3). En contraste con la situación actual, hace 18Ma el océano Índico fue conectado vía canal oceánico somero con el mar Tetis Oriental, lo cual permitió la propagación de la onda de marea a través de un pasaje somero y ancho. Por lo tanto, las amplitudes de marea en el Golfo de Omán hace 18Ma fueron reducidas con respecto a las condiciones presentes (Figura 3).

La simulación presentada sugiere que las mareas mediterráneas son mayormente influenciadas por las amplitudes de marea desde el Atlántico Este y en particular por condiciones topográficas en el Estrecho de Gibraltar. Como se describió anteriormente, el Estrecho de Gibraltar ha sido tomado dentro del cálculo con una celda simple durante la simulación. Aunque esto pueda estar muy cercano a la situación antigua, el modelo numérico no fue capaz de permitir una tasa

de flujo significante desde celdas del norte y del sur, y las amplitudes son comparables a las de hoy. Consecuentemente, las amplitudes resultantes representan un estimado inferior. De acuerdo a Martel *et al.* (1994) una marea semidiurna M2 con una amplitud de inicialización de 0,5m en el Tetis Mediterráneo, cerca de Marsella, Francia, y en el Paratetis cerca de Linz, Austria, no pudo haber generado un marco meso- o macro- de marea uniforme en el área de Suiza. Por consiguiente, se ha sugerido que hace 18Ma, la onda de marea desde el Atlántico pudo haber excedido actualmente mareas en el Mediterráneo con amplitudes incrementadas cercanas a los 40cm, próximas a la posición antigua de Cerdeña y Córcega.

Sin embargo, esto ha sido necesario para poder estudiar la variabilidad del sistema de paleo-oscilación presentado en subsecuentes simulaciones con configuraciones de pasajes alternativos. En adición a la excitación de la apertura del océano, las mareas en el Mar Mediterráneo dependen de la anchura y profundidad del Estrecho de Gibraltar y del canal oceánico entre el océano Índico y el mar Tetis Oriental. Adicionalmente, efectos de someramiento debido a la fricción no lineal y reflexión de la onda de marea pueden ser considerados para obtener una estimación más fiable de amplitudes de marea en regiones con pendientes durante el Mioceno Temprano.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al *Deutsches Klimarechenzentrum* (DKRZ) por permitir el uso de sus instalaciones.

REFERENCIAS

- Barker PF, Burrell J (1977) The opening of the Drake Passage. *Mar. Geol.* 25: 15-34.
- Blanc PL (2002) The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait: Assessing the size of a cataclysm. *Geodin. Acta* 15: 303-317.
- Collins LS, Coates AG, Berggren WA, Aubry MP, Zhang J (1996) The late Miocene Panama isthmian strait. *Geology* 24: 687-690.
- Dercourt J, Ricou LE, Vrielynck B (1993) *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. Gauthier-Villars. París, Francia. 307 pp.
- Dewey JF, Pitman WC III, Ryan WBF, Bonnin J (1973) Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84: 3137-3180.
- Gasperi JT, Kennett JP (1993) Vertical thermal structure evolution of Miocene surface waters: western equatorial Pacific DSDP Site 289. *Mar. Micropaleontol.* 22: 253-254.
- Gelabert B, Sàbat F, Rodríguez-Perea A (2002) A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14: 93-100.
- Hamilton W (1979) *Tectonics of the Indonesian Region*. Geological Survey Professional Paper 107-345 pp.
- Haq BU, Hardenbol J, Vail PR (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En Van Wagoner JC (Ed.) *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42. pp. 71-108.
- Haug GH, Tiedemann R (1998) Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature* 393: 673-676.
- Keller G, Barron J (1983) Paleooceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94: 590-613.
- Kennett JP, Keller G, Srinivasan MS (1985) Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region. *Geol. Soc. Am. Mem.* 163: 197-236.

- Lawver LA, Gahagan LM, Coffin MF (1992) The development of paleoseaways around Antarctic. En Kennett JP, Warnke DA (Eds.) *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*. Antarct. Res. Ser. 56. pp. 7-30.
- Linthout K, Helmers H, Sopaheluwakan J (1997) Late Miocene obduction and microplate migration around the southern Banda Sea and the closure of the Indonesian Seaway. *Tectonophysics* 281: 17-30.
- Marincovich LJ, Gladenkov AY (1999) Evidence for an early opening of the Bering Strait. *Nature* 397: 149-151.
- Martel AT, Allen PA, Slingerland R (1994) Use of tidal-circulation modeling in paleogeographical studies: An example from the Tertiary of the Alpine perimeter. *Geology* 22: 925-928.
- Martín JM, Braga JC, Betzler C (2001) The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean gateway. *Terra Nova* 13: 418-424.
- McKenzie DP (1970) Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature* 226: 239-243.
- Mikolajewicz U, Maier-Reimer E, Crowley TJ (1993) Effect of Drake and Panamanian gateways on the circulation of an ocean model. *Paleoceanography* 8: 409-426.
- NDGC (1988) *Digital Relief of the Surface of the Earth*. Announcement 88-MGG-02. NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, CO, EEUU.
- Ogg JG, Kodama K, Wallick BP (1992) Lower Cretaceous magnetostratigraphy and paleolatitudes off Northwest Australia, ODP Site 765 and DSDP Site 261, Argo abyssal plain, and ODP site 766, Gascoyne abyssal plain. *Proc. Ocean Dril. Progr. Sci. Res.* 123: 523-548.
- Owen HG, Sclater JG, Hellinger S, Tapscoff C (1979) The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to present; discussion and reply. *J. Geol.* 87: 116-118.
- Rogers JW (1993) *A History of the Earth*. Cambridge University Press. New York, EEUU. 312 pp.
- Rögl F (1999) Mediterranean and Paratethys. Facts and Hypotheses of an Oligocene to Miocene Paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica* 50 (4): 339-349.
- Rögl F, Steininger F (1984) Neogene Paratethys –Mediterranean- and Indo-Pacific Seaways. Implications for the Paleobiogeography of Marine and Terrestrial biotas. En Brenchley PJ (Ed.) *Fossils and Climate*. Geol. J. Spec. Issue 11. Wiley, Nueva York. Pp. 171-200.
- Sclater JG, Parsons B, Jaupart C (1981) Oceans and continents; similarities and differences in the mechanisms of heat loss. *J. Geophys. Res.* B 86: 11535-11552.
- Scotese CR, Gahagan LM, Larson RL (1988) Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics* 155: 27-48.
- Seiler U (1989) *An Investigation to the Tides of the World Ocean and their Instantaneous Angular Momentum Budgets*. Tesis. Universidad de Hamburgo, Alemania. 101 pp.
- Seiler U (1991) Periodic changes of the angular momentum budget due to the tides of the world ocean. *J. Geophys. Res.* 96: 10287-10300.
- Steininger F, Rögl F (1984) Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 17: 659-668.
- Steininger F, Rögl F, Martini E (1975) Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). *Newslett. Stratigr.* 4: 174-202.
- Thomas M, Sündermann J (1999) Tides and tidal torques of the world ocean since the last glacial maximum. *J. Geophys. Res.* 104 (C2): 3159-3183.
- Tsuchi R (1997) Marine climatic responses to the Neogene tectonics of the Pacific Ocean seaways. *Tectonophysics* 281: 113-124.
- Weissel JK, Hayes DE (1972) Magnetic Anomalies in the Southeast Indian Ocean. En Antarctic Res. Ser. V. 19, Washington, *American Geophysical Union* 19: 165-196.
- Ziegler AM, Scotese CR, Barnett SF (1982) Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps. En Brosche P, Sündermann J (Eds.) *Tidal Friction and Earth's Rotation II*. Springer. Nueva Cork, NY, EEUU.

TIDAL SIMULATION DURING THE EARLY MIOCENE DELIVERING BORDER CONDITIONS FOR A FUTURE GLOBAL SIMULATION

Francis Cordero and Hanspeter Luterbacher

SUMMARY

Tidal waves show a high sensitivity to the geometry and depth of ocean basins. Hence, ancient marginal seas are expected to have experienced rapid changes of their tidal environment in earth history. The aim of this study is to compute a global M2 tidal model, based on a global reconstruction of palaeogeography and palaeobathymetry for the Early Miocene. The model is used to identify areas with divergent amplitudes relative to the current M2 oscillation system. The Early Miocene global M2 simulation reflects changes in tidal amplitudes in the major ocean basins as well as in open seaways to the Western and

Eastern Mediterranean Sea and Panama. As the semidiurnal M2 tide shows a near resonant behavior in the Southern Atlantic, small changes in ocean basin configuration changed significantly the amplitudes over a large area. Highly divergent amplitudes have been observed in the wide and deep seaway from the Atlantic to the Western Tethys as well as in the area of the shallow connection of the Eastern Tethys to the Indian Ocean. Also, highly divergent amplitudes are generated at the open Isthmus of Panama. In the Pacific Ocean only minor changes can be deduced from the simulation.

SIMULAÇÃO DE MARÉ DURANTE TEMPOS DO MIOCENO INFERIOR ESTABELECEndo CONDIÇÕES DA BORDA PARA UMA FUTURA SIMULAÇÃO GLOBAL

Francis Cordero e Hanspeter Luterbacher

RESUMO

As marés mostram uma alta sensibilidade à geometria e profundidade das bacias oceânicas. A partir daí é esperado que antigos mares marginais tenham experimentado mudanças rápidas no âmbito de suas marés durante a história da terra. O propósito deste estudo é calcular um modelo global de marés M2 baseado na reconstrução global da paleogeografia e a paleobathymetria do Mioceno Inferior. O modelo se usa para identificar áreas com amplitudes divergentes em relação ao modelo atual do sistema de oscilação M2. A simulação global M2 do Mioceno Inferior reflete mudanças em amplitude de marés nas bacias oceânicas maiores, nas passagens abertas no Mediterrâneo Ocidental e Oriental, e no Panamá. Assim como a onda M2 semi-diurna mostra um comportamento quase ressonante no Atlântico Sul, pequenas mudanças na configuração da bacia oceânica mudaram significativamente as amplitudes em grandes áreas. Amplitudes altamente divergentes têm sido observadas na larga e profunda passagem do Atlântico ao Tétis Ocidental, assim como na área da conexão superficial entre o Tétis Oriental e o Oceano Índico. Tais amplitudes altamente divergentes também são geradas no Istmo de Panamá. Da simulação pode somente se deduzir mudanças menores no Oceano Pacífico.

dental e Oriental, e no Panamá. Assim como a onda M2 semi-diurna mostra um comportamento quase ressonante no Atlântico Sul, pequenas mudanças na configuração da bacia oceânica mudaram significativamente as amplitudes em grandes áreas. Amplitudes altamente divergentes têm sido observadas na larga e profunda passagem do Atlântico ao Tétis Ocidental, assim como na área da conexão superficial entre o Tétis Oriental e o Oceano Índico. Tais amplitudes altamente divergentes também são geradas no Istmo de Panamá. Da simulação pode somente se deduzir mudanças menores no Oceano Pacífico.