



Distribución geográfica y temporal de las tidalitas de la Formación Lajas (Grupo Cuyo), Jurásico Inferior—Medio de la cuenca Neuquina

Candela GONZALEZ ESTEBENET¹, Pablo J. PAZOS^{1,2}

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA). Ciudad Universitaria, Pabellón II. CABA (1428).

² IDEAN: Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (UBA-CONICET). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA). Ciudad Universitaria, Pabellón II. CABA (1428).

Autor correspondiente: mcandelagonzalezestebenet@gmail.com

Editor: Susana E. Damborenea

Recibido: 30 de marzo de 2024

Aceptado: 31 de octubre de 2024

RESUMEN

La Formación Lajas es una unidad conocida en afloramientos y en subsuelo de la cuenca Neuquina (Grupo Cuyo), que ha sido tradicionalmente interpretada como un sistema deltaico regresivo progradante hasta el borde de la plataforma. Muchos trabajos han destacado la predominancia de procesos fluviales sobre mareales en esta unidad. En este trabajo se analizan los indicadores de mareas reconocidos en localidades ubicadas en inmediaciones y hacia el norte de la dorsal de Huincul, como puesto Seguel (1), Portada Covunco (2) y sierra de la Vaca Muerta (3). Se han reconocido seis tipos de indicadores de acción de mareas, desde aquellos indiscutibles hasta los que deben analizarse en contexto. De todos ellos, los denominados *tidal bundles* son considerados diagnósticos. Pero tanto las ritmitas, los arreglos heterolíticos, la migración lateral de canales con estructuras heterolíticas inclinadas y las dunas y barras, son frecuentes en sistemas modulados hasta dominados por mareas, aunque no exclusivos. La abundancia de evidencias del registro de mareas en las localidades analizadas contrasta con los registros documentados al sur de la mencionada dorsal, donde se propone un sistema micromareal, pero amplificado por la geometría de la cuenca. Las razones de las diferencias son explicadas por las distintas edades de las sucesiones aflorantes a ambos lados de la dorsal de Huincul, siendo más jóvenes las aflorantes al norte que no estarían vinculadas con un sistema deltaico. Este trabajo propone que durante el Bathoniano tardío hasta el Caloviano temprano el sistema depositacional en el área estudiada estuvo dominado por mareas, muy posiblemente con rangos macromareales.

Palabras clave: sistema mareal, arreglo mareal, ritmita, dorsal de Huincul, acreción

ABSTRACT

Geographical and temporal distribution of tidalites in the Lajas Formation (Cuyo Group), Early—Middle Jurassic of the Neuquén Basin. The Lajas Formation is a well-known unit from outcrops and subsurface of the Neuquén Basin (Cuyo Group), traditionally interpreted as a regressive deltaic system prograding up to the shelf edge. In this unit, the predominance of fluvial processes over tidal ones was emphasized in many facies studies. In this paper, a series of tidal indicators are analyzed in several localities to the north of the Huincul High, like Puesto Seguel (1), Portada Covunco (2) and sierra de la Vaca Muerta (3). Six types of tidal indicators have been recognized in the succession starting with those considered diagnostic of tidal origin like tidal bundles, and others like rhythmites, heterolithic arrangements, and channels with lateral accretion surfaces considered inclined heterolithic structures, dunes and bars, which altogether are common in tidal dominated and modulated depositional systems, but not exclusive of them. The abundance of tidal indicators in the studied localities contrasts with those recorded south of the Huincul High, where a microtidal system amplified by basin geometry has been previously proposed. The reason of the documented differences is explained by the fact that successions situated at both sides of the Huincul High are not coeval in age, being younger those situated to the north, where a delta system is not documented. This paper suggests that between the late Bathonian and early Callovian the sedimentary record to the North of the

Huincul High was tide-dominated, and possibly associated to a macrotidal depositional system.

Keywords: tidal system, tidal bundle, rhythmite, Huincul High, lateral accretion

INTRODUCCIÓN

La Formación Lajas (Weaver, 1931) integrante del Grupo Cuyo (Dellapé et al., 1978) de la cuenca Neuquina, es una unidad sobre la que se han establecido nuevas interpretaciones acerca de las correlaciones estratigráficas y discontinuidades presentes (ej. González Estebenet et al., 2024). Esta unidad es objeto de interpretaciones acerca de la dominancia de procesos fluviales y el alcance de las mareas en el registro sedimentario. La primera referencia a la existencia de mareas fue efectuada por Gulisano y Hinterwimmer (1986). Abordar la distribución del registro mareal requiere previamente de un adecuado marco de correlación estratigráfica, ya que la dominancia de un determinado agente de transporte puede variar de acuerdo con el intervalo estratigráfico considerado. Este marco de correlación ha sido recientemente propuesto por González Estebenet et al. (2024).

Numerosos trabajos en afloramientos se han llevado a cabo aproximadamente en una misma zona (Bajada los Molles) ubicada al sur de la llamada dorsal de Huincul (Figura 1); la mayoría coinciden en la existencia de un sistema deltaico, pero discrepan en la magnitud de la acción de las mareas (ej. McIlroy et al., 2005; McIlroy, 2007; Gugliotta et al., 2015, 2016; Brinkworth et al., 2018; Kurcinka et al., 2018; Steel et al., 2018, 2023; Almeida et al., 2020 y Canale et al., 2020). Por ejemplo, McIlroy et al. (2005, fig.1) interpretan un sistema depositacional estuárico y macromareal amplificado por controles estructurales que generan morfologías en embudo (*funnel shape*) con extensos *tidal flats*, que culminan con canales fluviales. Por su parte, otros autores como Gugliotta et al. (2016) hacen referencia a controles climáticos en las descargas fluviales (monzones), que habrían generado una repetición de ciclos cuya periodicidad no está vinculada con las mareas, y por consiguiente enfatizaron la influencia fluvial vinculada con la estacionalidad climática, así como la existencia de *crevasse* subdeltas en un medio micromareal. Un sistema deltaico dominado por barras de desembocadura progradantes, con influencia mareal secundaria fue interpretado por Kurcinka et al. (2018), siempre para los afloramientos más antiguos de la unidad situados al sur de la dorsal de Huincul. Una abundante descarga fluvial resulta evidente en un sistema deltaico altamente progradante y sobrealimentado

y que llegó al borde del talud, al menos hasta el Bajociano (Steel et al., 2023).

En otras localidades situadas sobre o hacia el norte de la dorsal de Huincul las interpretaciones son más variadas y complejas. Aquí, se presentan interpretaciones puntuales para una localidad (ej. Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Canale et al. 2016; Iglesia Llanos et al., 2019; Pazos et al., 2019) o estudios estratigráficos (Zavala y González, 2001; Leanza, 2009) y paleoambientales integradores (ej. Canale et al., 2015). Cabe destacar que, hasta la confirmación de edades más robustas que permitan mejorar las correlaciones, algunos autores encontraron semejanzas paleoambientales notables entre las localidades al norte y sur de la mencionada dorsal (ej. Gulisano y Hinterwimmer, 1986, Zavala, 1996 a, b; Canale et al. 2015, 2016); aunque para otros han sido contrastantes (ej. Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; Pazos et al., 2019; Zavala et al., 2020; González Estebenet et al., 2021).

En un ámbito depositacional marino a marino-marginal se produce la interacción de procesos netamente marinos (oleaje, corrientes costeras, etc.) y no marinos, como las descargas fluviales. Estas últimas, pueden ser más o menos regulares con descargas continuas o hasta catastróficas, produciendo flujos hiperpícnicos como ha sido propuesto para la Formación Lajas por Zavala y González (2001) o Steel et al. (2018), entre otros.

La falta de estudios integradores de correlación entre los afloramientos al sur de la dorsal de Huincul (muy estudiados) con los ubicados al norte de ella (menos conocidos), tiene implicancias en el análisis del registro de mareas. La correlación estratigráfica y temporal permitiría proponer un esquema semejante para la distribución de sedimentos, particularmente los provenientes del aporte por descargas fluviales asociadas a la actividad de un sistema deltaico. Este facilita la disponibilidad de sedimentos, especialmente de partículas de grano fino que aumentan la probabilidad de reconocer la acción mareal, a partir del registro de cortinas de fango (*mud drapes*) asociadas con momentos de quietud (*slack periods*) entre mareas. Luego, entender el marco geológico y temporal es indispensable para comprender la evolución en el tiempo de los agentes de transporte involucrados en la sucesión sedimentaria de la Formación Lajas.

Abordar el análisis de las posibles diferencias referidas

a la influencia de las mareas como agente depositacional y modelador del ambiente sedimentario constituye un objetivo crucial que fundamenta el trabajo en la zona elegida para el estudio sobre la base de la propuesta de González Estebenet et al. (2024), que propone un diacronismo marcado a ambos lados de la dorsal de Huincul. Para analizar las zonas menos conocidas al norte de la dorsal de Huincul, o sobre ella, se analizaron varias localidades ubicadas a diferentes distancias de la misma y que contienen registros mareales fundamentalmente desde el Bathoniano tardío hasta el Caloviano temprano y presentan distintos tipos de registros de mareas. En consecuencia, este

trabajo tiene como objetivos: i) reconocer en la Formación Lajas los distintos indicadores mareales y su registro geográfico y estratigráfico desde y hacia el norte de la dorsal de Huincul en la Formación Lajas; ii) ordenar los indicadores de acuerdo a la información que brindan con respecto a las mareas; iii) discutir la ocurrencia de los mismos en determinados intervalos estratigráficos; iv) destacar el valor de los indicadores de paleocorrientes en los estudios sedimentológicos de una unidad con abundantes indicadores de mareas.

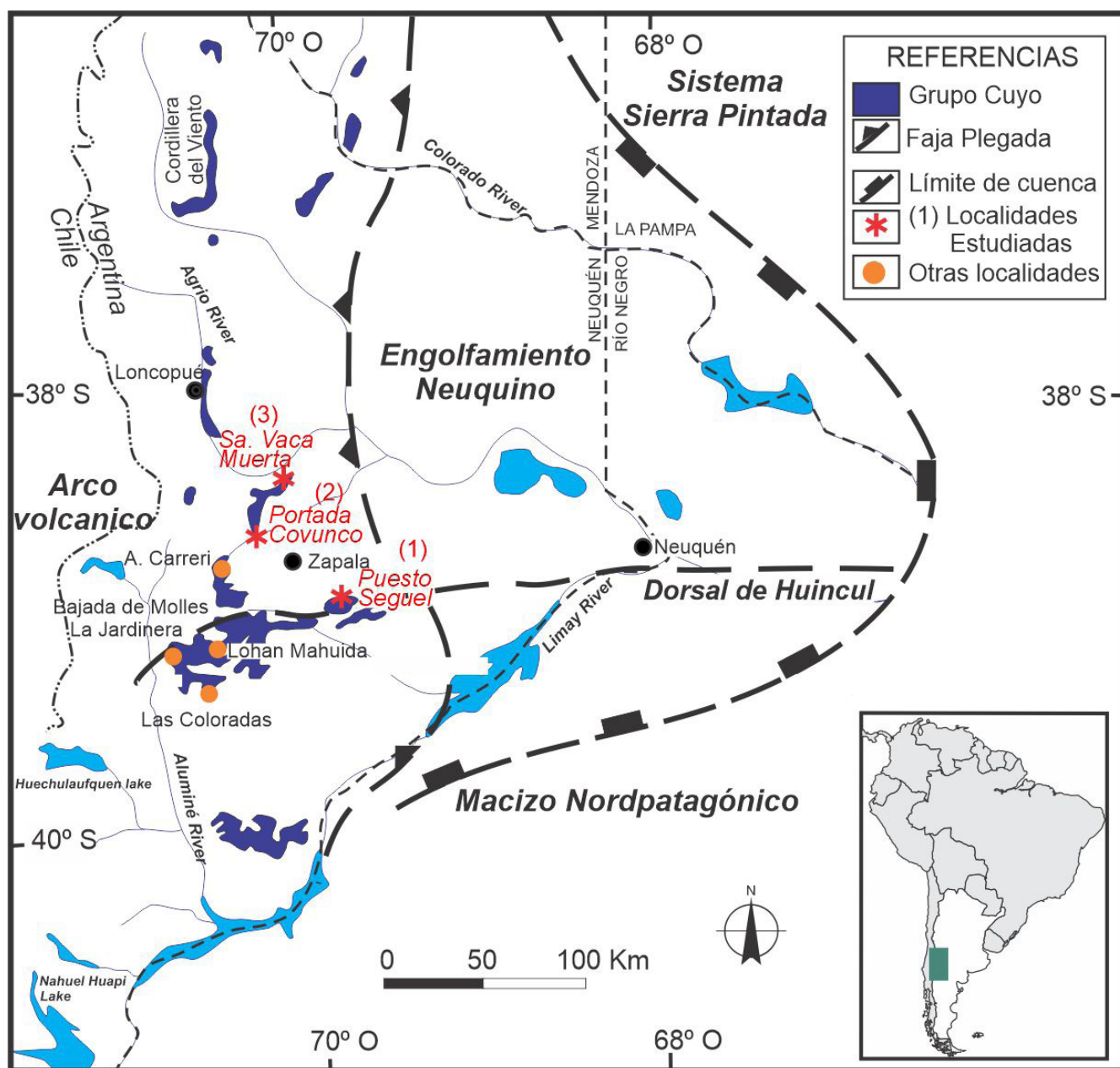


Figura 1. Mapa de ubicación de las localidades estudiadas en los afloramientos del Grupo Cuyo (modificado de Pazos et al. 2019). Localidades estudiadas (1, 2, 3).

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Neuquina con sus miles de metros de espesor, contiene un registro sedimentario de gran extensión areal y de amplio rango estratigráfico, con discontinuidades regionales y locales casi siempre muy bien acotadas, desarrollado durante el Triásico Tardío-Paleógeno temprano en el flanco oriental de los Andes en Argentina y en el área central de Chile, entre 32° y 40°S (Fig. 1, Franzese y Spalletti, 2001; Franzese et al., 2003; Howell et al., 2005). Esta cuenca cubre un área de aproximadamente 120.000 km² (Yrigoyen, 1991) y tiene una forma aproximadamente triangular limitada por el Sistema Sierra Pintada al noreste y, a veces llamado Sistema del Atuel (Arregui et al., 2011), el Macizo Norpatagónico al suroeste y por el actual arco magmático andino al oeste (Vergani et al., 1995). La cuenca contiene un registro estratigráfico de hasta 7000 m de espesor (Vergani et al., 1995; Legarreta y Uliana, 1999) y sus orígenes como resultado del colapso extensional del orógeno Pérmico-Triásico (Vergani et al., 1995). Según Howell et al. (2005) la evolución tectónica de la cuenca Neuquina se distingue en tres etapas principales, las cuales tienen una estrecha relación con la evolución tectónica multipisódica del margen occidental de Gondwana (Uliana et al., 1989; Vergani et al., 1995; Ramos 1999; Franzese y Spalletti, 2001). La primera, comprende una etapa de *sinrift* durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano. La segunda, es una fase de retroarco con marcada subsidencia regional, asociada con la zona de subducción activa y de fuerte inclinación durante el Jurásico Medio-Cretácico Temprano, y finalmente una tercera etapa de cuenca de antepaís a partir del Cretácico Tardío asociada con subsidencia por compresión y flexión (Legarreta y Uliana, 1991; Vergani et al., 1995; Tunik et al., 2010).

La cuenca presenta diversos rasgos morfoestructurales. Sin embargo, la dorsal de Huincul es un elemento morfoestructural sobresaliente con dirección E-O, que se extiende por cientos de kilómetros truncando y dividiendo toda la cuenca Neuquina (Mosquera y Ramos, 2006). Esta estructura positiva actuó como una barrera estratigráfica probablemente durante el Jurásico Temprano al Cretácico (Naipauer et al., 2012; Guzmán et al., 2021) constituyendo una potencial área fuente de suministro de sedimentos para la cuenca Neuquina (De Ferrariis, 1947; Vergani et al., 1995; Zavala et al., 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Spalletti et al., 2008; Silvestro y Zubiri, 2008; Pángaro et al., 2009).

El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) principalmente representado por tres unidades litoestratigráficas: Los Molles, Lajas y Challaco/Tabanos, que contienen facies marinas de naturaleza clástica, carbonática y mixta, asociadas a una

ingresión procedente del océano paleo-Pacífico, como así también por importantes depósitos continentales (subsuelo) y evaporíticos (Legarreta y Gulisano 1989; Legarreta y Uliana 1996; Howell et al. 2005). Particularmente, las areniscas de la Formación Lajas estudiadas en este trabajo, fueron depositadas principalmente durante el Jurásico Medio y con un patrón altamente diacrónico. Entre las primeras contribuciones referidas al conocimiento de la unidad caben destacar los trabajos de Suero (1951), Stipanovic (1966), Dellapé et al. (1978), Gulisano y Pando (1981) y Riccardi (1983), entre otros. La sedimentación de la Formación Lajas fue coincidente con la etapa de *post-rift* que afectó regionalmente a la cuenca Neuquina (Vergani et al., 1995) y específicamente con un estado donde predominaron las condiciones de aporte clástico en un contexto de nivel del mar alto y subsidencia térmica (Howell et al., 2005). Además, el levantamiento de la dorsal controló el relleno de la unidad en los distintos depocentros. Luego, los depósitos de las formaciones Los Molles y Lajas fueron controlados por la topografía heredada de la fase temprana de *rift*. Esta topografía condicionó la distribución de los espesores depositacionales y, particularmente en la Formación Lajas, resultó en la amplificación localizada de las mareas y, cuando la relación entre aporte y subsidencia lo permitieron, en una sucesión de gran espesor y con depósitos altamente agradacionales (McIlroy et al., 2005; Howell et al., 2005).

El diacronismo que exhibe la Formación Lajas al sur (depocentro Picun Leufú) y norte (engolfamiento Neuquino) de la dorsal de Huincul dificulta la correlación entre los depósitos, por lo que, aun no existe un completo acuerdo acerca de la correlación precisa a ambos lados de la dorsal. Las primeras contribuciones con el fin de establecer el rango temporal que abarcaría la Formación Lajas incluyeron estudios de la fauna de amonites, palinomorfos y bivalvos (Lambert 1944; Westermann y Riccardi, 1972; Leanza y Garate Zubillaga, 1987; Stukins et al. 2013; Cooper, 2015), así como enfoques estratigráficos secuenciales con control bioestratigráfico (Gulisano et al., 1984; Zavala 1996a, b). Recientemente han surgido nuevas investigaciones basadas tanto en magnetoestratigrafía (Iglesia Llanos et al., 2019) como a partir de la datación U-Pb en circones detríticos (González Estebenet et al., 2021). En los estudios realizados en el depocentro de Picun Leufú han comprendido los bioestratigráficos (Westermann y Riccardi, 1972, 1979, 1985), así como estratigráficos secuenciales (Gulisano et al., 1984; Zavala 1996a, b). Estos últimos sugirieron que la deposición de la Formación Lajas tuvo lugar desde finales del Jurásico Temprano a Medio. Sin embargo, investigaciones geocronológicas recientes basadas en U-Pb en circones detríticos han sugerido registros del Jurásico Medio e incluso Tardío (Pujols et al., 2018). Además, las discor-

dancias internas de la unidad en el área son aún objeto de debate, así como las edades depositacionales involucradas (por ejemplo, Pujols, et al., 2018; Kern et al., 2019; González Estebenet et al., 2024).

Por su parte en los afloramientos de la Formación Lajas localizados al norte de la dorsal de Huincul se destacan los de las localidades de puesto Seguel (39°09'46"S y 70°02'02"O), Portada Covunco (38°48'28.10"S y 70°12'46.40"O) y sierra de la Vaca Muerta (Mallín de las Cuevas, 38°36'32" S y 70°13'45"O) estudiados en este trabajo (Fig. 1). Un estudio reciente llevado a cabo en la localidad de puesto Seguel, a partir del análisis de las discordancias presentes y del registro bioestratigráfico, ha sugerido una edad bajociana hasta bathoniana tardía-caloviana para la unidad (González Estebenet et al., 2024). Por otro lado, la edad de la Formación Lajas en Portada Covunco ha sido discutida repetidamente. La presencia de microfósiles como bivalvos (Trigonidae) sugiere una posible edad bajociana media a caloviana temprana para la unidad (Lambert, 1944; Leanza y Garate Zubillaga, 1987). Zavala y González (2001) asignaron una edad bajociana tardía a bathoniana temprana basándose en correlaciones estratigráficas secuenciales. Los estudios palinológicos de Stukins et al. (2013) indicaron una edad bajociana temprana a caloviana temprana. Cooper (2015), por su parte, le asignó una edad bajociana media a bathoniana temprana basándose en bivalvos. Calibraciones con magnetoestratigrafía realizadas por Iglesia Llanos et al. (2019) restringieron la edad de la Formación Lajas al Bathoniano temprano-Bathoniano tardío más temprano según correlaciones de las zonas de polaridad identificadas con el patrón internacional publicado en el GTS2016 (Geologic Time Scale, Ogg et al., 2016). Las edades sugeridas mediante el estudio de circones detríticos (González Estebenet et al., 2021) indicaron que posiblemente toda la sucesión sea del Caloviano en la localidad de Portada Covunco. El lapso considerado para la depositación de la Formación Lajas en la sierra de la Vaca Muerta, abarca desde el Bathoniano temprano al Caloviano temprano y fue propuesto por Zavala y González (2001) mediante un estudio estratigráfico secuencial. Además, González Estebenet et al., (2023), mediante dataciones U-Pb a partir de circones detríticos confirmaron una edad caloviana. De esta manera, queda evidenciado el registro más joven en el Engolfamiento Neuquino para la unidad. En el subsuelo de dicho engolfamiento se han documentado edades entre el Toarciano y el Caloviano, a partir de estudios de sísmica de subsuelo, esquemas bioestratigráficos y edades U-Pb en circones detríticos (Naipauer et al., 2017; Brinkworth et al., 2017, 2018).

METODOLOGIA

Para este trabajo, se realizó una recopilación de todos los indicadores sedimentarios que se encuentran comprendidos en el término "tidalita", de acuerdo con el criterio de Kvale (2011) y documentados en la Formación Lajas. Se han reconocido seis tipos distintos de indicadores mareales desde indiscutibles hasta otros que deben ser analizados en un contexto para ser atribuidos a mareas, ya que son frecuentes en otros medios depositacionales. En primer lugar (1) *Tidal bundles*, (2) Ritmitas mareales, (3) Arreglos heterolíticos, (4) Barro fluido (*fluid mud*), (5) Dunas (*sand waves*) y (6) Estratificación heterolítica inclinada (IHS).

En lo que respecta al análisis de campo, se realizaron campañas a los distintos afloramientos ya mencionados, en los cuales se desarrollaron descripciones sedimentológicas y se tomaron fotografías (comunes y fotomosaicos). Se documentó, además, el contenido paleontológico e icnológico, este último como referencia de estructuras sedimentarias biogénicas. Para el análisis de las paleocorrientes se han realizado mediciones azimutales en estructuras sedimentarias que permitieron obtener direcciones de paleoflujos.

Marco Teórico

En el registro estratigráfico las mareas son, en general, analizadas en función de la periodicidad. Estas pueden clasificarse en diurnas o semi diurnas y mixtas. En el primer caso, existe una pleamar y bajamar al día y en el segundo existen dos de cada tipo. En el tercer caso, existe desigualdad entre cada marea semidiurna. Estas mareas no coinciden exactamente con la duración de un día terrestre, ya que son de 12.42 h (pleamar-bajamar), por lo que, en el caso semidiurno, la duración es de 24.48 h. A eso debe sumarse otra periodicidad, que está vinculada con una posición particular del alineamiento de la Tierra, Luna y Sol durante los equinoccios, que producen ciclos de 182.6 días. Estas últimas se las conocen como sicigias equinociales, que usualmente se detectan en arreglos de ritmitas (Kvale, 2011). Queda claro que las ritmitas, son una fuente muy importante de registro sedimentario para el establecimiento de la ciclicidad y periodicidad de las mareas. Sin embargo, el rango mareal, o diferencia entre pleamar y bajamar no es exclusivamente el resultado de una situación astronómica puntual ya que existen otros factores que afectan a priori, la magnitud del rango mareal. Por un lado, el mismo es mínimo en el ecuador, donde además las mareas son diurnas, y es máximo en latitudes mayores, particularmente entre los 45° y 65° donde las mareas son semidiurnas. En esas latitudes los principales constituyentes de la

marea son M2 y K1 entre los más de 80 constituyentes de la marea (Defant, 1961). Sin embargo, son los que aportan en orden, al rango mareal resultante. Si a esto le sumamos que, en esas latitudes puedan existir conformaciones de la geometría costera que permitan la amplificación de mareas, obtendremos rangos extremos. De todos ellos, la combinación más destacable se produce en la bahía Fundy (Canadá) en donde el rango de mareas de sicigias supera los 14 metros, debido a la amplificación costera y que difiere, muy poco, del rango de mareas sicigias equinocciales que constituyen los máximos absolutos. Esta amplitud mareal permite clasificar al sistema como hipermareal del rango más elevado (Archer, 2013). Es por esto que la configuración costera y la posición latitudinal de una cuenca, son cruciales para entender el registro de paleomareas. Mientras que los cambios paleolatitudinales suelen ser más lentos, los cambios debidos a variaciones del nivel del mar y configuraciones modificadas por efectos tectónicos pueden ser más influyentes en el corto plazo para el registro mareal.

Las mareas se destacan en determinados contextos latitudinales, en donde la configuración costera puede magnificar las mismas o reducirlas y, a su vez, modular los patrones en la distribución de sedimentos y, por consiguiente, la generación de geoformas marinas, altamente vinculadas con la disponibilidad de partículas y acordes con diversos patrones de circulación. Puede decirse que ambientes depositacionales puros, es decir, dominados completamente por un único agente, son infrecuentes, ya que la interacción entre ellos es la norma y es lo que queda habitualmente documentado en el registro geológico.

En este sentido, los arreglos sedimentarios se clasifican por la predominancia e influencia de agentes como: mareas, oleaje o descargas fluviales (Vakarelov y Ainsworth, 2013). Por su parte con referencia a la participación de las mareas se pueden reconocer sistemas dominados, modulados o influenciados por mareas (Dalrymple y Choi, 2007). Factores alocíclicos (ej. clima) pueden, a su vez, controlar la ocurrencia y recurrencia de los agentes, acorde con las diferencias estacionales, en donde llegan a alternarse entre ellos, fundamentalmente entre mareas y tormentas, estas últimas generadoras de apilamiento costero (ej. Choi, 2014). A ello debe sumarse que el clima, con la existencia de bandas anticiclónicas latitudinales donde el registro de tormentas se encuentra potenciado, la distribución de masas continentales, la fisiografía de una cuenca marina y las barreras orográficas costeras, son los controladores más importantes y dejan su impronta en el registro sedimentario.

El reconocimiento de la acción de mareas ha sido una fuente inagotable de investigaciones sedimentológicas, que

involucraron desde la definición de micro hasta macroformas. Por ejemplo, existen algunos trabajos emblemáticos como el de Tessier (1993) para el análisis de ritmitas mareales en ambientes actuales de la costa de Normandía, o el de Archer (1998) para las del Carbonífero de USA. Estos han sido puntos de partida del modelado para el estudio de registros de mareas. Estructuras de mayor escala, comprenden desde dunas simples y compuestas hasta macroformas complejas (Reynaud y Dalrymple, 2011) y su abordaje requiere de secciones más extensas lateralmente.

La complejidad del registro sedimentario de mareas aumenta con el mayor rango de estas, que permite diferenciarlas desde sistemas micromareales hasta macromareales o hipermareales, por encima de los 6 m de rango mareal. Estos últimos, han sido a su vez diferenciables con rangos de mareas, en subcategorías (Archer, 2013). Por otra parte, la periodicidad de las mareas está vinculada fundamentalmente con los ciclos lunares y la latitud, que permite la clásica división en mareas diurnas y semidiurnas. Sin embargo, las mareas *sensu lato*, tienen numerosos componentes con frecuencias y rangos variables que se superponen e involucran ciclicidades desde diarias, mensuales y hasta anuales, controladas por la interacción Tierra, Luna y Sol. Tanto la topografía marina de fondos, en particular sobre la plataforma como la fisiografía costera, influyen en el desarrollo de centros anfídromicos que generan variaciones de la intensidad de las mareas que, a su vez pueden amplificarse asociadas con el recorte de las costas que potencian o disminuyen la velocidad del ingreso de la onda de marea.

La anfídromía marca puntos de rango mareal cero, los cuales a su vez están controlados en su tamaño por la profundidad de la cuenca (Reynaud y Dalrymple, 2011) y giran en el mismo sentido que la fuerza de Coriolis de acuerdo con el hemisferio considerado y, determinan líneas co-mareales (Longhitano et al., 2012, fig. 2). Su influencia se ve además magnificada por la fisiografía de la costa o "indentaciones", siendo las costas en forma de embudo (*funnel shape*) las que más amplifican los rangos mareales. Esto último, tiene lugar tanto en costas marinas abiertas como en estuarios. Un ejemplo actual de ello es la diferencia de rango de marea dentro del propio estuario del Río de la Plata, con máximos en la zona alta del estuario, a los que se les suman fenómenos climáticos como la coincidencia con "sudestadas" que generan apilamiento costero y efectos destructivos, como depósitos inusuales en el ambiente subacuático. En la actualidad, tanto la Patagonia austral santacruceña, como en la Bay of Fundy (Canadá) o el English Channel (Mar del Norte) son ejemplos de sistemas amplificados por la geometría costera (Archer, 2013). Algunos intentos de analizar la existencia de puntos

anfdrómicos en el registro fósil han sido propuestos para la cuenca de Paraná en comparación con cuencas actuales (Cándido et al., 2020). Para ello, el principal desafío es establecer la paleolínea de costa. Sin embargo, como señalan Reynaud y Dalrymple (2011), en cuencas semi-cerradas se necesita un tamaño y profundidad mínimos para que los puntos anfdrómicos se desarrollen.

El reconocimiento de mareas en el registro geológico incluye depósitos que inequívocamente las documentan, pero otros que no son exclusivos indicadores de mareas, aunque tradicionalmente se han utilizado como indicadores indirectos de mareas, como ciertas superficies de reactivación en estructuras sedimentarias o más precisamente estructuras sigmoidales, tal como lo señalan Gingras y Zoneveld (2015) cuando introducen a las tidalitas tubulares como una nueva estructura sedimentaria.

Tipos de depósitos

A continuación, se describirán (Figs. 2, 3, 4, 5 y 6) jerárquicamente los registros que documentan indiscutiblemente mareas hasta aquellos que deben ser analizables en un contexto.

A. Tidal bundle/s: estos son arreglos que reflejan el ciclo diario de las mareas, y se componen de un par arenopélico (*couplet*), donde la arena representa la pleamar/bajamar y las pelitas los momentos de cambio de tendencia. El espesor de cada *tidal bundle*, varía a lo largo del mes, según los alineamientos del Sol, la Luna y la Tierra. Los depósitos de areniscas ocurren durante las mareas de plenilunio o vivas (*spring*) mientras que los pelíticos durante los cuartos o muertas (*neap*), con los astros dispuestos ortogonalmente entre sí (Fig. 2 A). Estos arreglos mensuales Davis (2011) los llama secuencia de mareas o sucesión de *tidal bundles*. El espesor de los *tidal bundles* y la extensión de las secuencias o ciclos, a su vez dependen de la distancia a los equinoccios, con predominio psamítico hacia los equinoccios, semejante a lo que ocurre en una marea viva, cuando las cortinas de fango son menos frecuentes. A veces se producen estructuras sigmoidales (Fig. 2 B) cuando se producen las mareas equinocciales o de mayor amplitud en su rango y, por consiguiente, capacidad de erosión. Por lo tanto, la expresión lateral de un ciclo depende de la cercanía o lejanía de los equinoccios, y en numerosas ocasiones, se registran estructuras entrecruzadas con cortinas de fango, con espaciamiento regular (Fig. 2 C). Estos arreglos, en general se presentan en zonas cercanas a canales de marea (Davis, 2011) y suelen mostrar paleocorrientes unidireccionales (Fig. 3). De todos los indicadores de mareas, son los únicos que no pueden explicarse por otro agente sedimentario. La primera mención de *tidal*

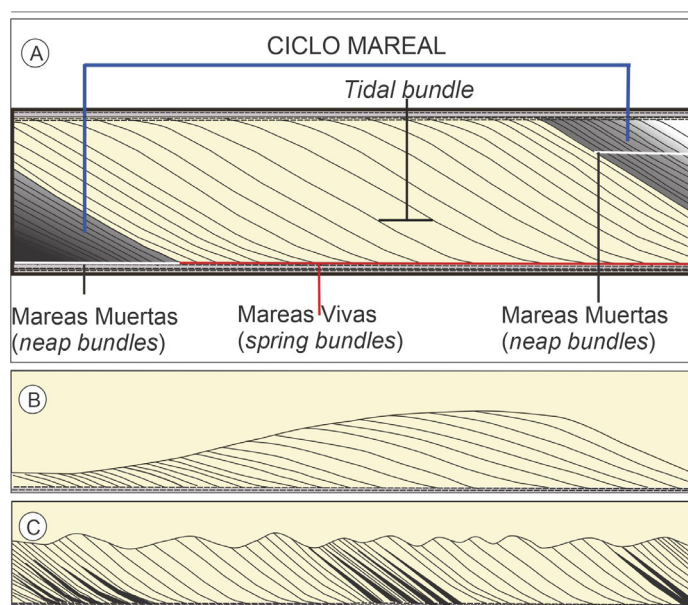


Figura 2. Variabilidad de *tidal bundles*: A) componentes de un ciclo mareal, modificado de Davis (2011); B) Arreglo sigmoidal que muestra la sobreimpresión de procesos erosivos y que difieren del arquetipo de Kreisa y Moiola (1986); C) *Tidal bundles* sometidos a erosión intensa, donde se puede observar la regularidad en la distribución de cortinas de fango.

bundles para la Formación Lajas en la localidad de Portada Covunco fue documentada por Pazos et al. (2019 fig. 4 B), con un arreglo simple y forma una estructura sigmoidal (Fig. 3 A), atribuible al caso esquematizado en la Fig. 2 B. Como se ha mencionado estructuras sigmoidales atribuidas a mareas fueron pioneramente documentadas por Gulisano y Hinterwimmer (1986) pero en puesto Seguel. En esta localidad se ha documentado un arreglo más complejo en el Intervalo D, de González Estebenet et al. (2024) ya que se registra la mencionada variación de espesores entre los distintos pares (*couplets*), que van variando progresivamente su espesor (Fig. 3 B), y que indicarían un registro hacia la luna nueva. Internamente, algunas superficies de las areniscas muestran ondulitas simétricas (flujos oscilatorios) o cuasi simétricas con ejes transversales a la dirección de migración de las areniscas que las contienen (Fig. 3 C), además de registrarse claramente los arreglos sigmoidales con la convexidad marcada de las caras de avalancha. Esto es un caso particular de *tidal bundles* ya que la existencia de flujos oscilatorios es evidencia del *slack water*, que culmina ocasionalmente con cortinas de fango. Por encima se observan niveles con paleocorrientes opuestas (Fig. 3 B). En primera instancia, dicha bipolaridad en las paleocorrientes no es un simple cambio entre mareas de inundación (*flood*) y de salida (*ebb*), como podría suponerse ya que la sucesión de *tidal bundles* donde se registra solamente la marea de inundación, permite dimensionar la magnitud del hiato, como mínimo a un ciclo lunar.

Las paleocorrientes observadas en Portada Covunco y en

puesto Seguel, registran mareas de salida (*ebb*) y de entrada (*flood*) respectivamente, entendiendo una paleocosta ubicada al SE. Ejemplos de este tipo han sido documentados en la literatura en todo el registro geológico, desde el Precámbrico (ej. Eriksson y Simpson, 2011), el Cenozoico (Martinius, 2011) hasta la actualidad (Fan, 2011).

Es importante destacar un caso particular de *tidal bundles* documentado en la sierra de la Vaca Muerta en la sección media de la unidad. Allí, al margen de presentarse la clásica alternancia entre areniscas y pelitas, la bioturbación encontrada es una evidencia indiscutible de las pausas en la sedimentación. Los niveles psamíticos, presentan un abundante registro de *Skolithos*, evidenciando elevada energía y condiciones estresantes (muy baja diversidad), ya que cada nivel y tope de banco muestran superposición de *Skolithos* (Fig. 3 D), lo que permite asignar los registros a la icnofacies homónima.

B. Ritmitas mareales: las ritmitas mareales están entre los arreglos sedimentarios más conspicuos para el estudio de mareas, denominados estratificación mareal o *tidal bedding* (Reineck, 1967). Ellos no solo las documentan, sino que permiten el análisis de diferentes periodicidades. Tal vez los

ejemplos arquetípicos son los registros del Carbonífero de EE UU, ampliamente analizados en numerosos trabajos (Kvale y Archer, 1990; Archer y Greb, 2011), aunque otros ejemplos de notable preservación se han documentado en el Mioceno (Chen et al., 2023) o en el Cuaternario de Corea (Choi y Kim, 2006; Choi, 2010). El registro de ritmitas, ha sido propuesto para detectar tidalitas en ambientes marinos profundos (Dykstra, 2011).

En las ritmitas, cuando su registro es incompleto, por erosión o por yuxtaposición de otros procesos como las descargas fluviales o tormentas, suele discutirse la validez de estas como indicadores de mareas. Otro de los argumentos que se ha utilizado para asociarlas con descargas fluviales estacionales y no a mareas, es que las pelitas que deberían depositarse por decantación suelen estar reemplazadas por detritos carbonosos y no se presentan las dobles cortinas de fango. Esta situación es muy frecuente en la Formación Lajas, al sur de la dorsal de Huincul en la zona de Bajada de Molles y ha sido discutida por Gugliotta et al. (2015, 2016). Sin embargo, observaciones en el registro geológico, también muestran que los detritos carbonosos frecuentemente reemplazan a las partículas silicoclásticas, como se ha documentado en el Car-

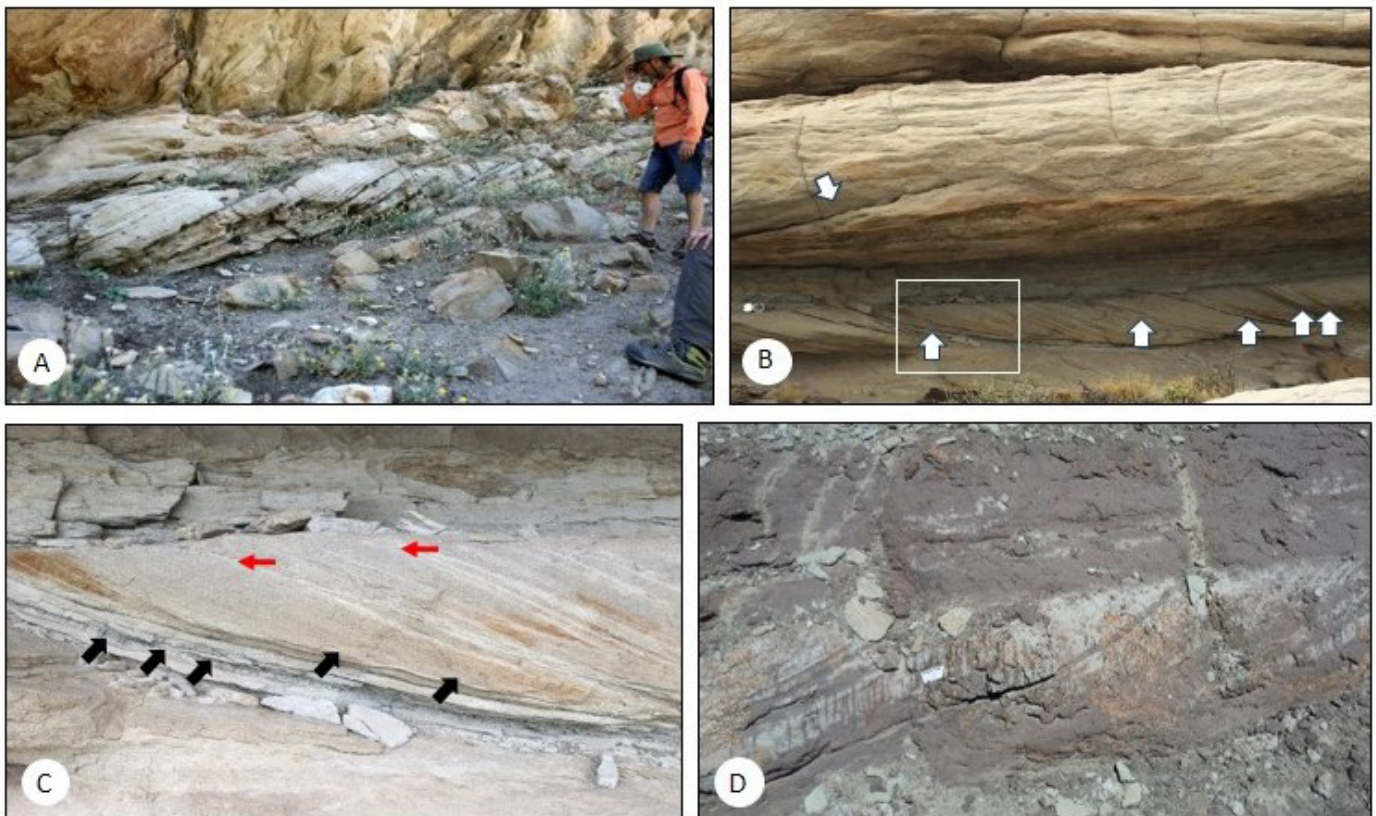


Figura 3. A) *Tidal bundles* con arreglo sigmoidal en Portada Covunco, ya ilustrados por Pazos et al. (2019). B) *Tidal bundles* en puesto Seguel. Las flechas indican los intervalos pelíticos, la flecha invertida una superficie de reactivación en el banco suprayacente con paleodirección opuesta. Recuadro, corresponde a la Fig. 3 C. Brújula de escala. D) Sierra de la Vaca Muerta: sección de un *tidal bundle*, donde se observa abundante bioturbación *Skolithos* selectiva en las caras de avalancha arenosas. Escala en Figura 6 A.

bonífero de USA (Archer y Greb, 2011, fig. 16.4 a). En la Formación Lajas, estas ritmitas se han encontrado en el perfil de puesto Seguel (Fig. 4 A) donde aparecen junto a otros arreglos heterolíticos (Fig. 4 B-D) y corresponden al denominado Intervalo B de González Estebenet et al. (2024). Las mismas no han sido estudiadas en su periodicidad, al igual que otros registros mencionados por McIlroy et al. (2005, fig. 8 C) al sur de la dorsal de Huinul.

C. Arreglos heterolíticos: conocidos en la literatura como laminaciones ondulíticas con poca, hasta con mucha participación pelítica, formando desde estructuras flaser (Fig. 4 B) hasta lenticulares (Reineck y Wunderlich, 1968). Los arreglos heterolíticos en sí mismos no tienen por qué ser un indicador inequívoco de mareas. Cuando estos se encuentran asociados a otros indicadores mareales como por ejemplo paleocorrientes opuestas o estructuras en hueso de arenque propia-

mente dichas (*herringbone*), cortinas de fango, o *tidal bundles* adquieren otra significación. En sí mismas, podrían considerarse como un caso particular de ritmitas, y suelen contener las típicas estructuras heterolíticas (Fig. 4 B-D). Estos registros se han documentado en puesto Seguel, en el Intervalo B de González Estebenet et al. (2024), en niveles intercalados con las ritmitas anteriormente mencionadas. Las ondulitas presentes son tanto de corriente (Fig. 4 B y D) como de oleaje (Fig. 4 C y C') y presentan bioturbaciones que demuestran la existencia de interrupciones en la sedimentación (Fig. 4 B), antes que la mera alternancia de depósitos tractivos y suspensivos en forma recurrente. Estas bioturbaciones aparecen asociadas a restos de tallos en los planos de estratificación y detritos carbonosos que muestra un ambiente posiblemente eurihalino y con elevado estrés ambiental. Un caso particular de arreglos que se intercalan y que también son frecuentes,

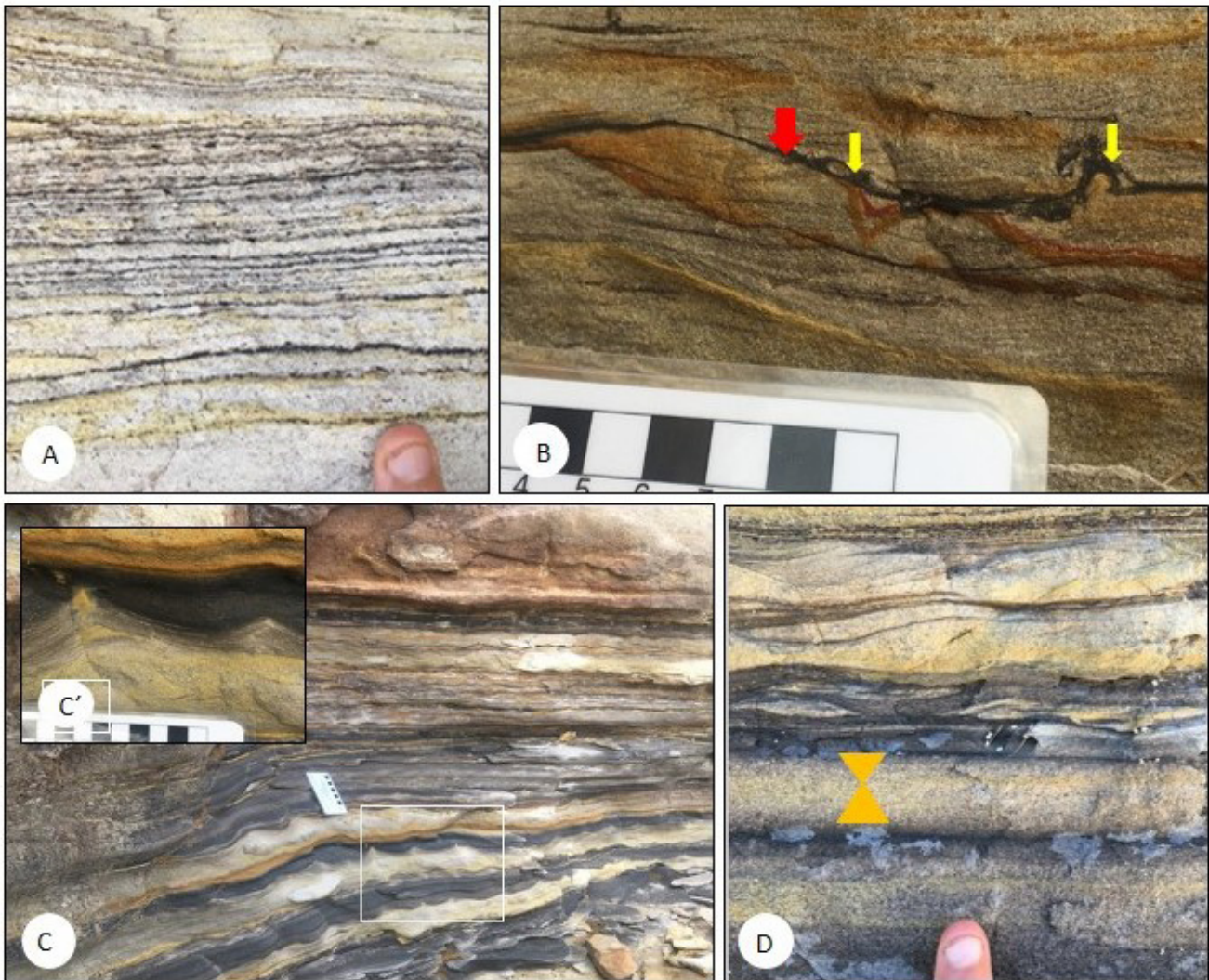


Figura 4. A) Ritmitas con cortinas oscuras de material carbonoso (puesto Seguel). B) Estructuras tipo flaser. Flecha roja indica cortina de fango y flechas amarillas bioturbaciones (puesto Seguel). C) Arreglo heterolítico, con distintos tipos de estructuras de corriente y oleaje. Recuadro detalle de oleaje de C'; C', *climbing* casi vertical. D) Arreglos heterolíticos: hacia la base (triángulos invertidos) arreglos en reloj de arena y hacia el tope cortinas de fango continuas y discontinuas

son los denominados en reloj de arena, es decir con gradación inversa y directa (Fig. 4 D). Los arreglos heterolíticos se han documentado en la Formación Lajas al sur de la dorsal de Huincul (McIlroy et al., 2005; Gugliotta et al. 2016, fig. 10; Rossi y Steel, 2016) y en otras sucesiones fósiles y actuales (ej. Tessier, 1993; Choi y Kim, 2006, 2010; Archer y Greb, 2011; Davis, 2011; Chen et al., 2023). Cabe destacar, que entre ellas se intercalan niveles pelíticos oscuros con troncos de gran porte y que presentan en el techo perforaciones atribuibles a *Teredolites* (González Estebenet et al., 2024, fig.5 B) y la icnofacies homónima. La icnofacies de *Teredolites* es, además, un indicador frecuente de ambientes marino-marginales (Seilacher, 1964), en este caso con predominio de mareas sobre otros agentes.

D. Barro fluido (fluid mud): son depósitos fangosos que se depositan desde una suspensión en distintos ambientes entre los que se destacan las transiciones fluvio-marinas donde se produce la mezcla de agua salada y dulce, que por efectos de la floculación generan la rápida decantación de material fino. Se caracterizan por espesores mayores a los 0.5 cm y ausencia de estructuración interna (Ichaso y Dalrymple, 2009) y predominan principalmente en la zona de contacto de la cuña salina en estuarios y planicies de mareas (Wu et al., 2022). Son altamente cohesivos y de difícil erodabilidad y producen intraclastos (*mud chips*) irregulares, a veces como trozos de una capa. Se han detectado tanto en superficie (Chen et al., 2023) como en registros de corona en subsuelo (Ichaso y Dalrymple, 2009; Pazos et al., 2021). Los ejemplos documentados aparecen en el Intervalo D de González Estebenet et al. (2024) que es donde no se registra ninguna evidencia marina directa, ya sea por restos fósiles corpóreos o trazas fósiles. Sin embargo, aparecen tapizando superficies de reactivación o cubriendo irregularmente mesoformas (Fig.5 A). En su aspecto son muy similares a las documentadas por Chen et al. (2023) en depósitos del Mioceno del Orinoco.

E. Dunas o sand waves: las dunas y barras o campos arenosos submareales (*sand sheets*) se desarrollan en distintos ambientes donde la acción mareal puede ser una mera influencia, modular la sedimentación o ser dominante (en sí mismas no son exclusivas de ambientes relacionados con mareas, pero son muy frecuentes en ellos). Las dunas y barras adquieren morfologías, tamaños y una distribución que depende, en gran medida, si se generan en costas abiertas o dentro de sistemas estuarinos o vinculadas a deltas. Fundamentalmente, allí queda controlada la relación entre la descarga desde el continente y la migración de estas. Aquellas que se desarrollan en costas abiertas tienen patrones de migración diversos, aunque migran sobre la plataforma en

general paralelas a la costa mientras que, las desarrolladas dentro de estuarios o vinculadas a deltas, suelen presentarse con el mismo patrón de paleocorrientes que el sistema que las contiene (Desjardin et al., 2012b). Internamente presentan entrecruzamientos tabulares o en artesa y pueden contener numerosas superficies de reactivación hasta formar barras complejas (Kurcinka et al., 2018), pero siempre paralelas a la dirección de descarga fluvial.

En la Formación Lajas, se han documentado barras en Portada Covunco, con direcciones de migración opuestas, que estarían relacionadas con entrada y salida de mareas (Pazos et al., 2019, fig. 4 D). Se han encontrado en el Intervalo D de González Estebenet et al. (2024) en puesto Seguel, en donde hacia la base de la sucesión aflorante se han documentado barras con caras frontales de estratificación entrecruzada de ángulo variable y en donde quedan óndulas relicticamente preservadas y con paleocorrientes opuestas (Fig. 5 B). Estas son interpretadas con una evidencia de mareas, ya que permiten descartar flujos reversos o coflujos que se ubican en la base de las caras frontales.

Sin lugar a duda, los casos más paradigmáticos se encuentran en la sierra de la Vaca Muerta, donde aparece una diversidad de geoformas muy notable. Por un lado, se documentan barras de hasta 2 m de espesor, con caras de avalancha con coberturas pelíticas indicativas de interrupciones en la sedimentación (Fig. 5 C) hacia la base de la unidad. Asimismo, en algunos casos los intervalos psamíticos son completamente reemplazados por delgados depósitos bioclásticos algo, que resulta muy frecuente en *tidal inlets* (Longhitano et al., 2012) antes que en barras. El diseño asintótico de la laminación hacia la base es marcado mientras que la paleodirección de migración es N-NE y perpendicular a los canales de otros niveles. El tope de las barras puede presentar de manera localizada abundantes trazas fósiles asignables a *Skololithos*. Estas barras se repiten en la sucesión, principalmente hacia la base y se encuentran interestratificadas con intervalos con intensa bioturbación dominada por *Ophiomorpha* isp. El conjunto muestra la migración de barras paralelas a la paleolínea de costa, que migraban por una plataforma. Esto, será analizado al momento de la interpretación paleogeográfica del Caloviano inferior.

En otros casos, se observan de hasta 10 m de espesor (Fig. 5 D) con muy pocas superficies de reactivación, con gravas basales residuales y dispersas. En algunos casos, han sido muy puntuales los registros de ondulas de escala pequeña que migraban en dirección opuesta y que han quedado preservadas hacia la base. Las paleocorrientes son dominantes hacia el NE. En los niveles entre conjuntos estratificados se observa estratificación horizontal y en un solo nivel se han



Figura 5. A) Depósitos de barro fluido (*fluid mud*), en caras de avalancha y en contactos. Nótese la preservación discontinua (puesto Seguel). B) Barra que presenta un marcado contacto erosivo y en detalle (triángulo) se observan estructuras con paleodirecciones opuestas en la mitad de la estructura (puesto Seguel). C) Barra con superficies de reactivación que migra al NE (sierra de la Vaca Muerta). D) Dunas de gran escala, con paleocorrientes al NE (sierra de la Vaca Muerta), persona de escala.

observados valvas de ostreidos de hasta 10 cm. Estas estructuras representan megadunas y fueron documentadas hacia el tope de la unidad por Gulisano y Gutierrez Pleimling (1994). La ausencia de pelitas basales, las superficies de reactivación y los ostreidos, permiten sugerir que se trata de la migración de dunas en una plataforma arenosa.

F. Estratificación Heterolítica Inclinada (IHS): fueron Thomas et al., (1987) quienes definieron el término y lo caracterizaron. Sin embargo, cabe destacar que Allen (1963) las llamaba estratificación épsilon. Esta estructura indica la migración de canales con el desarrollo de barras en espón (*point bars*) en diferentes ambientes, desde abanicos submarinos hasta canales de marea y sistemas fluviales meandriformes. En algunos de los casos documentados como en la sierra de la Vaca Muerta se ha encontrado lateralmente el canal que da origen a la estructura (Fig. 6 A), o se ha documentado que la migración lateral ocurre en direcciones opuestas en el mismo nivel, como en Portada Covunco (Pazos et al., 2019) y en otros casos las estructuras están truncadas por otras estructuras que indican superposición de migraciones de barras en punta. Es importante tener en cuenta, que en sí mismo estas estructuras indican paleodirecciones que muestran el desplazamiento lateral de canales y que, por lo tanto, la paleodirección de descarga de los canales es ortogonal, como ha sido clara-

mente comprobado en sierra de la Vaca Muerta (Fig. 6 A). Estructuras IHS han sido documentadas en puesto Seguel en el Intervalo B de González Estebenet et al. (2024, fig. 6 B). Allí, se han documentado marcas de base y estructuras de menor escala perpendiculares a la dirección de migración lateral que es hacia el SO y NO. El desarrollo de estos depósitos es coherente con el ambiente marino-marginal sugerido para el Intervalo B de González Estebenet et al. (2024).

En la sierra de la Vaca Muerta, las evidencias de IHS aparecen en niveles basales, precisamente en un intervalo donde no se documentan dunas como las descritas en el punto 5.

Finalmente, las evidencias de migración lateral de canales pueden no contener material pelítico y por lo tanto el componente heterolítico estar ausente, lo que no invalida la acreción lateral. Este caso ha sido documentado en niveles medios de la sucesión en la sierra de la Vaca Muerta, muy pocos metros por encima de los *tidal bundles* con *Skolithos* ya descritos (Figs. 3 D, 6 A) y *Ophiomorpha* (Fig. 6 a'). Es interesante que, para reconocer estas estructuras producidas por la migración de canales y no simples barras, se han tenido que seguir lateralmente las mismas para encontrar el canal que las genera (Fig. 6 A).

DISCUSION

Para poder abordar el tema específico de las mareas, es necesario primeramente establecer un marco estratigráfico de correlación de niveles a escala de cuenca, para comprender la integración de localidades clásicas ubicadas al sur y norte de la dorsal de Huincul, que ofició de barrera activa durante la sedimentación de la Formación Lajas. Se han sugerido diferentes edades acerca del comienzo de la actividad de la dorsal sobre la base de discontinuidades intraformacionales (ej. Legarreta y Uliana, 1991; Limeres 1996; Leanza, 2009). Sin embargo, existen interpretaciones recientes, como la de Zavala et al. (2020) que son discutidas junto a otras por González Estebenet et al. (2024) en la localidad de puesto Seguel, ubicada sobre la dorsal. Allí, se analizaron las discordancias y se ha podido demostrar que la Formación Lajas tiene enormes ausencias en el registro sedimentario, fundamentalmente que abarcan parte del Bajociano tardío y Bathoniano, y corresponden a las llamadas discordancias Intra-bajociana 1 de Leanza (2009) o Seguética en la sección inferior, mientras que en la sección superior aparece la tradicional discordancia Intra-bajociana de la literatura (2 de Leanza, 2009), que González Estebenet et al. (2024) ubican entre el Bathoniano Tardío hasta el Caloviano. Luego, es posible sugerir la correlación de la sección superior de puesto Seguel (1) con las localidades de Portada Covunco (2) y sierra de la Vaca Muerta (3). Por el contrario, al sur de la dorsal se registran los depósitos más antiguos de la Formación Lajas, que comienzan en el Aaleniano y se extienden hasta el Bajociano, ya que el Bathoniano tardío está representado por depósitos continentales (Arregui et al., 2011; Steel et al., 2023; Chalabe et al., 2024) o fluviales con influencia marina que corresponden a las capas rojas de la Formación Challacó (Zavala et al., 2020). Almeida et al. (2020) señalan la ausencia del Bathoniano en los tradicionales afloramientos de Bajada los

Molles (Fig. 1). Es decir, el hiato coincide en principio con el propuesto para la localidad de puesto Seguel por González Estebenet et al. (2024), donde sólo el intervalo basal (Intervalo A) tiene alguna evidencia deltaica correlacionable con los perfiles del flanco sur.

Paleoambientalmente, al sur de la dorsal de Huincul se ha comprobado la existencia de un mega-sistema deltaico (Gugliotta et al., 2016; Kurcinka et al., 2018; Steel et al., 2018, 2023), ausente al norte de esta (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; Pazos et al. 2019). Aunque otros autores como Canale et al. (2016) sostienen la existencia de dicho sistema. Las razones que en este trabajo se consideran suficientes para descartar el sistema deltaico fluvio-dominado, se basan en la existencia de barras que progradan hacia el NE, las que son producto de mareas y no constituyen barras de desembocadura. En muchas de estas barras se han documentado los registros de *Skolithos*, que se encuentran en las caras de avalancha y muestran la existencia de condiciones alternantes de progradación y colonización. Esto no es esperable en una barra de desembocadura de origen fluvial. Por otra parte, dichas barras muestran paleocorrientes hacia el NE, coincidentes con las paleocorrientes dominantes en la sierra de la Vaca Muerta, mencionadas por Zavala y González (2001). Además de las barras existen canales que muestran migración lateral y que se disponen ortogonalmente a las mismas. Esto sugiere un sistema de barras mareales que migraban paralelas a la paleolínea de costa y canales meandriformes con bioturbación marina, desarrollados en la planicie de marea. La existencia de un sistema deltaico indicaría canales distributarios con orientación SO-NE, que no han sido documentados.

En lo que respecta a las mareas y sus depósitos, como se ha mencionado con anterioridad, son el resultado de una multiplicidad de factores que condicionan su desarrollo en el registro sedimentario. Entre ellos, la batimetría y la geometría



Figura 6. A) Niveles con acreción lateral por la migración de un canal (líneas punteadas rojas). Nótese la persona de escala (óvalo amarillo) a: Niveles con bioturbación de escape de bivalvos (recuadro y foto). Rectángulo corresponde a la Figura 3 D.

de la cuenca son fundamentales, ya que pueden amplificar el rango de las mismas. En ese sentido, si la dorsal de Huincul efectivamente se encontraba activa, el Engolfamiento Neuquino al norte de esta, adquiere una forma triangular con una reducción areal hacia el sudeste favoreciendo una geometría en forma de embudo (*funnel shape*), que permitió la amplificación del rango de mareas y barras con orientaciones NO-SE, que se han documentado en Portada Covunco.

El rango de mareas en sistemas fósiles es muy difícil de establecer si no se cuenta con un detallado estudio de ritmitas (Davis, 2011) aunque, el desarrollo de dunas simples y compuestas, barras y otras macroformas son frecuentes en sistemas macromareales, en plataformas abiertas o estrechamientos costeros donde las mareas se amplifican (Longhitano, 2011; Longhitano et al., 2012). Al respecto, las ritmitas y *tidal bundles* muy bien desarrollados, a veces con bioturbación son indicativos de la alternancia entre tracción y decantación en un ambiente de elevado estrés ambiental. Estos, han sido en su conjunto documentados en todas las localidades estudiadas al norte de la dorsal de Huincul. Más aun, el desarrollo de canales con acreción lateral y arreglos ritmíticos, junto a la Icnofacies de *Teredolites* indicativa de condiciones marino-marginales, apuntan a un sistema depositacional con un fuerte control mareal. El sistema de dunas de gran escala que se documenta en la sección superior de la Formación Lajas en la sierra de la Vaca Muerta, indica que las condiciones mareales se acentuaron hacia el tope de la unidad. Es importante señalar que Canale et al. (2015, fig 2 b), en un perfil integrado entre las localidades de Portada Covunco y sierra de la Vaca Muerta, muestra la existencia de estas estructuras de gran escala, aunque las asocian con un frente deltaico. Sin embargo, en Portada Covunco se han documentado canales con acreción lateral y depósitos fangoarenosos (Pazos et al., 2019), por lo que se deduce que las dunas corresponden a la sierra de la Vaca Muerta, como ya fueron mencionadas por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) y desvinculadas de sistemas deltaicos. Dichas dunas, que migraban paralelas a la costa, son frecuentes en ambientes mareales abiertos, antes que sistemas estuaricos (ej. Desjardins et al., 2012 b).

Discutir la existencia de posibles puntos anfidrómicos escapa a las posibilidades de este trabajo, ya que no se conoce la magnitud de la conexión con el océano, hacia el oeste, aunque el tamaño de la cuenca es equivalente al Mar del Norte próximo al English Channel, donde existen puntos anfidrómicos y en donde la amplificación de mareas ha sido documentada (Schwarz et al., 2022). La existencia de depósitos marino marginales en una zona previamente interpretada como de naturaleza fluvial (Arregui et al., 2011) permite proponer una caracterización paleogeográfica modificada, en la

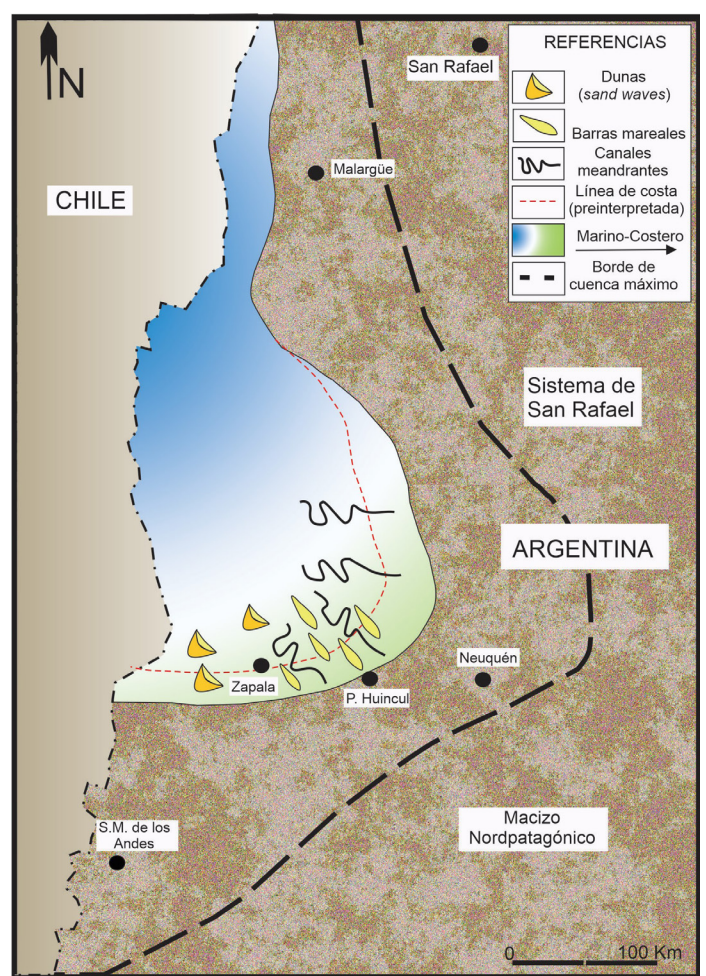


Figura 7. Mapa paleogeográfico de la cuenca Neuquina durante el Caloviano Inferior, modificado de Arregui et al. (2011). Aquí puede observarse que áreas previamente interpretadas como fluviales son marino-marginales. También se observa la relación entre dunas y barras y canales.

donde coexisten geofomas que migraban aproximadamente paralelas a la línea de costa y canales de marea dispuestos ortogonalmente (Fig. 7).

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones para las localidades discutidas en este trabajo y su integración en el análisis con otras zonas permiten llegar a nuevas interpretaciones en distintos aspectos:

- 1) Las diferencias estratigráficas probadas entre las secciones aflorantes al sur y al norte de la dorsal de Huincul (Chalabe et al., 2024 fig. 1c) evidencian que en la primera domina un sistema deltaico progradante, areno-gravoso en un medio micromareal, que se extendió hasta el Bajociano Tardío. Allí, las mareas solo se presentan como un rasgo secundario. Por el contrario, hacia el norte de la dorsal, la

sedimentación es esencialmente post-bathoniana media, sin la actividad de un sistema deltaico, y en donde se registran facies marinas someras a marino-marginales. El sistema depositacional presenta rasgos que sugieren un rango de mareas mayor (macromareal), particularmente comprobable por la presencia de dunas.

2) El levantamiento de la dorsal de Huincul con orientación E-O (Fig. 1) generó, con respecto al borde oriental de la cuenca, una disposición en ángulo agudo semejante a una cuenca triangular tipo *funnel shape* y, produjo una notable amplificación de las mareas como ocurre en muchos sistemas modernos

3) Se considera a los *tidal bundles*, documentados en todas las localidades estudiadas, como la evidencia más conspicua de mareas. En algunos casos, la bioturbación (*Skolithos*) demuestra las pausas en la sedimentación y la energía elevada dominante.

4) La presencia de dunas de gran escala que migraban al NE en sierra de la Vaca Muerta, sugiere costas abiertas y demuestra la migración paralela a la paleocosta. Por el contrario, las barras documentadas por Pazos et al. (2019) en Portada Covunco se asocian a descargas fluviales con paleocorrientes NO-SE y en una posición más proximal de un sistema depositacional con interacción fluvio-mareal, o más antiguas que las dunas del tope de sierra de la Vaca Muerta.

5) En las localidades analizadas de puesto Seguel (1), Portada Covunco (2) y sierra de la Vaca Muerta (3), los rasgos mareales aparecen hacia la base de la sucesión en (1), pero siempre por encima de la discordancia Seguélica. Presentan la Icnofacies de *Teredolites* y abundantes registros de IHS en un ambiente marino marginal. En Portada Covunco (2), los indicadores mareales aparecen hacia la base de la sucesión (Pazos et al., 2019). Por su parte, en sierra de la Vaca Muerta (3), aparecen en la base con estructuras de menor escala, que las dunas que se presentan hacia el tope de la misma.

6) Las dimensiones del Engolfamiento Neuquino posibilitarían el desarrollo de puntos anfídromicos, tal como ocurre en mares actuales en el mundo.

7) Este trabajo refuerza la necesidad de mejorar los análisis sedimentológicos y encuadrar los análisis de paleocorrientes en virtud de los diferentes forzantes actuantes en la cuenca en función a su paleofisiografía.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Universidad de Buenos Aires por el financiamiento otorgado (UBACyT-2020) y a las autoridades del Simposio del Jurásico llevado a cabo en La

Plata (2023). A los colegas por sus aportes y comentarios. Al Dr. Zavala quien, aunque ha mostrado sus desacuerdos con parte del contenido del trabajo, ha permitido mejorar y discutir en profundidad, algunas de las interpretaciones que se proponen en este trabajo. Asimismo, agradecemos al Lic. Gutiérrez Pleimling quien ha tenido observaciones oportunas y constructivas en sus comentarios y, fundamentalmente, las modificaciones sugeridas por el Editor, Ricardo Astini, que permitieron enriquecer el trabajo en variados aspectos.

REFERENCIAS

- Almeida Junior, F.N., Steel, R.J., Olariu, C., Gan, Y. y Gomes Paim, P.S. 2020. River-dominated and tide-influenced shelf-edge delta systems: Coarse-grained deltas straddling the Early–Middle Jurassic shelf–slope break and transforming downslope, Lajas-Los Molles formations, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 67: 2883-2916.
- Allen, J.R. 1963. The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, 2(2), 93-114.
- Archer, A.W. 1998. Hierarchy of controls on cyclic rhythmites deposition: Carboniferous basins of eastern and mid-continental, U.S.A. En: Alexander, C.R., Davis, R.A.Jr. y Henry, V.J. (eds.), *Tidalites: processes and products*. Society Economic Petroleum Mineralogists, Special Publications 61: 59-68, Tulsa.
- Archer, A.W., 2013. World's highest tides: Hypertidal coastal systems in North America, South America and Europe. *Sedimentary Geology*, 284:1-25.
- Archer, A.W. and Greb, S.F. 2011. Hypertidal Facies from the Pennsylvanian Period: Eastern and Western Interior Coal Basins, USA. En: Davis, R.A. y Dalrymple R W. (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, 421-436.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio: 77-89. Buenos Aires.
- Brinkworth, W.G., Vocaturro, G., Loss, M.L., Lorenzo Giunta, D., Mortaloni, E.M., Massaferro, J., 2017. Integración regional de subsuelo orientado a la exploración y desarrollo de Grupo Cuyo, Cuenca Neuquina. 20° Congreso Geológico Argentino. San Miguel de Tucuman, pp. 18–24.
- Brinkworth, W.G., Vocaturro, G., Loss, M.L., Mortaloni, E.M., Lorenzo Giunta, D. y Massaferro, J. 2018. Estudio cronoestratigráfico y evolución paleoambiental del Jurásico inferior-medio en el engolfamiento de la Cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mendoza. CD Room.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Dritanti, D.I., Olivera, D.E., Martínez, M.A y Bournod, C.N. 2015. Sedimentología e Icnología de deltas fluvio-dominados afectados por descargas hiperpícnicas de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology* 42: 114-138.

- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B. y Drittanti, D.I. 2016. Ichnology of deltaic mouth bar systems of the Lajas Formation (Middle Jurassic) in the Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén basin, Argentina. *Ameghiniana* 53: 170-183.
- Cándido, M., Cagliari, J. y Lavina, E.L. 2020. Tidal circulation in an Early Permian epicontinental sea: Evidence of an amphidromic system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 546, 109671.
- Chalabe, A.C., Martínez, M.A., Olivera, D.E., Canale, N. y Ponce, J.J. 2022. Palynological analysis of sandy hyperpycnal deposits of the Middle Jurassic, Lajas formation, Neuquén basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 116: 103867.
- Chalabe, A. C., Olivera, D. E., Martínez, M. A., y Zavala, C. 2024. Palaeoenvironments and palaeoclimate of the uppermost Cuyo Group and lowermost Lotena Group at Quebrada Álvarez, Picún Leufú Sub-basin, Patagonia, Argentina: a preliminary study based on palynology. *Palynology*, 48(1), 2254364.
- Chen, S., Kvale, E.P., Steel, R.J., Olariu, C. y Zhang, J. 2023. Estimating paleotidal constituents from Pliocene “tidal gauges”—an example from the paleo-Orinoco Delta, Trinidad. *GSA Bulletin* 136: 57-81.
- Choi, K. 2010. Rhythmic climbing-ripple cross-lamination in inclined heterolithic stratification (IHS) of a macrotidal estuarine channel, Gomso Bay, west coast of Korea. *Journal of Sedimentary Research* 80: 550-561.
- Choi, K. 2014. Morphology, sedimentology and stratigraphy of Korean tidal flats, implications for future coastal managements. *Ocean & coastal management*, 102: 437-448.
- Choi, K. y Kim, S.P., 2006. Late Quaternary evolution of macrotidal Kimpo tidal flat, Kyonggi Bay, west coast of Korea. *Marine Geology* 232: 17-34.
- Cooper, M.R. 2015. On the Iotrigoniidae (Bivalvia: Trigoniida); their palaeobiogeography, evolution and classification. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 277: 49-62.
- Dalrymple, R.W. y Choi K.S. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth Science Reviews* 81: 135-174.
- Davis, R.A. 2011. Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences. En: Davis, R.A., Jr. y Dalrymple, R.W. (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer: 35-55.
- Defant, A. 1961. *Physical oceanography*, vol 11. Pergamon, New York, 598 pp.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. y Musacchio, E.A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507.
- De Ferrariis, C. 1947. Edad del arco o Dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2, 256-283.
- Dykstra, M. 2011. Deep-water tidal sedimentology. En: Davis, R.A. y Dalrymple R.W. (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*, Springer Netherlands: 371-395.
- Eriksson, K.A. y Simpson, E. 2011. Precambrian tidal facies. En: Davis, R.A. y Dalrymple R.W. (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands: 397-419.
- Fan, D. 2011. Open-coast tidal flats. En: Davis, R.A. y Dalrymple R.W. (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands: 187-230.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.
- Gingras, M.K. y Zonneveld, J.P. 2015. Tubular tidalites: a biogenic sedimentary structure indicative of tidally influenced sedimentation. *Journal of Sedimentary Research* 88: 845-854.
- González Estebenet, M.C., Naipauer, M., Pazos, P.J. y Valencia, V.A. 2021. U-Pb detrital zircon ages in the Lajas Formation at Portada Covunco: Maximum depositional age and provenance implications for the Neuquén Basin Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 110: 103325.
- González Estebenet, M.C., Naipauer, M. y Pazos, P. J. 2023. Nuevas edades geocronológicas U-Pb en circones detríticos de la Formación Lajas en la Sierra de la Vaca Muerta. 9° Congreso Latinoamericano de Sedimentología. La Plata, Resúmenes :148.
- González Estebenet, M.C., Pazos, P.J., Naipauer, M. y Coca, S. 2024. Análisis de las discontinuidades estratigráficas de la Formación Lajas en puesto Seguel, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 765 81(3): 427-443.
- Gugliotta, M., Flint, S.S., Hodgson, D.M. y Veiga, G.D. 2015. Stratigraphic record of river-dominated crevasse subdeltas with tidal influence (Lajas Formation, Argentina), *Journal of Sedimentary Research* 85: 265-284.
- Gugliotta, M., Fairman, J.G., Schultz, D.M. y Flint, S.S. 2016. Sedimentological and paleoclimate modelling evidence for preservation of Jurassic annual cycles in sedimentation, western Gondwana. *Earth Interactions* 20(19): 1-21.
- Gulisano, C. y Gutiérrez Pleimling, A. 1994. Field Guide. The Jurassic of the Neuquén Basin: a) Neuquén Province. *Asociación Geológica Argentina, Serie E*, 2: 1-111.
- Gulisano, C.A. y Hinterwimmer, G. 1986. Facies deltaicas del Jurásico medio en el oeste del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época*, Año 3(8): 2-31.
- Gulisano, C. A., y Pando, G. A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia del Neuquén. En Congreso Geológico Argentino, No.

- 8, p. 553-577.
- Gulisano, C. A.; Gutiérrez Pleimling, A. R. y Digregorio, R. E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas 1: 236-259.
- Guzmán, C., Tapia, F., Ambrosio, A., Pleimling, A. G., Bustos, G., Gómez, C. y González, J. M. 2021. Lower Jurassic deformation in the eastern Huincul High, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 109: 103295.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D., 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication 252: 1-14.
- Ichaso, A.A. y Dalrymple, R.W. 2009. Tidal and wave-generated fluid-mud deposits in the Tilje Formation (Jurassic), offshore Norway. *Geology* 37: 539-542.
- Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D.A., Kohan Martínez, M. y Minisini, D. 2019. Magnetostratigraphy of a Middle Jurassic delta system (Lajas Formation), Portada Covunco section, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102235.
- Kern, H. P., Lavina, E. L., Paim, P. S., y Leanza, H. A. 2019. Stratigraphic evolution of the nearshore to fluvial plain of the Upper Cuyo Group, Neuquén, Argentina. *Sedimentology*, 66(7), 2686-2720.
- Kreisa, R. D., y Moila, R. J. 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 381-387.
- Kurcinka, C.E., Dalrymple, R.W. y Gugliotta, M. 2018. Facies and architecture of river dominated to tide-influenced mouth bars in the lower Lajas Formation (Jurassic), Argentina. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 102: 885-912.
- Kvale, E.P. 2011. Tidal constituents of modern and ancient tidal rhythmites: Criteria for recognition and analyses. En: Davis, R.A. y Dalrymple R.W. (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer: 1-18.
- Kvale, E.P. y Archer, A.W. 1990. Tidal deposits associated with low-sulfur coals, Brazil formation (lower Pennsylvanian), Indiana. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 563-574
- Lambert, L.R. 1944. Algunas trigonias del Neuquén. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie) Paleontología* 2: 357-397.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales (nueva serie)* 11: 145-184.
- Leanza, H.A. y Garate Zubillaga, J.I., 1987. Faunas de Trigonía (Bivalvia) del Jurásico y Cretácico inferior del Neuquén, Argentina, conservadas en el Museo Juan Olsacher de Zapala. En: Volkheimer, W. (Ed.), *Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, vol. 1, pp. 201–255.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. En: G.A. Chebli y L.A. Spalletti (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Simposio Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie correlación geológica* 6: 221-244.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: McDonald, D.I.M. (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy*. International Association of Sedimentologists, Special Publications 12: 429-450.
- Legarreta, L. y Uliana, M., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Paleogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 120, 3: 303-330.
- Legarreta, L. y Uliana, M., 1999. E1 Jurásico y Cretácico de la Cordillera principal y la Cuenca neuquina. *Facies Sedimentarias*. In: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*, vol. 29. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales, pp. 399–416.
- Limeres, M. 1996. Sequence Stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in Southern Neuquén: Implication for unraveling synsedimentary tectonics along the Huincul Wrench System. *Geo Research Forum Trans- tec, Advances in Jurassic Research* 1-2: 295-304.
- Longhitano, S.G. 2011. The record of tidal cycles in mixed silici-bioclastic deposits: examples from small Plio-Pleistocene peripheral basins of the microtidal Central Mediterranean Sea. *Sedimentology* 58: 691-719.
- Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J. y Ainsworth, R.B. 2012. Tidal depositional systems in the rock record: a review and new insights. *Sedimentary Geology* 279: 2-22.
- Martinius, A.W. 2011. Contrasting Styles of Siliciclastic Tidal Deposits in a Developing Thrust-Sheet-Top Basins – The Lower Eocene of the Central Pyrenees (Spain). En: Davis, R.A. y Dalrymple R.W. (eds.), *Principles of tidal sedimentology*. Springer: 473-506.
- Marynowski, L., Scott, A.C., Zatón, M., Parent, H. y Garrido, A.C. 2011. First multi-proxy record of Jurassic wildfires from Gondwana: evidence from the middle Jurassic of the Neuquén Basin, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299: 129-136.
- Mcllroy, D. 2007. Palaeoenvironmental controls on the ichnology of tide-influenced facies with an example from a macrotidal tide-dominated deltaic depositional system, Lajas Formation, Neuquén Province, Argentina. En: Bromley, R. Buatois, L., Mangano, M.G., Genise, J. y Melchor, R. (eds.), *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*. Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 88: 195-212.
- Mcllroy, D., Flint, S., Howell, J.A. y Timms, N. 2005. Sedimentology of the Jurassic tide dominated Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, Special Publications 252: 83-108.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.) *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° latitude)*. Geological Society of America Special Paper

- 407: 97-124.
- Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J.C., Tunik, M., Rojas Vera, E., Vujovich, G.I., Pimentel, M.M. y Ramos, V.A., 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics* 525: 59-75.
- Naipauer, M., Brinkworth, W., Loss, M.L., Vocaturo, G., Giunta, D., Mortaloni, M., 2017. Estudio integral de datos geocronológicos (edades U-Pb) y sísmicos en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino: edades máximas de sedimentación y áreas de aporte para el Grupo Cuyo. 20° Congreso Geológico Argentino. San Miguel de Tucumán, pp. 7–11.
- Ogg, J.G., Ogg, G.M. y Gradstein, F.M., 2016. *A Concise Geologic Time Scale 2016*. Elsevier Publication, p. 243.
- Pángaro, F., Pereira, D.M. y Micucci, E., 2009. El sinrift de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 265-277.
- Pazos, P.J., González Estebenet, M.C, Cocca, S.E. y Pascua, D. 2019. The oldest record of a tyreophoran track in Gondwana: Geological implications of subaerial exposure in the lower part of the Lajas Formation at the Covunco section (Neuquén Basin), Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102198.
- Pujols, E.J., Lopez, J.L., Stockli, D.F., Rossi, V.M. y Steel, R.J., 2018. New insights into the stratigraphic and structural evolution of the middle Jurassic S. Neuquén Basin from Detrital Zircon (U-Th)/(He-Pb) and Apatite (U-Th)/He ages. *Basin Res.* 30, 1280–1297.
- Ramos, V.A., 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*, vol. 29. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Anales, pp. 715–784.
- Ramos, V.A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Las provincias geológicas del Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio: 317-326.
- Reineck, H.E. 1967. Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottom of the North Sea. En: Lauff, G.H. (ed.), *Estuaries*. American Association for the Advancement of Science Publication 83: 191-206.
- Reineck, H.E. y Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11: 99-104.
- Reynaud, J.Y. y Dalrymple, R.W. 2011. Shallow-Marine Tidal Deposits. En: Davis, R.A. y Dalrymple R.W. (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer: 335-370.
- Riccardi, A.C. 1983. The Jurassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Nairn, A.E.M. (Eds.): *The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic B*, Elsevier: 201-263.
- Rossi, V.M., y Steel, R.J. 2016. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology* 63(4) 82:4-864.
- Schwarz, E., Remírez, M., Lazo, D. G., Veiga, G. D., Isla, M. I., Echevarria, C., Toscano, A. G. y Garberoglio, R. M. 2022. A review on depositional systems, bioevents and paleogeography of the Valanginian-Hauterivian Neuquén Sea: Refining sedimentary and biological signals linked to the dynamics of epeiric seas. *Earth-Science Reviews*, 234, 104224.
- Seilacher, A. 1964. Biogenic sedimentary structures. En: Imbrie, J. y Newell, N.D. (eds.), *Approaches to Paleocology*, Wiley, New York: 296-316.
- Silvestro, J. y Zubiri, M., 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, 1: 49-64.
- Spalletti, L. A., Queralt, I., Matheos, S. D., Colombo, F. y Maggi, J., 2008. Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): implications for provenance and tectonic setting. *Journal South American Earth Sciences*, 25: 440-463.
- Steel, E., Simms, A.R., Steel, R. and Olariu, C., 2018. Hyperpycnal delivery of sand to the continental shelf: insights from the Jurassic Lajas formation, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*. 65: 2149-2170.
- Steel, R.J., Olariu, C., Rossi, V.M., Minisini, D., Brinkworth, W., Loss, L.M. y Vocaturo, G. 2023. Prograding early to middle Jurassic margin, Neuquén Basin: Topset process stratigraphy and morphodynamic sediment partitioning. *Basin Research* 35: 978-1011.
- Stipanovic, P. N., 1966. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 403-478.
- Stukins, S., McIlroy, D. y Riding, J.B. 2013. Comparative biostratigraphy and palaeoenvironmental analysis between the upper and lower Lajas Formation, Neuquén Basin, from Portada Covunco and Sierra de Chaico. AASP-TPS 46° Annual Meeting, San Francisco.
- Suero, T., 1951. Descripción geológica de la hoja 36C, Cerro Lotena (Neuquén). *Dir. Nac. Min. Boletín N°76*.
- Tessier, B. 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology* 110: 355-367.
- Thomas, R. G., Smith, D. G., Wood, J. M., Visser, J., Calverley-Range, E. A., y Koster, E. H. 1987. Inclined heterolithic stratification—terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary geology*, 53(1-2), 123-179.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M.M. y Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdán, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basin. In: Tankard, A.J., Balkwill, H.R. (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists, 46: 509-614.
- Vakarelov, B.K. y Ainsworth, R.B. 2013. A hierarchical approach to architectural classification in marginal-marine systems: bridging the gap

- between sedimentology and sequence stratigraphy. AAPG Bulletin 97: 1121-1161.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Soruco, R.S., Welsink H.J. (eds.) Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Special Publication 62: 383-402. Tulsa.
- Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina, University of Washington, Memoirs 1: 1-595.
- Westermann, G. E. G. y Riccardi, A. C. 1972. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part I: hildocerataceae. *Palaeontograph. Abteilung.* 140A, 1-116. Stuttgart.
- Westermann, G. E. G. y Riccardi, A. C. 1979. Middle Jurassic Ammonoid fauna and Biochronology of the Argentine-Chilean Andes, II: Bajocian Stephanocerataceae. *Palaeontographica*, 164A, 85-188, Stuttgart.
- Westermann, G.E.G. y Riccardi, A.C. 1985. Middle Jurassic ammonite evolution in the Andean province and emigration to Tethys. *Lect. Notes Earth Sci.* 1, 6-34.
- Wu, H., Wang, Y.P., Gao, S., Xing, F., Tang, J. y Chen, D. 2022. Fluid mud dynamics in a tide-dominated estuary: A case study from the Yangtze River. *Continental Shelf Research* 232: 104623.
- Yrigoyen, M.R., 1991. Hydrocarbon resources from Argentina. In: World Petroleum Congress, Buenos Aires. *Petrotecnia*, vol. 13. Special Issue, pp. 38-54.
- Zavala, C.A. 1996a. Sequence stratigraphy in continental to marine transitions. An example from the middle Jurassic Cuyo group, south Neuquén basin, Argentina. *Geo Research Forum. Transtec Publications*, 1-2: 285-293.
- Zavala, C.A. 1996b. High-resolution sequence stratigraphy in the middle Jurassic Cuyo group, south Neuquén basin, Argentina. *Geo Research Forum. Transtec Publications* 1-2: 295-303.
- Zavala, C.A. y Freije, H. 2002. Cuñas clásticas jurásicas vinculadas a la Dorsal de Huincul. Un ejemplo del área de Picún Leufú. *Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos Mar del Plata*: 14.
- Zavala, C.A. y González, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 65: 40-54.
- Zavala, C. A., Maretto, H. y Di Meglio, M., 2005. Hierarchy of bounding surfaces in Aeolian sandstones of the Tordillo Formation (Jurassic), Neuquén Basin, Argentina. *Geológica Acta* 3: 133-145.
- Zavala, C.A., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A. y Otharán, G. 2020. Jurassic Uplift along the Huincul Arch and Its Consequences in the Stratigraphy of the Cuyo and Lotena Groups. Neuquén Basin, Argentina. In: Kieztmann, D. y Folguera, A. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer: 53-74.