

Interpretación paleoambiental de los depósitos de la Formación Saldeño (Cretácico superior), en la alta Cordillera de Mendoza, Argentina

Maísa A. TUNIK

*Cátedra de Sedimentología, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia, San Juan Bosco. Rufino Riera 258 9 B. Comodoro Rivadavia. Chubut (9.000).
E-mail: buhler@uolsinectis.com.ar*

RESUMEN. La Formación Saldeño aflora en la Alta Cordillera de Mendoza, en una franja de continuidad meridional, desde las estribaciones del Mesón de San Juan (33° 33' LS) hasta el área de la Laguna del Diamante (34° 06' LS). Esta unidad está compuesta por 250 metros de pelitas, areniscas, conglomerados y calizas y puede ser dividida en tres secciones. La sección inferior está integrada por conglomerados, sabulitas y areniscas que fueron depositadas en un ambiente de abanicos aluviales. Las otras dos secciones, están integradas por pelitas, areniscas y rocas calcáreas y reflejan el desarrollo de una planicie carbonática fangosa que es reemplazada por una planicie de marea con características restringidas. La sección conglomerádica basal carece de relación genética con las otras dos y serían depósitos de borde de cuenca residuales, mientras que las secciones media y superior corresponden a depósitos relacionados con la ingresión marina maastrichtiana que alcanzó la región cordillerana proveniente desde el sudeste. En la sección marina se han identificado ciclos somerizantes y se hallaron por primera vez fósiles marinos en esta unidad. La edad de la misma es maastrichtiana obtenida a partir del hallazgo de nanofósiles calcáreos y palinoflora.

Palabras clave: *Formación Saldeño, Paleoambientes sedimentarios, Transgresión maastrichtiana, Mendoza, Argentina*

ABSTRACT. *Paleoenvironmental interpretation of the deposits of the Saldeño Formation (Upper Cretaceous) in the High Cordillera of Mendoza (Argentina).* The Saldeño Formation consists of up to 250 m of siltstones, sandstones, conglomerates and limestones located in almost a continuous belt from the Mesón de San Juan (33° 33' SL) up to Laguna del Diamante area (34° 06' SL), in the high Cordillera of Mendoza. A paleoenvironmental interpretation has been made for these deposits. The lower section of the unit was deposited in an alluvial fan environment and it is not genetically related with the uppermost sections. The analyses of the middle and upper section of the unit suggested that the deposition took place in a transitional environment from a muddy distal fluvial system to a restricted shallow marine environment with intervals laid under brackish conditions and tidal influence. Marine fossils including bivalves, gastropods, fishes and lobsters were discovered for first time on the upper section of this unit. However, the maastrichtian age of the Saldeño Formation were established with nanofossils and micropalynological analyses. These marine deposits show strong evidences of having been laid by an Atlantic transgression.

Key words: *Saldeño Formation, Sedimentary paleoenvironments, Maastrichtian ingressión, Mendoza, Argentina*

Introducción

Los sedimentos correspondientes a la Formación Saldeño son rocas de origen silicoclástico y carbonático, las cuales afloran en una faja de orientación meridiana ubicada entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal, correspondiendo aproximadamente a los 33° 35' y 34° 05' de latitud sur (Figs. 1, 2 y 3). Esta unidad fue descrita originalmente por Darwin (1846), mencionada por diferentes investigadores que recorrieron la zona del río Palomares y paso del Durazno (Fidalgo 1958; Baulfés 1951) y finalmente recibió carácter formacional durante los estudios llevados a cabo por Polanski (1957, 1964) en el marco del levantamiento de la Hoja Geológica 25a, Volcán San José.

El objetivo principal de este trabajo es determinar el ambiente de sedimentación de la Formación Saldeño mediante el análisis de sus facies y estudios petrográficos y dar a conocer su edad que hasta el momento permanecía incierta.

Marco geológico general

Históricamente se dividió la columna estratigráfica de la Cordillera Principal en tres secuencias principales. Las secuencias neopaleozoicas, las sedimentitas mesozoicas y las sedimentitas y volcanitas cenozoicas (Fig. 2, 3 y 4). Estas divisiones se realizaron sobre la base del comportamiento que tuvo la comarca durante

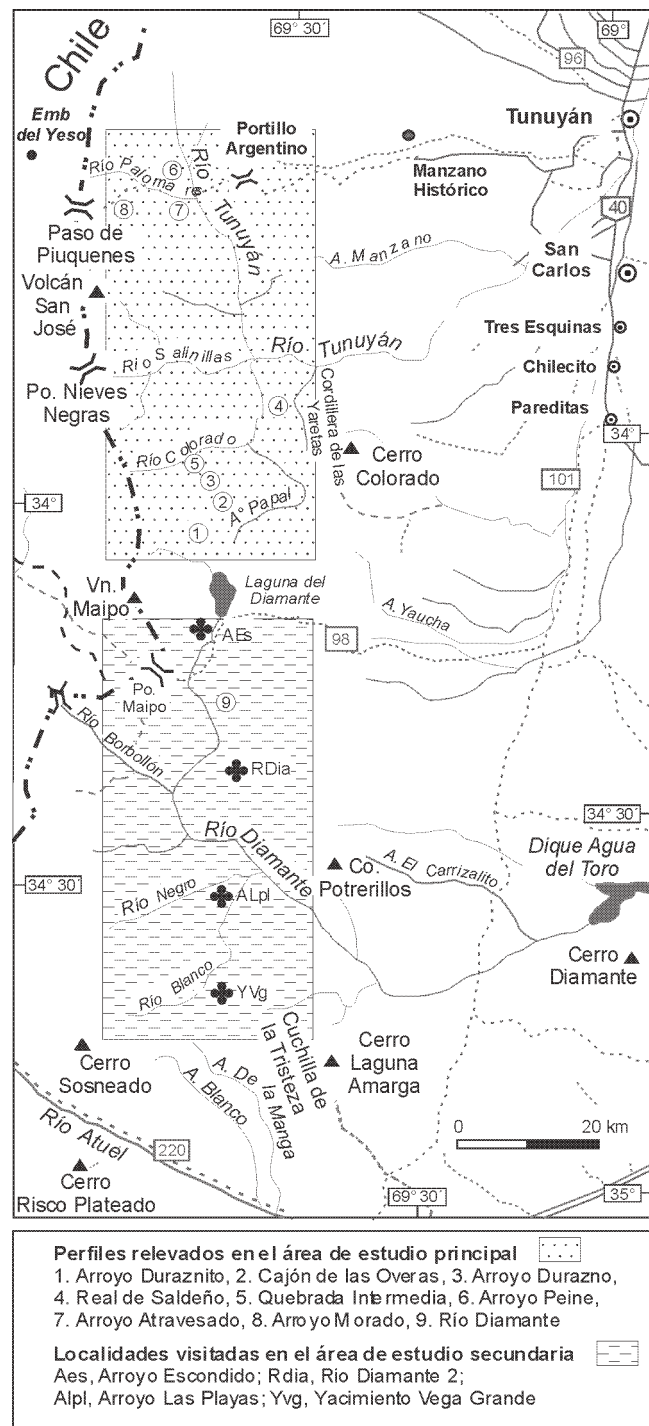


Figura 1: Mapa de ubicación de las zonas de estudio.

los diferentes períodos geológicos, reconociéndose un basamento estratigráfico, un relleno sedimentario mesozoico, depósitos sinorogénicos cenozoicos y volcánicas asociadas.

El relleno sedimentario de esta área puede equipararse con los grandes ciclos ya establecidos por Groeber (1946). Estos ciclos son denominados Jurásico (Liásico – Kimmerdigiano temprano), Ándico (Kimmerdigiano

tardío – Albiano) y Riográndico (Cenomaniano – Paleoceno).

La Formación Saldeño conforma el ciclo Riográndico, junto con las sedimentitas de la Formación Diamante y las de la Formación Pircala.

Antecedentes

Los antecedentes relacionados con la Formación Saldeño son escasos en referencia a su ambiente de sedimentación, pero existen numerosos trabajos que la mencionan cuando se describe la geología regional del área. El primero en realizar un reconocimiento geológico en la región fue Darwin (1846) quien mencionó por primera vez la existencia de unos estratos extrañamente matizados y friables aflorantes en las márgenes norte y sur del río Palomares, que hoy son conocidos con el nombre de Formación Saldeño. A dichos estratos, no les pudo asignar una edad precisa, ni se refirió al origen de los mismos. Casi un siglo después, Trumpy (1941) describió las rocas correspondientes a la Formación Saldeño como *Conglomerados Basales* y *Estratos de Malargüe*, relacionándolos directamente con el *Rocanense* o Formación Roca de cuenca Neuquina.

En las tesis doctorales de Armando (1949) y Pascual (1949) se siguió utilizando el criterio establecido por Trumpy (1941) en lo que respecta a nomenclatura y se estableció el origen marino de los estratos, sin profundizar acerca del ambiente sedimentario. Bauliés (1951) consideró que la pila sedimentaria que se encuentra por encima de los *Conglomerados Basales* serían los estratos correspondientes a las Formaciones Pircala – Coihuecú, sin diferenciar la sección correspondiente a los Estratos de Malargüe.

Quien realizó los estudios más completos del área fue Polanski, en los años 50', durante el relevamiento de la región del Volcán San José. Polanski (1957) propuso la denominación de Formación Saldeño, en la cual unió en una misma unidad a los *Conglomerados basales* y a los *Estratos de Malargüe* de Trumpy (1941). La localidad tipo de esta formación, esta ubicada en un real en la zona de la Cordillera de las Lletas (Figs. 1 y 3). Polanski (1957) la ubicó en este lugar debido a la posición autóctona de los estratos. Sin embargo, y a pesar de la descripción que realizó en el trabajo, no presentó un perfil estratigráfico de detalle y la edad de la misma la propuso sobre la base de sus relaciones estratigráficas con otras formaciones aflorantes más al sur.

Fidalgo (1958, 1959) quien describió en detalle los depósitos carboníferos y pérmicos de la región, estudió también los sedimentos pertenecientes al Cretácico tardío. En dichos estudios adoptó el criterio seguido por Trumpy (1941), Armando (1949), Pascual (1949) y Polanski (1957), ubicando a los sedimentos de la Formación Saldeño como pertenecientes al Cretácico Superior.

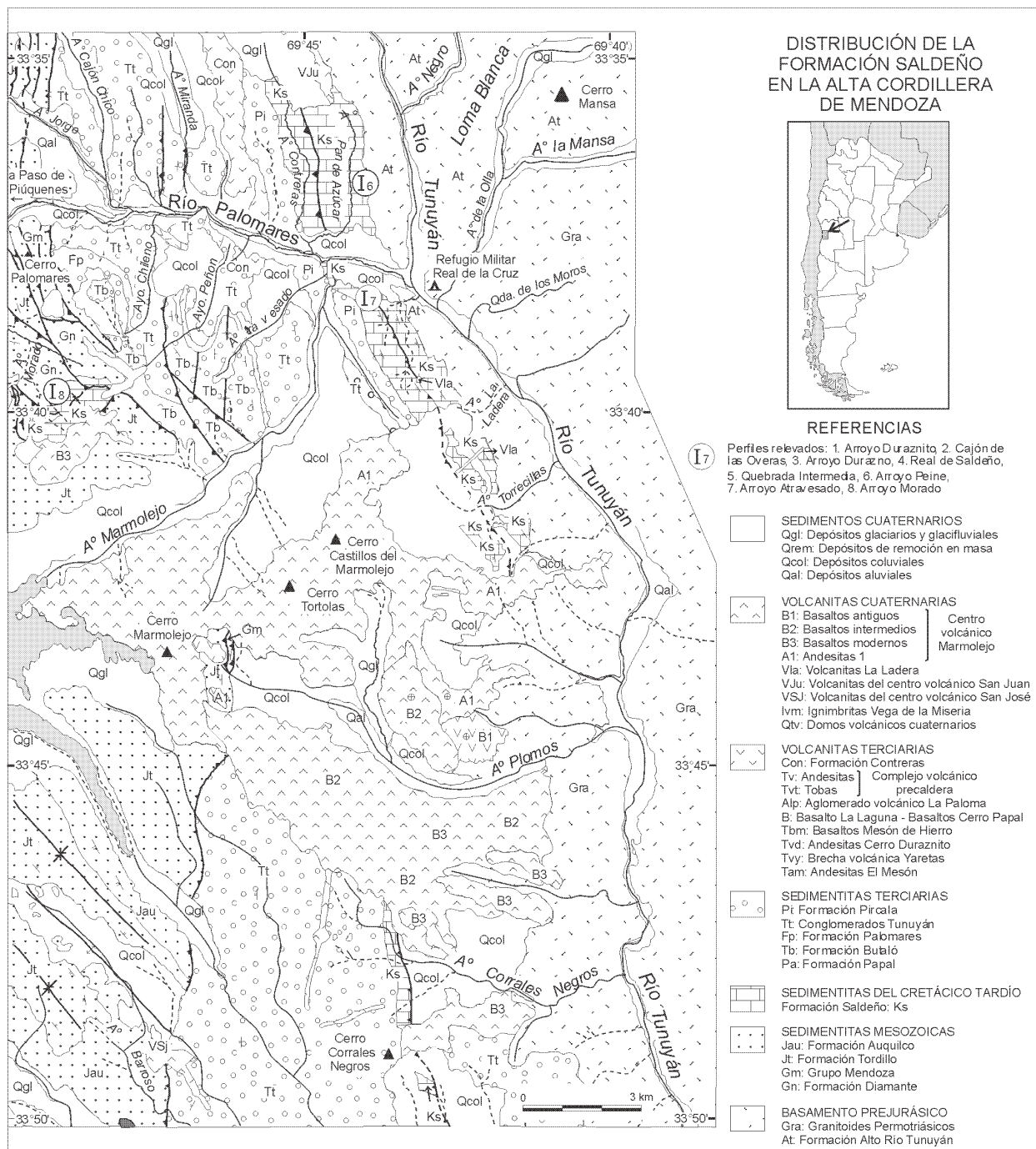


Figura 2: Mapa geológico del sector ubicado al norte del río Salinillas, en la Alta Cordillera de Mendoza.

Metodología

Con el fin de conocer el ambiente de sedimentación de las rocas pertenecientes a la Formación Saldeño, se levantaron nueve secciones estratigráficas de detalle (Fig. 1): 1. Arroyo Duraznito; 2. Arroyo Durazno; 3. Cajón de las Overas; 4. Real de Saldeño; 5. Quebrada Intermedia.; 6. Arroyo Peine.; 7. Arroyo Atravesado.; 8. Arroyo Morado y 9. Río Diamante. En todos los casos se recolectaron sistemáticamente muestras para el análisis

petrográfico y para la determinación de microfósiles, nanofósiles calcáreos y palinomorfos. Para completar el análisis de facies se observaron 80 láminas delgadas que incluyeron tanto las rocas silicoclásticas como carbonáticas, en cuyo caso fueron teñidas con rojo de alizarina y ferricianuro de potasio.

Se recorrió una zona localizada al sur del área de estudio principal (Fig. 1) en donde se identificaron facies similares a las aquí descritas. Las localidades visitadas fueron: arroyo Escondido, río Diamante 2, arroyo

Edad		Litología	Unidad	Ciclos		
Cenozoico	Cuat.	Pleistoceno	Depósitos cuaternarios	Depósitos y volcánicas sinorogénicas		
		Plioceno	Volcanitas Terciarias de la Cordillera Principal y Frontal			
	Terciario	Mioceno	Formación Papat		Formación Pircala	
			Formación Butaló			
			Conglomerados Tunuyán			
			Formación Contreras			
	Paleoceno	Formación Pircala				
	Mesozoico	Cretácico	Maastrichtiano		Formación Saldeño	Riograndino
			Campaniano		Formación Diamante	
			Santoniano			
Cenomaniano						
Jurásico		Hauteriviano	Grupo Mendoza	Andino		
		Valangianiano				
		Berriasiano				
		Tithoniano				
		Kimmeridgiano				
		Oxfordiano				
Paleozoico	Triásico	Formación Tordillo	Gondwánico			
		Formación Auquilco				
	Pérmico	Grupo Choiyoi				
Carbonífero	Intrusivos graníticos neopaleozoicos	Gondwánico				
	Formación Alto Río Tunuyán					

Figura 4: Columna estratigráfica de la zona de estudio.

un espesor máximo de 50 m y se encuentra aflorando únicamente en los perfiles arroyo Peine y arroyo Atravesado, ubicados en la región del río Palomares y Real de Saldeño, en la región de la Cordillera Frontal. En los perfiles arroyo Peine y arroyo Atravesado sobreyace en forma discordante sobre el basamento carbónico – pérmico de la región, mientras que en la región del Real de Saldeño, la sección conglomerádica basal se apoya, también en forma discordante, sobre volcánitas del Grupo Choiyoi. Litológicamente está compuesta de ortoconglomerados polimícticos, sabulitas y areniscas gruesas en un arreglo estratodecreciente.

2. Sección intermedia pelítica: presenta entre 80 y 100 m de espesor y se encuentra en todos los perfiles levantados, aunque algunas veces está parcialmente cubierta. Su base se apoya mediante contacto tectónico sobre los conglomerados terciarios o en forma transicional sobre la sección conglomerádica basal o sobre la Formación Diamante (Cenomaniano - Campaniano, Uliana y Dellepé (1981)), dependiendo del perfil analizado. Litológicamente está compuesta de pelitas y are-

niscas finas y medias de colores rojizos con alternancia de delgadas capas calcáreas que se hacen más frecuentes hacia el techo de la sección pelítica.

3. Sección superior calcárea: el espesor de esta sección varía de 100 a 150 m. Su base es siempre transicional con la sección pelítica y su techo se encuentra erosionado o corresponde a una paraconcordancia con la Formación Pircala. En otros casos, es afectado por corrimientos de edad terciaria. Litológicamente se compone principalmente de capas calcáreas con intercalaciones de delgadas capas de areniscas y tobas. La presencia de niveles con evaporitas es notable en el perfil arroyo Duraznito y en el perfil arroyo Morado.

En la figura 5 se observan las características principales de la Formación Saldeño representadas en los perfiles de los arroyos Durazno y Peine.

Análisis de facies

El estudio paleoambiental de la Formación Saldeño se encaró a partir del análisis de las asociaciones de facies utilizándose el concepto de Reading (1986) como asociaciones de facies a grupos de facies genética o ambientalmente relacionadas. Para la sección conglomerádica se reinterpretó el análisis de facies realizado por Raggio (1997) y se sumaron descripciones de esta sección en el área de la Cordillera de las Yaretas y en segundo lugar se realizó el análisis de facies de las otras dos secciones.

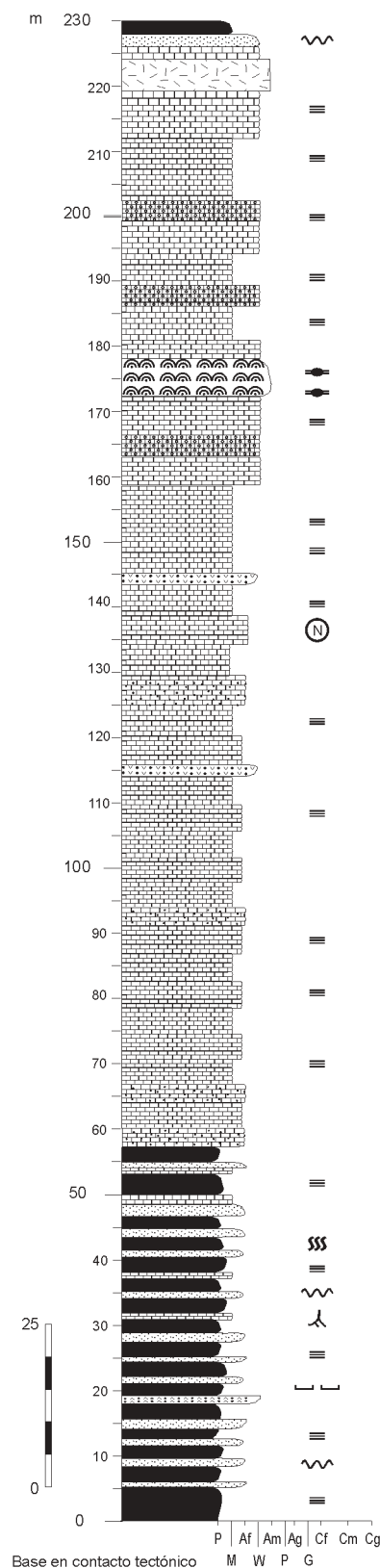
Litofacies y análisis paleoambiental de la sección conglomerádica de la Formación Saldeño

Las litofacies reconocidas han sido descritas de acuerdo con Miall (1978) e incluyen las siguientes:

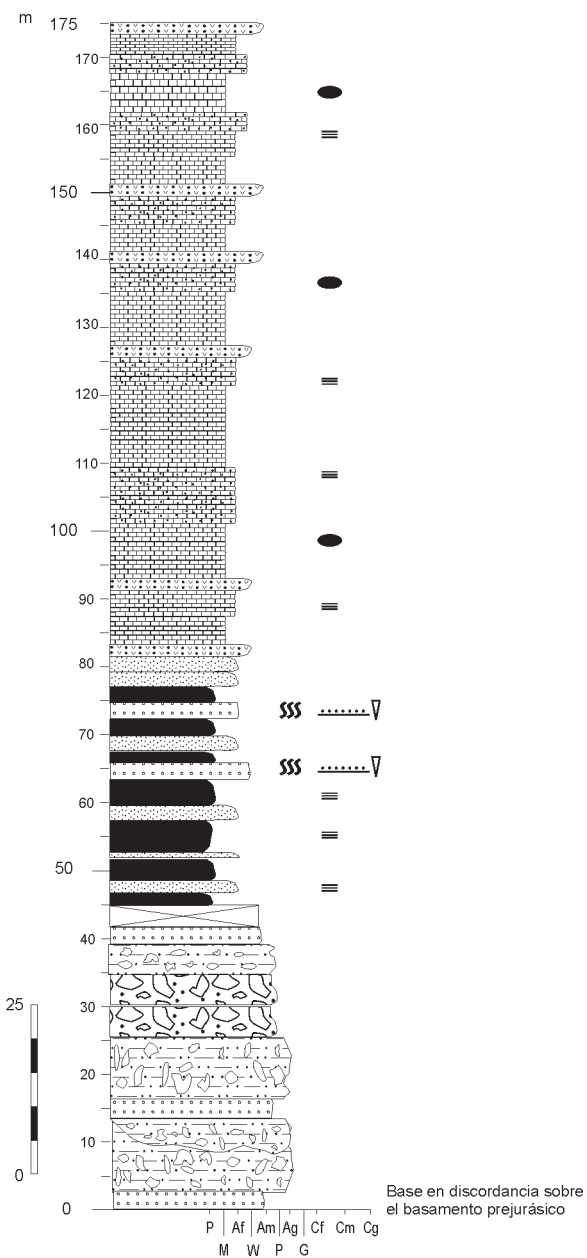
1. *Litofacies de conglomerados matriz sostenidos tabulares (Gms1)*: Esta litofacies está compuesta por conglomerados matriz sostenidos de tonalidades blanquecinas dispuestos en estratos tabulares de 0,80 a 1 metro de espesor (Fig. 6a). Los clastos varían de 1 a 5 cm, en tanto el tamaño máximo alcanza los 15 cm. Los clastos más abundantes son los que provienen de rocas ígneas y volcánicas, generalmente muy angulosos. Los clastos de cuarzo están menos representados aunque son de gran tamaño y se encuentran redondeados. En general, la matriz es arenosa gruesa, aunque en algunos estratos se observó arena fina. Esta litofacies se intercala saltuariamente con la litofacies Gms2.

2. *Litofacies de conglomerado matriz sostenidos lenticulares (Gms2)*: Esta litofacies está representada por estratos conglomerádicos matriz sostenidos de coloración rojiza, con espesores entre 1 y 1,5 metros. La procedencia de los clastos es la misma que la de la litofacies Gms1. Los estratos son suavemente

Sección Arroyo Durazno
Techo en transición a la Formación Pircala



Sección Arroyo Peine
Techo en transición a la Formación Pircala



Referencias

- | | | | |
|--|-----------------------------------|--|---------------------------------|
| | Conglomerados clasto sostenidos | | Laminación paralela |
| | Conglomerados matriz sostenidos | | Óndulas simétricas |
| | Sabulitas | | Gradación inversa |
| | Areniscas calcáreas | | Oquedades de asfaltita |
| | Areniscas tobáceas | | Concreciones |
| | Limolitas y arcilitas | | Bioturbación |
| | Mudstone / wackestone / packstone | | Nivel con nanofósiles calcáreos |
| | Wackestone / packstone oolítico | | Estromatolitos |
| | Dique andesítico | | |

Figura 5: Secciones estratigráficas representativas de la Formación Saldeño.

lenticulares. Esta litofacies está asociada con la litofacies Gms1 y en menor proporción con la litofacies Gm.

3. *Litofacies de conglomerados clasto sostenidos (Gm)*: Esta litofacies está representada conglomerados polimícticos clasto sostenidos, macizos, en espesores de 10 y 15 cm de espesor, aunque pueden alcanzar 1 metro. Se disponen en capas generalmente tabulares, con bases netas y en menor proporción estratos lenticulares. El tamaño de los clastos varía entre 2 y 3 cm de diámetro. La selección y la redondez de los clastos es mayor que en las litofacies 1 y 2. Los conglomerados son bimodales, con matriz arenosa fina.

4. *Litofacies de sabulitas y areniscas gruesas subordinadas (Sh)*: Esta litofacies está compuesta por capas de sabulitas y areniscas gruesas macizas netamente tabulares de entre 0,20 y un metro de espesor. Los contactos superior e inferior son netos y la coloración de las capas es amarillenta por alteración. Los estratos tienen selección moderada a buena y se encuentran fuertemente cementados por carbonato. La composición de los clastos es variable, desde polimíctica con individuos de rocas volcánicas con bajo porcentaje de clastos de cuarzo, hasta capas oligomícticas de rodados de cuarzo. Esta litofacies se encuentra asociada a la litofacies Gm.

Interpretación paleoambiental de la sección conglomerádica basal de la Formación Saldeño

En el análisis de las litofacies se pudieron establecer dos asociaciones de facies: asociación de facies A y asociación de facies B.

En la asociación de facies A predomina la intercalación de litofacies Gms1 y Gms2 en proporciones similares, aunque con una mayor proporción de la litofacies Gms2 hacia el sector basal y la participación de la litofacies Gm en forma saltuaría.

En la asociación de facies B se observa una alternancia de litofacies Gm y Sh, con un amplio predominio de esta última hacia el techo de la sección conglomerádica. El arreglo de las litofacies es grano y estratotreciente hasta el sector intermedio de la sección y granodecreciente hacia los sectores superiores de la misma.

La asociación de facies A incluye conglomerados matriz soportados, tabulares y lenticulares en menor proporción, que son diagnósticos de depósitos asociados a la generación de flujos densos (*cf.* Blair 1999) y que estarían caracterizando las porciones proximales de los abanicos aluviales. La sucesión continua de litofacies de conglomerados matriz sostenidos indica que los depósitos de flujos densos eran continuos o bien eran rápidamente erosionados y se amalgamaban unos con otros. Las capas de conglomerados matriz so-

portados más representativos de esta sección corresponden a los producidos en los sectores cercanos al ápice del abanico, mientras que las capas que, aún perteneciendo a la litofacies de conglomerados matriz sostenidos, contienen una mayor proporción de clastos sin llegar a ser clasto sostenidos, corresponderían a depósitos generados en las cercanías de los márgenes del lóbulo (*cf.* Johnson 1970; *cf.* Blair y McPherson 1998; *cf.* Blair 1999).

Hacia el sector medio y superior de la sección conglomerádica basal, la asociación de facies B con predominio de conglomerados clasto soportados en estratos tabulares y lenticulares y la alternancia de areniscas gruesas y sabulitas, sugiere una depositación producto de la acción de flujos fluidos. Estos flujos son canalizados en el caso de los conglomerados clasto sostenidos, mientras que las sabulitas estarían asociados a mantos de creciente de alto régimen de flujo. En esta asociación de facies, los procesos y los depósitos sugieren un desarrollo de un ambiente de abanicos aluviales de sectores medios en donde comienzan a predominar los fenómenos tractivos por sobre los depósitos de flujos densos. La presencia de capas clasto soportadas de composición oligomíctica de clastos de cuarzo y con buena selección sugiere un transporte de tipo tractivo y un fenómeno de lavado de las facies finas hacia el interior de la cuenca (*cf.* Blair 1999).

Las asociaciones de facies estudiadas estarían reflejando el desarrollo de un sistema de abanicos aluviales proximales hacia la base de la secuencia, los cuales progredían sensiblemente hacia el techo de la sección hacia sectores de abanicos aluviales medios y distales (Fig. 7).

El análisis de los clastos indicó que los mismos son provenientes de la Cordillera Frontal, tanto de rocas graníticas como de volcanitas del Grupo Choiyoi, siendo de reducida participación los clastos de origen sedimentario. Es notoria la ausencia de clastos de rocas mesozoicas marinas de la Cordillera Principal desarrolladas en el sector occidental. De acuerdo con la proveniencia de los clastos de los conglomerados, se puede afirmar, tal como lo hizo Polanski (1957, 1964) que la procedencia era desde el este, sector donde se ubicaba el borde de cuenca elevado (Fig. 7). Asimismo, es importante destacar que esta sección de la Formación Saldeño aparece únicamente en los perfiles ubicados directamente por encima del basamento prejurásico.

El conjunto de datos obtenido permite sugerir que esta sección corresponde a depósitos de borde de cuenca residuales, pero que carecen de relación genética con la ingresión marina proveniente del Atlántico.

Litofacies y análisis paleoambiental de las secciones pelítica y calcárea de la Formación Saldeño

En el presente análisis las litofacies fueron divididas en calcáreas, silicoclásticas y evaporíticas. En el cua-

dro 1 se indican las litofacies analizadas, las relaciones con otras litofacies y los perfiles en las que se identificaron.

Litofacies pelitas negras y mudstones macizos: Esta litofacies está dominada por la presencia de pelitas oscuras laminadas o macizas interestratificadas con *mudstones* negros macizos. Los estratos alcanzan 30 cm de espesor. En estas litofacies han sido hallados nanofósiles calcáreos y restos de langostas. Los nanofósiles hallados corresponden a una asociación conformada por: *Micula decussata* (Coniaciano-Maastrichtiano), *Eiffelithus turriseiffelii* (Aptiano-Maastrichtiano), *Braarudosphaera discula* (Berriasiano-Maastrichtiano), *Ellipsagelosphaera britannica* (Oxfordiano-Maastrichtiano) y *Arkhangelskiella cymbiformis* (Campaniano-Maastrichtiano) (Tunik y Concheyro 2002). La fauna de langostas identificada podría ser asignada al género *Astacus* (Tunik 2001).

Estas capas aparecen intercalados con capas de areniscas finas y medias de no más de 20 cm de potencia y su aparición en la Formación Saldeño está restringida.

Interpretación: Esta litofacies ha sido interpretada como producida en un ambiente marino abierto a partir de la depositación desde la suspensión de fango calcáreo. Las pelitas negras se habrían acumulado en áreas donde las aguas del fondo carecían de oxígeno y donde la circulación es muy lenta o ausente. La presencia de intercalaciones arenosas finas en capas centimétricas se podrían interpretar como depósitos de tempestitas distales.

Los nanofósiles presentes corroboran la depositación en áreas de sedimentación restringida, mientras que el excelente estado de preservación que presentan las langostas sugiere una depositación en un ambiente marino tranquilo, por debajo del tren de olas de buen tiempo. La ausencia de bioturbación generada por organismos infaunales favoreció la delicada preservación de estas langostas. De igual forma, la restricción de actividad biogénica favoreció también la preservación de la fábrica sedimentaria original.

Litofacies mudstones laminados y mudstones macizos: Esta litofacies está compuesta por *mudstones* calcáreos laminados, con espesores variables entre 5 y 20 cm, de colores claros, amarillentos, rosados y castaños y con delgadas intercalaciones de *mudstones* macizos, que no superan los 5 cm (Fig. 6b). Las capas tienen su base y techo en contacto neto. En menor proporción aparecen *mudstones* macizos de color violeta o rojizo, con marcas de raíces de hasta 3, 5 cm de longitud, rellenas con material más fino de color verdoso. En lámina delgada se identificaron conchillas de ostrácodos y pelecípodos desarticulados.

La presencia de bioturbación es escasa y de difícil determinación; sin embargo se han identificado trazas de *Trypanites* isp. y otras trazas de forma tubular dispuestas en forma subvertical.

Esta litofacies es predominante en la sección media y superior de la Formación Saldeño.

Interpretación: La alternancia de *mudstones* laminados y macizos estratificados en capas centimétricas, es característico en los ambientes intermareales superiores, produciéndose como resultado tanto por acción de las mareas diarias como por acción de mareas extraordinarias (cf. Shinn 1983).

En los *mudstones* laminados se observó que la laminación está dada por la alternancia milimétrica de láminas paralelas a ligeramente corrugadas de origen microbiano que alternan con láminas micríticas más densas. Se interpreta el origen de estos *mudstones* como microbiano, producto de la acción de cianobacterias en sectores intertidales superiores. Asimismo, la presencia de láminas microbiales alternadas con capas con material cástico sugiere una influencia mareal y son típicas de áreas restringidas de oleaje.

Los *mudstones* macizos presentan un moteado de coloraciones violetas y rojizas que sugiere una pedogénesis hidromorfa producto de sucesivos eventos de colonización del sustrato. Se observaron raíces apicales sin ramificaciones de hasta 3,5 cm de longitud. Estas características sugieren un ambiente intermareal superior donde la posición de la freática era permanentemente alta y donde el agua poral de los sedimentos se encontraba en condiciones reductoras.

La presencia de *Trypanites* isp y de trazas subverticales en los *mudstones* macizos pudieron haber sido generados por organismos suspensívoros que generaron este tipo de perforaciones. Originalmente *Trypanites* isp fue definida como una traza netamente de ambiente marino; sin embargo ocurre también en sustratos no marinos y según Ekdale *et al.* (1989) no existen fundamentos definidos para restringir esta litofacies a condiciones marinas. Por otro lado, Frey *et al.* (1990) sostienen que *Trypanites* isp es muy importante en ambientes marino costeros, que se genera fundamentalmente en fondos duros o semiconsolidados y es característico de ambientes de planicies de mareas.

Las conchillas de ostrácodos y pelecípodos desarticulados hallados tanto en los *mudstones* macizos como en los laminados podrían provenir de áreas más internas de la planicie de mareas y que fueron transportadas por acción de las mareas al sector intermareal superior más restringido.

Litofacies wackestones macizos: Esta litofacies está formada por *wackestones* con tonalidades verdosas y ocre y espesores variables que no superan los 20 cm (Fig. 6c). Frecuentemente aparecen capas con concreciones de hasta 45 cm de diámetro (Fig. 6d). Los estratos son tabulares y de base y techo netos.

De esta litofacies fue recolectada una muestra proveniente del arroyo Durazno, en la cual reconoció la asociación de nanofósiles integrada por: *Braarudosphaera bigelowi* (Berriasiano-Oligoceno), *Watznaueria barnesae* (Berriasiano-Maastrichtiano), *Watznaueria*

Cuadro 1: Litofacies de la Formación Saldeño, litofacies asociadas y localidades en donde se encuentran expuestas

Litofacies	Litofacies asociadas	Localidades en donde ha sido identificada (Fig. 1,2 y3)
Pelitas negras y <i>Mudstones</i> macizos	Areniscas finas	Buena exposición en la localidad del Río Diamante y reconocida en las localidades de Arroyo Escondido, Yacimiento Vega Grande y Arroyo Las Playas
<i>Mudstones</i> laminados y macizos subordinados	Limolitas y arcilitas macizas y laminadas y areniscas medias a finas macizas y laminadas	Buena exposición en las localidades de arroyo Durazno, arroyo Duraznito, quebrada Intermedia, Cajón de las Overas, arroyo Atravesado y arroyo Peine
<i>Wackestones</i> macizos	<i>Mudstones</i> macizos y laminados, <i>wackestones</i> laminados, <i>grainstones</i> oolíticos, <i>wackestones</i> oolíticos y estromatolitos	Expuesta en las localidades del río Diamante, arroyo Durazno, arroyo Duraznito, quebrada Intermedia, Cajón de las Overas, arroyo Morado, arroyo Atravesado y arroyo Peine
<i>Wackestones</i> laminados	<i>Mudstones</i> macizos y laminados, <i>wackestones</i> laminados, <i>grainstones</i> oolíticos, <i>wackestones</i> oolíticos y estromatolitos	Expuesta en las localidades del río Diamante, arroyo Durazno, arroyo Duraznito, quebrada Intermedia, Cajón de las Overas, arroyo Morado, arroyo Atravesado y arroyo Peine
<i>Wackestones</i> y <i>packstones</i> oolíticos	<i>Wackestones</i> macizos; <i>wackestones</i> laminados y estromatolitos	Aflora en el Real de Saldeño, en el perfil del río Diamante, en el perfil del arroyo Durazno y en el perfil relevado en el arroyo Morado
<i>Grainstones</i> oolíticos con restos de gasterópodos	<i>Wackestones</i> macizos; <i>wackestones</i> laminados	Aflora en las nacientes del arroyo Morado y en el arroyo Las Playas, arroyo Escondido y yacimiento Vega Grande, fuera del área de estudio
Estromatolitos	<i>Mudstones</i> laminados, <i>wackestones</i> macizos, <i>wackestones</i> laminados y <i>wackestones</i> y <i>packstones</i> oolíticos	Bancos con estromatolitos han sido identificados en el arroyo Durazno, arroyo Duraznito, Cajón de las Overas y arroyo Morado
Limolitas y arcilitas macizas o laminadas	<i>Mudstones</i> macizos y <i>mudstones</i> laminados; areniscas medias a finas macizas y laminadas	Reconocidas con buena exposición en las localidades arroyo Durazno, arroyo Duraznito, quebrada Intermedia, Cajón de las Overas, arroyo Atravesado, arroyo Peine y arroyo Morado
Areniscas medias a finas macizas y laminadas	<i>Mudstones</i> macizos y <i>mudstones</i> laminados; limolitas y arcilitas macizas y laminadas	Reconocidas con buena exposición en las localidades arroyo Durazno, arroyo Duraznito, quebrada Intermedia, Cajón de las Overas, arroyo Atravesado, arroyo Peine, arroyo Morado y río Diamante
Areniscas finas y medias tobáceas - Tobas	<i>Mudstones</i> macizos y <i>mudstones</i> laminados; limolitas y arcilitas macizas y laminadas	Reconocidas con buena exposición en las localidades arroyo Durazno, arroyo Duraznito, quebrada Intermedia, Cajón de las Overas, arroyo Atravesado, arroyo Peine, arroyo Morado y río Diamante. Las tobas fueron identificadas en el perfil Arroyo Atravesado
Areniscas calcáreas: sublitofacies areniscas calcáreas finas y medias	<i>Mudstones</i> y <i>wackestones</i> macizos y laminados	Reconocidas con buena exposición en las localidades arroyo Durazno, arroyo Duraznito, quebrada Intermedia, Cajón de las Overas, arroyo Atravesado, arroyo Peine, arroyo Morado y río Diamante
Areniscas calcáreas: sublitofacies areniscas calcáreas medias a gruesas	<i>Wackestones</i> macizos y laminados	Se encuentra únicamente representada en los perfiles de los arroyos Atravesado y Peine
Anhidrita	Pelitas macizas y laminadas; <i>mudstones</i> macizos y laminados	Está únicamente representada en el perfil del arroyo Duraznito y pobremente representada en el perfil del arroyo Morado, particularmente en la sección basal en la transición con la Formación Diamante

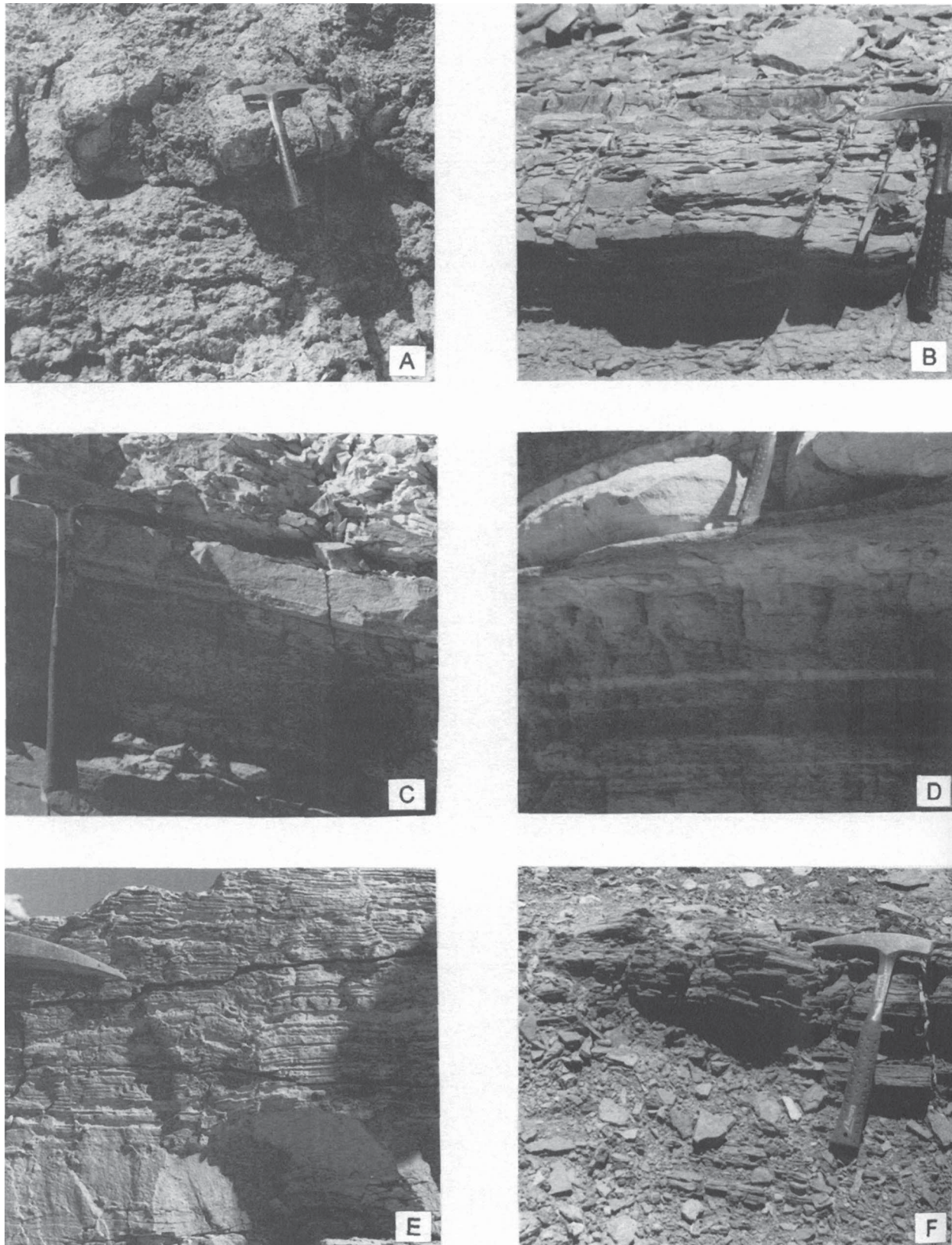


Figura 6: Detalle de litofacies de la Formación Saldeño: A. Conglomerados matriz sostenidos. B. Intercalaciones de *mudstones* y *wackestones* macizos y laminados. C. *Wackestones* macizos y laminados con intercalaciones arenosas y tobáceas. D. Concreciones asociadas a los *wackestones*; obsérvese las intercalaciones de capas tobáceas claras. E. Estromatolitos laminares y *mudstones* macizos asociados. F. Intercalaciones de pelitas macizas y laminadas. En todas las figuras el martillo de escala tiene 35 cm de largo.

biporta (Oxfordiano–Maastrichtiano) y *Ellipsagelospaera britannica* (Oxfordiano – Maastrichtiano) (Tunik y Concheyro 2002).

En láminas delgadas se identificó una fauna poco diversa representada por miliólidos, ostrácodos articulados y desarticulados, gasterópodos disueltos y mal preservados, además de fragmentos de peces.

La presencia de asphaltita relleno de oquedades de forma ovalada y diámetros entre 0,5 y 0,7 cm es una característica conspicua de la Formación Saldeño. Las oquedades están asociadas siempre a las facies de *wackestones* oolíticos y a los estromatolitos.

Litofacies *wackestones* laminados: Esta litofacies está formada por *wackestones* verdosos y grisáceos, laminados (Fig. 6b y 6c) y con grietas de desecación. Se presentan en capas tabulares, de base y techo netos, con espesores variables de no más de 25 cm. En general esta litofacies se encuentra asociada a los *mudstones* macizos.

En lámina delgada se observaron fragmentos de bioclastos de ostrácodos y pelecípodos generalmente desarticulados, oolitas y peloides.

Interpretación de las litofacies de *wackestones* macizos y laminados: Los *wackestones* macizos y laminados fueron depositados en un ambiente submareal somero y restringido, por debajo del nivel de olas de buen tiempo. El desarrollo de eventos de mayor energía está evidenciado por la presencia de fragmentos de bioclastos y litoclastos. La presencia de grietas de desecación está relacionada con esporádicos períodos de exposición subaérea.

La fauna de carácter restringido está caracterizada por la presencia de miliólidos, ostrácodos y pelecípodos, en algunos casos recubiertos por envolturas micríticas. Esta asociación faunística sugiere la deposición en un ambiente de tipo albufera restringido (cf. Wilson 1975).

La alternancia de láminas calcáreas y terrígenas sugiere la acción o influencia de tormentas en la región submareal somera. En efecto un flujo enriquecido por material silicoclástico y carbonático lleva a que las diferencias de los equivalentes hidráulicos de estos componentes genere una segregación de los mismos durante la depositación. Las tormentas erosionaban los depósitos carbonáticos submareales y los terrígenos volcánicos depositados en áreas cercanas a la costa, provenientes desde el arco volcánico localizado al oeste y que llegaban al sistema transportados por ríos. Los intraclastos carbonáticos están relacionados a la erosión y transporte de sedimentos semiconsolidados del sector submareal, o la base de los canales de marea (cf. Shinn 1983).

Las características de las litofacies sugieren que los *wackestones* macizos y laminados se depositaron en un ambiente submareal somero hasta intermareal inferior con esporádicos períodos de exposición subaérea.

Litofacies *wackestones* y *packstones* oolíticos: Esta litofacies está caracterizada por la presencia de *wackestones* y *packstones* oolíticos amarillentos a blanquecinos, macizos o con estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Se presentan en estratos fuertemente tabulares, de base y techo neto y con espesores de entre 10 y 30 cm. Las oolitas varían entre 0,1 y 0,8 mm de diámetro.

En el análisis de secciones delgadas se identificaron diferentes tipos de oolitas y se han distinguido fragmentos y escamas de peces, conchillas de ostrácodos y miliólidos fragmentados, otros bioclastos indiferenciados e intraclastos de oncolitos y de oolitas.

Interpretación: Las oolitas se forman por acreción de material carbonático en aguas someras, turbulentas y supersaturadas en CaCO_3 generalmente en profundidades menores a cinco metros (cf. Illing 1954; cf. Newell et al. 1960; cf. Rusnak 1960; cf. Loreau y Purser 1973; cf. Bathurst 1975; cf. Fabricius 1977 entre otros). Estos estudios sugieren que las rocas pertenecientes a esta litofacies se formaron en un ambiente marino somero de aguas agitadas y de moderada a alta energía.

Las escamas de peces halladas en estas facies y la presencia de bioclastos fragmentados de ostrácodos, bivalvos y gasterópodos confirma el ambiente de aguas agitadas y someras inferido para esta litofacies.

Litofacies *grainstones* oolíticos con gasterópodos: Esta litofacies está caracterizada por la presencia de *grainstones* oolíticos de color amarillento bioclasticos y peloidales. Las capas son macizas o muestran estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Las mismas son fuertemente tabulares, de base y techo neto con espesores entre 30 y 45 cm.

En lámina delgada se observaron oolitas de entre 0,2 y 0,4 mm de diámetro, gasterópodos enteros y fragmentados, intraclastos, ostrácodos y peloides.

Interpretación: La génesis de las oolitas explicada en la interpretación de la litofacies *wackestones* y *packstones* es similar. Sin embargo la ausencia de material micrítico en esta litofacies sugiere un ambiente de

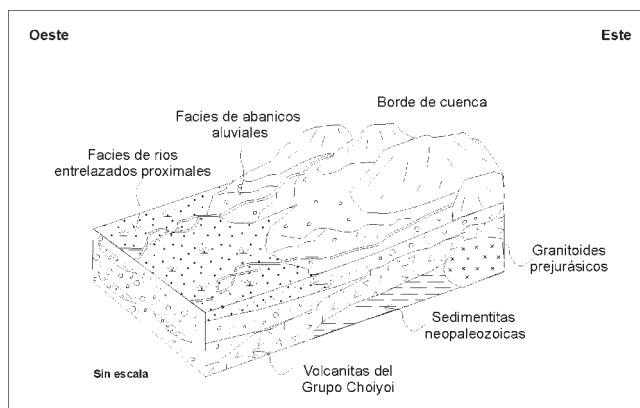


Figura 7: Reconstrucción paleoambiental propuesta para la sección conglomerádica de la Formación Saldeño.

mayor energía que el establecido para la litofacies anterior.

La selección de los ooides y la estratificación cruzada de bajo ángulo podrían evidenciar un ambiente de playa de alta energía. La escasa matriz sustenta esta interpretación aunque se sugieren alternancia de períodos de menor agitación que permitieron la preservación de gastrópodos enteros.

Litofacies estromatolitos: En los perfiles analizados se han reconocido diferentes tipos de estromatolitos de acuerdo con Logan *et al.* (1964). Estos incluyen a estromatolitos de hemisferios unidos (*laterally linked hemispheres* - LLH), dentro de los cuales se han identificado dos subtipos, los LLH o estromatolitos laminares (Fig. 6e) y los LLH-SH o dómicos que corresponden a un subtipo caracterizado por la presencia de columnas de hemisferios separados por secciones sin laminación. La diferenciación realizada entre estromatolitos laminares y estromatolitos dómicos es exclusivamente morfológica ya que no están relacionadas en forma directa con el ambiente en el que se formaron.

De acuerdo con la clasificación propuesta por Riding (2000) en los perfiles analizados se han reconocido: a. Estromatolitos aglutinados y b. Estromatolitos de grano fino.

Han sido identificados también estratos con laminación criptoalgal aunque no llegan a formar verdaderos estromatolitos. Sin embargo, se acepta un origen similar. En los estratos analizados, se identificaron fenestras laminares rellenas de calcita.

Interpretación: Los estromatolitos son estructuras biogénicas formadas por la inducción bioquímica de carbonato de calcio provocada por la acción de algas rojas y azules (*cf.* Flügel 1982). En una reciente revisión de carbonatos microbiales, Riding (2000) se refirió a los estromatolitos como depósitos microbiales laminados que pueden ser clasificados de acuerdo con sus macrofábricas.

Los estromatolitos aglutinados se producen por el entrampamiento y la unión de partículas sedimentarias. Las partículas pueden tener diferentes tamaños de grano pero se reconocen mejor cuando las mismas son de tamaño de grano arcilla o arena. El aumento del tamaño de grano se correlaciona con una laminación más neta y con el desarrollo de estromatolitos dómicos (*cf.* Riding 2000).

El origen de los estromatolitos de grano fino es aún desconocido, no se puede afirmar con seguridad si en su formación predominan los efectos de precipitación o los efectos de aglutinamiento del fango calcáreo, pero son muy comunes en el registro geológico (*cf.* Riding 2000).

Los estromatolitos similares a los aquí descritos se forman en ambientes intermareales o supramareales (*cf.* Walter 1976; *cf.* Purser 1980 y *cf.* Mahboubi *et al.* (2001).

Las fenestras rellenas de calcita halladas en los

mudstones con laminación algal es característico de un ambiente intermareal superior a supramareal inferior, afectado por disecaciones periódicas que generan las fenestras por disolución.

Litofacies limolitas y arcilitas macizas o laminadas: Esta litofacies está compuesta por limolitas y arcilitas rojizas, verdosas y violáceas, macizas, laminadas (Fig. 6f). En forma subordinada se encuentran capas con laminación ondulítica y estructura *flaser*. Sus capas no superan los 10 cm de espesor y son fuertemente tabulares. Es frecuente la bioturbación, la cuál no ha podido ser identificada y las marcas de raíces.

Interpretación: Las estructuras sedimentarias descritas reflejan períodos alternantes de decantación y tracción. Aquellas capas macizas podrían sugerir que las estructuras originales fueron destruidas por bioturbación o incluso por la generación de suelos, como lo sugiere la presencia de marcas de raíces.

Esta litofacies habría sido depositada una planicie fangosa intermareal.

Litofacies areniscas medias a finas macizas y laminadas: Esta litofacies está compuesta por areniscas medias a finas, de color amarillento. Las capas son tabulares y no superan los 20 cm. Las bases son netas e internamente presentan laminación horizontal y, en forma subordinada, laminación ondulítica. Las ondulaciones identificadas son asimétricas de crestas rectas y tienen una longitud de onda menor a 5 cm.

Los clastos diferenciados en lámina delgada son subredondeados y en su mayoría de origen volcánico y sedimentario. En menor proporción se encuentran clastos de origen carbonático, minerales opacos, cuarzo y plagioclasa.

Interpretación: Esta litofacies ha sido interpretada como producto de corrientes de marea extraordinarias que alcanzaban la zona intermareal y supramareal y retrabajaban los sedimentos que se encontraban en ellas. La ausencia de un ordenamiento particular sugiere que no correspondían a eventos periódicos dentro de la planicie de mareas.

Litofacies areniscas finas y medias tobáceas: Esta litofacies está compuesta por areniscas de grano fino a medio, macizas o con gradación inversa (Fig. 6c). Asociada a esta litofacies aparecen tobas de caída y tobas retrabajadas (Fig. 6d) en bajas proporciones. Las capas de areniscas tobáceas son tabulares y aparecen intercaladas en el sector medio y superior de la Formación Saldeño.

Interpretación: Esta litofacies está asociada a la actividad del arco volcánico en el sector chileno y/o al retrabajo de sedimentos volcánicos más antiguos (*cf.* Gana y Wall 1997). Los sedimentos clásticos alcanzaban la zona costera por medio de sistemas fluviales de tipo efímero, que provenían desde el oeste y luego eran depositados en la planicie de mareas.

Litofacies de tobas: Esta litofacies se encuentra escasamente representada en la Formación Saldeño. Se identifica en delgadas capas de colores verde, violeta y rosa, siempre en tonos claros y localizadas saltuariamente en el tramo superior de la Formación Saldeño.

Predominan las tobas retrabajadas sobre las tobas de caída. Son sedimentos de grano fino que resaltan por su coloración en los perfiles analizados y que nunca superan los 7 cm de espesor (Fig. 6d).

En lámina delgada se han identificado fragmentos tobáceos, trizas vítreas y chalazolitas. Las chalazolitas son redondeadas, de hasta 0,6 mm de diámetro, algunas se encuentran deformadas sugiriendo que se depositaron aún en estado plástico. Se ha observado que algunas de ellas deforman la laminación inferior, mientras que otras se apoyan sobre las capas sin deformarlas, lo que estaría indicando que la deformación observada en las láminas inferiores es producto del estado no consolidado de las capas inferiores y no por efectos de compactación posterior. Las chalazolitas se encuentran asociadas a fragmentos pumíceos, clastos de plagioclasa y se observa una alteración generalizada de ceolitas.

Interpretación: Esta litofacies está directamente relacionada a la acción del arco volcánico localizado en Chile (cf. Gana y Wall 1997). Tanto el hallazgo de trizas vítreas como la presencia de chalazolitas indica que el mismo era activo durante la depositación de la Formación Saldeño.

Las chalazolitas o lápilli acrecionales son pelets de ceniza de tamaño lápilli que comúnmente presentan una estructura interna concéntrica (cf. Moore y Peck 1962). Son producto de caídas piroclásticas o bien de depósitos de *surge*. Han sido interpretados como formados por la acreción de vidrio volcánico fino alrededor de un núcleo, que puede ser tanto una gota de agua o una partícula sólida, a la cual luego de adquirir cierto tamaño cae y puede ser preservada si es depositada en un ambiente de aguas tranquilas (cf. Cas y Wright 1987). Dado que en la Formación Saldeño no han sido identificados depósitos de tipo ignimbríticos se infiere que el origen de las chalazolitas halladas es producto de la caída de cenizas.

Esta litofacies está relacionada con la litofacies Areniscas finas y medias tobáceas. Ambas indican la influencia del arco volcánico localizado hacia el oeste (cf. Gana y Wall 1997) durante la depositación de la sección superior de la Formación Saldeño.

Litofacies areniscas calcáreas: Esta litofacies está dividida en dos subfacies: A: areniscas calcáreas finas y medias, y B: areniscas calcáreas medias a gruesas.

La sublitofacies A está compuesta por areniscas calcáreas finas y medianas macizas con cemento carbonático. Las coloraciones son variables blanquecinas, amarillentas o rojizas. Las capas tienen una potencia de entre 3 y 10 cm de espesor y son tabulares, están asociadas a *mudstones* y *wackestones* macizos y lamina-

dos, sobre todo en el segmento medio a superior de la sección calcárea.

La sublitofacies B está compuesta por areniscas medias y gruesas de colores blanquecinos a grisáceos con bioturbación asignada a *Thalassinoides* isp y cemento carbonático. Las capas son macizas y los contactos son netos. La estratofábrica es lenticular en el caso del perfil del arroyo Peine en el que estas facies se encuentran formando el relleno de un canal. El espesor de las capas oscila entre los 20 y 80 cm. La bioturbación es notable, siendo la orientación de los tubos predominantemente vertical con tendencias a ser oblicuos a los planos de estratificación. El relleno de los tubos de *Thalassinoides* es similar al material que conforma su pared.

Interpretación: Se interpreta que estas areniscas se formaron por la acción de episodios tractivos vinculados a corrientes unidireccionales o a la combinación de flujos oscilatorios durante tormentas, lo que permitió la depositación de láminas de fango y material arenoso asociado.

Las capas pertenecientes a la subfacies A se pueden haber formado por la acción de tormentas o por el retrabajo de la zona de mareas producto de corrientes laterales propias del sistema. La presencia de oolitas en estas areniscas calcáreas como intraclastos sugieren que las corrientes afectaban los depósitos oolíticos recientemente formados.

Mientras que la subfacies B ha sido interpretada como correspondiente a la acción de corrientes tractivas que rellenaron canales provenientes desde las planicies costeras hacia la planicie de mareas alternando e interrumpiendo la sedimentación carbonática. La abundante presencia de *Thalassinoides* isp. indica un ambiente somero bien oxigenado, mientras que las características que presentan los tubos, de carecer de una pared que los soporte sugiere que el sustrato era cohesivo y que la cementación se debe haber producido rápidamente después de la sedimentación (cf. Donaldson et al. 1999).

Litofacies anhidrita: Esta litofacies comprende capas de entre 5 y 40 cm de espesor de anhidrita fibrosa y maciza. También es común encontrar nódulos de yeso de aspecto sacaroide. Por alteración la roca se encuentra desagregada.

Interpretación: La formación de la fabrica nodular puede ser el resultado de la disminución del nivel de agua de la zona supramareal. El desecamiento de los sedimentos de las lagunas carbonáticas efímeras y la introducción de aguas subterráneas con salinidad pudo haber contribuido a la disolución parcial de las facies evaporíticas laminadas. La evaporación de estas aguas ricas en sulfatos incrementa la salinidad causando la formación de nódulos, generándose de esta manera la anhidrita nodular. Este proceso se denomina nodulización (cf. Peryt et al. 1993). Estos nódulos se forman por el ascenso de los fluidos por capilaridad a través de un bombeo evaporítico durante la exposición subaérea de

capas fangosas localizadas por encima de la freática. La naturaleza salobre de las aguas porales es consecuencia de la mezcla de aguas continentales y del agua acumulada en las lagunas carbonáticas efímeras.

Estos niveles evaporíticos pueden ser interpretados entonces como producidos en un ambiente supramareal, relacionados con eventos de inundación y evaporación de lagunas carbonáticas efímeras localizadas en la costa.

Interpretación paleoambiental de las secciones media y superior de la Formación Saldeño

En las secciones analizadas de la Formación Saldeño se determinaron dos asociaciones de facies características: asociación de facies A y asociación de facies B.

La asociación de facies A está formada por la alternancia de las siguientes litofacies: limolitas y arcilitas macizas o laminadas, areniscas macizas y laminadas y en forma subordinada aparecen las areniscas tobáceas y areniscas calcáreas, hacia el techo aparecen asociada las litofacies *mudstones* macizos y *wackestones* laminados. Los estratos que conforman estas litofacies son marcadamente tabulares, siendo algunos estratos de las litofacies arenosas, lenticulares.

La presencia de sedimentos finos macizos revela condiciones de deposición de baja energía en un ambiente de planicie carbonática fangosa, probablemente asociadas a sedimentación por decantación en cuerpos lagunares someros con condiciones reductoras (Fig. 8a). La alternancia de las pelitas macizas con capas laminadas o con laminación ondulítica sugieren que los periodos de decantación estaban alternados con facies típicas de corrientes tractivas asociados a condiciones de muy bajo gradiente deposicional. La eventual presencia de capas con grietas de desecación y/o marcas de raíces indican periodos de exposición subaérea. La intercalación de delgadas capas de areniscas tobáceas puede ser interpretada como producto de la acción de canales fluviales provenientes del oeste que retrabajaban sedimentos del arco volcánico durante los períodos de mayores descargas de los ríos.

La presencia de *mudstones* macizos que comienzan a intercalarse hacia el techo de la sucesión sedimentaria indica los primeros contactos con la ingresión marina. La aparición de *mudstones* macizos y laminados se hace cada vez más frecuente hacia el techo de la sección pelítica e indica el inicio de la sección calcárea.

La sección superior calcárea de la Formación Saldeño está caracterizada por la asociación de facies B. Dicha asociación de facies está formada por la alternancia de las siguientes litofacies: pelitas negras y *mudstones* macizos, *mudstones* laminados y *mudstones* macizos, *wackestones* laminados, *wackestones* y *packstones* oolíticos, *grainstones* oolíticos con gasterópodos y litofacies de estromatolitos. Las litofacies de estromatolitos, *wackestones* y *packstones* oolíticos y *grain-*

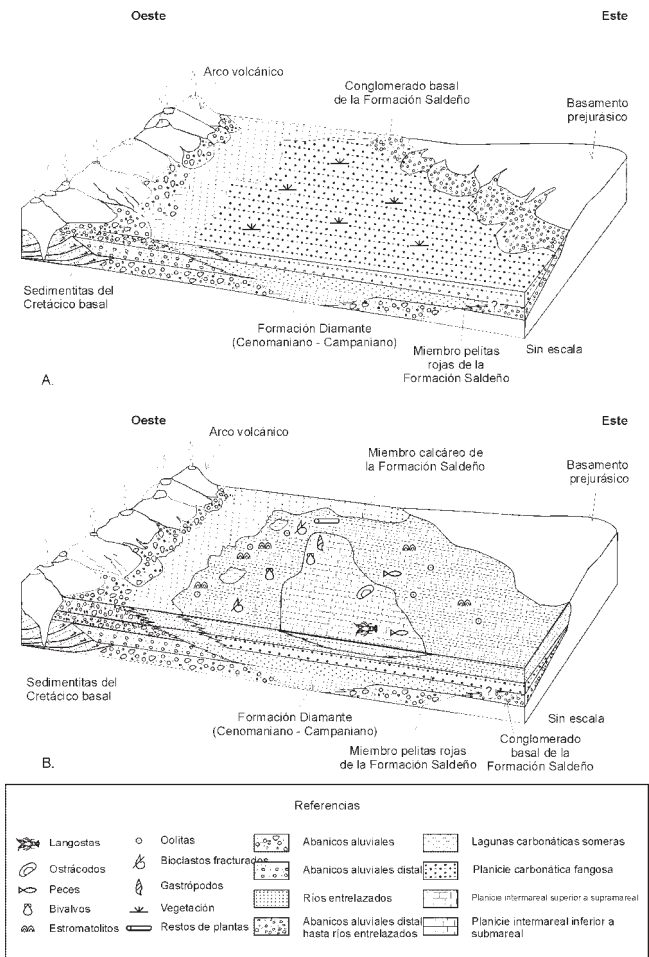


Figura 8: Esquema de evolución paleoambiental de la Formación Saldeño. A. Reconstrucción propuesta para la sección intermedia o pelítica. B. Reconstrucción propuesta para la sección superior o calcárea.

stones oolíticos se encuentran en forma subordinada y aparecen por lo general en el tope de las secuencias estudiadas. Mientras que la presencia de las litofacies de areniscas macizas y laminadas y areniscas tobáceas es saltuaria a lo largo de la secuencia y en algunos perfiles se encuentran más representadas que en otros.

La asociación de facies B caracteriza un ambiente deposicional de planicies de marea con características restringidas (Fig. 8b). Las planicies de marea son sistemas integrados en los cuales se pueden reconocer tres subambientes, correspondientes con depósitos submareales, intermareales y supramareales. En los perfiles analizados a lo largo de la sección calcárea de la Formación Saldeño se han reconocido estos subambientes.

La zona submareal está caracterizada por la presencia de facies finas, que se depositan por decantación y que se encuentran por debajo del nivel de mareas inferior y que rara vez o nunca registran eventos de exposición subaérea; ésta zona es vital para la dinámica del sistema de planicie de mareas ya que es la proveedora del sedimento que es transportado hacia zonas menos profundas ya sea por condiciones de marea normales o

por tormentas. Los depósitos característicos de esta zona son los *mudstones* macizos y laminados.

Los sedimentos intermareales, son los que se generan entre la alta y la baja marea. Los mismos están expuestos a condiciones subaéreas una o dos veces por día de acuerdo con el régimen mareal imperante en el ambiente y los vientos de la zona. Los sedimentos que predominan son los correspondientes a las litofacies de *mudstones* laminados y *mudstones* macizos y las litofacies de *wackestones* macizos y *wackestones* laminados. Las litofacies de *packestones* y *wackestones* oolíticos y de *grainstones* oolíticos con gasterópodos se localizan en sectores de la costa con acción de aguas agitadas y de poca profundidad.

Los sedimentos de la zona supramareal son aquellos que se depositan por encima de línea de marea alta y están expuestos a condiciones subaéreas la mayor parte del tiempo. En esta zona también se pueden identificar sedimentos laminados de origen algal con el desarrollo de estructuras «*bird-eyes*», que corresponden a sedimentos pertenecientes a la litofacies estromatolitos. Es importante destacar que la presencia de estromatolitos es característica en los ambientes de planicie de mareas, tanto de los sectores supramareales como de los sectores intermareales superiores.

En el perfil del arroyo Duraznito y en la sección basal del perfil del arroyo Morado, interestratificado tanto en la asociación de facies A como en la asociación de facies B aparece bien representada la litofacies de anhidrita asociada con *mudstones* macizos y laminados. Las características sedimentarias de estas asociaciones de facies, sugieren la presencia de dos subambientes uno de tipo “*sabkha*” y otro relacionado a la depositación de capas de evaporitas que no tienen relación con un ambiente de tipo “*sabkha*”. Sin embargo, es importante destacar que la presencia de ciclos de “*sabkha*” no necesariamente implica un clima árido en la región. La presencia de evaporitas en regiones húmedas está relacionada a un aumento de la concentración de las sales que se encuentran en el agua mientras se produce la evaporación. Este aumento de concentración de las sales provoca que la luz solar se refracte aún más en las aguas salobres produciendo temperaturas del agua lo suficientemente elevadas para que el proceso de evaporación continúe aún en ambientes relativamente húmedos (cf. Schreiber y El Tabakh 2000).

Tal es el caso de los sedimentos del arroyo Duraznito y del arroyo Morado (Figs. 1, 2 y 3), los cuales se podrían haber formado en una laguna carbonática efímera generada sólo en esos sectores de la cuenca por eventos de inundación que provocaron la acumulación de agua salobre en regiones más deprimidas de la costa. Los sedimentos evaporíticos comenzaron a desarrollarse cuando la evaporación del cuerpo de agua fue mayor al ingreso de agua a la región deprimida generando acumulaciones de niveles evaporíticos intercalados entre los depósitos supramareales, que en algunos casos generaron un ambiente de tipo “*sabkha*”. En el per-

fil del arroyo Duraznito se detectaron tres sectores con niveles evaporíticos; en dos de los cuales se pudo identificar varios ciclos de “*sabkha*” según la clasificación de Shearman (1978). En el perfil estudiado los ciclos de “*sabkha*” están formados por un sector basal de *mudstones* laminados en capas de no más de 5 cm espesor con intercalaciones de capas con laminación algal, un sector intermedio de hasta 10 cm de espesor formado por capas arenosas finas y capas de anhidrita nodular con intercalaciones de delgados *mudstones* con laminación ondulítica que culminan con areniscas medias o pelitas mediante un contacto neto. Sobre éste se inicia nuevamente otro ciclo. Estos ciclos se observan por algo más de 10 metros y luego la sucesión sedimentaria continúa con limolitas y arcilitas macizas o laminadas o con bancos calcáreos según la sección analizada.

Como conclusión general se puede establecer que el predominio de sedimentos de tamaño de grano fino, la escasez de estructuras sedimentarias de corriente y de oscilación, la presencia de bioturbación abundante y la baja diversidad faunística son todos rasgos que caracterizan planicies de mareas de baja energía con rango de mareas también bajo y con circulación restringida.

Ciclicidad de la Formación Saldeño

A lo largo del desarrollo vertical de estas asociaciones de facies se puede observar un arreglo estratocreciente y somerizante hacia el techo. Dentro de este arreglo particular se han identificado lo que Hardie (1986) denominó secuencias sedimentarias somerizantes del orden del metro de espesor (*metre-scale shallowing-upwards sedimentary sequences*). Estas secuencias están caracterizadas por una sucesión de capas sedimentarias que se inicia con calizas submareales, pasan por sedimentos intermareales y culminan con depósitos supramareales.

Estas secuencias somerizantes son características de ambientes perimareales carbonáticos como se observa en la Formación Saldeño. Están representadas en espesas sucesiones sedimentarias que alcanzan centenares de metros en paquetes del orden del metro de potencia. Estos ciclos son generalmente asimétricos y han sido referidos también en la literatura geológica como ciclos agradacionales puntuales (*punctuated aggradational cycles*) por Anderson y Goodwin (1990).

La ciclicidad observada en la Formación Saldeño puede ser adjudicada a factores aloclícos, más específicamente a un ascenso eustático del nivel global del mar.

Conclusiones

Los resultados sobre el análisis paleoambiental de la Formación Saldeño pueden ser divididos en dos. En

primer lugar se ha establecido que la sección conglomerádica basal corresponde a un ambiente de abanicos aluviales hasta ríos entrelazados distales relacionados con el borde de cuenca (Fig. 7) y que carecen de relación con la ingresión marina procedente del Atlántico.

En segundo lugar y sobre la base de las asociaciones de facies analizadas para las secciones media y superior de la Formación Saldeño se establece que el ambiente de sedimentación de las mismas corresponde a un ambiente de planicie fangosa de origen continental que es reemplazado paulatinamente por una planicie de mareas (*tidal flat*) con características netamente progradantes (Fig. 8a y b), generada a partir de una ingresión marina proveniente del Atlántico y con influencia del arco volcánico localizado al oeste.

Las características sedimentológicas presentadas en este trabajo y los fósiles hallados en la Formación Saldeño (Tunik y Concheyro 2002) permiten inferir un ambiente marino somero con características restringidas generado durante el Cretácico tardío, más precisamente durante el Maastrichtiano.

Agradecimientos

El presente trabajo es parte de la Tesis Doctoral de la autora realizada en el Laboratorio de Tectónica Andina de la Universidad de Buenos Aires y fue financiado con fondos del proyecto UBACYT TW87. El apoyo brindado por los Dres. Victor A Ramos y Ricardo M. Palma como director y codirector de la misma fue de suma importancia. Asimismo se agradecen las discusiones y comentarios con los jurados de la tesis Dres. Casadío, Gulisano y Legarreta, los que enriquecieron los resultados publicados. Agradezco también las correcciones efectuadas por los árbitros de este trabajo que mejoraron la versión definitiva del mismo. Finalmente, deseo agradecer a Amancay Martínez, Sergio Orts y Martín Pereyra por su colaboración en las tareas de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, E. J. and P. W. Goodwin, 1990. The significance of metre-scale allocycles in the quest for a fundamental stratigraphic unit. *Journal of the Geological Society of London* 147: 507-518. Londres.
- Armando, V., 1949. Observaciones geológicas en la Alta Cordillera de Mendoza, Depto. de Tunuyán entre el río Palomares y el Cordón del Marmolejo al oeste del río Tunuyán. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 93 p. (Inédito).
- Bathurst, R. G. C., 1971. Carbonate sediments and their diagenesis: Elsevier, 620 pp., Amsterdam.
- Baulés, O. L., 1951. Levantamiento geológico de la Hoja 25a Alto valle del río Tunuyán (1:100.000), Provincia de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito, 70 pp., Buenos Aires.
- Blair, T. C., 1999. Sedimentology of the debris-flow-dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology* 46: 941-965.
- Blair, T. C. and J. C. McPherson, 1998. Recent debris flow processes and resultant form and facies of the Dolomite alluvial fan, Owens Valley, California. *Journal of Sedimentary Research* 68: 800-818.
- Cas, R. A. and J. V. Wright, 1987. Volcanic successions: modern and ancient, a geological approach to processes, products and successions. Allen and Unwin, London, 528 pp.
- Darwin, C. R., 1846. Geological observations in South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, during the year 1832 to 1836, under the command of Capt. Fitz Roy, 279 pp., R.N. Smith, Elder and Co., London.
- Donaldson, W. S., G. A. Plint and F. Longstaffe, 1999. Tectonic and eustatic control on deposition and preservation of Upper Cretaceous ooidal ironstone and associated facies: Peace River Arch area, NW Alberta, Canada. *Sedimentology* 46: 1159-1189.
- Ekdale, A., Brown, F. and Feibel, C., 1989. Nonmarine macroborings in early Pleistocene algal biolithite (Stromatolites) of the Turkana Basin, northern Kenya. *Palaios* 4: 389-396.
- Fabricius, F. H., 1977. Origin of marine ooids and grapestones. *Contributions in Sedimentology* 7, 113 pp.
- Fidalgo, F., 1958. Contribución al conocimiento del Carbónico en las nacientes del río Tunuyán (provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13(2): 105-133.
- Fidalgo, F., 1959. Contribución al conocimiento de la geología en las nacientes del río Tunuyán. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 83 p. (Inédito).
- Flügel, E., 1982. Microfacies analysis of limestones: Springer-Verlag, 610 pp., Berlin.
- Frey, R.W., S.G. Pemberton and T.D.A. Saunders, 1990. Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship. *Journal of Paleontology* 64: 155-158.
- Gana, P. y R. Wall, 1997. Evidencias geocronológicas Ar/Ar y K/Ar de un hiatus cretácico superior - eoceno en Chile Central (33°-33°30'). *Revista Geológica de Chile* 24(2): 145-163.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja 1. Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1(3): 117-208. Reimpreso en: *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones*, 1-174, Buenos Aires.
- Hardie, L. A., 1986. Stratigraphic models for carbonate tidal-flat deposition. In L. A. Hardie and E. A. Shinn (Eds.) *Carbonate depositional environments*. Colorado School of Mines: Part 3: Tidal Flats: 59-74, Quarterly.
- Illing, L. V., 1954. Bahamian calcareous sands. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 38: 1-95.
- Johnson, A. M., 1970. Formation of debris flow deposits. En A. M. Johnson (Ed.) *Physical Processes in Geology*. Freeman Cooper: 433-448, San Francisco.
- Logan, B. W., R. Rezak and R. N. Ginsburg, 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology* 72: 68-83.
- Loreau, J. P. and B. H. Purser, 1973. Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. En B. H. Purser (Ed.) *The Persian Gulf*, Springer-Verlag: 279-328, Berlin.
- Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Lasemi, Y. and Brenner, R. L., 2001. Sequence stratigraphy and sea level history of the upper Paleocene strata in the Kopet-Dagh basin, northeastern Iran. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*: 85(5): 839-859, Tulsa.
- Miall, A. D., 1978. Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En A. D. Miall (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir: 597-604.
- Moore, J.G. and D.L. Peck, 1962. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western United States. *Journal of Geology*, 70: 182-193.

- Newell, N. D., E. G. Purdy and J. Imbrie, 1960. Bahamian oolite sand. *Journal of Geology* 68: 481-497.
- Pascual, R., 1949. Observaciones geológicas en la Cordillera de Mendoza, Departamento de Tunuyán, entre Mesón San Juan y el río Palomares, al oeste del Alto río Tunuyán. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 86 p. (Inédito).
- Peryt, T. M., Orti, F. and Rosell, L. 1993. Sulfate platform basin transition of the Lower Wena anhydrite Zechstein, Upper Permian, Western Poland, facies and petrography. *Journal of Sedimentary Petrology* 63: 646-658.
- Polanski, J., 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontana del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Físicas y Naturales, Contribuciones científicas, Serie Geología, 95-139, Buenos Aires.
- Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja Geológica 25a Volcán de San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 101: 1-92, Buenos Aires.
- Purser, B. H., 1980. Regional tectonics and Quaternary sedimentation in the Persian-Arabian Gulf. *International Geological Congress, Abstracts* 26(2): 532.
- Raggio, F., 1997. Geología del sector norte del río Palomares, Alto río Tunuyán, Provincia de Mendoza (33°33'-33°38'S). Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 114 p. (Inédito)
- Reading, H. G., 1986. *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, 615 pp, Oxford.
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47(1): 179-214.
- Rusnak, G. A., 1960. Sediments of Laguna Madre, Texas. In F. P. Shepard, F. B. Phleger and T. H. van Andel (Eds.) *Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico*. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin: 153-196, Tulsa.
- Schreiber, B. C. and M. El Tabakh, 2000. Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology* 47(1): 215-238.
- Shearman, D. J., 1978. Halite in sabkha environments. In W. E. Dean and B. C. Schreiber (Eds.) *Marine Evaporites*. SEMP Short Course: 30-42. Society of Sedimentary Geology. Tulsa, OK, United States.
- Shinn, E. A., 1983. Tidal flat environments. In P. A. Scholle, D. G. Bebout and C. H. Moore (Eds.) *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir: 171-210, Tulsa.
- Trumpy, E., 1941. Excursión al Alto Valle del Río Tunuyán. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe inédito, Buenos Aires.
- Tunik, M. A., 2001. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la alta cordillera de Mendoza. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 257 p. (Inédito).
- Tunik, M. A. y A. Concheyro. 2002. Primer hallazgo de nanofósiles calcáreos de la Formación Saldeño (Cretácico tardío), alta Cordillera de Mendoza, Argentina. en: Cabaleri N., Cingolani, C. A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). *Actas del 15° Congreso Geológico Argentino CD-ROM*. Artículo N° 113. 6pp. Calafate.
- Uliana, M. A y Dellepé, D. A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maastrichtiana-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 673-711.
- Walter, M.R., 1976. *Stromatolites*. Developments in sedimentology. Elsevier Scientific Publication. Amsterdam, Netherlands. 790 pp.
- Wilson, J. R., 1975. *Carbonate facies in geological history*: Springer-Verlag, 471 pp., New York.

Recibido: 21 de mayo, 2002

Aceptado: 13 de agosto, 2003