

Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina

Diego A. Kietzmann¹, Verónica V. Vennari²

¹ Grupo de Carbonatos y Cicloestratigrafía. Instituto de Estudios Andinos 'Don Pablo Groeber' (IDEAN), Universidad de Buenos Aires-CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Intendente Güiraldes 2160, Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.
diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar

² Laboratorio de Bioestratigrafía de Alta Resolución. Instituto de Estudios Andinos 'Don Pablo Groeber' (IDEAN), Universidad de Buenos Aires-CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Intendente Güiraldes 2160, Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.
vvennari@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Los depósitos de la Formación Vaca Muerta en el área del cerro Domuyo muestran una interesante intercalación de depósitos con paleocorrientes opuestas. La unidad está representada por facies de cuenca y rampa externa con dirección de progradación hacia el oeste. Sin embargo, en su parte media se intercalan depósitos de talud, con desarrollo de deslizamientos sinsedimentarios hacia el NE, que pueden asignarse al Miembro Huncal. Este intervalo se compone de facies carbonáticas que probablemente se asocien con el desarrollo de un talud relacionado con una plataforma carbonática o una rampa distalmente profundizada. A partir de la fauna de amonites reconocida, la Formación Vaca Muerta se extiende desde el Tithoniano temprano hasta el Berriasiano tardío, aunque podría alcanzar el Valanginiano temprano. El Miembro Huncal contiene representantes de la Biozona de *Substeuerocheras koeneni* (Tithoniano tardío), por lo que su edad sería más antigua que la propuesta en la localidad tipo y permitiría su correlación con las unidades aflorantes en el territorio chileno.

Palabras clave: Límite Jurásico-Cretácico, Talud, Rampa carbonática, Miembro Huncal, Formación Vaca Muerta.

ABSTRACT. Sedimentology and stratigraphy of the Vaca Muerta Formation in the Cerro Domuyo area, Northern Neuquén, Argentina. The Vaca Muerta Formation in the Cerro Domuyo area shows an interesting intercalation of facies with opposite paleocurrents. The unit is represented by outer ramp to basinal facies with a westward direction of progradation. However, in its middle section, slope deposits correlatable with the Huncal Member, are intercalated with slumped strata verging NE. This interval is composed of carbonate facies and it is probably associated with the development of a slope related to a carbonate platform or a distally steepened carbonate ramp. Based on the ammonoid fauna, the age of the Vaca Muerta Formation ranges from the early Tithonian to the late Berriasian, but it could also reach the early Valanginian. The Huncal Member yields representatives of the *Substeuerocheras koeneni* Biozone (late Tithonian), hence its age is older than that proposed in its type locality allowing its correlation with units exposed in the Chilean territory.

Keywords: Jurassic-Cretaceous boundary, Slope, Carbonate ramp, Huncal Member, Vaca Muerta Formation.

1. Introducción

La Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931, emend. Leanza, 1972) es una de las unidades litoestratigráficas con mayor extensión areal de la Cuenca Neuquina. Se la reconoce desde el sur de la provincia de Neuquén hasta el norte de la provincia de Mendoza y se caracteriza por su uniformidad litológica dominada por pelitas negras y calizas micríticas (Weaver, 1931; Groeber, 1946; Leanza, 1973; Leanza *et al.*, 1977). Representa las facies distales de una serie de sistemas carbonáticos y/o mixtos que se establecieron en la Cuenca Neuquina entre el Tithoniano temprano y el Valanginiano temprano (Legarreta y Uliana, 1991; Legarreta *et al.*, 1993).

La unidad tiene gran importancia para la industria hidrocarburífera, ya que conforma probablemente la principal roca madre de la Argentina (Uliana *et al.*, 1977) o al menos el intervalo productor más efectivo (Uliana y Legarreta, 1993). Recientemente se dieron a conocer importantes descubrimientos de yacimientos no convencionales de gas y petróleo (*e.g.*, Mosquera *et al.*, 2011).

Los estudios iniciales de Weaver (1931) muestran importantes variaciones en las proporciones litológicas. Sin embargo, los conocimientos sedimentológicos son aún de carácter general, con excepción de los estudios realizados en el sur de la cuenca (Spalletti *et al.*, 2000, 2008; Scasso *et al.*, 2002, 2005) y el sector

surmendocino (Doyle *et al.*, 2005; Kietzmann *et al.*, 2008, 2011; Kietzmann y Palma, 2009a).

En el territorio chileno las secuencias de retroarco tithonianas-neocomianas están representadas por intercalaciones de depósitos volcánicos y secuencias clásticas y carbonáticas de ambientes marino someros (*e.g.*, Nasi y Thiele, 1982; Biró-Bagóczy, 1984). Sin embargo, la interdigitación de estos depósitos con aquellos del territorio argentino no está totalmente comprendida.

El presente trabajo analiza los depósitos de la Formación Vaca Muerta expuestos en las nacientes del arroyo Covunco, cerro Domuyo, norte de la provincia de Neuquén (Fig. 1a, b). Se analizan aspectos estratigráficos, faciales y microfaciales, con especial énfasis en un intervalo de aspecto arenoso que por su posición estratigráfica y características macroscópicas sería asignable al Miembro Huncal (Leanza *et al.*, 2003), y podría representar la transición entre las facies presentes en el territorio chileno y en el argentino.

2. Marco Geológico

La Cuenca Neuquina es una cuenca de retroarco desarrollada en tiempos mesozoicos en el margen pacífico del continente sudamericano (Legarreta y Uliana, 1991). Su estratigrafía fue definida y agrupada en grandes ciclos sedimentarios por Groeber (1946),

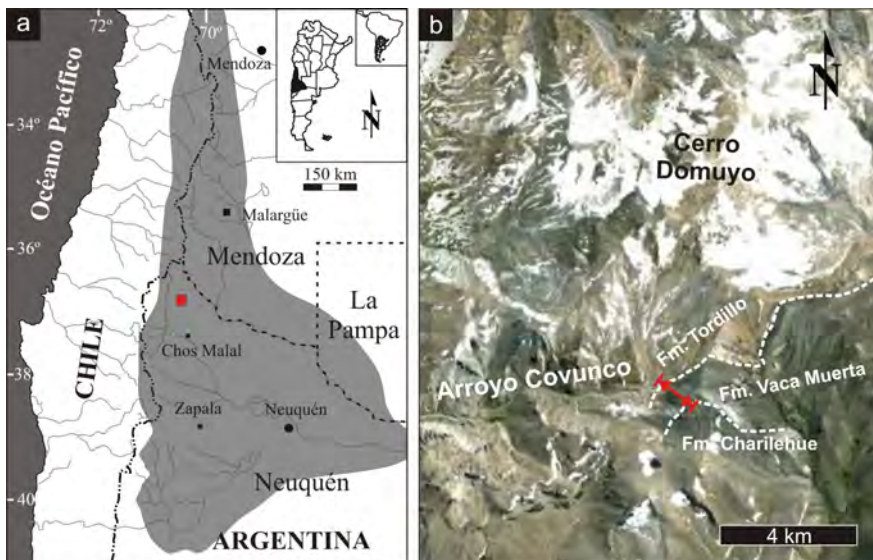


FIG. 1. a. Ubicación de la localidad Cerro Domuyo; b. Imagen satelital del área de estudio y referencias geográficas.

y adecuada a la concepción estratigráfica moderna por Legarreta y Gulisano (1989). 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).

Los distintos depocentros que conformaron la cuenca lograron cierta uniformidad hacia el Jurásico Tardío, bajo el régimen de subsidencia termal, sin grandes eventos de actividad tectónica (Ramos y Folguera, 2005). Durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano se desarrollaron en toda la cuenca una serie de sucesiones esencialmente marinas que se agrupan dentro del Grupo Mendoza (Groeber, 1946; *nom. transl.* Stipanovic, 1969) o Mesosecuencia Mendoza Inferior (Legarreta y Gulisano, 1989). En el sector norneuquino incluyen a la Formación Vaca Muerta del Tithoniano temprano-Valanginiano temprano, a la Formación Mulichinco (Weaver, 1931) del Valanginiano temprano, y a la Formación Agrio (Weaver, 1931) del Valanginiano temprano-Barremiano temprano. En el territorio chileno las secuencias de retroarco tithonianas-neocomianas están representadas por las Formaciones Lo Valdés (González, 1963) y Baños del Flaco (Klohn, 1960).

La Formación Vaca Muerta se caracteriza por la alternancia rítmica de margas, lutitas y calizas, que constituyen un sistema de rampa homoclinal dominado por facies de rampa externa (Spalletti *et al.*, 2000; Scasso *et al.*, 2002, 2005; Kietzmann *et al.*, 2008; Kietzmann y Palma, 2009a), organizado en varias secuencias depositacionales cuyas facies proximales progradan hacia el oeste (*e.g.*, Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Gulisano, 1989). Sin embargo, en el margen occidental de la cuenca, se intercalan depósitos arenosos relacionados con flujos gravitatorios y remoción en masa con paleocorrientes opuestas (Miembro Huncal) que dejan en evidencia la clara asimetría de la cuenca sedimentaria (Leanza *et al.*, 2003; Spalletti *et al.*, 2008).

3. Metodología

El estudio descriptivo de la Formación Vaca Muerta en la sección cerro Domuyo, así como la recolección

de megafauna, se realizó banco a banco y a escala centimétrica. Se definieron facies y microfacies de acuerdo con las características litológicas, texturales, estructuras sedimentarias, geometría, contactos, contenido fósil y aspectos tafonómicos observados. En el caso de las calizas, se utilizó la clasificación textural de Dunham (1962) modificada por Embry y Klován (1971).

Cabe aclarar que existe una problemática para definir las texturas macroscópicamente, ya que las texturas macroscópicas de las facies carbonáticas generalmente no se corresponden con las texturas de las microfacies. Sin embargo, aquí se prefiere mantener esta dualidad para que las facies sean comparables con trabajos previos, y sean fácilmente identificables en el campo. Las verdaderas texturas depositacionales corresponden a aquellas definidas en las microfacies, de manera que las facies en donde ocurre esta situación se indicarán entre comillas.

4. Sección Cerro Domuyo

El cerro Domuyo se ubica en el extremo septentrional de la cordillera del Viento (36°41'S, 70°26'W). La misma se extiende por más de 70 km y constituye una localidad clásica del Jurásico argentino. El cerro Domuyo es una gran estructura dómica de 4.700 m de altura, que expone principalmente los depósitos de las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta (Figs. 1b y 2).

Si bien en el flanco norte del cerro afloran unidades del Jurásico Inferior (Groeber, 1947), en su flanco sur la sucesión estratigráfica se inicia con el miembro inferior (miembro morado o rojo) de la Formación Tordillo (Groeber, 1946 *nom. transl.* Stipanovic, 1966), que pasa transicionalmente al miembro superior o miembro verde de la misma unidad. Este último, que presenta pequeñas fallas extensionales (10-15 m) orientadas en sentido NW-SE, es traslapado por limolitas y arenitas finas gris-verdosas a anaranjadas con laminación horizontal y laminación ondulítica de oleaje, de 15 m de espesor, que por sus características litológicas podrían ser equivalentes a la Formación Lindero de Piedra (Legarreta *et al.*, 1981) (Fig. 3).

La Formación Vaca Muerta (522 m) se inicia con un nivel microbiano concordante con el conjunto de limolitas y arenitas que permite establecer con claridad la base de la unidad. El límite superior es discordante con rocas volcanoclásticas y piroclásticas miocenas de la Formación Charilehue (Uliana *et al.*, 1973).

EDAD		ESTRATIGRAFÍA	AMBIENTE SEDIMENTARIO
Mioceno		Fm. Charilehue	flujos piroclásticos
Cretácico	Berriasiano	Mb. superior	rampa externa y cuenca
		Mb. Huncal	talud/complejo de desmoronamiento
Jurásico	Tithoniano	Mb. inferior	rampa media? a cuenca
	Kimmerid.	Fm. Tordillo	continental/transicional
		Mb. superior	
		Mb. inferior	

FIG. 2. Cuadro estratigráfico esquemático del área de estudio.

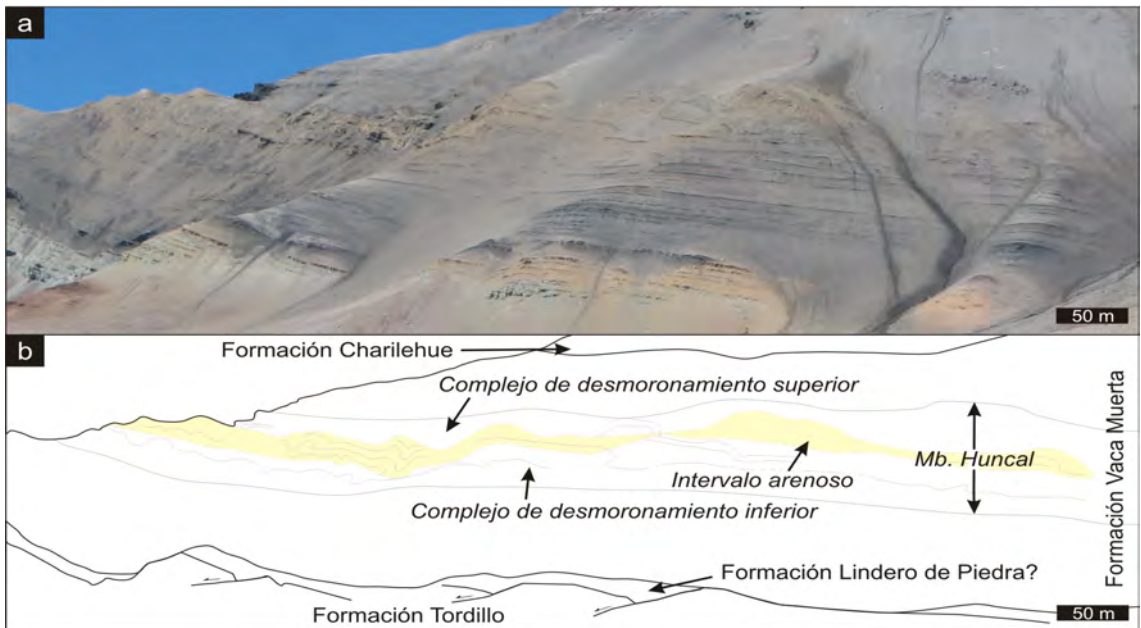


FIG. 3. Afloramiento y esquema de las unidades litoestratigráficas reconocidas sobre el flanco sur del cerro Domuyo.

En la sección media de la Formación Vaca Muerta se distingue un intervalo de aspecto arenoso de 61 m de espesor que, por su posición estratigráfica y características macroscópicas, puede asignarse al Miembro Huncal propuesto por Leanza *et al.* (2003) y permite dividir la Formación Vaca Muerta en un miembro inferior y un miembro superior (Figs. 4 y 5a, b), como en otras localidades del sector neuquino (*e.g.*, Leanza y Zeiss, 1992; Leanza *et al.*, 2003).

El intervalo asignado al Miembro Huncal se caracteriza por el desarrollo de deslizamientos sin-sedimentarios (*slumps*) que deforman la sucesión y corresponden a lo que Spalletti *et al.* (2008) denominan 'horizonte de desmoronamiento' (Figs. 4 y 5c-d). En el cerro Domuyo, el Miembro Huncal está caracterizado por un complejo de desmoronamiento inferior, un intervalo deformado 'macizo' de geometría lentiforme y un complejo de desmoronamiento superior (Figs. 2 y 3).

4.1. Análisis de Facies

En la sección cerro Domuyo se reconocieron 10 litofacies, así como 10 microfacies, que fueron agrupadas en 4 asociaciones de facies de acuerdo con criterios paleoambientales, que se describen a continuación.

4.1.1. Pelitas laminadas

La facies de pelitas laminadas consiste en arcillitas finamente laminadas, ricas en materia orgánica, con espesores de 1 a 70 cm. Comúnmente contienen escamas de peces que se disponen paralelas a la laminación. No se observa bioturbación. Son de color negro y es común la presencia de cristales pseudomórficos de hematita según pirita.

Interpretación: La granulometría fina y la excelente laminación de la facies de pelitas laminadas permiten interpretarla como producto de sedimentación por decantación en condiciones de muy baja energía y por debajo del nivel de olas de tormenta. La ausencia de actividad bentónica, el alto contenido de materia orgánica, el color negro y la abundante preservación de partículas fosfáticas indican que las condiciones de la columna de agua eran deficientes en oxígeno, probablemente anóxicas a disóxicas.

4.1.2. Margas

La facies de margas consiste en margas laminadas de color negro a gris oscuro, de 5 a 700 cm de

espesor. Internamente los intervalos con grandes espesores pueden ser divididos según el contenido de carbonato de calcio en capas de 5 a 40 cm. La laminación es mal definida y de aspecto irregular. Contiene amonites, bivalvos articulados y/o fragmentados y escamas de peces. A veces contiene niveles de concreciones esféricas a subsféricas con amonites y bivalvos similares a los de las margas.

Interpretación: La laminación horizontal de la facies de margas con abundante contenido de escamas de peces, permite inferir que la sedimentación ocurrió principalmente por decantación en condiciones de baja energía. El color negro y la ausencia de bioturbación sugieren condiciones de disoxia o anoxia.

Algunas evidencias tafonómicas, como la presencia de bivalvos fragmentados, indican que el sedimento tuvo que haber sido puesto en suspensión en condiciones de mayor energía, posiblemente en asociación con episodios de tormenta (*e.g.*, Bádenas y Aurell, 2001; Varban y Plint, 2008).

Las concreciones subsféricas tienen un origen diagenético temprano asociado a la redistribución del carbonato de calcio. La ausencia de fisuras y venas, y la composición modal similar con las margas que las contienen, sugieren que las concreciones estarían relacionadas con procesos de cementación progresiva durante períodos de baja tasa de sedimentación (Ricken y Eder, 1991).

4.1.3. Mudstones/wackestones laminados

Esta facies se compone de *mudstones* a *wackestones* finamente laminados de color gris oscuro a negro. La geometría es tabular y muestra espesores de 15 a 30 cm. Los límites son netos y planos y la bioturbación está generalmente ausente (Fig. 6a).

Contiene fauna muy dispersa, a veces concentrada en algunas láminas. Los bioclastos incluyen escamas y fragmentos óseos de peces, amonites y pequeños bivalvos. La disposición de los bioclastos es concordante con la laminación. Los bivalvos aparecen articulados o desarticulados, pero bien preservados. Algunos bivalvos aparecen desarticulados cóncavos hacia arriba o con preservación 'tipo mariposa'.

Esta facies contiene 3 microfacies: MF-1 (*wackestones/packstones* radiolaríticos), MF-2 (*packstones* peloidales radiolaríticos) y MF-3 (*wackestones/packstones* intraclásticos).

MF-1 wackestones/packstones radiolaríticos: Consiste en acumulaciones de radiolarios y *pellets*, restos óseos, fragmentos de bivalvos y amonites,

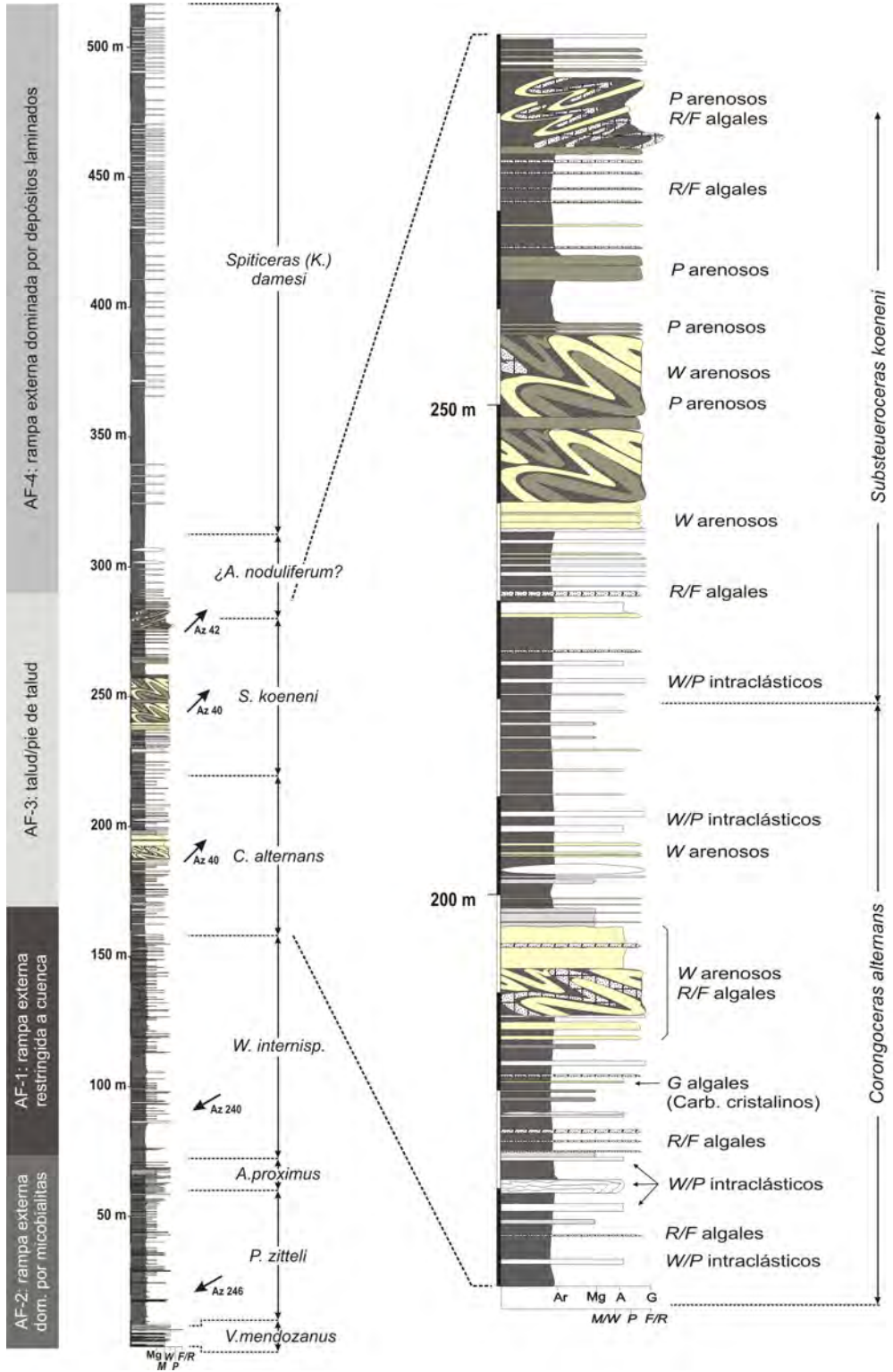


FIG 4. Perfil sedimentario de la Formación Vaca Muerta en la sección cerro Domuyo y detalle del Miembro Huncal.

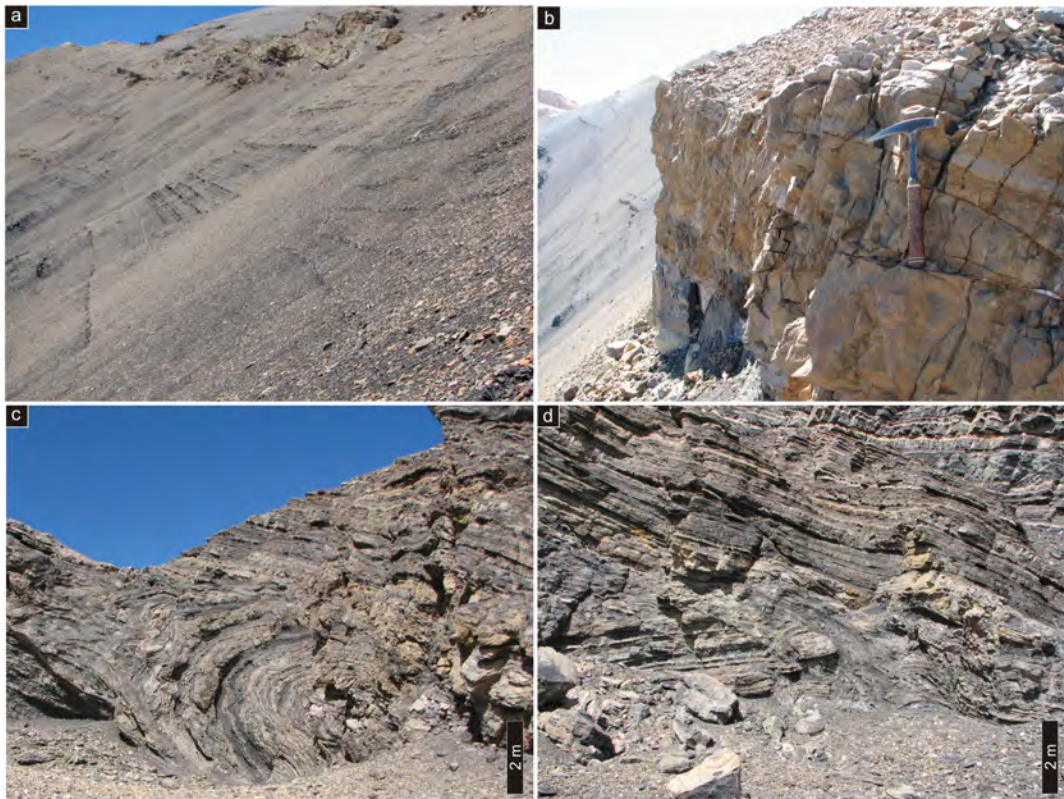


FIG 5. Miembro Huncal. **a.** Complejo de desmoronamiento inferior e intervalo de aspecto arenoso hacia el sector cuspidal; **b.** Intervalo de aspecto arenoso; **c-d.** Deslizamientos sinsedimentarios del complejo de desmoronamiento superior.

y ocasionalmente microcrinoideos saccocómidos (Kietzmann y Palma, 2009b). El material ligante consiste únicamente en fango carbonático. Los radiolarios aparecen en proporciones altas (70 a 90%). En particular, los nasseláridos se disponen de forma aleatoria y discordante con la laminación. Los *pellets* siguen en abundancia a los radiolarios. Son subsféricos, están muy bien seleccionados y poseen un tamaño medio de 0,3 mm. La distribución es aleatoria (Fig. 7a).

MF-2 packstones peloidales radiolaríticos: Esta microfacies se compone de *pellets* y radiolarios en proporciones similares y, subordinadamente, también de bivalvos, foraminíferos epistomínidos y placas de equinodermos.

Los radiolarios se disponen concordantes con la laminación. Los *pellets* son esféricos a subsféricos y están muy bien seleccionados. Los bivalvos están desarticulados y fragmentados. Ocasionalmente aparecen enteros y articulados, con relleno pelletoidal (Fig. 7b).

MF-3 wackestones/packstones intraclásticos: La microfacies MF-3 consiste en *wackestones* a *packstones* compuestos principalmente por intraclastos micríticos y radiolarios, aunque subordinadamente aparecen foraminíferos, bivalvos, amonites y fragmentos óseos. Las partículas están inmersas en fango carbonático. Presenta laminación paralela, en algunos casos con gradación normal. Los intraclastos son las partículas más abundantes, laminares, angulosos a subredondeados y de contorno irregular. Están bien seleccionados con moda dentro del tamaño arena mediana. Son *mudstones* y/o *wackestones* con radiolarios y terrígenos tamaño limo, algunos contienen también fragmentos de algas calcáreas recristalizadas (Fig. 7c).

Interpretación: La buena laminación y preservación de la fauna y su escasa modificación tafonómica, sugieren que la facies de *mudstones/wackestones* laminados se depositó en condiciones de baja energía a partir de la decantación de sedi-



FIG 6. Facies de la sección cerro Domuyo. **a.** *Mudstones/wackestones* laminados; **b.** *Wackestones* bioclásticos laminados; **c.** *Rudstones/floatstones* algales macizos; **d.** 'Carbonatos cristalinos'; **e.** *Packstones* con laminación entrecruzada asintótica; **f.** *Wackestones* arenosos.

mentos transportados principalmente en suspensión. La ausencia general de bioturbación se asocia con un ambiente oxígeno-deficiente, probablemente disóxico o anóxico (*e.g.*, Savrda y Bottjer, 1986). Si bien la fauna está dispersa, la concentración ocasional en algunas láminas, la disposición de los bioclastos concordante con la laminación, así como los bivalvos desarticulados y/o fragmentados, indican que

la fauna estaría transportada. Si bien el transporte lateral no debió ser muy significativo, las evidencias tafonómicas sugieren parautoctonía o aloctonía de muchos de los bivalvos.

La inusual abundancia de radiolarios de la MF-1 podría indicar condiciones de alta fertilidad y disponibilidad de nutrientes (*e.g.*, Haas y Tardy-Filácz, 2004). Sin embargo, en condiciones normales, menos

del 1% de los microorganismos silíceos se preserva en el registro fósil (Ragueneau *et al.*, 2000), por lo que la acumulación de una cantidad tan grande de radiolarios en un ambiente alcalino y poco propicio para la preservación de la sílice, solo puede explicarse a partir de procesos de resedimentación. La disposición aleatoria de las partículas, así como la presencia de bivalvos fragmentados y su asociación con *pellets*, avalan esta interpretación. Los bivalvos enteros con relleno pelletoidal indican reelaboración o resedimentación. La microfacies MF-1 se interpreta como flujos densos no cohesivos generados por tormentas.

La excelente selección que presentan las partículas peloidales que conforman la MF-2, junto con su pequeño y uniforme tamaño, permite interpretarlas como *pellets* fecales. La presencia de radiolarios sugiere sedimentación en condiciones de aguas marino abiertas, mientras que su disposición concordante con la laminación puede interpretarse como producto de decantación en aguas tranquilas. La escasa participación de partículas bioclásticas, el tamaño fino de las partículas terrígenas y la abundancia de radiolarios permite interpretar a la MF-2 como depósitos originados por suspensión de material retransportado en sectores de rampa externa.

La textura que genera la acumulación de intraclastos en la MF-3 es similar a la laminación lenticular que describen Schieber *et al.* (2010) para rocas pelíticas, que se asocia a procesos de erosión intermitente y transporte por corrientes de fondo.

La abundancia de intraclastos de rocas depositadas en sectores relativamente distales permite interpretar la MF-3 como flujos densos asociados a un quiebre distal de la rampa carbonática, o como la instalación de una zona erosiva asociada a episodios de tormentas, donde las partículas una vez erosionadas fueron transportadas como carga de fondo y depositadas a medida que la energía del flujo era disipada.

Las observaciones experimentales de Schieber *et al.* (2010) muestran que la erosión de los sustratos fangosos tiende a formar intraclastos antes que a 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.

Se interpreta por lo tanto que la facies de *mudstones/wackestones* laminados se depositó en condiciones de baja energía a partir de la decantación de material resedimentado y transportado principalmente en sus-

pensión. La combinación de elementos pelágicos con partículas alóctonas o paratóctonas indica que al menos parte de las partículas fueron puestas en suspensión durante eventos de tormentas y luego depositadas por decantación en los sectores distales de la rampa.

4.1.4. *Wackestones bioclásticos laminados*

Consiste en *wackestones* laminados de color gris oscuro a negro, de geometría tabular y espesores de 15 a 60 cm (Fig. 6b). Los límites son netos y planos. La bioturbación está generalmente ausente, con excepción de algunos *Chondrites* y ocasionalmente *Thalassinoides*.

Contiene fauna dispersa que incluye principalmente amonites y bivalvos infaunales. En el miembro inferior es común la presencia de ápticos y belemnites. La disposición de los bioclastos es mayormente concordante con la laminación. Los bivalvos aparecen articulados o desarticulados, pero bien preservados, con un leve desplazamiento de las valvas o cóncavas hacia arriba.

La facies de *wackestones* bioclásticos laminados se corresponde con las microfacies MF-2 (*packstones* peloidales radiolaríticos) y MF-3 (*wackestones/wackestones* intraclásticos), descritas previamente.

Interpretación: La buena laminación y preservación de la fauna, la baja relación amonites/ápticos, así como el dominio de valvas dispuestas cóncavas hacia arriba, sugieren que la facies de *wackestones* bioclásticos se depositó en condiciones de baja energía a partir de la decantación de sedimentos transportados en suspensión. Por otro lado, la ausencia general de bioturbación, así como su aparición ocasional, se asocia con un ambiente oxígeno-deficiente, probablemente disódico (*e.g.*, Savrda y Bottjer, 1986).

La presencia de bivalvos infaunales dispuestos de forma paralela a la laminación indica que los mismos fueron transportados. Asimismo, el desplazamiento de las valvas sugiere la acción de corrientes de fondo extremadamente débiles.

Las características de las microfacies MF-2 y MF-3 sugieren que la depositación ocurrió en condiciones marino abiertas en un ambiente de baja energía y probablemente por debajo del nivel de base de olas de tormenta. La gradación normal que presenta la microfacies MF-3 se interpreta como pulsos generados durante eventos de tormentas menores, por lo que es probable que el aporte de *pellets* y bioclastos esté asociado a la exportación de áreas más someras

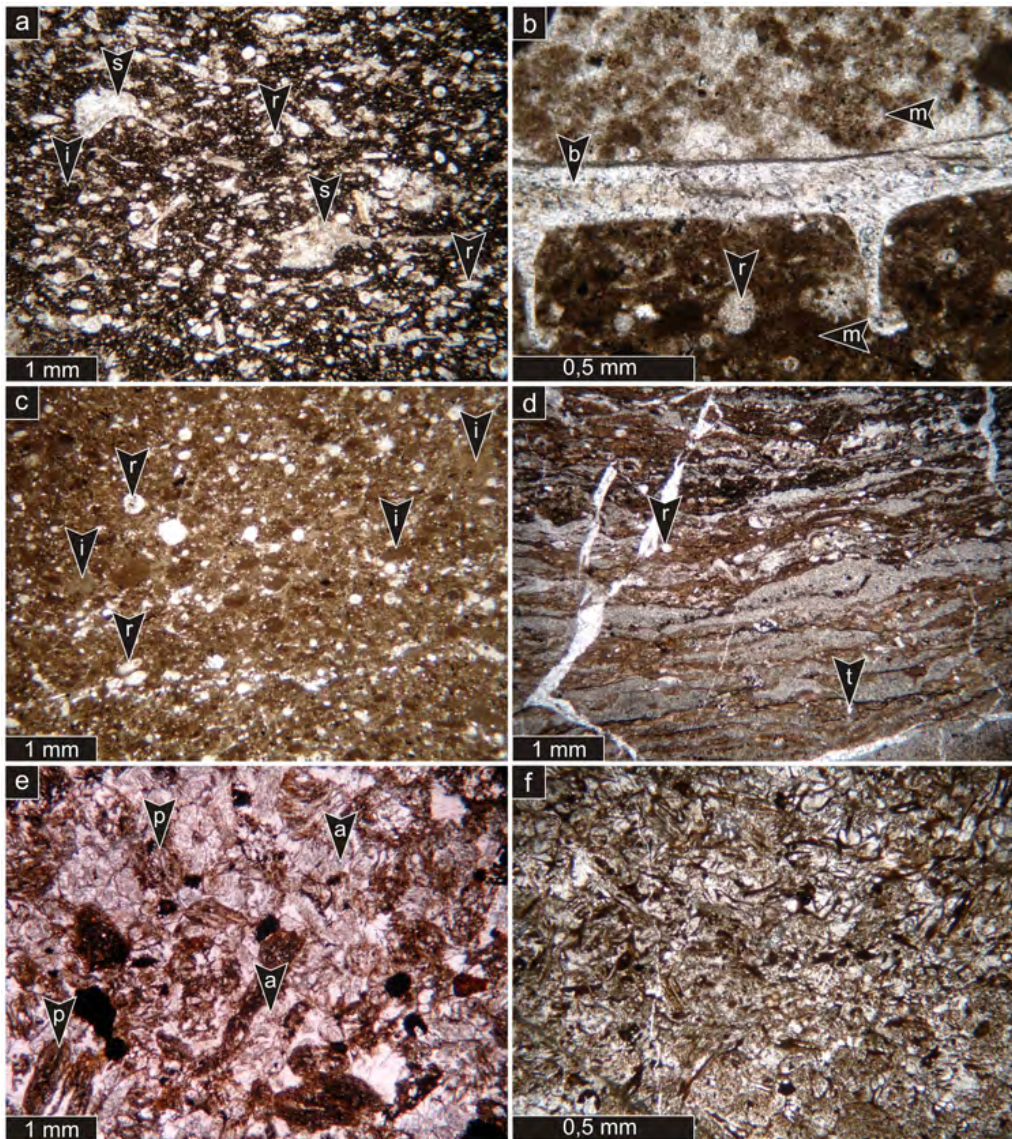


FIG 7. Microfacies de la sección cerro Domuyo. **a.** MF-1: *wackestones/packstones* radiolaríticos; **b.** MF-2: *packstones* peloidales radiolaríticos; **c.** MF-3: *wackestones/packstones* intraclásticos; **d.** MF-4: *bindstones* microbianos; **e.** MF-5: *rudstones/floatstones* algales; **f.** MF-6: *grainstones* algales laminados con gradación inversa intralámina. Radiolarios (r), microcrinoideos saccocómidos (s), bivalvos (b), microcoprolitos (m), intraclastos (i), terrígenos (t), fragmentos pumíceos (p), algas calcáreas (a).

durante estos episodios (Kietzmann y Palma, 2010a, b; Kietzmann *et al.*, 2010).

Se interpreta, por lo tanto, que esta facies se depositó principalmente por decantación de material puesto en suspensión durante eventos de tormentas, en condiciones marino abiertas, por debajo del nivel de base de olas de tormentas y en condiciones disóxicas.

4.1.5. *Bindstones* microbianos

Incluye niveles biostromales estromatolíticos, con una fina laminación de aspecto irregular que consiste en la alternancia de láminas micríticas y láminas de calcita granular. La morfología de crecimiento es laminar, aunque en ocasiones puede ser dómica. La textura de la laminación es principalmente horizontal, aunque pueden intercalarse intervalos crenulados.

En planta se observan superficies corrugadas de tipo *wrinkle* y/o acumulaciones de intraclastos de las mismas láminas microbianas.

En los niveles basales de la unidad la facies de *bindstones* microbianos presenta láminas discordantes con posibles *roll-up* y sobreplegamientos. Contiene amonites preservados como moldes externos comprimidos, fragmentos aislados de ostreidos, lucínidos y a veces fragmentos óseos. Esta facies se corresponde con la microfacies MF-4 (*bindstones* microbianos) y aparece en el miembro inferior de la unidad.

MF-4 *bindstones* microbianos: Se compone de una conspicua alternancia submilimétrica a milimétrica de láminas subhorizontales de calcita criptocristalina y láminas micríticas ricas en materia orgánica. Las láminas criptocristalinas están compuestas por calcita con bajo contenido de magnesio, son irregulares, generalmente continuas y tienen espesores de 0,5 a 1 mm. A veces contienen radiolarios entrampados. Las láminas micríticas, en cambio, son más variables. Pueden estar compuestas por delgadas láminas de micrita ricas en materia orgánica o por *wackestones* peloidales con radiolarios, foraminíferos epistomínidos y ocasionalmente bivalvos o amonites (Fig. 7d).

Interpretación: Las morfologías y texturas de la facies de *bindstones* microbianos y la alternancia de láminas calcíticas y micríticas de aspecto contorsionado irregular sugieren que la depositación del carbonato estuvo biológicamente influenciada o controlada por organomineralización (Dupraz *et al.*, 2009).

La morfología dómica puede ser interpretada como el resultado de la competencia por la luz dentro de la mata microbiana (Walter, 1976). Si bien se han propuesto diferentes orígenes, hay consenso en que las estructuras tipo *wrinkle* se asociarían a colonias microbianas. Las mismas podrían representar los rasgos superficiales de la mata microbiana (*e.g.*, Hagadorn y Bottjer, 1997), estructuras de deformación por carga (Noffke *et al.*, 2002) o estructuras de deformación por cizalla inducidas por corrientes (Bouougri y Porada, 2002). En cualquier caso, reflejan procesos de sedimentación puramente microbianos o la combinación de estos procesos con procesos físicos deformacionales.

La acumulación de fragmentos de matas microbianas puede interpretarse como removilización de las láminas microbianas a partir de corrientes de fondo. Depósitos similares fueron descritos por

Schieber (1998, 1999) para matas microbianas de aguas profundas.

Las matas microbianas laminadas prosperaron en un ambiente de baja energía; sin embargo, la presencia de láminas discordantes, posibles *roll-up* y sobreplegamientos, indicarían que las matas eran afectadas episódicamente durante eventos de alta energía. La presencia de material bioclástico entre las láminas microbianas indicaría que se trata de tempestitas, por lo que las láminas discordantes y *roll-up* podrían ser interpretados como deformación inducida por oleaje de tormentas. Sin embargo, el mecanismo disparador también puede asociarse a sobrepeso, deslizamientos o sismos (Molina *et al.*, 1998). En efecto, Martín-Chivelet *et al.* (2011) sugieren que la deformación del nivel microbiano basal de la Formación Vaca Muerta estaría asociada a actividad sísmica atribuida a terremotos de profundidades intermedias.

4.1.6. *Rudstones/floatstones algales macizos*

Están compuestos por *rudstones* y *floatstones* bioclásticos, macizos a laminados, de 5-20 cm de espesor (Fig. 6c). Son tabulares, de base neta, plana o erosiva. Macroscópicamente los *rudstones* y *floatstones* presentan un aspecto arenoso, con partículas tamaño arena gruesa a sábulo (0,5 a 4 mm), lo que puede llevar a confundirlos con areniscas y areniscas calcáreas. Las partículas son de naturaleza predominantemente carbonática, con una morfología cilíndrica lobada que sugiere su interpretación como fragmentos de algas verdes. Asimismo, contienen una importante participación de fragmentos pumíceos.

MF-5 *rudstones* algales: Está compuesta por *rudstones* de algas calcáreas dasycladaceas, fragmentos pumíceos y subordinadamente por clastos de plagioclasas zonadas, sin maclas polisintéticas, subangulosas y de tamaño arena media. Los componentes ortoquímicos están representados por fango carbonático y cemento de calcita granular. La fragmentación y el redondeamiento son bajos, mientras que la disposición de las partículas es aleatoria (Fig. 7e).

Interpretación: La baja fragmentación y redondeamiento de las algas calcáreas sugieren que las mismas estuvieron sometidas a condiciones de alta energía por cortos períodos de tiempo y que el transporte fue poco significativo. La asociación con clastos de plagioclasa tamaño arena media indica que

las algas calcáreas se comportaron hidrodinámicamente de forma similar a las plagioclasas.

Las algas verdes actuales habitan aguas cálidas de salinidad normal y comúnmente se concentran en profundidades de unos pocos metros dentro de la zona fótica, por debajo de la zona de agitación del agua. La falta de estructuras sedimentarias tractivas, permiten interpretar esta facies como flujos densos diluidos generados por tormentas y depositados por debajo de la base del tren de olas de buen tiempo. La participación de fragmentos pumíceos sugiere proximidad al arco volcánico.

4.1.7. 'Carbonatos cristalinos' laminados

Esta facies consiste en capas de carbonatos laminados de aspecto recrystalizado de color gris verdoso a gris parduzco. La geometría es tabular, con contactos netos y planos. El espesor varía entre 2 y 15 cm. Macroscópicamente se observan mosaicos de cristales de calcita de algunos milímetros hasta incluso 2 cm, por lo que inicialmente pueden llegar a interpretarse como carbonatos cristalinos (Fig. 6d). Sin embargo, a escala microscópica se observa que los cristales de calcita contienen numerosos fragmentos irregulares de color castaño con fábrica grano sostén (MF-6).

MF-6 grainstones algales laminados con gradación inversa intralámina: Está compuesta por abundantes fragmentos de algas calcáreas recrystalizadas y fragmentos pumíceos. Presenta una laminación 2 a 5 mm de espesor, con gradación inversa intralámina. El cemento consiste en calcita de tipo poikilitica y el fango está prácticamente ausente (Fig. 7f).

La selección de las partículas es buena. Excepcionalmente aparecen fragmentos de mayor tamaño, con morfología subrectangular lobada, similares a los presentes en la anterior (MF-5: *rudstones/floatstones* algales).

Interpretación: Al igual que la facies anterior, la facies de 'carbonatos cristalinos' está conformada por partículas esqueléticas de origen algal, originadas en aguas someras tranquilas, por debajo de la zona de agitación por olas de buen tiempo. La alta fragmentación y la angulosidad de las partículas indican que los fragmentos de las algas estuvieron sometidos a condiciones de alta energía por cortos períodos de tiempo, o que existió algún tipo de segregación granulométrica asociada a una mayor distancia de transporte. En efecto, la similitud entre las partículas de las microfacies MF-5 y MF-6 permite interpretar esta facies como la expresión distal de la facies de

rudstones/floatstones algales macizos. Asimismo, la laminación con gradación inversa intralámina indica que la depositación ocurrió por pulsos a partir flujos densos no cohesivos diluidos.

4.1.8. Packstones con laminación entrecruzada asintótica

Esta facies se compone de *packstones* y *packstones* arcillosos con laminación entrecruzada asintótica, en ocasiones con laminación ondulítica ascendente (Fig. 6e). La laminación puede presentar deformación sinsedimentaria. La geometría es tabular, con espesores de 5 a 10 cm, bases netas y erosivas y, en ocasiones, con marcas de base.

Es común la acumulación de material fino entre las láminas frontales. En algunos casos la laminación entrecruzada forma estructuras tipo-*hummocky* (HCS-1). Las paleocorrientes medidas en la laminación ondulítica presentan direcciones hacia el SW. La facies de *packstones* con laminación entrecruzada asintótica se corresponde con la microfacies MF-3 (*wackestones/packstones* intraclásticos), descrita previamente.

Interpretación: Las bases erosivas con marcas de base, así como la laminación entrecruzada con *climbing*, la deformación de las láminas y las estructuras tipo-*hummocky*, sugieren depositación rápida y permiten interpretar la facies de *packstones* con laminación entrecruzada asintótica como flujos turbidíticos (probablemente intervalo Tc de la serie de Bouma).

Este tipo de turbiditas ha sido largamente discutido. Algunos autores prefieren restringir el término turbidita a las turbiditas clásicas (e.g., Shanmugam, 2002), mientras que otros autores, como Monaco (1992) y Myrow y Southard (1996), entre otros, utilizan el término de turbiditas de plataforma para aquellos flujos turbidíticos generados por tormentas. En efecto, la presencia de fragmentos de bivalvos, moldes internos de gastrópodos (*steinkerns*), restos de equinodermos y partículas terrígenas, sugiere proveniencia desde aguas más someras.

La orientación y la buena selección de los microcoprolitos, y la disposición aleatoria de los foraminíferos bentónicos indica que estas partículas fueron afectadas por corrientes tractivas.

La estratificación entrecruzada tipo-*hummocky* suele desarrollarse en flujos densos turbulentos de características episódicas (flujos turbidíticos o hiperpícnicos). Estas estructuras aún se encuentran

en discusión, pero se cree que están originadas por migración de megaóndulas (Myrow y Southard, 1996) o antidunas (Mulder *et al.*, 2009) a partir de flujos combinados en condiciones altamente turbulentas. Se diferencian de las verdaderas HCS por su desarrollo en granulometrías finas, la deformación sinsedimentaria de la laminación, ausencia de bioturbación y su presencia en secuencias de tipo Bouma (Mulder *et al.*, 2009).

4.1.9. Brechas intraclásticas

La facies de brechas intraclásticas consiste en brechas monomíticas clastoportadas mantiformes. Se apoya sobre una superficie ferruginizada. Los contactos son netos y planos y tiene espesores de 5 a 30 cm. Los clastos (0,4 a 5 cm) son angulosos y consisten en intraclastos micríticos con radiolarios. En las nacientes del arroyo Covunco esta facies posee un espesor de ~10 cm, mientras que 5 km al NW, en la ruta de ascenso a la cumbre del cerro Domuyo, presenta espesores de unos 30 cm, indicando que el espesor se incrementa hacia el oeste. Se asocia con la microfacies MF-7 (*rudstones* intraclásticos monomíticos).

MF-7 *rudstones* intraclásticos monomíticos: contiene intraclastos angulosos a subredondeados que composicionalmente consisten en *wackestones* radiolaríticos (ver Kietzmann *et al.*, 2008). Son de composición monomítica. Los intersticios están rellenos por diferentes generaciones de cementos marinos (calcita escaloédrica y *bladed*), y en menor medida por matriz micrítica (Fig. 8a).

Interpretación: La composición y las características texturales de los clastos, así como la ausencia de laminación o gradación y la geometría tabular de las capas, sugieren que se trata de brechas generadas por depositación en masa a partir de flujos densos no cohesivos asociados a deslizamientos submarinos de sedimentos pelágicos semiconsolidados. De acuerdo con los estudios texturales de taludes carbonáticos de Kenter (1990), el tipo de textura de la MF-7 domina en taludes con ángulos del orden de 5 a 25°. Sin embargo, este tipo de flujos puede transportarse a partir de turbulencia y presión dispersiva en pendientes muy suaves (Krause y Oldershaw, 1979; Nebelsick *et al.*, 2001).

La facies de brechas intraclásticas aparece en los niveles basales de la Formación Vaca Muerta, por lo que la generación de estos depósitos coincide con el importante aumento del nivel del mar que caracteri-

za el Tithoniano temprano. Sin embargo, no puede descartarse su asociación con una desestabilización generada por actividad tectónica, como la sugerida por Martín-Chivelet *et al.* (2011) para la deformación de los niveles microbianos basales.

4.1.10. *Wackestones arenosos*

Esta facies comprende un conjunto de *wackestones* que macroscópicamente tienen aspecto arenoso (Fig. 6f). Son tabulares, laminados o macizos, con espesores de 5 a 25 cm. Los contactos son netos, planos a levemente erosivos. Pueden presentar estructuras de deformación por carga, escape de fluidos, así como fallamiento y plegamiento sinsedimentario.

Las partículas bioclásticas en general son escasas y consisten en bivalvos y amonites fragmentados y dispuestos aleatoriamente. En ciertos sectores se observan valvas orientadas de forma perpendicular o con desarrollo de apilamientos. Corresponde a las microfacies MF-8 (*packstones/grainstones* intraclásticos) y MF-9 (*grainstones* con algas calcáreas e intraclastos), y corresponde al intervalo asignado al Miembro Huncal.

MF-8 (*packstones/grainstones* intraclásticos): Se compone principalmente de intraclastos micríticos y microcoprolitos de crustáceos enteros, de 0,8 a 1,5 mm, o fragmentados, de 0,1 a 1 mm (Fig. 8b). Puede contener subordinadamente fragmentos de bivalvos y equinoideos, foraminíferos aglutinantes, *steinkerns* y partículas terrígenas tamaño arena mediana. Estas últimas consisten en plagioclasas zonadas, y subordinadamente cuarzo monocristalino subanguloso.

MF-9 *grainstones* con algas calcáreas e intraclastos: Se compone de abundantes intraclastos micríticos tamaño arena fina, algas calcáreas y subordinadamente terrígenos tamaño limo. El material ligante consiste principalmente en cemento de calcita granular. Los intraclastos están redondeados y excepcionalmente alcanzan el tamaño arena gruesa. Las partículas terrígenas están representadas por cuarzo monocristalino, anguloso a subanguloso. Aparecen en proporciones menores al 10% del volumen modal (Fig. 8c y d).

Interpretación: Los atributos macroscópicos, como el desarrollo de capas macizas o laminadas con bases erosivas, bioclastos apilados o dispuestos aleatoriamente, así como la presencia de partículas terrígenas tamaño arena mediana a gruesa, sugiere

que esta facies se generó a partir de flujos tractivos o flujos densos no cohesivos, donde la turbulencia o la interacción con el sustrato permitieron el apilamiento de los bioclastos.

La presencia de *steinkerns*, bioclastos fragmentados, redondeados y micritizados, así como fragmentos de microcoprolitos, sugiere condiciones de alta energía. Las partículas tuvieron que estar sometidas al oleaje durante algún tiempo, de manera que el continuo golpeteo entre ellas permitiera su fragmentación. La presencia de microcoprolitos fragmentados indica que estos estaban endurecidos antes de ser transportados. De acuerdo con los modelos de Gebelein (1977) para el Holoceno de Bahamas, los *pellets* endurecidos son elementos típicos de los sectores de aguas someras.

Las estructuras de deformación por carga y escape de fluidos se asocian con la desestabilización del sedimento debido al contraste de densidades y a la rápida depositación del mismo. Se interpreta esta facies como depósitos de turbiditas probablemente asociadas a la presencia de un talud.

4.1.11. *Packstones* castaños arenosos

Esta facies está compuesta por *packstones* macizos o laminados, de geometría tabular a lentiforme, con bases netas planas y espesores de 0,3 a 1,5 m. Pueden presentar también laminación de bajo ángulo, laminación convoluta, fallamientos sinsedimentarios y *slumps*. La bioturbación está ausente. Su aspecto arenoso puede llevar a confundirlos con areniscas finas a medianas (Fig. 5b).

Los espesores de 1,5 m se deben al amalgamamiento de las capas, que en promedio poseen 0,4 m. Ocasionalmente los límites entre estratos están determinados por la presencia de niveles centimétricos con clastos redondeados tamaño grava fina. Junto con la facies de *wackestones* arenosos esta es la más característica del intervalo asignado al Miembro Huncal. Las direcciones de desmoronamiento de los deslizamientos son hacia el NE (~Az 40°). Valores similares fueron medidos por Spalletti *et al.* (2008) en afloramientos del Miembro Huncal en las localidades de Huncal y Rahueco (centro de Neuquén). La facies de *packstones* arenosos corresponde a la microfacies MF-10 (*packstones* con equinodermos y algas calcáreas).

MF-10 *packstones* con equinodermos y algas calcáreas: Se compone de *packstones* laminados con abundantes fragmentos de equinodermos, algas calcáreas, bivalvos, intraclastos micríticos, ooides y

terrígenos (Figs. 8e y f). El material ligante consiste principalmente en fango carbonático y, en menor medida, en calcita granular. Entre las partículas aloquímicas los fragmentos de equinodermos son los más abundantes. Están redondeados y micritizados, formando incluso cortoides en algunos casos. Las partículas terrígenas están representadas por cuarzo monocristalino, anguloso a subanguloso y, en menor medida, por plagioclasa zonada. Pueden aparecer en proporciones de hasta 20%.

Interpretación: La presencia de laminación convoluta, fallamientos sinsedimentarios y *slumps*, sugiere que la facies de *packstones* arenosos se depositó asociada a una pendiente. Asimismo, la geometría lentiforme presente en la base del Miembro Huncal puede interpretarse como cuerpos de morfología lobular, similares a los descritos por Spalletti *et al.* (2008). Los intervalos macizos a laminados pueden asociarse con flujos turbidíticos, donde el intervalo macizo podría asignarse al intervalo Ta de la secuencia de Bouma y el laminado al Tb.

Los intervalos con laminación de bajo ángulo pueden interpretarse como megaóndulas generadas en condiciones de régimen de flujo transicional (*e.g.*, Lomas, 1999), aunque también podrían ser interpretadas como antidunas (*e.g.*, Mulder *et al.*, 2009).

La información microfacial indica que la facies *packstones* arenosos contiene partículas retransportadas de aguas someras, como algas calcáreas, intraclastos y ooides. Si bien el contenido de partículas terrígenas puede ser bastante alto, esta facies debe ser interpretada como el retrabajo de depósitos generados en un ambiente carbonático protegido con desarrollo de barras.

4.2. Asociaciones de Facies

Sobre la base de la interpretación de los procesos depositacionales realizada a partir de las facies y microfacies descritas para la sección Cerro Domuyo se reconocieron cuatro asociaciones de facies que representan diferentes condiciones paleoambientales.

4.2.1. Asociación de facies 1: rampa externa restringida a cuenca

Está dominada por margas y pelitas, y subordinadamente por las facies de *mudstones/wackestones* laminados, *wackestones* bioclásticos laminados, y *bindstones* microbianos, entre las que se intercalan los depósitos de evento de las facies correspon-

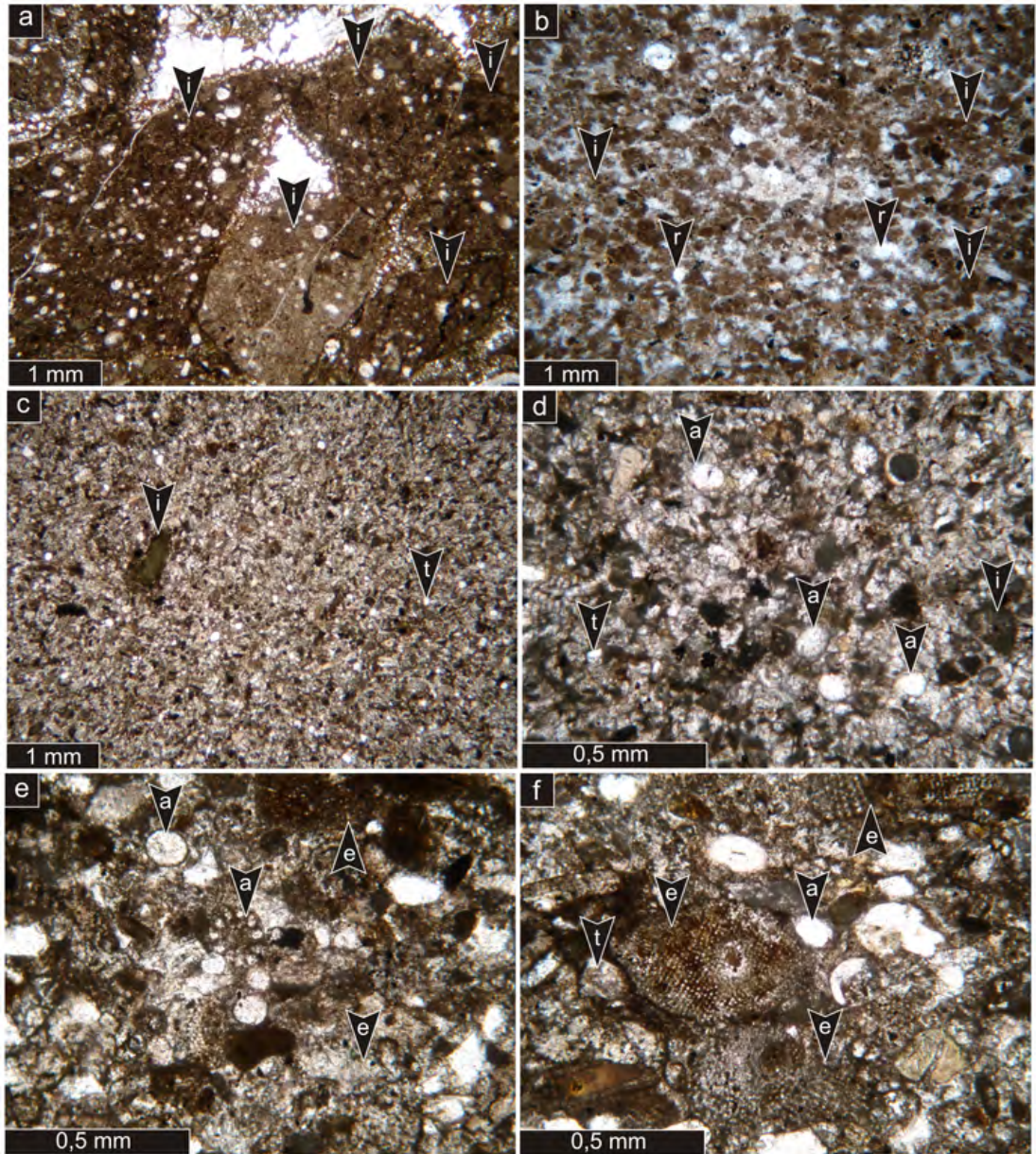


FIG 8. Microfacies de la sección cerro Domuyo. **a.** MF-7: *rudstones* intraclásticos monomicticos; **b.** MF-8: *packstones/grainstones* intraclásticos; **c-d.** MF-9: *grainstones* con algas calcáreas e intraclastos; **e-f.** MF-10: *packstones* con equidermos y algas calcáreas. Intraclastos (i), radiolarios (r), terrígenos (t), algas calcáreas (a), equidermos (e).

dientes a 'carbonatos cristalinos' laminados y *packstones* con laminación entrecruzada asintótica. La asociación de facies 1 está caracterizada por procesos de decantación a partir de suspensión de fango calcáreo y siliciclástico, junto con partículas transportadas en suspensión durante las tormentas. De acuerdo con la información microfacial, gran

parte del fango deriva de la pelletización producida en aguas más someras.

La presencia de fauna bentónica es extremadamente reducida e incluye bivalvos epifaunales como ostreidos y foraminíferos epistomínidos. Aparecen también amonites, restos de peces y radiolarios. Las trazas están prácticamente ausentes, aunqu

eventualmente pueden registrarse, sugiriendo que las condiciones de oxigenación del sustrato eran restringidas, probablemente disóxicas a anóxicas.

Se interpreta que la asociación de facies 1 se depositó por debajo del nivel normal de olas de tormenta, en sectores de rampa externa restringida a cuenca.

4.2.2. Asociación de facies 2: rampa externa dominada por microbialitas

La asociación de facies 2 está dominada por las facies de *bindstones* microbianos, pelitas y margas. Subordinadamente aparecen las facies de *mudstones/wackestones* laminados, *wackestones* bioclásticos laminados, *rudstones/floatstones* algales macizos y ‘carbonatos cristalinos’ laminados. Esta asociación domina el miembro inferior de la unidad.

Las facies de *bindstones* microbianos, pelitas, margas y *mudstones/wackestones* laminados se depositaron por decantación de fango y partículas transportadas en suspensión durante las tormentas, así como la actividad de colonias microbianas que inducían la precipitación del carbonato y entrampaban estas partículas. La intercalación episódica de las facies de *rudstones/floatstones* algales macizos y ‘carbonatos cristalinos’ laminados sugiere que el sector de depositación estaba influenciado ocasionalmente por depósitos de tormenta con características distales.

La estructura trófica estaba dominada por organismos bentónicos epifaunales, nectónicos y planctónicos, incluyendo peces, amonites, bivalvos epifaunales a seminafaunales, foraminíferos bentónicos y radiolarios, aunque su abundancia es baja. Las trazas están representadas por escasos *Chondrites* y raramente *Thalassinoides*, lo cual sugiere que las condiciones de oxigenación del sustrato eran deficientes, probablemente disóxicas a anóxicas.

Es común la presencia de superficies ferruginizadas con evidencias de removilización que representan pequeñas discontinuidades sedimentarias, especialmente asociadas a momentos de inundación de la rampa carbonática (Kietzmann y Palma, 2009a).

Se interpreta que esta asociación se depositó por debajo del nivel normal de olas de tormenta, en sectores de rampa externa.

4.2.3. Asociación de facies 3: talud

La asociación de facies 3 está caracterizada por las facies de *packstones* castaños arenosos, *wackestones* arenosos, *mudstones/wackestones* laminados,

rudstones/floatstones algales macizos, ‘carbonatos cristalinos’, margas y pelitas. La característica principal es el abundante desarrollo de deslizamientos sinsedimentarios o *slumps* que deforman la sucesión y que corresponden a lo que Spalletti *et al.* (2008) denominan ‘horizonte de desmoronamiento’ el cual incluye el intervalo asignado al Miembro Huncal por Leanza *et al.* (2003). El intervalo con cuerpos lentiformes está caracterizado por la facies de *packstones* castaños arenosos y *wackestones* arenosos, que separa el complejo de desmoronamiento inferior del superior. El complejo de desmoronamiento inferior se caracteriza por la alternancia de las facies de *mudstones/wackestones* laminados, *packstones* castaños arenosos, *rudstones/floatstones* algales macizos, ‘carbonatos cristalinos’ y margas, mientras que el complejo de desmoronamiento superior se caracteriza por una fina alternancia de las facies de *packstones* castaños arenosos, *rudstones/floatstones* algales macizos, ‘carbonatos cristalinos’ y margas, y menos frecuentemente con la facies de *mudstones/wackestones* laminados.

La asociación de facies 3 se caracteriza por la alternancia de procesos de decantación a partir de suspensión y depositación en masa a partir de flujos turbidíticos y *slumps*. La información microfacial sugiere el retrabajo de depósitos de aguas someras. La similitud de los elementos que componen las microfacies descritas por Armella *et al.* (2007) para la Formación Picún Leufú (Leanza, 1973), del Tithoniano medio-Berriasiano, sugiere que probablemente en las áreas más someras se desarrollaran facies similares a las de esta última unidad. En este sentido, la asociación de facies 3 se interpreta como depósitos de talud que podrían estar asociados a un ambiente de plataforma carbonática o de rampa distalmente profundizada, cuyas facies someras estarían dominadas por un ambiente protegido con desarrollo de barras oolíticas y/o bioclásticas.

4.2.4. Asociación de facies 4: rampa externa dominada por depósitos laminados

La asociación de facies 4 está constituida principalmente por las facies de *wackestones* bioclásticos laminados, *mudstones/wackestones* laminados, pelitas y margas, y caracteriza al miembro superior de la Formación Vaca Muerta. Estas facies indican depositación por decantación, y probablemente representan una mezcla de procesos generados durante los períodos de buen tiempo y de tormenta.

La ausencia de trazas indica que las condiciones de oxigenación del sustrato eran restringidas, probablemente disóxicas.

Se interpreta que la asociación de facies 4 se depositó por debajo del nivel normal de olas de tormenta. La presencia de depósitos de tempestitas distales intercaladas con depósitos generados principalmente por decantación, permite interpretar que la asociación de facies correspondería al sector de la rampa externa.

5. Bioestratigrafía

La Formación Vaca Muerta en la sección cerro Domuyo contiene una abundante fauna de amonites con un estado de preservación variable. Se hallan moldes internos parcialmente recristalizados, moldes con porciones preservadas de conchilla, moldes externos comprimidos lateralmente y, hacia el tope de la sección cerca del contacto con la Formación Charilehue, moldes internos silicificados (Vennari, 2009).

Se reconocieron todas las biozonas tradicionalmente asignadas al intervalo Tithoniano-Berriasiano tardío, con excepción de la Biozona de *Argentiniticeras noduliferum*. Hacia la ladera norte del cerro Domuyo se expondrían también unidades marinas con amonoideos valanginianos y hauterivianos (Groeber, 1947). Para el análisis bioestratigráfico se utilizó el esquema de biozonación propuesto por Leanza (1981) y Riccardi (1984), con las modificaciones introducidas recientemente por ambos autores para el Tithoniano temprano, medio y tardío bajo (Riccardi *et al.*, 2011). La definición del límite Tithoniano-Berriasiano es aún poco clara en la cuenca, por lo que para ese intervalo se seguirá considerando que coincide con la parte alta de la Biozona de *Substeueroceras koeneni* (ver discusión en Aguirre-Urreta *et al.*, 2011).

La distribución y composición de las biozonas en la sección del cerro Domuyo es la siguiente (Fig. 4):

0-7 m: Biozona de asociación de *Virgatosphinctes mendozanus*. Se registra en el Tithoniano temprano tardío e incluye a *Choicensisphinctes choicensis* (Burckhardt) (Fig. 9a), *Pseudinvoluticeras douvillei* Spath, *P. aff. windhauseni* (?) (Weaver) y *Virgatosphinctes* sp.

7-60 m: Biozona de asociación de *Pseudolissoceras zitteli*. Asociada al Tithoniano medio temprano a medio bajo. Está representada por *P. zitteli* (Burckhardt) (Fig. 9c), ápticos de tipo *Lamellaptychus* y

Choicensisphinctes erinoides (Burckhardt) (Fig. 9b). La ocurrencia de esta última especie junto con *P. zitteli* ya fue notada por Weaver (1931, p. 47) en otras localidades neuquinas.

60-67 m: Biozona de asociación de *Aulacosphinctes proximus*. Se extiende durante la parte media del Tithoniano medio y el Tithoniano medio tardío. Esta sección incluye restos mal preservados de *A. proximus* (Steuer), *Aspidoceras andinum* Steuer (Fig. 9d), *Substeueroceras ellipsostomum* (Steuer) y ápticos de tipo *Laevaptychus*.

67-158 m: Biozona de Asociación de *Windhauseniceras internispinosum*. Abarca la porción más baja del Tithoniano tardío y está aquí representada por moldes lateralmente comprimidos de *W. internispinosum* (Krantz) y algunos ejemplares de *Corongoceras lotenoense* Spath.

158-220 m: Biozona de Asociación de *Corongoceras alternans*. Se registra en la porción alta del Tithoniano tardío temprano y está pobremente representada por ejemplares mal preservados de *Berriasella* sp. Coincide con la exposición del complejo de desmoronamiento inferior del Miembro Huncal en esta sección.

220-281 m: Biozona de Asociación de *Substeueroceras koeneni*. Abarca la porción cuspidal del Tithoniano tardío. Contiene a *Pectinatites* (?) *striolatus* (Steuer) y abundantes ejemplares de *S. koeneni* (Steuer) (Fig. 9f). Coincide con el desarrollo del intervalo arenoso del Miembro Huncal en esta sección.

281-312 m: Intervalo con restos de amonoideos escasos y mal preservados. Podría corresponder a la Biozona de Asociación de *Argentiniticeras noduliferum* del Berriasiano temprano por su posición estratigráfica. Abarcaría el complejo de desmoronamiento superior del Miembro Huncal.

312-522 m: Biozona de Asociación de *Spiticeras* (*Kilianiceras*) *damesi*. De edad berriasiana tardía incluye representantes de *Neocosmoceras* sp. aff. *N. perclarum* (Matheron) (Fig. 9e), *Cuyaniceras transgrediens* (Steuer) (Fig. 9h), *Neocomites regularis* (Leanza) (Fig. 9g) y *Thurmanniceras duraznense* (Gerth). Se registraron también algunos restos caídos de amonoideos asignables al género *Spiticeras*.

6. Discusión

Las facies descritas en la sección cerro Domuyo muestran la convergencia de dos sistemas

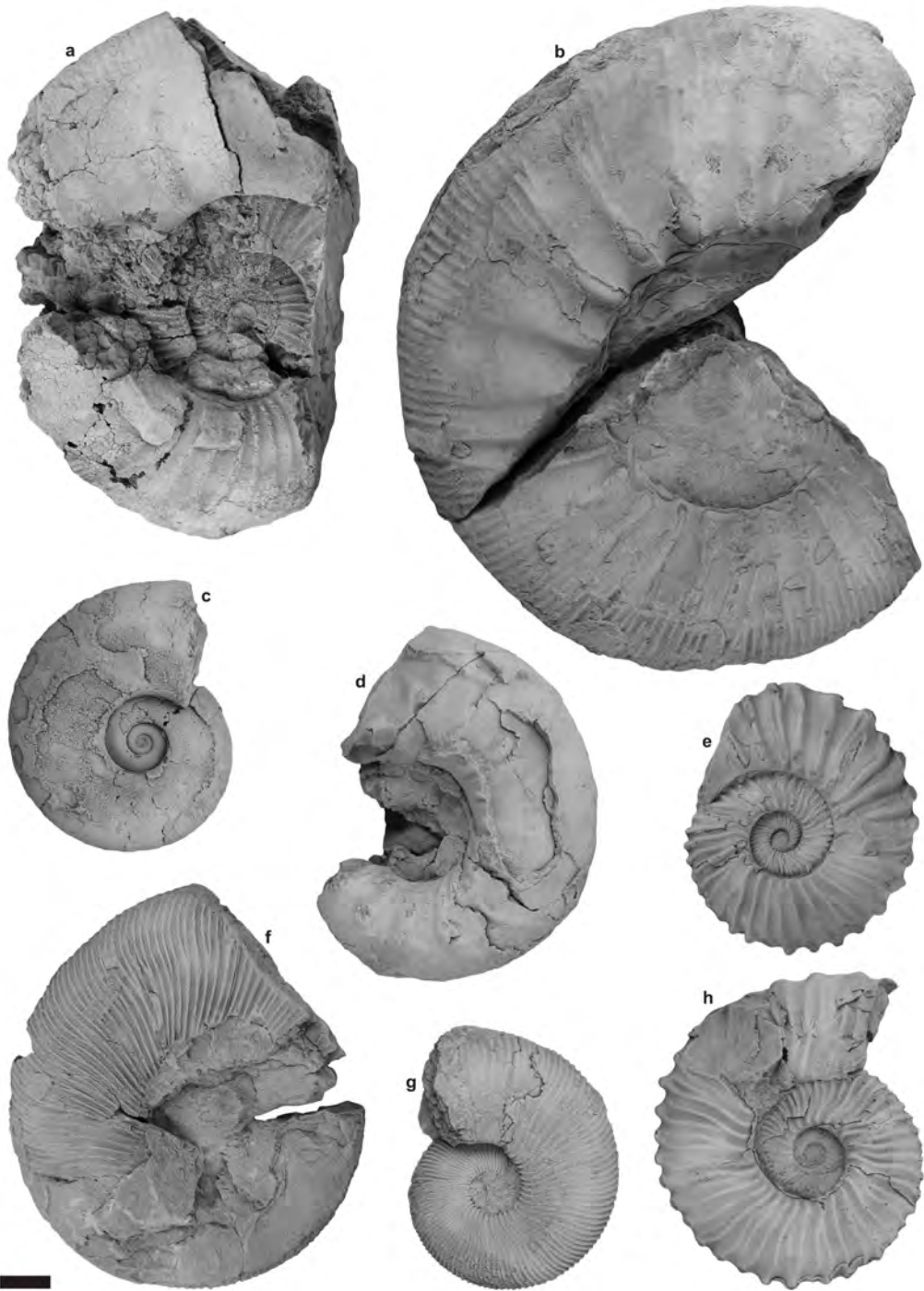


FIG 9. Amonites de la sección cerro Domuyo. Los ejemplares fósiles figurados se encuentran resguardados en el Repositorio de Paleontología de la Universidad de Buenos Aires (CPBA). **a.** *Choicensisphinctes choicensis* (Burckhardt) (CPBA 20857); **b.** *Choicensisphinctes erinoides* (Burckhardt) (CPBA 20858); **c.** *Pseudolissoceras zitteli* (Burckhardt) (CPBA 20859); **d.** *Aspidoceras andinum* Steuer (CPBA 20860); **e.** *Neocosmoceras* aff. *N. perclarum* (Matheron) (CPBA 20791); **f.** *Substeueroceras koeneni* (Steuer) (CPBA 20861); **g.** *Neocomites regularis* (Leanza) (CPBA 20792); **h.** *Cuyanicerias transgrediens* (Steuer) (CPBA 20794). Todas las figuras cubiertas por Cloruro de amonio. Escala = 1cm.

deposicionales: un sistema de rampa carbonática homoclinal que se desarrolló en el margen oriental de la cuenca y progradaba hacia el oeste, representado por facies de cuenca y rampa externa (asociaciones de facies 1, 2 y 4), y otro sistema deposicional que representa el establecimiento de un talud en el margen occidental de la cuenca, con desarrollo de flujos gravitatorios con paleocorrientes hacia el noreste, que se intercala con depósitos de la rampa (asociación de facies 3).

La presencia de depósitos turbidíticos junto con el desarrollo de deslizamientos sinsedimentarios en la Formación Vaca Muerta fue mencionada previamente por Leanza *et al.* (2003) y Spalletti *et al.* (2008). El Miembro Huncal, en su localidad tipo (Huncal, Neuquén), fue interpretado como lóbulos turbidíticos desarrollados durante el Berriasiano temprano (Leanza *et al.*, 2003). Spalletti *et al.* (2008) revisaron estos depósitos en la localidad de Huncal y Rahueco, 130 km al sur de la zona estudiada en este trabajo, y reconocieron la paleodirección opuesta del horizonte de desmoronamientos, proveniente del oeste y sudoeste, lo que les permitió inferir la presencia de una zona de alto gradiente topográfico en el margen occidental de la cuenca.

La edad berriasiana temprana del Miembro Huncal fue establecida por Leanza *et al.* (2003) por su posición estratigráfica, ya que en la localidad tipo se encuentra 85 m por encima de los niveles con *Substeuoceras* sp. y *Acevedites* sp., del Tithoniano superior, y 35 m por debajo de los niveles con *Argentiniceras noduliferum*, del Berriasiano inferior. Por su parte, Spalletti *et al.* (2008) lo atribuyeron al Berriasiano inferior-Valanginiano inferior por su

posición estratigráfica y su relación con la Formación Mulichinco, aunque no registran amonites.

Como fue descrito en el apartado de Bioestratigrafía, en la sección cerro Domuyo el intervalo asignado al Miembro Huncal coincide con la parte superior de la Biozona de *Corongoceras alternans* (Tithoniano superior bajo) y con la Biozona de *Substeuoceras koeneni*, tradicionalmente asignada al Tithoniano superior alto. Si bien no se puede descartar que el complejo de desmoronamiento superior alcance el Berriasiano inferior (Fig. 2), el Miembro Huncal sería más antiguo que lo propuesto por Leanza *et al.* (2003), al menos en el norte de la cordillera del Viento.

Es importante mencionar que la posición del límite Jurásico-Cretácico es aún discutida (*e.g.*, Riccardi, 2008; Aguirre-Urreta *et al.*, 2011). Sin embargo, independientemente de su verdadera ubicación, la presencia de abundantes ejemplares de *Substeuoceras koeneni* permite establecer con precisión su posición estratigráfica y por lo tanto su correlación con otras localidades de la cuenca.

En este trabajo se describen facies similares a las descritas por Spalletti *et al.* (2008) para el Miembro Huncal de la Formación Vaca Muerta en la localidad de Huncal y Rahueco. Sin embargo, en el cerro Domuyo la presencia de un talud se asocia a facies de naturaleza carbonática, por lo que se infiere que estos depósitos podrían vincularse con un ambiente de plataforma carbonática sin margen definido (*open shelf*, Ahr, 2008) o de rampa carbonática distalmente profundizada (Fig. 10).

La similitud petrográfica con las microfacies de la Formación Picún Leufú aflorante en el área de

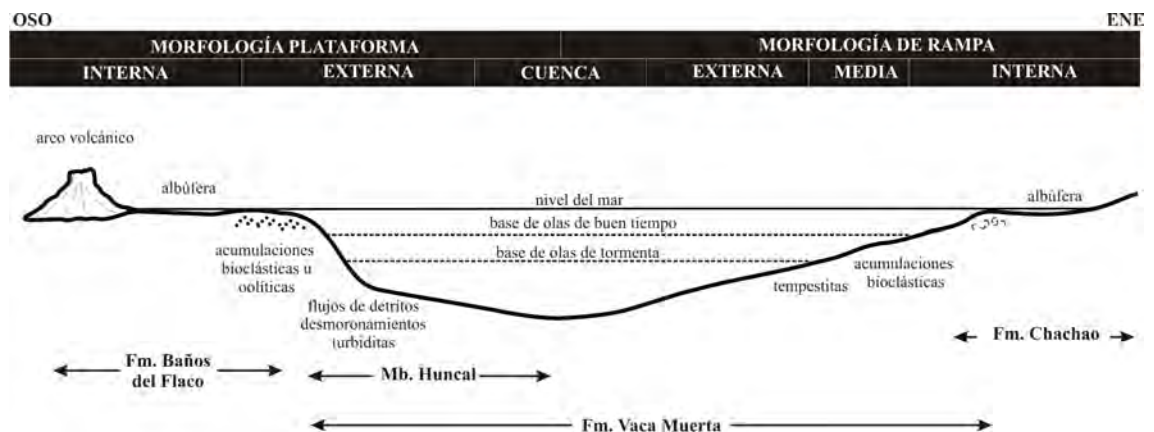


FIG 10. Relación entre las unidades litoestratigráficas y las facies sedimentarias a la altura del paralelo de 36°S.

Zapala (Armella *et al.*, 2007), así como con las de la Formación Baños del Flaco aflorante en la Sexta Región de Chile (Moreno y Pino, 2002), indica que el Miembro Huncal puede ser vinculado directamente con el desarrollo de áreas someras protegidas y asociadas al desarrollo del arco volcánico andino (Aguirre-Urreta, 2001 y referencias allí citadas). En efecto, la Formación Baños del Flaco fue interpretada por Moreno y Pino (2002) como un ambiente submareal restringido al NE por barreras oolíticas.

Leanza *et al.* (2003) y Spalletti *et al.* (2008) indican que el Miembro Huncal se compone de areniscas y areniscas calcáreas. No obstante, estos trabajos no cuentan con información petrográfica, por lo que sería de suma importancia establecer si los depósitos de Huncal y Rahueco corresponden verdaderamente a areniscas o a las microfacies aquí descritas. Esta diferencia es sustancial para las interpretaciones secuenciales y el análisis de la cuenca, dado que el desarrollo de un talud silicoclástico implicaría condiciones diametralmente opuestas al desarrollo de un talud asociado a un sistema carbonático.

De acuerdo con Leanza *et al.* (2003) la presencia del Miembro Huncal se asocia con la progradación de un sistema silicoclástico correlacionable con un cortejo de mar alto, mientras que Spalletti *et al.* (2008) relacionan los depósitos de la localidad de Huncal y Rahueco con un sistema turbidítico marino profundo, con desmoronamientos atribuidos a posibles movimientos sísmicos.

La asociación del Miembro Huncal con la Biozona de *Substeueroceras koeneni* en el norte de la Cordillera del Viento, permite asociar estos depósitos con el cortejo transgresivo que caracteriza este intervalo en toda la cuenca (*e.g.*, Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 2000; Kietzmann *et al.*, 2008, 2011). En efecto, el cortejo transgresivo puede llegar a constituir el intervalo más importante de una secuencia de rampa, debido al bajo gradiente topográfico respecto de las plataformas de margen definido. La rápida inundación de la rampa genera la migración del área de producción hacia zonas someras. En la rampa externa, se reduce notablemente la tasa de sedimentación, permitiendo que la acumulación de materia orgánica sea significativa (Hardie, 1986; Emery y Myers, 1996). Sin embargo, una vez que la sedimentación alcanza tasas normales de producción y el ascenso es similar o menor a la producción carbonática, el sistema comienza a agrandar y/o progradar.

En los sistemas distalmente profundizados, durante el cortejo transgresivo la rampa es inundada inhibiendo inicialmente la producción y la sedimentación en los sectores distales. Sin embargo, este cortejo se caracteriza por la agradación y progradación del sistema, junto con el incremento de la pendiente del talud, favoreciendo los procesos de resedimentación y formando una cuña con flujos de detritos, turbiditas y *slumps* (Tucker *et al.*, 1993).

La presencia de fallas extensionales afectando el miembro superior de la Formación Tordillo es otro aspecto interesante de la sección cerro Domuyo, ya que un evento extensional en el margen andino, para el Kimmeridgiano tardío-Tithoniano temprano, podría explicar la rápida inundación que representa el contacto entre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta.

Este evento extensional, coetáneo con la sedimentación de la Formación Tordillo, fue reconocido por Freije *et al.* (2002) en el sur de la cuenca (quebrada del Sapo) y posteriormente por Mescua *et al.* (2008) en el área del río Atuel. Evidencias de este evento fueron también reconocidas en la región del cerro Aconcagua (Cegarra y Ramos, 1996; Giambiagi *et al.*, 2003) y en la Sexta Región de Chile (Charrier *et al.*, 2007). Recientemente, Creixell *et al.* (2011) reconocieron la alternancia de etapas transtensivas y transpresivas sobre la base del emplazamiento de enjambres de diques máficos.

Estas evidencias sugieren que durante la etapa de subsidencia termal jurásico-cretácica (*e.g.*, Legarreta y Uliana, 1991; Howell *et al.*, 2005; Ramos y Folguera, 2005; Ramos, 2010) existieron controles tectónicos sobre la evolución de las sucesiones sedimentarias. En este sentido, la facies de brechas intraclásticas que aparece en la base de la Formación Vaca Muerta se relaciona probablemente con la actividad sísmica del margen andino, antes que con factores autocíclicos del propio sistema depositacional. En efecto, Martín-Chivelet *et al.* (2011) atribuyen la deformación del nivel microbiano basal de esta unidad con la actividad sísmica producida por terremotos de profundidad intermedia.

Por otro lado, el desarrollo de deslizamientos sinsedimentarios durante el Tithoniano tardío, así como probablemente también en el Berriasiano temprano, puede asociarse tanto a la desestabilización del talud de la plataforma como consecuencia de las variaciones relativas del nivel del mar, o bien con actividad sísmica, como sugieren Spalletti *et*

al. (2008). Se espera que futuros estudios, tanto en territorio argentino como chileno, permitan esclarecer y profundizar algunos de los aspectos discutidos en este trabajo, que si bien tienen un carácter localizado, pueden ser importantes evidencias para el análisis secuencial y tectónico de las cuencas andinas.

7. Conclusiones

La Formación Vaca Muerta en el área del cerro Domuyo se extiende desde el Tithoniano inferior hasta el Berriasiano superior, y puede ser dividida en tres miembros: el miembro inferior comprende las Biozonas de *Virgatosphinctes mendozanus* y la parte baja de *Corongoceras alternans* (Tithoniano-Tithoniano superior bajo), e incluye facies de cuenca y rampa externa dominada por depósitos microbianos; el Miembro Huncal, con sus depósitos de talud, puede subdividirse en un complejo de desmoronamiento inferior (Tithoniano superior bajo), un intervalo 'macizo' deformado que abarca la Biozona de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior alto), y un complejo de desmoronamiento superior que probablemente alcance la Biozona de *Argentinceraceras noduliferum* (Berriasiano inferior); el miembro superior, incluye la Biozona de *Spiticeras damesi* (Berriasiano superior) con facies de rampa externa.

El límite superior de la unidad es discordante con depósitos volcanoclásticos miocenos, por lo que no se descarta que alcance el Valanginiano inferior, como en otras localidades de la cuenca.

En la localidad del cerro Domuyo, el Miembro Huncal representa facies de talud asociadas a un sistema carbonático, cuya edad es más antigua que la propuesta por autores previos. La edad y la información sedimentológica sugieren que estos depósitos deben ser asignados a condiciones transgresivas dentro de un sistema carbonático.

La presencia de fallas extensionales en el miembro superior de la Formación Tordillo sugiere que la inundación tithoniana estuvo controlada por factores tectónicos. Asimismo, el desarrollo de deslizamientos sinsedimentarios en el Tithoniano superior-Berriasiano inferior, también podrían ser evidencias de actividad sísmica, pero deben ser cotejados de forma regional para establecer su relación con las secuencias depositacionales reconocidas previamente, así como su relación con los depósitos de las localidades de Huncal y Rahueco.

Agradecimientos

El estudio contó con el apoyo financiero de los proyectos UBACyT X-084 y PICT-2006-00189 bajo la dirección de la Dra. B. Aguirre-Urreta, así como del proyecto UBACyT X-2657 a cargo del Dr. R.M. Palma. Se desea agradecer la colaboración del Lic. A. Quesada en las observaciones preliminares de campo, así como las revisiones del Dr. Leanza, Dr. Le Roux, Dr. Zavala y un arbitro anónimo, que han contribuido a mejorar la versión original de este trabajo. Esta es la contribución R-52 del Instituto de Estudios Andinos 'Don Pablo Groeber'.

Referencias

- Aguirre-Urreta, M.B. 2001. Marine Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and biostratigraphy of the Aconcagua-Neuquén Basin, Argentina and Chile. *Journal of Iberian Geology* 27: 71-90.
- Aguirre-Urreta, B.; Lazo, D.G.; Griffin, M.; Vennari, V.V.; Parras, A.M.; Cataldo, C.; Garberoglio, R.; Luci, L. 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 18, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Relatorio: 465-488. Neuquén.
- Ahr, W.M. 2008. Geology of carbonate reservoirs. The identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks. Wiley: 277 p. New Jersey.
- Armella, C.; Cabaleri, N.; Leanza, H.A. 2007. Tidally dominated, rimmed-shelf facies of the Picún Leufú Formation (Jurassic/Cretaceous boundary) in southwest Gondwana, Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 28: 961-979.
- Bádenas, B.; Aurell, M. 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.
- Biró-Bagóczy, L. 1984. New contributions to the paleontology and stratigraphy of some Tithonian-Neocomian outcrops in the Chilean part of the Andean Range between 33°45' and 35° Lat. S. *International Geological Correlation Programme Project 171. Circum-Pacific Jurassic Report 2, Special Paper 3*: 1-17.
- Bouougri, E.; Porada, H. 2002. Mat-related sedimentary structures in Neoproterozoic peritidal passive margin deposits of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). *Sedimentary Geology* 153: 85-106.
- Cegarra, M.I.; Ramos, V.A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. *In Geología de la región del Aconca-*

- gua, provincias de San Juan y Mendoza (Ramos, V.A.; editor). Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales 24: 387-422. Buenos Aires.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. *In* The Geology of Chile (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society: 21-114. London.
- Creixell, C.; Parada, M.A.; Morata, D.; Vásquez, P., Pérez de Arce, C.; Arriagada, C. 2011. Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous transtension and transpression during arc building in central Chile: evidence from mafic dike swarms. *Andean Geology* 38 (1): 16-42.
- Doyle, P.; Poire, D.G.; Spalletti, L.A.; Pirrie, D.; Brenchley, P.; Matheos, S.D. 2005. Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta-Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. *In* The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). The Geological Society, Special Publications 252: 185-206. London.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 1: 108-121. Tulsa.
- Dupraz, C.; Reid, R.P.; Braissant, O.; Decho, A.W.; Norman, R.S.; Vissher, P.T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews* 96: 141-162.
- Embry, A.F.; Klovan, J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19: 730-781.
- Emery, D.; Myers, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell: 297 p. Oxford.
- Freije, H.; Azúa, G.; González, R.; Ponce, J.J.; Zavala, C. 2002. Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. *In* Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, No. 5, Actas CD: 17 p. Mar del Plata.
- Gebelein, C.D. 1977. Dynamics of recent carbonate sedimentation and ecology, Cape Sable, Florida. *In* International Sedimentary Petrology Series 16: 120 p. Leiden.
- Giambiagi, L.B.; Álvarez, P.; Godoy, E.; Ramos, V.A. 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics* 369: 1-19.
- González, O. 1963. Observaciones geológicas en el valle del río Volcán. *Minerales* 41: 20-61.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista Sociedad Geológica Argentina* 1 (3): 178-208.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70:3. Hojas Domuyo, Marimahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2 (3): 347-408.
- Haas, J.; Tardy-Filácz, E. 2004. Facies changes in the Triassic-Jurassic boundary interval in an intraplatform basin succession at Csovar (Transdanubian Range, Hungary). *Sedimentary Geology* 168: 19-48.
- Hagadorn, J.W.; Bottjer, D.J. 1997. Wrinkle structures: microbially mediated sedimentary structures in siliciclastic settings at the Proterozoic-Phanerozoic transition. *Geology* 25: 1047-1050.
- Hardie, L.A. 1986. Stratigraphic models for carbonate tidal-flat deposition. *In* Carbonate depositional environments (Hardie, L.A.; Shinn, E.A.; editors). Colorado School of Mines 3, Tidal Flats: 59-74. Quarterly.
- Howell, J.A.; Schwarz, E.; Spalletti, L.A. 2005. The Neuquén Basin: an overview. *In* The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). The Geological Society, Special Publications 252: 1-13. London.
- Kenter, J.A.M. 1990. Geometry and declivity of submarine slopes. *Proefschrift Vrije Universitat*: 128 p. Amsterdam.
- Kietzmann, D.A.; Palma, R.M. 2009a. Tafofacies y biofacies de la Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana* 46: 321-343.
- Kietzmann, D.A.; Palma, R.M. 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.; Palma, R.M. 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.; Palma, R.M. 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 (1): 58-64.
- Kietzmann, D.A.; Palma, R.M.; Bressan, G.S. 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 (4): 696-713.
- Kietzmann, D.A.; Blau, J.; Fernández, D.E.; Palma, R.M. 2010. 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.; Martín-Chivelet, J.; Palma, R.M.; López-Gómez, J.; Lescano, M.; Concheyro, A. 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 (9): 1459-1474.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 8: 1-95.
- Krause, F.F.; Oldershaw, A.E. 1979. Submarine carbonate breccia beds—a depositional model for two-layer sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16: 189-199.
- 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 (4): 63-70.
- Leanza, H.A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28: 97-132.
- Leanza, H.A. 1981. Faunas de ammonites del Jurásico y Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. *In Cuencas Sedimentarias de América del Sur* (Volkheimer, W.; Musacchio, E.; editores) 2: 559-597. Buenos Aires.
- Leanza, H.; Zeiss, A. 1992. On the ammonite fauna of the Lithographic Limestones from the Zapala region (Neuquén province, Argentina), with the description of a new genus. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1 (6): 1841-1850.
- Leanza, H.A.; Marchese, H.G.; Riggi, J.C. 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 (3): 190-208.
- Leanza, H.A.; Hugo, C.A.; Repol, D.; Salvarredy Aranguren, M. 2003. El Miembro Huncal (Berriasiano inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (2): 248-254.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior). *In Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Simposio Cuencas Sedimentarias Argentinas (Chebli, G.A.; Spalletti, L.A.; editores). Universidad de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.
- Legarreta, L.; Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous Marine Oscillations and Geometry of Back Arc Basin, Central Argentina Andes. *In Sea level changes at active plate margins: Process and product* (McDonald, D.I.M.; editor). International Association of Sedimentologists (IAS), Special Publication 12: 429-450. Oxford.
- Legarreta, L.; Kozłowski, E.; Boll, A. 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la cuenca neuquina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 8, Actas 3: 389-409. Buenos Aires.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.; Uliana, M. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 12 y Congreso de Hidrocarburos, No. 2. Relatorio: 87-114. Mendoza.
- Lomas, S.A. 1999. A Lower Cretaceous clastic slope succession, Livingston Island, Antarctica: sand-body characteristics, depositional processes and implications for slope apron depositional models. *Sedimentology* 46: 477-504.
- Martín-Chivelet, J.; Palma, R.M.; López-Gómez, J.; Kietzmann, D.A. 2011. Earthquake-induced soft-deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). *Sedimentary Geology* 235: 210-221.
- Mescua, J.F.; Giambiagi, L.B.; Bechis, F. 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico Tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 512-519.
- Mitchum, R.M.; Uliana, M. 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. *In Seismic Stratigraphy 2. An integrated approach to hydrocarbon analysis* (Berg, B.R.; Woolverton, D.G.; editors). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39: 255-83. Tulsa.
- Molina, J.M.; Alfaro, P.; Moretti, M.; Soria, J.M. 1998. Soft-sediment deformation structures induced by

- cyclic stress of store wave in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova* 10: 145-150.
- 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.
- Moreno, K.; Pino, M. 2002. Huellas de dinosaurios en la Formación Baños del Flaco (Titoniano-Jurásico Superior), VI Región, Chile: paleoetología y paleoambiente. *Revista Geológica de Chile* 29 (2): 151-165.
- Mosquera, A.; Villar, H.J.; Alarcón, M. 2011. Nuevas evidencias de la interacción entre los sistemas petroleros Los Molles y Vaca Muerta en la plataforma nororiental de la Cuenca Neuquina. Impacto en los plays de gas profundo de centro de cuenca. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 18, Actas: 1555-1556. Neuquén.
- Mulder, T.; Razin, P.; Faugeres, J.C. 2009. Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology* 56: 997-1015.
- Myrow, P.; Southard, J.B. 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research* 66: 875-887.
- Nasi, C.; Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sur del Río Maipo, entre Melipilli y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile* 16: 81-99.
- Nebelsick, J.H.; Stingl, V.; Rasser, M.W. 2001. Autochthonous facies and allochthonous debris flows compared: Early Oligocene carbonate facies patterns of the Lower Inn Valley (Tyrol, Austria). *Facies* 44: 31-46.
- Noffke, N.; Knoll, A.H.; Grotzinger, J.P. 2002. Sedimentary controls on the formation and preservation of microbial mats in siliciclastic deposits: a case study from the Upper Neoproterozoic Nama Group, Namibia. *Palaios* 17: 533-544.
- Ragueneau, O.; Tréguer, P.; Leynaert, A.; Anderson, R.F.; Brzezinski, M.A.; DeMaster, D.J.; Dugdale, R.C.; Dymond, J.; Fischer, G.; Francois, R.; Heinze, C.; Maier-Reimer, E.; Martin-Jézéquel, D.; Nelson, D.M.; Quéguiner, B. 2000. A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change* 26: 317-365.
- Ramos, V.A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45: 2-25.
- Ramos, V.A.; Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *In The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Schwarz, E.; Howell, J.A.; editors). Geological Society, Special Publications 252: 15-35. London.
- Riccardi, A.C. 1984. Las asociaciones de amonitas del Jurásico y Cretácico de la Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas 4: 559-595. Bariloche.
- Riccardi, A.C. 2008. El Jurásico de la Argentina y sus amonitas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 625-643.
- Riccardi, A.C.; Damborenea, S.E.; Manceñido, M.O.; Leanza, H.A. 2011. Megainvertebrados jurásicos y su importancia geobiológica. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 18. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Relatorio: 441-464. Neuquén.
- Ricken, W.; Eder, W. 1991. Diagenetic Modification of Calcareous Beds - an Overview. *In Cycles and Events in Stratigraphy* (Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A.; editors). Springer: 431-449. Berlin-Heidelberg.
- Savrdá, C.E.; Bottjer, D.J. 1986. Trace fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology* 14: 3-6.
- Scasso, R.A.; Alonso, S.M.; Lanés, S.; Villar, H.J.; Lippai, H. 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita margacaliza 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.; Alonso, S.M.; Lanés, S.; Villar, H.J.; Lippai, H. 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. *In The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). 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. *Palaios* 14: 3-12.
- Schieber, J.; Southard, J.B.; Schimmelmann, A. 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.

- Shanmugam, G. 2002. Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews* 58: 311-341.
- Spalletti, L.A.; Franzese, J.R.; Matheos, S.D.; Schwarz, E. 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.; Veiga, G.D.; Schwarz, E.; Franzese, J. 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. 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agasiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 403-478.
- 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.
- Tucker, M.E.; Calvet, F.; Hunt, D. 1993. Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain. *In* *Sequence Stratigraphy and Facies Associations* (Posamentier, H.W.; Summerhayes, C.P.; Haq, B.U.; Allen, G.P.; editors). International Association of Sedimentologists (IAS), Special Publication 18: 397-415. Oxford.
- Uliana, M.A.; Legarreta, L. 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-andean setting: Neuquén basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16 (4): 397-420.
- Uliana, M.A.; Dellape, D.A.; Pando, G.A. 1973. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras del extremo noroeste de la provincia de Neuquén. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe (Inédito)*: 94 p.
- Uliana, M.A.; Dellape, D.A.; Pando, G.A. 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio. *Cretácico Inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza. Petrotecnia* 16 (1-2): 31-46.
- Varban, B.L.; Plint, A.G. 2008. Palaeoenvironments, palaeogeography, and physiography of a large, shallow, muddy ramp: Late Cenomanian-Turonian Kaskapau Formation, Western Canada foreland basin. *Sedimentology* 55: 201-233.
- Vennari, V.V. 2009. Upper Jurassic-Lower Cretaceous Ammonoids of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. *In* *Latin America Kolokium, Abstracts*: 297-298. Göttingen.
- Walter, M.R. 1976. *Stromatolites. Developments in Sedimentology* 20. Elsevier: 790 p. New York.
- Weaver, C. 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. University of Washington, Memoir 1: 594 p. Seattle.