

Tesis de Licenciatura

Evolución paleoambiental, ciclicidad y estratigrafía secuencial en los depósitos de la Fm. Bardas Blancas (Mesosecuencia Cuyo) Cuenca Neuquina - Mendoza

Chacra, Juan E.

2007

Tesis presentada para obtener el grado de Licenciado en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis de licenciatura de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the Six-Year Bachelor's Theses Collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Chacra, Juan E.. (2007). Evolución paleoambiental, ciclicidad y estratigrafía secuencial en los depósitos de la Fm. Bardas Blancas (Mesosecuencia Cuyo) Cuenca Neuquina - Mendoza. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO000869_Chacra

Cita tipo Chicago:

Chacra, Juan E.. "Evolución paleoambiental, ciclicidad y estratigrafía secuencial en los depósitos de la Fm. Bardas Blancas (Mesosecuencia Cuyo) Cuenca Neuquina - Mendoza". Tesis de Licenciado. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2007. http://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO000869_Chacra

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

Universidad de Buenos Aires (UBA)
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN)
Departamento de Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura

**Evolución paleoambiental, ciclicidad y estratigrafía secuencial
en los depósitos de la Fm. Bardas Blancas (Mesosecuencia Cuyo)
Cuenca Neuquina - Mendoza**



Autor: Juan E. Chacra

77586

Director: Ricardo M. Palma

Año: 2007

ÍNDICE

RESUMEN	3
NATURALEZA Y OBJETIVOS DEL TRABAJO	5
▪ Objetivos	5
▪ Metodología de trabajo	5
GEOGRAFÍA	6
▪ Ubicación	6
▪ Orografía	8
▪ Clima	9
▪ Hidrología	9
▪ Suelos y vegetación	10
GEOMORFOLOGÍA	10
▪ Cordillera Principal	12
MARCO TECTÓNICO GENERAL	14
▪ Cordillera de los Andes	14
MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL	17
▪ Cuenca Neuquina	22
▪ Antecedentes	23
ESTRUCTURA (zona de estudio)	24
ESTRATIGRAFÍA	27
○ Gr. Choiyoi	29
○ SUPERSECUENCIA INFERIOR	30
• Mesosecuencia Precuyo	30
□ Formación Remoredo	31
• Mesosecuencia Cuyo	31
□ Formación Bardas Blancas	33
□ Formación Tres Esquinas	34
□ Fm Lajas	36
□ Formación Calabozo	37
□ Formación Tábanos	39
• Mesosecuencia Lotena	39
□ Formación La Manga	40
□ Formación Auquilco	41
□ Formación Tordillo	42
□ Formación Vaca Muerta	43
○ Cubierta Cenozoica	44

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO	46
▪ Análisis estratigráfico de Formación Remoredo	46
○ Introducción	46
○ Descripción de facies	48
○ Asociaciones de facies	48
○ Interpretación Paleoambiental	49
▪ Análisis estratigráfico de Formación Bardas Blancas	50
○ Introducción	50
○ Descripción de facies	54
○ Interpretación de facies	65
○ Asociaciones de facies	75
CONCENTRACIONES FOSILÍFERAS	79
CICLICIDAD	86
▪ Ciclicidad en la Formación Bardas Blancas	86
ANÁLISIS SECUENCIAL Y EVOLUCIÓN AMBIENTAL	96
CONCLUSIONES	100
AGRADECIMIENTOS	103
BIBLIOGRAFÍA	104
▪ Trabajos citados y/o consultados	104
ANEXOS	125
A. Perfil [Escala _v 1:150] Formación Remoredo - río Potimalal	
B. Perfil [Escala _v 1:150] Formación Bardas Blancas - río Potimalal	
C. Mapa [Escala 1:30.000] y corte geológico de la zona de estudio	

RESUMEN

El presente trabajo de Licenciatura comprende el relevamiento de los afloramientos correspondientes a las Formaciones Remoredo y Bardas Blancas, aflorantes en el río Potimalal, en las inmediaciones de la confluencia con el arroyo La Vaina, en el sector sur de la provincia de Mendoza, en el ámbito de Cuenca Neuquina.

La Formación Remoredo está conformada por componentes eminentemente piroclástico-volcánicos y clásticos continentales, de hábito lenticular y cuneiforme y distribución areal restringida. Se reconocieron 4 litofacies: a) Arenisca media a fina, masiva o laminada, b) Arenisca tobácea media a gruesa, c) Fangolita tobácea y d) Arenisca gruesa a sabulítica. Estas litofacies han sido agrupadas definiendo asociaciones de facies que ambientalmente se vinculan a: ríos entrelazados areno gravosos con cambios en el estado de flujo, en un ambiente de abanico aluvial medio a distal y una red distributaria propia de depósitos de canal y su planicie arenosa y fangosa asociada; y un ambiente más distal de un sistema restringido, donde la red fluvial distributaria desembocó en un medio lacustre de características hidrológicas variables con la presencia de una planicie fangosa o barreal constituida por las facies de depósitos más finos que se interestratifica con las facies de areniscas que representarían los rellenos de cauces de mediana a alta sinuosidad que atravesaron esta planicie.

El ambiente en el que se desarrolló la Formación Remoredo estuvo fuertemente influenciado por procesos volcánicos, lo que generó la conformación de depósitos mixtos, vinculado a depocentros desconectados en una etapa de *synrift* de la cuenca (Triásico Superior a Jurásico Inferior).

Para la Formación Bardas Blancas, se agruparon las distintas facies en función de su vinculación espacial y genética. Consiguientemente, pudieron reconocerse 12 litofacies: a) Ortoconglomerado polimítico, b) Arenisca gruesa a sabulítica con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) e intercalaciones de lentes conglomerádicas, c) Arenisca gruesa con laminación paralela, d) Arenisca fina masiva (Sm), e) Arenisca bioclástica fina a media, f) Arenisca media a fina con estratificación entrecruzada tipo "*hummocky*" (HCS), g) Arenisca media con estratificación entrecruzada tipo "*swaley*" (SCS), h) Arenisca fina con laminación paralela (Sl), i) Arenisca fina a limosa laminada, j) Arenisca fina a media laminada, k) Limolita intensamente bioturbada y l) Limolitas laminadas. A su vez, la litofacies compuesta por areniscas bioclásticas finas a medias fue estudiada a partir de su fértil contenido paleontológico. De este modo pudieron determinarse concentraciones fosilíferas que, según el enfoque adoptado, han sido definidas como: concentraciones politípicas (diversos tipos fósiles), de evento (episodios de acumulaciones breves y únicos), sedimentológicas (los bioclastos toman un comportamiento similar al de una partícula) y parautóctona (no hay evidencias de transporte fuera del hábitat original, sólo retrabajo).

El estudio litofacial permitió definir 4 asociaciones de facies, que fueron utilizadas para reconstruir la historia sedimentaria dentro de un ambiente marino de plataforma, reflejando la actividad de uno o varios procesos en un determinado medio y así emplearse como diagnóstico para establecer el sub-ambiente en el cual se depositaron. Estos elementos deposicionales corresponden a: i) "shoreface" medio a alto, ii) "shoreface" inferior hacia el límite con la plataforma interna, iii) plataforma interna, y iv) plataforma externa.

Estudios sobre ciclicidad en la Formación Bardas Blancas permitieron definir 2 órdenes de ciclos, según clasificación de Einsele (1992): de 3^{er} y 4^{to} orden, ambos de carácter *autocíclico*. Respecto a los de 4^{to} orden, se trata de 54 ciclos asimétricos, granodecrecientes e incompletos, habiéndose definido el *ciclo básico* o *elemental* a aquel caracterizado por los componentes que

definen una tempestita proximal. Son ciclos observables a escala estrato y constituidos por diversos tipos litológicos. Se reconocieron 14 clases, basándose en la disposición y términos presentes: truncados, parciales, con ausencia de términos basales e híbridos. La disposición y alternancia de los términos presentes en cada ciclo, y por consiguiente de los ciclos mismos, responde a períodos de tormenta (evento) e inter-tormenta (condiciones normales).

Con relación a los de 3^{er} orden, se trata de 4 ciclos cuyos espesores son, de base a techo: 10.0 m, 23.9 m, 43.3 m y 20.4 m. Cada ciclo refleja cambios que van desde escenarios de alta energía en un ambiente de plataforma afectada por tormentas, con la consiguiente depositación de areniscas fuertemente amalgamadas por la acción del oleaje, y que por lo general se ubican hacia la base de cada ciclo, a condiciones de moderada oxigenación, propias de un ambiente de baja energía, evidenciadas por la depositación de material fino, cuando la influencia del oleaje sobre el lecho fue mínima, y frecuentemente ubicadas hacia el tope. Esto define un arreglo grano y estrato-decreciente. La presencia de areniscas amalgamadas en la base de cada ciclo de 3^{er} orden, seguidas de areniscas con bajo grado de amalgamación e intercalaciones limolíticas en el sector medio, y limolitas/arcilitas finas hacia el tope, se interpreta como la profundización relativa del medio marino (plataforma) evidenciando un arreglo transgresivo. Las condiciones de alta energía del ambiente al inicio de cada ciclo, que suprayacen a depósitos pelíticos del ciclo precedente, responden a un descenso relativo del nivel del mar (*relative base level drop*), por lo que los ciclos estudiados quedan definidos por límites de secuencias que determinan, a su vez, secuencias deposicionales.

NATURALEZA Y OBJETIVOS DEL TRABAJO

El presente trabajo de Licenciatura forma parte de los requisitos dispuestos por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN) perteneciente a la Universidad de Buenos Aires (UBA) para la obtención del título de Licenciado en Ciencias Geológicas.

Para ello se realizó un estudio sedimentológico y paleoambiental para las Formaciones Remoredo y Bardas Blancas de afloramientos relevados en el sur de la provincia de Mendoza, en el Departamento de Malargüe, en la margen oriental del río Potimalal, en inmediaciones de los arroyos La Vaina y de Las Hormigas.

La Formación Remoredo forma parte de la Mesosecuencia Precuyo (Jurásico Inferior) y la Formación Bardas Blancas de la Mesosecuencia Cuyo (Jurásico Inferior a Medio).

Para la Formación Bardas Blancas se realizó, adicionalmente, un estudio petrográfico, de concentraciones fosilíferas, ciclicidad, de análisis secuencial y de la evolución del ambiente deposicional dentro de un marco geológico regional.

Objetivos

Los objetivos principales del trabajo son:

- Caracterizar las unidades litoestratigráficas aflorantes en el área de estudio.
- Levantar un perfil estratigráfico de detalle.
- Caracterizar litofacialmente cada unidad estudiada.
- Definir asociaciones de facies que ayuden a interpretar el ambiente deposicional que tuvo lugar en la comarca durante el período estudiado.
- Definir y caracterizar órdenes de ciclos.
- Utilizar los ciclos para realizar reconstrucciones sedimentarias y ambientales, y así poder encuadrar el estudio dentro de un marco geológico regional de la cuenca.

Metodología de trabajo

Se efectuaron las siguientes tareas para llevar adelante el presente trabajo:

- Recopilación y análisis de la información disponible para el área de estudio.
- Interpretación fotogeológica previa a la salida al campo.
- Relevamiento de las unidades litoestratigráficas.
- Confección de 2 perfiles a escala 1:150 de las Formaciones Remoredo y Bardas Blancas.
- Análisis litofacial de las unidades descriptas.
- Asociaciones de facies.
- Descripción de concentraciones fosilíferas en litofacies fértiles.
- Muestreo mesoscópico y microscópico para estudio petrográfico.
- Definición de ciclos de distinta jerarquía.
- Reconstrucción paleoambiental dentro de un marco geológico regional.
- Confección de un mapa 1:30.000 de la zona de estudio.

GEOGRAFÍA

Ubicación

La zona de estudio se halla ubicada en la porción sur de la provincia de Mendoza, en el Departamento de Malargüe, circunscripta en el ambiente de Cuenca Neuquina. Se encuentra a 25 km de la localidad de Bardas Blancas en dirección oeste-suroeste y a 90 km en dirección suroeste de la ciudad de Malargüe (Figura 1). Está comprendida entre los meridianos 69.9419° - 70.0430° de longitud oeste y los paralelos 35.8712° - 35.9540° de latitud sur.

Los perfiles estratigráficos relevados en el presente trabajo para la Formación Bardas Blancas (Figura 2) y la Formación Remoredo corresponden a la margen oriental del río Potimalal, en las inmediaciones del arroyo La Vaina y de Las Hormigas.

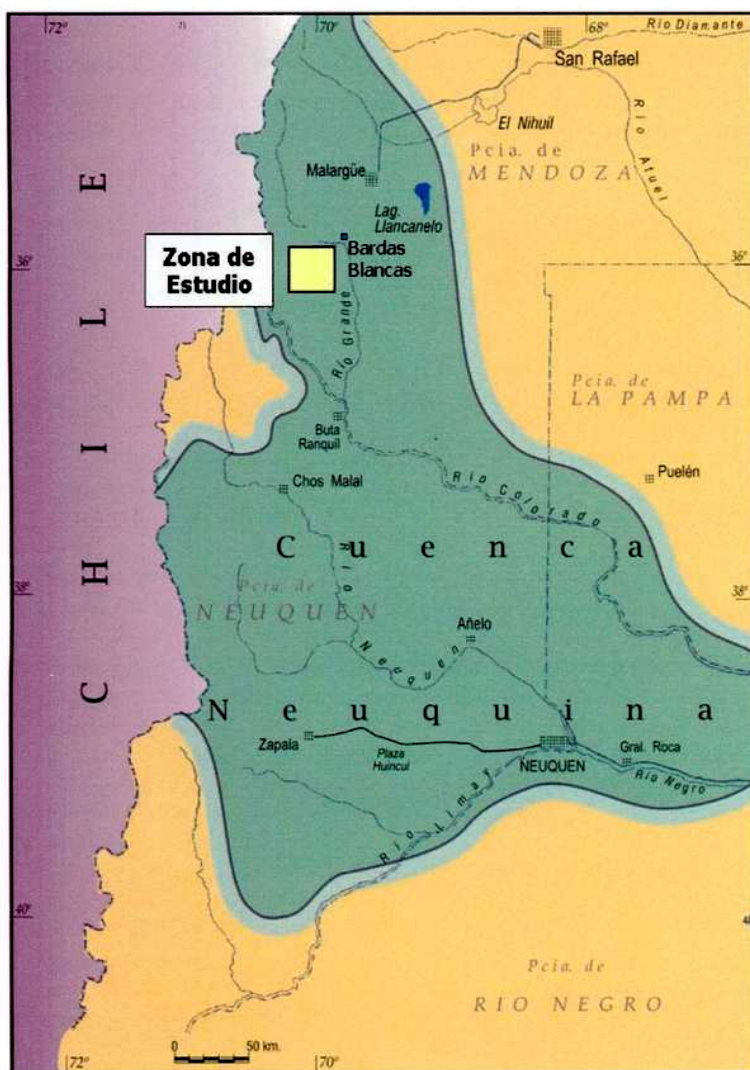


Fig. 1: Mapa de la cuenca Neuquina con información política y geográfica. Se demarca la zona de estudio. Tomado y modificado de Vergani *et al.* (1995).



Fig. 2: Afloramiento de la Formación Bardas Blancas en la margen oriental del río Potimalal, en las inmediaciones del arroyo La Vaina.

El acceso principal es la ruta nacional RN40 que une Bardas Blancas con Malargüe por el norte, y Bardas Blancas con Zapala y otros centros poblados de la provincia de Neuquén por el sur. Bordeando la margen sur del río Grande, se encuentra la ruta provincial RP224 que une Bardas Blancas con las localidades del río Potimalal y Las Loicas. Otros caminos secundarios que se vinculan con la ruta troncal RN40 son: el que conduce a Pampa Palauco, pasando por La Batra y uniéndose a la RN40 frente al cerro Chihuido; el que conduce desde Malargüe a la mina "La Valenciana"; y el que, siguiendo el valle del río Potimalal, conduce a la mina "La Mercedes" (Figura 3).

La localidad de Bardas Blancas cuenta con un destacamento policial, una escuela primaria y un almacén de ramos generales con hospedaje. En zonas cercanas a la localidad, se emplazan puestos o "ranchos" (algunos poseen proveeduría) donde la actividad principal es la ganadería, criándose: ovinos, caprinos, bovinos y yegüerizos. La agricultura se practica en pequeña escala, aprovechando las aguas disponibles por cursos de orden menor.

Al puesto Maule (o paso Pehuenche) que une Argentina con Chile, se llega desde la localidad de Las Loicas por la ruta provincial RP145, conduciéndose desde ésta en dirección suroeste. La altimetría de cruce es de 2553 msnm y la distancia a la zona de estudio es de 85 km aproximadamente (Figura 3).

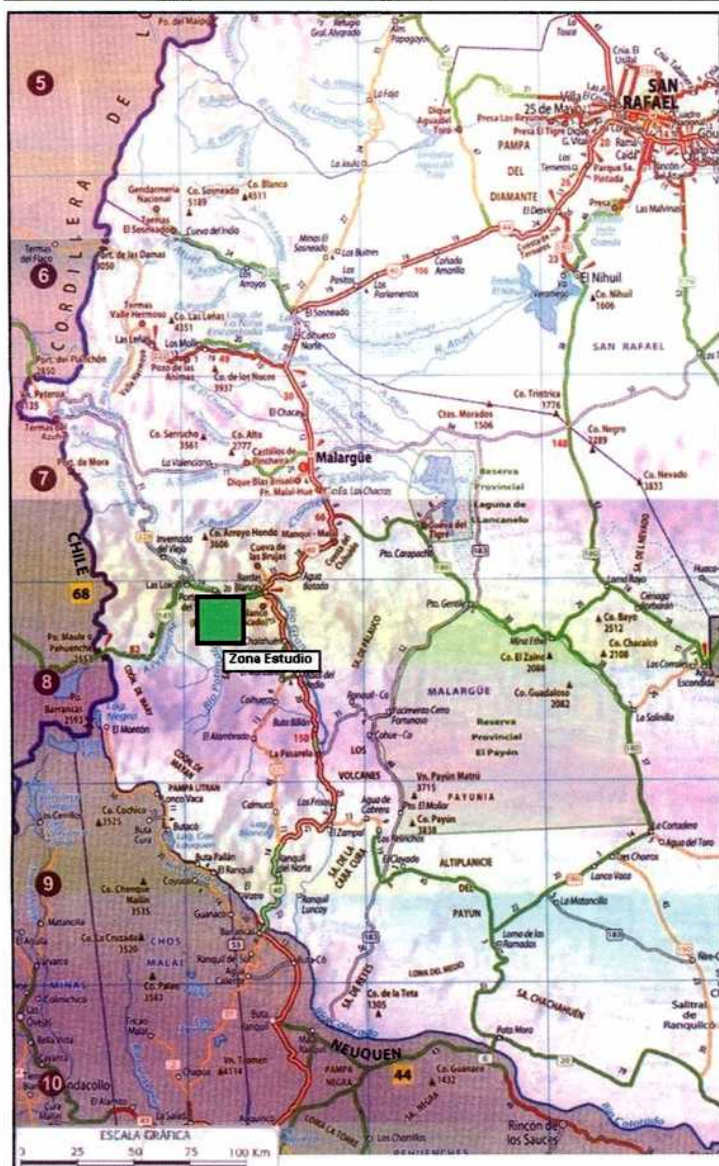


Fig. 3: Mapa vial del sector sur de la provincia de Mendoza, con los principales rasgos hidrológicos. Se demarca la zona de estudio.

Orografía

La zona de estudio se enmarca dentro de un relieve montañoso que forma parte de la *Cordillera Principal*. Este relieve está formado por una sucesión de cordones de rumbo meridiano, cuyas alturas absolutas crecen hacia el oeste. Dichos cordones no están muy bien delimitados, ni alcanzan tampoco gran altura, y están cortados casi transversalmente por los grandes colectores de la red de drenaje, tales como el río Malargüe y el río Grande (Dessanti, 1973).

Los principales elementos orográficos son: el cerro de la Gotera (cota: 2477 msnm), cerro Risco Negro (2453 msnm), cerro Bardas Blancas (1979 msnm), Doña Juana (2036 msnm) y Butalo (2214 msnm); en la Sierra de la Ventana, el cerro Puntudo de la Ventana (2769 msnm), el cerro Moncol (2517 msnm) y el cerro Portón Agua de la Piedra (2703 msnm). Al sur del río Grande y al este del río Potimalal se desarrolla el cordón de Palao Mahuida, con una elevación máxima de 3237 msnm (Figura 4).

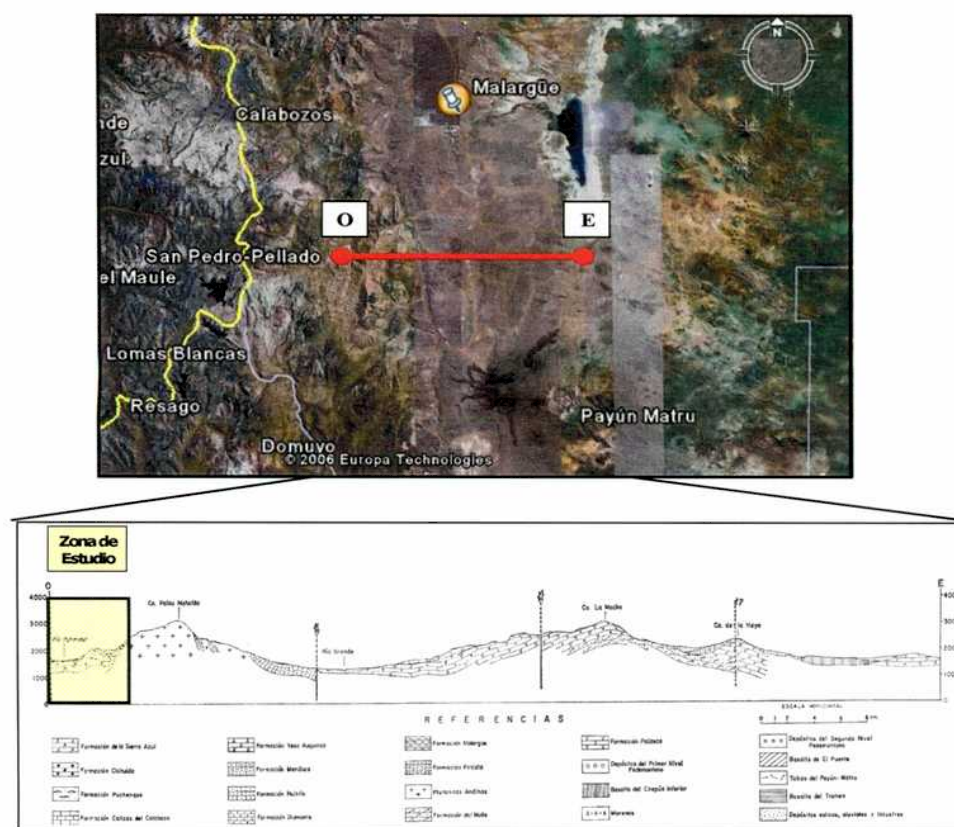


Fig. 4: Arriba: Imagen satelital de superficie con traza de corte O-E. Extraído de GoogleEarth. Abajo: Corte estructural O-E, con la zona de estudio demarcada. Tomado y modificado de Dessanti (1973).

Clima

El clima es favorable para la vida del hombre y del ganado durante todo el año en la región baja al sureste de la provincia y en los valles anchos y abrigados de la región montañosa. La estacionalidad es marcada, por lo que el verano es cálido durante el día y fresco por las noches. En esta estación se registran lluvias violentas y de corta duración, acompañadas de pedrisco. Los meses de enero y febrero pueden considerarse libres de heladas. En cambio, durante el invierno las noches son muy frías, descendiendo la temperatura hasta por debajo de -20°C , nevando con frecuencia, especialmente en la región montañosa (Dessanti, 1973). Los vientos son frecuentes y soplan prácticamente durante todo el año; por lo general del noreste o del suroeste.

Hidrología

La cuenca del río Grande vuelca sus aguas en el río Colorado y es el curso más caudaloso de la provincia de Mendoza, con $100 \text{ m}^3/\text{s}$ (Mikkan y Alessandro de Rodríguez, 1998). Aguas abajo, se une con el río Barrancas para conformar el río Colorado. En la zona estudiada, recibe desde su margen norte las aguas de los arroyos Piedra Hernández, de la Gotera, Chacaycó, Chequencó y Agua Botada; en tanto que el río Potimalal, donde se emplaza el presente trabajo, y el arroyo Ranquil vierten sus aguas en la margen sur. Desde su cabecera hasta la localidad de Bardas Blancas, el río Grande recorre más de 100 km de extensión.

A diferencia de otros ríos mendocinos, cuando el río Grande se aleja de la cordillera, no penetra en la zona de planicie, sino que se desvía en dirección sur hacia la zona de la Payunia. Es un río que posee una gran pendiente y su desnivel se ubica entre los 4600 msnm en su parte más alta y los 835 msnm en su parte más baja, con condiciones geológicas y topográficas que permiten un aprovechamiento de su potencial hidro-energético.

Unicamente las aguas provenientes de la cuenca del río Grande tienen desagüe en el océano (Dessanti, 1973), donde bajan desde la cordillera de los Andes en el sur mendocino para llegar al río Colorado (límite entre Mendoza y Neuquén) y desembocar posteriormente en el Atlántico en el extremo sur de Buenos Aires. Otros, como el río Malargüe, al norte de la zona estudiada, vuelcan sus aguas en la laguna de Llanquanelo. Muchos arroyos temporarios de la región oriental se pierden por evaporación e infiltración en el subsuelo al alcanzar las cuencas cerradas donde tienen su nivel de base local o a través de la generación de lagunas temporarias (Dessanti, 1973).

Suelos y vegetación

Tienen importancia para la agricultura los suelos desarrollados en ambas márgenes del cauce del río Grande, cuyos enormes caudales de agua no son completamente aprovechados (Dessanti, 1973). Aguas abajo de Bardas Blancas, existe a lo largo del cauce una faja de suelo de algunos kilómetros de ancho, susceptible de ser aprovechada mediante obras de riego. A lo largo de sus afluentes, tales como el río Potimalal, Agua Botada, Lululén, del Salto, del Carrizal, etc., hay suelos que serían aptos para la agricultura.

Hay diferentes pisos cubiertos con una vegetación controlada, debido a las condiciones de temperatura y humedad reinantes en las diferentes alturas. Las condiciones más favorables para el crecimiento de vegetación se hallan comprendidas entre los 1800 y 2200 msnm. A estas alturas, las formaciones leñosas y herbáceas alcanzan su mayor desarrollo. Entre los arbustos más apreciados en el uso local como combustible, están la "jarilla" (especies varias del género *Larrea*), el "chañar" (*Gourliea* sp.) y el "solupe" (*Ephedra* sp.). Las praderas constituidas por especies de gramíneas xerófilas ("pastos duros"), que alternan con las formaciones leñosas, alcanzan su mejor desarrollo en estas altitudes debido a la mayor cantidad de precipitaciones, otorgándole al suelo más humedad.

Por encima de los 2200 msnm la cubierta vegetal se empobrece rápidamente a causa del clima desértico y frío reinante, ya que el agua contenida en el suelo permanece congelada la mayor parte del año. La superficie queda desprovista de vegetación, con excepción de ciertas especies vegetales adaptadas a estas condiciones. Tal es el caso de la "llareta" (*Azorella* sp. sp.), que forma cojines y provee de leña a los arrieros que atraviesan la Cordillera.

Por debajo de los 1800 msnm, con la disminución de las precipitaciones, la cubierta vegetal se hace más rala y los elementos que la componen disminuyen su tamaño, aunque la composición florística no acusa grandes variaciones (Dessanti, 1973). Las praderas constituyen los campos para la "invernada" donde el ganado tiene una mayor protección contra el frío, pero enflaquece sensiblemente por la escasez de pastos.

GEOMORFOLOGÍA

Las diferentes geoformas son el producto de procesos endógenos vinculados con la tectónica andina y modeladas posteriormente por procesos exógenos. En la zona de estudio los procesos que actuaron fueron, principalmente, la acción fluvial y la glacial.

González Díaz y Fauqué (1993) desarrollaron un esquema geomórfico para la provincia de Mendoza en donde se diferencian dos regiones físicas de relieve diferente: un área elevada de montañas y serranías; y un área de llanuras o planicies agradacionales pedemontanas de bajo relieve hacia el este (Figura 5).

- Cordillera Principal
- Cordillera Frontal
- Serranías Cisandinas
- Precordillera
- Huayquerías
- Bloque de San Rafael
- Payenia

- Depresión de los Huarpes-Graben de Tunuyán
- La Travesía

El área de estudio se circunscribe a la unidad morfoestructural de la *Cordillera Principal*, con un nivel de altitud promedio superior a los 3000 msnm.

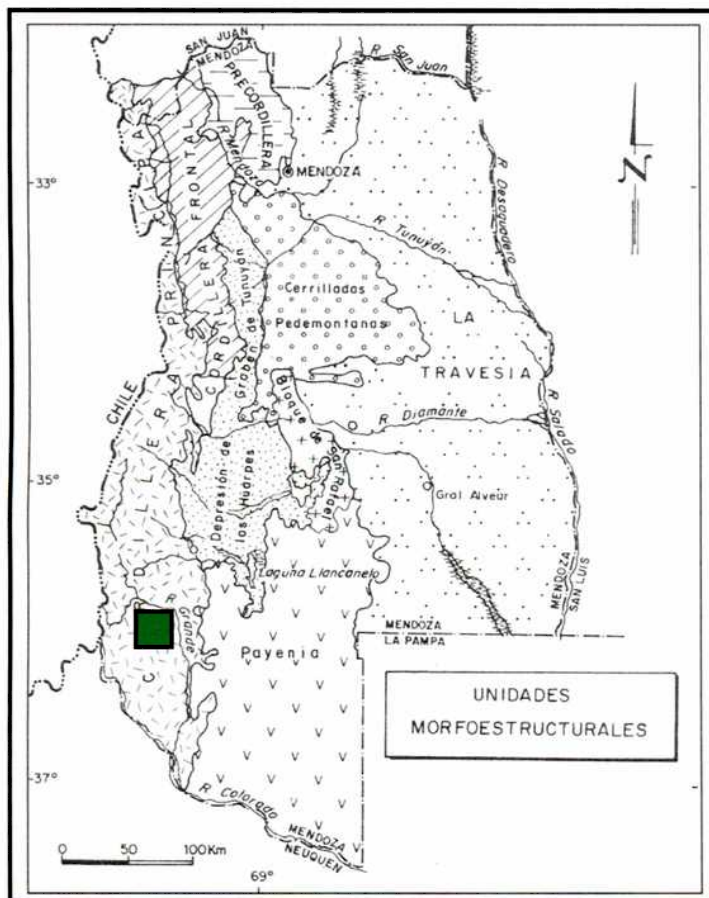


Fig. 5: Mapa de la provincia de Mendoza con sus Unidades Morfoestructurales. Se especifica la zona estudiada, comprendida en la unidad morfoestructural de la *Cordillera Principal*. Tomado y modificado de González Díaz y Fauqué (1993).

Cordillera Principal

Ocupa el sector más occidental de la provincia y delimita la frontera argentino-chilena. Posee un relieve montañoso generado por gran apilamiento tectónico de sedimentos y vulcanitas mesozoicas durante la orogenia andina (González Díaz y Fauqué, 1993). A partir del río Diamante hacia el sur, desaparece la Cordillera Frontal en superficie y se genera una pérdida progresiva de altura y relieve relativo.

Los niveles de base regionales para este sector son los ríos Grande y Barrancas, que presentan largos y complicados recorridos antes de llegar al área pedemontana. El diseño de la red de drenaje está controlado por fallas y fracturas y tiene un buen desarrollo por razones climáticas (precipitaciones nivales) y litológicas (rocas friables). Los relieves relativos no alcanzan los valores que sugieren sus alturas absolutas, condicionados por los altos niveles de base de erosión (Polanski, 1954b). Los desniveles locales no superan los 2000 m, por lo que el paisaje no tiene el característico aspecto alpino (Figura 6). Las fuertes pendientes originales de sus valles están atenuadas por coberturas detríticas generadas por congelifracción. Estos taludes se movilizan como flujos y deslizamientos, o por solifluxión. Son muy comunes los fenómenos de remoción en masa, determinando la obstrucción temporaria de los cursos fluviales a lo largo de numerosos valles (González Díaz y Fauqué, 1993).

En el Plioceno Inferior tuvieron lugar importantes efusiones volcánicas y la acumulación de una espesa cubierta volcánica y aluvial que sepultó gran parte del relieve maduro anterior (Dessanti, 1973). Esta cubierta produjo la desaparición de la mayor parte de la antigua red de drenaje.

Luego fue instaurada una segunda generación de cauces fluviales. Un último movimiento orogénico acaecido en el Pleistoceno habría producido fuertes obstáculos a esta red de drenaje y en gran medida no fue conservada. Una excepción fue el río Malargüe medio y sus afluentes, que pueden considerarse antecedentes a dichas estructuras; o el arroyo Agua Botada, el cual hace algunos millones de años sufrió una captura por el curso inferior, afluente del río Grande, que descendía del borde oriental de la Sierra de la Ventana. A partir de este tercer movimiento, se desarrolló una tercera generación de cauces fluviales, las cuales aún muestran poco desarrollo y un primitivo ajuste a las estructuras, no alcanzando a cortar cordones montañosos longitudinales.

Las geoformas asociadas son consecuencia del Ciclo Orogénico Pleistocénico y los ascensos neotectónicos que afectaron a la región, originando ciclos de rejuvenecimiento. Cursos principales como el río Grande presentan importante control estructural en el diseño de su red hidrográfica y régimen permanente debido a aportes por derretimiento de nieve, de los glaciares de roca y de la ablación del hielo glaciario (González Díaz y Fauqué, 1993).



Fig. 6: Imagen satelital rotada al sur de la ciudad de Malargüe, incluyendo la zona estudiada. Observar el fuerte control estructural del río Grande, evidenciado por el codo en Bardas Blancas. Observar, también, las estructuras positivas redondeadas y atenuadas. Extraído y modificado de GoogleEarth.

En la región analizada el río Potimalal presenta un hábito meandriforme, con desarrollo de barras longitudinales gravosas que, dependiendo de la magnitud de las fluctuaciones diarias o estacionales del caudal, pueden quedar sumergidas (Figura 7). Es muy común la presencia de bloques sobre laderas más o menos empinadas, producto de efectos gravitatorios (caída y derrumbe). En la zona de estudio, se observan bloques de hasta 20 m³.



Fig. 7: Confluencia del arroyo La Vaina (*izquierda*) con el río Potimalal. En éste, observar el hábito meandriforme y las barras gravosas longitudinales.

La actividad volcánica se concentra, en la mayor parte de su superficie, al sur de la localidad de Malargüe. El relieve volcánico correspondiente al Pleistoceno y Holoceno ha sido sobrepuesto a la superficie labrada previamente, y se lo ha denominado Campo Volcánico (Dessanti, 1973). En la zona de estudio, se presentan filones capa de composición andesítica que intruyen, de manera concordante, a las Formaciones Bardas Blancas y Tres Esquinas (Figuras 8 y 9).

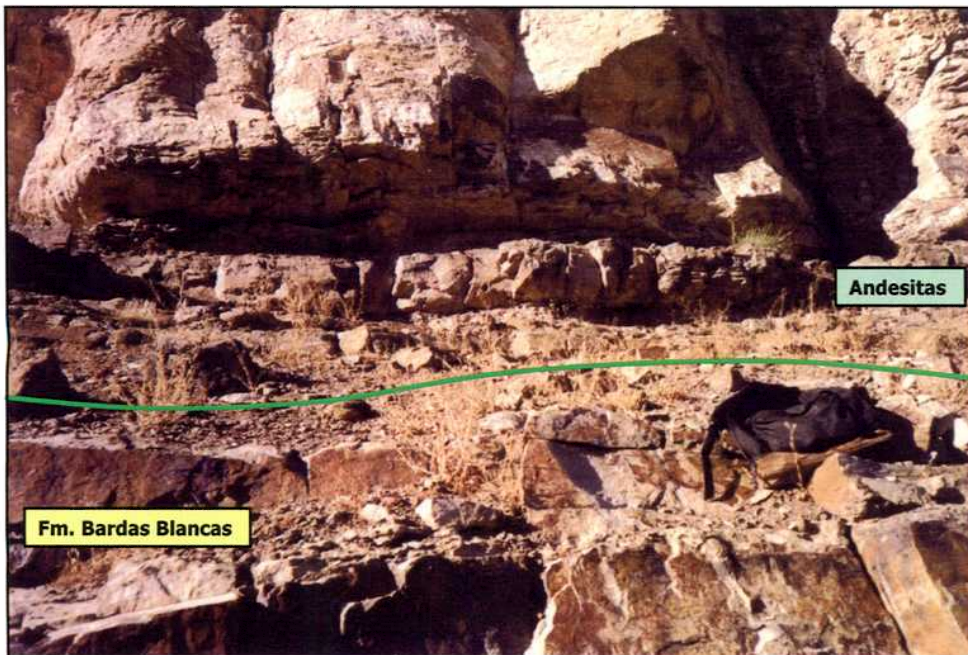


Fig. 9: Detalle del 'Filón Capa' de composición andesítica intruyendo a la Formación Bardas Blancas.

El relieve volcánico penetra entre los cordones más orientales de la zona montañosa, alcanzando considerable altura en los antiguos volcanes de El Quemado (2176 msnm), Patahuilloso (1995 msnm) y Malacara (1876 msnm). La red de drenaje instaurada sobre este relieve presenta una historia compleja. Se constituye por arroyos temporarios que vuelcan sus aguas en cuencas cerradas, formándose lagunas que desaparecen por evaporación e infiltración (Dessanti, 1973).

MARCO TECTÓNICO GENERAL

Cordillera de los Andes

La interacción entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental de Sudamérica se produce a lo largo del margen occidental de América del Sur y es la responsable de los esfuerzos compresivos que produjeron el ascenso de la Cordillera de los Andes (Ramos, 1999). Ramos (1999; de Gansser, 1973) propone una división de la Cordillera de los Andes en tres segmentos de acuerdo a la presencia de rocas oceánicas de edad andina (Figura 10):

- Andes Septentrionales: Andes Venezolanos, Colombianos y Ecuatorianos
- Andes Centrales: Andes Peruanos, Bolivianos y Argentino-Chilenos
- Andes Australes: Andes Patagónicos y Fueguinos

Esta división comprende dos tipos principales (Ramos, 1999):

- * Andes de tipo *colisionales* con obducción de corteza oceánica y metamorfismo de edad andina; involucra a los Andes Septentrionales y Australes
- * Andes de tipo *andino "sensu stricto"* formados por subducción de corteza oceánica; involucra a los Andes Centrales

Los Andes Centrales están comprendidos entre el Golfo de Guayaquil (4° S) y el Golfo de Penas ($46^{\circ}30'$ S) y son el típico orógeno de carácter Andino (Ramos, 1999). Están asociados, en forma exclusiva, a subducción de corteza oceánica sin participación de colisiones durante el Mesozoico y Cenozoico; no hay rocas ofiolíticas y es el sector que presenta mejor desarrollo orogénico, magmático y estructural.

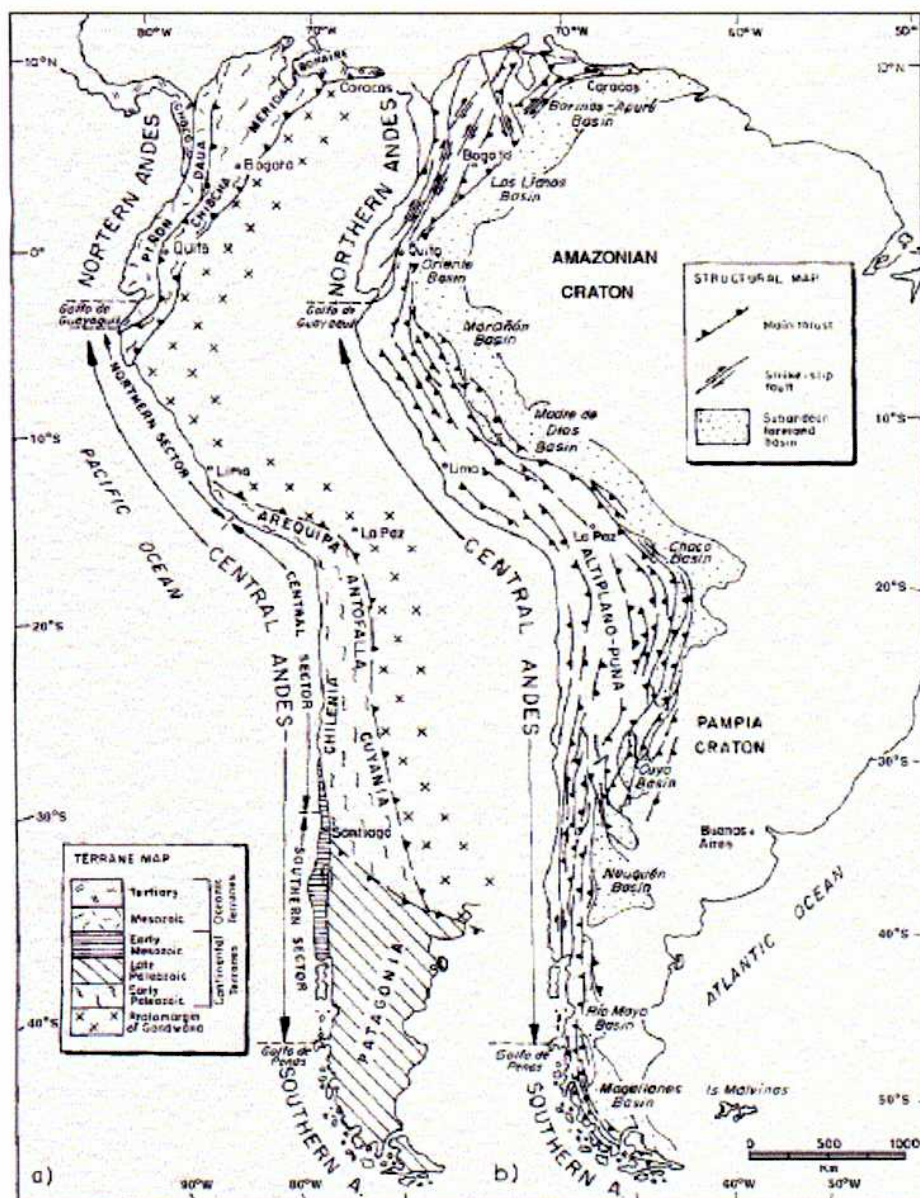


Fig. 10: Divisiones geológicas de los Andes. Extraído de Ramos (1999); basado en Gansser (1973).

Los Andes Centrales se han subdividido en tres sectores: norte, centro y sur, de acuerdo a la geometría de la zona de subducción y características geológicas tales como vulcanismo y estructuración (Jordan *et al.*, 1983; Ramos, 2000) (Figura 11). La variación en los controles de la subducción determina los diferentes grados de apilamiento y acortamiento tectónico que involucran la topografía y la distribución actual de las diversas unidades morfoestructurales. La edad de la corteza oceánica disminuye hacia el norte y sur del sector medio de los Andes Centrales.

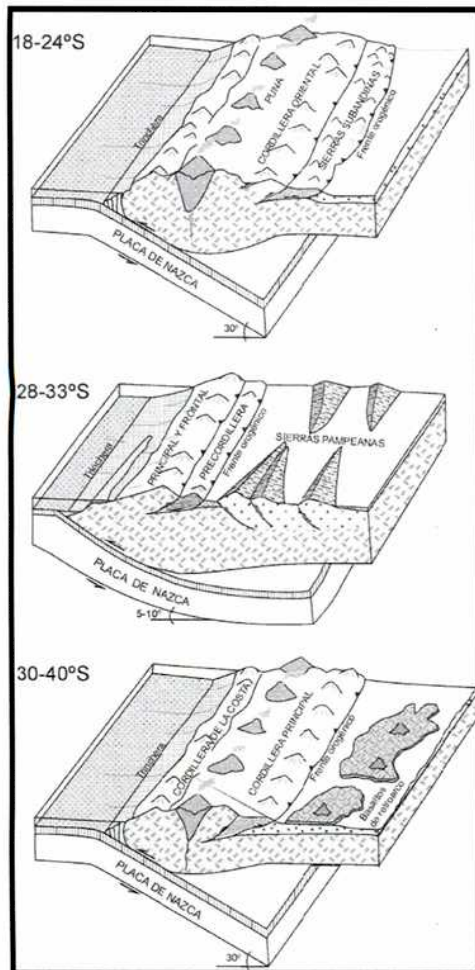


Fig. 11: Regímenes tectónicos de los Andes Centrales. Modificado de Jordan *et al.* (1983).

Este gradiente es coherente con la disminución del acortamiento orogénico, del engrosamiento cortical y de las raíces. El fenómeno que controla estas características es la edad de la corteza oceánica: al ser menor, el *slab-pull* de la Placa de Nazca subducida disminuye y esto involucra una disminución de la partición de la deformación. Este factor se suma a que el régimen tectónico dependerá de la orientación del margen continental respecto al vector de convergencia. Cuando el vector es oblicuo pero la partición es alta, éste se dividirá y habrá compresión detrás del arco. En cambio, cuando la partición es baja, se producirá deformación transcurrente en el antearco y detrás del arco no habrá deformación.

En el sector central, en la zona de Bolivia, se encuentra el máximo apilamiento tectónico y el máximo acortamiento orogénico de los Andes. En cambio, en el sector más austral de los Andes Centrales, no hay partición de esfuerzos y lo que se presenta es un frente orogénico extensional con una faja plegada y corrida fósil y corteza no engrosada. Además existe un flujo térmico alto con una gran zona de vulcanismo controlada por importantes fallas con desplazamiento de rumbo como la de Lliquiñe-Ofqui (Hervé, 1994; en Ramos 1999).

La división de los Andes Centrales realizada por Jordan *et al.* (1983) se basa en los controles tectónicos de segundo orden. Esta caracterización permite describir y diferenciar los procesos que tuvieron lugar dentro de los Andes Centrales (según Gansser, 1973) tanto para los Andes Peruanos, como para el Boliviano y el Argentino-Chileno. Para ello, proponen la siguiente división:

- dos segmentos de subducción sub-horizontal (*flat-slab*)
 - en Perú; entre Arequipa y el Golfo de Guayaquil, producido por la dorsal asísmica de Nazca. Ausencia de arco volcánico
 - en Argentina y Chile; asociado al levantamiento de las Sierras Pampeanas por la colisión de la dorsal asísmica de Juan Fernández
- dos segmentos de subducción normal
 - la zona volcánica central; asociada al levantamiento térmico de la Puna y el Altiplano y un frente orogénico a 750 km de la trinchera
 - la zona sur; asociada al arco magmático y un frente orogénico a 250-350 km de la trinchera, con magmatismo de retroarco

La región donde se desarrolla el presente trabajo se circunscribe al segmento austral de los Andes Centrales, en donde la losa oceánica subduce con un ángulo de 30° por debajo de la placa continental.

MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL

El basamento de la cuenca Neuquina está conformado básicamente por rocas volcánicas, reunidas en forma complexiva en el Grupo Choiyoi (Stipanovic *et al.*, 1968), que son consecuencia de la intensa actividad magmática desarrollada durante el Pérmico-Triásico Inferior, correspondiente al Ciclo Orogénico Gondwánico. En la Figura 12, se resume, en un cuadro tectonoestratigráfico, los eventos temporales y las unidades litoestratigráficas asociadas a cada etapa de la cuenca Neuquina para el sector noroeste:

Ma	AGE			LITHOLOGY	SEDIM. CYCLES	FORMATIONS	SEDIMENTARY ENVIRONMENTS	TECTONIC ENVIRONMENTS
66.5	CENOZOIC	TERTIARY	PLIOCENE		UPPER SUPERSEQUENCE RIOGRANDICO MALARGUE	SYNOROGENIC UNITS	BASALT AND ANDESITIC FLOWS ASH RAIN	FOLD AND THRUST BELT
			Eocene					
			PALEOCENE			MALARGUE Gr	NON MARINE CLASTIC CLASTIC PLATFORM AND BASIN	
			MAASTRICHTIAN					
			CAMPANIAN			NEUQUEN Gr	FLUVIAL AND PLAYA LAKE RED BEDS	
			CENOMANIAN					
			ALBIAN			RAYOSO GROUP		
			APTIAN			DIAMANTE Fm	CONTINENTAL TO RESTRICTED MARINE CARBONATE SHELF	
			BARREMIAN			HUTTRIN Fm	RESTRICTED MARINE	
			HAUTERIVIAN			AGRIO Fm	SHELF, SLOPE AND BASINAL FLUVIAL AND EOLIAN	
131	MESOZOIC	CRETACEOUS	VALANGINIAN		MIDDLE SUPERSEQUENCE ANDICO MENDOZA	CHACHAO Fm	CARBONATE PLATFORM	POST-RIFT
			BERRIASIAN			VACA MUERTA Fm	OUTER SHELF, SLOPE BASINAL	
			TITHONIAN					
			KIMMERIDGIAN			TORDILLO Fm	FLUVIAL EOLIAN PLAYA-LAKE EVAPORITES	
			OXFORDIAN			AUQUILCO Fm		
						LA MANGA Fm	CARBONATE SHELF	
						LOTEÑA Fm	FLUVIAL EOLIAN	
						TABANOS Fm	MARINE HYPERSALINE	
						CALABOZO Fm	CARBONATE PLATFORM	
						LAJAS Fm	CLASTIC PLATFORM	
152	MESOZOIC	JURASSIC	BATHONIAN		LOWER SUPERSEQUENCE JURASICO CUYANO	TRES ESQUINAS Fm	CLASTIC PLATFORM BASIN	RIFT
			BAJOCIAN			PUESTO ARAYA Fm	COASTAL	
			ALENIAN			EL FRENO Fm	ALLUVIAL FAN	
			TOARCIC					
			PLIENSCHACHIAN					
			SINEMURIAN					
			HETTANGIAN					
						REMORADO Fm	VOLCANICLASTICS	
						CHOIYOI Gr	VOLCANICS	
179	PALEOZOIC	TRIASSIC			PRECUYANO			PRE-RIFT
210	PALEOZOIC	PERMIAN			Meso-Sequencias			PRE-RIFT
250	PALEOZOIC	PERMIAN			Meso-Sequencias			PRE-RIFT

Fig. 12: Cuadro tectonoestratigráfico de cuenca Neuquina, sector noroeste. Tomado y modificado de Mancada y Figueroa (1995); a su vez adaptado de Groeber (1946) y Legarreta y Gulisano (1989).

Los movimientos de la Fase *Chánica* de fines del Devónico-Carbonífero marcaron el comienzo del Ciclo Gondwánico, caracterizado por una subsidencia asociada al desarrollo de un arco magmático y de cuencas de retroarco, entre ellas (Ramos, 1993): las cuencas de San Rafael y Uspallata durante el Carbonífero y Pérmico, posteriormente desmembradas por la orogenia Andina.

Durante el Carbonífero se desarrolló un importante vulcanismo de rocas basálticas a dacíticas vinculadas a la rápida subducción de tipo normal con componente de convergencia oblicua (Mpodozis y Ramos, 1990) que constituiría el Pre-Choiyoi. El ciclo se vio interrumpido hacia el Pérmico Inferior por la fase orogénica *Sanrafaélica*, donde se manifiesta mínima actividad magmática e importante compresión producto de una aceleración de la subducción con subhorizontalización de la losa (Ramos, 1988). Este proceso presenta un amplio desarrollo en la provincia de Mendoza, observable en la unidad morfoestructural del Bloque de San Rafael.

En el Pérmico Inferior la velocidad de traslación de los continentes disminuyó sustancialmente y dio origen a un régimen extensional casi sin subducción activa (Ramos y Kay, 1991). La serie volcánica originada, de composición predominantemente riolítica, corresponde al Grupo Choiyoi. El régimen extensional cesó durante el Triásico Medio y se eyectaron los basaltos de los *rifts* triásicos, característicos de la cuenca Cuyana.

Durante el Triásico más alto se produjo un episodio de distensión que favoreció la generación de un sistema de fallas normales conformando depresiones tafrogénicas. Estas depresiones comenzaron a ser rellenadas por depósitos continentales, material piroclástico y volcánico, proveniente del sistema de arco que sobrevino del proceso general distensivo (Riccardi y Gulisano, 1990). Los sistemas de *rift*, mayormente asimétricos, resultado de la rotación del bloque colgante a lo largo de una falla lítrica o planar y con rumbo marcadamente noroeste, fueron controlados por antiguas líneas de sutura de los terrenos eopaleozoicos (Ramos y Kay, 1991). El incremento en la influencia marina sobre la sedimentación progresó en forma escalonada desde el noroeste hacia el sureste, vinculado al Océano Pacífico.

Los depósitos de *synrift* están ampliamente registrados en el subsuelo de la cuenca Neuquina (Vergani *et al.*, 1995). En la región de Cuyo, están representados en los depocentros de La Valenciana (Manceda y Figueroa, 1995) y del Río Colina (Álvarez *et al.*, 1997). Los hemigrábenes son de tamaño variado, asociados a altos y zonas de acomodación que los relacionan; y las fallas principales, que demarcan los límites de las cuencas, muestran cambios en su polaridad. Las fallas que limitan cada uno de los hemigrábenes, incluso aquellos con distinta polaridad, se unifican en una *detachment zone*, o zona de cizalla simple uniforme, que permite al sistema operar mecánicamente (Wernicke y Burchfield, 1981).

Los sistemas de *rift* tuvieron reactivaciones extensionales durante el Jurásico Inferior a Medio (Strelkov y Álvarez, 1984). El fallamiento activo se extendió hasta parte del Liásico (Manceda y Figueroa, 1995; Álvarez, 1997) y controló la acumulación de sedimentitas de la Mesosecuencia Precuyo y la parte más baja de la Mesosecuencia Cuyo (Vergani *et al.*, 1995), copiando la paleotopografía del basamento sobre la cual fue depositada (Figura 13).

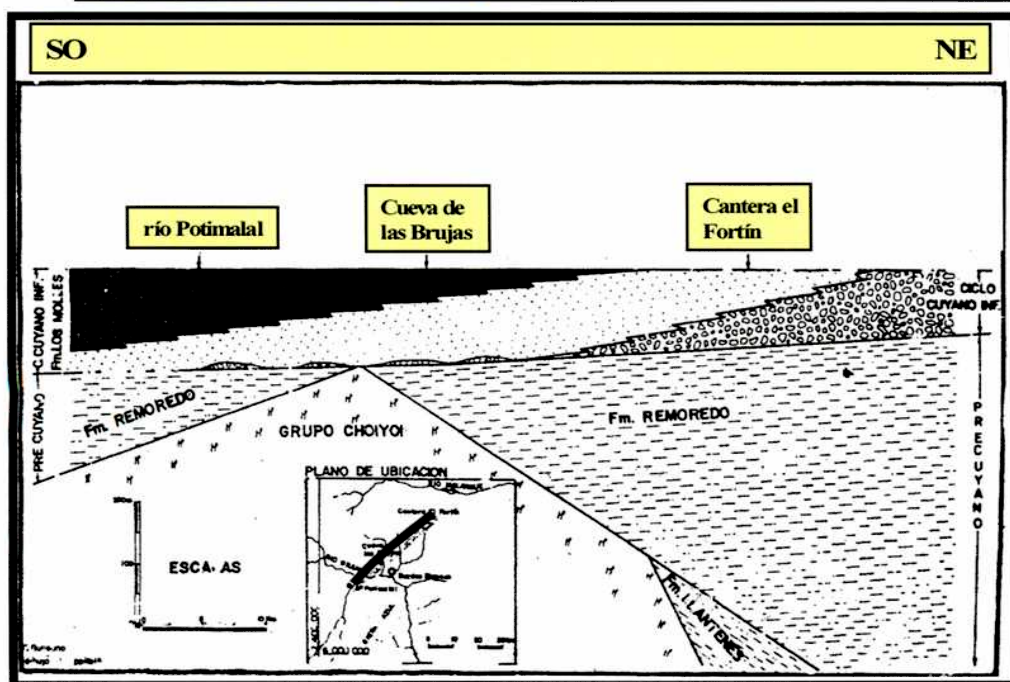


Fig. 13: Corte estratigráfico suroeste-noreste del Liásico-Dogger Inferior para las zonas de Bardas Blancas - río Potimalal - Anticlinal Malargüe. Observar los depósitos de *synrift* (Formación Remoredo) con variabilidad de espesores y facies en cortas distancias, siguiendo la paleotopografía del basamento. Para la Mesosecuencia Cuyo, los espesores y sus facies muestran mayor continuidad. Tomado y modificado de Gulisano (1981).

Mediante reconstrucciones palinspásticas y restauración de mapas isopáquicos, Manceda y Figueroa (1995) reseñaron los distintos escenarios que tuvieron lugar durante el Triásico y Jurásico (Figura 14). La extensión por reactivación de antiguas fábricas corticales, ha sido, aunque no el único, el más importante en el registro de la cuenca durante el Jurásico (Ramos, 1989; Uliana *et al.*, 1989).

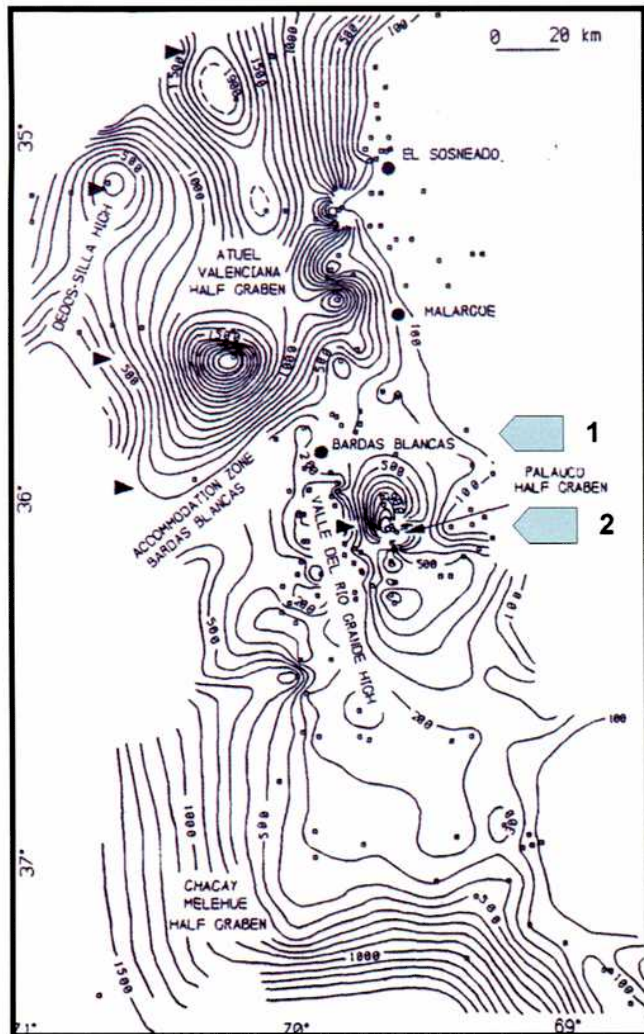


Fig. 14: Mapa isopáquico restaurado del Ciclo Jurásico. Equidistancia: 100 m. Observar los depocentros asimétricos y aislados (hemigrábenes) influenciados por fallamiento normal activo, hecho que se da hasta el Toarciano. A partir del Jurásico Medio, la subsidencia tectónica disminuye, y pasa a una subsidencia de tipo térmico-regional. Las flechas indican la dirección de los cortes de las Figuras 19 y 20. Tomado y modificado de Manceda y Figueroa (1995).

Las tasas de subsidencia a lo largo de las fallas que conformaron los *rifts* en general excedieron las tasas de aporte de sedimentos, y constituyeron depocentros hambrientos con presencia de ambientes marinos o lacustres (Manceda y Figueroa, 1995). Los depósitos gruesos se encuentran en sectores cercanos a los planos de falla, mientras que en áreas distales estos sedimentos se tornan más arcillosos y con mayor aporte carbonático. Los paquetes sedimentarios se afinan hacia las culminaciones estructurales (*rollovers*) y es marcada la presencia de zonas de acomodación.

Desde fines del Toarciano (Grupo Cuyo Medio), aproximadamente hace 181 Ma, la subsidencia tectónica disminuyó gradualmente en la cuenca Neuquina (Haq *et al.*, 1988; Vergani *et al.*, 1995). Durante el Jurásico Medio, las fosas iniciales fueron paulatinamente reemplazadas por una cuenca más grande y continua que controló el desarrollo de una cuña sedimentaria única elongada en sentido norte-sur. Esto correspondió a una etapa de creciente subsidencia regional asociada a enfriamiento y contracción térmica, que junto a una secular elevación del nivel eustático del mar, produjo un incremento en la influencia marina sobre la sedimentación (Legarreta *et al.*, 1993; Legarreta y Uliana, 1996). Este nuevo arreglo se observa, por ejemplo, en el abandono del depocentro Palauco para el Jurásico Superior (Manceda y Figueroa, 1995) (Figura 15).

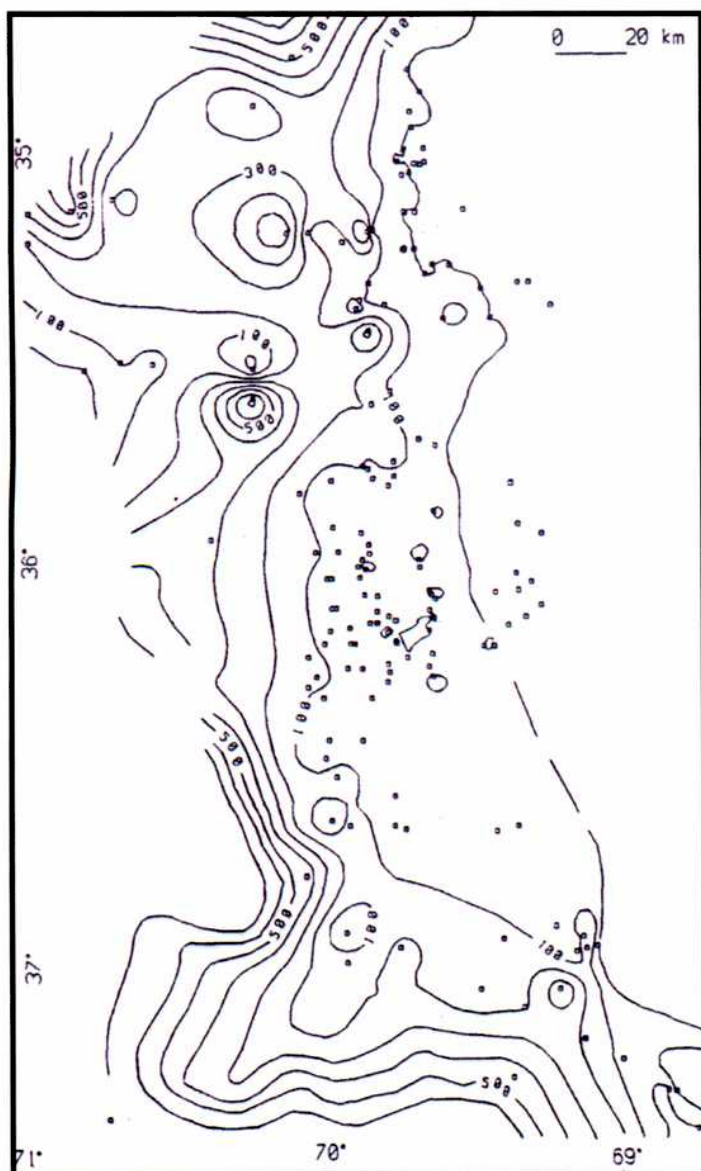


Fig. 15: Mapa isopáquico del Ciclo Chacay-Lotena, Jurásico Medio-Superior. Equidistancia: 100 m. Observar tendencias sedimentarias suaves y atenuadas, con depocentros amalgamados, producto de una fase de subsidencia termal-regional asignada a procesos de *posrift*. Tomado de Manceda y Figueroa (1995).

En el Jurásico Superior-Cretácico Inferior se instaló una subducción de tipo Marianas, cuyo arco magmático y región de retroarco estuvieron sometidos a importantes procesos extensionales. Esta fase, estrechamente ligada a la apertura del océano Atlántico Sur, estuvo precedida por los sistemas arriba citados: extensión permo-triásica (pre-apertura) y extensión jurásica (apertura).

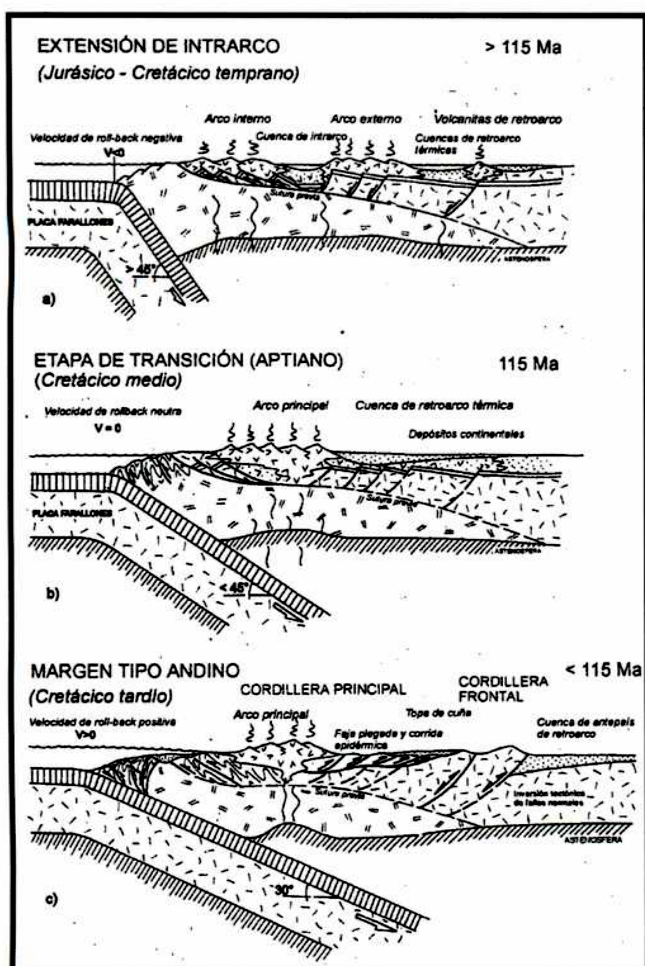


Fig. 16: Régimen de subducción durante el Mesozoico en Cordillera Principal. Tomado de Ramos (1999).

Durante el Barremiano-Aptiano se produjo la transición hacia condiciones normales de subducción con un arco principal y desaparición de la cuenca de intraarco. Esto marcaría el inicio de una subducción de tipo Chileno (Uyeda, 1983; en Ramos, 1993). Las secuencias mesozoicas marinas de Mendoza se desarrollaron en una cuenca de retroarco, donde la subsidencia estaría controlada por el enfriamiento térmico de la corteza (Ramos y Nullo, 1993). A lo largo del Cretácico, la progradación clástica procedente del antepaís y también, aunque en menor medida, desde la zona del arco magmático al oeste, se intensificó y se asoció a una reducción del área de acumulación. Paralelamente, se registró un mayor grado de conexión con las aguas pacíficas. El estilo de subsidencia se mantuvo con variaciones menores hasta fines del Cretácico, acompañando la continuidad del proceso de convergencia sobre el borde activo del continente (Figura 16).

El inicio de la estructuración orogénica sería alrededor de los 105 Ma, según el quiebre en la curva de subsidencia mesozoica de la cuenca de retroarco (Legarreta y Uliana, 1991). Una de las hipótesis planteada por Ramos (1988; 1993), es que la subsidencia estaría asociada a la flexión del basamento por carga tectónica de la faja corrida y plegada, dando como resultado los depocentros de la cuenca. Legarreta y Uliana (1991), sin embargo, sugieren que estaría asociado a carga volcánica. A partir del Paleógeno se evidencia una importante migración del frente orogénico y recién a partir del Mioceno se desarrolla una potente cuña sinorogénica con la geometría típica de una cuenca de antepaís. Al norte está representada por la faja plegada y corrida del Aconcagua, y al sur por la faja plegada y corrida de Malargüe, ubicada entre los ríos Diamante y Barrancas. A partir de los 15 Ma aproximadamente, la evolución tectónica al norte y al sur de la latitud $34^\circ 30' S$ fue diferente. Al norte se desarrolló el segmento de subducción subhorizontal por la colisión de una dorsal asimétrica que produjo la migración del arco y del frente orogénico hacia el antepaís, el levantamiento de las Sierras Pampeanas y una intensa sismicidad de intraplaca. El último evento volcánico data del Plio-Cuaternario asociado al volcán El Morro, en la provincia de San Luis. En el sector sur no hubo variaciones importantes en el ángulo de subducción, lo que genera una reducida actividad neotectónica, así como una menor densidad de sismos de intraplaca.

y el desarrollo de vulcanismo de retroarco. Desde el Paleógeno y hasta el Plio-Cuaternario se dio un aumento en la actividad volcánica. La evolución del vulcanismo se asoció a la migración de la deformación hacia el antepaís, evidenciando edades volcánicas más jóvenes en los eventos de composición andesítica, desde el oeste (26 Ma) hacia el este (5-3 Ma). El magmatismo basáltico de retroarco caracteriza al vulcanismo del Cenozoico Superior, causado por la subducción de corteza oceánica joven y la escasa variación en la geometría de la zona de Wadati-Benioff, donde la migración del arco volcánico respecto al sector norte fue casi nula.

El arco volcánico paleógeno restringido al sector sur está representado, principalmente, por cuerpos intrusivos de composición intermedia (Nullo, 1985; Haller *et al.*, 1988; en Ramos y Nullo, 1993) y en menor proporción por pórfidos de composición andesítica y granítica.

Cuenca Neuquina

La cuenca Neuquina se desarrolla en la región centro-oeste de Argentina, entre las latitudes 33°-40° S y las longitudes 67°-70° O, sobre gran parte de la provincia de Neuquén, suroeste de Mendoza, suroeste de La Pampa y noroeste de Río Negro. Está comprendida al noreste por el sistema de Sierra Pintada y al sureste por el macizo Nordpatagónico, ambos de naturaleza cratónica. El límite oeste lo constituye una estructura de arco volcánico con orientación NNO-SSE localizada principalmente en Chile y que conforma hoy la Cordillera de los Andes (Digregorio *et al.*, 1984). La morfología de la cuenca es triangular y arealmente posee un desarrollo superior a los 160.000 km².

Los estratos jurásico-cretácicos alcanzan, a través de estudios sísmicos en profundidad, espesores totales máximos cercanos a los 7.000 m. Esta pila sedimentaria registra la presencia de cuencas marinas y continentales generadas por detrás del margen pacífico de la placa Sudamericana.

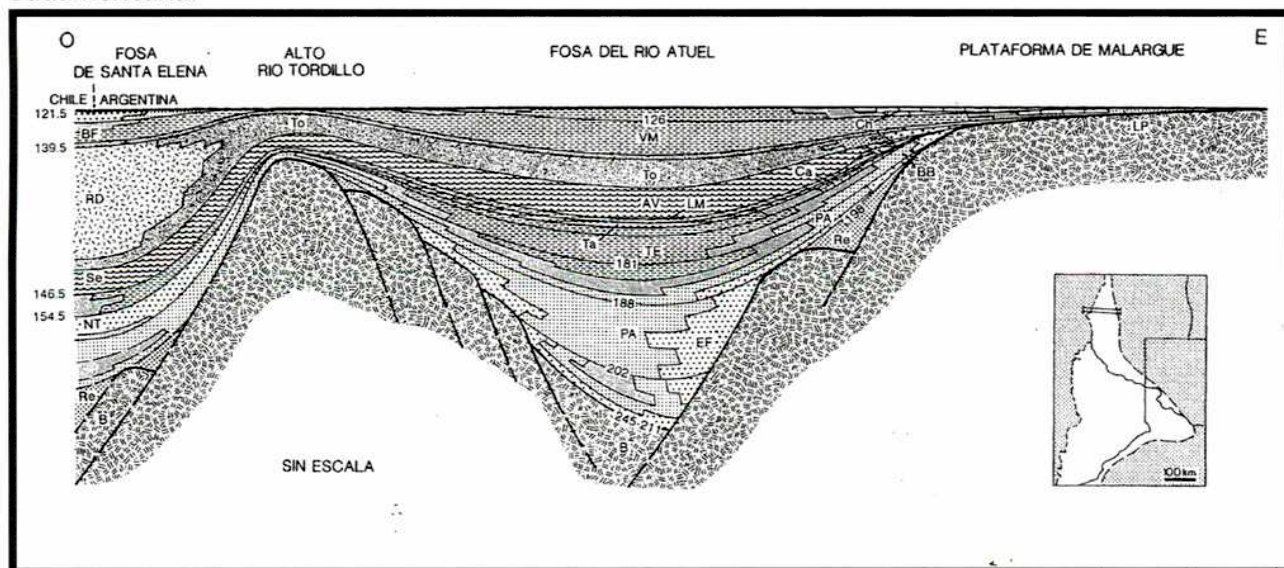


Fig. 17: Sección estratigráfica oeste-este ilustrando la disposición y edad (Ma) de los estratos jurásicos en el entorno de Malargüe. B: Basamento; Re: F. Remoredo; EF: F. El Freno; PA: F. Puesto Araya; BB: F. Bardas Blancas; TE: F. Tres Esquinas; Ca: F. Calabozo; LM: F. La Manga; Ta: F. Tábanos; To: F. Tordillo; VM: F. Vaca Muerta; Ch: F. Chachao. Extraído de Legarreta y Uliana (1999).

A fines del Mesozoico y durante el Cenozoico se produce una inversión tectónica y desarrollo de una faja plegada y corrida, transformándose en una cuenca de antepaís (Vergani *et al.*, 1995; Legarreta *et al.*, 1993).

Las acumulaciones sedimentarias se caracterizan por una estratigrafía cambiante y compleja. Se presentan alternancias de depósitos detríticos, carbonáticos y evaporíticos, así como marcados cambios de facies (Figura 17). Muchas de estas unidades son fosilíferas, por lo que se ha podido obtener una sucesión cronológica de considerable detalle. En los sectores más subsidentes de la cuenca, el registro sedimentario se encuentra físicamente representado por la totalidad de los pisos del Jurásico y Cretácico.

Numerosos estudios revelan la existencia de discontinuidades estratigráficas de distinto orden que pueden ser seguidas por grandes distancias a lo largo y ancho de la cuenca (Legarreta *et al.*, 1993).

Antecedentes

Numerosos trabajos fueron realizados en el sector mendocino de la cuenca Neuquina en virtud del interés económico de la región. Los estudios son principalmente de carácter estratigráfico, estructural, paleontológico, de prospección de hidrocarburos y de geología económica.

Entre los primeros investigadores que realizaron viajes de reconocimiento se encuentra Bodenbender (1892). Buckhardt (1900) levantó perfiles geológicos de la cadena andina. Fueron Groeber (1918) y Weaver (1931) los que, sobre la base de una recolección minuciosa de fósiles, realizaron los primeros ensayos de reconstrucción paleogeográfica que permitieron reflejar el estilo sedimentario-estructural de la cuenca.

De igual forma, Gerth (1925) realizó el primer mapa geológico de la región montañosa situada entre los ríos Diamante y Grande en la provincia de Mendoza, a escala 1:200.000. También confeccionó cortes estructurales de esta zona, aportando datos relevantes sobre la estructura y la estratigrafía.

Posteriormente, Böehm (1937; 1938) realizó mapas a escala 1:25.000 para caracterizar topográfica y estratigráficamente las unidades presentes en el sur mendocino. Este trabajo es completado por Mühlmann (1937) quien publica un informe referido a los "*Estratos de Malargüe*" de Gerth (1925).

En la década de 1940 se desarrolló una tendencia a analizar la sucesión sedimentaria local utilizando un enfoque cronoestratigráfico. Los ensayos iniciales (Groeber, 1946; 1947) fueron perfeccionados hasta lograr un esquema de zonación y sub-división estratigráfica de detalle sorprendente y consistente, magistralmente expuestos en la síntesis sobre el Mesozoico elaborada por Groeber *et al.* (1953). Esta obra, en su esencia, mantiene vigencia hasta la actualidad. La aproximación de Groeber (1947) se apoyó en el reconocimiento de paquetes de rocas delimitadas por discontinuidades estratigráficas y cuya edad fue calibrada mediante amonites. Muchas de las ideas de Groeber fueron posteriormente desarrolladas por sus alumnos y discípulos. Entre ellos Leanza (1945), quien realizó un esquema refinado sobre la zonación de faunas del Malm y del Neocomiano procedentes de la Sierra Azul, en el sector meridional de la provincia de Mendoza.

Con el auge de la teoría tectónica de los geosinclinales, Auboin y Borrello (1966) e Yrigoyen (1972; 1979) elaboraron un marco estratigráfico alternativo para analizar la evolución tecto-sedimentaria de la región.

La importancia de las discontinuidades en el registro sedimentario de la cuenca Neuquina es destacada por Stipanovic (1969), quien analizó su valoración cronológica de tal forma de poderlas cotejar con las reconocidas en otras partes del mundo.

Desde el punto de vista petrolero, Rolleri y Criado Roque (1970) e Yrigoyen (1972) llevaron adelante una serie de trabajos de síntesis sobre el estado del conocimiento de la cuenca en relación con las altas posibilidades de explotación de hidrocarburos para esta región.

Dessanti (1973; 1978) realizó la descripción geológica de la zona en las Hojas 29b Bardas Blancas y 28b Malargüe, las cuales resumen las características geológicas, estratigráficas y de recursos naturales encontradas en dichas áreas.

Con la incorporación de nuevas tendencias en el estudio de modelos depositacionales, los trabajos de Uliana (1973) y Leanza *et al.* (1978) aportaron nuevas visiones para el estudio sedimentológico sistemático y el análisis de facies. Todo esto contribuyó a que Digregorio y Uliana (1980) actualizaran las características geológicas de la cuenca Neuquina introduciendo nuevos conocimientos y conceptos estratigráficos.

Desde entonces, diversos estudios fueron realizados en el sur mendocino de la cuenca Neuquina. Para ellos se tuvieron en cuenta la sismoestratigrafía y la estratigrafía secuencial, lo que permitió un más acabado conocimiento del relleno de la cuenca.

Numerosos autores, entre ellos Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta (1991), Legarreta y Uliana (1991), Legarreta *et al.* (1993) y Legarreta y Uliana (1996), realizaron estudios sobre las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas en el ámbito mendocino y analizaron los sistemas depositacionales dominantes esquematizando la dinámica de relleno sedimentario a escala regional.

Desde un punto de vista estructural, se realizaron diversos trabajos, aunque son de destacar los efectuados por Manceda *et al.* (1990; 1992) y Manceda y Figueroa (1995) que aportaron un modelo estructural de la zona de Bardas Blancas y de la faja plegada y corrida de Malargüe, respectivamente. Y también el trabajo de Vergani *et al.* (1995), que proponen un modelo de evolución tectónica para la cuenca Neuquina que se refleja en un marco estructural complejo.

ESTRUCTURA (zona de estudio)

La inversión tectónica de los sistemas extensionales mesozoicos, que tuvo lugar en la faja plegada y corrida de Malargüe involucran al basamento (bloques del Grupo Choiyoi), denominada por tal razón de "piel gruesa".

Manceda y Figueroa (1995) realizaron cortes estructurales balanceados y observaron que en las áreas de los ríos Diamante, Salado y Malargüe la deformación posee planos con inclinación al oeste, generando estructuras hacia el antepaís con bancos de alta inclinación e incluso volcados. Las estructuras de deformación desarrolladas en las unidades jurásicas al oeste del río Diamante, en las áreas de Los Blancos y La Valenciana, muestran vergencia hacia el antepaís, coincidente con la geometría inicial del *rifting* (Figura 18).

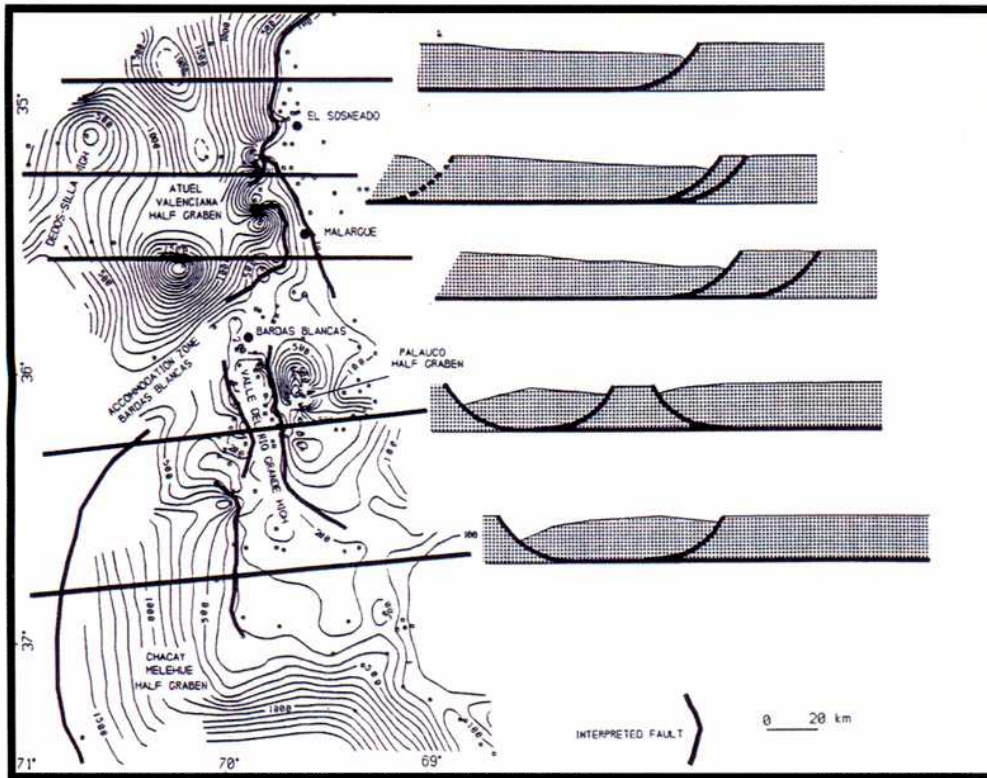


Fig. 18: Mapa isopáquico del Ciclo Jurásico con cortes estructurales. Observar relaciones entre hemigrábenes y el fallamiento extensional generador de la cuenca. Los cortes evidencian cambios en el estilo estructural a lo largo del rumbo e inversión de polaridad de las fallas principales. Tomado de Manceda y Figueroa (1995).

Al sur del río Atuel, el acortamiento resultó en zonas triangulares (*triangular zones*) e involucraron al Grupo Mendoza y superiores, evidenciando un desplazamiento de la *tip line* al este y generando retrocorrimientos y duplexes con techo pasivo. La expresión en superficie de estas zonas triangulares es un cinturón evaporítico de la Fm Huitrín intensamente deformado (Ploszkiewicz y Gorroño, 1988).

Similares características afectaron a la región de Bardas Blancas, zona de acomodación con participación de basamento en la deformación y un duplex con vergencia al antepaís (Manceda *et al.*, 1990; 1992). En el sector de La Batra la deformación se asocia a un mecanismo de pliegue por flexión de falla, con un *plunge* hacia el sur en el anticlinal Malargüe (Figura 19).

En contraste, las estructuras Portezuelo del Viento y Los Cerrillos (en subsuelo) y las fallas de *La Zeta* y *La Guanaca*, poseen vergencia opuesta. Estas estructuras de orden menor, no están asociadas ni a inversión tectónica ni a un depocentro jurásico. En cambio, parecen reflejar ajustes de la deformación de la faja plegada y corrida a través de retrocorrimientos (Manceda y Figueroa, 1995). La cobertura sedimentaria, que tapiza una fina sucesión jurásica a lo largo del bloque de acomodación, ha desarrollado duplexes (para absorber la contracción basamental), similares al cinturón encontrado entre Cerro Campanario y Portezuelo del Viento y en la zona triangular de Bardas Blancas (Ploszkiewicz y Viñes, 1987; Manceda *et al.*, 1990) (Figura 19).

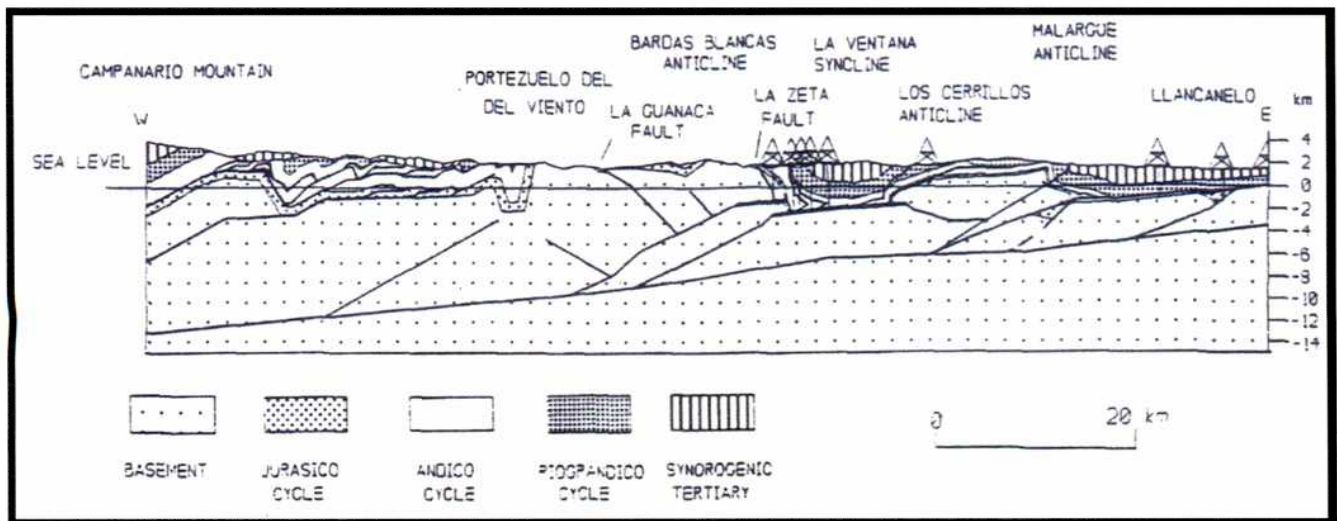


Fig. 19: Corte estructural: 1 (para localización en planta del corte, ver Fig. 14). Observar deformación principal hacia el antepaís, con retrocorrimientos subordinados; y en la zona de estudio (Bardas Blancas), el desarrollo de una *zona triangular*. De Manceda y Figueroa (1995).

La inversión estructural es conspicua en el hemigraben de Palauco, donde la tectónica compresional terciaria generó fallas lístricas normales en dirección opuesta, siguiendo la geometría extensional jurásica. Tanto la cobertura jurásica como el basamento fueron comprimidos y elevados (Manceda y Figueroa, 1995). La asimetría de las estructuras hacia el oeste está fuertemente atada con datos de pozo donde se observa, también, que sólo han sido reactivadas las fallas lístricas de bajo ángulo y no así las de alto ángulo. Consecuentemente, la pared colgante de los retrocorrimientos involucra basamento. Estas características han sido descritas por Hayward y Graham (1989) como fallas de atajo (*shortcut faults*) (Figura 20).

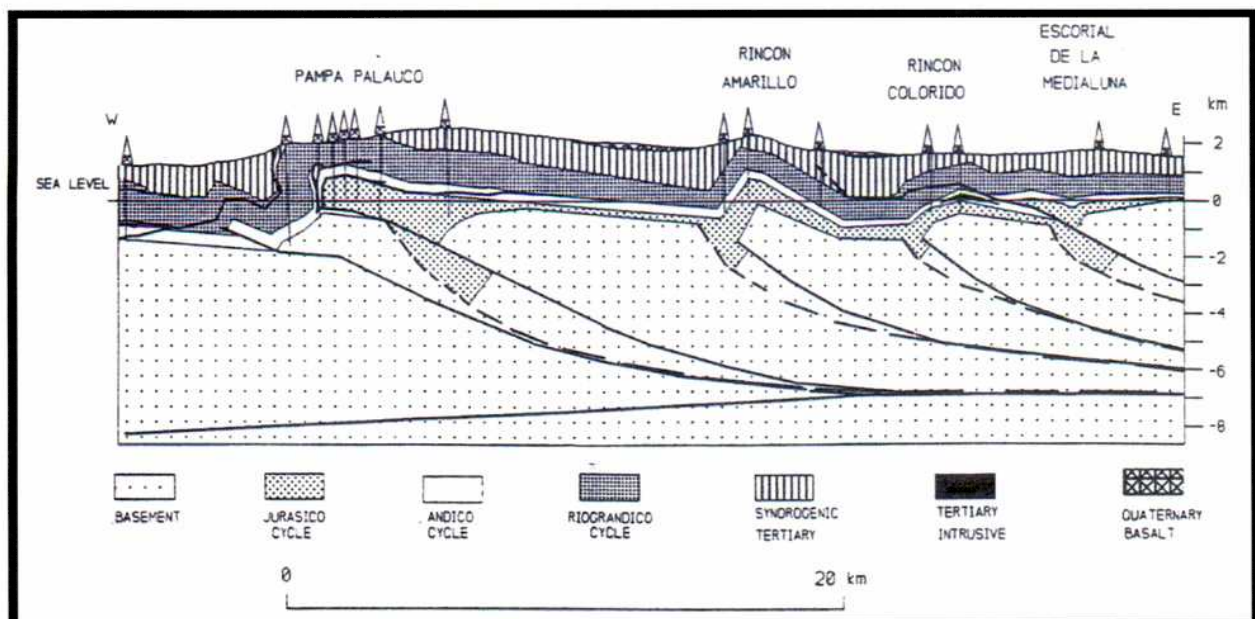


Fig. 20: Corte estructural: 2 (para localización en planta del corte, ver Fig. 14). Observar cambio en la vergencia deformacional, coincidente con la geometría extensional inicial de *rifting*. De Manceda y Figueroa (1995).

Por lo tanto, los hemigrábenes de Atuel-Valenciana y Palauco, producto de la tectónica terciaria compresional que los invirtió, han generado estructuras positivas de primer orden. También se observan estructuras positivas (anticlinales) en el cinturón plegado, que no corresponden a los depósitos más espesos jurásicos, y que se atribuyen a inversión de fallas normales que conformaron el arreglo interno de los hemigrábenes. Ellas son: Sierra Azul-Bardas Blancas, Sierra de Cara Cura, Sierra de Reyes y el bloque Dedos-Silla (Davidson y Vicente, 1972; en Manceda y Figueroa, 1995).

La estructura positiva de primer orden en la Cordillera del Viento se atribuiría a la inversión del hemigráben Chacay Melehue. De tal modo, un retrocorrimiento hacia el oeste generado por esta causa explicaría la relación abrupta entre el basamento y el prisma sinorogénico.

El alto de Río Grande forma el anticlinal de Sierra Azul y una depresión asociada al este expresada en el valle de Río Grande. Esta depresión queda confinada al oeste por la estructura corrida y hacia el este por los retrocorrimientos del anticlinal Palauco. La estructura es compleja, producto de las vergencias opuestas ocurridas durante el Mioceno tardío.

Los cambios repentinos de vergencia y los estilos estructurales que controlaron la infraestructura del *rift* jurásico están claramente reflejados en las tendencias estructurales norte-sur actuales. Esto es cierto tanto para el acortamiento de transferencia entre la estructura de Malargüe y el depocentro invertido de Palauco donde las vergencias son opuestas, como para la estructura de Bardas Blancas y el depocentro invertido de La Valenciana, con vergencias similares (Manceda y Figueroa, 1995).

El sector de Bardas Blancas se interpreta como una zona de acomodación de rasgo compuesto, que consiste en un traslape conjugado divergente de la zona de transferencia de los hemigrábenes Atuel-Valenciana y Palauco, y uno en aproximación convergente de la zona de transferencia entre los hemigrábenes Atuel-Valenciana y Chacay Melehue (Manceda y Figueroa, 1995). Este arreglo estructural ha generado patrones complejos en la sedimentación. Por este motivo es importante tener en cuenta cada uno de los distintos estadios tectónicos, para poder inferir e interpretar correctamente cada evento sedimentario en particular.

ESTRATIGRAFÍA

Las rocas más antiguas halladas en la cuenca Neuquina presentan edades que oscilan entre el Paleozoico Inferior y el Triásico Superior (Legarreta y Gulisano, 1989), y recibieron diferentes denominaciones a partir de las diversas propuestas de los autores. Se reconocen nombres tales como: Subsuelo Preandino (Gerth, 1928), Basamento (Herrero Ducloux, 1946), Zócalo (Yrigoyen, 1972; 1979) o Rocas Prejurásicas (Turner y Cazau, 1978).

Su composición es variada e incluyen rocas intrusivas, efusivas, metamórficas y sedimentarias sobre las cuales se apoyan en discordancia las sedimentitas jurásicas, cretácicas y cenozoicas. En la región del Río Atuel, al sur de la provincia de Mendoza, afloran sedimentitas del Triásico marino, datadas por la presencia de amonites *Choristoceras* cf. *C. marshi* Hauer y *Choristoceras* sp. (Riccardi e Iglesias Llanos, 1999). El relleno sedimentario asociado al Jurásico Inferior corresponde a series heterogéneas de carácter continental y suelen ser atribuidas a este período por la presencia de '*Flora de Otozamites*' (Stipanovic y Bonetti, 1970; Riccardi, 1983). En ausencia de tales elementos resulta complicado segregar estos depósitos de las acumulaciones triásicas a las que con frecuencia se asocian (Galli, 1954; Lambert, 1956). Predominan los clásticos rojizos, localmente conglomerádicos, interestratificados con rocas volcánico-piroclásticas que varían desde ignimbritas riolíticas hasta andesitas y basaltos (Digregorio, 1972).

El relleno sedimentario del Mesozoico Inferior y Medio es el mejor representado de la cuenca (Herrero Ducloux, 1946) y comprende desde rocas clásticas y piroclásticas, hasta calcáreas y evaporíticas. Para la zona de estudio, el Triásico Superior-Liásico se encuentra representado por el Grupo Precuyo. Y el Jurásico Medio y Superior por los grupos: Cuyo, Lotena y Mendoza (Figura 21). Con los depósitos del 'Precuyano' queda expresado el primer relleno de la cuenca, constituido por sedimentos continentales con abundante material piroclástico. Por encima, se presentan depósitos continentales que gradan rápidamente a facies marinas, para continuar con un episodio de sedimentación evaporítica de centro de cuenca. De este modo, se identifican pulsos de relleno vinculados a cambios eustáticos globales y relativos del nivel del mar, y la delimitación de secuencias deposicionales (Gulisano *et al.*, 1984).

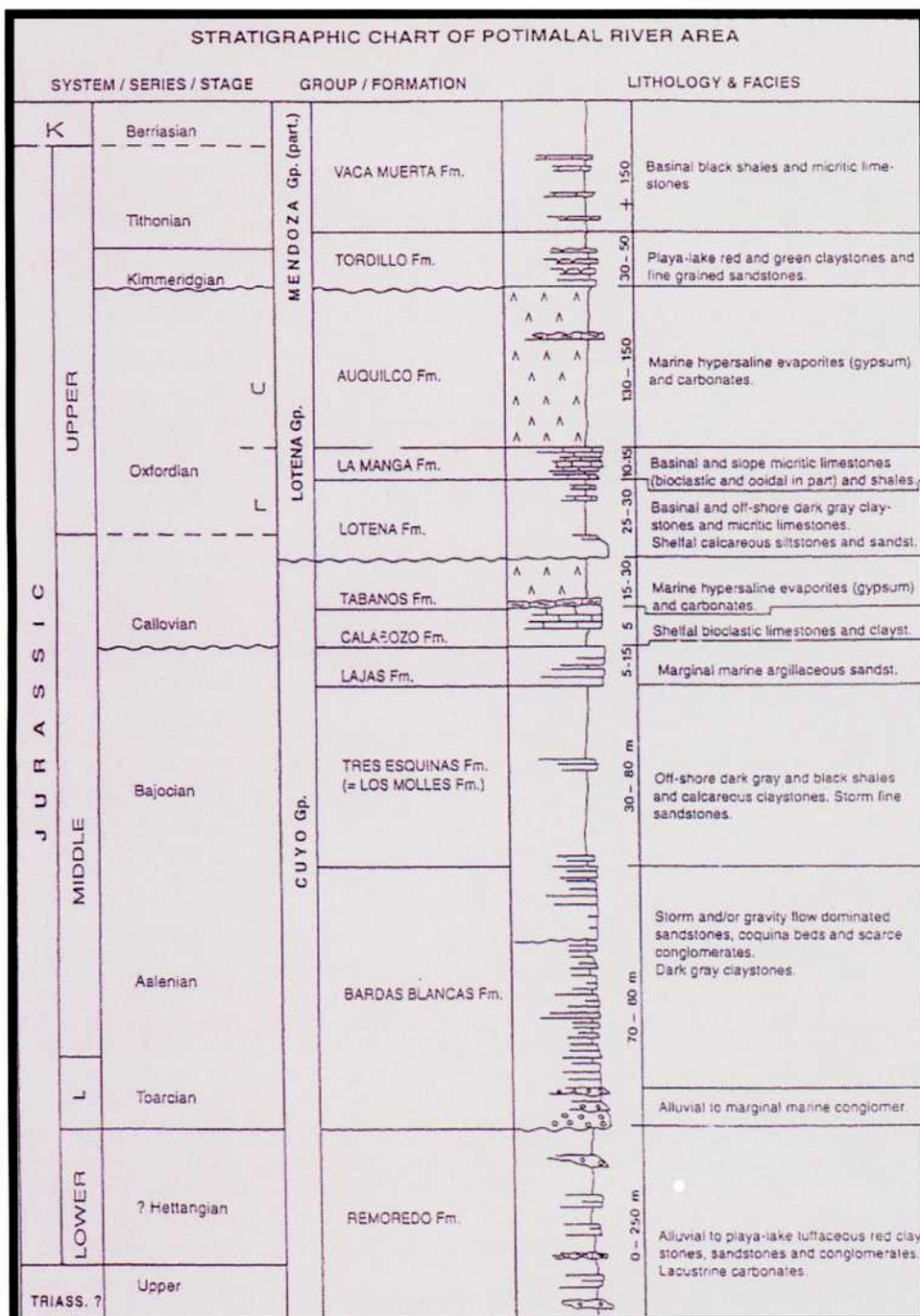


Fig. 21: Cuadro estratigráfico para el área del río Potimalal, zona de estudio. Tomado y modificado de Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994).

Ya para el Cretácico se presentan depósitos de marcada variación litológica, oscilando entre un predominio de lutitas cuencales oscuras y secciones areno-arcillosas rojizas a estratos calcáreos, propios de ambientes con una disminución significativa del aporte terrígeno. Durante el Aptiano-Albiano el intervalo se muestra dominado por acumulaciones evaporíticas (anhidrita, halita y silvita) y de capas rojas. La influencia marina se registra de manera muy atenuada, en forma de calizas micríticas con fauna restringida de tipo salobre o esquizohalina, y con pelitas con foraminíferos enanos. El Cretácico Superior o Senoniano lo integra una sucesión muy característica de capas rojas, areniscas, fangolitas y conglomerados en menor grado, donde se destaca la presencia de restos de reptiles gigantes (Huene, 1929; Bonaparte, 1973; 1978). Los estratos del Cretácico más alto registran la restauración de un ámbito sedimentario con definida influencia marina.

El fin del período Cretácico y comienzo del Cenozoico (Paleógeno) refleja un ambiente de destacada emergencia regional y episodios de progradación que alcanzan su máxima expresión durante el Paleoceno (Uliana y Dellapé, 1981; Legarreta *et al.*, 1989). A esto se le suma una importante actividad magmática que tiene su acmé durante el Cenozoico, originando una cobertura volcánica a la que se suman rocas sedimentarias y piroclásticas, coetáneas con la tectónica andina (Legarreta y Gulisano, 1989).

La estratigrafía de la cuenca se establece a partir del reconocimiento de secuencias depositacionales (Legarreta y Gulisano, 1989) (Figura 12). Este enfoque permitió agrupar las secuencias en mesosecuencias, que a su vez se incorporan en unidades de orden mayor: supersecuencias, dentro de la Megasecuencia Neuquina. El patrón cronoestratigráfico definido por Groeber (1946) para la región andina a esas latitudes, reúne los depósitos en "Ciclos de Sedimentación" separados entre sí por discontinuidades, los que a su vez presentan períodos de *transgresión-regresión* que permitieron dividirlos en subciclos.

Grupo Choiyoi (Stipanovic *et al.*, 1968)

Antecedentes: una de las primeras denominaciones otorgada a este conjunto de rocas fue dada por Groeber (1918), quien la denominó "Serie Porfírica Supratríasica"; y con posterioridad "Choiyoiitiense" (Groeber, 1946; 1947). También fue llamada "Asociación meso y tardiovaríscica" por Polanski (1958) y "Asociación volcánica varíscica" por Caminos (1965). Stipanovic *et al.* (1968) le asignan un rango estratigráfico mayor en la Cordillera del Viento, donde se encuentra su localidad tipo y supera los 1800 m de espesor (Digregorio y Uliana, 1980).

Distribución areal: el Grupo Choiyoi constituye el basamento de la cuenca Neuquina y, dentro del área de estudio, configura el núcleo del anticlinal de Bardas Blancas. Estos afloramientos presentan gran extensión areal, entre los que se destacan: Cordillera del Viento (Huinganco), Sierra de Chachil, Rahue-Aluminé y Las Leñas-Valle Hermoso.

Litología y ambiente: está conformado por un conjunto de rocas plutónicas y volcánicas, tales como: andesitas, dacitas, brechas, tobas, lavas e ignimbritas. Esta *suite* de rocas ígneas está vinculada genéticamente a procesos de extensión tectónica y deposición molásica producto de colapso extensional (Uliana y Legarreta, 1993).

El emplazamiento del Grupo Choiyoi estaría relacionado con la evolución de un arco magmático desarrollado en el margen occidental de *Gondwana* durante el Paleozoico Superior, que luego fue sometido a esfuerzos extensionales durante el Pérmico Inferior hasta el Triásico Superior (Ramos *et al.*, 1984; 1986). Las estructuras resultantes son *horsts* y *hemigrabens*, que conforman un relieve irregular caracterizado por fosas aisladas delimitadas por fallas normales donde se depositaron los sedimentos del Mesozoico Inferior. Estos tienen un desarrollo parcialmente

sincrónico para el Triásico y Jurásico Inferior, donde la mecánica del relleno inicial estuvo controlada por una "transgresión escalonada" (Gulisano, 1981; Legarreta y Uliana, 1996).

Edad: se le asigna una edad que abarca desde el Pérmico hasta el Triásico Inferior inclusive (Ramos, 1985).

SUPERSECUENCIA INFERIOR

La Supersecuencia Inferior de la Megasecuencia Neuquina definida por Legarreta y Gulisano (1989), resulta parcialmente equivalente al Ciclo Sedimentario Jurásico de Groeber (1946). Se halla conformada, de base a techo, por las Mesosecuencias Precuyo, Cuyo y Lotena.

Mesosecuencia Precuyo

La Mesosecuencia Precuyo (Gulisano *et al.*, 1984) está compuesta por una potente sucesión de depósitos eminentemente piroclásticos, aunque también presenta secciones clásticas en facies continentales. Se trata de tobas riolíticas y riolíticas asociadas localmente a derrames de lavas ácidas y ocasionalmente básicas.

La base de esta Mesosecuencia corresponde a una discordancia de tipo regional que separa a las rocas del basamento del relleno sedimentario, denominada Supratriásica y que se desarrolló hace 216 Ma aproximadamente. Se correspondería con la Fase *Atuéllica* (Stipanovic y Rodrigo, 1970) y se produce en lo más alto del Triásico o bien en el límite Triásico-Jurásico. En el sector de Anticlinal Malargüe, en inmediaciones a la zona de estudio, sobre términos de la Formación Llantenes de edad noriana (Menéndez, 1951) apoya la Formación Remoredo en discordancia angular (Gulisano, 1976). En el resto de las localidades, descansa directamente sobre el Grupo Choiyoi.

La geometría de estos depósitos es marcadamente irregular y de tipo cuña. Los espesores en el área de estudio son muy variables, registrándose secciones de varios centenares de metros, con reducciones bruscas de potencia en corto trecho (Gulisano *et al.*, 1984). Mombrú y Uliana (1978) sostienen que estos depósitos están desarrollados en depocentros elongados paralelos a los depocentros de la cuenca.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, integran esta Mesosecuencia las Formaciones: Piedra del Águila, Sañicó (Gulisano y Pando, 1981) y Lapa (Galli, 1953; Stipanovic *et al.*, 1968) en el centro-sur de Neuquén; Planicie Morada y "Serie Andesítica Liásica" (Digregorio, 1972; Robles, 1984) en el subsuelo de Río Negro; y la Remoredo (Groeber *et al.*, 1953) en el sur mendocino.

Respecto al límite superior de esta Mesosecuencia, Gulisano (1984) ubica temporalmente a la discordancia intraliásica en el Sinemuriano hasta el Pliensbachiano basal. Legarreta y Gulisano (1989) replantean esta asignación temporal y ubican a esta discordancia regional en el Hettangiano basal (203 Ma), ya que Riccardi (1988) descubre una fauna amonítica del Hettangiano Inferior que incluye a la parte basal de la Mesosecuencia Cuyo. Posteriormente, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) extienden el límite superior del Ciclo Precuyo hasta el Sinemuriano, por considerar a estos depósitos continentales correlacionables con depósitos marinos hettangianos-sinemurianos que corresponderían, en conjunto, al mismo episodio de acumulación (Legarreta *et al.*, 1993).

El sector del alto Río Atuel se destaca por la presencia de depósitos arenosos y pelíticos oscuros con amonites hettangianos y sinemurianos (Riccardi *et al.*, 1988). Dichas acumulaciones

marinas revelan que hacia el sector norte de la cuenca, el sistema de hemifosas comenzó a ser invadido por aguas oceánicas durante el Jurásico más temprano.

Formación Remoredo (Groeber *et al.*, 1953; Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995)

Antecedentes: las rocas más antiguas de la sucesión jurásica corresponden a depósitos detríticos que incluyen componentes piroclásticos y volcánicos. Su localidad tipo fue descrita en el flanco occidental de la Sierra de Reyes, en la Quebrada de Remoredo, provincia de Mendoza (36°30' S y 69°40' O) por Groeber *et al.* (1953).

Distribución areal: la extensión geográfica representada se circunscribe al sur mendocino, aflorando en los núcleos de los anticlinales Malargüe, Bardas Blancas, Sierra Azul, Sierra de Cara Cura y Sierra de Reyes. También en los ríos Potimalal (zona de estudio) y Grande, en el cerro Tricolor y, más al norte, en el arroyo La Bajada, afluente del río Salado (Riccardi y Damborenea, 1993).

Litología y ambiente: se trata de pelitas tobáceas moradas con intercalaciones areniscosas, conglomerádicas (Groeber *et al.*, 1953; Gulisano, 1981) o de calizas lacustres, que conforman un espesor total de hasta 450 m. En la zona de estudio, sus características reflejan sedimentación a partir de ríos y abanicos aluviales conectados a zonas de barreal y medios lacustres con un espesor aproximado de 80 m.

Se caracteriza por sus variaciones abruptas de espesor y una distribución areal restringida, que se limita a depocentros relativamente desconectados. Se atribuye este estilo de sedimentación a un control morfotectónico ejercido por un sistema de depresiones activas, con hábito de hemigraben (Gerth, 1925; Mombrú y Uliana, 1979; Gulisano, 1981) producido por condiciones de distensión regional persistente desde el Triásico (Criado Roque *et al.*, 1981; Uliana *et al.*, 1989). Las diferencias de edad y espesor registradas en la serie Liásica (Gerth, 1925) demuestran que al iniciarse la depositación, el fondo de sedimentación presentaba considerable relieve, sugiriendo que el perímetro de acumulación marina poseía irregularidades y numerosas bahías.

Relaciones estratigráficas: se apoya en discordancia de carácter regional sobre el Grupo Choiyoi, y es a partir de esta formación que se inicia la acumulación de sedimentos en la porción norte (sur de la provincia de Mendoza) de la cuenca. En este sector, las condiciones sedimentológicas fueron casi exclusivamente continentales (Legarreta y Uliana, 1996). En los arroyos Llantenos y Tronquimalal, al sur de Malargüe, se asienta en discordancia angular sobre el Grupo Llantenos del Triásico Superior (Riccardi y Damborenea, 1993).

Edad: sobre la base de las relaciones estratigráficas, se le asigna una edad jurásica inferior, pero la falta de fósiles con valor bioestratigráfico dificulta la determinación confiable a nivel de piso (Lanés y Palma, 1993); aun así, se estima una edad hettangiana-sinemuriana (Legarreta *et al.*, 1993).

Mesosecuencia Cuyo

Con esta mesosecuencia se inicia la primera etapa de sedimentación marina de la cuenca (Gulisano *et al.*, 1984). Las secuencias deposicionales que la conforman representan tanto períodos de inundación generados por efectos combinados de ascenso eustático y fuerte subsidencia, como etapas de restricción del medio marino con precipitación de evaporitas en ausencia de aporte clástico significativo. También se presentan secuencias sigmoidales en las que se verifican un tramo de plataforma, otro de talud y otro de fondo de cuenca. En el ambiente de plataforma, las secuencias muestran un intervalo basal transgresivo sobre el que progradan

rápida facies marinas someras y continentales. Sobre el talud y el fondo se desarrollan facies turbidíticas, que son seguidas por sedimentitas pelíticas profundas, y finalmente, por depósitos pelíticos hasta areno-conglomerádicos de plataforma que progradan sobre las anteriores (Gulisano *et al.*, 1984).

La base y el techo de la Mesosecuencia Cuyo quedan delimitados por eventos diastróficos de considerable envergadura: la discordancia Intraliásica en la base, y la Intracaloviana (Dellapé *et al.*, 1979) en el techo. Respecto a esta última, se estima que el tiempo involucrado abarcó desde el Bajociano superior hasta el Caloviano inferior. No obstante la importancia de estos movimientos, no se ha registrado angularidad entre los depósitos lotenianos suprayacentes y el sustrato cuyano, por lo que se asumen movimientos preferencialmente verticales (Dellapé *et al.*, 1979).

Los términos basales de la Mesosecuencia Cuyo están constituidos por depósitos con importante participación conglomerádica (Volkheimer, 1970; 1978; Stipanovic, 1969) de pocos centímetros a varias decenas de metros (Legarreta y Gulisano, 1989). Localmente se han denominado Formación Puesto Araya y Formación Sierra Chacaico, y sus equivalentes calcáreos son conocidos como Formación Chachil (Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza, 1990). La edad de los miembros marinos basales se torna más joven hacia el sur y el este (Rosenfeld y Volkheimer, 1980) como resultado de la transgresión hacia el antepaís sudamericano en etapas ("escalonado" *sensu* Gulisano, 1981) de las fosas continentales precedentes.

Durante el Pliensbachiano y Toarciano el perímetro oriental de la faja con influencia marina registró la acumulación de facies fluviales y de fan-delta que demuestran la persistencia localizada de relieves escarpados. En Mendoza estas acumulaciones de borde son referidas a la Formación El Freno (Yrigoyen, 1979; Gulisano, 1981) y en Neuquén austral integran parte de la Formación Piedra Pintada (Stipanovic *et al.*, 1968; Gulisano y Pando, 1981).

El avance de la transgresión dio lugar a una cuenca de aguas relativamente profundas y fondos euxínicos, sobre los que se acumularon espesas sucesiones de pelitas negras y grises conocidas como Formación Los Molles (Weaver, 1931; Digregorio, 1972) y Formación Tres Esquinas (Stipanovic, 1969; Legarreta y Gulisano, 1989), estableciendo un patrón deposicional sencillo y de relativa regularidad (Groeber, 1918; Groeber *et al.*, 1953). Estas acumulaciones de índole cuencal presentan intercalaciones turbidíticas, especialmente en el sector neuquino de la cuenca (Gulisano *et al.*, 1984a). Este rasgo de gran continuidad persistió desde el centro de Neuquén hasta la región de Río Atuel, en Mendoza.

En el Aaleniano y Bajociano se produjo una marcada expansión de los medios sedimentarios, con depositación de facies litoral-deltaica hasta aluvial. En la parte sur de la cuenca, la acumulación subaérea está representada por la Formación Challacó (De Ferrariis, 1947; Gulisano *et al.*, 1984a). En la porción sur de la provincia de Mendoza el fin del Aaleniano y comienzo del Bajociano representaron el momento de mayor expansión marina hacia la zona de antepaís (Yrigoyen, 1979). Sobre la plataforma de Malargüe, la banda de clásticos proximales consiste en una sucesión arenosa, asociada a facies de playa y plataforma dominada por olas, que representa la Formación Bardas Blancas (Gulisano, 1981; Riccardi, 1984).

Posiciones internas de la cuenca quedan reflejadas por una sucesión deltaica conformada por depósitos areniscos-calcáreos y conglomerádicos finos hasta muy gruesos, con algunas lenguas marinas y bandas de lutitas carbonosas, referidas a la Formación Lajas (Weaver, 1931; Gulisano e Hinterwimmer, 1986; Legarreta y Gulisano, 1989). Son notables las superficies de incisión rellenas por areniscas y conglomerados de carácter estuárico, por ejemplo en las inmediaciones del arroyo Calabozo (Palma, com. pers.). La presencia de amonites como

Stehnocephalites gerthi, *Xenocephalites* sp., *Neuquenicerias* sp. (Riccardi, 1984) le otorgan una edad bathoniana-eocaloviana.

Las acumulaciones eocalovianas en la zona al oeste de Malargüe incluyen facies de plataforma con carbonatos de tipo *grainstone* oolítico-biolástico y zonas de corales, esponjas y algas rojas, a las que se asocian areniscas y conglomerados. Estos depósitos dan origen a la Formación Calabozo (Dessanti, 1973).

La tendencia de la acumulación con alta tasa de acreción también se pone en evidencia en el ámbito cordillerano en secciones como Paso Vergara-Villagra y Santa Elena (Groeber *et al.*, 1953; Davidson y Vicente, 1973), reflejando posiciones más alejadas de las zonas de aporte detrítico.

Durante el Caloviano medio y superior, la caída del nivel de base fue lo suficientemente drástica como para suscitar condiciones con balance hidrológico negativo y provocar la acumulación de la Formación Tábanos (Stipanovic, 1966; Dellapé *et al.*, 1979; Legarreta y Gulisano, 1989). El confinamiento de estas evaporitas al eje de la cuenca bathoniana-caloviana, la presencia de estructuras en *teepee* y las evidencias de incisión y resedimentación del complejo carbonático eocaloviano, señalan condiciones de desecamiento casi completo de la cubeta andina (Legarreta, 1991).

Formación Bardas Blancas (Gulisano, 1981; Riccardi, 1984)

Antecedentes: su localidad tipo fue definida por Gulisano (1981) en las inmediaciones del puente de la Ruta Nacional N° 40 sobre el río Grande (35°51' S y 69°48' O). Con posterioridad, es Riccardi (1984) quien le otorga entidad formacional.

Fue reconocida tanto en los contrafrentes cordilleranos, como en las secciones de Cantera del Fortín en Malargüe y Sierra Azul, y Aguada Campos en Sierra de Reyes. Se identificó a las facies arenosas de índole litoral y de plataforma interna como "Arenisca con *Pseudomonotis*" (Gerth, 1925).

Distribución areal: su extensión geográfica se desarrolla en el sur de la provincia de Mendoza, desde la zona de Malargüe hasta la Sierra de Reyes; en los braquianticlinales de Malargüe, Bardas Blancas, Sierra Azul, Cara Cura y Reyes. También, en la confluencia del río Potimalal con los arroyos La Vaina y de Las Hormigas (zona de estudio del presente trabajo). Ha sido localizada en subsuelo en la Altiplanicie del Payún y Cañadón Amarillo (Riccardi y Damborenea, 1993).

Litología y ambiente: se trata de una sucesión de areniscas gris-amarillentas, de grano fino a medio, bien estratificadas, con espesores que oscilan para los distintos afloramientos entre 50 y 150 m (Figura 22). La base de los bancos es neta, con contacto plano o irregular erosivo. Son frecuentes las intercalaciones de bancos lenticulares de areniscas bioclásticas. Se reconocen ciclos granodecrecientes de hasta 1 m de espesor. En algunos casos estos ciclos son de mayor espesor, y es muy común encontrar amalgamación en facies de areniscas con estratificación entrecruzada tipo "hummocky".

Se ha observado una variedad de estructuras sedimentarias, entre ellas: la ya citada estratificación entrecruzada tipo "hummocky", "swaley", estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo, laminación paralela o capas masivas. La bioturbación presente para esta formación corresponde a las icnofacies de *Skolithus* y *Cruziana*.

La Formación Bardas Blancas en la zona estudiada posee un espesor total cercano a los 100 m y se halla intruida en su sección media por una serie de filones capa de composición andesítica.

Paleontología: está representada por moluscos, amonites y equinodermos entre otros, con alto grado de desarticulación.

Relaciones estratigráficas: se apoya en discordancia regional sobre la Formación Remoredo, donde puede o no aparecer un conglomerado basal erosivo de dimensiones variables.

Las sucesiones de comparable edad y desarrollo facial aflorantes al sur de la localidad de Malargüe son atribuidas a la Formación Los Molles (Gulisano, 1981); mientras que hacia el norte estas facies son conocidas como Formación Tres Esquinas (Stipanovic, 1969; Legarreta y Gulisano, 1989).

Edad: se le asignó originalmente una edad comprendida entre el Toarciano superior y Bajociano inferior, basándose en el estudio paleontológico de los amonites presentes (Gulisano, 1981).

Nuevos estudios de carácter bioestratigráfico fueron realizados por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995), y Damborenea (1996) teniendo en cuenta la presencia de amonites como *Podegrosiceras* sp., *Zurcheria groeberi*, *Sonninia* cf. *S. espinnazitensis*, *Sonninia* sp.; y bivalvos tales como *Meleagrinea* cf. *M. echinata*, *Vaugonia argentinica* (Jaw.), *Palaeonucula* sp., *Grammatodon sparsicosta* (Gottsche), *Entolium* sp., *Pleuromya* sp. entre otros, que le otorgan una edad que abarca desde el Toarciano tardío hasta el Bajociano temprano. Posteriormente, Sanci (2005) mediante el estudio de amonites, (zonas *Dactylioceras hoelderi* y *Puchenquia malargüensis*) amplió el rango temporal de la formación, abarcando desde el Toarciano temprano hasta el Bajociano temprano.



Fig. 22: Afloramiento de la Formación Bardas Blancas en el arroyo La Vaina.

El análisis sedimentológico y litofacial, de asociaciones de facies, concentraciones fosilíferas, ciclicidad, y evolución ambiental con enfoque estratigráfico-secuencial, constituye la parte central de este trabajo y será desarrollado en los sucesivos capítulos.

Formación Tres Esquinas (Stipanovic, 1969; Legarreta y Gulisano, 1989)

Antecedentes: la descripción original de la formación, realizada por Stipanovic (1969), indica que al norte del río Atuel, Stipanovic y Mingramm obtuvieron una fauna de amonites inmediatamente por debajo de la Formación Tábanos que identificaron con el nombre de Formación Tres Esquinas. Su

localidad tipo fue definida en Tres Esquinas, entre los arroyos Blanco y de Las Yeseras, en la provincia de Mendoza (34°48' S y 69°42'30" O).

La Formación Molles es equivalente a la Formación Tres Esquinas, con un importante desarrollo y extensión areal en la provincia de Neuquén.

Distribución areal: al sur de la provincia de Mendoza, en el ámbito de la ciudad Malargüe, se encuentra bien representada en el arroyo La Bajada, Portezuelo Ancho, cerro Las Yeseras, arroyo Blanco, río Potimalal, arroyo La Vaina (Figura 23), río Salado y cerro Los Blancos.

Litología y ambiente: está constituida por lutitas y calizas gris oscuras hasta negras, alternando con limolitas grises y escasas areniscas, a veces calcáreas. Subordinadamente, contiene en su base conglomerados y tobas. Hay abundante detrito vegetal y piritas finamente distribuida. Hacia el techo se hacen más frecuentes las calizas y fangolitas calcáreas. También, se ha reconocido la presencia de turbiditas (Rosenfeld y Volkheimer, 1980).

Los espesores para el área de estudio rondan los 30-80 m; pero en el río Salado y cerro Los Blancos supera los 150 m. En el ámbito neuquino, su equivalente Formación Los Molles presenta espesores de hasta 1200 m entre Las Coloradas y Charahuilla. En subsuelo (Plaza Huincul) se han atestado 2576 m de esta formación (Hinterwimmer y Jáuregui, 1984).

Paleontología: en la zona de estudio se han identificado las siguientes faunas de amonites: *Lytoceras* sp., *Sonninia* sp., *Pseudotoites* sp., y *Pseudotoites* cf. *P. sphaeocerooides* (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

En el ámbito neuquino, en la base, esta formación contiene amonites de la zona *Fanninoceras*. También hay bivalvos, microfloras con *Callialasporites dampieri* (Balme), detritos vegetales tales como *Athrotaxis ungeri* (Halle) Florín. También se conocen microfósiles (Ballent, 1987), restos de vertebrados marinos y nanofósiles calcáreos (Sanci, 2005).

Relaciones estratigráficas: en la zona de estudio esta formación yace sobre la Formación Bardas Blancas mediante contacto transicional a levemente erosivo. El tope también posee contacto gradacional, subyaciendo a 10-15 m de espesor de la Formación Lajas. En la zona del río Salado, suprayacen 2-5 m de la Formación Calabozo.

En el ámbito neuquino, suprayace discordantemente al Grupo Choiyoi o a las Formaciones Piedra del Águila, Sañicó y Chacaico (Gulisano, 1981). Hacia el tope, pasan transicionalmente a la Formación Lajas. En el norte de Neuquén apoyaría discordantemente sobre el Grupo Choiyoi y es cubierta por la Formación Tábanos.

Edad: en función de la fauna de amonites descripta para la zona, se le asigna una edad aaleniana-bajociana. En la provincia de Neuquén, la edad varía entre el Pliensbachiano y el Caloviano inferior, tornándose más joven hacia el interior de la cuenca (noroeste de Neuquén) a medida que va desapareciendo la Formación Lajas (Legarreta *et al.*, 1993).

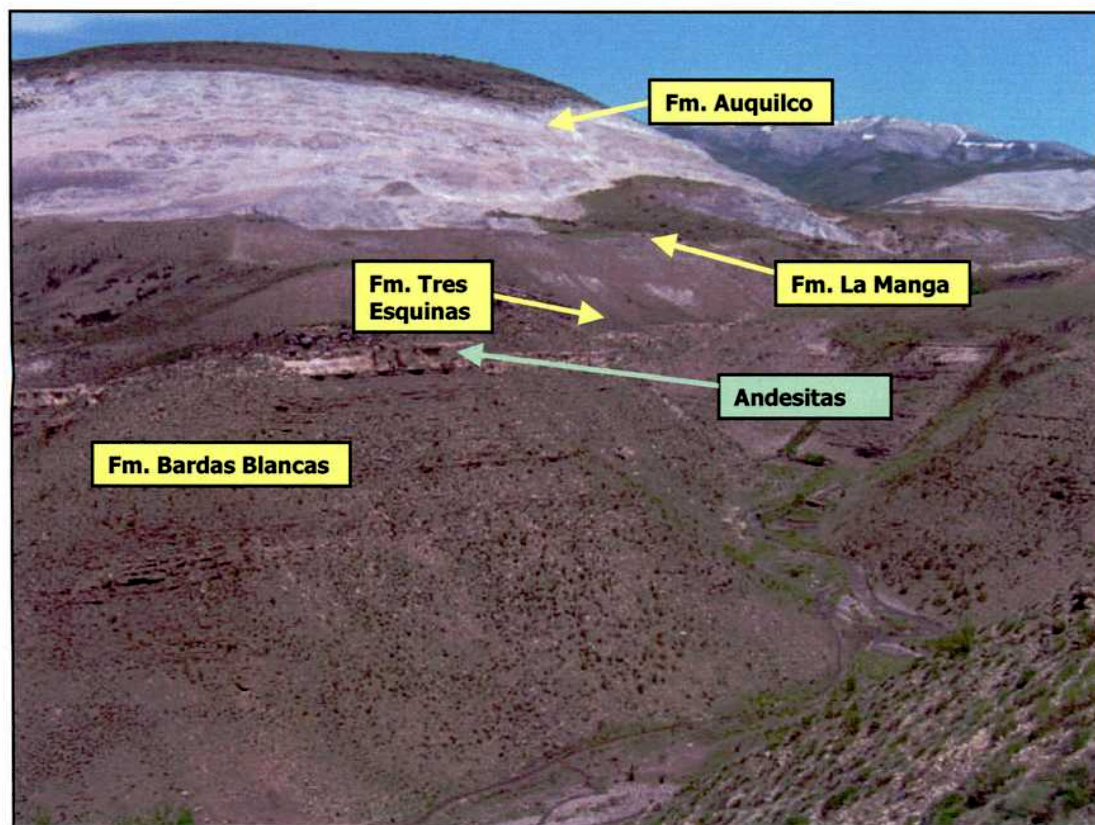


Fig. 23: Vista panorámica de formaciones aflorantes en el arroyo La Vaina.

Formación Lajas (Weaver, 1931)

Antecedentes: Weaver fue quien describió a esta unidad como areniscas continentales con abundante y buena preservación de fauna de pelecípodos y gastrópodos, pero sin amonites. No definió una localidad tipo, pero de acuerdo con su trabajo, esta unidad se halla característicamente representada desde la Sierra de la Vaca Muerta hasta el sur de Zapala.

Distribución areal: se extiende desde la región de Piedra del Águila (Gulisano y Pando, 1981), sur de Zapala – Catán Lil, Aluminé, Charahuilla, Lohan Mahuida, Los Molles, Picún Leufú y Sierra de la Vaca Muerta en la provincia de Neuquén, reduciendo su espesor hacia el centro de cuenca. De este modo, al sur de Zapala alcanza espesores cercanos a los 700 m, en el arroyo Agua Fría 200 m y en Chacay Melehue no está representada. En el ámbito mendocino, aflora en las inmediaciones del río Potimalal, con un espesor de entre 5 y 15 m (Figura 24).

Litología y ambiente: esta formación está compuesta por areniscas grises de grano fino a grueso, a veces conglomerádicas finas, con cemento calcáreo, estratificación entrecruzada, laminación paralela y espesores de pocos centímetros hasta más de 10 m. Se observan intercalaciones de conglomerados, coquinas, limolitas, lutitas y tufitas y numerosas capas delgadas de lignito y arcilla carbonosa. Predominan los colores amarillentos, verdosos y rojizos. Contiene troncos de árboles silicificados, corales, bivalvos y gastrópodos.

El ambiente corresponde a facies marinas someras a deltaicas que progradan sobre facies de plataforma atribuidas a la Formación Los Molles.

Paleontología: la Formación Lajas posee, especialmente en su parte inferior, restos de bivalvos de conchilla gruesa, gastrópodos y corales (Weaver, 1931). Los restos vegetales son abundantes.

Relaciones estratigráficas: apoya en discordancia sobre las pelitas marinas de la Formación Los Molles y es cubierta, también en discordancia, por depósitos continentales generalmente conglomerádicos de las Formaciones Challacó y Lotena. En la zona de estudio, suprayace a la Formación Tres Esquinas y subyace a la Formación Calabozo.

Edad: en Neuquén, las relaciones estratigráficas ubican a esta formación entre el Bajociano inferior (amonites de la Formación Los Molles) y el Caloviano medio (amonites de la Formación Lotena). En el área de estudio, se le asigna una edad bajociana superior-bathoniana.

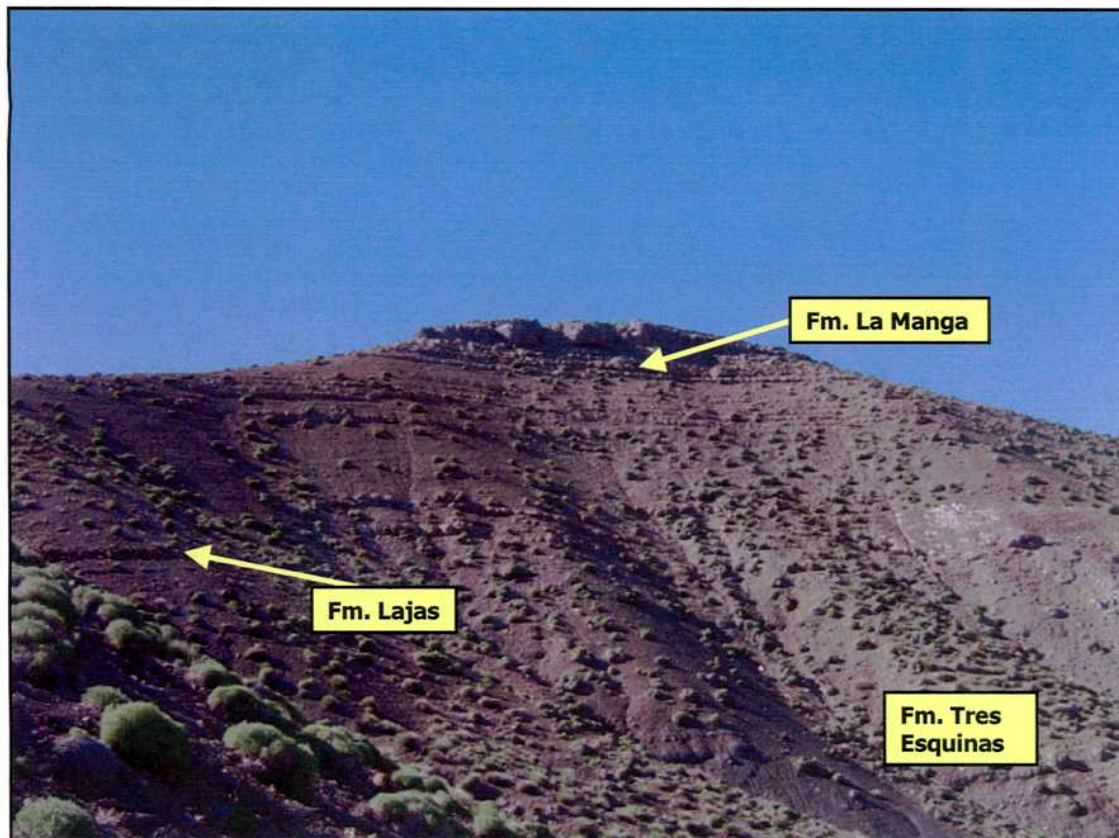


Fig. 24: Afloramientos de las mesosecuencias Cuyo y Lotena en el río Potimalal.

Formación Calabozo (Dessanti, 1973)

Antecedentes: fue Dessanti (1973) a través de la realización de la Hoja Geológica 29b Bardas Blancas quien describió estos depósitos y le asignó entidad formacional. Su localidad tipo se ubica en el arroyo Calabozo, afluente del río Malargüe (35°30' S y 69°55' O) con un espesor de 150 m.

Distribución areal: su distribución es muy reducida y se circunscribe a la provincia de Mendoza. Aparte de su exposición en el arroyo Calabozo, esta formación aflora en el río Potimalal, río Salado y cerro Los Blancos.

Litología y ambiente: corresponden a bancos de calizas dolomíticas de color gris azulado compactas y duras, con restos fragmentarios de equinodermos, corales, foraminíferos bentónicos, briozoos, bivalvos y braquiópodos, entre los que se destacan *Gryphea calceola*. En este tramo los estratos muestran complicaciones tectónicas, y los afloramientos se encuentran bastante cubiertos (Figura 25).

También aflora una caliza brechiforme que encierra trozos angulosos de las mismas calizas con cemento calcáreo. Se asocian areniscas y conglomerados.

Estudios ambientales posteriores en esta formación (Palma *et al.*, 2005; 2007) permitieron discriminar facies de: ambiente marino somero de plataforma carbonática con escaso aporte silicoclástico; de playa litoral, dado por un depósito basal transgresivo de facies gruesas de areniscas silicoclásticas; y depósitos de areniscas subtidales en un ambiente de *lagoon*.

El espesor de esta formación en la zona de estudio apenas llega a los 5 m. En el río Salado y cerro Los Blancos va de 2 a 5 m.

Paleontología: además de los restos fragmentarios de pelecípodos y braquiópodos (Dessanti, 1973), esta unidad contiene una buena conservación de fauna de amonites, entre los que se destacan *Rehmannia* sp., *Choffatia* sp. y *Glossouvira* sp. (Riccardi *et al.*, 2000).

Se han descrito algas dasicladáceas tales como: *Salpingoporella annulata*, *Cylindroporella* sp. y *Heterporella* sp. También algas verdes-azules tales como: *Cayeuxia (Rivularia) piaie* y *Cayeuxia (Rivularia) kurdistanensis*. Esta asociación de algas ha sido interpretada como propia de ambientes marinos cálidos, someros y protegidos (Palma *et al.*, 2005).

Relaciones estratigráficas: apoya mediante contacto neto sobre niveles arenosos de la Formación Lajas y es cubierta en igual relación por las evaporitas de la Formación Tábanos (Dessanti, 1973).

Edad: Dessanti (1973) asignó esta unidad al Oxfordiano por correlación con niveles de esa edad aflorantes en los arroyos Blanco y La Manga, portadores de amonites estudiados por Stipanovic (1951).

Sin embargo, Riccardi (1985), mediante el estudio de fauna de amonites, rectificó la edad de esta unidad, asignándola al Bathoniano superior-Caloviano inferior.

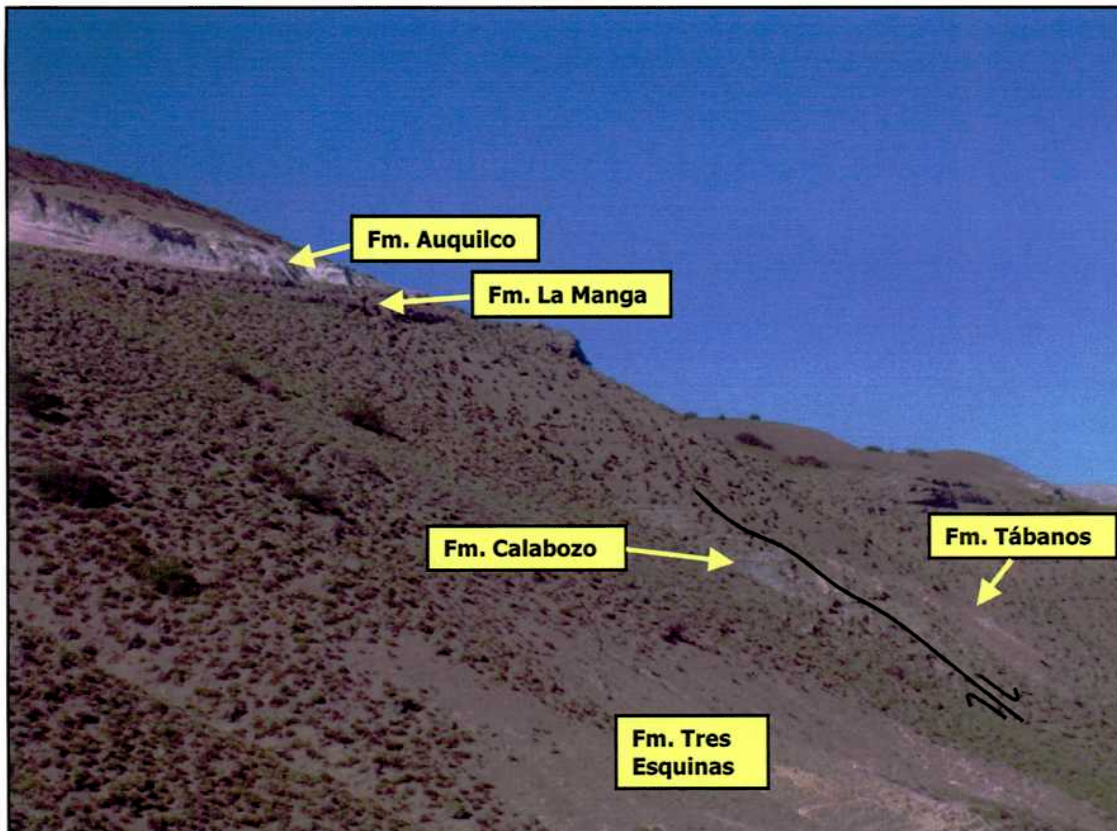


Fig. 25: Afloramientos de las mesosecuencias Cuyo y Lotena en el río Potimalal. Marcado en negro, presencia de una falla normal. Observar bloque hundido y bloque elevado aparente afectando a las Formaciones Calabozo y Tábanos.

Formación Tábanos (Stipanivic, 1966)

Antecedentes: Stipanivic (1966) fue quien describió estos depósitos, caracterizándolos como 'masivos de yeso blanco'. Su localidad tipo se encuentra en el arroyo Tábanos, provincia de Mendoza (34°48' S y 69°42' O).

Distribución areal: esta formación se encuentra representada en las provincias de Neuquén y Mendoza, desde Sierra de la Vaca Muerta al sur, hasta la zona de río Atuel, al norte. En la zona de estudio del presente trabajo (río Potimalal) está representada por 15-30 m de yeso y carbonatos correspondiente a un ambiente marino hipersalino.

Litología y ambiente: corresponden a depósitos masivos de yeso blanco, o yeso en forma de nódulos blancos dentro de una base calcárea de color gris con estratificación irregular poco definida. Donde disminuye el contenido de yeso se intercalan bancos de caliza masiva gris oscura y niveles de brecha calcárea intraformacional (Dellapé *et al.*, 1979).

El espesor total varía entre 20 y 40 m (Dellapé *et al.*, 1979). En el área de estudio posee un espesor cercano a los 30 m (Figura 25).

Relaciones estratigráficas: apoya transicionalmente sobre lutitas, limolitas y calizas gris oscuras que han sido atribuidas a distintas formaciones (Formaciones Chacay Melehue o China Muerta). Hacia arriba y en discordancia, se dispone una sección clástica integrada por areniscas finas hasta conglomerádicas grises amarillentas, lutitas y fangolitas grises oscuras localmente margosas, usualmente atribuidas a la Formación Lotena.

Paleontología y Edad: sobre la base de las relaciones estratigráficas esta formación fue inicialmente asignada al Caloviano inferior y/o Bathoniano (Groeber *et al.*, 1953), al Bathoniano (Stipanivic, 1966) y al Bajociano superior (Stipanivic, 1969). Finalmente, la presencia de amonites en las unidades supra e infrayacentes a esta unidad, ha permitido asignarle una edad caloviana (Westermann, 1967; Dellapé *et al.*, 1979).

Mesosecuencia Lotena

Representa la etapa final de acumulación marina del Ciclo Jurásico (Groeber, 1946) y se desarrolla entre el Caloviano medio y el Oxfordiano-Kimmeridgiano (Legarreta y Gulisano, 1989). Comprende las siguientes unidades litoestratigráficas: Formación Lotena, Formación La Manga y Formación Auquileo.

El límite inferior fue redefinido por Dellapé *et al.* (1979), que lo hicieron coincidir con la discordancia Intracaloviana definida por ellos. El límite superior se ubica en la discordancia intermálmica producida por los movimientos araucánicos (Stipanivic y Rodrigo, 1970; Gulisano *et al.*, 1984).

La mesosecuencia se inicia generalmente con depósitos continentales que corresponden a la Formación Lotena (Weaver, 1931; en Gulisano *et al.*, 1984a). Posee una sección basal continental que se desarrolla principalmente en el sector central de la cuenca, donde se alcanzan espesores de hasta 200 m. Sin embargo, en las inmediaciones de la localidad de Bardas Blancas, las facies corresponden a depósitos pelíticos marino litorales, compuestos por bancos limosos medio a gruesos y areniscas alternantes. Los colores van de rojos a morados y verdes para las granulometrías más finas, y grises amarillentos para la fracción arenosa. Estos depósitos son asignados por Gulisano *et al.* (1984a) a la parte superior de la secuencia deposicional L1, de 4 m de espesor.

La sección superior se presenta tanto en el sector central como en las áreas marginales, yaciendo muchas veces sobre niveles de la Mesosecuencia Cuyo, cuando falta el tramo basal. Esto sucede siempre en áreas de plataforma, al norte de Neuquén (Vega de la Veranada) y sur de Mendoza (Sierra de Reyes, Bardas Blancas, Sierra Azul) (Gulisano *et al.*, 1984). El límite superior está dado por el contacto 'Divesiano' (Stipanivic, 1966).

El intervalo de sedimentación para la Formación Lotena tuvo lugar durante un estadio de nivel de mar bajo ("*low stand deposits*") según fuera definido por Vail *et al.* (1977), producido por una caída relativa del nivel del mar vinculado al levantamiento general del área. De esta forma los sedimentos continentales tienden a desarrollarse principalmente en la parte más deprimida de la cuenca, traslapando hacia zonas periféricas. Posteriormente, con el ascenso relativo del nivel del mar este traslape se ve acentuado, invadiendo nuevamente la cuenca y expandiéndose sobre la plataforma. Así se define una nueva secuencia transgresiva (Gulisano *et al.*, 1984).

En un amplio sector de la cuenca, principalmente en la provincia de Neuquén, las capas producto de la transgresión contienen faunas de foraminíferos y amonites que muestran afinidades con las faunas de *Tethys* (Mussachio, 1979; Riccardi, 1991) e indican el retorno a una condición marina normal. La renovada conexión oceánica se refleja en un carácter estratigráfico transgresivo que incluye expansión del área depositacional, organización interna granodecreciente y desarrollo de una zona condensada hacia el tope de la unidad (Legarreta, 1991; Legarreta *et al.*, 1993).

Sobre la base de su contenido fosilífero, se le asigna a la Formación Lotena una edad oxfordiana inferior.

Formación La Manga (Groeber, 1929; Stipanivic, 1966)

Antecedentes: la Formación La Manga (Stipanivic, 1966; Stipanivic *et al.*, 1975) fue originalmente reconocida como "Calizas azules con *Gryphea*" (Groeber, 1929) o "Manguense" por Stipanivic y Mingramm (1952).

Distribución areal: Stipanivic (1966) define formalmente a esta unidad en su localidad tipo de arroyo La Manga al oeste de la localidad de El Sosneado, donde reconoce una sucesión de lutitas, margas y margas arenosas parcialmente oolíticas que hacia el tope se tornan más calcáreas.

Litología y ambiente: la litología de la Formación La Manga, que llega a tener 150 m de potencia, está representada por *grainstone* oolíticos y *framestone* coralígenos, como así también calcáreos fosilíferos tipo fango-sostén y abultamientos bioconstituídos en su mayor parte por ostreidos, corales y esponjas (Legarreta *et al.*, 1993; Legarreta y Uliana, 1996). También se presentan areniscas de grano fino a medio, cuarzosas, con estratificación entrecruzada tabular planar. Las icnofacies presentes corresponden a *Skolithus* y *Cruziana* (Palma *et al.*, 2005).

Palma *et al.* (2007) estudiaron esta formación en la localidad de Arroyo La Vaina, representada por una variedad de calizas ricas en oncoides y culminando con el desarrollo de un *paleokarst*. Mediante la caracterización de litofacies y del estudio de las láminas de la envoltura de los oncoides, pudieron inferir la evolución paleoambiental para esta formación, identificando evidencias de exposición subaérea previas al inicio de la depositación de la Formación Auquillo.

La proliferación de esta secuencia carbonática se dio producto del pulso de inundación que tuvo lugar durante el Caloviano tardío, anegando fajas de plataforma expuestas durante el Bathoniano-Caloviano temprano con baja tasa de suministro clástico. Los depósitos de corales y ooides reflejan acumulación en aguas someras a partir de un ambiente litoral con morfología de rampa carbonática. Esta configuración inicial fue gradualmente reemplazada por un sistema con clinofomas más empinadas de tipo terraza deposicional. Este tipo de arreglos y la presencia de

discontinuidades en el interior de la cuña calcárea son considerados como el reflejo de cambios de acomodación relacionados con oscilaciones eustáticas. Representa los últimos estadios de la fase de mar alto con periódica exposición subaérea, evidenciada por grietas de desecación, moldes de cristales de evaporitas, costras ferruginosas y desarrollo de una brecha mantiforme y continua por centenas de metros con intraclastos que derivan de las facies adyacentes y que ha sido interpretada como un *paleokarst* (Palma *et al.*, 2007).

Relaciones estratigráficas: el contacto inferior corresponde a la discordancia intracaloviana, suprayaciendo a la Mesosecuencia Cuyo, ya sea a la Formación Bardas Blancas, a la Formación Tres Esquinas o a la Formación Tábanos. El límite superior de la formación analizada para la zona de estudio, se apoya en contacto neto y discordante sobre la Formación Auquilco (Figura 25). En otras localidades como Sierra Azul, apoya discordantemente sobre la Formación Vaca Muerta (Crousse, 2005).

Paleontología y Edad: sobre la base del contenido de amonites tales como *Peltoceras* (*Peltoceratoides*) cf. *P. (P) constantii* (d'Orb) y *Euaspidoceras* (*Neaspidoceras*?) sp., entre otros, Stipanovic (1951) le asignó una edad neocaloviana-oxfordiana. Posteriormente, Riccardi (1984) mediante la redeterminación de fauna amonítica, estableció para esta formación una edad oxfordiana.

Formación Auquilco (Weaver, 1931; Groeber, 1946)

Antecedentes: la sucesión evaporítica que integra la Formación Auquilco fue inicialmente denominada "Yeso Principal" por Schiller (1912) en la región del Aconcagua. Con posterioridad, Weaver (1931) la designó como Formación Auquinco; y Groeber (1946) le otorgó entidad y nombre formacional definitivo, ubicando su localidad tipo en un paraje situado al este de Chos-Malal en la provincia de Neuquén. Posee una potencia máxima de 400 m.

Distribución areal: se encuentra bien representada en la zona estudiada, con afloramientos cercanos a los 130-150 m, tanto en el cerro Riscos Bayos al sur del arroyo La Vaina, como en el río Potimalal (Figura 26). Hacia la Sierra Azul, los espesores se afinan constituyendo bancos de pocos centímetros.

En Neuquén, aflora en la laguna Auquilco, en la yesera de Tromen y en la ladera oriental de la Cordillera del Viento y regiones aledañas, donde forma lentes discontinuas y se ve reemplazada vertical y lateralmente por arcillas, margas bituminosas y depósitos calcáreos.

Litología y ambiente: en su desarrollo litológico característico predominan los depósitos de anhidrita en facies laminada de selenita (varves evaporíticos) y estratos de hábito nodular formados por diagénesis temprana en medios subácueos mesohalinos con recurrente exposición subaérea, conformando texturas *bedded* nodular o *chicken-wire* (Legarreta y Gulisano, 1989); también se presentan zonas con hábito de mosaico-nodular. Los componentes subordinados incluyen carbonatos esquelético-pelletoidales, abultamientos de *boundstone* cryptoalgal afectados por brechamiento y estructuras *teepee*, capas de cloruros y estratos pelíticos rojos y verdes con nódulos de anhidrita.

Los depósitos de esta formación corresponden a una fase póstuma de sedimentación, durante un período de restricción del medio marino de la cuenca aunque sin pérdida total de comunicación con el mar abierto y a favor de un casi nulo suministro clástico. De esta manera queda evidenciado un proceso por entero similar al observado en los términos superiores de la Mesosecuencia Cuyo, que también finalizaban con depósitos evaporíticos de centro de cuenca (Formación Tábanos); aunque en este último, más restringido arealmente.

Relaciones estratigráficas: el límite inferior en la zona de estudio apoya en contacto neto y discordante sobre la Formación La Manga, donde se presenta una superficie ferruginizada y el desarrollo continuo por centenares de metros de una brecha matriz sostén con intraclastos que derivan de las facies adyacentes y que se ha interpretado como un *paleokarst* (Palma *et al.*, 2007). Respecto al límite superior, se vincula a la discordancia intermálmica, producida por los movimientos araucánicos (Stipanovic y Rodrigo, 1970). Pone en contacto a la Formación Tordillo (Kinmeridgiano) con diferentes términos de la Formación Auquilco e incluso con niveles de la secuencia jurásica. Se ha observado sobre la plataforma de Malargüe-Río Grande que en la margen oriental los depósitos evaporíticos presentan irregularidades erosivas, presumiblemente relacionadas con una fase de incisión previa a los depósitos clásticos del suprayacente Grupo Mendoza. Esta relación revela la existencia de una discontinuidad estratigráfica entre los términos evaporíticos más viejos y el grueso de la sedimentación detrítica (Legarreta *et al.*, 1993). Cabe destacar que la Formación Auquilco ha jugado un papel crítico durante la orogénesis andina actuando como horizonte maestro de desarraigo estructural (Legarreta *et al.*, 1993).

Paleontología y Edad: sobre la base de restos de amonites en los niveles calcáreos, como *Perisphinctes* cfr. *P. andinum* (Steinm), entre otros, se le otorga una edad oxfordiana media a superior.

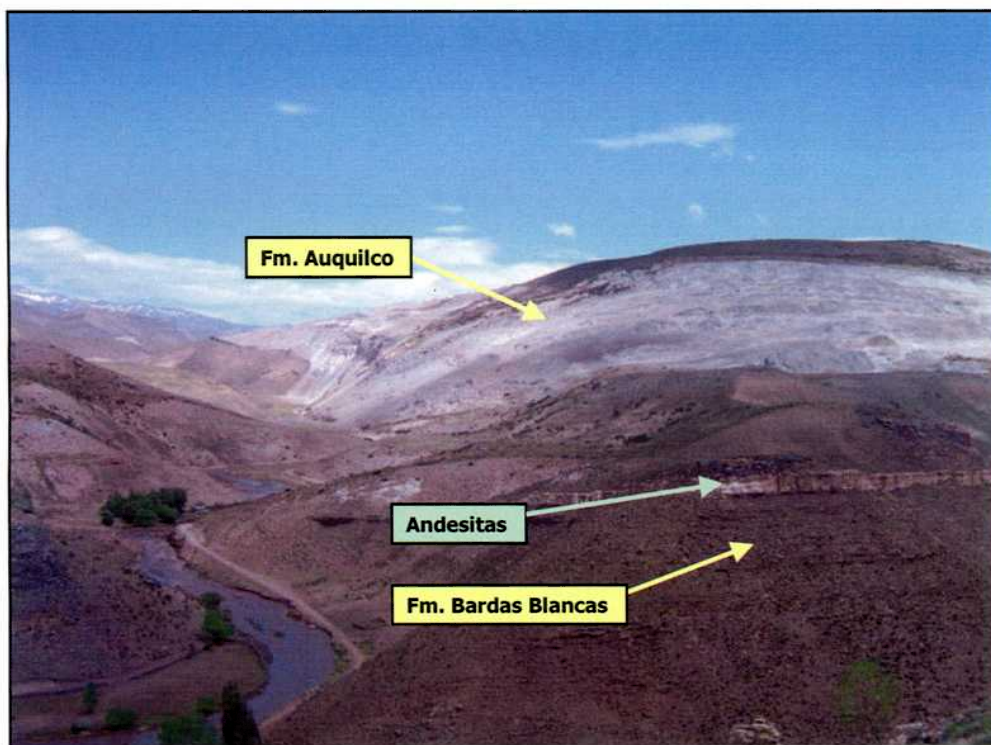


Fig. 26: Río Potimalal donde aflora la Formación Auquilco con más de 100 m de espesor.

Formación Tordillo (Groeber, 1946; Stipanovic, 1966)

Antecedentes: Groeber (1946) denominó al Tordillense como el grupo de potentes areniscas del Malm mayormente rojas; nombre que tomó del río Tordillo, confluente del río Grande, siendo ésta su localidad tipo (35° S). Posteriormente Stipanovic (1966) le otorga entidad formacional, asociándolo al primer grupo de la transgresión ándica, suprajurásica-cretácica.

Distribución areal: se encuentra bien representada en la zona de estudio, con afloramientos cercanos a los 30-50 m. En la Cordillera del Viento la sección inferior alcanza espesores de 500 m. Su distribución parece estar restringida a la parte occidental de la cuenca.

Litología y ambiente: esta formación admite una división en dos secciones. La inferior, de color rojo, está integrada por una alternancia de areniscas y fangolitas tobáceas, con ondulitas, grietas de desecación y marcas de lluvia. El ambiente representa condiciones de sedimentación continental con características propias de la porción distal de las llanuras pedemontanas (fluvial de baja energía y barreal).

La sección superior, por su parte, se destaca por su color verde y está conformada por areniscas y conglomerados con entrecruzamientos y estructuras de corte y relleno. En los niveles más altos predominan las arcillas verdes y pasa transicionalmente a la Formación Vaca Muerta. El ambiente se interpreta como de sedimentación en un medio subáqueo, marino litoral o sublitoral. Los espesores de esta sección son máximos en el meridiano de la Sierra de la Vaca Muerta (290 m) y disminuyen hacia el este y oeste.

Relaciones estratigráficas: la sección inferior se apoya concordantemente sobre las brechas calcáreas de la Formación La Manga, y sobre las evaporitas de la Formación Auquilco a lo largo de un contacto ligeramente transicional. La sección superior yace tanto sobre la Formación La Manga, como así también sobre la Formación Auquilco y la Formación Barda Negra, dependiendo de la zona analizada. Según Gulisano (1984) también se apoya sobre distintos términos de la columna jurásica (Formaciones Lajas, Lotena, La Manga y Auquilco). Suprayace, en aparente concordancia, la Formación Vaca Muerta.

Paleontología y Edad: desde Groeber (1929) en adelante, esta formación ha sido considerada de edad kinmeridgiana.

Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931)

Antecedentes: su localidad tipo se ubica en la pendiente occidental de la Sierra de la Vaca Muerta (38°35' a 38°41' S). Originalmente fue descrita por Weaver (1931) como depósitos tithonianos pelíticos (*Tithonian Strata*) con un espesor de 800 m, que yacen sobre los conglomerados y areniscas de edad lusitaniana y gradan sin discordancia angular hacia los estratos neocomianos.

Distribución areal: el espesor máximo registrado para esta formación se ubica en el área central de la cuenca en Huncal y Trahuncurá, y el mínimo en la región proximal del cerro Lotena (Leanza, 1973). En la zona de estudio, en el río Potimalal, corresponden a pelitas negras de centro de cuenca con intercalaciones de carbonatos micríticos y conforman un espesor superior a los 150 m.

Litología y ambiente: esta formación está constituida en un 90% por pelitas y calcipelitas. El material restante está representado por areniscas y limolitas. La parte basal de esta formación es característica y uniforme en toda la cuenca y consiste en lutitas negras y pardas fuertemente bituminosas con concreciones o nódulos calcáreos, conteniendo restos de amonites bien conservados.

Las facies asociadas a la Formación Vaca Muerta poseen variación espacial a gran escala. Los miembros más orientales o clásticos rojos están representados por areniscas conglomerádicas y pelitas rojas dispuestas en estratos tabulares y lenticulares. Corresponden a depósitos fluviales interconectados, de baja a moderada sinuosidad. La facies de clásticos calcáreos grises está compuesta por areniscas conglomerádicas con cemento calcáreo portadora de pelecípodos, corales, anélidos, equinodermos, amonites y nautiloideos fragmentados. Representan barras y relleno de canales generados en una zona sublitoral con incidencia de mareas. La facies de calizas

incluye *packstone* de pelecípodos y raramente *boundstones*, arreglados según capas tabulares o lensoides de pelecípodos en matriz micrítica. Reflejan un ambiente marino de plataforma, ocasionalmente agitado, que hacia el oeste grada a condiciones con fondos más profundos y calmos en los que se acumulaban calizas micríticas.

Finalmente, la facies de pelitas oscuras y *mudstone-wackestone* esqueléticos se presentan como bancos medianos a finos, portadores de pelecípodos de valvas finas, amonites, foraminíferos y braquiópodos en asociaciones de baja diversidad taxonómica. Se interpreta como un ambiente de fondo de aguas calmas, disaeróbicas a anaeróbicas.

La presencia de tobas o *wackes* tobáceos documenta contemporaneidad con eventos magmáticos y cierto efecto de redistribución por corrientes de fondo (Legarreta *et al.*, 1993).

Relaciones estratigráficas: la base de la Formación Vaca Muerta representa la base del Grupo Mendoza y es cubierta por la Formación Mulichinco. En la parte sur de la cuenca pasa lateralmente a las Formaciones Carrín Cura y Picún Leufú.

Paleontología y Edad: la primera propuesta bioestratigráfica fue propuesta por Leanza (1945), para la Sierra Azul, donde reconoció las zonas de *Virgatosphinctes mendozanus* (Tithoniano inferior), *Windhausenicerias internispinosum* (Tithoniano medio), *Corongoceras alternans*, *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior), *Argentiniceras noduliferum*, *Spiticeras damesi* (Berriasiano), *Neocomites wichmanni* (Valanginiano inferior).

Estudios posteriores (Leanza y Hugo, 1997; Leanza, 1981; Leanza y Zeiss, 1992; y Riccardi *et al.*, 1999) han efectuado cambios en la zonación de amonites, pero sin grandes variaciones respecto a la propuesta que realizara Leanza (1945). De esta forma se reconocen las zonas de *Virgatosphinctes mendozanus*, *Pseudolissoceras zitteli*, *Aulacosphinctes proximus*, *Windhausenicerias internispinosum*, *Corongoceras alternans* y *Substeueroceras koeneni*, para el Tithoniano, *Argentiniceras noduliferum*, *Spiticeras damesi*, para el Berriasiano, y *Neocomites wichmanni* y *Olcostephanus curacoensis*, para el Valanginiano.

En el arroyo Loncoche la unidad se extiende desde el Tithoniano inferior hasta el Berriasiano superior (Kietzmann 2007), contrastando con localidades adyacentes como la sección del arroyo Cienaguillas en el río Salado y la sección de Las Brujas en la localidad de Bardas Blancas, cuya extensión ha sido ubicada entre el Tithoniano inferior y el Valanginiano inferior por Leanza y Hugo (1977). Esto se debe a la posición más marginal de la localidad del arroyo Loncoche respecto a las otras localidades citadas (Kietzmann 2007).

Vennari *et al.* (2007) analizaron el flanco occidental de la Sierra Azul (arroyo del Yeso) y le asignan una edad Tithoniana media (Z. *Windhausenicerias internispinosum*) a Valanginiana temprana (Z. *Neocomites wichmanni*).

Cubierta Cenozoica

En la zona de estudio se han reconocido depósitos de ignimbritas, tobas, basaltos, andesitas y depósitos fluviales que no han sido denominados formalmente. Estos niveles suprayacen o se intercalan entre las formaciones descriptas.

Los sedimentos actuales corresponden a depósitos coluviales y de remoción en masa en áreas intermontanas y a depósitos aluviales en zonas pedemontanas. Los cursos fluviales de los ríos Grande y Potimalal presentan antiguos niveles de planicies de inundación y abanicos aluviales que han sido disectados por su curso actual. La litología corresponde principalmente a gravas y arenas derivadas de la erosión de sedimentos de las formaciones aflorantes en las adyacencias y a rodados volcánicos de composición básica, provenientes de las coladas volcánicas cercanas a la zona de trabajo.

La máxima manifestación efusiva del sur de la provincia de Mendoza está representada al este del río Grande en el campo volcánico denominado Payenia o Payunia (Polanski, 1954) la cual contiene gran cantidad de aparatos volcánicos que abarcan una edad desde el Plioceno hasta el Holoceno. La mayor parte son básicos, si bien se han reconocido flujos y conos piroclásticos, y volcanes compuestos. Delpino y Bermúdez (2005; en Fantín, 2006) proponen que la evolución del centro volcánico de la Payenia comenzó en el Plioceno con la formación de estratos volcanes compuestos que intercalaban coladas basálticas y depósitos piroclásticos en sus laderas. Según los autores este vulcanismo luego continuó desarrollándose controlado por fisuras. Lavas provenientes de algunos de estos centros volcánicos llegaron a atravesar el río Grande, encontrándose algunas coladas al oeste de dicho curso fluvial.

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

Este análisis se sustenta sobre la base de las siguientes características: litológicas, texturales, granulométricas, de estructuras sedimentarias, contenido fosilífero, superficies limitantes (de distinto grado) y, cuando presente, grado y estilo de bioturbación. Será llevado a cabo para las Formaciones Remoredo y Bardas Blancas, lo que permitirá definir litofacies y asociaciones de facies para cada formación. Estas asociaciones deben cumplir con dos requisitos: i) vinculación espacial (vertical y lateral) sin que medien discontinuidades mayores, y ii) vinculación genética.

A partir de este análisis se podrán interpretar e inferir los procesos, mecanismos y ambientes que tuvieron lugar en la conformación de cada uno de los depósitos descriptos.

Análisis Estratigráfico de Formación Remoredo

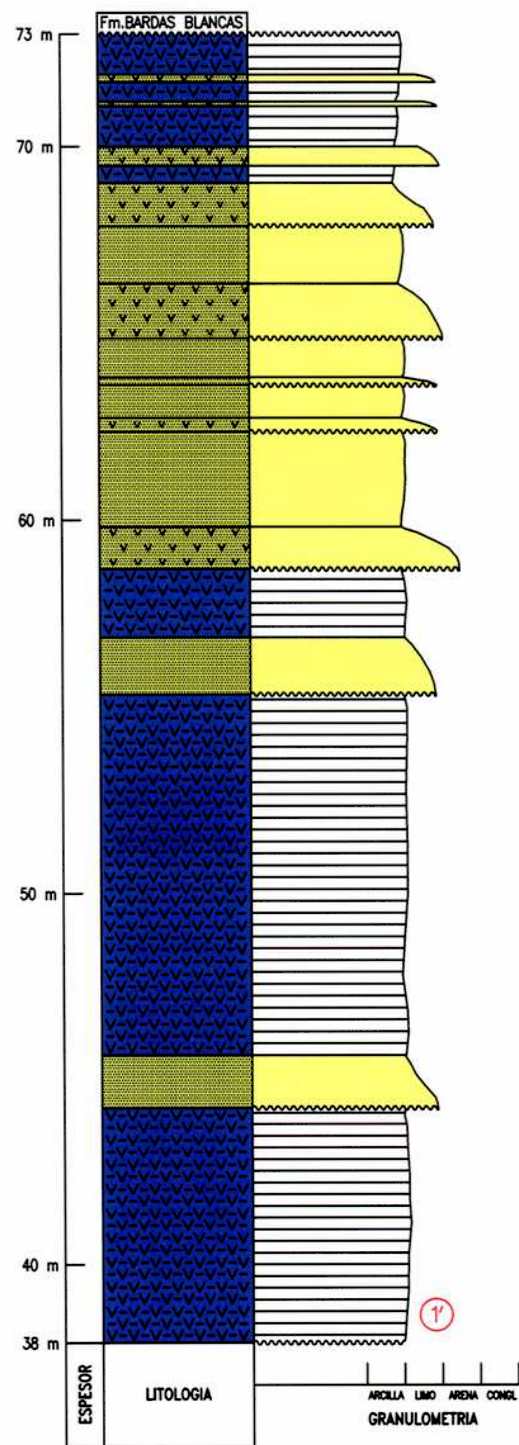
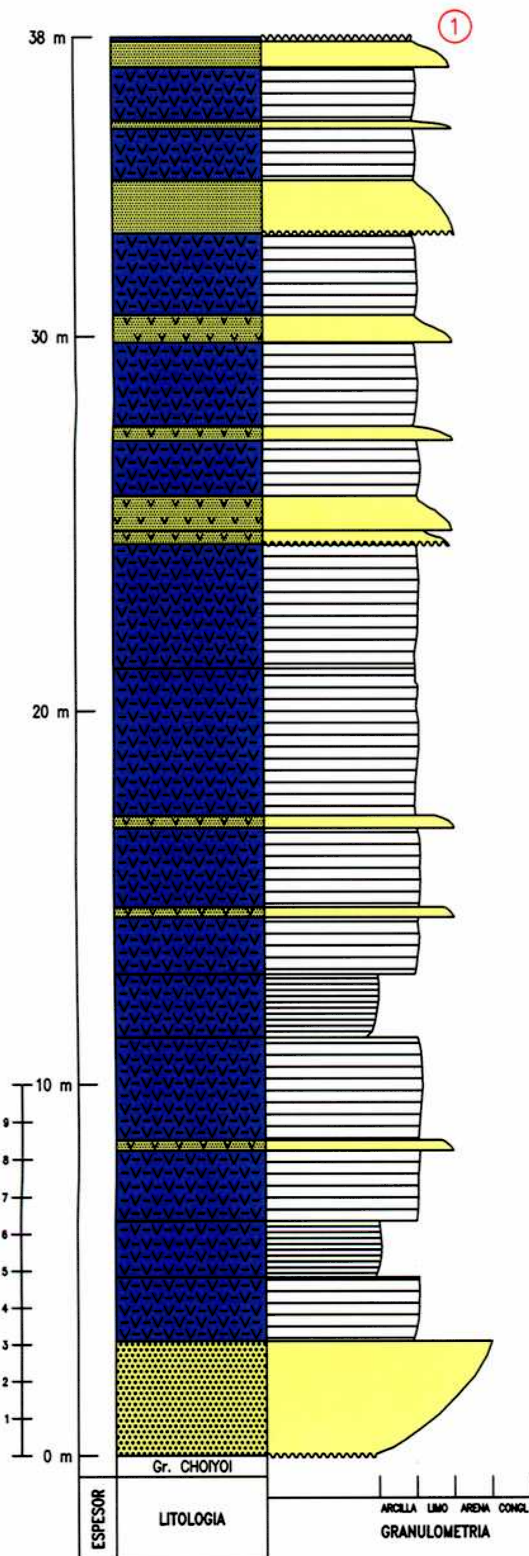
Introducción

Esta formación compone el primer relleno sedimentario de la cuenca (Mesosecuencia Precuyo) y constituyen las rocas más antiguas de la sucesión jurásica. Se apoya discordantemente sobre el basamento (Grupo Choiyoi) y aflora en todo el sur mendocino, con espesores variables que abarcan desde pocos metros hasta 450 m de potencia máxima. Las variaciones laterales de esta formación son marcadas y abruptas, lo que le confiere una reducida extensión areal. Las litologías descriptas en la bibliografía corresponden a pelitas tobáceas moradas a verdosas, areniscas sabulíticas grises amarillentas, conglomerados castaños, fangolitas grises rojizas y calizas lacustres grises amarillentas.

El perfil relevado para la Formación Remoredo en el presente trabajo se ubica en el río Potimalal, en las inmediaciones de la confluencia con los arroyos de La Vaina y de Las Hormigas. Posee un espesor de 73 m, donde se observa una alternancia de litofacies sin un patrón vertical definido, siendo el aporte mixto, tanto continental como volcánico.

A continuación se presenta el perfil relevado:

AFLORAMIENTO RIO POTIMALAL – Fm. REMOREDO



REFERENCIAS

LITOLOGIA

- Arenisca media a fina
- Arenisca Tobácea media a gruesa
- Arenisca gruesa a sabulítica
- Fangolita Tobácea

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

- Masiva
- Laminada

Escala 1:200

Descripción de facies

Litofacies A: está caracterizada por areniscas medias a finas, masivas o laminadas de color amarillo verdoso (5y5/2). Los espesores de los bancos varían entre 0.5 y 1.5 m. La geometría es lenticular, donde los bancos con mayor continuidad pueden seguirse hasta 20 m de extensión lateral, aunque tienden a reducir su espesor. Posee base levemente erosiva, irregular y por sectores transicional, y techo plano neto. Se observan estructuras asociadas como por ejemplo estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa, capas horizontales y gradación normal. Se presentan capas de limolitas interestratificadas y/o arcilitas de espesor centimétrico.

Litofacies B: está representada por areniscas tobáceas medias de color amarillo grisáceo (5y6/1). Los espesores totales varían entre 0.3 y 1.5 m y su geometría es lenticular. En algunos sectores, la geometría puede poseer mayor continuidad. La base es neta e irregular y el techo plano transicional. Posee estructura principalmente masiva, aunque suelen presentar estratificación entrecruzada tabular planar, en artesa y gradación normal. Suelen asociarse bancos arenosos pertenecientes a esta litofacies inmersos dentro de fangolitas tobáceas (**Litofacies C**) con espesores de 0.15 a 0.5 m. A los pocos metros de extensión lateral, estos bancos tienden a reducir su espesor.

Litofacies C: está caracterizada por fangolitas tobáceas masivas o laminadas, de color morado a gris oliva (5R4/2 a 5y4/2). Los espesores van de 0.8 a 18 m de potencia y su geometría es tabular. La base es transicional plana a levemente irregular y el techo plano neto a transicional. Aparte de las ya citadas intercalaciones de lentes pertenecientes a la **Litofacies B**, también se observan intercalaciones de pelitas algo tobáceas de color castaño oscuro amarillento (10yR4/2) con un espesor variable de 1.5 a 1.8 m. Se observan también, vitroclastos de 1 a 2 mm. En la parte media del perfil, se presenta una sucesión alternada de **Litofacies B** y **C** con un espesor total superior a los 30 m.

Litofacies D: está representada por areniscas gruesas a sabulíticas masivas de color gris amarillento (5y6/1). Los espesores son superiores al metro de potencia, pero a los 10 m de extensión lateral tienden a disminuir a 0.4 m, lo que le confiere una geometría lenticular marcada. Posee base erosiva e irregular y techo plano neto. Se presenta una alta fracción de componentes volcánico-tobáceos. Estructuras asociadas incluyen estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa y gradación normal. Esta litofacies tiene lugar principalmente en la sección inferior del perfil.

Asociaciones de facies

Asociación de facies 1 [AF1]: componen esta asociación areniscas medias a finas masivas o laminadas y areniscas gruesas y sabulitas masivas de colores grisáceos y amarillentos. La matriz suele ser limosa, aunque en algunas sabulitas está constituida por arena fina. Puede observarse en contados casos gradación normal, pero no es lo más característico. También puede aparecer estratificación entrecruzada tabular planar, en artesa o capas planas. La geometría de los bancos es lenticular y en ciertos casos tabular, donde la relación ancho/profundidad varía de 5:1 hasta 40:1. El contacto basal suele ser erosivo e irregular, mientras que el superior por lo general es plano neto. Se asocian niveles centimétricos intercalados de limolitas y arcilitas. Es abundante la presencia de una fracción de componentes volcánico-tobáceos.

Interpretación: esta asociación de facies se relaciona con procesos subácuos tractivos propios de un sistema deposicional fluvial de competencia moderada a alta, donde el régimen de flujo tuvo apreciable fluidez. La geometría de los cuerpos arenosos permitiría vincularlos con crecidas levemente encauzadas con pérdida progresiva de competencia y, en los casos de mayor

continuidad lateral, con crecidas laminares de importante envergadura. Pueden asociarse períodos medianamente cortos de decantación por suspensión, puesto de manifiesto por los niveles limolítico-arcilíticos de espesor centimétrico.

De este modo, esta asociación podría vincularse genéticamente a ríos entrelazados areno gravosos con cambios en el estado de flujo en un ambiente de abanico aluvial medio a distal y una red distributaria propia de depósitos de canal y su planicie arenosa y fangosa asociada. Todo esto, dentro de un marco con fuerte influencia volcánica, evidenciado por la significativa fracción de estos componentes en la mayoría de los depósitos analizados.

Asociación de facies 2 [AF2]: forman parte de esta asociación areniscas tobáceas medias de color amarillo grisáceo y fangolitas tobáceas masivas de colores morados a gris oliva. La geometría de los bancos es tabular a lenticular, donde la relación ancho/profundidad va de 100:1 hasta 5:1. El contacto basal suele ser transicional plano a levemente irregular, mientras que el superior por lo general es plano neto a transicional. Se asocian estructuras que incluyen estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa y gradación normal.

Interpretación: esta asociación de facies responde a procesos tractivos (de mediana fluidez y régimen medio a bajo) y de decantación. Habría tenido lugar en los ambientes más distales de un sistema restringido, donde la red fluvial distributaria desembocó en un medio lacustre de características hidrológicas variables, pero siempre permanente ya que no se observan evidencias de desecación. La presencia de una planicie fangosa o barreal constituida por las facies de depósitos más finos, se interestratifica con las facies de areniscas que representarían los rellenos de cauces de mediana a alta sinuosidad que atravesaron esta planicie. Los depósitos de fangolitas masivas y laminadas se vincularían a los depocentros lacustres, evidenciando procesos de decantación.

Al igual que la AF1, el ambiente en el que tuvo lugar esta asociación estuvo influenciado por procesos volcánicos, conformando depósitos mixtos.

Interpretación paleoambiental

Esta formación comprende, en facies continentales, areniscas, sabulitas o conglomerados, estando estas unidades vinculadas a procesos de origen fluvial o aluvial, y pudiendo o no estar asociadas a calizas de origen lacustre (Freytes, 1969); fangolitas o areniscas tobáceas, piroclastitas y tufitas, donde el porcentaje volcánico se incrementa (Legarreta *et al.*, 1993); o directamente depósitos volcánicos, tales como tobas o tobas brechosas (Lanés y Salani, 1998). Los depósitos relevados en el presente trabajo corresponden tanto a facies estrictamente continentales, como a facies donde la presencia de la componente volcánica se ve incrementada dando como resultado, a través de su posterior retrabajo, depósitos mixtos. La geometría irregular y lenticular de los bancos le confieren una distribución areal restringida (Figura 27).

Las litofacies que componen esta formación se enmarcan dentro de un período que abarca desde el Triásico Medio y llega hasta el Hettangiano-Sinemuriano, durante el cual la cuenca sufrió importantes episodios de *rifting* (Maceda y Figueroa, 1995) y donde la generación de espacio de acomodación se dio a partir de fallas que involucraron basamento, generando conjuntos de hemigrábenes discretos y relativamente desconectados (Ramos y Álvarez, 1996). Esto dio lugar, a partir del Triásico tardío o Jurásico temprano, a la deposición de espesas acumulaciones de sedimentos epiclásticos continentales, volcanoclásticos y volcánicos, asignados a la Mesosecuencia Precuyo y vinculados tectónicamente a procesos de *synrift* (Legarreta y Gulisano, 1989).

La asimetría de los hemigrábenes tuvo gran incidencia sobre los sistemas deposicionales, ya que determinó la existencia de marcadas pendientes y un tamaño discreto de las áreas de drenaje. Asimismo, las altas tasas de subsidencia propias del *synrift*, su restricción areal y la alta

disponibilidad de espacio de acomodación hacia el flanco activo de la estructura, refleja la singular asimetría del registro sedimentario, de textura gruesa en el flanco activo y que tiende a acuñarse y disminuir su energía hacia el flanco pasivo del hemigraben (Rivarola y Spalletti, 2006).

La edad de la Formación Remoredo para este sector de la cuenca se ha establecido sobre la base de correlaciones estratigráficas, ya que carece de fósiles diagnósticos para esto. En el cerro Tricolor (ubicado a 50 km del área de estudio) estos depósitos subyacen a sedimentos marinos con faunas de bivalvos y amonites de la Formación Bardas Blancas, asignados al Toarciano-Bajociano (Westermann y Riccardi, 1982; Damborenea, 1987). De este modo, se asume una edad jurásica inferior, siendo dificultosa la correlación a nivel de piso (Lanés y Palma, 1993); aun así, se estima, presumiblemente, una edad hettangiana-sinemuriana (Legarreta *et al.*, 1993).



Fig. 27: Afloramiento relevado para la Formación Remoredo en el río Potimalal. Por encima Formación Bardas Blancas.

Análisis Estratigráfico de Formación Bardas Blancas

Introducción

La Formación Bardas Blancas conforma el relleno inicial de lo que se ha asignado como Mesosecuencia Cuyo, yaciendo en discordancia sobre la Formación Remoredo. Litológicamente está compuesta por areniscas gris-amarillentas de grano fino a medio, estratificadas, con espesores que oscilan entre 50 y 150 m. La base de los bancos suele ser neta con contacto plano o irregular erosivo. Son frecuentes las intercalaciones de bancos lenticulares de areniscas bioclásticas. Se ha observado una variedad de estructuras sedimentarias, entre ellas: estratificación entrecruzada tipo "hummocky" (HCS) y "swaley" (SCS), estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo, laminación paralela o de capas masivas, etc.

Tanto las estructuras de HCS y SCS, como así también las intercalaciones de areniscas bioclásticas serán abordadas en detalle ya que conforman los rasgos más salientes y característicos de todo el relevamiento para esta formación. Este análisis aportará valiosa información sobre los procesos, dinámica hidrológica y mecanismos generadores en que estos depósitos tuvieron lugar y permitirá reconstruir la evolución paleoambiental de la Formación Bardas Blancas.

La estratificación entrecruzada tipo "hummocky" (HCS) y asociada a ésta, la "swaley" (SCS) ha sido extensamente documentada en rocas sedimentarias antiguas, particularmente en depósitos de plataforma (Harms *et al.*, 1975; Hunter y Clifton, 1982; Leckie y Walker, 1982; Dott y Bourgeois, 1982; y Nottvedt y Kreisa, 1987, entre otros). La mayoría de los autores está de acuerdo en que una importante componente de flujo oscilatorio es necesaria para generar formas de lecho capaces de producir los patrones distintivos de laminación que caracterizan a las HCS. Sin embargo, no hay consenso sobre la participación y magnitud de los flujos unidireccionales sobreimpuestos para conformar estas estructuras.

La problemática en la génesis de las HCS ha sido encarada desde diversos ángulos, incluyendo enfoques teóricos (Greenwood y Sherman, 1986), experimentales (Arnott y Southard, 1990) y observacionales (Swift *et al.*, 1983; Greenwood y Sherman, 1986). Pero el aporte más significativo proviene del estudio descriptivo de ejemplos antiguos y sus analogías con condiciones actuales (Hunter y Clifton, 1982; Leckie y Walker, 1982; Dott y Bourgeois, 1982; Cheel y Leckie, 1993).

A los efectos de facilitar la comprensión de las diferentes zonas que componen una playa, ambiente en el cual tuvo lugar la depositación de la Formación Bardas Blancas, es conveniente recordar algunos conceptos que ayudarán a su interpretación (Figura 28):

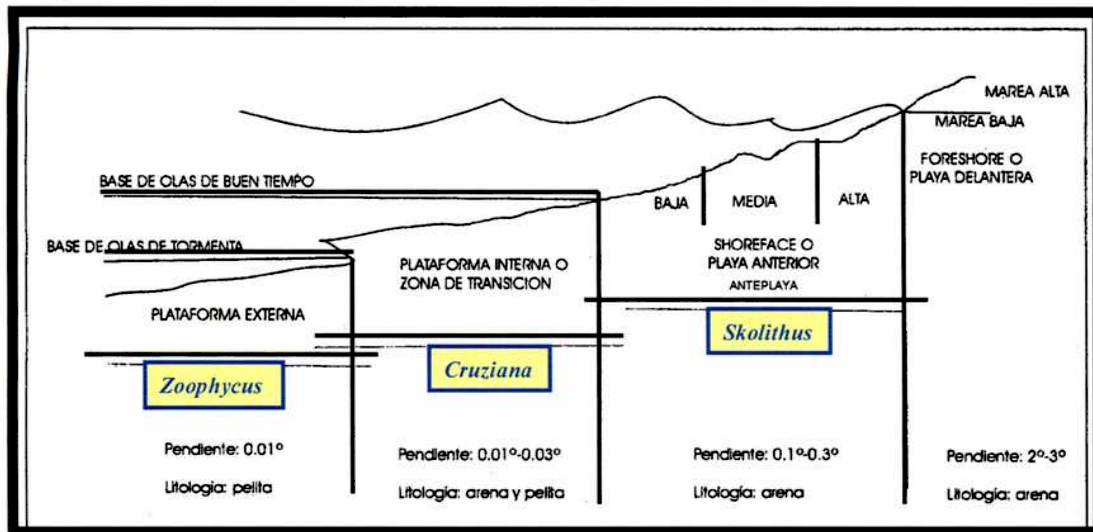


Fig. 28: Perfil de un ambiente dominado por oleaje, con principales elementos morfológicos e icnofacies presentes. Modificado de Howard y Reineck (1981).

- Playa delantera ("foreshore"): zona ubicada entre las líneas de alta y baja marea, dominada por el movimiento de *swash-backswash* de las olas. Presenta una pendiente de 2°-3° y una litología principalmente arenosa. Las estructuras asociadas al movimiento de *swash-backswash* dependerán del grado de inclinación de la pendiente. En playas pronunciadas, el *plunge* de las olas se originará muy cercano a la costa, dando evidencias de *swash* bien acotadas y *backswash* extendidas. Para pendientes más suaves, por el contrario, el quiebre ocurrirá en zonas más alejadas, en dirección a mar abierto, y las olas se desplazarán como *surges*, por lo general a lo largo de grandes distancias (Collinson y Thompson, 1982).
- Anteplaya (playa anterior o "shoreface"): zona ubicada entre la línea de baja marea (0 m aproximadamente) y la base de olas de buen tiempo. Este nivel de base varía en función de la energía costera: cuanto mayor sea ésta, mayor será la profundidad de base (entre 2-9 m (Howard y Reineck, 1981)). Se divide en baja, media y alta. La pendiente varía de 0.1°-0.3° y la granulometría del sedimento es mayoritariamente arena. El perfil, de morfología cóncava, se ve modificado por erosión y removilización de sedimentos en los períodos de tormenta. La base de la anteplaya no es fácilmente identificable y según distintos autores ha sido interpretada y ubicada en diferentes lugares de una sucesión idealizada para este sector marino: Kamola y Van Wagoner (1995) la ubican en la base de capas amalgamadas con estratificación entrecruzada "*hummocky*" (HCS); Walker y Plint (1992) en la base de capas amalgamadas con estratificación entrecruzada "*swaley*" (SCS); y Hampson y Storms (2003) en la base de capas con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa.

- **Plataforma costa afuera ("offshore shelf"):** zona ubicada por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo. Posee una inclinación entre 0.01° - 0.03° . Se divide en un sector proximal (**plataforma interna**, de transición o "inner-shelf"), ubicado entre la base de olas de buen tiempo (2-9 m) y la base de olas de tormenta (5-18 m), donde predominan sedimentos arenosos y pelíticos; y un sector distal (**plataforma externa** o "outer-shelf") ubicado por debajo de la base de olas de tormenta y el límite con el talud continental, donde predominan depósitos principalmente pelíticos. La depositación en este ambiente está controlada por: procesos de tormenta episódicos, que, hacia la plataforma externa, tienden a ser más finos y esporádicos (a diferencia de la plataforma interna); procesos de mareas; procesos de inter-tormenta asociados principalmente a decantación; y procesos de bioturbación, generados por organismos bentónicos, que aumentan desde la anteplaya baja hacia el "offshore" (Howard y Reineck, 1981).

Teniendo en cuenta la presencia de trazas fósiles en ambientes marinos, éstas han permitido reconocer distintas icnofacies en función de la batimetría (Seilacher, 1967) y tipo de sustrato (Pemberton *et al.*, 1997). En el caso de estudio se reconocen aquellas de sustrato blando, tales como *Skolithus* y *Cruziana*. Las características de cada una de estas icnofacies se detalla en la Figura 29:

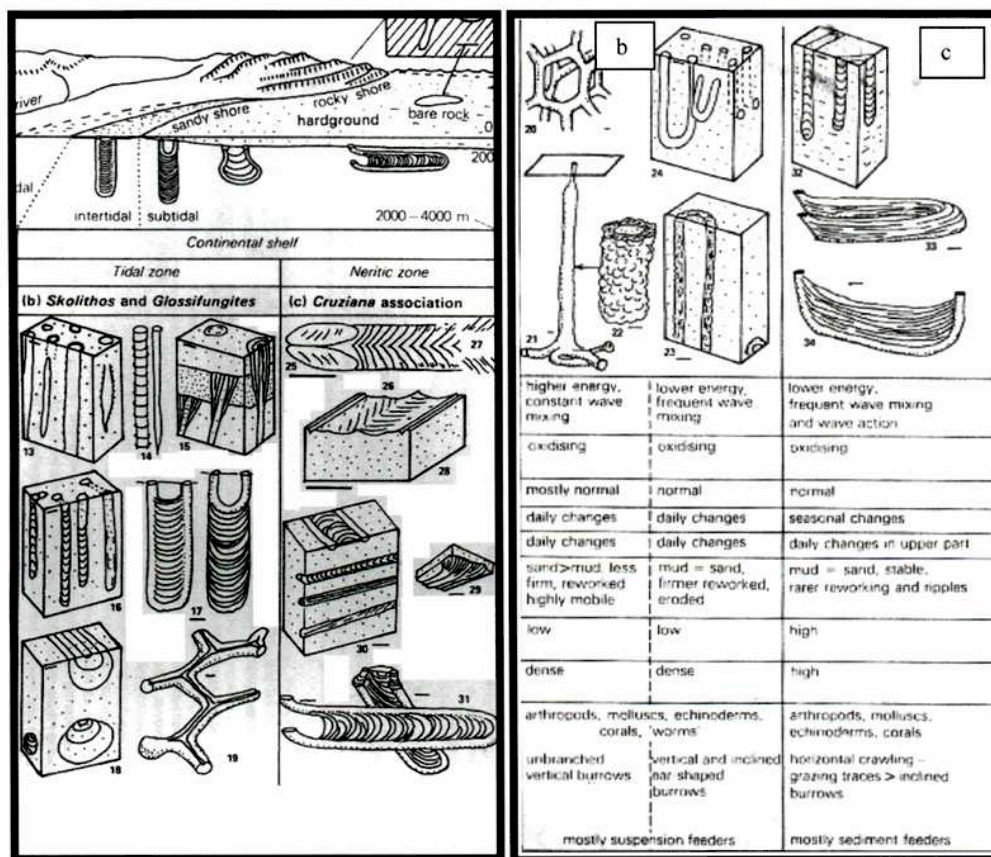
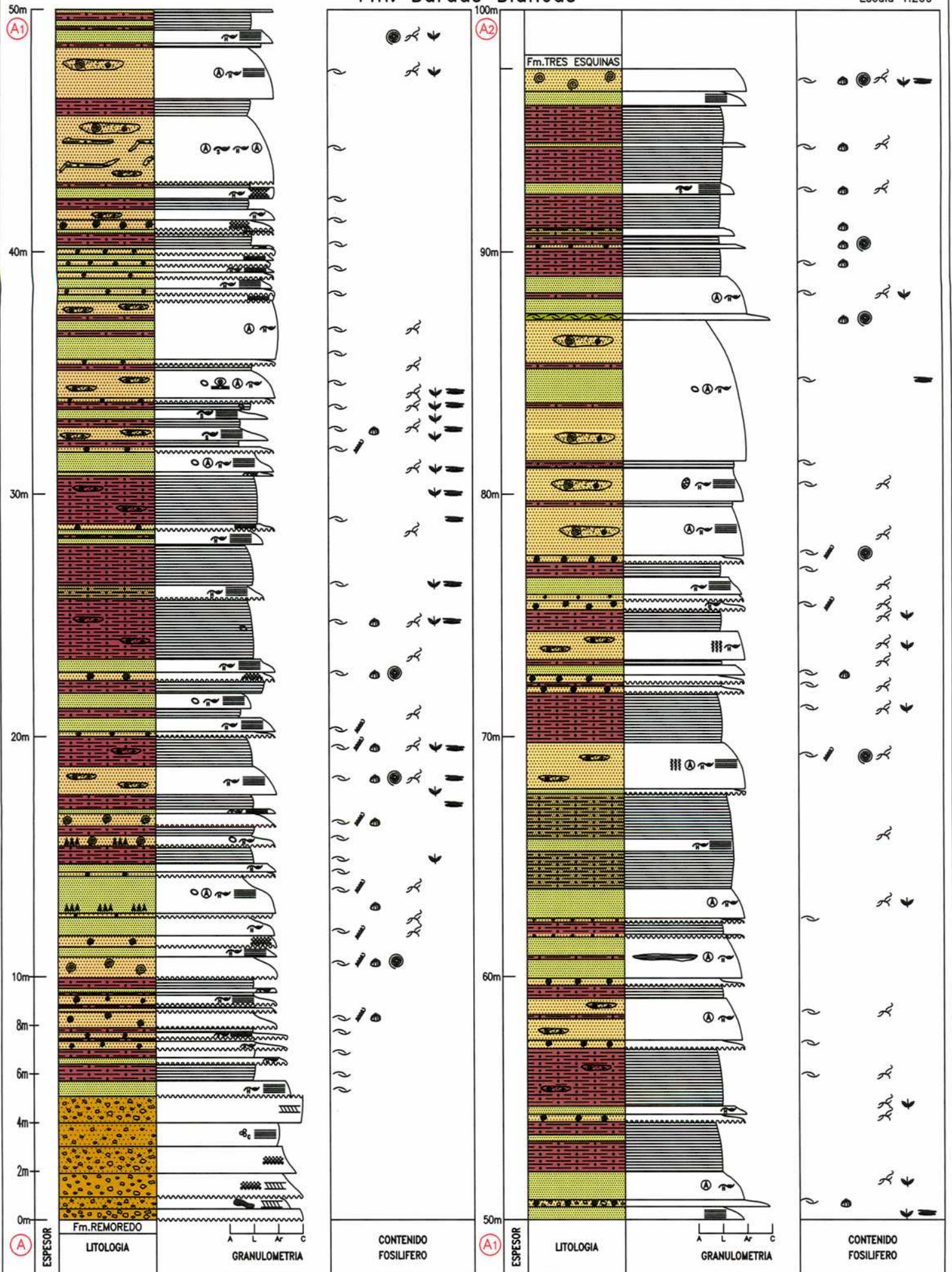


Fig. 29: Diagrama que ilustra y relaciona las icnofacies presentes en la Formación Bardas Blancas (*Skolithus* y *Cruziana*) con el/los tipo/s de ambiente/s, energía y otros parámetros (luz, temperatura, salinidad, etc.). Tomado de Collinson y Thompson (1982), por modificación sobre Seilacher (1967); Crimes y Rhoads en Frey (1975) y Chamberlain en Basan (1978).

El perfil analizado para la Formación Bardas Blancas en el presente trabajo y que a continuación se presenta, ha sido levantado, al igual que para la Fm. Remoredo, en el río Potimalal, en las inmediaciones de la confluencia con los arroyos de La Vaina y de Las Hormigas, y posee un espesor total de 98 m:

AFLORAMIENTO RIO POTIMALAL Fm. Bardas Blancas

Escala 1:200



REFERENCIAS

Litología

	Conglomerado
	Arenisca fina
	Arenisca media bioclástica
	Arenisca limosa
	Limolita
	Lentes de areniscas

Fósiles

	Amonites		Restos vegetales
	Bivalvos		Restos de troncos
	Gastrópodos		Trazas fósiles
	Pelecípodos		

Estructuras Sedimentarias

	Estratificación entrecruzada tabular planar		Imbricación
	Estratificación entrecruzada tipo "Hummocky" (HCS)		Escape de fluidos
	Estratificación entrecruzada tipo "Swaley" (SCS)		Estructura "Plato-Pilar"
	Laminación paralela		Concreciones
	Gradación normal		Nódulos silíceos
	Gradación inversa		Amalgamación

Contacto

	Erosivo		Plano
---	---------	---	-------

Descripción de facies

Litofacies A: corresponde a un ortoconglomerado polimíctico de color gris oliva a castaño grisáceo (5y4/2 a 5yR4/2) (Figura 30), fábrica clasto-soportada con contactos tangenciales entre granos conformando un empaquetamiento medio. Se observan clastos de arcilitas (verdosas y castañas medias a oscuras) y de vulcanitas (riolitas) subredondeados a subangulosos. La matriz es arenosa, de tamaño medio a grueso. En cuanto a estructuras sedimentarias, se observan ciertos sectores con leve gradación normal y estratificación entrecruzada tabular planar (Sp). Los clastos tienen mala selección, con un tamaño que abarca desde 0.5 mm hasta 1 m, variando su moda entre los 2 y 3 cm. Presentan imbricación según plano a-b y superficies que podrían corresponder a niveles de amalgamación de 2^{do} orden (*sensu* Dott y Bourgeois (1982); ver explicación en **Litofacies F**). La geometría es tabular a lentiforme, con un espesor que varía de 5 a 1 m en 250 m de extensión lateral. La base es generalmente erosiva irregular y el techo neto, plano a irregular. Lateralmente pasa a una arenisca sabulítica.



Fig. 30: Límite entre Litofacies A [ortoconglomerado polimíctico] y F [areniscas medias a finas con HCS].

Litofacies B: está compuesta por una arenisca gruesa a sabulítica de color amarillo grisáceo (5y6/1) con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) e intercalaciones de lentes conglomerádicas de color castaño oscuro amarillento (10yR4/2). Su geometría es lenticular a ligeramente tabular y por sectores pasa a una sabulita. Posee base neta plana a irregular y techo transicional gradacional. Las lentes intercaladas corresponden a paraconglomerados (matriz-soportados) con un tamaño de clastos de entre 0.5 y 5 cm, siendo estos subredondeados. Las dimensiones de estos cuerpos van de 10 a 30 cm de potencia por 1 m de extensión lateral (Figura 31).



Fig. 31: Litofacies B.
Observar lente
conglomerádica a la
derecha de la imagen.

Litofacies C: está compuesta por areniscas gruesas con laminación paralela de color gris amarillento (5y6/1). Se observa buena selección de clastos, de hasta 4-7 cm (prolados y oblados) y dispuestos paralelos a las láminas. La fábrica por lo general es dispersa. La geometría de estos bancos es lenticular a tabular y el contacto basal es plano neto (marcado) y el techo transicional irregular.

Se observan nidos de conglomerados clasto-soportados de 35 cm de potencia por 1.3 m de extensión lateral. Los clastos son subangulosos a subredondeados (también prolados y oblados) con un tamaño que abarca de 1 a 14 cm. Varía lateralmente a un conglomerado clasto-soportado.

Litofacies D: corresponde a areniscas finas masivas (Sm) de color gris amarillento a gris oliva (5y6/1 y 5y4/2 a 5y5/2) y geometría lentiforme a tabular. La base es erosiva irregular a transicional y el techo plano transicional. Se presentan concreciones de diferentes organismos de 1 a 40 cm de diámetro, por lo general ricas en pectínidos. La selección es buena y los espesores no superan los 80 cm. Se intercalan con **Litofacies F** (HCS) y **G** (SCS) y se observan lentes bioclásticas de distinta magnitud (**Litofacies E**) (Figura 32).

Comúnmente gradan a limolitas laminadas (**Litofacies L**) o a areniscas finas con laminación paralela (**Litofacies H**).



Fig. 32: Litofacies D. *Abajo derecha*, observar lente de arenisca bioclástica.

Litofacies E: está compuesta por areniscas bioclásticas finas a medias de color castaño oscuro (N3) y geometría marcadamente lenticular (Figura 33). La base es neta irregular, en ocasiones con un *lag* erosivo y el techo es neta irregular pasando a plano en algunos sectores. El empaquetamiento es medio a denso. La matriz es arenosa fina a media, y en algunos casos bioclástica, fina a media. Por sectores el tamaño de grano puede tornarse sabulítico a conglomerádico fino, donde se observa la presencia de '*gutter casts*' (Figura 34).

Los espesores de estas areniscas bioclásticas varían desde 5 cm a 1 m, en cuyo caso se presentan amalgamadas conformando depósitos superpuestos. También se presentan "concreciones bioclásticas" de hasta 40 cm de diámetro (Figura 35) y pavimentos, habitualmente conformados por pectínidos, de espesores centimétricos hacia el tope de las areniscas (Figura 36).

En lámina delgada se observa un empaquetamiento medio a denso, e intraclastos arenosos bien redondeados (Figura 37).

Esta litofacies se asocia a las **Litofacies F** (HCS), **D** (Sm) y **H** (SI).

En lo que respecta al constituyente bioclástico, las características generales son (ver capítulo Concentraciones fosilíferas, pág. 79): el empaquetamiento suele ser medio a denso; el volumen de bioclastos se ubica entre el 20 y 50%; las valvas desarticuladas son holgadamente más abundantes que las articuladas; por lo general la selección es media y en algunos casos media a buena. El tamaño de los bioclastos varía entre 0.1 mm y 10 cm, con moda entre 1 y 3 cm; la fragmentación es baja y la matriz es arenosa fina o bioclástica, media a fina. La abrasión es baja y la bioerosión es muy baja. Pueden o no presentar orientación. Cuando se presenta, es concordante con la estratificación y pueden hacerlo formando nidos, que se advierten tanto en el campo como en lámina delgada (Figura 38). Del mismo modo, pueden o no presentar gradación. Cuando está presente, suele ser normal. La imbricación es nula y la disolución es frecuente en bioclastos originalmente de composición aragonítica (abundantes bivalvos).



Fig. 33: Litofacies E. Observar la geometría lenticular.



Fig. 34: Litofacies E con '*gutter casts*'.



Fig. 35: Concreciones ricas en bioclastos en la Litofacies E.



Fig. 36: Pavimento bioclástico en la Litofacies E.

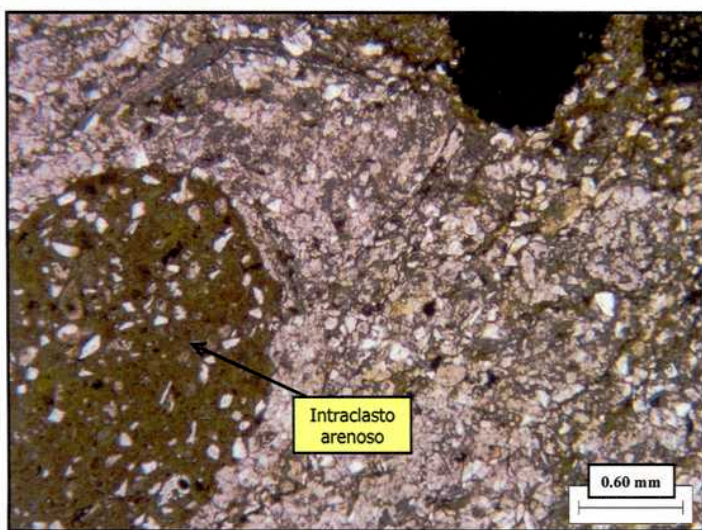


Fig. 37: Microfotografía de intraclastos arenosos redondeados en la Litofacies E. [Nicoles paralelos].

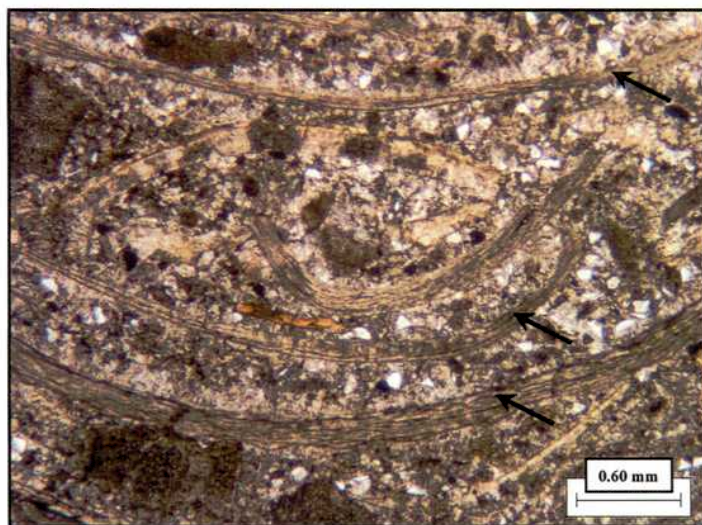


Fig. 38: Valvas de braquiópodos (convexas hacia abajo) anidadas. [Nicoles paralelos].

Litofacies F: corresponde a areniscas medias a finas con estratificación entrecruzada tipo “*hummocky*” (HCS) de color amarillo grisáceo y castaño oliva moderado a castaño oscuro amarillento (5y6/1 y 5y4/4 a 10yR4/2). La geometría es principalmente tabular, a lentiforme. Es común la presencia de nódulos silíceos, estructuras de escape de fluidos y ‘plato-pilar’, gradación normal o inversa, pavimentos de pectínidos e intraclastos pelíticos y arenosos. Estos últimos están conformados por areniscas subangulosas a subredondeadas con valvas algo fragmentadas de pelecípodos desarticulados. También se observan concreciones calcáreas de areniscas bioclásticas de hasta 20 cm de diámetro. La base de los bancos es neta plana a levemente irregular y el techo neto a transicional, plano (Figura 39).

Las longitudes de onda de las HCS pueden alcanzar los 5 m, pero los valores más habituales rondan entre 0.5 y 1 m. Las capas frontales de los *sets* de HCS por lo general no presentan dirección de migración evidente. Cuando sí poseen, el rango varía de 0°-15°, llegando en algún caso a los 20°.



Fig. 39: Litofacies F de areniscas medias con estratificación entrecruzada tipo “*hummocky*” (HCS).

Producto de la intensa amalgamación que presentan las areniscas con estratificación entrecruzada tipo HCS, los espesores de los bancos pueden alcanzar los 6 m. Se reconocen en el campo por la superposición de superficies de 2^{do} orden.

Dott y Bourgeois (1982) emplean una jerarquía de superficies para la descripción de las HCS, reconociéndose de: 1^{ro}, 2^{do} y 3^{er} orden.

- Las superficies de primer orden representan cambios litológicos en pequeños estratos, pudiendo limitar *cosets* o estratos conteniendo una secuencia de varias estructuras.
- Las superficies de segundo orden corresponden a superficies erosivas dentro de un *coset*. Son, por lo general, responsables de la estratificación.
- Las superficies de tercer orden limitan láminas individuales entre los *sets* de “*hummocky*” y señalan rasgos diagnósticos de esta estructura. Pueden ser cortadas por superficies de segundo orden.

En el relevamiento de campo se han observado superficies de 1^{ro}, 2^{do} y 3^{er} orden (Figura 40). Las intraláminas varían su espesor entre 1-3 mm y 2-3 cm.

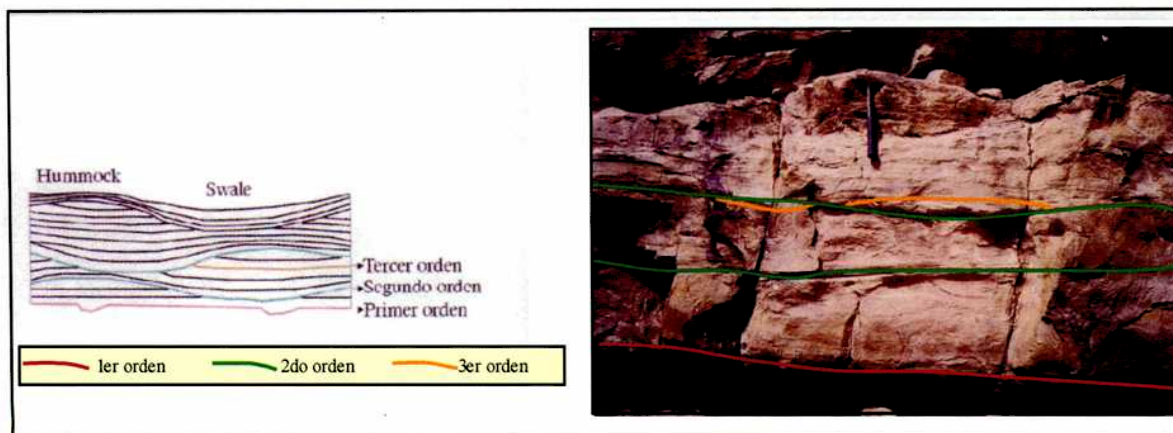


Fig. 40: Esquema y HCS con superficies de 1^{er}, 2^{do} y 3^{er} orden para la Litofacies F. Tomado y modificado de Howard y Reineck (1981).

Teniendo en cuenta la dirección e inclinación de las capas frontales de las areniscas con estratificación entrecruzada tipo "hummocky", Arnott y Southard (1990) y, posteriormente, Cheel y Leckie (1993), caracterizaron aquellos *sets*, de espesores mayores a 5 cm, del siguiente modo (Figura 41):

- **HCS anisotrópica** (o "estratificación entrecruzada de bajo ángulo", según Nottvedt y Kreisa (1987)): presentan formas de lecho de muy bajo relieve (<20°) con una dirección de migración evidente, unimodal. Suelen rellenar suaves cuencos, mientras que los montículos suelen estar ausentes.
- **HCS isotrópica**: sus capas frontales no presentan dirección de migración evidente, generando un patrón relativamente uniforme en tres dimensiones. Pueden dividirse en 'scour and drape' o acrecionales, siendo las primeras las más comunes dentro del registro estratigráfico y reconociéndose principalmente por superficies erosivas de 2^{do} orden que cortan a las de 3^{er} orden y quedando contenidas dentro de las de 1^{er} orden. Las acrecionales, en cambio, no se desarrollan por erosión de superficies de 2^{do} orden, sino que, como su nombre lo indica, lo hacen por acreción.

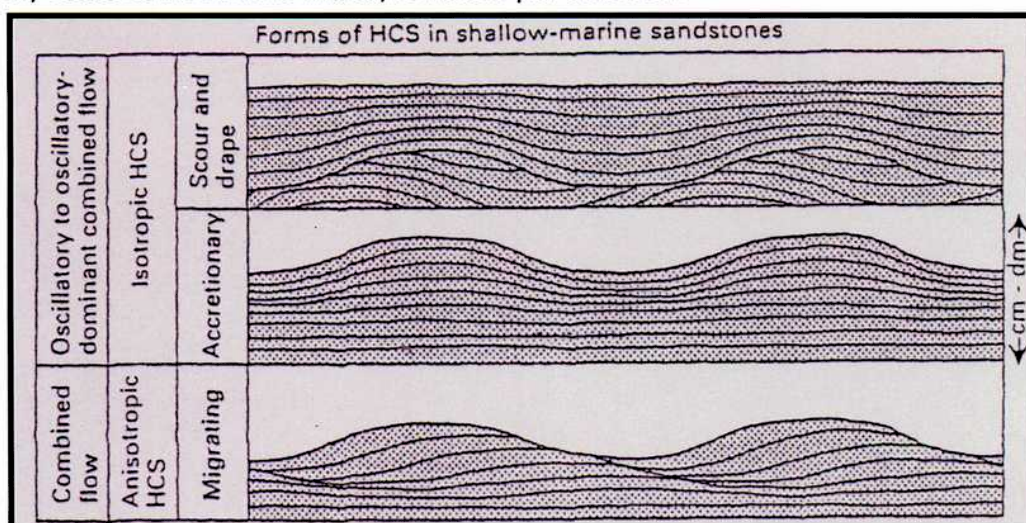


Fig. 41: Tipos de HCS para areniscas en un ambiente marino somero. La componente unidireccional del flujo combinado que genera el tipo *anisotrópico* es de derecha a izquierda. Tomado de Cheel y Leckie (1993).

Los casos constatados de HCS anisotrópica y HCS isotrópica acrecional han sido mucho menos frecuentes que los de HCS isotrópica '*scour and drape*'. Por lo tanto, en esta litofacies, coexisten los tres tipos de HCS, siendo la HCS isotrópica '*scour and drape*' holgadamente más abundante que la suma de las HCS isotrópica acrecional y anisotrópica.

La presencia de bioturbación en esta litofacies es abundante. En ciertos sectores, especialmente sobre las superficies de 1^{er} orden, la bioturbación se torna muy intensa (Figura 42). Se han hallado:

- trazas de *Chondrites* sp., entre planos de estratificación y superficies de amalgamación
- trazas de *Skolithus* sp., que suelen presentarse en forma dispersa-irregular o densa-uniforme. Se observan tubos verticales y de salida de hasta 10 mm de sección por 30 cm de longitud. Pueden encontrarse rellenos. Es común que corten trazas de *Chondrites* sp.
- trazas de *Teichichnus* sp.
- tubos perpendiculares de salida rellenos
- tubos horizontales de locomoción con un tamaño promedio de 2 cm de sección por 5 cm de longitud (*Planolites* sp.). Suelen cortar *Skolithus* sp.
- trazas de *Thalassinoides* sp. ubicadas generalmente en el techo de las HCS y entre las superficies de amalgamación
- tubos rellenos estructurados tipo "*spreiter*" de hasta 9 cm de longitud



Fig. 42: Litofacies de areniscas medias a finas con HCS. El tope se presenta con huellas de *Thalassinoides* (endichnia, constituida por túneles ramificados no alineados, de forma abierta, y bifurcaciones en forma de "Y" o "T"). Sobreimpuesta, *Chondrites*; *Skolithus* perforan *Thalassinoides*.

Esta litofacies suprayace habitualmente a la **Litofacies E** [arenisca bioclástica fina a media] y subyace a la **Litofacies H** [arenisca fina con laminación paralela (SI)].

Litofacies G: está compuesta por areniscas medias donde la presencia de cuencos o *swales* componen una estratificación entrecruzada de tipo "*swaley*" (SCS) (Figura 43). El color corresponde a un amarillo grisáceo a castaño oliva moderado (5y6/1 a 5y4/4) y la geometría es tabular a lentiforme. Los espesores varían entre 0.5 y 1.5 m, y muy eventualmente alcanzan los 3 m, en cuyo caso las capas se presentan amalgamadas. La base es neta plana a levemente irregular y el techo neto a transicional, plano.

Las estructuras tipo SCS se diferencian de las HCS no sólo por su morfología cóncava hacia arriba y el aumento en la granulometría (arenisca media o incluso gruesa, contra la arenisca fina a media de las HCS's), sino también y como rasgo distintivo, por el incremento de espesor de sus láminas internas (hasta 2-3 cm), a diferencia de los montículos o *hummocks* que se han descrito, donde el espesor suele ser de orden milimétrico y, muy eventualmente, centimétrico.

Se la encuentra asociada a la **Litofacies F**, y subordinadamente a las **Litofacies D** y **H**.

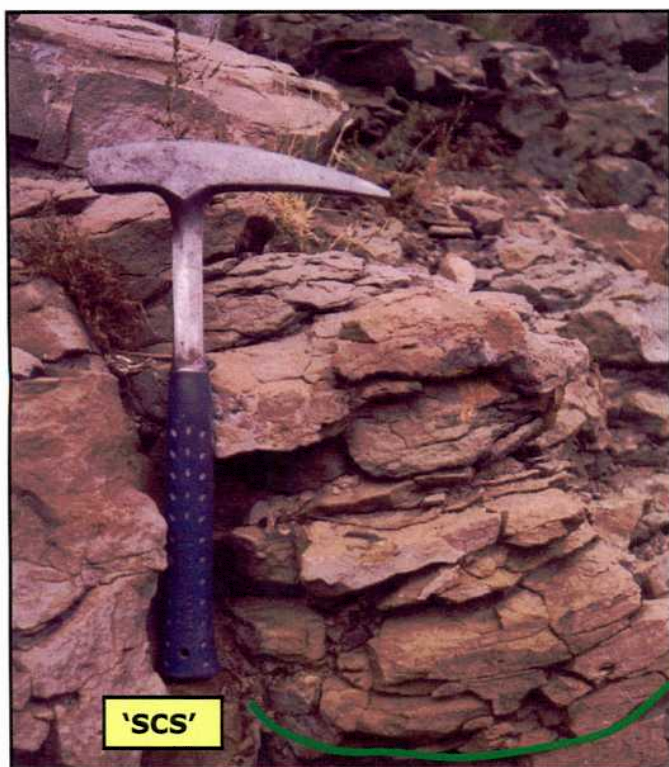


Fig. 43: Areniscas medias con estructura tipo "swaley" (cuenca). Observar láminas internas de espesor centimétrico.

Litofacies H: corresponde a areniscas finas con laminación paralela (SI) de color castaño amarillento a gris oliva claro (5y5/1 a 5y5/2) y geometría tabular a levemente lenticular (Figura 44). Se observa la presencia de lentes de areniscas bioclásticas, concreciones bioclásticas de 25 cm de diámetro, pavimentos de pectínidos e intraclastos pelítico-arenosos (Figura 45). Las concreciones son ricas en pelecípodos y frecuentes gastrópodos. La base es erosiva irregular a, por sectores, plana, y el techo transicional plano a levemente irregular.



Fig. 44: Areniscas finas con laminación paralela.



Fig. 45: Intraclastos pelítico-arenosos y concreciones de valvas de pelecípodos, gastrópodos (0.5-3 cm) y grifeidos. Observar disposición paralela.

Esta litofacies está relacionada a la **Litofacies F** (HCS) y corresponde, en gran parte del relevamiento, a la variación lateral de ésta. En contados casos, la **Litofacies E** [arenisca bioclástica fina a media] o la **Litofacies D** (Sm) pueden corresponderse lateralmente con la litofacies descripta.

Litofacies I: está compuesta por areniscas finas a limosas laminadas de color castaño oscuro amarillento (10yR4/2) (Figura 46) y geometría tabular a lentiforme. Las capas de intralámina poseen un espesor de 1-3 mm. Por lo general, presenta la base y techo planos, aunque en ocasiones aparecen transicionales.

Contiene abundantes trazas de *Chondrites*, las que pueden aparecer dispersas en todo el banco, o localmente agrupadas. Se asocian trazas de *Teichichnus* y *Planolites*.



Fig. 46: Areniscas finas a limosas laminadas.

Litofacies J: corresponde a areniscas finas a medias laminadas de color verde grisáceo (5Gy6/1) y geometría tabular a lentiforme. Son abundantes las trazas de *Skolithus* y las intercalaciones de limolitas finamente laminadas de color gris oscuro medio (N4) (**Litofacies L**), también con trazas de *Skolithus* (en menor proporción) y abundantes *Chondrites* y *Thalassinoides*. La base y el techo son netos a transicionales, y levemente irregulares.

La distribución de la icnofauna de *Skolithus* y de la asociación de trazas completa es, por sectores, irregular; pero en donde se presenta muy densa genera bancos altamente bioturbados donde no quedan relictos de estructuras sedimentarias deposicionales producto de la obliteración por acción de los organismos.

Por lo general las trazas de *Skolithus* tienen entre 5-8 cm de longitud y entre 2-7 mm de sección. No obstante, en los bancos amalgamados con HCS (**Litofacies F**) (Figura 47) o en limolitas laminadas (**Litofacies L**), la longitud puede alcanzar los 15-20 cm.

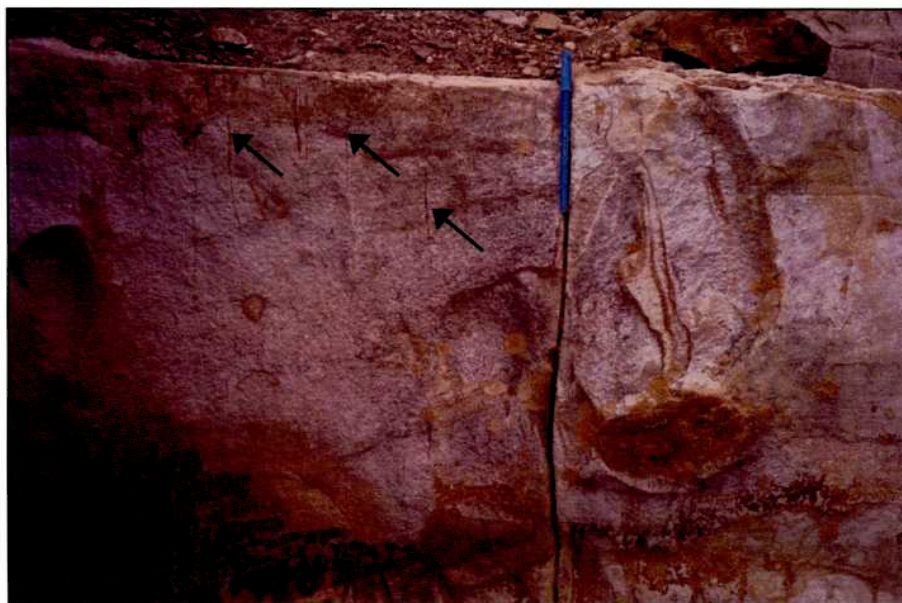


Fig. 47: Areniscas con HCS amalgamadas y trazas verticales de *Skolithus* de 5-20 cm de longitud.

Litofacies K: está compuesta por limolitas de color verde grisáceo a gris medio oscuro (5Gy6/1 a N4) e intensamente bioturbadas. La geometría de los bancos es tabular a lentiforme y los espesores no suelen superar los 50-70 cm. Posee base plana a levemente irregular y techo plano neto. En ciertos casos gradan a areniscas limosas o limolitas arenosas. Las trazas características de esta litofacies son: *Chondrites*, *Thalassinoides* y *Skolithus*. Por lo general, se encuentra a los *Chondrites* cortando trazas de *Thalassinoides*; y *Skolithus* perforando a éstas últimas. También se observan trazas de: *Planolites* y *Teichichnus* (?), tubos horizontales con meniscos y tubos verticales tipo "spreiter" con relleno de la limolita que lo aloja.

Litofacies L: está constituida por limolitas laminadas de color gris oliva claro a gris medio oscuro (5y5/2 a N4) y geometría tabular. Posee base transicional plana y techo erosivo irregular, variando sus espesores de 10 cm a 7 m de potencia. En ocasiones puede gradar a arcilitas finamente laminadas de color castaño amarillento oscuro (10yR4/2).

Se observan concreciones bioclásticas e intercalaciones de lentes bioclásticas y de lentes arenosas masivas a finamente laminadas (Figura 48). También, intercalaciones con restos carbonosos micáceos.



Fig. 48:
Intercalaciones
arenosas (Litofacies
D y J) en la
Litofacies L.

Interpretación de facies

Litofacies A-B-C: la presencia de este ortoconglomerado, constituido por las litofacies aquí descritas, sugiere la acción de una corriente tractiva de alta energía que erosiona y transporta material depositado en forma súbita. Los niveles de amalgamación se asocian a eventos de sedimentación con muy poco espaciamiento en el tiempo uno de otro, donde el episodio suprayacente retrabaja parcialmente al inferior antes de alcanzar coherencia significativa.

La presencia de gradación normal y estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) en estas areniscas y conglomerados, proporciona información sobre los procesos generadores y el ambiente en el que tuvieron lugar. La gradación normal sugiere eventos relativamente súbitos de mayor energía (y su consecuente depositación de granulometrías más gruesas) dentro de un *background* más tranquilo, donde el mecanismo de carga por suspensión se ve menguado o parcialmente interrumpido (Collinson y Thompson, 1982). La estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) se asocia a corrientes subácuas unidireccionales donde la velocidad del flujo supera un umbral a partir del cual los granos comienzan a moverse conformando este tipo de estructuras. Aunque hay un sutil aumento en la longitud de onda con el incremento de la velocidad del flujo, el principal control en la magnitud de la estructura está dado por el tamaño de grano del sedimento, siendo mayor cuando mayor es el tamaño de grano. Otro aspecto importante a tener en cuenta es que suelen desarrollarse en granulometrías de areniscas medias a finas, y sólo en condiciones de energía extraordinarias como eventos de tormenta, granulometrías más gruesas pueden generar este tipo de estructuras de migración de lecho (Collinson y Thompson, 1982).

El ambiente vinculado a estos depósitos corresponde al "shoreface" medio e incluso alto dentro de una plataforma marina, donde interactuaron flujos de tormenta unidireccionales y/o combinados en condiciones normales, con fauna marina característica.

Un conglomerado basal por sobre una discontinuidad, generalmente marca el comienzo deposicional posterior a un intervalo de tiempo (asociado a un *hiatus*) producto de levantamiento tectónico y/o erosión (Collinson y Thompson, 1982). De hecho, es relativamente común encontrar

en la bibliografía disconformidades vinculadas a conglomerados (o brechas) basales, con bloques procedentes de las rocas de la unidad infrayacente y matriz de afinidad con el material suprayacente (Vera Torres, 1994). Se trata de los primeros depósitos sobre un relieve abrupto que tienden a cubrir rápidamente las irregularidades erosivas y que se nutren de los relieves más elevados antes de quedar cubiertos por la sedimentación. Por esta razón, es habitual la irregularidad (y/o lenticularidad) en la geometría de estos bancos, con una reducida extensión lateral, lo que determina, a su vez, la presencia o ausencia de estos depósitos entre afloramientos, incluso cercanos (Figura 49).

Estas litofacies en su conjunto componen el conglomerado basal que marca la discontinuidad regional, ya documentada en los afloramientos relevados de la Formación Bardas Blancas a lo largo de toda la porción sur de la provincia de Mendoza (ver Estratigrafía-Mesosecuencia Cuyo), que media entre la subyacente Formación Remoredo y la Formación Bardas.



Fig. 49: Conglomerado Basal en la Formación Bardas Blancas. Observar marcada lenticularidad.

Litofacies D: las estructuras masivas son el resultado de depositación súbita, debido a la desaceleración abrupta de una corriente sobrecargada en sedimento (Collinson y Thompson, 1982). Los granos arriban al fondo tan rápido que son enterrados antes de que cualquier movimiento de carga de lecho ocurra.

El material aportado y puesto en suspensión durante el evento de tormenta, que fuera transportado por una corriente tractiva, probablemente flujos de relajación, dan origen a estos depósitos.

Esta litofacies indica un ambiente de plataforma interna ("inner-shelf") hacia el "shoreface", en sectores próximos a la base de olas de buen tiempo.

Litofacies E: estas areniscas bioclásticas son el producto de: erosión, exhumación, transporte, depositación y enterramiento súbito de organismos durante el acmé del evento de tormenta (generando una base neta en el depósito, producto de la rápida erosión y depositación durante el evento) por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo. Esto genera la concentración de organismos vivos y muertos, como así también la exhumación de las conchillas previamente soterradas.

La presencia de '*gutter casts*' se asocia a morfologías de tipo cordón elongado (y 'U' o 'V' en sección) en las bases de los bancos de areniscas. Son el producto del escurrimiento del fluido ayudado, posiblemente, por el choque de granos más gruesos acarreados por el flujo (Collinson y Thompson, 1982).

Cuando los depósitos de esta litofacies se encuentran amalgamados entre sí, se infiere una recurrencia de eventos en la sedimentación con muy poco espaciamiento en el tiempo uno de otro. El episodio suprayacente retrabaja parcialmente al inferior sin que se alcance a preservar otro depósito que caracterice procesos diferentes.

La abundancia de detrito de conchillas está dada por la acción del oleaje sobre los bioclastos expuestos. De esto modo, queda material disponible que es transportado hacia la plataforma por flujos de relajación de tormentas. Estos depósitos indican un ambiente de plataforma interna ("inner-shelf"), limitada por la base de olas de buen tiempo y la base de olas de tormenta.

Litofacies F: la ocurrencia de areniscas con HCS en un ambiente marino somero-proximal, y, aunque menos evidente, en un profundo-distal, deducido a partir de asociaciones fósiles, trazas fósiles y un contexto global, y su evidente asociación con mecanismos de oleaje, más su estilo de depositación episódico puesto de manifiesto por secuencias laminadas, ha llevado a su interpretación como el producto de fuerte y compleja actividad del oleaje, principalmente en áreas por debajo de la base de olas de buen tiempo. En areniscas finas a medias su ocurrencia sugiere una fase de actividad vigorosa que eventualmente decaerá dando evidencias de oscilación (oleaje). El patrón general aceptado para el proceso de estas estructuras se asocia a erosión, retrabajo y rápida depositación, que ocurre en una superficie irregular y/u ondulada (Collinson y Thompson, 1982).

Estas características son comunes a los depósitos de tormenta. Hunter y Clifton (1982) tienen en cuenta los siguientes criterios diagnósticos: (i) evidencia de flujos intensos antes y durante los primeros estadios de la depositación, seguidos de flujo declinante, (ii) evidencia de depositación rápida y una posterior tasa declinante, (iii) evidencia de flujos oscilatorios.

La interpretación en ambientes marinos se asocia a depósitos generados hacia el "shoreface" inferior, cubriendo la zona de transición ("inner-shelf") e incluso hacia el límite con la plataforma externa ("outer-shelf") (Dott y Bourgeois, 1982). Brenchley (1985) reconoció las litofacies de areniscas con estructura HCS y las asoció a ambientes de plataforma marina, agrupándolas como depósitos de tormenta y acuñadas bajo el término de tempestita, *storm bed*.

La litofacies F se asocia a tempestitas proximales, que son aquellas que pueden presentar estratificación HCS o SCS y una granulometría de arenisca fina-gruesa, siendo más común la fina en HCS's y la media a gruesa, e incluso sábulo, en las SCS's (Dott y Bourgeois, 1982; Cheel y Leckie, 1993). Presentan: superficies erosivas, relieve de montículos (*hummocks*) o cuencos (*swales*), láminas con espesor e inclinación variable y estructuras entrecruzadas de bajo ángulo, generalmente de 10° a 15°. Se asocian depósitos finos de inter-tormenta en la zona de transición y plataforma externa (Cheel y Leckie, 1993), relación arena/arcilla alta y amalgamación frecuente (Brenchley, 1985).

El modelo característico (Figura 50) de una tempestita proximal (Kreisa, 1981; Dott y Bourgeois, 1982; Walker *et al.*, 1983; Aigner, 1985; Brenchley *et al.*, 1993) incluye:

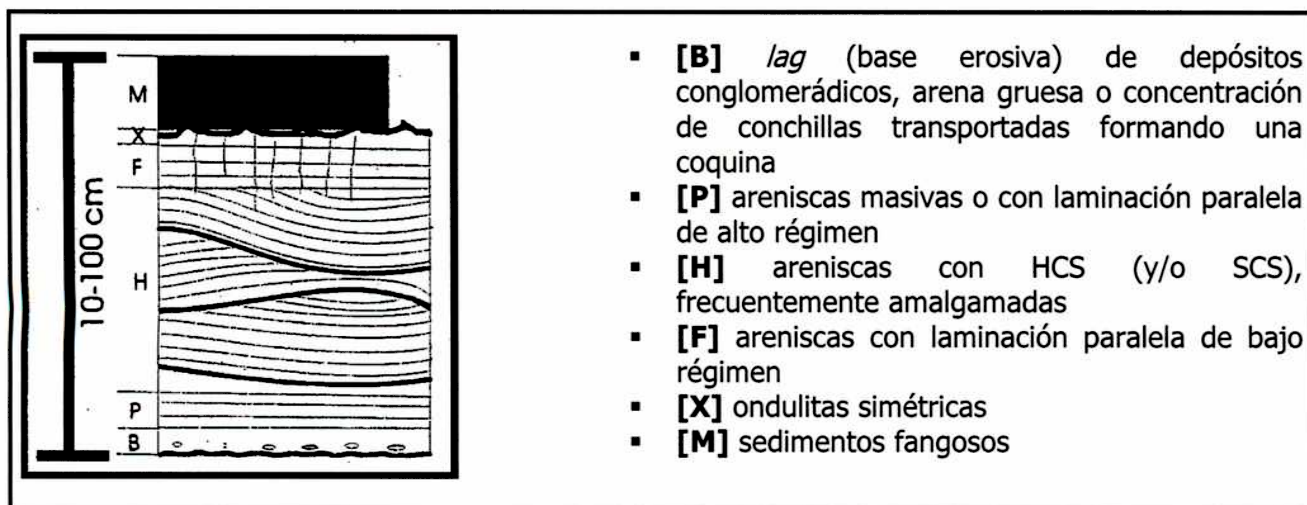


Fig. 50: Modelo de depósito de una tempestad proximal característica de plataforma interna. Modificado de Dott y Bourgeois (1982); Brenchley (1989) y Pemberton (1992).

Si bien el depósito característico puede no presentar algunos de sus términos, el depósito completo se desarrolla en dos etapas (Brenchley, 1989):

Primera etapa: involucra el transporte de arena desde la playa hacia la plataforma por parte de flujos de relajación, la generación y deposición del lag erosivo y de las areniscas masivas o con laminación paralela de alto régimen, términos [B] y [P].

Segunda etapa: involucra la deposición y retrabajo producto de las olas generadas durante el período de tormenta (obviamente por encima de su base), con la formación de estructuras tipo HCS y SCS, término [H]. Es muy común que se asocien secuencias amalgamadas de escala métrica a decamétrica de HCS o SCS denotando superposición de eventos. A medida que decae el flujo debido a la finalización del evento de tormenta, se depositan las areniscas con laminación paralela de bajo régimen, término [F]. El estadio póstumo del evento y la restauración de las condiciones normales se ven reflejados en el modelo a través de areniscas limosas con ondulitas de oleaje y los depósitos pelíticos de inter-tormenta, términos [X] y [M].

En el caso de las tempestades distales, asociadas a la plataforma externa, se presentan capas delgadas de areniscas finas o limos, con gradación normal y/o laminación paralela, fruto de la menor energía del ambiente y careciendo de estructuras vinculadas a oleaje debido a su ubicación (HCS, SCS y ondulitas). Poseen bases netas o ligeramente erosivas, aunque pueden presentar un lag basal de conchillas retrabajadas de faunas de sustratos blandos transportadas desde zonas de mayor energía (Aigner y Reineck, 1982; Brett, 1990) (Figura 51).

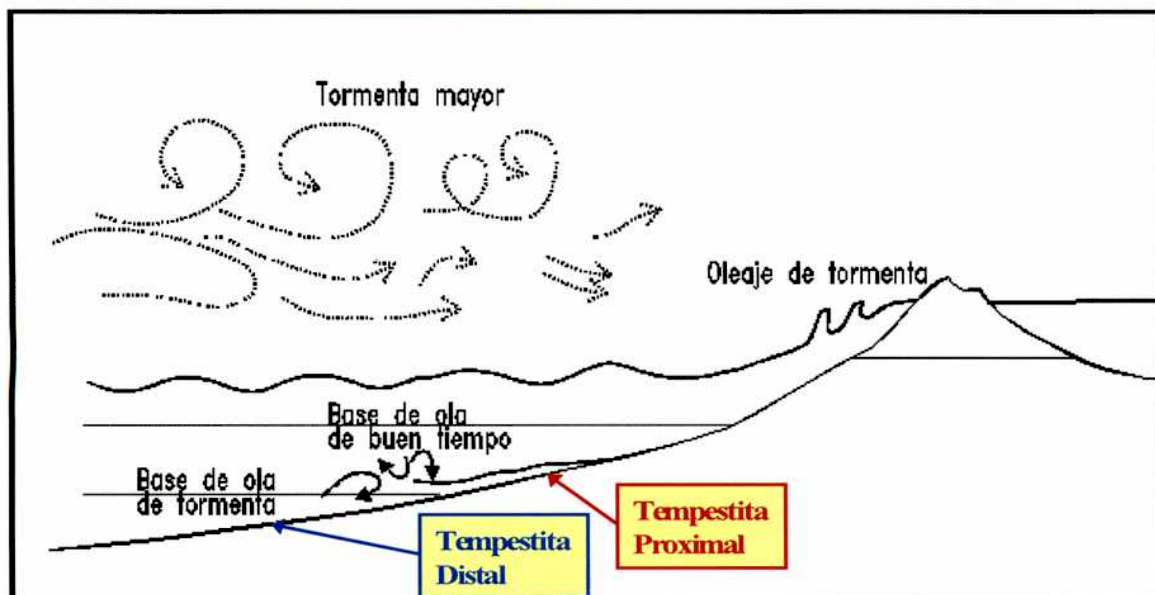


Fig. 51: Esquema ambiental de tempestitas. Las tempestitas proximales son depositadas y preservadas por encima de la base de olas de tormenta. La depositación de tempestitas distales se genera en zonas más profundas, por debajo de la base de olas de tormenta. Tomado y modificado de Dott y Bourgeois (1982); Cheel y Leckie (1993).

Respecto a las implicancias que surgen de los estudios en areniscas con HCS, no hay pleno consenso entre los autores en cuanto a que esta estructura primaria sirva de criterio unívoco para la determinación de un ambiente particular. Las dudas surgen respecto al modo de formación y, por añadidura, a la interpretación paleohidráulica específica (Cheel y Leckie, 1993).

La diversidad de hipótesis aparece sobre la base de que estas estructuras no son fácilmente visibles en ambientes modernos ni reproducibles en laboratorio, como sí sucede con muchos otros tipos de estructuras. Por lo tanto, el ambiente en el cual tuvo lugar la generación de la HCS debe ser inferido junto a otros factores, como son las estructuras presentes que acompañan y las asociaciones sedimentológicas analizadas (Cheel y Leckie, 1993). Por esto, definir asociaciones de facies cuando se trabaja con este tipo de ambientes es de vital importancia para no llevar a cabo análisis erróneos y arribar, consecuentemente, a conclusiones equivocadas. De este modo, se obtiene el mayor beneficio que proporciona este tipo de estructuras (Dott y Bourgeois, 1982).

Respecto a los mecanismos que actúan en estos depósitos, es hoy aceptado que la generación de las tempestitas, y en especial de los términos con HCS, involucran en su formación la acción de flujos combinados, siendo estos de carácter unidireccional y oscilatorio, originados como consecuencia de eventos de tormenta de 'corta' duración (Figura 52). El origen geostrófico de estos flujos combinados está marcado por un flujo medio dominante, consecuencia de cambios de presión ejercidos por el ascenso y descenso del mar sobre la costa (Greenwood y Sherman, 1986). La discusión surge en torno a la jerarquía, circunstancias y etapas en los que estos procesos toman lugar para la conformación de los depósitos.

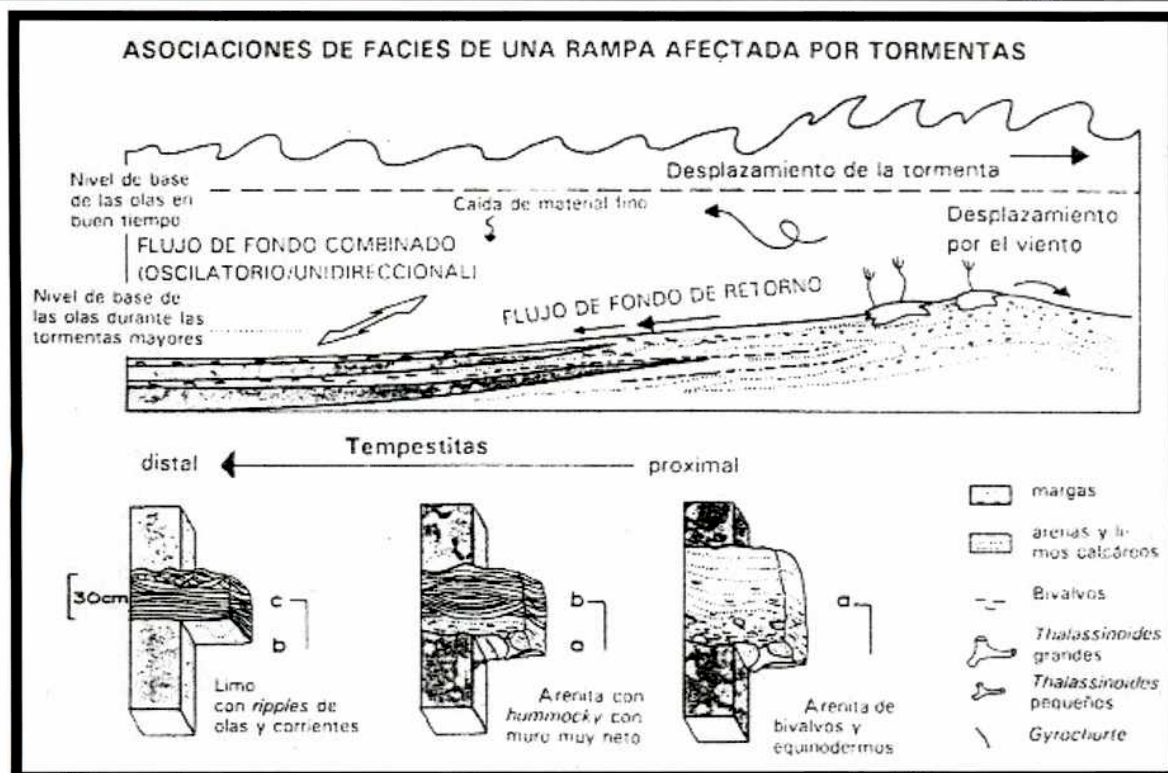


Fig. 52: Modelo conceptual de asociaciones de facies de una plataforma afectada por tormentas. Observar evolución lateral desde tempestitas proximales hasta distales y flujos involucrados. Tomado y modificado de Vera Torres (1994), según Mónaco (1992), basado en Aigner (1985).

Walker *et al.* (1983) y Brenchley (1985) sugieren que los flujos participantes en depósitos de tempestitas abarcan desde fuertes corrientes, generadoras de la base erosiva que transportan el sedimento, hasta flujos desacelerados débiles que depositan el material. Consideran el flujo inicial erosivo predominantemente unidireccional y una componente oscilatoria pequeña sobreimpuesta.

Por otro lado, Duke (1990), Myrow y Southard (1991), Cheel (1991) y Cheel y Leckie (1993) sugieren que el flujo erosivo inicial corresponde a un flujo combinado predominantemente oscilatorio, y que los términos de HCS, en especial las isotrópicas, se forman cuando la componente unidireccional se torna pequeña o nula, mientras que la componente oscilatoria ejerce todavía un fuerte control sobre la dirección e intensidad del esfuerzo de cizalla sobre el fondo (Arnott y Southard, 1990). Recién cuando empieza a decaer el tamaño de las olas, los flujos unidireccionales se dirigen mar adentro, normales y oblicuos a la costa en el "shoreface" e "inner-shelf" (Leckie y Krystinik, 1989) y paralelos a la costa en el "outer-shelf" (Kreisa, 1981; Duke, 1990; Duke *et al.*, 1991).

Cheel y Leckie (1993) distinguen, sin embargo, que las HCS anisotrópicas se generan producto de flujos combinados, pero donde la componente unidireccional es muy importante, ya que causa, no sólo el emplazamiento de las arenas, sino también la migración de las formas de lecho.

La escala o tamaño de las HCS también ha sido motivo de discusión. Mientras que Harms *et al.* (1975) definieron el límite inferior del distanciamiento entre montículos en 1 m, Sherman y Greenwood (1989) enfatizan que no hay razones físicas aparentes para limitar en 1 m la longitud de onda de la estratificación "hummocky". Campbell (1966) sugiere que pueden abarcar una escala que va desde 0.1 a 10 m. Y Cheel y Leckie (1993), por su parte, puntualizan que la escala

puede o no ser un factor limitante para definir las HCS y lo que en realidad refleja es el amplio abanico de condiciones que operan en la conformación de estas estructuras.

En la Formación Bardas Blancas la longitud de onda medida en las HCS abarca desde los 40 cm hasta los 5 m, ubicándose la media entre 0.5 y 1 m, además de presentar variabilidad en:

- espesor de los estratos, *sets* y *cosets*
- grado de amalgamación
- relación arena/arcilla
- tamaño granulométrico
- abundancia y tipo de estructuras sedimentarias asociadas
- tipo, ubicación e intensidad de bioturbación

De tal modo, se pueden reconocer tempestitas proximales y distales, ubicadas las primeras en posiciones de "shoreface" inferior y zona de transición; y las segundas en el límite inferior de la zona de transición, en contacto con la plataforma externa. Tanto el espesor de los estratos arenosos, como el grado de amalgamación, la relación arena/arcilla y el tamaño granulométrico, son mayores en las tempestitas proximales.

Las estructuras sedimentarias varían en función de la ubicación respecto a la costa. Así es que en zonas de alta energía, los paquetes de HCS con intensa amalgamación son dominantes. En cambio, evidencias de estructuras unidireccionales o de migraciones de lecho, como por ejemplo estratificación entrecruzada, son más comunes en tempestitas distales (Cheel y Leckie, 1993).

La presencia de HCS discontinuas o discretas en contraposición a las amalgamadas es un importantísimo elemento diagnóstico para la reconstrucción paleoambiental, de energía y procesos hidráulicos actuantes en el momento de la depositación (Dott y Bourgeois, 1982).

Por un lado, las HCS discretas consisten en areniscas de bases definidas con intercalaciones pelíticas bioturbadas. La base incluye marcas de corriente o de impacto y, por lo general, la cubre un *lag* de detrito más grueso, seguida por el intervalo arenoso con HCS, para pasar luego a un nivel de areniscas con laminación horizontal y rematar con otro nivel por encima de areniscas/limos con ondulitas simétricas (Cheel y Leckie, 1993).

Leckie y Krystinik (1989) propusieron una relación entre estructuras direccionales presentes en las capas de HCS discretas, y la antigua línea de costa y la paleopendiente. De este modo, la dirección de marcas de impacto o corriente, como así también la lineación *parting*, indicarían paleoflujos dirigidos hacia el *offshore*, ortogonales a los indicadores de línea de costa (Figura 53).

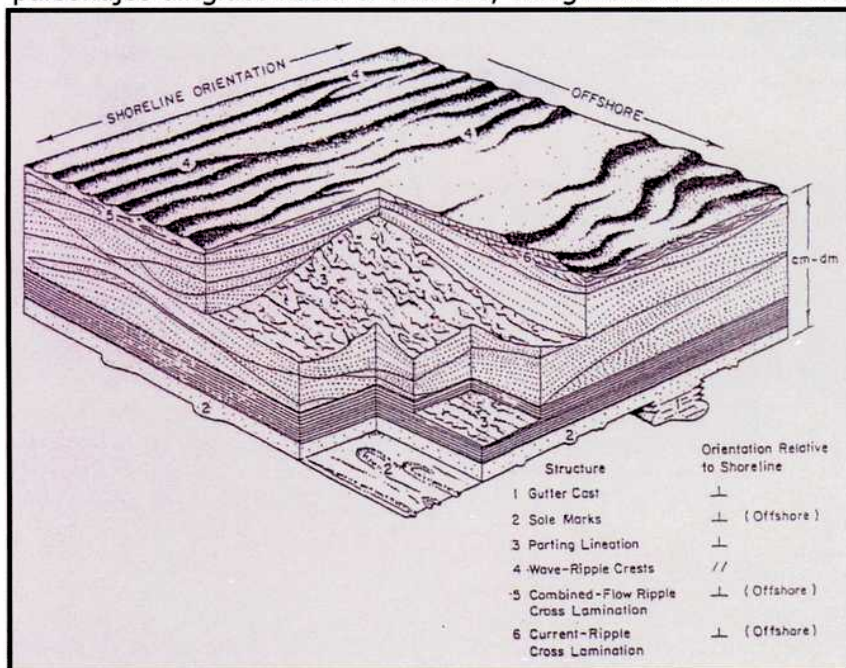


Fig. 53: Rasgos sedimentarios en bancos de HCS discretas y relaciones de paleocorrientes asociadas. De Cheel y Leckie (1993) a partir de Leckie y Krystinik (1989).

Por otro lado, las HCS amalgamadas se caracterizan por la constitución de espesores de varios metros (incluso decenas de metros) de areniscas, donde las pelitas están ausentes, o presentes sólo en forma de lentes locales, no observándose un arreglo preferencial de estructuras sedimentarias (Cheel y Leckie, 1993). Estratigráficamente, suelen aparecer por encima de las capas discretas de HCS en sucesiones regresivas (Leckie y Walker, 1982) y las superficies de 1^{er} orden pueden reconocerse por la presencia de un depósito de *lag*, de horizontes muy bioturbados, de capas de pelitas discontinuas o de capas con altas concentraciones de mica o finos detritos de plantas (Cheel y Leckie, 1993).

Tanto las HCS discretas como las amalgamadas están presentes en los depósitos de la Formación Bardas Blancas para la zona analizada. Esto permitió, junto a otras estructuras y litofacies asociadas, definir distintas asociaciones de facies que ayudaron a reconstruir el paleoambiente en el cual tuvieron lugar cada una de ellas. Y, a partir de aquí, precisar los mecanismos y procesos actuantes (ver Asociaciones de Facies de la Formación Bardas Blancas, pág. 75).

Respecto a la bioturbación, la alternancia de las icnofacies de *Cruziana* (comunidad estable) y *Skolithus* (comunidad oportuna), dada por sucesiones de bancos pelíticos y arenosos respectivamente, se vincula genéticamente a la colonización de nuevos *hábitats* (depósitos arenosos de tormenta con *Skolithus*) a partir de organismos oportunistas, en especial suspensívoros, seguido del desplazamiento de la comunidad residente (depósitos pelíticos con *Cruziana* y organismos principalmente detritívoros) durante estos períodos. Con el retorno de las condiciones de buen tiempo, dado por reducidas tasas de sedimentación y granulometrías más finas, la comunidad infaunal madura y la icnofacies de *Skolithus* es nuevamente reemplazada por la de *Cruziana* (Pemberton y Frey, 1984).

En función de la ubicación relativa de los icnofósiles dentro de la secuencia, Pemberton *et al.* (1992) reconocen que cuando la sedimentación es rápida, propio de un intervalo de tormenta, los organismos poseen poco tiempo para retrabajar el sedimento, con lo cual la bioturbación toma lugar hacia el tope del banco mediante estructuras verticales a sub-verticales, generada por organismos oportunistas. De este modo, responden en forma inmediata a las condiciones estresantes del medio. Esto es característico en los depósitos asociados a la icnofacies de *Skolithus*.

El reconocimiento de los icnogéneros representativos presentes que, junto con el análisis sedimentológico y estratigráfico, sirve para inferir los distintos paleoambientes y estadios de los eventos (Dott y Bourgeois, 1982) (Figuras 28 y 29), se resume en:

Tormenta (icnofacies *Skolithus*)

- *Skolithus*
- *Diplocraterion*
- *Planolites*
- tubos verticales u oblicuos de escape

Inter-tormenta (icnofacies *Cruziana*)

- *Thalassinoides*
- *Chondrites*
- *Rhizocorallium*

Esta litofacies abarca, mayoritariamente, los depósitos de tormenta. Por ese motivo, la icnofacies asociada corresponde a *Skolithus*. Sus características principales son: energía moderada a alta en condiciones oxidantes con mezcla constante producto del oleaje, salinidad mayormente normal, cambios diarios de luz y temperatura, proporción de arena mayor a arcilla en sustratos blandos y reabajados y baja diversidad de trazas pero abundancia densa compuesta por perforaciones verticales por lo general no ramificadas de organismos mayoritariamente suspensívoros (Collinson y Thompson, 1982). Es también frecuente encontrar excavaciones verticales u oblicuas de escape, cilíndricas, bifurcadas con o sin "*spreiter*" o inclinadas en forma de "*oreja*", desarrolladas a través del crecimiento del animal (*Diplocraterion* en forma de embudo).

Litofacies G: la SCS posee similares características y está estrechamente relacionada a la HCS, siendo para algunos autores una variante de ésta (Dott y Bourgeois, 1982). Fue inicialmente introducida en la bibliografía para describir una serie de hondonadas poco profundas y superpuestas cóncavas hacia arriba, de 0.5-2 m de ancho por varias decenas de centímetros de espesor (Leckie y Walker, 1982).

La SCS posee esencialmente las mismas características que la HCS con las siguientes diferencias (Cheel y Leckie, 1993): el ángulo de inclinación de las superficies puede ser algo menor; ocurren en granulometrías mayores, de arenisca media a gruesa e incluso sábulo; y carecen de laminación interna convexa hacia arriba. Es habitual que las "*swaleys*" se presenten en sets anidados, o aisladas cortando laminación horizontal o de bajo ángulo. Adicionalmente, las formas de lecho por lo general son de bajo relieve, con inclinaciones del orden de los 15° que se asocian a estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*sensu* Nottvedt y Kreisa, 1987).

No debe la SCS ser confundida con la estratificación entrecruzada en artesas, ya que las *swaleys* no se generan a partir de estratificación asociada a ángulos de reposo. Los swales son más anchos y menos profundos que las artesas y su laminación interna puede, o cubrir sus márgenes inferiores concordantemente, o generar *pinchouts* levemente discordantes. Sin embargo, en ocasiones pueden correlacionarse lateralmente con estratificación de alto ángulo (Cheel y Leckie, 1993).

Desde el punto de vista de procesos generadores y aspectos genéticos, ha resultado complicado trazar el límite entre estructuras tan relacionadas como son la SCS y la HCS. Dumas *et al.* (2005) realizaron experimentos que investigaron el potencial genético de cada estructura. Observaron que a altas tasas de agradación (4.2 mm/min) la formación de HCS es más factible; mientras que a bajas tasas (1.1 mm/min) la estructura más recurrente es la SCS. Adicionalmente, observaron que corrientes unidireccionales débiles (5-10 cm/s) sumadas a corrientes oscilatorias moderadas y de largo período (50-90 cm/s), sólo forman HCS (en este caso anisotrópica); mientras que la SCS se forma por razón de flujos combinados de similar magnitud.

La litofacies G se vincula a tempestitas proximales, que son aquellas capaces de presentar estratificación SCS y granulometrías de areniscas medias y gruesas. El ambiente corresponde al "shoreface" medio-inferior (SCS's amalgamadas) y zona de transición, por lo que se ubica en posiciones relativas más someras respecto a la Litofacies F (HCS).

Litofacies H: las areniscas finas con laminación paralela son producto de flujos unidireccionales (aunque la acción de olas también puede dar como resultado este tipo de estructura, particularmente olas de alta energía más allá del *surf zone* (Collinson y Thompson, 1982)) de alta a moderada velocidad ("*high flow velocity*") y poca profundidad de agua.

La litofacies descripta se asocia a un régimen de flujo moderado. No es sólo la ausencia de *parting* su evidencia más notoria, sino la ubicación relativa dentro de cada ciclo. Esta litofacies

marca la depositación del material en suspensión, una vez que la superficie de erosión de la HCS ha sido rellenada y la energía disponible en el ambiente se encuentra en franco descenso, en proceso de restablecimiento de las condiciones normales, propio de períodos de inter-tormenta.

Litofacies I: las areniscas finas a limosas laminadas caracterizan un ambiente de baja o eventualmente moderada energía, en donde la depositación se vincula principalmente a sedimento en suspensión que decanta en plena restauración de las condiciones normales posterior al evento episódico de tormenta, o mismo durante períodos de buen tiempo, otorgándole su laminación característica. Esta laminación suele hallarse bien representada hacia el tope o dentro de los planos de estratificación de los paquetes de areniscas con estratificación "hummocky" o "swaley".

Las trazas de *Chondrites* sp. que se encuentran en esta litofacies también evidencian un ambiente de energía moderada a baja, propio de períodos de buen tiempo. Las trazas fósiles presentes corresponderían a la icnofacies *Cruziana*, representativa de comunidades bentónicas estables con condiciones físico-químicas de stress bajas (Pemberton *et al.*, 1992), en un ambiente de plataforma interna -"inner-shelf"- y plataforma externa. Trazas asociadas y familiares con este tipo de ambiente son: *Cruziana* (hypichnia en moldes de ranura con marcas en "V" con reborde), *Phycodes* (hypichnia por grupos curvados de excavaciones sub-horizontales con rellenos estructurados, como por ejemplo "spreiter"), *Rhizocorallium* (epichnia, endichnia e hypichnia horizontales o inclinados de excavaciones formando estructuras de rellenos, como "spreiter"), *Teichichnus* (excavaciones horizontales a sub-horizontales con "spreiter" retrusivo vertical en dos o tres dimensiones) y *Planolites*.

Litofacies J: Las areniscas finas a medias laminadas que componen esta litofacies evidencian condiciones de energía moderada a eventualmente alta. Las intercalaciones limolíticas presentes, que conforman finos espesores, se asocian a períodos puntuales de relativa quietud y menor energía disponible en el sistema.

La presencia de trazas de *Skolithus* se vinculan a la colonización de un sustrato rápidamente depositado (areniscas) por organismos oportunistas cavadores apenas transcurrido un evento de tormenta (Vossler y Pemberton, 1988). Se vincula a flujos de relajación en un estadio de restauración a condiciones normales. Corresponden generalmente a excavaciones verticales a sub-verticales (epichnia y endichnia) con posible relleno, pero por lo general no-estructurado. Estas trazas verticales dan nombre también a la icnofacies *Skolithus*, característica de zonas de moderada a alta energía, en sustrato bien seleccionado, con erosión o depositación episódica en un ambiente marino somero a intermareal (Seilacher, 1967) (Figura 28).

Otras trazas asociadas a esta icnofacies son: *Diplocraterion* (epichnia y endichnia con excavaciones en "U", mostrando "spreiter" protusivo y retrusivo) y *Ophiomorpha* (endichnia con excavaciones de sistemas hexagonales y excavaciones verticales y horizontales), aunque no aparecen en la sección estudiada.

Litofacies K: las limolitas intensamente bioturbadas es común que se encuentren hacia el tope de las **Litofacies H** (SI), **F** (HCS), **G** (SCS) y **H**, y deben su origen a procesos de decantación en condiciones de buen tiempo, posterior al período de tormenta. Esta litofacies se circunscribe a la zona de transición e incluso al límite con la plataforma externa, dentro del ambiente de plataforma.

La asociación de trazas de esta litofacies (*Thalassinoides* y *Chondrites* en su mayoría) correspondería a la icnofacies *Cruziana*, sugiriendo condiciones de sustrato blando/semi-blando.

Esta icnofacies se vincula a un ambiente de media a baja energía, con mínima influencia de oleaje; proporción de arena similar o algo menor a arcilla sobre sustratos semi-blandos con cierta participación de retrabajo biológico y algún grado de erosión. Las condiciones de oxigenación son normales, al igual que la salinidad. Se presentan trazas horizontales de locomoción y las de pastoreo son más abundantes que las perforaciones inclinadas. La abundancia de trazas es alta, como así también la diversidad.

Las superficies asociadas a abundante bioturbación indican interrupciones sedimentarias, relacionadas a discontinuidades estratigráficas. Las trazas fósiles y suites de trazas pueden ser empleadas en el reconocimiento de diversos tipos de discontinuidad, como así también en su interpretación genética. Así es que se reconocen icnofacies sustrato-controladas, que marcan *gaps* entre la depositación original de la unidad (en sustrato blando) y una asociación de trazas post-depositacionales (Pemberton *et al.*, 1997). Las discontinuidades evidenciadas por este tipo de superficies pueden ser: discontinuidades erosivas, hiatos no depositacionales y discontinuidades depositacionales.

Estas superficies, todas presentes en la litofacies descripta, pueden interpretarse como superficies de omisión producidas por organismos durante las fases de no depositación. Estas fases son de pequeña envergadura y se las interpreta como diastemas, que corresponden a pequeñas interrupciones que se producen en la sedimentación, en especial, cuando ésta es episódica (Dott, 1983). En ciertos casos, coinciden con las superficies de estratificación.

En la Formación Bardas Blancas se han reconocido superficies de omisión a través del estudio de la arquitectura de las trazas fósiles. En muchos casos, no se presentan siquiera cambios litofaciales. Sin embargo, el estudio detallado del arreglo (disposición, cortes, relleno, etc.) de las trazas, ha permitido determinar estas interrupciones sedimentarias de pequeña magnitud. Esto se torna relevante, especialmente, en los depósitos de areniscas amalgamadas con HCS, donde la identificación de estas superficies es crítica para jerarquizar correctamente los órdenes (*sensu* Dott y Bourgeois, 1982) y así poder definir, cuando es posible, la individualidad de cada evento (ver capítulo Ciclicidad – Ciclos de 4^{to} orden, pág. 88).

Litofacies L: Las limolitas laminadas son el producto de la depositación por decantación de sedimentos en suspensión en áreas de baja acción de olas y corrientes (Spalletti y del Valle, 1990). El período en el que se lleva a cabo la depositación de este material fino transcurre durante la restitución a las condiciones de inter-tormenta y su retorno a una sedimentación normal.

Asociaciones de facies

Se denomina *asociación de facies* a la distribución ordenada de dos o más facies elementales, genéticamente relacionadas. Debe cumplir con dos condiciones básicas: que las facies se encuentren juntas espacialmente y que estén genéticamente (ambientalmente) relacionadas entre sí.

Una facies por sí sola puede tener poco valor en una interpretación genética. Sin embargo, el análisis de las asociaciones de facies y *secuencias de facies* (expresión vertical en sección de las asociaciones) permite la reconstrucción de la historia sedimentaria, reflejando la actividad de uno o varios procesos en un determinado medio, utilizándose como diagnóstico para establecer el ambiente en el cual se depositaron los sedimentos.

A partir de la interpretación de las facies descriptas, en la Formación Bardas Blancas se definieron 4 asociaciones de facies:

Asociación de facies 1 [AF1]: esta asociación está compuesta principalmente por ortoconglomerados polimícticos, con presencia de niveles amalgamados, areniscas gruesas a sabulíticas masivas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) y laminación paralela (Sl), lentes conglomerádicas de pequeña magnitud y sabulitas. El hábito de los bancos es, por lo general, lenticular. Representa la parte basal del perfil relevado e incluye a las litofacies: **[Litofacies A-B-C]**.

El ambiente en el que tuvo lugar esta asociación se ubica en el "shoreface" medio a superior, característico de alta energía.

Asociación de facies 2 [AF2]: esta asociación está compuesta por areniscas bioclásticas finas a medias con bases irregulares y erosivas y matriz correspondiente a arena media; areniscas medias a finas con estructuras: masiva, "hummocky", "swaley" y con laminación paralela principalmente y, subordinada, entrecruzada tabular planar; limolitas arenosas y limolitas arcillosas. Los bancos son de orden menor (20-80 cm). Aunque en algunos sectores puede observarse algún grado de amalgamación en areniscas con estructura "hummocky" y muy eventualmente "swaley", no es común ni característico de esta asociación. Reúne una gran alternancia y cantidad de las litofacies descriptas: **[Litofacies D-E-F-G-H-I-J-K-L]**.

Un rasgo característico en las areniscas con HCS que componen esta asociación es la reducida continuidad lateral que poseen estos bancos. Es muy común que en una extensión lateral del orden de 5-10 m pasen a una arenisca con laminación paralela. Brenchley *et al.* (1993) mencionaron esta particularidad e interpretaron a estas facies de areniscas lenticulares como las principales constituyentes que caracterizan a la plataforma interna y en donde las corrientes oscilatorias son dominantes.

Por lo arriba expuesto, esta asociación caracteriza a la *tempestita proximal ideal* o teórica, donde la sucesión entre los depósitos de tormenta (areniscas en general) y de buen tiempo (limolitas y arcilitas) definen un ambiente de moderada energía asociado a la plataforma interna, entre la base de olas de buen tiempo y la base de olas de tormenta.

Asociación de facies 3 [AF3]: esta asociación está compuesta por areniscas medias y finas con estratificación "hummocky", "swaley" y laminación paralela. Las areniscas con HCS y SCS presentan un fuerte grado de amalgamación, obteniendo espesores de bancos de hasta 6 m y ubicándose el promedio en 1 m. Se asocian también, lentes de areniscas bioclásticas subyaciendo a las areniscas con HCS y limolitas laminadas por encima. El tope de las HCS posee intensa bioturbación, producida principalmente por trazas de *Skolithus* sp., *Planolites* sp., *Thalassinoides* sp., y entre las láminas, *Chondrites* sp. Las litofacies involucradas corresponden a: **[Litofacies D-E-F-G-H-I-J-K-L]** (Figura 54).

Esta asociación reúne los términos y disposición que se establecen en las *tempestitas proximales amalgamadas*. Ambientalmente se vincula al "shoreface" medio a inferior y a la zona de plataforma interna.



Fig. 54: Asociaciones de facies [AF2] y [AF3] en la Formación Bardas Blancas.

Asociación de facies 4 [AF4]: esta asociación está compuesta por limolitas laminadas principalmente y bancos de orden menor de areniscas con laminación paralela (SI) y alguna estructura muy atenuada del tipo HCS. Las limolitas alcanzan espesores de hasta 7 m de potencia y presentan intensa bioturbación: *Chondrites* (el más recurrente), *Thalassinoides*, *Skolithus*, *Planolites* y *Teichichnus*.

Los bancos de areniscas finas están subordinadas a los bancos pelíticos y por lo general no superan los 70-80 cm. Las estructuras paralelas son holgadamente más recurrentes que las HCS, sin presentar éstas, amalgamación. Las litofacies involucradas corresponden a: **[Litofacies F-H-I-J-K-L]** (Figura 55).

Los términos y su disposición son característicos de *tempestitas distales*, propias de la plataforma externa, por debajo de la base de olas de tormenta o cercana a ésta.

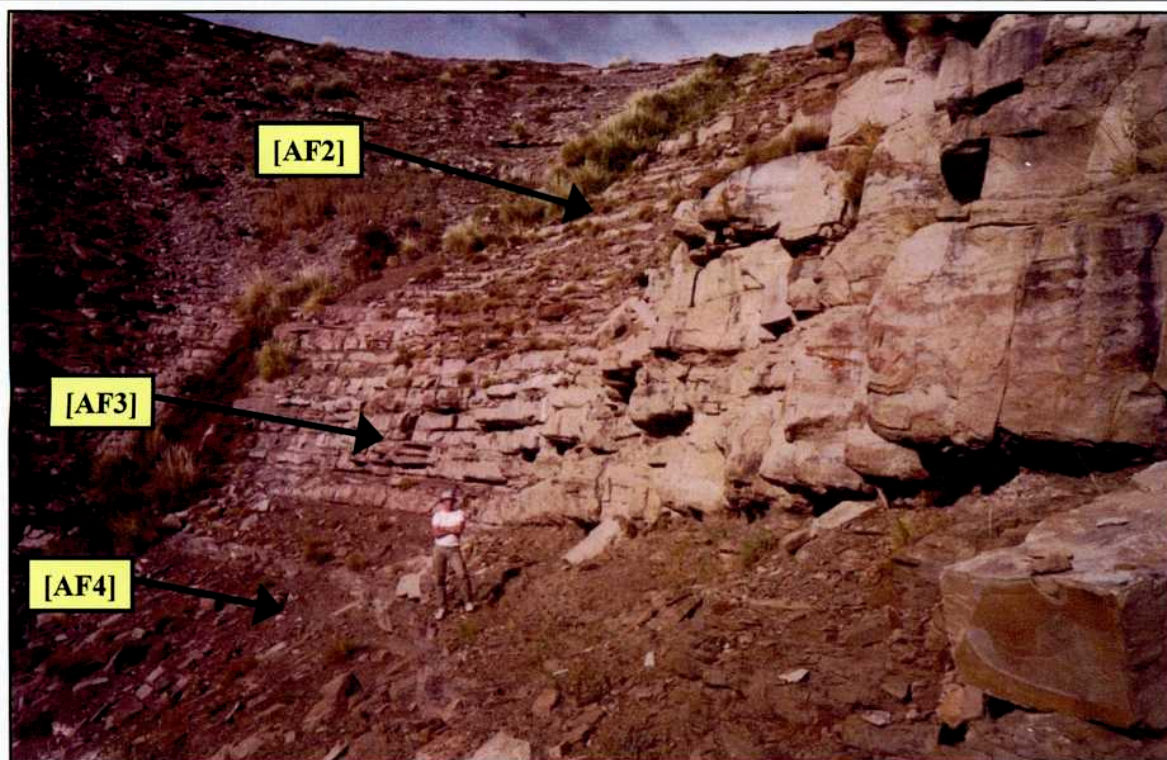


Fig. 55: Asociaciones de facies [AF2], [AF3] y [AF4] en la Formación Bardas Blancas.

En la Figura 56 se esquematizan las ubicaciones de las distintas asociaciones de facies en un ambiente de plataforma marina dominada por oleaje:

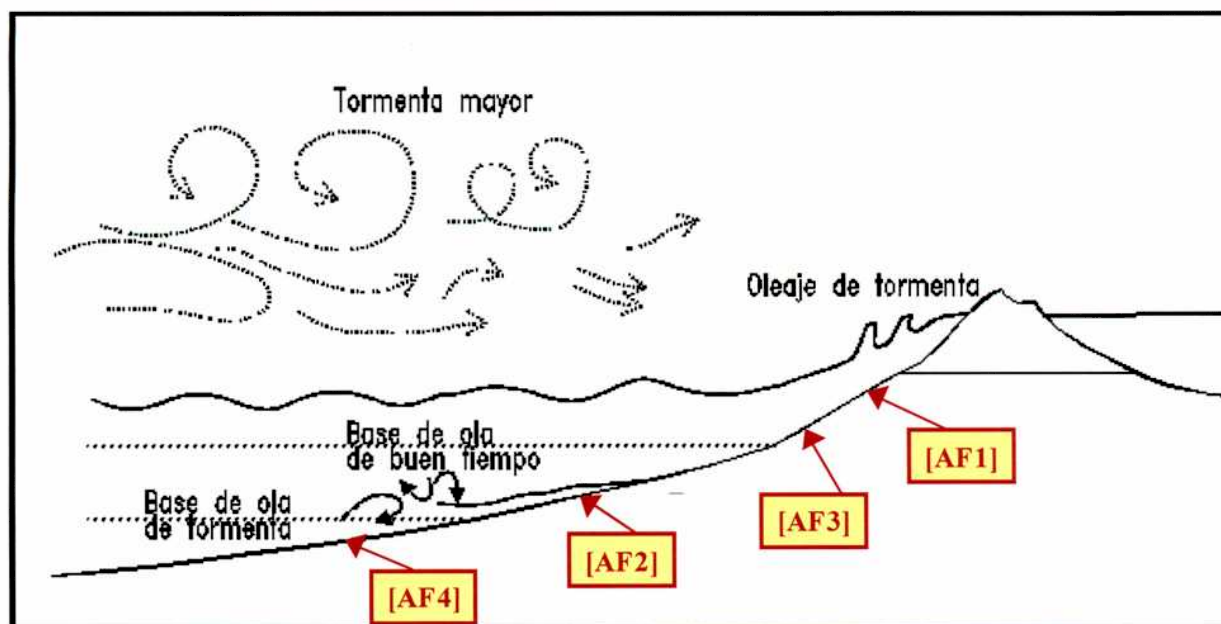


Fig. 56: Esquema con las ubicaciones relativas de las distintas asociaciones de facies en un ambiente de plataforma marina dominada por oleaje. Tomado y modificado de Dott y Bourgeois (1982); Cheel y Leckie (1993).

CONCENTRACIONES FOSILÍFERAS

Las concentraciones biogénicas de partes duras son rasgos comunes y conspicuos del registro estratigráfico. Son útiles tanto para nociones de asociaciones fósiles, como para la determinación de regímenes paleohidráulicos, análisis de facies y *markers* de correlación.

Se define una concentración fósil como cualquier acumulación biogénica de partes duras, relativamente densa, independientemente de su composición taxonómica, estado de preservación o grado de alteración *post-mortem*. Las concentraciones no están necesariamente restringidas en escala física (desde espículas de esponjas, radiolarios o cocolitos, hasta macroinvertebrados y vertebrados), ni tampoco temporal (desde períodos 'instantáneos' a extendidos en la escala geológica) (Kidwell *et al.*, 1986).

El término bioclasto ha sido definido como todo resto biomineralizado de invertebrado de tamaño mayor a 2 mm. La fracción menor a 2 mm conforma la matriz de la roca (Kidwell, 1991) (Figura 57).

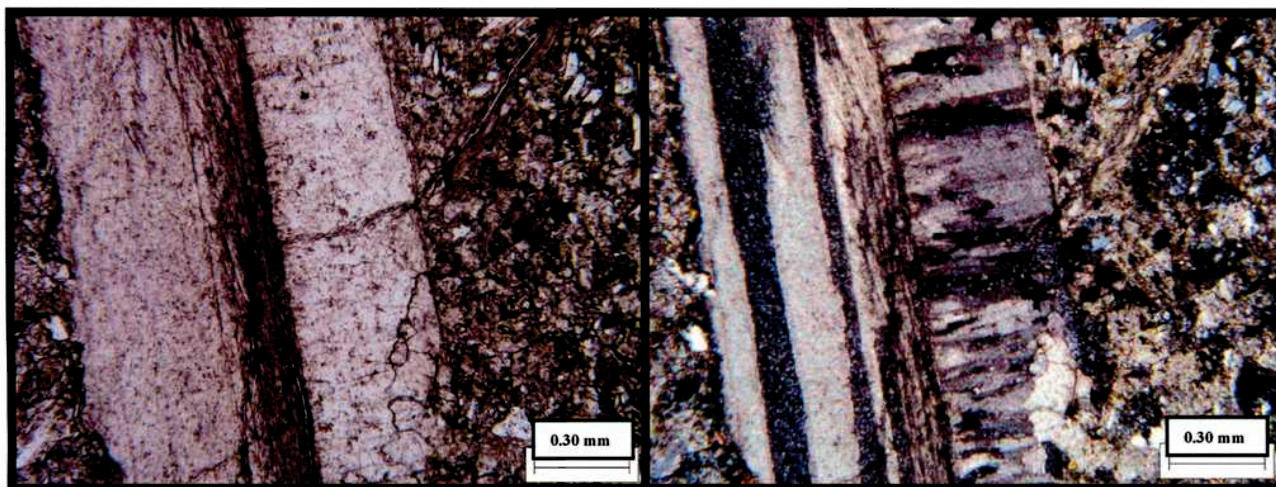


Fig. 57: Microfotografía de Litofacies E. Fragmento de pelecípodo, matriz arenosa y cemento carbonático. [Nicolas paralelos & cruzados].

Las concentraciones fosilíferas analizadas para la Formación Bardas Blancas se encuentran alojadas en la **Litofacies E** [Areniscas bioclásticas finas a medias]. Su estudio macroscópico y recolección en el campo, más el posterior análisis llevado a cabo en gabinete, revelaron la presencia de abundante fauna, constituida por moluscos, pelecípodos en general (Figura 58), con abundancia de grifeidos, gastrópodos, equinodermos; y subordinadamente, braquiópodos, belemnites y amonites. Al estar integradas estas concentraciones por varios tipos esqueléticos, su clasificación desde un enfoque taxonómico es politépica.

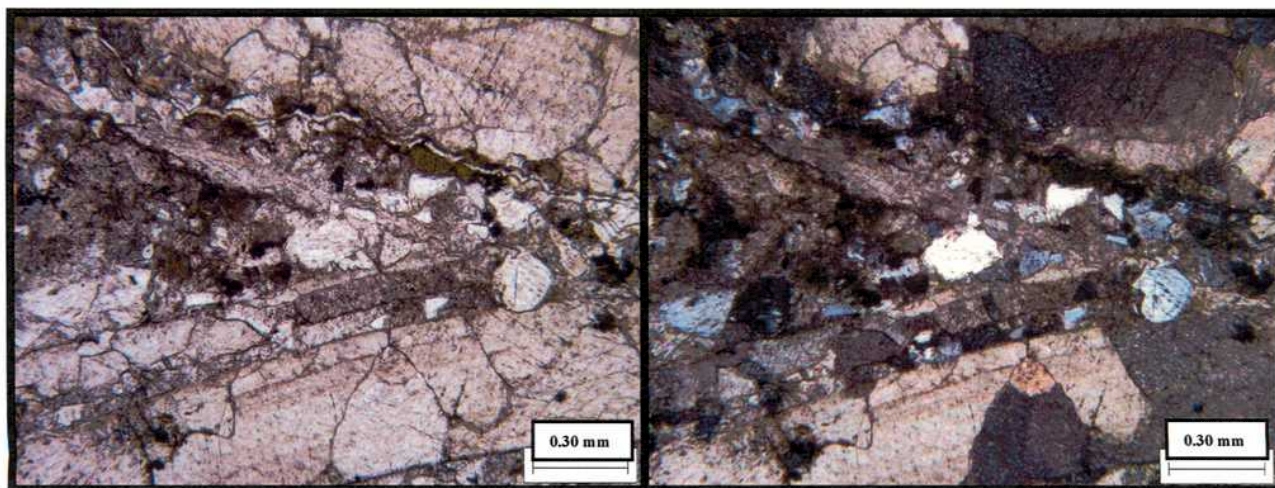


Fig. 58: Microfotografía de Litofacies E. Observar bivalvos originalmente aragoníticos recrystalizados. [Nicoles paralelos & cruzados].

El empaquetamiento de las concentraciones fosilíferas analizadas varía de escaso a denso. Las concentraciones escasas, matriz soportadas, son más usuales que las densas en el tramo basal del perfil relevado (ciclos I y II; ver capítulo Ciclicidad, pág. 86); mientras que en la parte superior (ciclos III y IV) las concentraciones densas, bioclasto soportadas, son más frecuentes. Puede ocurrir que dentro de una misma lente bioclástica se observen sectores con empaquetamiento denso, o viceversa. El volumen de bioclastos promedio para empaquetamientos escasos es del 20-25% (Figura 59) y para densos, no superior al 50%.

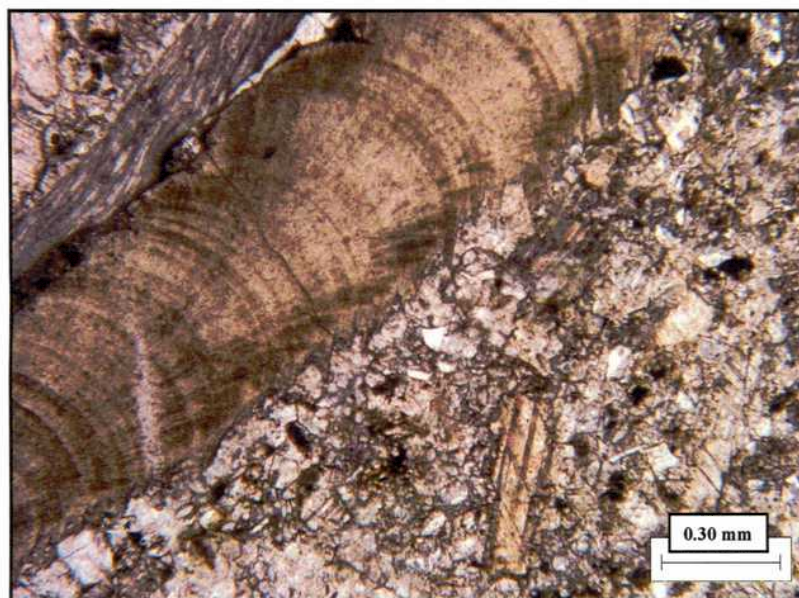


Fig. 59: Microfotografía de la Litofacies E. Observar bioclasto de grifeido (en corte oblicuo) 'flotando' en una arenisca matriz-soportada. [Nicoles paralelos].

Respecto a la selección por tamaño de las partículas fósiles, se define como regular a buena. Aquí cabe aclarar que cuando es unimodal, por lo general el tamaño de los bioclastos va de 0.5-3 cm con buena a muy buena selección. Pero es común encontrar distribuciones bimodales, particularmente definidas por la presencia de ciertos géneros fosilíferos. Así es que cuando se hallan: belemnites, trigonoideos, gastrópodos, *Modiolus* sp., *Entolium* sp. o a veces ciertos amonites, estos pueden llegar a medir hasta 8-9 cm. Si se le suman las modas más frecuentes, conformadas por pelecípodos (grifeidos principalmente), que suelen ser constituyentes mayoritarios de esta litofacies con un tamaño promedio de 1-3 cm, la distribución se torna bimodal.

Con relación a la geometría de los depósitos, ésta es marcadamente lenticular (visualización en 3 dimensiones). Su base es neta, irregular y erosiva; y su techo es neto, irregular a plano. Las concentraciones fósiles lateralmente continuas son escasas, pero es común que dentro de un mismo horizonte estratigráfico estas lentes bioclásticas aparezcan y desaparezcan, pudiéndolas correlacionar por la continuidad de los bancos infrayacentes (por lo general **Litofacies L** [Limolitas laminadas] correspondiente al ciclo precedente) y/o suprayacentes (habitualmente **Litofacies F** [Areniscas medias a finas con HCS]).

En ciertos casos se presentan pavimentos (2 dimensiones) de pectínidos, con un espesor que no supera los 10-15 cm. La matriz en estas concentraciones está constituida por una arenisca fina de color gris claro, o eventualmente media, y por una arenisca bioclástica fina a media de valvas delgadas y fragmentadas de pelecípodos de orden milimétrico.

La estructura interna es simple, donde en ciertos casos se observa gradación normal o inversa. Suelen disponerse de forma tal que un tamaño modal, por lo general el mayor, se ubica en la parte basal del estrato, y hacia la parte media o superior se dispone la segunda moda, conformando así un arreglo primario normal. El caso inverso se presenta con menor frecuencia. También puede gradar la matriz, hallando hacia la base una granulometría de arenisca media a fina, y hacia el techo pasar a una arenisca fina a muy fina.

El estudio tafonómico, mediante la evaluación de sus rasgos característicos, permite vincular procesos genéticos en la conformación de las concentraciones fósiles. Para la Formación Bardas Blancas el estudio de estos atributos, que se detallan a continuación, ha brindado valiosa información respecto a los procesos generadores de los depósitos:

- **Desarticulación:** este atributo sólo se aprecia en organismos de naturaleza multielemental y es función de la energía del ambiente, de la distancia de transporte y del hábito de vida de los organismos.
Por lo general, las valvas de los bivalvos se hallan desarticuladas (Figura 61). Sólo en el tramo basal del perfil relevado, aparecen contados niveles bioclásticos donde ciertas valvas se encuentran articuladas, dentro de una organización desarticulada.
Este rasgo general observado de valvas desarticuladas, sumado a otros analizados, nos indicaría (más allá de que la desarticulación también se puede producir por ruptura de ligamentos y charnelas sin que haya transporte asociado) que las concentraciones fósiles han tenido cierto grado de transporte, suficiente como para desarticular sus partes elementales. Por lo tanto, no corresponderían a comunidades autóctonas, donde los organismos se encuentran en posición de vida, sino a comunidades que han sido removidas, transportadas y re-depositadas.

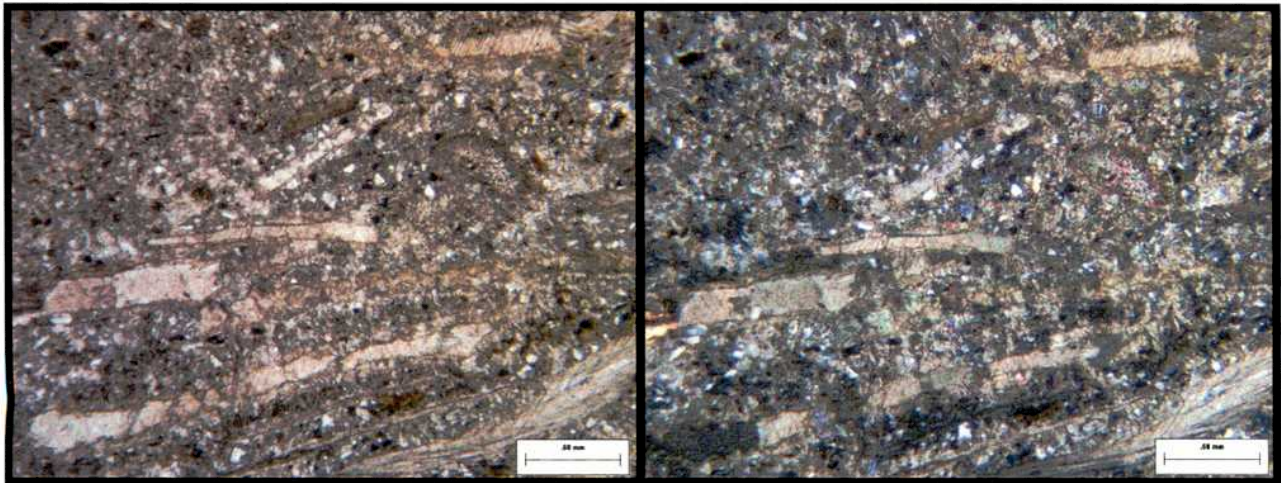


Fig. 61: Microfotografía de Litofacies E. Observar desarticulación de valvas de pelecípodos originalmente aragoníticos, recrystalizadas a partir de cemento calcítico esparítico.
[Nicoles paralelos & cruzados].

- **Fragmentación:** la resistencia de las conchillas a esta propiedad se relaciona con varios aspectos de la morfología y composición esquelética, incluyendo espesor y curvatura de las valvas (Brett, 1990).
La fragmentación en las concentraciones estudiadas es escasa, y eventualmente media. Esto indicaría que las concentraciones fósiles han sufrido la acción de un retrabajo mecánico moderado, siendo éste *in situ*, o al menos dentro del ambiente general en el cual vivieron los organismos, sin haber sido transportados ni extensos ni prolongados trayectos.
- **Abrasión:** se relaciona con la energía del ambiente, tiempo de exposición y tamaño de la partícula del agente abrasivo (Brett, 1990). Puede producir redondeamiento de los bordes de la conchilla (Kidwell, 1991).
La abrasión sobre los bioclastos de estas concentraciones es baja a nula. Se ha podido reconocer en aquellos niveles donde hay fragmentación presente. Se distingue por un relieve sobre el borde del fragmento, generando cierto redondeamiento.
La restringida presencia de este rasgo en consonancia con los bajos grados de fragmentación, indicaría que el tiempo de exposición en la 'zona tafonómicamente activa' (TAZ, *sensu* Davies *et al.*, 1989) para estos bioclastos ha sido reducido (Figura 62).
Es importante aclarar que los rasgos tafonómicos presentes en los bioclastos no son generados por los procesos de tormenta, debido a que el evento suele ser de corta duración y su acción radica en retrabajar, concentrar y sepultar los bioclastos y no en imprimir cualidades tafonómicas; sino que resultarían del ambiente en donde vivieron los organismos y de su exposición en la *zona activa* (Kidwell y Aigner, 1985).

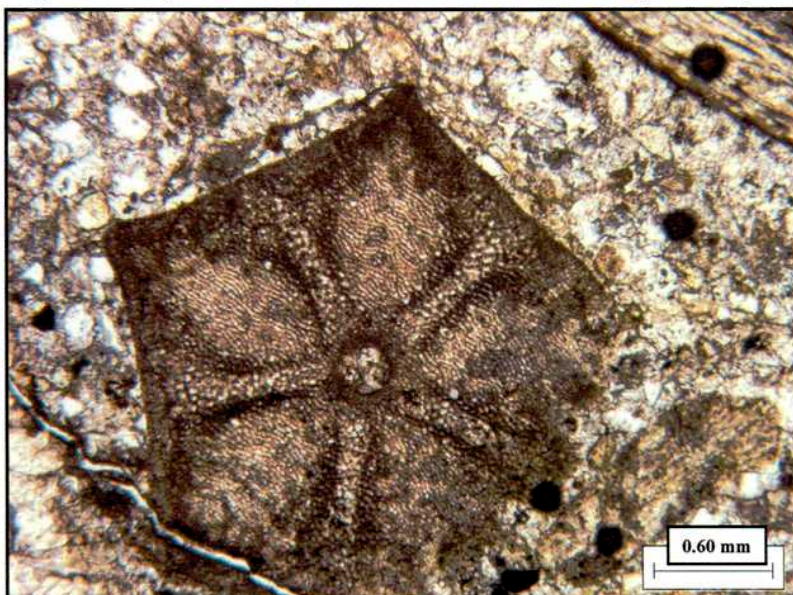


Fig. 62: Microfotografía de Litofacies E. Observar la escasa abrasión de la placa de crinoideo.
[Nicoles paralelos].

- **Disolución:** los cambios en las condiciones químicas del ambiente provocan un desequilibrio entre la composición de los restos esqueléticos y las aguas circundantes. Puede producir redondeamiento de los bordes de la conchilla, como reemplazo del constituyente bioclástico y/o de la matriz.
En este trabajo, la presencia de disolución es frecuente en valvas de pelecípodos de composición aragonítica original (Figura 63).

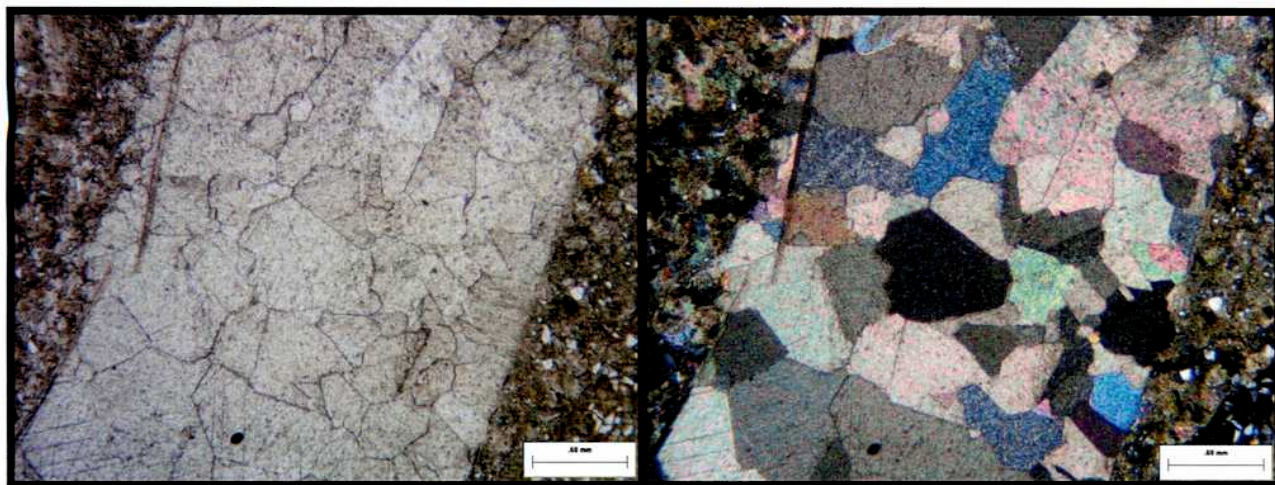


Fig. 63: Microfotografía de Litofacies E. Observar bivalvo originalmente aragonítico recrystalizado a partir de cemento calcítico esparítico, conformando textura “blocky”.
[Nicoles paralelos & cruzados].

- **Bioerosión:** responde a diversos procesos corrosivos producidos por otros organismos sobre un resto esquelético. Puede causar redondeamiento de los bordes de la conchilla o perforación de la misma.
La bioerosión está muy poco representada en estas concentraciones fosilíferas; aunque sí se ha observado en ciertos gastrópodos y pelecípodos asociados a un estrato determinado. Esto accedería a pensar que ciertos organismos han tenido un tiempo relativo de exposición mayor en el lecho marino, durante el cual los organismos bioerosionadores pudieron actuar (Kidwell y Aigner, 1985).
- **Orientación:** en cuanto al arreglo tridimensional de los elementos esqueléticos dentro de la matriz, la orientación, en el plano paralelo a la estratificación, ha sido estudiada sobre la base de: belemnites, gastrópodos y restos de troncos. La orientación bimodal a 180° entre sí es recurrente en la mayoría de los niveles medidos. En cuanto a valores absolutos (azimut), el par 0° - 180° ha sido el valor preferencial relevado, pero en ciertos niveles se ha obtenido el par 45° - 225° o similar. Esto indicaría la presencia de flujos oscilatorios en la conformación de estos depósitos (Figura 64).

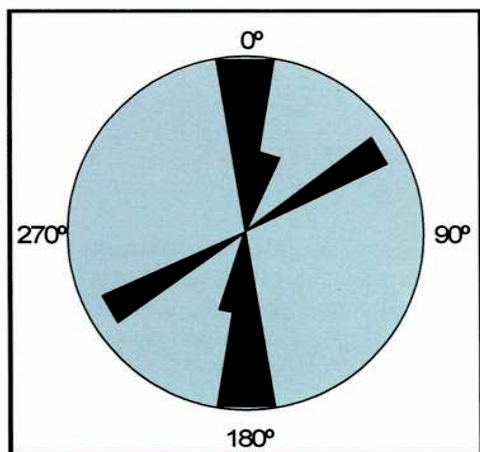


Fig. 64: Diagrama de roseta con distribución de paleocorrientes a partir de belemnites, gastrópodos y restos de troncos. Observar 2 direcciones bimodales preferenciales: 0° - 180° (principal) y 45° - 225° (secundaria).

En sección, perpendicular al plano de estratificación, el arreglo, dado mayoritariamente por pelecípodos y grifeidos ya que son los más abundantes, es principalmente concordante y subordinadamente oblicuo. En ciertos niveles se pueden encontrar pelecípodos formando nidos o pilas, siendo más común en estos últimos que las valvas se dispongan convexas hacia arriba que convexas hacia abajo (Figura 65).



Fig. 65: Lente de arenisca bioclástica de 6 cm de espesor, compuesta, casi exclusivamente, por finas valvas de pelecípodos. Observar apilamiento -stacking- de valvas, en disposición convexa hacia arriba hacia el sector derecho de la imagen.

La posición de las conchillas, especialmente de braquiópodos y bivalvos, cóncava hacia arriba o convexa hacia arriba es importante para comprender los procesos que tuvieron lugar en la formación de los depósitos (Figura 66). Las valvas convexas hacia arriba indican un transporte tractivo, al igual que las convexas hacia abajo (Clifton y Boggs, 1970). La diferencia entre ambas radica en que las convexas hacia arriba y fragmentadas señalan un transporte por corrientes de alta energía; mientras que las convexas hacia abajo apuntan a un sepultamiento rápido, sin la posibilidad de una posterior reorientación. Esto soporta la idea de un retrabajo mecánico, no siendo estas concentraciones de carácter biogénico. Cuando la orientación de las valvas es indistintamente convexa hacia arriba o hacia abajo, y a esto se le suma una buena preservación de conchillas (baja erosión del material, poca fragmentación y baja abrasión y redondez), se podría inferir que el sepultamiento fue rápido, vinculado a un evento de tormenta, y el retrabajo mecánico se dio en zonas cercanas a la posición original.

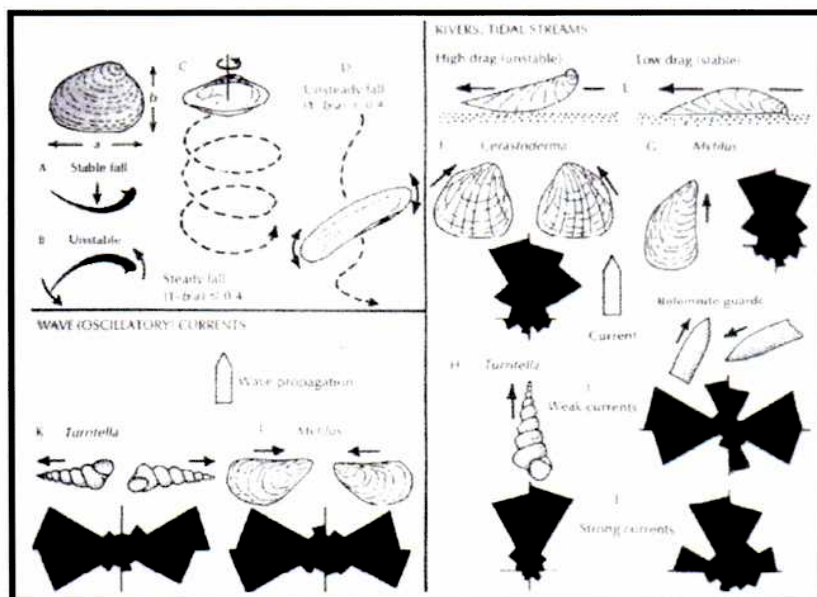


Fig. 66: Esquema que resume el comportamiento durante el transporte y acumulación de conchillas representativas. Tomado de Allen (1990).

Otro factor que brinda información en la comprensión de los procesos actuantes es la disposición oblicua de los fósiles, observables en el presente relevamiento (aunque es ampliamente más recurrente la disposición concordante) en bivalvos y gastrópodos. Ha sido interpretado por Futturer (1982) como resultado de la actividad de flujos oscilatorios. Sin embargo, Kidwell y Bosence (1991) proponen que los bioclastos oblicuos indicarían la intervención de flujos combinados con componente oscilatoria y unidireccional antes que puramente oscilatorios, propios de procesos de tormenta.

A partir de las características estudiadas y expuestas, se interpretan a estas concentraciones fósiles como concentraciones politépicas (diversos tipos fósiles), de evento (episodios de acumulaciones breves y únicos), sedimentológicas (los bioclastos tienen el comportamiento similar al de una partícula) y parautóctona (no hay evidencias de transporte fuera del hábitat original, sólo retrabajo).

CICLICIDAD

Si tomamos en cuenta que los factores que controlan el depósito en una cuenca sedimentaria son: 1) aporte sedimentario, 2) subsidencia y levantamiento tectónico y 3) eustatismo, se observa a través del registro estratigráfico que los cambios pueden haber ocurrido en forma repetitiva dando lugar a ciclos.

En todo dispositivo cíclico, a escala de estrato, hay un módulo estratigráfico que se repite. A este módulo se lo denomina ciclo *básico* o *elemental*, y se compone de tres o más términos litológicos que se repiten ordenadamente. Se diferencian los ciclos *completos*, donde aparecen todos los términos litológicos definidos, de los *incompletos*, a los que le falta/n algún/os término/s. Pueden faltar términos superiores (ciclos truncados), intermedios (ciclos parciales) o basales. Puede darse la falta de términos superiores e intermedios; superiores y basales; intermedios y basales; o superiores, intermedios y basales (todos estos agrupados bajo el término híbridos).

La Figura 67 muestra los rangos y escalas de los ciclos (basado en Einsele, 1992) en función de su duración:

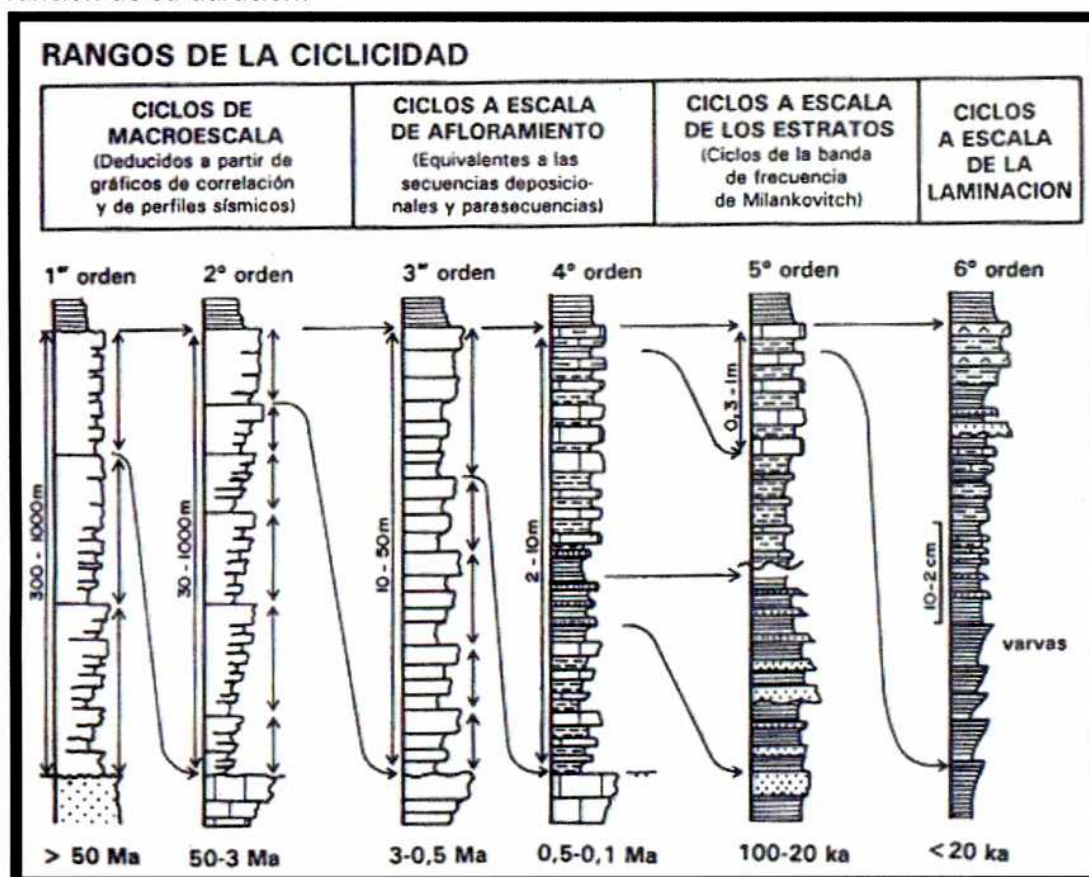


Fig. 67: Clasificación de ciclicidad según los rangos y escalas, con indicación del intervalo de tiempo de recurrencia y campos de reconocimiento. De Vera Torres (1994), sobre clasificación de Einsele (1992).

Ciclicidad en la Formación Bardas Blancas

Los mecanismos de carácter autocíclico y los procesos involucrados en la conformación de los depósitos de tormenta dentro de una plataforma marina, poseen la capacidad de transportar en un corto período importantes cantidades de arena a lo largo de decenas de kilómetros desde la línea de costa hacia mar adentro (Dott y Bourgeois 1982). Esto genera un desequilibrio del medio estable, dejando como evidencia de dicho proceso un patrón granulométrico, de estructuras sedimentarias y disposición característico e identificable; algo análogo a lo que sería la 'secuencia

de *Bouma* para turbiditas (Brenchley, 1989). La recurrencia de este proceso en un ambiente afectado por tormentas da como resultado la superposición de ciclos sucesivos que, al ser examinados en detalle, permiten reconstruir la historia de dichas acumulaciones.

El *ciclo básico* o *elemental* para la Formación Bardas Blancas está caracterizado por los componentes que definen una tempestita. Los términos correspondientes son, de base a techo (Figura 68):

- i. conglomerado fino o arenisca bioclástica
- ii. arenisca masiva o con laminación paralela de alto régimen
- iii. arenisca con estratificación entrecruzada tipo "*hummocky*" (HCS) o "*swaley*" (SCS)
- iv. arenisca con estratificación planar de bajo ángulo
- v. arenisca con laminación paralela
- vi. limolitas laminadas

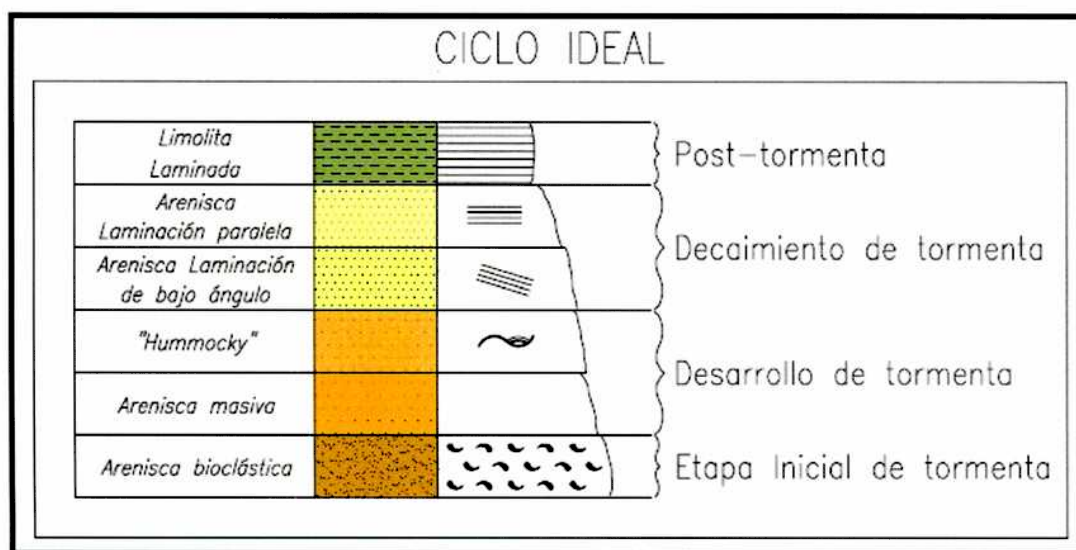


Fig. 68: Ciclo ideal con los términos que componen una tempestita y su interpretación ambiental asociada.

La base del evento de tormenta se inicia comúnmente con superficies erosivas de los depósitos infrayacentes, por lo general de granulometría fina a muy fina, pudiendo contener intraclastos de dicha formación y granulometrías más gruesas como sabulitas o conglomerados (**Litofacies A-B**). La base, y en especial las morfologías cóncavas, suelen concentrar conchillas y detritos de conchillas desarticuladas y fragmentadas que fueron acarreadas por las corrientes generadoras (**Litofacies E**). Esto conforma el depósito inicial del ciclo, definiendo un *lag* erosivo. Por encima se ubican depósitos arenosos finos a medios, frecuentemente con estructura masiva que se vinculan genéticamente a depositación por suspensión a partir de corrientes que transportaron el material en un inicio (**Litofacies D**) (Cheel y Leckie, 1993). Estas dos etapas componen la primera fase del evento de tormenta (inicial y comienzo del desarrollo), dada por el transporte de arena desde la costa hacia la plataforma y lugar de depositación.

En la fase de desarrollo de la tormenta se ubican los depósitos de areniscas con HCS y SCS, que corresponden al retrabajo del material, aportado en la fase previa, por acción de las corrientes oscilatorias y unidireccionales en el ámbito de depositación (**Litofacies F-G**) (Brenchley, 1989). Es habitual que este depósito contenga superposición de superficies de 2^{do} orden (*sensu* Dott y Bourgeois, 1982) e incluso de 1^{er} orden, muchas veces indistinguibles unas de otras, que delimitan cada una un evento de tormenta individual. Procurar reconocer la presencia de amalgamación en areniscas con HCS es importante para intentar estimar la frecuencia de los eventos de tormenta y, de este modo, obtener un patrón de su duración y periodicidad (Brenchley *et al.*, 1993).

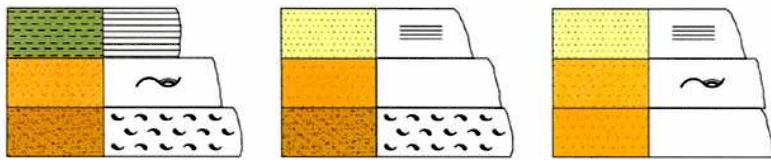
Cuando la intensidad de la tormenta declina se depositan por encima de las areniscas con HCS y SCS, areniscas finas a muy finas con estratificación planar de bajo ángulo (**Litofacies F**), laminación paralela y/o laminación entrecruzada (**Litofacies H-I-J**). Esta fase está dada por un debilitamiento de las corrientes oscilatorias que genera un retrabajo temporal del sedimento a baja intensidad, sumado a la contribución de corrientes unidireccionales encargadas del transporte del material (Brenchley, 1989).

La presencia de areniscas limosas con ondulitas de oleaje y de pelitas bioturbadas por encima (**Litofacies L**) marcan el último estadio del evento de tormenta y el retorno a condiciones normales de buen tiempo. Los depósitos finos suelen ser de carácter masivo, pero en ciertos casos pueden presentar laminación paralela o fina laminación entrecruzada. Sin embargo, la intensa actividad faunística suele obliterar las estructuras primarias y borrar su contacto basal (**Litofacies K**) (Dott y Bourgeois, 1982).

En la Formación Bardas Blancas se han reconocido dos órdenes de ciclos, ambos de carácter *autocíclico*, que según clasificación de Einsele (1992) definen:

Ciclos de 4^{to} orden: se trata de 54 ciclos asimétricos, granodecrecientes e incompletos. Son ciclos observables a escala estrato y constituidos por diversos tipos litológicos. Tienen un espesor que varía entre 0.60 m los más delgados a 1.5 m los más espesos, con una media que ronda el metro. Espesores excepcionales, mayores a 3 m, se presentan producto de intensa amalgamación entre areniscas y corresponden a la suma de ciclos superpuestos. Se reconocieron 14 clases de ciclos, basándose en la disposición y términos presentes, que definen ciclos: truncados, parciales, con ausencia de términos basales e híbridos (Figura 69).

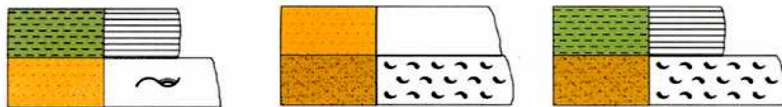
CICLOS



Ciclo A

Ciclo B

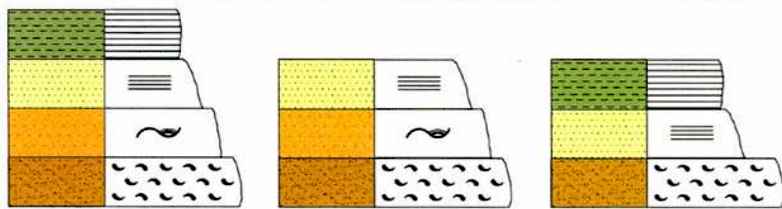
Ciclo C



Ciclo D

Ciclo E

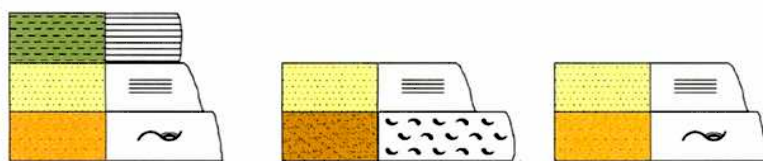
Ciclo F



Ciclo G

Ciclo H

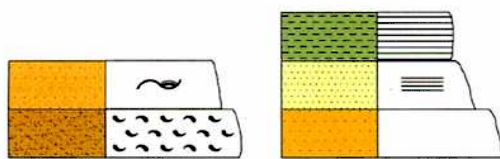
Ciclo I



Ciclo J

Ciclo K

Ciclo L



Ciclo M

Ciclo N

CICLO IDEAL

Limolita laminada		Post-tormenta
Arenisca laminación paralela		Decaimiento de tormenta
Arenisca laminación de bajo ángulo		Desarrollo de tormenta
"Hummocky"		Desarrollo de tormenta
Arenisca masiva		Desarrollo de tormenta
Arenisca bioclástica		Etapa inicial de tormenta

Fig. 69: Esquema de ciclos incompletos de 4^{to} orden reconocidos en la Formación Bardas Blancas: truncados, parciales, con ausencia de términos basales e híbridos. Acompaña esquema de ciclo ideal como referencia.

El ciclo más recurrente es el A (ciclo parcial), donde por encima de las areniscas bioclásticas (**Litofacies E**), yacen las areniscas con estratificación entrecruzada de tipo "hummocky" (**Litofacies F**) y las limolitas laminadas (**Litofacies L**). El espesor promedio de este tipo de ciclo es de 1 m.

También se reconocieron ciclos donde faltan términos intermedios (ciclos parciales F, G e I); otro donde faltan los términos superiores (ciclo truncado E), y otro donde faltan términos basales (ciclo J).

Ciclos híbridos son el: B, H, K, M (ausencia de términos intermedios y superiores) (Figura 70); C y L (ausencia de términos basales y superiores) y D y N (ausencia de términos basales e intermedios).



Fig. 70: Ciclo híbrido M de 4^{to} orden compuesto por areniscas bioclásticas y HCS. Corresponde a un intervalo del ciclo III de 3^{to} orden.

Dott y Bourgeois (1982), que fueron quienes definieron la secuencia idealizada de una tempestita, puntualizan que omisiones (por ejemplo ciclos truncados) o expansiones (por ejemplo amalgamación de areniscas con HCS) de esta idealización son habituales. E incluso, que estas tempestitas, definidas como incompletas, son más comunes que la ideal. La importancia de esta generalización radica en proveer una herramienta de comparación mostrando los rasgos que se esperaría encontrar si todo proceso dejase un registro.

Combinaciones relativas de suministro de arena, tasa local de influjo terrígeno al mar, distancia a la costa, profundidad, amplitud de mareas, productividad del *benthos*, y frecuencia, duración y magnitud de las tormentas deben ser todas consideradas como variables que pueden dar cuenta de la presencia/ausencia de cada componente (Dott y Bourgeois, 1982).

Teniendo en cuenta esto, y a partir del estudio de las variaciones de los ciclos encontrados respecto a la secuencia ideal, se puede obtener información sobre los procesos y mecanismos que afectaron la depositación.

De este modo, los ciclos que comienzan con una componente de arenisca con HCS (y por encima, tanto una arenisca planar de bajo ángulo, como una arenisca con laminación paralela y/o limolitas laminadas) como los que comienzan con una arenisca con laminación paralela (con ídem componentes por arriba) tienen un origen común, siendo estos últimos variaciones laterales y gradacionales de los primeros (Dott y Bourgeois, 1982). La diferencia radica en que los ciclos que comienzan con areniscas con laminación paralela representan un grado de agitación producto del oleaje no lo suficientemente severo como para remover el fondo, pero sí capaz de suspender considerable cantidad de material fino. La depositación simplemente cubre un fondo más bien llano sin la presencia de "*hummocks*".

Del mismo modo, ciclos que comienzan con un *lag* bioclástico, reflejan un proceso de alta energía inicial producto del transporte de arena desde la playa hacia la plataforma por parte de flujos de relajación y la re-depositación de su fauna en un medio parautoctono en intensa interacción con el fondo marino (Vera Torres, 1994).

Por otro lado, ciclos que comienzan con areniscas con estratificación entrecruzada en artesa o entrecruzada de bajo ángulo, representarían erosión de unidades con HCS en zonas aledañas y el transporte tractivo de arena a áreas adyacentes (Dott y Bourgeois, 1982).

El rasgo más conspicuo y característico en el afloramiento de la Formación Bardas Blancas estudiado en el río Potimalal es la sucesión de paquetes amalgamados (hasta 6 m de espesor), los que no permiten distinguir superficies de 1^{er} orden de las de 2^{do} orden, necesarias para discriminar eventos deposicionales individuales.

Dott y Bourgeois (1982) definieron 4 tipos de amalgamación en areniscas con HCS a partir de discriminadores de superficies de 1^{er} orden (Figura 71). De este modo, identificaron: i) recortes laterales de capas pelíticas, ii) truncamiento de perforaciones de organismos dentro de una secuencia homogéneamente bioturbada, iii) *lags* de guijas, conchillas y/o excepcionalmente detritos con mica y plantas, y iv) truncamientos tortuosos.

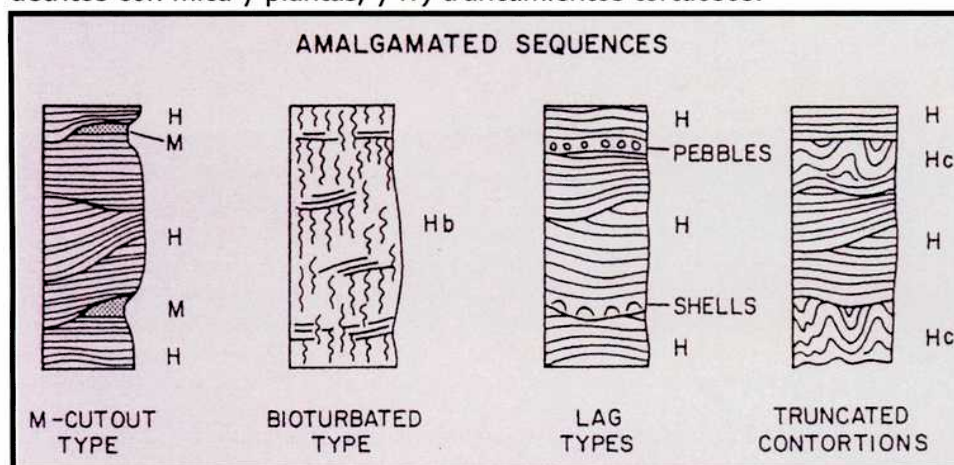
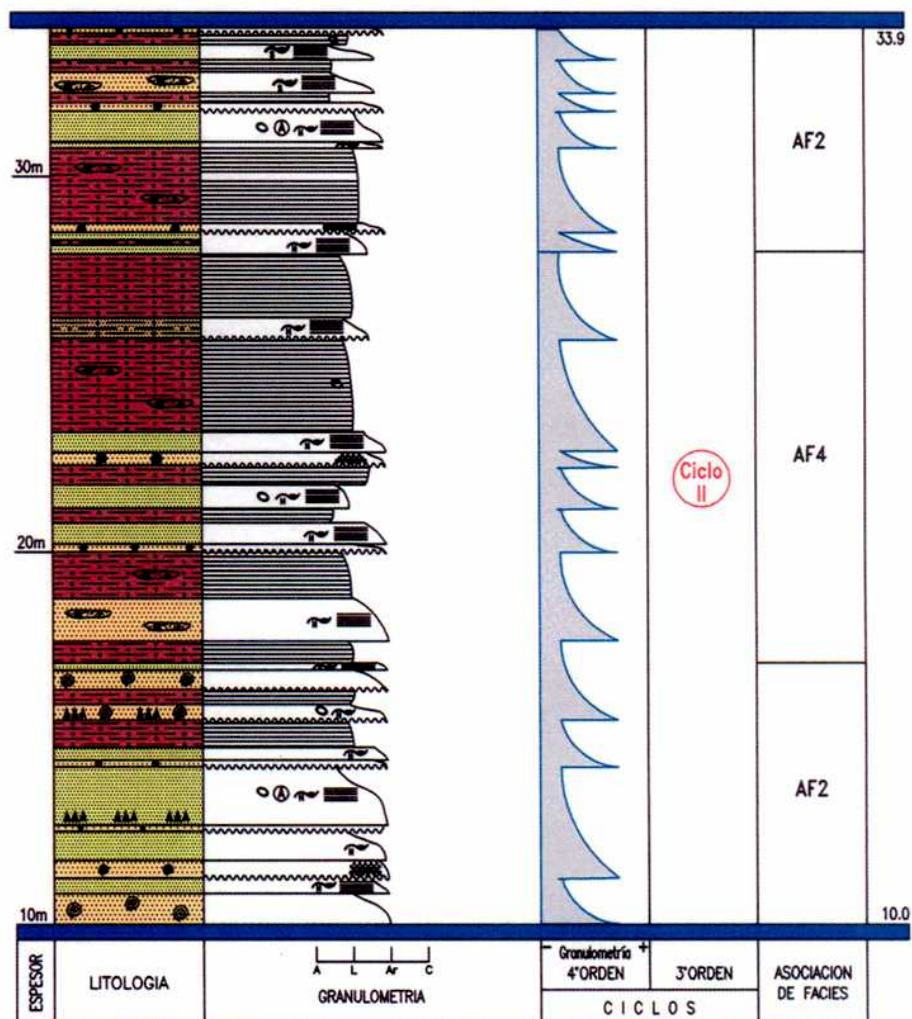
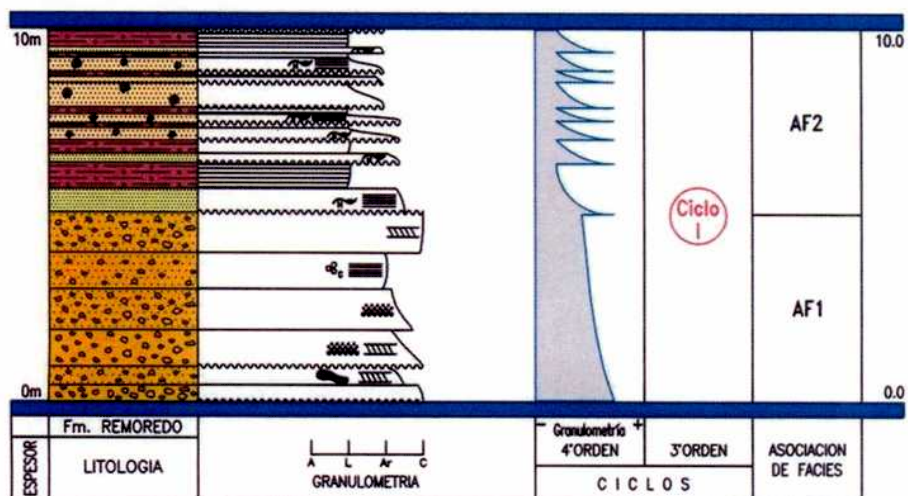


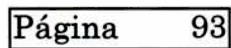
Fig. 71: Tipos de amalgamación en depósitos de areniscas con HCS. De Dott y Bourgeois (1982).

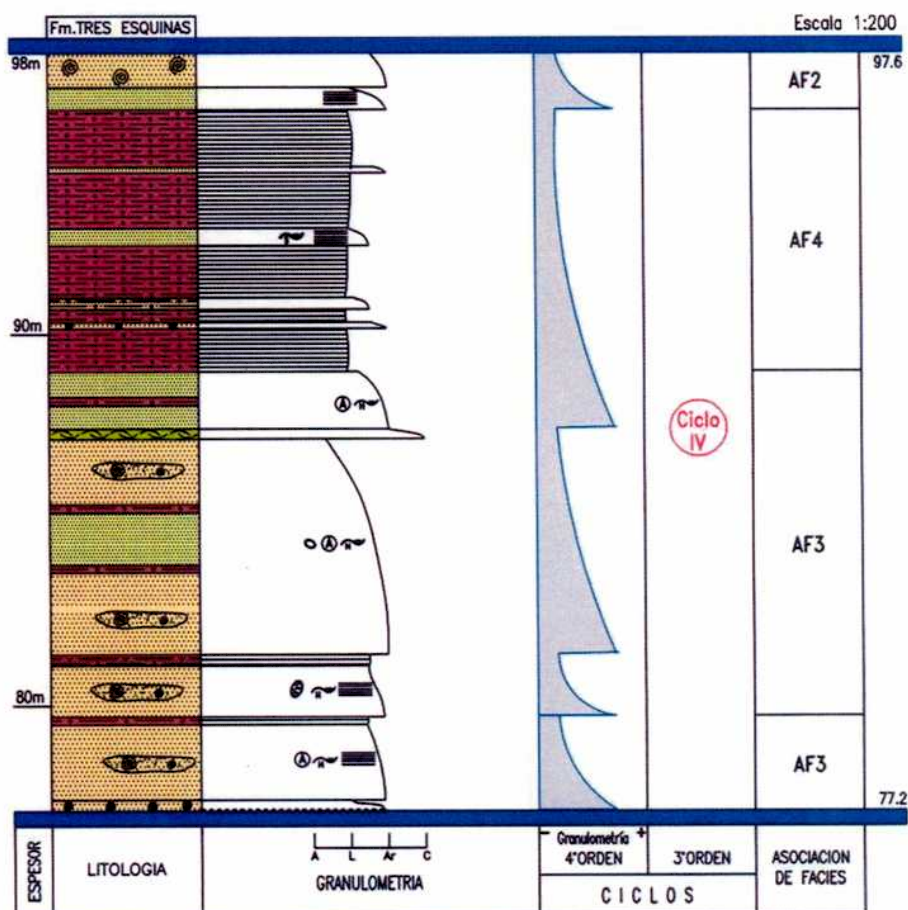
La amalgamación presente en la Formación Bardas Blancas se asocia, principalmente, a indicadores de 'tipo *lags*'. Es decir, superficies de detritos de una tonalidad levemente más oscura con conchillas fragmentadas, guijarros, briznas de plantas y/o presencia de mica. Lamentablemente, este no es un indicador de correspondencia unívoca, como sí lo son los otros previamente definidos, para la identificación de superficies de 1^{er} orden, ya que también pueden presentarse en superficies de 2^{do} orden o incluso en las de 3^{er} orden (Dott y Bourgeois, 1982). Por esta razón, cuando la determinación del orden de estas superficies no es evidente, hay que valerse de otros indicadores lateralmente vinculados y también presentes, aunque con menor frecuencia, en el afloramiento, como son el tipo 'recorte de capa pelítica' o el tipo 'bioturbado'.

Cuando sí se revela evidente la presencia de superficies de 1^{er} orden (más o menos erosivas dependiendo de la intensidad del suceso) en capas amalgamadas, la frecuencia de superposición de eventos individuales es alta, pudiendo diferenciar varias decenas de ellos dentro de un mismo banco. Esto indicaría una profundidad de aguas relativamente someras (ya definido en Asociaciones de facies como [AF3]: "shoreface" medio a inferior y zona de plataforma interna), donde la capacidad para remover sedimento se dio en forma cuasi continua y probablemente sumado a un régimen de tormentas alto. Lo que no es posible determinar es, si en este contexto, la depositación durante condiciones normales no tuvo lugar o toda evidencia en el registro fue erosionada producto de las tormentas que sobrevinieron a cada evento.

- Ciclos de 3^{er} orden: se trata de 4 ciclos cuyos espesores son, de base a techo: 10.0 m, 23.9 m, 43.3 m y 20.4 m (Figura 72). A cada ciclo se le han asignado las asociaciones de facies que lo caracterizan. Esto ha permitido definir las variaciones en los arreglos litofaciales arealmente distribuidos a partir de su disposición vertical (secuencias de facies) y obtener así una fuerte vinculación con su evolución ambiental y tecto-sedimentaria.







REFERENCIAS

Litología

- | | |
|----------------------------|--------------------------------------|
| Conglomerado | Lentes de areniscas bioclásticas |
| Arenisca fina | Lentes de conglomerados bioclásticos |
| Arenisca media bioclástica | Pavimento de pectínidos |
| Arenisca limosa | Intraclastos |
| Limolita | Nidos conglomerádicos |
| Lentes de areniscas | |

Fósiles

- | | |
|-------------|-------------------|
| Amonites | Restos vegetales |
| Bivalvos | Restos de troncos |
| Gastrópodos | Trazas fósiles |
| Pelecípodos | |

Estructuras Sedimentarias

- | | |
|--|--------------------------|
| Estratificación entrecruzada tabular planar | Imbricación |
| Estratificación entrecruzada tipo "Hummocky" (HCS) | Escape de fluidos |
| Estratificación entrecruzada tipo "Swaley" (SCS) | Estructura "Plato-Pilar" |
| Laminación paralela | Concreciones |
| Gradación normal | Nódulos silíceos |
| Gradación inversa | Amalgamación |

Contacto

- | | |
|---------|-------|
| Erosivo | Plano |
|---------|-------|

Superficies

- | |
|---------------------|
| Límite de secuencia |
|---------------------|

Fig. 72: Ciclos de 3^{er} y 4^{to} orden reconocidos en la Formación Bardas Blancas [Escala 1:200] y sus Asociaciones de facies ([AF1] a [AF4]).

Cada ciclo de 3^{er} orden refleja cambios dentro de un ambiente de plataforma afectada por tormentas que van desde escenarios de alta energía, con la consiguiente depositación de areniscas fuertemente amalgamadas por la acción de flujos combinados, y que por lo general se ubican hacia la base de cada ciclo, a condiciones de moderada a baja energía evidenciadas por la depositación de material fino, cuando la influencia del oleaje sobre el lecho es mínima, y frecuentemente ubicadas hacia el tope. Esto define un arreglo primario/elemental grano y estrato-decreciente.

Los ciclos estudiados exhiben un arreglo que, de base a techo, marca la disminución de energía en un medio subáqueo de plataforma producto del incremento paulatino de la profundidad, que abarca desde el "shoreface" medio a superior ([AF1]), hasta la plataforma externa ([AF4]), pasando por condiciones intermedias de "shoreface" inferior y plataforma interna ([AF2] y [AF3]). De este modo, la presencia de areniscas amalgamadas en la base de cada ciclo de 3^{er} orden, seguidas de areniscas con bajo grado de amalgamación e intercalaciones limolíticas en el sector medio, y limolitas/arcilitas finas hacia el tope, se interpreta como la profundización relativa del medio marino (plataforma) evidenciando un arreglo transgresivo. Las condiciones de alta energía del ambiente al inicio de cada ciclo que suprayacen a depósitos pelíticos del ciclo precedente (Figura 73), responden a un descenso relativo del nivel del mar (*relative base level drop*), por lo que los ciclos estudiados quedan definidos por límites de secuencias ("sequence boundaries" *sensu* Vail *et al.*, (1991)) que determinan secuencias deposicionales.

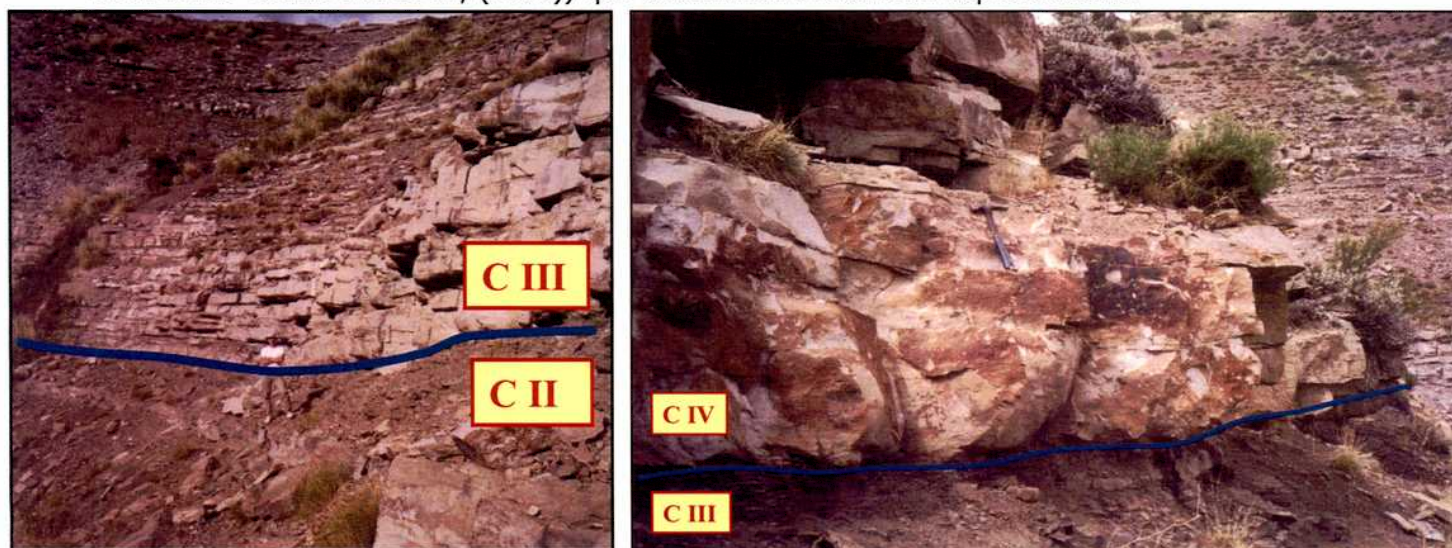


Fig. 73: Límite entre ciclos de 3^{er} orden. Observar el marcado contraste facial al pasar del ciclo inferior (limolitas laminadas con restos vegetales y abundantes trazas de *Chondrites*) al ciclo superior (areniscas con HCS amalgamadas y presencia de trazas de *Skolithus* y *Thalassinoides*).

Al observar en detalle los paquetes estudiados, también pueden presentarse arreglos puntuales de menor envergadura, que le otorgan a estos depósitos un carácter agradacional o incluso grano y estrato-creciente, probablemente debido a pequeñas oscilaciones relativas de las variables que condicionaron la depositación (aporte sedimentario, subsidencia y eustatismo) dentro de un esquema general transgresivo.

De hecho, en ciertos ciclos, especialmente en el II, III y IV, los bancos de areniscas que no sufrieron amalgamación, o que sí la sufrieron pero pueden reconocerse los "depósitos primarios"; es decir, aquellos que genéticamente se relacionan con los procesos encargados de acarrear el sedimento desde la línea de costa y depositarlos en su lugar, previo al retrabajo por acción del oleaje, no suelen variar considerablemente su espesor, siendo siempre inferiores al metro, con una media que ronda los 30 cm. Esta superposición de bancos de similares características puede constituir espesores totales de más de 2 m.

Por lo tanto, en estos casos, parecería que las condiciones del medio no se comportaron 'monótonamente' hacia un arreglo estrictamente transgresivo, sino que imperó una componente agradacional que tuvo, en especial durante ciertos períodos, más importancia de lo que *a priori* podría presumirse analizando únicamente la disposición general de los depósitos.

Es importante hacer notar que dentro de cada ciclo se intercalan bancos pelíticos de diverso espesor. Éstos, reflejarían las condiciones del *background* entre los eventos de tormenta e indicarían que la conformación de cada ciclo individual de 4^{to} orden, o al menos muchos de ellos, se habría producido en un contexto de plataforma predominantemente limo-arcillosa.

La estimación de la profundidad absoluta de la plataforma en la que estos depósitos tuvieron lugar y las variaciones batimétricas reflejadas por el rango de facies de cada ciclo, es difícil de definir. Es sabido (Komar *et al.*, 1972; Hickey *et al.*, 1986) que la acción del oleaje puede mover sedimento hasta profundidades de 200 m y el retrabajo puede ocurrir hasta los 100 m; pero ante la ausencia de evidencias concretas, como ser un muestreo repetitivo y confiable de estructuras indicativas como por ejemplo ondulitas de oleaje, no es posible estimar la longitud de onda y el período de las olas. Consecuentemente, tampoco su profundidad (Allen, 1981).

Sin embargo, un cambio repetido que va de depósitos de areniscas amalgamadas del "shoreface" a depósitos de plataforma externa, implica un cambio batimétrico sustancial. Conclusión que además se soporta en las variaciones verticales de diversidad, abundancia y composición taxonómica de las asociaciones de trazas fósiles.

Respecto a la edad de la Formación Bardas Blancas para la zona de estudio, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) y posteriormente Sanci (2005), teniendo en cuenta la presencia de amonites como *Podegrosiceras* sp., *Zurcheria groeberi*, *Sonninia* cf. *S. espinnazitensis* y *Sonninia* sp.; y bivalvos tales como *Meleagrinella* cf. *M. echinata*, *Vaugonia argentinica* (Jaw.), *Palaeonucula* sp., *Grammatodon sparsicosta* (Gottsche), *Entolium* sp. y *Pleuromya* sp. entre otros, le otorgan una edad que abarca desde el Toarciano temprano hasta el Bajociano temprano. De este modo, el relevamiento estudiado comprende un período de aproximadamente 15 Ma (184 Ma – 169 Ma).

ANÁLISIS SECUENCIAL Y EVOLUCIÓN AMBIENTAL

Vail *et al.* (1987) han definido la *estratigrafía secuencial* como "la metodología que permite definir un cuadro cronoestratigráfico a escala global basándose en la datación precisa de las líneas tiempo, jalonadas por discordancias, de origen eustático, que limitan las unidades genéticas del depósito". Es un método sintético que ha sido desarrollado por Vail y sus colaboradores (Vail *et al.*, 1977, 1987, 1991; Haq *et al.*, 1987; Van Wagoner *et al.*, 1988; y otros) a partir del análisis de perfiles sísmicos y de la observación en campo de las relaciones geométricas entre los conjuntos de estratos genéticamente relacionados (unidades genéticas) y las unidades cronoestratigráficas, intentando establecer un gráfico lo más detallado posible en el que se reconstruyan los ciclos eustáticos.

En el estudio de la Formación Bardas Blancas se definieron 4 ciclos de profundización, siendo estos de 3^{er} orden según la clasificación de Einsele (1992) y determinándose sus respectivas *secuencias* en el sentido de Vail *et al.* (1991) (Figura 74).

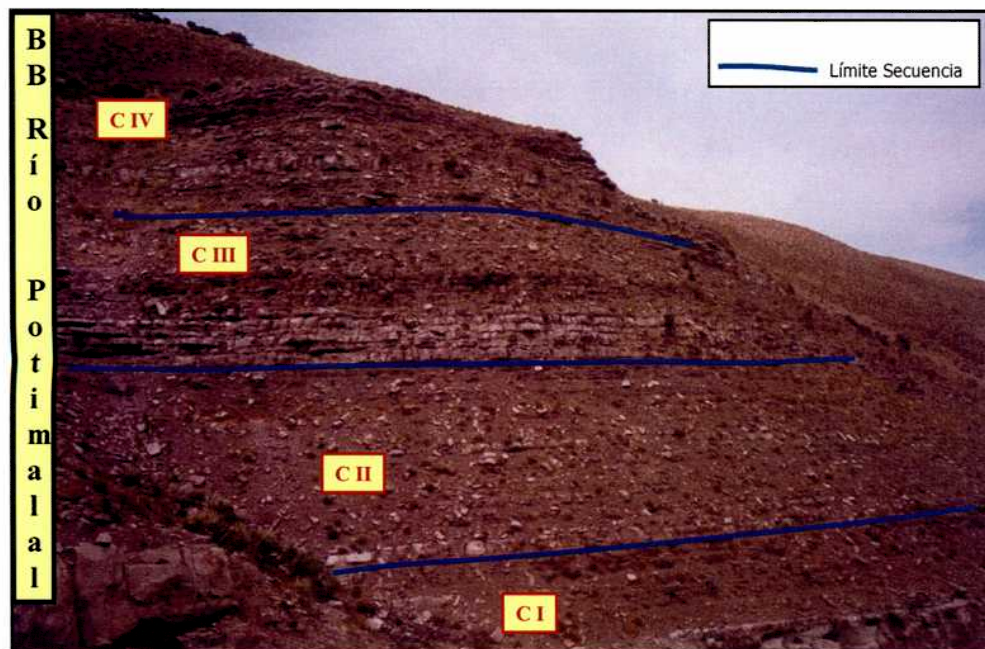


Fig. 74: Panorámica del perfil relevado en el río Potimalal para la Formación Bardas Blancas detallando ciclos de 3^{er} orden.

Teniendo en cuenta la polaridad de las secuencias, han podido definirse lotes que conforman un arreglo retrogradacional (*sensu* Van Wagoner *et al.*, 1988). Aquí, las secuencias características de facies más distales, conforme avanza el tiempo, muestran una migración hacia el borde de cuenca, evidenciando una tasa de aporte de sedimentos menor a la tasa de acomodación (subsistencia y eustatismo) disponible para ese período. El arreglo interno con superposición transgresiva ("retroescalonada" *sensu* Gulisano (1981)) denota un sistema deposicional sub-balanceado, donde la base de la secuencia marina es más joven cuanto más cerca del borde de cuenca se la encuentre, limitada por la configuración estructural de los bloques rotados que afectó al Grupo Choiyoi y su posterior relleno inicial: Formación Remoredo (Figura 75).

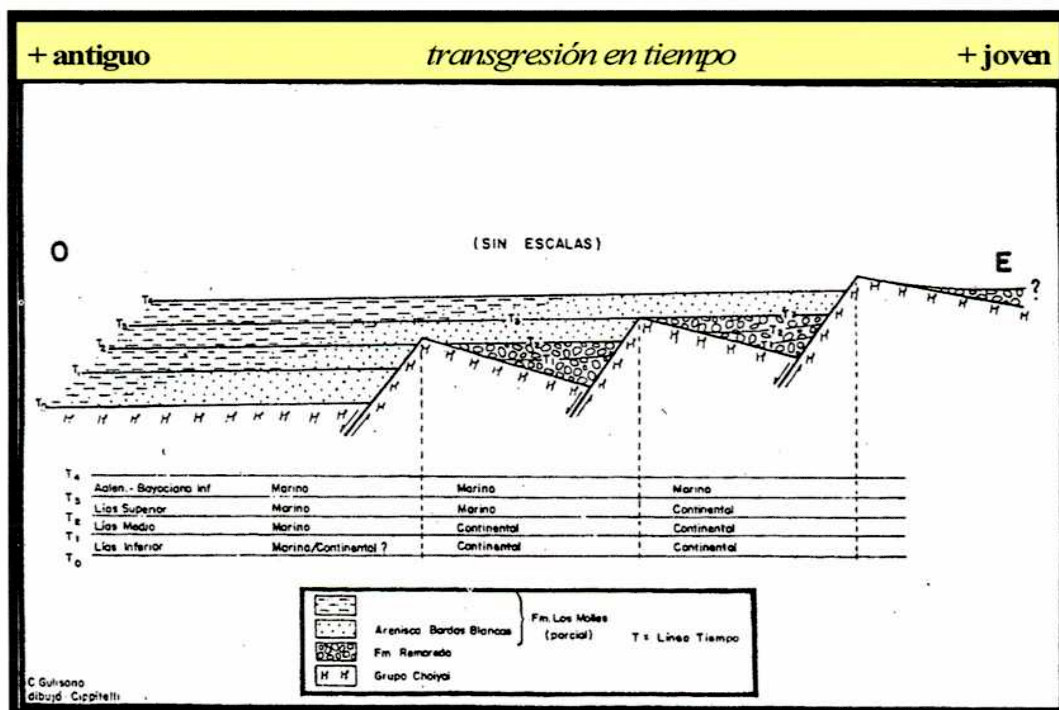
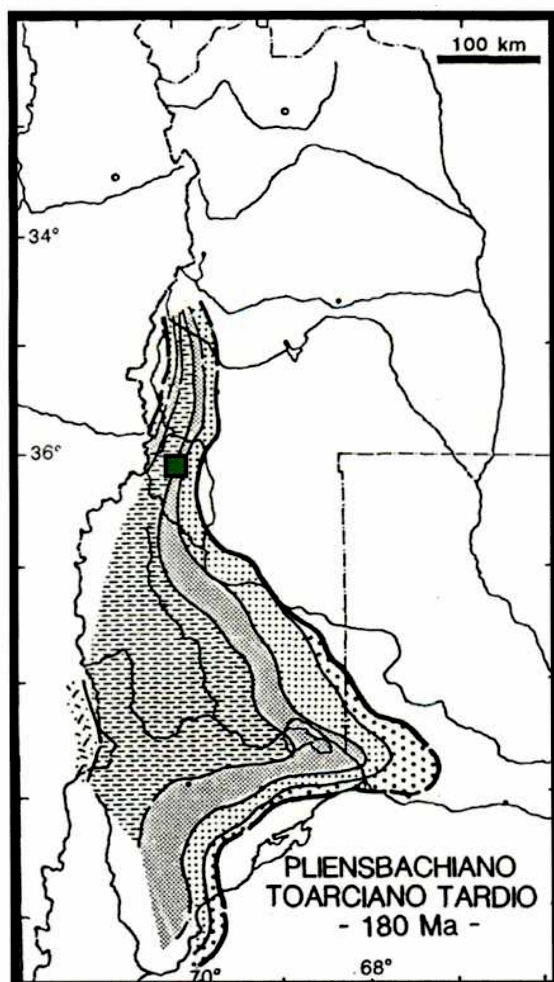


Fig. 75: Esquema tectosedimentario oeste-este imperante durante el Liásico-Dogger Inferior en el borde oriental de la cuenca Neuquina para el sector surmendocino. Tomado y modificado de Gulisano (1981).

Subsiguientemente, se demarca para la zona de estudio en el período que abarca la Mesosecuencia Cuyo Inferior (Formación Bardas Blancas y Formación Tres Esquinas) un arreglo de *onlap* costero, de carácter netamente transgresivo, donde la tasa de aporte derivada del antepaís sudamericano fue muy inferior a la capacidad de acomodación sedimentaria y donde varios autores (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta *et al.*, 1993), singularizan el efecto combinado que adicionó la subsidencia regional de tipo térmico (fase de SAG), al ascenso eustático global característico del Jurásico temprano (Uliana y Biddle, 1988).

En la parte central de la cuenca el mar ingresa rápidamente hacia el sur, expandiéndose hacia el este en tiempos cada vez más jóvenes. El proceso transgresivo hacia el sur y hacia el engolfamiento neuquino se desarrolló con facilidad y rapidez, dando como resultado una gran cobertura areal. En cambio, en la zona norte de la cuenca, la configuración de la cubeta sedimentaria dificultó el progreso de la transgresión hacia el este, tornándolo lento y arealmente restringido (Gulisano, 1981). Así es que el alto estructural de Bardas Blancas se vio inundado 'recién' en el Toarciano medio (Riccardi y Gulisano, 1990), mientras que en Neuquén occidental se registran depósitos asignados a la Mesosecuencia Cuyo de edad pliensbachiana. Esto evidencia cuán dificultosa fue la transgresión hacia el perímetro oriental, asumiendo una dirección de inundación desde el noroeste (Rosenfeld y Volkheimer, 1980). El progreso hacia el antepaís, convirtiéndose en los sectores póstumos en ser anegados, perdura hasta el Bajociano en la parte austral de la provincia de Mendoza (Gulisano, 1981) (Figura 76).

Ya Yrigoyen (1979) documentó que presumiblemente durante el transcurso del Aaleniano-Bajociano se habría producido un clímax de inundación y el conjunto de fosas aisladas del Triásico Superior y Jurásico Inferior (Mesosecuencia *Precuyo*) habrían sido reemplazadas por una cubeta sedimentaria única, con polaridad sedimentaria este-oeste.



Posteriormente, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) levantaron perfiles y realizaron correlaciones entre las zonas de río Potimalal-arroyo La Vaina, Bardas Blancas y arroyo Loncoche (dirección suroeste-noreste) (Figura 77). Se observa el mismo patrón arriba descrito, dado por una profundización de la cuenca hacia el oeste, donde los más de 80 m de arcilitas oscuras estratificadas que evidencian sedimentación en ambientes marinos de plataforma externa y centro de cuenca asignadas a la Formación Tres Esquinas en el río Potimalal, no están presentes a unos 20 kilómetros al noreste en la localidad de Bardas Blancas y tampoco en Arroyo Loncoche, distante 30 kilómetros al noreste de Bardas Blancas. La Formación Tres Esquinas forma parte del mismo evento transgresivo en el que tuvo lugar la Formación Bardas Blancas, correspondiendo ésta, a su facies marginal (Gulisano, 1981; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; 1995) (Figura 78).

Fig. 76: Reconstrucción paleogeográfica para el Plensbachiano-Toarciano tardío (circa 180 Ma). Observar la facilidad con la que el mar anegó zonas del engolfamiento neuquino y la porción sur de la cuenca, contrariamente a lo que sucedió hacia el norte, en la provincia de Mendoza. Se demarca zona de estudio. Tomado y modificado de Legarreta y Uliana (1999).

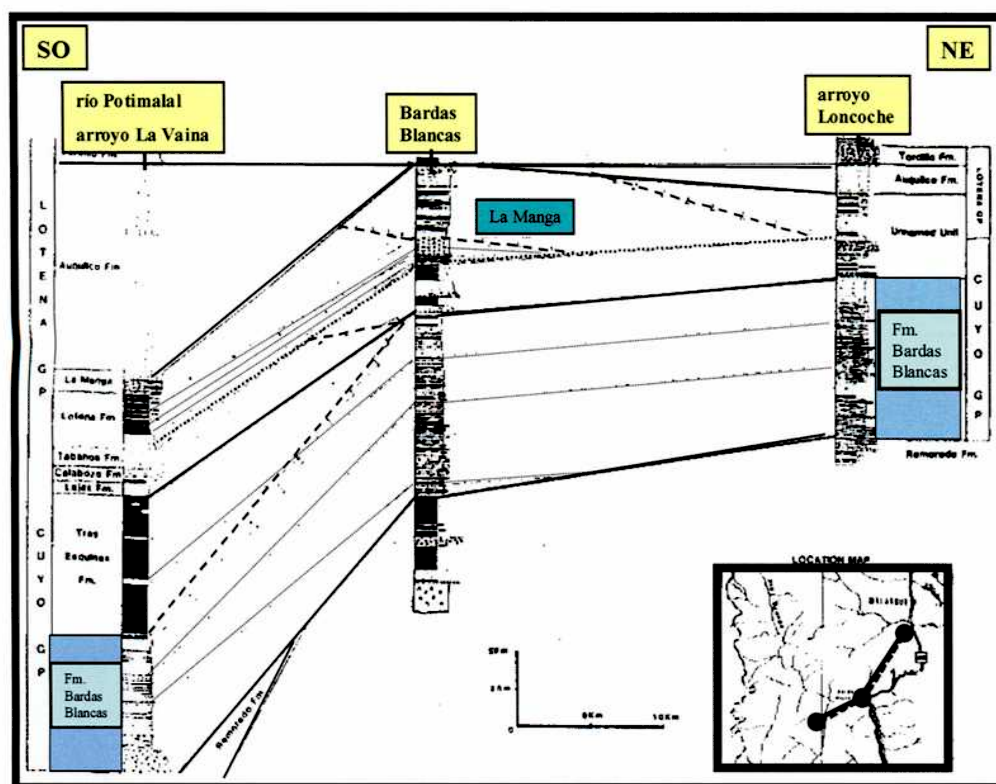


Fig. 77: Correlación de secciones estratigráficas en dirección suroeste-noreste para el Grupo Cuyo, en el sur mendocino. Tomado y modificado de Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995).

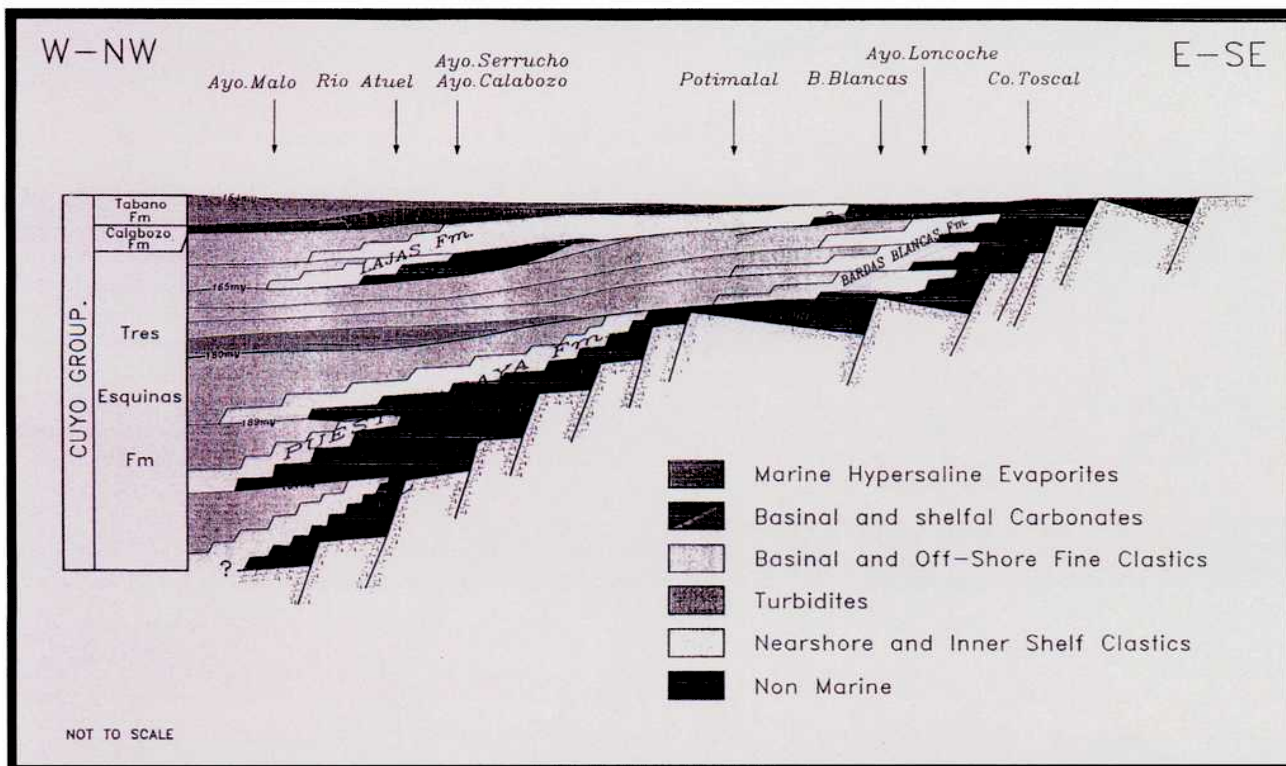


Fig. 78: Diagrama esquemático ONO-ESE de las principales secuencias deposicionales para los grupos Precuyo y Cuyo en la provincia de Mendoza. Para la Formación Bardas Blancas, observar el engranaje lateral con las pelitas euxínicas de la Formación Tres Esquinas y el arreglo interno granodecreciente de cada secuencia definiendo sucesiones de profundización que, conforme avanza el tiempo, migran hacia el borde de cuenca (retrogradacionales). Tomado y modificado de Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994).

CONCLUSIONES

- A partir del análisis sedimentológico y estratigráfico para las Formaciones Remoredo y Bardas Blancas aflorantes en el área de estudio, se determinaron las siguientes litofacies:
 - Formación Remoredo
 - Arenisca media a fina, masiva o laminada
 - Arenisca tobácea media a gruesa
 - Fangolita tobácea
 - Arenisca gruesa a sabulítica
 - Formación Bardas Blancas
 - Ortoconglomerado polimíctico
 - Arenisca gruesa a sabulítica con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) e intercalaciones de lentes conglomerádicas
 - Arenisca gruesa con laminación paralela
 - Arenisca fina masiva (Sm)
 - Arenisca bioclástica fina a media
 - Arenisca media a fina con estratificación entrecruzada tipo "*hummocky*" (HCS)
 - Arenisca media con estratificación entrecruzada tipo "*swaley*" (SCS)
 - Arenisca fina con laminación paralela (SI)
 - Arenisca fina a limosa laminada
 - Arenisca fina a media laminada
 - Limolita intensamente bioturbada
 - Limolitas laminadas
- La Formación Remoredo está conformada por componentes eminentemente piroclástico-volcánicos y clásticos continentales, que ambientalmente se vinculan a ríos entrelazados areno gravosos con cambios en el estado de flujo, en un ambiente de abanico aluvial medio a distal y una red distributaria propia de depósitos de canal y su planicie arenosa y fangosa asociada. Y un ambiente más distal de un sistema restringido, donde la red fluvial distributaria desembocó en un medio lacustre de características hidrológicas variables con la presencia de una planicie fangosa o barreal constituida por las facies de depósitos más finos que se interestratifica con las facies de areniscas que representarían los rellenos de cauces de mediana a alta sinuosidad que atravesaron esta planicie. Estos depósitos están relacionados a depocentros relativamente desconectados en una etapa de *synrift* de la cuenca (Triásico Superior a Jurásico Inferior).
- El Conglomerado Basal descrito para la Formación Bardas Blancas marca la discontinuidad regional que media entre el *synrift* Precuyano (Formación Remoredo) y el *posrift* Cuyano (Formación Bardas Blancas).
- El ambiente en el que tuvo lugar la depositación de la Formación Bardas Blancas corresponde a una plataforma marina con influencia de oleaje y afectada por eventos de tormenta.
- Las litofacies de la Formación Bardas Blancas se agruparon en función de su vinculación espacial y genética. Así, se definieron 4 asociaciones de facies ([AF1] a [AF4]) que fueron

utilizadas para reconstruir la historia sedimentaria y establecer los sub-ambientes en las cuales se depositaron. Estos elementos deposicionales han sido clasificados como: i) "shoreface" medio a alto, ii) "shoreface" medio a inferior, iii) plataforma interna y iv) plataforma externa.

- A través del estudio de las trazas fósiles presentes en los depósitos de la Formación Bardas Blancas pudieron definirse 2 icnofacies, que luego fueron utilizadas para inferir condiciones del medio y paleoambientes particulares. Así es que para los depósitos asociados a períodos de tormenta se reconoció la icnofacies de *Skolithus*, y para los de inter-tormenta, la icnofacies de *Cruziana*.
- La litofacies de areniscas bioclásticas finas a medias fue analizada a partir de su fértil contenido paleontológico. De este modo pudieron determinarse concentraciones fosilíferas que, según el enfoque adoptado, se definieron como: concentraciones politípicas (diversos tipos fósiles), de evento (episodios de acumulaciones breves y únicos), sedimentológicas (los bioclastos toman un comportamiento similar al de una partícula) y parautóctona (no hay evidencias de transporte fuera del hábitat original, sólo retrabajo).
- La Formación Bardas Blancas evidenció un patrón cíclico, determinándose ciclos de 3^{er} y 4^{to} orden, según clasificación de Einsele (1992), ambos de carácter *autocíclico*.
- Respecto a los de 4^{to} orden, se trata de 54 ciclos asimétricos, granodecrecientes e incompletos, habiéndose definido el *ciclo básico* o *elemental* a aquel caracterizado por los componentes que definen una tempestita proximal. Se reconocieron 14 clases, basándose en la disposición y términos presentes: truncados, parciales, con ausencia de términos basales e híbridos. La disposición y alternancia de los términos presentes en cada ciclo, y por consiguiente de los ciclos mismos, responde a la alternancia de períodos de tormenta (evento) e inter-tormenta (condiciones normales).
- Con relación a los de 3^{er} orden, se trata de 4 ciclos cuyos espesores son, de base a techo: 10.0 m, 23.9 m, 43.3 m y 20.4 m. Cada ciclo refleja cambios dentro de un ambiente de plataforma afectada por tormentas que van desde escenarios de alta energía, con la consiguiente depositación de areniscas fuertemente amalgamadas por la acción de flujos combinados y que por lo general se ubican hacia la base de cada ciclo, a condiciones de moderada a baja energía evidenciadas por la depositación de material fino, cuando la influencia del oleaje sobre el lecho fue mínima, y frecuentemente ubicadas hacia el tope. Esto definió un arreglo primario/elemental grano y estrato-decreciente.
- Los ciclos estudiados exhibieron un arreglo que, de base a techo, marca la disminución de energía en un medio subáctico de plataforma producto del incremento paulatino de la profundidad, que abarca desde el "shoreface" hasta la plataforma externa. De este modo, la presencia de areniscas amalgamadas en la base de cada ciclo de 3^{er} orden, seguidas de areniscas con bajo grado de amalgamación e intercalaciones limolíticas en el sector medio, y limolitas/arcilitas finas hacia el tope, se interpreta como la profundización relativa del medio marino (plataforma) evidenciando un arreglo transgresivo.
- Las condiciones de alta energía del ambiente al inicio de cada ciclo que suprayacen a depósitos pelíticos del ciclo precedente, responden a un descenso relativo del nivel del mar, por lo que los ciclos estudiados quedan definidos por límites de secuencias que determinan, a su vez, secuencias deposicionales.

- Teniendo en cuenta la polaridad de las secuencias, se definieron lotes que conforman un arreglo retrogradacional. Las secuencias características de facies más distales, conforme avanzó el tiempo, muestran una migración hacia el borde de cuenca, evidenciando una tasa de aporte de sedimentos menor a la tasa de acomodación (subsistencia y eustatismo) disponible para ese período.
- El arreglo interno con superposición transgresiva ("retroescalonada") denota un sistema deposicional sub-balanceado, donde la base de la secuencia marina es más joven cuanto más cerca del borde de cuenca se la encuentre, limitada por la configuración estructural de los bloques rotados que afectó al Grupo Choiyoi y su posterior relleno inicial: Formación Remoredo.
- El *onlap* costero, con una tasa de aporte del antepaís muy inferior a la capacidad de acomodación, definió un arreglo transgresivo que se profundiza hacia el suroeste de la cuenca. De este modo, la Formación Tres Esquinas formó parte del mismo evento transgresivo en el que tuvo lugar la Formación Bardas Blancas, correspondiendo ésta, a su facies marginal.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer a la Facultad de Cs. Exactas y Naturales (FCEyN) perteneciente a la Universidad de Buenos Aires (UBA) y al departamento de Cs. Geológicas y sus respectivos docentes por haberme formado durante todos estos años.

Esta tesis fue realizada con fondos del proyecto UBACyT X-133.

En especial deseo agradecer al Dr. Ricardo M. Palma, profesor de varias materias durante mi cursada y director del presente trabajo, aportando orientación y valoración en cada instancia.

A la Lic. Graciela Bressán y al Lic. Diego Kietzmann por toda su ayuda. Al Dr. Pablo Pazos por su colaboración en la descripción paleontológica y de cortes delgados. Y a LCV por su asistencia en la preparación de los cortes.

A los lugareños de Malargüe, Bardas Blancas y arroyo La Vaina, por su hospitalidad y ayuda desinteresada a cada momento durante la salida al campo.

A mis compañeros de facultad, con quienes compartí todo tipo de vivencias.

A mis compañeros de trabajo, por el apoyo ofrecido en todo momento y por estimular a mi realización como profesional. En especial, a la Lic. Claudia Peraldo, por toda la ayuda brindada y al Dr. Damián Strier por la lectura del trabajo, aportes y comentarios.

Al Dr. Alfredo Kargieman, por su apoyo y valoración.

A mis amigos y seres queridos, por su compañía.

Y por último, a mis padres y hermanos, incondicionales y apuntaladores.

BIBLIOGRAFÍA

Trabajos citados y/o consultados

- Aguirre Urreta, M. A., A. Concheyro, M. Lorenzo, E. Ottone y P. F. Rawson, 1999. Advances in the biostratigraphy of Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 150, p: 33-47.
- Aigner, T., 1982. Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW- Germany). En Einsele, G. y Seilacher, A. (ed.), *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, p: 180-198.
- Aigner, T., 1985. Storm depositional systems. *Lecture notes on Earth Sciences*, v. 3, p: 174, Springer Verlag, Berlin.
- Aigner, T., H. Hagdom, y R. Mundlos, 1978. Biohermal, biostromal and storm-generated coquinas in Upper Muschelkalk. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, v. 157, p: 42-52.
- Aigner, T. y H. Reineck, 1982. Proximity trends in modern sands from the Heligoland Bight (north Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana maritima*, v. 14, p: 183-215.
- Allen, J., 1990. Taphonomy (Transport-hydrodynamics, Fossil concentrations). En Briggs y Crowther (eds.), *Paleobiology: a synthesis*, Capítulo III. p: 227-243. Blackwell Scientific Publication.
- Allen, P. A. 1981. Some guidelines in reconstructing ancient sea conditions from wave ripplemarks. *Mar. Geol.*, 43, M59-M67.
- Alvarez, P. 1997. Evolución estratigráfica y tectónica del Jurásico de la Alta cordillera de San Juan. Doctoral thesis, Universidad de Buenos Aires, (unpublished), 375 p.
- Alvarez P., M. B. Aguirre Urreta, E. Godoy y V. Ramos, 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' - 34° 00' LS). VIII Congreso Geológico Chileno, v. 1, p: 425-429, Antofagasta.
- Arnott, R. W. y Southard, J., 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p: 211-219.
- Auboin, J. y V. A. Borrello, 1966. Chaînes alpines et chaînes Andines: regard sur la géologie de la cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine moyenne. *Bulletin Société Géologique France 7° Serie*, VIII, p: 1050-1070. París.
- Baldi, J. E., R. M. Ferrante, V. D. Ferrante, y R. H. Martínez, 1984. Estructuras en bloque y su importancia petrolera en el ámbito mendocino de la cuenca neuquina. IXo Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas IV: 153-161, Buenos Aires.

- Ballent, S.C., 1987. Foraminíferos y Ostrácodos del Jurásico Inferior de Argentina Rev. del Museo de La Plata, Pal. IX-53, Argentina.
- Banerjee, I., 1981. Storm lag and related facies of the bioclastic limestone of the Eze-Aku Formation (Turonian), Nigeria. *Sedimentary Geology*, v. 30, p: 133-147.
- Bathurst, R. G. C., 1964. The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall. En Imbrie, J. y Newell, N. (eds.), *Approaches to Palaeoecology*, p: 357-376.
- Bloos, G., 1982. Shell beds in the Lower Lias of Southern Germany facies and origin. En Einsele, G. y Seilacher, A. (ed.), *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, p: 223-239.
- Bodenbender, G., 1892. Sobre el terreno jurásico y cretácico en los Andes argentinos entre los ríos Diamante y el río Limay. Academia Nacional de Ciencias. Boletín XIII; p: 5-44, Buenos Aires.
- Böhm, E., 1937. Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Liásico en el sur de la provincia de Mendoza, Boletín de Informaciones Petroleras. Año XIV, N° 151, v. 18, p: 21-30.
- Böhm, E., 1938. Informe planogeológico-topográfico en escala 1:25.000 de la zona del río Atuel-río Salado. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito). Buenos Aires.
- Bonaparte, J. F., 1973. Edades/Reptiles para el Triásico de Argentina y Brasil, 5º Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires, 1972): 93-128.
- Bonaparte, J. F., 1978. El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. Opera Lilloana (Tucumán), 26, 596 pp.
- Bourgeois, J., 1980. A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: The Cape Sebastian Sandstone (upper Cretaceous), southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p: 681-702.
- Brenchley, P. J. 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern geology*, v. 9, p: 369-396.
- Brenchley, P. J., 1989. The Late Ordovician extinction. In Donovan, S. K. (ed.), *Mass extinctions: processes and evidence*. Columbia University Press, New York: 104-132.
- Brenchley, P. J., y G. Newell, 1970. Flume experiments on the orientation and transport of models and shell valves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 7, p:185-220.
- Brenchley, P. J., R. K. Pickerill y S. Stromberg, 1993. The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland. *Sedimentology*, v. 40, p: 359-382.
- Brenner, R. L. Y D. K. Davies, 1973. Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 84, p: 1685-1697.

- Brett, C. E., 1990. Destructive taphonomic processes and skeletal durability. En *Paleobiology: A synthesis* (Ed. Briggs y Crowther) Blackwell Scientific Publication. p: 583.
- Brett, C. E. y G. C. Baird, 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaos*, v. 1, p: 207-227.
- Brown, L. F., y Fisher, W. L., 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 26, 213-248.
- Burckhardt, C., 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillère Argentino- Chilienne. Museo de La Plata, *Anales, Sección Geología y Mineralógica* 2, p: 1-136, La Plata.
- Burgess, P., S. Flint, y S. Johnson, 2000. Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata: An example from Jurassic strata of the Neuquén basin, Argentina. *Geological Society of American Bulletin*, v. 112, n° 11, p: 1650-1666.
- Caminos, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, (20) 3, p: 351-392, Buenos Aires.
- Carbone, C., 1988. Sismoestratigrafía del Grupo Cuyo inferior en la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*. 3 época, v. 16, p: 67-87.
- Carozzi, A. V., Bercowski, F., Rodríguez Schelotto, M., Sánchez, M. y Vonesch, T, 1981. Estudio de microfacies de la Formación Chachao (Valanginiano), provincia de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, *Actas II*: 545-565.
- Cazau, L. y M. Uliana, 1972. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. V Congreso Geológico Argentino. *Actas II*, p: 131-163, Buenos Aires.
- Chang, K. H., 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, p: 1544-1552.
- Cheel, R. J., 1991. Grain fabric in Hummocky cross-stratified storm beds: genetic implication. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61 (1), p: 102-110.
- Cheel, R. J., y D. A. Leckie, 1993. Hummocky cross-stratification. En Wright, V.P. (ed), *Sedimentology Review*, n° 1. Blackwell Scientific Publications, p: 103-122.
- Clifton, H. E., 1971. Orientation of empty pelecypod shells and shell fragments in quiet water. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 41, p: 671-682.
- Clifton, H. E. y S. Boggs Jr., 1970. Concave-up pelecypod (psephidia) shells in shallow marine sand, Elk River Beds, southwestern Oregon. *Journal Sedimentary Petrology*, v. 40, p: 888-897.
- Collinson, J. D y Thompson, D. B., 1982. *Sedimentary structures*. G. Allen & Unwin, 194 pp. Londres.

- Concheyro, A. y G. Sagasti, 1999. Lower Cretaceous calcareous nannofossils of Agrio Formation, Mendoza Province, Argentina. Boletín del 5° Simposio sobre el Cretácico, p: 359-365. Brasil.
- Crousse, L., 2005. Características y Evolución del ambiente depositacional de la Formación La Manga (Jurásico Superior), Sierra Azul, Cuenca Neuquina, Mendoza. Trabajo final de Licenciatura. Buenos Aires. Inédito.
- Cruz, C. E., 1993. Facies y Estratigrafía Secuencial del Cretácico Superior en la zona de Río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Actas I: 46-54.
- Damborenea, S., 1987. Early Jurassic bivalvia of Argentina, Part 1 : Stratigraphical introduction and Superfamilies Nuculanaceae, Arcacea, Mytilacea and Pinnacea. Palaeontographica, Vol. 199, Nos. 1-3, p. 23-11.
- Damborenea, S., 1996. Palaeogeography of Early Jurassic bivalves along the southeastern pacific margin. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de hidrocarburos, Actas V, p: 151-167. Buenos Aires.
- Datta, B., S. Sarkar y A. Chaudhuri, 1999. Swaley cross-stratification in medium to coarse sandstone produced by oscillatory and combined flows: examples from the Proterozoic Kansapathar Formation, Chhattisgarh Basin, M. P. India. Sedimentary Geology 129, p: 51-70.
- Davidson, M. J. y Vicente, J. C., 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina), (Cordillera Principal, 35° a 35°15' Latitud Sur). V Congreso Geológico Argentino. Actas 5: 11-55.
- Davies, D. J., E. N. Powell y R. J. Staton Jr., 1989. Relative rates of shell dissolution and net sediment accumulation. A commentary: can shell beds form by the gradual accumulation of biogenic debris on the sea floor? Lethaia, v. 22, p: 207-212.
- De Ferrariis, C. I. C., 1947. Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. Asociación Geológica Argentina. Revista 2 (3), p: 256-283.
- Dellapé, D. A., C. Mombrú, G. Pando, A. G. Riccardi, M. A. Uliana, y G. E. G. Werstemann, 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay - Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas lotenianas. Obra del Centenario del Museo de La Plata 5, p: 81-105, La Plata.
- Delpino, D. H. y Bermúdez, A., 2005. Actualización, homogeneización y digitalización de la geología y estructura del área extraandina (Pie Sierra externo) y el área marginal entre 35°30' y 36°30' S del sector sur-mendocino de la Cuenca Neuquina. Neuquén. Inédito.
- Dessanti, R. N., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. Escala 1:200.000. Boletín N° 139. Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires.

- Dessanti, R. N., 1978. Descripción geológica de la Hoja 28b, Malargüe, Provincia de Mendoza. Boletín N° 149. Servicio Nacional Minero Geológico. Buenos Aires.
- Digregorio, J. H., 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. VII Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Naturales del Neuquén, Relatorio, p: 37-67.
- Digregorio, J. H., M. Uliana, 1980. Cuenca Neuquina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, V. II, p: 985-1032.
- Digregorio, J. H., C. A. Gulisano, A. R. Gutiérrez Pleimling, y S. Minitti, 1984. Esquema de evolución geodinámica de Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. IX Congreso Geológico Argentino. Actas II, p: 147-163. San Carlos de Bariloche.
- Dodd, J. R., 1966. Processes of conversion of aragonite to calcite with examples from the Cretaceous of Texas. Journal of Sedimentary Petrology, v. 36 (3), p: 733-741.
- Dott, R. H., 1983, The Proterozoic red quartzite enigma in the north-central U.S. – resolved by plate collision?: Geological Society of America Memoir 160, p. 129-141.
- Dott, R. H. Y J. Bourgeois, 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequence. Geological Society of American Bulletin, v. 93, p: 663-680.
- Driscoll, E. G., 1967. Attached epifauna-substrate relations. Limnol. Oceanogr. 12: 633-641.
- Driscoll, E. G., 1970. Selective bivalve shell destruction in marine environments, a field study. Jour. Sed. Petrology, v. 40, p: 898-905.
- Duke, W. L., 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. Sedimentology, v. 32, p: 167-194.
- Duke, W. L., 1990. Geostrophic circulation on shallow marine turbidite currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline system. Journal of Sedimentary Petrology, v. 60, p: 870-883.
- Duke, W. L., R. Arnott y R. Cheel, 1991. Shelf sandstone and HCS: new insights on a stormy debate. Geology, v. 19, p: 625-628.
- Dumas, S., Arnott, R. W. C. y Southard, J. B., 2005. Experiments on Oscillatory-Flow and Combined-Flow Bed Forms: Implications for Interpreting Parts of the Shallow-Marine Sedimentary Record. Journal of Sedimentary Research, v. 75 no. 3; p. 501-513
- Einsele, G., 1992. Sedimentary Basins. Evolution, facies and sediment budget. Springer-Verlag, New York, 628 pp.
- Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A., 1991. (Editors.). Cycles and events in Stratigraphy. Springer Verlag, 955 pp. Berlín.
- Eller, M. G., 1981. The red chalk of eastern England: a Cretaceous analogue of Rosso Ammonitico, Rome. Edizioni Technoscienza. Rosso Ammonitico Symp. Proc, p: 207-231.
- Fagerstrom, J. A., 1964. Fossil communities in paleoecology: their recognition and significance. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 75, p: 1197-1216.

- Fagerstrom, J. A., 1987. The Evolution of Reef Communities. 592. New York: Academic Press.
- Fagerstrom, J. A., 1991. Reef-building guilds and a checklist for determining guild membership. *Coral Reefs* 10: 47-52.
- Fantín, J., 2006. Geología y Estructura del flanco oriental de la Sierra Azul y del Sinclinal de Quechuvil, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito.
- Farinati, E. y C. Zavala, 1995. Análisis tafonómico de moluscos y análisis de facies en la serie holocena del Río Quequén Salado, provincia de Buenos Aires, Argentina. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas, p: 117-122. Trelew.
- Folk, R. L., 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 4, p: 40-53.
- Fossa Mancini, E., 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 15 (171): 31-95. Buenos Aires.
- Frey, R. W., 1990. Trace fossils and hummocky cross-stratification, Upper Cretaceous of Utah. *Palaios*, v.5, p: 203-218.
- Frey R. W., S. Pemberton y T. Saunders, 1990. Ichnofacies and bathymetry, a passive relationship. *Journal of Paleontology*, v. 64 (1), p: 155-158.
- Freytes, E., 1969. Estratigrafía y relaciones de contacto de afloramientos del Grupo Choiyoi ('Serie porfirítica') en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa (Inédito), Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 79 p.
- Fürsich, F. T., 1978. The influence of faunal condensation and mixing on the preservation of fossil benthic communities. *Lethaia*, v. 11, p: 243-250.
- Fürsich, F. T., 1979. Genesis environments and ecology of Jurassic hard-grounds, N. Jb. Geol. Palaont. Abh, 155; p: 1-63.
- Fürsich, F. T., 1982. Rhythmic bedding and shell bed formation in the upper Jurassic of east Greenland. En Einsele, G. y Seilacher, A. (ed.), *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, p: 208-222.
- Fürsich, F. T., 1990. Fossil concentrations and life and death assemblages. En *Paleobiology: A synthesis*. Briggs, D. y P. Crauther (eds.) Blackwell Scientific Publication. p: 235-238.
- Fürsich, F. T. y E. G. Kaufman, 1984. Palaeoecology of marginally marine sedimentary cycles in the Albian Bear River Formation of southwestern Wyoming (USA). *Paleontology*, v. 27, p: 501-536.
- Futturer E., 1982. Experiments on the distinction of wave and current influenced and shell accumulation. In: G. Einsele y A. Seilacher (eds.): *Cyclic and event stratification*, p: 175-179, Springer Verlag, Berlin.

- Galli, C., 1954. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila (Territorios Nacionales de Neuquén y Río Negro). Dirección Nacional de Minería, Buenos Aires, Informe inédito.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. Journal Geological Society London, 129, 93-131.
- Gerth, E., 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. Academia Nacional de Ciencias. Actas IX (1), p: 11-55, Córdoba.
- Gerth, E., 1925. La fauna neocomiana de la cordillera argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de ciencias. Actas IX (2), p: 57-122. Córdoba.
- Gerth, E., 1928. Beiträge zur Kenntnis der Mesozoischen Korallenfaunen von Südamerika. Leidsche Geol. Meded. 3 (1), p: 1-15.
- Gerth, E., 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre los ríos Grande y Diamante en el sur de la Provincia de Mendoza. Academia Nacional de ciencias. Actas X (2), p: 125-172, Córdoba.
- Ginsburg, R. N. y J. H. Schroeder, 1973. Growth and submarine fossilization of algal cup reef, Bermuda. Sedimentology, v. 20, p: 575-614.
- González Díaz, E. F. y L. E. Fauqué, 1993. Geomorfología. XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio I (17), p: 217-234.
- Greenwood, B. y D. Sherman, 1986. Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. Sedimentology, v. 33, p: 33-45.
- Groeber, P., 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección general de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 18, Serie B (Geología), p: 1-81, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 58, 109 p., Buenos Aires.
- Groeber, P., 1933. Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58, p: 1-110. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. Hoja ChosMalal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina I (3), p: 117-208. Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1, p: 1-174 (1980), Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947 (a y b). Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Sociedad Geológica Argentina II (4), p: 409-433. Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1, p: 1-174 (1980), Buenos Aires.

- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. Instituto de Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Revista (Ciencias Geológicas) I (5), p: 1-352. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1953. Ándico. En Geografía de la República Argentina, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA II (1), p: 349-351.
- Groeber, P., Stipanovic, P. N. y Mingramm, A.R.G., 1953. Jurásico. En: P.F.C. Groeber (ed.), Mesozoico, Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2: 143-347. Buenos Aires.
- Gulisano, C. A., 1981. Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino. Actas 3, p: 579-592. San Luis.
- Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R., 1994. Neuquén Basin, Neuquén Province. Field Trip Guidebook A. Proceedings of the 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology, Secretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires, Argentina, 1-111
- Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R., 1995. Field excursion B2. Middle Jurassic. The Jurassic of Neuquén Basin. B: Mendoza province, p: 63-103.
- Gulisano C. A., Pando, G. A., 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó. Departamento Collon Cura, Provincia de Neuquén. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas: 533-577.
- Gulisano, C. A., A. Gutiérrez Pleimling, y R. Digregorio, 1984a. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia de Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas I, p: 236-259, Buenos Aires.
- Gulisano, C. A., A. Gutiérrez Pleimling, y R. Digregorio, 1984b. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas I, p: 221-235, Buenos Aires.
- Hampson G. J. y J. E. A Storm, 2003. Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave dominated shoreface shelf parasequences. Sedimentology, v. 50, p: 667-701.
- Haq, B. U., J. Hardenbol y P. R. Vail, 1987. Chronology of fluctuating sea level since Triassic. Science N° 235, p: 1156-1166.
- Haller, M., Linares, E., Párica, P., Cagnoni, V., Ostera, H., Nullo, F. y Walker, G., 1988. Relaciones Sr^{87}/Sr^{86} de las volcanitas cenozoicas de la Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 5^{to} Congreso Geológico Chileno, 3: I / 77-89.
- Harms, J. C., 1975. Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. In Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. y Walker, R. G. Depositional Environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequence. Society Economy Paleontologist Mineralogist Short Course, N° 2, Lecture Notes, p: 81-102.

- Harms, J. C., J. B. Southard y R. G. Walker, 1982. Structures and sequences in clastic rocks. Society of Economical Paleontology and Mineralogy. Short course 9. New York.
- Hatlelid, W. G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG, Memoir 26: 49-212. Tulsa.
- Hayward, A. B. y Graham, R. H., 1989. Some geometrical characteristics of inversion. In M. A. Cooper y G. D. Williams (eds.) Inversion of Tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub., 44: 17-39.
- Herrero Ducloux, A., 1946. Contribuciones al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín Informativo Petrolero, Año XXIII (226), p: 245-281, Buenos Aires.
- Hervé, F., 1994. The Southern Andes between 39° and 44°S Latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In K. J. Reutter, E. Scheuber y P. J. Wigger, Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin, 249-261, Springer Verlag, Berlin.
- Hickey, B.M., E.T. Baker, and D. Kachel (1986). Suspended particle movement in and around Quinault Submarine Canyon. Mar. Geol., 71:35-83.
- Hinterwimmer, G. A. y Jáuregui, J. M., 1984. Análisis de facies de los depósitos de turbiditas de la Formación Los Molles en el sondeo Barda Colorada Este, Provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 5: 124-135. Buenos Aires.
- Howard y Reineck, 1981. Depositional facies of high energy beach to offshore sequence. Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, Memoir 65, p: 807-830.
- Huene, F., 1929. Los Saurisquios y Ornitisquios del Cretácico Argentino. Anales del Museo de La Plata (Serie 2) 3: 1-196.
- Hunter, R. y E. Clifton, 1982. Cyclic deposits and HCS of probable storm origin in upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. Journal of Sedimentary Geology, v. 52, p: 127-143.
- James, N. P., R. N. Ginsburg, D. S. Marzalek y P. W. Choquette, 1976. Facies and fabric specificity of early subsea cement in shallow Belize (British Honduras) reefs. Journal of Sedimentary Petrology, v. 46, p: 523-544.
- Johnson, H. D. y T. Baldwin, 1986. Shallow siliciclastic seas. En Reading, H. G. (ed.). Sedimentary environments and facies, p: 229-282. Blackwell Scientific Publication.
- Kamola D. L. y Van Wagoner J. C., 1995. Stratigraphy and Facies Architecture of Parasequences with Examples from the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation, Utah. Sequence stratigraphy of foreland basin deposits: outcrop and subsurface examples from the cretaceous of North America. Serie AAPG, Memoir 64, p: 27-54.
- Kauffman, E. G., 1986. High-resolution event stratigraphy: Regional and global Cretaceous bio-events. In O. Walliser, ed., Global Bioevents, Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 8, pp. 279-335. Berlin: Springer-Verlag.

- Keidell, J., 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales 4, p: 251-312, Buenos Aires.
- Kendall, A. C., 1985. Radial fibrous calcite: a reappraisal. The Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, p: 59-77.
- Kendall, A. C. y M. E. Tucker, 1973. Radial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate. Sedimentology, v. 20, p: 365-389.
- Kidwell, S., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. En Alison, P. A. y Briggs, D. E. (eds.), Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record. Topics in geobiology, v. 9, p: 195-248. Plenum Press. New York.
- Kidwell, S. y T. Aigner, 1985. Sedimentary dynamics of complex shell beds: implications for ecologic and evolutionary patterns. En Bayer, U. y Seilacher, A. (eds.), Sedimentary and Evolutionary Cycles. Springer Verlag, p: 382-395.
- Kidwell S., Bosence, D. W., 1991. Taphonomy and time averaging of marine shelly faunas. In: P. A. Allison y D. E. G. Briggs (eds): Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record. Topics in geobiology, v. 9, Plenum Press New York, p: 115-209.
- Kidwell, S., S. Holland, 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. Palaios, v. 6, p: 426-434.
- Kidwell, S., F. Fürsich, y T. Aigner, 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. Palaios, v. 1, p: 228-238.
- Kietzmann, D., 2007. Cicloestratigrafía y bioestratigrafía de la Formación Vaca Muerta, origen y frecuencia de su ritmicidad. Arroyo Loncoche – Malargüe, Mendoza. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 175 p., Buenos Aires.
- Kim, J. Y. y W. H. Heo, 1997. Shell beds and trace fossils of the Seogwipo Formation (Early Pleistocene), Jeju Island, Korea, Ichnos, v. 5, p: 89-99.
- Kokogian, D., L. Spalletti, E. Morel, A. Artabe, R. Martinez, O. Alcober, J. Milana, A. Zavattieri y O. Papú, 1999. Los depósitos continentales triásicos. Geología Argentina. O Anales 29 (15), p: 397-398, IGRM-SEGEMAR, Buenos Aires.
- Komar, P., R.H. Neudeck, and L.D. Kulm (1972). Observations and significance of deep-water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf, in Shelf Sediment Transport, Swift, Duane and Pilkey, eds., Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pa., pp. 601-619.
- Kozłowski, E. y J. Bladi, 1983. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras de la zona de Río Diamante y río Atuel. YPF Informe inédito.
- Kreisa, R., 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. Journal of Sedimentary Petrology, v. 51 (3), p: 823-848.

- Kreisa, R. y R. Bambach, 1982. The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. En Einsele, G. y Seilacher, A. (ed.), *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, p: 200-207.
- Lahee, E., 1927. The petroliferous belt in Central Western Mendoza, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 11 (3), p: 261-278, Tulsa.
- Lambert, R., 1956. Descripción Geológica de la Hoja 35b Zapala (Territorio Nacional de Neuquén). Dirección Nacional de Minería. Boletín Nº 83 : 192, Buenos Aires.
- Lanés, S. y R. M. Palma, 1993. Depósitos lacustres y oncoides de la sección media de la Formación Remoredo (Precuyano), valle del Río Grande, Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 48 (3-4), p: 317-322. Buenos Aires.
- Lanés, S. y R. M. Palma, 1998. Environmental implications of oncoids and associated sediments from the Remoredo Formation (Lower Jurassic) Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 140: 357-366.
- Lanés, S. y F. Salani, 1998. Petrografía, origen y paleoambiente sedimentario de las piroclastitas de la Formación Remoredo (Jurásico Temprano), Argentina (35°30'S-70°15'W). *Rev. geol. Chile*, dic. 1998, vol.25, no.2, p.141-152.
- Leanza, H. A., 1945. Amonites del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de la Sierra Azul en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Museo de La Plata, *Anales (Nueva Serie) Paleontología, sección A Paleozoología* 6. Molusca 1, p: 1-99, La Plata.
- Leanza, H. A., 1981. Formas de amonites del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de América del Sur, con especial consideración en Argentina. En: Volkheimer W. y Mussachio, E. (Eds.).
- Leanza, H. A., y C. A. Hugo, 1977. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 39° y 40°, Cuenca Neuquina Mendocina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 32 (4), p: 248-264.
- Leanza, H. y Zeiss, A., 1992. On the ammonite fauna of the Lithographic Limestones from the Zapala region (Neuquén province, Argentina), with the description of a new genus. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1, H.6: 1841-1850.
- Leckie, D. A. and L. F. Krystinik, 1989. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle shelf deposits? *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p: 862-870.
- Leckie, D. A. and Walker, R. G., 1982. Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada; *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Volume 66, no 2, pages 138-157.
- Legarreta, L., 1976. Análisis estratigráfico de la Formación Tordillo (Jurásico Superior) entre el río Salado y río Diamante, Provincia de Mendoza. República Argentina. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito.

- Legarreta, L. 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), Provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 197 p., Buenos Aires.
- Legarreta, L., 1986. Litogénesis de las secuencias depositacionales de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), Provincia de Mendoza. Primera Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes expandidos: 173-176.
- Legarreta, L., 1991. Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén Basin of West-Central Argentina: facies, architecture, depositional sequences, and global sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 70 (2-4), p: 209-240, Amsterdam.
- Legarreta, L. y C. Gulisano, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Terciario Superior- Terciario Inferior). En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad de Tucumán, Correlación Geológica Serie 6, p: 221-243, San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L. y E. Kozlowski, 1984. Secciones condensadas del Jurásico-Cretácico de los Andes del Sur de Mendoza: estratigrafía y significado tectosedimentario. IX Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas I, p: 286-297. Buenos Aires.
- Legarreta, L., y M. Uliana, 1991. Jurassic- Cretaceous oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *International Association of Sedimentology. Special Publication*, v. 12, p: 429-450. London.
- Legarreta, L. y M. Uliana, 1996. La sucesión jurásica en el centro-oeste de Argentina. Arreglo estratigráfico, secuencias y evolución paleogeográfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, p: 66-78.
- Legarreta, L. y M. Uliana, 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. *Geología Argentina. Anales* 29 (16), p: 399-432. IGRM-SEGEMAR, Buenos Aires.
- Legarreta, L., C. Gulisano, y M. Uliana, 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Hidrocarburos. *Relatorio* I (9), p: 87-114.
- Legarreta, L., Kozlowski E. y Boll A., 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 389-409.
- Lo Forte, G. y Pérez, D., 1991. Geología de la comarca del arroyo Relincho, Aconcagua, Mendoza, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 737-741.
- Longman, M. W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *Bulletin*, v. 64, p: 461-487.
- MacIntyre, J. G., 1977. Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panama. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.47, p: 503-516.

- Manceda R. y D. Figueroa, 1993. La inversión del rift mesozoico en la faja plegada y corrida de Malargüe, provincia de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III, p: 219-232.
- Manceda, R. y D. Figueroa, 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suárez y H. J. Welsink, Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p: 369-382.
- Manceda, R., N. Bolatti, y R. Manoni, 1992. Modelo estructural para la zona de Bardas Blancas. Boletín de informaciones petroleras. Tercera Época IX (31), p: 92-103. Buenos Aires.
- Manceda, R., E. Kozlowski, C. Cruz, y P. P. Condat, 1990. Secuencia de techo pasiva estructurada, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 11, p: 27-30, San Juan.
- Marchese, H. G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Tomo XXVI (3), p: 343-410. Buenos Aires.
- Mazzoni, M.M., 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. Serie B Didáctica y Complementaria 14, Asociación Geológica Argentina, 1115 pp.
- Menéndez, C. A., 1951. La flora mesozoica de la Formación Llantenes. Provincia de Mendoza. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" 2: 147-261.
- Meyers, J., 1980. Compaction in Mississippian skeletal limestone, southwestern New Mexico. Journal of Sedimentary Petrology, v. 48, p: 475-488.
- Miall, A. D., 1977. A review of the braided river depositional environment. Earth Science. Review 13, p: 1-62.
- Miall, A. D., 1978. Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, 859 pp.
- Miall, A. D., 1984, Principles of Sedimentary Basin Analysis, Springer-Verlag, N.Y., p.367-455.
- Miall, A., 1997. The geology of stratigraphic sequences. Springer Verlag, 433 pp. Berlín.
- Midtgaard, H. H., 1996. Inner shelf to lower shoreface Hummocky sandstone bodies with evidence of geostrophic influenced combined flow, Lower Cretaceous, West Greenland. Journal of Sedimentary Research, v. 66 (2), p: 343-353.
- Mikkan, R. A. y M. Alessandro de Rodríguez, 1998. La caverna de las Brujas, Malargüe, Mendoza. Relieve kárstico y fitoecología. Boletín de Estudios Geográficos N° 94. Universidad de Cuyo.

- Miller, A. I., G. Lewellyn, K. M. Parsons, H. Cummins, M. R. Boardman, B. J. Greenstein y D. K. Jacobs, 1992. Effect of hurricane Hugo on molluscan skeletal distribution, Salt River Bay, St. Croix, U. S. Virgin Islands. *Geology*, v. 20, p: 23-26.
- Mombrú, C. y F. Bettini, 1975. Relevamiento geológico entre el arroyo Pequenco y el río Atuel. Depto de Malargüe. Mendoza. Informe interno YPF. Inédito.
- Mombrú, C., F. Bettini, J. Vasquez, 1976. Geología entre los ríos Malargüe y Grande, Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe Inédito), Buenos Aires.
- Mombrú, C., M. Uliana, y F. Bercowski, 1979. Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico Inferior surmendocino. VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén, 1978), Actas I, p: 685-700, Buenos Aires.
- Morad, S., J. M. Ketzer, y L. F. De Ros, 2000. Spatial and temporal alterations in siliciclastic rock: implication for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, v. 47, p: 995-120.
- Mühlmann, P., 1937. Algunas observaciones preliminares sobre los "Estratos de Malargüe". *Boletín de Informaciones Petroleras*, XIV (153), p: 43-56, Buenos Aires.
- Mussachio, E. A., 1979. Datos paleobiogeográficos de algunas asociaciones de foraminíferos, ostrácodos y carofitas del Jurásico Medio y el Cretácico Inferior de Argentina. *Ameghiniana* 16 (3-4): 247-271.
- Mussachio, E. y Palamarczuk, S., 1975. Microfósiles calcáreos de la Formación Ranquiles (Cretácico Inferior) en la Provincia de Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 12 (4): 306-314.
- Mutti, E., G. Davoli, R. Tinterri, y C. Zavala, 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic system dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie Scienze Geologiche*, v. 48, p: 233-291.
- Mutti, E., R. Tinterri, D. di Biase, L. Fava y N. Mavilla, 2001. Asociaciones de facies de frente deltaico en sistemas fluvio-deltaicos fósiles dominados por avenidas fluviales. *Boletín de Informaciones Petroleras*, nº 65, p:18-44.
- Myrow, P. M., 1992. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trend from and ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62. p: 99-115.
- Myrow, P. M., 1995. Thalassinoides and the enigma of early Paleozoic open-framework burrow system. *Palaios*, v.10, p: 58-74.
- Myrow, P. M., y J. Southard, 1991. Combined-flow model for vertical stratification sequence in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61 (2), p: 202-210.
- Nagle, J. S., 1967. Wave and current orientations of shells. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 37 (4), p: 1124-1138.
- Nicolaides, S., 1995. Cementation in Oligo-Miocene non-tropical shelf limestones, Otway Basin, Australia. *Sedimentary Geology*, v. 95, p: 97-121.

- Norris, R., 1986. Taphonomic gradients in shelf fossil assemblages: Pliocene Purísima Formation, California. *Palaos*, v. 1, p: 256-270.
- Nottvedt, A y R Kreisa, 1987. Model for the combined flow origin of HCS. *Geology*, v. 15, p: 357-361.
- Nullo, F., 1985. Descripción Geológica de la Hoja 29a, Cerro Campanario, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional (Inédito).
- Palma, R. M., Crousse, L. y Bressan, G., 2005. Abultamientos coralinos en la Formación La Manga, Sierra Azul – Mendoza: Tipos, implicancias y tafonomía. En: Cabalero, N., Cingolani, C. A., Linares, E., López de Luchi, M. G., Ostera, H. A. y Panarello, H. O. (eds.). *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino CD-ROM, Artículo 227*, 2 pp.
- Palma, R. M., G. Lo Forte, S. Lanés, 2002. Microfacies and depositional cycles of the Callovian Calabozo Formation, Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina. *Facies*, Germany (inédito).
- Palma, R. M., López-Gómez, J. y Piethé, R. D., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology, Volume 195, Issues 3-4*, p: 113-134.
- Palma, R. M., Lo Forte, G. L., Medhli, M. y Piethé, R. D., 2005. High frequency subtidal-peritidal cycles of the Callovian Calabozo Formation (Neuquén Basin, Western Argentina): preliminary approach. *Geologica acta: an international earth science journal*, ISSN 1695-6133, Vol. 3, Nº. 2, p: 119-132.
- Palma, R. M., Lo Forte, G. L., Medhli, M. y Piethé, R. D., 2007. Carbonatos subtropicales de la Formación Calabozo y su diagénesis, Cuenca Neuquina.
- Pemberton, S. G. & Frey, R. W. 1984. Ichnology of storm-influence shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. In: Stott, D. F. & Glass, D. J. (eds) *The Mesozoic of Middle North America*, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoirs, Calgary, Alberta, 9, 281–304.
- Pemberton S. G., J. MacEachern y L. Buatois, 1997. Criterios icnológicos para el reconocimiento y la interpretación de discontinuidades erosivas. *Bol. Soc. Venezolana de Geología*, v. 22, Nº 1, p: 7-32.
- Pemberton, S. G., J. MacEachern y M. J. Ranger, 1992b. Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites. Pemberton (ed): *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Core Workshop*, v. 17, p: 85-117.
- Ploszkiewicz, J. V. y Gorroño, R., 1988. Tectónica de inyección salina en la faja plegada del Sur de Mendoza. *Boletín de Información Petrolera.Tercera Época. Año V*, Nº14.
- Ploszkiewicz, J. V. y Viñes, R., 1987. Filo Morado: un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado. *Boletín de Información Petrolera.Tercera Época. Año IV*, 10: 97-102.

- Polanski, J., 1954b. Rasgos geomorfológicos del territorio de la Provincia de Mendoza. Instituto de Investigaciones económicas y tecnológicas, Ministerio de Economía. Cuadernos de investigaciones y estudios 4: 4-10, Mendoza.
- Polanski, J., 1958. El bloque varíscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista XII (3), (1957), p: 165-193, Buenos Aires.
- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 17 (3-4): 181-199.
- Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25ª. Volcán San José. Dirección Nacional de Geología y Minería. Bolumen 65, Buenos Aires.
- Posamentier, H. W. y Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition - sequences and systems tracks. En Wilgus, C. K. *et al.* (1988) (Editors).
- Potter, P. E. y Pettijohn, F. D., 1963. Paleocurrents and basin analysis. Springer Verlag, Berlin. 226 pp.
- Ramos, V. A, 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza. Facies y desarrollo estratigráfico. Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Actas I (1), p: 492-513, Antofagasta.
- Ramos, V. A, 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. Geología Argentina. Anales 29 (3), p: 41-96, IGRM-SEGEMAR. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. y S. Kay, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. Geological Society of America. Special Paper 265, p: 79-91.
- Ramos, V. y Nullo, F., 1993. El volcanismo de arco cenozoico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. V.A. Ramos (Ed.), Relatorio, 1: 149-160.
- Ramos, V. y P. Álvarez, 1996. Early Mesozoic Tectonics of the High Andes of Argentina and Chile. En: Riccardi, A. (ed.): Advance in Jurassic Research, Georesearch Forum 1-2, p: 387-396, Transect Publications, Zurich.
-
- Ramos, V. A., T. E. Jordan, R. W. Allmendinger, S. Kay, J. M. Cortés, y M. A. Palma, 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 11, p: 84-106, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., T. E. Jordan, R. Allmendinger, C. W. Mpodozis, S. Kay, J. M. Cortés, y M. A. Palma, 1986. Paleozoic terranes of Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics 5 (6), p: 855-880, Washington.
- Reading, H. G., 1996. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Blackwell, Oxford, 688 pp.
- Reineck, H. E. y I. B. Singh., 1972. Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm layers of shelf mud. Sedimentology, v. 18, p: 123-128.

- Reineck, H. E. y I. B. Singh, 1980. Depositional Sedimentary Environments with reference to terrigenous clastic, 2nd edition. Springer-Verlag. pp: 439.
- Riccardi, A. C. 1984. Asociación de amonites del Jurásico y Cretácico de la Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 4, p: 559-595.
- Riccardi, A. C., S. E. Damborenea, 1993. Léxico Estratigráfico de la Argentina. Vol. IX. Jurásico, p: 70-71.
- Riccardi, A. C. y C. Gulisano, 1990. Unidades limitadas por discontinuidades: su aplicación al Jurásico Andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina XLV (3-4), p: 346-364.
- Riccardi, A. C. y M. P. Iglesias Llanos, 1999. Primer hallazgo de amonites en el Triásico de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 54 (3), p: 298-300.
- Riccardi, A. C., S. Damborenea, M. O. Manceñido, 1993. Invertebrados mesozoicos. En Ramos, V. A. (ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio II (12), p: 329-339, Buenos Aires.
- Riccardi, A. C., S. Damborenea, M. Manceñido, y S. Ballent, 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. V Congreso Geológico Chileno, 2, p: c359-c373.
- Riccardi, A. C., Damborenea, S., Manceñido, M. y Ballent, S., 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 3. Bioestratigrafía. En: Caminos R. (Ed.): Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales N° 29 (24): 419-432. Buenos Aires.
- Riccardi, A. C., H. A. Leanza, S. E. Damborenea, M. O. Mancedino, S. C. Ballent, y C. Zeiss, 2000. Marine Mesozoic Biostratigraphy of the Neuquén Basin. Zeitschrift für Angewandte Geologie. Sonderheft SH1, Hannover, p: 103-108.
- Rivarola, D. y Spalletti, L., 2006. Modelo de sedimentación continental para el rift cretácico de la Argentina central: Ejemplo de la Sierra de las Quijadas, San Luis. Rev. Asoc. Geol. Argent., Mar 2006, vol.61, no.1, p.63-80. ISSN 0004-4822.
- Robles, D., 1984. Yac. de Hidrocarburos. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. IX Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 675-692.
- Roller, E. O. y P. Criado Roque, 1970. Geología de la provincia de Mendoza. IV Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), actas II, p: 1-60, Buenos Aires.
- Rosenfeld, D. U., 1987. Tempestitas en el Jurásico de la Cuenca Neuquina. X Congreso Geológico Argentino. Actas II, p: 55-58.
- Rosenfeld, D. U. y Volkheimer, W., 1980. Turbidite und andere Rhythmite tieferem Jura des Neuquén-Beckens (Argentinien). Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie. Abh. 158 (3): 379-421.

- Sancí, R., 2005. Evolución ambiental y bioestratigrafía de las Formaciones Bardas Blancas y Tres Esquinas (Grupo Cuyo), Cuenca Neuquina, Mendoza. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires.
- Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y partes de la provincia de San Juan. Ministerio Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales VII (5), p: 1-68.
- Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, v. 5, p: 413-428.
- Sherman, D. J., y Greenwood, B. 1989: Hummocky cross-stratification and post-vortex ripples: length scales and hydraulic analysis. *Sedimentology* 36, 981-986.
- Southard, J., J. Lambie, D. Federico, H. Pile, y C. Weidman, 1990. Experiments on bed configurations in fine sands under bi-directional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky crossstratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 60, p: 1-17.
- Spalletti, L. A. y A. del Valle, 1990. Plataformas silicoclásticas. En Bossi, G. E. (Ed.) Primer simposio de ambientes y modelos sedimentarios. *Boletín Sedimentológico* N° 4, Cap: XII.
- Spalletti, L. A., J. R. Franzese, S. Matheos y E. Schwarz, 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, v. 157, p: 433-446.
- Stipanivic, P. N. y C. Mingramm, 1952. Informe preliminar sobre la estratigrafía, cronología y distribución facial de los sedimentos del Dogger-Malm en el sector neuquino-mendocino de la cubeta mesozoica argentino-chilena. YPF. Informe Inédito, pp: 134 , Buenos Aires.
- Stipanivic, P. N., 1951. Sobre la presencia del Oxfordense Superior en el arroyo de la Manga, provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista* VI (4), p: 213-239, Buenos Aires.
- Stipanivic, P. N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agasiz-Yaila) en Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* XX (4), p: 403-478, Buenos Aires.
- Stipanivic, P. N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber, *Asociación Geológica Argentina, Revista* XXIV (4), p: 367-388. Buenos Aires.
- Stipanivic, P. N., y Bonetti, M. I. R., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. I. Floras liásicas. *Ameghiniana* 7: 57-78.
- Stipanivic, P. N. Y F. Rodrigo, 1970. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. IV Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), *Actas* II, p: 353-368, Buenos Aires.

- Stipanovic, P. N., F. Rodrigo, O. L. Baulies y C. G. Martínez, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. Asociación Geológica Argentina, Revista XXIII (2), p: 67-68.
- Strelkov, E.E.; Álvarez, L.A. 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la Cuenca Triásica Mendocina-Sanjuanina. In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas 3: 115-130.
- Swift, D. J. P., Figueiredo, A. G., Freeland, G. L. y Oertel, G. F., 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? Journal of Sedimentary Petrology, 53, 1295-1317.
- Taylor, W. L. y C. E. Brett, 1996. Taphonomy and Paleoecology of Equinoderm Lagerstätten from the Silurian (Wenlockian), Rochester Shale. Palaios, v. 11, p:118-140.
- Thorne, J. A., E. Grace, D. J. P. Swift y A. Niederoda, 1991. Sedimentation on continental margins: the depositional fabric. An analytical approach to stratification and facies identification. Shelf sand and sandstone bodies, Special publication of International Association of Sedimentology, v. 14, p: 59-88.
- Tucker, M. E. y R. G. Bathurst, 1990. Carbonate diagenesis. Tucker y Bathurst (Eds) Blackwell Scientific Publication, p: 35-40.
- Turner, J. C. y L. B. Cazau, 1978. Estratigrafía del Prejurásico. VII Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio, p: 23-26.
- Uliana M., 1973. Geología superficial de la parte Este de la Cuenca Neuquina. Y.P.F., Informe inédito, Buenos Aires.
- Uliana, M. A. y Biddle, K. T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. Revista Brasileira de Geociencias, 18(2): 172-190.
- Uliana, M. A. y L. Legarreta, 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic to Cretaceous sub-Andino setting: Neuquén basin, Argentina: Journal of Petroleum Geology, v.16, p: 397-420.
- Uliana, M. A., D. A. Dellapé, y G. A. Pando, 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas (Cretácico Inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica. Actas I, p: 151-176, Buenos Aires.
- Vail, P. R. y Mitchum, R. M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: Overview. AAPG Memoir 26: 21-52.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. y Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. AAPG Memoir 26: 63-81.
- Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N. y Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: An overview. In G. Einsele, W. Ricken, and A. Seilacher, eds., Cycles and Events in Stratigraphy, pp. 617-81. Berlin: Springer-Verlag.

- Vail P. R., Colin J. P., Du Chene R. J., Kuchly J., Media Villa F. y Trifilieff V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques du bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. France, 8, t II, n°7, p.1301-1321.
- Vail, P. R., R. Mitchum, R. Tood, J. Widmier, S. Thompson, J. Sangree, J. Bubbs y W. Hatlelid, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG, Memoir 26, p: 49-212. Tulsa.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H., Mitchum, R. M., Vail, P., Sarg, J. F. y Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. II Sea level changes and sequence stratigraphy. En: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (Eds): Sea-level Change: an integrate approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 39-46. Tulsa.
- Veiga, R. y Rossi, G., 1992. Análisis sedimentológico del Miembro Troncoso Inferior (Formación Huitrín) en el ámbito de la Sierra de Reyes, Depto. Malargüe, Prov. de Mendoza. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología. Actas I: 71-78.
- Vennari, V., Herrera, Y. y Aguirre Urreta, B., 2007. La Formación Vaca Muerta en el flanco occidental de la Sierra Azul, Mendoza. III Simposio Argentino Jurásico, p. 80. Mendoza.
- Vera Torres, J. A., 1994. Estratigrafía. Principios y métodos. Editorial Rueda, Madrid, pp: 806.
- Vergani, G. D., A. J. Tankard, H. J. Belotti, H. J. Welsink, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, A. J., Suárez Soruco, R. y H. J. Welsink, (eds) Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs 62, p: 383-402.
- Volkheimer, W., 1970. Descripción geológica de la Hoja 27b Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151, p: 1-80. Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 27a, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-83, Buenos Aires.
- Volkheimer, W. y Salas, A., 1976. Estudio Palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la Cuenca Neuquina, en su localidad tipo. VI Congreso Geológico Argentino, Actas I: 433-456.
- Vossler, S. M. y S. G. Pemberton, 1988. Skolithos in the Upper Cretaceous Cardium Formation: An ichnofossil example of opportunistic ecology. Lethaia, v. 21, p: 351-362.
- Walker, R. G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concept. En Walker, R. G. y James, N. P. (eds.), Facies models, response to sea level changes, p: 1-14. Geological Association of Canada.
- Walker, R. G. y Plint, A. G., 1992. Wave and storm-dominated shallow marine systems, in Facies Models: Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, p. 219-238.

- Walker, R. y Wiseman, T., 1995. Lowstand shorefaces, transgressive incised shorefaces, and forced regressions: examples from the Viking Formation, Joarcam area, Alberta. *Jour. Sed. Reserarch* B65: 132-141.
- Walker, R. G., W. L. Duke y D. A. Leckie, 1983. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequence: discussion. *Geological Society of American Bulletin*, v. 94, p: 1245-1249.
- Weaver, C. E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, Memoir 1, p: 1-469, Seattle.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 22, p: 108-205.
- Wernicke, B. y B. Burchfield, 1981. Models of extensional tectonics. *Journal Structural Geology*, v. 2, p: 105-115.
- Westermann, G.E.G.; Riccardi, A.C. 1982. Ammonoid fauna from the early Middle Jurassic of Mendoza province. Argentina. *Journal of Paleontology*, Vol. 56, No. 1, p. 11-41.
- Wichmann, R. 1927. Observaciones geológicas en la parte central y oriental de Río Negro. Servicio Nacional Minero Geológico. Informe Inédito.
- Windhausen, A., 1918. The problem of the Cretaceous-Tertiary boundary in South America and the stratigraphic position of the San Jorge Formation in Patagonia. *American Journal of Science*, 45 (265): 2-53.
- Yrigoyen, M. R., 1972. Cordillera Principal. En A. F. Leanza (ed.). *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, p: 345-364. Córdoba.
- Yrigoyen, M. R., 1979. Cordillera Principal. En J. C. M. Turner (ed.) *Segundo Simposio de Geología Regional*. Academia Nacional de Ciencias 1, p: 651-694, Córdoba.
- Zambrano, J. J., 1987. Las cuencas sedimentarias de América del Sur durante el Jurásico y Cretácico. Su relación con la actividad tectónica y magmática. En: W. Volkheimer (ed.), *Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 1: 1-48. Buenos Aires.

ANEXOS