

CICLOESTRATIGRAFÍA DEL INTERVALO TITHONIANO EN LA SECCIÓN DE LAS TAPADERAS, FORMACIÓN VACA MUERTA, CUENCA NEUQUINA SURMENDOCINA, ARGENTINA

Diego A. Kietzmann^{1,2*}, Juan Pablo Palacio³ y María Paula Iglesia Llanos^{1,2}

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires.

²IGeBA, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Intendente Guiraldes 2160, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

³YPF S.A., Bv. Macacha Güemes 515, 1106 Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina
(*e-mail: diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar)

Resumen

La Formación Vaca Muerta en la sección de Las Tapaderas está caracterizada por una sucesión rítmica de margas y calizas. La sección se extiende desde la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* hasta la Zona de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano inferior- Berriasiano inferior) donde es cubierta por los depósitos volcanoclásticos de la Formación Loma Seca (Pleistoceno superior). El análisis de facies permitió reconocer seis litofacies, que fueron agrupadas en dos facies correspondientes a los subambientes de cuenca y rampa externa distal, dentro del contexto de una rampa carbonática. El análisis secuencial, basado en el reconocimiento de superficies de inundación, permitió identificar tres secuencias depositacionales compuestas de carácter regional. La primera secuencia depositacional tiene un espesor de 20 m y abarca las biozonas de *Virgatosphinctes andesensis* hasta el tercio inferior de *Windhausenicerias internispinosum* (Tithoniano medio alto a superior bajo). La segunda secuencia depositacional tiene un espesor de 27 m y se extiende desde el tercio inferior de *Windhausenicerias internispinosum* hasta alcanza la base de la Zona de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior). La tercera secuencia depositacional presenta 30 m de espesor y abarca la Zona de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior – Berriasiano inferior). El análisis cicloestratigráfico se basó en el reconocimiento de ciclos elementales marga/caliza o marga/marga. Una serie temporal construida a partir de los espesores de los ciclos elementales fue analizada mediante series de Fourier. Se identificaron 220 ciclos elementales que se asignan al ciclo de precesión (~21 ka), 53 ciclos de excentricidad de baja frecuencia (79 y 132 ka) y 11 ciclos de excentricidad de alta frecuencia (410 ka). El análisis espectral permitió también reconocer la presencia del ciclo de oblicuidad (46 ka), el cual ha sido registrado erráticamente en la Formación Vaca Muerta. Estos datos permitieron la construcción de una escala orbital para esta sección, que es consistente con los resultados publicados previamente por los autores y la precisa ubicación del límite Jurásico-Cretácico en esta sección.

Asimismo se calculó una tasa de sedimentación de 10-19 m/Ma para esta sección.

Palabras clave: Milankovitch, escala orbital, Jurásico Superior, cronoestratigrafía.

Abstract

Cyclostratigraphy of the Tithonian Interval at Las Tapaderas section, Vaca Muerta Formation, Southern Mendoza Neuquén Basin, Argentina. The Vaca Muerta Formation at Las Tapaderas section is characterized by a rhythmic succession of marlstone and limestone. The section spans the *Virgatospinctes andesensis* Zone to the *Substeueroceras koeneni* Zone (Lower Tithonian - Lower Berriasian) where it is covered by volcanoclastic deposits of the Loma Seca Formation (Upper Pleistocene). Facies analysis allowed the recognition of six lithofacies, which were grouped into two facies corresponding to the basin and distal outer ramp sub-environments, within a carbonate ramp system. Sequence stratigraphic analysis, based on the recognition of flooding surfaces, allowed the identification of three composite depositional sequences of a regional nature. The first depositional sequence is 20 m thick and spans the *Virgatospinctes andesensis* to the lower third of *Windhausenicerias internispinosum* Zones (Lower Tithonian to lowermost Upper Tithonian). The second depositional sequence is 27 m thick and extends from the lower third of *Windhausenicerias internispinosum* to the base of the *Substeueroceras koeneni* Zones (Upper Tithonian). The third depositional sequence is 30 m thick and covers the *Substeueroceras koeneni* Zone (Upper Tithonian - Lower Berriasian). The cyclostratigraphic analysis was based on the recognition of marlstone/limestone and marlstone/marlstone elementary cycles. A time series built from thickness of elementary cycles was analyzed using Fourier series: 220 elementary cycles were identified which are assigned to the precession cycle (~21 ky), 53 low frequency eccentricity cycles (79 and 132 ky) and 11 high frequency eccentricity cycles (~ 410 ky). The spectral analysis also allowed to recognize the presence of the obliquity cycle (46 ky), which has been erratically recorded in the Vaca Muerta Formation. These data allowed the construction of an orbital scale for this section, which is consistent with the results previously published by the authors and the precise location of the Jurassic-Cretaceous boundary in this locality. Likewise, a sedimentation rate of 10-19 m/Ma was calculated for this section.

Key words: Milankovitch, orbital scale, Upper Jurassic, chronostratigraphy.

1. Introducción

La cicloestratigrafía es una subdisciplina que se dedica a la caracterización, correlación e interpretación de variaciones cíclicas periódicas o (cuasi-periódicas) en el registro sedimentario relacionadas con cambios en la insolación inducidos por variaciones cíclicas de la órbita terrestre (ciclos Milanković) [1-2]. En el registro sedimentario la señal orbital puede estar ausente, o distorsionada por interrupciones en la sedimentación o por variaciones autocíclicas propias de los ambientes sedimentarios [3]. Es por ello que la cicloestratigrafía representa una herramienta valiosa para un completo entendimiento de los sistemas sedimentarios [4], que permite la construcción de un sistema de datación de alta resolución alcanzando una precisión del orden de los 10 mil años [1-5]. La impronta orbital en los sistemas carbonáticos marinos es particularmente importante, ya que estos sistemas son muy sensibles a los cambios en la insolación, que se traducen en cambios en la sedimentación y acomodación [6-7]. Los cambios en la insolación tienen una compleja influencia, sea directa o indirecta, sobre la temperatura del agua, el aporte de agua dulce y nutrientes a partir de sistemas fluviales, los patrones de circulación oceánica, y la producción, transporte y acumulación de los carbonatos [8].

La cicloestratigrafía es una disciplina ampliamente utilizada en el hemisferio norte desde la década de 1970 [9] y uno de los cuatro pilares fundamentales para la construcción de las escalas cronoestratigráficas globales [10]. El estudio de las sucesiones cíclicas orbitalmente controladas ha permitido la calibración de la escala geológica del Neógeno, el Cretácico Superior y algunos pisos del Jurásico, entre otros [1-5,10]. Por el contrario, estudios de esta naturaleza son escasos en el hemisferio sur y particularmente en Argentina donde existen afloramientos jurásico-cretácicos excelentemente expuestos que permitirían mejorar la calibración temporal del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano.

Los estudios cicloestratigráficos sistemáticos realizados en Argentina incluyen aquellos realizados en los Miembros Pilmatue (Valanginiano superior – Hauteriviano inferior) [11] y Agua de la Mula (Hauteriviano superior-Barremiano inferior) de la Formación Agrío [12-13], así como los realizados en el Tithoniano-Valanginiano inferior de la Formación Vaca Muerta [14-17]. Particularmente los trabajos realizados en la Formación Vaca Muerta han permitido la construcción de la primera escala orbital flotante para el Tithoniano-Valanginiano del hemisferio sur. Recientemente, se presentaron una nueva escala orbital flotante para el Tithoniano-Hauteriviano a partir de la integración de datos cicloestratigráficos recolectados por el investigador responsable en las Formaciones Vaca Muerta y Agrío en el sur de la provincia de Mendoza [18]. Sin embargo, es necesario continuar profundizando estos estudios con numerosas secciones estratigráficas que avalen estadísticamente los resultados obtenidos.

En este trabajo se presentan los resultados cicloestratigráficos obtenidos de una nueva sección estratigráfica del Tithoniano de la Formación Vaca Muerta, excelentemente expuesta en las nacientes del río Grande, sur de Mendoza, en un área conocida como Las Tapaderas. Para ello se realizó un detallado análisis de facies estratigráfico secuencial que sirvió de marco para el estudio cicloestratigráfico, con el objetivo de realizar correlaciones cicloestratigráficas de alta resolución con otras secciones ampliamente estudiadas de la cuenca y establecer mediante cicloestratigrafía la posición del límite Jurásico-Cretácico en esta sección.

2. Marco Geológico

La Cuenca Neuquina se localiza entre los 32° y 40° de latitud sur, en el sector oriental de los Andes de Argentina y en la región central de Chile [19-20]. En Argentina, la cuenca abarca las provincias del Neuquén, Mendoza, Río Negro y La Pampa, con sus mayores exposiciones en las dos primeras [19-21]. Su evolución sedimentaria comenzó en el Triásico Tardío como producto de la extensión continental de intraplaca asociada al desmembramiento de Gondwana, la cual permitió el desarrollo de depocentros aislados asociados a fallas transcurrentes, que luego serían rellenadas por sedimentos volcanoclásticos y continentales. Posteriormente, desde el Jurásico Temprano y hasta el Cretácico Tardío, el emplazamiento de un régimen de subsidencia termal permitió el desarrollo de un amplio engolfamiento marino, el cual estaba limitado al oeste por un arco de islas volcánicas. Finalmente, a partir del Cretácico Tardío, el desarrollo de un sistema de retroarco flexural provocó un cambio progresivo de sedimentación marina a continental, levantando los afloramientos plegados en la parte occidental del área y exponiendo una gran variedad de sucesiones mesozoicas [20-22].

La Formación Vaca Muerta corresponde a las facies distales de un sistema carbonático/mixto desarrollado durante el Tithoniano-Valanginiano, el cual ha sido asignado al Subgrupo Mendoza Inferior [23] del Grupo Mendoza [24]. El Subgrupo Mendoza Inferior comprende el intervalo temporal Kimmeridgiano - Valanginiano inferior y está limitado en su base por la discordancia Intramálmica y en su techo por la discordancia Intravalanginiana [23]. En el sector surmendocino el Subgrupo Mendoza Inferior incluye a las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Lindero de Piedra y Chachao [19].

La sección estudiada se localiza en un área conocida como Las Tapaderas. Esta localidad se encuentra ubicada a unos 60 km al sudoeste de la localidad de Malargüe, dentro del departamento homónimo. Se accede a la zona a través de la ruta provincial 226, sentido hacia el norte, la cual se dirige hacia el Paso Vergara, en el límite con Chile (Fig. 1). En esta sección los depósitos de la Formación Vaca Muerta apoyan en paraconcordancia sobre los depósitos continentales de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano-Tithoniano inferior?). Los primeros 15 m de la unidad se encuentran parcialmente cubiertos y no serán

analizados en este trabajo. La parte superior de la unidad se encuentra cubierta discordantemente por los depósitos volcanoclásticos de la Formación Loma Seca (Pleistoceno superior). En este área la unidad contiene amonites de las Zonas Andinas de *Virgatosphinctes andesensis* a *Substeuerocheras koeneni* (Vennari com. pers.), que indican una edad Tithoniano temprano a Berriasiano temprano [25-27].

3. Metodologías

Se describió y levantó capa a capa un perfil sedimentario detallado. Cada banco fue descrito teniendo en cuenta su geometría, litología, estructuras sedimentarias, contenido fósil, aspectos tafonómicos y características petrográficas. Se realizó un análisis de facies siguiendo la metodología clásica [28], diferenciando litofacies y facies. Para las litofacies se utilizó el código propuesto por el primer autor [29], el que consiste en tres letras: la primera letra indica la textura/litología (se utiliza itálica para las litologías carbonáticas), la segunda letra indica el componente aloquímico principal (como subíndice), y la tercera letra refiere a la estructura sedimentaria. El marco estratigráfico de secuencias se basa en la identificación de superficies de inundación y patrones de apilamiento, siguiendo el modelo de secuencias transgresivo-regresivas [29-30].

El análisis cicloestratigráfico se basó en la diferenciación de pares litológicos de escala decimétrica (marga/caliza o marga calcárea/marga) o ciclos elementales. Las periodicidades de mayor menor orden fueron inspeccionadas a partir del análisis de series de Fourier. Se construyó una serie temporal a partir del espesor de los ciclos elementales. La variable tiempo se introdujo como intervalos regulares de tiempo una vez establecida la periodicidad del ciclo elemental: tiempo representado en la sección estratigráfica dividido el número de ciclos elementales.

Se aplicó el procedimiento REDFIT [31] con ventana Blackman-Harris y sin superposición de intervalos, en el software PAST 4.0 [31]. La serie temporal se incorporó en forma de dos columnas con datos de tiempo y espesor, con el fin de obtener directamente datos en tiempo. Para ello se asignó la periodicidad obtenida para el ciclo elemental (~21 ka). La serie temporal fue corregida previo al análisis espectral sustrayendo el valor medio y las tendencias generadas por cambios relativos en el nivel del mar (secuencias depositacionales), permitiendo el centrado de los datos y la estabilización de la varianza [3]. La presencia de valores *outliers*, así como los depósitos originados por eventos no-cíclicos (e.g., facies volcanoclásticas) fueron eliminados de la serie temporal. El análisis de ciclicidad se basa en las siguientes premisas: 1) la sección consiste en una sucesión de ciclos elementales que muestran espesores similares dentro del rango de algunos decímetros, y por lo tanto pueden considerarse como de similar duración; 2) El número de ciclos elementales es suficientemente largo para que los resultados sean estadísticamente significativos (densidad de muestreo al menos 12 veces el

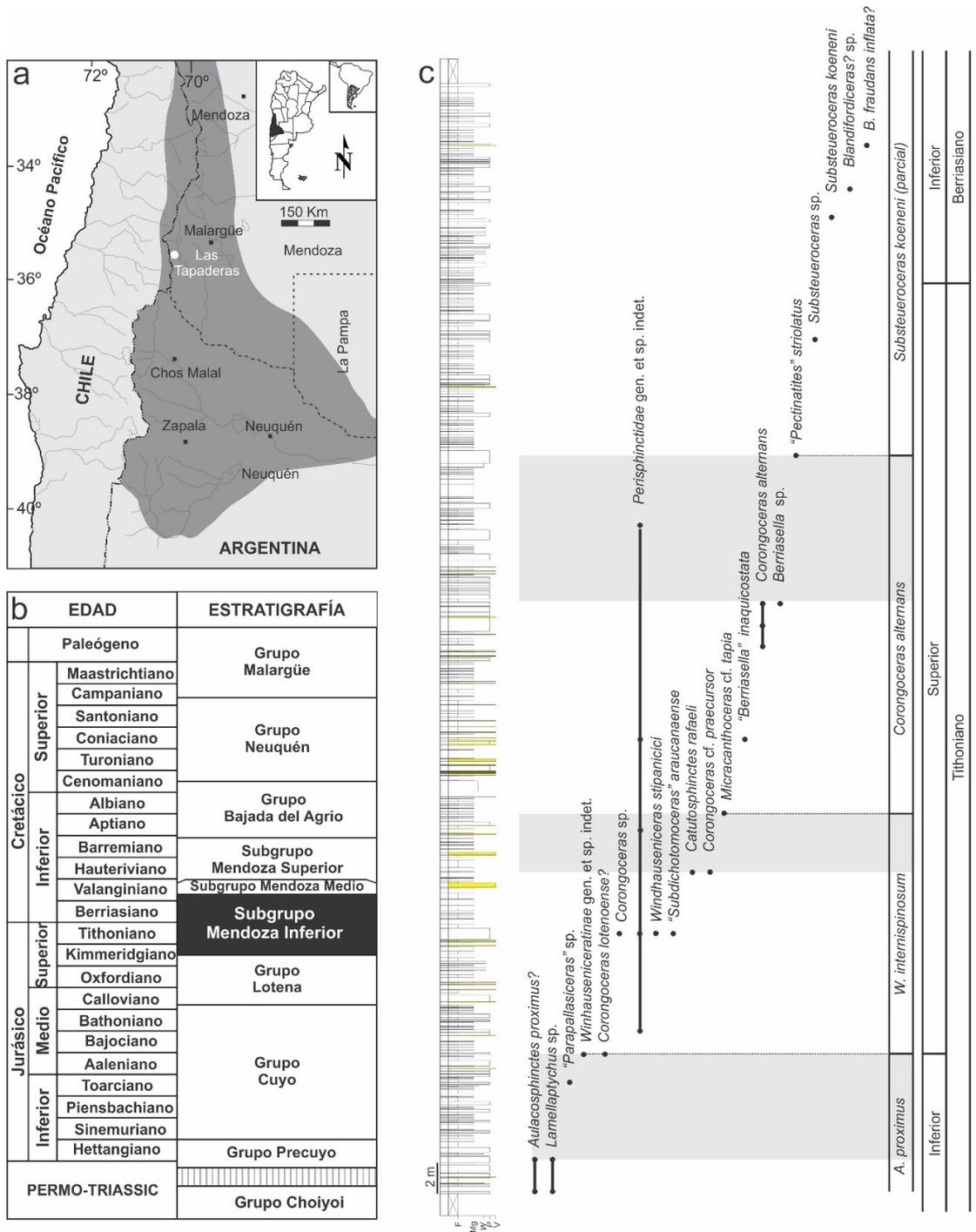


Fig. 1. a) Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina y localización de la sección de Las Tapaderas; b) Cuadro estratigráfico de la cuenca Neuquina. En color negro se destaca el Subgrupo Mendoza Inferior, donde se encuentra contenida la Formación Vaca Muerta; c) Perfil sedimentario de la Formación Vaca Muerta en la localidad de Las Tapaderas. De izquierda a derecha se muestran el perfil sedimentario (en amarillo se indican las facies volcanoclásticas que no serán consideradas en el análisis de ciclicidad), la distribución de las especies de amonites y las zonas de amonites (Vennari com. pers.). En sombreado gris se indica la incertidumbre en la definición de las zonas de amonites.

espesor de la periodicidad buscada [3]; 3) No hemos observado evidencias de condensación u omisión, por lo que se asume que existe continuidad temporal al menos a escala de la banda de frecuencias de Milanković.

4. Análisis de facies

El análisis de facies en escala micro y macroscópica permitió establecer las litofacies principales (Fig. 2) que pueden ser agrupadas en dos facies correspondientes a los subambientes de rampa externa distal y cuenca (Fig. 3) en el modelo de rampa carbonática [32].

4.1 Facies 1: rampa externa distal

La facies 1 está dominada por las litofacies de margas laminadas (M_{gh}) y *packstones/grainstones* intraclásticos laminados (P_G_h), las cuales se alternan rítmicamente. De manera subordinada se intercalan tobas masivas a gradadas (T_{cm}, T_{cg}) y lapillitas masivas o gradadas (L_m, L_g), así como *bindstones* microbianos laminados (B_{ml}). La relación marga/caliza es 4:1.

Las margas laminadas (M_{gh}) son de color negro a gris oscuro, masivas a laminadas. Son lateralmente persistentes con espesores constantes de entre 5 y 30 cm (Fig. 2b). Las margas se encuentran fuertemente compactadas. Presentan concreciones subsféricas de hasta 25 cm de espesor formadas durante la diagénesis temprana. Las mediciones realizadas en las concreciones sugieren valores de 70 a 98 % de compactación. Algunas margas son fango-sostenidas, dominadas por terrígenos tamaño limo, entre los que dominan clastos de cuarzo y plagioclasa. Otras son grano-sostenidas, dominadas por fábricas intraclásticas. Los intraclastos son arcilloso-micríticos, angulosos a subangulosos, bien seleccionados en el tamaño arena fina a mediana. Este tipo de margas muestra normalmente desarrollo de turboglifos en sus bases, indicando paleocorrientes hacia el SE (130°). Contienen además bivalvos, amonites, y radiolarios calcitizados. En algunas laminas delgadas puede observarse la presencia de materia orgánica amorfa que se distribuye homogéneamente o siguiendo los planos de la laminación.

Los *packstones/grainstones* intraclásticos laminados (P_G_h) son de color gris oscuro a negro y tienen espesores de 10 a 30 cm (Fig. 2c). Los bancos son lateralmente persistentes, aunque sus espesores varían ligeramente debido a los efectos de la diagénesis que redistribuye el carbonato. Sus bases son netas y ocasionalmente erosivas. Las partículas dominantes corresponden a intraclastos micríticos, angulosos a subangulosos, bien seleccionados en el tamaño arena fina a mediana. Otras partículas incluyen radiolarios calcitizados, foraminíferos bentónicos, amonites, bivalvos, crinoideos saccocómidos y gastrópodos, los que se disponen de manera caótica en niveles discretos. Algunos amonites se presentan

imbricados, indicando paleocorrientes hacia el SSE (110°), sin embargo, algunas láminas intraclásticas desarrollan laminación ondulítica en niveles muy discretos que indican paleocorrientes hacia el OSO (280°).

Los *bindstones* microbianos laminados (B_{ml}) presentan una laminación planar irregular bien definida. Estos bancos son lateralmente persistentes, alcanzando entre 10 y 60 cm de espesor (Fig. 2e). La característica más evidente es una conspicua laminación milimétrica a submilimétrica definida por láminas de calcita microgranular translúcida y láminas micríticas a peloidales con microfósiles. En esta facies los B_{ml} suelen presentar morfologías planares y dómicas. Las observaciones en SEM muestran que los cristales de calcita están conectados a través de estructuras filamentosas de posible origen microbiano. Las partículas esqueléticas son escasas, incluyendo ostras, escleritos de holoturoideos, amonites, restos óseos de peces, radiolarios, calciesferas y ostrácodos.

Las tobas masivas a gradadas (T_{cm} , T_{cg}) aparecen en capas tabulares de color gris claro a gris verdoso. Presentan contactos netos con bases planas a erosivas. Ocasionalmente se observan estructuras de deformación por carga que presentan morfologías concéntricas (*gleitreppen*). Los techos están frecuentemente deformados por carga (calcos de carga). Tienen espesores de 1 a 30 cm, son usualmente masivas a laminadas, y ocasionalmente presentan laminación ondulítica de corriente. Muchas de ellas se encuentran bioturbadas. A escala microscópica se componen de abundantes trizas vítreas y fragmentos pumíceos en láminas de 2 a 5 mm de espesor, con gradación normal o inversa. Las partículas se encuentran inmersas en un mosaico de calcita poikilotópica, con cristales de hasta 2 cm de tamaño.

Las lapillitas masivas o gradadas (L_m , L_g) presentan entre 5 y 10 cm de espesor, son masivas o gradadas (gradación inversa), con bases planas y netas. Se componen de fragmentos pumíceos tamaño arena gruesa a gránulo reemplazados por calcita (Fig. 2g). En algunos casos presentan una matriz micrítica y contienen otras partículas, como pellets de crustáceos, bivalvos y radiolarios.

Esta facies es interpretada como el sector de la rampa externa distal en donde se alternan depósitos de alta energía, posiblemente relacionados a períodos de tormentas y depósitos de baja energía adjudicados a períodos de buen tiempo [29, 33]. Durante los episodios de alta energía tuvieron lugar la depositación de las margas laminadas grano-sostenidas y los packstones/grainstones intraclásticos laminados. La abundancia de intraclastos micríticos indicaría un retrabajo del subsuelo marino por corrientes de fondo [34] y la presencia de turboglifos refuerza la idea de episodios erosivos. La presencia de bioclastos desarticulados, fragmentados e imbricados, provendrían de sectores más proximales del ambiente, alcanzando y depositándose en sectores distales como flujos tipo turbidíticos (tempestitas distales) [29, 33]. La información de las paleocorrientes sugiere que este sector de la cuenca recibía sedimentos provenientes tanto del margen oriental como del margen occidental de la cuenca,

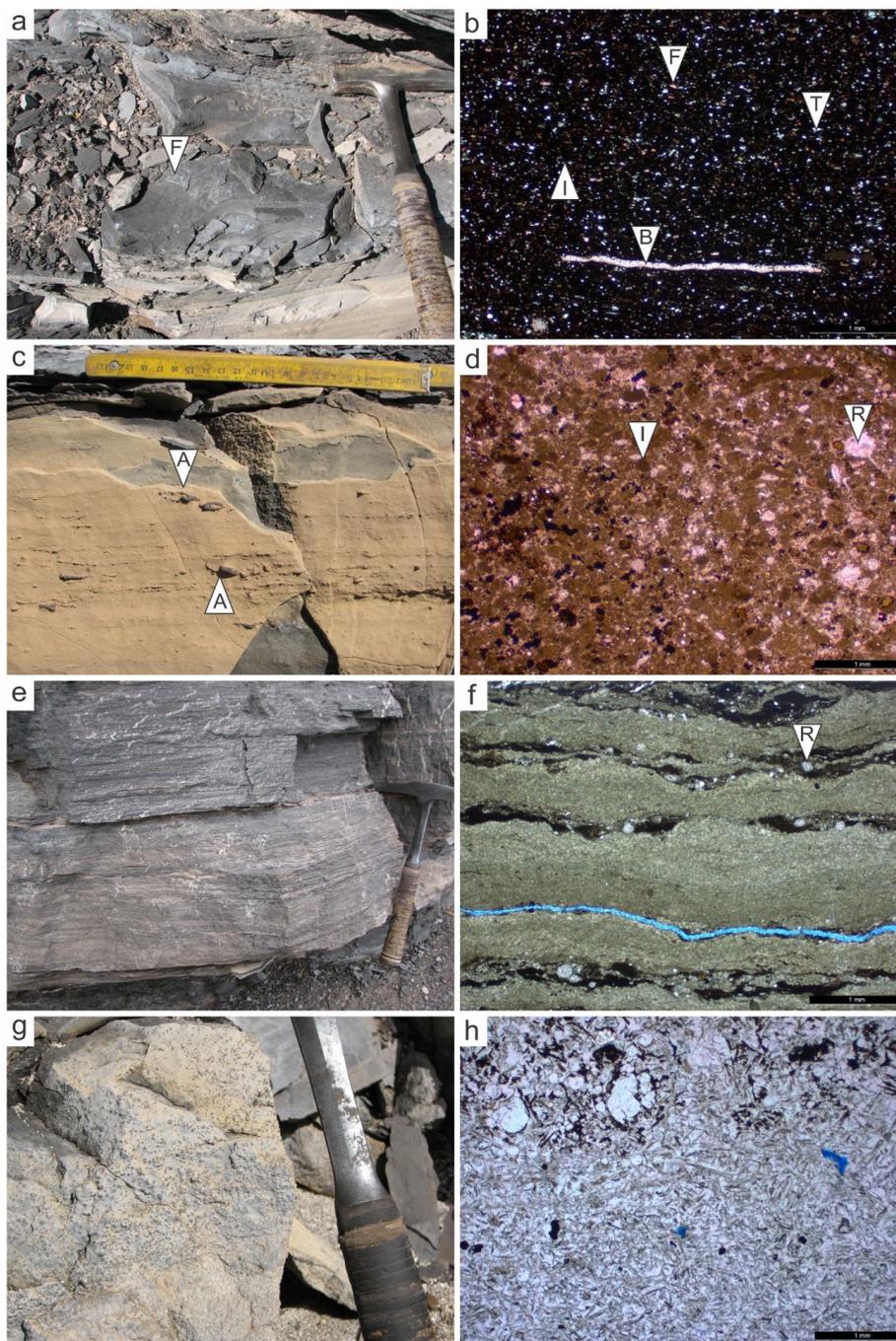


Fig. 2. Litofacias principales reconocidas en la sección Las Tapaderas de la Formación Vaca Muerta: a-b) Margas laminadas, donde puede observarse la presencia de restos óseos fosfáticos (F), fragmentos de bivalvos (B), y terrígenos (I) en una matriz grano-sostenida dominada por intraclastos (I); c-d) *Packstone/grainstones* intraclásticos laminados, con amonites imbricados (A), radiolarios calcitizados (R) y abundantes intraclastos micríticos (I); e-f) *Bindstones* microbianos laminados, donde puede observarse la alternancia de láminas microcristalinas irregulares y láminas micríticas con radiolarios (R); g-h) Tobas que pasan a lapillitas, donde puede observarse la gradación inversa generada por los fragmentos pumíceos en las lapillitas (g) y a nivel de intralámina por las trizas vítreas (h). Escala gráfica: 1 mm.

por lo que se infiere que este sector corresponde al sector más central del depocentro sur mendocino

Durante los períodos de baja energía (buen tiempo) tuvo lugar la depositación de las margas laminadas, a partir de decantación por debajo del nivel de olas de tormenta y retrabajos de corrientes de fondo. La abundancia de organismos planctónicos (radiolarios y crinoideos) y nectónicos (amonites, peces) sugiere condiciones de buena oxigenación en el sector superficial de la columna de agua que permitiría la proliferación de estos organismos. Sin embargo, los niveles inferiores de la columna de agua se encontrarían por debajo de la zona de oxígeno mínimo y permitirían la preservación de la materia orgánica y de los restos provenientes de los sectores superficiales. Estos sectores serían óptimos para organismos bentónicos epifaunales suspensívoros, como ostras y lucínidos, con capacidad de desarrollo en condiciones de baja oxigenación y sustratos fangosos. Durante los episodios transgresivos, estas condiciones de baja tasa de sedimentación y anoxia en el sustrato fueron óptimas para la acumulación de materia orgánica y la proliferación de microbios y bacterias, lo que permitió la formación de *bindstones* microbianos [29].

Las facies volcanoclasticas (T_{cm} , T_{cg} , Lm , Lg), corresponden a materiales piroclásticos originados arco volcánico andino y depositados por decantación en el fondo marino. En el caso de las lapillitas posiblemente se hayan originado a partir de decantación de partículas en flotación, lo que explicaría la presencia de gradación inversa, ya que las partículas de mayor tamaño tardan más en rellenar sus poros de agua [29]. Sin embargo, la presencia de estructuras de base como calcos de carga, bases erosivas y gradaciones normales o inversas en las tobas, sugiere que estos depósitos se encuentran retrabajados y se depositaron como corrientes de turbidez [29].

4.2 Facies 2: cuenca

La facies 2 está dominada por margas laminadas (Mgh) entre las que se intercalan de manera subordinada *packstones/grainstones* intraclásticos laminados (PG,h), *bindstones* microbianos (B_{ml}), y facies volcanoclasticas (Lg y T_h). Las litofacies son similares a las de las facies 2, pero la relación marga/caliza es de 9:1.

Las margas laminadas (Mgh) son de color negro a gris oscuro, masivas a laminadas, con espesores constantes de entre 30 y 120 cm. Presentan concreciones subsféricas de hasta 70 cm de espesor formadas durante la diagénesis temprana. La mayor parte de las margas son fango-sostenidas, dominadas por terrígenos tamaño limo, entre los que dominan clastos de cuarzo y plagioclasa. Contienen además bivalvos, amonites, y radiolarios calcitizados. En algunas laminas delgadas puede observarse la presencia de materia orgánica amorfa que se distribuye homogéneamente o siguiendo los planos de la laminación.

Los *packstones/grainstones* intraclásticos laminados (PG_{ih}) son de color gris oscuro a negro y tienen espesores de 5 a 10 cm. Sus bases son netas y ocasionalmente erosivas. Las partículas dominantes corresponden a intraclastos micríticos, angulosos a subangulosos, bien seleccionados en el tamaño arena fina a mediana. A diferencia de la litofacies PG_{ih} en las facies 1, en las facies 2 es mucho más abundante la presencia de radiolarios calcitizados, foraminíferos bentónicos, amonites, bivalvos, crinoideos saccocómidos y gastrópodos, los que se disponen de manera caótica.

Los *bindstones* microbianos laminados (B_{ml}) son escasos alcanzando espesores de 5 y 15 cm. Muestran la característica laminación milimétrica a submilimétrica definida por láminas de calcita microgranular translúcida y laminas micríticas con microfósiles. En esta facies los B_{ml} desarrollan únicamente morfologías planares. Las partículas esqueléticas son escasas, incluyendo ostras, escleritos de holoturoideos, amonites, restos óseos de peces, radiolarios, calciesferas y ostrácodos.

Las facies volcaniclásticas (Lg y T_{ch}) son similares a las de la facies 1, pero sus espesores son más reducidos, entre 1 a 12 cm. La bioturbación es rara. A escala microscópica se componen de abundantes trizas vítreas y fragmentos pumíceos en láminas de 0.5 a 2 mm de espesor, con gradación normal o inversa. Las partículas se encuentran inmersas en un mosaico de calcita poikilotópica, con cristales de hasta 2 cm de tamaño.

La facies 2 se interpreta como el subambiente de cuenca, donde la depositación ocurrió por debajo del nivel de olas de tormenta y en condiciones anóxicas/disóxicas. A diferencia con la facies anterior, el material epiclástico predomina por sobre el carbonático. La granulometría fina, la excelente laminación de las margas, la bioturbación escasa y la abundante preservación de restos fósiles y sus características tafonómicas sugiere que el principal mecanismo de depositación fue la decantación a partir de suspensión en condiciones de muy baja energía.

Los episodios de alta energía están representados por *packstones/grainstones* intraclásticos laminados y tobas masivas a laminadas, que representan flujos densos tipo turbidíticos originados por desestabilización del sustrato en facies más someras, posiblemente inducidos por tormentas [29, 33]. Los períodos de baja energía están representados por las margas laminadas, las que se interpretan como depositadas mayormente por decantación y retrabajadas posteriormente por corrientes de fondo. Al igual que en la facie anterior abundancia de restos fósiles sugiere que la columna de agua estaba bien oxigenada, mientras que el fondo marino se encontraba en condiciones de pobre oxigenación.

5. Estratigrafía secuencial

La identificación de superficies de inundación, entre las que se distinguieron superficies transgresivas (TS) y superficies de máxima inundación (MSF), definidas a partir de rasgos depositacionales y el patrón de apilamiento de las facies (Fig. 3), permitió reconocer dos órdenes de secuencias depositacionales: secuencias depositacionales compuestas (CS) para aquellas secuencias de alto rango, y secuencias depositacionales de alta frecuencias para aquellas de menor escala o bajo rango [29].

En la sección de las Tapaderas se reconocieron tres secuencias compuestas que pueden ser correlacionadas con las secuencias CS-1, CS-2 y CS-3 propuestas en el marco regional de la cuenca para la Formación Vaca Muerta [29, 35]. La primera secuencia compuesta se inicia con una superficies transgresiva regional (RTS-1) en el contacto entre las Formaciones Vaca Muerta y Tordillo, evidenciada además del cambio en los ambientes depositacionales, por la presencia de un *bindstone* microbiano de carácter regional. La CS-1 se extiende desde la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* hasta la parte inferior de la Zona de *Windhausenicerias internispinosum* (Tithoniano inferior a superior bajo), donde se reconoce otra superficie de inundación regional (RTS-2). En la sección de Las Tapaderas esta secuencia presenta las tres secuencias de alta frecuencia reconocidas regionalmente: HFS-1, HFS-2 y HFS-3. En el tramo estudiado solo se incluyen el cortejo regresivo de la HFS-2 y la HFS-3, que se encuentran en facies de rampa externa distal (facies 1).

La superficie de inundación regional (RTS-2) que da inicio a la segunda secuencia compuesta (CS-2) se manifiesta por la presencia de un horizonte de concreciones muy bien desarrolladas, que poseen dimensiones de 70x120 cm, que son seguidas por delgadas capas de *bindstones* microbianos. La CS-2 Comprende las Zonas de *Windhausenicerias internispinosum* a la parte baja de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior bajo a superior alto), y se inicia con facies de cuenca (facies 2) que progresivamente pasa a facies de rampa externa distal (facies 1). La superficie de máxima inundación regional (RMFS-2) en esta secuencias compuesta está marcada por *bindstone* microbiano de 60 cm de espesor. El inicio de la secuencia CS-3 coincide con otra superficie transgresiva regional (RTS-3) marcada por otro nivel de concreciones de gran escala (60x100 cm). De esta secuencia compuesta solo se reconocieron las secuencias de alta frecuencia HFS-7 y HFS-8.

El reconocimiento de estas secuencia es por un lado un elemento de control estratigráfico regional, pero fundamentalmente han sido reconocidas con el objetivo de eliminar de la serie temporal la tendencias estratigráficas generadas por los patrones de apilamiento que resultan de estos arreglos transgresivo-regresivos, y de ese modo aislar la componente orbital y reducir el ruido en la serie temporal [15, 18].

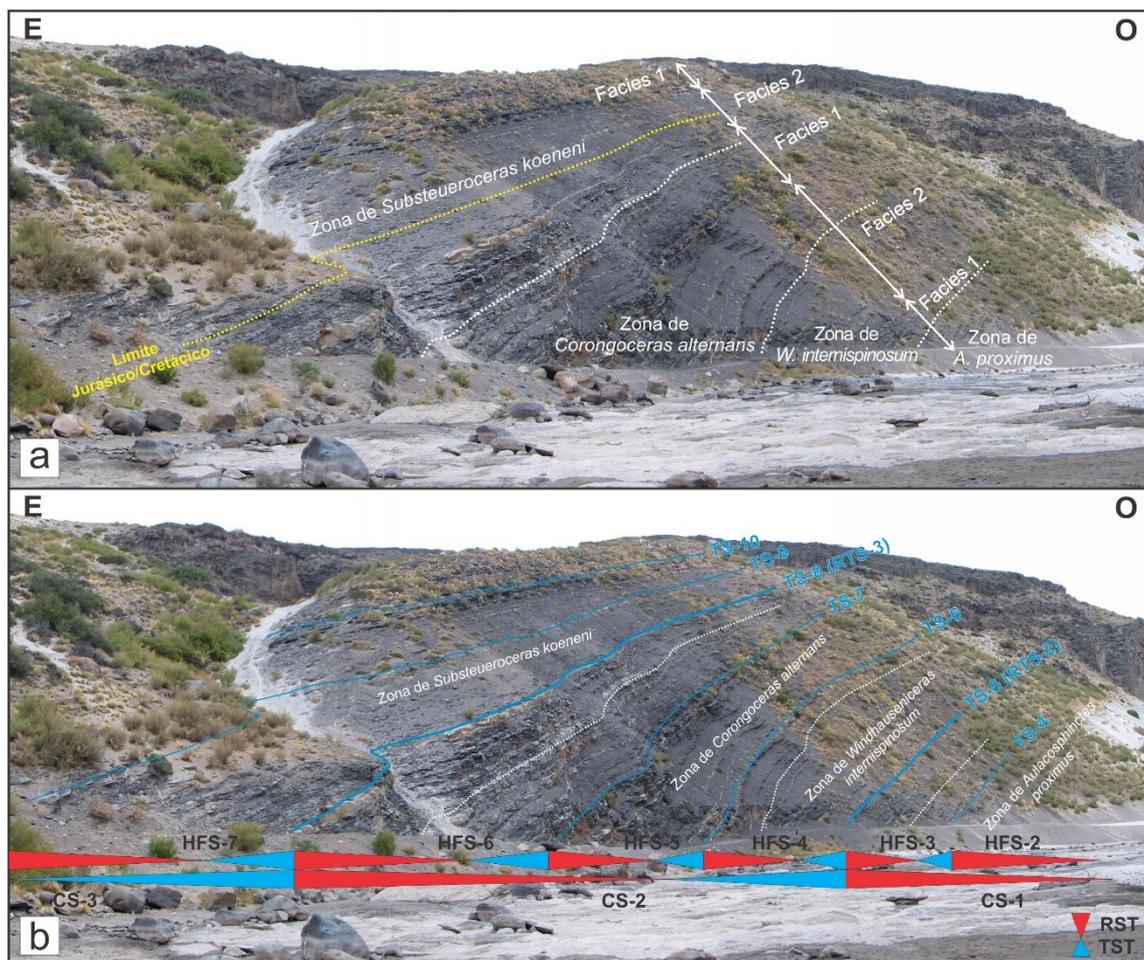


Fig. 3. Vista del afloramiento de Las Tapaderas: a) Distribución de las zonas de amonites, facies y posición del límite Jurásico-Cretácico según datos cicloestratigráficos; b) Posición de las principales superficies de inundación y secuencias deposicionales compuestas. Referencias: Facies 1) rampa externa distal; Facies 2) cuenca; TS) superficie transgresiva; RTS) superficie transgresiva regional; CS) secuencia deposicional compuesta; HFS) secuencia deposicional de alta frecuencia; TST) cortejo sedimentario transgresivo; RST) cortejo sedimentario regresivo.

6. Cicloestratigrafía

En la sección estudiada de la Formación vaca Muerta, se reconoció una jerarquía de ciclos bien establecida, que incluye ciclos elementales, conjuntos (*bundles*) y superconjuntos (*superbundles*) de ciclos elementales (Fig. 4). Los ciclos elementales tienen un espesor relativamente regular en el orden de decímetros (20-40 cm, con datos anómalos de hasta 70 cm) y, por lo tanto, pueden considerarse como unidades equivalentes temporalmente. Cada ciclo elemental consiste en dos hem Ciclos de espesor similar, que pueden representarse mediante combinaciones de caliza/marga o marga calcárea/marga, dependiendo de las facies en las que ocurre. Los ciclos elementales se agrupan en conjuntos de 4-5 ciclos

elementales, y estos a su vez se agrupan en superconjuntos de 4-5 conjuntos. La relación 5:1 (5 ciclos elementales por conjuntos) se atribuye comúnmente a excentricidad de alta frecuencia, con periodicidades de 95 ka y 125 ka, y con extremos en 80 y 140 ka. La relación 4:1 o 5:1 (4 o 5 conjuntos por superconjunto) se asigna comúnmente al ciclo de excentricidad de baja frecuencia (405 ky) [5, 36]. Los conjuntos y superconjuntos se inician con un ciclo elemental espeso y mayor proporción de calizas, mientras que hacia el tope aumenta la proporción de las margas. Ambos tipos pueden estar dominados por ciclos caliza/marga o ciclos marga calcárea/marga. Esta división descriptiva se correlaciona con las facies y el cortejo sedimentario en el que se desarrollan [14-16].

En la sección estudiada la Formación Vaca Muerta incluye las Zonas de amonites andinas de *Virgatosphinctes andesensis* a *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano inferior – Berriasiano inferior). Sin embargo, el tramo estudiado en este trabajo abarca Zonas de *Aulacosphinctes proximus* a *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano inferior alto – Berriasiano inferior). De acuerdo con los datos bioestratigráficos, magnetoestratigráficos y cicloestratigráficos previos [16-18, 37-38], el intervalo estudiado abarca aproximadamente 4.6 Ma, y contiene 220 ciclos elementales. Luego de dividir el tiempo de la sección por el número de ciclos elementales, la periodicidad obtenida para los mismos es de ~20.9 ka, por lo que puede ser atribuido al ciclo de precesión del eje terrestre (ciclos-P) [5, 36]. Con este valor de tiempo se construyó la serie temporal con el espesor de los ciclos elementales como variable (Fig. 4b), la cual fue corregida para estabilizar la varianza previamente a proceder con el análisis de Fourier (Fig. 4b). El espectro de frecuencias obtenidos del análisis de la serie temporal mediante el procedimiento REDFIT muestra cuatro picos estadísticamente significativos (por encima del 95% de significancia de Chi²) (Fig. 4c). El primero presenta una periodicidad de 410 ky que es consistente con el ciclo de excentricidad de baja frecuencia (ciclos-E). El segundo y tercer pico corresponde a periodicidades de 132 y 79 ka, que puede ser atribuido la excentricidad de alta frecuencia (ciclos-e), mientras que el cuarto pico corresponde a una periodicidad de 47 ka, que puede asignarse al ciclo de oblicuidad del eje terrestre (ciclos-O).

Las frecuencias dentro de la banda de frecuencias de la excentricidad de alta frecuencia, muestra bastante dispersión, probablemente relacionado a una tasa de sedimentación variable a lo largo de la sucesión. Es por ello que los valores obtenidos serían un artificio relacionado con factores intrínsecos de la sedimentación del sistema sedimentario. En caso de corregirse el ruido ambiental mediante la aplicación de filtros, las periodicidades deberían aproximarse a los valores de 120 y 86 ka obtenidos para la Formación Vaca Muerta [14-18]. Sin embargo, preferimos no aplicar este procedimiento para no forzar los datos obtenidos. El análisis espectral permitió también reconocer la presencia del ciclo de oblicuidad, el cual ha sido registrado erráticamente en la Formación Vaca Muerta. Debido a la posición latitudinal de la Cuenca Neuquina para el Jurásico Tardío, este ciclo no habría tenido un rol fundamental en la distribución de la insolación [36]. En efecto, las periodicidades encontradas se ajustan al síndrome

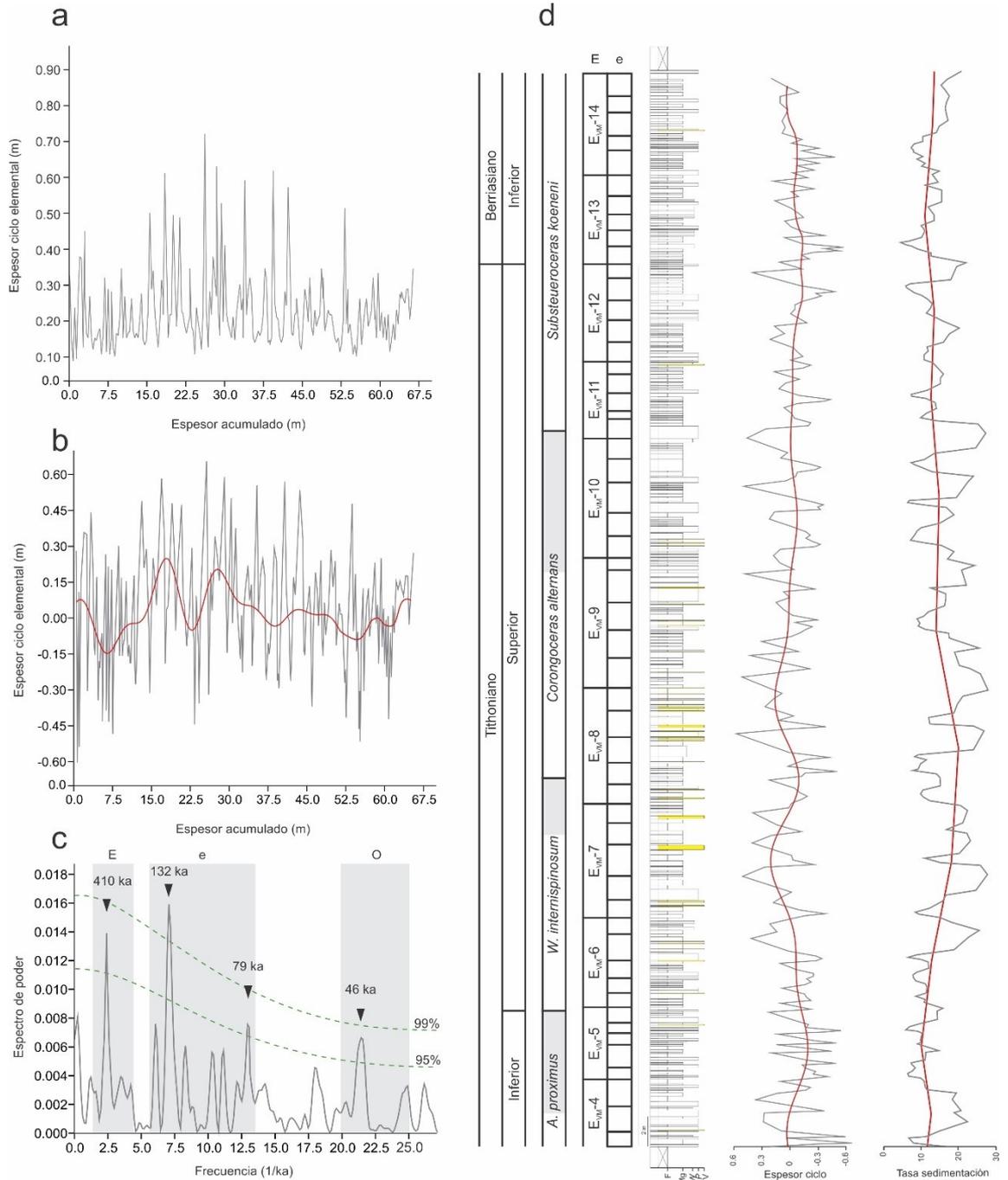


Fig. 4. a) Serie temporal construida a partir del esesor de los ciclos elementales (n=220); b) Serie temporal corregida luego de la sustracción del valor medio y las tendencias generada por el patrón de apilamiento de las secuencias depositacionales (en rojo se indica el modelado de los ciclos de excentricidad de baja frecuencia presentes en la serie); c) Espectro de frecuencias luego de aplicar el análisis espectral mediante el procedimiento REDFIT, observándose cuatro frecuencias estadísticamente significativas (>95 y 99 % Chi²): 410 ka correspondiente a excentricidad de baja frecuencia (E), 132 y 79 ka asignables a excentricidad de alta frecuencia (e), y 47 ka asignable al ciclo de oblicuidad. La periodicidad de 21 ka (precesión) no aparece en el espectro debido a que este ciclo es la variable de la serie temporal. En gris se indica la banda de frecuencias correspondiente a

cada uno de los ciclos de Milanković; D) Perfil sedimentario de la sección de Las Tapaderas mostrando las zonas de amonites con sus incertidumbres (intervalos grisados), ciclos de excentricidad de baja (E) y alta (e) frecuencia identificados en afloramiento, serie temporal construida a partir del espesor de los ciclos elementales (en rojo se indica el modelado de los ciclos de excentricidad de baja frecuencia presentes en la serie), y tasa de sedimentación calculada a partir de los ciclos de precesión (P: gris) y de excentricidad de baja frecuencia (E: rojo).

de excentricidad-precesión, es decir precesión modulada por excentricidad, que caracteriza las latitudes media y bajas [5].

Teniendo en cuenta las periodicidades reconocidas en el espectro de frecuencias de Fourier, pueden definirse 53 conjuntos de ciclos elementales y 11 superconjuntos de ciclos elementales (Fig. 4d). El reconocimiento de 11 ciclos-E en la sección Las Tapaderas, permite correlacionarla cicloestratigráficamente con otras 10 secciones estratigráficas de la Formación Vaca Muerta ampliamente estudiadas por los autores [14-18, 29, 38] y con la escala astronómica regional construida para el Tithoniano-Hauteriviano de la Cuenca Neuquina [18]. Los once ciclos-E pueden ser asignados a los ciclos E_{VM}-4 a E_{VM}-14 de la escala regional y por lo tanto el límite Jurásico-Cretácico, que se encuentra en la escala regional entre los ciclos E_{VM}-12 y E_{VM}-13, se ubicaría a los 59 m de espesor. Por otro lado, la calibración cicloestratigráfica permitió hacer cálculos precisos sobre la tasa de sedimentación. La tasa de sedimentación promedio para la sección es de 14 m/Ma, sin embargo, normalmente considerar que la tasa de sedimentación se mantuvo estable durante 4.6 Ma no parece ser verosímil. Para analizar las variaciones en una escala menor, se utilizaron los ciclos-P y ciclos-E: a escala de precesión la tasa de sedimentación varía entre 4 y 29 m/Ma, mientras que a escala de excentricidad la tasa de sedimentación varía entre 11 y 19 m/Ma (Fig. 4d). Estas tasas de sedimentación son consistentes con las propuestas anteriormente por los autores [29] para las facies de cuenca (~10 m/Ma) y de rampa externa distal (~30 m/Ma). Estas tasas de sedimentación son considerablemente menores a la tasa de 44.1 m/Ma propuesta por otros autores en localidades cercanas [39], y estos resultados podrían ser importantes para las conclusiones obtenidas en el citado trabajo.

7. Conclusiones

El análisis sedimentológico y estratigráfico de la Formación Vaca Muerta en la sección de Las Tapaderas (Tithoniano inferior- Berriasiano inferior) permitió llegar a las siguientes conclusiones:

1) El análisis de facies permitió reconocer los subambientes de cuenca y rampa externa distal. Las facies de cuenca y rampa externa poseen características similares y están conformados por las litofacies de margas laminadas, *packstones/grainstones* intraclásticos laminados, tobas masivas a gradadas, lapillitas masivas o gradadas y *bindstones* microbianos laminados. Su diferencia radica en la relación marga/caliza que es 4:1 en la rampa externa y 9:1 en la cuenca, así como diferencias en los espesores de las litofacies. La información de las paleocorrientes sugiere que este sector de la cuenca recibía sedimentos

provenientes tanto del margen oriental como del margen occidental de la cuenca, por lo que se infiere que este sector corresponde al sector más central del depocentro sur mendocino

2) Se identificaron tres secuencias compuestas de carácter regional (CS-1 a CS-3) y siete secuencias de alta frecuencia (HFS-2 a HFS-8), las que permiten ajustar las edades obtenidas por los amonites a partir de correlaciones a escala de cuenca.

3) El análisis cicloestratigráfico basado en espesores de los ciclos elementales permitió reconocer 220 ciclos elementales que se asignan al ciclo de precesión (~21 ka), 53 ciclos de excentricidad de baja frecuencia (79 y 132 ka) y 11 ciclos de excentricidad de alta frecuencia (410 ka). El análisis espectral permitió también reconocer la presencia del ciclo de oblicuidad (46 ka), el cual ha sido registrado erráticamente en la Formación Vaca Muerta. Estos datos indican que la sucesión analizada abarca 4.6 Ma, que el límite Jurásico-Cretácico se encuentra a los 59 m de espesor, y que tasa de sedimentación a escala de la excentricidad varía entre de 10-19 m/Ma para esta sección.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por los proyectos PICT 2016-3762 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, y el proyecto UBACyT20020150200218BA de la Universidad de Buenos Aires. Se agradece especialmente a Verónica V. Vennari por la identificación de los amonites y la interpretación de las zonas de amonites.

Referencias

- [1] F.J. Hilgen, S. Iaccarino, W. Krijgsman, G. Villa, C.G. Langereis & W.J. Zachariasse, *Episodes* **23**, 1 (2000).
- [2] A. Strasser, F. Hilgen & P. Heckel, *Newsl. Stratigr.* **42**, 75 (2006).
- [3] G. Weedon, *Time - Series Analysis and Cyclostratigraphy. Examining stratigraphic record of environmental cycles*. Cambridge University Press: New York, 2003.
- [4] T.D. Herbert, *IAS Spec. Publ.* **19**, 483 (1994).
- [5] A.G. Fischer, B. D'Argenio, I. Premoli-Silva, H. Weissert & V. Ferreri, *SEPM Spec. Publ.* **81**, 5 (2004).
- [6] B. Bádenas, M. Aurell, F.J. Rodríguez-Tovar & E. Pardo-Igúzquiza, *Sed. Geo.* **161**, 153 (2003).
- [7] B. Bádenas & M. Aurell, *Stratigr. & Timescal.* **3**, 2 (2018).
- [8] L. Pomar & P. Hallock, *Earth-Sci. Rev.* **87**, 134 (2008).
- [9] J.D. Hays, J. Imbrie & N.J. Shackleton, *Science* **10**, 1121 (1976).
- [10] F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz & G.M. Ogg, *The Geologic Time Scale*. Elsevier: Oxford, 2012.
- [11] D.A. Kietzmann & S.M. Paulin, *Cret. Res.* **98**, 26 (2019).
- [12] G. Sagasti, *Rev. Asoc. Arg. Sediment.* **7**, 1 (2000).

- [13] G. Sagasti, *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **252**, 231 (2005).
- [14] D.A. Kietzmann, J. Martín-Chivelet, R.M. Palma, J. López-Gómez, M. Lescano & A. Concheyro, *AAPG Bull.* **95**, 1459 (2011).
- [15] D.A. Kietzmann, R.M. Palma & M.P. Iglesia Llanos, *Sed. Geo.* **315**, 29 (2015).
- [16] D.A. Kietzmann, M.P. Iglesia Llanos & M. Kohan Martínez, *Stratigr. & Timescal.* **3**, 327 (2018).
- [17] M. Kohan Martínez, D.A. Kietzmann, M.P. Iglesia Llanos, H.A. Leanza & T. Luppó, *J. South Am. Earth Sci.* **85**, 209 (2018).
- [18] D.A. Kietzmann, M.P. Iglesia Llanos & M. Kohan Martínez, *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, Springer Earth System Sciences, 211, 2020.
- [19] L. Legarreta & C.A. Gulisano, *Serie Correl. Geol.* **6**, 221 (1989).
- [20] L. Legarreta & M.A. Uliana, *IAS Spec. Publ.* **12**, 429 (1991).
- [21] L. Legarreta & M.A. Uliana, *Palaeogeogr. Palaeocl.* **120**, 303 (1996).
- [22] G.D. Vergani, A.J. Tankard, H.J. Belotti & H.J. Welink, *AAPG Mem.* **62**, 383 (1995).
- [23] H.A. Leanza, *Rev. Mus. Argent. Cs. Nat.* **11**, 145 (2009).
- [24] P.N. Stipanovic, *Rev. Asoc. Geol. Argent.* **24**, 367 (1969).
- [25] H.A. Leanza, *Jost Wiedmann Symposium Proc.*, 215 (1996).
- [26] A.C. Riccardi, *Episodes* **31**, 326 (2008).
- [27] A.C. Riccardi, *Vol. Juras.* **13**, 23 (2015).
- [28] A.D. Miall, *Earth-Sci. Rev.* **22**, 261 (1985).
- [29] D.A. Kietzmann, R.M. Palma, A.C. Riccardi, J. Martín-Chivelet & J. López-Gómez, *Sed. Geo.* **302**, 64 (2014).
- [30] A.F. Embry & E.P. Johannessen, *NPS Spec. Publ.* **2**, 121 (1992).
- [31] M. Schulz & M. Mudelsee, *Comp. Geosc.* **28**, 421 (2002).
- [31] O. Hammer, D.A.T. Harper & P.D. Ryan, *Palaeont. Elec.* **4**, 1 (2001).
- [32] T.P. Burchette & V.P. Wright, *Sed. Geo.* **79**, 3 (1992).
- [33] D.A. Kietzmann & R.M. Palma, *LAJSBA* **18**, 121 (2011).
- [34] J. Schieber, J. B. Southard & A. Schimmelmann, *J. Sed. Res.* **80**, 119 (2010).
- [35] D.A. Kietzmann, A. Ambrosio, J. Suriano, S. Alonso, F. González Tomassini, G. Depine & D. Repol, *AAPG Bull.* **100**, 743 (2016).
- [36] A. Berger & M.F. Loutre, *IAS Spec. Publ.* **19**, 15 (1994).
- [37] D.A. Kietzmann, M.P. Iglesia Llanos, D.K. Ivanova, M. Kohan Martínez, M.A. Sturlesi, *Rev. Asoc. Geol. Argent.* **75**, 175 (2018).
- [38] M.P. Iglesia Llanos, D.A. Kietzmann, M. Kohan Martínez & R.M. Palma, *Cret. Res.* **70**, 189 (2017).
- [39] V.V. Vennari, M. Lescano, M. Naipauer, M.B. Aguirre-Urreta, A. Concheyro, U. Schaltegger, R. Armstrong, M. Pimentel & V.A. Ramos, *Gondwana Res.* **26**, 374 (2014).

Manuscrito recibido el 31 de marzo de 2020.

Aceptado el 20 de abril de 2020.