

MICROFACIES Y MODELO DEPOSICIONAL DEL MIEMBRO LA TOSCA (ALBIANO), FORMACION HUITRIN, EN EL AREA DE PAMPA DE LA CUEVA Y CERRO CAMPANA, ZAPALA, PROVINCIA DEL NEUQUEN, ARGENTINA

Nora Cabaleri* y Claudia Armella*

EXPOSICION CONGRESOS
UBICACION

*CONICET-Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Av Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

ABSTRACT. In this paper nine microfacies have been established and a description of the depositional model of the limestone of the La Tosca Member (Albian) of the Huitrin Formation in two localities, cerro Campana and Pampa de la Cueva, in the surroundings of Zapala is made.

The carbonatic sequence is subdivided into the following microfacies: mudstone: MF-1 ooidal and MF-2 pseudopeloidal; wackestone: MF-3 oopeloidal; packstones: MF-4 intrabioclastic oopeloidal, MF-5 intraooidal and MF-6 oopeloidal and grainstones: MF-7 biooidal, MF-8 ooidetrablastic and MF-9 oopeloidal.

The La Tosca Member carbonates could represent the coastal environment of a shallow ramp in which discontinuous beds of grainstones (MF-7, MF-8 and MF-9) with short plains (MF-3, MF-4 and MF-5) disposed towards the coast formed.

The mentioned association of environments together with the absence of biobuilt bodies and evidences of gravitational flows could indicate that the depositional area resembles a homoclinal ramp as the one defined by Read (1985).

The significant shortage of clastic sediments (less than 1% in MF-1: ooidal mudstone, MF-3: oopeloidal wackestone, MF-5: intraooidal wackestone, MF-6: oopeloidal wackestone and MF-9: oopeloidal grainstone) suggests the absence of elevated contribution areas near the basin.

In the ramp the sedimentation seems to be controlled by tides and storm episodes.

INTRODUCCION

El objetivo del presente trabajo se centraliza en la caracterización microfacial y la descripción del modelo deposicional de la secuencia carbonática del Miembro La Tosca (Albiano) en el cerro Campana y Pampa de la Cueva. La zona estudiada esta situada sobre un camino adyacente a la ruta nacional N°40. La intersección de estas dos vías se encuentra aproximadamente a 50 km al norte de la ciudad de Zapala (Fig.1). Los carbonatos del Miembro La Tosca (Groeber, 1946) constituyen la unidad superior de la Formación Huitrín (Loomis, 1940 en Digregorio, 1972), en la zona estudiada la base no aflora y estan cubiertos por las sedimentitas de la Formación Rayoso (Fig.1). En estas localidades la secuencia carbonática no supera los 20 m de espesor y está integrada por niveles de calizas tabulares de coloraciones pardo amarillentas claras. Los bancos poseen superficies estratales planas o suavemente onduladas. En general son macizos, no obstante en algunos

casos se ha identificado un incipiente entrecruzamiento y en otros una fina laminación. La bioturbación que afectó a los grainstones superiores fue muy suave y no logró borrar las estructuras primarias internas. Es significativa la alta porosidad intercrystalina y mólida que poseen estas rocas.

El objetivo de este trabajo no es hacer una revisión ya que existe una extensa lista de trabajos referidos a la Formación Huitrín, entre otros autores se cita a Groeber (1946), Digregorio (1972), Digregorio y Uliana (1975), Uliana (1975), Legarreta (1985) y Legarreta y Gulisano (1989). Los afloramientos más australes del Miembro La Tosca fueron reconocidos en el arroyo Vaca Muerta (Neuquén) por Legarreta y Boll (1980, en Legarreta, 1985).

METODOLOGIA

Las secuencias carbonáticas en las localidades del cerro Campana y Pampa de la Cueva fueron muestreadas según el criterio de registro (Flügel, 1982) basado en diferenciaciones texturales y contenido de fósiles. Para el análisis microfacial las muestras se extrajeron orientadas con respecto al techo de los bancos.

En la descripción petrográfica se siguió la clasificación de Dunham (1962) expandida por Embry y Klovan (1972). Los términos composicionales se basaron en los conceptos de Folk (1959, 1962) y Flügel (1982) mientras que, para los texturales se utilizó a Flügel (1982), Flügel y Polsdler (1965) Zhou y Flügel (1988); la porosidad se determinó de acuerdo a Choquette y Pray (1970) y los criterios utilizados por el Elf-Aquitaine (1977).

Las microfacies fueron establecidas según los conceptos de Flügel (1982) y Wilson (1986).

ANALISIS MICROFACIAL

Partículas

Las partículas que forman el esqueleto de las rocas analizadas son: granos esqueléticos o bioclastos, peloides, ooides,

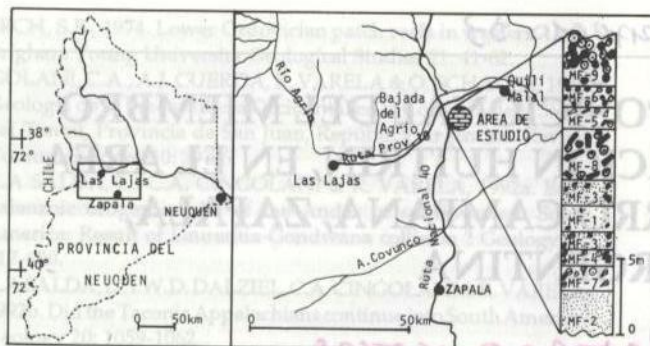


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio y perfil columnar de las microfacies.

intraclastos, granos cubiertos o cortoides agregados de granos y litoclastos (Figura 2).

Granos esqueléticos o bioclastos: la biota está representada por foraminíferos (miliólidos, rzchakínidos y formas indeterminadas de bisacados), espinas de equinodermos, valvas fragmentadas de pelecípodos y gastrópodos y algas dasycladáceas.

Peloides: se reconocieron formas subredondeadas de composición micrítica y sin estructura interna, con diámetros promedio de 0,5 milímetros. En la MF-6 se han determinado individuos bien redondeados.

Ooides: constituyen partículas esféricas o subesféricas que poseen laminación concéntrica, en general se los encontró bien redondeados y sus diámetros no superan los 0,5 milímetros. Los núcleos son de composición variada, siendo los más frecuentes restos de conchillas y grumos de óxidos. En algunos casos los núcleos están totalmente disueltos creando una porosidad oomóldica. En este trabajo se adaptó para los ooides la clasificación de Strasser (1986).

Intraclastos: se formaron a partir del retrabajo del sustrato micrítico debilmente consolidado. Son muy abundantes en

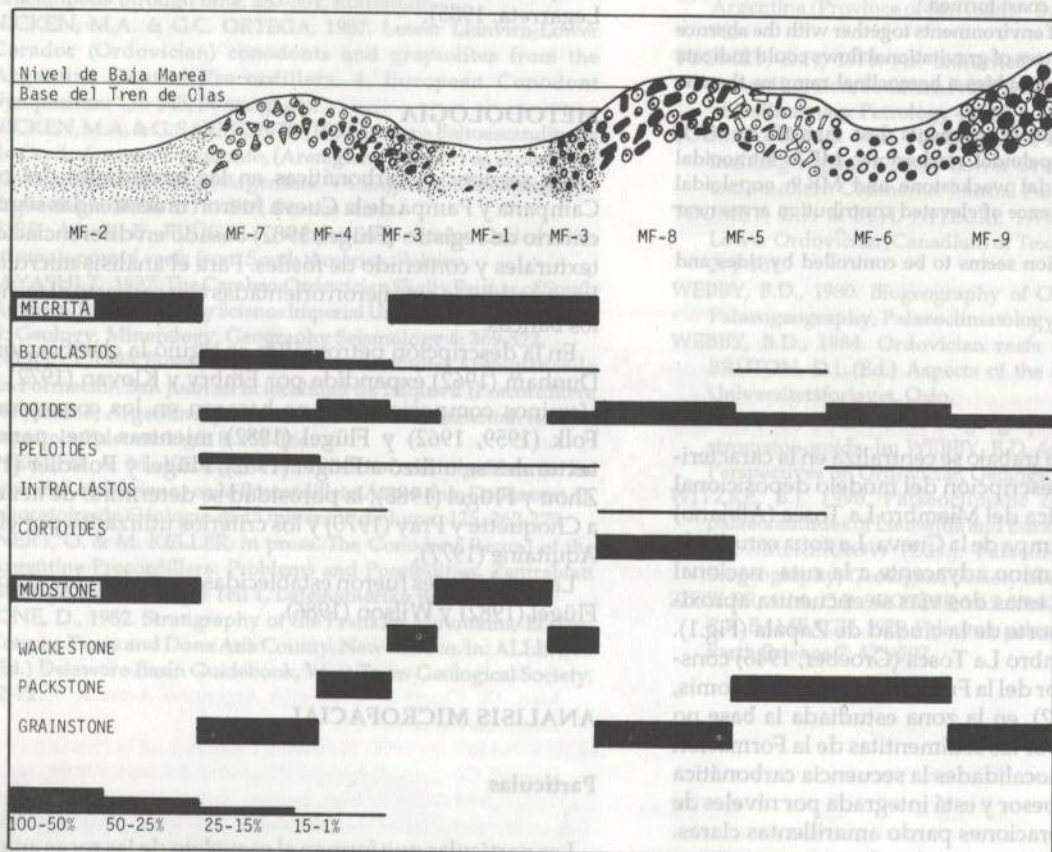


Figura 2: Esquema del modelo deposicional (escala vertical exagerada) y distribución de las partículas y de las microfacies.

las microfácies MF-5 y MF-8, y con menores frecuencias promedio se los identificó en la MF-4 y MF-7. Los "black pebbles" (Barthel, 1974; Bernier y Strasser, 1988) son litoclastos de color negro, pequeños (aproximadamente 0,2 mm) y bien redondeados.

La coloración negra se debe a la descomposición de la materia orgánica proveniente de algas marinas. Son comunes en las microfácies MF-4 y MF-5.

Granos recubiertos o cortoides: en las microfácies MF-3, MF-4 y MF-8 se identificaron bioclastos, ooides, peloides e intraclastos con envolturas micríticas formadas por algas musiliginosas.

Agregados de granos: estas partículas están compuestas por ooides o peloides aglutinados por micrita algal que forman agregados lobulados. Se los identificó en las microfácies MF-4, MF-5 y MF-8.

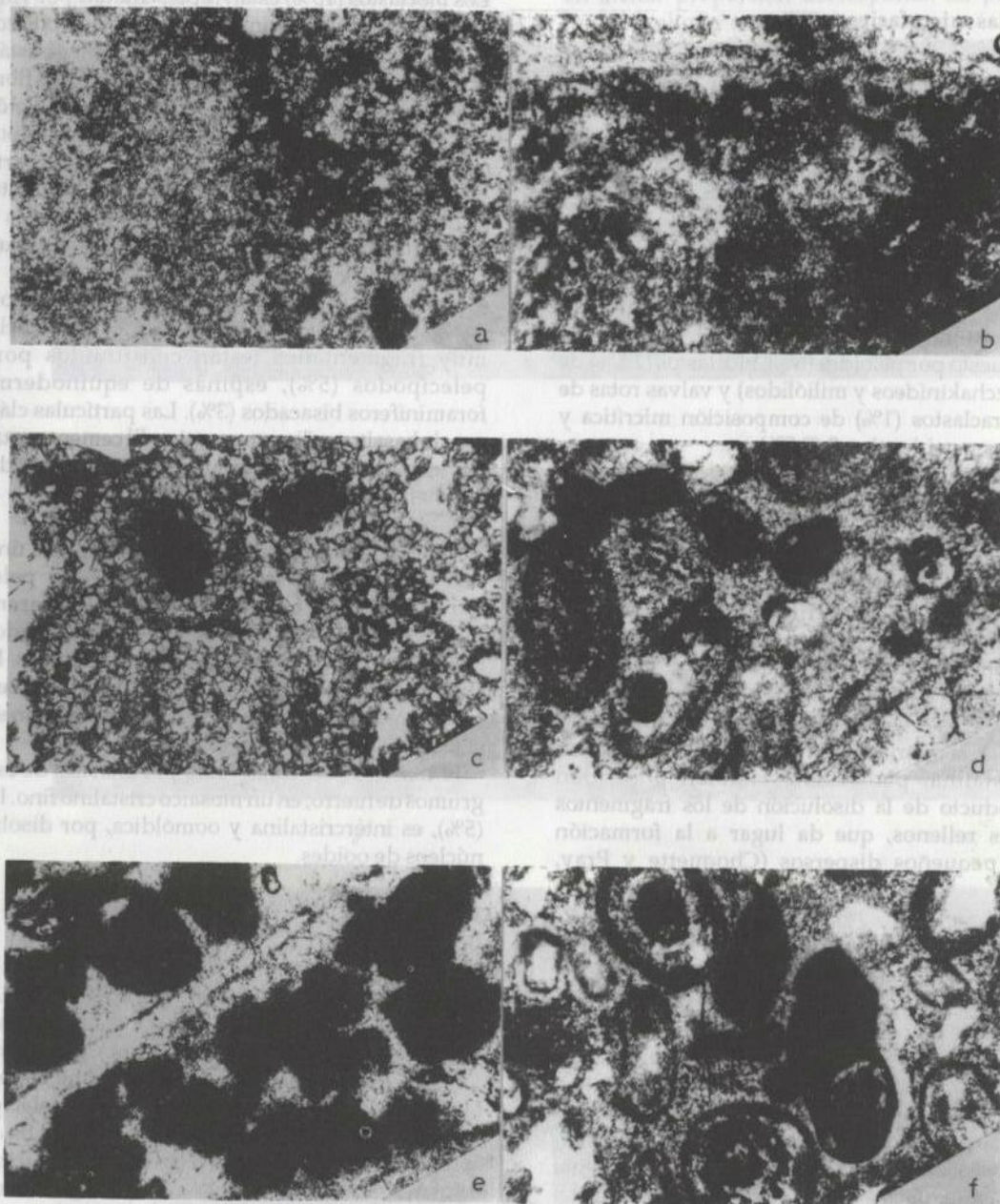


Figura 3: MICROFACIES MUDSTONE PELOIDAL; a: Peloides en matriz parcialmente dolomitizada, formando un mosaico microcristalino difuso de doloesparita fina. Muestra 250291/5 (x63). **MICROFACIES MUDSTONE PSEUDOPELOIDAL;** b: Matriz recristalizada a dolomicroesparita, micrita grumosa. Muestra 250291/15 (x63). **MICROFACIES WACKESTONE OPELOIDAL;** c: Ooides recristalizados con núcleos ferrizados, en cemento de doloesparita fina. Muestra 250291/7 (x63). **MICROFACIES PACKSTONE OPELOINTRABIOLASTICO;** d: Foraminífero, intraclastos micríticos, ooides (oncoides). La presencia de cristales de calcita fibrosa alrededor de los granos indica diagénesis temprana. Muestra 250291/9 (x63); e: Peloides en cemento de esparita equigranular fina. Muestra 250291/9 (x63); f: Agregados de granos, intraclastos y ooides tipo 4. Las partículas son cortoides. El cemento indica diagénesis temprana. Muestra 250291/10 (x63).

Terrígenos: se los halló con bajas frecuencias promedio (<1%) en la microfacies MF-1, se identificaron granos de sílice policristalina de origen magmático, mientras que en la microfacies MF-4 se observaron clastos de andesita, basalto y granitoide, junto a cuarzo policristalino y plagioclasa. En todos los casos los individuos son de diámetros no mayores que 0,2mm y están bien redondeados.

Descripción de las microfacies

Se han establecido nueve microfacies que se detallan a continuación:

Mudstones:

MF-1: Mudstone Peloidal (Fig.3;a). La microfacies está constituida principalmente por micrita (90%) de textura grumosa, que está parcialmente dolomitizada formando un mosaico microcristalino difuso de doloesparita. El esqueleto (10%) está compuesto por peloides (6%), bioclastos (2,5%) de foraminíferos (rzchakinídeos y miliólidos) y valvas rotas de pelecípodos; intraclastos (1%) de composición micrítica y bien redondeados y ooides tipo 2 (0,5%).

Las partículas clásticas (<1%) son de sílice policristalina de origen magmático. La porosidad (3%) es intercristalina.

MF-2: Mudstone Pseudopeloidal, dolomitizada (Fig.3;b). La matriz (98%) está recrystalizada a dolomicroesparita observándose grumos dispersos de micrita que le confieren apariencia de textura peloidal (Kennard, 1989). Los bioclastos (1,5%) están representados por foraminíferos y valvas de pelecípodos.

Los ooides, mal conservados, son muy escasos (0,5%) y se hallan dispersos en la matriz. La porosidad (3%) es principalmente intercristalina, pero existe también porosidad biomóldica, producto de la disolución de los fragmentos fósiles y de sus rellenos, que da lugar a la formación de mesoporos pequeños dispersos (Choquette y Pray, 1979).

Wackestone:

MF-3: Wackestone Oopeloidal (Fig.3;c). El esqueleto está constituido por ooides (10%) y peloides (5%). Los litoclastos (<1%) son de andesita, basalto, granitoide, cuarzo policristalino y plagioclasa. Los bioclastos (<1%) están compuestos por restos de valvas de pelecípodos indeterminados. Las partículas están bien seleccionadas, se hallan homogéneamente distribuidas en la microfacies y forman una trama abierta. La estructura interna está recrystalizada y no permite dar mayores precisiones sobre los tipos de ooides y peloides. El cemento está representado por un mosaico de doloesparita fina y grumos ferruginosos (<5%). Son frecuentes las estructuras microestalactíticas.

La porosidad (5%) primaria está obliterada por la dolomitización.

Packstones:

MF-4: Packstone Oopelointrabioclastico (Fig.3;d,e,f; Fig.4;a). Las partículas (60%) moderadamente seleccionadas (Flügel, 1982) forman una trama poco densa con escasos puntos de contacto entre ellas. Predominan los ooides irregulares y micríticos de tipo 2 (20%) sobre los radiales de tipo 4 (10%) e intraclastos micríticos (8%) y "black pebbles" (2%). Los peloides alcanzan sólo el 5% de las partículas carbonáticas. Los bioclastos (15%) están representados por valvas rotas de pelecípodos (5%), foraminíferos (8%) de tipo rzchakinídeos y espinas de equinodermos (2%). El cemento está constituido por esparita granular fina y cristales calcíticos fibrosos formados alrededor de las partículas. La porosidad móldica es alta (12%), mientras que la intergranular es poco importante (3%).

MF-5: Packstone Intraooidal (Fig.4;b,c). Las partículas (40%) están representadas principalmente por intraclastos micríticos (10%) y "black pebbles" (10%). Son frecuentes también los ooides micríticos de tipo 2 (5%) y los de estructura radial gruesa de tipo 5 (5%).

En menor proporción se reconocieron peloides (1%) y agregados de ooides y peloides (5%). Los bioclastos (10%), muy fragmentados, están constituidos por restos de pelecípodos (5%), espinas de equinodermos (2%) y foraminíferos bisacados (3%). Las partículas clásticas (<1%) son de basalto y sílice magmática. El cemento está compuesto por un mosaico fino de esparita y por sílice euhedral, como así también microcristalina.

MF-6: Packstone Oopeloidal (Fig.4;d). Los únicos componentes aloquímicos son ooides (30%) y peloides (10%) retrabajados. Entre los primeros se identificaron estructuras radiales, en capas concéntricas, bien redondeados de tipo 4 y ooides de tipo 2 (10%) con núcleos micríticos. Los peloides poseen incipiente disolución del centro y reemplazo por sílice. Las partículas clásticas (1%) están representadas por sílice policristalina y andesitas.

El cemento está constituido por cristales de esparita fina y grumos de hierro, en un mosaico cristalino fino. La porosidad (5%), es intercristalina y oomóldica, por disolución de los núcleos de ooides.

Grainstones:

MF-7: Grainstone Biooidal (Fig.4;e,f; Fig.5;a). Los bioclastos (60%) son los principales componentes del esqueleto. Los restos orgánicos, en general, están mal conservados, no obstante se identificaron fragmentos de conchillas de gastrópodos (11%) que predominan sobre las de pelecípodos (4%), equinodermos (5%) y foraminíferos (1%). Los ooides (20%) son elementos comunes dentro de la microfacies, las estructuras reconocidas corresponden a formas micríticas y bien redondeadas de tipo 1. Los peloides (15%) de origen algal se encuentran mayormente aglutinados formando agregados. Los intraclastos (5%), de composición micrítica, son muy escasos y están bien redondeados. El cemento es un mosaico de doloesparita fina producto de la recrystalización de la matriz micrítica. La porosidad (10%) es móldica e intercristalina.

MF-8: Grainstone Oointraclastica (Fig.5;b,c,d). Las partículas (60%) están muy bien seleccionadas y forman una trama cerrada, con contactos tangenciales y cóncavos. Los principales constituyentes son ooides (35%) micríticos y bien redondeados; radiales concéntricos y radiales en capas gruesas concéntricas de tipo 3 respectivamente y oncoides de tipo 2 (15%). Los intraclastos (10%) están representados por individuos muy bien redondeados y de composición micrítica. Todas las partículas son cortoides. El cemento está formado por doloesparita fina en un mosaico equigranular. La porosidad (10%) es intercrystalina y oomóldica.

MF-9: Grainstone Oopeloidal (Fig.5;e,f). Las partículas (30%) son principalmente ooides y peloides muy recrystalizados que muestran una selección moderada. Los ooides (25%) son los más abundantes y en general es característica la porosidad móldica.

Los peloides (5%) más pequeños, tienen menores frecuencias promedio y se diferencian por sus estructuras relictas. Las partículas clásticas (1%) están representadas por sílice magmática. El cemento está constituido por esparita gruesa y en menor proporción doloesparita. La porosidad (2%) es intercrystalina y oomóldica.

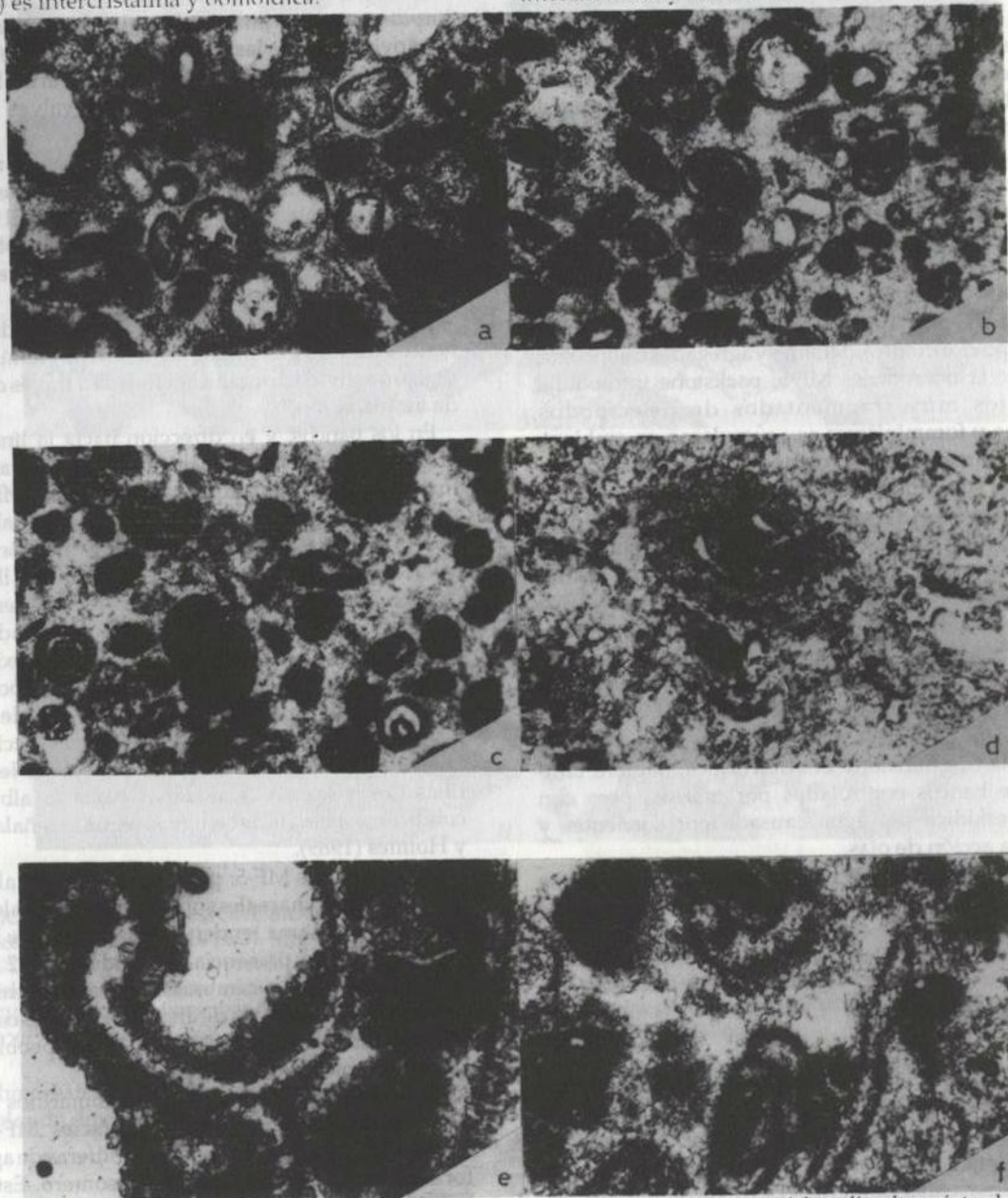


Figura 4: MICROFACIES PACKSTONE OPELOINTRABIOTRACLASTICO; a: "Black pebbles", ooides con núcleos disueltos e intraclastos. El cemento fibroso señala una diagénesis temprana. Muestra 250291/10 (x63). **MICROFACIES PACKSTONE INTRAOOIDAL;** b: Algas dasycladáceas, foraminíferos, ooides con núcleos disueltos, peloides y bioclastos dispuestos en un cemento de esparita fina y sílice. Muestra 250291/12 (x63); c: Alga dasycladácea, intraclasto y ooides tipo 4. Muestra 250291/12 (x63). **MICROFACIES PACKSTONE OPELOIDAL;** d: Ooides recrystalizados, con sílice de relleno en sus núcleos. El cemento es de esparita fina y la porosidad es intercrystalina. Muestra 290291/8 (x63). **MICROFACIES GRAINSTONE BIOOIDAL;** e: Gastrópodos, fragmentos de valvas de pelecípodos y peloides, en cemento de doloesparita fina. La porosidad es móldica. Muestra 250291/16 (x63); f: Agregados de peloides, foraminíferos y bioclastos. Muestra 250291/16 (x63).

AMBIENTES DE LAS MICROFACIES

La textura del fango pelmicrítico de la microfacies MF-1, mudstone peloidal, como la asociación de foraminíferos, indican un ambiente de albúfera somera. La notable disminución de partículas esqueléticas en la microfacies MF-2, mudstone pseudopeloidal, y la mayor homogeneización del fango primario marcan un decrecimiento de la energía del medio, en facies submareal de profundización de la albúfera.

La asociación de ooides y peloides, bien seleccionados, de la microfacies MF-3, wackestone oopeloidal, uniformemente distribuidos en el fango micrítico, se habrían acumulado en áreas adyacentes de aguas someras. Las partículas habrían sido arrastradas como carga del lecho por corrientes tractivas durante la pleamar, en facies submareal de baja energía, de flanco de banco submarino.

Los ooides irregulares y micríticos (tipo 2) más conspicuos que los esféricos radiales (tipo 4), intraclastos micríticos y "black pebbles", junto a la fauna de pelecípodos, foraminíferos y equinodermos, sugieren un ambiente submareal somero de planicies de banco, cercano a facies de albúfera, para la microfacies MF-4, packstone oopelointrabioclastico.

Los intraclastos micríticos y en menor proporción ooides irregulares (tipo 2, oncoides), peloides y agregados de oncoides y peloides de la microfacies MF-5, packstone intraooidal, junto a restos muy fragmentados de pelecípodos, equinodermos y foraminíferos se acumularon en ambiente somero, intermareal inferior, con aporte de material proveniente de áreas supramareales ("black pebbles").

Los distintos ooides (tipo 4, radiales y tipo 2 irregulares con núcleos micríticos) de la microfacies MF-6, packstone oopeloidal, indican aguas someras tranquilas, con poca turbulencia (sólo periódica) en ambiente de planicies de mareas asociadas a bancos submarinos (Strasser, 1986), asimilable a facies de albúfera colmatada.

Las partículas de la microfacies MF-7, grainstone biooidal, se depositaron en bancos de facies submareal somera. La asociación de aloquímicos, con carácter de cortoides de la microfacies MF-8, grainstone oointraclástica, sugiere también facies de bancos controlados por mareas, pero con turbulencia periódica del agua causada por corrientes y afectada por la acción de olas.

Los ooides y peloides de la microfacies MF-9, grainstone oopeloidal, se acumularon en bancos submarinos de facies intermareal superior.

MODELO DEPOSICIONAL

En la zona estudiada, el modelo deposicional de los carbonatos del Miembro La Tosca (Figura 2), de la Formación Huitrín, según los conceptos de Read (1985) correspondería a una rampa carbonática homoclinal con formación de bancos con planicies mareales someras. La disposición de las microfacies indicarían condiciones de somerización para este modelo. Los bancos fueron afectados por migraciones laterales y verticales como resultado del suministro proveniente de áreas vecinas (Pratt y James, 1986). Las facies analizadas estuvieron sujetas, en ocasiones, a marejadas. Es significativa

la escasez de sedimentos terrígenos, la que estaría indicando la ausencia de importantes áreas de aporte positivas próximas a la cuenca. En las áreas estudiadas no se han detectado sedimentos de flujo gravitacional, señalando ausencia de quiebre de pendiente.

En la rampa se han podido diferenciar tres tipos de bancos originados en ambiente submareal somero controlado por mareas (microfacies MF-7, MF-8 y MF-9). El banco más somero y cercano a la costa definido por la microfacies MF-9: grainstone oopeloidal, habría sido afectado por la acción de olas. Los sustratos, con partículas de tamaño de arena, impidieron el crecimiento de matas algales debido al constante movimiento de las aguas. El ambiente de alta energía no favoreció el asentamiento de la fauna marina bentónica y sólo se han determinado fragmentos de valvas de pelecípodos muy erodados.

En las áreas cercanas a la costa se habrían originado bancos de grainstones (microfacies MF-8, oointraclástica), en donde existe una constante agitación de las aguas. El tamaño y forma de las partículas y el contenido de "black pebbles" indicarían acarreo provenientes de las zonas supramareales originados por flujos de tormentas.

La microfacies MF-7: grainstone biooidal, define a aquellos bancos distales generados en ambiente submareal, donde se registró actividad orgánica reflejada a través de una moderada bioturbación.

En los bancos, y en dirección hacia la línea de costa, se originaron pequeñas planicies mareales, asociadas a albúferas, formadas por packstones (microfacies MF-4: oopelointrabioclastico y microfacies MF-5: intraooidal). Los componentes principales provienen de la destrucción gradual de los grainstones y de los aportes de las albúferas llevados por las mareas. Los ooides tipo 2 (oncoides) hallados en la microfacies MF-4 estarían indicando la proximidad del área de sedimentación a las albúferas, en las cuales existió un importante crecimiento de algas. Los ooides tipo 4 se habrían originado en las zonas de la albúfera donde prevalecieron condiciones de baja energía y mayor restricción del medio. Las corrientes arrastraron como carga del lecho partículas finas desde las áreas aledañas hacia la albúfera durante condiciones climáticas benignas según lo señalado por Brooks y Holmes (1989).

La microfacies MF-5: packstone intraooidal, caracteriza a las regiones submareales someras-intermareales de albúferas protegidas, con una tendencia hipersalina de las aguas, evidenciada por la presencia de ooides tipo 2. Estas zonas estuvieron sujetas a cambios en el régimen hidrodinámico, producidos por eventos de alta energía, tales como tempestades que transportaron partículas ("black pebbles") desde las áreas supramareales aledañas.

La disposición de los bancos submarinos en la rampa, delimitaron albúferas. La microfacies MF-6: packstone oopeloidal, representa a aquellas albúferas de aguas salobres, formadas en ambiente submareal somero. Esta albúfera se habría colmatado con sedimentos provenientes de otras microfacies. Las microfacies MF-1: mudstone peloidal y MF-3: wackestone oopeloidal, caracterizan a los ambientes de albúferas de aguas calmas con escaso aporte de partículas, en las cuales se han acumulado fangos micríticos. La microfacies MF-2: mudstone pseudopeloidal, es representativa de am-

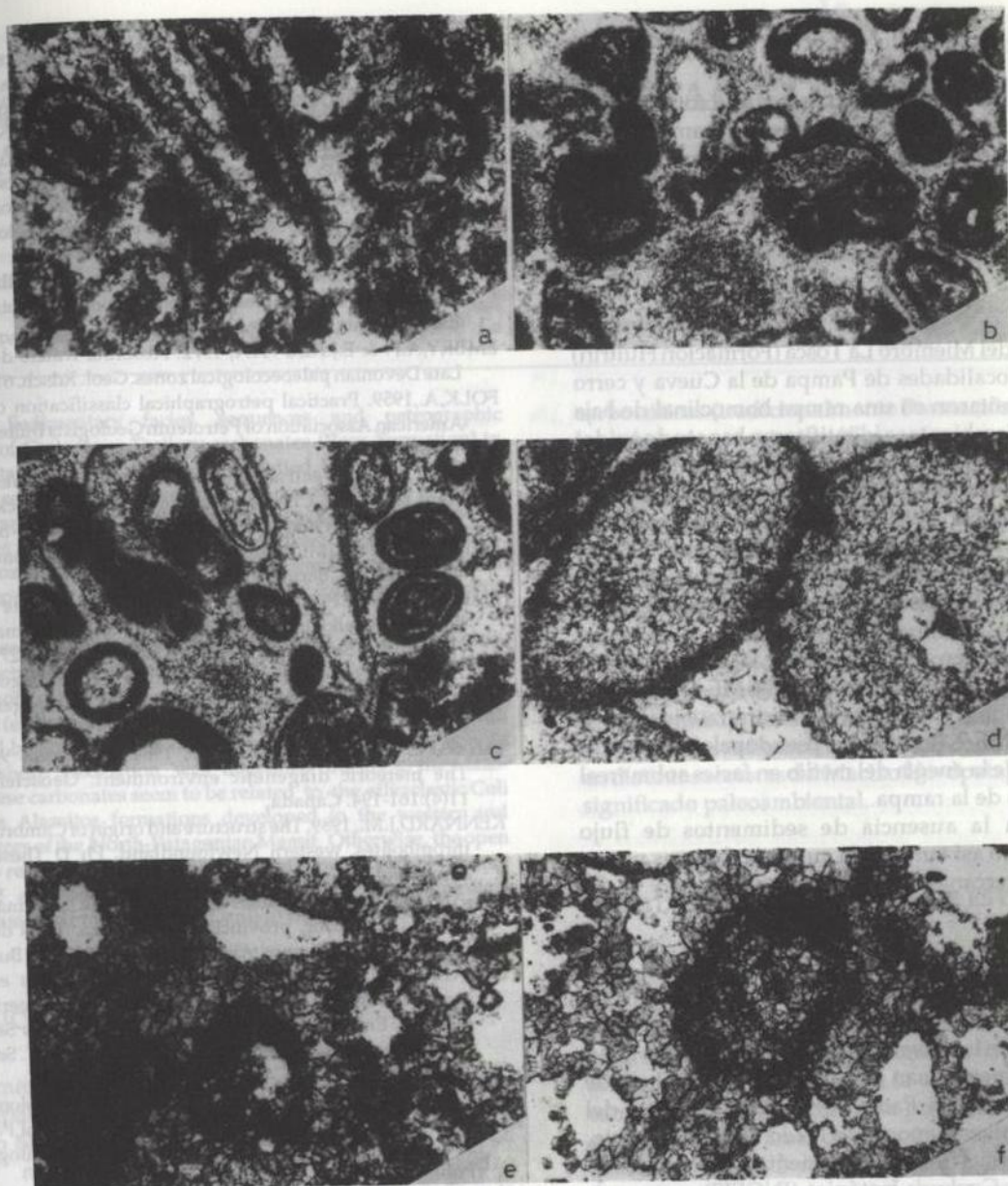


Figura 5: MICROFACIES GRAINSTONE BIOOIDAL; a: Bioclastos, ooides tipo 1 y núcleos disueltos. Las partículas son cortoides. El cemento es doloesparítico. Muestra 250291/16 (x63). **MICROFACIES GRAINSTONE OOIDEINTRACLASTICA;** b: Agregados de granos, oncoides (tipo 2), intraclastos. Diagénesis vadosa con presencia de meniscos. Muestra 250291/11 (x63); c: Espinas de equinodermos, bioclastos y ooides tipo 3. Diagénesis temprana en ambiente vadoso. Muestra 250291/11 (x63); d: Ooides recrystalizados con film periférico. Muestra 250291/6 (x63). **MICROFACIES GRAINSTONE OPELOIDAL;** e: Peloides en cemento de esparita gruesa. Diagnénesis en ambiente vadoso. Porosidad móldica. Muestra 250291/13 (x63); f: Peloides. Porosidad móldica por disolución. Muestra 250291/13 (x63).

bientes submareales, propios de las zonas más profundas de la rampa, donde dominan las aguas tranquilas.

DIAGENESIS

En la sucesión carbonática se determinaron distintos ambientes diagenéticos. La diagénesis que caracteriza a las facies submareales de baja energía (Microfacies MF-1 y MF-2) y a los flancos de las albuferas (microfacies MF-3 y MF-6) se produjo

en un ambiente de soterramiento intermedio (Mattes y Mountjoy, 1980; Qing y Mountjoy, 1989). Bajo estas condiciones se formaron cristales límpidos de dolomita subeuhedral, que constituyen un mosaico microcristalino.

El ambiente diagenético determinado en las planicies mareales de los bancos submarinos (microfacies MF-4 y MF-5) así como en los bancos distales (microfacies MF-7) corresponde a la zona freática.

En este ambiente se originó un cemento temprano esparítico y posteriormente un mosaico equigranular de doloesparita gruesa. A esta cementación le sucedió una etapa de disolución

que afectó a los granos produciendo una porosidad oomólica.

La diagénesis de los bancos submarinos (microfacies MF-8 y MF-9) se produjo en ambiente vadoso supramareal, con desarrollo de meniscos y estructuras estalactíticas en el cemento (James y Choquette, 1984).

CONCLUSIONES

Los carbonatos del Miembro La Tosca (Formación Huitrín) aflorantes en las localidades de Pampa de la Cueva y cerro Campana se depositaron en una rampa homoclinal de baja pendiente. En este ambiente se identificaron bancos de ooides y peloides costeros formados por grainstones, microfacies MF-7 (grainstone biooidal), MF-8 (grainstone oointraclástica) y MF-9 (grainstone oopeloidal), que delimitaron zonas de albuferas, microfacies MF-1 (mudstone peloidal), MF-3 (wackestone oopeloidal) y MF-6 (packstone oopeloidal), ésta última colmatada con sedimentos provenientes de otras microfacies.

Los bancos poseen en dirección hacia la costa planicies mareales lindantes a las albuferas, microfacies MF-4 (packstone oopelointraclástico) y MF-5 (packstone intraooidal).

La microfacies MF-2 (mudstone pseudopeloidal) marca una disminución de la energía del medio en facies submareal de profundización de la rampa.

Es significativa la ausencia de sedimentos de flujo sgravitatorios, como así también la ausencia de áreas positivas de relevancia cercanas a la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras desean expresar su agradecimiento a los Dres. Wolfgang Volkheimer y Juan Dandenfer por el trabajo de campo, a la Dra. Elda Di Paola por la lectura crítica del manuscrito y sus valiosos aportes, a la Lic. Susana Valencio, a Valeria Outes por sus oportunos comentarios y al Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) por permitirles el uso de sus instalaciones y al Dr. Leonardo Legarreta por las sugerencias realizadas en el arbitraje de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BARTHEL, K.W., 1974. Black pebbles, fossil and recent on and near coral islands. Coral Reef Symposium. 2:392-399. Brisbane.
- BERNIER, P. & A. STRASSER, 1988. Formation de galets noirs et coquilles noires dans l'Actuel (Ile Noirmoutier, France). Bulletin de la Société Géologique de France, IV(2):341-347. Paris.
- BROOKS, G.R. & C.W. HOLMES, 1989. Recent carbonate slope sediments and sedimentary processes bordering non-rimmed platform: Southwest Florida Continental Margin. En: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. & J.F. Read (Ed.) Controls Platform and Basin Development. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 44:259-274. Tulsa.
- CHOQUETTE, P.W. & L.C. PRAY, 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. American Association of Petroleum Geologists Bulletin V(54):207-250. Tulsa.

- DIGREGORIO, J.H., 1972. Neuquén. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. 439-505. Córdoba.
- DIGREGORIO, J.H. y M.A. ULIANA, 1975. Cuenca Neuquina. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Vol. II:985-1032. Córdoba.
- DUNHAM, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.) Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1:168-121. Tulsa.
- ELF-AQUITAINE, 1977. Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés 2. Eléments d'interprétation. 231pp. Boussins-Pau: Elf-Aquitaine.
- EMBRY, A.F. & E.J. KLOVAN, 1972. Absolute waters depth limits of Late Devonian paleoecological zones. Geol. Rdsch. 61(2). Stuttgart.
- FOLK, A., 1959. Practical petrographical classification of limestones. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 41(1):1-38. Tulsa.
- FOLK, A., 1962. Spectral subdivision of limestones types. En: Ham, W.E. (Ed.) Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1:61-84. Tulsa.
- FLÜGEL, E., 1982. Microfacies Analysis of Limestones. Springer-Verlag. 633 pp. Berlin.
- FLÜGEL, E. & R. POLSDLER, 1965. Litogenetische analyse der Barnstein-Kalkbank B2 nordswestlich von St. Koloman bei Hellein (Tithonium, Salzburg). N.Jb. Geol. Paläont. 9:513-527. Stuttgart.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70. Hoja Chos Malal. Asociación Geológica Argentina Revista I(3):177-208. Buenos Aires.
- JAMES, N.P. & P.W. CHOQUETTE, 1984. Diagenesis 9-Limestones-The meteoric diagenetic environment. Geoscience Canada. 11(4):161-194. Canadá.
- KENNARD, J.M., 1989. The structure and origin of Cambro-Ordovician thrombolites, western Newfoundland. Ph D Thesis, Memorial University of Newfoundland. 456 pp. Canadá.
- LEGARRETA, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior, provincia de Mendoza. Tesis de Doctorado Universidad de Buenos Aires. Anexo I-II, 197 pp. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. y C.A. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Chebli, G. y L. Spalletti (Ed.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica N°6 UNT. San Miguel de Tucumán.
- MATTES, E.W. & E.W. MOUNTJOY, 1980. Burial dolomitization of Upper Devonian, Miette Buildup, Jasper, National Park, Alberta. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 28:259-297. Tulsa.
- PRATT, B.R. & N.P. JAMES, 1986. The St. George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: Tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epicritic seas. Sedimentology, 33:313-343. Gran Bretaña.
- QING, H. & E.W. MOUNTJOY, 1989. Multistage dolomitization in Rainbow Buildups. Middle Devonian, Keg River Formation, Alberta, Canada. Journal of Sedimentary Petrology, 59(1):114-126. USA.
- READ, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 69(1):1-21. Tulsa.
- STRASSER, A., 1986. Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedimentology 33:711-727. Gran Bretaña.
- ULIANA, M.A., 1975. Estratigrafía, distribución y génesis de las sedimentitas rayosinas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). Anales del II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica I:151-196. Buenos Aires.
- WILSON, J.L., 1986. Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag. 471pp. New York-Berlin.
- ZHOU, Z.C. & E. FLÜGEL, 1988. Carbonate ramp deposition Middle to Upper Carboniferous microfacies of Eastern Anhui and Southern Jiangsu. China. Facies 14(38-43):201-234. Erlangen.