

ANÁLISIS DE CADENAS DE MARKOV Y SERIES DE FOURIER EN UNA SECUENCIA HEMIPELÁGICA DEL JURÁSICO SUPERIOR DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Diego A. KIETZMANN^{1,2}, José I. CUITIÑO^{1,3}, Rubén A. MEDINA^{1,3} y Roberto A. SCASSO^{1,2}

¹Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Pabellón II. Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires. Argentina. E-mail: diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar

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

³Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT).

Resumen: La Formación Ameghino (Kimmeridgiano-Berriasiano), Cuenca Larsen, Península Antártica, está compuesta por una asociación de microfácies de pelitas con radiolarios (P1), pelitas negras (P2), pelitas bioturbadas y peloidales (P3), tobas (T) y areniscas (A) excelentemente preservadas. Este conjunto de microfácies revela sedimentación pelágica/hemipelágica en un ambiente deficiente en oxígeno, periódicamente interrumpida por caídas de cenizas del arco volcánico antártico. Análisis basados en cadenas de Markov indican la recurrencia de las microfácies y sus relaciones cíclicas. Se interpreta que la alternancia de pelitas con radiolarios y pelitas negras (P1-P2) responde a variaciones en la productividad/dilución, mientras que las microfácies de tobas y areniscas corresponden a depósitos de evento que modificaron las condiciones ambientales y diagenéticas evitando la disolución de los esqueletos de radiolarios en la masa de agua y en el fondo, y generando de este modo una memoria markoviana con ciclos T-P1-P2. Por otra parte, el análisis por transformadas de Fourier indica para los ciclos P1-P2 una duración del orden de 1000 años, en el rango de variaciones sub-Milankovitch.

Palabras clave: microfácies, cadenas de Markov, series de Fourier, Formación Ameghino, Jurásico, Península Antártica.

EXTENDED ABSTRACT

The Upper Jurassic strata of the Larsen Basin, in the northeastern tip of the Antarctic Peninsula (Fig. 1), consist of thin, well-bedded, radiolarian-rich shales, fallout tuffs and volcanoclastic sandstones, grouped in a stratigraphic unit known as Ameghino Formation (or Nordenskjöld Formation for British authors - see Whitham and Doyle, 1989).

The Ameghino Formation succession records a fine-grained and high-rate continuous suspensive sedimentation in a quiet hemipelagic environment, with little reworking at the bottom. A 1.3 m-thick representative section for the Upper Member of the Ameghino Formation was sampled bed by bed

and studied under petrographic microscopy for microfácies determination. Cyclicity was defined by means of **Markov chain** analysis and **Fourier series** (Blackman- Tukey and wavelet methods).

Microfácies: The succession is composed of a microfácies association of radiolarian-rich shales (P1), black shales (P2), bioturbated and peloidal shales (P3), tuffs (T) and sandstones (A) superbly preserved (Figs. 2 and 3). Sedimentation took place in an oxygen-depleted environment, periodically interrupted by rapid, event-sedimentation mostly caused by large explosive eruptions at the volcanic arc of the Antarctic Peninsula. The P1 and P2 microfácies are interpreted as the result of the deposition from pelagic suspensions during cycles of varying biological

productivity or terrigenous dilution. The microfacies P3 represents similar conditions of sedimentation but higher oxygenation levels at the bottoms. On the other hand, microfacies T and A correspond to fallout deposits and distal turbiditic flows respectively. Microfacies T is associated with siliciclastic explosive volcanic eruptions and microfacies A with reworking of primary pyroclastic deposits.

Markov chain and Fourier series analysis: Markov chain analysis reveal cyclic relations between some microfacies with single step transition dependence (Figs. 4 and 5). Transition diagram shows statistically significant transitions from microfacies T and A to P1, between P1 and P2, and also a cycle T-P1-P2 (Fig. 6). Spectra from the Fourier series analysis on 37 pairs P1-P2 (Fig. 7 a) indicate a periodicity of 1140 years (Blackman-Tukey method, 95% confidence, Fig. 7b), and periodicities of 740 and 1160 years (wavelet method, Fig. 7c). Ages were derived from sedimentation rates calculated by Scasso (2001) for the Longing Member due to poor age determinations in the upper Member. A periodicity of about 1000 years may be associated with the Hallstatt cycle of solar activity that influence the intensity of solar radiation reaching the Earth and cause surface temperature variations within the sub-Milankovitch frequency band. A similar frequency was calculated by Scasso (2001) for large volcanic eruptions from the tuff record in the Longing Member. Therefore, P1-P2 transitions are associated to climatic cycles that influence productivity at the surface of the oceans. The accumulation of microfacies T and A are related to events of siliciclastic sedimentation that modified environmental and early-diagenetic conditions avoiding dissolution of radiolarian skeletons in the water body and at the bottom and caused the T and A transitions to P1. P2-T transition might indicate that P2 environmental conditions lasted longer than P1 conditions in spite of the similar thickness observed for both microfacies.

Keywords: microfacies, Markov chains, Fourier series, Ameghino Formation, Upper Jurassic, Antarctic Peninsula.

INTRODUCCIÓN

El Jurásico Superior del sector nororiental de la Península Antártica está representado por una sucesión muy bien estratificada de delgados bancos de

pelitas ricas en radiolarios intercalados con depósitos volcánicoclásticos (Farquharson, 1983; Whitham y Doyle, 1989; Whitham, 1993; Scasso, 2001). Estos sedimentos fueron depositados en un ambiente marino profundo, bajo condiciones predominantemente anóxicas a disóxicas y en asociación con un arco volcánico que aportó material piroclástico al sistema (Whitham, 1993; Scasso, 2001). Por su continuidad en la sedimentación, el escaso retrabajo del fondo y limitado efecto de los procesos de dilución, estas secuencias son ideales para detectar variaciones en la productividad superficial y en las condiciones de óxido-reducción (de Boer y Smith, 1994). En el caso de la Formación Ameghino, la excelente preservación de láminas muy delgadas, así como la buena litificación y exposición de las capas resultan ideales para realizar estudios petrográficos muy detallados sobre un registro sedimentario sin discontinuidades perceptibles. En virtud de estas características se orientó el trabajo a estudiar las microfacies en un tramo continuo de sucesión de alrededor de 1,3 m de espesor y caracterizar la ciclicidad de la secuencia mediante el empleo de técnicas basadas en el análisis de cadenas de Markov y series de Fourier. Estudios similares fueron realizados por Scasso *et al.* (1998) en el Miembro Longing de la Formación Ameghino. Los resultados de estos análisis demuestran que las transiciones entre las facies volcánicoclásticas y las silíceas organógenas no son aleatorias sino que se encuentran estadísticamente vinculadas y obedecen a modificaciones ambientales producidas por los eventos volcánicoclásticos en el ambiente marino.

MARCO GEOLÓGICO

Durante el Jurásico Tardío y el Cenozoico Temprano la reactivación de la zona de subducción en el margen pacífico de Gondwana junto con el desplazamiento de rumbo generado por la apertura del Mar de Weddell, permitieron la instauración de un arco magmático calcoalcalino y un régimen de retroarco extensional (Macdonald *et al.*, 1988; Hathway, 2000). En este contexto se desarrolló una gran cuenca marina-restringida, conocida como Cuenca Larsen (del Valle *et al.*, 1992), cuyo relleno inicial está formado por depósitos marinos del Jurásico Superior. En la región del Gap de Longing éstos fueron denominados Formación Ameghino por Medina y Ramos (1981). Posteriormente, Farquharson (1982) denominó Formación Nordenskjöld a los

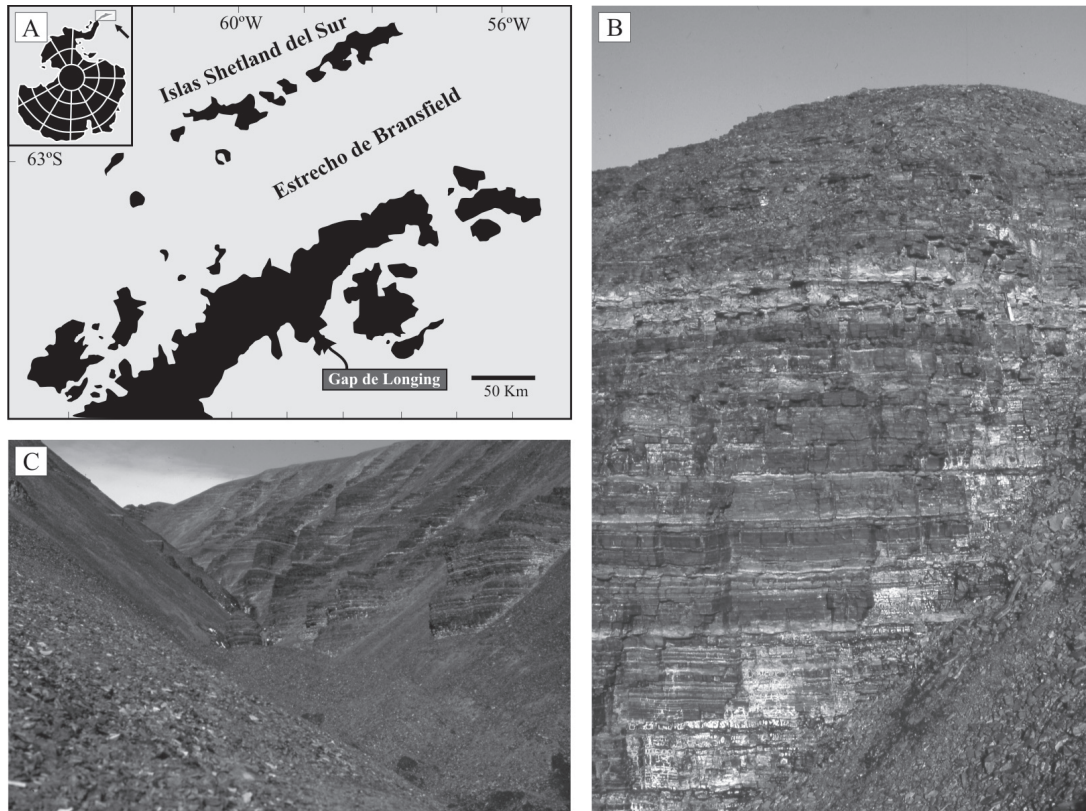


Figura 1. a) Mapa de ubicación del Gap de Longing. b) Detalle del Miembro Ameghino en el Gap de Longing, donde puede apreciarse la fina estratificación de los depósitos y la alternancia de distintas litologías (principalmente pelitas y tobas). c) Vista general de los afloramientos de la Formación Ameghino, donde se aprecia la homogeneidad litológica de la unidad.

Figure 1. a) Map showing the location of the Longing Gap. b) Close view of the Ameghino Member in the Longing Gap. Note the fine stratification of the deposits and the alternation of different lithologies (mainly mudstones and tuffs). c) General view of the Ameghino Formation, note the uniform lithology of the unit.

depósitos del Jurásico Superior de toda el área nororiental de la Península Antártica (Fig. 1a, b).

En el Gap de Longing la Formación Ameghino tiene 580 m de espesor (Kiessling *et al.*, 1999) y ha sido dividida en dos miembros por Whitham y Doyle (1989): el Miembro Longing (Kimmeridgiano-Tithoniano) y el Miembro “Ameghino” (Tithoniano-Berriasiense). La reiteración del nombre Ameghino se debe a que Whitham y Doyle (1989) utilizan el nombre de Formación Nordenskjöld para la unidad, en vez del nombre que tiene prioridad, Formación Ameghino de Medina y Ramos (1981).

El Miembro Longing presenta un espesor de 420 metros (Kiessling *et al.*, 1999) de facies de cuenca (Whitham, 1993; Scasso, 2001) caracterizada por la alternancia de bancos muy delgados de pelitas negras laminadas, pelitas con radiolarios, pelitas peloidales y tobas (Fig. 2b, c). Esta asociación representa un ambiente de baja energía debajo del nivel de olas de tormenta, dominada por sedimentación por suspensión en condiciones de aguas anóxicas (Whitham,

1993; Scasso, 2001). La depositación habría ocurrido en un régimen caracterizado por altas tasas de sedimentación (33 a 116 m/Ma compactado, 166 a 579 m/Ma decompactado) de acuerdo con las estimaciones realizadas por Scasso (2001).

El Miembro “Ameghino”, de 160 m de espesor (Kiessling *et al.*, 1999), está compuesto por finas intercalaciones de fangolitas masivas o laminadas, tobas y tufitas, comúnmente bioturbadas, con deformación sinsedimentaria (desmoronamientos, microcorrimientos) y estructuras de disolución por presión (estilolitas y microestilolitas). Las trazas fósiles más frecuentes corresponden a *Planolites* y *Chondrites*. En algunos casos la bioturbación homogeneiza completamente algunos niveles que pueden alcanzar hasta 40 cm de espesor. Una de las características más sobresalientes de este miembro es su abundante deformación sinsedimentaria, aunque la misma no oblitera la laminación ni las estructuras sedimentarias originales. Esta asociación de facies es interpretada por Whitham (1993) como un ambiente

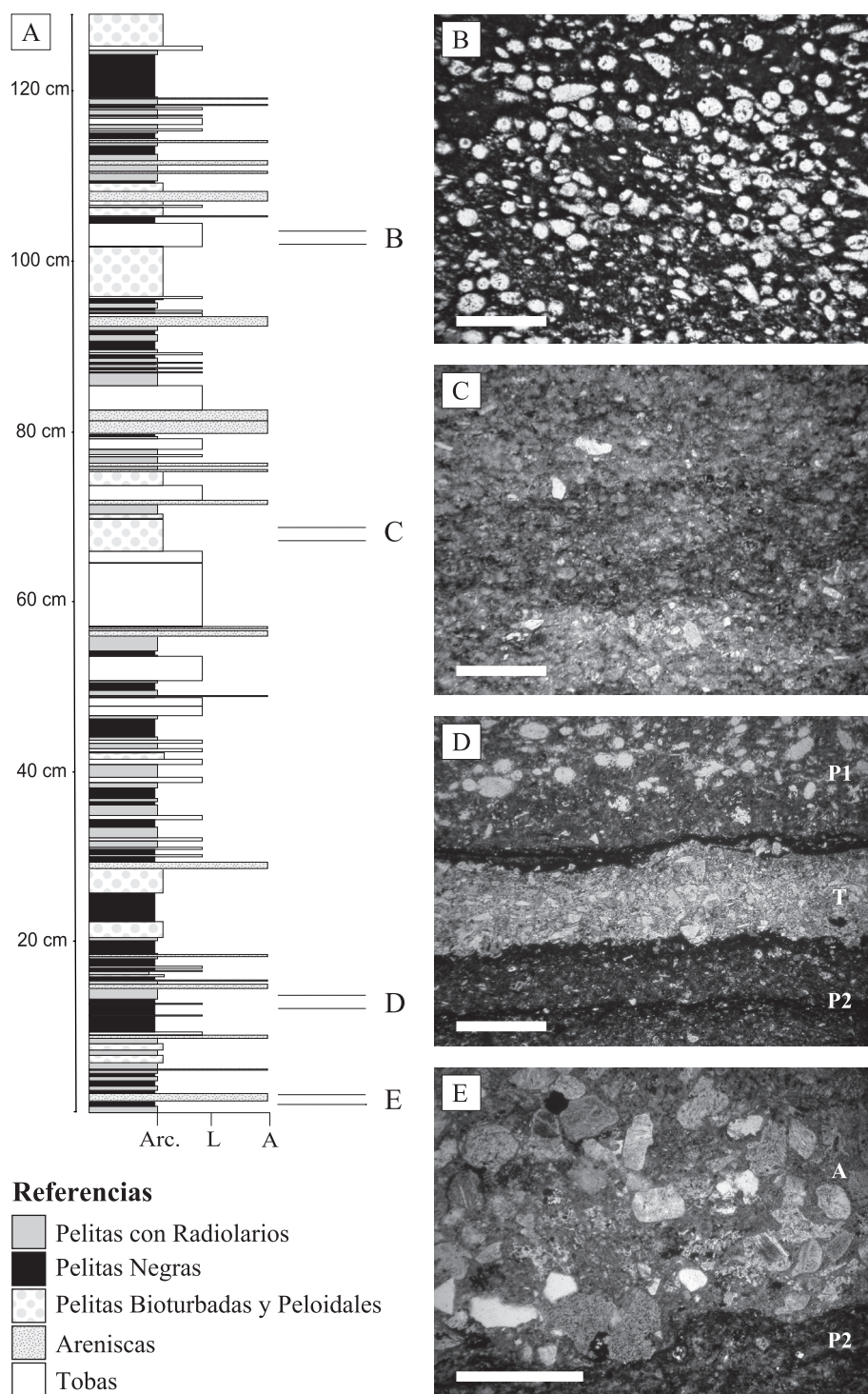


Figura 2. a) Perfil sedimentario y distribución de microfacies, b) microfacies P1, pelitas con radiolarios, c) microfacies P3, pelitas bioturbadas y peloidales, d) relaciones entre las microfacies P2, T (tobas) y P1, e) microfacies A, areniscas (se observa la base erosiva). Escala gráfica: 1 mm para figuras b-e.

Figure 2. a) Sedimentary section and microfacies distribution, b) microfacies P1, radiolarian mudstones, c) microfacies P3, bioturbated-peloidal mudstones, d) relationship between microfacies P2, T (tuffs) and P1, e) microfacies A, sandstones (note the erosional base). Scale bar: 1 mm for figures b-e.

de talud submarino, aunque por su asociación con el arco volcánico antártico, podría corresponder a un ambiente de cuenca interrumpido por procesos gravitatorios originados en el arco.

METODOLOGÍA

En el marco de un relevamiento completo de la unidad (Santisteban, 1997; Kiessling *et al.*,

1999) se relevaron varios perfiles sedimentológicos correspondientes al Miembro “Ameghino” en el área del Gap de Longing (Figs. 1, 2a), donde se describieron y muestrearon, capa por capa, secciones continuas como las del perfil aquí estudiado. En este trabajo se utilizó uno de los perfiles más representativos de la unidad, que alcanza 1,3 m de espesor y consiste en 39 cortes delgados y secciones pulidas que cubren el 100% del mismo. Las secciones delgadas se

analizaron y describieron al microscopio petrográfico, donde se definieron cinco microfácies sedimentarias cuyas relaciones se estudiaron mediante cadenas de Markov y series de Fourier, con el fin de evaluar estadísticamente su secuencialidad y frecuencia.

El análisis de cadenas de Markov tuvo como objetivo reconocer la presencia de la propiedad de Markov en la sucesión, es decir, la dependencia de transición simple de las sucesivas litologías a fin de reconocer la existencia de algún patrón preferencial. Se utilizó el método tipo II propuesto por Miall (1973), donde sólo se tiene en cuenta la transición de una microfácies a la siguiente, despreciando el espesor de cada capa. Para el análisis es necesario construir una matriz de conteo de transiciones (C_{ij}) y dos matrices de probabilidades (R_{ij} y P_{ij}).

La matriz de conteo se construyó teniendo en cuenta el número de transiciones entre una microfácies y la siguiente. La microfácies inferior de cada par de transición está representada como número de fila, mientras que la microfácies superior como número de columna. La matriz de probabilidades (transiciones aleatorias, R_{ij}) representa la probabilidad de que una transición se dé en forma aleatoria, y ésta depende solamente de la proporción en que están dadas las microfácies en el perfil, es decir que las microfácies más abundantes tendrán más probabilidades de generar transiciones. Esta matriz se construye para luego comparar la probabilidad aleatoria de una transición con la probabilidad "real" observada, y de esta manera detectar estadísticamente si dentro del sistema depositacional existen transiciones que se dan con mayor frecuencia. Cada valor surge del cociente entre la suma de la columna y el número total de transiciones ($r_{ij} = S_j/t$). La segunda matriz de probabilidades (transiciones observadas, P_{ij}) contiene elementos p_{ij} que se construyen como la relación entre el número de transiciones (C_{ij}/S_i) y la suma de la fila ($p_{ij} = C_{ij}/S_i$). Por último la matriz de diferencias (D_{ij}) se construye como la diferencia entre P_{ij} y R_{ij} . Los valores positivos indican cuales de las transiciones tienen significado estadístico, es decir, que ocurrieron con una frecuencia elevada respecto de la frecuencia teórica que deberían tener en función de la abundancia de las microfácies en el perfil.

Con el fin de corroborar estadísticamente los resultados de la matriz de diferencias, se aplicó el test de χ^2 propuesto por Miall (1973). Se postuló como hipótesis nula (H_0) que las transiciones entre microfácies son aleatorias, y como hipótesis

alternativa (H_a) que no hay aleatoriedad en las transiciones.

Con el fin de contrastar los factores que pudieron controlar la dependencia de las litologías, se aplicó el análisis de series de Fourier, basado en la transformada de Fourier con el método Blackman-Tukey y la transformada *wavelet* continua con el método Morlet (e.g. Weedon, 2003).

La transformada de Fourier se basa en el principio de que una señal periódica puede ser reproducida a partir de la suma de funciones periódicas formando una base ortogonal (Müller y MacDonald, 2000). Se utiliza para convertir una señal dada en "dominio temporal" a otra dada en "dominio de frecuencia" y así obtener información que no es evidente en el "dominio temporal" (Weedon, 2003). La transformada *wavelet* continua es un método cuyo algoritmo se basa en la rapidez de convolución de una señal a diferentes escalas y utiliza la transformada rápida de Fourier (FFT). El resultado es devuelto como logaritmo en base 2 de una escala (s) dada por dos puntos (datos) consecutivos que dan la escala temporal (Weedon, 2003).

Para el análisis de series de Fourier se construyó una serie temporal con el espesor de los pares P1-P2 (ver microfácies) como variable. Los resultados fueron luego convertidos a tiempo utilizando las tasas de sedimentación calculadas por Scasso (2001) para el Miembro Longing, que se encuentran en el orden de los 40 m/Ma (sin decompactar), considerando una duración de 5 Ma para el Tithoniano. Si bien el control bioestratigráfico del Miembro "Ameghino" (Kießling *et al.*, 1999) no permitió calcular tasas de acumulación, las similares condiciones de sedimentación de ambos miembros avalan este procedimiento.

MICROFACIES

Se reconocieron cinco microfácies, tres pelíticas y dos volcánicas, sobre la base de aspectos macro y microscópicos en una sección continua de 1,3 m de espesor.

P1 - Pelitas con Radiolarios

Consiste en pelitas de color negro (castaño oscuro al microscopio), laminadas, con espesores de lámina que varían entre 0,2 y 1,4 cm, con una media en 0,5 cm (Figs. 2b, 3a, b). Contienen

abundantes radiolarios (>30%) pertenecientes a los órdenes Spumellaria y Nassellaria, con tamaños de entre 0,05 a 0,2 milímetros. La proporción entre spumelláridos y nasselláridos es variable aunque generalmente dominan los últimos. Están recristalizados y reemplazados por sílice, clorita o zeolitas y en ocasiones piritizados. Las partículas clásticas de mayor tamaño alcanzan el tamaño limo fino y están compuestos principalmente por cuarzo y plagioclasa.

Interpretación: La laminación presente y la elevada abundancia de radiolarios permiten interpretar la microfacies P1 como depósitos de baja energía originados por decantación en sectores dominados por sedimentación pelágica a hemipelágica y en condiciones de aguas estratificadas oxígeno-deficientes. La abundancia de radiolarios indica períodos de alta productividad superficial y disponibilidad de nutrientes (Kiessling, 1996; Haas y Filácz, 2004).

P2 - Pelitas Negras

Consiste en pelitas negras (castaño oscuras al microscopio), laminadas a masivas con radiolarios dispersos (<30%). El espesor de las capas varía entre 0,1 y 4 cm, con una media en 0,65 cm (Figs. 2d, e, 3a-c). Los radiolarios están recristalizados y reemplazados por sílice, clorita o zeolitas. Son frecuentes los clastos de cuarzo tamaño limo medio a grueso (0,02-0,04 mm), en general angulosos, así como la presencia de minerales opacos esféricos (probablemente piritita) de tamaño similar.

Interpretación: La microfacies P2 presenta características similares a la microfacies P1 lo cual permite interpretarla como depósitos originados por decantación en sectores dominados por sedimentación pelágica a hemipelágica y aguas estratificadas oxígeno-deficientes. A diferencia de la microfacies P1, la microfacies de pelitas negras contiene una menor proporción de radiolarios la cual indicaría períodos de menor productividad superficial. Es frecuente encontrar a estas dos microfacies asociadas, generando una alternancia característica que puede ser explicada por variaciones en la productividad o en el aporte clástico (ver discusión).

P3 - Pelitas Bioturbadas y Peloidales

Comprende pelitas castaño oscuro, masivas, con

radiolarios y *pellets* (en ocasiones formando fábricas peloidales) con tamaños de entre 0,05 a 0,1 mm (Figs. 2c, 3d). El espesor de las capas varía entre 0,4 y 4,8 cm con una media en 1,86 centímetros. Los radiolarios (<10%) están recristalizados y reemplazados por sílice, clorita, zeolitas o piritita. Los *pellets* son ovoidales y se orientan generalmente paralelos a la laminación. Su tamaño varía entre 0,2 y 1 mm, siendo los de menor tamaño más frecuentes. La bioturbación se infiere a partir de la fábrica masiva del depósito, así como por la presencia de secciones ovoidales (tubos) con un relleno de coloración más clara que sugiere menor proporción de materia orgánica. También en esta facies se observan clastos de cuarzo y plagioclasas de mayor tamaño que alcanzan el tamaño limo fino.

Interpretación: La presencia de radiolarios, así como el dominio del material fino, permiten interpretar esta microfacies como depósitos originados por decantación en sectores de sedimentación pelágica. La fábrica masiva sugiere homogenización del sedimento por bioturbación, que llega a identificarse a partir de la presencia de secciones ovoidales. Asimismo, la diferencia de color entre la roca y el relleno de las bioturbaciones podría deberse al retrabajo y la eliminación de materia orgánica, o a la incorporación de ceniza de capas adyacentes, por parte de los organismos bioturbadores.

El origen de los *pellets* no es claro, ya que podrían estar asociados a la actividad del zooplancton proliferante en la columna de agua o a la actividad de poliquetos en el ámbito bentónico. Al describir esta misma microfacies Whitham (1993) se inclina por el origen planctónico debido a la presencia de finas capas de depósitos de caída que no se encuentran afectados por la bioturbación. Sin embargo, la fábrica masiva y la presencia de bioturbación sugieren que el grado de oxigenación del sustrato fue mayor que en las microfacies anteriores y no puede descartarse el origen bentónico de los *pellets*.

T - Tobas

Esta microfacies se presenta en láminas gradadas o masivas con bases netas y en ocasiones deformadas. El espesor varían entre 0,1 y 5,9 cm con una media de 0,75 cm (Figs. 2d, 3a-d). Están compuestas por 20-30% de cristaloclastos y litoclastos volcánicos en una matriz vítrea con textura microgranosa. Los cristaloclastos están representados por cuarzo y

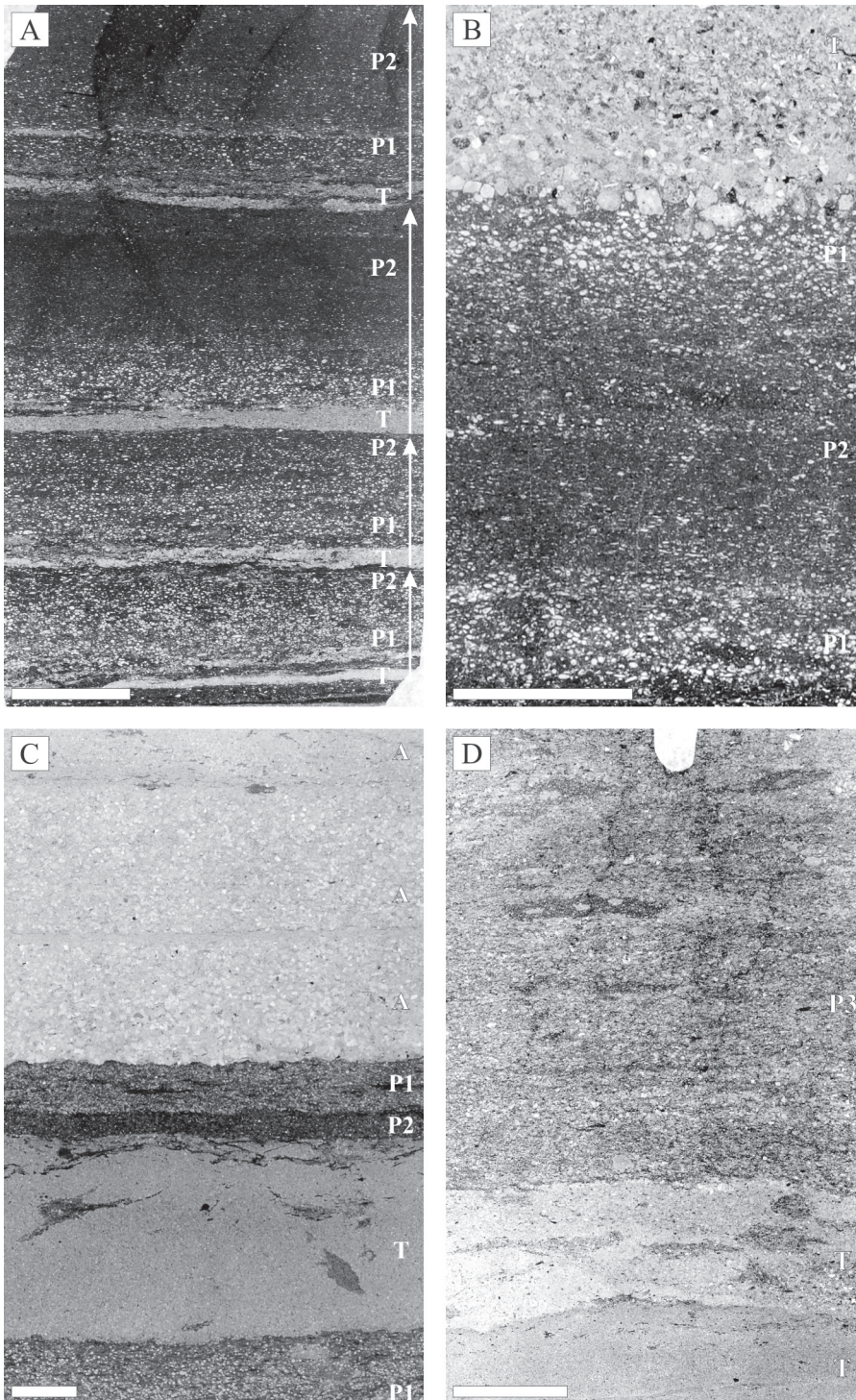


Figura 3. Fotografías ilustrando las sucesiones de microfacies más frecuentes. a) repetición cíclica de las microfacies T (tobas), P1 (pelitas con radiolarios) y P2 (pelitas negras), b) alternancia de P1 y P2 con intercalación de T. La toba presenta gradación normal, calcos de carga y penetración de clastos en el banco inferior por efecto de carga, c) transiciones de las microfacies P1, T, P2 y A (areniscas). Se observa bioturbación en la microfacies T. La microfacies A posee base erosiva y gradación normal, presentando transiciones de tipo A-A, d) relaciones entre las microfacies T y P3 (pelitas bioturbadas y peloidales). Escala gráfica: 5 mm.

Figure 3. Photographs showing the more frequent microfacies successions. a) cyclic repetition of microfacies T (tuffs), P1 (radiolarian mudstones) and P2 (black mudstones), b) P1 and P2 alternation, with T intercalation. The tuffs show normal gradation and load casts and clasts penetration in the underlying bed, c) P1, T, P2 and A microfacies transitions. Microfacies T is bioturbated. Microfacies A has erosional base and normal gradation, showing A-A type transitions, d) T and P3 (bioturbated and peloidal mudstones) transition. Scale bar: 5 mm.

plagioclasa subhedrales a anhedrales y angulosos de entre 0,01 y 0,2 cm de diámetro. Los fragmentos líticos se encuentran muy alterados, aunque se observa la textura microlítica original. Por lo general los contactos con las microfacies siguientes son netos.

Interpretación: La presencia de gradación, la matriz vítrea, la base neta, en ocasiones deformada, así como la abundancia de cuarzo, plagioclasa y

fragmentos líticos volcánicos, permite interpretar a esta microfacies como depósitos piroclásticos de caída. Scasso (2001) interpreta a depósitos similares en el Miembro Longing como depósitos de caída de cenizas asociados a plumas generadas en erupciones de tipo plinianas.

A - Areniscas

Se componen de láminas delgadas de areniscas

$$C_{ij} = \begin{pmatrix} & P1 & P2 & P3 & A & T & Total \\ P1 & 0 & 23 & 4 & 13 & 14 & 54 \\ P2 & 18 & 0 & 2 & 6 & 12 & 38 \\ P3 & 4 & 2 & 0 & 3 & 3 & 12 \\ A & 13 & 4 & 2 & 1 & 4 & 24 \\ T & 18 & 9 & 5 & 1 & 1 & 34 \\ Total & 53 & 38 & 13 & 24 & 34 & 162 \end{pmatrix}$$

$$R_{ij} = \begin{pmatrix} P1 & 0,33 & 0,23 & 0,08 & 0,15 & 0,21 & 1 \\ P2 & 0,33 & 0,23 & 0,08 & 0,15 & 0,21 & 1 \\ P3 & 0,33 & 0,23 & 0,08 & 0,15 & 0,21 & 1 \\ A & 0,33 & 0,23 & 0,08 & 0,15 & 0,21 & 1 \\ T & 0,33 & 0,23 & 0,08 & 0,15 & 0,21 & 1 \end{pmatrix}$$

$$P_{ij} = \begin{pmatrix} P1 & 0 & 0,43 & 0,07 & 0,24 & 0,26 & 1 \\ P2 & 0,47 & 0 & 0,05 & 0,16 & 0,32 & 1 \\ P3 & 0,33 & 0,17 & 0 & 0,25 & 0,25 & 1 \\ A & 0,54 & 0,17 & 0,08 & 0,04 & 0,17 & 1 \\ T & 0,53 & 0,26 & 0,15 & 0,03 & 0,03 & 1 \end{pmatrix}$$

Figura 4. Matrices generadas para el análisis de cadenas de Markov. Cij: matriz de conteo de transiciones, Pij y Rij: matrices de probabilidades.

Figure 4. Matrices for the analysis of Markov chains. Cij: transition count matrix, Pij and Rij: probability matrices.

medias a finas, masivas o con gradación normal (Figs. 2e, 3c). El espesor de las capas varía entre 0,1 y 1,2 cm, con una media de 0,4 centímetros. Los clastos incluyen principalmente cuarzo, plagioclasa y líticos volcánicos alterados. Son subredondeados a subangulosos y su tamaño varía entre limo y arena gruesa. El contacto basal es neto e irregular, mientras que el techo es generalmente transicional. Algunas capas contienen intraclastos pelíticos o radiolarios incorporados en la base. En algunos casos se observa que una parte importante de la matriz se encuentra desvitrificada.

Interpretación: la incorporación de intraclastos y radiolarios, así como sus bases netas y erosivas, permite interpretar a estos depósitos como producto de corrientes de turbidez diluidas y distales asociadas al retrabajo de depósitos piroclásticos acumulados en los sectores del talud (Whitham, 1993). En ocasiones es difícil distinguir esta microfacies de la de tobas debido a la similitud en la composición mineralógica y en el tamaño de grano.

ANÁLISIS DE CADENAS DE MARKOV Y SERIES DE FOURIER

Cadenas de Markov

Como se mencionó previamente, en el análisis de cadenas de Markov se utilizó el método tipo II propuesto por Miall (1973) que solo tiene en cuenta la transición de una microfacies a otra. Se contaron en total 162 transiciones en la sección estudiada (1,3 m de espesor). En la figura 4 se presentan las matrices resultantes del conteo de transiciones: matriz de conteo de transiciones (Cij) y matrices de probabilidades (Rij y Pij). La matriz de diferencias (Dij), construida a partir de la diferencia entre Pij y Rij se presenta en la figura 5 donde los valores positivos indican las transiciones con significado

estadístico.

Los resultados del test de Chi² para (n-1)² grados de libertad (Fig. 5) permiten rechazar la hipótesis nula (las transiciones entre microfacies son aleatorias) con un nivel de confiabilidad del 95%. Consecuentemente, puede considerarse que existe un patrón de recurrencia con dependencia de transición simple en el conjunto de microfacies estudiado.

Se determinó que las transiciones más probables son aquéllas cuyos valores de la matriz de diferencias son mayores o iguales a 0,11 (Fig. 5). Este valor límite surgió de observar que las transiciones con valores menores a éste claramente carecen de significado geológico. Con los resultados obtenidos se construyó un diagrama de transiciones (Fig. 6) en donde pueden observarse transiciones estadísticamente significativas entre las microfacies T (tobas) y A (areniscas) hacia P1 (pelitas con radiolarios), alternancia entre las microfacies P1 y P2 (pelitas negras), y además una relación cíclica entre las microfacies T-P1-P2.

Series de Fourier

El análisis de series de Fourier se utilizó con el fin de establecer la frecuencia de los ciclos identificados en el análisis de cadenas de Markov, y así evaluar los posibles factores que pudieron controlar la dependencia de las litologías (ver discusión).

La serie temporal se construyó utilizando el espesor de los pares P1-P2 (microfacies de pelitas con radiolarios y microfacies de pelitas negras) como variable; esta alternancia se observa claramente al microscopio (Fig. 3a). Generalmente el pasaje es transicional y existe una disminución (o incremento) gradual en el contenido de radiolarios. Se utilizaron 37 pares P1-P2 (Fig. 7a), eliminando las microfacies con características de evento (tobas y areniscas) y

las bioturbadas (pelitas bioturbadas y peloidales), con el fin de evitar las distorsiones del registro. Los resultados fueron luego convertidos a tiempo utilizando las tasas de sedimentación calculadas por Scasso (2001) para el Miembro Longing (40 m/Ma sin decompactar).

El espectro de tres picos obtenido (Fig. 7b) presenta sólo uno significativo (>95% de confiabilidad) y su conversión a tiempo indica una periodicidad de 1140 años. Asimismo, en el mapa de intensidades obtenido en el espectro *wavelet* (Fig. 7c) pueden distinguirse 2 escalas de frecuencias dominantes que muestran periodicidades de 740 años y 1160 años.

DISCUSIÓN

El análisis estadístico realizado sobre un perfil de 1,3 m de la Formación Ameghino permitió reconocer dos patrones cíclicos (P1-P2 y T-P1-P2), cuya posible interpretación lleva a discutir ambos patrones por separado. Patrones similares fueron encontrados por Scasso *et al.* (1998) en el Miembro Longing de la Formación Ameghino, demostrando que la homogeneidad litológica, así como los patrones rítmicos de la Formación Ameghino, responden a la persistencia en el tiempo de los procesos que los generaron y avalan la representatividad del análisis.

La alternancia P1-P2 suele asociarse a variaciones en la temperatura superficial del agua, al aporte de nutrientes, a la dilución por incremento en el aporte de sedimentos del continente o a variaciones en el nivel de oxigenación de la columna de agua, entre otros factores (e.g. Einsele *et al.*, 1991; Berger y Lutre, 1994; Hu *et al.*, 2003; Bárcena *et al.*, 2005; Barron y Bukry, 2007). Para los depósitos descriptos, se estima que los factores de control más probables habrían sido las variaciones de la temperatura y del aporte de nutrientes ya que la oxigenación de las aguas superficiales fue generalmente buena de acuerdo con la fauna nectónica observada.

La señal producida por las variaciones de la temperatura puede ser transferida al registro sedimentario a partir de dos mecanismos: variaciones en la productividad superficial y la dilución clástica. Ambos mecanismos pueden generar patrones similares, y su diferenciación requiere de otro tipo de análisis como isótopos estables o tipo de materia orgánica, entre otros (Einsele *et al.*, 1991; Fischer *et al.*, 2004; Zühlke, 2004), que escapan a los objetivos del presente trabajo.

$$D_{ij} = \begin{pmatrix} & P1 & P2 & P3 & A & T \\ P1 & -0,33 & 0,19 & -0,01 & 0,09 & 0,05 \\ P2 & 0,15 & -0,23 & -0,03 & 0,01 & 0,11 \\ P3 & 0,01 & -0,07 & -0,08 & 0,10 & 0,04 \\ A & 0,22 & -0,07 & 0,00 & -0,11 & -0,04 \\ T & 0,20 & 0,03 & 0,07 & -0,12 & -0,18 \end{pmatrix}$$

$$Chi^2 = \begin{pmatrix} & P1 & P2 & P3 & A & T & Total \\ P1 & 0,00 & 5,96 & -0,14 & 2,74 & 1,28 & 9,85 \\ P2 & 2,89 & 0,00 & -0,37 & 0,17 & 0,00 & 2,69 \\ P3 & 0,03 & 0,00 & 0,00 & 0,68 & 0,23 & 0,94 \\ A & 2,88 & -0,59 & 0,03 & -0,55 & 0,00 & 1,77 \\ T & 3,81 & 0,47 & 1,32 & -0,70 & -0,85 & 4,05 \end{pmatrix} \begin{matrix} Total = 19,3 \\ Chi^2 = 38,6 \\ G.L. = 16 \end{matrix}$$

Figura 5. Matrices generadas para el análisis de cadenas de Markov. D_{ij} : matriz de diferencia, Chi^2 : matriz para el test de significancia con el método Chi^2 .

Figure 5. Matrices for the analysis of Markov chains. D_{ij} : differences matrix, Chi^2 : Chi^2 matrix.

La periodicidad de 1000 años (1140 y 1160 años) podría estar asociada a variaciones de temperatura por cambios climáticos dentro de la banda de frecuencias sub-Milankovitch (de Boer y Smith, 1994; Weedon, 2003) mientras que la periodicidad de 700 años (740 años) obtenida en el espectro *wavelet* no puede ser explicada a partir de este tipo de variaciones.

Las periodicidades de 1000 años suelen asociarse al ciclo de Hallstatt, que corresponde al mayor ciclo de actividad solar y se relaciona a la influencia gravitatoria que ejercen las sucesivas alineaciones entre Júpiter y Saturno sobre el Sol, desplazando su centro de masa y afectando la intensidad de la radiación solar que llega a la Tierra (Weedon, 2003; Wilson, 2006; Ma, 2007). Respuestas similares en la productividad superficial han sido reportadas en ambientes marino profundos del Holoceno. Por ejemplo, Patterson *et al.* (2004) reconocieron la influencia de la actividad solar sobre la variabilidad climática del Pacífico Norte. Sobre la base del patrón de sedimentación y la abundancia de diatomeas, estos autores reconocieron la presencia de los ciclos de Gleissberg (~90 años), Suess (~200 años) y Hallstatt (~1000, 1500 y 2300 años).

Por otro lado, los ciclos T-P1-P2, que presentan las mismas frecuencias, no pueden ser explicados por variaciones de la actividad solar, ya que existe una dependencia con la microfacies T (depósitos de caída). Es interesante comparar los resultados de este trabajo con los valores de frecuencia de erupciones volcánicas calculados por Scasso (2001), quien obtuvo valores de 715 y 1000 años para el Miembro Longing, similares a los obtenidos en el análisis de

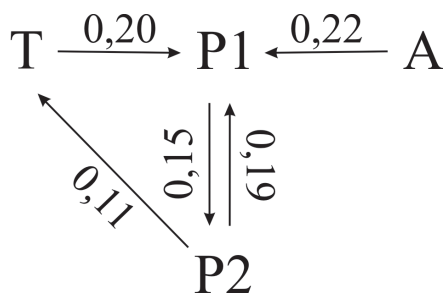


Figura 6. Diagrama de transiciones obtenido a partir del análisis de Markov.

Figure 6. Transition diagram from Markov chain analysis.

Fourier para el Miembro “Ameghino”.

El aporte de sílice desde el arco volcánico podría influir de diferentes modos sobre los organismos silíceos, a través de las modificaciones que sufre la química del agua oceánica. En el caso de los radiolarios, por ejemplo, el aporte de sílice al océano puede haber favorecido el potencial de preservación de los esqueletos silíceos, ya que en condiciones normales menos del 10% de los microorganismos silíceos marinos llegan al fondo, y menos de una décima parte de éstos se preserva en el registro fósil (Boltovskoy y Pujana, 2008). Los estudios realizados por Ragueneau *et al.* (2000) sobre radiolarios actuales demuestran que el 95% de los organismos silíceos que llegan al fondo son disueltos antes del enterramiento, aunque estos valores disminuyen hasta el 70% en las regiones de mayor productividad, como el Mar de Bering y la región antártica. La preservación de la sílice biogénica en el fondo oceánico depende de varios factores (Ragueneau *et al.*, 2000), entre ellos la tasa de sedimentación, la intensidad de la bioturbación y los procesos que controlan la cinética de la disolución.

El agua de mar se encuentra subsaturada en sílice, de manera que el aporte de sílice durante las erupciones volcánicas y principalmente la acumulación de cenizas en el fondo oceánico habrían actuado como inhibidores de la disolución de los esqueletos silíceos, aumentando su potencial de preservación.

Un elemento para corroborar esta hipótesis sería la comparación del espesor de la pared del esqueleto en períodos de mayor y menor contenido de sílice en el agua marina. Este tipo de evidencia fue utilizada por Barron y Bukry (2007) para reconocer la

influencia solar y su relación con períodos de mayor productividad en diatomeas del Golfo de California para los últimos 2000 años. En períodos de escasez, es de esperar que la pared del esqueleto fuese de menor espesor que en los períodos de abundancia. Sin embargo, esto no pudo comprobarse en este caso debido al estado de preservación de los radiolarios.

La mejor preservación de los radiolarios por el aporte volcánico permite explicar el ciclo T-P1-P2, ya que la presencia de la microfacies T (tobas) favorecería la preservación de radiolarios en la columna de agua y principalmente en el fondo oceánico evitando así su disolución durante un tiempo determinado, a partir del cual, comenzarían a actuar nuevamente los procesos de disolución que permitirían el pasaje transicional de la microfacies P1 a P2. De la misma manera las transiciones entre A y P1 responderían a factores similares, ya que las areniscas fueron interpretadas como turbiditas distales asociadas a eventos volcánicos explosivos. De este modo, las transiciones de T y A hacia P1 reflejarían el incremento de la preservación de los radiolarios luego de las erupciones. Este fenómeno podría estar superpuesto a la variación de productividad inherente al sistema oceánico, representada por las transiciones P1-P2 y su inversa, aunque a igual espesor, el intervalo temporal representado en P2 sería mayor que en P1, porque P2 representaría las condiciones más frecuentes en el ambiente de sedimentación.

Los ciclos P1-P2 pueden asociarse con variaciones en la temperatura siguiendo ciclos sub-Milankovitch, como se discutiera más arriba. Sin embargo, tampoco puede descartarse que su origen se deba al mismo efecto de preservación que los ciclos T-P1-P2, a partir de eventos volcánicos no registrados, pero esta hipótesis se vuelve especulativa y deberá ser contrastada en futuros estudios.

En síntesis, el modelo de preservación por aporte volcánico permite explicar satisfactoriamente las transiciones entre microfacies T-P1-P2 obtenidas estadísticamente con el método de cadenas de Markov. Los valores de periodicidad de 1140 y 740 años, obtenidos por series de Fourier, son consistentes con los cálculos elaborados por Scasso (2001) para la frecuencia de erupciones volcánicas en el Miembro Longing (entre 715 y 1000 años), y probablemente estén superpuestos con una señal climática originada por la actividad solar.

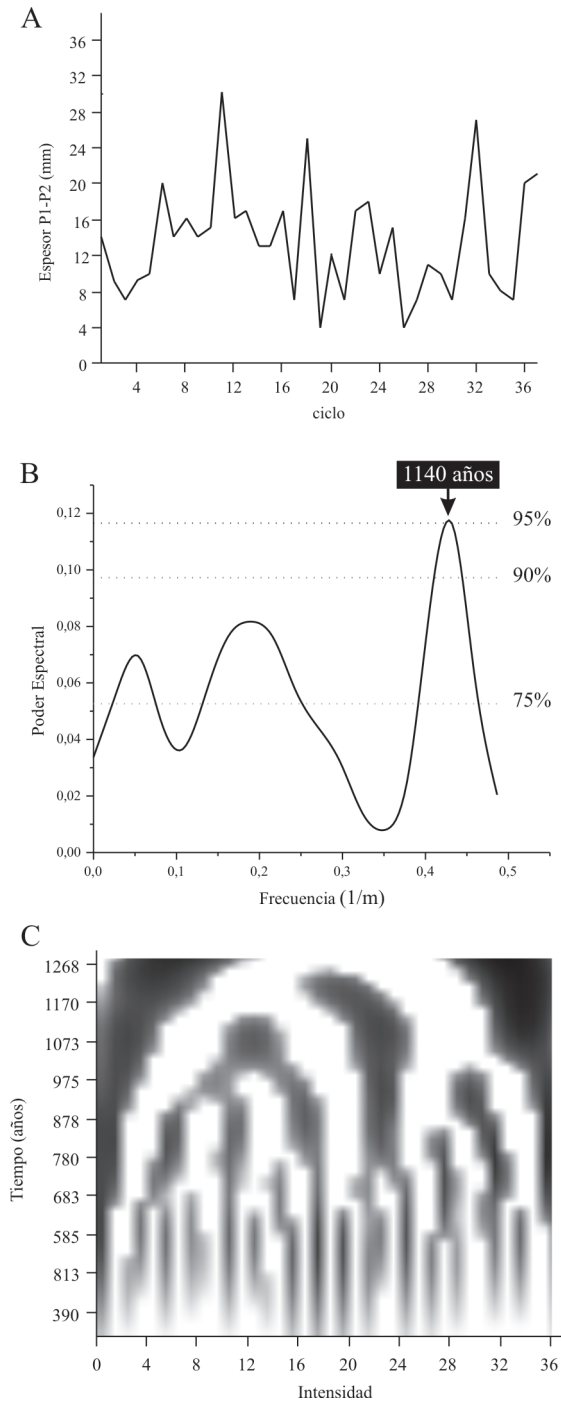


Figura 7. a) Serie temporal construida con los ciclos P1-P2, b) curva espectral obtenida a partir del análisis de series de Fourier, c) mapa de intensidades obtenido de la transformada *wavelet*. La escala S ha sido transformada a tiempo utilizando el espesor medio de la laminación (3,25 mm) y las tasas de sedimentación estimadas por Scasso (2001). La intensidad aumenta hacia el color negro.

Figure 7. a) Time series constructed with the P1-P2 cycles, b) spectral curve from Fourier series analysis, c) intensity map from the wavelet transform. The S scale has been converted to time using the lamination average thickness (3.25 mm) and sedimentation rates estimated by Scasso (2001). Darker color indicates increasing intensity.

CONCLUSIONES

Se reconocieron 5 microfacies en el contexto de un ambiente marino profundo, deficiente en oxígeno, dominado por sedimentación pelágica a hemipelágica y asociado a depósitos piroclásticos de caída: pelitas con radiolarios, pelitas negras, pelitas bioturbadas y peloidales, tobas y areniscas.

Las microfacies de pelitas con radiolarios indican períodos de alta productividad superficial o baja dilución. Las microfacies de pelitas bioturbadas y de pelitas negras indican por el contrario períodos de baja productividad o alta dilución, pero en condiciones subóxicas o exaeróbicas.

Las microfacies de tobas y areniscas se interpretan como depósitos piroclásticos de caída y turbiditas, respectivamente. Estas dos microfacies están relacionadas a procesos eruptivos, ya que las areniscas (turbiditas) tienen similares composiciones detríticas que las tobas, indicando una composición común. Probablemente, las erupciones volcánicas fueron el factor desencadenante de los flujos turbidíticos.

El análisis de **cadena de Markov** permitió identificar relaciones de transición y recurrencia en las microfacies. Se observó que existe una relación cíclica entre P1 y P2, que respondería a variaciones de productividad/dilución inherentes al sistema oceánico. La transición de la microfacies T a P1 puede ser explicada como aumento de sílice disuelta en el agua oceánica aportada por la lluvia de cenizas, de la misma forma que para la transición de A a P1, favoreciendo la preservación de los organismos silíceos.

El análisis de **series de Fourier** resultó útil para definir una posible señal climática del orden de los 700 años y 1000 años. Si bien la segunda frecuencia podría estar asociada al ciclo de actividad solar de Hallstatt, la similitud de estos valores con la frecuencia de erupciones volcánicas calculadas por Scasso (2001), probablemente indiquen la superposición de ambas señales.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al Instituto Antártico Argentino por el apoyo logístico para las tareas de campo y a Wolfgang Kiessling por su colaboración en los muestreos de campo. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la UBA

por subsidiar los trabajos de laboratorio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bárcena, M.A., Sesma, J., Isla, E. y Palanques, A., 2005. Respuesta del registro sedimentario a la ciclicidad solar en el estrecho de Gerlache (península Antártica). *Geogaceta* 38:179-182.
- Barron, J.A. y Bukry, D., 2007. Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology* 62:115-139.
- Berger, A. y Loutre, M.F., 1994. Astronomical forcing through geological time. En de Boer, P.L. y Smith, D.G. (Eds.), *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. International Association of Sedimentologist, Special Publication 19:15-24. Oxford.
- Boltovskoy, D. y Pujana, I., 2008. Radiolaria. En Camacho, H.H. y Longobucco, M.I. (Eds.), *Los Invertebrados Fósiles*, I: 101-132. Vázquez Mazzini, Buenos Aires.
- de Boer, P.L. y Smith, D.G., 1994. Orbital Forcing and cyclic sequences. En de Boer, P.L. y Smith, D.G. (Eds.), *Orbital Forcing and cyclic sequences*. International Association of Sedimentologist, Special Publication 19:1-14. Oxford.
- del Valle, R.A., Elliot, D.H. y Macdonald, D.I.M., 1992. Sedimentary basins on the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. *Antarctic Science* 4:477-478.
- Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A., 1991. Cycles and Events in Stratigraphy - Basic Concepts and Terms. En Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag, 1-23 pp. Berlin.
- Farquharson, G.W., 1982. Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to southern Andes. *Journal of the Geological Society of London* 139:721-728.
- Farquharson, G.W., 1983. The Nordenskjöld Formation of the northern Antarctic Peninsula: an Upper Jurassic radiolarian mudstone and tuff sequence. *British Antarctic Survey Bulletin* 60:1-22.
- Fischer, A.G., D'Argenio, B., Premoli-Silva, I., Weissert, H. y Ferreri, V., 2004. Cyclostratigraphy approach to Earth's history: an introduction. En D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli-Silva, I., Weissert, H. y Ferreri, V. (Eds.), *Cyclostratigraphy: Approaches and Cases Histories*. SEPM, Special Publication 81:5-16. Tulsa.
- Haas, J. y Filácz, E. T., 2004. Facies changes in the Triassic-Jurassic boundary interval in an intraplateau basin succession at Csóvár (Transdanubian Range, Hungary). *Sedimentary Geology* 168:19-48.
- Hathway, B., 2000. Continental rift to back-arc basin: Jurassic-Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctica Peninsula. *Journal of the Geological Society of London* 157:417-432.
- Hu, F.S., Kaufman, D., Yoneji, S., Nelson, D., Shemesh, A., Huang, Y., Tian, J., Bond, G., Clegg, B. y Brown, T., 2003. Cyclic Variation and Solar Forcing of Holocene Climate in the Alaskan Subarctic. *Science* 301:1890-1893.
- Kiessling, W., 1996. Facies Characterization of Mid-Mesozoic Deep-Water Sediments by Quantitative Analysis of Siliceous Microfaunas. *Facies* 35:237-274.
- Kiessling, W., Scasso, R.A., Zeiss, A., Riccardi, A.C. y Medina, F.A., 1999. Combined radiolarian-ammonite stratigraphy for the Late Jurassic of the Antarctic Peninsula: implications for radiolarian stratigraphy. *Geodiversitas* 21:687-713.
- Ma, L.H., 2007. Thousand-Year Cycle Signals in Solar Activity. *Solar Physics* 245:411-414.
- Macdonald, D.I. Barcker, P.F., Garret, S.W., Ineson, J.R., Pirrie, D., Storey, B.C., Whitham, A.G., Kinghorn, R.R.F. y Marshall, J.E.A., 1988. A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. *Marine and Petroleum Geology* 5:34-53.
- Medina, F.A. y Ramos, A.M., 1981. Geología de las inmediaciones del Refugio Ameghino (64°26'S, 58°59'W) Tierra de San Martín, Península Antártica. *Contribuciones del Instituto Antártico Argentino* 293:1-18.
- Miall, A.D., 1973. Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. *Sedimentology* 20:347-364.
- Müller, R.A. y MacDonald, G., 2000. *Ice ages and astronomical causes: data, spectral analysis and mechanisms*. Springer Verlag, Londres, 318 pp.
- Patterson, R.T., Prokoph, A. y Chang, A., 2004. Late Holocene sedimentary response to solar and cosmic ray activity influenced climate variability in the NE Pacific. *Sedimentary Geology* 172:67-84.
- Ragueneau, O., Tréguer, P., Leynaert, A., Anderson, R.F., Brzezinski, M.A., DeMaster, D.J., Dugdale, R.C., Dymond, J., Fischer, G., Francois, R., Heinze, C., Maier-Reimer, E., Martin-Jézéquel, D., Nelson, D.M. y Quéguiner, B., 2000. A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change* 26:317-365.
- Santisteban, M., 1997. *Análisis estratigráfico de la Formación Ameghino en el área de Longing Gap, Península Antártica*. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 102 pp. (inédito).
- Scasso, R.A., 2001. High-frequency explosive volcanic eruptions in a Late Jurassic volcanic arc: the Ameghino Formation, Antarctica Peninsula. *Journal of Sedimentary Research* 71:101-106.
- Scasso, R.A., Kiessling, W. y Santisteban, M., 1998. Ciclos Markovianos de Tobas - Radiolaritas con dependencia de transición simple en el Jurásico Superior de Antártida. *10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, Actas 1:84.
- Weedon, G., 2003. *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy. Examining stratigraphic record of environmental cycles*. Cambridge University Press, New York, 259 pp.
- Whitham, A.G., 1993. Facies and depositional processes in an Upper Jurassic to Lower Cretaceous pelagic sedimentary sequence, Antarctica. *Sedimentology* 40:331-349.
- Whitham, A.G. y Doyle, P., 1989. Stratigraphy of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Nordenskjöld Formation of eastern Graham Land, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences* 2:371-384.
- Wilson, I.R.G., 2006. Possible evidence of the de Vries, Gleissberg and Hale cycles in the Sun's barycentric motion. *Australian Institute of Physics 17th National Congress*:3-8. Brisbane.
- Zühlke, R., 2004. Integrated cyclostratigraphy of a model Mesozoic carbonate platform-the Latemar (Middle Triassic, Italy). En D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli-Silva, I., Weissert, H. y Ferreri, V. (Eds.), *Cyclostratigraphy: Approaches and Cases Histories*. SEPM, Special Publication 81:183-211. Tulsa.