

LAS TEMPESTITAS PELOIDALES DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA (TITHONIANO-VALANGINIANO) EN EL SECTOR SURMENDOCINO DE LA CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA

Diego A. KIETZMANN y Ricardo M. PALMA

Grupo de Carbonatos y Cicloestratigrafía, Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" - CONICET
Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar, palma@gl.fcen.uba.ar

Resumen: Se analizan los depósitos de tormenta de dos secciones estratigráficas de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano) en el área de Bardas Blancas, sur de la provincia de Mendoza. Estos depósitos incluyen: a) depósitos con estratificación entrecruzada de bajo ángulo; b) depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* de pequeña y gran escala; y c) depósitos laminados con gradación normal intralámina. Las secuencias completas con HCS están compuestas por tres unidades (Sa, Sb y Sc) asociadas al evento de tormenta y una unidad que incluye depósitos de post-tormenta y de buen tiempo (Sd). La comparación con ejemplos actuales y ejemplos del registro, permite estimar un rango batimétrico de 25 a 50 m para los depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky*. Asimismo se discuten posibles orígenes alternativos relacionados con inestabilidades en la interfase de la picnoclina y los efectos de la compactación sobre la preservación de las texturas y estructuras primarias de los depósitos de la Formación Vaca Muerta.

Palabras clave: tempestitas, pseudomatriz carbonática, rampa carbonática, Jurásico-Cretácico.

EXTENDED ABSTRACT

Storm deposits (tempestites) have been extensively studied in the sedimentary record, particularly those deposits with hummocky cross-stratification, knowing their bathymetric ranks, facies models and their hydrodynamic conditions (Harms *et al.*, 1975; Dott y Burgeois, 1982; Dumas y Arnott, 2006). However, detailed studies in carbonate sediments are relatively scarce.

Recently, other types of interference generated at the pycnocline interface (internal waves) were proposed to interpret similar deposits without being controlled by the position of the storm-wave level (Pomar *et al.*, 2012).

The Tithonian - Valanginian deposits in the southern Mendoza - Neuquén Basin are particularly interesting because of their association with a homoclinal carbonate ramp system. During the Late Jurassic - Early Cretaceous a series of marine sequences were developed throughout the basin that are grouped under the Mendoza Group. In the southern Mendoza area it includes the Vaca Muerta Formation (early Tithonian - early Valanginian), the Chachao Formation (early Valanginian) and the Agrio Formation (early Valanginian - early Barremian) (Figs. 1 and 2).

The Vaca Muerta Formation is widely distributed over the entire Neuquén Basin. It consists of dark bituminous shales, marls and limestones deposited

in response to a rapid and widespread marine transgression originated from the Pacific Ocean, as consequence of a tectonic phase of compressional relaxation (Legarreta and Uliana, 1991). While initial studies show significant variations in the proportions of different lithologies, sedimentological knowledge is still general, with the exception of contributions from the south of the basin (Spalletti *et al.*, 2000, 2008; Scasso *et al.*, 2002, 2005) and southern Mendoza area (Doyle *et al.*, 2005; Kietzmann *et al.*, 2008, 2011).

Storm deposits are well developed in the Vaca Muerta Formation. Based on tempestites characteristics and their associated beds four distinct deposits have been identified in the Bardas Blancas area (Fig. 3): (1) packstones with low-angle cross-stratification, (2) packstones/grainstones with large scale hummocky cross-stratification, (3) rudstones/grainstones with small scale hummocky cross-stratification, and (4) laminated wackestones/packstones with intralaminar normal gradation (Figs. 5 and 6).

Packstones with low-angle cross-stratification can be interpreted as anisotropic hummocks deposits or low relief megaripples generated under combined flows during major storms in the middle ramp.

A complete sequence of HCS consists of three divisions (Sa-Sc) associated with the storm event, and an upper unit (Sd) that represents the fair-weather period between major storm events. Unit Sa starts with an erosion base and consists in low angle cross-stratified rudstones/grainstones. Unit Sb The unit begins with a second order surface and is composed by packstones and grainstones with hummocky cross-stratification. Unit Sc is represented by peloidal packstones with ripple marks, and finally the unit Sd consists of laminated wackestones/packstones.

Laminated wackestones/packstones with intralaminar normal gradation consist of bioclastic wackestones/packstones composed of saccocomids remains or a rhythmic alternation of peloidal packstones and sandy layers with current ripple marks, which probably represents the distal expression of the storms.

Variations from this sequence allow us to make some comparison with other ancient carbonate storm deposits (Kreisa, 1981; Monaco 1992, Sami y Descorchers, 1992; Molina *et al.*, 1997; Zhou *et al.*, 2011). Although deposits of the Vaca Muerta

Formation are compositionally similar to those described by Molina *et al.* (1997), the ideal sequence is similar to that recognized by Monaco (1992) (Fig. 10). The division proposed by Monaco (1992) seems to be the most accurate, since it is based on the recognition of structures generated under different hydrodynamic conditions rather than genetic interpretations associated with the phases of the storm.

Comparing the described storm-influenced deposits with ancient and modern storm deposits examples, a relative water depth of 25 to 50 m is estimated for the formation of the HCS limestone facies. Even assuming its origin from internal waves, the position of the pycnocline in warm seas and small basins would be found within the same depth range (Nordberg *et al.*, 2000), so that the deposits described in this paper may be important in future palaeogeographical studies in the Neuquén Basin.

Keywords: tempestites, carbonate pseudomatrix, carbonate ramp, Jurassic-Cretaceous.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos generados por tormentas (tempestitas) han sido ampliamente estudiados en el registro sedimentario, tanto en rocas siliciclásticas como carbonáticas (Seilacher y Aigner, 1991; Walker y Plint, 1992; Monaco, 1992; Molina *et al.*, 1997, entre otros).

Las tempestitas se caracterizan por la presencia de ondulas de oleaje y de corriente, estratificación entrecruzada *hummocky* y depósitos gradados (e.g., Einsele y Seilacher, 1991). En particular los depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* han sido extensamente estudiados en las últimas décadas, conociéndose las condiciones hidrodinámicas de formación y sus modelos de facies (e.g., Harms *et al.*, 1975; Dott y Burgeois, 1982; Hunter y Clifton, 1982; Walker *et al.*, 1983; Duke, 1985; Southard *et al.*, 1990; Cheel y Leckie, 1993; Dumas *et al.*, 2005; Dumas y Arnott, 2006, entre otros).

Las tempestitas han sido utilizadas como indicadores de las tendencias de proximalidad-distalidad, así como de la batimetría relativa (e.g., Aigner, 1982; Simpson, 1987; Handford, 1986; Monaco, 1992; Molina *et al.*, 1997; Bádenas y Aurell, 2001; Yang *et al.*, 2006), de manera que comprender su naturaleza y distribución es de fundamental importancia para las reconstrucciones paleogeográficas y estudios a nivel de cuenca.

Es importante considerar sin embargo, que otro tipo de perturbaciones generadas en la interfase entre dos masas de agua con diferentes propiedades, como las inestabilidades de Kelvin-Helmholz o las denominadas *internal waves*, pueden generar depósitos similares sin estar controladas por la posición del nivel de olas de tormentas (Allen, 1997; Immenhauser, 2009; Pomar *et al.*, 2012).

A diferencia de los sedimentos siliciclásticos, la naturaleza intracuenal de los carbonatos promueve depósitos de tormenta más complejos y diversos (e.g., Lee y Kim, 1992), por lo que los ejemplos detallados en sedimentos carbonáticos son relativamente más reducidos (e.g., Kreisa, 1981; Monaco, 1992; Sami y Descorchers, 1992; Molina *et al.*, 1997; Zhou *et al.*, 2011).

Los depósitos de tormenta presentes en la Formación Vaca Muerta son más frecuentes de lo que tradicionalmente se suponía (Kietzmann *et al.*, 2008, 2011; Kietzmann y Palma, 2009a) y probablemente la naturaleza pelletoidal de las partículas dominantes (Kietzmann y Palma, 2010a,b; Kietzmann *et al.* 2010a) haya provocado su enmascaramiento.

La Formación Vaca Muerta es una de las unidades litoestratigráficas con mayor extensión areal de la Cuenca Neuquina. Se caracteriza por su uniformidad litológica, dominada por pelitas negras y calizas micríticas (Weaver, 1931; Groeber, 1946; Leanza, 1973; Leanza *et al.*, 1977) y representa las facies más distales de una serie de sistemas carbonáticos y mixtos que se establecieron en la cuenca durante el Tithoniano temprano y el Valanginiano temprano (Legarreta y Uliana, 1991, 1996; Spalletti *et al.*, 2000). El sector surmendocino de la Cuenca Neuquina es particularmente interesante en el estudio de esta unidad, debido a la asociación con un sistema de rampa carbonática homoclinal, que muestra una característica interdigitación de facies.

Si bien los estudios iniciales de Weaver (1931) y Groeber (1946) señalan importantes variaciones en las proporciones de las diferentes litologías, los conocimientos sedimentológicos han sido de carácter general, con excepción de los aportes provenientes del sur de la cuenca (Spalletti *et al.*, 2000, 2008; Scasso *et al.*, 2002, 2005) y del sector surmendocino (Doyle *et al.*, 2005), aunque un notable avance en estos aspectos ha sido aportado por Kietzmann *et al.* (2008, 2011) y Kietzmann y Palma (2009a).

En la Formación Vaca Muerta los depósitos de tormentas pueden ser agrupados en dos conjuntos

de facies bien distintivos según el tipo de facies desarrolladas en las zonas someras (Kietzmann *et al.*, 2010b). El primer grupo comprende acumulaciones bioclásticas relacionadas con el desarrollo de biotromas de ostras en facies someras (e.g., Kietzmann *et al.*, 2008, 2011; Kietzmann y Palma, 2009a), mientras que el segundo grupo con acumulaciones peloidales con desarrollo de estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS), cuando las facies biotromales están menos representadas. El presente trabajo propone un modelo de facies para el segundo conjunto de facies sobre la base del análisis de dos secciones stratigráficas en el sur de la provincia de Mendoza (Fig. 1), así como la comparación con otros modelos propuestos para tempestitas carbonáticas y la discusión de sus implicancias en la interpretación paleoambiental de la Formación Vaca Muerta.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina es una cuenca de retroarco desarrollada en tiempos mesozoicos en el margen pacífico del continente sudamericano (e.g., Legarreta y Uliana, 1991, 1996). Su estratigrafía fue definida por Groeber (1946), quien agrupó las sucesiones sedimentarias en tres grandes ciclos: Jurásico (Hettangiano-Kimmeridgiano), Ándico (Tithoniano-Albiano) y Riográndico (Coniaciano-Daniano). Legarreta y Gulisano (1989) adecuaron el esquema de Groeber a la concepción stratigráfica moderna y el relleno fue subdividido en secuencias depositacionales, mesosecuencias y supersecuencias.

Distintos regímenes tectónicos controlaron su desarrollo y ejercieron un control de primer orden en la evolución sedimentaria (Legarreta y Uliana, 1991; Ramos y Folguera, 2005): 1) Régimen extensional (Triásico Superior - Jurásico Inferior), 2) régimen de subsidencia termal (Jurásico Medio - Cretácico Superior), 3) régimen de deformación compresiva e inversión tectónica (Cretácico Superior - Paleógeno) y 4) tectonismo andino (Oligoceno-Holoceno).

Durante el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano los distintos depocentros que conformaron la cuenca lograron cierta uniformidad cuando se estableció el régimen de subsidencia termal, lo que permitió el desarrollo de una serie de sucesiones marinas que se agrupan dentro del Grupo Mendoza (Groeber, 1946 *nom. transl.* Stipanovic, 1969). En el sector surmendocino este grupo incluye la Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931 *enmend.* Leanza, 1972)

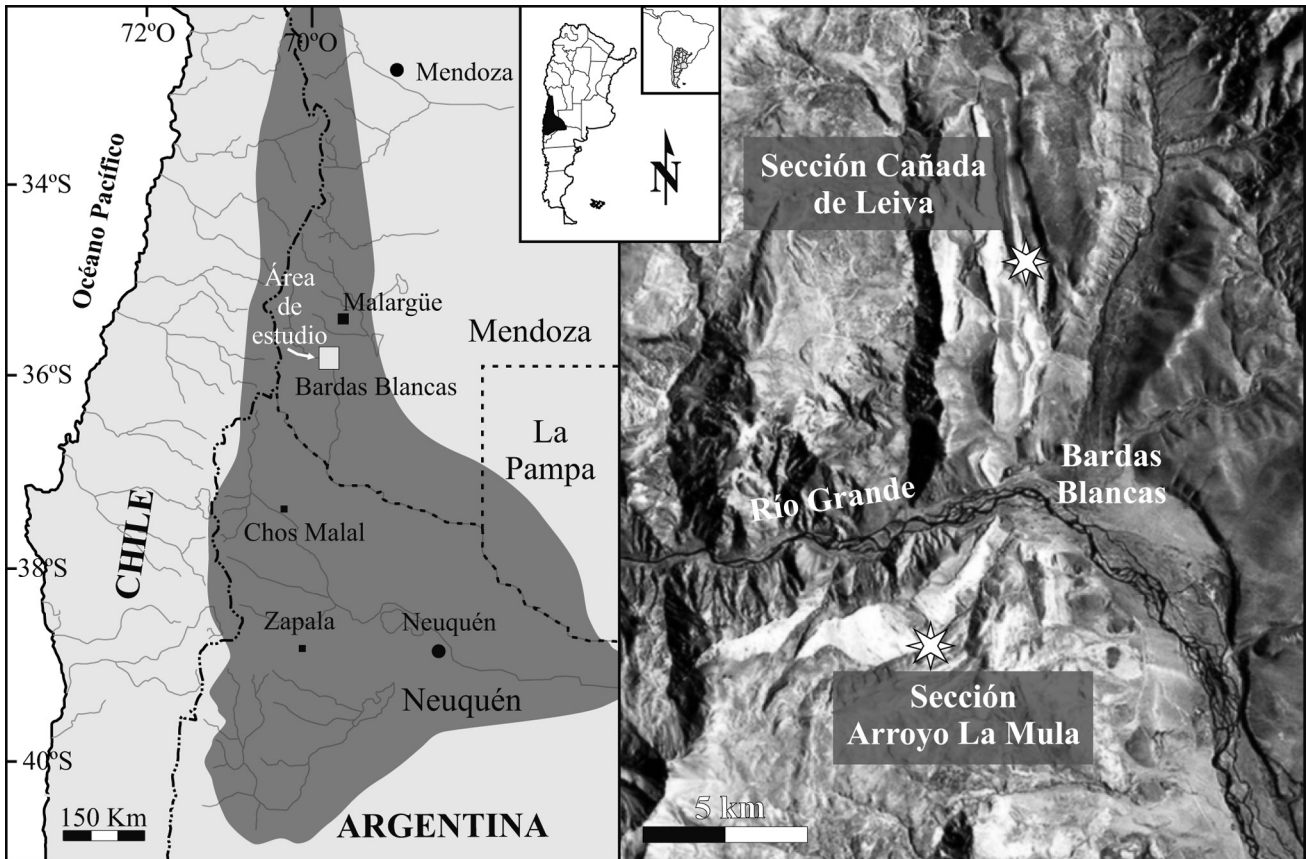


Figura 1. Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina e imagen satelital del área de estudio, donde se indica la situación de las dos secciones estratigráficas estudiadas en el presente trabajo.

Figure 1. Location map of the Neuquén Basin, and satellite image of the study area, indicating the location of the two stratigraphic sections studied in this work.

del Tithoniano temprano - Valanginiano temprano, la Formación Chachao (Momburu *et al.*, 1978) del Valanginiano temprano y la Formación Agrio (Weaver, 1931) del Valanginiano temprano - Barremiano temprano (Fig. 2).

Las Formaciones Chachao y Vaca Muerta constituyen un sistema de rampa carbonática que progradaba hacia el oeste (e.g., Mitchum y Uliana, 1985). La Formación Vaca Muerta incluye facies de cuenca, rampa externa y rampa media (Doyle *et al.* 2005; Kietzmann *et al.*, 2008, 2011; Kietzmann y Palma, 2009a), mientras que la Formación Chachao representa las más facies proximales, incluyendo depósitos de rampa interna y rampa media (Momburu *et al.*, 1978; Carozzi *et al.*, 1981; Legarreta y Kozłowski, 1981; Palma y Angeleri, 1992; Palma, 1996; Palma y Lanés, 2001; Palma *et al.*, 2008).

Ambas unidades constituyen la Mesosecuencia Mendoza Inferior de Legarreta y Gulisano (1989) y contienen al menos nueve secuencias depositacionales

de tercer orden, reconocidas mediante facies sísmicas por Mitchum y Uliana (1985).

En afloramiento la Formación Vaca Muerta presenta al menos tres grandes ciclos transgresivo-regresivos (Kietzmann *et al.*, 2008, 2011; Kietzmann y Palma, 2009a). El primer ciclo T-R se inicia con facies de rampa externa y presenta una tendencia inicial de profundización que progresivamente se vuelve somerizante. Se extiende desde la Zona de *Virgatosphinctes mendozanus* hasta la parte más alta de la Zona de *Windhausenicerias internispinosum* (Tithoniano inferior a Tithoniano medio alto) y se correlaciona con las secuencias A-B de Mitchum y Uliana (1985).

El segundo y tercer ciclo T-R presentan un patrón agradante-progradante. El segundo ciclo T-R se extiende desde la de la Zona de *Windhausenicerias internispinosum* hasta la Zona de *Corongoceras alternans* (Tithoniano medio alto a Tithoniano superior), por lo que sería equivalente a la secuencia

C de Mitchum y Uliana (1985), mientras que el tercer ciclo T-R abarca las Zonas de *Substeueroceras koeneni* a *Spiticerias damesi* (Tithoniano superior-Berriasiano superior), siendo probablemente equivalente a las secuencias D-F de Mitchum y Uliana (1985) (Fig. 2).

LOCALIDADES DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

Los resultados de este trabajo se basan en un detallado estudio sedimentológico realizado en la Formación Vaca Muerta en nueve localidades del sector surmendocino (Kietzmann, 2011). Aquí se analiza el primer ciclo transgresivo-regresivo de la unidad (Tithoniano inferior - Tithoniano medio alto; ver secuencia 1 de Kietzmann *et al.*, 2008, Fig. 2) en las secciones Arroyo La Mula y Cañada de Leiva (Figs. 1 y 3). Ambas secciones se encuentran a unos 9 km de distancia y se ubican en las cercanías de la localidad de Bardas Blancas.

La sección Arroyo La Mula presenta un espesor total de 234 m, de los cuales la secuencia analizada constituye los primeros 30 metros. Allí la Formación Vaca Muerta se apoya sobre las calizas de la Formación La Manga del Calloviano-Oxfordiano.

En la sección Cañada de Leiva (226 m) el primer ciclo transgresivo-regresivo posee 60 m de espesor y se apoya sobre los depósitos kimmeridgianos de la Formación Tordillo, aunque lateralmente puede apoyarse sobre la Formación Auquilco del Oxfordiano superior-Kimmeridgiano, como sucede en la localidad de Bardas Blancas. En ambas secciones el límite superior es transicional con la Formación Agrío y coincide con la zona de *Lissonia riveroi* del Valanginiano inferior.

El estudio descriptivo de la Formación Vaca Muerta se realizó banco a banco y a escala centimétrica, definiéndose facies de acuerdo con las características litológicas, texturales, estructuras sedimentarias, geometría, contactos, contenido fósil y aspectos tafonómicos. Se realizaron detallados estudios microfaciales, por lo que adicionalmente se describen las microfacies correspondientes a los distintos depósitos de tormenta. En el caso de las calizas se utilizó la clasificación textural de Dunham (1962) modificada por Embry y Klován (1971).

Dado que en rocas carbonáticas no existe un código de facies como el propuesto por Miall (1978) para depósitos siliciclásticos, se propone aquí utilizar un esquema similar donde el primer

Edad	Estratigrafía Mendoza			Ambiente sedimentario
Barremiano	Mesosecuencia Mendoza	Superior	Fm. Agrío	rampa externa a interna
Hauteriviano				
Valanginiano				
Berriasiano		Media	Fm. Chachao	rampa interna
Tithoniano			Gr. Mendoza	Fm. Vaca Muerta
Kimmeridgiano		Inferior	TR1 TR2 TR3	Fm. Tordillo
Oxfordiano	Mesosec. Lotena	Fm. Auquilco		sabkha
Calloviano		Fm. La Manga		rampa carbonática
		Fm. Lotena		marino/continental

Figura 2. Cuadro estratigráfico del Grupo Mendoza para el sur de la provincia de Mendoza. La posición de las secuencias depositacionales de Kietzmann *et al.* (2008, 2011) o ciclos transgresivo-regresivos, se indican como TR1, TR2 y TR3.

Figure 2. Stratigraphic chart of the Mendoza Group for the south of the Mendoza province. Position of depositional sequences of Kietzmann *et al.* (2008, 2011), or transgressive-regressive cycles, are indicated as TR1, TR2, and TR3.

término corresponde a la litología/textura y el segundo a la estructura sedimentaria, en caso de ser necesario puede haber un término intermedio entre ambos para alguna característica distintiva (e.g., bioclástico). Para diferenciarla de las litologías clásticas el término correspondiente a la litología carbonática se indica en *italica*.

En el caso de las facies dominadas por *pellets* se utilizaron los diagramas de Wanless *et al.* (1981) para establecer las condiciones hidrodinámicas de las partículas. Estos diagramas se basan en curvas experimentales que relacionan los *pellets* con su equivalente hidrodinámico en cuarzo (relación terrígenos: *pellets*).

FACIES DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA

En la Formación Vaca Muerta los depósitos de tormentas pueden ser agrupados en dos conjuntos de facies bien distintivos según el tipo de facies desarrolladas en las zonas someras. El primer grupo comprende acumulaciones que consisten en

concentraciones bioclásticas relacionadas con el desarrollo de biostromas de ostras en facies someras, mientras que el segundo grupo con acumulaciones peloidales con desarrollo de estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS), cuando las facies biostromales están menos representadas (Fig. 4).

Las facies de la Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino fueron descritas en detalle por Kietzmann (2011), así como en trabajos previos (Kietzmann *et al.*, 2008, 2011, Kietzmann y Palma, 2009a). A los fines de establecer el marco sedimentario en el que se ubican los depósitos de tormenta descritos en este trabajo se describen brevemente tres asociaciones de facies que caracterizan el intervalo estudiado de las secciones Arroyo La Mula y Cañada de Leiva. Estas incluyen facies de cuenca a rampa externa restringida, rampa externa y rampa media.

Facies de cuenca a rampa externa restringida

Consiste en una alternancia de margas (Mg) y lutitas (Fl), entre las que se intercalan de manera subordinada capas de *mudstones/wackestones* laminados (MWh), *wackestones* laminados (Wh), *bindstones* microbianos (Bm), *packstones* con laminación ondulítica (Pr) y arenitas masivas o gradadas (Sm, Sg). La presencia de fauna bentónica es reducida e incluyen bivalvos epifaunales como ostreidos e inocerámidos (*Anopaea?*), así como foraminíferos epistomínidos. Aparecen también amonites dispuestos paralelos a la laminación, restos de peces y radiolarios. Las trazas están prácticamente ausentes, aunque *Chondrites* suele aparecer de manera ocasional.

Este sector está caracterizado por procesos de decantación a partir de suspensión de fango, partículas transportadas en suspensión durante las tormentas y organismos planctónicos. La intercalación episódica de las facies Pr y Sm sugiere la influencia ocasional de tormentas (tempestitas distales). La escasa bioturbación y la ocasional presencia de *Chondrites* sugieren que las condiciones de oxigenación del sustrato eran restringidas, probablemente disóxicas a anóxicas.

Facies de rampa media

Esta asociación está representada por la alternancia de *packstones/grainstones* con estratificación entrecruzada *hummocky* (PG_{HCS}), *packstones* con

laminación de bajo ángulo (Pl), *rudstones* bioclásticos laminados (Rbh) y margas (Mg). Subordinadamente se asocian facies de *wackestones* intensamente bioturbados (W_{biot}), *wackestones* laminados (Wh) y *floatstones/rudstones* algales masivos o gradados (FRam).

La fauna está dominada por organismos bentónicos infaunales, en su mayoría resedimentados y de abundancia reducida. Incluyen amonites, belemnites, bivalvos infaunales como *Eryphila*, "*Lucina*", *Gramatodon*, *Cucullaea* y *Anopaea?*, gastrópodos, fragmentos de equinoideos, microcrinoideos sacocómidos, ofiuroides, espículas de esponjas, algas calcáreas, ostrácodos, foraminíferos, radiolarios, calciesferas y calpionéllidos. Las trazas están dominadas por extensas galerías de *Thalassinoides suevicus*, que se asocia a las facies W_{biot} y Wh, *Helminthopsis?*, *Planolites* y *Chondrites*, asociadas a las facies PG_{HCS} y Pl, y *Taenidium*, *Diplocraterium* y *Rhizocorallium*, que se asocian a la facies Wh.

Las facies W_{biot} , Wh y Mg se originaron esencialmente por procesos de decantación, por lo que representan la sedimentación de buen tiempo. Por el contrario las facies PG_{HCS} , Pl y FRam, representan depósitos generados a partir de la migración de formas de lecho originadas durante las tormentas. El incremento de la icnodiversidad sugiere que las condiciones de oxigenación del sustrato y de la columna de agua eran buenas.

Sobre la base de las evidencias mencionadas puede interpretarse que durante los períodos de buen tiempo, el medio dominado por aguas tranquilas habría permitido la colonización del fondo marino por bivalvos infaunales, ofiuroides, microcrinoideos sacocómidos, foraminíferos bentónicos, ostrácodos y algas calcáreas, así como un extenso desarrollo de sistemas de galerías de crustáceos similares a lo que se desarrollan actualmente en los Cayos de Florida (e.g., Wanless *et al.*, 1988).

Durante los eventos de tormentas, el intenso oleaje y el desarrollo de corrientes de fondo erosionan la topografía irregular generada por los crustáceos, removilizando las capas superiores del sustrato marino y depositando los sedimentos pelletoidales en áreas más distales bajo la influencia directa del oleaje o como flujos densos.

Este mecanismo habría sido el responsable de las abundantes acumulaciones de *pellets* fecales en la Formación Vaca Muerta (Kietzmann y Palma, 2010a,b) y el objetivo principal de este trabajo.

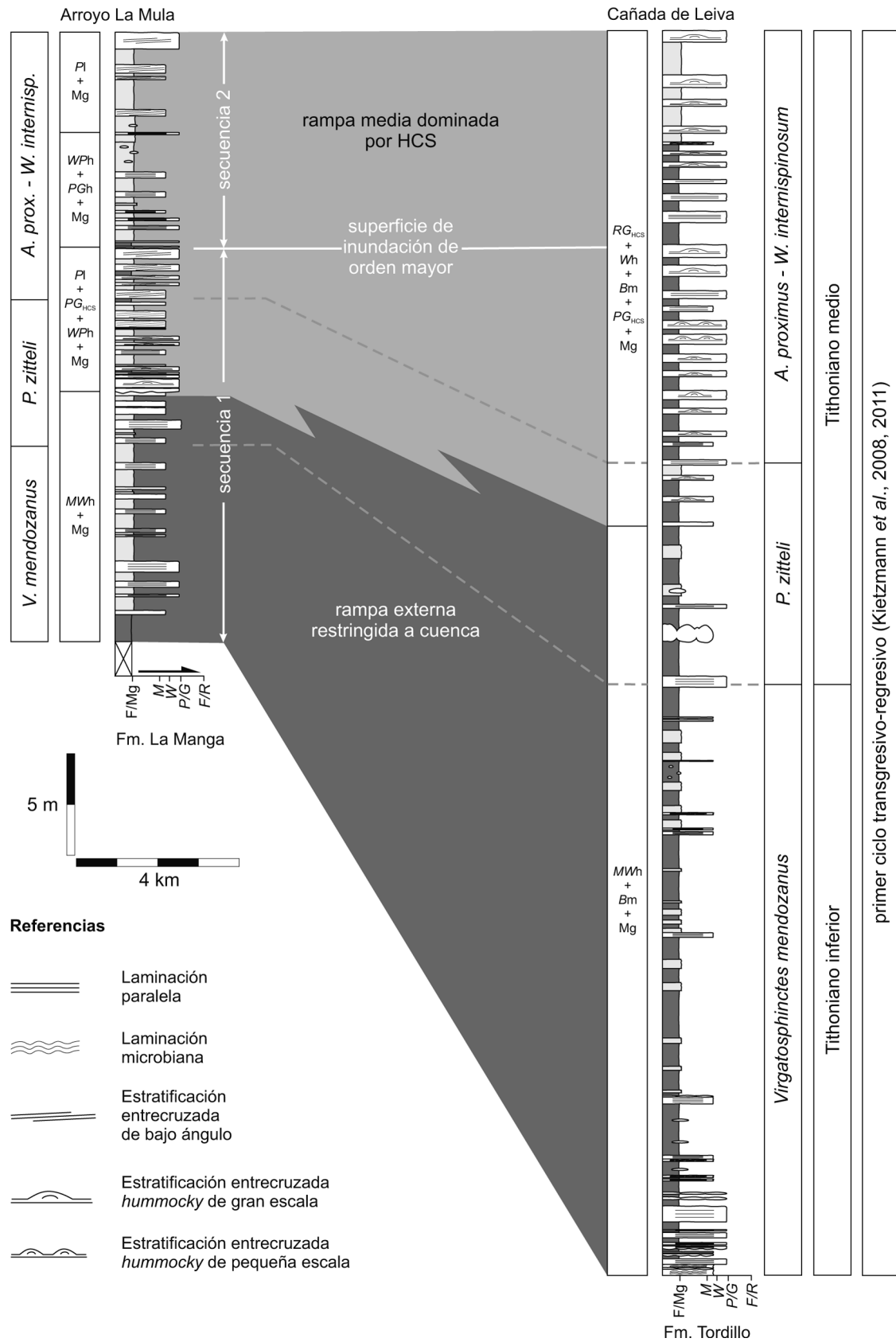


Figura 3. Perfiles sedimentarios del tramo Tithoniano inferior-medio de las secciones Arroyo La Mula y Cañada de Leiva, correspondientes al primer ciclo transgresivo-regresivo de Kietzmann *et al.* (2008), donde pueden diferenciarse secuencias de mayor orden.
Figure 3. Sedimentary profiles of lower-middle Tithonian of the Arroyo La Mula and Cañada de Leiva sections, corresponding to the first transgressive-regressive cycle of Kietzmann *et al.* (2008), where they can differentiate high-order sequences.

DEPÓSITOS DE TORMENTA DOMINADOS POR ACUMULACIONES PELOIDALES

Descripción e interpretación de los depósitos de tormenta

Los depósitos de tormenta generados en las facies dominadas por acumulaciones de *pellets* fecales estudiados en el presente trabajo incluyen: a) depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* de pequeña escala, que conforman secuencias compuestas por varias divisiones similares a las descritas en la literatura (Kreisa, 1981; Monaco, 1992; Sami y Descorches, 1992; Molina *et al.*, 1997; Zhou *et al.*, 2011) (Figs. 5, 6 y 7), b) depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* de gran escala (Fig. 6), c) depósitos con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (cf. Nøttvedt y Kreisa, 1987) (Fig. 7), d) depósitos bioclásticos con gradación normal intralámina (Figs. 8 y 9) y e) depósitos con laminación ondulítica de corriente (Fig. 8).

A) Depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* de pequeña escala. Las secuencias completas con HCS forman ciclos granodecrecientes de 15 a 20 cm que pueden aparecer amalgamadas en capas tabulares de 20 a 45 cm de espesor (Fig. 7a). Se inician con una superficie erosiva sobre depósitos de margas, sobre la que se deposita un *lag* compuesto por *rudstones* a *grainstones* intraclástico-bioclásticos masivos a laminados. A los depósitos de *lag* le siguen *grainstones* y *packstones* con laminación ondulada en *sets* discordantes de 3 y 20 cm de espesor con inclinaciones de 15 a 5 grados que lateralmente pueden terminar en laminación horizontal. El espaciado entre los domos varía entre 15 y 60 cm (Fig. 5 y 6).

Los depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* de pequeña escala presentan una organización interna que admite la división en tres intervalos asociados al evento de tormenta (Sa, Sb, Sc). A esta secuencia puede agregarse un cuarto intervalo (Sd) que representa el retorno a la sedimentación normal de buen tiempo (ver discusión, Fig. 9).

Intervalo Sa. Se inicia con una base erosiva que constituye una superficie de primer orden (*sensu* Dott y Bourgeois, 1982). Puede presentar estructuras erosivas (e.g., *gutter cast*), abundantes bioclastos enteros o fragmentados, y algunas trazas fósiles como *Paleophycus* o *Planolites*. Consiste en un

rudstone/grainstone intraclástico-bioclástico de 2 a 10 cm de potencia, estratificado en capas con gradación normal de 2 a 4 cm de espesor, que forman una estratificación de bajo ángulo (RG_1 y RG_{HCS}). Cada nivel se inicia con *rudstones* a *grainstones* bioclásticos, con bivalvos infaunales someros desarticulados, enteros o fragmentados (“*Lucina*”, *Eriphyla* y *Anopaea*?), intraclastos micríticos (0,1 a 0,7 mm de diámetro), gastrópodos, fragmentos de amonites y ápticos, así como foraminíferos bentónicos (*Epistomina* y *Lenticulina*), que pasan gradualmente a *grainstones/packstones* peloidales compuestos por microcoprolitos y escasos bioclastos, como bivalvos, radiolarios y escamas (Fig. 5).

En lámina delgada se observan además abundantes microcoprolitos de crustáceos, steinkerns de gastrópodos, fragmentos de equinodermos, microcrinoideos saccocómidos, fragmentos óseos, radiolarios y partículas terrígenas. El arreglo de las partículas es caótico, aunque normalmente se distingue una laminación milimétrica con gradación normal (Fig. 8a) Los microcoprolitos están bien seleccionados y generalmente orientados con el eje mayor paralelo a la laminación. Son de composición micrítica, contienen radiolarios, espículas de esponjas monoaxonas y menos frecuentemente partículas terrígenas tamaño arena fina o limo. La relación entre los terrígenos y los microcoprolitos es mayormente de 1:4, aunque en algunos casos puede ser de 1:2. En muchos casos la compactación y el neomorfismo generan el desarrollo de “pseudomatriz carbonática” y lleva a confundirlos con wackestones bioclásticos.

Las partículas terrígenas se componen de cuarzo monocristalino, subangulosos a angulosos, tamaño arena fina a muy fina, y menos frecuentemente plagioclasas y líticos volcánicos tamaño arena fina a mediana. La laminación presenta microgradación normal disminuyendo el contenido de terrígenos y bioclastos hacia el tope.

Intervalo Sb. Se inicia con una superficie de segundo orden (*sensu* Dott y Bourgeois, 1982) y está compuesto por *sets* de *packstones/grainstones* laminados que se cortan discordantemente formando estratificación entrecruzada *hummocky* isótropa (PG_{HCS}). Cada *set* está formado por niveles gradados centimétricos, que se inician con una fina capa de areniscas cuarzosas muy finas que pasa gradualmente a *packstones/grainstones* con abundantes microcoprolitos de crustáceos, intraclastos micríticos, y fragmentos de bivalvos y foraminíferos dispersos. La fábrica de

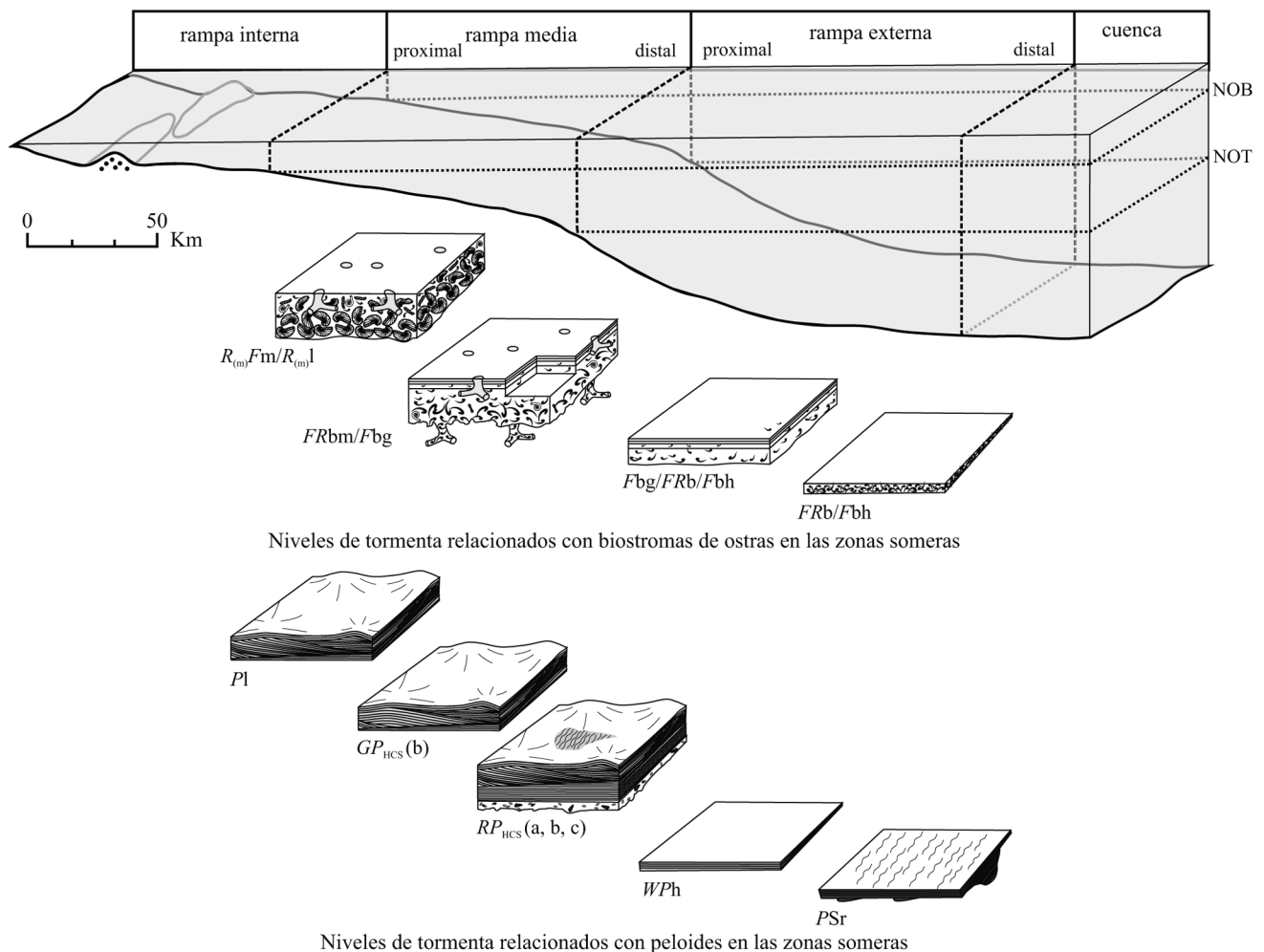


Figura 4. Modelo de facies para las tempestitas de la Formación Vaca Muerta (ver explicación de las siglas en el texto).
Figure 4. Facies model for the tempestites of the Vaca Muerta Formation (see explanation of abbreviations in the text).

los *packstones/grainstones* es densa, debido a que los microcoprolitos están totalmente apelmazados formando pseudomatriz carbonática, aunque macroscópicamente pueden parecer *wackestones* o *mudstones* (Fig. 9a, b).

En lámina delgada el intervalo Sb es similar al intervalo Sa. Contiene abundantes microcoprolitos de crustáceos, fragmentos de bivalvos, gastrópodos, foraminíferos bentónicos, *steinkerns* reniformes, microcrinoideos saccócidos y terrígenos dispersos. El arreglo de las partículas es menos caótico y se distingue una laminación milimétrica con gradación normal. Los microcoprolitos están bien seleccionados y orientados con el eje mayor paralelo a la laminación. La relación entre los terrígenos y los microcoprolitos es mayormente de 1:4, aunque en algunos casos puede ser de 1:2. Las partículas terrígenas se componen de cuarzo monocristalino, subangulosos a angulosos, tamaño arena fina a muy fina.

Intervalo Sc. Se desarrolla de forma transicional sobre el intervalo Sb y consiste en *packstones/grainstones* peloidales con laminación ondulítica de corriente (*Pr*). Tiene espesores muy reducidos de 0,5 a 3 cm. Comúnmente se compone de un solo tren de óndulas, con longitudes de onda en un rango de 1 a 3 cm. Las partículas están formadas por *pellets* fecales y/o intraclastos micríticos tamaño arena fina a media. Pueden contener en forma subordinada algunas partículas esqueléticas como foraminíferos bentónicos y restos óseos de peces.

En lámina delgada se observan abundantes microcoprolitos de crustáceos y bioclastos subordinados formando texturas grano-soportadas. Los microcoprolitos (0,4 mm) están bien seleccionados y orientados con el eje mayor paralelo a la estratificación. Comúnmente, debido a la compactación estas acumulaciones microcoprolíticas quedan confundidas dentro de una masa de fango

carbonático pelletoidal, formando pseudomatriz carbonática (Fig. 8c, d).

Intervalo Sd. el último intervalo está compuesto por *packstones* laminados (*Ph*) y *wackestones* laminados (*Wh*). Los *Ph* consisten en acumulaciones de microcoprolitos de crustáceos, aunque subordinadamente aparecen fragmentos de bivalvos y amonites, *steinkerns* reniformes y partículas terrígenas. Las acumulaciones microcoprolíticas forman comúnmente pseudomatriz carbonática (Fig. 8c, d). Los microcoprolitos (0,4 mm) están bien seleccionados y orientados con el eje mayor paralelo a la estratificación. Contienen radiolarios, espículas monoaxonas y partículas terrígenas tamaño arena fina a limo (relación de 1:4). El desarrollo de pseudomatriz carbonática puede llevar a confundirlos con *wackestones* o *mudstones*.

Los *Wh* contienen bajas proporciones de partículas esqueléticas, incluyendo ostrácodos, placas de ofiuroides, microcrinoideos saccocómidos, foraminíferos epistomínidos, fragmentos de bivalvos y radiolarios (Fig. 8e). La proporción de partículas varía de 15 a 25% y la disposición es aleatoria. El fango carbonático es homogéneo y de naturaleza alomicrocítica. Los ostrácodos aparecen tanto articulados como desarticulados. Las placas de ofiuroides están desarticuladas y se presentan en proporciones similares.

Los restos de microcrinoideos saccocómidos están desarticulados y dispersos, sin orientación preferencial. La fragmentación es extremadamente baja y solo afecta a los procesos más delicados como las espinas de las placas radiales. Los bivalvos son escasos y aparecen como fragmentos o como individuos articulados y bien preservados con relleno es similar a la matriz.

Interpretación. Los depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* de pequeña escala pueden ser interpretados como depósitos de *hummocks* acrecionales *sensu* Cheel y Leckie (1993), por lo que probablemente hayan sido depositados bajo la acción de flujos esencialmente oscilatorios asociados a tormentas. En efecto, según el modelo propuesto por Dumas y Arnott (2006), el desarrollo de estratificación entrecruzada *hummocky* isótropa se genera a partir de flujos oscilatorios puros o con una reducida componente unidireccional, en condiciones de alto régimen de flujo.

La presencia de fragmentos de bivalvos, gastrópodos, *steinkerns*, fragmentos de equinodermos, fragmentos óseos y partículas terrígenas, formando

una fábrica grano-sostenida indican condiciones de alta energía. La orientación y la buena selección de los microcoprolitos, así como la disposición aleatoria de los foraminíferos bentónicos indican que estas partículas fueron resedimentadas por corrientes que afectaban el fondo. El desarrollo de gradación normal en láminas de espesores milimétricos asociados al intervalo Sa indica la existencia de segregación hidrodinámica de las partículas y sugiere que existieron pulsos durante la depositación.

De acuerdo con los diagramas de estabilidad de Wanless *et al.* (1981) los *pellets* con relación 1:4 fueron transportados como carga de lecho, mientras que aquellos con relación 1:2 probablemente hayan sido transportados como carga en suspensión. La preservación de la estructura interna en los microcoprolitos sugiere que estaban endurecidos antes de ser transportados, por lo que su asociación con estructuras HCS indicarían una posición dentro del sector rampa media (Gebelein, 1977).

Los registros sedimentarios de tormentas actuales (e.g., Wanless *et al.*, 1988; Saito, 1989; Wright *et al.*, 1994; Kleinhans *et al.*, 2004) muestran depósitos de tormenta de dimensiones similares a los descritos en este trabajo, por lo que en primera instancia puede asumirse a la secuencia Sa-Sc como el registro de un sólo evento de tormenta. Es importante notar sin embargo, que cada evento puede durar desde horas hasta días, variando su intensidad en la escala de Beaufort antes de golpear la costa (e.g., Wanless *et al.*, 1988; Wright *et al.*, 1994; Kerry, 2005), de manera que la diferencia granulométrica en los *sets* dentro de la secuencia podría representar fases de distinta intensidad dentro de un mismo evento.

La base erosiva en el intervalo Sa, sugiere condiciones de alta energía, mientras que la estratificación horizontal de bajo ángulo puede ser interpretada como *hummocks* generadas por olas de gran longitud de onda, por lo que este intervalo se habría depositado bajo la influencia directa del oleaje de tormenta en la fase de mayor energía de la tormenta. El intervalo Sb, caracterizado por estratificación entrecruzada *hummocky* isótropa de menor longitud de onda, sugiere que este intervalo podría representar una fase de menor energía dentro de la tormenta y registra la disminución de la energía del evento. El intervalo Sc, representado por onduladas de corriente, se originó a partir de flujos tractivos, en condiciones de bajo régimen de flujo y correspondería a la fase de culminación del evento de tormenta.

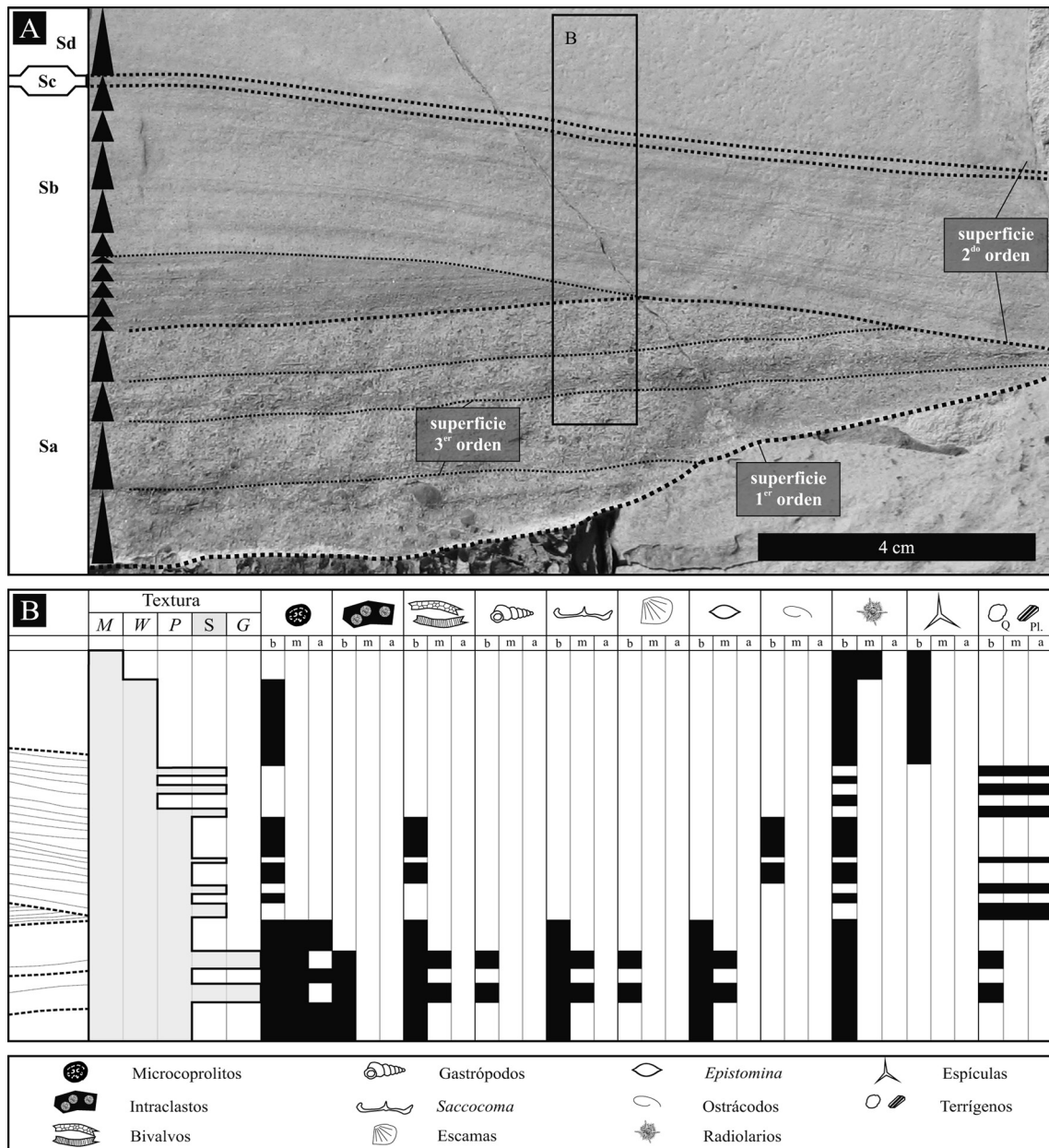


Figura 5. División y composición de la facies de *packstones/grainstones* con estratificación entrecruzada *hummocky* (PG_{HCS}). Ejemplo del Tithoniano medio de la sección Cañada de Leiva. Órdenes de las superficies limitantes según la nomenclatura de Dott y Bourgeois (1982). Texturas: (M) *mudstones*, (W) *wackestones*, (P) *packstones*, (S) areniscas, (G) *grainstones*. Proporción de componentes: (b) bajo, (m) moderado (a) alto.

Figure 5. Division and composition of the *packstones/grainstones* with *hummocky* cross-stratification (PG_{HCS}). Example of the middle Tithonian of the Cañada de Leiva section. Orders of limiting surfaces according to nomenclature of Dott and Bourgeois (1982). Textures: (M) *mudstones*, (W) *wackestones*, (P) *packstones*, (S) sandstones, (G) *grainstones*. Component proportions (b) low, (m) moderate, (a) high.

El intervalo Sd representa la sedimentación normal o post-tormenta. Las características de este intervalo son variables, dependiendo del sector de la rampa que afecte la tormenta. En el caso de los depósitos de la Formación Vaca Muerta este intervalo puede estar generado por decantación de fango, o

por la exportación de partículas durante tormentas menores, como sugiere la presencia de abundantes microcoprolitos de crustáceos y/o intraclastos micríticos.

Los Ph contienen microcoprolitos que se asocian con partículas de cuarzo tamaño arena fina a limo,

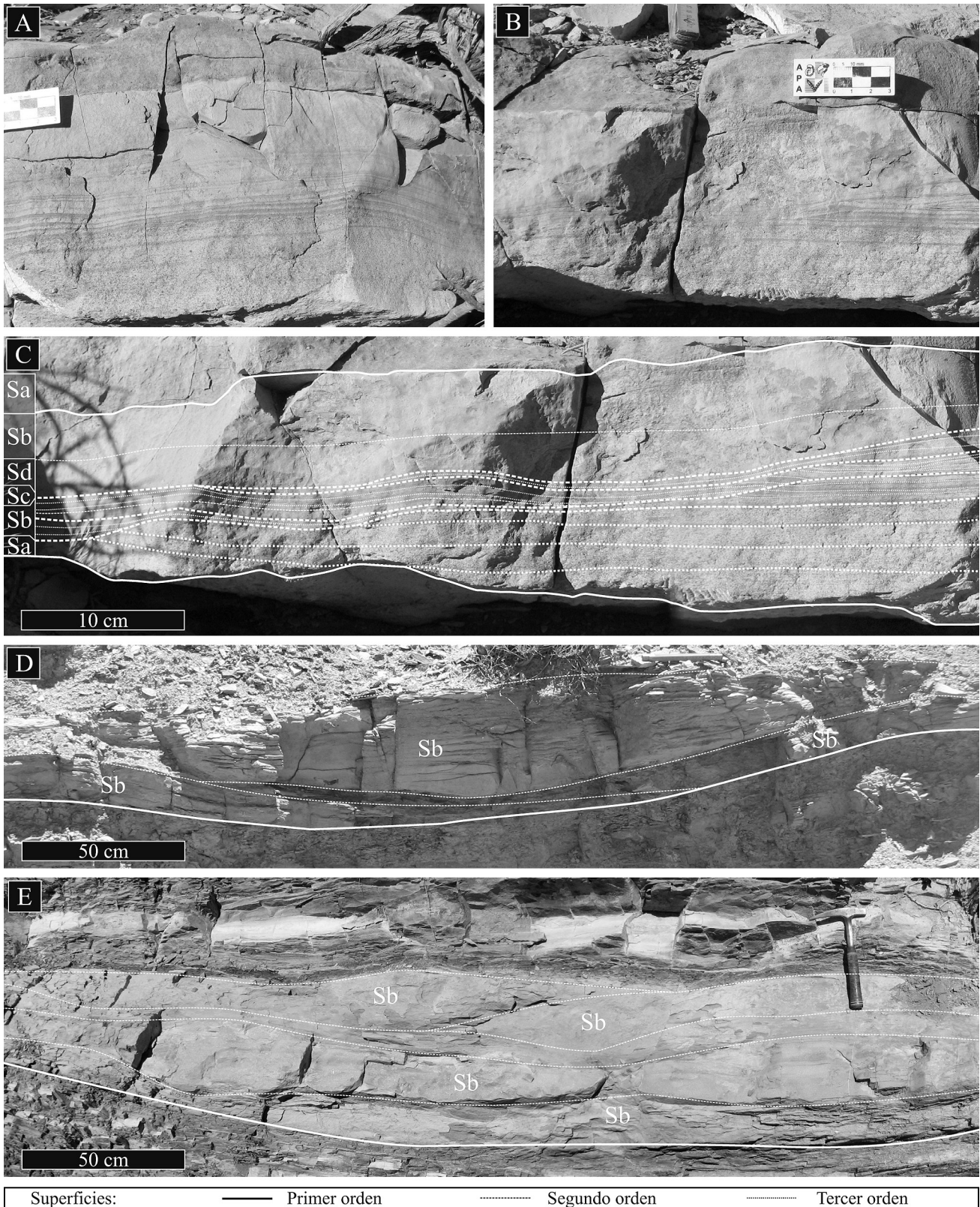


Figura 6. Facies de *rudstones/grainstones* con estratificación entrecruzada *hummocky* de pequeña escala (RG_{HCS}). a-b) Secuencia tempestítica completa en el Tithoniano medio alto de la sección Cañada de Leiva. c) Interpretación y divisiones de la secuencia tempestítica. d-e) *packstones/grainstones* con estratificación entrecruzada *hummocky* de gran escala (PG_{HCS}).

Figure 6. Rudstones/grainstones facies with small scale hummocky cross-stratification (RG_{HCS}). a-b) Complete tempestite sequence in the upper middle Tithonian of the Cañada de Leiva section. c) Interpretation and divisions of the tempestite sequences. d-e) Packstones/grainstones facies with large scale hummocky cross-stratification (PG_{HCS}).

por lo que se interpreta que las acumulaciones se originaron por decantación de material transportado principalmente por suspensión (Wanless *et al.*, 1981). Esta interpretación está sustentada además por la buena selección y orientación paralela a la estratificación, indica que antes de su depositación existió algún tipo de selección hidrodinámica. La presencia de fragmentos de bivalvos, amonites, *steinkerns* y terrígenos, sugiere que estas partículas estuvieron sujetas a condiciones de alta energía. La presencia de radiolarios y espículas de esponjas en los microcoprolitos sugiere que los crustáceos productores era probablemente suspensívoros y habitaban sectores de la rampa con condiciones marinas abiertas.

La abundancia de fango en la facies *Wh*, así como la presencia de partículas esqueléticas delicadas bien preservadas, sugiere que la depositación ocurrió en un ambiente de baja energía. El relleno de los bivalvos similar a la matriz indica que estos no han sufrido transporte significativo. Sin embargo, la desarticulación de la fauna indica el fondo debió ser afectado ocasionalmente por corrientes de fondo débiles. La presencia de ofiuroides y la escasa presencia de radiolarios podrían indicar aguas poco profundas. Estas características permiten inferir que la depositación ocurrió en condiciones relativamente someras, por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo.

B) Depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* de gran escala. Los depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* de gran escala forman capas tabulares de 30 a 60 cm de espesor y consisten en *sets* de láminas onduladas ligeramente discordantes con inclinaciones menores a 15 grados que lateralmente pueden terminar en laminación horizontal. Aparecen comúnmente amalgamadas y presentan longitudes de onda de hasta 150 cm (Fig. 6d, e).

Los depósitos son equivalentes al intervalo b de la secuencia completa descrita para los depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* de pequeña escala y se componen de *packstones/grainstones* microcoprolítico-bioclásticos, ricos en microcoprolitos de crustáceos, fragmentos de bivalvos, gastrópodos, foraminíferos bentónicos, *steinkerns* reniformes y escasos fragmentos óseos, que se disponen de forma aleatoria (Fig. 8b).

Los microcoprolitos están bien seleccionados y

orientados con el eje mayor paralelo a la laminación. Los bivalvos consisten en fragmentos de conchillas aragoníticas y calcíticas con microestructura prismática, angulosos a subredondeados. Los gastrópodos aparecen generalmente enteros o como *steinkerns* reniformes (moldes internos), indicando que hubo fragmentación. Los foraminíferos (*Epistomina* sp.) se disponen aleatoriamente.

Como en los ejemplos anteriores, la compactación y el neomorfismo en los microcoprolitos generan el desarrollo de pseudomatriz carbonática, enmascarando las texturas depositacionales primarias.

Interpretación. Al igual que los depósitos con estratificación entrecruzada *hummocky* de pequeña escala, los depósitos de HCS de gran escala pueden ser interpretados como depósitos de *hummocks* acrecionales, por lo que probablemente hayan sido depositados principalmente bajo la acción de flujos oscilatorios con una reducida componente unidireccional.

Las longitudes de onda de hasta 1,5 m sugieren que el tamaño de las olas que generaron estos depósitos eran superiores a las que generaron las HCS de pequeña escala, razón por la cual podrían interpretarse en primera instancia que su depositación ocurrió en posiciones más proximales de a rampa carbonática, ya que la longitud de onda del oleaje se incrementa hacia las posiciones superiores del perfil de la rampa (e.g., Ito *et al.*, 2001).

La presencia de fragmentos de bivalvos, moldes internos de gastrópodos sugiere condiciones de alta energía. La orientación y la buena selección de los microcoprolitos, así como la disposición aleatoria de los foraminíferos bentónicos indican que estas partículas fueron resedimentadas. La preservación de la estructura interna en los microcoprolitos (ver Kietzmann *et al.*, 2010a) sugiere que estaban endurecidos antes de ser transportados, por lo que de acuerdo con el modelo de Gebelein (1977) para el Holoceno de Bahamas, su asociación con estructuras HCS indicarían sectores de rampa media.

C) Depósitos con estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Se trata de *packstones* y *grainstones* con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (PGL) que forman bancos tabulares de 20 a 30 cm de espesor. Las bases son generalmente netos y planos, aunque en ocasiones pueden presentar bases erosivas y superficies irregulares con *gutter casts*. La estratificación inclina 5° a 11° hacia el noroeste.

Los valores bajos de inclinación probablemente se asocian a la compactación temprana de los sedimentos, que puede alcanzar hasta el 60% del espesor original (Kietzmann, 2011).

Entre las laminas comúnmente se desarrollan concentraciones bioclásticas de espesores milimétricos, compuestas de bivalvos recristalizados de composición original aragonítica (*Eriphyla*, “*Lucina*”, *Cucullaea*, y *Grammatodon*), bivalvos de composición calcítica (*Anopaea?*), gastrópodos (*Sinuarbulina*, *Dicroloma?*) y amonites (fragmoconos y ápticos). Los bioclastos presentan una distribución bimodal. Algunos se disponen de forma paralela al plano de estratificación, están bien preservados, en general articulados, con escasa fracturación y abrasión, mientras que otros aparecen desarticulados y altamente fragmentados. En particular, *Anopaea?* aparece siempre fragmentada, mientras que “*Lucina*” está presente tanto en la población bien preservada como en la fragmentada. Tanto los bivalvos como los amonites aparecen rellenos de *pellets* fecales (microcoprolitos de crustáceos).

Desde un punto de vista microficial estos depósitos son bastante variables, pudiendo estar compuestos por *grainstones/packstones* intraclásticos o *grainstones/packstones* microcoprolíticos. Los primeros están dominados por intraclastos y radiolarios (Fig. 8a), aunque también incluyen foraminíferos, gastrópodos, bivalvos, amonites y fragmentos óseos. Presentan laminación paralela, en algunos casos con gradación normal. Los intraclastos son laminares, angulosos a subredondeados y de contorno irregular. Están bien seleccionados con moda dentro del tamaño arena media. Consisten en *mudstones* y/o *wackestones* con radiolarios y terrígenos tamaño limo, algunos contienen también calpionéllidos y/o fragmentos de algas calcáreas recristalizadas.

Los *grainstones/packstones* microcoprolíticos están compuestos por microcoprolitos de crustáceos tamaño arena media, bien seleccionados y orientados con el eje mayor paralelo a la laminación. Aparecen también fragmentos de bivalvos, gastrópodos, foraminíferos bentónicos y fragmentos óseos. Los bivalvos son angulosos a subredondeados. Los gastrópodos aparecen enteros o como moldes internos. Los foraminíferos corresponden a *Epistomina* sp. y textuláridos, que se disponen de forma aleatoria.

La bioturbación está representada por *Planolites* y *Helminthopsis?* (Mangano, com. pers.) y puede

aparecer de forma abundante entre la laminación/estratificación.

Interpretación. La estratificación de bajo ángulo que presentan los depósitos de la facies PGI puede ser interpretada como megaóndulas de bajo relieve, generadas por flujos combinados con una fuerte componente unidireccional. Este tipo de estructuras ha sido mencionada en los modelos y diagramas de estabilidad propuestos por Nøttvedt y Kreisa (1987) y Duke *et al.* (1991) y se asocian a flujos combinados en condiciones de alto régimen de flujo.

Recientemente se ha observado que las HCS anisótropas y las megaóndulas de gran longitud de onda se encuentran relacionadas genéticamente. Representan un continuo de morfologías de lecho en distintas condiciones de flujos combinados y se relacionan con el dominio de la componente unidireccional asociados a tormentas (e.g., Kleinans *et al.* 2004).

La presencia de intraclastos micríticos sugiere erosión intermitente y transporte por corrientes de fondo probablemente relacionadas a episodios de tormentas (e.g., Schieber *et al.*, 2007, 2010). Este tipo de textura es semejante a la laminación lenticular descrita por Schieber *et al.* (2007) para rocas pelíticas, donde las partículas una vez erosionadas son transportadas como carga de fondo y depositadas a mediada que la energía del flujo es disipada. La coexistencia de intraclastos angulosos a subangulosos con otros subredondeados, indica que las partículas fueron transportadas como carga de lecho y que la diferencia en la redondez se debe al grado de consolidación del sedimento en el momento de la erosión.

Las observaciones experimentales de Schieber *et al.* (2010) muestran que la erosión de los sustratos fangosos tiende a formar intraclastos, antes que poner nuevamente en suspensión al material fangoso. La resuspensión del fango solo ocurre debido a la abrasión, el desgaste y la desagregación de los intraclastos durante su transporte. Schieber *et al.* (2010) demuestran que velocidades de flujo cercanas a los 16 cm s⁻¹ son suficientes para la formación de intraclastos fangosos y que por encima de los 25 cm/s (velocidad de transporte de 6 m s⁻¹) las partículas comienzan a desagregarse, lo cual sería consistente con los datos experimentales para depósitos de tormentas (e.g., Dumas y Arnott, 2006).

La presencia de abundantes microcoprolitos de crustáceos puede interpretarse como concentraciones



Figura 7. Facies de packstone/grainstones con estratificación de bajo ángulo (PGI). a) Secuencia estratocreciente compuesta por la facies PGI y PG_{HCS} en el Tithoniano medio de la sección Arroyo La Mula. b) Detalle de la facies PGI en la misma localidad.

Figure 7. Facies of packstone/grainstones with low-angle stratification (PGI). a) Thickening-up sequence consists of PGI and PG_{HCS} facies in the middle Tithonian of the Arroyo La Mula section. b) Detail of the PGI facies in the same locality.

relacionadas con tormentas, ya que durante este tipo de eventos la topografía irregular generada por los crustáceos es arrasada y la mayor parte de los

pellets son transportados hasta la zona de transición shoreface-offshore donde son concentrados (Pryor, 1975; Wanless *et al.*, 1988). En efecto la orientación y

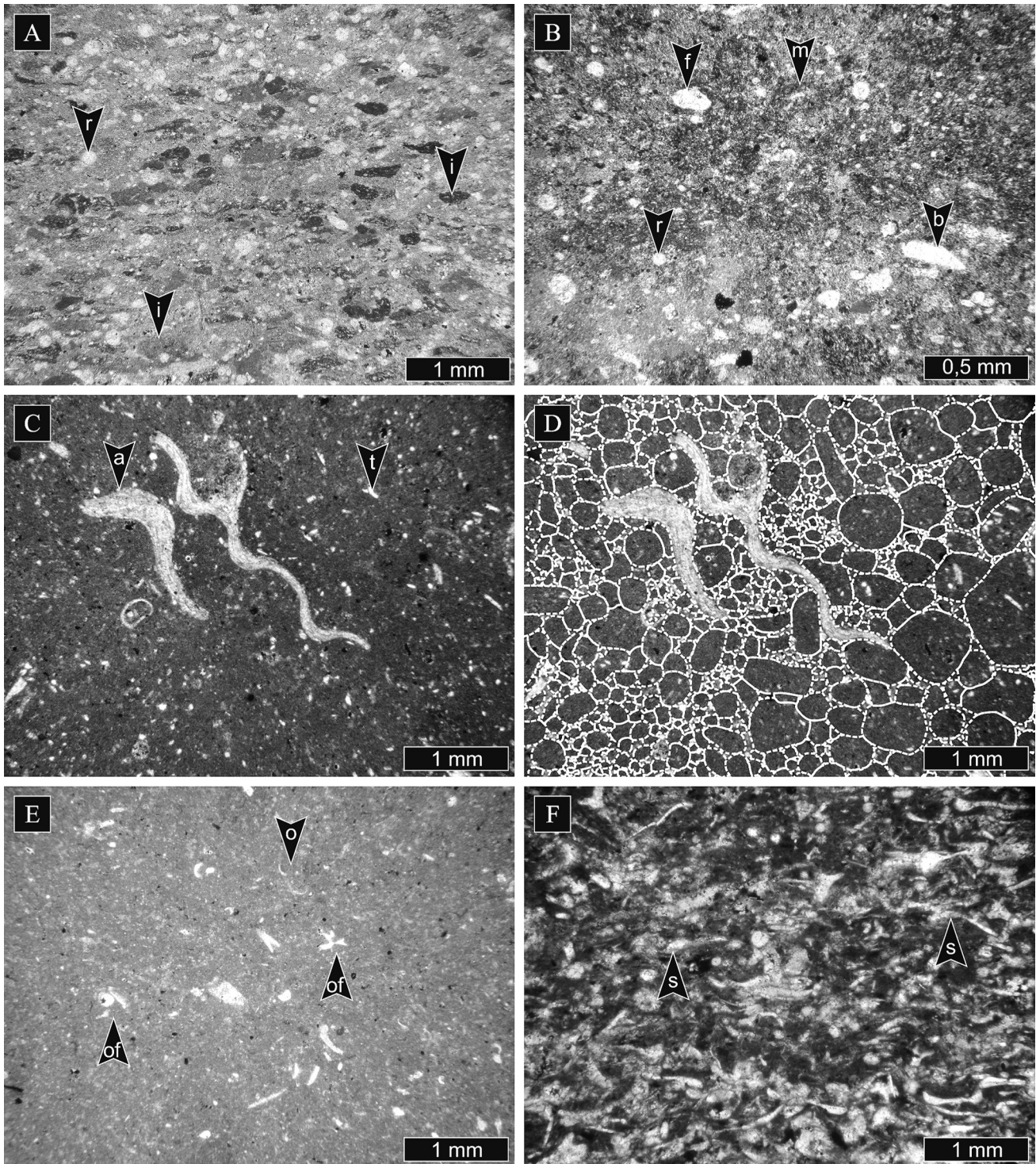


Figura 8. Microfacies de los depósitos de tormenta. a) *Wackestones/packstones* intraclásticos. b) *Packstones/wackestones* microcoprolítico-bioclásticos. c-d) *Grainstones* microcoprolíticos. e) *Wackestones* microbioclásticos. f) *packstones* bioclásticos – “microfacies de *Saccocoma*”. Referencias: intraclastos micríticos (i), radiolarios espumelláridos (r), microcoprolitos de crustáceos (m), fragmentos de bivalvos (b), foraminíferos *Epistomina* (f), terrígenos (t), ostrácodos (o), osículos de ofiuroides (of), microcrinoideos saccocómidos (s).

Figure 8. Storm deposits microfacies. a) Intraclastic *wackestones/packstones*. b) Microcoprolite-bioclástico *packstones/wackestones*. c-d) Microcoprolite *grainstones*. e) Microbioclástico *wackestones*. f) Bioclástico *packstones* – “*Saccocoma* microfacies”. References: micritic intraclasts (i), spumellarid radiolarian (r), crustacean microcoprolites (m), bivalve fragments (b), *Epistomina* foraminifera (f), terrigenous (t), ostracods (o), ofiuroid remains (of), saccocomid oscilces (s).

la buena selección de los microcoprolitos, así como la fragmentación de los bioclastos y la disposición aleatoria de los foraminíferos bentónicos indica que estas partículas fueron transportadas por corrientes tractivas en condiciones de alta energía.

D) Depósitos bioclásticos con gradación normal intralámina. Los depósitos bioclásticos con gradación normal intralámina consisten en *wackestones* a *grainstones* bioclásticos laminados (WPh, PGh), de geometría tabular, espesores de 10 a 35 cm y límites son netos y planos (Fig. 9c). Contienen partículas esqueléticas dispersas que incluye amonites, bivalvos infaunales transportados (*Eriphyla*, “*Lucina*”, *Cucullaea*), ostreidos y gastrópodos. La disposición de las valvas es mayormente concordante con la laminación. Pueden aparecer enteros o fragmentados. Macroscopicamente estos depósitos pueden confundirse con *wackestones* laminados. Sin embargo, en lámina delgada corresponden a *wackestones/packstones* intraclásticos, *grainstones* microcoprolíticos y *packstones* bioclásticos gradados (“microfacies de *Saccocoma*”).

Los *wackestones/packstones* intraclásticos contienen abundantes intraclastos micríticos laminares, angulosos a subredondeados y de contorno irregular. Están bien seleccionados con moda dentro del tamaño arena media. Consisten en *mudstones* y/o *wackestones* con radiolarios y terrígenos tamaño limo. Aisladamente aparecen radiolarios, foraminíferos, gastrópodos y bivalvos. Presenta laminación paralela, en algunos casos con gradación normal (Fig. 8a).

Los *grainstones* microcoprolíticos contienen abundantes microcoprolitos tamaño arena media, bien seleccionados y orientados con el eje mayor paralelo a la estratificación (Fig. 9c, d). Contienen además radiolarios, espículas monoaxonas y partículas terrígenas tamaño arena fina a limo (relación terrígenos:microcoprolitos de 1:4).

Por último, los *packstones* bioclásticos están compuestos por abundantes restos de microcrinoideos saccocómidos (ver Kietzmann y Palma, 2009b), radiolarios y bivalvos, inmersos en una matriz alomicrítica (Fig. 8f). La laminación presenta gradación normal, donde los radiolarios aumentan hacia el tope de las láminas gradadas mostrando correlación inversa con la abundancia de restos de los microcrinoideos. Los restos de microcrinoideos aparecen desarticulados, aunque la fragmentación

es baja y no presentan signos de abrasión. Las acumulaciones muestran un exceso de placas con extensiones laterales respecto de la relación ideal de los distintos elementos morfológicos de *Saccocoma* (Kietzmann *et al.*, 2010b). Los bivalvos alcanzan hasta 2 cm, son aragoníticos o calcíticos con microestructura prismática y están desarticulados y fragmentados.

Interpretación. La apariencia de *wackestones* y buena laminación de las facies WPh y PGh sugeriría inicialmente condiciones de baja energía a partir de la decantación de sedimentos transportados en suspensión. Sin embargo, distintos elementos apuntan a interpretar estas facies como depósitos de tormentas. Entre ellos, la presencia de bivalvos infaunales dispuestos de forma paralela a la laminación y de partículas esqueléticas fragmentadas, indica que los mismos fueron resedimentados y transportados.

La abundancia de intraclastos micríticos en los *wackestones/packstones* intraclásticos sugieren erosión intermitente y transporte por corrientes de fondo (cf. textura lenticular de Schieber *et al.*, 2007, 2010).

Las acumulaciones de microcoprolitos de crustáceos (*grainstones* microcoprolíticos) tamaño arena media, bien seleccionados y orientados, asociados a partículas terrígenas tamaño arena fina, sugiere que las partículas fueron transportadas en suspensión durante episodios de alta energía (Wanless *et al.*, 1981).

El desarrollo de láminas con gradación normal en los *packstones* con microcrinoideos saccocómidos puede interpretarse como depósitos generados por flujos turbidíticos relacionados con diferentes tormentas o pulsos dentro de una misma tormenta.

El incremento de placas con extensiones laterales respecto de la relación ideal de los distintos elementos morfológicos de *Saccocoma* sugiere que los mismos estuvieron sometidos a procesos de segregación hidrodinámica, de manera que probablemente hayan sido afectados por el oleaje antes de haber sido transportados en masa (Kietzmann *et al.*, 2010b). La “microfacies de *Saccocoma*” fue descrita en las plataformas carbonáticas del norte del Tethys, donde es interpretada como depósitos turbidíticos de plataforma externa y cuenca (Matyszkiewicz, 1996; 1997; Keupp y Matyszkiewicz, 1997). Sin embargo, depósitos similares fueron descritos también para las rampas carbonáticas del Subbético Medio de

España (Molina *et al.*, 1997) y del Toarciano de centro de Itália (Mónaco, 1992), donde es interpretada como tempestitas de rampa media.

De acuerdo con las evidencias disponibles se interpreta a los depósitos bioclásticos con gradación normal intralámina como depósitos de tormenta generados como flujos turbidíticos en sectores de rampa externa.

E) Depósitos con laminación ondulítica de corriente.

Los depósitos con laminación ondulítica de corriente consisten en una fina alternancia rítmica de láminas arenosas y *packstones* peloidales con laminación ondulítica de corriente (*PSr*) en capas tabulares de 5 a 10 cm de espesor, con base y techo planos y netos. En ocasiones la base puede ser erosiva, con estructuras tipo *gutter cast* de hasta 15 cm de ancho (Fig. 9d).

La facies *PSr* es poco frecuente en las localidades estudiadas. Las láminas arenosas consisten en arenitas feldespáticas, finas a muy finas, de color gris claro con laminación ondulítica de corriente. Tienen entre 1 y 5 mm de espesor, con clastos angulosos a subangulosos y bien seleccionados, compuestos por plagioclasa, cuarzo monocristalino, micas y partículas carbonáticas peloidales (Fig. 9e, f).

Las láminas carbonáticas macroscópicamente son de aspecto masivo, de color castaño oscuro a negro y poseen entre 1 y 20 mm de espesor. Sin embargo, estas consisten en *packstones* peloidales con laminación ondulítica de corriente y contienen peloides esféricos a subsféricos, tamaño arena fina a media, y en menor proporción partículas terrígenas (Fig. 9e, f).

Las óndulas tienen una altura de 1 a 5 mm y longitudes de onda de 1 a 3 cm. Los *sets* en los *packstones* peloidales no preservan la morfología

de la forma de lecho, pero la concentración de partículas terrígenas en las caras de avalancha permite identificar la laminación entrecruzada.

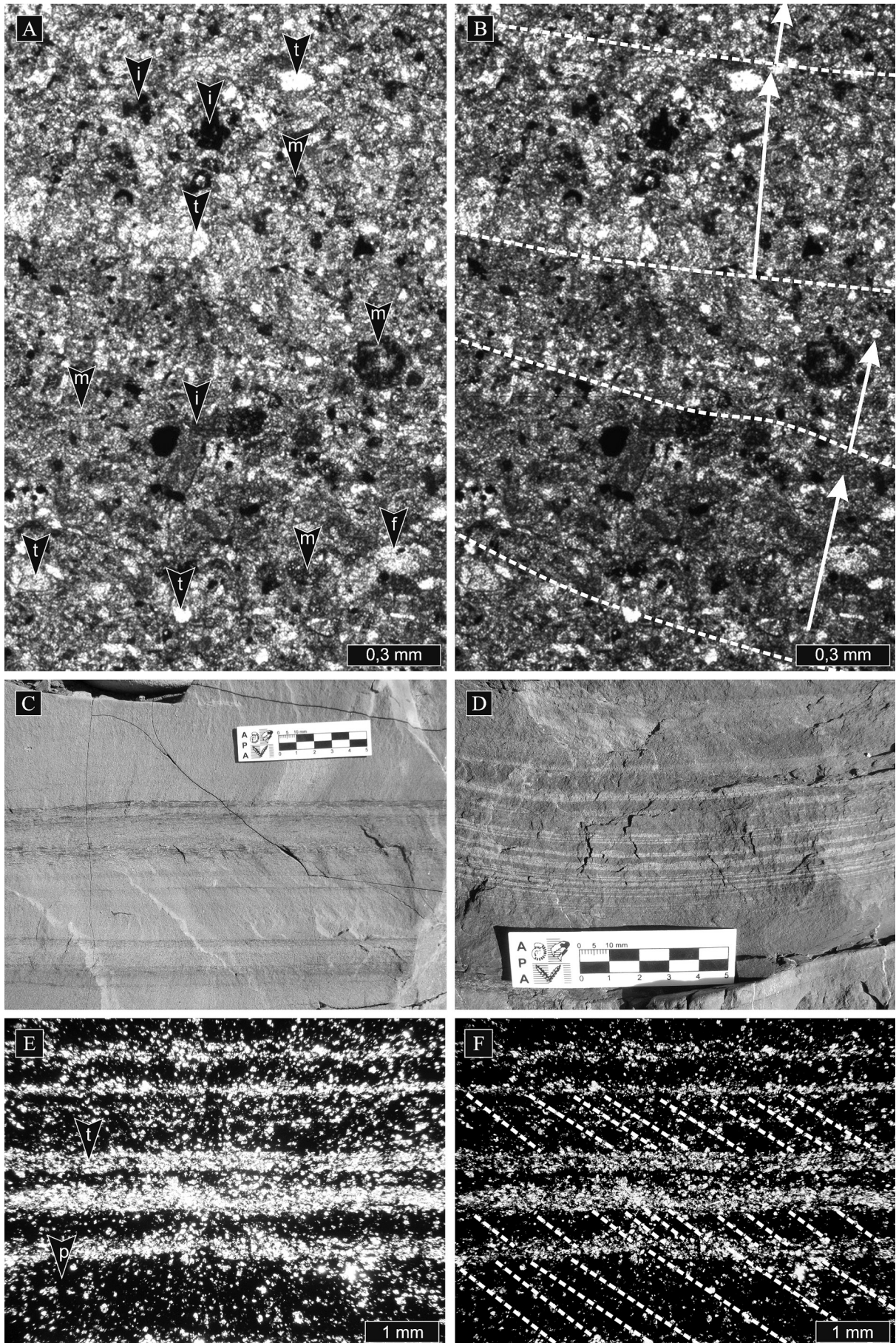
Interpretación. Los depósitos con *PSr* se originaron a partir de flujos tractivos en condiciones de bajo régimen de flujo. La base erosiva con estructuras de tipo *gutter cast* sugiere que se trata de depósitos de evento altamente erosivos, donde la alta energía inicial fue disipándose hasta convertirse en corrientes de fondo de poca intensidad (e.g., Shanmugam, 2002). La alternancia rítmica entre las arenitas muy finas con laminación ondulítica y los *packstones* peloidales con laminación ondulítica podría deberse a pequeñas variaciones en las condiciones hidrodinámicas del flujo, representando una disminución en la energía del mismo. Las arenitas pueden interpretarse como el inicio de un pulso de la tormenta, donde el flujo tendría disponibilidad de partículas terrígenas y capacidad de transportarlas, mientras que los *packstones* peloidales corresponderían a la fase final del pulso tempestítico. En este sentido, la facies *PSr* podría relacionarse con la depositación en áreas distales de la rampa relacionada con tormentas excepcionales por debajo del nivel de olas de tormentas.

Relación espacial de los depósitos de tormenta

El excelente control temporal que posee la Formación Vaca Muerta en las secciones Arroyo La Mula y Cañada de Leiva, permite correlacionar las variaciones verticales de facies y establecer una relación espacial entre los depósitos descritos (Fig. 3). El primer ciclo transgresivo-regresivo presenta un arreglo transgresivo desde la Zona de *Virgatosphinctes medozanus* hasta la parte más baja de la Zona de *Pseudolissoceras zitteli*, que pasa

Figura 9. Microfacies de los depósitos de tormenta. a-b) *packstones/wackestones* microcoprolítico-bioclásticos asociados a la unidad Sb muestra la alternancia de laminas ricas en terrígenos y láminas ricas en microcoprolitos. c) Facies de *wackestones/packstones* bioclásticos laminados (*WPh*), sección Arroyo La Mula. d) Alternancia rítmica de láminas arenosas y *packstones* peloidales con laminación ondulítica de corriente (*PSr*), sección Cañada de Leiva. e-f) *Packstones* peloidales y arenitas feldespáticas. Observar la laminación ondulítica en las laminas peloidales (p), así como la morfología de las microondulitas en las arenitas. Referencias: intraclastos micríticos (i), microcoprolitos de crustáceos (m), *pellets* (p), terrígenos (t).

Figure 9. Storm deposits microfacies. a-b) Microcoprolite-bioclastic *packstones/wackestones*, in association with Sb unit shows an alternation of terrigenous-rich layers and microcoprolite-rich layers. c) Bioclastic *wackestones/packstones* with horizontal lamination (*WPh*), Arroyo La Mula section. d) Rhythmic alternation of fine sandstones and peloidal *packstones* with ripple lamination (*PSr*), Cañada de Leiva section. e-f) Peloidal *packstones* and feldespatic arenites. Note the ripple lamination on the peloidal layers (p), and the ripple morphology in sandstones. References: micritic intraclasts (i), crustacean microcoprolites (m), pellets (p), terrigenes (t).



de facies de rampa externa restringida a facies de cuenca. Mientras que desde la parte inferior de la Zona de *Pseudolissoceras zitteli* hasta la Zona de *Windhausenicerias internispinosum* el arreglo se vuelve regresivo, mostrando un patrón grano y estrato creciente, así como incremento en el par carbonático respecto del par clástico y en el contenido bioclástico. Este último tramo está representado por facies de rampa externa a rampa media, donde son abundantes los depósitos descritos en este trabajo.

En la sección del arroyo La Mula el patrón de apilamiento permite diferenciar dos progradaciones, separadas por una superficie de inundación. Las mismas constituyen dos secuencias depositacionales en el sentido de Embry y Johannessen (1992) (Fig. 3: secuencias 1 y 2). Cada ciclo progradante se inicia con facies laminadas, que incluyen margas (Mg) y *mudstones/wackestones* laminados (MWh), las que pasan a margas intercaladas con *packstones/grainstones* con estratificación entrecruzada de gran escala (PG_{HCS}) y luego a *packstones* con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Pl).

En la sección de la cañada de Leiva las dos secuencias que comprenden el primer ciclo transgresivo-regresivo no se aprecian fácilmente por la tendencia en el patrón de apilamiento. Sin embargo, la variación vertical de facies muestran un ordenamiento similar a los de la sección del arroyo La Mula, donde se observa el pasaje de *mudstones/wackestones* laminados (MWh), a *rudstones/grainstones* con estratificación entrecruzada *hummocky* de pequeña escala (RG_{HCS}) y a *packstones/grainstones* con estratificación entrecruzada *hummocky* de gran escala (PG_{HCS}).

La correlación temporal entre ambas secciones estratigráficas muestra que las facies Pl en la sección Arroyo La Mula pasan lateralmente a las facies PG_{HCS} en la sección Cañada de Leiva. De acuerdo con estudios experimentales (e.g., Southard *et al.*, 1990; Dumas y Arnott, 2006), esta distribución espacial de facies sugiere que los depósitos de la sección Arroyo La Mula se depositaron en una posición ligeramente más somera que los de la sección Cañada de Leiva.

Este tipo de relaciones han sido descriptas en estudios de laboratorio (e.g., Southard *et al.*, 1990; Dumas y Arnott, 2006; Dumas *et al.*, 2005), en ambientes actuales (e.g., Li y Amos, 1999; Kleinhans *et al.*, 2004; Passchier y Kleinhans, 2005), así como en el registro geológico (e.g., Swift *et al.*, 1983; Handford, 1986; Nøttvedt y Kreisa 1987).

Los modelos teóricos establecen que en condiciones dominadas por flujos oscilatorios las *hummockies* con estructura interna isótropas son las formas de lecho estables, mientras que el incremento de la componente unidireccional genera *hummockies* con estructura interna anisótropa. Durante las tormentas, el exceso de agua acumulada en la costa genera fuertes corrientes unidireccionales de retorno, de manera que en el sector más somero se generan formas de lecho asimétricas, mientras que hacia los sectores más distales dominan los flujos oscilatorios generando *hummockies* isótropas (Dumas y Arnott, 2006).

Asumiendo una posición más distal de los depósitos de la sección Cañada de Leiva, las facies RG_{HCS} se habrían depositado a mayores profundidades que las facies Pl. Esto es consistente con los estudios de Ito *et al.* (2001), quienes observan que la longitud de onda de las estructuras HCS se incrementa con el espesor de las capas de tormenta y disminuye con la profundidad. En este sentido, la facies RG_{HCS} resulta de especial interés, ya que representa el registro completo de las distintas fases de la tormenta.

DISCUSIÓN

Comparación con modelos de facies para tempestitas carbonáticas

Si bien existen numerosos trabajos que mencionan depósitos de tormenta en sedimentos carbonáticos, sólo algunos de ellos han estudiado en detalle la secuencia ideal de facies de los depósitos con HCS (Fig. 10). Estos modelos muestran grandes similitudes entre sí e incluyen ejemplos del Cámbrico Inferior (Zhou *et al.*, 2011), Ordovícico Medio y Superior (Kreisa, 1981), Silúrico Inferior (Sami y Desrochers, 1992), Jurásico Inferior (Monaco, 1992) y Jurásico Superior (Molina *et al.*, 1997). Aunque los modelos presentan diferentes divisiones, se basan en el reconocimiento de tres estadios de sedimentación: a) tormenta, b) post-tormenta, y c) sedimentación normal de buen tiempo.

El estadio de depositación de tormenta representa la fase de mayor energía, y está representado por un intervalo basal grueso, masivo, gradado o con laminación de bajo ángulo, con bioclastos e intraclastos, que pasa a depósitos tamaño arena con estratificación entrecruzada *hummocky* y/o

laminación de bajo ángulo y culmina generalmente con laminación ondulítica de corriente o de oleaje. Algunos modelos incluyen por encima un intervalo laminado que representa la sedimentación por decantación de material transportado en suspensión durante la fase de tormenta (e.g., intervalo Sc de Zhou *et al.*, 2011 e la de Molina *et al.*, 1997; Fig. 10).

El estadio post-tormenta incluye la depositación asociada la fase de relajación de la tormenta, donde el exceso de agua acumulada en la costa lleva al desarrollo de grandes celdas de circulación, con corrientes de retorno suficientemente importantes como transportar bioclastos tamaño grava. Por último, el estadio de sedimentación normal estaría representado por decantación de material fino, ya sea epiclástico o carbonático.

A los efectos de considerar la secuencia ideal de facies entre los modelos citados, se analizan a continuación los mismos.

Uno de los primeros modelos propuestos corresponde a Kreisa (1981); está compuesto por tres unidades, de las cuales las primeras dos corresponden al estadio de tormenta y la última a los estadios de post-tormenta y sedimentación normal. La primera unidad se inicia con una base erosiva sobre la que se desarrollan *rudstones* bioclásticos gradados, estratificados o imbricados (*Rbg*, *Rbh*, *Rbi*) compuestos por bivalvos, braquiópodos, gastrópodos e intraclastos. La segunda unidad es de características mixtas e incluye laminación horizontal de alto régimen de flujo, laminación ondulítica de corriente, estratificación entrecruzada *hummocky* y laminación ondulítica de oleaje con *climbing*. Contiene trazas de la icnofacies de *Cruziana*. La última unidad consiste en pelitas laminadas.

El modelo de Zhou *et al.* (2011) contiene seis unidades (Sa-Sf), basadas en estructuras sedimentarias y asociaciones icnológicas propuestas por Pemberton y McEachern (1997) (Fig. 10a). Las primeras tres unidades corresponden a los depósitos de tormenta. El intervalo Sa se compone de *rudstones* intraclástico-bioclásticos masivos o laminados (*Rbm*, *Rbg*), que puede tener elementos de la icnofacies de *Cruziana*, el intervalo Sb está compuesto por *rudstones*, *floatstones*, *packstones* o *wackestones* con estratificación entrecruzada *hummocky* ($R/F/P/W_{HCS}$) o estratificación de bajo ángulo ($R/F/P/W$), y el intervalo Sc corresponde a *packstones* y *wackestones* con laminación paralela (PWh) y contiene comúnmente *Palaeophycus*,

Planolites y *Teichichnus*. El período post-tormenta está representado por la unidad Sd, que consiste en una superficie con elementos de la icnofacies de *Skolithos*, y por la unidad Se, que consiste en *packstones* bioclásticos laminados (*Pbh*) con fragmentos de trilobites. El periodo de buen tiempo esta representado por la unidad Sf, que consiste en margas o lutitas con elementos de la icnofacies de *Cruziana*.

Los modelos propuestos por Sami y Desrochers (1992) para el Silúrico Inferior y Molina *et al.* (1997) para el Jurásico Superior son muy similares. Sami y Desrochers (1992) dividen el intervalo de tormenta en dos unidades. La unidad 1 consiste en *rudstones* a *grainstones* bioclásticos con laminación de bajo ángulo (*RGbl*), gradados (*RGbg*) o masivos (*RGbm*), mientras que la unidad 2 está constituida por *packstones* a *grainstones* con estratificación entrecruzada *hummocky* o *swaley* (PG_{HCS} , PG_{SCS}), laminación de bajo ángulo (*PGL*) y laminación ondulítica de oleaje (PGr_w). El intervalo post-tormenta está representado por la unidad 3, que consiste en *mudstones* a *packstones* laminados o gradados (*MPh*, *MPg*), con trazas de escape, estructuras deformacionales (e.g., *ball-and-pillow*) y *hardgrounds*. Por último, la sedimentación normal está representada por la unidad 4, compuesta de *mudstones* a *packstones* nodulares (MP_{nod}) o pelitas (*Fl*) (Fig. 10b).

Molina *et al.* (1997) divide la secuencia en tres unidades (Fig. 10c). La división I corresponde al estadio de tormenta. Se inicia con *grainstones* a *packstones* bioclásticos con laminación de bajo ángulo (*GPbl*) equivalente a la unidad 1 de Sami y Desrochers (1992), y continua con *grainstones* peloidales y *packstones* bioclásticos (compuestos por microcrinoideos saccocómidos) con estratificación entrecruzada *hummocky* (PG_{HCS}), laminación ondulítica de corriente (PGr_c) y laminación horizontal (*PCh*). La división II corresponde a la depositación post-tormenta y la división III a la sedimentación normal de buen tiempo. Ambas divisiones consisten en *mudstones* a *wackestones* bioclásticos nodulares (MW_{nod}), cuya diferencia se basa principalmente en la intensidad de bioturbación.

Por último, el modelo de Monaco (1992) reconoce también tres unidades (*a*, *b*, *c*) que corresponden al estadio de tormenta (Fig. 10d). El intervalo *a* consiste en *rudstones* bioclásticos masivos o gradados (*Rbm*, *Rbg*), el intervalo *b* corresponde a *packstones*/

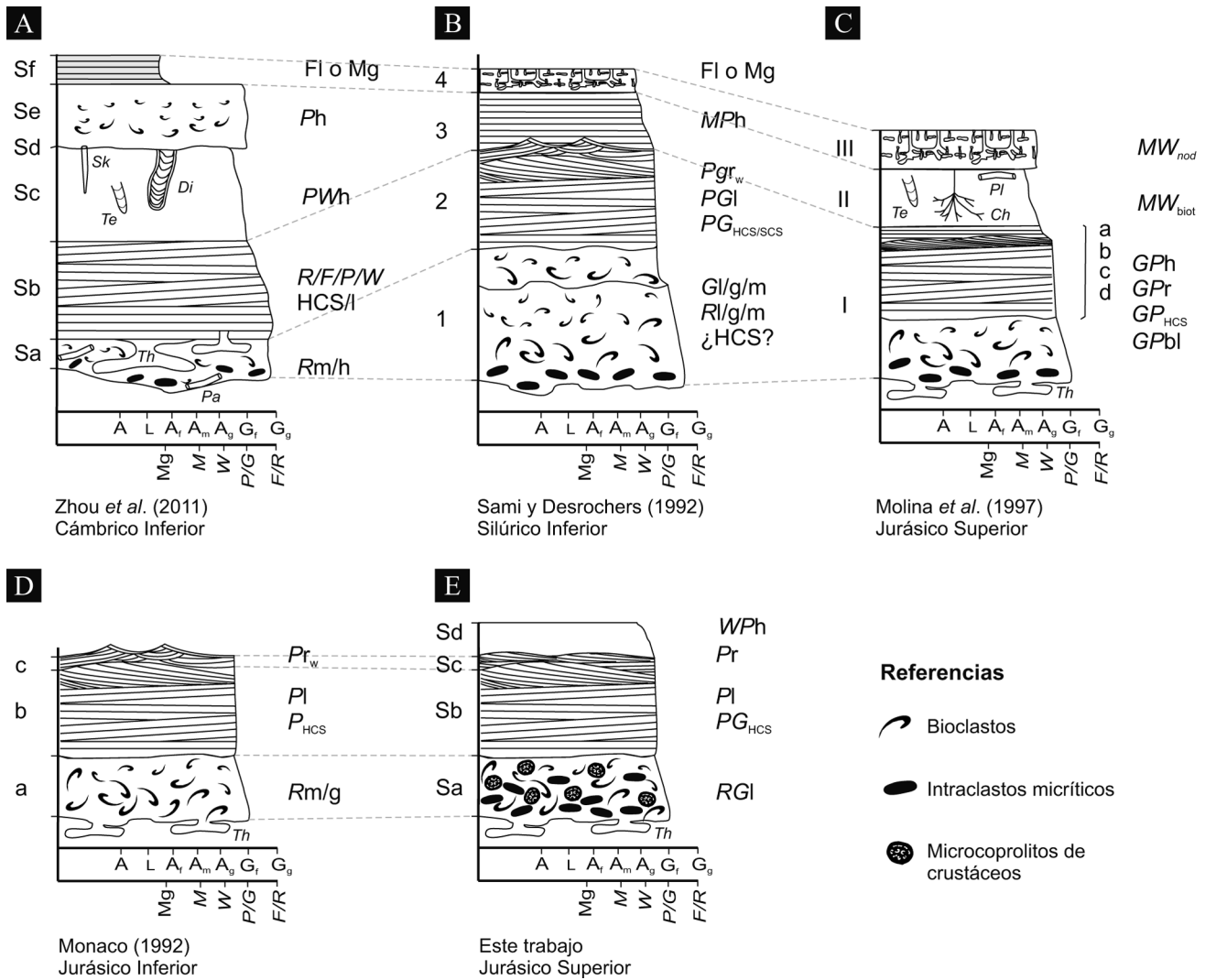


Figura 10. Comparación de modelos de facies tempestíticas con estratificación entrecruzada *hummocky*. a) Modelo de Zhou *et al.* (2011) para el Cámbrico Inferior de la Formación Gushan (China). b) Modelo de Sami y Desrochers (1992) para el Silúrico Temprano de la Isla Anticosti, Canadá (Formaciones Becscie y Merrimack). c) Modelo de Molina *et al.* (1997) para el Jurásico Superior (Kimmeridgiano) del Subbético de España. d) Modelo de Monaco (1992) para el Jurásico Inferior (Toarciano) de la cuenca Umbria-Marche del centro de Italia. e) Modelo para los depósitos de la Formación Vaca Muerta (este trabajo). Nótese la similitud entre los modelos, y particularmente entre los modelos de Sami y Desrochers (1992) (b) y Monaco (1992) (d), con los depósitos descritos en este trabajo.

Figure 10. Model comparison of tempestites with hummocky cross-stratification. a) Model of Zhou *et al.* (2011) for the Lower Cambrian Gushan Formation (China). b) Model of Sami and Desrochers (1992) for the Lower Silurian of the Anticosti Island, Canada (Becscie and Merrimack Formations). c) Model of Molina *et al.* (1997) for the Upper Jurassic (Kimmeridgian) of the Subbetic of Spain. d) Model of Monaco (1992) for the Lower Jurassic (Toarcian) of the Umbria-Marche Basin, central Italy. e) Model of the Vaca Muerta Formation deposits (this work). Note the similarity between models, and particularly among the models of Sami and Desrochers (1992) (b), Monaco (1992) (d), and the deposits described in this paper.

grainstones bioclástico-peloidales con estratificación entrecruzada *hummocky* (PG_{HCS}) o laminación de bajo ángulo (PGI) con *Thalassinoides* y *Gyrochorte*, mientras que el intervalo *c* consiste en *packstones/grainstones* con laminación ondulítica de oleaje (PGr_w).

Aunque composicionalmente los depósitos de *rudstones/grainstones* con estratificación entrecruzada *hummocky* de pequeña escala (RG_{HCS}) de la Formación Vaca Muerta son similares a los depósitos descritos por Molina *et al.* (1997), la secuencia ideal es similar a la reconocida por Monaco (1992)

y Sami y Desrochers (1992) (Fig. 10e). De acuerdo con los modelos propuestos, la división propuesta por Monaco (1992) parece ser la más acertada, ya que se basa en el reconocimiento de estructuras generadas bajo distintas condiciones de estabilidad hidrodinámica antes que en interpretaciones genéticas asociadas a las fases dentro de la tormenta.

En el caso de estudio, a estas tres divisiones (Sa, Sb y Sc) se agrega una cuarta división (Sd) que involucra depósitos generados por decantación post-tormenta y de buen tiempo, equivalentes a los intervalos Se y Sf de Zhou *et al.* (2011), aunque el bajo potencial de preservación de las trazas fósiles en la Formación Vaca Muerta no permite en principio utilizar los criterios icnológicos propuestos por Pemberton y McEachern (1997), y tampoco existen criterios texturales que permitan diferenciarlos.

En este sentido cabe mencionar que si bien el modelo de Zhou *et al.* (2011) es uno de los más completos, presenta algunos problemas. La presencia de *wackestones* con estructuras tractivas no es consistente y probablemente se trate de *wackestones* diagenéticos (*sensu* Wright 1992) como los que contiene la Formación Vaca Muerta. Asimismo, la utilización de unidades basadas solamente en las asociaciones de trazas fósiles trae aparejada la dificultad del bajo potencial de preservación que suelen tener éstas en los carbonatos (e.g., Curran, 2007), y por último, el desarrollo de *packstones* bioclásticos densamente empaquetados (Se) en el tope de la secuencia tempestítica, probablemente correspondan a diferentes eventos de tormenta antes que a una fase de relajación.

Implicancias para las interpretaciones paleoambientales de Formación Vaca Muerta

El paleoambiente de la Formación Vaca Muerta ha sido considerado tradicionalmente como marino profundo, con un rango de profundidades máximas del orden de los 200 m para el intervalo estudiado (e.g., Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Uliana, 1991), aunque otros autores postularon un ambiente de escasa profundidad cubierto de aguas tranquilas (e.g., Leanza *et al.*, 1977; Scasso *et al.*, 2002).

En el sur de la cuenca, Gasparini *et al.* (1997) y Spalletti *et al.* (1999; 2000) mencionaron previamente depósitos de tormenta con estratificación entrecruzada *hummocky* en intervalos arenosos en la base de la Formación Vaca Muerta. Mientras que en el sector

surmendocino de la Cuenca Neuquina la mayoría de los depósitos de tormenta han sido asociados a facies bioclásticas gruesas (Kietzmann *et al.*, 2008, 2011; Kietzmann y Palma, 2009a).

En el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina los depósitos de tormenta con HCS son más comunes de lo que se pensaba previamente, pero los mismos han pasado desapercibidos (Kietzmann, 2011). Los *pellets* fecales son los componentes más abundantes en estas facies carbonáticas (Kietzmann y Palma, 2010a,b; Kietzmann *et al.*, 2010a), por lo que es probable que los efectos de la compactación y la diagénesis hayan enmascarando las verdaderas texturas depositacionales, formando *mudstones* y *wackestones* diagenéticos (*sensu* Wright, 1992) y disimulando las estructuras tractivas primarias.

Los microcoprolitos presentes en la Formación Vaca Muerta se asocian principalmente al grupo de los crustáceos callianásidos (ver Kietzmann y Palma, 2010a; Kietzmann *et al.*, 2010a). Estos crustáceos habitan sistemas de galerías que se componen de un laberinto horizontal de túneles interconectados y desarrollados comúnmente 2 a 4 m por debajo de la interfase agua sedimento, y una serie de tubos verticales que conectan el laberinto con la superficie. De acuerdo con las observaciones de Pryor (1975), en las plataformas dominadas por oleaje actuales la densidad de aberturas por metro cuadrado se incrementa desde 2 a 8 en el *foreshore* hasta un promedio de 20 cada 10 m de profundidad hacia el *offshore*. Sin embargo, la mayor concentración ocurre en las áreas protegidas, donde alcanzan las 450 aberturas/m², con alrededor de 10 individuos por abertura.

Pryor (1975) calcula que estos crustáceos son capaces de remover y pelletizar aproximadamente 12 t de material en suspensión por km² al año (alrededor de 2480 *pellets* por abertura al día), que se traduce en depósitos de 4,5 mm de espesor por año. La mayor parte de estos *pellets* son transportados hasta la transición *shoreface-offshore*, donde son concentrados.

En las plataformas actuales este tipo de acumulaciones son muy comunes (Bentley y Nittrouer, 1997; Wright *et al.*, 1997). En la costa atlántica de Estados Unidos, Howard y Reineck (1972) registraron acumulaciones de *pellets* fecales de entre 20 y 60 cm de espesor en sectores de *offshore*, mientras que Warne (1967) reconoció acumulaciones similares en los cayos de Florida, y

Gischler y Lomando (2005) en el *shoreface* y *offshore* de la rampa carbonática del Golfo de Pérsico.

De acuerdo con los diagramas de estabilidad propuestos por Wanless *et al.* (1981), los *pellets* fecales en la facies PG_{HCS} se comportarían hidrodinámicamente como partículas de cuarzo tamaño arena fina. La facies PG_{HCS} se interpreta como depósitos de flujos oscilatorios generados por tormentas y, dada su frecuencia, puede considerarse que la depositación ocurrió por encima del nivel de base normal de olas de tormenta o rampa media (e.g., Burchette y Wright, 1992).

Los estudios de laboratorio de Dumas *et al.* (2005) y Dumas y Arnott (2006) reprodujeron estructuras tipo HCS y SCS, estableciendo las condiciones hidrodinámicas de formación, como velocidad crítica del flujo oscilatorio y velocidad colinear unidireccional, concluyendo que el rango de profundidades más probable para la formación de las HCS se encuentra entre los 13 y los 50 metros. Si bien no existen estudios sistemáticos que permitan relacionar las dimensiones de las HCS con la batimetría, los estudios de Ito *et al.* (2001) y Yang *et al.* (2006) representan importantes avances en este aspecto. Ito *et al.* (2001) indican que en los ambientes de plataforma dominados por tormentas, la longitud de onda de las HCS disminuye con la profundidad, mientras que Yang *et al.* (2006) demuestran que en ambientes dominados por mareas, la longitud de onda de las olas decrece en dirección a la costa debido a la disipación de la energía por la interacción con el sustrato y por lo tanto la longitud de onda de las HCS cambia de la misma manera.

Los primeros trabajos detallados sobre estructuras *hummocky* (Bourgeois, 1980; Hunter y Clifton, 1982) utilizaron ecuaciones matemáticas basadas en la teoría de ondas, para estimar la profundidad de formación de ondulaciones oscilatorias del tope de las secuencias HCS, estimando profundidades de 5 a 30 m. Sin embargo, las ecuaciones de Harms (1979) dependen de parámetros de flujo que deben ser estimados por analogía con ambientes modernos, por lo que no puede establecerse una relación lineal entre las dimensiones de las HCS y la batimetría. Por otro lado, estas ecuaciones solo pueden ser utilizadas en depósitos generados por flujos oscilatorios orbitales, mientras que en el registro parecen ser más frecuentes los generados por flujos anorbitales (e.g., Wiberg y Harris, 1994; Xu, 2005; Maier y Hay, 2009).

Entre los ejemplos actuales, Kleinhans *et al.*

(2004) describen en el Mar del Norte estructuras HCS generadas a 12 m y 17 m de profundidad, cuyas dimensiones son similares a las presentes en la Formación Vaca Muerta. Asimismo, Saito (1989) estudió los depósitos de tormenta generados en la Bahía de Sendai, en el noreste de Japón, que corresponde a latitudes similares a las de la Cuenca Neuquina para el Jurásico Superior - Cretácico Inferior. Allí el nivel de base de olas de tormenta alcanza los 50 a 60 m de profundidad, pero se registran formas de lecho monticulares hasta profundidades de 23 metros. Por último, Wright *et al.* (1994) estudiaron los depósitos generados por una tormenta de grado 5 en la costa atlántica de Estados Unidos, y registraron estructuras monticulares anisótropas a profundidades de 13 m, asociadas a flujos unidireccionales que excedían los 10 cm s⁻¹, mientras que hasta los 50 m de profundidad reportaron estructuras monticulares isótropas asociadas a flujos principalmente oscilatorios de velocidades menores a 50 cm s⁻¹.

De acuerdo con estos ejemplos, las dimensiones de las formas de lecho, y considerando el *fetch* relativamente más reducido que presentaba la Cuenca Neuquina, se estima que el rango batimétrico más probable para la depositación de la facies *Pl* y PG_{HCS} podría encontrarse entre los 25 y 50 m de profundidad. Si bien estos valores son especulativos, serían consistentes con estimaciones batimétricas realizadas por los autores en facies más profundas. Entre ellas, Kietzmann *et al.* (2008) estimaron, sobre la base de la relación de radiolarios espumelláridos y nasselláridos, que la profundidad máxima de la Formación Vaca Muerta no sería mayor a los 200 m en las facies de cuenca. Asimismo, en el estudio tafonómico realizado por Kietzmann y Palma (2009a) se utiliza el modelo de Westermann (1996), basado en la morfología y el patrón de los septos de las conchillas de los amonites, estimando que la profundidad máxima de la unidad no superaría los 120 m en las facies más profundas.

Recientemente, Pomar *et al.* (2012) propusieron una interpretación alternativa para la formación de estructuras HCS. De acuerdo con estos autores, además de las olas superficiales, existen otro tipo de perturbaciones que se producen dentro de la masa de agua denominadas ondas internas (*internal waves*). Las ondas internas se producen debido a la perturbación del equilibrio hidrostático en la picnoclina, de manera que la profundidad en la que

se forman los depósitos resultantes (internalitas) esta controlada por la posición de esta interfase. La hipótesis de Pomar *et al.* (2012) tiene importantes implicancias para el estudio de las secuencias marinas, ya que resulta de vital importancia diferenciar las tempestitas de las internalitas, ya que las primeras indican la posición de la base de olas de tormenta, mientras que las segundas la posición de la picnoclina.

Entre los criterios para su diferenciación Pomar *et al.* (2012) indican que las internalitas no se encuentran asociadas a facies costeras, ni poseen el arreglo grano y estratocreciente característico de las sucesiones dominadas por tormentas. Es decir que aparecen como depósitos tempestíticos “fuera de contexto”.

El arreglo estratocreciente, así como el incremento de la participación de bioclastos en las sucesiones analizadas de la Formación Vaca Muerta, permitiría asociar los depósitos descritos en este trabajo con olas superficiales asociadas a tormentas, antes que con el desarrollo de ondas internas relacionadas a perturbaciones de la picnoclina. Sin embargo, de acuerdo con Nordberg *et al.* (2000, 2001) la posición de la picnoclina en los mares cálidos y en las cuencas pequeñas se encontraría dentro de los primeros 60 m de profundidad, por lo que incluso considerando a los depósitos de la Formación Vaca Muerta como internalitas, la profundidad de agua estimada se encontraría dentro del mismo rango batimétrico.

Implicancias para los aspectos litoestratigráficos de Formación Vaca Muerta

La Formación Vaca Muerta fue originalmente definida por Weaver (1931) para un conjunto de pelitas negras y calizas micríticas de edad tithoniana y posteriormente enmendada por Leanza (1973), quien incluyó dentro de la misma aquellos depósitos atribuidos a la Formación Quintuco de Weaver (1931) que poseían el mismo carácter litofacial.

En el sector surmendocino de la cuenca, las primeras descripciones de esta unidad se deben a Groeber (1933, 1947a,b) y Leanza (1945), y finalmente a Leanza *et al.* (1977), quien utiliza criterios similares a los aplicados para el sector neuquino. En este sector de la cuenca las facies más someras del sistema de rampa carbonática están comunmente representadas por los depósitos de la Formación Chachao (Mombro *et al.*, 1978), que comprende

un conjunto homogéneo de calizas bioclásticas con ostras. La progradación de estas facies biostromales llevó a Legarreta y Kozłowski (1981) a definir un miembro inferior donde los biostromas se intercalan con facies típicas de la Formación Vaca Muerta y un miembro superior correspondiente a la definición original de Mombro *et al.* (1978).

Debido las discrepancias con las definiciones de la Formación Chachao de Mombro *et al.* (1978) y Legarreta y Kozłowski (1981), se infiere que algunos autores han utilizado criterios paleoambientales para separar los depósitos de ambas unidades litoestratigráficas, de manera que el término de Formación Vaca Muerta ha sido utilizado para designar a las facies de cuenca y rampa externa, mientras que las facies más someras son incluidas a partir de interpretaciones genéticas dentro de la Formación Chachao. Por ejemplo, Doyle *et al.* (2005), quienes describen la sección del río Salado, dividen a la Formación Vaca Muerta de la Formación Chachao cuando aparecen facies similares a las del Tithoniano medio del área de Bardas Blancas, criterio que no coincide con las descripciones originales. Asimismo, Vennari *et al.* (2012) realizan inferencias similares debido a la presencia de tempestitas bioclásticas en niveles del Berriasiano inferior, que si bien pueden ser correlacionados con los cuerpos biostromales de Legarreta y Kozłowski (1981) por sus características deben ser incorporados a la Formación Vaca Muerta.

CONCLUSIONES

En el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina los depósitos de tormenta con estratificación entrecruzada *hummocky* de la Formación Vaca Muerta son más comunes de lo que tradicionalmente se aceptaba. Este tipo de estructuras se encuentran disimuladas por efectos de la compactación y la diagénesis de las partículas (*pellets*), que favorece el enmascaramiento de las verdaderas texturas depositacionales.

Utilizando como ejemplo dos secciones del área de Bardas Blancas se propone un modelo de facies que incluye: (a) depósitos con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, (b) depósitos con HCS, (c) depósitos laminados con gradación normal intralámina.

Los depósitos con estratificación entrecruzada de bajo ángulo consisten en *packstones* que pueden ser interpretados como depósitos de *hummockies*

anisótropas o como megaóndulas de bajo relieve generadas por flujos combinados con una fuerte componente unidireccional.

Las secuencias completas con HCS están compuestas por tres unidades (Sa-Sc) asociadas al evento de tormenta y una unidad que incluye depósitos de post-tormenta y de buen tiempo (Sd). La unidad Sa se inicia con una base erosiva y en consiste en *rudstones/grainstones* intraclástico-bioclásticos con estratificación de bajo ángulo. El intervalo Sb se inicia con una superficie de segundo orden y consiste en *sets* de *packstones/grainstones* con estratificación entrecruzada *hummocky*. El intervalo Sc consiste en *packstones* peloidales con laminación ondulítica de oleaje, y por último el intervalo Sd consiste en *wackestones/packstones* laminados.

Los depósitos laminados con gradación normal intralámina consisten en *wackestones/packstones* bioclásticos laminados o en alternancias rítmicas de láminas arenosas y *packstones* peloidales con laminación ondulítica de corriente, que representan la expresión más distal de las tormentas.

Los depósitos de la Formación Vaca Muerta son similares a otros depósitos de tempestitas carbonáticas, aunque muestran una especial correspondencia con el modelo de Monaco (1992).

De acuerdo con los datos de ejemplos actuales, las dimensiones de las formas de lecho, se estima que el rango batimétrico más probable para los depósitos con HCS es de 25 a 50 m de profundidad.

Agradecimientos

Este estudio fue financiado con fondos provenientes del proyecto UBACyT W801. Los autores desean agradecer especialmente al Dr. Alberto Riccardi por la identificación de la fauna de amonites, así como las revisiones de la Dra. Beatriz Bádenas y del Dr. Ernesto Schwarz, que han contribuido a mejorar el manuscrito original. Esta es la contribución R-51 del Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber".

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aigner, T.**, 1982. Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limenstones (Middle Trias, SW-Germany). En: G. Einsele y A. Seilacher (Eds.), *Cyclic and Event Stratification*. Springer Verlag, 180-195. Berlin.
- Allen, P.A.**, 1997. *Earth Surface Processes*. John Wiley & Sons, 404 pp. Hoboken.
- Bádenas, B.** y **M. Aurell**, 2001. Proximal-distal facies relationships and sedimentary processes in a store dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Range, Spain). *Sedimentary Geology* 139:319-340.
- Bentley, S.J.** y **C.A. Nittrouer**, 1997. Environmental influences on the formation of sedimentary fabric in a fine-grained carbonate-shelf environment, Dry Tortugas, Florida Keys. *Geo-Marine Letters* 17:268-275.
- Bourgeois, J.**, 1980. A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), Southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology* 50:681-702.
- Burchette, T.P.** y **V.P. Wright**, 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79:3-57.
- Carozzi, A.V., F. Bercowski, M. Rodriguez, M. Sanchez y T. Vonesch**, 1981. Estudio de Microfacies de la Formación Chachao (Valanginiano), provincia de Mendoza. *8º Congreso Geológico Argentino*, Actas 2:545-565, Buenos Aires.
- Cheel, R.J.** y **D.A. Leckie**, 1993. Hummocky cross-stratification. En: V.P. Wright (Ed.), *Sedimentology Review*. Blackwell Scientific Publications, 103-122. Oxford.
- Curran, H.A.**, 2007. Ichnofacies, ichnocoenoses, and ichnofabrics of Quaternary shallow-marine to dunal tropical carbonates: A model and implications. En: W. Miller III (Ed.), *Trace fossils concepts, problems, prospects*. Elsevier, 232-247. Amsterdam.
- Dott, R.J.** y **J. Bourgeois**, 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin* 93:663-680.
- Doyle, P., D.G. Poire, L.A. Spalletti, D. Pirrie, P. Brenchley y S.D. Matheos**, 2005. Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta-Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. En: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. The Geological Society, Special Publications 252:185-206. London.
- Duke, W.L.**, 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology* 32:167-194.
- Duke, W.L., R.W.C. Arnott y R.J. Cheel**, 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate. *Geology* 19:625-628.
- Dumas, S.** y **R.W.C. Arnott**, 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34:1073-1076.
- Dumas, S., R.W.C. Arnott y J.B. Southard**, 2005. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research* 75:501-513.
- Dunham, R.J.**, 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 1:108-121. Tulsa.
- Embry, A.F.** y **J.E. Klovan**, 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19:730-781.
- Embry, A.F.** y **E.P. Johannessen**, 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. En: T.O. Vorren, E. Bergsager, O.A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie y T.B. Lund (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Norwegian Petroleum

- Society, Special Publication 2:121-146.
- Flügel, E.**, 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer, 976 pp. Berlin-Heidelberg.
- Gasparini, Z., L. Spalletti y M. de la Fuente**, 1997. Marine reptiles of a tithonian transgression, western Neuquen Basin, Argentina. Facies and Paleoenvironments. *Geobios* 30:701-712.
- Gebelein, C.D.**, 1977. *Dynamics of recent carbonate sedimentation and ecology, Cape Sable, Florida*. International Sedimentary Petrology Series 16, 120 pp. Leiden.
- Gischler, E. y A.J. Lomando**, 2005. Offshore sedimentary facies of a modern carbonate ramp, Kuwait, northwestern Arabian-Persian Gulf. *Facies* 50:443-462.
- Groeber, P.**, 1933. Descripción de la Hoja 31c "Confluencia de los ríos Grande y Barrancas". *Boletín de la Dirección de Minas y Geología* 38:1-72. Buenos Aires.
- Groeber, P.**, 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista Sociedad Geológica Argentina* 1:178-208.
- Groeber, P.**, 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 2. Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1:1-174.
- Groeber, P.**, 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 2. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2:141-176.
- Handford, C.R.**, 1986. Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates-Fayetteville Shale and Pitkin Limestone (Mississippian), Arkansas. *Journal of Sedimentary Petrology* 56: 123-137.
- Harms, V.M.**, 1979. Design criteria for floating tire breakwater. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 106(2): 149-170.
- Harms, J.C., J.B. Southard, D.R. Spearing y R.G. Walker**, 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes 2, 161 pp.
- Howard, J.D. y H.E. Reineck**, 1972. Physical and biogenic sedimentary structures of the nearshore shelf. *Senckenbergiana Maritima* 4:81-124.
- Hunter, R. y H.E. Clifton**, 1982. Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology* 52:127-144.
- Immenhauser, A.**, 2009. Estimating palaeo-water depth from the physical rock record. *Earth-Science Reviews* 96:107-139.
- Ito, M., A. Ishigaki, T. Nishikawa y T. Saito**, 2001. Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic. *Geology* 29:87-89.
- Kerry, E.**, 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature* 436:686-688.
- Keupp, H. y J. Matyszkiewicz**, 1997. Zur Faziesrelevanz von *Saccocoma*-Resten (Schwebcrinoiden) in Oberjura-Kalken des nördlichen Tethys-Schelfs. *Geologischen Blätter für Nordost-Bayern* 47:53-70.
- Kietzmann, D.A.**, 2011. *Análisis sedimentológico y cicloestratigráfico de una sucesión orbitalmente controlada (Formación Vaca Muerta), en el límite Jurásico-Cretácico de la Cuenca Neuquina surmendocina*. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 582 pp. (inérito).
- Kietzmann, D.A. y R.M. Palma**, 2009a. Tafofacies y biofacies de Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana* 46:321-343.
- Kietzmann, D.A. y R.M. Palma**, 2009b. Microcrinoideos saccocómidos en el Tithoniano de la Cuenca Neuquina. ¿Una presencia inesperada fuera de la región del Tethys? *Ameghiniana* 46:695-700.
- Kietzmann, D.A. y R.M. Palma**, 2010a. Primer registro de microcoprolitos de crustáceos de la Cuenca Neuquina: el icnogénero *Palaxius* en el Tithoniano de la Formación Vaca Muerta. *Ameghiniana* 47:257-261.
- Kietzmann, D.A. y R.M. Palma**, 2010b. New crustacean microcoprolites from the Lower Cretaceous (middle Berriasian - lower Valanginian) of the Neuquén Basin, southern Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30:58-64.
- Kietzmann, D.A., R.M. Palma y G.S. Bressan**, 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del Arroyo Loncoche - Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:696-713.
- Kietzmann, D.A., J. Blau, D.E. Fernández y R.M. Palma**, 2010a. Crustacean microcoprolites from the Upper Jurassic - Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina: Systematics and biostratigraphic implications. *Acta Palaeontologica Polonica* 55(2): 277-284.
- Kietzmann, D.A., R.M. Palma y B. Ferré**, 2010b. Interpretation of "Saccocoma microfacies" and their significance in the Tithonian of the Neuquén Basin, Vaca Muerta Formation, Mendoza, Argentina. *IV Simposio Argentino del Jurásico y sus Límites*, Actas: 31. Bahía Blanca.
- Kietzmann, D.A., J. Martín-Chivelet, R.M. Palma, J. López-Gómez, M. Lescano y A. Concheyro**, 2011. Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock: the mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, Northern Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 95:1459-1474.
- Kleinbans, M.G., S. Passchier y Th.A.G.P. Van Dijk**, 2004. The origin of megaripples, long wave ripples and Hummocky Cross-Stratification in the North Sea in mixed flows. En: S. Hulscher, T. Garlan y D. Idier (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II*. International Workshop, Proceedings: 142-151. Twente.
- Kreisa, R.D.**, 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology* 51:823-848.
- Leanza, A.F.**, 1945. Amonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Anales Museo La Plata*:1-99. La Plata.
- Leanza, H.A.**, 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17:63-70.
- Leanza, H.A.**, 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picun Leufú, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28:97-132.
- Leanza, H.A., H.G. Marchese y J.C. Riggi**, 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los Paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-

- Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32(1978):190-208.
- Lee, Y.I. y J.C. Kim, 1992. Storm-influenced siliciclastic and carbonate ramp deposits, the Lower Ordovician Dumugol Formation, South Korea. *Sedimentology* 39:951-969.
- Legarreta, L. y C.A. Gulisano, 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior). En: G.A. Chebli y L.A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Simposio Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.
- Legarreta, L. y E. Kozłowski, 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, provincia Mendoza. *8º Congreso Geológico Argentino*, Actas 2:521-543. Buenos Aires.
- Legarreta, L. y M.A. Uliana, 1991. Jurassic-Cretaceous Marine Oscillations and Geometry of Back Arc Basin, Central Argentina Andes. En: D.I.M. McDonald (Ed.), *Sea level changes at active plate margins: Process and product*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12:429-450. Oxford.
- Legarreta, L. y M.A. Uliana, 1996. The Jurassic succession in west central Argentina: stratal patterns, sequences, and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120:303-330.
- Li, M.Z. y C.L. Amos, 1999. Sheet flow and large wave ripples under combined waves and currents: field observations, model predictions and effects on boundary layer dynamics. *Continental Shelf Research* 19:637-663.
- Maier, I. y A.E. Hay, 2009. Occurrence and orientation of anorbital ripples in near-shore sands. *Journal of Geophysical Research* 114:F04022. doi:10.1029/2008JF001126.
- Matyszkiewicz, J., 1996. The significance of *Saccocoma*-calcuturbidites for the analysis of the Polish Epicontinental Late Jurassic Basin: an example from the Southern Cracow-Wielun Upland (Poland). *Facies* 34:23-40.
- Matyszkiewicz, J., 1997. Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf: a comparative study on the Lochen area (Schwäbische Alb) and the Cracow area (Cracow-Wielun Upland, Polen). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (E)* 21:1-111.
- Miall, A.D., 1978. *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, 859 pp. Calgary.
- Mitchum, R.M. y M. Uliana, 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: B.R. Berg y D.G. Woolverton (Eds.), *Seismic Stratigraphy 2. An integrated approach to hydrocarbon analysis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39:255-83. Tulsa.
- Molina, J.M., P.A. Ruiz-Ortiz y J.A. Vera, 1997. Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sedimentary Geology* 109:95-109.
- Mombrú, C.A., M.A. Uliana y F. Bercowski, 1978. Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico Inferior surmendocino. *7º Congreso Geológico Argentino*, Actas 1:685-700, Buenos Aires.
- Monaco, P., 1992. Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sedimentary Geology* 77:123-142.
- Nordberg, K., M. Gustafsson y A.L. Krantz, 2000. Decreasing oxygen concentrations in the Gullmar Fjord, Sweden, as confirmed by benthic foraminifera, and the possible association with NAO. *Journal of Marine Systems* 23:303-316.
- Nordberg, K., H.L. Filipsson, M. Gustafsson, R. Harland y P. Roos, 2001. Climate, hydrographic variations and marine benthic hypoxia in Koljö Fjord. Sweden *Journal of Sea Research* 46:187-200.
- Nøttvedt, A. y R.D. Kreisa, 1987. A model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology* 15:357-361.
- O'Brien, N.R. y R.M. Slatt, 1990. *Argillaceous Rock Atlas*. Springer, 141 pp., New York.
- Palma, R.M., 1996. Analysis of carbonate microfacies in the Chachao Formation (Valanginian), Malargüe, Mendoza province: A cluster analytic approach. *Carbonates and Evaporites* 11:179-194.
- Palma, R.M. y M.P. Angeleri, 1992. Early Cretaceous serpulid limestones: Chachao Formation. *Facies* 27:175-178.
- Palma, R. M. y S. Lanés, 2001. Shell Bed Stacking Patterns in the Chachao Formation (early Valanginian) in Malargüe Area, Mendoza Province, Neuquén Basin-Argentina. *Carbonates and Evaporites* 16:168-180.
- Palma, R.M., G.S. Bressan y D.A. Kietzmann, 2008. Diagenesis of bioclastic oyster deposits from the Lower Cretaceous (Chachao Formation), Neuquén Basin, Mendoza Province. *Carbonates and Evaporites* 23:39-49.
- Passchier, S. y M.G. Kleinhans, 2005. Observations of megaripples and hummocky crossstratification in the Dutch coastal area and their relation to currents and combined flow conditions. *Journal of Geophysical Research* 110:F04S15. doi:10.1029/2004JF000215.
- Pemberton, S.G. y J.A. MacEachern, 1997. The ichnological signature of storm deposits: the use of trace fossils in event stratigraphy. En Brett, C.E. y Baird, G.C. (Eds.), *Paleontological Events*. Columbia University Press, p. 73-109. New York.
- Pomar, L., M. Morsilli, P. Hallock y B. Bádenas, 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews* 111:56-81
- Pryor, W.A., 1975. Biogenic sedimentation and alteration of argillaceous sediments in shallow marine environments. *Geologic Society of America Bulletin* 86:1244-1254.
- Ramos, V.A. y A. Folguera, 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and Foreland deformation. En: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. The Geological Society, Special Publications 252:15-35. London.
- Röhl, H.J., A. Schmid-Röhl, W. Oschmann, A. Frimmel y L. Schwark, 2001. The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and paleoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165:27-52.
- Saito, Y., 1989. Modern storm deposits in the inner shelf and their recurrence intervals, Sendai Bay, Northeast Japan. En Taira, A. y Masuda, F. (Eds.), *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Scientific Publishing Company, 331-344. Tokyo.
- Sami, T. y A. Desrochers, 1992. Episodic sedimentation on an early Silurian, storm-dominated carbonate ramp, Becscie and Merrimack formations, Anticosti Island, Canada. *Sedimentology* 39:355-381.
- Scasso, R.A., S.M. Alonso, S. Lanés, H.J. Villar y H. Lippai, 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina. *Revista*

de la Asociación Geológica Argentina 57: 143-159.

- Scasso, R.A., S.M. Alonso, S. Lanés, H.J. Villar y H. Lippai**, 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marly rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. En: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. The Geological Society, Special Publications 252:207-229. London.
- Schieber, J.**, 1998. Possible indicators of microbial mat deposits in shales and sandstones. Examples from the Mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana, USA. *Sedimentary Geology* 120:105-124.
- Schieber, J.**, 1999. Microbial Mats in Terrigenous Clastic: The Challenge of Identification in the Rock Record. *Palaio* 14:3-12.
- Schieber, J., S. Sur y S. Banerjee**, 2007. Benthic microbial mats in black shale units from the Vindhyan Supergroup, Middle Proterozoic of India: The challenges of recognizing the genuine article. En: J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, S. Sarkar, W. Altermann, y O. Catuneau (Eds.), *Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Clastic Rock Record*. Elsevier, 189-197. Amsterdam.
- Schieber, J., Southard, J.B. y A. Schimmelmann**, 2010. Lenticular shale fabrics resulting from intermittent erosion of water-rich muds - interpreting the rock record in the light of recent flume experiments. *Journal of Sedimentary Research* 80:119-128.
- Seilacher, A. y T. Aigner**, 1991. Storm deposition at the bed, facies, and basin scale: the geologic perspective. En Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag: 249-267. Berlin.
- Shanmugam, G.**, 2002. Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews* 58:311-341.
- Simpson, J.**, 1987. Mud-dominated storm deposits from a Lower Carboniferous ramp. *Geological Journal* 22:191-205.
- Southard, J.B., J.M. Lambié, D.C. Federico, H.T. Pile y C.R. Weidman**, 1990. Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology* 60:1-17.
- Spalletti, L., Z. Gasparini, G. Veiga, E. Schwarz, M. Fernández y S. Matheos** 1999. Facies anóxicas, procesos deposicionales y herpetofauna de la rampa marina titoniano-berriasiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen), Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 26:109-123.
- Spalletti, L.A., J.R. Franzese, S.D. Matheos y E. Schwarz**, 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157:433-446.
- Spalletti, L.A., G.D. Veiga, E. Schwarz y J. Franzese**, 2008. Depósitos de flujos gravitacionales subácueos de sedimentos en el flanco activo de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:442-453.
- Stipanovic, P.N.**, 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24:367-388.
- Swift, D.J.P., A.G. Figueiredo, G.L. Freeland y G.F. Oertel**, 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? *Journal of Sedimentary Petrology* 53:1295-1317.
- Vennari, V.V., P.P. Álvarez y B.A. Aguirre-Urreta**, 2012. A new species of *Andiceras* Krantz (Cephalopoda: Ammonoidea) from the Late Jurassic - Early Cretaceous of the Neuquén Basin, Mendoza, Argentina. *Systematics and Biostratigraphy. Andean Geology* 39:92-105.
- Walker, R.G. y R.G. Plint**, 1992. Wave and storm-dominated shallow marine systems. En: R.G. Walker y N.P. James (Eds.), *Facies Models: Response to Sea-level Change*. Geological Association of Canada: 219-238. Toronto.
- Walker, R.G., W.L. Duke y D.A. Leckie**, 1983. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences-discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin* 94:1245-1251.
- Wanless, H.R., E.A. Burton y J. Dravis**, 1981. Hydrodynamics of carbonate fecal pellets. *Journal of Sedimentary Petrology* 51:27-36.
- Wanless, H.R., L.P. Tedesco y K.M. Tyrrell**, 1988. Production of subtidal tubular and surficial tempestites by hurricane Kate, Caicos Platform, British West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology* 58:739-750.
- Warne, J.E.**, 1967. Graded bedding in the recent sediments of Mugu Lagoon, California. *Journal of Sedimentary Petrology* 37:540-547.
- Weaver, C.**, 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentine*. University of Washington, Memoir 1: 469 pp. Seattle.
- Wiberg, P.L. y C.K. Harris**, 1994. Ripple geometry in wave-dominated environments. *Journal of Geophysical Research* 99(C1):775-789.
- Wright, V.P.**, 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology* 76:177-185.
- Wright, L.D., Xu, J.P. y O.S. Madsen**, 1994. Across-shelf benthic transports on the inner shelf of the middle Atlantic bight during the "Halloween storm" of 1991. *Marine Geology* 118:61-77.
- Wright, L.D., C.R. Sherwood y R.W. Sternberg** 1997. Field measurements of fairweather bottom boundary layer processes and sediment suspension on the Louisiana inner continental shelf. *Marine Geology* 140:329-345.
- Xu, J.P.**, 2005. Observations of plan-view sandripple behavior and spectral wave climate on the inner shelf of San Pedro Bay, California. *Continental Shelf Research* 25:373-396.
- Yang, B., R.W. Dalrymple y S. Chun**, 2006. The significance of hummocky cross-stratification (HCS) wavelengths: evidence from an open-coast tidal flat, South Korea. *Journal of Sedimentary Research* 76:2-8.
- Zhou, Z.C., H. Willems, Y. Li, y H. Luo**, 2011. A well-preserved carbonate tempestite sequence from the Cambrian Gushan Formation, eastern North China Craton. *Palaeworld* 20:1-7.