Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Tesis Doctoral

Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano), en el sector septentrional de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina

Lic. Ernesto Schwarz

Director: Dr. Luis A. Spalletti

Marzo de 2003

La Plata, Argentina

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano), en el sector septentrional de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina

Ernesto Schwarz

Esta tesis debe citarse como:

Schwarz, E., 2003. *Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano), en el sector septentrional de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, La Plata. 303 pp. Inédita.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

TOMO I

RESUMEN ..... **I-X**

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN **1**

CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA **4**

2.1. Hipótesis inicial **4**

2.2. Recopilación de información **4**

2.3. Recolección de datos **5**

2.3.1. Tareas de campo **5**

2.3.2. Tareas de gabinete y laboratorio **5**

2.4. Análisis intelectual de la información **6**

CAPÍTULO 3: ÁMBITO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES .. **8**

3.1. La Cuenca Neuquina **8**

3.2. El relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina **11**

3.3. El Grupo Mendoza (Tithoniano-Cretácico Inferior) **13**

3.3.1. Su definición **13**

3.3.2. Principales características del Grupo Mendoza **15**

3.4. La Formación Mulichinco **17**

3.4.1. Su definición (Weaver, 1931) **17**

3.4.2 Alcance actual de la unidad **19**

3.4.3. Relaciones estratigráficas **21**

3.4.4. Edad y bioestratigrafía **24**

3.4.5. Correlaciones regionales **25**

3.4.6. Litofacies y ambientes de acumulación **28**

3.4.7. Estratigrafía secuencial **29**

3.5. Resumen del análisis bibliográfico **30**

3.6. Cronología de los estudios y avances sobre el conocimiento de la Formación Mulichinco **31**

CAPÍTULO 4: CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO **33**

4.1. Introducción **33**

4.2. Geografía del área **33**

4.3. Estructura **34**

4.3.1. La Fosa de Loncopué **34**

4.3.2. La Faja Plegada y Corrida Andina **34**

4.3.3. Engolfamiento Neuquino **38**

4.4. Estratigrafía general del área **38**

4.5. Perfiles sedimentológicos relevados **41**

4.5.1 Introducción **41**

4.5.2 Ubicación y características de las secciones **41**

4.6. Definición de regiones: Austral, Central y Septentrional **50**

CAPÍTULO 5: ANÁLISIS DE FACIES 52
5.1. Introducción 52
5.2. Caracterización general de los sedimentitas 53
5.2.1. Petrografía de las Psamitas 55
5.2.2. Mineralogía de las Pelitas 65
5.3. Identificación e interpretación de las Litofacies 70
5.3.1. Litofacies Psefíticas 72
5.3.1.1. Litofacies Psefíticas silicoclásticas 73
5.3.1.2. Litofacies Psefíticas carbonáticas 77
5.3.2. Litofacies Psamíticas 80
5.3.3. Litofacies Pelíticas 98
5.3.4. Litofacies Carbonáticas no clásticas 100
CAPÍTULO 6: ASOCIACIONES DE FACIES 110
6.1. Introducción 110
6.2. Asociaciones de facies continentales (C) 111
6.2.1. C1 - Canales fluviales conglomerádicos 111
6.2.2. C2 - Canales fluviales arenosos 115
6.2.3. C3 - Planicies de inundación aluviales 118
6.2.3.1. C3a - Planicies de inundación gruesas 119
6.2.3.2. C3b - Planicies de inundación finas 121
6.3. Asociaciones de facies deltaicas (D) 123
6.3.1. D1 - Frentes y planicies deltaicas fluvio-dominadas 123
6.3.2. D2 - Canales distributarios influenciados por mareas y planicies submareales 127
6.3.3. D3 - Frentes deltaicos influenciados por mareas y olas 130
6.4. Asociaciones de facies de estuarios y planicies costeras de baja energía (E) 134
6.4.1. E1 - Canales fluviales meandrosos de estuario superior 134
6.4.2. E2 - Planicies mareales y fangos y barras de estuario central 137
6.4.3. E3 - Depósitos marinos asociados a bocas de estuarios 140
6.4.4. E4 - Canales heterolíticos de planicies costeras 142
6.4.5. E5 - Lagunas costeras y engolfamientos 144
6.5. Asociaciones de facies de ambientes marinos abiertos (M) 146
6.5.1. M1 - Ambiente de playa/shoreface superior 146
6.5.2. M2 - Barras elongadas submareales 148
6.5.3. M3 - Zona de transición y shoreface inferior dominados por tormentas 151
6.5.4. M4 - Plataforma externa 154
6.5.5. M5 - Sucesiones carbonáticas marinas 157

TOMO II

CAPÍTULO 7: SISTEMAS DEPOSICIONALES 160
7.1. Ambiente deposicional de la Formación Mulichinco 160
7.1.1. Contexto geológico y geometría de la cuenca 160
7.1.2. Clima 164
7.1.3. Régimen Hidrográfico 168
7.1.3.1. Olas 168
7.1.3.2. Mareas 172

7.1.3.2. Corrientes de densidad y geostróficas 174
7.2. Sistemas deposicionales 179
7.2.1. Sistemas fluviales de baja y moderada sinuosidad 179
7.2.2. Sistema deltaico fluvio-dominado 189
7.2.3. Sistema deltaico influenciado por mareas 193
7.2.4. Sistema estuarino y de costas transgresivas 200
7.2.5. Sistema de planicie costera de baja energía y laguna costera/estuario semicerrado ... 205
7.2.6. Sistema de plataforma influenciada por olas y tormentas 207
7.2.7. Sistema de rampa epírica mixta con bioconstrucciones de ostras 213

CAPÍTULO 8: BIOESTRATIGRAFÍA 217
8.1. Introducción 217
8.2. Región Austral 220
8.3. Región Central 222
8.4. Región Septentrional 224
8.5. Síntesis y discusión 228

CAPÍTULO 9: ANÁLISIS SECUENCIAL 232
9.1. Introducción 232
9.2. Marco estratigráfico-secuencial general 234
9.2.1. La Formación Mulichinco y secuencias relacionadas 236
9.3. Esquema estratigráfico-secuencial de la Formación Mulichinco 241
9.3.1. Límite de secuencia basal (LS) 241
9.3.2. Cortejo (de nivel) de Mar Bajo (CMB) 248
9.3.2.1. CMB Temprano - Marco secuencial 249
9.3.2.2. CMB Temprano - Reconstrucción paleogeográfica 252
9.3.2.3. CMB Tardío - Marco secuencial 253
9.3.2.4. CMB Tardío - Reconstrucción paleogeográfica 254
9.3.3. Cortejo Transgresivo (CT) 255
9.3.3.1. CT - Marco secuencial 255
9.3.3.2. CT - Reconstrucción paleogeográfica 259
9.3.4. Cortejo (de nivel) de Mar Alto (CMA) 259
9.3.4.1. CMA - Marco secuencial 259
9.3.4.2. CMA - Reconstrucción paleogeográfica 262
9.3.5. Límite superior de la secuencia 263
9.4. Discusión sobre los controles extrínsecos en el desarrollo de la Formación Mulichinco 264
9.4.1. Controles en la caída relativa del nivel del mar 264
9.4.2. Controles en la evolución vertical de la secuencia 272

CAPÍTULO 10: CONCLUSIONES 276

AGRADECIMIENTOS 284

REFERENCIAS CITADAS 287

ANEXOS 304

RESUMEN

En este trabajo de tesis doctoral se aplican en primer lugar técnicas de probada eficacia en la sedimentología física para caracterizar e interpretar los ambientes de acumulación de la Formación Mulichinco. En segundo lugar se desarrolla un análisis secuencial para establecer un esquema estratigráfico-secuencial consistente de la unidad, generar una reconstrucción paleogeográfica para distintos intervalos y, por último, ponderar los factores de control que han motivado la aparición y evolución de la unidad.

La Formación Mulichinco se acumuló durante el Valanginiano (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina y actualmente aflora en la región centro-norte de la Provincia del Neuquén, área de estudio de esta investigación. Está compuesta por una sucesión sedimentaria que incluye a rocas de variado origen, desde clásticas continentales hasta marinas profundas, e inclusive calizas fosilíferas. Su contraste con las unidades infra y suprayacentes es muy elevado, puesto que en general son mucho más monótonas y acumuladas en ambientes de centro de cuenca. Por lo tanto, se asume que la aparición de la Formación Mulichinco estuvo relacionada con cambios geodinámicos significativos dentro de la cubeta y, posiblemente, también con fenómenos litósfericos en el margen suroccidental de Gondwana.

La Cuenca Neuquina abarca gran parte de la Provincia del Neuquén y limítrofes, y es una de las mayores productoras de hidrocarburos de la República Argentina. Esta cuenca constituye una depresión de la corteza formada en el Triásico Tardío y rellenada con más de 7 km de sedimentos hasta su colmatación en el Terciario. Durante el Cretácico Temprano se generó la sucesión del Grupo Mendoza, conformada por la Formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco, Agrio y unidades equivalentes.

La Formación Mulichinco fue originalmente reconocida y definida por Weaver (1931) y luego estudiada con cierta intensidad entre fines de las décadas del ‘70 y de los ‘80, pero en su mayoría dentro del marco de evolución de todo el Grupo Mendoza. Se ha establecido que su base representa una discordancia erosiva denominada Discontinuidad Intravalanginiana (Gulisano *et al.*, 1984). Además, Gulisano & Legarreta (1989) han indicado que las sedimentitas de la Formación Mulichinco corresponden a un estadio de mar bajo de una secuencia eustática de segundo orden. Sin embargo, hasta el presente trabajo se carecía de un estudio sedimentológico detallado de la unidad, que permitiera establecer su verdadera extensión y su variación lateral de facies, como así también la distribución espacio-temporal de los ambientes deposicionales y el contexto secuencial de detalle.

De esta manera, los objetivos principales de este estudio sobre la Formación Mulichinco fueron: a) caracterizar los atributos texturales y composicionales de las sedimentitas constituyentes; b) establecer los distintos sistemas de acumulación y su interrelación a lo largo del área de estudio; c) determinar su alcance bioestratigráfico y estratigráfico; d) elaborar un esquema estratigráfico-secuencial; e) reconstruir la evolución paleogeográfica; y f) discutir los controles sobre su acumulación.

El área de estudio corresponde a la zona de afloramientos de la Formación Mulichinco en la Provincia del Neuquén, y se extiende al norte de la Dorsal de Huincul a lo largo de unos 130 km de extensión N-S, por 65 km de ancho máximo. La región aquí considerada abarca gran parte de la Faja Plegada del Agrio, y su prolongación en la Faja de Chos Malal, de la misma manera que también involucra a las sedimentitas aflorantes al este del Macizo del Tromen (véase capítulo 4). A pesar de la profusa deformación tectónica, la estratigrafía del Grupo Mendoza resulta relativamente sencilla, en tanto que la calidad y continuidad de las exposiciones de la Formación Mulichinco son excelentes. Esta unidad se distribuye por toda la región estudiada, bien conformando los núcleos y flancos más resistentes de las estructuras plegadas del Sector Oriental de la Faja Plegada, bien cubriendo extensas áreas en las zonas afectadas por deformación que involucra directamente al basamento.

Mediante el análisis bibliográfico y un relevamiento regional se establecieron las localidades de estudio. Se realizaron 15 perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1:100), que permiten una cobertura total del área de trabajo. Durante las tareas de campo se puso especial énfasis en la descripción de litologías, estructuras sedimentarias, bioturbación, contenido y preservación de los fósiles, geometrías estratales y contactos entre unidades; también la medición de espesores y paleocorrientes fue un aspecto crítico. A su vez, en la mayoría de las localidades se realizó el muestreo de rocas, trazas fósiles, macrofósiles y/o restos vegetales. En función de las características sedimentológicas y estratigráficas de los perfiles relevados se definieron tres regiones, denominadas Austral, Central y Septentrional, respectivamente.

El material recolectado en el campo fue luego procesado de distintas maneras; ello permitió una caracterización general de las sedimentitas. Mediante la descripción de secciones delgadas bajo petrografía convencional se determinaron en forma particular la textura y composición de los detritos. Las sedimentitas pertenecientes a la Formación Mulichinco son en su mayoría de origen clástico, a excepción de algunas rocas carbonáticas que evidencian escasa removilización de sus restos fósiles. Se han reconocido texturas psefíticas, pasamíticas y pelíticas, tanto silicoclásticas como carbonáticas o mixtas. El estudio composicional demostró además que dentro de las psamitas silicoclásticas prevalecen las litoarenitas feldespáticas y las feldarenitas, con una tendencia vertical a la pérdida de los líticos y al enriquecimiento en plagioclasas y/o cuarzo. En tanto, en las

psamitas carbonáticas o mixtas los componentes intracuencales están dominados pos los ooides y los bioclastos. Por otra parte, mediante los difractogramas de rayos X se determinó que entre las pelitas, el tipo litológico más frecuente es la fangolita silicoclástica, en la que predomina el cuarzo, secundado por los argilominerales y las plagioclasas. Entre los argilominerales prevalen la illita y el interestratificado illita-esmectita, acompañados en forma subordinada por clorita, esmectita, caolinita y el interestratificado clorita-esmectita.

En otro orden, el estudio taxonómico y tafonómico de los fósiles permitió diferenciar entre asociaciones faunísticas autóctonas, parautóctonas y alóctonas, así como establecer los requerimientos ambientales de las formas preservadas en las asociaciones fósiles con poco transporte. Además, el hallazgo de microfósiles de afinidad marina permitió reconocer la signatura paleoambiental de algunas sucesiones finas no portadoras de macrofósiles. También con el mismo fin se realizó un análisis de palinomorfos; pocas muestras resultaron fértiles y en ellas se hallaron escasos dinoflagelados y esporas. Finalmente, la identificación de icnitas, así como su densidad y diversidad, constituyó otra herramienta esencial para la interpretación de los procesos de sedimentación y el ambiente de acumulación de los depósitos.

Con el procesamiento de toda la información sedimentaria, composicional, tafonómica y paleontológica se realizó un análisis de facies. En primer lugar se separaron las facies clásticas, amplias dominadoras, de las no clásticas (4 litofacies), en las cuales prevalecen asociaciones faunísticas parautóctonas o autóctonas. Dentro de las clásticas se diferenciaron por su textura litofacies psefíticas, psamíticas y pelíticas, siendo las de granulometría arena las más abundantes. En estos tres grupos luego se identificaron distintas facies según sus estructuras mecánicas, su escala, el tipo y grado de biortubación, y/o la presencia de elementos intracuencales. Así se ha arribado a un esquema de 32 facies (más 6 subfacies), cuya definición e identificación se basa en atributos objetivos, y cuya interpretación refleja un proceso particular de sedimentación.

Las litofacies fueron luego agrupadas en 14 asociaciones de facies (AFs) según su relación lateral y vertical (sucesiones de facies), utilizando datos adicionales de paleocorrientes y arquitectura de los litosomas (véase capítulo 6). Las litofacies dentro de cada asociación representan depósitos genéticamente relacionados dentro de un sistema deposicional. De este modo se han distinguido e interpretado asociaciones de facies con dominio continental (C), deltaico (D), estuarino y de planicies y lagunas costeras (E), y por último, marino abierto somero a profundo (M). Dentro de las asociaciones fluviales de la Formación Mulichinco se han reconocido: *Canales fluviales conglomerádicos* (C1), *Canales fluviales arenosos* (C2), y *Planicies de inundación aluviales gruesas* (C3a) *y finas* (C3b). Por su parte, entre las sedimentitas deltaicas se hallan

asociaciones de: *Frentes y planicies deltaicas fluvio-dominadas* (D1), *Canales distributarios influenciados por mareas y planicies submareales* (D2) y *Frentes deltaicos influenciados por mareas y olas* (D3). Entre los depósitos que representan condiciones de sedimentación marginales se encuentran representadas AFs de: *Canales fluviales meandrosos de estuario superior* (E1), *Planicies mareales y barras de estuario central* (E2), *Depósitos marinos asociados a bocas de estuario*s (E3), *Canales heterolíticos de planicies costeras* (E4) y *Lagunas costeras y engolfamientos* (E5). Finalmente, las asociaciones de facies marinas representan condiciones de: *Ambiente de playa*/shoreface *superior* (M1), *Barras elongadas submareales* (M2), *Zona de transición y* shoreface *inferior dominados por tormentas* (M3), *Plataforma externa* (M4), *Sucesiones carbonáticas marinas* (M5).

Estas asociaciones de facies se distribuyen selectivamente tanto en sentido regional como temporal. En la región Austral se reconoce sedimentitas pertenecientes a las AFs continentales en la base, estuarinas en el tramo medio, y de planicies de baja energía y lagunas costeras en el tramo cuspidal. La unidad posee allí los espesores más reducidos, de 180 hasta 270 metros, con un aumento hacia el oeste. En la región Central en cambio, la Formación Mulichinco alcanza hasta 380 m de espesor y sus depósitos pertenecen a las asociaciones continentales y deltaicas en el tramo inferior, y a las estuarinas en la parte media. En el intervalo superior de la unidad alternan depósitos marinos someros y profundos en el sector oriental, pero sólo sedimentitas de ambientes marinos profundos en el sector oeste. Finalmente, en la región Septentrional, donde el espesor oscila entre 250 y 350 m de potencia, la unidad se encuentra conformada por sedimentitas pertenecientes a las asociaciones de facies marinas clásticas, con un intervalo de sedimentitas carbonáticas en el tramo medio. Al igual que en la zona Central, las acumulaciones de ambiente marino profundo del intervalo superior son netamente dominantes hacia el sector occidental.

La elaboración e interpretación de los sistemas deposicionales, unos de los objetivos claves de este estudio, estuvo basada en la distribución tridimensional de las asociaciones de facies y su comparación con modelos de facies existentes, tanto para ambientes actuales como fósiles. Pero además, se consideraron otros aspectos de índole más general. En particular resultó importante tener en cuenta la configuración de mar interior semi-cerrado y somero que se desarrolló durante la unidad debido al contexto geotectónico. También fue determinante para dicha interpretación de los sistemas deposicionales el hecho de reconocer un régimen climático relativamente frío y al menos estacionalmente húmedo, deducido de curvas climáticas globales y del propio registro sedimentario. Otro considerando importante es que debido al absoluto dominio de rocas de carácter epiclástico en las facies sedimentarias y a sus características composicionales, se asume

que la sedimentación durante la unidad no estuvo influenciada en forma directa por la existencia o actividad del arco magmático ubicado al oeste (e.g. en forma de manifestaciones lávicas o piroclásticas).

Mediante este trabajo se reconstruyeron siete sistemas deposicionales principales dentro de la Formación Mulichinco, cuyas características más sobresalientes se exponen a continuación.

1) Dentro de los sistemas fluviales de baja sinuosidad se encuentran representados ambientes de planicies entrelazadas gravosas (AF C1) y arenosas (AF C2) de alta a moderada pendiente, con importante descarga y en climas relativamente húmedos. Los sedimentos finos adyacentes a las porciones canalizadas conformaban planicies de inundación moderadamente bien drenadas (AF C3a). Hacia el sureste, una menor pendiente y menor calibre de los sedimentos favoreció el desarrollo de ríos con mayor sinuosidad relativa y que durante gran parte del tiempo conformaban un sistema monocanal, con carga mixta tracto-suspensiva. En estas regiones las planicies de inundación (AF C3b), eran más fangosas y con peor drenaje, lo que permitía la existencia de cuerpos de agua estancada de vida más prolongada.

2) El sistema deltaico fluvio-dominado (AF D1) de la Formación Mulichinco corresponde a deltas entrelazados o *braid deltas*, emplazados en aguas someras y favorecidos por un elevado suministro clástico. En la desembocadura dominaban barras radiales debido a la acción de flujos friccionales, en tanto que en el prodelta actuaban con frecuencia flujos de alta densidad. Las morfologías deben haber sido cuspadas con bahías someras interdistributarias.

3) Por su parte, los deltas con influencia mareal (AFs D2 y D3) se formaron bajo régimen mesomareal y leve a moderada influencia de olas, al disminuir en forma considerable el aporte clástico. La influencia mareal fue amplificada por la morfología de embudo de las desembocaduras fluviales que permitieron el desarrollo de canales elongados estuarinos en el sector interno y ondas de arena en el frente deltaico. En el prodelta proximal predominaron ritmitas laminadas con pasaje a fangos poco bioturbados hacia la región más distal.

4) Los estuarios de la Formación Mulichinco fueron sistemas deposicionales mixtos, puesto que estuvieron condicionados por un régimen meso a macromareal que generó barras estuarinas mareales, así como por cierta influencia de olas, que produjo un cierre parcial de la boca del estuario y la conformación de una zona central de baja energía (AF E2). Dichos estuarios recibían material terrígeno desde el continente mediante canales fluviales de alta sinuosidad hasta estuarinos con influencia mareal (AF E1). La otra fuente de material provino del retrabajo de las costas que eran inundadas en forma adyacente a los valles fluviales en donde se instalaron los estuarios (AF E3).

5) Las planicies costeras de baja energía eran surcadas por sistemas fluviales con muy abundante carga en suspensión y elevada sinuosidad (AF4). Estos cursos desembocaban en cuerpos de agua dulce desconectados del medio marino, así como salobres (lagunas costeras, engolfamientos o estuarios semicerrados), en donde se acumulaban potentes sucesiones pelíticas. Estos ambientes marino-marginales (AF E5) estuvieron condicionados por una mayor influencia de olas hacia la parte externa y leve influencia de mareas en su interior.

6) El sistema deposicional de plataforma marina influenciada por olas y tormentas se desarrolló en las costas con baja influencia fluvial, en forma preferencial en las ubicadas hacia el sector este-noreste del ámbito de estudio. En el *shoreface* superior existía influencia mareal en forma conjunta con la acción del oleaje (AFs M2 y M1), hecho que demuestra la interacción de varios regímenes hidráulicos en el ambiente marino somero. En cambio, en la plataforma interna baja (*shoreface* inferior y zona de transición, AF M3), y en la plataforma externa (AF M4), la sedimentación estuvo controlada por el efecto de flujos combinados generados por tormentas, los que mar adentro disminuían su intensidad y eran reemplazados por corrientes de carácter geoéstrofico. Por la orientación de la costa y las altas paleolatitudes del área de estudio (entre 45º y 48º de latitud sur) se concluye que los eventos meteorológicos se asociaban con tormentas poderosas de invierno y vientos predominantes del sector noroeste.

7) El sistema de rampa epírica mixta (M5) tuvo muy baja pendiente y energía deposicional, en donde el único modificador fue el régimen de ola. En las regiones más someras se formaron sustratos conchiles psamíticos, móviles e inestables, afectados por la relativa mayor energía cinética y donde proliferó la infauna más diversa y resistente. Hacia porciones medias, el sustrato se volvía más fino y de menor energía, colonizado sólo por infauna de conchilla delgada. Las porciones más profundas se caracterizaron por sustratos blandos, en ocasiones con deficiencias en oxígeno y por en ende con muy escasa fauna. Por su parte, las bioconstrucciones de ostras y serpúlidos incrustantes conformaron estructuras discretas con poco relieve topográfico, durante períodos de relativa firmeza del sustrato. La explosión de estas palecomunidades de baja diversidad y rápida reproducción, se produjo en un ambiente sometido a fuerte estrés de uno o varios parámetros ambientales (salinidad, oxigenación y/o temperatura) en el período en que el suministro clástico desde el continente alcanzó su valor más bajo.

Leanza y Hugo (1977) establecieron que la sedimentación de la Formación Mulichinco ocurrió en el Valanginiano Temprano alto a Tardío. Dicha edad fue luego corroborada por Aguirre-Urreta & Rawson (1997), quienes produjeron además un esquema bioestratigráfico muy refinado para el Valanginiano de la Cuenca Neuquina (Aguirre-Urreta & Rawson, 1997, 1999a,b). Gracias a este importante avance, en la presente investigación se pudo

ajustar el fechado de la unidad a lo largo del área de estudio, así como determinar la extensión temporal de distintos intervalos dentro de la unidad.

De esta manera, se estableció que la Formación Mulichinco, en la mayor parte del área aflorante en la Provincia del Neuquén, comprende la porción más alta de la Zona de *Lissonia riveroi* y la totalidad de la Zona de *Olcostephanus (O.) atherstoni* (en la que se incluyen sus tres Subzonas, *Olcostephanus (O.) atherstoni, Karakaschiceras attenuatus y Olcostephanus (Viluceras) permolestus*). Esto significa que la unidad abarca desde el Valanginiano Temprano medio hasta el Valanginiano Tardío bajo. En tiempo absoluto esta asignación cronoestratigráfica representa desde alrededor de los 136,2 Ma. hasta los 134 Ma, según una escala moderna de tiempo (Gradstein *et al.*, 1995).

En la región Austral la ausencia de niveles fosilíferos dentro de la unidad impide mayor precisión. En cambio, en la región Central, el registro marino de la Formación Mulichinco comienza en la porción más moderna de la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni,* es decir aproximadamente a los 135 Ma., pero la gran mayoría de esta sucesión (en el orden de 150 m de espesor) queda comprendida en la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus.* En el flanco este de esta región Central, el tope de la unidad (últimos 15 a 20 m), pertence a la Subzona de *Olcostephanus (Viluceras) permolestus,* la más joven de la Zona de *Olcostephanus (O.) atherstoni.* Esto no ocurre en el sector occidental, puesto que allí los niveles fosilíferos indicadores de esta última subzona se encuentran en facies asignables a la Formación Agrio y por lo tanto representan sus depósitos basales. Por último, cabe destacar que la sucesión deltaica y fluvial que infrayace a los depósitos marinos más antiguos (de hasta 180 m de espesor) no posee fósiles indicadores, pero por su relación estratigráfica queda involucrada entre la parte final de la Zona de *Lissonia riveroi* y el final de la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni.*

En la región Septentrional se diferencia una sucesión inferior (*ca*. 70 m) que comprende desde los tiempos más jóvenes de la Zona de *Lissonia riveroi* hasta los propios de la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni,* por lo que resulta contemporánea de la sucesión fluvial y deltaica que se registra más al sur. Suprayace un tramo medio conformado por depósitos carbonáticos de alrededor de 80 m, que abarca la parte superior de aquella subzona y el inicio de la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus.* El intervalo clástico marino suprayacente de esta región (de entre 120 y 150 m de potencia) queda comprendido mayoritariamente dentro de aquella subzona, y en el sector occidental esta es la última subzona con representación dentro de la Formación Mulichinco. En cambio, en el sector oriental, la subzona siguiente o Subzona de *Olcostephanus (Viluceras) permolestus* queda incluida dentro de la unidad, representada por unos 15 m de potencia.

Luego de analizar los sistemas de acumulación y de generar un esquema de correlación confiable a lo largo de la zona de estudio, se estuvo en condiciones de desarrollar un análisis estratigráfico-secuencial en la unidad, basado además en la identificación de las superficies clave y el reconocimiento de patrones estratales. Posteriormente se mapearon los ambientes deposicionales existentes en los diferentes estadios, con lo cual se obtuvo la evolución paleogeográfica de la unidad. Esta actividad permitió comprender la evolución secuencial de la Formación Mulichinco y ponderar los factores que influenciaron en su desarrollo.

Se determinó así que el brusco salto de facies mar adentro y la acción erosiva que representa la base de la Formación Mulichinco mediante la Discontinuidad Intravalanginiana, indica sin dudas que sus sedimentitas se han acumulado luego de un período de descenso marcado del nivel relativo del mar y exposición subaérea de los depósitos previos de centro de cuenca y rampa externa a media (Formaciones Vaca Muerta y Quintuco). Como además la sedimentación de la unidad duró alrededor de 2 ma., se ha establecido que la Formación Mulichinco representa una secuencia de tercer orden, con un límite basal de "Tipo 1". Hacia el centro de cuenca no se registró exposición subaérea y en cambio se desarrolló una superficie de erosión submarina, contemporánea del límite de secuencia. En el extremo norte del área de estudio ni siquiera hay evidencias de erosión submarina, por lo que se interpreta que los depósitos carbonáticos hallados en la base de la unidad representan una relativa conformidad.

Esta secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco se compone de cuatro cortejos deposicionales, que fueron definidos sobre la base de la naturaleza de las superficies claves limitantes y el arreglo de los paquetes estratales. El Cortejo de Mar Bajo Temprano se caracteriza por baja acomodación en los ambientes fluviales, que genera un paquete de arenas y gravas de hasta 30 m en toda la región Austral. Producto del alzamiento de áreas al oeste y suroeste, en este período se registran las máximas pendientes y el mayor calibre del material clástico. Estas condiciones favorecieron una elevada descarga y la máxima influencia fluvial en los sistemas costaneros del sur del medio marino, con desarrollo de deltas fluvio-dominados. Por su parte, en las costas del norte y este, se genera una plataforma dominada por olas y tormentas, que posee un paquete arenoso erosivo en la base y, luego de una superficie transgresiva de alta frecuencia, un arreglo progradacional representado por un *set* de parasecuencias.

Durante el Cortejo de Mar Bajo Tardío se reduce el calibre de los sedimentos y aumenta la influencia del régimen mareal en los ambientes costeros del sur. Esta situación da lugar allí a la instauración de deltas influenciados por mareas. El registro sedimentario cambia de un patrón progradacional a otro agradacional, porque la tasa de creación de acomodación aumenta de manera considerable y luego se mantiene en un balance con la

tasa de suministro clástico. En la zona nororiental permanece un sistema marino de plataforma dominada por tormentas, pero que evidencia una tasa de menor progradación costera y más pobre desarrollo de cuerpos arenosos con base erosiva.

En el Cortejo Transgresivo (CT) se produce un cambio más marcado en los sistemas deposicionales, con la instauración de ambientes estuarinos que transgreden en forma progresiva hacia en el sur sobre valles fluviales previos, por lo cual la superficie basal del CT es regionalmente diacrónica. Debido a la disminución de gradiente por el ascenso del nivel de base, los sistemas fluviales tienden a ser más sinuosos y a disminuir la capacidad de transporte. En forma coetánea se expande el medio marino y ambientes de plataforma externa cubren gran parte del área de estudio. Esta situación produce un estado hambriento o deficiente en sedimentos clásticos que favorece la instalación de un sistema carbonático de rampa, inclusive con el desarrollo de bioconstrucciones de ostras en sustratos semiendurecidos. El arreglo estratal general es marcadamente retrogradacional.

Por último, durante Cortejo de Mar Alto cambia de manera drástica la ubicación de las áreas más distales. En el oeste de las regiones Septentrional y Central del área de estudio continúan acumulándose sedimentitas de plataforma externa, con muy pocas evidencias de progradación. En cambio, hacia el este sí se recuperan condiciones marino someras por arriba de las facies marinas distales, e inclusive con sedimentitas que representan condiciones de *shoreface* superior. El aporte de material terrígeno es escaso, dado que se aprecia una alta cantidad de elementos intracuencales. Con todo, este suministro proviene en su mayoría desde el este, lo que exhibe un fuerte contraste con el área de proveniencia del Cortejo de Mar Bajo.

Dentro de la secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco se identificaron límites de secuencia y superficies transgresivas de menor jerarquía en las regiones medias del área de estudio, pero únicamente durante el Cortejo de Mar Bajo. Esto permitió establecer dos secuencias de alta frecuencia (SAFs) o secuencias de cuarto orden que se corresponden con los Cortejos de Mar Bajo Temprano y Tardío respectivamente. El hecho de que las SAFs se hallaran sólo en el Cortejo de Mar Bajo indica que su identificación es más factible durante períodos de largo término de baja acomodación del sistema.

La ponderación de los controles extrínsecos sobre la evolución de la unidad se efectuó a partir del análisis secuencial y de la confección de dos cartas cronoestratigráficas, una sur-norte y otra oeste-este. Este análisis permitió apreciar que la caída del nivel relativo del mar se inició en el Valanginiano Temprano medio (parte alta de la Zona de *Lissonia riveroi*), aproximadamente entre los 136,5 y 136,2 Ma., y que el tiempo faltante que representa el límite de secuencia o Discontinuidad Intravalanginiana no es mayor a 0,5 ma. en las partes más proximales del área de estudio. Además, de acuerdo a la relación de facies por arriba y por debajo del límite de secuencia basal y considerando un

desplazamiento de facies hacia el norte de hasta 150 km, se estima que el descenso eustático relativo estuvo al menos en el orden de los 80 a 100 metros.

El alzamiento al oeste y sur de áreas previas sumergidas se debió a fenómenos de inversión tectónica. De este modo, se concluye aquí que la tectónica regional de la cuenca fue el factor de control decisivo en el descenso relativo del nivel del mar, que pudo deberse a un esfuerzo de intraplaca que produjo un campo regional de esfuerzos transpresivos en la cuenca. Si bien se desconoce la causa de la inversión, cabe mencionar la instalación hacia los 137 Ma. de la pluma de Paraná en la placa sudamericana, un evento de magnitud litósferica que se encuentra relacionado con el desmembramiento del Gondwana occidental (Turner *et al.*, 1993). Este proceso de intraplaca pudo ser concomitante con procesos compresión en el margen de convergencia proto-Pacífico (Storey, 1995). De esta manera, hacia los 137 Ma. pudo haber comenzado un ciclo tectónico-eustático de segundo orden, primero con la instauración de facies continentales en el centro de cuenca y luego con una progresiva expansión del área de acumulación. En este contexto se habría desarrollado en primer lugar el patrón retrogradacional de la Formación Mulichinco y, tras un incremento en la creación de acomodación de largo término, se habría producido una invasión marina generalizada hacia los 134 Ma. con la acumulación de los depósitos euxínicos del Miembro Inferior de la Formación Agrio.

Por su parte, el arreglo interno de la secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco estuvo controlado en primer lugar por la configuración de mar interior somero de la cubeta, que impidió la formación de depósitos de mar bajo de abanicos submarinos y de talud. En segundo término estuvo influenciado por procesos de alzamiento tectónico que, junto al clima, se combinaron para producir un abundante suministro clástico desde el oeste y sur en la etapa inicial. La evolución posterior de la secuencia estuvo controlada por la variación en el espacio de acomodación, condicionado a su vez por las variaciones del nivel relativo del mar, una subsidencia diferencial en el oeste y una creciente participación de aportes desde el este, pero cuya baja tasa permitió la generación de abundantes rocas mixtas.

Los resultados que se presentan en esta investigación permiten explorar la forma en que, desde un punto de vista sedimentario y geodinámico, una cuenca interior de trasarco-retroarco responde a la combinación de factores tales como procesos tectónicos, cambios relativos del nivel del mar y variaciones en la tasa de creación de acomodación. El alzamiento tectónico acaecido en forma previa a la unidad genera la acumulación de facies continentales arenosas amalgamadas con buenas perspectivas de reservorio en el centro de la cuenca. Por lo tanto se considera que las conclusiones de este trabajo podrán ser utilizadas no sólo en beneficio del mejor aprovechamiento de los recursos del subsuelo de esta cubeta, sino también para el análisis científico y/o económico de otras sucesiones de subsuelo o afloramiento en cubetas con características similares a las de la Cuenca Neuquina.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina, localizada sobre gran parte de la Provincia del Neuquén y limítrofes, es una de las mayores productoras de hidrocarburos de la República Argentina. Dicha situación la convierte en uno de los depocentros más importantes del país. Por otro lado, por la calidad de afloramientos de sus sucesiones sedimentarias constituye un excelente ámbito geológico para efectuar estudios sedimentológicos de detalle, así como regionales y estratigráfico-secuenciales. Estas investigaciones pueden utilizarse no sólo en beneficio del mejor aprovechamiento de los recursos del subsuelo de esta cubeta, sino también como análogos para el desarrollo de otros yacimientos y estudios de superficie del mundo.

En este contexto resulta sorprendente que, a pesar de haber pasado casi un siglo desde el descubrimiento de hidrocarburos en la Cuenca Neuquina (Uliana y Legarreta, 1993), los estudios de superficie realizados hasta la década del '80 sólo comprendían investigaciones de índole general (e.g. sobre estratigrafía, bioestratigrafía, paleoambientes, etc.). Además, en su mayoría abarcaban varias unidades litoestratigráficas cuando no directamente todo su relleno sedimentario.

El desarrollo de la estratigrafía secuencial como herramienta para analizar la historia de las sucesiones sedimentarias trajo nuevos vientos al conocimiento de la Cuenca Neuquina. En la década del '90 novedosos aportes científicos se produjeron bajo este enfoque, pero en este caso en estudios de mayor detalle. Miembros del Centro de Investigaciones Geológicas (Universidad Nacional de La Plata – Comisión Nacional de Investigaciones en Ciencia y Tecnología), a través de un Proyecto financiado por el CONICET (PIP N° 4352) que se titulaba "Estratigrafía secuencial y sedimentología del Jurásico tardío-Cretácico temprano en la Cuenca Neuquina" tuvieron definitiva influencia en dichos avances. Fue justamente en el marco de dicho proyecto que se propuso, hacia principios del año 1998, la realización de este trabajo de tesis doctoral, para cubrir los aspectos sedimentológicos, estratigráficos, paleoambientales y secuenciales de la Formación Mulichinco. Esta unidad se consideraba muy interesante tanto desde el punto de vista científico como por ser un importante reservorio en el subsuelo de la cuenca.

La Formación Mulichinco fue originalmente reconocida y definida por Weaver en 1931, en su extensa monografía sobre todo el relleno mesozoico de la Cuenca Neuquina. El nombre formal proviene del cerro Mulichinco, en el centro de la Provincia del Neuquén, ya que su llamativo tope chato se encuentra coronado por las sedimentitas de la unidad (**Fig. 1**). La Fomación Mulichino pertenece a la sucesión sedimentaria que Groeber (1946) denominara Ciclo Ándico, Subciclo Mendociano en un principio, y que luego fuera mo-

dificado a Grupo Mendoza por Stipanicic *et al*. (1968). En esta sucesión, la Formación Mulichinco constituye un paquete arenoso intercalado entre dos unidades marinas de predominante constitución pelítica y por ello su desarrollo se vinculó desde un primer momento con una fuerte regresión del ambiente marino (Groeber, 1946). Sin embargo, hasta el presente se carecía de un estudio detallado de la unidad. Más aún, su extensión no ha sido claramente establecida hasta el momento dada su fuerte variabilidad litológica como tampoco se conocía la distribución espacio-temporal de los ambientes deposicionales.

Este trabajo tiene como intención clarificar estas problemáticas y otras cuestiones que surgen de su análisis. Para ello, como actividad preliminar, se han recopilado los antecedentes bibliográficos y cartográficos disponibles. Esta labor permitió como primera medida definir el área de estudio del trabajo de tesis, en la cual luego se relevaron las secciones sedimentológicas de detalle. Por su parte, en gabinete se identificaron los principales tipos litológicos e invertebrados fósiles y se establecieron las correlaciones regionales. Finalmente, se caracterizaron las litofacies y asociaciones de facies que condujeron a la elaboración de los resultados.

De esta manera, los objetivos principales de este estudio sobre la Formación Mulichinco fueron:

1) caracterizar los atributos texturales y composicionales de las sedimentitas constituyentes;
2) establecer los distintos sistemas de acumulación y su interrelación;
3) determinar el verdadero alcance estratigráfico y bioestratigráfico de la unidad;
4) elaborar un esquema estratigráfico-secuencial y reconstruir la evolución paleogeográfica;
5) discutir los controles en la acumulación de la unidad.

Se considera que los resultados que aquí se presentan permitirán una mejor comprensión de la distribución de paleoambientes y paquetes arenosos durante estadios generales de mar bajo en cuencas semicerradas afectadas por eventos tectónicos, como es el caso de la Cuenca Neuquina durante la acumulación de la Formación Mulichinco. Esta información podrá ser utilizada entonces para actividades exploratorias en este depocentro, pero también para el análisis de otras sucesiones de subsuelo o afloramiento en cuencas con características similares a la cubeta neuquina.

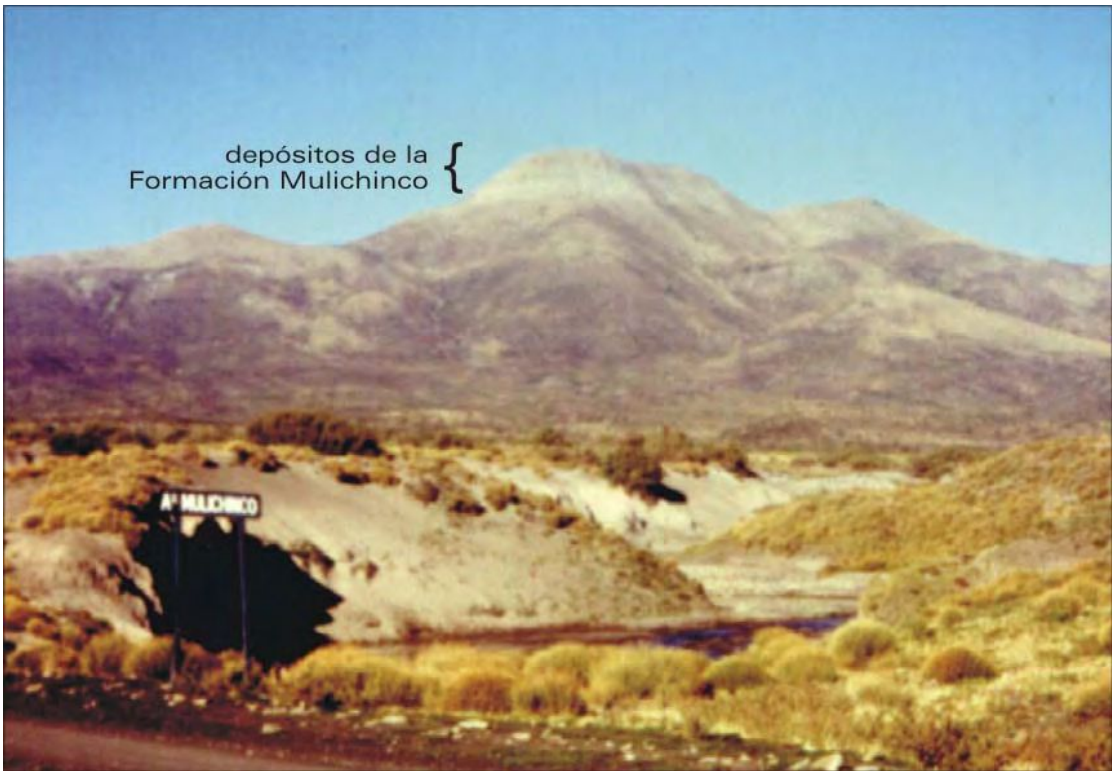


Figura 1. Vista en el fondo del cerro Mulichinco, ubicado en el centro de la Provincia del Neuquén, y coronado por los depósitos de la Formación homónima. En primer plano el arroyo Mulichinco o "Moluche Co", que en lengua mapuche significa "Arroyo de la gente del oeste" y, según cuenta la tradición, la toponimia refiere al lugar donde se instalaban los moluches cuando venían desde el otro lado de los Andes para buscar sal en las regiones aledañas (Álvarez, 1981).

CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA

En este trabajo de tesis se han desarrollado las sucesivas etapas que involucra el método científico. Como primera medida se ha planteado la hipótesis inicial y se han determinado los condicionantes generales del problema. Luego, para realizar una aproximación a dicha problemática, se elaboró una recopilación bibliográfica del objeto de estudio. A continuación se pasó al período de "observación y medición", que en este caso consistió en la recolección de datos de campo y laboratorio. Finalmente, mediante la integración y análisis de toda la información se elaboraron los resultados.

2.1. Hipótesis inicial

La Formación Mulichinco esta compuesta por una sucesión sedimentaria que incluye a rocas sedimentarias de variado origen, desde continentales a marinas. Su contraste con las unidades infra y suprayacentes, en general mucho más monótonas, es muy elevado. Cambios significativos en términos de ambientes de sedimentación y controles en los procesos de acumulación deben haberse registrado para disparar este brusco cambio de litologías. Esta tesis propone la utilización de herramientas de probada eficacia en el análisis de sucesiones sedimentarias para poder arribar a sentencias que permitan explicar la origen de los depósitos atribuidos a la Formación Mulichinco, así como comprender la naturaleza de los cambios acontecidos.

2.2. Recopilación de información

Como primera tarea de aproximación para resolver esta la problemática, se revisaron todos los antecedentes disponibles sobre la Formación Mulichinco, unidades equivalentes y adyacentes, así también bibliografía relativa a la historia tectónica y estratigráfica de toda la Cuenca Neuquina. Mediante esta tarea se pudo establecer en forma fehaciente el estado en que se encontraba el conocimiento sobre esta unidad y definir el alcance del área de estudio. En forma simultánea se intensificó la lectura bibliográfica de trabajos sedimentológicos específicos, que permitió adquirir las herramientas teóricas fundamentales para el estudio de las sedimentitas en cuestión.

Una vez establecida el área de estudio, sobre la base de imágenes LANDSAT TM, fotografías áreas y compilación de mapas geológicos, se elaboró un mapa digitalizado geológico-estructural de afloramientos del Grupo Mendoza en general y de la Formación Mulichinco en particular. Esta actividad resultó fundamental toda vez que no existía un mapa de compilación que mostrara la distribución espacial de los afloramientos de las unidades involucradas en este estudio.

2.3. Recolección de datos

2.3.1. Tareas de campo

Mediante el análisis bibliográfico y cartográfico, en forma conjunta con un viaje de relevamiento general al área de estudio, se pudieron establecer las localidades en las cuales la unidad se encontraba con las mejores y más completas exposiciones y por lo tanto resultaban óptimas para su estudio. Algunas otras secciones complementarias, incompletas o con peor grado de exposición fueron también medidas, pero en este caso por su importante ubicación regional.

De esta manera, durante 5 viajes de campo entre noviembre de 1998 y octubre de 2001, se relevaron 15 perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1:100), que suman en total más de 3.800 m de espesor de sedimentitas medidos. Durante las tareas de campo se puso especial énfasis en la descripción de litologías, estructuras sedimentarias, bioturbación, contenido fósil, características tafonómicas de macrofauna, relaciones y geometrías estratales y contacto entre unidades; también la medición de espesores y paleocorrientes fue un aspecto crítico. A su vez, en la mayoría de las localidades se realizó un muestreo no sistemático de roca, trazas fósiles, macrofósiles y/o restos vegetales.

2.3.2. Tareas de gabinete y laboratorio

En el gabinete se dibujaron las columnas sedimentarias, tanto a mano alzada como en formato digital, a partir de la utilización de programas de dibujo que corren en computadoras personales (PC). Esta actividad permitió volcar en forma sinóptica toda la información recolectada en el campo. Su procesamiento digital facilitó además trabajar en distintas escalas y generar esquemas regionales de correlación. Por su parte, los datos de paleocorrientes medidos fueron volcados en diagramas de rosas, discriminados por tipos de estructuras sedimentarias y por diferentes secciones de la unidad.

En cuanto a las características litológicas, la determinación litológica en general realizada en el campo fue ajustada por descripciones de lupa y microscopio en el laboratorio. La descripción de más de 50 secciones delgadas bajo petrografía convencional permitió determinar en forma particular el tamaño, redondez, selección y composición de los detritos. Ocasionalmente se utilizó petrografía por catodoluminiscencia, pero en general las muestras resultaron no aptas para esta técnica. Los resultados del análisis composicional se han volcado en diagramas triangulares (Folk *et al.*, 1970), pero escapa a los objetivos de este estudio una petrografía de detalle.

Mediante la técnica de difracción de rayos X se identificaron asociaciones mineralógicas a partir de más de 50 muestras de materiales pelíticos. Las muestras analizadas corresponden a dos tipos: polvo y orientadas. Mediante la primera técnica se

reconocieron las principales asociaciones mineralógicas y se distinguió entre fangolitas silicoclásticas, margas y fangos calcáreos. Luego, mediante la técnica de muestra orientada, se realizó un análisis semi-cuantitativo de la proporción relativa de los argilominerales en las pelitas terrígenas.

En cuanto a los fósiles recolectados, la identificación taxonómica de amonites (más de 50 muestras) estuvo a cargo de la especialista Dra. M. Beatriz Aguirre-Urreta (UBA-CONICET). Esta información resultó vital para ajustar la edad de toda la unidad y el alcance temporal de los intervalos internos reconocidos. El resto del material fósil fue entregado al Lic. Fernando Archuby, quien realizó gran parte de las determinaciones taxonómicas que se detallan en este trabajo. Cuando fue posible, se reconocieron asociaciones faunísticas y se realizaron reconstrucciones paleoecológicas.

Por otra parte, un total de 52 muestras de sedimentos finos y pertenecientes a ocho perfiles columnares, fueron tratadas para la recuperación de microfósiles y analizadas por la Dra. Sara Ballent (UNLP-CONICET). Dicho trabajo constituye el primer estudio de estas características en la Formación Mulichinco y se realizó con el objetivo principal de reconocer la signatura paleoambiental de algunas sucesiones finas no portadoras de macrofósiles. Una síntesis de dicho estudio será citado en este trabajo como Ballent (2001). También con el mismo fin se realizó un análisis somero de palinomorfos. Para ello se seleccionaron 18 muestras a lo largo de 5 secciones estudiadas, y las tareas estuvieron a cargo del Lic. Marcelo Hernández (CONICET). Desdichadamente pocas muestras resultaron fértiles, aunque en algunas se hallaron dinoflagelados y/o esporas.

Finalmente, en cuanto a la icnología, si bien gran parte de las trazas fósiles fueron identificadas en el campo, en gabinete se realizó la asignación icnotaxonómica de aquéllas dudosas. En esta tarea de identificación, descripción e interpretación de las icnitas se contó con la colaboración del Dr. Daniel Poiré (UNLP-CONICET); estos datos aportaron a las interpretaciones paleoambientales. Dado que las abundantes trazas que porta la Formación Mulichinco habían sido muy poco estudiadas hasta el presente, esta tarea también reportó un fuerte avance en su conocimiento.

2.4. Análisis intelectual de la información

Sobre la base del análisis conjunto de toda la información, principalmente las características litológicas, estructuras primarias y contenido fósil, se identificaron e interpretaron las facies sedimentarias. Éstas representan procesos sedimentarios, independientemente del contexto ambiental. Por su íntima asociación vertical y relaciones estratales, determinadas facies se agruparon en asociaciones de facies, las cuales sí representan subambientes de acumulación. De esta manera, la distribución espacial y

temporal de las asociaciones de facies permitió arribar a los modelos de sedimentación, uno de los objetivos primordiales de esta tesis.

En una etapa posterior se utilizaron las herramientas de la estratigrafía secuencial para analizar y comprender la sucesión sedimentaria. Esta actividad condujo a la elaboración de un esquema estratigráfico-secuencial general (toda la unidad) y otro de alta resolución (secuencias de mayor frecuencia). Sobre la base de este análisis se han discutido los factores que han controlado la acumulación de las sedimentitas pertenecientes a la Formación Mulichinco. Finalmente, con la distribución espacial de los paleoambientes y el marco secuencial, fue posible proponer una sucesión de reconstrucciones paleogeográficas para distintos estadios del intervalo analizado.

Es importante destacar en este momento que para todas estas actividades relacionadas con el análisis intelectual de la información fue indispensable la lectura crítica de bibliografía especializada de última aparición.

CAPÍTULO 3: ÁMBITO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES

3.1. La Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina es una amplia región territorial de la República Argentina ubicada entre los 35° y 40° de latitud sur, inmediatamente al este de los Andes (**Fig. 2**). Esta región comprende casi la totalidad de la Provincia del Neuquén, sur de Mendoza, sudoeste de La Pampa y noroeste de Río Negro (Digregorio & Uliana, 1979). Para la comunidad en general, sin dudas, su interés principal está centrado en la actividad petrolera, que se ha desarrollado en ella desde principios del siglo pasado hasta la actualidad (Uliana & Legarreta, 1993). La existencia de hidrocarburos en esta cuenca es una de las tantas riquezas que brinda el subsuelo del territorio argentino.

Desde el punto de vista geológico, la Cuenca Neuquina constituye una depresión de la corteza formada hacia fines del Triásico Tardío, en la cual se acumularon en algunos casos hasta 8 km de sedimentos hasta su colmatación hacia el Terciario Temprano. Su extensión máxima ronda los 200.000 km^2 (Uliana & Legarreta, 1993) y se encuentra limitada al oeste por el cinturón deformado de la Cordillera de los Andes, al este por el Bloque de la Sierra Pintada y hacia el sudeste por el Macizo Nordpatagónico (**Fig. 3**). No obstante, gran parte de la sucesión estratigráfica de la Cuenca Neuquina se extiende hasta la provincia geológica de la Cordillera Principal, que ocupa el área andina del centro-norte de Mendoza, San Juan y norte del Neuquén (Yrigoyen, 1979). Esta región de la cubeta recibe el nombre de Sector Aconcagüino (Fig. 3).

La historia tectonoestratigráfica de la Cuenca Neuquina (**Fig. 4**) muestra que este depocentro ha tenido una evolución muy compleja, que registra al menos 220 Ma de subsidencia cuencal (Vergani *et al.*, 1995). En tiempos previos a su generación (330-280 Ma., Carbonífero Tardío), el área estuvo afectada por convergencia de una placa oceánica por debajo del margen occidental del Gondwana, que dio lugar a la formación de un arco magmático (Franzese & Spalletti, 2001; Llambías, 2001). Según estos mismos autores, hacia el Pérmico más alto a Triásico Temprano (280-240 Ma.), un calentamiento o anomalía astenosférica relacionado con el cese de la subsidencia, habría generado un fenómeno extensional regional y magmatismo bimodal en zonas periféricas de la actual Cuenca Neuquina (Provincia magmática Choiyoi, *cf.* Llambías, 2001). En estas condiciones de corteza engrosada y con temperatura anómala, la región de Gondwana adyacente al margen proto-Pacífico entre los 30 y 40º S se habría debilitado y colapsado generando la fase de rift inicial del depocentro. Esta etapa abarcó del Triásico más alto al Jurásico Temprano (Fig. 4), y se caracteriza por la generación de hemigrábenes aislados controlados por fuerte subsidencia mecánica (Franzese & Spalletti, 2001).

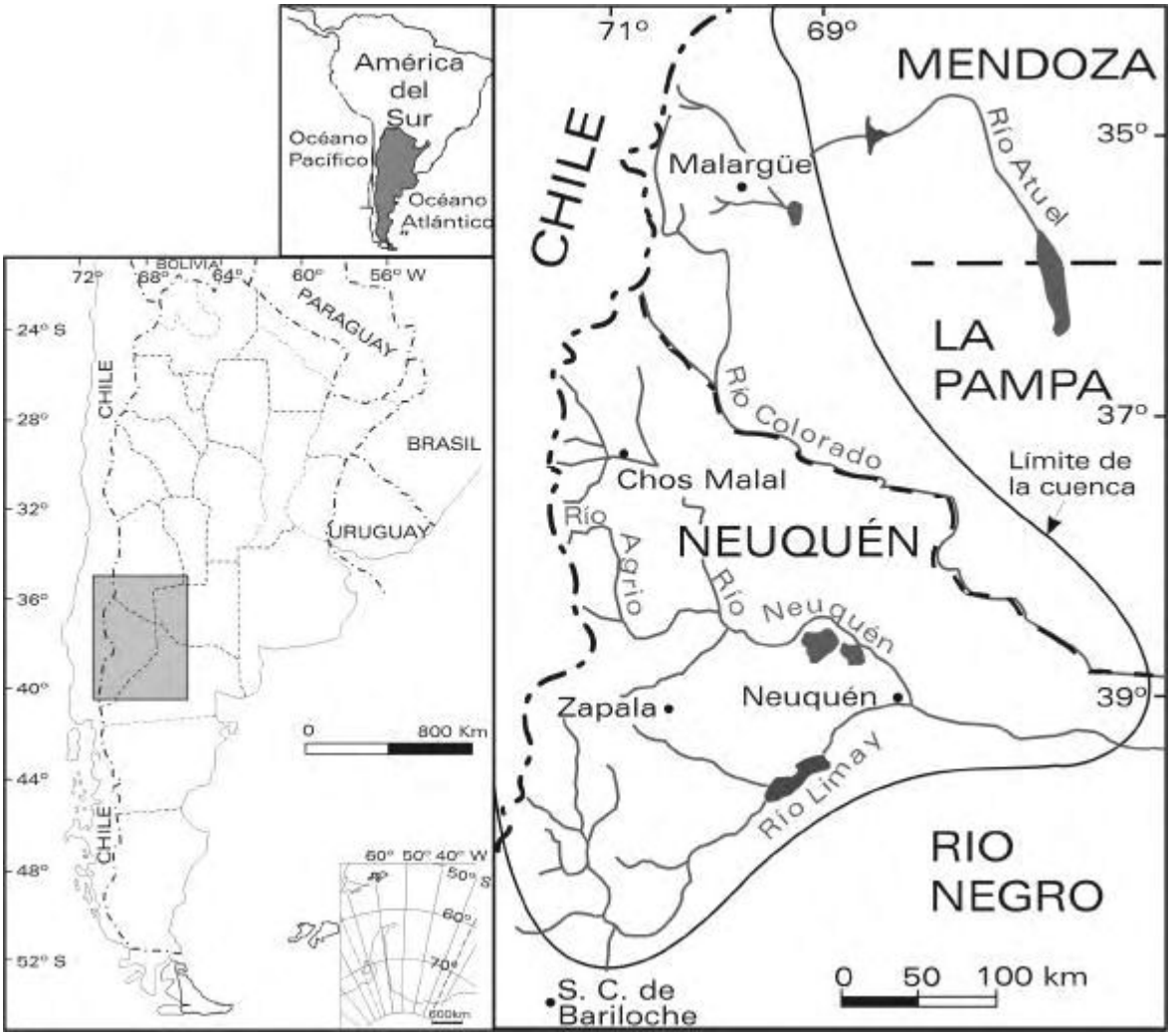


Figura 2. Ubicación geográfica y extensión de la Cuenca Neuquina (modificado de Legarreta & Gulisano, 1989).

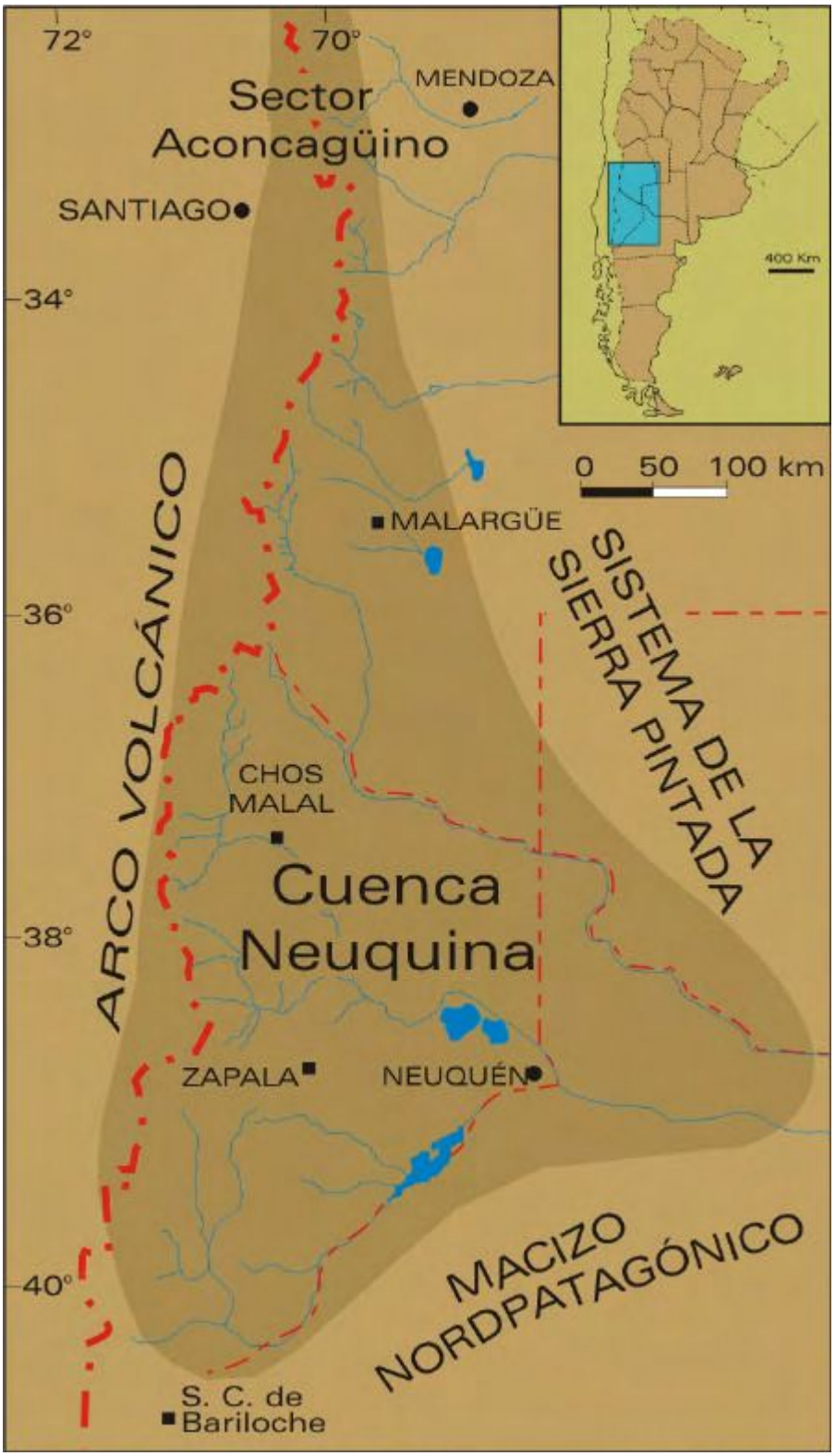


Figura 3. Contexto geológico de la Cuenca Neuquina y su extensión hasta la Cordillera Principal o Sector Aconcagüino (modificado de Schwarz *et al.*, 2002).

A continuación se instaló una etapa de post-rift con subsidencia termal, que posibilitó una transgresión marina generalizada (Jurásico Temprano a Medio) y la unificación de todos los pequeños depocentros en una sola y homogénea entidad geodinámica (Franzese & Spalletti, 2001). A partir de allí, la subsidencia regional coexistió con el crecimiento y desarrollo al oeste un arco magmático durante el Mesozoico. De éste aún se desconoce a ciencia cierta cuál fue su verdadero comportamiento. No obstante, diversos períodos de inversión tectónica se produjeron durante este tiempo (Fig. 4), debido a movimientos tectónicos relacionados con el desarrollo de los Andes (Uliana & Legarreta, 1993; Vergani *et al.*, 1995). El intervalo estratigráfico que se estudia en esta tesis se relaciona justamente con uno de esos pulsos de inversión tectónica (Vergani *et al.*, 1995) (**Fig. 4**).

Finalmente, hacia el Cretácico Tardío el depocentro adquirió un comportamiento de cuenca de antepaís que alcanza su máxima fase de deformación en el Terciario. Esta fase tectónica compresiva, con clímax en el Mioceno y Plioceno, es la responsable de la generación de relieves montañosos importantes, así como también de la configuración final de deformación de la Cuenca Neuquina-Aconcagüina (Fig. 4).

3.2. El relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina

La sucesión sedimentaria de la Cuenca Neuquina comprende desde el Triásico Tardío hasta el Paleoceno y se apoya sobre un basamento ígneo-metamórfico de edad Paleozoico Tardío hasta Triásico Temprano (Legarreta & Gulisano, 1989).

El primer análisis estratigráfico completo de este relleno sedimentario fue elaborado por Groeber, quien realizó extensos estudios en la Cuenca Neuquina (1929, 1933, 1946, 1952). Basado en el reconocimiento de discordancias mayores e interrupciones en la sedimentación, este autor definió tres ciclos de sedimentación de mayor escala (Groeber, 1946): "Jurásico", Ándico y Riográndico (**Fig. 5**). Dentro de ellos, también reconoció ciclos de orden menor o "subciclos" (Cuyano, Loteniano-Chacayano, Mendociano, Rayosiano, Neuqueniano y Malalhueyano), que interpretó en parte como generados por la existencia de repetitivas transgresiones y regresiones marinas (Groeber, 1946). Los lineamientos propuestos por este autor revisten aún hoy en día de significativa importancia.

Revisiones posteriores acerca de todo relleno de la Cuenca Neuquina han sido efectuadas por Digregorio (1972), Digregorio & Uliana (1979), Legarreta & Gulisano (1989) y Legarreta & Uliana (1999), entre otros. Sobre la base de estos aportes, se ha podido establecer el cuadro general que se ilustra en la Figura 5. Por su parte, en los estudios modernos con enfoque estratigráfico-secuencial, las unidades litoestratigráficas correspondien-

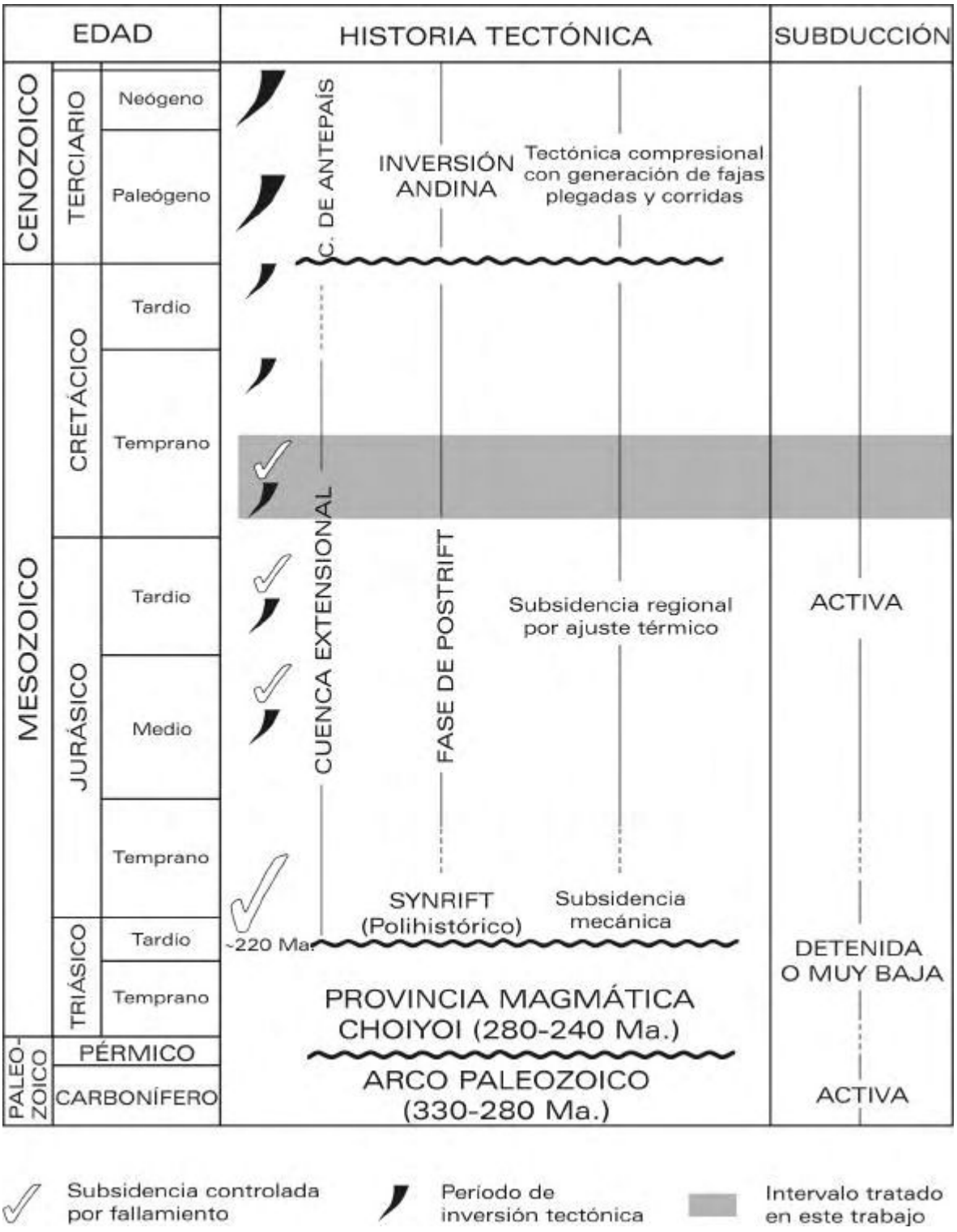


Figura 4. Historia tectono-estratigráfica de la Cuenca Neuquina y eventos relacionados (a partir de Legarreta & Uliana, 1991; Vergani *et al.*, 1995; Franzese & Spalletti, 2001 y Llambías, 2001). La subducción se desarrolla en el margen proto-Pacífico de Gondwana.

tes a la Megasecuencia de la Cuenca Neuquina han sido parcialmente reagrupadas (Legarreta & Gulisano, 1989; Legarreta *et al.,* 1993). Estos autores han diferenciado secuencias deposicionales o Supersecuencias, que a su vez se dividen en Mesosecuencias y por último en Secuencias. Es dable destacar que las Supersecuencias y Mesosecuencias (Fig. 5) se correlacionan en parte con los ciclos y subciclos de Groeber (1946). Estos estudios secuenciales han considerado que los cambios eustáticos de escala global y local han controlado de manera primordial el desarrollo de dichas secuencias de distinta escala. Sin embargo, como ya se ha mencionado, investigaciones posteriores han mostrado una fuerte influencia de la tectónica en la génesis de algunas sucesiones del Mesozoico de la Cuenca Neuquina (Vergani *et al.*, 1995).

3.3. El Grupo Mendoza (Tithoniano-Cretácico Inferior)

3.3.1. Su definición

El subciclo Mendociano había sido definido justamente en la Provincia de Mendoza como formado por *"facies uniformemente calcáreo-arcilloso-esquistosa"* (Groeber, 1946, pág. 184), ubicadas éstas en el sector basal del ciclo Ándico; su edad comprendía desde el "Tithoniense" hasta el "Barremiense". Por otra parte, aproximadamente el mismo lapso temporal estaba representado en la Provincia del Neuquén por las formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio, las cuales habían sido definidas por Weaver (1931) en su extenso trabajo sobre el Mesozoico de la Cuenca Neuquina. De esta forma, trabajos posteriores, siguiendo un criterio temporal, agruparon complexivamente a estas unidades también en el ciclo Mendociano, pero bajo la denominación de Grupo Mendoza, para adecuarlo al Código Estratigráfico (Stipanicic *et al.*, 1968). Sin embargo, como lo hicieran notar Leanza *et al.* (1977), esta designación resultó finalmente poco adecuada puesto que la zona típica del Grupo Mendoza se encuentra en la actualidad en la Provincia del Neuquén y no en la de Mendoza. Esto se debe a que, si bien en algunos sectores de esta última pueden separarse tres unidades litoestratigráficas (formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio), en otras extensas áreas de afloramiento la uniformidad litológica descripta por Groeber (1946), impide su separación en un grupo de formaciones (*cf.* Dessanti, 1973; Leanza *et al.*, 1977). La inapropiada nomenclatura de esta sucesión persiste aún hoy; no obstante el uso tan arraigado de "Grupo Mendoza" en la Provincia del Neuquén hace prácticamente imposible introducir un cambio en tal denominación.

Aspectos generales estratigráficos, bioestratigráficos, sedimentológicos y secuenciales del Grupo Mendoza o de partes de él fueron muy estudiados desde la década del '70 hasta la actualidad, tanto por sus potenciales como rocas generadoras y reservorio de hidrocarburos, como por su interés minero y científico (Marchese, 1971; Leanza, 1973; Uliana *et al.*, 1977; Leanza *et al.*, 1977; Leanza & Hugo, 1977; Gulisano *et al.*, 1984;

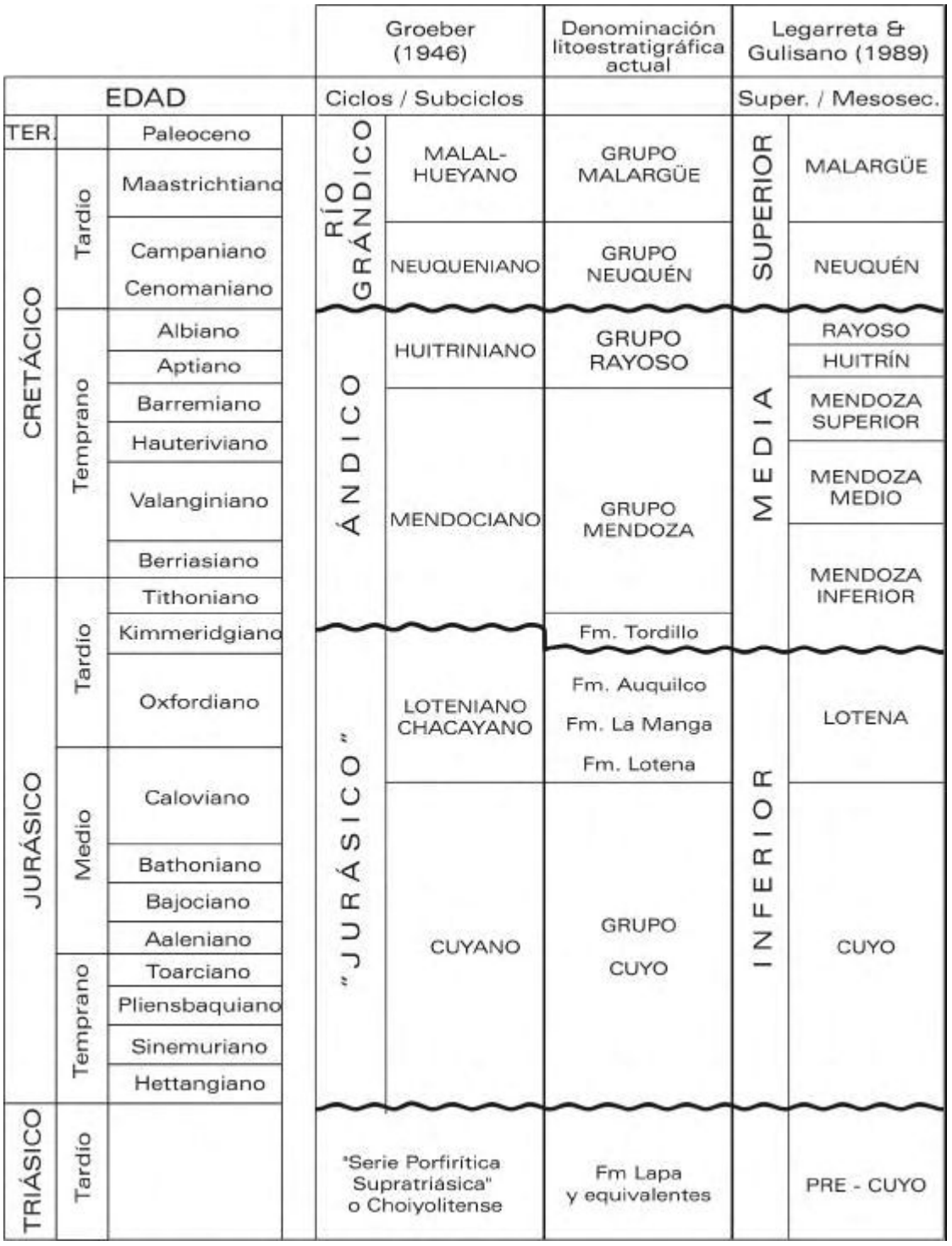


Figura 5. Cuadro estratigráfico del relleno de la Cuenca Neuquina (compilado de Groeber, 1946; Digregorio, 1972; Legarreta & Gulisano, 1989; Legarreta & Uliana, 1999). Super.: Supersecuencia; Mesosec.: Mesosecuencia; TER: Terciario.

Mitchum & Uliana, 1985; Legarreta & Gulisano, 1989; Legarreta & Uliana, 1991; Uliana & Legarreta, 1993; Aguirre-Urreta & Rawson, 1997, 1999a,b; Spalletti *et al.*, 2000; Sagasti, 2001, entre otros).

3.3.2. Principales características del Grupo Mendoza

El Grupo Mendoza se apoya en concordancia sobre depósitos clásticos de la Formación Tordillo y es sobreyacido por la Formación Huitrín mediante una superficie de discordancia erosiva (**Fig. 6**). Su rango cronoestratigráfico se ubicaría entre el Tithoniano y el Barremiano (Leanza *et al.*, 1977; Aguirre-Urreta & Rawson, 1997) y constituye una pila sedimentaria de hasta 2.500 m de potencia (Digregorio & Uliana, 1979).

El Grupo Mendoza aflorante en la Provincia del Neuquén se compone en general de depósitos finos euxínicos potentes de centro de cuenca, conocidos como formaciones Formación Vaca Muerta y Agrio (Fig. 6). Por su parte, depósitos coetáneos de calizas y areniscas de ambientes marino y marino-marginal se han denominado como Formación Picún Leufú, Formación Quintuco y/o Loma Montosa según el intervalo estratigráfico o ubicación geográfica, mientras que facies continentales hacia los flancos del depocentro reciben el nombre de Formación Bajada Colorada, Formación Centenario y/o Formación La Amarga (Fig. 6). A diferencia de estas unidades que poseen una cierta uniformidad litológica, dentro de la Formación Mulichinco se agrupa a rocas continentales, marino-marginales y marinas que se encuentran intercaladas entre las sedimentitas de ambientes cuencales de las Formaciones Vaca Muerta y Agrio.

En la Provincia de Mendoza existen también facies profundas asignables a las formaciones Vaca Muerta y Agrio, a las que se suman depósitos de calizas bioclásticas y arrecifales de la Formación Chachao y clásticos rojos de la Formación Lindero de Piedra. Para una síntesis de las unidades correspondientes a este intervalo Kimmeridgiano a Cretácico Temprano se puede consultar por ejemplo a Legarreta & Gulisano (1989) o Legarreta & Uliana (1999).

Desde el punto de vista secuencial, dentro del intervalo Tithoniano - Neocomiano se reconocen tres Mesosecuencias (Fig. 5), cuyas bases están conformadas por sedimentitas que claramente rompen el esquema general de facies del depocentro (Legarreta & Gulisano, 1989); dichas unidades se denominan Formación Tordillo, Formación Mulichinco y Miembro Avilé de la Formación Agrio (Fig. 6). Estas sucesiones sedimentarias representan períodos de constricción del medio marino y desplazamiento de fajas de facies hacia el centro de cuenca y han sido caracterizadas secuencialmente como depósitos de mar bajo de segundo orden (Legarreta & Gulisano, 1989).

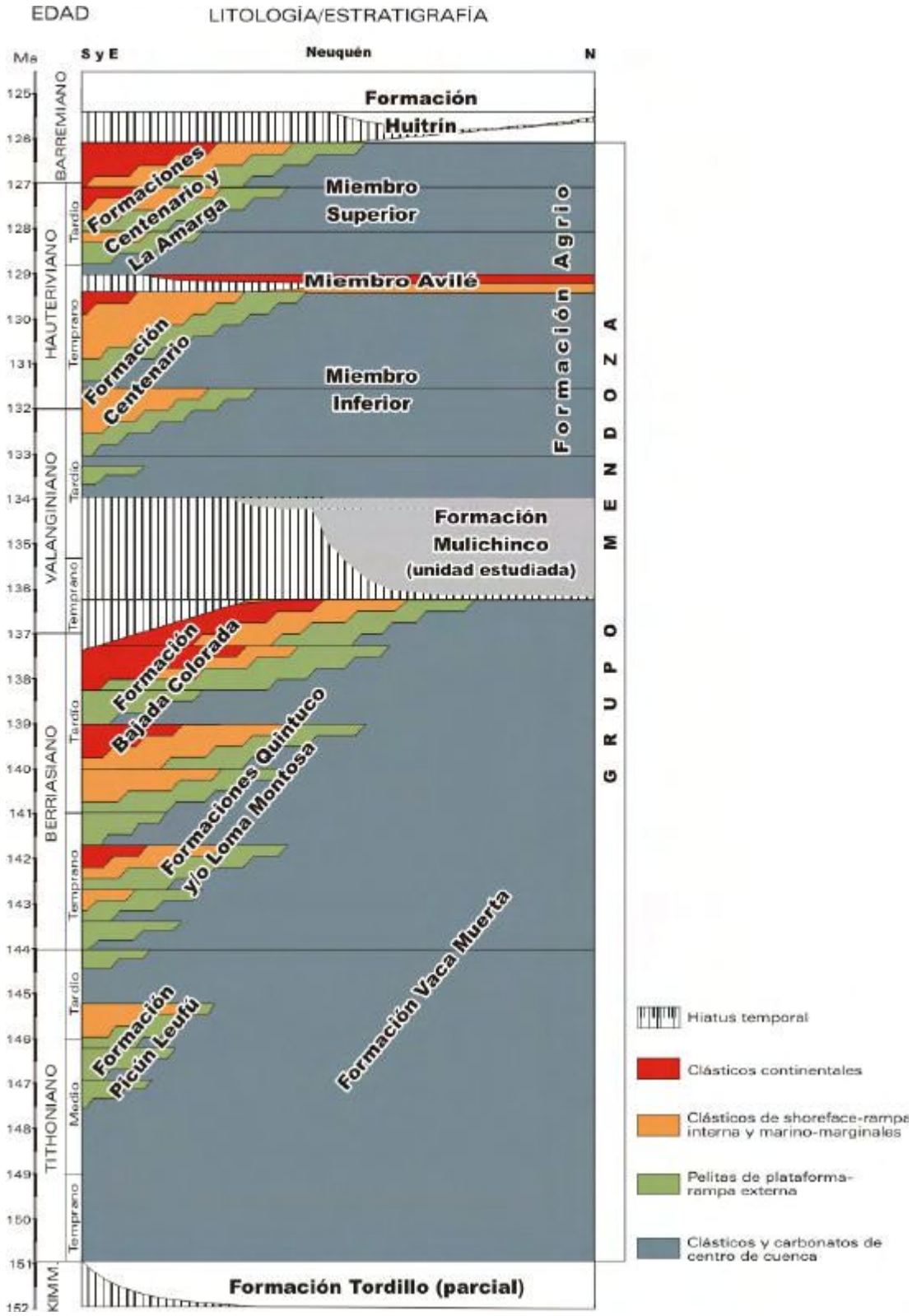


Figura 6. Cuadro cronoestratigráfico y litofacial del Grupo Mendoza y unidades adyacentes en la Provincia del Neuquén. Las Formaciones Loma Montosa y Centenario corresponden exclusivamente a unidades de subsuelo (esquema tomado de Veiga *et al.*, 2002, y modificado a partir de Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta & Gulisano, 1989; Legarreta & Uliana, 1999). Escala en Ma de Gradstein *et al.* (1995).

3.4. La Formación Mulichinco

3.4.1. Su definición (Weaver, 1931)

La Formación Mulichinco fue definida por Weaver (1931), en un extenso trabajo de tesis sobre la "Paleontología del Jurásico y Cretácico de la Cuenca Neuquina". Este autor escribió (pág. 53):

> ..."*Above these and constituing the middle division are massive sandstones and conglomerates with interbedded sandy shales which are of continental origin*"...["Por arriba de éstos (léase Formación Quintuco) y constituyendo la división media (léase Formación Mulichinco) se encuentran conglomerados y areniscas masivas, con lutitas arenosas intercaladas, que son de origen continental"].

Según la definición de Weaver, la unidad se apoya en discordancia sobre la Formación Quintuco y es cubierta en forma neta por la Formación Agrio, pero presenta fuertes variaciones faciales. Haciendo alusión a este tema aclaró (pág. 53):

> ... "*In Central and South Central Neuquen on the south of the Rio Agrio, the middle division attains an average thickness of about 500 m. On the northern side of Rio Agrio in North Central and Northern Neuquen, its thickness decreases to approximately 200 metres. In Northern Neuquen marine intercalations begin to appear with in it, and still farther to the north in Mendoza the middle continental phase almost entirely dissapears and, as far as its litologic unity is concerned, loses its identity*"...["En Neuquén Central y Centro-Sur, al sur del Río Agrio, la División Media (léase la Formación Mulichinco) alcanza espesores promedios de alrededor de 500 m. Al norte del Río Agrio, en Centro-Norte y Norte del Neuquén, su espesor decrece hasta 200 m aproximadamente. En la región norte de Neuquén, intercalaciones marinas empiezan a aparecer dentro de ella, y más al norte todavía, en Mendoza, la fase continental media casi desaparece por completo y, en lo que concierne a su unidad litológica, pierde su identidad"].

En su trabajo, Weaver (1931) expone las características de 14 secciones de la Formación Mulichinco, bien mediante descripciones muy generales, bien con cierto detalle. No obstante, todas figuran en su cuadro de correlación, de donde han sido extraídos los perfiles que se ilustran en la **Figura 7**. Acorde con dicho autor, en el extremo sur del área estudiada la unidad se compone de depósitos continentales que alcanzan los 600 m de potencia (área de Picún Leufú), reduciéndose a 500 m en la sierra de la Vaca Muerta (Fig. 7a). Justo al norte del río Agrio (Fig. 2), en localidades como cerro Salado, arroyo Coihueco y cerro Candelero, continúa integrada por acumulaciones continentales, pero su potencia

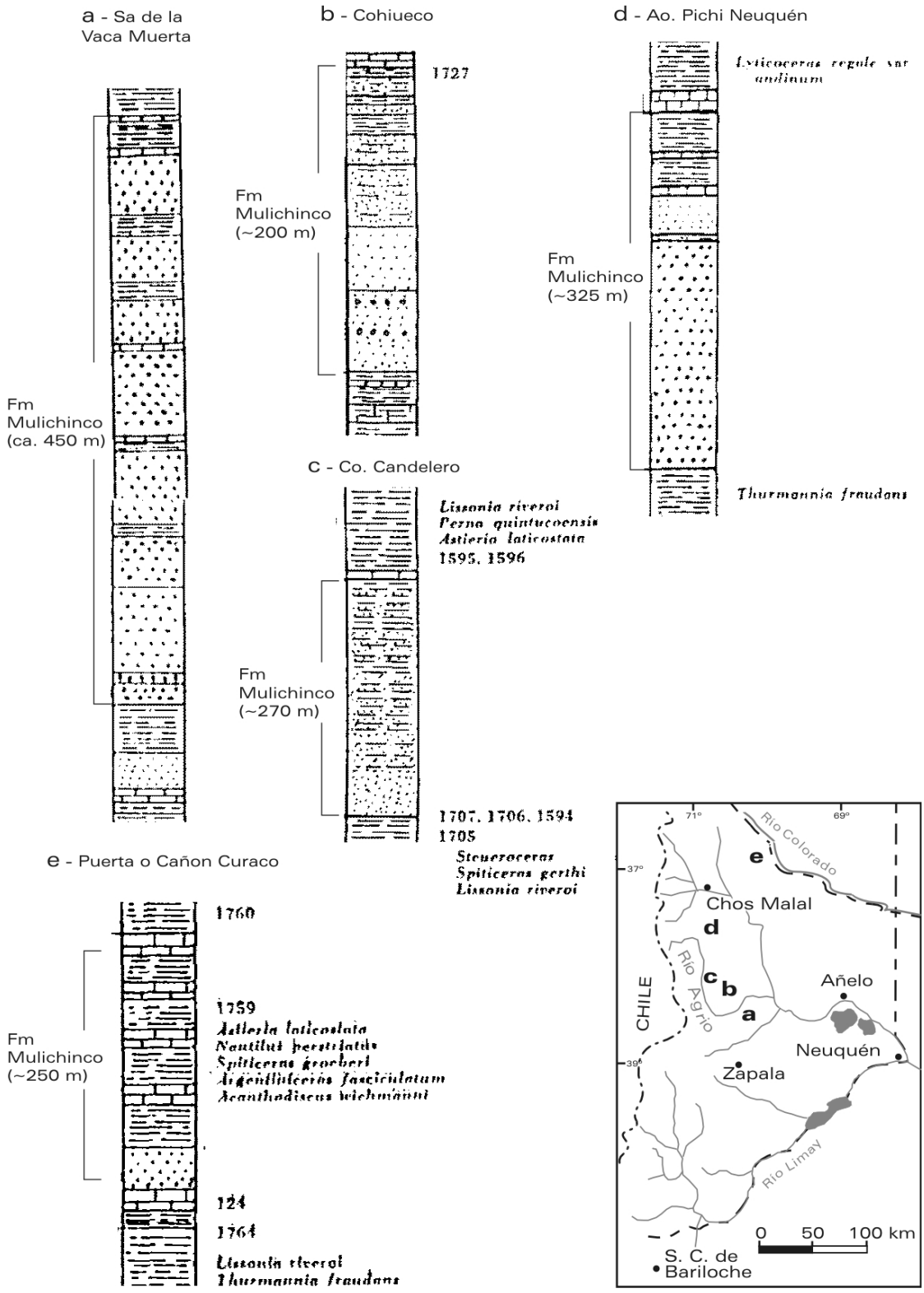


Figura 7. Perfiles originales de la Formación Mulichinco extraídos del cuadro de correlación estratigráfica de Weaver (1931) y su ubicación en la Provincia del Neuquén. El perfil **a** se localiza en la región septentrional de su Zona Sur; el **b** y **c** están en su Zona Centro-Sur; el **d** en su Zona Centro-Norte; y el **e**, en su Zona Norte.

se reduce drásticamente a espesores de entre 200 y 270 m (Fig. 7b y c). Algo más al norte (área del Ao. Pichi Neuquén, Co. Mula, Co. Rayoso), ya el autor menciona la existencia de depósitos marinos hacia el tope de la unidad y un nuevo aumento de espesores (Fig. 7d). Finalmente, para el extremo septentrional (secciones de Cañón Curaco y Cañada Colorada) describe depósitos clásticos y carbonáticos de origen marino, con abundantes restos de invertebrados (Fig. 7e).

Con lo expuesto hasta aquí se aprecia que ya en el imaginario de Weaver existía un esquema general para la Formación Mulichinco, que concebía el pasaje desde depósitos enteramente continentales al sur del Neuquén, hasta acumulaciones marinas en la porción más septentrional de la provincia. Varios autores mantuvieron esta idea original, Marchese (1971), Uliana *et al.* (1977) y Legarreta & Gulisano (1989), entre otros. En cambio, Zavala (2000, pág. 50) ha propuesto ambientes de acumulación lacustres para los sedimentos basales de la unidad y la inexistencia de sedimentación marina en la etapa inicial. En este trabajo de tesis se retoman las ideas originales de Weaver y se proponen modelos de sedimentación ajustados para la Formación Mulichinco, pero también se discutirá en el capítulo 8 la problemática de emplear un único nombre formacional para sedimentitas de tan variado origen.

3.4.2. Alcance actual de la unidad

Como ya se ha visto, luego de su definición original numerosos autores abordaron el estudio de la unidad, pero por lo general en forma integrada con las formaciones infla y suprayacentes (Groeber, 1946; Marchese, 1971; Leanza *et al.*, 1977; Uliana *et al.*, 1977). Varios de estos autores, incluido el propio Weaver, habían hecho notar que las facies continentales al sur del río Agrio eran muy distintas de las localizadas al norte de dicho curso (Fig. 2). Recién en la década del '80 se pudieron descifrar las razones. Estudios estratigráficos detallados de afloramientos permitieron a Gulisano *et al.* (1984) establecer una de las principales revoluciones en el estudio y alcance de la Formación Mulichinco. Estos autores realizaron un análisis estratigráfico secuencial del intervalo Tithoniano-Valanginiano en el sudoeste del Neuquén, en el que determinaron los ambientes de acumulación y establecieron nueve secuencias (**Fig. 8**). Como punto sobresaliente indicaron que:

> ... *"la Formación Mulichinco del área tipo (secuencia A9) no se corresponde ni física ni temporalmente con los depósitos igualmente denominados desde la Sierra de la Vaca Muerta al sur, al tiempo que estarían separados por una discordancia"* ... (Gulisano *et al.*, 1984, p. 232).

En ese trabajo, los depósitos australes recibieron la denominación Formación "Mulichinco", mientras que los septentrionales se denominaron Formación Mulichinco

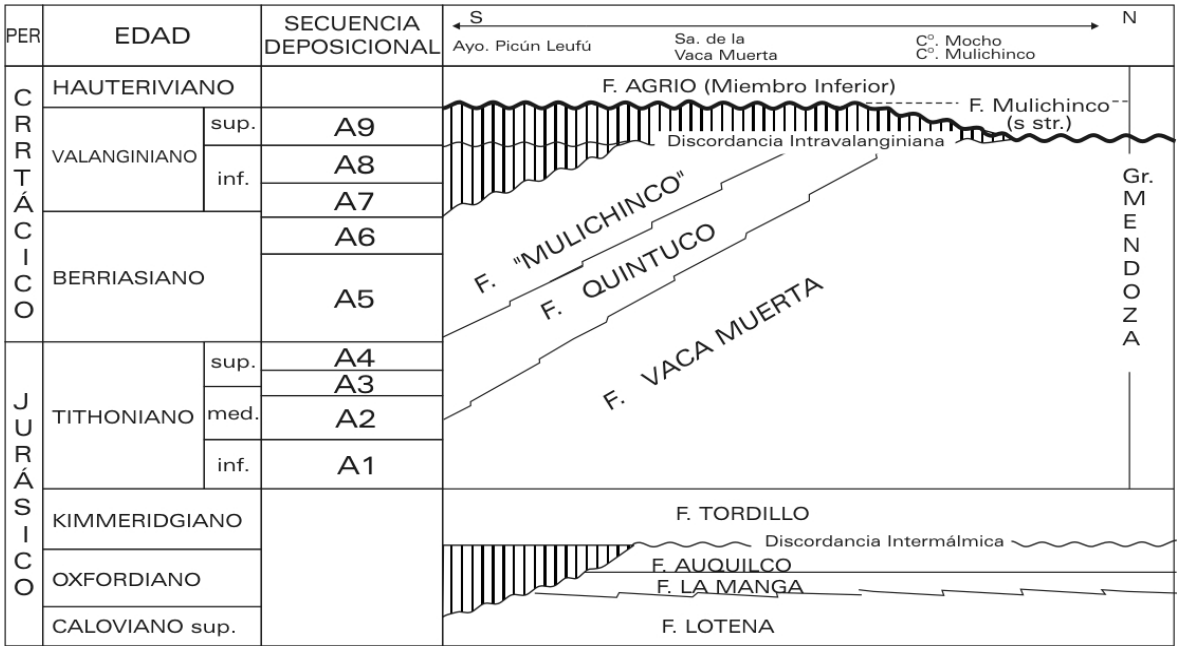


Figura 8. Cuadro estratigráfico del Grupo Mendoza según Gulisano *et al.* (1984, su figura 4). PER: Período; inf: Inferior (léase Temprano); med: Medio; sup: Superior (léase Tardío); F: Formación; Gr.: Grupo; s str.: *sensu strictu*.

sensu strictu (Fig. 8). Por su ubicación temporal, la superficie de erosión limitante se llamó en ese trabajo "Discontinuidad Intravalanginiana".

Foucault *et al.* (1987) reforzaron esta idea con estudios de subsuelo, en donde reconocieron y trazaron la discontinuidad en el sur del Neuquén. Mediante este trabajo se pudo establecer también que los depósitos pertenecientes a la Formación "Mulichinco" de Gulisano *et al.* (1984), eran correlacionables con la Formación Bajada Colorada que afloraba en el valle del río Limay (**Fig. 9**), originalmente descripta como de posible edad Aptiana (Roll, 1939).

Sobre la base de ese trabajo, Legarreta & Gulisano (1989) fueron quiénes por primera vez utilizaron la denominación Formación Bajada Colorada para los depósitos aflorantes desde el río Agrio hacia el sur (Fig. 9). Esta proposición fue adoptada en años sucesivos por otros autores (Leanza & Hugo, 1997; Legarreta & Uliana, 1999, entre otros).

Como consecuencia, la denominación Formación Mulichinco queda restringida a los depósitos que afloran desde del río Agrio hacia el norte de la Provincia del Neuquén (Schwarz, 2002), que son el objeto de estudio del presente trabajo de tesis (Fig. 9). A continuación se presenta una síntesis bibliográfica sobre las principales características litofaciales, paleontológicas, ambientales y secuenciales de la unidad en esta región.

3.4.3. Relaciones estratigráficas

La mayoría de los autores que estudiaron la sucesión Tithoniana-Neocomiana coincidieron en señalar que la Formación Mulichinco se distinguía claramente de las infrayacentes por bruscos cambios de facies (Weaver, 1931; Marchese, 1971; Uliana *et al.*, 1977). De esta forma, en el sector sur y centro de la zona de afloramientos (Fig. 9) se estableció una relación discordante entre los depósitos continentales y marino-marginales de la unidad analizada, y la sucesión subyaciente conformada por las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta o bien, las pelitas verdes y calizas de la Formación Quintuco. En cambio, estos mismos autores indicaron que hacia el extremo norte, las sedimentitas marinas basales de la Formación Mulichinco no representaban una fuerte discontinuidad en el registro. Weaver (1931, Cuadro 1), con una claridad asombrosa justifica de esta manera dicho fenómeno:

> ...*"It indicates widespread gentle uplift of the floor of the embayment in Neuquen but not in Mendoza or extreme northern Neuquen"...* ["Esto indica un ascenso leve pero extendido del substrato del engolfamiento en Neuquén, pero no en Mendoza o en el extremo septentrional de Neuquén"].

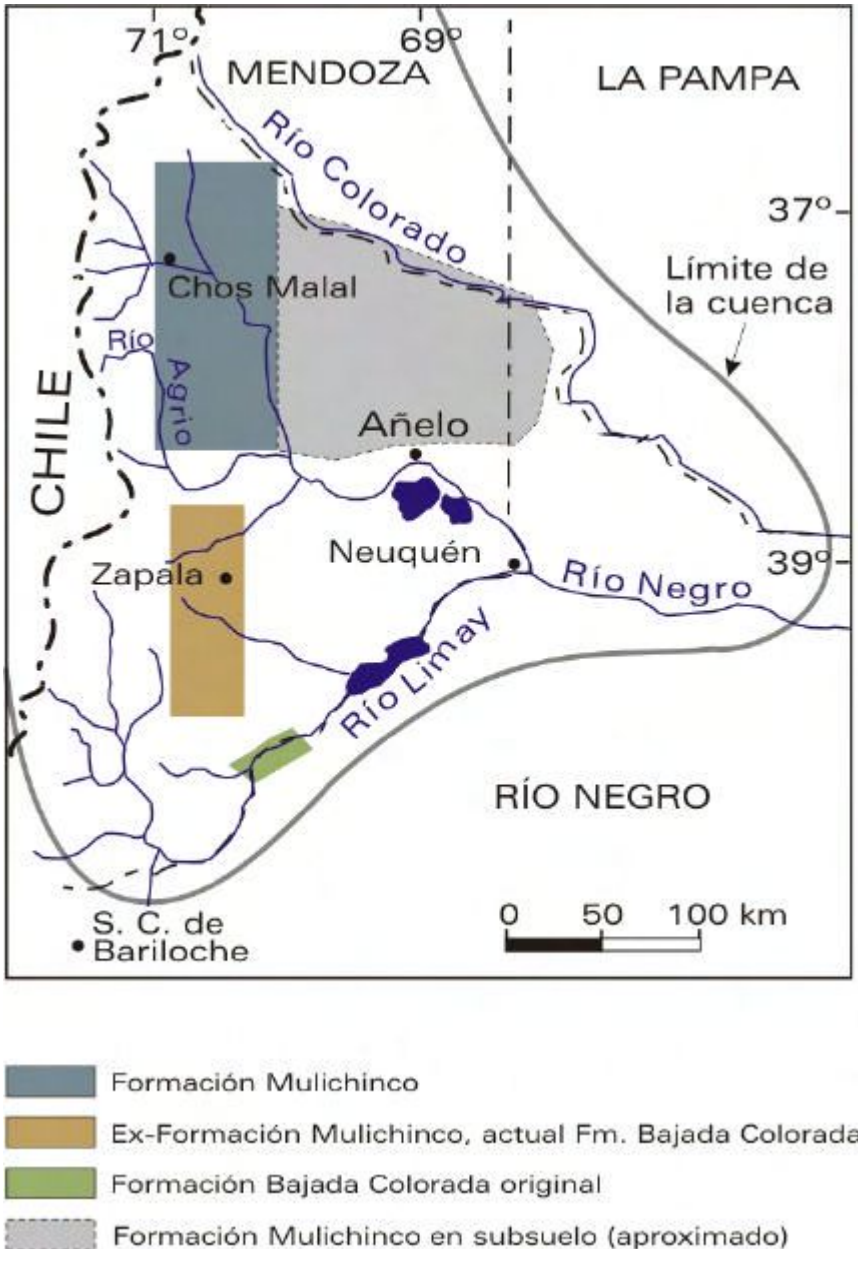


Figura 9. Extensión areal de las sedimentitas que retienen la denominación Formación Mulichinco y aquéllas reasignadas como Formación Bajada Colorada.

Por su parte, Uliana *et al.* (1977, pág. 44) escribieron:

> ... *"en gran parte de la cuenca, el episodio que provocó la aparición de los conglomerados no tuvo repercusión suficiente para interrumpir el proceso de acumulación sedimentaria, manifestándose exclusivamente en la aparición de depósitos de mayor dinámica que los supra e infrayacentes."*...

Como se viera en el apartado 4.2., Gulisano *et al.* (1984) denominaron a esa superficie erosiva "Discontinuidad Intravalanginiana" (Fig. 8), nombre que tuvo rápida aceptación y ha perdurado en el tiempo (e.g. Legarreta & Uliana, 1999). Dicha discontinuidad, según Gulisano *et al.* (1984), se habría producido por un marcado cambio eustático que generó una importante modificación paleogeográfica y la exposición de depósitos previos de plataforma. Más aún, Legarreta & Uliana (1991), correlacionaron ese brusco descenso del mar con un fenómeno de escala global que figura en la curva eustática propuesta por Haq *et al.* (1987) para el Mesozoico.

Con todo, el origen eustático de la Discontinuidad Intravalanginiana fue por primera vez discutido por Vergani *et al.* (1995), quiénes reconocieron un período de alzamiento y erosión para ese tiempo relacionado con un evento de inversión tectónica (Fig. 4). Dichos autores también han sugerido que durante el desarrollo de la Formación Mulichinco la subsidencia podría estar parcialmente controlada por la actividad de fallas. Estas ideas se han afianzado con el tiempo y constituyen uno de los aspectos novedosos en el tratamiento que se da en esta tesis de las sedimentitas pertenecientes a la unidad.

Con respecto a la relación con la suprayacente Formación Agrio, Weaver (1931) escribió (pág. 54):

> ... *"At every locality in Neuquén where the formation has been identified and where its outcropping edges have been traced in areal geologic mapping, the upper division is found to begin with a belt of bluish to reddish gray limestone filled with specimens of* Exogyra couloni D'Orbigny. *This rests directly upon the underlying sandstone of middle division without angular unconformity and with a clean-cut contact...* ( )*...This belt of limestones has a thickness of approximately 8 meters, and is everywhere persistent in both distribution and lithology. Above this limestone are thick beds of rather massive to dark grey clay shale, and at certain horizons these shales become calcareous argillites"*...["En cada localidad de Neuquén donde la formación ha sido estudiada, y donde sus límites de afloramientos han sido trazados en mapeo geológico areal, se encuentra que la división superior (léase Fm. Agrio) comienza con un banco de caliza gris azulada a gris rojiza rellena con especimenes de *Exogyra couloni D'Orbigny*. Éste apoya directamente sobre

> las areniscas subyacientes de la división media (léase Fm. Mulichinco) sin discordancia angular y con un contacto neto...( )...Este nivel carbonático tiene un espesor de aproximadamente 8 metros, y es persistente en cualquier lugar tanto en distribución como litología (ver Fig. 7). Por arriba de esta caliza ocurren potentes sucesiones de una lutita arcillosa negra a gris oscura, algo masiva y, a determinados niveles estratigráficos, estas lutitas se vuelven arcilitas calcáreas"]

Si bien este banco de caliza esquelética en ocasiones ha sido considerado como el tope de la Formación Mulichinco (Dellapé & Pando, 1974; Uliana *et al.*, 1977), en este trabajo de tesis se prefiere seguir el criterio original de Weaver (1931), ubicándolo en la base de la Formación Agrio. Así, en gran parte del área que involucra esta tesis, la relación entre ambas unidades es neta y concordante. Sólo en estudios realizados en la porción más noroccidental no se ha mencionado la existencia de dicho banco. Regairaz (1944) y Criado-Roqué (1944), en el cerro La Parva y en el arroyo Chacay-Melehue respectivamente, indicaron que la Formación Mulichinco (su "Mulichincoense") se componía de dos paquetes, uno arenoso basal y otro pelítico cuspidal. Entre ellos se encontraba una coquina con amonites. Estos autores consignaron que el pasaje hacia la Formación Agrio era transicional y estaba indicado por la aparición de calizas con trigonias intercaladas entre depósitos pelíticos. En esta misma región, Aguirre-Urreta (1998) ha ubicado la base de la Formación Agrio en el comienzo del tramo pelítico.

3.4.4. Edad y bioestratigrafía

Desde los orígenes del conocimiento de la Cuenca Neuquina-Aconcagüina, la bioestratigrafía del Mesozoico sobre la base del estudio de faunas amonitíferas ha sido un tema de mucho interés (Burckhardt, 1903; Gerth, 1925; Krantz, 1928; Weaver, 1931; Leanza, 1945; Groeber, 1946, 1952).

La Formación Mulichinco, y especialmente las formaciones Vaca Muerta y Agrio, son portadoras de un abundante registro amonitífero. Así, ya desde su definición se consideraba a aquella unidad formada en tiempos valanginianos (Weaver, 1931; Groeber, 1946). Con los trabajos posteriores de Leanza (1973) y Leanza & Hugo (1977), los patrones bioestratigráficos del Cretácico Temprano mejoraron en forma considerable. Sin embargo, la edad de la unidad no se modificó, ya que siguió estando comprendida entre el Valanginiano Temprano y el Tardío.

Los últimos y muy importantes refinamientos bioestratigráficos del Valanginiano fueron realizados por Aguirre-Urreta & Rawson en la década del '90 (Aguirre-Urreta, 1998; Aguirre-Urreta & Rawson 1995, 1997, 1999a,b). Estos autores generaron una biozonación más ajustada, con el reconocimiento de subzonas dentro de las zonas del

Valanginiano (**Fig. 10**) y adoptaron una nueva escala de tiempo (Gradstein *et al.*, 1995).

A partir de estos mismos estudios y los citados previamente, se ha determinado que el contenido amonítifero de la Formación Mulichinco comprende elementos de las zonas de *Lissonia riveroi* y de *Olcostephanus (O.) atherstoni* (Fig. 10). De esta manera, la Formación Mulichinco abarcaría desde el Valanginiano Temprano medio al Valanginiano Tardío bajo (Aguirre-Urreta & Rawson, 1997, su figura 5). Sin embargo, Aguirre-Urreta & Rawson (1995, 1997) también han arribado a la conclusión de que la base de la Formación Agrio manifiesta un rejuvenecimiento de sur a norte y por lo tanto el alcance temporal de la Formación Mulichinco disminuye drásticamente en ese sentido (Fig. 10). Mediante datos propios, y empleando un criterio litoestratigráfico ligeramente distinto [el cual tiene especial consideración a la definición original de Weaver (1931) acerca de la base de la Formación Agrio], se ha llegado a resultados parcialmente distintos en este trabajo que se discutirán en el capítulo sobre aspectos bioestratigráficos.

3.4.5. Correlaciones regionales

En forma extensa se ha discutido que la acumulación de los depósitos de la Formación Mulichinco en su concepción actual se correlacionan con un episodio de alzamiento y erosión al sur del río Agrio, desarrollado por arriba de las sedimentitas pertenecientes a la Formación Bajada Colorada y equivalentes (Fig. 8). De esta manera no existirían acumulaciones coetáneas con la unidad bajo estudio en dicha región (**Fig. 11**).

Por otro lado, también se ha mencionado que en el extremo norte del Neuquén la unidad se encuentra compuesta por sedimentitas marinas, con un intervalo carbonático muy distintivo (Fig. 7d). Más hacia norte, en la Provincia de Mendoza, la Formación Mulichinco pierde su identidad (Weaver, 1931) y en su posición estratigráfica aparece la Formación Chachao, una sucesión carbonática de 40 metros de potencia (Legarreta y Kozlowski, 1981). Por su posición en secuencia y contenido amonitífero numerosos autores han sostenido que la Formación Chachao equivale temporalmente a la unidad en estudio (Legarreta & Gulisano, 1989; Legarreta & Uliana, 1991; Legarreta *et al.*, 1993; Legarreta & Uliana, 1999) (Fig. 11). Desafortunadamente no existe hasta el momento un análisis biostratigráfico de detalle, que permita asegurar que dicha sucesión calcárea representa en forma precisa el intervalo correspondiente a la Formación Mulichinco. Con todo, estudios parciales (Sagasti, 2002; Schwarz *et al.*, 2002), sugieren que la sedimentación carbonática propia de la Formación Chachao se habría interrumpido antes que en Neuquén finalice la acumulación de los depósitos correspondientes a la Formación Mulichinco.

Por su parte, en sectores más occidentales de la Provincia de Mendoza (Fig. 3), la sedimentación del Neocomiano estuvo siempre caracterizada por depósitos de rampa

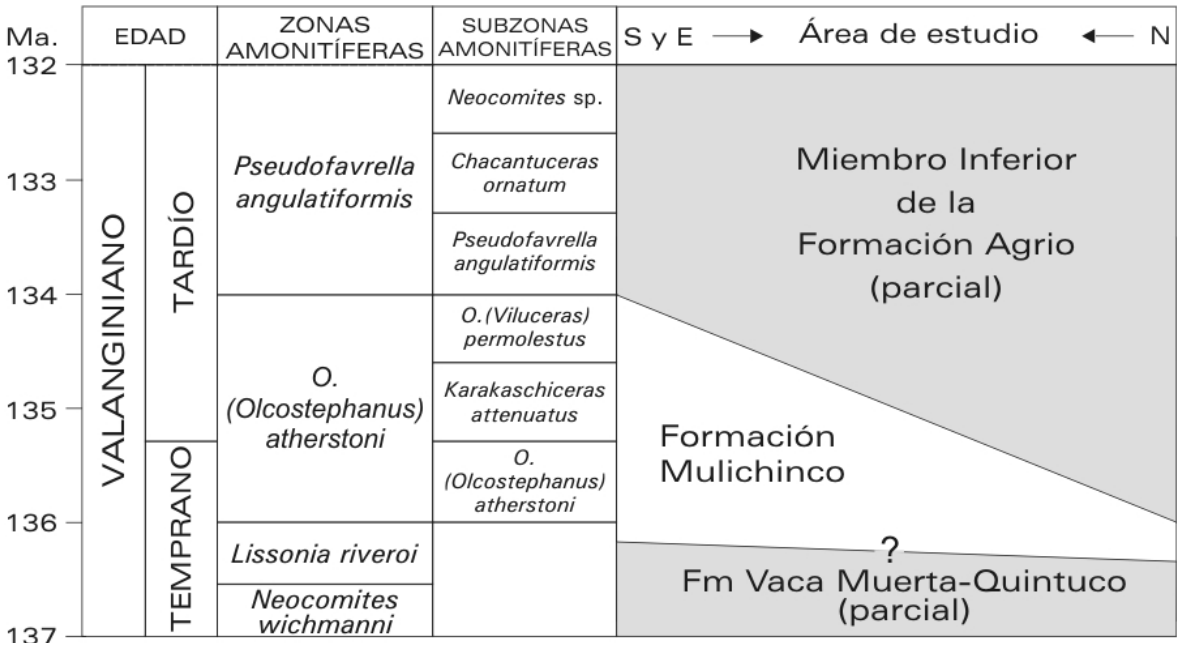


Figura 10. Esquema bioestratigráfico del Valanginiano de la Cuenca Neuquina (tomado de Aguirre-Urreta & Rawson, 1999b), junto al alcance temporal de la Formación Mulichinco y adyacentes según Aguirre-Urreta & Rawson (1997). La escala de tiempo pertenece a Gradstein *et al.* (1995).

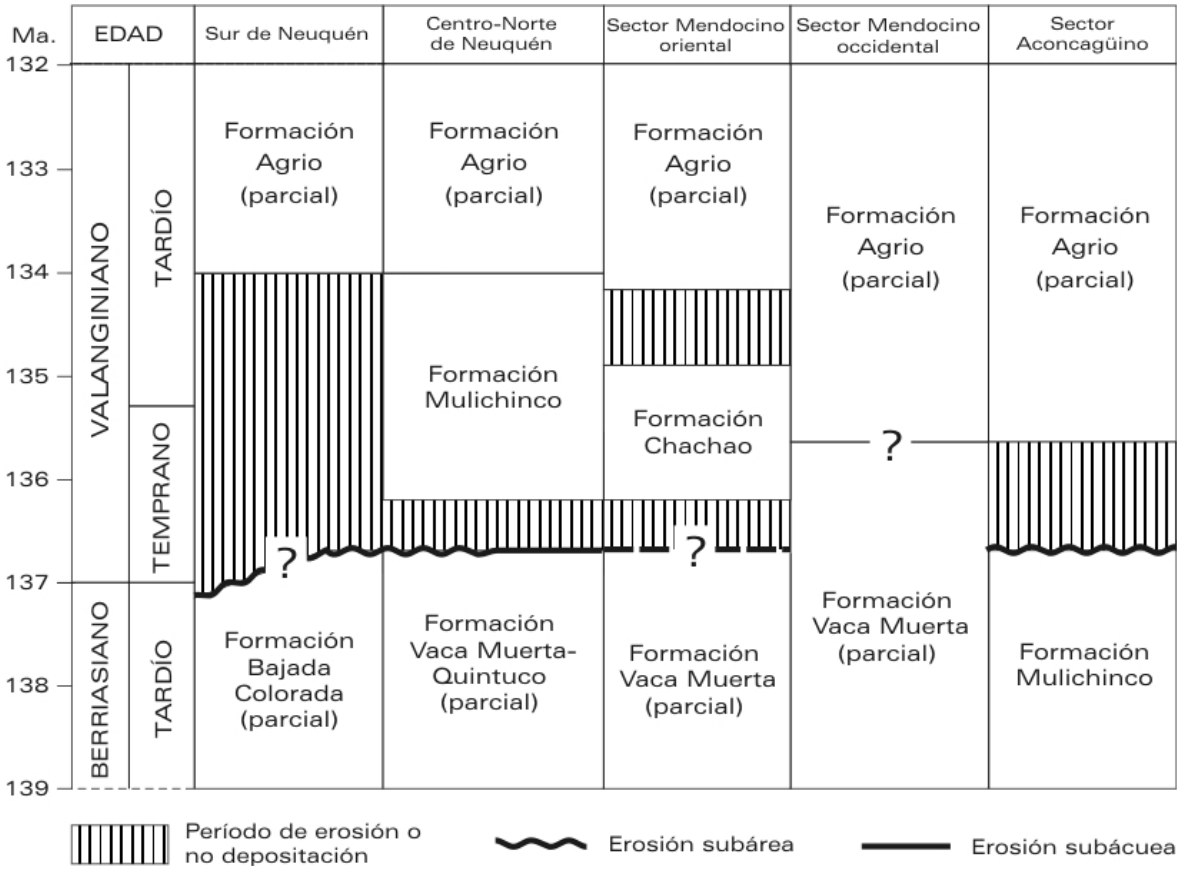


Figura 11. La Formación Mulichinco y sus unidades equivalentes (a partir de Gulisano *et al.*, 1984; Aguirre Urreta & Lo Forte, 1996; Aguirre Urreta & Rawson, 1997; Sagasti, 2002; Schwarz *et al.*, 2002).

externa a cuenca (Sagasti, 2002). Allí se tiene un registro completo de las biozonas del Valanginiano en facies correspondientes a las formaciones Vaca Muerta y Agrio (Sagasti, 2002, sus secciones en cañada de Leiva y arroyo Salado-Cienaguitas) (Fig. 11).

Las sedimentitas que fueron identificadas por Yrigoyen (1979) como Formación Mulichinco en la Cordillera Principal (o sector Aconcagüino, ver Fig. 3), requieren un tratamiento más cuidadoso. Numerosos autores han abordado su estudio en conjunto con el resto de las sedimentitas del Grupo Mendoza (Cegarra *et al.*, 1993; Aguirre-Urreta y Lo Forte, 1996; Álvarez *et al.*, 2000, entre otros), consignando que su edad entre el Berriasiano y el Valanginiano (Aguirre-Urreta y Lo Forte, 1996). A partir de a estas evidencias y otras de índole sedimentológica, en un trabajo reciente de síntesis sobre el Neocomiano de toda la Cuenca Neuquina-Aconcagüina (Schwarz *et al.*, 2002), se han reinterpretado esos depósitos, los que se reasignan al ciclo de sedimentación correspondiente al Tithoniano – Valanginiano Temprano (o Mesosecuencia Inferior, de Legarreta & Gulisano, 1989). Por lo tanto, al igual que los depósitos de la Formación Bajada Colorada, no serían correlacionables con la Formación Mulichinco (Fig. 11).

Finalmente, en lo que respecta a unidades de subsuelo en el flanco oriental de la Cuenca Neuquina, la Formación Mulichinco fue originalmente correlacionada con las formaciones Loma Montosa y Centenario (Digregorio, 1972), aunque posteriormente sólo con la parte basal de esta última (Digregorio & Uliana, 1979; Mitchum & Uliana, 1985). En la actualidad, la Formación Mulichinco se reconoce como tal en extensas áreas de la plataforma o flanco oriental de la cubeta (Yacimiento Rincón Chico, Señal Cerro Bayo, Dorso de los Chihuidos, Sierra Auca Mahuida), su límite deposicional se encuentra más al este que la localidad de Añelo (Fig. 9). En general su potencia no supera los 150 m y está caracterizada por sucesiones arenosas fluviales con ciertas influencias de depósitos mareales (Baliña *et al.*, 1984; Vottero & Caferrata; 1998, Valente 1999, Veiga *et al.*, 1999). Con todo, se desconoce su alcance temporal y cabe resaltar que algunos autores prefieren asignarle una edad más joven que la que posee en el área Andina (Legarreta, 1999).

3.4.6. Litofacies y ambientes de acumulación

Como presentara Weaver (1931) en sus secciones al norte del río Agrio (Figs. 7b,c y d), la sucesión sedimentaria de la Formación Mulichinco muestra diferentes litofacies y potencias de sur a norte. Este dato también fue corroborado por Criado-Roqué (1944), Regairaz (1945), Marchese (1971), Leanza *et al.* (1977) y Uliana *et al.* (1977). Así, la unidad se compone de areniscas y conglomerados subordinados en el sur, con participación de pelitas al techo. Son comunes los troncos, hojas y restos carbonosos (Weaver, 1931). Al norte predominan pelitas calcáreas, areniscas y calizas con abundante contenido de fósiles marinos (amonites, trigonias, ostras, corales), según descripciones de Criado-

Roqué (1944) y Marchese (1971).

El estudio sedimentológico de Uliana et al. (1977) es uno los primeros trabajos con enfoque moderno, en el cual se realizan descripciones e interpretaciones de litofacies y arreglos de secuencias verticales en las formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio en el centro-norte de Neuquén y Mendoza, para la evaluación de su potencial pretolífero. Dichos autores identificaron tres litofacies en la Formación Mulichinco: una de "Capas Rojas", de neto dominio aluvial y con poco desarrollo areal, otra de "Arenitas", generada en ambientes deltaicos (planicie, frente y talud deltaico) y con amplio desarrollo; finalmente describen la litofacies de "Arcillas Verdes", formada en ambientes marinos poco profundos y con mayor predomino hacia el norte y hacia el tope de la unidad.

Recientemente, Zavala (2000), en contraposición a los trabajos pioneros, ha consignado que la unidad se habría desarrollado enteramente en ambientes continentales durante su estadio inicial (sistemas fluvio-lacustres), los cuales habrían evolucionado posteriormente a sistemas fluvio-marinos, influenciados por mareas sólo en la parte basal.

3.4.7. Estratigrafía secuencial

Uliana *et al.* (1977), realizaron la primera interpretación secuencial de la Formación Mulichinco. Sobre la base de la distribución litofacial y el arreglo general asimétrico positivo de la sucesión (granodecreciente), sugirieron que la unidad se habría desarrollado durante un episodio transgresivo, posiblemente en forma posterior a un período de interrupción en el registro, y que correspondería a una única secuencia.

Por otra parte, en el ya comentado análisis estratigráfico-secuencial de Gulisano *et al.* (1984), la unidad también queda involucrada en una sola secuencia (A9, ver Fig. 8). Pero, a diferencia de la anterior propuesta, los autores indican que la sucesión perteneciente a dicha secuencia se habría generado durante un estadio de mar bajo. También mencionan que los depósitos de la Formación Mulichinco, más el tramo inferior de la Formación Agrio, conformarían un ciclo de sedimentación independiente, separado de otro anterior, de edad Tithoniano-Valanginiano Inferior (Fig. 8).

En otro análisis secuencial desarrollado por Legarreta & Gulisano (1989), se incluye a la Formación Mulichinco en la Mesosecuencia Mendoza Medio (Fig. 5), que abarca desde el Valanginiano Inferior al Hauteriviano Inferior y se compone de cinco secuencias deposicionales (Mm1 a Mm5). Las sedimentitas de la Formación Mulichinco representan a las secuencias Mm 1 y parte basal de la Mm2 en la Provincia del Neuquén, mientras que hacia Mendoza, dicho intervalo secuencial esta representado por calizas de la Formación Chachao. El tramo cuspidal de la secuencia Mn2 en ambas regiones correspondía a depósitos de la Formación Agrio (Legarreta & Gulisano, 1989).

Zavala (2000) también elaboró un esquema secuencial, reconociendo seis secuencias dentro de la Formación Mulichinco (M1-M6). Sin embargo, en ese trabajo en ningún lugar se describe la naturaleza de las superficies que limitan entre sí a dichas secuencias (límites de secuencias), ni tampoco las discontinuidades internas en cada secuencia (superficies trangresivas, de máxima inundación, etc.).

Un punto importante a dejar establecido es que las investigaciones de Gulisano *et al.* (1984), Legarreta & Gulisano (1989) y Zavala (2000) no han considerado en forma exhaustiva a las sedimentitas de la Formación Mulichinco que afloran en la zona septentrional. No obstante, su inclusión en el esquema general resulta determinante para comprender la verdadera evolución de los sistemas deposicionales y su significado secuencial.

3.5. Resumen del análisis bibliográfico

Del análisis bibliográfico se han podido extraer las siguientes conclusiones que caracterizan los principales atributos de la Formación Mulichinco y establecen el punto de partida para este trabajo de tesis:

1) La Formación Mulichinco se extiende desde los 38º 30' hasta los 37º de latitud sur, es decir aproximadamente desde el río Agrio hasta el límite con Mendoza (Fig. 9).
2) Su espesor oscila entre 200 y 350 m y abarca gran parte del Valanginiano (Fig. 10); comprendería una historia de acumulación de *ca*. 2 Ma.
3) La base de la unidad representa una discordancia erosiva o su correlativa conformidad hacia el interior de la cuenca. Esta superficie se denomina Discontinuidad Intravalanginiana y ha sido originada durante un período de inversión tectónica. El tope es neto y concordante, y se relaciona con una rápida transgresión del medio marino.
4) Presenta fuertes cambios laterales de facies que no han sido claramente establecidos hasta el momento. Por lo tanto, si se atiende a la recomendación del Código de Nomenclatura Estratigráfica, el carácter de Formación como unidad litoestratigráfica no estaría bien empleado.
5) Se correlaciona parcialmente con las formaciones Agrio y Chachao aflorantes en Mendoza. En subsuelo, con los depósitos asignados a la Formación Mulichinco y sector basal de la Formación Centenario. En el extremo austral del Neuquén y en el sector Aconcagüino se corresponde con un episodio de alzamiento y erosión (Fig. 11).
6) En general, las litofacies se relacionan con distintas posiciones dentro de ambientes deltaicos, afectados por procesos de retrabajo marino (olas y mareas).
7) Sus depósitos corresponden al estadio de mar bajo de una secuencia de segundo orden, pero internamente tendría un arreglo transgresivo en la zona austral. También podrían existir secuencias de mayor frecuencia.

3.6. Cronología de los estudios y avances sobre el conocimiento de la Formación Mulichinco

(1931) Weaver define a la Formación Mulichinco. Menciona sus principales atributos sedimentarios y paleontológicos. Resalta las variaciones de espesor entre el sur y el resto del Neuquén, junto con el predominio de depósitos marinos al norte y continentales al sur del Neuquén.

(1946) Groeber, luego de numerosos trabajos en el sur de Mendoza y Neuquén (1929, 1933), incluye a la Formación Mulichinco (su "Mulichincoense") dentro del ciclo Ándico, subciclo Mendociano, indicando que la existencia de repetitivas transgresiones y regresiones producían algunas de las variaciones entre depósitos finos y gruesos en el registro (primer enfoque estratigráfico-secuencial).

(1944) Criado-Roqué, Regairaz y Licciardo, durante sus respectivos trabajos de tesis de licenciatura reconocen la unidad ("Mulichincoense") en el sector más nor-occidental del área de afloramientos. Criado-Roqué indica que alcanza los 250 m de espesor.

(1968) Stipanicic *et al.* reasignan algunas de las denominaciones de Groeber (1946) a los términos del Código de Nomenclatura Argentino. El "Mendociano" pasa a llamarse Grupo Mendoza.

(1971) Marchese elabora un extenso estudio sedimentológico de la sucesión sedimentaria jurásica-cretácica de la Cuenca Neuquina. En ese trabajo, por primera vez se publican mapas isopáquicos y de paleocorrientes de las sedimentitas neocomianas. Sugiere que la proveniencia de los detritos durante la acumulación de la Formación Mulichinco era del oeste.

(1973 y 1976) Zöllner & Amos y Holmberg, mapean y describen a la Formación Mulichinco en las Hojas geológicas de Chos Malal (32b) y Buta Ranquil (32c) respectivamente. Las cartas que cubrían los afloramientos del centro-oeste de la Provincia del Neuquén (Loncopué y Huecú) nunca fueron publicadas.

(1977) Leanza & Hugo producen los primeros esquemas bioestratigráficos ajustados del Grupo Mendoza y le asignan una edad progresivamente más joven de sur a norte, desde Berriasiano Inferior a Valanginiano en el sur, hasta Valanginiano Inferior a Superior en el centro del Neuquén.

———— Uliana *et al.* realizan descripciones generales de litofacies y asociaciones de facies, así como interpretaciones de modelos de acumulación de todo el grupo Mendoza y la unidad considerada.

(1979) Yrigoyen reconoce depósitos rojos, continentales, en la Alta Cordillera de Mendoza

y los asigna a la Formación Mulichinco.

(1984) Gulisano *et al.* generan el primer estudio de secuencias del Grupo Mendoza en el sur de la Provincia del Neuquén. Indican que los depósitos continentales de la Formación Mulichinco no son contemporáneos con los más septentrionales y definen una discordancia de carácter eustática en la base de la unidad (Discontinuidad Intravalanginiana).

(1985) Mitchum & Uliana realizan la primera descripción de los atributos sísmicos del intervalo Tithoniano – Neocomiano. Reconocen una morfología dominante de geometría sigmoidal a oblicuo-sigmoidal, pero sin quiebre de plataforma definido; establecen el concepto de rampa deposicional como contexto general de acumulación para el Grupo Mendoza.

(1987) Foucault *et al.* refuerzan la idea de la discontinuidad Intravalanginiana con estudios de subsuelo, en donde reconocen y trazan la superficie en el sur del Neuquén. Establecen que los depósitos continentales originalmente asignados a la Formación Mulichinco son allí correlacionables con los pertenecientes a la Formación Bajada Colorada, aflorantes en el valle del río Limay.

(1989) Legarreta & Gulisano utilizan por primera vez la denominación Formación Bajada Colorada para dichos depósitos australes, quedando la denominación Formación Mulichinco restringida a los depósitos que afloran desde del río Agrio hasta la región más septentrional de la Provincia del Neuquén. En ese estudio estratigráfico-secuencial dicha unidad es incorporada a la Mesosecuencia Mendoza Medio (Mm), más precisamente a las secuencias Mm1 y la sección basal de Mm2.

(1995) Vergani *et al.* reconocen un evento de inversión tectónica durante la formación de la discontinuidad Intravalanginiana y sugieren la existencia de subsidencia por fallamiento durante la acumulación de los depósitos de la Formación Mulichinco.

(1995-1999) Aguirre-Urreta y Aguirre-Urreta & Rawson reformulan los esquemas bioestratigráficos del Cretácico Inferior y producen significativos avances en el fechado de las unidades del Grupo Mendoza.

(2000) Zavala propone nuevos modelos de acumulación para la Formación Mulichinco en los cuales no existiría acumulación marina durante los primeras etapas de su desarrollo, y define seis secuencias deposicionales dentro de la unidad.

CAPÍTULO 4: CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

4.1. Introducción

Como se concluyera en el capítulo anterior, la Formación Mulichinco en su concepto actual aflora en toda el sector centro y norte de la Provincia del Neuquén (Fig. 9). Esta región, como puede apreciarse a partir de una imagen satelital (**Fig. 12**), posee una profusa deformación tectónica. No obstante, la estratigrafía del Grupo Mendoza resulta relativamente sencilla, en tanto que la calidad y continuidad de las exposiciones de la Formación Mulichinco son excelentes.

En este capítulo se expondrán los límites geográficos y los principales lineamientos geológicos y estructurales del área de estudio. Luego, también se realizará una breve descripción del ámbito geográfico y geológico de cada una de las secciones sedimentológicas relevadas durante este trabajo de tesis.

4.2. Geografía del área

El área de estudio se localiza enteramente en la Provincia del Neuquén, entre los 37º y 38º 20' de latitud sur y entre los 69º 45' y 70º 50' de longitud oeste (Fig. 12). Se extiende a lo largo de unos 130 km de extensión por 65 km de ancho máximo, es decir que cubre aproximadamente 8.500 km^2. En ella se incluyen territorios de los departamentos provinciales de Picunches, Loncopué, Ñorquín, Pehuenches y Chos Malal. Toda esta región puede ser unida, de norte a sur, a través de la ruta nacional Nº 40, siendo las localidades más importantes de la región, Chos Malal, Loncopué, Buta Ranquil, El Huecú y El Cholar (Fig. 12).

Este sector del territorio argentino se encuentra ubicado en la zona geográfica conocida como Patagonia Extraandina, es decir inmediatamente al este de las altas cumbres andinas. Dominan de preferencia serranías que no superan los 2000 m de altura y están compuestas por sedimentitas mesozoicas plegadas elongadas en dirección norte-sur. En tanto, los picos más altos, que superan los 3000 metros de altitud, están ubicados al norte y oeste del área estudiada y coinciden en general con aparatos volcánicos cenozoicos (volcán Tromen, cerros Tilhué y Mayal, entre otros). También se encuentran zonas llanas y muy vastas conocidas como "Pampas". Como es de esperar, la estructura geológica de la comarca ejerce un rol fundamental en esta distribución orográfica.

En cuanto a la red hidrográfica, los ríos más importantes son el Neuquén, que atraviesa gran parte del área de estudio, el Colorado, en el ángulo superior derecho, y el Agrio en el extremo opuesto (Fig. 12). Numerosos arroyos surcan la región, siendo más

abundantes los cursos de agua permanentes hacia la zona andina y estacionales o efímeros hacia el sector oriental.

4.3. Estructura

Mediante los estudios pioneros de Herrero-Ducloux (1946), y con posterioridad de Bracaccini (1970) y Ramos (1978), se establecieron los lineamientos generales de la estructura del Neuquén extrandino a escala regional. En ese marco, la región aquí considerada abarca gran parte de la Faja Plegada del Agrio (**Fig. 12**), y su prolongación en la Faja de Chos Malal, que conforman en conjunto parte de la Faja Plegada y Corrida Andina (Zapata *et al.*, 1999); de la misma manera que también involucra a las sedimentitas aflorantes al este del Macizo del Tromen. Así definida, el área de estudio queda limitada al oeste por la Fosa de Loncopué, al sur y sur-este por el lineamiento de Zapala (fuera de la región considerada), y al este por la zona donde desaparece la deformación en superficie (Fig. 12) y que correspondería al frente de corrimiento (Zapata *et al.*, 1999); más hacia al este se ya encuentra la Plataforma o Engolfamiento Neuquino.

4.3.1. La Fosa de Loncopué

La Fosa de Loncopué constituye entonces el límite occidental de la Faja Plegada Andina (Figs. 12 y 13a,b). En esta región no existen afloramientos del Grupo Mendoza y la escasa información proviene de subsuelo. El relleno mesozoico en la Fosa de Loncopué alcanza hasta sedimentitas correspondientes a la Formación Vaca Muerta, a la cual le siguen depósitos terciarios (Zapata *et al.*, 1999). Esta fosa ha sido interpretada como una cuenca de intra-arco (Jordan & Burns, 1998), relacionada con un depocentro jurásico reactivado como un hemigraben durante el Terciario Tardío (Vergara *et al.*, 1997). El límite estructural entre la Fosa de Loncopué y La Faja Plegada y Corrida Andina esta representado por lineamiento meridional (Ramos, 1978), que se corresponde con la falla principal con inclinación al este de un hemigraben del rift triásico. denominado como sistema extensional de Tres Chorros por Vergani *et al.* (1995) (Figura 13a).

4.3.2. La Faja Plegada y Corrida Andina

La Faja Plegada y Corrida Andina es una de las principales expresiones de la tectónica compresiva desarrollada en la Cuenca Neuquina entre el Cretácico Tardío y el Cenozoico, y constituye el último ciclo importante de su evolución (Fig. 4). Dicho período de deformación es el que permite en la actualidad disponer de excelentes afloramientos de la Formación Mulichinco, pero también de gran parte de la secuencia cretácica inferior. Según Ramos (1998) y Zapata *et al.* (2002), gran parte de la estructuración actual del área estudiada se habría generado ya en el Cretácico Tardío (*ca.* 70 Ma.).

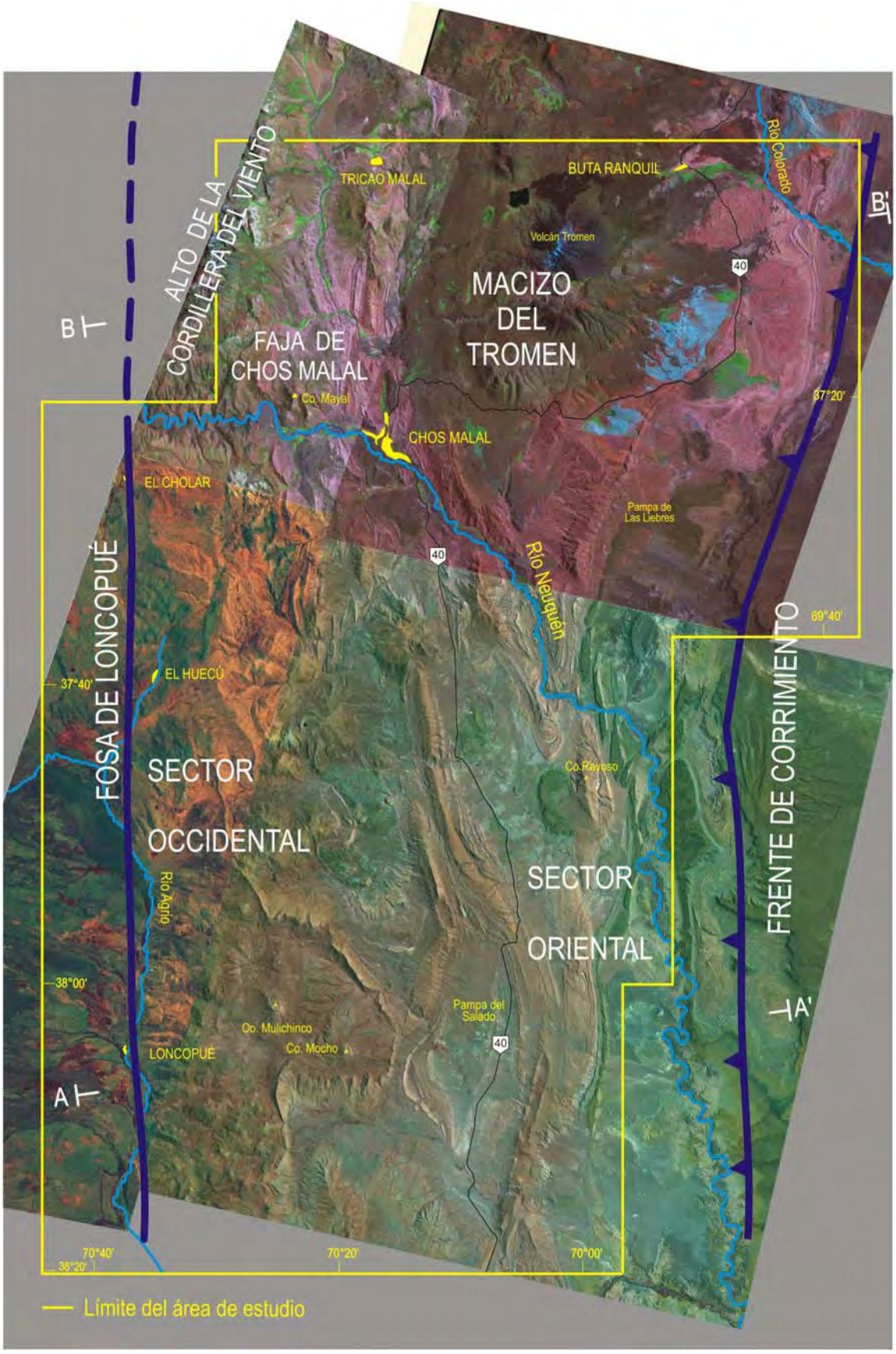


Figura 12. Mosaico satelital del centro-norte de la Provincia del Neuquén. Sector oriental y occidental de la Faja Plegada y Corrida del Agrio. A-A' y B-B' corresponde a la traza de los cortes estructurales de la Figura 13.

La Faja Plegada y Corrida del Agrio comprende la mayor superficie dentro de este terreno estructural y se extiende desde el límite sur del área estudiada hasta aproximadamente los 37º 30' de latitud sur. Como se muestra en la Figura 12, esta faja deformada puede dividirse en un sector interno u occidental y otro sector externo u oriental, según el tipo de plegamiento y estructuración (Ramos, 1978). En el primero, el estilo de plegamiento resultante es amplio, concéntrico y con un desarrollo armónico, que se relaciona con un control del basamento. Según Ramos (1998) y Zapata *et al.* (1999), la deformación está relacionada con la inversión de hemigrábenes, mediante fallas reactivadas heredadas de los sistemas extensionales del synrift triásico tardío (Fig. 13a). Es importante destacar que algunas de estas estructuras originadas durante el período de apertura de la cuenca no sólo se han invertido durante la orogenia andina, sino también en tiempos más antiguos, por ejemplo en el Jurásico Tardío (Vergani *et al.*, 1995). De esta manera, si bien no está comprobada su actividad para tiempos valanginianos, la reactivación de fallas como la falla principal del sistema extensional Tres Chorros para ese momento (**Fig. 13a**), sin duda que habría ejercido un control fundamental en el desarrollo de la Formación Mulichinco. Dicha situación debería verse registrada por ejemplo en la distribución granulométrica de facies, el espesor y paleocorrientes de la Formación Mulichinco.

Por su parte, en el sector oriental de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, la deformación consiste en pliegues de piel fina, apretados, de ejes submeridionales (Fig. 13), a veces volcados con vergencia al este. Este diseño fue originalmente descripto como "tipo chorriaca" (Groeber, en Herrero-Ducloux, 1946), o en cajón, con niveles de despegue en los bancos evaporíticos jurásicos. Dentro de este estilo estructural, al contrario de la zona interna, los sinclinales son estrechos. En cuanto a su origen, Zapata *et al.* (2002) han sugerido que dicho plegamiento se habría producido también por interacción entre el basamento y la cobertura. En este caso sería debido a que los bloques de basamento habrían transferido un importante acortamiento hacia sus bordes, por el cual la cobertura habría producido allí las estructuras de piel fina (Fig. 13a). El acortamiento mínimo estimado para este sector oriental es de 8 a 10 km (Zapata *el al.*, 2002), en tanto que para toda la Faja del Agrio se ha calculado en 17 km aproximadamente (Zapata *et al.*, 1999).

Al norte de los 37º 30' de latitud sur se hacen presentes tres elementos morfoestructurales principales (Fig. 12): el Alto de la Cordillera del Viento, la Faja Plegada de Chos Malal y el Macizo del Tromen o Anticlinal de las Yeseras-Pampa Tril (Kozlowski *et al.*, 1996) (**Fig. 13b**). El primero y el último corresponden a estructuras de basamento o de primer orden, levantadas por corrimientos de vergencia oriental y con extensiones de algunas decenas de kilómetros. Una situación similar se da en el Anticlinal de Sierra de Reyes, cuyo extremo austral se localiza en el ángulo noreste de la región estudiada.

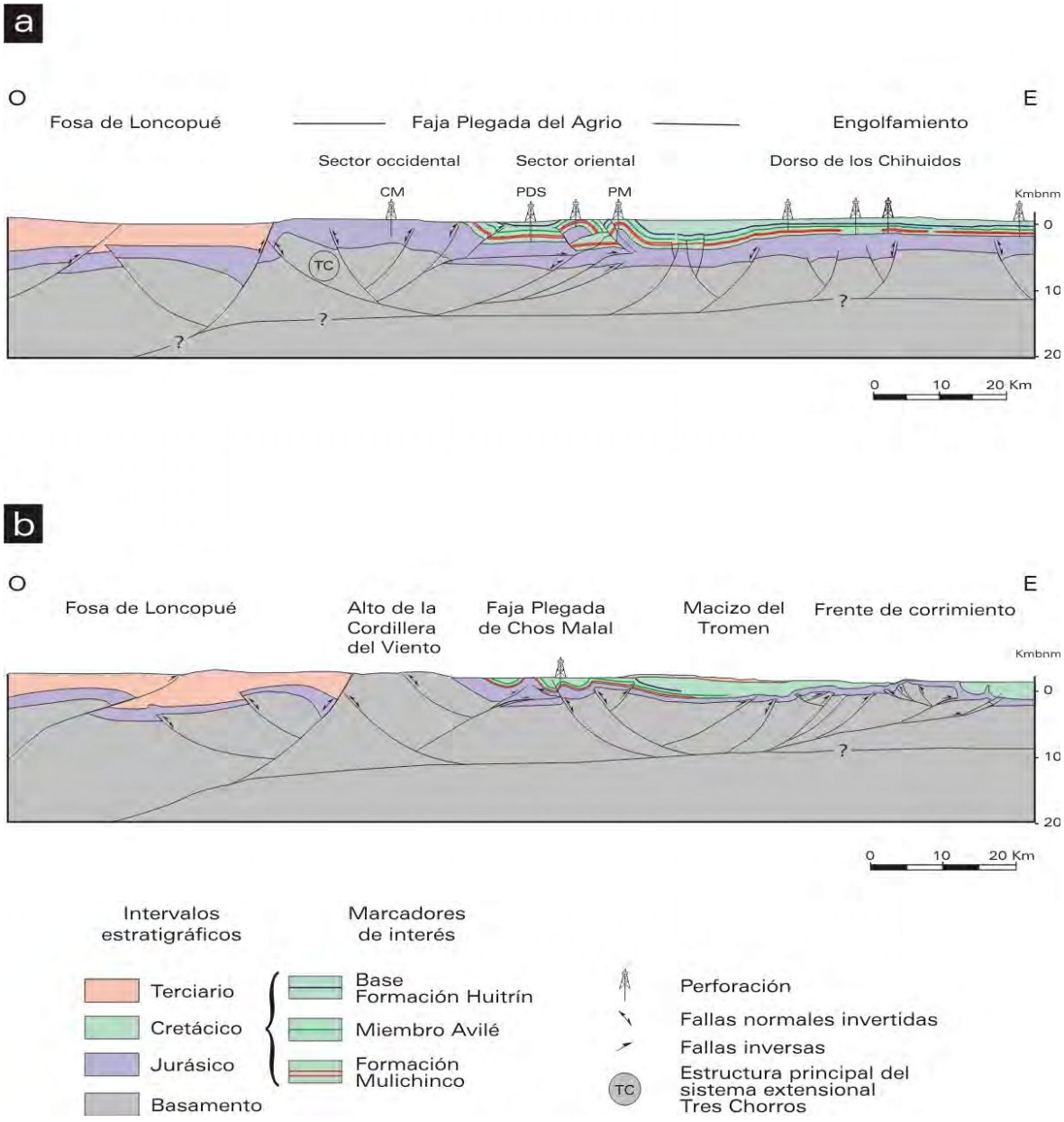


Figura 13. Esquema de la estructuración de la Cuenca Neuquina (modificado de Zapata *et al.*, 1999). a) Al sur de los 37º 30'. b) Al norte de esa latitud. Las fallas principales del sistema extensional Tres Chorros (*cf.* Vergani *et al.*, 1995), al igual que otras estructuras triásicas, se han invertido durante la deformación cretácica (Ramos, 1998). CM: Cerro Mocho; PDS: Pampa del Salado; PM: Pichi Mula; Kmbnm: kilómetros bajo el nivel del mar.

La Faja Plegada de Chos Malal, localizada entre los otros dos elementos morfoestructurales, se encuentra separada de la Faja del Agrio por el lineamiento del río Neuquén (Ramos, 1978). Al igual que ésta, la Faja de Chos Malal se compone de anticlinales elongados con ejes en dirección norte-sur, interpretados como pliegues de despegue cuyo nivel de deslizamiento podría llegar a las evaporitas de la Formación Auquilco. Zapata *et al.* (1999) sugieren también en este caso que habría existido cierta participación del basamento en la estructuración de piel fina. Según los mismos autores, en este ámbito septentrional el acortamiento horizontal podría alcanzar los 30 km incluyendo la Fosa de Loncopué (Fig. 13b).

4.3.3. Engolfamiento Neuquino

Finalmente, el lineamiento ubicado en el margen oriental de la Figura 12 representa el frente de corrimiento de la faja deformada andina (Veiga *et al.*, 1999; Zapata *et al.*, 1999). Hacia el este, ya fuera del área de estudio, se desarrolla la zona de Plataforma o Engolfamiento Neuquino, en donde las unidades del Cretácico Temprano y más antiguas sólo aparecen en subsuelo y se encuentran muy poco deformadas y subhorizontales (Fig. 13a). Es éste el ámbito de mayor productividad de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina y en donde la Formación Mulichinco constituye un reservorio de moderada a buena calidad (Valente, 1999; Veiga *et al.*, 1999). Sobre la base de la escasa literatura publicada puede indicarse que su límite deposicional oriental se encuentra al menos a unos 100 km de distancia de los últimos afloramientos de la región andina. Esto significa algo más al este que la localidad de Añelo (Baliña *et al.*, 1984) al sur, y hasta más allá del límite con La Pampa en el norte (Veiga *et al.*, 1999) (ver Fig. 9).

4.4. Estratigrafía general del área

En este estado de situación fue necesario generar una base geológica propia para este trabajo. Esta síntesis fue confeccionada sobre la base de un mosaico de imágenes LANDSAT TM en falso color compuesta (Fig. 12). En ella se volcó la información geológica disponible (Hojas Geológicas publicadas a escala 1:200.000 y otros mapas temáticos previos), a la que se sumó la de mapas geológicos de detalle aparecidos en otras publicaciones (Leanza, 1973; Legarreta & Gutiérrez-Pleimling, 1994, entre otros). También se utilizaron fotos aéreas (escala 1:40.000) y observaciones de campo para ajustar el mapeo realizado sobre la imagen satelital.

La información plani-altimétrica proviene de la fuente bibliográfica citada arriba, pero también de la Carta Chos Malal (1.250.000) del Instituto Geográfico Militar, Hojas Cartográficas del ex-Servicio Geológico Nacional (1:100.000) de Loncopué (34b) y El Huecú (33b), cartas de la Dirección de Minería de la Provincia del Neuquén (departamentos de

Picunches, Loncopué y Pehuenches) y mapas ruteros varios.

Con toda esta información cartográfica y la compilación de bibliografía existente, más las tareas de campo, se pudo lograr el mapa que se muestra en la **Figura 14**. Este mapa constituye una síntesis de las unidades litoestratigráficas que afloran en la región y por lo tanto posee ciertas simplificaciones.

Considerando el relleno general presentado para la Cuenca Neuquina (Fig. 5), en el área de estudio sólo faltan los depósitos del Pre-Cuyo (Triásico Superior a Jurásico Inferior). Las sedimentitas pertenecientes al Grupo Cuyo (Jurásico Inferior a Medio) afloran sólo en algunos pequeños sectores de la región (Fig. 14), por lo general vinculados a deformaciones que afectaron al basamento, es decir en el Sector Occidental de la Faja Plegada del Agrio y en el Anticlinal Las Yeseras (estructura que corre por la Laguna Auquilco y la Yesera del Tromen). En algunos de estos afloramientos suprayacen depósitos del Caloviano asignables a las formaciones Lotena y La Manga (Legarreta & Gutiérrez-Pleimling, 1994), que han sido mapeados junto con las evapritas de la Formación Auquilco, del Jurásico Superior, unidad que se sobrepone a las anteriores y posee un importante desarrollo en la región nororiental (Fig. 14)

La Formación Tordillo, el Grupo Mendoza y la Formación Huitrín constituyen gran parte del área de afloramientos pre-cenozoicos, generalmente en cordones alargados orientados norte-sur. Dado que estas unidades son las que revisten de mayor interés para este estudio han sido mapeadas y revisadas con mayor detalle. La Formación Tordillo (Kimmeridgiano) y las formaciones Vaca Muerta y Quintuco (Tithoniano-Valanginiano Temprano), que han sido carteadas en conjunto, cubren una importante superficie en el Sector Occidental del Agrio, en tanto que afloran también al este del Volcán Tromen (Fig. 14). Las sedimentitas titho-neocomianas aparecen además en el Sector Oriental de la Faja del Agrio, en delgadas franjas submeridionales. La Formación Mulichinco se distribuye por toda la región estudiada, bien conformando los núcleos y flancos más resistentes de las estructuras plegadas del Sector Oriental, bien cubriendo extensas áreas en las zonas afectadas por deformación que involucra directamente al basamento. Sólo en el Faja Plegada de Chos Malal sus afloramientos no son tan abundantes. Por su parte, las sedimentitas de la Formación Agrio prevalecen en el Sector Oriental del Agrio y en la Faja de Chos Malal. Cuando fue posible también se mapeo la distribución de su Miembro Medio o Avilé (Fig. 14). La Formación Huitrín (Barremiano? – Albiano?) es la última unidad considerada en el mapa geológico. En este caso se ha tenido un criterio variable según la información disponible. En los sectores con cobertura de cartas geológicas existentes (región septentrional) se lo ha mapeado en su totalidad, en tanto que en el resto del área sólo se ha indicado su base, es decir el contacto con la Formación Agrio.

Finalmente, las unidades más jóvenes del depocentro, Grupos Rayoso, Neuquén y

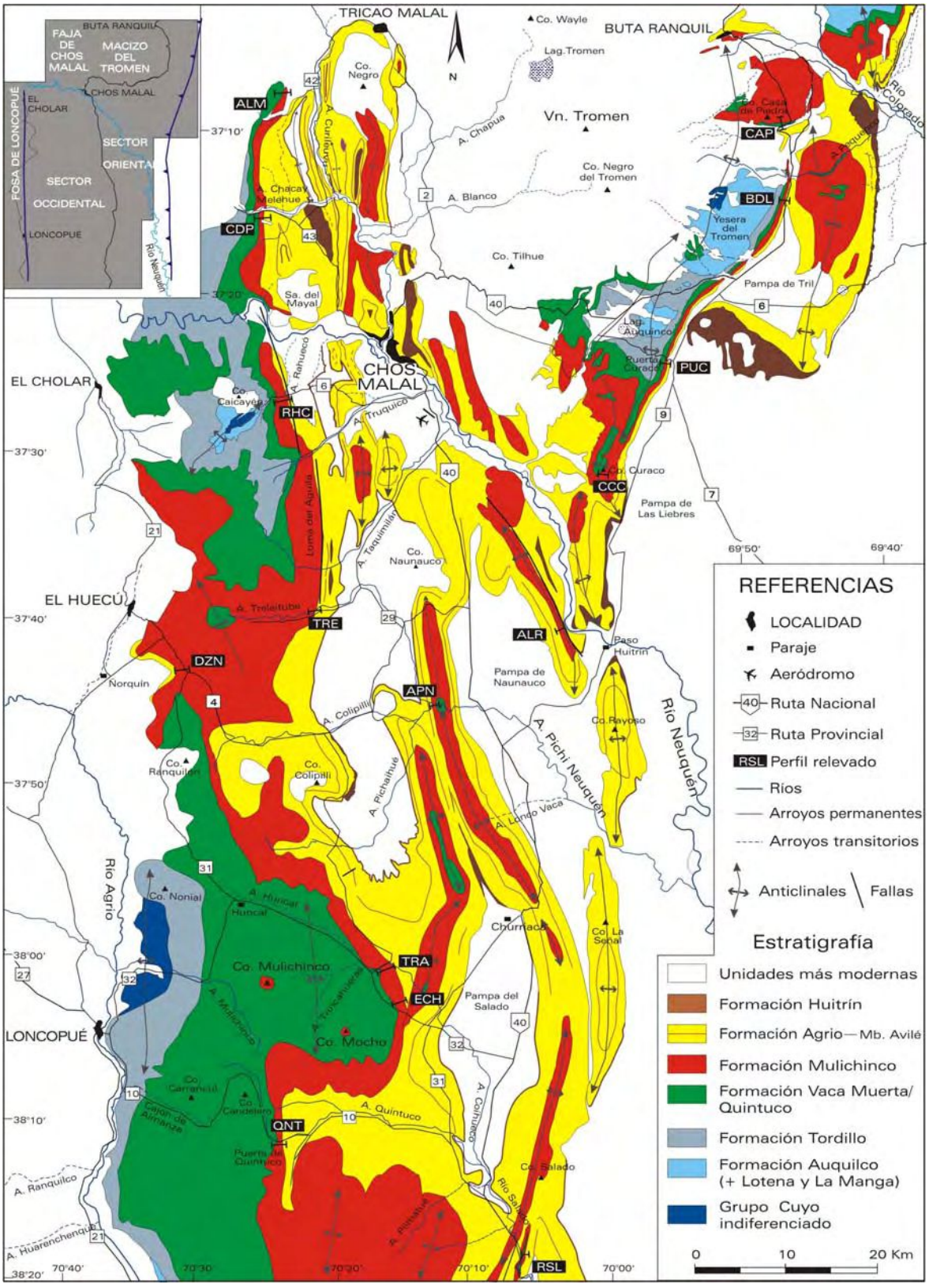


Figura 14. Geología del área de estudio. ALM: Arroyo Los Menucos; ALR: Anticlinal Loma Rayoso; APN: Arroyo Pichi Neuquén; BDL: Barranca de Los Loros; CAP: Casa de Piedra; CCC: Cerro Curaco; CDP: Cerro La Parva; DZN: Arroyo El Durazno; ECH: Estancia Coihueco; PUC: Puerta Curaco; QNT: Quintuco; RHC: Arroyo Rahueco; RSL: Río Salado; TRA: Escuela Trahuncura; TRE: Arroyo Treleitube.

Malargüe (Fig. 5) afloran de preferencia en las zonas estructurales deprimidas (Pampa del Salado, de Naunauco, Agua Amarga) y no han sido carteadas, por lo cual se las integra en este mapa geológico con el resto de las rocas más modernas (Fig. 14).

4.5. Perfiles sedimentológicos relevados

4.5.1 Introducción

La confección del mapa geológico, junto a la recopilación bibliográfica disponible, resultaron imprescindibles para decidir la ubicación de las localidades en donde se efectuaría la medición y descripción de los perfiles sedimentológicos. La decisión sobre la ubicación de estos perfiles también requirió de viajes de campo para verificar la información disponible, al tiempo que permitió reconocer otras alternativas.

Dado su fuerte contraste en coloración y resistencia a la erosión con las unidades infra y suprayacentes (conformadas por lo general por sedimentitas de tonalidad gris a negro y de granulometría fina), las rocas de la Formación Mulichinco resaltan claramente en los afloramientos, situación que permite poseer muy buena calidad de exposiciones. Dicha unidad aparece por lo general en los flancos de las estructuras deformadas elongadas norte-sur, por lo que también muestran exposiciones muy extensas (Figs. 15-21).

Como se observa en el mapa geológico, mediante la descripción y medición total o parcial en quince localidades (Fig. 14), se logró una buena cobertura del área de afloramientos de la Formación Mulichinco. En buena parte, ello se vio favorecido por el hecho de que existen numerosas rutas provinciales que cruzan la región uniendo las distintas localidades y parajes, que permiten acceder a gran parte del área de trabajo.

4.5.2 Ubicación y características de las secciones

Para esta tesis se han levantado ocho perfiles completos de la unidad, pero también siete secciones complementarias en aquellos casos en que la variación litológica entre áreas cercanas lo requería. Una lista de todas las localidades con su ubicación por posicionador satelital (GPS Garmin 42) y los espesores medidos de cada unidad se muestra en la Tabla 1. Por su parte, en el **Anexo I** se encuentran los perfiles columnares, dibujados a escala 1:200 o 1:100.

Los perfiles sedimentológicos fueron levantados banco a banco (escala 1:100), poniendo especial atención en los atributos litofaciales, geométricos y composición fósil. En forma no sistemática se realizó un muestreo de roca y material fosilífero. Cuando fue posible también se recolectaron datos y muestras de las unidades infra y suprayacentes.

A los efectos informativos y también con la finalidad que estas localidades puedan

Tabla 1. Principales características de los perfiles sedimentológicos relevados en esta investigación. Espesores en metros. Abrev.: abreviatura o código del perfil; Lat.: Latitud; Long.: Longitud; V. M.: Formación Vaca Muerta; Q: Formación Quintuco; Mulic: Formación Mulichinco. Las secciones sombreadas han sido utilizadas como base estratigráfica porque poseen la sucesión completa o gran parte de la unidad.

PERFIL	Abrev.	Lat. Sur Long. Oeste	Espesor V. M./Q.	Espesor Mulic.	Espesor Agrio	Espesor Total	Zona
Río Salado	RSL	38º 18' 15,0" 70º 03' 19,0"	30	**200**	20	250	Austral
Portada Quintuco	QTN	38º 09' 02,5" 70º 22' 26,4"	27	**249**	18	294	
Estancia Coihueco	ECH	38º 00' 06,0" 70º 14' 23,7"	0	**85**	0	85	
Escuela Trahuncura	TRA	38º 00' 06,0" 70º 14' 23,7"	0	**197**	14	211	
Arroyo Pichi Neuquén	APN	37º 47' 13,0" 70º 11' 39"	40	**395**	15	450	
El Durazno	DRZ	37º 40' 30,4" 70º 32' 23,9"	0	**198**	16	214	Central
Arroyo Treleitube	TRE	37º 39' 01,8" 70º 21' 41,1"	0	**125**	0	125	
Anticlinal Loma Rayoso	ALR	37º 39' 03" 70º 03' 07"	0	340	45	385	
Cerro Curaco	CCC	37º 27' 57,0" 69º 59' 42,6"	0	**160**	0	160	
Arroyo Rahueco	RHC	37º 26' 29,2" 70º 24' 27,2"	0	**342**	11	353	
Puerta Curaco	PUC	37º 22' 37,5" 69º 55' 53,1"	40	**340**	15	395	
Cerro La Parva	CLP	37º 15' 30" 70º 26' 30"	25	**290**	20	335	Septentrional
Barranca de los Loros	BDL	37º 13' 02,9" 69º 47' 57,2"	70	**300**	15	385	
Arroyo Los Menucos	ALM	37º 09' 29,0" 70º 26' 41,5"	0	**50**	0	50	
Casa de Piedra	CAP	37º 09' 70º 50'	55	**115**	0	170	
			287	**3386**	189	**3862**	

ser encontradas por personas interesadas y puedan ser utilizadas en estudios posteriores, a continuación se presentan sus principales características, descriptas de sur a norte y oeste a este.

1) Río Salado (RSL). En esta típica localidad, los excelentes afloramientos de la Formación Mulichinco se encuentran en ambas márgenes del Río Salado, valle en el que se ubica parcialmente la ruta provincial Nº 9, que une la Ruta Nacional Nº 40 con la localidad de Bajada del Agrio (ubicada fuera del ámbito de estudio). Las mejores exposiciones se encuentran en el flanco oriental de un pliegue en cajón (Fig. 15), cuyo rumbo es Nº 18 e inclina 30º al este. La sucesión alcanza los 200 metros de potencia y se encuentra completa. En este caso, dada la calidad de los afloramientos, se han realizado tres secciones de detalle separadas unos 300 m entre sí, para trabajar en el análisis arquitectural de los cuerpos de arena.

2) Quintuco (QTN). Ubicada en el extremo sur-occidental del área estudiada, a esta localidad se llega fácilmente desde Loncopué, de la que dista unos 36 km por la ruta provincial Nº 10 (Fig. 14). El lugar se conoce como Puerta Quintuco y coincide con las nacientes del arroyo homónimo. Los afloramientos de la Formación Mulichinco son cortados por dicho curso, pero también aparecen en una extensa cresta con sentido norte-sur que constituye parte del límite de la zona occidental de la Faja Plegada y Corrida del Agrio. La actitud de las capas varía entre 33º de inclinación al N 083º en la base y 27º al N 076º en el techo. En esta zona se encuentra el área tipo de la Formación Quintuco definida por Weaver (1931), y corresponde a su localidad denominada Cerro Candelero (Fig. 7c). El perfil se levantó en la margen derecha del río, donde la mitad inferior de la Formación Mulichinco aflora muy bien, pero no así la porción superior, en donde prevalecen sedimentitas finas. La sucesión se encuentra completa y su espesor ronda los 250 m (Tabla 1).

3) Trahuncura (TRA). A este perfil también se accede fácilmente por la ruta provincial Nº 32, pero en este caso puede hacerse tanto desde Loncopué (51 km.) como desde la ruta nacional Nº 40 (unos 17 km). Las exposiciones pertenecen a la misma estructura que QTN (Fig. 14), pero en este caso tienen una disposición diferente (31º al N 037º en base y 27º al N 040º en el techo). El perfil fue realizado sobre la margen derecha del arroyo Trincahueras, cuyas nacientes se remontan al cerro Mulichinco. Dicho curso ha erosionado los depósitos neocomianos, generando un abra en las sedimentitas de la Formación Mulichinco (Fig. 16). Casi en el tope de la unidad, saliendo del abra hacia el NE, se asienta la Escuela Trahuncura, de la que se tomó el nombre de la sección. La calidad de los afloramientos es inmejorable, la sucesión se encuentra completa y su espesor es de aproximadamente 200 m. Unos 5 kilómetros al SE se encuentra la localidad fosilífera Cerrito de la Ventana, estudiada por Leanza & Hugo (1977) y en forma más reciente por

Figura 15. Vista al nordeste de la Formación Mulichinco en la localidad Río Salado. El espesor de la unidad alcanza los 190 m y presenta un claro arreglo general granodecreciente (las líneas indican los límites estratigráficos).

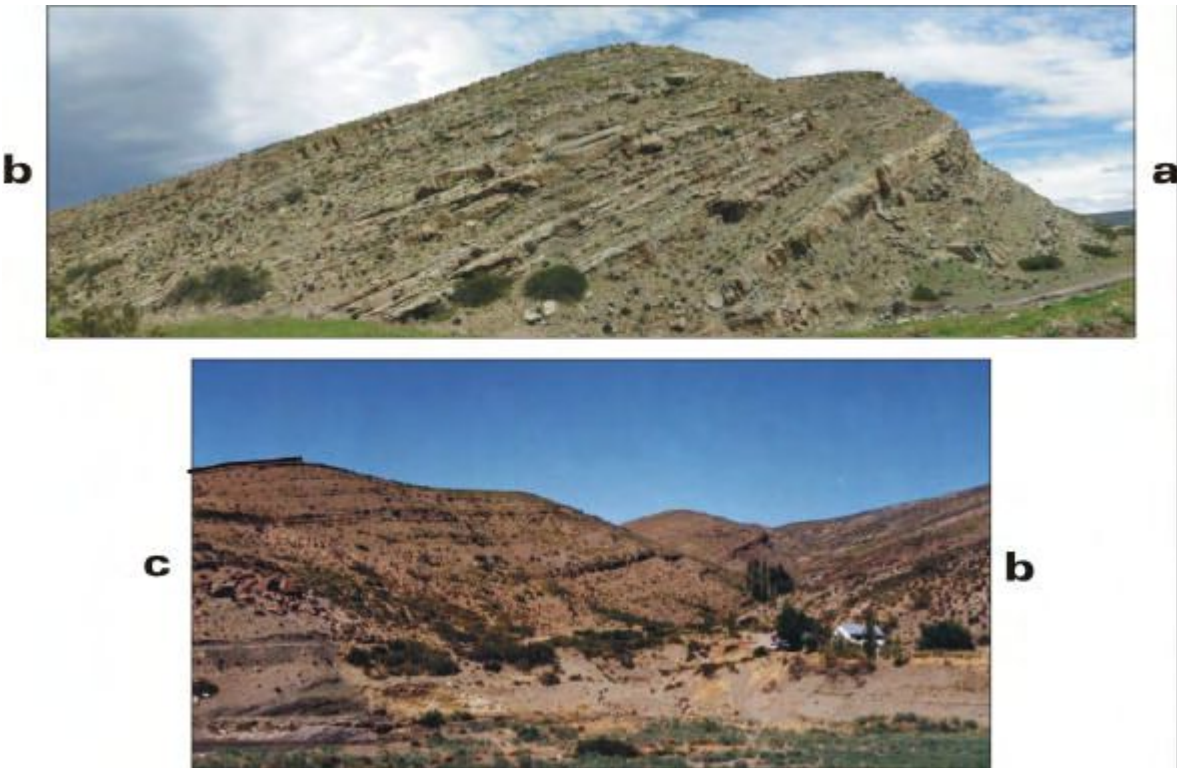


Figura 16. La Formación Mulichinco en la localidad Trahuncura (vista al este-sudeste). Sección basal gruesa (a-b), que pasa progresivamente a sedimentitas con mayor proporción de finos (b-c). Este es el perfil relevado más próximo al cerro Mulichinco.

Aguirre Urreta & Rawson (1999a).

4) Estancia Coihueco (ECH). Se encuentra muy próxima al perfil anterior, se accede también por la ruta provincial Nº 32 y es parte de la misma estructura (Fig. 14). En este caso sólo se relevó el tramo inferior (unos 85 m de potencia) con el objetivo de buscar el límite de acumulación de las facies conglomerádicas. Además la sucesión está incompleta hacia arriba por una falla (Fig. 14). Algo hacia el norte, donde el arroyo Coihueco corta a la unidad en otro anticlinal, se encuentra la localidad descripta por Weaver (1931) con ese nombre (Fig. 7b).

5) Arroyo Pichi Neuquén (APN). Este perfil se localiza en el centro geográfico del área de estudio, y por la ruta nacional Nº 40 está a 30 km de Chos Malal (Fig. 14). Los afloramientos de la unidad se disponen en ambos flancos del anticlinal en cajón Salado Mula y por lo tanto la estructura se encuentra casi vertical y con rumbo general NNO-SSE. En este trabajo se ha levantado la sección de la Formación Mulichinco que se encuentra en el flanco occidental, de mejor calidad de exposiciones (Fig. 17), y cuya relaciones con la infrayacente Formación Vaca Muerta se aprecian en forma clara. La base de la Formación Mulichinco está ubicada 6 km al oeste del casco de la estancia (hasta donde se puede llegar con vehículos comunes). Este perfil, que ya ha sido relevado por otros autores (Weaver, 1931, en Fig. 7d; Legarreta & Gulisano, 1989), presenta los mayores espesores (alrededor de 390 m, Tabla 1) y está completo en ambos flancos de la estructura.

6) El Durazno (DZN). En esta zona ubicada en el centro-oeste del área de estudio la estructura es compleja por reiteradas fallas y plegamientos intensos, por lo que no se ha podido hallar una sección completa de la Formación Mulichinco. Sin embargo, el desarrollo de la unidad puede reconstruirse a partir de observaciones complementarias. Se accede desde la localidad de El Huecú por la ruta provincial Nº 4 hasta el paraje El Durazno, en cuyo lugar se encuentra el cruce con la ruta Nº 31 (Fig. 14). Siguiendo por ésta hacia el sur se puede apreciar claramente el contacto entre las formaciones Vaca Muerta y Mulichinco (Fig. 18). Los depósitos de esta última fueron observados con detenimiento pero no pudieron ser levantados por malas condiciones climáticas. En tanto, muy cerca del cruce de caminos, se aprecia el pasaje entre las formaciones Mulichinco y Agrio, sucesión estudiada también por Aguirre Urreta & Rawson (1999b). En este último lugar se ha levantado una sección complementaria, en la cual se midieron casi 200 m de la unidad en estudio (Tabla 1). La estructura se encuentra inclinando unos 15º al oeste.

7) Treleitube (TRE). Se encuentra muy accesible, sobre el río homónimo y la ruta provincial Nº 29; se puede acceder desde la ruta nacional Nº 40 tanto desde el sur (ruta a El Huecú) o desde norte (Taquimilán). Aquí se levantó un perfil complementario de la sección basal (140 m), dado que la porción superior es muy similar a la que se encuentra

Figura 17. Vista al sur del flanco occidental del Anticlinal Pichi Mula. Aquí también se distingue en forma clara una porción inFigura 18. Vista al este en el área de Ranquilón-El Durazno. Se observa el abrupto pasaje de la Formación Vaca Muerta a la unidad estudiada. Sección incompleta.ferior arenosa y otra superior arenosa-pelítica.

Figura 18. Vista al este en el área de Ranquilón-El Durazno. Se observa el abrupto pasaje de la Formación Vaca Muerta a la unidad estudiada. Sección incompleta.

Figura 19. Vista en el fondo de la Formación Mulichinco en el Anticlinal Loma Rayoso; en primer plano, el río Neuquén. El contacto con la Formación Vaca Muerta no aflora.

algo más norte en Rahueco (Fig. 14). La estructura se dispone inclinando alrededor de 17º al N 110º y en este caso no se han encontrado referencias previas en la literatura.

8) Anticlinal Loma Rayoso (ALR). Es el perfil que más lejos se encuentra de un acceso vehicular (ruta provincial 9) y al cual se llega desde la localidad Paso Huitrín, donde se encuentra la balsa que cruza el Río Neuquén (Fig. 14). Corresponde a exposiciones en el limbo sudoeste del anticlinal fallado Loma Rayoso, cuya inclinación no supera los 25º al N 250º. En este caso la sucesión aflorante no alcanza a la unidad subyacente, pero la calidad y extensión de afloramientos hasta la Formación Agrio es excelente, conformando gran parte de la ladera de la serranía (Fig. 19). Se han medido 340 m de la Formación Mulichinco y no se ha encontrado en la bibliografía una mención a este perfil.

9) Cerro Curaco (CCC). El perfil se encuentra inmediatamente al oeste de la ruta provincial nacional Nº 9 (Fig. 14), algo más al norte del paraje homónimo, hoy completamente abandonado. Se accede por alguna de las quebradas que se inician en la cima del cerro. La estructura corresponde a la nariz austral del braquianticlinal Las Yeseras, y por lo tanto en algunos sectores la Formación Vaca Muerta no aflora en el núcleo. La sección reconstruida comienza casi horizontal en el núcleo y se pone vertical, con rumbo NNE-SSO, desde la porción superior hasta el pasaje a la Formación Agrio. Aquí también se decidió realizar una sección complementaria puesto que las diferencias litofaciales entre ALR y PUC (separados por 33 kilómetros, Fig. 14) eran muy significativas. Se constató que sus atributos se asemejaban más a los de PUC y sólo se levantó la sucesión hasta la aparición de un intervalo carbonático utilizado como nivel de correlación (Tabla 1).

10) Rahueco (RHC). Las observaciones y mediciones realizadas en esta localidad produjeron un significativo aporte en el armado estratigráfico y bioestratigráfico de este trabajo. Parte de la sección ha sido publicada por Aguirre Urreta & Rawson (1999b) y también como parte del estudio de Marchese (1971). Constituye otra sección de fácil acceso por la ruta provincial Nº 6 y está ubicada sólo a 21 km de Chos Malal sobre el arroyo homónimo (Fig. 14). En este caso se tiene una sucesión completa, pero a diferencia de la mayoría de las restantes localidades sus exposiciones no son tan buenas. Pertenece a una estructura meridional casi vertical que correspondería al flanco oriental del Anticlinal de la Cordillera del Viento. El espesor medido alcanza los 340 m de la Formación Mulichinco y se levantó sobre la margen derecha del arroyo mencionado.

11) Puerta Curaco (PUC). Ubicada en el paraje homónimo, unos 50 km al este de Chos Malal, a este perfil se accede por la ruta provincial Nº 7 (Fig. 14), que se encuentra al sur del camino, en donde sus sedimentitas conforman el cerro La Visera (Fig. 20). Corresponde a otra localidad típica de la Formación Mulichinco, en este caso del área nororiental, y fue levantada en varios trabajos (Weaver, 1931, en Fig. 7e, Marchese, 1971; Leanza & Hugo, 1977). La estructura corresponde al flanco oriental del anticlinal Las

Yeseras, de rumbo NE-SO y con buzamientos verticales hasta a veces invertidos. Es una continuación de la faja de afloramientos donde se localiza la sección CCC. La sucesión también está completa y se han medido 350 m de la Formación Mulichinco y decenas de metros de las unidades adyacentes (Tabla 1).

12) Cerro La Parva (CLP). Distante 20 kilómetros del perfil Rahueco, es la sección completa localizada más al noroeste del área estudiada (Fig. 14). Se encuentra 300 metros al sur de la ruta provincial a Andacollo (Nº 43) y actualmente en la misma traza que el Gasoducto Transandino. Como se comentara en el apartado de antecedentes, en esta zona se concentraron los estudios de Criado Roque (1944) y Regairaz (1944). Diversos autores estudiaron su contenido fósil, en particular Aguirre Urreta (1998). Pertenece a la misma estructura que RHC con inclinación al este (Fig. 21), pero su sucesión se encuentra en algunos lugares repetida por falla (Regairaz, 1944; Kozlowski *et al.*, 1996). Se han medido 290 metros de potencia de la unidad (Tabla 1) y posee buenos afloramientos. La mitad superior está constituida en forma predominante por lutitas verdes.

13) Barranca de Los Loros (BDL). Justo al oeste de la traza de la ruta nacional Nº 40, esta área es conocida por los afloramientos del Jurásico que se encuentran inmediatamente al oeste, en la Vega de la Veranada (Zölmer & Amos, 1973; Legarreta & Gutiérrez-Pleimling, 1994) (Fig. 14). En tanto, la sección aquí levantada, también fue presentada por Legarreta y Kozlowski (1981) en un intento de correlación entre las formaciones Chachao y Mulichinco, ya que es esta región esta última unidad posee un intervalo carbonático interdigitado entre dos paquetes clásticos. BDL constituye una prolongación de los afloramientos ubicados en PUC y CCC, y posee sus mismas características en cuanto a su disposición estructural y litología, aunque con espesores algo menores (Tabla 1).

14) Casa de Piedra (CAP). Este perfil se encuentra directamente sobre la ruta nacional Nº 40, 11 km al sur de Buta Ranquil (Fig. 14). La estructura se encuentra casi horizontal y corresponde al núcleo de un anticlinal en donde es muy difícil confeccionar una sección completa. De esta manera, CAP es una sección complementaria, desde la Formación Vaca Muerta hasta el intervalo carbonático (Tabla 1), tendiente a reconocer las variaciones faciales que ocurren hacia el norte y su interrelación con los carbonatos de la Formación Chachao que afloran fuera del área de estudio.

15) Arroyo Los Menucos. Por la ruta provincial a Tricao Malal (Nº 43), al llegar al paraje Los Menucos se aparta un camino hacia el oeste. Al final de la senda, tras recorrer unos 5 km, se alcanzan los afloramientos de la Formación Mulichinco (Fig. 14). En este lugar sólo se realizó un levantamiento estratigráfico puesto que las exposiciones no son continuas. No obstante, en los primeros 50 m, se pudo constatar un arreglo estratigráfico general similar al que muestra CDP.

Figura 20. La Formación Mulichinco en la localidad Puerta Curaco. La cresta más elevada corresponde al cerro Visera (vista al sur). Nótese el arreglo general granocreciente de la secuencia y la fuerte tabularidad de los estratos.

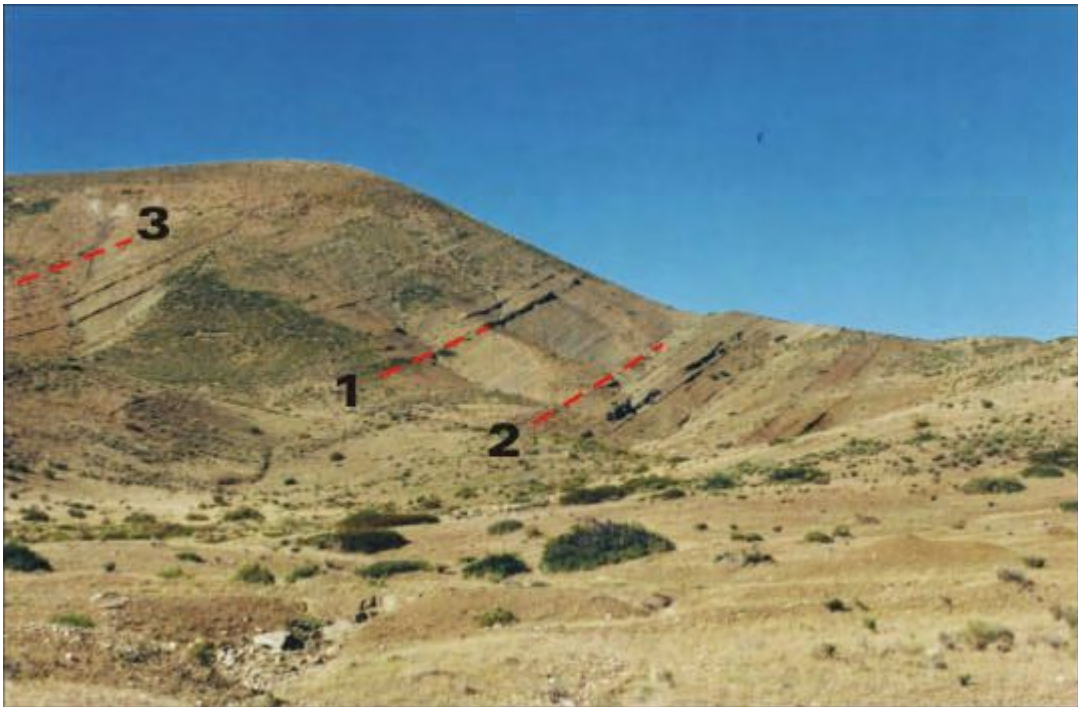


Figura 21. Perfil Cerro La Parva, ubicado en el extremo noroeste del área de estudio (vista al sur). Las líneas indican nivel de pasaje a la Formación Agrio según: 1) Regairaz (1944) y Criado-Roqué (1944); 2) Aguirre Urreta (1998); 3) este trabajo.

4.6. Definición de regiones: Austral, Central y Septentrional

Como puede apreciarse por la distribución espacial de los perfiles (Fig. 14), espesores medidos (Tabla 1) y composición litológica (Anexo I), **e**xisten ciertos atributos que son comunes en determinadas áreas de afloramientos. De esta manera de ahora en más, y para facilitar la lectura, éstas se denominarán como región Austral, Central y Septentrional (**Fig. 22**). Aquí se presenta una breve mención de sus propiedades.

La región Austral se extiende desde el límite sur hasta los 38º de latitud y se compone por los perfiles Río Salado, Quintuco, Estancia Coihueco y Trahuncura. Se caracteriza por los mínimos espesores (entre 200 y 270 metros) y por presentar una porción basal con predominio de rocas psefíticas que se hacen más escasas al este. No se han hallado restos de macroinvertebrados marinos y sólo en algunas secciones se encontraron microfósiles. El arreglo general es granodecreciente con importante participación pelítica al techo.

La región Central muestra la mayor variabilidad, pero aún así pueden encontrarse parámetros comunes. Allí se registran los mayores espesores (entre 340 y 390 metros) y las secciones que la integran son Arroyo Pichi Neuquén, El Durazno, Anticlinal Loma Rayoso, Treleitube y Rahueco. En este caso se aprecia una mitad inferior con abundantes cuerpos arenosos intercalados entre sucesiones limo-arenosas y muy pobre registro de fauna marina; la mitad superior se caracteriza en cambio por la abundancia de fósiles marinos. En Treleitube y Rahueco este tramo cuspidal consiste en un paquete lutítico con delgadas intercalaciones de calizas, en tanto que hacia el oriente (APN y ALR), se desarrollan secuencias granocrecientes, compuestos en forma dominante por sedimentitas pelíticas y psamíticas.

La región Septentrional se encuentra representada por las restantes localidades (CCC, PUC, CDP, BDL, CAP, y ALM), caracterizadas por un registro de fósiles marinos desde su base. La potencia de la unidad varía entre 340 y 290 metros, con una apreciable disminución hacia el norte. Nuevamente en esta zona se aprecia una variación litológica de oeste a este similar a la registrada en la zona Central. En el sector oriental (CCC, PUC, BDL, CAP) se distinguen tres intervalos: uno inferior clástico pelítico-arenoso, uno intermedio carbonático, y otro superior clástico arenoso. Esta distribución determina un arreglo general granocreciente de toda la unidad. En el occidente, la sucesión se modifica sustancialmente en el intervalo superior, que es muy similar a la descripta en Rahueco, es decir potentes fangolitas con intercalaciones de calizas, que resultan entones en un arreglo general granodecreciente.

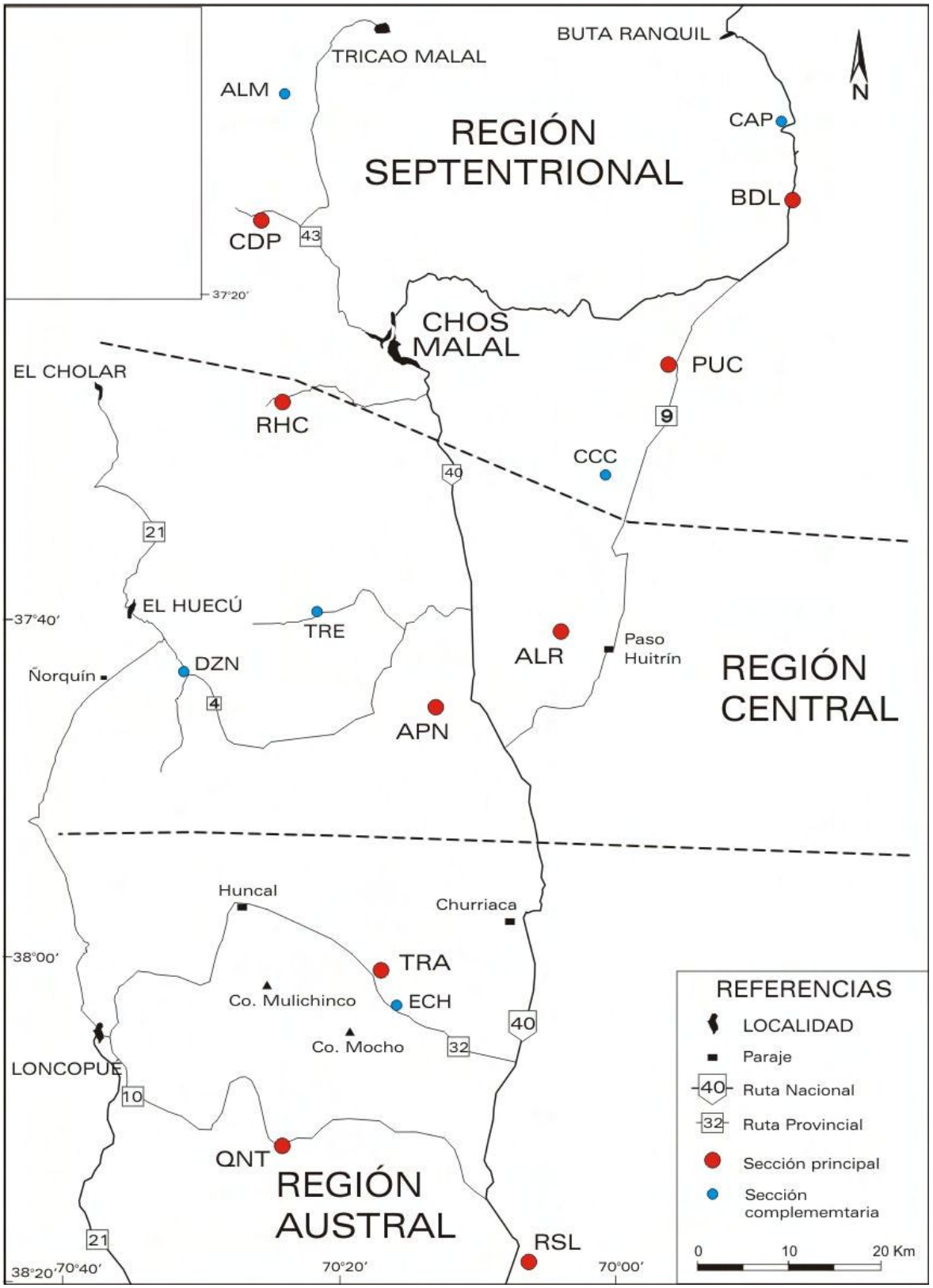


Figura 22. Ubicación de los perfiles pertenecientes a las sedimentitas de la Formación Mulichinco y su localización dentro de las regiones definidas en base a las caracterís-ticas generales de las secciones. Mapa simplificado de la Figura 14.

CAPÍTULO 5: ANÁLISIS DE FACIES

5.1. Introducción

Para poder comprender en forma confiable procesos sedimentarios, paleoambientes de acumulación y control en la sedimentación se necesita poseer una metodología descriptiva acorde (Reading & Levell, 1996). El análisis de facies provee una de las herramientas más poderosas para poder llegar a esclarecer estos elementos, y su utilidad en el estudio de sucesiones modernas y antiguas ha sido claramente establecida en innumerables trabajos científicos y recopilado en libros de texto sobre la temática (Walker & James, 1992; Reading, 1996). En esta tesis se desarrolla entonces un análisis de facies de la sucesión perteneciente a la Formación Mulichinco para poder desentrañar los procesos sedimentarios, modelos de sedimentación y factores de control que han tenido lugar durante su generación.

Según Pirrie (1998), el análisis de facies posee cinco etapas principales: 1) descripción detallada de la unidad estratigráfica, 2) subdivisión en un determinado número de facies descriptivas y cuantificación (estadística o semicuantitativa) de las relaciones entre ellas, 3) interpretación de las facies en términos de procesos deposicionales, 4) agrupamiento de las facies individuales en asociaciones de facies; y 5) comparación de las asociaciones de facies con modelos de facies preexistentes para lograr una interpretación ambiental. En este capítulo se abordarán los aspectos concernientes a las tres primeras etapas, en tanto que las dos últimas serán presentadas en los siguientes capítulos.

Como ya se indicara en el capítulo sobre la metodología empleada en este trabajo, la descripción de los depósitos de la Formación Mulichinco se ha desarrollado en el campo, a través del relevamiento de las secciones sedimentológicas a escala 1:100. La representación gráfica de los quince perfiles utilizados en este análisis se presentan en el **Anexo I** y sus características generales ya fueron comentadas en el apartado 4.6. Por otra parte, en el **Anexo II** puede consultarse un índice con las muestras obtenidas en el campo y los distintos estudios realizados sobre cada una de ellas. Entre ellos se incluyen la descripción de secciones delgadas de psamitas y el análisis mineralógico de difracción de rayos X en pelitas, cuyas características principales se exponen a continuación. A estas tareas de índole sedimentológico se suman los estudios paleontológicos (taxonómicos y tafonómicos principalmente) de los macro y microfósiles, cuyos resultados más importantes están considerados en la identificación e interpretación de las facies carbonáticas.

5.2. Caracterización general de los sedimentitas

La gran mayoría de las sedimentitas reconocidas en este trabajo provienen de la erosión y transporte de detritos terrígenos y/o no terrígenos en un medio subaéreo o subácueo, hasta su acumulación en la cubeta sedimentaria. En ningún perfil se han observado rocas con un origen piroclástico o volcánico, por lo tanto corresponden en su totalidad a sedimentitas epiclásticas. Sin embargo, además de estas rocas eminentemente clásticas, se han registrado depósitos portadores de fósiles marinos (en su gran mayoría invertebrados), cuyos atributos tafonómicos sugieren un mínimo a nulo transporte y por lo tanto se consideran rocas sedimentarias no clásticas, parautóctonas o autóctonas.

El siguiente parámetro descriptivo es la granulometría de los fragmentos. En la Formación Mulichinco se han reconocido rocas **psefíticas** (significativa proporción de clastos mayores a 2 mm), **psamíticas** (detritos en su mayoría entre 2 y 0,062 mm) y **pelíticas** (con dominio de partículas menores a 0,062 mm), siendo las primeras por lejos las menos abundantes. Este segundo nivel de diferenciación será considerado para el esquema de facies.

Desde un punto de vista genético-composicional también se aprecian considerables variaciones en el origen de los detritos (Tabla 2). Los fragmentos extracuencales no carbonáticos o terrígenos (cuarzo, feldespatos y líticos principalmente), son los más importantes volumétricamente en los materiales mayores a 2 mm. En las psefitas se han reconocido además fragmentos derivados del sustrato sedimentario infrayacente (intraformacionales), tanto poco consolidados (intraclastos pelíticos), como semi a consolidados y probablemente no contemporáneos (nódulos calcáreos reelaborados) (*cf.* Garzanti, 1991). En cambio, en ninguna oportunidad se han hallado fragmentos extracuencales carbonáticos (calcilitos), como detritos de calizas o dolomías (*cf.* Zuffa, 1980; Scasso & Limarino, 1997). Los componentes carbonáticos son entonces intracuencales (ooides, bioclastos, intraclastos), y han sido generados en su mayoría en ambientes marinos. Resultan muy abundantes en psamitas y psefitas finas de las regiones Septentrional y Central, de preferencia en los tramos superiores de las secciones. Finalmente, dentro de los elementos intracuencales de composición no carbonática sólo se han observado muy escasos agregados arcillosos verdes, cuyas características petrográficas permiten identificarlos como granos de glauconita.

Sobre la base del análisis composicional de orden general puede alcanzarse un tercer grado de diferenciación de los tipos litológicos. De esta manera se identifican: 1) rocas **silicoclásticas:** dominadas por componentes extracuencales no carbonáticos, aunque también se incluyen litofacies con elementos intracuencales pelíticos, y 2) rocas **carbonáticas** o **mixtas:** son aquéllas en las que predominan los materiales carbonáticos intracuencales, o que poseen participación similar de detritos carbonáticos y

Tabla 2. Resumen del origen que poseen los detritos psefíticos y psamíticos hallados en las sedimentitas de la Formación Mulichinco.

COMPONENTES DETRÍTICOS	COMPOSICIÓN y PROVENIENCIA	TIPOS DE FRAGMENTOS
EXTRACUENCALES	1. no carbonáticos (NC), provenientes de erosión de áreas elevadas	cuarzo, feldespatos, líticos, micas, minerales pesados
INTRACUENCALES	2. NC, contemporáneos, arrancados del sustrato infrayacente	fragmentos pelíticos semi a no consolidados
	3. NC o carbonáticos, no contemporáneos, arrancados del sustrato infrayacente	fragmentos consolidados o litoclastos
	4. NC, de origen marino	glauconita principalmente
	5. carbonáticos, de origen marino	oolitas, bioclastos, intraclastos
	6. carbonáticos, de origen marino, no contemporáneos	nódulos calcáreos

silicoclásticos (Tabla 2).

Si bien no es un objetivo primordial de esta tesis establecer los atributos composicionales precisos de las rocas pertenecientes a la Formación Mulichinco, se considera importante dejar establecidas las características más sobresalientes de las sedimentitas psamíticas y pelíticas, antes de pasar a la identificación e interpretación de las litofacies.

5.2.1. Petrografía de las Psamitas

A partir de la descripción de más de 70 cortes delgados de psamitas y limolitas (ver Anexo II), se pudieron ajustar las modas granulométricas de las distintas facies. Además se reconocieron cualitativamente psamitas terrígenas, mixtas y calcáreas. Sobre la base de estas apreciaciones generales, se seleccionó un grupo de muestras para los análisis cuantitativos que se sintetizan en las **Tablas 3a** y **3b.**

Para la caracterización de las psamitas terrígenas o areniscas de la unidad se han contabilizado trece modas detríticas, utilizando el método Gazzy-Dickinson (Tabla 3a). Se han analizado muestras pertenecientes a perfiles de las distintas regiones del área de estudio (TRA, ALR, PUC, CDP), y los resultados obtenidos se han comparado con los datos provistos por Kugler (1987).

A modo de resumen pueden diferenciarse dos grandes grupos dentro de las areniscas de la Formación Mulichinco: 1) rocas con relación feldespatos/líticos (F/L) menor a 1, y 2) rocas en que la relación F/L es mayor a 1 (**Tabla 4** y **Fig. 23**). Dentro del primer grupo se encuentran las areniscas de los tramos basales a medios de la unidad (ver ubicación de muestras en perfiles de Anexo I), que están enriquecidas en fragmentos líticos volcánicos (Fig. 24), entre los que prevalecen los provenientes de vulcanitas ácidas a intermedias. El cuarzo es generalmente más abundante que el feldespato, y ambos se encuentran en menor proporción que los líticos (Q 33,0±4,9; F 28,5±4,3; L 38,5±2,4). Estas areniscas corresponden según Pettijohn *et al.* (1987) a arenitas líticas, y según Folk *et al.* (1970) a litoarenitas feldespáticas volcánicas. Dos muestras pertenecientes a Kugler (1987), presumiblemente de niveles parecidos de la unidad, presentan valores similares (Fig. 23).

En estas arenitas líticas volcánicas las plagioclasas son más abundantes que los feldespatos potásicos (Tabla 3a), y no se han observado plagioclasas zonadas, ni granos de cuarzo engolfados. Por otra parte, los líticos suelen estar bien redondeados, con fuerte alteración en el caso de los altamente inestables. Según Scasso & Limarino (1997), dentro del espectro posible de arenitas líticas volcánicas, este grupo posee una madurez mineralógica intermedia dado su importante contenido de Q y F, y la muy baja participación de líticos altamente inestables (e.g. piroclastos). En estas areniscas prevalecen los

Tabla 3a. Caracterización petrográfica y modas detríticas (400 puntos contabilizados), de las muestras de areniscas analizadas de la Formación Mulichinco. Para ubicación de las muestras ver Anexo I.

					Composición de los clastos										
	Moda	% Clast.	% Mat	% Cem	Qm	Qp	Chert	K	P	Lvf	Lvm	Lvi	Otros Ls.	Ac	Alt
TRA - 2	Am	90,75	2,75	6,50	27,50	3,75	0,00	4,50	19,50	23,25	5,25	4,50	0,00	1,25	1,25
TRA - 6	Af-m	90,50	0,25	9,25	26,25	6,25	2,75	6,75	13,25	13,75	8,00	5,25	1,75	1,50	5,00
TRA - 12	Am	93,75	4,00	2,25	23,75	9,00	0,00	7,25	13,50	24,75	8,25	3,25	0,00	2,00	2,00
TRA - 17	Af-m	92,00	7,75	0,25	23,75	5,50	0,00	10,00	15,25	24,75	6,25	1,25	0,75	1,50	3,00
TRA - 20	Am	85,50	1,00	13,50	12,75	5,25	0,00	10,00	22,50	18,75	4,00	7,00	0,75	0,25	4,25
TRA - 24	Af-m	85,75	0,75	13,50	12,00	3,75	3,50	8,00	23,00	19,00	5,75	1,00	2,00	1,50	6,25
ALR - 0	Af-m	96,25	2,75	1,00	20,75	5,25	0,00	6,00	24,50	24,75	8,25	1,00	0,50	2,25	3,00
ALR - 11	Am	68,50	15,75	15,75	15,25	4,75	0,00	1,50	14,00	13,25	3,00	9,50	0,00	2,75	4,50
ALR - 24	Af	90,25	1,25	8,50	44,75	4,50	0,00	3,25	16,25	12,50	2,00	0,00	1,75	1,25	4,00
PUC - 5	Af-m	95,75	3,00	1,25	25,00	1,00	0,00	4,50	26,00	15,75	5,50	12,00	0,75	0,25	5,00
PUC - 13	Af	91,25	7,00	1,75	35,50	2,00	0,00	7,00	23,50	16,50	1,25	0,00	0,25	3,00	2,25
PUC - 36	Af	96,00	1,00	3,00	50,50	1,00	0,00	4,00	19,75	14,00	3,00	0,00	1,00	1,00	1,75
CDP-13	Af	88,25	0,50	11,25	21,50	0,50	0,00	4,00	22,25	23,25	3,00	6,75	0,00	1,00	6,00
Media		*89,58*	*3,67*	*6,75*	*26,10*	*4,04*	*0,48*	*5,90*	*19,48*	*18,79*	*4,88*	*3,96*	*0,73*	*1,50*	*3,71*
Desvío Estándar		*7,25*	*4,34*	*5,53*	*11,51*	*2,43*	*1,18*	*2,57*	*4,53*	*4,83*	*2,39*	*3,94*	*0,72*	*0,84*	*1,63*

% Clast.: porcentaje de clastos; %Mat.: porcentaje de matriz; %Cem.: porcentaje de cemento;

Qm: cuarzo monocristalino; Q: cuarzo policristalino; K: feldspato potásico; P: plagioclasa; Lvf: lítico volcánico con textura felsítica y otras de vulcanitas ácidas; Lvm: lítico volcánico con textura microlítica; Lvi: lítico volcánico con textura intergranular; Otros Ls: otros líticos (metamórficos de alto y bajo grado); Ac: elementos accesorios (biotita, muscovita, óxidos, cloritas); Alt: fragmentos alterados no identificables;

Am: arenita mediana; Af-m: arenita fina a mediana; Af: arenita fina.

Tabla 3b. Caracterización petrográfica y modas detríticas (300 puntos contabilizados) de las muestras de calcarenitas y arenitas mixtas analizadas de la Formación Mulichinco. *QFL recalculado para su ubicación en diagrama ternario de Figura 23. Para localización de las muestras en los perfiles ver Anexo I.

				Composición de fragmentos extracuencales (CE)						Intracuencales (CI)		Total CE	Total CI	Clasificación	Q*	F	L
	% Clast.	% Mat.	% Cem.	Q	F	L	Ol	Ac	Alt	NE	E						
ALR - 17	63,40	0,00	36,60	5,21	3,15	0,47	0,00	0,00	0,00	75,71	15,46	8,83	91,17	Caliza	58,93	35,71	5,36
PUC - 26	23,90	76,10	0,00	5,44	5,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	89,12	10,88	89,12	Caliza	50,00	50,00	0,00
PUC - 27	66,70	0,00	33,30	26,99	29,39	9,90	6,00	0,45	4,50	20,39	2,40	77,21	22,79	Mixta	40,72	44,34	14,93
PUC - 37	71,40	1,00	27,60	14,01	12,61	6,44	4,20	0,84	5,60	38,66	17,65	43,70	56,30	Mixta	42,37	38,14	19,49
BDL- 11	14,60	85,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	0,00	100,00	Caliza	0,00	0,00	0,00
BDL - 18	54,00	0,00	46,00	14,81	5,74	0,56	0,56	0,00	0,00	39,44	38,89	21,67	78,33	Mixta	70,18	27,19	2,63
BDL - 20	30,30	0,00	69,70	8,91	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	36,30	53,80	9,90	90,10	Caliza	90,00	10,00	0,00

Q: cuarzo total; F: feldespatos totales; L: líticos volcánicos totales; Ol: otros líticos indiferenciados.

NE: componentes intracuencales no esqueletales (principalmente ooides); E: componentes intracuencales esqueletales.

Total CE = Q+F+L+Ol+Ac+Alts. Total CI= NE + E.

Para otras abreviaturas ver referencias en Tabla 3a.

Tabla 4. Segregación de las psamitas terrígenas según relaciones QFL, F/L y Q/L y su clasificación composicional según Pettijohn *et al.* (1987) y Folk *et al.* (1970). QFL recalculado según Folk *et al.* (1970). Además datos tomados de muestras analizadas por Kugler (1987), en las mismas localidades o cercanas a las estudiadas en este trabajo.

Muestra	Q	F	L	F/L	Q/F	Clasificación Pettijhon *et al.* (1987)	Clasificación Folk *et al.* (1970)
TRA - 2	35,41	27,20	37,39	0,73	1,30	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
TRA - 6	41,84	23,74	34,42	0,69	1,76	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
TRA - 12	36,49	23,12	40,39	0,57	1,58	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
TRA - 17	33,43	28,86	37,71	0,77	1,16	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
ALR - 0	28,57	33,52	37,91	0,88	0,85	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
ALR - 11	32,65	25,31	42,04	0,60	1,29	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
PUC - 5	28,73	33,70	37,57	0,90	0,85	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
CDP-13	27,08	32,31	40,62	0,80	0,84	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
Media	*33,03*	*28,47*	*38,51*				
Desvío Estándar	*4,92*	*4,32*	*2,40*				
ALR - 24	57,94	22,94	19,12	1,20	2,53	Subarcosa	Feldarenita Lítica
PUC - 36	55,23	25,47	19,30	1,32	2,17	Subarcosa	Feldarenita Lítica
TRA - 20	22,22	40,12	37,65	1,07	0,55	Arenita Arcósica	Feldarenita Lítica
TRA - 24	25,16	40,52	34,31	1,18	0,62	Arenita Arcósica	Feldarenita Lítica
PUC - 13	43,60	35,47	20,93	1,69	1,23	Arenita Arcósica	Feldarenita Lítica
Media	*40,83*	*32,90*	*26,26*				
Desvío Estándar	*16,58*	*8,24*	*8,98*				

Datos de Kugler (1987)

Muestra	Q	F	L	Localidad cercana en este estudio	Clasificación Pettijhon *et al.* (1987)	Clasificación Folk *et al.* (1970)
BA – 3	34,6	23	42,40	*BA: Bajada del Agrio= Río Salado*	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
BA – 10	18,7	35,3	46,00	*ídem BA-3*	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
CM – 39	24,4	33,3	42,3	*CM: Chacay Melehue= Cerro La Parva*	Arenita Lítica	Litoarenita Feldespática
BL – B	48,2	26,8	25	*BL: Barranca de los Loros*	Arenita Arcósica	Feldarenita Lítica

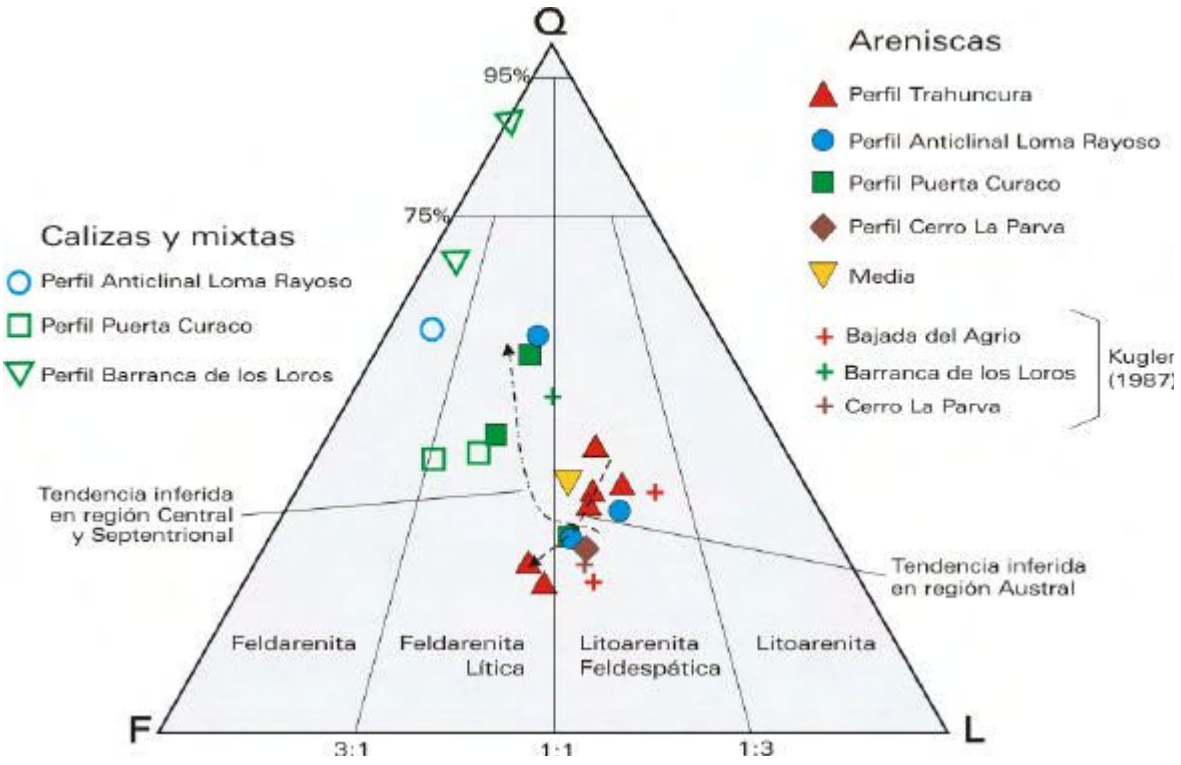


Figura 23. Diagrama QFL (tomado de Folk *et al.*, 1970) donde se aprecia la composición general de las psamitas de la Formación Mulichinco. Las areniscas de los términos superiores de la unidad se enriquecen en la relación F/L y a veces en el contenido de cuarzo. Las rocas con mayor participación de componentes intracuencales poseen los máximos valores recalculados de cuarzo.

cementos de cuarzo y feldespatos por crecimiento secundario (Fig. 25a) y de caolinita (Fig. 25b).

El segundo grupo de psamitas establecido por los atributos composicionales, es decir aquéllas con relación F/L mayor a 1 (Fig. 23), caracteriza a los términos superiores de la Formación Mulichinco. Estas areniscas son más disímiles entre sí que las del primer grupo (Q 40,8±16,6; F 32,9±8,2; L 26,3±8,9) ya que muestran valores dispares de relación Q/F, pudiendo ser ésta mayor o menor a 1 (Tabla 4). Las que tienen alto contenido de cuarzo corresponden areniscas finas de las regiones Central y Septentrional (Fig. 26), y se clasifican como subarcosas según Pettijohn *et al.* (1987), o como feldarenitas líticas según Folk *et al.* (1970). Valores similares pueden apreciarse en una muestra correspondiente a Barranca de Los Loros, analizada por Kugler (1987). Según Scasso & Limarino (1997), estas subarcosas con relación Q/F mayor a 2,5 (Tabla 4), pueden provenir de un área de aporte con fuerte dominio de material cuarzoso o resultar un derivado maduro a partir de la eliminación selectiva de los componentes más lábiles. En el contexto estratigráfico de la unidad se considera más probable este último caso.

Finalmente, las muestras con muy bajos tenores de cuarzo y F/L mayor a 1 (Tabla 4) parecen tipificar a las porciones medias a superiores de la región Austral (Fig. 27). Constituyen arenitas arcósicas según Pettijohn *et al.* (1987) y son indistinguibles de las anteriores en la clasificación de Folk *et al.* (1970). Por su muy baja relación Q/F se interpreta que estas areniscas provienen de la erosión de rocas plutónicas básicas a mesosilíceas, o de vulcanitas en las que se habría producido la eliminación diferencial de los fragmentos líticos durante el transporte (Scasso & Limarino, 1997).

Cabe destacar que en todas las psamitas de los términos superiores de la Formación Mulichinco se denota un fuerte incremento en la participación de cemento carbonático, especialmente como parches o poiquilítico (Fig. 27), generando fábricas abiertas por desplazamientos de granos.

Por su parte, en las rocas con importante contenido de elementos intracuencales (CI) se destacan los fragmentos esqueletales y no esqueletales carbonáticos, los cuales se encuentran inmersos en matriz micrítica o ligados con distintos cementos obliterantes.

La mayoría de los restos no esqueletales corresponden a ooides. Éstos son de coloración castaña, poseen entre 100 y 300 μm de tamaño y pueden mostrar laminación concéntrica en el exterior y estructura masiva o radiada en el interior (Figs. 28 y 29). Los núcleos se componen de fragmentos extracuencales o esqueletales, aunque pueden faltar por disolución. En ocasiones sólo una lamina delgada (menor a 20 μm) reviste por fuera al núcleo clástico; éstos constituyen ooides superficiales (Tucker, 1991). Otros elementos, de formas subesféricas pero masivos (en general llamados peloides), pueden corres-

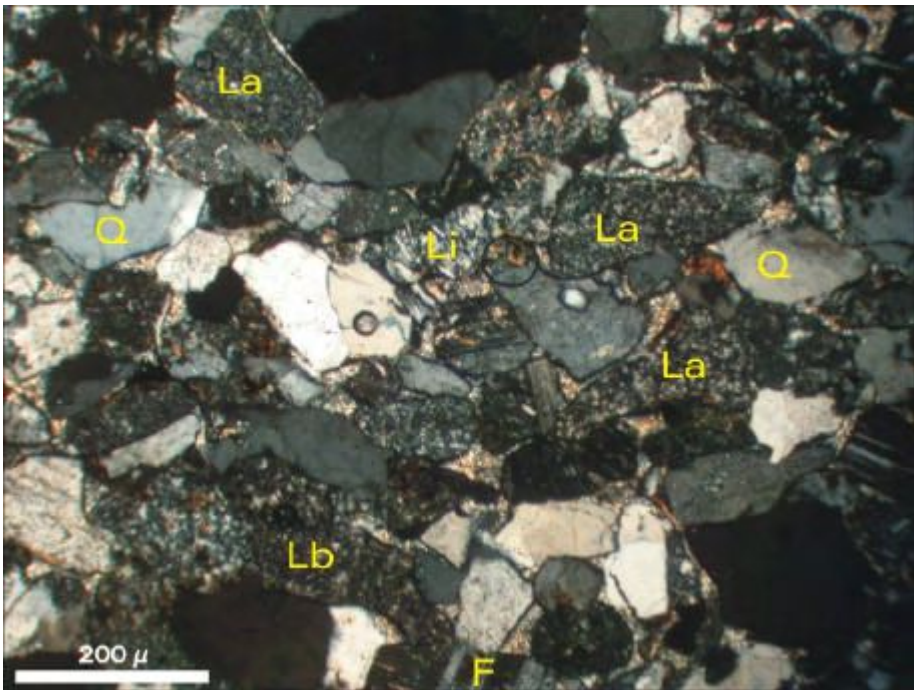


Figura 24. Vista general de las areniscas volcánicas líticas (Muestra TRA-6, NX, x4). Nótese la abundancia de fragmentos volcánicos (ácidos, La; intermedios, Li; básicos, Lb), con respecto a cuarzo (Q) y feldespatos (F).

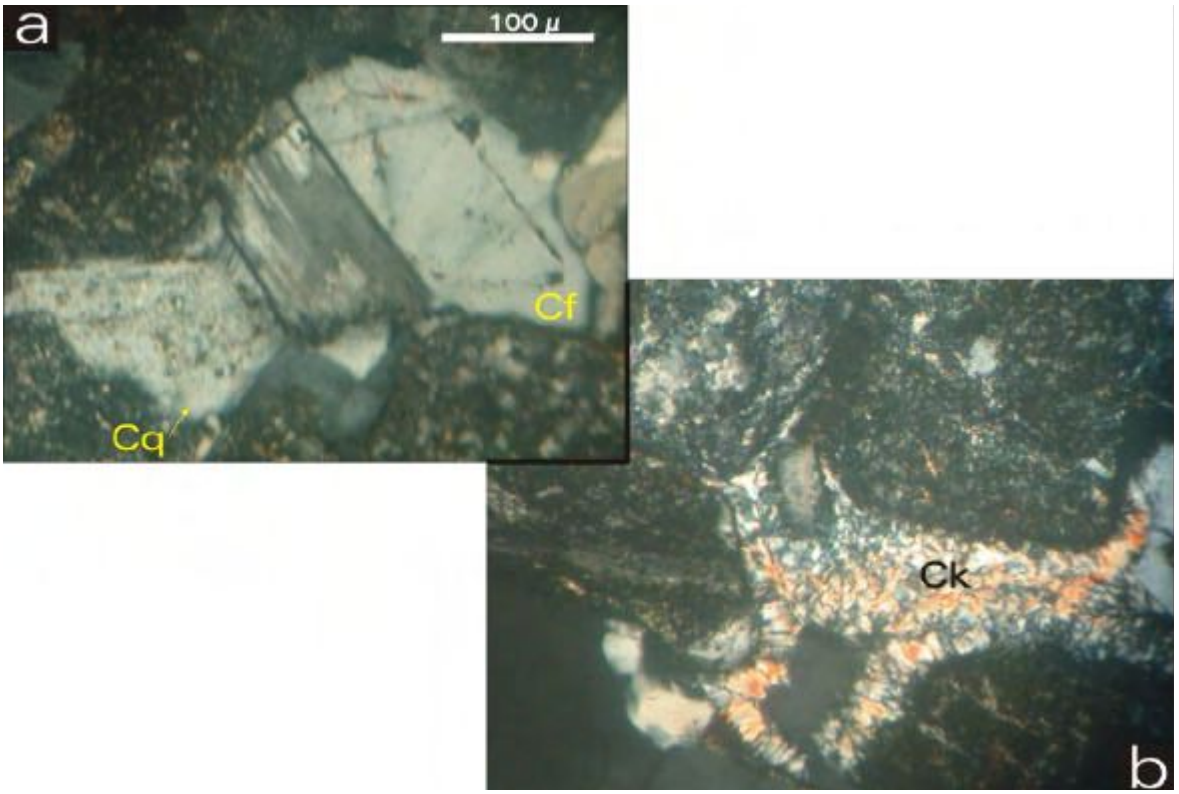


Figura 25. Detalle de los tipos de cementos hallados en estas areniscas líticas. a) Cementación secundaria de cuarzo (Cq) y feldespato (Cf) en ALR-0 (NX). b) Cementación caolinítica (Ck) en TRA-2 (NX).

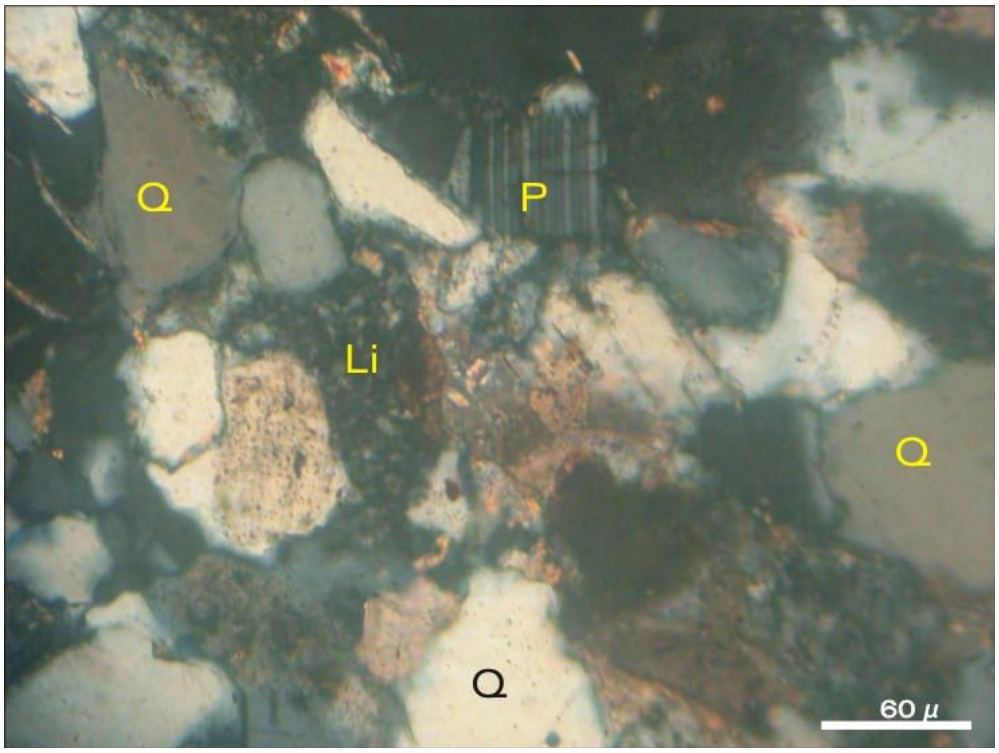


Figura 26. Arenicas subarcósicas características de los tramos superiores de la Formación Mulichinco en las regiones Central y Septentrional. El cuarzo (Q) constituye más del 50 % del total y los feldespatos (F) sobrepasan a los líticos (L). Muestra ALR-24 (NX).

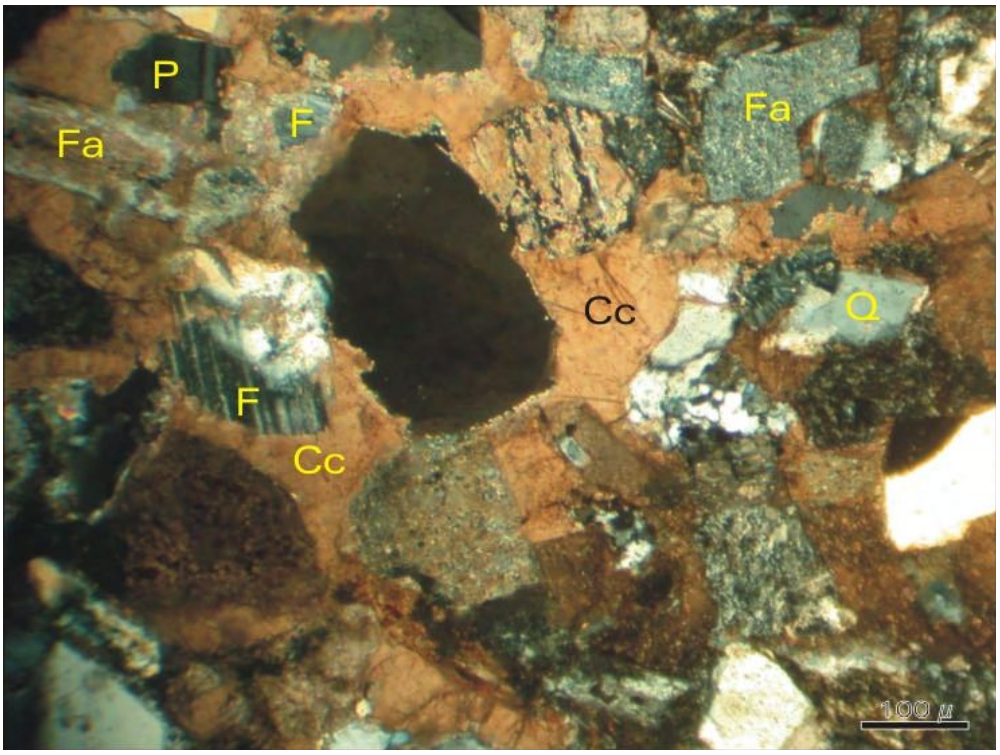


Figura 27. Arenitas arcósicas de los tramos cuspidales en la región Austral (Muestra TRA-20, NX, X4). Algunos feldespatos se presentan muy alterados (Fa). Nótese la fábrica abierta producida por la cementación poiquilítica carbonática (Cc).

ponder a ooides que han sufrido una fase posterior de micritización bacteriana o neomorfismo, aunque no se descarta que algunos puedan corresponder a pellets.

Los restos esqueletales pueden diferenciarse por su forma y tipo de cementación. Los bioclastos de bivalvos indiferenciados se reconocen por sus formas elongadas, tanto curvadas como rectas, y por presentar una cementación intramóldica *drusy* o escalenoédrica (Fig. 29). Este tipo de cementación proviene de la disolución de la conchilla aragonítica original y su posterior relleno con calcita durante la diagénesis de soterramiento. Los fragmentos de gastrópodos poseen el mismo tipo de pared, pero con formas subesféricas. En cambio, las valvas de ostras se distinguen claramente por la estructura sigmoidal o entrecruzada de la pared, de composición calcítica original (Tucker, 1991). Otro elemento bioclástico menos frecuente lo constituyen las placas de equinoideos. Estos son fácilmente reconocibles por su comportamiento óptico y por el típico desarrollo de sobrecrecimiento sintaxial de calcita sobre el grano original. Acompañan además numerosos fragmentos conchiles indeterminables.

Cuando la matriz micrítica es muy escasa o inexistente, los restos esqueletales están ligados por una cementación ocurrida durante la diagénesis tardía, ecuante o esparítica, más raramente silícea. Sin embargo, en varias oportunidades también se ha reconocido un cemento fibroso temprano alrededor de los ooides (Fig. 29). Este cemento se ha generado en ambientes marinos (Tucker, 1991).

El estudio de las rocas con afinidad calcárea ha sido realizado a partir de la observación de todas las muestras a ojo desnudo, con lupa (placas pulidas) y en sección delgada. De este modo se identificaron tipos litológicos principales que tienen influencia en el esquema de litofacies propuesto. Luego se realizaron conteos de modas detríticas siguiendo el método de Gazzy-Dickinson en seis muestras representativas de las distintas texturas psamíticas. Sus principales características se muestran en la Tabla 3b. Durante esta determinación se ha realizado el reconocimiento de los componentes extracuencales (CE), y entre los intracuencales se han contabilizado restos esqueletales y no esqueletales (ooides y peloides).

Del análisis de las muestras de la Tabla 3b y estimaciones cualitativas puede indicarse que en la Formación Mulichinco existen psamitas mixtas con rangos variables de CI, cuyos valores límites podrían situarse en 20 y 80 %. En la Figura 28 se ilustra una psamita mixta con bajos valores de CI. En tanto, las calizas propiamente dichas se consideran aquí como las sedimentitas formadas por más del 80% de CI (Fig. 29).

La relación entre los fragmentos esqueletales y no esqueletales puede variar ampliamente, pero se ha encontrado que cuanto menor es la cantidad de CI, existe mayor abundancia relativa de los ooides (e.g. PUC-27). Por otra parte, en las muestras con mayor

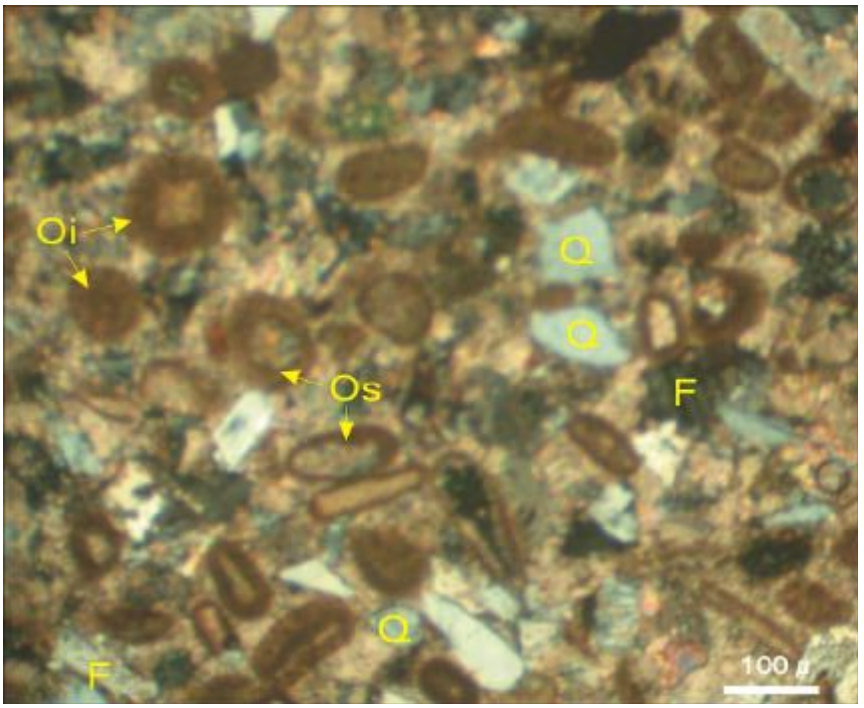


Figura 28. Vista general de las psamitas mixtas (Muestra PUC-27, NX). Por lo general la proporción de ooides (Oi) se incrementa entre los CI, cuanto mayor carácter mixto posee la roca. Nótese también la existencia de ooides superficiales (Os) y la fábrica abierta con cementación carbonática. Ver Figura 24 para otras referencias.

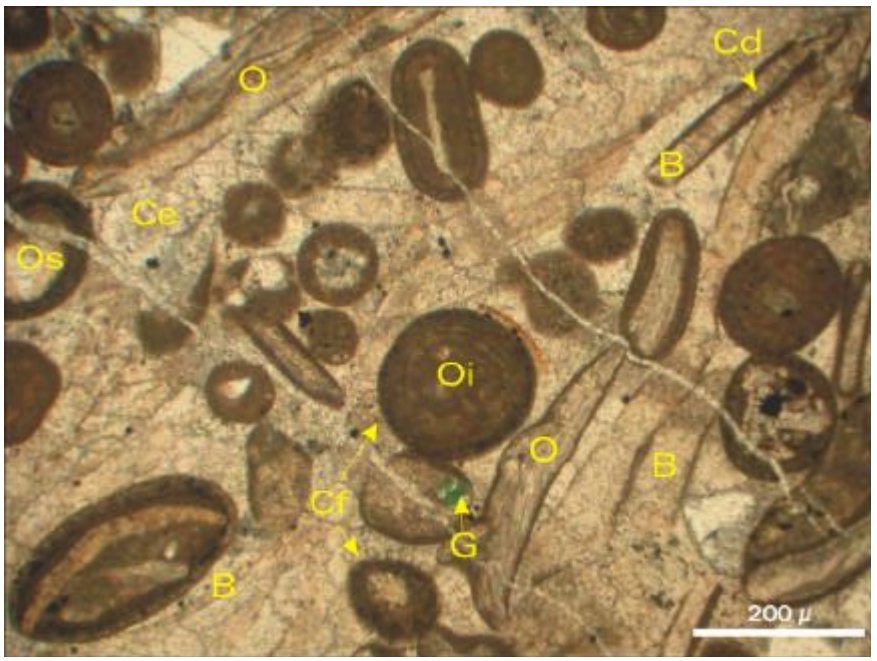


Figura 29. Calizas oolíticas-bioclásticas (Muestra ALR-17, N//) con: ooides (Oi) con estructura completa, restos esqueletales indiferencidos (B) con cementación ***drusy*** (Cd) y ostras (O) con estructura original. Cementación fibrosa (Cf) temprana recubriendo los ooides y esparítica (Ce) obliterante. Agregados verdes de glauconita (G).

tenor de matriz (PUC-26 y BDL-11B), los bioclastos constituyen la casi totalidad de los componentes intracuencales. Estas calizas corresponden por lo general a microtexturas de wackestones, aunque muchas de ellas poseen alta proporción de fragmentos mayores a 2 mm y por lo tanto se clasificarían como floatstones (Embry & Klovan, 1971; Cuffey, 1985). Dichas rocas en el esquema de facies constituyen litofacies carbonáticas no clásticas (ver más adelante).

Por otro lado, considerando la totalidad de los componentes mineralógicos, se ha apreciado que, medida que se incrementa la proporción de CI en la roca, el contenido de cuarzo aumenta de manera clara por sobre el de feldespatos y líticos (Fig. 23). Estas sedimentitas reflejan condiciones de acumulación con muy bajo suministro extracuencal, en las cuales sus escasos componentes terrígenos constituirían el producto del retrabajo de depósitos previos.

5.2.2. Mineralogía de las Pelitas

Al igual que las características petrográficas de las psamitas, el estudio de la composición mineralógica de las pelitas brinda mayor información acerca de la constitución de la sedimentitas de la Formación Mulichinco. Si bien esta información de las fracciones finas no es fundamental para la definición de litofacies, el contenido de terrígenos (cuarzo, feldespatos y argilominerales) versus carbonato, es un importante dato a tener en cuenta, puesto que brinda noción sobre variaciones de suministro clástico y productividad carbonática.

Para este análisis se realizaron estudios difractométricos de rayos X en polvos de más 50 muestras pertenecientes a la unidad, así como de depósitos infra y suprayacentes inmediatos (ver Anexo IIa). Las localidades elegidas para dicho análisis, cuyos datos se presentan en la Tabla 5, fueron: RSL (región Austral), ALR y APN (región Central), y PUC, BDL y CDP (región Septentrional).

Para la identificación de los componentes mineralógicos se realizaron difractogramas sobre muestras totales de polvos no orientados. Las especies halladas son cuarzo, argilominerales, feldespatos y calcita; en el rubro “otros” se agrupa a todos aquellos elementos no identificables, aunque también a escasas proporciones de dolomita (Tabla . Su ponderación de abundancia se ha realizado en base a un método empírico desarrollado por Iñiguez Rodríguez & Poiré.

Para la determinación y semi-cuantifiación de los argilominerales, las muestras se procesaron también de manera convencional, es decir se realizó un difractograma de muestra “normal”, luego se pasó la muestra “glicolada” (saturación con etilén glicol a temperatura atmosférica durante 2 horas), y finalmente se obtuvo el diagrama de la muestra “calcinada” (calcinación a 550° C durante dos horas). Las muestras de la localidad BDL

Tabla 5. Composición mineralógica de los materiales finos pertenecientes a la Formación Mulichinco analizados con difracción de rayos X.

	Contenido mineralógico						Contenido de argilominerales					
Muestra	Qz	P	Fk	Arcillas	Calcita	Otros	K	I	I/S	S	Cl	Cl/S
Perfil RSL												
RSL-1	ma	m	e	a	-	e	tr	25	70	0	5	0
RSL-10	ma	m	e	m	-	e	tr	20	55	0	25	0
RSL-102	ma	a	e	m	e	e	tr	30	40	0	30	0
RSL-106	a	m	tr	ma	-	e	5	10	30	0	40	15
RSL-111	a	a	m	m	-	e	tr	20	75	5	0	0
RSL-119	ma	m	e	m	-	e	tr	45	50	0	5	0
Perfil APN												
APN-1	ma	m	tr	m	m	e	5	55	20	0	20	0
APN-4	ma	m	e	m	e	e	5	10	35	5	45	0
APN-106	ma	m	m	m	-	e	tr	40	55	5	tr	0
APN-111	ma	m	e	a	-	e	5	60	20	0	10	5
APN-114	ma	m	e	m	-	e	15	50	25	tr	10	0
APN-117	a	a	m	m	-	e	5	30	20	0	45	tr
APN-11	ma	m	e	a	-	e	15	20	35	0	30	0
APN-15B	ma	m	e	m	-	e	5	45	30	tr	20	0
APN-17	ma	m	tr	m	m	e	tr	60	30	5	5	0
APN-20B	ma	m	tr	m	m	e	tr	75	15	tr	10	0
APN-25	ma	m	tr	m	m	e	tr	60	20	20	tr	0
APN-31	ma	m	tr	m	m	e	tr	70	15	15	tr	0
Perfil ALR												
ALR-1	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	15	45	35	0	5	0
ALR-4	ma	m	e	m	-	e	0	35	55	0	10	tr
ALR-8	ma	a	e	e	-	e	5	40	25	0	30	0
ALR-9	ma	m	e	m	m	e	tr	20	70	0	10	0
ALR-15	ma	m	tr	m	a	e	5	60	20	0	15	0
ALR-18	ma	m	tr	m	m	e	tr	60	30	0	10	tr
ALR-22	ma	m	tr	m	m	e	tr	60	15	0	20	5
ALR-25	ma	m	tr	m	m	e	tr	65	10	0	25	0
Perfil PUC												
PUC-1	ma	m	e	a	-	e	tr	55	25	15	5	0
PUC-4	ma	a	e	m	e	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
PUC-6B	ma	a	e	m	m	e	0	45	40	tr	15	0
PUC-7	ma	m	e	m	m	e	5	50	35	tr	10	0
PUC-16	ma	m	e	a	-	e	tr	20	60	15	5	0
PUC-17F	ma	e	tr	e	ma	e	10	45	20	0	25	0
PUC-19	ma	m	e	a	-	e	0	45	35	20	0	0
PUC-23	ma	a	e	m	e	e	tr	45	30	25	tr	0
PUC-25	a	m	tr	m	a	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
PUC-28	ma	m	tr	m	a	e	0	60	20	20	0	0
PUC-30	ma	m	e	a	-	e	5	70	20	tr	5	0
PUC-34	ma	m	e	a	m	e	0	65	25	10	0	0
PUC-44	ma	m	e	a	e	e	0	55	20	25	tr	0
PUC-47	ma	m	e	a	e	e	0	60	20	15	5	0
PUC-50	m	e	tr	-	ma	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d

Qz: Cuarzo; P: Plioglacasa; Fk: Feldespato potásico; Otros: componentes identificables (±Dolomita);
I: Illita; I/S: Illita/Esmectita; S: Esmectia; Cl: Clorita; Cl/S: Clorita/Esmectita;
ma: Muy Abundante; a: Abundante; m: Moderado; e: Escaso; tr: Traza; s/n: sin dato;
Las muestras con fondo gris pertenecen a las unidades infra y suprayacentes.

	Contenido mineralógico						Contenido de argilominerales					
Muestra	Qz	P	Fk	Arcillas	Calcita	Otros	K	I	I/S	S	Cl	Cl/S
Perfil BDL												
BDL-1	e	e	e	-	ma	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
BDL-4	ma	m	e	m	a	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
BDL-7	ma	a	e	m	ma	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
BDL-11A	m	e	e	-	ma	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
BDL-12	m	e	e	e	ma	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
BDL-17	ma	m	e	a	-	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
BDL-25	ma	m	e	a	e	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
BDL-30	a	e	e	e	ma	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
Perfil CDP												
CDP-4	ma	m	e	a	-	e	5	35	50	10	tr	0
CDP-8	ma	m	e	a	-	e	0	35	50	15	0	0
CDP-15	ma	m	e	a	-	e	5	40	40	5	5	5
CDP-25	ma	e	tr	a	-	e	tr	35	65	tr	0	tr
CDP-29	ma	m	e	m	-	e	10	45	20	tr	10	15
CDP-32	m	m	tr	e	ma	e	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
CDP-35	ma	m	e	m	m	e	tr	50	20	0	30	0
CDP-43	a	e	tr	m	ma	e	0	45	15	0	35	5
CDP-51	ma	m	e	m	e	e	0	65	20	0	5	10

Tabla 5 (continuación).

no fueron utilizadas en esta etapa y tampoco resultaron aptas para la identificación de los argilominerales aquellas muestras con alto contenido de carbonato. A diferencia de los resultados relativos de los elementos mayoritarios, la cuantificación de los argilominerales se ha realizado en base a una metodología de conteo de áreas muy conocida (e.g. Pierce & Segel, 1969).

La asociación mineralógica más común se encuentra representada por el cuarzo como el componente mayoritario, generalmente presente en forma muy abundante (Tabla 5). Siguen en abundancia los argilominerales (abundante hasta moderada proporción), y por último los feldespatos, que están casi siempre en moderada abundancia. Dentro de estos últimos, los feldespatos potásicos se encuentran muy subordinados a las plagioclasas y muchas veces están en concentraciones trazas. La calcita aparece con contenidos escasos hasta moderados en esta asociación, por lo que ha estos sedimentos se los considera fangos clásticos hasta margas. Dentro de la Formación Mulichinco esta relación de componentes mineralógicos prevalece en gran parte del ámbito Septentrional (PUC, CDP) y Central (ALR, APN), pero también puede caracterizar a algunas lutitas negras de la Formación Vaca Muerta (**Fig. 30**).

La segunda asociación reconocida posee tenores algo inferiores de cuarzo (aunque sigue siendo muy abundante), pero se distingue en forma particular de la anterior porque aumenta la proporción de feldespatos, quedando en relación similar con los argilominerales (ambos en moderada proporción, Tabla 5). Esta relación de componentes parece tener mayor preferencia en los sectores australes, ya que es frecuente en RSL y también en porciones basales de APN (Fig. 30), aunque puede aparecer con menor importancia en los localidades del norte del área de estudio (e.g. PUC 23, Tabla 5). Estos fangos con mayor proporción relativa de feldespatos en las secciones australes podría ser a causa de que se encuentran más próximas a las áreas de aporte, y por lo tanto allí no se ha producido una gran desintegración de los feldespatos.

Existe un tercer grupo de fangolitas en la Formación Mulichinco, en el que contenido de terrígenos disminuye y se hace importante el carbonato, constituyendo margas hasta mudstones. Dichas sedimentitas poseen tenores de calcita entre abundante y muy abundante (Tabla 5). Con el consecuente aumento de este mineral, los feldespatos y argilominerales disminuyen a tenores de moderada a escasa abundancia, y el cuarzo está en relativa menor abundancia que en el resto de las muestras. Al analizar la distribución de las pelitas con mayor contenido de calcita (Fig. 30), éstas se registran en porciones medias de localidades como ALR, PUC, BDL y CDP, indicando episodios de menor dilución de carbonato, posiblemente debido a una disminución del suministro clástico. Valores muy altos de carbonato también se registran a veces en los términos cuspidales de la Formación Vaca Muerta y basales de la Formación Agrio, pero en margas y mudstones gris oscuros y físiles (Tabla 5).

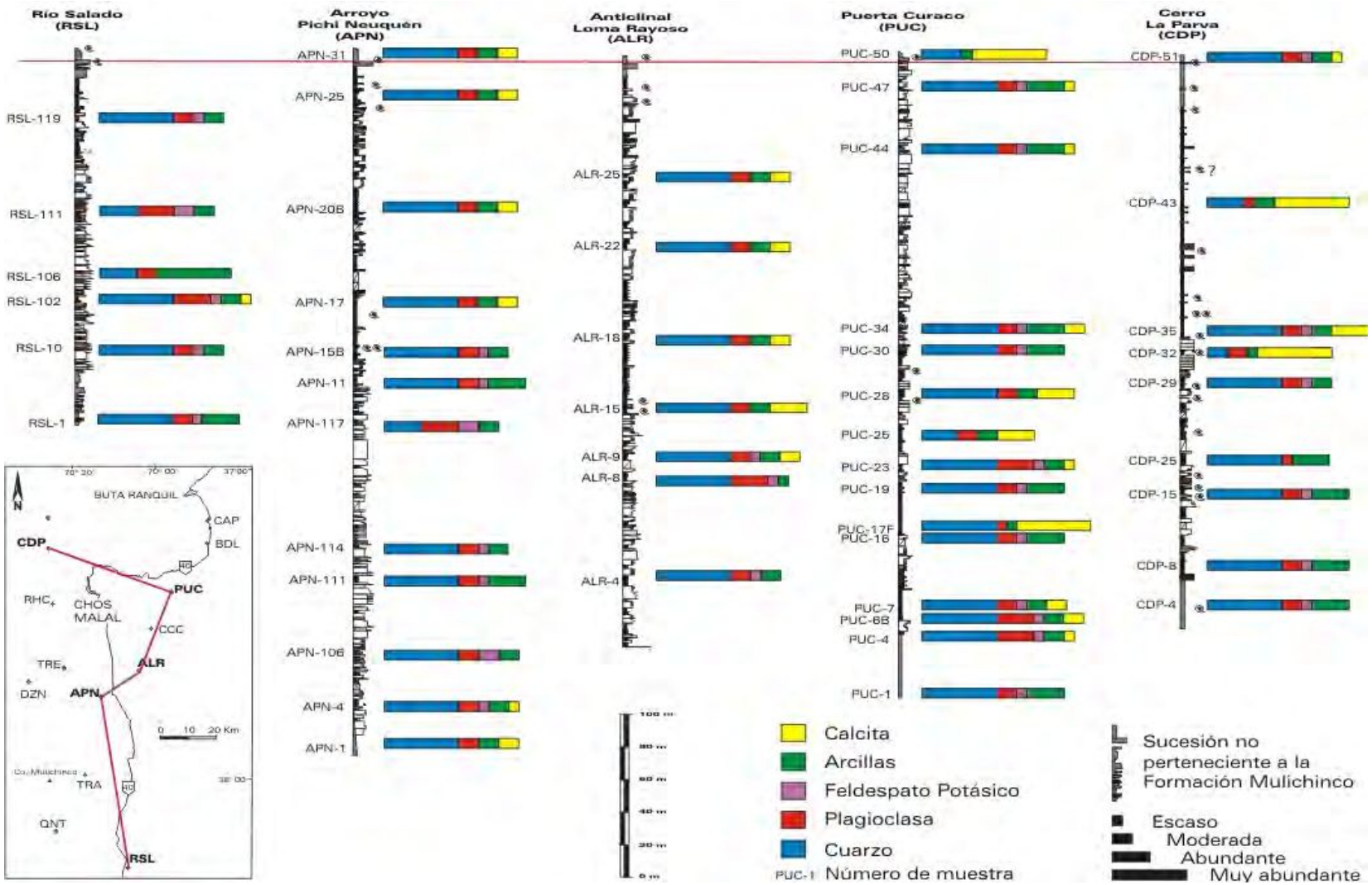


Figura 11. Variación espacial y vertical de la composición mineralógica de las pelitas de la Formación Mulichinco. Estudio realizado en cinco perfiles de la unidad (ver ubicación en mapa adjunto), nivelados a la primera aparición de los amonites afines a *Pseudofavrella angulatiformis*.

En lo que respecta a los argilominerales, mediante los difractogramas de las muestras normales, glicoladas y calcinadas se determinó la presencia de las siguientes especies: caolinita (K), illita (I), interestratificado illita-esmectita (I/S), esmectita (S), clorita (Cl) e interestratificado clorita-esmectita (Cl/S) (Tabla 5). En líneas generales la illita y el I/S son las arcillas más abundantes, y en conjunto suelen conformar entre el 70 y 90% del total. Las cloritas pueden alcanzar excepcionalmente tenores de 40% y su participación disminuye en la localidad PUC. Por su parte, las arcillas esmectíticas proliferan en algunas muestras de PUC y APN, con contenidos que no superan el 20 % del total. La participación de la caolinita (K) es muy baja en todos los perfiles, con valores excepcionales de 15%, mientras que el interestratificado formado por clorita y esmectita (Cl/S) aparece muy ocasionalmente, pero puede llegar a representar hasta el 15% de una muestra (e.g. RSL 106, Tabla 5).

5.3. Identificación e interpretación de las Litofacies

El primer trabajo que abordó el estudio de litofacies de la Formación Mulichinco fue realizado por Uliana *et al.* (1977). En él se reconocían tres tipos de litofacies para la unidad bajo estudio, que tenían un alto grado de simplificación y poseían una fuerte componente paleoambiental.

En cambio, en esta tesis se definen e interpretan facies sedimentarias en el concepto de Reading & Levell (1996). Según este autor, cada unidad litológica es asignada a una facies sobre la base de una observación objetiva. Los atributos esenciales para la identificación de las facies son la textura, a los que se suman el tipo de estructura sedimentaria y su escala, la geometría, el grado de bioturbación y la presencia de fósiles. Desde un punto de vista interpretativo, se asume que cada facies se ha formado bajo determinadas condiciones de sedimentación, reflejando en este caso un proceso particular (características de un flujo, su régimen, tipo y consistencia de sustratos, etc.).

De esta manera se puede alcanzar la interpretación de la mayoría de las rocas presentes en la Formación Mulichinco, que corresponderían a *litofacie*s (Reading & Levell, 1996). Entre las facies se incluye a las rocas silicoclásticas, calcáreas y mixtas, con estructuras mecánicas, geometrías o rasgos de actividad biogénica que posibilitan un nivel mínimo de interpretación. La diferenciación composicional entre rocas terrígenas y carbonáticas se registra en el análisis de facies, no sólo para comprender los procesos sedimentarios, sino también por su diferente significado en reconstrucciones paleoambientales, paleogeográficas y estratigráfico-secuenciales (Zuffa, 1980, 1985), que serán tratadas más adelante. Así, este parámetro composicional se ha utilizado para la identificación de facies en psefitas, y para el reconocimiento de subfacies en psamitas y pelitas.

Sin embargo, cuando los fósiles de macroinvertebrados son muy abundantes, sus

rasgos tafonómicos y paleoecológicos son decisivos para comprender los procesos actuantes, y por ende para definir las facies. Así, aparece un nuevo conjunto de facies, de afinidad carbonática, en las cuales los componentes principales, los fósiles, han sufrido nulo o muy bajo transporte.

Como última aclaración quiere dejarse en claro que el esquema de facies que se use es arbitrario, puesto que éste debe ser lo suficientemente manejable en cantidad de facies, pero por otro lado debe reflejar en forma acabada las verdaderas variaciones de la sucesión estudiada (Pirrie, 1998). La fuerte variabilidad que muestran las sedimentitas de la Formación Mulichinco ha hecho dificultoso arribar a un esquema que involucre a todos los parámetros en forma completamente satisfactoria. Sólo como ejemplo, nótese que el modo de abordar el estudio y clasificación de las rocas carbonáticas con macrofósiles abundantes, difiere en forma sustancial con respecto al de las rocas clásticas. Entonces, **el esquema de litofacies** que aquí se propone para la Formación Mulichinco, y cuya síntesis se muestra en la **Figura 31**, no es único ni está agotado.

En dicha figura se consignan primero las litofacies de las rocas clásticas o detríticas, listadas por su granulometría decreciente. De este modo, se reconocen litofacies psefíticas, que incluyen a psefitas conglomerádicas (G) y rudstones ($\mathcal{R}$); litofacies psamíticas, donde se agrupa a areniscas conglomerádicas (SG), areniscas (S) y calcarenitas o mixtas ($\mathcal{C}$) gruesas a finas y, areniscas muy finas y limolitas (SF); finalmente, dentro de las litofacies pelíticas, se diferencian fangolitas terrígenas (F) y fangolitas y margas ($\mathcal{M}$). Luego aparecen descriptas las distintas litofacies según las estructuras mecánicas y otras características como geometría y escala de la estratificación que diferencian las facies. El código utilizado para denominar las estructuras responde en parte al elaborado por Miall (1977), con algunos agregados y modificaciones debido a la gran variabilidad. Finalmente se describe e interpreta el segundo grupo de facies, compuesto por rocas carbonáticas con predominio de fósiles poco removilizados. En este caso, para su codificación se utiliza la letra inicial de la textura carbonática ($\mathcal{FT}$, $\mathcal{W}$, $\mathcal{B}$). Nótese que para las facies y subfacies que poseen signatura carbonática se utiliza un distinto estilo de letra para su rápida identificación.

5.3.1. Litofacies Psefíticas

Dentro de estas litofacies conglomerádicas se han reconocido litofacies silicoclásticas, la mayoría con fragmentos extracuencales, pero también otras intraformacionales, así como psefitas carbonáticas. Dicha discriminación se ha realizado principalmente a partir de observaciones megascópicas semicuantitativas. En segundo lugar se han considerado la cantidad de matriz, las estructuras mecánicas y sus escalas para la generación del esquema completo de estas facies gruesas (Fig. 31).

		TEXTURA		ESTRUCTURA y OTRAS CARAC.		ESPESOR SET/ESTR.	CÓDIGO	ILUSTRACIÓN	INTERPRETACIÓN ELEMENTAL
LITOFACIES CLÁSTICAS	LITOFACIES PSEFÍTICAS	Conglomerados		estratificación entrecruzada	planar	30-150 cm	Gp		barras gravosas transversales 2D, en bajo régimen
					en artesa	h' 50 cm	Gt		rellenos de canal gravoso, en bajo a moderado régimen
				estratificación horizontal		70-100 cm	Gh		crecidas en manto o barras gravosas muy aplanadas, en alto régimen
				masiva	clasto-sostén, tabular	h' 40 cm	Gmc		barras gravosas longitudinales, baja fluidez y alta descarga, hasta flujos hiperconcentrados
					clasto-sostén, lenticular	h' 50 cm	Gm (G/m)		depósitos residuales en el fondo del canal
					dominan litoclastos	h' 50 cm	GLm		ídem anterior, pero con cememtación temprana del sustrato erodado
		Rudstones		masiva		h' 70 cm	Rm		concentrados conchiles alóctonos, depósitos residuales de canal
				gradación		h' 10 cm	Rg		concentrados conchiles alóctonos o parautóctonos
	LITOFACIES PSAMÍTICAS	Areniscas conglomerádicas		estratificación entrecruzada	en artesa	10-80 cm	SGt		barras areno-gravosas 3D desarrolladas en los canales
					planar-tangencial	10-60 cm	SGp/Sp		barras areno-gravosas hasta arenosas transversales bidimensionales
		Areniscas y calcarenitas	medianas a gruesas	estratificación entrecruzada en artesa		10-100 cm	St(a)		dunas arenosas tridimensionales
					con láminas de fango	15-40 cm	St(b)		dunas arenosas 3D, con períodos de decantación suspensiva
					con bioturbación	h' 30 cm	St(c)		dunas arenosas 3D poco asimétricas y de corta duración
			medianas a finas	estratificación entrecruzada sigmoidal y planar-tangencial		20-70 cm	Ss Cs		dunas 2D por flujos tractivos, con períodos importantes de decantación (influencia mareal)
				estratificación entrecruzada de bajo ángulo a masiva		20-250 cm	Cl		formas de lecho plano o de bajo relieve debido a alta energía de olas
				estratificación horizontal		5-30 cm	Sh		formas de lecho plano debido a flujos supercríticos someros y no canalizados
				masiva original o por bioturbación		10-40 cm	Sm(a)		depósitos por flujos de alta densidad o retrabajo biogénico de facies previas
				masiva por bioturbación		10-20 cm	Sm(b)		bioturbación de infauna en depósitos de alta energía de ola
				óndulas de corriente y laminación entrecruzada		h'20 cm	Sc		óndulas 3D poco hasta muy asimétricas, por flujos unidireccionales o combinados con predominio unidireccional
			finas a muy finas	estratificación entrecruzada monticular		5-40 cm	Sx/Cx		óndulas 3D simétricas, pequeñas y de gran escala, por flujos oscilatorios puros o combinados dominados por oscilación
				laminación ondulítica		1-4 cm	Sr/Cr		óndulas de ola 2D influenciadas por débiles flujos mareales
		Areniscas muy finas y limolitas		óndulas de ola		1-3 cm	SFw (CFw)		óndulas 2D por corrientes oscilatorias y combinadas,depositadas en forma súbita
				bioturbación		1-3 cm	SFb		parcial o total homogeneización por bioturbación
				gradación y laminación horizontal		1-15 cm	SFg		emplazamiento subácueo flujos de fondo de relativa alta densidad
				estratificación paralela a masiva		1-4 cm	SFh/m		flujos acuosos efímeros laminares alternando con decantación suspensiva
	LITOFACIES PELÍTICAS	Fangolitas		masiva		h' varios m	Fm		depósitos de decantación a partir de suspensiones; cuerpos de agua dulce o salobre
				laminación paralela		0,4-1 cm	Fh		ritmicidad de depósitos suspensívoros y retrabajo hidrodinámico
		Fangolitas y margas		masiva		h' 10's m	Mm		decantación en ambientes marinos abiertos con baja energía cinética; a veces deficiente en oxígeno
LITOFACIES NO CLÁSTICAS	LITOFACIES de CALIZAS	Floatstones		masiva	asociación fósil parautóctona	10-90 cm	FT		concentración esqueletal por retrabajo biogénico y bajo suministro silicoclástico; episodios deretroalimentación tafonómica
		Wackestones			asociación fósil parautóctona	20-200 cm	W		importante producción de sedimento calcáreo en ambiente de baja a moderada energía
		Boundstones			bioconstrucciones de ostras y serpúlidos	10-700 cm	B		bioconstrucciones de epifauna cementante durante períodos de endurecimiento parcial del sustrato
		Calizas Híbridas			bioacumulaciones de ostras grandes	10-120 cm	H		retrabajo físico de material conchil en moderada/alta energía de olas, pero transporte lateral no significativo; retroalimentación al tope

REFERENCIAS
- Restos de troncos
- Briznas vegetales
- Frondes preservadas
- Estructuras de raices
- Estructuras moteadas
- Estructuras de deformación
- Grietas de desecación
- Intraclastos pelíticos
- Litoclastos/Nódulos carbonáticos
- Aspecto bioturbado
- Bioturbación frecuente
- Trazas fósiles de icnofacies de *Skolithos*
- Trazas fósiles de icnofacies de *Cruziana*
- Valvas abundantes
- Bivalvos articulados
- Bivalvos en posición de vida
- Amonites

Figura 31. Facies sedimentarias de la Formación Mulichinco identificadas e interpretadas en este trabajo (ESTR.: estructura; 2D: bidimensionales; 3D: tridimensionales).

5.3.1.1. Litofacies Psefíticas silicoclásticas

Las litofacies conglomerádicas dominadas por fragmentos terrígenos se caracterizan por ser psefitas matriz soportadas, menos frecuentes granosoportadas, con matriz arenosa a sabulítica. Los clastos grandes alcanzan tamaños máximos de 100 mm (guijones, *cf.* Blair & McPherson, 1999), y promedios de 40 mm (guijarros gruesos). Por lo general son redondeados a subangulosos, y con predominio de fragmentos líticos volcánicos ácidos, cuarzo, y chert (Fig. 32). Según la clasificación propuesta por Limarino *et al.* (1996), serían matriz ortoconglomerados y clasto ortoconglomerados polimícticos. Estas litofacies conglomerádicas se encuentran en la sección basal de los perfiles pertenecientes a la región Austral (QTN, TRA, ECH en Anexo I), pero con manifiesta disminución en importancia hacia el este (no se registran en RSL). Hacia arriba en la sucesión pasan a constituir bancos aislados, hasta delgadas láminas que por lo general no superan un espesor mayor a dos o tres clastos, en la base de cuerpos canalizados.

Conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp)

Se presentan en *sets* gruesos a muy gruesos (30-150 cm), de cruda a clara estratificación entrecruzada planar simple o tangencial (Fig. 33). Son potentes bancos tabulares de entre 50 y 200 cm de ortoconglomerados gruesos, con relativa baja selección (clastos hasta tamaños máximos de 10 cm), y en ocasiones con fábrica imbricada. Esta facies puede pasar tanto lateralmente como verticalmente a areniscas conglomerádicas con similar estructura (SGp). Son capas tabulares, con bases netas, planas o irregulares, poco erosivas y techos netos o transicionales. Aparecen escasos restos de troncos silicificados.

Interpretación. Esta facies se interpreta como generada a partir de barras transversales bidimensionales, en condiciones de moderada descarga y transporte (Rust, 1972).

Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa (Gt)

Menos abundante que la litofacies anterior, pero con marcada semejanza desde un punto de vista textural, estas psefitas muestran estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (50 cm de espesor por 200 cm máximo de extensión). Son conglomerados gruesos, matriz a grano soportados, en *cosets* de 100 a 200 cm. Apoyan sobre depósitos finos mediante superficies erosivas y poseen geometría lenticular.

Interpretación. Estos depósitos se desarrollan en las partes más profundas de los canales, y constituyen el relleno del fondo del canal (Miall, 1978; Ramos *et al.*, 1986).

Conglomerados con estratificación horizontal (Gh)

Se compone por bancos tabulares con desarrollo de láminas de conglomerados

Figura 32. Detalle de los clastos extracuencales pertenecientes a los niveles basales de la Formación Mulichinco, cuyos tamaños raramente superan los 4 cm (la tapa mide 4,9cm). Localidad Quintuco.

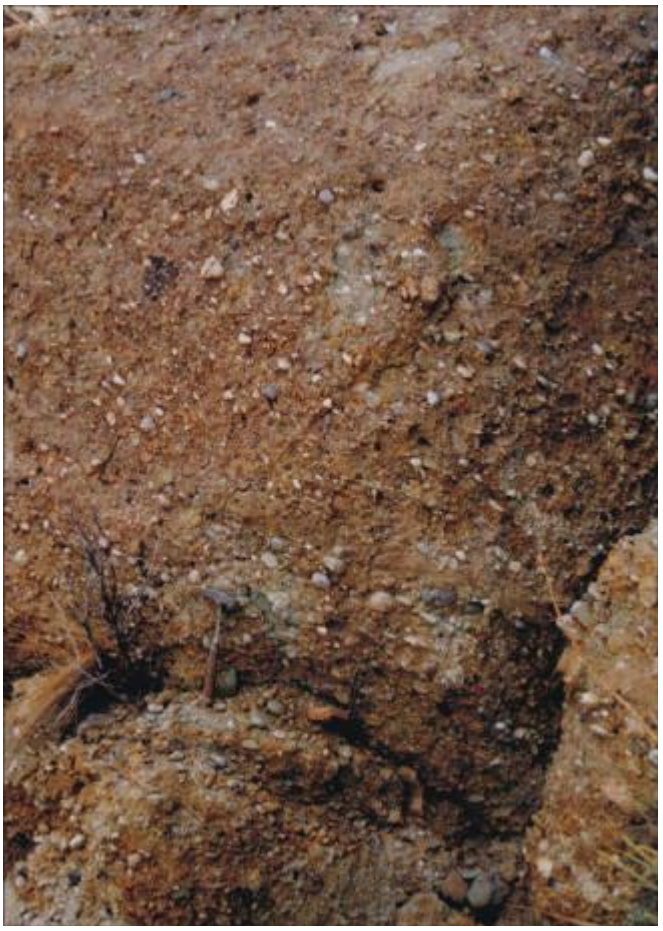


Figura 33. *Facies de Conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp)* en el mismo perfil. Se aprecia una cruda imbricación y sets muy potentes (martillo de 33 cm como referencia).

subhorizontales, intercaladas con areniscas conglomerádicas, también con estratificación horizontal. Su espesor varía entre 70 y 100 cm, las bases son netas y poco erosivas, y techos planos y netos. Los clastos pueden desarrollar imbricación de eje A y están relativamente mal seleccionados. Sólo se ha reconocido esta litofacies en la sección Trahuncura (TRA en Anexo I).

Interpretación. Dichas sedimentitas se forman en condiciones ácueas de alto régimen de flujo y pueden corresponder a crecidas en manto o bien a barras muy aplanadas (Spalletti, 1994).

Conglomerados masivos clasto-sostén (Gmc)

Esta facies posee una buena selección y alta densidad de clastos psefíticos que rondan los 3 cm, con escasa matriz arenosa (Fig. 34). Desarrollan geometría tabular, con base y techo neto; los espesores no superan los 40 cm. Puede infrayacer a conglomerados entrecruzados o intercalar entre sedimentitas finas. Es una facies es poco frecuente y sólo se ha reconocido en las regiones más proximales del área de estudio (Perfil QTN).

Interpretación. Estos conglomerados pueden corresponder a barras gravosas longitudinales (Smith, 1974; Rust, 1978) o bien a súbitas acumulaciones en condiciones de alto régimen de flujo, es decir generadas por corrientes de baja profundidad y alta descarga (Rust, 1972; Ramos y Sopeña, 1983). Estas corrientes de muy baja fluidez podrían corresponder a flujos hiperconcentrados (Smith, 1986).

Conglomerados masivos (Gm)

Esta litofacies es la más frecuente en la base de cuerpos arenosos canalizados y se asocia siempre a pronunciadas superficies de erosión. Se compone de psefitas finas a medianas (clastos de 5 a 20 mm de tamaño), con variable densidad de clastos, redondeados a subredondeados. En numerosas oportunidades portan también clastos pelíticos intracuencales no consolidados, mal seleccionados, angulosos, y de formas rectangulares. Estos clastos intraformacionales alcanzan el mayor tamaño dentro de la unidad, hasta 250 mm máximo (guijones gruesos). Su proporción en volumen varía ampliamente, hasta conformar verdaderos conglomerados intraformacionales (subfacies G*I*m, Fig. 31). En general las capas son poco potentes (menos de 50 cm), con geometría irregular y gradación a sedimentitas más finas, entrecruzadas, en forma transicional (Fig. 35). Son comunes los restos de troncos silicificados.

Interpretación. Corresponden a depósitos residuales en el fondo del canal, debido a procesos de erosión por incremento en la descarga. Los intraclastos pelíticos representan los relictos de acumulaciones finas previas (Clemente & Pérez-Arlucea, 1993). Las con-

Figura 34. *Facies de Conglomerados masivos, clasto-sostén (Gmc)*. Nótese buena selección. Niveles basales de la localidad Quintuco (la piqueta mide 33 cm).

Figura 35. *Facies de Conglomerados masivos (Gm*), con base erosiva e intraclastos pelíticos angulosos (I), que por ser más lábiles muchas veces están erosionados. Pasa hacia arriba a litofacies St(a). Tramo medio del perfil Trahuncura (lápiz de 18 cm como referencia).

diciones hidrodinámicas posteriores pueden no ser muy distintas a las que generan la facies Gmc, pero seguramente no fueron duraderas en el tiempo o no existía suficiente cantidad de material grueso para generar barras. Cuando las facies Gm o G*I*m se presentan en porciones medias de cuerpos canalizados indican superficies de reactivación en canales multihistóricos.

Subfacies de conglomerados intraformacionales con litoclastos (G*L*m)

Esta facies también se relaciona con superficies erosivas y acanaladas (Fig. 31), pero en este caso está compuesta por litoclastos carbonáticos, redondeados, con formas discoidales (tamaños máximos de 10 cm de diámetro). Son psefitas clasto a matriz soportadas con matriz de arenisca gruesa a muy gruesa. Las capas poseen hasta 40 cm de potencia y a diferencia de la litofacies anterior sólo se encuentran en la base de cuerpos canaliformes, por arriba de potentes sucesiones de fangolitas (Fig. 36).

Interpretación. Esta facies indudablemente también representa depósitos residuales de relleno de fondo del canal debido a procesos de erosión. La diferencia reside en que el grado de induración de estos intraclastos sugiere un proceso de diagénesis temprana previa a su resedimentación (Fielding, 1984). Estos nódulos carbonáticos se habrían generado en ambientes subsuperficiales reductores (escasa presencia de siderita), posiblemente en los fondos de cuerpos de agua de baja energía donde tenía lugar la acumulación de las fangolitas subyacentes.

5.3.1.2. Litofacies Psefíticas carbonáticas

En estas litofacies psefíticas los principales componentes son fragmentos conchiles. En función de su tamaño, grado de articulación, fragmentación y orientación (índices tafonómicos), se reconocen litofacies con mayor o menor grado de transporte y retrabajo. La distribución de estas litofacies se restringe a las regiones Central y Septentrional.

Rudstones masivos (Rm)

Constituyen bancos masivos de geometría acanalada (desde 10 a 150 cm) (Fig. 37a), conformados por un empaquetamiento denso de restos esqueletales de bivalvos. Dichos fragmentos alcanzan los 50 mm de largo y por lo general corresponden a trigónidos. Se disponen en forma paralela al plano de estratificación, tanto convexos como cóncavos hacia arriba (Fig. 37b). El grado de articulación, así como el de fragmentación varían entre moderado y bajo. Las valvas muestran fuerte grado de corrosión y disolución, aunque en ocasiones presentan cementación silícea. Las bases de los cuerpos son netas y erosivas y pueden intercalar delgados bancos de areniscas gruesas masivas. Hacia arriba se relacionan con litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada (St(b) y St(c)).

Interpretación. A partir de corrientes de alta energía, esta litofacies carbonática se generaría por fuerte erosión de un sustrato grueso y removilización de restos desarticulados de organismos adaptados a ambientes marinos someros. Corresponderían a depósitos residuales de fondo durante episodios meteorológicos de magnitud (tormentas, máximas mareas) en ambientes marinos someros (Pickerill & Brenchley, 1991).

Rudstones gradados (Rg)

Esta litofacies se caracteriza por restos conchiles de hasta 20 mm de largo, con desarrollo de gradación normal y empaquetamiento laxo a denso. El grado de articulación es bajo, mientras que el de fragmentación suele ser alto. Se han identificado fragmentos de bivalvos y gastrópodos, todos concordantes con la estratificación, con ooides y otros restos menos abundantes. Los fragmentos de pelecípodos se encuentran por lo general con su parte convexa hacia arriba, con desarrollo de estructuras geopetales. En los gastrópodos no se ha reconocido ninguna orientación en planta. La matriz suele ser de arena fina a muy fina y por lo general acompañan intraclastos pelíticos angulosos con tamaños similares a los carbonáticos. Estos concentrados esqueletales conforman capas irregulares, de hasta 10 cm de potencia, con bases netas y ligeramente erosivas, que siempre apoyan sobre fangolitas. Por arriba pueden pasar a litofacies de areniscas finas con estructuras monticulares (Sx), o laminación de ola (SFw). En otras oportunidades sólo conforman pavimentos intercalados en pelitas, con valvas que muestran la mejor preservación (mayor grado de articulación y menor de fragmentación).

Interpretación. Estos concentrados conchiles se han formado en ambientes marinos durante lapsos muy breves (Fürsich & Aberhan, 1990). Su génesis se vincula tanto a fenómenos de transporte por olas de tormenta en dirección hacia la cuenca que acarrean material clástico y valvas, como a procesos de fuerte erosión y resedimentación del material en el mismo ambiente o muy cercano, también por acción de olas (Pickerill & Brenchley, 1991). En función de la intensidad de dichos procesos, estos niveles fosilíferos muestran diferentes patrones de preservación. Así, los que muestran mayor grado de fragmentación se asocian a las capas monticulares más potentes y son muy similares a los depósitos asignados como “B”, en las sucesiones de tormentas reconocidas por Brenchley (1985). Los materiales son acumulados como depósitos residuales en las depresiones y su disposición convexa hacia arriba (no en equilibrio) se debe a un período de arrastre previo al sepultamiento (Allen, 1980). En los concentrados asociados a procesos de resedimentación se reconoce una fase de erosión del flujo que incorpora parte del sustrato y los fragmentos de organismos muertos y desmembrados alojados en él (Pickerill & Brenchley, 1991). Con el decrecimiento de la energía y la ausencia de formas de lecho estables, el sedimento resuspendido se acumula con una cruda gradación normal. En estos casos aumenta la cantidad de elemento articulados.

Figura 36. Vista de un cuerpo arenoso en cuya base se presenta la *Subfacies de Conglomerados intraformacionales con litoclastos (GLm)*. Sólo se ha reconocido en la porción superior de Trahuncura, en contacto neto con fangolitas (facies Fh). Persona de escala.

Figura 37. a) Vista de las capas con *Rudstones masivos (Rm)*, que pasan a areniscas entrecruzadas de litofacies St(c) (piqueta de referencia). b) Detalle de las valvas de trigónidos con moderada a baja fragmentación, fuerte orientación cóncavo-convexa y empaquetamiento denso. Localidad Barranca de Los Loros (lapicera mide 16 cm).

5.3.2. Litofacies Psamíticas

En este grupo se incluye a la mayor cantidad de litofacies reconocidas en la Formación Mulichinco y con mayor distribución tanto vertical como areal (Anexo I). Todas ellas están formadas mayoritariamente por fragmentos de entre 2 y 0,062 mm de tamaño, es decir que se atribuyen texturalmente a psamitas. A su vez son estrictamente areniscas, calcarenitas o mixtas, en función de la composición detrítica (Tablas 3a y 3b). Sin embargo, siguiendo el esquema de facies propuesto, en principio se reconocen facies de psamitas (S) con diferentes estructuras sedimentarias, las que, aunque con composición diferente, representan condiciones de sedimentación muy similares. Las facies carbonáticas se denominarán como subfacies, indicado con otra letra de identificación en el código (*C*, véase **Fig. 31**).

Las psamitas de la Formación Mulichinco son por general muy finas a medianas, estando las texturas gruesas generalmente reservadas a la matriz de rocas psefíticas o psamo-psefíticas. También se han reconocido areniscas con alta proporción de matriz o wackes. Otro tipo litológico muy común, especialmente en la región Austral y Central, corresponde a areniscas conglomerádicas, es decir areniscas medianas a gruesas con láminas subordinadas de gránulos o guijas.

La lista de las litofacies ordenadas por su granulometría decreciente se muestra en la Figura 31, y sus principales atributos e interpretación hidrodinámica se sintetizan a continuación.

Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt)

Se compone de areniscas medianas a gruesas con láminas de conglomerados finos, ubicadas en las bases de los *sets* y a veces también en las caras frontales (Fig. 38), con manifiesta tendencia granodecreciente. Los clastos, que no superan los 20 mm de tamaño, corresponden a fragmentos de cuarzo y vulcanitas principalmente, aunque pueden acompañar intraclastos pelíticos y restos de troncos de mayor tamaño. Los *sets* de artesas varían entre formas relativamente grandes (de 80 cm de potencia por 350 cm de extensión), hasta otras pequeñas de 10 x 50 cm. Constituyen *cosets* de hasta 300 cm de espesor, formando cuerpos extensos tabulares o canalizados, con bases erosivas y cóncavas. En ocasiones sobreyacen a facies Gm.

Interpretación. Son depósitos areno-gravosos que se atribuyen al relleno de canales de variable profundidad dado el espesor de los *sets* entrecruzados. Estos últimos se habrían generado por la migración de barras de fondo tridimensionales (Collinson, 1970).

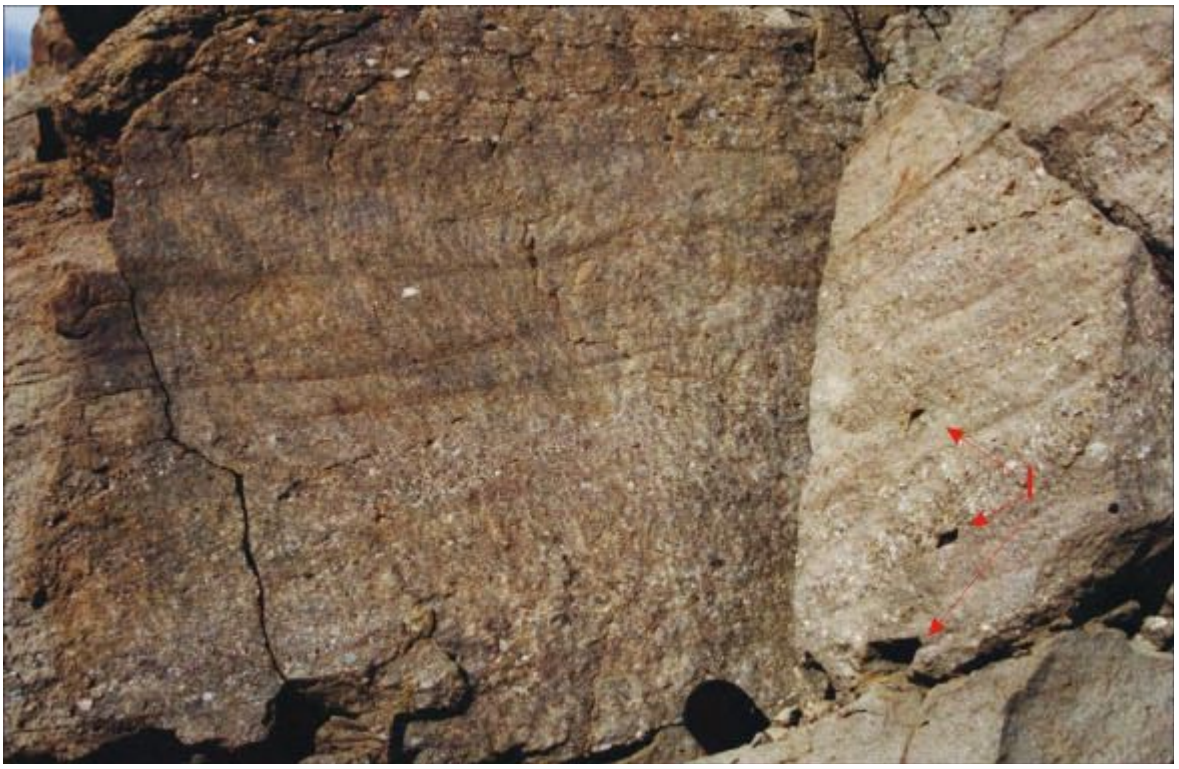


Figura 38. *Facies de Areniscas conglomerádicas (SGt)*, depósitos muy abundantes en las regiones Austral y Central de la Formación Mulichinco. Nótese la distribución de los gránulos e intraclastos (I) en todo el paquete y su tendencia granodecreciente.

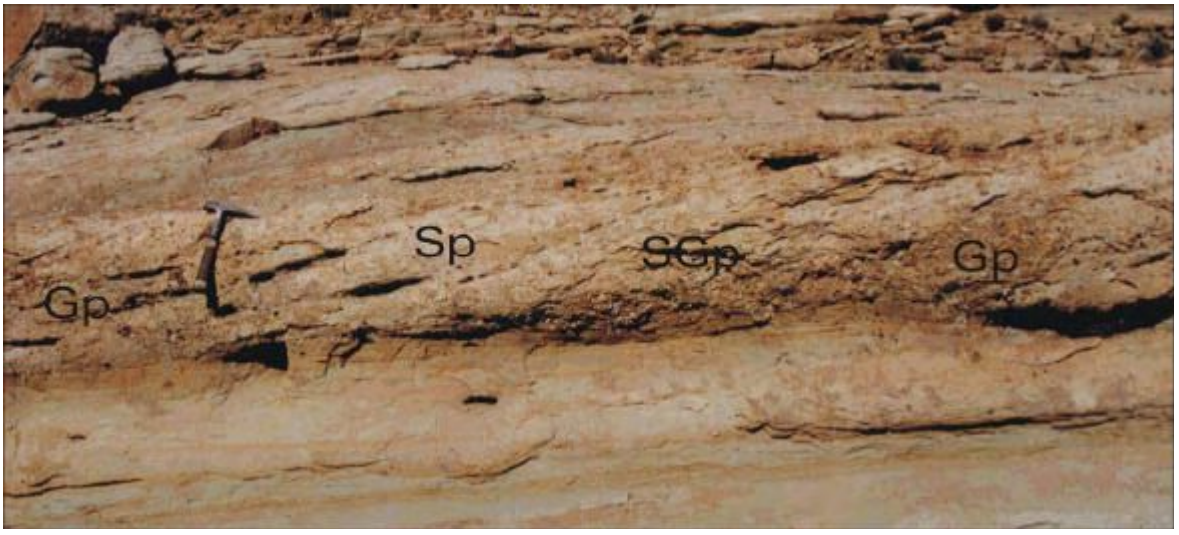


Figura 39. *Facies de Areniscas conglomerádicas y areniscas con estratificación entrecruzada planar (SGp y Sp respectivamente)*. En este caso aparecen por un pasaje lateral desde la facies Gp. Ejemplo tomado de la localidad Quintuco.

Areniscas conglomerádicas y Areniscas con estratificación entrecruzada planar-tangencial (SGp y Sp)

Son areniscas medianas a muy gruesas con láminas de sabulitas en la base de algunas caras frontales y en la base de los *sets* (Fig. 39). El espesor de éstos alcanza los 60 cm (20 cm de promedio), y se apilan conformando cuerpos de hasta 300 cm de potencia y geometría de preferencia tabular. A veces conforman un pasaje lateral continuo desde Gp. Otras, en cambio, desarrollan cuerpos grano y estratodecrecientes que gradan a areniscas con laminación ondulítica (Sc) al tope.

Interpretación. Esta facies, al igual que Gp, se interpreta como generada a partir de barras transversales bidimensionales areno-gravosas (SGp) o arenosas (Sp), que migran en dirección lateral o frontal a los canales principales (Ramos *et al.*, 1986).

Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St(a))

Esta litofacies se caracteriza por *sets* de estratificación entrecruzada en artesa con variables dimensiones, desde tamaños máximos de 100 cm de potencia por 800 de longitud, hasta mínimos de 10 por 80 cm (Figs. 35 y 40). Las areniscas abarcan desde granulometrías finas a gruesas y pueden portar intraclastos pelíticos y gránulos muy escasos en la base de los *sets*. La selección varía desde buena a moderada. Conforman cuerpos de base cóncava y geometría lenticular o de bases irregulares y más tabulares; los máximos espesores rondan la decena de metros. Es común reconocer *cosets* delimitados por láminas de conglomerados finos, que pueden alcanzar hasta 250 cm de potencia.

Interpretación. Esta facies se atribuye a megaóndulas tridimensionales arenosas en las zonas profundas de los canales fluviales (Miall, 1978; Spalletti, 1994). La variación de tamaño y textura se relaciona con la profundidad de los cuerpos y la velocidad del flujo, respectivamente.

Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa y láminas de fango (St(b))

Está compuesta por areniscas finas hasta medianas, con estratificación entrecruzada en artesa. Los *sets* de artesas poseen generalmente entre 15 y 40 cm de espesor y 60 a 120 cm de extensión. Pueden presentar óndulas en los techos, tanto de ola como de corriente, algunas con fuerte interferencia y son comunes los intraclastos pelíticos y las láminas de arcillas recubriendo los *sets*. Los *cosets* oscilan entre 100 y 200 cm de espesor y, por lo general, apoyan sobre bancos bioclásticos de la facies Rm.

Interpretación. Esta facies se habría generado también por la migración de megaóndulas tridimensionales, a partir de flujos unidireccionales y unimodales (Dalrymple *et al.*, 1990). Sin embargo, la presencia de recubrimientos pelíticos y óndulas en los techos de

Figura 40. *Facies de Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St(a))*. Perfil Trahuncura (piqueta mide 33 cm).

Figura 41. *Facies de Areniscas bioturbadas con estratificación entrecruzada en artesa (St(c))*. Estos depósitos sólo se han reconocido en la localidad Barranca de Los Loros (extremo nororiental del área de estudio) (piqueta de 33,5 cm como escala).

los *sets*, sugieren una fuerte variación periódica de la energía de las corrientes, inclusive con períodos de sedimentación por suspensión. Estas condiciones reflejan posible influencia mareal (Shanley *et al.*, 1992). La relación con facies carbonáticas apunta también a ambientes marginales, posiblemente en canales mareales (Dean, 1987).

Areniscas bioturbadas con estratificación entrecruzada en artesa (St(c))

Se trata de *sets* de artesas con geometría muy aplanadas (30 cm de espesor y 300 cm de extensión), con textura mediana y bien seleccionada (Fig. 41). En este caso el rasgo sobresaliente lo constituye la presencia de trazas fósiles de la icnofacies de *Skolithos* (*Ophiomorpha* y *Arenicolites**). Conforman cuerpos con bases cóncavas y erosivas de hasta 200 cm de espesor.

Interpretación. Esta facies podría estar relacionada con grandes olas de rompiente (Clifton et al, 1971), que generarían megaóndulas tridimensionales poco asimétricas. Dichas formas de fondo se formarían en forma rápida durante o inmediatamente después de períodos de tormenta, seguramente a profundidades muy cercanas a la zona de rompiente (Colquhoun, 1995).

Areniscas y calcarenitas con estratificación sigmoidal y entrecruzada planar-tangencial (Ss, Cs)

Se compone de areniscas finas a medianas verdes a blanquecinas, moderadamente bien seleccionadas (Ss) y calcarenitas bioclásticas-oolíticas grises, hasta psefíticas finas (*C*s) (Fig. 31). Ambas facies muestran con estratificación entrecruzada sigmoidal hasta planar-tangencial, en *sets* que poseen entre 20 y 70 cm de potencia. En ocasiones se observan direcciones de migración contrapuestas (Fig. 42a). Las superficies de entrecruzamiento generalmente son de mediano a alto ángulo (promedio 25º) y suelen tener recubrimientos de fango e intraclastos pelíticos en las areniscas (Fig. 42b), aunque a veces pueden apreciarse fuertes rasgos de deformación sinsedimentaria (Fig. 42c). En las calcarenitas (*C*s) se reconocen bioclastos laminares convexos hacia arriba (Fig. 42d). También se han identificado paquetes con capas gruesas exclusivamente arenosas y porciones más finas heterolíticas, con alternancia de láminas de fangolitas y areniscas con óndulas (Fig. 43a). Este patrón repetitivo es comparable con ciclos de cuadratura-sicigia (Visser, 1980) (Fig. 43b). Las óndulas pueden ser tanto de corriente como de oleaje. En contados casos también se han reconocido superficies de reactivación, generalmente de bajo ángulo. La bioturbación varía de baja a moderada y el contenido icnológico consta de *Arenicolites*, *Skolithos*, *Palaeophycus* en Ss; mientras que *Thalassinoides* es común en *C*s. Las psamitas terrígenas pueden encontrarse tanto en cuerpos con base erosiva y

* La enumeración de icnogéneros se realiza conforme a su relativo predominio en la litofacies.

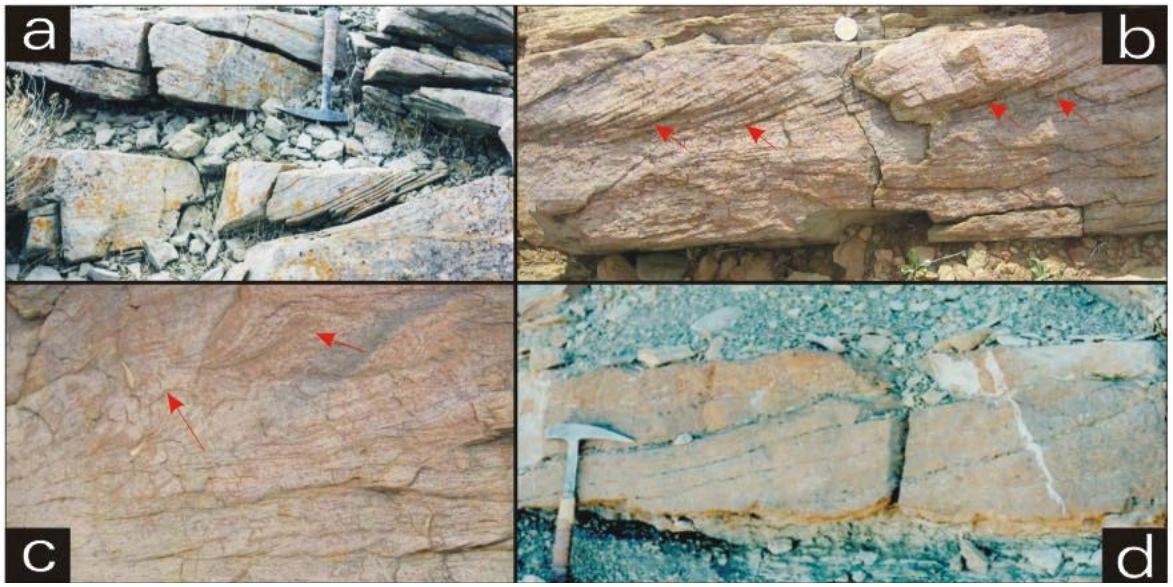


Figura 42. *Areniscas con estratificación entrecruzda sigmoidal y tangencial-planar.* a) Sets de areniscas (Ss) en distintos sentidos (perfil CDP). b) Sets delgados con recubrimientos pelíticos (flechas) en Rahueco. c) Estructuras de deformación sinsedimentaria. d) Sets entrecruzados en calcarenitas (*C*s), con disposición preferencial de los bioclastos (perfil ALR).

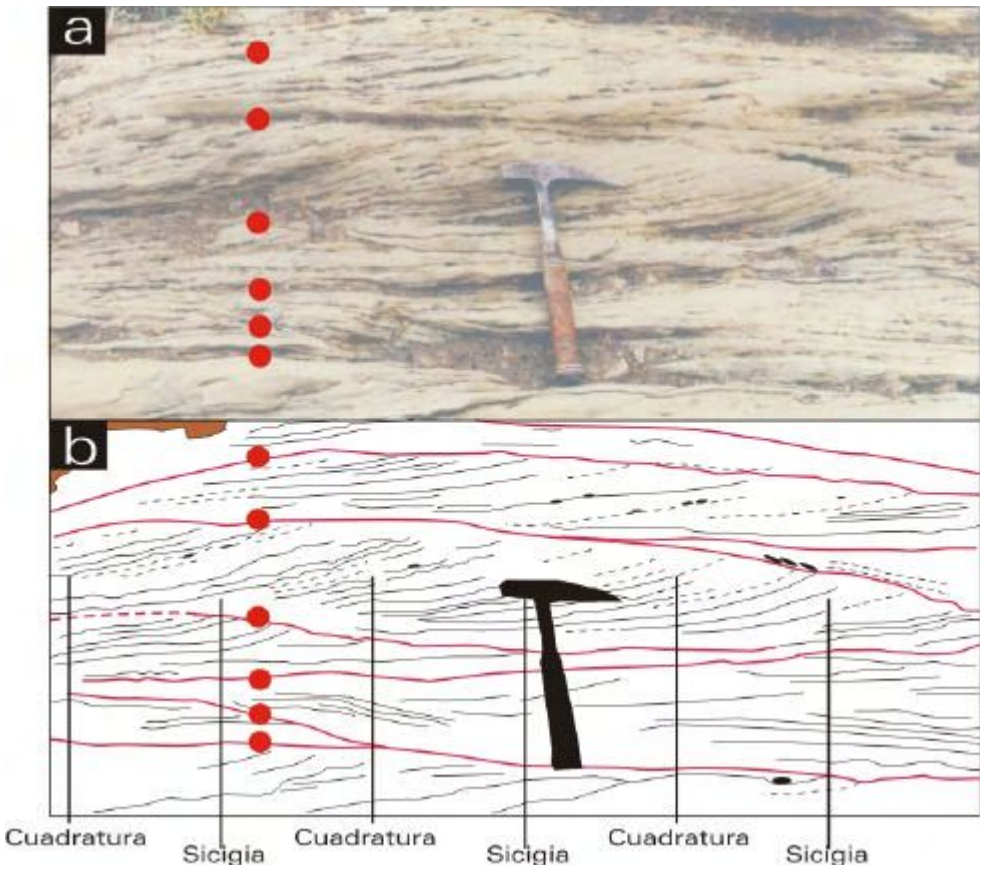


Figura 43. a) Facies Ss con alternancia de capas gruesas arenosas y porciones más finas heterolíticas. b) Su interpretación y la probable existencia de ciclos de cuadratura-sicigia (*cf.* Visser, 1980). Formación Mulichinco en Puerta Curaco.

formas canalizadas, con tendencia estratodecreciente, como en litosomas de bases más transicionales y formas tabulares a lenticulares. La subfacies *C*s sólo se presenta en paquetes con esta última geometría. En general los litosomas son potentes, pero no superan los 400 cm de espesor.

Interpretación. La estratificación entrecruzada se debería a la migración de megaóndulas 2D transversales al flujo dominante (Dalrymple 1984; Dalrymple *et al.*, 1990). En tanto, la presencia de recubrimientos pelíticos, desarrollo de ciclos de cuadratura-sicigia y flujos en sentidos contrapuestos sugieren una fuerte influencia mareal en el desarrollo de esta facies (Visser, 1980; Allen & Homewood, 1984; Nio & Yang, 1991, Shanley *et al.*, 1992). Se trata de depósitos de ambiente marino marginal, tal cual lo atestiguan la asociación de icnitas y la estratificación entrecruzada de alto ángulo.

En los litosomas tabulares a lenticulares esta facies podría estar conformando ondas de arena o *sand waves* (Dalrymple, 1992), mientras que los cuerpos con bases erosivas corresponderían al relleno de canales mareales (McCrory & Walker, 1986; Staub *et al.*, 2000).

Calcarenitas con estratificación de bajo ángulo o masivas (Cl)

Se caracteriza por una textura clasto-sostén de fragmentos sólo carbonáticos o mixtos, mal seleccionados, sin estructura o más raramente de bajo ángulo. Dominan elementos oolíticos y bioclásticos psamíticos, aunque en forma dispersa aparecen valvas de tamaños psefíticos. No se han registrado elementos articulados y, aunque el grado de fragmentación es alto, se han reconocido restos de bivalvos y gastrópodos. Los bancos son tabulares, pobremente estratificados, con bases planas, netas o ligeramente transicionales, y espesores entre 20 y 250 cm. Si bien el aspecto general sugiere importante bioturbación, sólo se han podido reconocer escasos *Thalassinoides*. Estas sedimentitas con frecuencia apoyan sobre las calcarenitas entrecruzadas (*C*s). También se incluye en esta facies a calizas bioclásticas masivas, sin presencia de ooides y en donde dominan los gastrópodos. Esta facies se relaciona en mayor grado con depósitos clásticos arenosos.

Interpretación. Dado su importante contenido intracuencal (bioclástico-oolítico), se presume que esta litofacies conformaría *shoals* carbonáticos o mixtos en condiciones de alta energía de ola (Pomar *et al.*, 2002). La escasa diversidad de bioturbadores podría deberse justamente a la inestabilidad ambiental que produciría el elevado grado de energía de acumulación (Spalletti *et al.,* 2001). Alguna de estas calcarenitas masivas, en particular las que poseen delgado espesor, podrían representar episodios de retrabajo de sedimentos previos y/o de relativa bajo aporte silicoclástico.

Areniscas con estratificación horizontal (Sh)

Comprende areniscas medianas a muy finas, pobre a moderadamente bien seleccionadas (a veces con sábulos dispersos), micáceas, de tonalidades oscuras. Constituyen bancos tabulares de 5 a 40 cm, que se encuentran por lo general separados por láminas de fangolitas milimétricas, e internamente desarrollan una estratificación horizontal difusa. Poseen bases planas, que en numerosas ocasiones portan intraclastos pelíticos (hasta 1 cm de tamaño) paralelos a la estratificación; los topes también son planos, aunque en contadas oportunidades se han reconocido formas convexas. La bioturbación es nula a muy escasa, pero son frecuentes los restos vegetales. Esta litofacies, cuando no es posible reconocer ninguna estructura primaria, muestra un pasaje a las areniscas masivas (Sm(a)), con las que comparte muchas de las propiedades texturales, aunque también puede intercalar con facies más finas (SFh, Fm). Forman cuerpos extensos de bases y techos paralelos, con espesores que varían entre 40 y 220 centímetros.

Interpretación. Esta facies representa acumulación por tracción en condiciones de flujos supercríticos en ambientes ácueos, posiblemente poco profundos y no canalizados. Podría corresponder a depósitos de reflujo en planicies arenosas mareales (Dalrymple *et al.*, 1992), pero también a sedimentitas de desbordamiento en planicies de inundación, durante estadios de alta descarga (Ramos *et al.*, 1986).

Areniscas masivas inmaduras (Sm(a))

Aquellas areniscas en que no se han observado estructuras sedimentarias mecánicas, ni evidencias claras de bioturbación se incluyen en esta litofacies (Fig. 31). Por lo general corresponden a texturas medianas a finas, aunque pueden ser gruesas, con moderada a mala selección y abundantes restos de plantas. Las capas son tenaces, poseen bases y techos planos y netos, y potencias entre 10 y 50 cm (Fig. 44). Constituyen estratos aislados entre depósitos fangosos, o pueden desarrollar conjuntos de capas con una ligera tendencia grano y estratocreciente, separados por particiones pelíticas y con espesores de hasta 280 cm. En la mayoría de los casos no se han podido reconocer trazas fósiles, a excepción de muy escasos *Palaeophycus*.

Interpretación. Por su relación y similitud con la litofacies anterior (Sh) se considera que algunos de estos depósitos pueden haberse generado por su posterior bioturbación o por retrabajo biogénico de otras facies arenosas. Aunque tampoco se descarta que pudiesen tener una masividad primaria o una laminación tan sutil que no fuese observable a simple vista. En particular, las capas que se presentan con arreglos granocrecientes, por arriba de facies SFh/m y SFg en el perfil APN, podrían corresponder a depósitos transportados por flujos de alta densidad y súbito emplazamiento en ambientes subácueos someros (Elliot, 1974, Fielding, 1984).

Figura 44. Secuencias grano-estratocreciente en las cuales es común encontrar hacia el tope a la *facies de Areniscas masivas inmaduras (Sm(a))*. Poseen bases netas y a veces erosivas. En la parte inferior de la sucesión aparece la litofacies SFh/m. Ejemplo tomado de niveles basales de la Formación Mulichinco en el perfil Arroyo Pichi Neuquén (piqueta de escala).

Figura 45. Detalle de icnitas de *Ophiomorpha* en la *facies de Areniscas masivas bioturbadas (Sm(b))*. a) Molde de tubo en cuyas paredes se aprecia en negativo el revestimiento de pellets. b) Tubo revestido con bifurcación en sección inferior de la unidad en Cerro La Parva (tapa de lente fotográfica mide 4,9 cm).

Areniscas masivas maduras (Sm(b))

Son capas y sucesiones de areniscas finas a medianas, blanquecias, masivas, moderadamente bien seleccionadas, friables y con escaso grado de bioturbación. En general se disponen en bancos tabulares de 10 a 20 cm o bien se amalgaman completamente conformando bancos de hasta 10 m. En forma muy esporádica se alcanza a visualizar una estructura de laminación horizontal, presumiblemente en aquellos sectores donde el grado de homogeneización no ha sido extremo. Con relación a esto, los icnogéneros típicos son *Ophiomorpha* (Fig. 45) *y Arenicolites; Palaeophycus y Skolithos* acompañan con relativa baja frecuencia. En escasa proporción se han hallado restos de trigónidos. Esta facies está muy restringida a la región Septentrional.

Interpretación. La presencia de granulometrías relativamente gruesas y bien seleccionadas, sumada a una típica asociación de icnofacies de *Skolithos*, permite inferir un ambiente marino somero, probablemente de *shoreface* medio a alto (MacEachern & Pemberton, 1992). La actividad de los organismos habría obliterado parcialmente las estructuras primarias (acreción de playa?), que estarían reflejando alta energía de ola en zonas costeras (Clifton *et al.*, 1971).

Areniscas con óndulas de corriente y laminación entrecruzada (Sc)

Esta es una litofacies relativamente poco abundante y se asocia de preferencia con otras facies entrecruzadas de mayor escala (St, Sp, Ss, Sh). Está constituida por óndulas asimétricas de crestas pandas o agudas, sinuosas hasta catenarias (Fig. 46), desarrolladas en areniscas sucias finas a muy finas, hasta verdaderos wackes. También se ha observado sólo la presencia de estructuras tractivas unidireccionales de pequeña escala: laminación entrecruzada planar y en artesa en sets menores a 10 cm (Fig. 31). Las capas no superan los 20 cm de potencia y por lo general son de bases planas. La bioturbación varía entre nula y alta. En este último caso, tanto las bases como los techos están profusamente bioturbados, mostrando una alta densidad y diversidad. Dominan *Gyrochorte* y *Palaeophycus*, en tanto que son menos frecuentes *Phycodes*, *Planolites*, *Chondrites* y *Mammillichnis*. En raras oportunidades pueden gradar desde la facies Rg.

Interpretación. Las estructuras primarias indican la existencia de óndulas tridimensionales desde poco a muy asimétricas, generadas por corrientes fuertemente traslacionales, es decir flujos unidireccionales o combinados con predominio unidireccional. Esta litofacies se ha formado en ambientes muy variados tal cual atestigua la variación en la intensidad de la bioturbación.

Figura 46. Vista en planta de óndulas asimétricas, sinuosas hasta catenarias, pertenecientes a la facies de *Areniscas con óndulas de corriente y laminación entrecruzada* (el flujo es de izquierda a derecha). Nótese las marcas de valvas y las pistas cortando a las crestas. Perfil Puerta Curaco (tapa de lente mide 4,9 cm).

Areniscas y calcarenitas con estratificación entrecruzada monticular (Sx, Cx)

Esta facies comprende desde limolitas gruesas hasta psamitas finas, bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada en montículo (Fig. 31). En ciertos niveles estratigráficos de la región Central esta facies está compuesta casi exclusivamente por ooides (*C*x). Presenta laminación muy fina, de bajo ángulo hasta horizontal que desarrolla montículos y cubetas muy chatos y bastante isótropos (Cheel & Leckie, 1993); la lineación *parting* es una estructura asociada muy común. Conforman bancos decimétricos tabulares con varios montículos amalgamados y de gran escala, con 10 a 50 cm de potencia y longitudes de onda (λ) hasta 200 cm (Fig. 5.47a). Pero también pueden ser micromontículos (*cf.* Krassay, 1994), con espesores menores a 15 cm y longitudes de onda menores a 35 cm y marcada lenticularidad (Fig. 47b). En estos casos los diseños de domos y cubetas son claramente observables en planta. A su vez, en los topes de los grandes domos se han observado óndulas preservadas de crestas rectas hasta sinuosas, simétricas a ligeramente asimétricas (índice de óndula ≅ 5). Las bases son siempre netas y planas, y pueden apoyar en la facies *R*g. En raras oportunidades se encuentran estructuras *gutter casts* o calcos de surco. En tanto los techos de los estratos son portadores de abundantes icnitas, tales como *Gyrochorte*, *Phycodes*, *Arenicolites, Skolithos*, *Palaeophycus, Scolicia*, *Bergaueria* y *Teichichnus*.

Interpretación. Los micromontículos corresponderían a óndulas 3D pequeñas y simétricas, mientras que la estructura de mayor escala se habría generado por óndulas similares pero de mayor tamaño (Myrow & Southard, 1991). Dichas estructuras según los mismos autores se deben a la acción de flujos oscilatorios puros o combinados dominados por oscilación. La desaceleración de los flujos permitiría formar óndulas 2D pequeñas por encima de los montículos de mayores dimensiones (Myrow & Southard, 1991, 1996). Estas facies se han desarrollado en medios marinos abiertos con influencia de olas de tormenta (Dott y Bourgeois, 1982; Walker y Plint, 1992).

Areniscas y calcarenitas con laminación ondulítica (Sr, Cr)

Aquí se incluyen a areniscas (Sr) y calcarenitas oolíticas muy finas y finas (*C*r), con laminación ondulítica en sentidos opuestos (Fig. 48a), conformando *sets* de unos pocos centímetros (hasta 4 cm). Sus bases son onduladas y la morfología de estos *sets* es generalmente muy irregular. Las cretas son redondeadas y los índices de óndula oscilan entre 12 y 22. En ocasiones se observan láminas pelíticas discontinuas (Fig. 48b) y en general se asimilan a los tipo a 9 y 10 descriptos por de Raaf *et al.* (1977). Aparecen constituyendo capas tabulares de 20 cm entre sedimentitas más finas, o potentes secuencias individuales de hasta 450 cm de espesor. El contenido icnológico es muy diverso e incluye: *Gyrochorte, Palaeophycus, Arenicolites, Skolithos, Phycodes*, *Teichichnus*, *Curvolithus, Scolicia* y *Didymaulichnus.*

Figura 47. *Facies de Areniscas y calcarenitas con estratificación monticular (Sx, Cx)*. a) Detalle de montículos de gran escala (la tapa mide 4,9 cm). b) Micromontículos o de pequeña escala, lenticulares, con bases erosivas (flechas) y topes ondulosos. Intercalan entre sedimentos más finos. Ambos ejemplos provienen de la localidad Casa de Piedra (CAP).

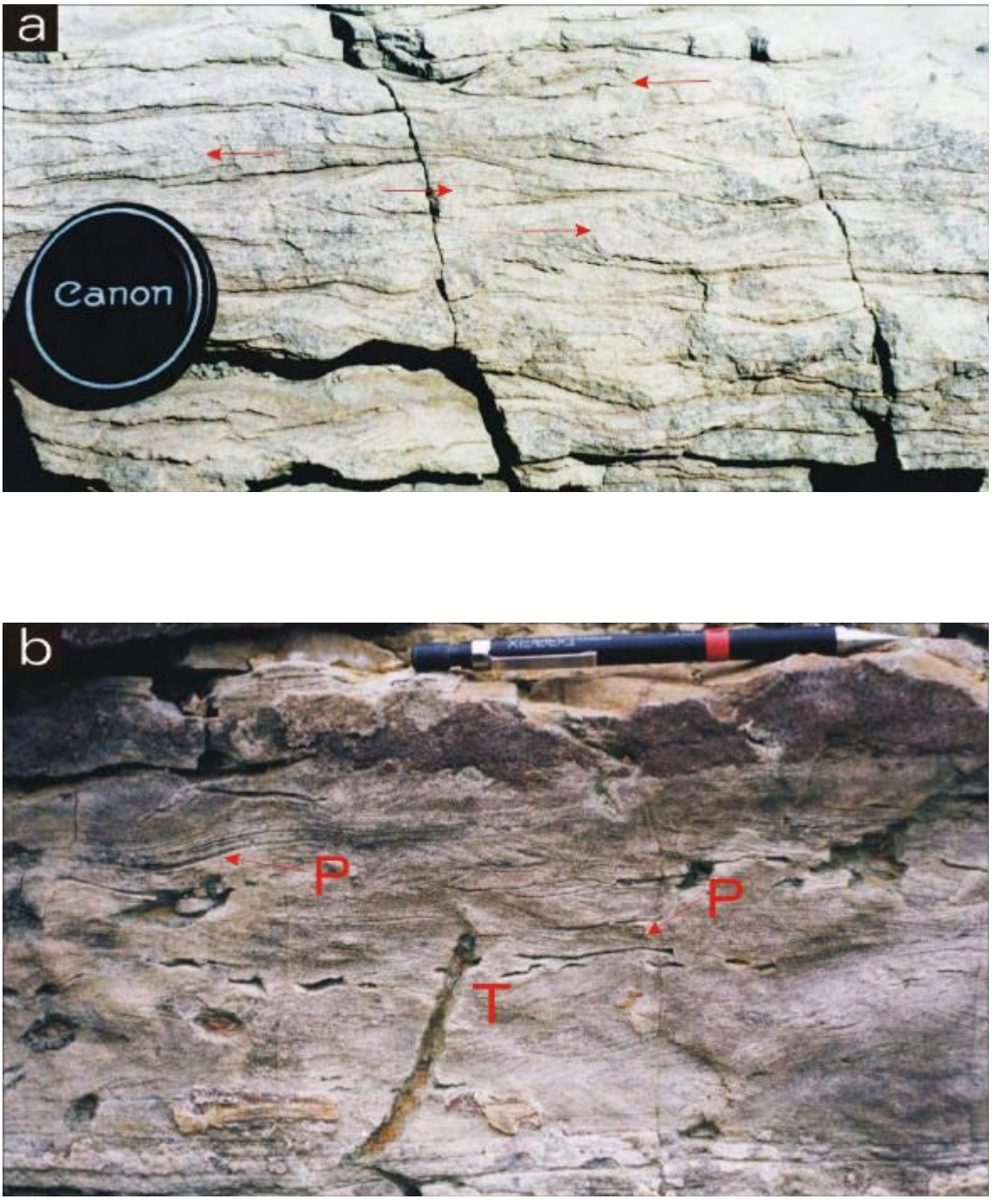


Figura 48. *Facies de Areniscas y calcarenitas con laminación ondulítica (Sr, Cr)*. a) Capas discretas de calcarenitas oolíticas con sets migrando en direcciones contrapuestas (flechas). Perfil Anticlinal Loma Rayoso. b) Niveles de areniscas con láminas pelíticas (P) tipo flaser y trazas fósiles de *Arenicolites*? (T) (lápiz de escala=17 cm). Sucesiones arenosas en la región Septentrional (Casa de Piedra).

Interpretación. La laminación ondulítica representa la migración de óndulas de ola bidimensionales (Southard, 1995). Sin embargo, como en la mayoría de los flujos oscilatorios existe una componente unidireccional, responsable de la leve asimetría en las óndulas (Reading & Collinson, 1996). En este caso dicha componente unidireccional podría estar influenciada por corrientes débiles mareales (Prave *et al.*, 1996, Molgat & Arnott, 2001).

Areniscas y limolitas con óndulas de ola (SFw)

Está formada por limolitas gruesas hasta areniscas muy finas, en pocos casos con significativa proporción de ooides (subfacies *C*Fw). Tienen como particularidad desarrollar capas con muy poca continuidad lateral (trenes de no más de 50 cm de extensión), hasta inclusive ser óndulas aisladas (Figs. 31 y 49a). Los *sets* son menores a 2 cm y poseen topes con crestas rectas y continuas, tanto redondeadas y muy planas, como más angulosas y empinadas (λ menor a 10 cm). Sin embargo, también se han hallado capas con topes netos (*starved ripples*). La estructura interna es discordante (fuera de fase) y por lo general muestra una dirección de migración bimodal y contrapuesta. El grado de bioturbación varía de muy intenso a leve, siendo común encontrar alta densidad de *Gyrochorte* en los topes de las óndulas (Fig. 49b). En pocas oportunidades se han encontrado grietas de sinéresis y briznas vegetales. Esta litofacies está íntimamente ligada con la facies de pelitas masivas (*M*m), con la cual constituyen interestratificados muy finos y no rítmicos, que pueden desarrollar tanto arreglos granocrecientes como decrecientes.

Interpretación. Estas capas limo-arenosas delgadas se deberían tanto a corrientes oscilatorias como combinadas, depositadas en forma abrupta y episódica (Bhattacharya & Walker, 1991). Las sucesiones con mayor grado y diversidad de bioturbación podrían estar relacionadas con eventos de tormenta en ambientes marinos abiertos (Walker & Plint, 1992; Krassay, 1994). Las portadoras de grietas de sinéresis, restos de plantas y baja densidad de icnitas se habría formado en ambientes marinos restringidos, seguramente relacionadas con suministro de aguas dulces (Bhattacharya & Walker, 1991, Willis *et al.*, 1999).

Areniscas y limolitas bioturbadas (SFb)

Existen sucesiones de areniscas finas y limolitas que suelen poseer un grado total de homogeneización por bioturbación. Se caracterizan por rocas muy friables, de tonalidades oscuras y sin estructura. La estratificación es muy difusa y por lo general se observa un pasaje gradual desde la facies anterior (SFw). Las icnitas más comunes son *Teichichnus, Palaeophycus*, *Bergaueria, Chondrites y Phycodes* (Fig. 50). En ocasiones se encuentran moldes de bivalvos infaunales profundos y someros, articulados y en posición vital. También se han hallado restos de amonites.

Figura 49. F*acies de Areniscas y limolitas con laminación de ola (SFw).* a) Capas muy lenticulares con laminación de ola, algunas corresponden a *starved ripples*. Nótese la abundancia de trazas fósiles (T). Perfil Puerta Curaco. b) Detalle de un tope onduloso con *Gyrochorte*, una icnita muy común en esta facies.

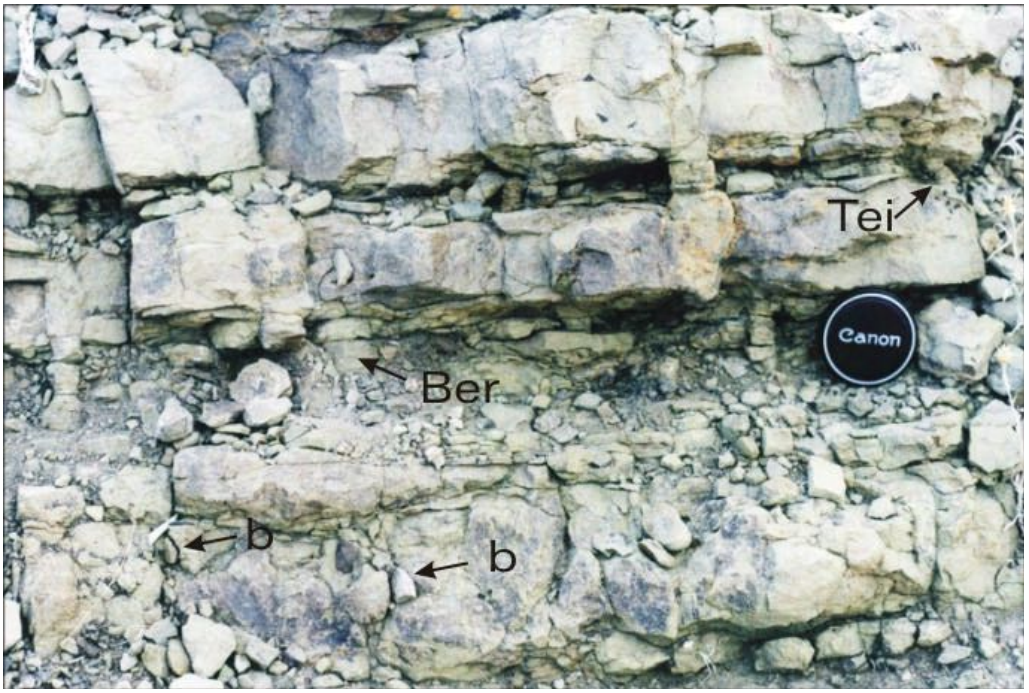


Figura 50. El alto índice de bioturbación sobre las sedimentitas limo-arenosas de SFr da lugar a la facies SFb, en donde dominan *Teichichnus*, *Bergaueria* y *Palaeophycus*. Los sedimentos portan inclusive a veces bivalvos infaunales en posición de vida (b). Localidad Cerro La Parva.

Interpretación. Esta alta densidad de trazas fósiles correspondientes a una icnofacies de *Cruziana*, representa un dominio de organismos detritívoros (MacEachern & Pemberton, 1992). Estos elementos, en forma conjunta con el resto de la profusa comunidad bentónica infaunal, han generado una completa homogeneización de los sedimentos finos y arenosos durante los períodos de buen tiempo (Pemberton *et al.*, 1992c). Las arenas, en tanto, se acumularían durante las tormentas. Esta facies registra un relativa baja tasa efectiva de sedimentación en sustratos marinos bien oxigenados (Kidwell, 1991b).

Wackes y limolitas con laminación horizontal y gradadas (SFg)

Corresponden a delgados bancos de limolitas hasta psamitas muy finas con abundante contenido de matriz. Los niveles arenosos tienen entre 1 y 5 cm (raramente hasta 15 cm), techos convexos hacia arriba y pueden mostrar buena continuidad lateral y geometría irregular (Fig. 31). Las bases son netas, generalmente planas u onduladas y ligeramente erosivas, que suelen portar calcos de flujo y restos de vegetales (Fig. 51). Suele apreciarse una gradación normal en la base, que luego pasa a laminación horizontal o más raramente ondulítica. Los techos son netos y a veces ondulosos. A menudo pueden intercalar en la facies SFh.

Interpretación. Esta facies representa el súbito emplazamiento subácueo de capas arenosas transportadas por flujos de fondo de relativa alta densidad (Bhattacharya & Walker, 1991). Podrían corresponder a depósitos distales de barras de desembocadura o depósitos de explayamiento (Elliot, 1976; Haszeldine, 1984).

Areniscas y limolitas con estratificación paralela (SFh/m)

Se caracteriza por un interestratificado en capas delgadas (menor a 4 cm) de areniscas muy finas a limolitas (Fig. 44), con tonalidades grises a verdosas oscuras, que intercalan con láminas pelíticas de hasta 0,5 cm, las cuales poseen abundantes briznas vegetales y materia orgánica. En las areniscas prevalece una laminación horizontal, aunque esporádicamente se han observado óndulas. No se han encontrado trazas fósiles, ni invertebrados, pero sí escasas grietas de desecación. Mediante homogeneización del material se generan sucesiones más masivas (SFm). Se presentan como cuerpos tabulares extensos de hasta 400 cm de potencia y varios cientos de metros de largo. Suelen intercalar o pasar en forma transicional a las facies Sh, Sm(a) y Fm.

Interpretación. Esta facies se ha desarrollado en regímenes con cierta ciclicidad en los procesos de sedimentación. Las capas gruesas representan las partes más distales de flujos acuosos efímeros laminares (Stear, 1985; Fielding, 1984). Los sedimentos pelíticos se han acumulado por decantación a partir de suspensiones. Esta facies puede corresponder sucesiones de albardón (Fielding, 1984) o bien a depósitos distales de lóbulos de

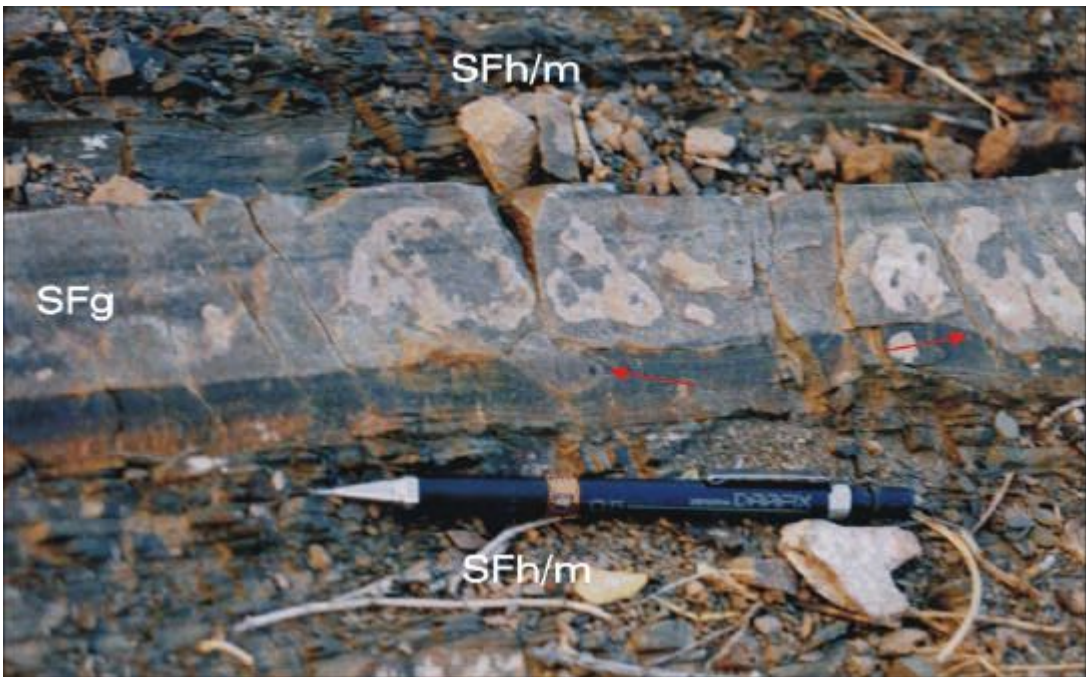


Figura 51. Niveles típicos de la *facies Wackes y limolitas con laminación horizontal y gradadas (FSg)*. Nótese los calcos subestratales (flechas) y los topes ondulados. En detalle se aprecia una gradación normal. Intercalan en la facies SFh/m. Localidad Arroyo Pichi Neuquén.

Figura 52. *Fangolitas masivas (Fm)* en la localidad Quintuco. Por lo general no superan los 200 cm de potencia (persona sentada de referencia). Las facies Sm, Sh y Sr pueden intercalar entre estos sedimentos finos que son en su mayoría limosos.

explayamiento. La presencia de abundante materia orgánica en algunas sucesiones apunta a ambientes reductores en cuerpos de agua semipermanentes.

5.3.3. Litofacies Pelíticas

Fangolitas masivas (Fm)

Estos depósitos finos se componen en forma predominante por limolitas, con arcilitas subordinadas, y poseen coloraciones moradas, marrones o verdosas, a veces carbonosas. Son masivas y se parten en bloques angulosos pequeños (hasta 2 cm de tamaño). Las estructuras moteadas son abundantes, pero son poco comunes las raíces y grietas de desecación (**Fig. 31**). No se han hallado restos de macrofósiles y los microfósiles son muy escasos; en forma esporádica intercalan lentes de areniscas. Conforman cuerpos tabulares de hasta 550 cm, tabulares, que se asocian lateral y verticalmente con facies canalizadas (Fig. 52).

Interpretación. Esta facies corresponde a depósitos de decantación a partir de suspensiones en planicies subaéreas o subácueas de baja energía, seguramente con poca o nula conexión con el medio marino. Las coloraciones y el relativo alto grado de preservación de la materia orgánica, sugieren planicies con pobres condiciones de drenaje, que quedaban sumergidas sólo durante los breves períodos de inundaciones (Collinson, 1996). Se considera que la intensa acción biológica habría producido la modificación de las estructuras primarias (Plint & Browne, 1994).

Fangolitas laminadas (Fh)

Esta facies muestra siempre un desarrollo rítmico, con una laminación milimétrica (capas hasta 1 cm) de limolitas y arcilitas, de tonalidades oscuras (grises a verdes oscuros). Son comunes los nódulos de carbonato y los restos de vegetales; en ocasiones se registran restos plantíferos muy bien preservados (Fig. 53a). Dentro de los macroinvertebrados se han reconocido gastrópodos y restos de bivalvos pequeños. El grado de bioturbación es nulo a muy bajo. Son paquetes tabulares que oscilan entre 30 y 470 cm de espesor (Fig. 53b).

Interpretación. El arreglo rítmico, que semeja a la depositación de *varves*, ha sido reconocido en los últimos años en ambientes prodeltaicos de deltas dominados por mareas y con fuerte variación estacional. En estos ambientes las porciones finas se acumulan por suspensión, probablemente durante la condiciones de máximo flujo fluvial y el retrabajo durante el estadio de bajo aporte produce la capa más gruesa (Harris, *et al.*, 1993; Staub *et al.*, 2000). Similares condiciones pueden generarse en ambientes de bahías interdistributarias o engolfamientos de baja energía. La preservación de la laminación se debería a una relativa alta tasa de sedimentación y a la escasez o nula presencia de organismos infaunales bioturbadores.

Figura 53. a) Limolita perteneciente a la litofacies Fh, con restos de fronde bien preservado (moneda de 10 centavos como referencia). b) Depósitos potentes de las facies Fh y Fm en la localidad Quintuco (tramo cuspidal de la Formación Mulichinco).

Figura 54. Pelitas verdes grisáceas (litofacies Mm), características de las regiones Septentrional y Central del área de estudio. Intercalan delgadas capas de calizas fosilíferas. Localidad Cerro La Parva (la sucesión de la foto posee alrededor de 35 metros).

Pelitas y margas masivas (Mm)

Corresponde a una litofacies muy abundante de la unidad. Son pelitas y margas (contenido de carbonato hasta 70 %) de coloración verde oscuro hasta gris claro, masivas y con leve bioturbación (Fig. 54). Los nódulos calcáreos son muy recurrentes en esta facies. Pueden poseer escasos moldes de bivalvos infaunales articulados (trigónidos, astártidos) o concentraciones muy delgadas de lucináceos o nuculoideos, además de restos de amonites. Es frecuente una asociación de microfósiles de ostrácodos y foraminíferos, aunque también se han identificado radiolarios relacionados con las litologías carbonáticas (Ballent, 2001). La facies posee espesores muy variables (entre 0,40 y 20 m), con mayoría de bases netas y topes transicionales. En forma muy subordinada se observan delgadas capas de calizas o limolitas con laminación paralela (Fig. 54).

Interpretación. Su depositación se debería a procesos de decantación en ambientes de plataforma externa, bajo condiciones de muy escasa a nula energía cinética de fondo. En forma muy eventual ese sustrato se vería afectado por flujos que aportarían sedimentos más gruesos (Brenchley *et al.*, 1993). La presencia de lucináceos en algunas capas apuntaría a sustratos fangosos deficientes en oxígeno (Aberhan, 1993; Brenchley, 1998). Por su parte, la asociación de ostrácodos y foraminíferos sugiere ambientes marinos someros hasta de plataforma interna, con aguas templado-cálidas y salinidad normal (Ballent & Ronchi 2001). La proliferación de radiolarios podría estar relacionada con aumento de nutrientes en la columna de agua, bajo condiciones de buena oxigenación y luminosidad (Ballent, 2001).

5.3.4. Litofacies Carbonáticas no clásticas

Estas facies están caracterizadas por portar abundantes macroinvertebrados fósiles, en forma de moldes o con valvas preservadas. Su taxonomía puede consultarse en Weaver (1931), o en trabajos de revisión más recientes (Damborenea *et al.*, 1979). Las evidencias tafonómicas de los fósiles sugieren un mínimo hasta nulo transporte. De esta manera, dichos invertebrados representan los relictos preservables de paleocomunidades (Aberhan, 1994). Según definiciones de este mismo autor (Aberhan, 1994, pág 518), estas paleocumunidades no reflejan las variaciones de corta duración que pueden apreciarse en comunidades vivas, sino más bien las condiciones generales de un ambiente oceánico (tipo y firmeza del sustrato, salinidad, oxigenación, corrientes, etc.), que han persistido a lo largo de un considerable lapso de tiempo. Es en este sentido que se interpretan las paleocomunidades o asociaciones faunísticas en este trabajo.

Por su parte, dado que la asignación taxonómica de algunos fósiles es dudosa, se emplea en este trabajo el concepto de "gremio", definido como "un grupo de especies que explotan la misma clase de recursos ambientales de una forma similar. Este término

agrupa juntas a especies (sin considerar su exacta posición taxonómica), que se solapan de manera significativa en sus requerimientos ecológicos" (Root, 1967, en Aberhan, 1994). De esta manera, los miembros de un mismo gremio poseen modo de vida y forma de alimentación idénticos (Aberhan, 1994). En la Tabla 6 se muestra una síntesis de los gremios reconocidos a partir del estudio de la fauna presente en la Formación Mulichinco, labor que fue desarrollada junto a paleontólogos del Museo de Ciencias Naturales de La Plata. Los macroinvertebrados citados en las facies sedimentarias venideras se encuentran incluidos en algunos de estos gremios y su relativa abundancia en cada una de facies se destaca en la Tabla 7.

Floatstones paraautóctonos (FT)

Están conformadas por material conchil grueso (promedios de 40 mm) y abundante, con predominio de valvas articuladas o desarticuladas y apiladas (**Fig. 31**). En ocasiones son concentrados esqueletales de baja diversidad taxonómica, conformados casi enteramente por bivalvos (trigónidos y/o astártidos) (Fig. 55a). En otras capas se aprecia mayor variabilidad (Tabla 7), con material esqueletal de tamaño variable, que puede corresponder a ostras, bivalvos pequeños (e.g. *Meretrix*), gastrópodos, serpúlidos (*Parsimonia*), amonites o pectínidos (Fig. 55b). El grado de bioerosión puede ser moderado, y alto el de incrustación (por ostras y serpúlidos pequeños). Poseen una matriz micrítica, en donde pueden encontrarse granos y cemento de glauconita y abundantes calciesferas. Se distinguen en afloramiento por una coloración ocre dominante de los estratos. Son capas de geometría tabular a lenticular, sin estructuras tractivas, a veces intercaladas entre finas láminas pelíticas. Los espesores individuales varían entre 10 y 90 cm, y las bases suelen ser netas y portadoras de nódulos calcáreos. Los topes pueden ser transicionales a pelitas de la facies Mm. En algunas oportunidades sólo forman "bochones" con desarrollo lateral restringido.

Interpretación. Estos niveles han sido acumulados en ambientes marinos de baja a moderada energía, sin influencia importante de corrientes de fondo. La presencia de glauconita y la mezcla de restos infaunales enterrantes y epifaunales cementantes (ostras y serpúlidos) puede explicarse debido a un nulo a escaso suministro silicoclástico, bajo un estado hambriento, que permitiría una fuerte erosión biogénica de los componentes esqueletales y una retroalimentación tafonómica (Kidwell, 1991b). En tal sentido también podrían corresponder a niveles condensados (*cf.* Fürsich, 1995), posiblemente acumulados en ambientes por debajo o cercanos a la base de olas de tormentas (Kidwell, 1991a).

Wackestones paraautóctonos (W)

Aquí se agrupan wackestones y calcilimolitas, raramente floatstones, con contenido

Tabla 6. Síntesis de los gremios (=símil modo de vida y alimentación) reconocidos a partir del estudio de la fauna presente en la Formación Mulichinco. Las características paleocológicas están interpretadas fundamentalmente a partir de Stanley (1970), Damborenea *et al.* (1979), Walker & Bambach (1974) y Crame (1991). Los gremios, basados en Aberhan (1994).

Relación con el sustrato				**Alimentación**	**Macroinvertebrados reconocidos**
Cavícola (secundariamente nadadores)				suspensívoro	*Lima*[1] sp.
Epifaunal	vágil			detritívoro/ herbívoro	Equinoideo regular (espinas de)
	bisado o liberosésil			suspensívoro	Pectinidae indet., *Gervillaria*
	cementado hermatípico			carnívoro	*Placocoenia*? (coral hermatípico)
	incrustante	erecto	agregado	suspensívoro	*Parsimonia* agregado (serpulido)
					Sarcinella (serpulido)
		no erecto	solitario		Serpulidae indet. varios, *Spirorbula*, *Ceratostreon* solitarios, Briozoa indet., Porifera indet.
		no erecto	agregado		*Ceratosteron* sp.
	reclinado			suspensívoro	*Aetostreon* sp. (diferentes morfotipos y variedades pequeñas), *Deltoideum* sp., *Ceratostreon* sp.
Infaunal	vágil			carnívoro	Naticidae (gastrópodo)
				detritívoro	*Pygaster gerthi* (equinoideo irregular)
	excavador	somero		suspensívoro	Bivalvia indet. varias especies, Astartidae indet., *Gramatodon*, *Paralellodon*, *Ptychomya*, *Eriphyla*?, *Aphrodina*?, *Steinmanella*, Trigoniidae[2], Trigoniidae indet varias sp., Turritelidae (gastrópodos, por lo menos dos sp.)
				detritívoro	Nuculidae?
		profundo		suspensívoro	*Panopea*?, *Pholadomya*, *Pleuromya*, ejemplares indet.
				detritívoro + quimioauto-tróficos	Lucináceos ?, Psammobiidae
	Habitante de cavidades?			detritívoro	Decápoda (crustáceos tipo langostas)
Semi-infaunal	endobisado			suspensívoro	*Pinna*
Nectónico	nadador			depredador	Amonites

[1] Todos los nombres taxonómicos corresponden a bivalvos a excepción de los aclarados entre paréntesis.

[2] Especies de trigónidos reconocidos en las calizas de la Formación Mulichinco (Archuby, com esc.): *Steimanella transitoria*, *Steimanella neuquensis*, *Pterotrigonia* sp., *Trigonia carinata*.

Tabla 7. Lista del contenido fósil y su abundancia relativa en las Litofacies Carbonáticas no clásticas identificadas en la Formación Mulichinco. Los modos de vida y tipo de alimentación de cada fósil figuran en la Tabla 6.

Facies	**Taxa**	**Abundancia relativa**[1]
Floatstones (FT)	Amonite	Frecuente a ausente
	Astártide indet.	Dominante a escaso
	Ceratostreon?	Dominante a escaso
	Gastrópodos turrit.	Escaso a frecuente
	Trigónidos	Dominante a abundante
	Meretrix	Escaso
	Parsimonia	Escaso a ausente
	Pectínidos indet.	Escaso a frecuente
	Pinna (Pinna) cf. robaldina	Abundante
Wackestones (WC)	Amonite	Escaso a ausente
	Astártide indet.	Abundante
	Ceratostreon	Escaso a frecuente
	Gastrópodos turrit.	Frecuente a escaso
	Gramatodon	Frecuente
	Panopea?	Abundante a frecuente
	Pectínidos indet.	Escaso a frecuente
	Pinna (Pinna) cf. robaldina	Abundante
	Pleuromya	Abundante
Biolititas o Boundstones (B)	Astártide indet.	Escaso
	Ceratostreon	Dominante
	Gastrópodos turrit.	Escaso
	Limáceo indet.	Escaso
	Parsimonia	Abundante a frecuente
	Pectínidos indet.	Escaso a frecuente
	Sarcinella	Abundante a dominante
Híbridas (H)	*Aetostreon*	Frecuente a dominante
	Eryphila?	Abundante
	Gervillaria	Frecuente
	Parsimonia solitario	Escaso a ausente
	Pectínidos indet.	Escaso
	Pholadomya gigantea	Escaso a ausente
	Ptichomya	Abundante
	Pygaster gerthi	Frecuente a dominante

[1] Ausente: no se encuentra; Raro: menos de 4 individuos reconocidos; Frecuente: hasta 15-20 ejemplares vistos; Abundante: reconocibles todo a lo largo del banco; Dominante: amplio dominio de una fauna.

esqueletal de preferencia psamítico y variable proporción. Participan restos esqueletales de ostras, pínnidos, pectínidos, gastrópodos turriteliformes y amonites (Tabla 7). Además es muy común observar moldes de bivalvos infaunales articulados, como astártidos, *Panopea*? y *Gramatodon* (Tabla 6), que con frecuencia se presentan en posición de vida. Son rocas mal seleccionadas, con fragmentos menores a 20 mm de tamaño (Fig. 56), que se disponen en forma caótica con respecto al plano de estratificación y raramente se concentran formando parches. El grado de fragmentación es moderado a alto, mientras que existen pocos rasgos de bioerosión o incrustación. La bioturbación varía de leve a moderada, con escasas icnitas de *Palaeophycus*, *Phycodes* y *Teichichnus*. Entre los microfósiles se reconocieron ostrácodos, foraminíferos y radiolarios (Ballent, 2001). Los estratos pueden tener entre 20 y 200 cm de espesor y no portan estructura mecánicas. En cambio es común que exista una gradación normal o inversa de abundancia y/o de tamaño de los restos esqueletales.

Interpretación. El alto grado de articulación y los moderados índices de fragmentación, permiten sugerir que se cuenta con asociaciones fósiles parautóctonas poco removilizadas (Aberhan, 1993) hasta asociaciones autóctonas a parautóctonas (*cf.* Kidwell *et al.*, 1986), en el caso de las rocas con alta proporción de fósiles en posición de vida. La fragmentación y reorientación de las valvas se habría producido por leve acción de retrabajo mecánico, o más seguramente por acción biogénica (Kidwell, 1991b). La matriz fina se ha generado a partir de decantación desde suspensión, con importante participación de sedimento limoso. El sustrato tiene que haber sido suelto, firme y con relativa buena oxigenación, para posibilitar el desarrollo de la abundante asociación endobentónica (ver Tabla 7) , incluidos los bioturbadores móviles (Aberhan, 1993). Tanto los sedimentos y la icnofauna (icnofacies de *Cruziana*), como los relictos de las paleocomunidades, indican un ambiente marino de baja a moderada energía (Fürsich *et al.,* 1991). Los arreglos gradados responderían a variaciones en la tasa de sedimentación efectiva, que generarían mayor o menor concentración al tope de los estratos (Kidwell, 1991b).

Biolititas o calizas autóctonas (B)

En esta facies las ostras pequeñas y serpúlidos constituyen los elementos faunísticos principales (Fig. 31 y Tabla 7). La asociación faunística está claramente dominada por la ostra *Ceratostreon*, una ostra epifaunal incrustante (Tabla 6), que puede conformar hasta el 80% del volumen biogénico. Los serpúlidos grandes (*Parsimonia*) forman agregados de varios individuos y predominan en las porciones basales de la litofacies . Los *Sarcinella* son otros tubos vermiformes, pero muy delgados (menos de 3 mm), que aparecen de preferencia hacia el tope. Los restos de pectínidos son frecuentes, y más raros los gasteropódos turriteliformes, los limáceos (*Lima* sp.?) y los astártidos. Una asociación

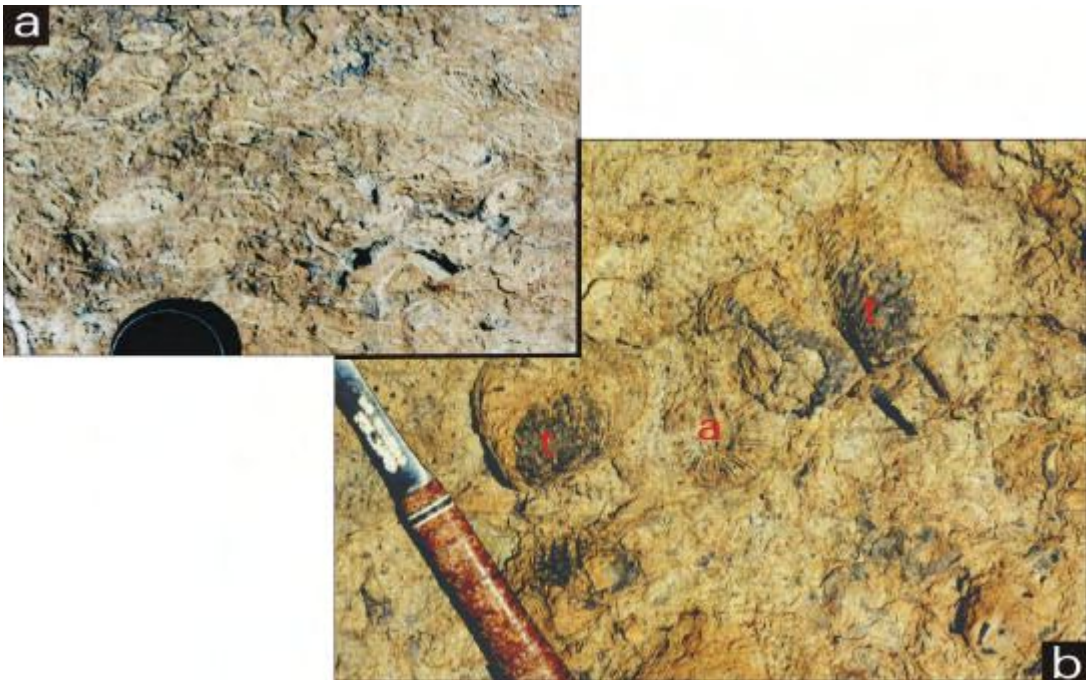


Figura 55. *Facies de Floatstones (FT)* de la Formación Mulichinco, depósitos muy abundantes en las región Septentrional. a) Vista en perfil donde resaltan las valvas recristalizadas y algunas articuladas. b) Vista en planta donde se pueden identificar los fósiles: trigónidos (t), amonites (a), pínnidos (p) (mango de martillo 3 cm de ancho). Ambos ejemplos tomados del perfil Arroyo Pichi Neuquén.

Figura 56. Tope perteneciente a un nivel de la *Facies de Wackestones (W)*. Se observan fragmentos de ostras (o) y otros más pequeños indeterminables dispersos en forma caótica. Perfil Barranca de Los Loros.

de microfósiles con radiolarios y foraminíferos ha sido hallada en esta litofacies (Ballent, 2001). Se presentan como cuerpos tabulares masivos y muy extensos que, por sus características de consolidación, generalmente producen marcados resaltos en las exposiciones estudiadas (Fig. 57) y pueden seguirse lateralmente por varios kilómetros. Poseen hasta 700 cm de potencia, pero con frecuencia son sólo delgados niveles con formas "abochonadas" o lenticulares (menos de 20 cm). En sus bases pueden hallarse nódulos carbonáticos y horizontes con alta concentración de amonites.

La preservación de los fósiles varía sutilmente según la geometría estratal. En las capas lenticulares, las ostras alcanzan los máximos tamaños y mejor preservación (alto grado de articulación, baja fragmentación y perforación), dispersas en abundante matriz. Además es frecuente encontrar ejemplares en posición de vida. Los agregados de *Parsimonia* y *Sarcinella* generalmente están volcados y con los tubos paralelos a la superficie estratal. Estos niveles lenticulares o "bochones" intercalan como delgados estratos entre rocas pelíticas o aparecen de preferencia en la base de la litofacies cuando esta posee espesores más importantes. En estos casos, hacia arriba en los bancos se denota un progresivo aumento en la densidad de ostras, al tiempo que empeoran sus atributos tafonómicos (mayor fragmentación, menor articulación), y es raro encontrarlas en posición de vida.

Interpretación. Es claro que esta asociación está conformada por organismos epifaunales suspensívoros, en donde dominan ampliamente los organismos incrustantes agregados (Tabla 6). Por lo tanto se considera que esta roca carbonática se ha formado *in situ*, tratándose de una biolitia (Folk, 1962) o boundstone (Embry & Klovan, 1971; Cuffey, 1985). Dado que estos organismos han generado cierto relieve topográfico y un sustrato biocontrolado, también corresponderían a arrecifes en un sentido moderno del concepto (Wood, 1999). En este caso, las evidencias sugieren que los serpúlidos serían los organismos precursores y las ostras los constructores principales. El inicio de las bioconstrucciones se dio muy posiblemente en parches, con moderada tasa de producción biogénica. El apilamiento progresivo de estos parches, o su extensión lateral generó las capas más tabulares y de gran extensión. En ciertas oportunidades, el proceso de construcción se interrumpió, dejando delgados niveles de ostras entre pelitas.

Esta asociación faunística de cementantes se ha formado durante períodos prolongados (o breves en el caso de los niveles lenticulares) de endurecimiento relativo del fondo marino, relacionado con bajo suministro de materiales terrígenos, tal como lo atestigua el abundante fango micrítico y el carácter epifaunal de la asociación fósil (Aberhan,1993; Brett, 1995). Sin embargo, este sustrato no alcanzó un estado de endurecimiento total (*hardground*), dada la ausencia total de perforaciones en la roca o icnofacies de *Trypanites* (Pemberton *et al.*, 1992b; Ruffel & Watch, 1998). La relativa buena preservación de los

fósiles, el abundante fango en la matriz y la presencia de calciesferas permiten inferir un ambiente de baja a moderada energía. Finalmente, la asociación de microfósiles refleja condiciones de aguas marinas abiertas con salinidad cercana a la normal, lo cual contrasta con las características de algunos ambientes modernos en donde se desarrollan actualmente bioconstrucciones similares (Wood, 1999).

Litofacies carbonática híbrida (H)

Aquí se agrupa a rocas que comparten una abundante fauna de fósiles con conchillas gruesas en matriz carbonática psamítica. Se incluyen bivalvos infaunales someros de conchillas con fuerte ornamentación (*Eryphila*, *Ptychomya*), ostras reclinadas (*Aetostreon*) y equinoideos irregulares (*Pygaster*) (Tablas 6 y 7). Acompañan en forma escasa a frecuente epibisados (*Gervilaria* y pectínidos), semiinfaunales de gran tamaño (*Pholadomya gigantea*) y tubos aislados de *Parsimonia*?. La mayoría de los invertebrados en las facies están articulados, con bajo grado de fragmentación e incrustación. Mientras que los excavadores suelen estar en posición de vida, las ostras pueden estar invertidas y con moderado grado de perforación (Fig. 58a).

Los macroinvertebrados están dispersos en una matriz carbonática formada por restos esqueletales de tamaño psamítico a psefítico fino (hasta 10 mm) acompañados por escaso fango micrítico. Esto confiere una textura general de packstone a rudstone. La potencia de estas capas varía entre 10 y 130 cm, las bases son transicionales y los techos son netos y presentan gradación inversa dado por el aumento relativo del contenido fósil. Al tope se presentan niveles delgados de concentración fósil (Fig. 58b), con alto grado de perforación y bioerosión en las ostras. Las perforaciones incluyen *Entobia*, *Gastrochaenolytes*, *Roggerella*, *Caulostrepsis?* y *Meandropolydora*? (de Gibert Atienza, *com pers.*), mientras que entre los organismos incrustantes se destacan elementos epizoicos como serpúlidos solitarios, briozoos y corales pequeños (Tablas 6 y 7). Finalmente, merece destacarse la mineralización de hierro que afecta a la mayoría de los fósiles calcíticos, acompañada de pequeños nódulos ferruginosos.

Interpretación. Esta facies se interpreta como de carácter híbrido puesto que la fábrica esqueletal psamítica a psefítica fina indica la generación de un sustrato bioclástico por retrabajo físico del propio material conchil, posiblemente próximo a un nivel de olas de buen tiempo. Sin embargo, el buen grado de preservación y alto índice de articulación de los fósiles sugiere que el transporte lateral no fue significativo. Por lo tanto, esta asociación fósil debe ser interpretada como el relicto parautóctono de la porción preservable de la comunidad original (Aberhan, 1993). El predominio de organismos infaunales con fuerte ornamentación en esta asociación fósil revela la existencia de un sustrato firme, bien oxigenado y de moderada a alta energía. La actividad de dichos organismos podría

Figura 57. *Facies de Boundstones (B)* en la localidad Cerro La Parva, donde se presenta con los mayores potencias (hasta 7 m). Son cuerpos tabulares con alta densidad de ostras y serpúlidos cementantes.

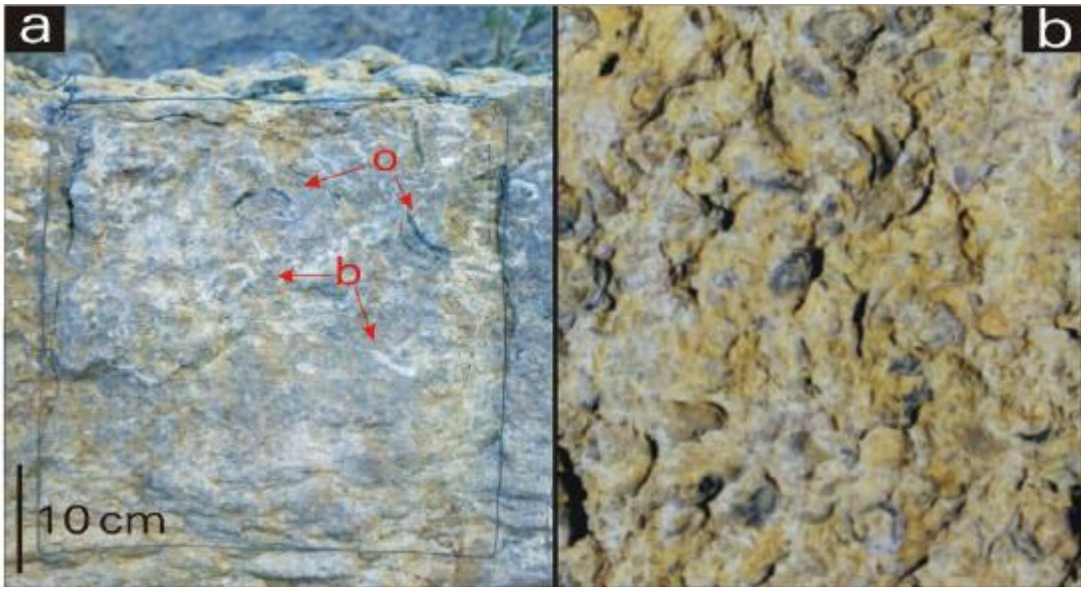


Figura 58. *Facies de calizas híbridas (H)* en la localidad Barranca de Los Loros. a) Corte transversal con restos dispersos de bivalvos (b) con conchillas gruesas y de ostras grandes asignadas a Aetostreon sp. (o). Nótese la concentración al tope. b) Tope de ese banco con un pavimento de ostras grandes muy mal preservadas y una mineralización asociada.

haber generado la masividad secundaria.

El conjunto faunístico está integrado por una abundante infauna y epifauna, en la que prevalecen los organismos suspensívoros, pero con la co-existencia también de algunos detritívoros (Tabla 6). En síntesis, esta asociación fósil posee la mayor cantidad relativa de gremios, hecho indicativo de una paleocomunidad compleja y con favorables condiciones oceánicas (Bambach, 1983). Por su parte, las muy malas condiciones de preservación al tope indican que parte de dichos macroinvertebrados se encontraban sepultados y fueron afectados por un fenómeno extenso de erosión que los expuso nuevamente en la interfase. De este modo se generó un sustrato bioclástico gravoso de ostras, que fue colonizado posteriormente por una abundante fauna incrustante y perforante generadora de intenso retrabajo biogénico, durante episodios de baja a nula tasa de sedimentación efectiva (Kidwell, 1991b).

CAPÍTULO 6: ASOCIACIONES DE FACIES

6.1. Introducción

Como se mencionara en el capítulo anterior, el análisis de facies puede considerarse como formado por cinco etapas (Pirrie, 1998): 1) descripción detallada de la unidad estratigráfica, 2) subdivisión en un determinado número de facies descriptivas y cuantificación (estadística o semicuantitativa) de las relaciones entre ellas, 3) interpretación de las facies en términos de procesos deposicionales, 4) agrupamiento de las facies individuales en asociaciones de facies; y 5) comparación de las asociaciones de facies con modelos de facies preexistentes para lograr una interpretación ambiental. Las primeras tres etapas fueron desarrolladas en el apartado anterior. De este modo, en este capítulo se presentarán las asociaciones de facies reconocidas para la Formación Mulichinco, a partir de las cuales se interpretarán los ambientes de acumulación o sistemas deposicionales, que son abordados en el siguiente apartado.

El agrupamiento de las litofacies en un número determinado de asociaciones de facies (AFs) permite conferirle a dicha asociación una característica ambiental (Reading & Levell, 1996). La relación espacial de las facies puede ser tanto lateral como vertical. En este trabajo se han considerado ambos tipos de relaciones para establecer las asociaciones de facies. Además se ha considerado la geometría de los litosomas que portan a las facies, a partir del propio trabajo de campo y del análisis de fotomosaicos de afloramientos. Cuando se registran patrones verticales granocrecientes o decrecientes que se repiten en forma sistemática sin superficies limítrofes importantes (discontinuidades), puede hablarse de "sucesiones de facies". Estas sucesiones representan los depósitos genéticamente relacionados de los componentes de un sistema deposicional (Bhattacharya & Walker, 1991; MacNaughton *et al.*,1997).

Las asociaciones de facies serán presentadas (de ser posible) siguiendo un ordenamiento paleogeográfico, desde los ambientes de acumulación más proximales a los más distales. El mismo coincide además a grandes rasgos con el grado de abundancia de las AFs y su posición estratigráfica, puesto que aquéllas que representan condiciones de sedimentación proximal y de textura más gruesa, son las más escasas del registro y se encuentran de preferencia en las porciones basales de la unidad. En el otro extremo, las asociaciones de medios marinos son sin duda de las más frecuentes de la Formación Mulichinco y se vuelven predominantes hacia la parte superior de la misma. De esta manera, se han distinguido asociación de facies con dominio continental (C1, C2, C3a y C3b), deltaico (D1 a D3), estuarino y marino-marginal de baja energía (E1 a E5) y, por último, marino abierto, tanto somero como profundo (M1 a M5). En el **Anexo I** se en-

cuentra la distribución vertical de dichos conjuntos de litofacies en los perfiles columnares pertenecientes a la Formación Mulichinco. Las principales características de las facies individuales se pueden consultar en forma sintética en la Figura 31. Finalmente, en la **Figura 59** se presenta la **información de paleocorrientes** recolectada en las distintas asociaciones de facies.

6.2. Asociaciones de facies continentales (C)

6.2.1. C1 - Canales fluviales conglomerádicos

Esta asociación incluye a la mayoría de las litofacies psefíticas reconocidas en este trabajo, como así también a areniscas conglomerádicas y areniscas con estratificación entrecruzada. En general prevalecen los conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp, Figs. 33 y **60**), en tanto que los entrecruzados en artesa (Gt), y de bajo ángulo a masivos (Gh, Gmc) son menos frecuentes. Estos bancos conglomerádicos (de hasta 2 m de potencia) pueden amalgamarse, pero con mayor frecuencia se registra una sucesión de facies granodecreciente que grada a litofacies entrecruzadas arenosas (SGp, St(a) o Sp), con geometría cuneiforme, *sets* pequeños y espesores menores a 50 cm (Figs. 60 y 61). Estos niveles más finos, que no alcanzan el 15% del espesor total de la AF, por lo general están erosionados en los topes y por lo tanto se considera que estas sucesiones están incompletas. En forma muy rara se preservan facies finas entre esta asociación de facies. Las paleocorrientes medidas en la facies Gp, Sp y St(a) de esta AF indican flujos con una amplia dispersión que varía entre el NW y SE, pero con una marcada moda al NE (Fig. 59). A veces entre sucesivas facies Gp-St se registra una relación de alto ángulo entre las paleocorrientes.

Esta asociación de facies alcanza los 10 m de potencia. Se presenta rellenando cuerpos tabulares de importante extensión lateral (Fig. 62), con bases erosivas, irregulares o raramente cóncavas. Se ha reconocido en las localidades Quintuco y Trahuncura (Anexo I).

Interpretación. Este conjunto de litofacies conglomerádicas representa el relleno gradual de canales de baja sinuosidad con dominio de carga gravosa, principalmente a partir de barras transversales (predominio de facies tractivas), y en menor medida de barras longitudinales asociadas a mayor régimen y descarga (Hein y Walter, 1977; Rust, 1978; Ramos & Sopeña, 1983). Las porciones basales de las barras pueden tener niveles gravosos clasto-sostén (Gmc), constituyendo el núcleo de las barras (Hein y Walter, 1977), que son remplazados en la región central por las facies Gp. Las barras mixtas gravo-arenosas poseen un pasaje lateral a litofacies SGp o Sp y se asemejan parcialmente a las descriptas como de “lomo de ballena” (Allen, 1983). Las gravas y arenas pueden haber sido acumu-

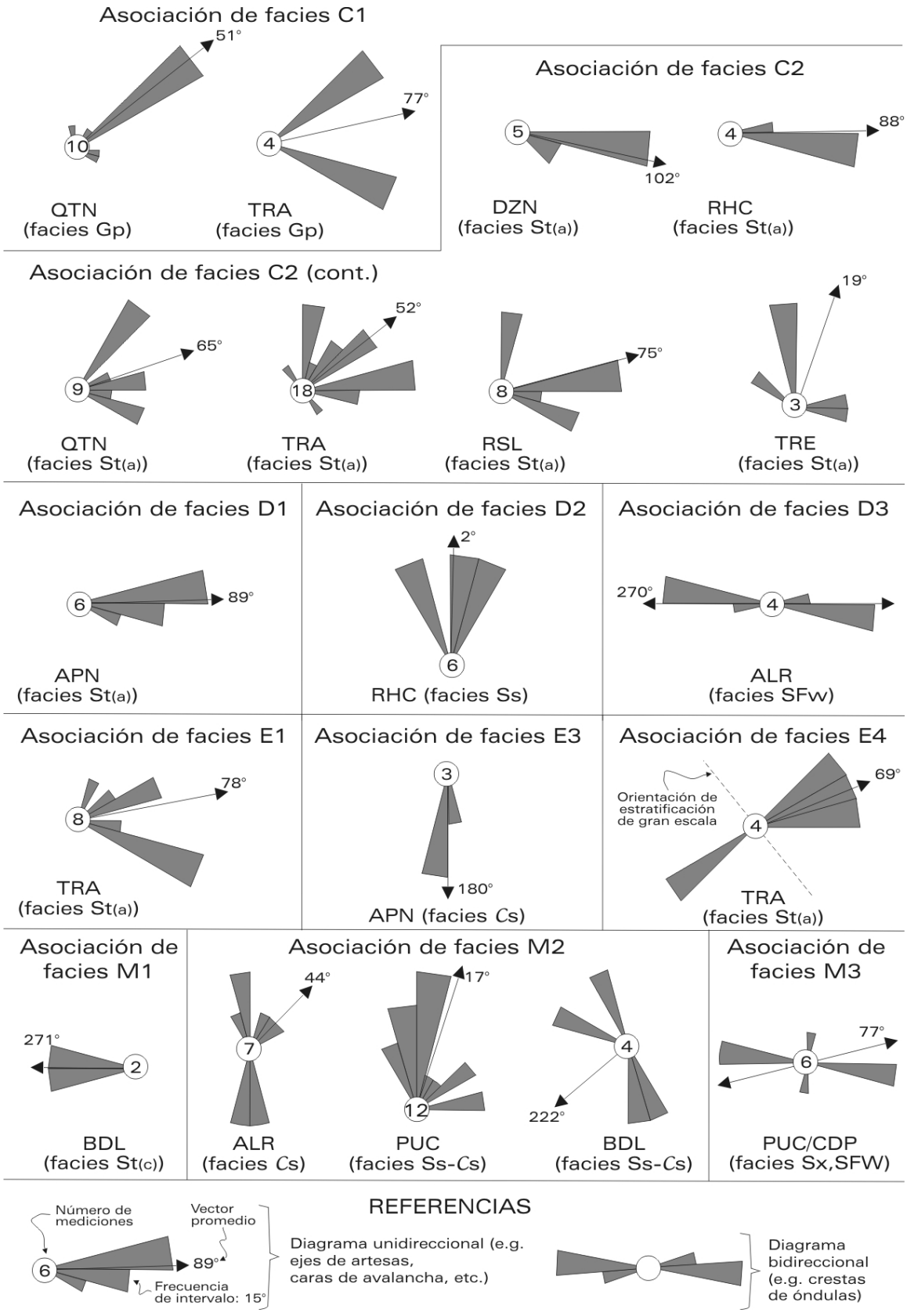


Figura 59. Discriminación de las paleocorrientes medidas en las sedimentitas de la Formación Mulichinco por asociaciones de facies, y también por localidades en la mayoría de los casos. Por simplificación, sólo figura la abreviatura de las asociaciones y de cada localidad.

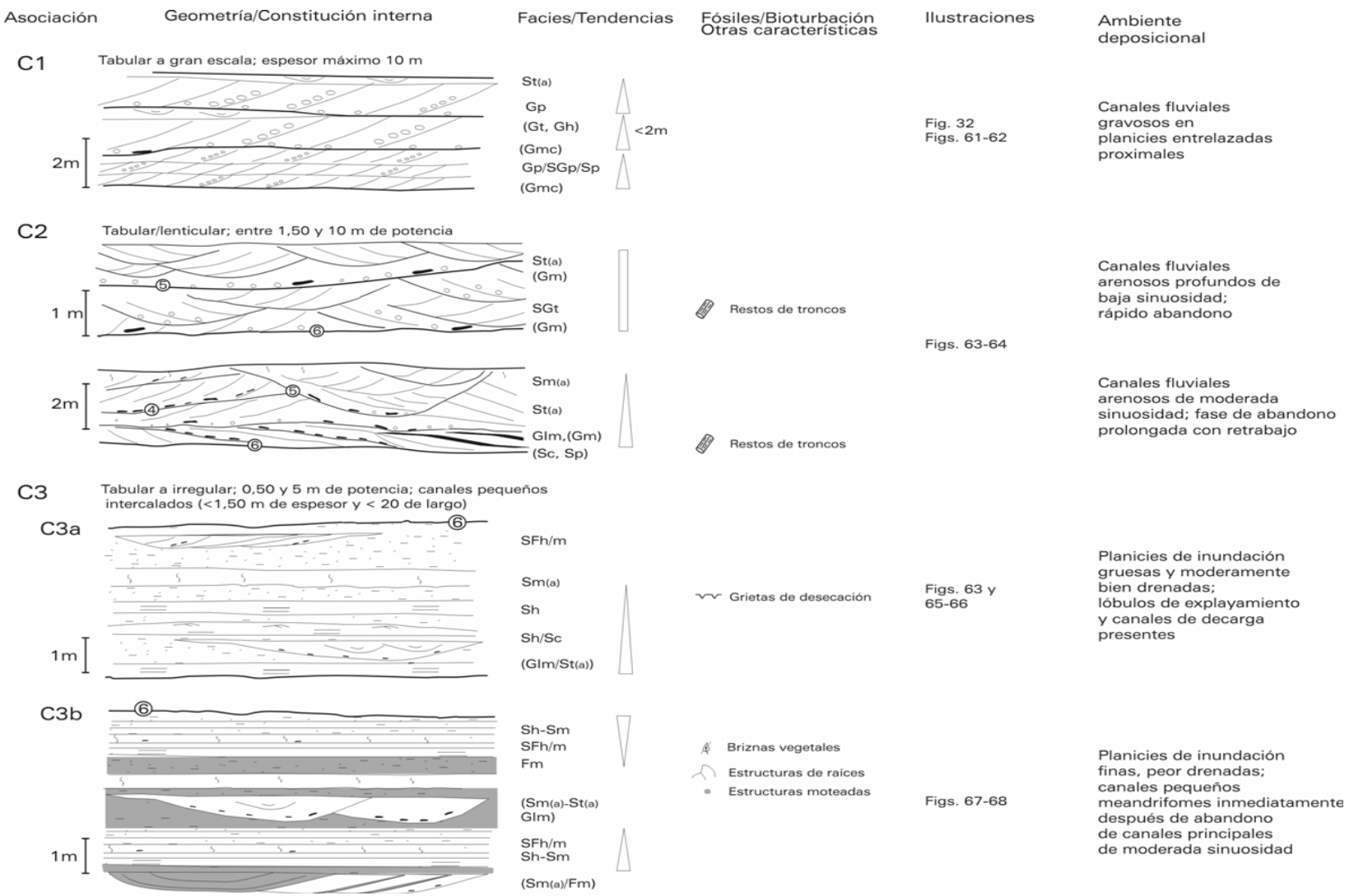


Figura 60. Asociaciones de facies continentales (C1-C3). Facies entre paréntesis participan en menor proporción.

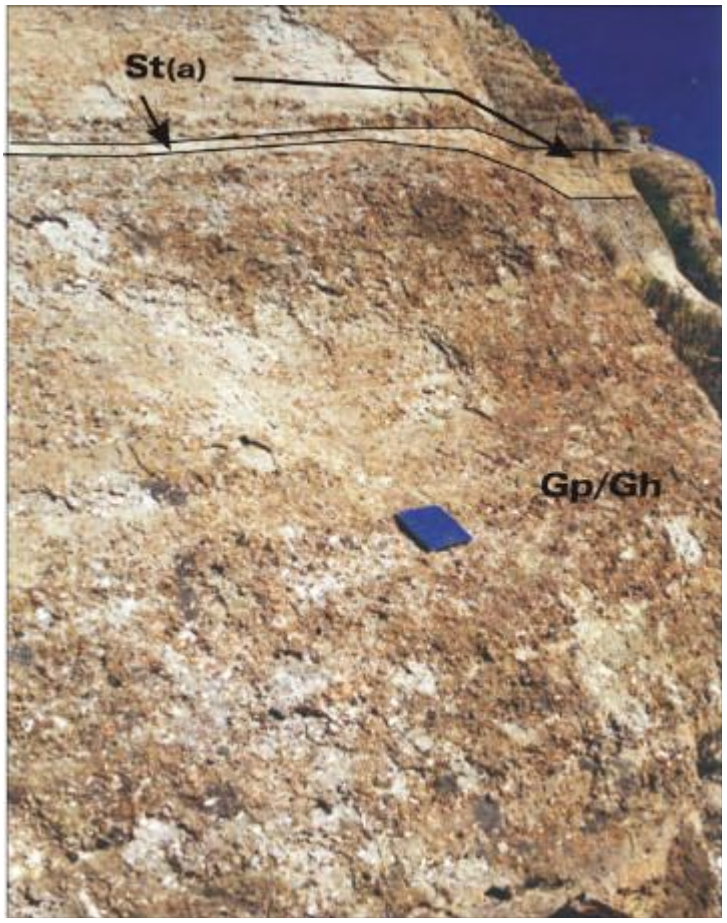


Figura 61. Detalle de las sucesiones pertenecientes a la asociación *Canales fluviales conglomerádicos (C1)*. Los conglomerados de cruda estratificación entrecruzada (Gp) o de bajo ángulo (Gh), pasan hacia arriba a depósitos más finos entrecruzadas (SGt, St(a)). Nótese cómo engrosa una capa de estas útimas hacia la derecha y al fondo, desarrollando geometría en cuña. Base del perfil en Trahuncura (la libreta mide 20 cm de largo).

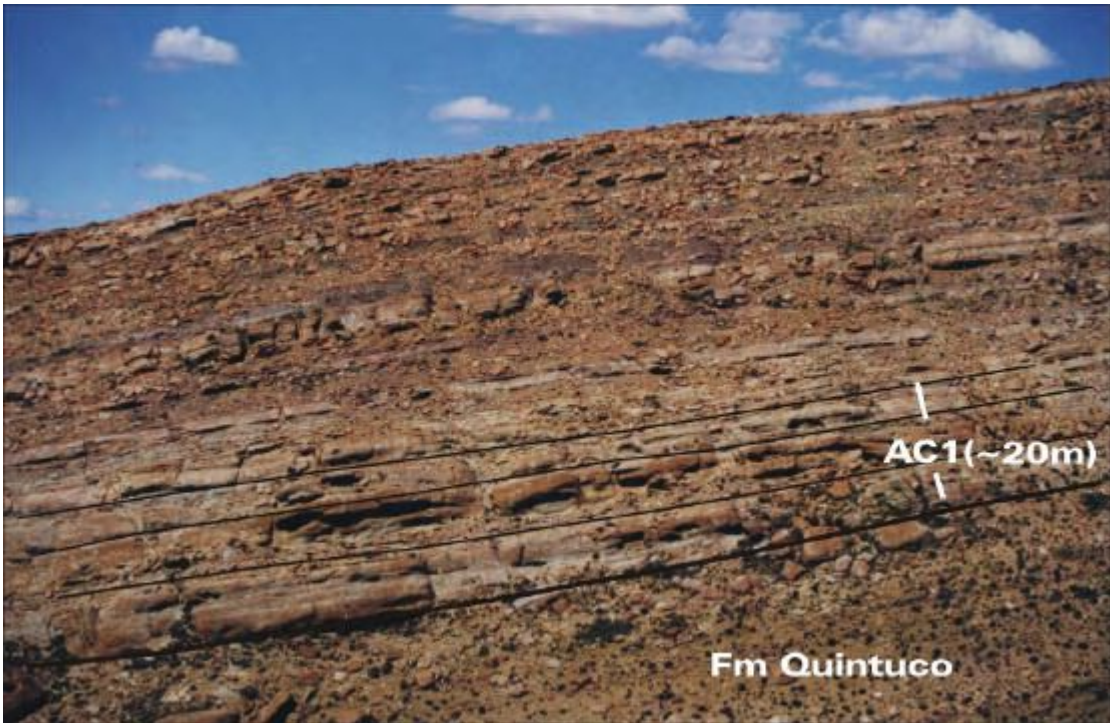


Figura 62. Asociación de facies C1 en la localidad Quintuco. Nótese la marcada tabularidad de los cuerpos (separados por líneas negras delgadas). Esta asociación apoya directamente sobre pelitas y calizas de la Formación Quintuco (línea negra gruesa).

ladas simultáneamente a partir de una corriente con carga mixta de alta velocidad, que permitía una segregación granulométrica (García-Gil, 1993). Las porciones cuspidales de las barras están representadas por facies arenosas (St(a), Sp) con paleocorrientes en sentidos oblicuos a las partes basales. Según Godin (1991), este relleno cíclico puede producirse por variaciones en la descarga durante eventos de crecidas (corto plazo) o por la acreción de sucesivas macroformas (largo plazo). De cualquier modo, representan la disminución de la energía de las corrientes hacia el tope y en el sentido de la acreción de las barras (García-Gil, 1993).

Las sucesiones de facies y distribución de paleocorrientes sugieren un sistema fluvial gravoso de baja sinuosidad, posiblemente "wandering" (Billi *et al.*, 1987), que corresponden a situaciones intermedias entre morfologías entrelazadas y meandrosas, en los cuales solo existen uno o dos canales principales (Church, 1983). Las macroformas de acreción frontal son distintivas de estos sistemas (Billi *et al.*, 1987), en tanto que el predominio de potentes cuerpos con Gp (hasta 1,50m) apunta al menos a canales relativamente profundos y con importante cantidad de agua (Rust, 1984). Los depósitos de esta asociación de facies constituyen los sedimentos más gruesos y proximales de que se tiene registro para la Formación Mulichinco.

6.2.2. C2 - Canales fluviales arenosos

Aquí se agrupa a facies psamíticas y psamo-psefíticas con dominio de estratificación entrecruzada en artesa (St(a), SGt, **Fig. 60**), aunque también se ha registrado la superposición de estratos entrecruzados planares (SGp/Sp). En la mayoría de los casos las sucesiones comienzan con bases erosivas (hasta 3 m de erosión), cóncavas o irregulares (Fig. 63), a las que se asocian facies Gm, o su variedad sólo formada por intraclastos pelíticos (G*I*m). También restos de troncos silicificados son comunes allí. En numerosas oportunidades se aprecian límites de *cosets* marcados por láminas de conglomerados (Fig. 64), en tanto que *sets* de artesas individuales de hasta de 1 m de espesor son muy comunes. Los topes de los litosomas (cuando quedan preservados) pueden ser más finos, con presencia de areniscas masivas (Sm(a)) o tener un contacto neto y plano con depósitos del miembro fino (ver más adelante). De este modo, se conforman sucesiones de facies granodecrecientes cuya sucesión ideal sería Gm (±G*I*m), SGt/St(a) y Sm(a), de entre 1,50 y 5 m. Se han medido paleocorrientes a partir de los ejes de artesas, que resultan unimodales en cada unidad, pero entre distintos cuerpos y perfiles existe una dispersión entre el N y SE (Fig. 59).

Un rasgo llamativo observado en el perfil Río Salado (donde se obtuvieron los mejores datos de arquitectura interna de los depósitos), es la presencia de cuerpos arenosos y tabulares inmediatamente por debajo de los litosomas con St(a). Dichos litosomas se

Figura 63. *Canales fluviales arenosos (C2)* en la localidad Trahuncura. Se registran tanto canales tabulares (bases irregulares y planas), como más lenticulares con bases cóncavas. Intercalan entre sedimentos de planicies de inundación gruesas (C3a).

Figura 64. Detalle de los conglomerados masivos (Gm) que separan cuerpos canalizados arenosos de la asociación de facies C2 dentro de una faja de canales (localidad Treleitube). Representan superficies de orden 5 (Miall, 1988; Veiga, 2000). El ancho del mango de la piqueta mide 3 cm.

distinguen por un entrecruzamiento de gran escala, representado por intraclastos pelíticos paralelos a las sucesivas superficies (Fig. 60). Entre las superficies se presentan capas de areniscas masivas (Sm(a)) o entrecruzadas (Sp) bien seleccionadas, intercaladas con niveles heterolíticos (Sc/Fm). Los datos de paleocorrientes indican que estas estratificaciones *épsilon* se encuentran en forma oblicua a los litosomas con artesas. A veces, en el sentido de la corriente y en las porciones basales del entrecruzamiento puede incrementarse la proporción de material fino. Estos cuerpos tienen entre 0,80 y 1,70 m de potencia.

En este conjunto de facies se han registrado espesores que oscilan entre 1,5 y 10 metros y se relaciona en forma vertical con sedimentitas de planicie de inundación (C3) (Fig. 63). Su distribución geográfica es muy amplia y se ha encontrado que existen tendencias en la granulometría, paleocorrientes y apilamiento de los litosomas, desde porciones más australes a regiones centrales del área de estudio (Anexo I). En la región Austral aparecen de preferencia los cuerpos más gruesos (mayor abundancia relativa de SGt) y con mayor grado de amalgamación, cuyas paleocorrientes indican transporte preferencial al NE (QTN, TRA, RSL en Fig. 59). Hacia la zona Central en cambio (localidades TRE, DRZ, APN), hay mayor separación vertical entre los litosomas, son más arenosos y no se registran tan claras tendencias granodecrecientes, ni superficies internas con facies Gm. Las paleocorrientes, por otra parte, muestran principal transporte hacia el este (Fig. 59).

Interpretación. Los depósitos pertenecientes a esta asociación constituyen el relleno de canales fluviales. La relación de litofacies sugiere el predominio de megaóndulas tridimensionales, generadas por corrientes de agua en canales con carga de fondo arenosa o areno-gravosa. El importante espesor de los *sets* entrecruzados en artesa apunta a canales relativamente profundos y fijos (Smith, 1990; Rust & Gibling, 1991), que se instalaban en forma súbita en una determinada posición de la planicie, con consecuente retrabajo del material subyacente y acumulación de gravas en el fondo del canal (presencia de Gm, G*I*m). Por su parte, las superficies entrecruzadas de gran escala oblicuas al sentido de la corriente (reconocidas en RSL), se interpretan como barras de acreción lateral o diagonal entre algunos canales.

Los rellenos de cuerpos individuales se apoyan sobre superficies erosivas (de orden 5 ó 6 según el caso) atribuidas a un período de erosión durante la instalación del canal. Evidencias de rápido ensanchamiento de los cursos a partir de un canal de pequeña escala se han deducido sobre la base de los análisis arquitecturales. Las superficies de erosión están recubiertas por conglomerados finos y sabulitas, que pasan de manera gradacional o abrupta a las areniscas entrecruzadas en artesa.

El relleno de estos cuerpos se ha producido tanto en forma simple, como en sucesiones multiepisódicas (Friend *et al.*, 1979). En este último caso se han conformado fajas de canales por amalgamación de cuerpos individuales. Dichos canales se encuentran separados por niveles conglomerádicos que indican variaciones importantes del régimen de flujo (Miall, 1988). Por su parte, las superficies basales de los cinturones de canales representan la avulsión de todo un sistema y su desplazamiento hacia nuevas porciones de la planicie. Estos fenómenos sin duda se han generado con menor frecuencia que los primeros, y es por eso que Veiga (2000) propuso indicar dichas superficies con un orden de magnitud mayor ó 6 (Figs. 60, 63). Por su parte, los topes bien netos de algunos cuerpos indican un rápido abandono, mientras que en otros casos se ha registrado una etapa de retrabajo por corrientes de menor energía (ver C3a). En suma, la sucesión de facies, la tendencia granodecreciente, la escala de los *sets* y la presencia de macroformas con acreción lateral sugiere la existencia mayoritaria de canales entrelazados profundos y perennes, de baja a moderada sinuosidad (Miall, 1985). De ser así, los cuerpos tabulares, con superposición de litofacies SGp/Sp y sin importantes superficies de discontinuidad, podrían corresponder a canales más someros (Bristow, 1993). Este dato se ve corroborado además porque no existen cuerpos que presenten al mismo tiempo facies entrecruzadas planares y en artesa, ya que las condiciones de formación para cada una de los tipos de megaóndulas que dichas litofacies representan es diferente (Miall, 1996).

Esta asociación de facies representa los canales y fajas de canales principales dentro de las planicies aluviales. Sin embargo, los canales más espaciados entre sí y de menor granulometría de la región Central, dada su posición geográfica y relación vertical con asociación de facies de ambientes marginales o deltaicos (D1, D2, ver más adelante) constituyen también canales fluviales, pero de sistemas distributarios en planicies deltaicas relacionados a ambientes marinos. En su mayoría dichos canales poseen una secuencia simple de relleno. En los pocos casos que se han desarrollado fajas de canales en la región Central, el espacio de acomodación se debe haber reducido sustancialmente.

6.2.3. C3 - Planicies de inundación aluviales

Se componen por los sedimentos finos arenosos y fangolíticos que se encuentran intercalados entre los cuerpos canaliformes de la asociación de facies C2. En ella también se incluye a formas canalizadas pero pequeñas, que en este trabajo se establecen como formadas por cuerpos de menos de 1,50 m de potencia y menos de 20 m de extensión en afloramiento. En general las facies constitutivas no generan sucesiones con tendencias granulométricas claramente definidas. Constituyen en conjunto lo que se denomina "miembro fino" de sistemas fluviales (Collinson, 1978). En función de la granulometría predominante de los sedimentos más finos y la relación con los litosomas de la C2 se distinguen dos asociaciones que intentan representar condiciones extremas: planicies

de inundación gruesas (C3a) y finas (C3b). Se asume que puede existir una gradación completa entre los depósitos aquí presentados.

6.2.3.1. C3a - Planicies de inundación gruesas

En esta asociación domina un interestratificado de limonitas y areniscas muy finas de tonalidades grises a verdosas claras (SFh/m), a veces con grietas de desecación (**Fig. 60**). También son abundantes las areniscas finas a medianas, masivas o con estratificación horizontal (Sm(a), Sh), en cuerpos tabulares o lenticulares, en este caso con bases planas y techos convexos hacia arriba. Ambos tipos de litosomas suelen portar intraclastos pelíticos en las bases y poseen hasta 1, 50 m de espesor. En pocas oportunidades los bancos con litofacies Sh gradan hacia arriba a areniscas con óndulas de corriente (Sc). Una ligera tendencia granodecreciente puede aparecer a veces en las facies canalizadas (Sm(a) a SFh/m) (Fig. 65). En esta asociación de litofacies no es muy común la presencia de fangolitas masivas potentes (Fm), marcas de raíces o briznas vegetales. Tampoco se han hallado restos de microfósiles. La única facies conglomerádica presente (Gmc), posee formas tabulares y delgado espesor. Los cuerpos entrecruzados de formas canaliformes son siempre arenosos (Fig. 66). Se encuentran rellenos con facies St(a) pequeñas (hasta 20 x 150 cm) o más raramente con litofacies Sp. Por lo general son secuencias de rellenos monogéneticos, pero también se han observado rellenos con estratificación *épsilon*. Sus dimensiones oscilan entre 0,30 m de espesor por 3 m de extensión lateral, hasta 0,70 x 20 metros.

El espesor de la asociación de facies C3a varía entre pocos centímetros y 5 m, y se ha registrado en localidades australes (QTN y TRA) y de la región Central (TRE, APN) (Anexo I), es decir que representa a los sectores sur y centro-occidentales del área de estudio. En raras oportunidades se ha encontrado intercalada entre la asociación C1.

Interpretación. Gran parte de esta asociación de facies esta conformada por sedimentos areno-limosos (SFh/m), acumulados en ambientes muy poco profundos y bajo la acción de corrientes no canalizadas. Las grietas de desecación indican períodos frecuentes de exposición subaérea. Representan entonces planicies de inundación limo-arenosas moderadamente bien drenadas (por coloraciones claras y granulometrías gruesas), formadas por material que proviene del desbordamiento de los canales principales (Bridge, 1984; Clemente & Pérez-Arlucea, 1993). El grado de homogeneización de los sedimentos estaría en directa relación con la tasa de agradación de la planicie, siendo aquél mayor (pasaje a SFm) cuanto más baja es la tasa (Aslan & Autin, 1999). En regiones más próximas a los canales principales predomina la acumulación de bancos de arena más gruesos y potentes (Sh, Sm(a)), en forma de lóbulos de explayamiento (Gargía-Gil, 1993). Por su parte, los cuerpos arenosos canaliformes representan canales de desbordamiento

Figura 65. Detalle de la asociación *Planicies de inundación gruesas (C3a)*. Se reconoce una sucesión granodecreciente (flecha) que termina en limolitas verdosas (perfil Trahuncura, persona como escala).

Figura 66. Detalle de los cuerpos lenticulares arenosos de pequeña escala que intercalan en la asociación C3a. En este ejemplo, que pertenece a la localidad Trahuncura, se compone de la litofacies St(a) (piqueta como escala mide 33 cm).

(Clemente & Pérez-Arlucea, 1993), generados a partir de la ruptura de los márgenes del canal principal durante estadios de inundación. Estos pueden ser de baja sinuosidad y con rellenos monoepisódicos (facies St(a)), o de más larga existencia y más sinuosos (rellenos por migración de barras de punta). Finalmente, los escasos depósitos Gmc intercalados entres finos tendrían relación con flujos hiperconcentrados (Smith, 1986; Smith & Lowe, 1991), probablemente en las zonas de mayores pendientes de las planicies aluviales.

6.2.3.2. C3b - Planicies de inundación finas

En esta asociación hay mayor abundancia relativa de material arcilloso (Fm), aunque todavía con presencia de interestratificados areno-limosos (SFh). En las fangolitas presentes, son frecuentes las tonalidades gris-verdosas oscuras a violáceas (Fig. 67), así como las estructuras moteadas y las briznas vegetales; más rara en cambio, resulta la presencia de marcas de raíces (**Fig. 60**). Entre las facies psamíticas dominan secuencias tabulares granocrecientes y decrecientes de Sm(a) y SFh/m. Las areniscas con óndulas de corriente son poco abundantes (Sc). Al igual que en el caso anterior, ninguna muestra analizada de esta asociación ha mostrado restos de microfósiles.

Otra diferencia sustancial con la asociación de facies C3a es el hecho de que en este extremo de las planicies de inundación interpretadas se ha apreciado una mayor interacción con los canales principales. A diferencia de topes netos no erosionados, aquí se manifiesta una superficie erosiva en el techo. Dichas incisiones están rellenas por cuerpos de pequeña escala con estratificación *épsilon* casi perpendicular a la orientación del eje del canal, compuesta por una sucesión heterolítica (Sm(a)/Fm) que pasa lateralmente a fangolitas puras (Fig. 68). En otros casos, sólo poseen bases cóncavas y rellenos heterolíticos que son paralelos a la base del cuerpo, y se rellenan con fangolitas moradas a negras laminadas y limolitas.

Otras formas canalizadas no se distinguen demasiado de las descriptas para la asociación C3a. Sin embargo, se destaca la presencia de cuerpos cóncavos, masivos (Sm(a)) y con conglomerados intraformacionales en las bases (G*I*m) (Fig. 67). Esta asociación de facies posee extenso desarrollo en la localidad Río Salado (Anexo I), donde posee potencias de entre 0,20 y 4 m e intercala por lo general entre canales de la asociación de facies C2. En otros perfiles de la región Austral su participación es minoritaria.

Interpretación. Esta asociación también se reconoce como de afinidad fluvial, pero en ambientes con mayor proporción o duración de cuerpos de agua estancada dentro de la planicie de inundación, que permitirían mayor acumulación de fangolitas masivas (Fm). Los colores *gley* y la presencia de nódulos de hierro, así como la escasa participación de

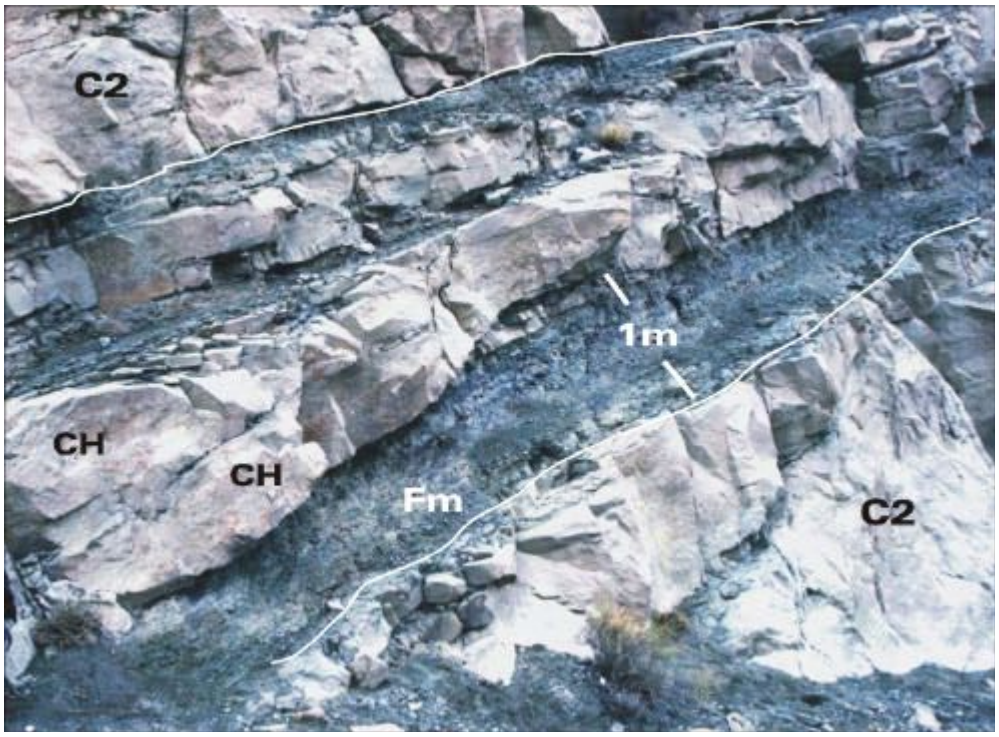


Figura 67. Vista general en la sección Río Salado de las sedimentitas pertenecientes a la asociación *Planicies de inundación finas (C3b)*. Nótese la alta proporción de fangolitas masivas (Fm), en los que intercalan canales lenticulares pequeños con relleno masivo (CH). Estos depósitos de planicies se encuetran relacionadas lateral y verticalmente con los rellenos de canales de la asociación de facies C2.

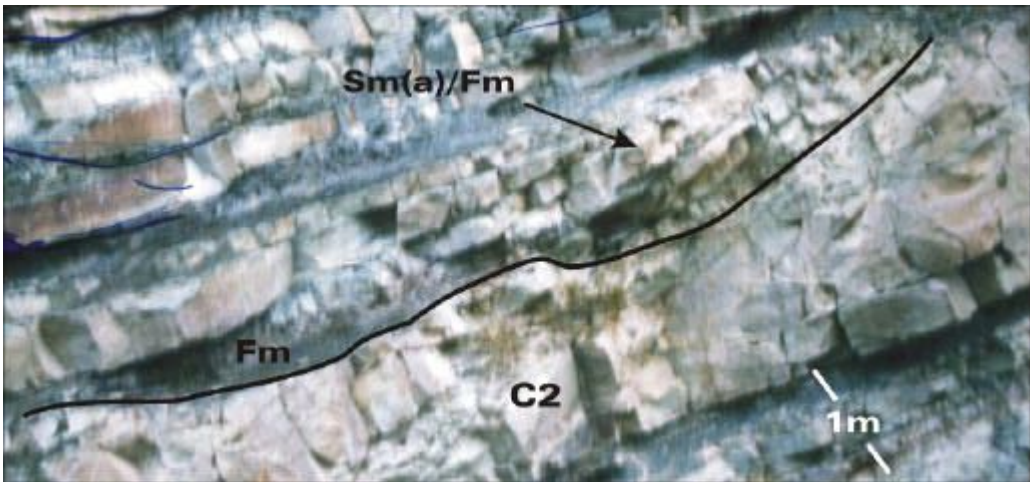


Figura 68. Detalle de los canales pequeños heterolíticos y con acreción de barra de punta, que erosionan el tope de un litosoma perteneciente a la asociación de facies C2. Este tipo de relación erosiva sólo ha sido hallada en la asociación C3b.

marcas de raíces indican planicies mal drenadas, posiblemente en ambientes reductores por la abundante materia orgánica presente. En estos ambientes con mayor permanencia subácuea, las secuencias granocrecientes podrían corresponder a sucesiones de lóbulos de explayamiento (Fielding, 1984), mientras que las granodecrecientes pueden indicar un alejamiento o abandono progresivo del curso principal (Clemente-Pérez-Arlucea, 1993). Dentro de las facies canalizadas, los canales arenosos corresponden, al igual que en las planicies gruesas, a porciones proximales de canales de *crevasse* o canales distributarios relacionados con pequeños cuerpos de agua. Los rellenos masivos sugieren que en algunos casos existían condiciones rápidas de acumulación (Fielding, 1984). En cambio, los canales con macroformas de acreción lateral (*cf.* Miall, 1985) que erodan los topes de los canales principales, se han formado en los períodos posteriores a eventos de avulsión, en donde la reducción de la descarga genera canales más pequeños y meandrosos que retrabajan los sistemas de baja sinuosidad y relativa alta descarga previos (Bristow, 1999), hasta que finalmente pueden ser abandonados por completo y rellenados con sedimentos pelíticos laminados (García-Gil, 1993). Estas evidencias pueden sugerir que el abandono de los canales en sectores más distales de la planicie de inundación era menos súbito en comparación con lo apreciado en planicies gruesas.

6.3. Asociaciones de facies deltaicas (D)

6.3.1. D1 - Frentes y planicies deltaicas fluvio-dominadas

El arreglo general de este conjunto deja ver sucesiones grano y estratocrecientes desde limolitas hasta areniscas gruesas y sabulitas (**Fig. 69**). Sin embargo, estas tendencias se conforman generalmente por apilamiento de sucesiones incompletas. Las partes más finas de esta asociación están representadas por fangolitas masivas, carbonosas y micáceas (Fm), aunque con frecuencia pueden faltar. Luego se registran interestratificados finos (SFh/m) sin grietas de desecación, en los que intercalan niveles gradados y con laminación horizontal (SFg) (Fig. 70). Éstos pasan gradualmente a areniscas masivas (Sm(a)), micáceas, que conforman capas lenticulares, decimétricas y de bases netas (véase Fig. 44). Con muy poca frecuencia se han observado areniscas con óndulas de ola (SFw), estratificación monticular (Sx) y con *sets* sigmoidales (Ss). Estas sucesiones de facies pueden o no culminar en capas más potentes, conformadas por areniscas entrecruzadas St(a) y Sp, más raramente SGt, que se amalgaman y erosionan entre sí y a las facies subyacentes (Fig. 71). Los ejes de artesas en dichos canales apuntan al este (Fig. 59). En forma excepcional, en uno de dichos litosomas se halló una concentración importante de restos de bivalvos.

En esta asociación de facies es muy común encontrar restos de vegetales en los niveles finos y entre los palinomorfos se hallaron formas terrestres (esporas). En cambio, el

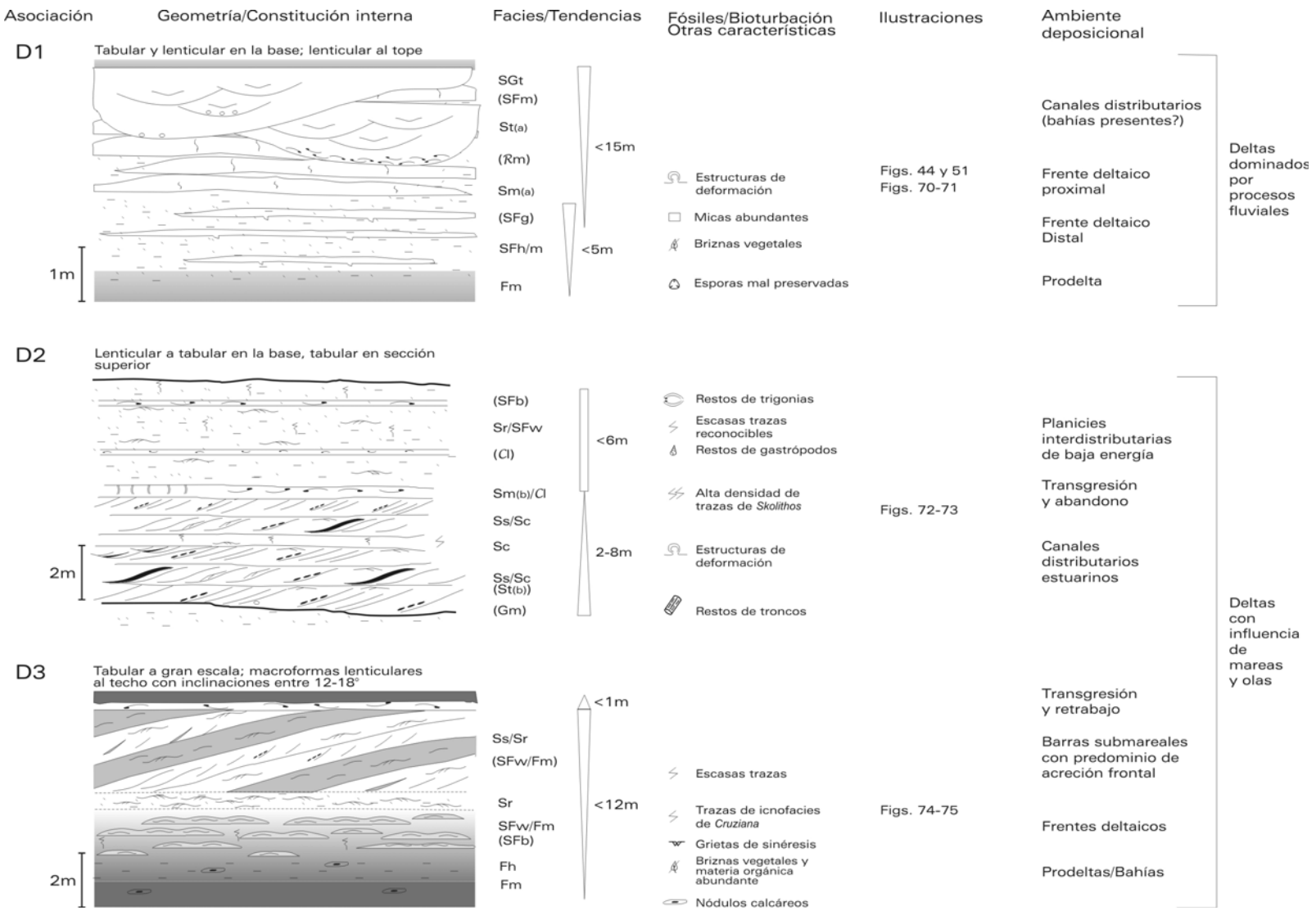


Figura 69. Asociaciones de facies deltaicas dominadas por procesos fluviales (D1) e influenciadas por mareas (D2 y D3).

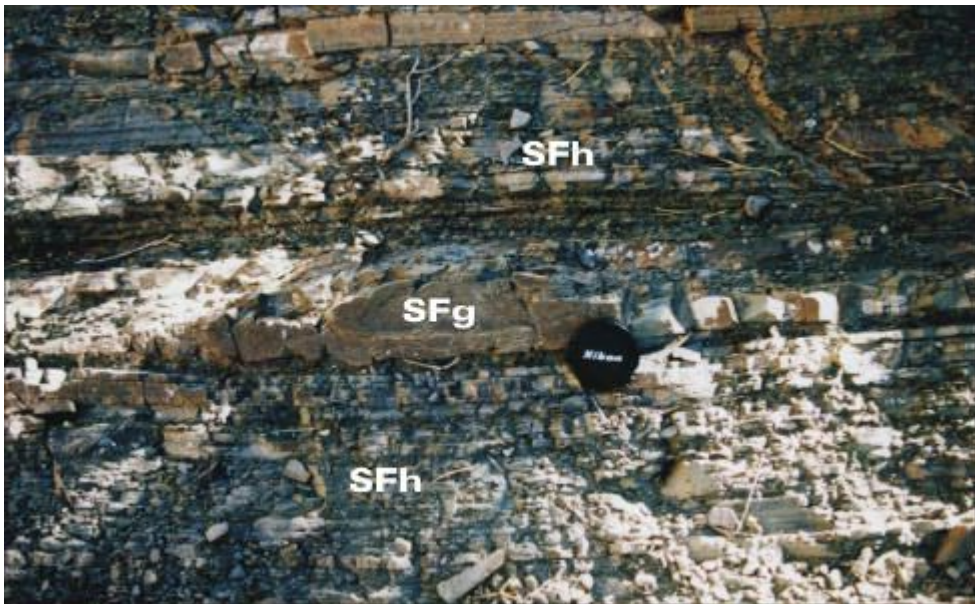


Figura 70. Detalle de los depósitos más finos de la asociación *Frentes deltaicos fluvio-dominados (D1)*. Nótese la fuerte tabularidad de las limolitas laminadas (SFh) y la mayor lenticularidad de las capas más gruesas, que corresponden a la litofacies (SFg). Dichas sucesiones caracterizan a los ambientes de prodelta proximal y se han generado por corrientes turbidíticas de diferente densidad y capacidad de dispersión.

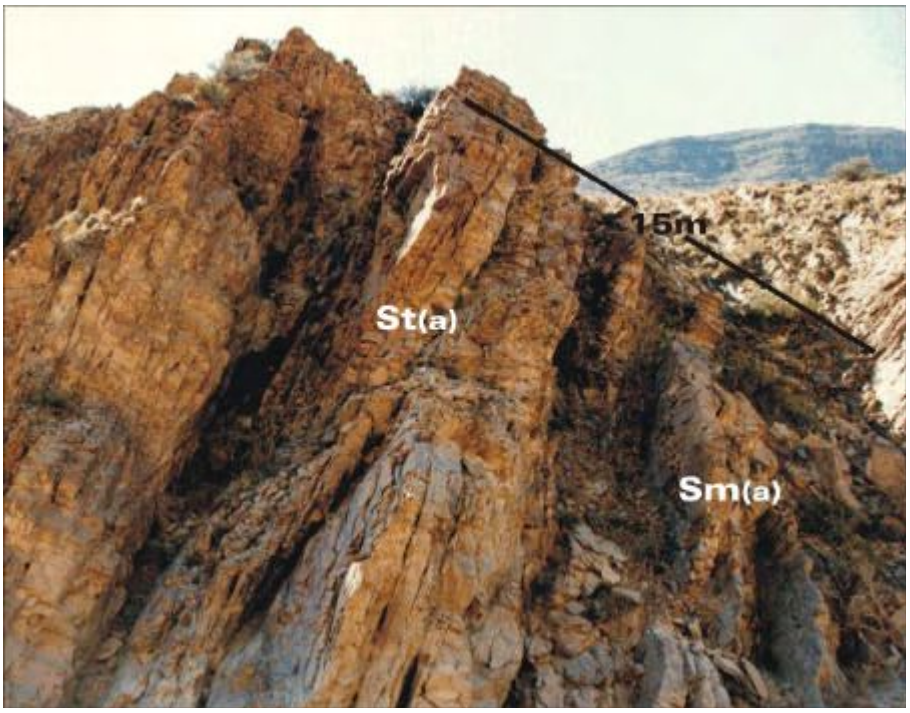


Figura 71. Tramo superior de una sucesión grano-estratocreciente de la asociación D1 en el perfil Arroyo Pichi Neuquén (vista al sur). Se observan areniscas masivas (Sm(a)) que rematan en cuerpos lenticulares amalgamados (St(a)). Representan a las zonas de frente deltaico proximal y canales distributarios respectivamente.

análisis de microfósiles resultó estéril. Por su parte, en las areniscas a veces se han observado estructuras de deformación sinsedimentaria. Un rasgo muy característico de toda la secuencia es la escasa bioturbación. Este conjunto se presenta conformando sucesiones con bases y techos netos, con espesores que varían entre 2 y 7 metros para las secuencias incompletas. Un arreglo granocreciente general podría estar en el orden de 20 metros (ver perfil Arroyo Pichi Neuquén, Anexo I).

Interpretación. La abundancia de restos vegetales, restos de esporas y partículas micáceas sugiere la proximidad de ambientes terrestres (Martinsen, 1990). Por otro lado, la deformación sinsedimentaria y el bajo grado de bioturbación indican una tasa de sedimentación relativamente alta (Bhattacharya & Walker, 1991). Estas evidencias, sumadas a la asociación de facies y las sucesiones estrato-granocreciente permiten interpretar que esta AF representa la progradación de ambientes deltaicos en los cuales dominan los procesos fluviales (Elliot, 1986; Orton, 1988; Bhattacharya & Walker, 1991, 1992; MacNaughton *et al.*, 1997).

Los niveles más finos y portadores de abundantes restos vegetales se han acumulado a partir de suspensiones en las porciones más distales del sistema (prodelta distal). Los interestratificados laminares limosos (SFh) reflejan la alternancia de flujos distales generados por los efluentes de los ríos y la acumulación de fangos. Para generar dichos depósitos, las corrientes inducidas por la descarga fluvial habrían sido comparativamente diluidas y con alta dispersión de sedimentos. En cambio, corrientes más densas y voluminosas habrían depositado las capas de areniscas gradadas y lenticulares (SFg), posiblemente generadas durante los eventos de inundación mayores (Martinsen, 1990), en las porciones más cercanas a los sistemas fluviales alimentadores. Estas sucesiones corresponden a porciones proximales del prodelta o a las barras de desembocadura distales (Orton, 1988; Bhattacharya & Walker, 1991). Por su parte, las arenas medianas masivas y bases netas se deben al emplazamiento rápido de flujos de fondo en ambientes subácueos más someros (Elliot, 1974), o a la posterior homogeneización por acción biogénica. En forma muy esporádica se producen capas sigmoidales o monticulares que indicarían cierta participación de procesos propios del medio marino en este ambiente. En conjunto estos sedimentos arenosos se interpretan como las partes medias a proximales de las barras de desembocadura (Elliot, 1974; Martinsen, 1990). La sucesión general culmina con facies gruesas canalizadas que representan los canales distributarios del sistema. La existencia de rellenos bioclásticos en algunos de dichos cuerpos confirmaría su estrecha relación con el medio marino. Por otro lado, la aparición de facies finas entre algunos de los canales, sugiere etapas parciales de abandono de los canales y acumulación en zonas interdistributarias (Orton, 1988).

6.3.2. D2 - Canales distributarios influenciados por mareas y planicies submareales

En esta asociación se incluye areniscas gruesas a finas terrígenas, que conforman cuerpos tabulares a lenticulares con bases erosivas y sucesiones estratodecrecientes, que intercalan con sucesiones arenosas más finas y tabulares (**Figs. 69** y 72). Como característica sobresaliente, las psamitas conforman *sets* sigmoidales y planares-tangenciales de variada escala (Ss) (90 cm hasta 10 cm de espesor), y con frecuencia finalizan en capas con óndulas de corriente (Sc). Si bien los bancos son en su mayoría arenosos, los recubrimientos de arcillas e intraclastos pelíticos son muy comunes, como así también la deformación sinsedimentaria de las estructuras originales (véase Fig. 42b,c). En menor medida, acompañan areniscas con estratificación entrecruzada en artesa con láminas de fango (St(b)). La bioturbación es escasa dentro de estos paquetes, y no se han encontrado restos de vegetales o de materia orgánica abundante. Sin embargo, en la base de algunos cuerpos, sí se hallaron restos de troncos, junto con intraclastos de gran tamaño y escasos niveles sabulíticos. Las direcciones predominantes de entrecruzamiento apuntan al norte (Fig. 59), aunque en forma muy subordinada hay también vectores de paleocorrientes en sentido contrario. El espesor de estos litosomas varía entre 1 y 8 m, y en sus topes se registra una delgada capa de calcarenitas masivas y fosilíferas, o bien una densidad muy alta de trazas de *Skolithos* (Fig. 73).

Entre estos paquetes entrecruzados intercalan depósitos de areniscas finas (Fig. 69), portadoras de óndulas influenciadas por olas y mareas (Sr) y limolitas con óndulas de ola (SFw). No obstante, en numerosas oportunidades la bioturbación ha hecho difícil reconocer las estructuras primarias, generando una homogeneización del sedimento limoso (SFb). La bioturbación parece incrementarse hacia el tope de los bancos. La asociación de trazas fósiles incluye a *Palaeophycus*, *Teichichnus*, *Arenicolites* y *Thalassinoides*, y también son abundantes las trazas de escape. Entre las areniscas terrígenas pueden intercalar algunos niveles de calcarenitas bioclásticas masivas. Este conjunto de sedimentitas conforma paquetes tabulares sin un arreglo granulométrico vertical definido y su espesor puede alcanzar hasta 6 metros. Sus topes son netos y generalmente están erosionados.

Esta asociación de facies se ha reconocido en la parte basal de la localidad de Rahueco y en forma subordinada también en la sección Anticlinal Loma Rayoso (Anexo I). En conjunto, esta AF alcanza los 14 m de potencia.

Interpretación. La existencia de *sets* entrecruzados sigmoidales arenosos, la variedad de escala dichos *sets*, y la presencia de recubrimientos fangosos en conjunto constituyen evidencia de influencia mareal en esta asociación (Shanley *et al.*, 1992). Las dunas transversales inferidas a partir de estas litofacies migraban al norte, es decir en dirección

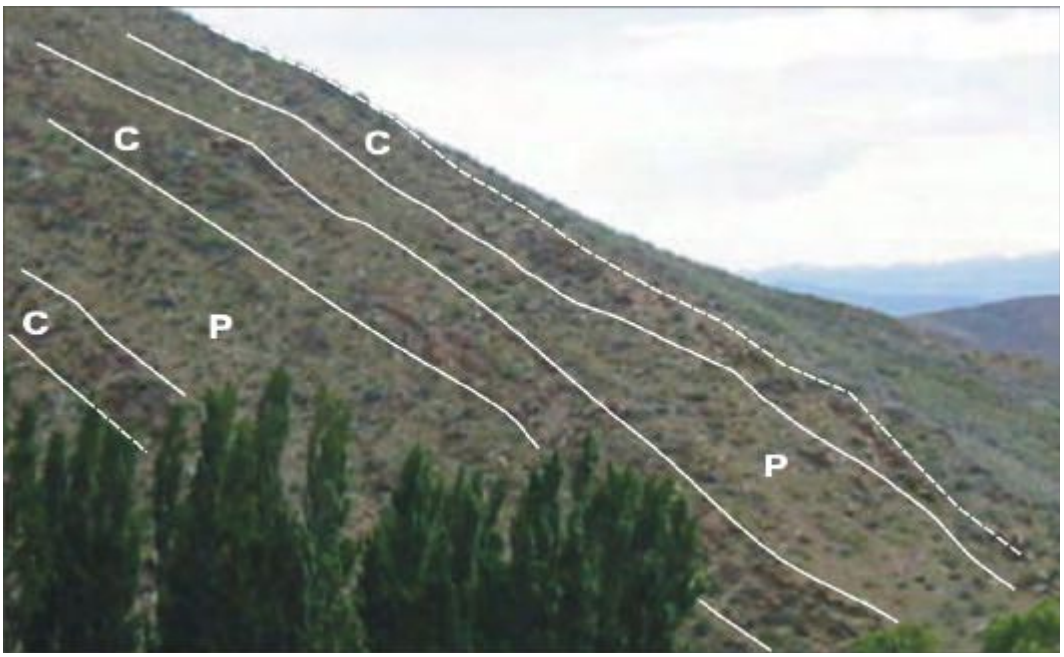


Figura 72. *Asociación de facies D2* en el perfil Rahueco (vista al NE). Las partes más gruesas corresponden a los canales deltaicos influenciados por mareas (C), mientras que las porciones menos aflorantes están conformadas por areniscas y limolitas generadas en planicies subácueas de baja energía (P). Árboles como escala.

Figura 73. Detalle de los niveles en que culminan los canales distributarios estuarinos de la asociación D2, en donde puede apreciarse una alta densidad de trazas de largos tubos de *Skolithos* (flechas). Para escala una moneda 2 cm de diámetro.

cuenca adentro, por lo que se infiere que dichas formas de lecho estaban generadas corrientes mareales de reflujo. Dichas flujos poseían a veces una etapa de decaimiento que permitía la generación de las óndulas de corriente. Sin embargo, la escasa participación de fango en estos conjuntos presupone que dichas dunas submareales eran generadas por flujos asimétricos relativamente poderosos, que impedían la preservación de importantes acumulaciones de fangolitas (Willis *et al.*, 1999). La continua agradación vertical de estas dunas generaría seguramente macroformas o barras de mayor escala (Allen, 1980).

El hecho de que estos *sets* entrecruzados con influencia mareal se presenten en litosomas con base erosiva, formas irregulares y arreglos grano y estratodecrecientes indica que representan el relleno de canales distributarios estuarinos (Maguregui & Tyler, 1991; Bhattacharya & Walker, 1991; Johnson & Levell, 1995), que poseían moderada sinuosidad y alta energía, pero eran abandonados progresivamente. Si bien, cada uno de estos paquetes está limitado en su base por una superficie de erosión, su incisión sobre los depósitos subyacentes no es mayor a 2 metros en ningún caso y el salto entre las facies no es muy brusco. Por tanto se asume que su origen se debe a variaciones propias del sistema o intrínsecas (*cf.* Spalletti, 1994), y no a sucesivos rellenos de valles incididos por retrocesos de la línea de costa (*cf.* Dalrymple *et al.*, 1994). En este sentido, Willis *et al.* (1999), han hecho notar que los canales de ambientes deltaicos influenciados por mareas pueden desarrollarse hasta varios kilómetros mar adentro, y relacionarse lateralmente con facies subácueas. Se considera entonces que las facies aquí descriptas corresponden a canales distributarios en la porción activa de un frente deltaico con fuerte influencia mareal (Allen *et al.*, 1979).

Con el consiguiente abandono del canal se produce una rápida transgresión y mayor influencia marina. De esta forma, luego de niveles de calizas delgados con evidencias de baja sedimentación y/o retrabajo, se acumulan areniscas finas con influencia de débiles corrientes de mareas y olas, en ambientes submareales de moderada energía del frente deltaico. Se interpreta que dichos ambientes se desarrollan lateralmente y mar adentro de los canales (Allen *et al.*, 1979; Maguregui & Tyler, 1991). Las condiciones de continuo espacio disponible de acomodación generan sucesiones sin arreglo definido y la cantidad de arena acumulada se encuentra en función de la cercanía a los canales distributarios. Posiblemente las trazas de escape indican mayor velocidad de sedimentación relativa en áreas próximas a los canales. En el estudio de ambientes deltaicos actuales con fuerte influencia de mareas y carga de arenas finas, por ejemplo en el delta del río Mahakam, se han reconocido sucesiones de abandono de canales distributarios similares (Allen *et al.*, 1979). Sin embargo, en ese caso y en otras sucesiones antiguas y actuales (e.g. Staub *et al.*, 2000), existe un registro de niveles intermareales en el tope de estos canales. En la sucesión aquí descripta las litofacies intermareales no han sido identificadas en forma

clara, aunque podrían estar ausentes por la erosión acaecida durante el evento transgresivo (Willis *et al.*, 1999). Otro rasgo llamativo de esta asociación lo constituye su repetición cíclica a lo largo de más de 100 m de espesor, donde sólo alternan con canales distributarios fluviales arenosos (C2). Esta situación recurrente ha sido encontrada en sucesiones de ambientes similares (Maguregui & Tyler, 1991).

6.3.3. D3 - Frentes deltaicos influenciados por mareas y olas

En esta asociación se incluye a sedimentitas que conforman sucesiones mayormente granocrecientes y decrecientes al tope (**Fig. 69**). En la base se encuentran pelitas masivas (Mm) que pasan generalmente a limolitas laminadas (Fh, Fig. 74). En ambas facies finas es muy común la presencia de nódulos calcáreos, briznas vegetales y concentración de partículas con materia orgánica. Sin embargo, los análisis de microfósiles y de palinomorfos han resultado estériles. Tampoco se han encontrado macrofósiles. Hacia arriba aparecen interestratificados de pelitas y areniscas muy finas con óndulas de ola (SFw/Fm). Estas últimas poseen trazas fósiles en baja densidad, pertenecientes a la icnofacies de *Cruziana*. Se han observado también grietas de sinéresis. Capas decimétricas de arenas más gruesas con óndulas influenciadas por olas y mareas (Sr), intercalan entre estos paquetes heterolíticos. Finalmente, pueden suprayacer areniscas finas a medianas, micáceas y mal seleccionadas, con cierta difusa laminación horizontal de alto régimen (Sh). Los trenes de óndulas se orientan de preferencia E-O (Fig. 59), y las asimétricas muestran una migración preponderante hacia el norte. Todo este conjunto posee hasta 8 metros de potencia y se desarrolla en cuerpos mayormente tabulares.

En forma transicional o ligeramente erosiva, pero siempre por arriba de facies arenosas (nunca en contacto erosivo directo sobre fangolitas), aparecen conjuntos de hasta 4 metros compuestos por capas con estratificación entrecruzada de gran escala y superficies de reactivación convexas hacia arriba (Fig. 75). Su conformación puede ser muy variable, con estratos sólo de areniscas entrecruzadas (Ss) de hasta 50 cm de potencia, o interdigitados con areniscas con óndulas (Sr) y niveles heterolíticos como los descriptos anteriormente (SFw/Fm) (Fig. 69). Los ángulos de las superficies mayores varían entre 12 y 15º y como rasgo notable de esta estructura se debe destacar los niveles finos no sufren importantes cambios de espesor en el sentido del entrecruzamiento (Fig. 75). Tanto los *sets* entrecruzados como las macroformas poseen una migración preferencial al norte, aunque se han registrado estructuras en sentido contrario. La bioturbación es leve a moderada en estos cuerpos (*Ophimorpha*?).

Esta asociación de facies se encuentra en la localidad Anticlinal Loma Rayoso y Cerro Curaco (Anexo I) y las sucesiones de facies pueden alcanzar potencias de hasta 12 metros. El arreglo general muestra sucesiones inversas con bases netas que conforman la

Figura 74. Detalle de las limolitas laminadas (Fh) en el perfil Anticlinal Loma Rayoso, que caracterizan a porciones distales de la asociación *Frentes deltaicos influenciados por mareas y olas (D3)* (tapa de cámara mide 4,9 cm).

Figura 75. Vista de las macroformas con acreción frontal que se generan en porciones proximales de los frentes deltaicos influenciados por mareas y olas (D3). Nótese que los intervalos heterolíticos finos (SFw/Fm) se desarrollan desde la base al tope de los cuerpos, en tanto que las porciones arenosos (Ss/Sc) se adelgazan ligeramente a la base. Localidad Anticlinal Loma Rayoso, geólogo de referencia.

mayor parte de la sucesión. En el tope suele encontrarse un nivel de retrabajo, a veces de granulometría psefítica fina, que pasa en forma neta a pelitas masivas. En otras oportunidades, por arriba se registra una secuencia granodecreciente con gradación a pelitas, que puede empezar en una caliza bioclástica y portar óndulas de ola.

Interpretación. Sobre la base de la abundancia de material vegetal, las grietas de sinéresis y la escasa presencia de fósiles es posible inferir que esta asociación ha estado condicionada por el súbito y periódico emplazamiento de aguas dulces, es decir por variaciones periódicas de salinidad del medio subácueo (Bhattacharya & Walker, 1991; Shanley *et al.*, 1992). Por otro lado, el aumento de la granulometría de los depósitos hacia las partes altas de la sucesión indica una progresiva somerización. Estas particularidades permiten asignarlas a ambientes deltaicos, aunque como comentaran Bhattacharya & Walker (1992), para poder confirmarlo se necesitaría una distribución en planta de las facies. Por otra parte, la influencia de corrientes de mareas en esta asociación de facies también resulta evidente; en cambio, no han sido halladas estructuras indicadoras de tormentas.

Bajo estas condiciones, los sedimentos pelíticos se han acumulado por decantación desde suspensión en los ambientes de menor energía, de bahías o prodeltaicos. Allí, no habrían existido situaciones ambientales favorables para el desarrollo de comunidades bentónicas con partes duras (o al menos para su preservación). Por su parte, los sedimentos heterolíticos limosos laminados suprayacentes sugieren la recurrencia de procesos cíclicos. A diferencia de las facies SFh/m que caracterizan a los ambientes distales de la asociación de facies D2, en estos casos no se aprecia una base neta de los sedimentos gruesos y por lo tanto se descarta la existencia de corrientes de alta densidad con poder erosivo. En cambio, parece más probable un origen similar al que propusieran Staub *et al.* (2000) para explicar la sedimentación heterolítica en las porciones distales del delta mareal del río Rajang. Según estos autores, la acumulación fina de una lámina de fango se genera por suspensión durante el máximo aporte fluvial relacionado con máximas mareas o períodos de monzones (desplazamiento de la acumulación de fango hacia aguas adentro). Durante el período de bajo flujo se formaría la capa gruesa masiva de limos por retrabajo de oleaje. Este proceso resulta parecido al que genera los depósitos de *varves* (Harris, *et al.*, 1993; Staub *et al.*, 2000). Como otro rasgo en común, los sedimentos heterolíticos recientes del delta del río Rajan también portan abundante materia orgánica y nódulos calcáreos (Staub *et al.*, 2000).

En porciones más someras del medio subácueo, tenues corrientes generadas por olas y mareas han permitido la acumulación de areniscas con laminaciones de óndula. En ellas existen escasas trazas, y faltan icnitas de organismos oportunistas, típicas de los ambientes dominados por tormentas (Pemberton *et al.*, 1992a). Las pausas de arcilla se generan durante el decaimiento o cese de dichas corrientes (Willis *et al.*, 1999). Du-

rante períodos de menor tasa de sedimentación la actividad biogénica se habría encargado de homogeneizar los materiales. Estas condiciones caracterizan a los ambientes de frente deltaico en deltas actuales con alta amplitud de marea y/o fuerte variación estacional de precipitaciones, que modifican el aporte fluvial (Harris *et al.*, 1993, Staub *et al.*, 2000; Hori *et al.*, 2002; Ta *et al.*, 2002).

Hacia arriba, la presencia de *sets* entrecruzados y abundantes intervalos heterolíticos intercalados sugieren que hacia las porciones más someras existían formas de arena más estables. Aquéllas estructuras, sumado a las numerosas pausas de fango, proveen evidencia de variaciones regulares de velocidades y dirección de flujo, e inclusive períodos sin corrientes (Shanley *et al.*, 1992; Willis *et al.*, 1999). A su vez, estas litofacies se disponen en cuerpos lenticulares, granocrecientes y con entrecruzamiento de gran escala. Se interpreta que estas macroformas representan el crecimiento de barras mareales o dunas compuestas de gran tamaño en ambientes submareales (Allen 1980; Dalrymple, 1984; Willis & Gabel, 2001).

Willis & Gabel (2001) han desarrollado una extensa discusión acerca del ambiente de formación de depósitos similares aunque de dimensiones algo mayores (hasta 12 metros de potencia). La baja selección y abundantes recubrimientos de fango de estos depósitos, así como la distribución de paleocorrientes, son características que contrastan, según los autores, con los depósitos conocidos como barras mareales elongadas o *tidal sand ridges,* formadas en ambientes marinos profundos (más de 60 metros de profundidad en algunos casos, *cf.* Reynaud *et al.*, 1999), en donde las pausas de arcilla serían menos frecuentes y las arenas muy bien seleccionadas. Por su parte, las barras mareales construidas en bocas de estuarios o en los interiores de estuarios, próximas a la desembocadura de los ríos, poseen ciertas similitudes con estas macroformas. Sin embargo, esas barras tienden a acrecionar preferentemente en sentido lateral y generar secuencias granodecrecientes. Esto se debe a que las máximas corrientes se encuentran en los canales entre las barras (Dalrymple *et al.*, 1990; Dalrymple & Rhodes, 1995). En cambio, la preservación o mayor abundancia de depósitos heterolíticos hacia las partes inferiores de las macroformas pertenecientes a la asociación de facies D3, sugiere que los máximos flujos se desarrollaban sobre las crestas de dichas barras y no sobre sus senos, puesto que de lo contrario se erosionarían los niveles más finos. Willis & Gabel (2001) concluyen que macroformas de este tipo se han formado presumiblemente en las porciones más altas de frentes deltaicos influenciados por mareas, con un aporte episódico de sedimento. Finalmente, las calizas bioclásticas en el tope de secuencias granocrecientes, a las que le suceden pelitas prodeltaicas representan depósitos de abandono y transgresivos. Con todo, no se descarta que algunos niveles heterolíticos con óndulas pudieran representar porciones intermareales por arriba de las barras (Hori *et al.*, 2002; Ta *et al.*, 2002).

6.4. Asociaciones de facies de estuarios y planicies costeras de baja energía (E)

6.4.1. E1 - Canales fluviales meandrosos de estuario superior

El rasgo más sobresaliente de esta asociación de facies es la presencia de una estratificación de mesoescala inclinada con respecto a los límites de los cuerpos alojantes (Thomas *et al.*, 1987), también denominada estratificación entrecruzada *épsilon* (*cf.* Allen, 1963). Esta estructura se presenta de dos maneras distintas (**Fig. 76**). En la forma más frecuente se compone de sucesiones arenosas repetitivas grano y estratodecrecientes de hasta 40 cm de potencia, conformadas por areniscas finas y medianas con estratificación entrecruzada en artesa de pequeñas dimensiones (St(a), de hasta 20 cm de espesor), que pasan a óndulas de corriente y laminación entrecruzada (Sc). En menor proporción se registran facies psamo-psefíticas (SGt) o areniscas masivas (Sm(a)). Constituyen cuerpos extensos en sentido lateral y separados por abundante material fino (Fig. 77). En el segundo caso, las porciones de arenas entrecruzadas pasan en el sentido del entrecruzamiento a pares fango-arena (Sc, Sm(a), Fm). En ellos se aprecian niveles heterolíticos ondulosos y flaser, y *sets* entrecruzados. Este tipo de entrecruzamiento de gran escala genera superficies sigmoidales (Figs. 76 y 78), que podrían atribuirse a verdaderas estratificaciones heterolíticas inclinadas (Thomas *et al.*, 1987; Rahmani, 1988). Los intraclastos pelíticos paralelos a las superficies de entrecruzamiento de gran escala son muy frecuentes, e inclusive llegan a formar verdaderos intervalos fangosos (Fm).

En ambos tipos de estructuras los restos de hojas y troncos suelen ser abundantes y pueden acompañar niveles delgados de conglomerados masivos en las bases (Gm, G*I*m). Por su parte, los ejes de artesas se orientan mayormente al NE-E (Fig. 59), dirección que se encuentra formando altos ángulos con respecto al rumbo de la inclinación de la estratificación *épsilon* (N-NW). Esta última posee una inclinación de bajo a mediano ángulo y puede encontrarse tanto en cuerpos tabulares y con bases poco erosivas e irregulares, como en cuerpos lenticulares canaliformes, con bases cóncavas. Sin embargo, también se ha reconocido con claridad que dichas geometrías pueden relacionarse lateralmente (Fig. 76).

Esta AF siempre muestra una tendencia general estrato y granodecreciente y su potencia oscila entre 1 y 3 m. Se la ha hallado en todas las localidades de la región Austral y en una de la región Central (APN, Anexo I).

Interpretación. Las estructuras entrecruzadas asignables a megaóndulas tridimensionales migrando a altos ángulos con respecto a la estratificación *épsilon* se interpretan como el registro que dejan las barras de punta o *point bars* (Miall, 1988; García-Gil, 1993). Es decir que evidencian la migración lateral en el margen convexo de un canal con alta sinuosidad. En los casos en que se distinguen litosomas tabulares y canaliformes

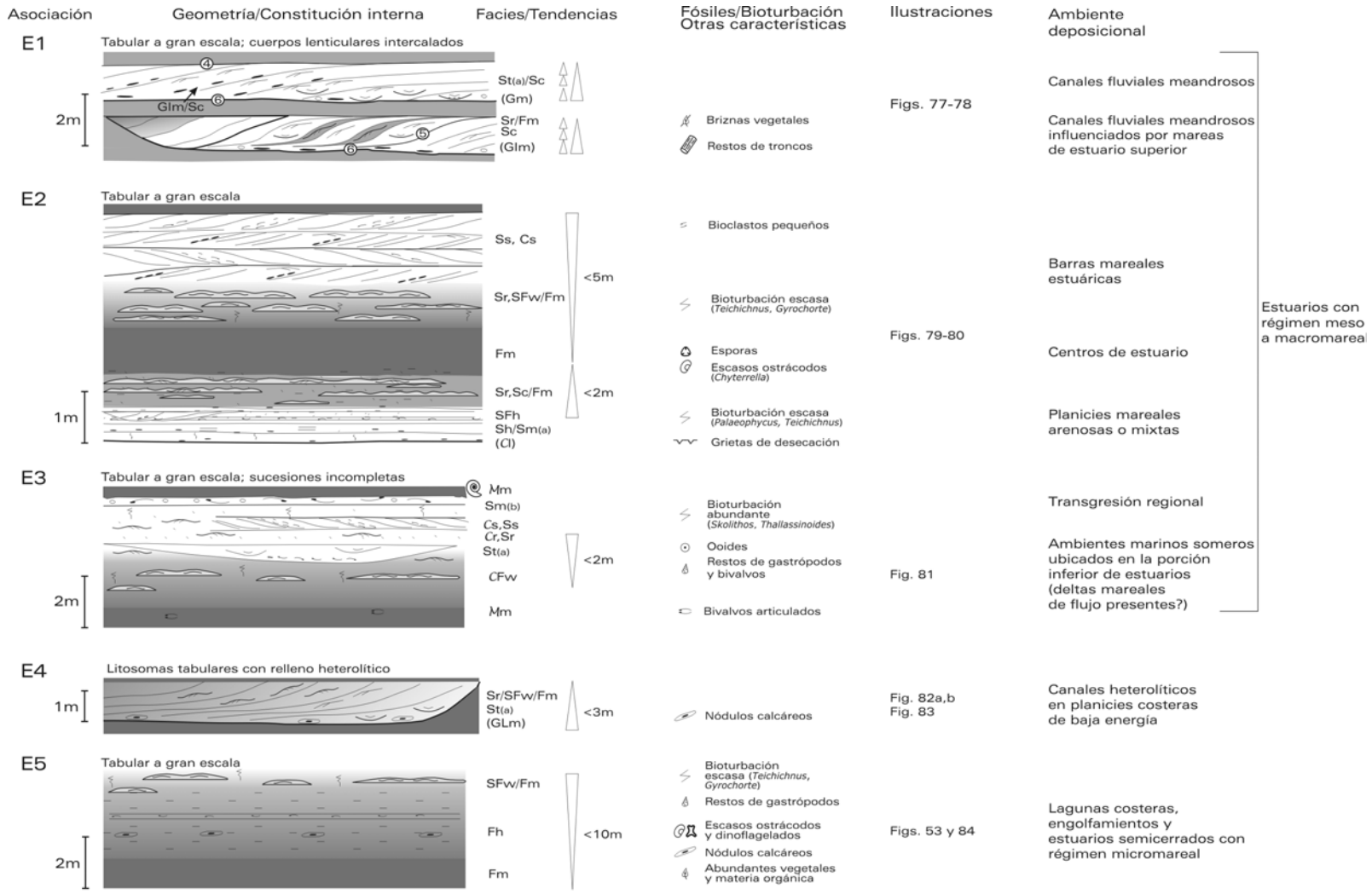


Figura 76. Asociaciones de facies de estuarios (E1-E3) y planicies costeras y lagunas costeras o engolfamientos de baja energía (E4 y E5).

Figura 77. Vista de los canales arenosos con acreción lateral de la asociación de facies *Canales fluviales meandrosos de estuario superior (E1)*. Nótese la gran proporción de finos intercalados entre los litosomas. A estos depósitos de la localidad Arroyo Pichi Neuquén le suceden acumulaciones con mayor influencia marina (asociación de facies E3).

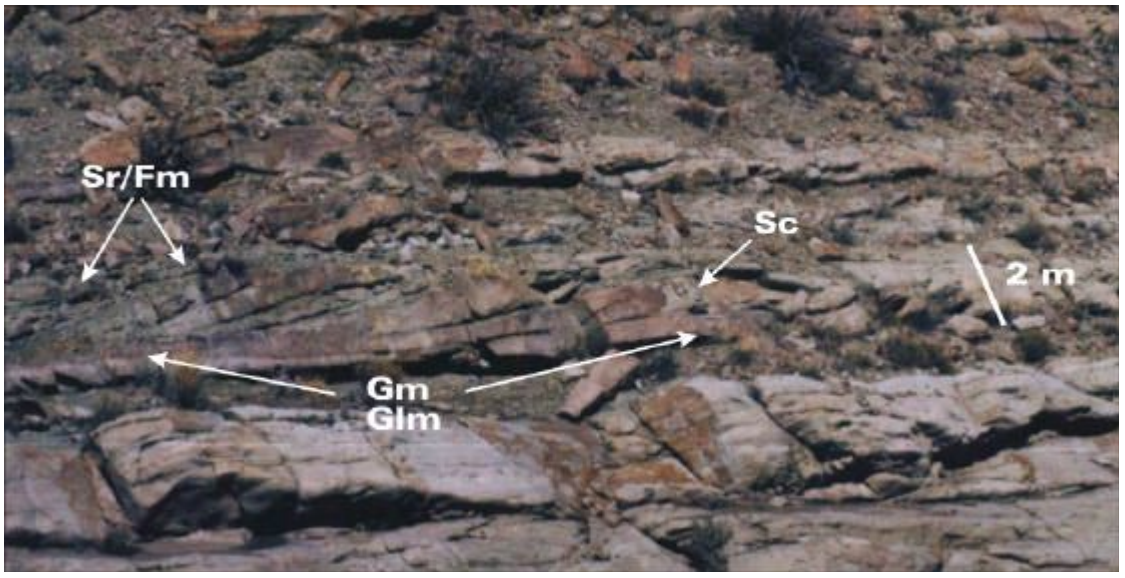


Figura 78. Depósitos interpretados como barras fluviales de acreción lateral influenciados por mareas. Se han formado en los canales más distales de la asociación de facies E1. Nótese la aparición de intervalos heterolíticos (Sr/Fm) en el sentido de la migración, pero que no llegan hasta la parte inferior de los litosomas (compárese con barras mareales de la Figura 75). Localidad Río Salado, margen izquierda.

asociados lateralmente, éstos representan la historia de un canal que fue migrando y generando la barra de punta, en cuyo caso el litosoma lenticular correspondería al último canal (Puigdefabregas & Van Vliet, 1978; Bridge, 1993).

La granulometría relativamente más fina con respecto a los canales de asociación de facies C2 revela una mayor proporción de material en suspensión y sistemas de menor energía. Por otro lado, dado que esta asociación se relaciona en forma estrecha con la siguiente (AF E2), se aprecia claramente una zona de sedimentación próxima a un ambiente marginal. Smith (1987) ha propuesto una diferenciación de barras de punta en ríos relacionados con ambientes estuarinos, en función de la distribución de particiones pelíticas e intervalos heterolíticos. Ha comprobado que aquéllas con mayor proporción de intervalos finos poseen mayor influencia de las mareas. En ese sentido, los cuerpos arenosos aquí descriptos corresponderían a barras sin influencia manifiesta de mareas, es decir que corresponderían a sistemas fluviales. En cambio, las macroformas portadoras de niveles ondulosos y flaser, y estratificación inclinada heterolítica, se habrían generado en ambientes estuarinos superiores a medios (Smith, 1987; Allen & Posamentier, 1993, 1994). Asociaciones de facies similares en ambientes antiguos han sido interpretadas también como formadas en ambientes fluviales relacionados con su aproximación a cabeceras de estuarios (Rahmani, 1988; Yhosida, 2000).

6.4.2. E2 - Planicies mareales y fangos y barras de estuario central

Esta asociación puede presentar sucesiones tanto sin arreglo definido, como granodecrecientes o crecientes, y por lo general muestra una estrecha vinculación con la asociación anterior (Anexo I). Las facies gruesas corresponden a sedimentitas arenosas y limosas con una gran variedad de estructuras mecánicas que gradan o intercalan con las pelitas (**Fig. 76**). Prevalecen areniscas medianas mal seleccionadas, en facies Sh o Sm(a), generalmente con particiones pelíticas entre medio. Con frecuencia en las arenas se han encontrado intraclastos pelíticos aplanados, paralelos a la estratificación. Otras veces se observan grietas de desecación. No obstante, uno de los rasgos distintivos de esta AF son los intervalos heterolíticos ondulosos y lentiformes (*cf.* Reineck & Wunderlich, 1968), con facies Sc y Sr intercaladas entre niveles de fango (Fig. 79). Trazas escasas de *Palaeophycus* y *Teichichnus* constituyen el único indicio de bioturbación en esta facies. Otro componente ocasional de esta asociación son los niveles de calcarenitas y calizas bioclásticas finas y masivas (*C*l), algunas portadoras de una alta densidad de gastrópodos. Si bien la mayoría de la facies se presentan en estratos tabulares, se han hallado cuerpos cóncavo-planos de escasa dimensión (menor a 0,80 m de potencia), que poseen bases bien cóncavas y erosivas, con concentración de intraclastos o bioclastos. Por arriba se rellenan con areniscas con pequeñas artesas (St(a)) o areniscas con evidencias de relleno

por acreción lateral. En tanto, los tramos de pelitas son generalmente masivos (Fm) y pueden conformar un importante volumen del total de la asociación de facies. Con respecto a su contenido fósil, solo se han encontrado restos bien conservados, pero escasos, de esporas triletes y ostrácodos (*Chyterella*). Interestratificados laminados limosos correspondientes a SFh también suelen conforman la porción más fina de esta asociación.

Las areniscas con niveles heterolíticos pueden gradar a las pelitas generando sucesiones granodecrecientes. Sin embargo, a partir de las fangolitas también se producen sucesiones granocrecientes en donde luego de areniscas con óndulas y pausas de arcilla se suceden bancos de areniscas entrecruzadas mal seleccionadas de la facies Ss y *C*s (Fig. 80). Estos paquetes tabulares de hasta 2 m de potencia producen resaltos significativos entre los sedimentos más finos y tienen topes netos. Esta AF fue identificada en la región Austral y, en menor medida en la Región Central (Anexo I); su no supera los 12 metros. Hacia el norte aumentan las litofacies portadoras de bioclastos.

Interpretación. En la porción gruesa de esta asociación de facies se aprecia una recurrencia de corrientes en fase subcrítica (Sr, Sc) o supercrítica (Sh), que alternan en forma cíclica con acumulaciones de fangos (Fm). En ocasiones, de estos fangos sólo quedan particiones pelíticas o sus vestigios como intraclastos dentro de las areniscas. Es decir que dicho ambiente esta gobernado por procesos de tracción-decantación (Spalletti, 1980), inclusive con períodos de exposición subaérea (presencia de grietas de desecación), y bajo condiciones ambientales que impiden una buena proliferación de organismos bentónicos (baja bioturbación y falta de fósiles). Estas características de sedimentación son factibles de encontrar en planicies mareales mixtas (Reineck & Wunderlich, 1968; Reading & Collinson, 1996). Allí, la acumulación de los niveles homogéneos de fango se ve favorecida por procesos de floculación y decantación y su espesor disminuye a medida que se incrementan las corrientes mareales mar adentro (Reading & Collinson, 1996). Las corrientes mareales más intensas pueden generar laminación horizontal de alto régimen en planicies arenosas (Dalrymple *et al.*, 1990; Dalrymple *et al.*, 1992). De manera subordinada, dentro de estas planicies se distinguen episodios de canalización, posiblemente como canales de mareas de corta vida. La mayor abundancia de relleno bioclástico hacia el norte indica más efectiva conexión con el medio marino.

Los depósitos finos potentes asociados verticalmente indican un área de sedimentación próxima a las arenas, pero de baja energía y sin rasgos de exposición subáerea. En algunos ambientes estuarinos actuales, en especial donde existe un dominio de procesos de olas, estas regiones se localizan en sus porciones centrales, donde los procesos fluviales y marinos (mareales y de olas) poseen la mínima influencia, y permiten la acumulación de fangos (Reinson, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992). Los cuerpos tabulares

Figura 79. Detalle de los depósitos heterolíticos que caracterizan a las planicies mareales mixtas de la Formación Mulichinco. Asociación de facies E2, en la localidad Trahuncura.

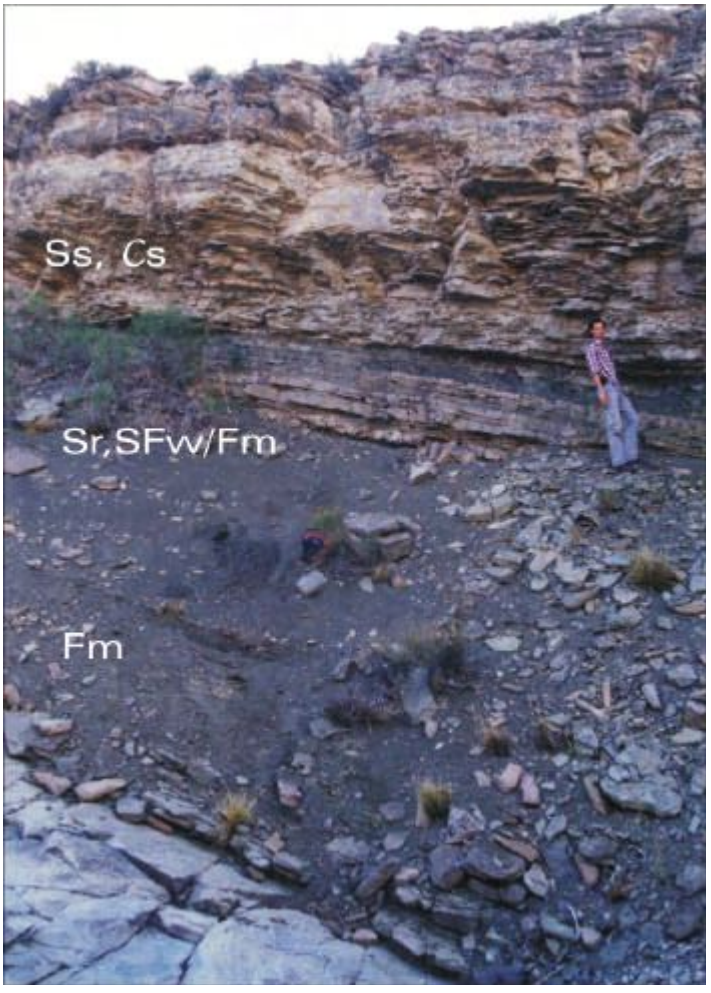


Figura 80. Sucesión granocreciente en la asociación E2, desde fangos de centro de estuario hasta barras estuarinas. Localidad Trahuncura, persona como escala.

con *sets* entrecruzados que caracterizan los topes de algunas sucesiones granocrecientes representan barras mareales estuarinas, posiblemente de formas elongadas (Allen & Posamentier 1993; Willis, 2000), que se desarrollan por arriba de los fangos debido a episodios de leve progradación de las facies estuarinas (Allen, 1991). Sus topes netos con pelitas representan un episodio de inundación local.

En síntesis, en esta asociación de facies se registran condiciones ambientales relacionadas con las partes medias, centrales o del embudo de un estuario, según las definiciones de Rahmani (1988), Dalrymple *et al.* (1992) o Allen & Posamentier (1993), respectivamente, y apoyan por lo general sobre canales pertenecientes a la asociación de facies E1, que representan condiciones de estuario superior o interno hasta decididamente fluviales. En este contexto, las facies heterolíticas y arenosas masivas reflejan el desarrollo de planicies intermareales, mientras que los fangos potentes indican condiciones de mínima energía en el centro de estuario (Rahmani, 1988). Cuando existe una progradación del estuario, facies de barras mareales coronan las secuencias. La mayor abundancia de facies bioclásticas hacia el norte indica mayor influencia del medio marino y un pasaje transicional a la asociación de facies siguiente.

6.4.3. E3 - Depósitos marinos asociados a bocas de estuarios

En esta asociación se incluye a una serie de litofacies que no poseen una tendencia granulométrica muy clara, pero en las cuales son abundantes los tipos litológicos carbonáticos o mixtos con laminación ondulítica y óndulas combinadas o de ola (*C*r, *C*Fw) (**Fig. 76)**. También se registran con asiduidad facies carbonáticas bioclásticas masivas (*C*l) o areniscas calcáreas muy bioturbadas con trazas de *Skolithos* o *Thalassinoides* (Sm(b)). Las facies con óndulas se disponen en bancos tabulares, a veces con tendencias granocrecientes desde pelitas (Fig. 81). Estos fangos pertenecientes a la litofacies *M*m portan fósiles de bivalvos infaunales articulados, pero sin presencia de amonites. La asociación se completa con litosomas discretos tabulares, de bases irregulares y ligeramente erosivas, rellenos con facies entrecruzadas en artesa (St(a)) o con *sets* sigmoidales mareales (*C*s), ambas acompañadas por abundante material bioclástico. Dichos cuerpos no superan los 2 m de potencia. En ellos los ejes de artesas apuntan en dirección norte-sur, y entre las entrecruzadas planares predominan los *sets* al sur (datos de APN, Fig. 59).

Esta asociación de facies posee una potencia variable entre 1 y 5 metros, y se la ha registrado en la región Central (APN, ALR, TRE, DRZ y RHC en Anexo I), aunque su conformación litofacial varía sutilmente de perfil a perfil. Por otra parte, en la región Austral su participación en muy escasa. El conjunto de litofacies E3 se relaciona continente adentro con la asociación E2 y tiene como particularidad estar cubierta por pelitas con amonites de la AF M4, indicando un episodio de inundación regional (Fig. 81).

Figura 81. Vista de los asociación *Depósitos marinos asociados a bocas de estuarios (AF E3)* en el perfil Anticlina Loma Rayoso. Se registran dos sucesiones estratocrecientes acumuladas en ambientes marinos con influencia de olas. Al tope están cubiertas por una superficie neta (línea), a la que sucede una sucesión de pelitas potentes portadoras por primera vez en el perfil de amonites.

Interpretación. La abundancia de restos de fósiles marinos y ooides carbonáticos apuntan a un medio que se encontraba conectado con el ambiente oceánico, en tanto que las óndulas de ola y combinadas indican influencia de olas y de mareas, sin registro importante de depósitos de tormentas. De esta manera, las sucesiones granocrecientes (*M*m, *C*Fw, *C*r) corresponderían a rellenos de albuferas (por el término inglés *lagoon*) abiertos hasta depósitos marinos someros. Por su parte, los rellenos de litosomas con megaóndulas bi y tridimensionales migrando hacia el continente demuestran influencia de corrientes mareales de flujo. Estos cuerpos podrían tener afinidad con canales mareales de flujo (Yhosida, 2000).

Esta asociación de facies, por su apilamiento, características litofaciales y la relación lateral que poseen con la E2, representa condiciones de acumulación subácuea en diferentes porciones de un estuario inferior (Allen, 1991; Reinson, 1992) o en ambientes marinos adyacentes. Sin embargo, no se han hallado facies representativas de las barreras o depósitos costeros, aunque su formación durante estadios transgresivos podría favorecer una baja probabilidad de preservación (Dalrymple *et al.*, 1992). Con respecto a este fenómeno, en todas las localidades donde este conjunto de facies aparece, se suceden pelitas marinas con amonites de la asociación de facies M4 (Fig. 81). Por otra parte, es posible que la generación de facies calcáreas y mixtas haya estado inducido por un bajo suministro de materiales clásticos.

6.4.4. E4 - Canales heterolíticos de planicies costeras

Constituyen secuencias granodecrecientes con una alta participación de depósitos fangolíticos y evidencias de canalización. Estos conjuntos desarrollan cuerpos acanalados y asimétricos, en los cuales se distingue una estructura entrecruzada de gran escala o *épsilon* con superficies de geometría cóncava-plana (**Figs. 76** y 82a). Este rasgo y la alta proporción de sedimentos finos distinguen a esta asociación de facies de la AF E1 (compárese dibujos en Fig. 76) Hacia el borde más cóncavo del litosoma se concentran los materiales más gruesos. En la base suelen encontrarse conglomerados portadores de nódulos calcáreos y gránulos (litofacies G*L*m). Inmediatamente por arriba pueden aparecer areniscas pertenecientes a la facies St(a) formando hasta un 30% de las sucesiones, aunque también pueden estar ausentes. El relleno principal está constituido por areniscas finas con óndulas de corriente, laminación ondulítica y laminación horizontal, pero en capas que como rasgo distintivo se lenticularizan (Fig. 82b) y desaparecen en pocos decímetros (tipo *pinch and swell*). Entre ellas intercalan depósitos pelíticos, generando en conjunto estructuras lentiforme, ondulosa y flaser (*cf.* Reineck & Wunderlich, 1968). En algunos casos se han hallado trazas fósiles en estos sedimentitas (*Palaeophycus*, *Teichichnus*, *Gyrochorte*). Las paleocorrientes medidas en las St(a) muestran altos ángulos con respecto al entrecruzamiento *épsilon*, que se orienta tanto al NW como al SE (Fig.

Figura 82a. *Canales heterolíticos de planicies costeras (E4)*, intercalados con fangolitas masivas. Nótese la mayor cantidad de areniscas en las porciones cóncavas de los cuerpos (hacia la derecha de la foto) y superficies erosivas rellenas con fangos (F).

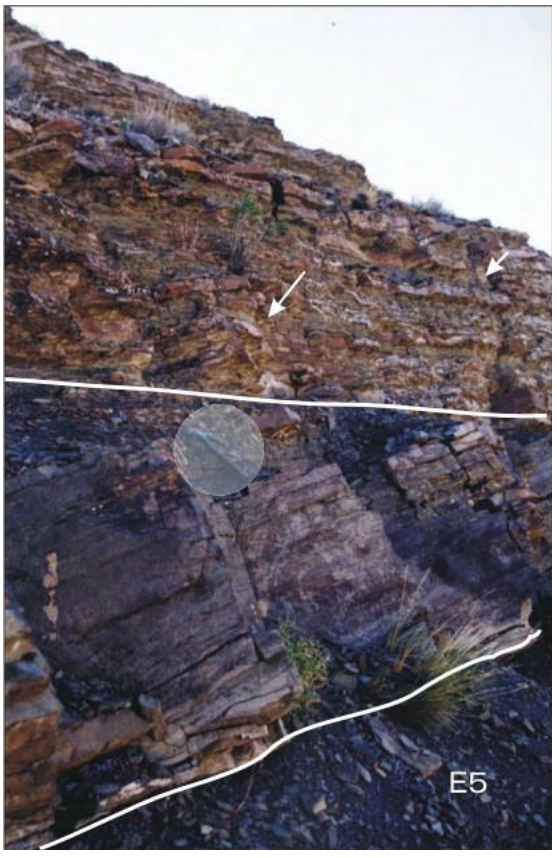


Figura 82a. Canales heterolíticos de planicies costeras (E4), intercalados con fangolitas masivas. Nótese la mayor cantidad de areniscas en las porciones cóncavas de los cuerpos (hacia la derecha de la foto) y superficies erosivas rellenas con fangos (F).

59). Sus bases son irregulares y erosivas y sus topes pueden ser netos o transicionales, con mayor proporción de fango hacia el tope. Estos cuerpos pueden estar erosionados, con rellenos posteriores enteramente fangosos. En forma adicional, cuerpos lenticulares y de poca extensión lateral (tipo *ribbon*, Friend *et al.*, 1979), rellenos con litofacies St(a), se han encontrado asociados a los litosomas heterolíticos. Los mismos no son muy comunes pero resaltan bien entre los sedimentos hospedantes más finos (Fig. 83).

El conjunto de facies E4 se ha encontrado en los perfiles Trahuncura y Río Salado y posee una estrecha relación con la asociación de facies siguiente (E5), de mayor distribución areal y con la cual se relaciona verticalmente. Su espesor varía entre 0,50 y 3 metros.

Interpretación. Esta asociación de facies representa canales activos de baja energía y alta sinuosidad, cuya carga de sedimentos se transporta en su mayoría por suspensión (Miall, 1985, 1996). Por su parte, la abundancia de pares fango-arena junto a la estratificación inclinada heterolítica puede ser interpretada como formada a partir de la migración de barras de punta con influencia mareal en ambientes marginales (Smith, 1987). Wood (1989) también realizó un análisis arquitectural en depósitos similares, indicando que los cambios en el aporte de carga local y la pendiente, controlados a su vez por los procesos de corte por el cuello y canal de descarga (procesos relacionados con evolución de meandros), poseen un fuerte control sobre la evolución y variación lateral de este tipo de macroformas. Finalmente, al igual que en la sucesión aquí descripta, Wood (1989) también reconoció canales cordoniformes entre los cuerpos tabulares, sugiriendo que los primeros representan canales de rápido corte y relleno, a los cuales sigue un evento de avulsión antes de que se pueda generar migración lateral. Por otra parte, los rellenos fangolíticos demuestran etapas póstumas de abandono, tipo lagunas semilunares.

Su relación con las sucesiones finas potentes de la AF siguiente y las características propias de estos canales indican que dichos cuerpos de pequeña envergadura drenaban aguas sobre planicies costeras de muy baja pendiente y bajo influencia mareal (Haszeldine, 1989), que desembocaban aguas abajo en cuerpos de agua conectados al medio marino.

6.4.5. E5 - Lagunas costeras y engolfamientos

En esta asociación dominan por primera vez las facies finas pelíticas, que pueden conformar paquetes tabulares granocrecientes o sin arreglo definido de hasta 10 metros de potencia (**Fig. 76**). Se compone de fangolitas masivas grises a negras y carbonosas, limolitas verde oliva y menos frecuentes niveles de mudstones. Pueden presentarse masivas (Mm) en la base, portando nódulos calcítico-sideríticos, que luego gradan hacia arriba a fangolitas con laminación horizontal (Fh) y con abundantes restos de frondes y troncos bien preservados y paralelos a la estratificación (Fig. 53a,b). En esta asociación se han reconocido escasos tubos horizontales hacia el tope (*Palaeophycus*, *Teichichnus*),

Figura 83. Vista de la mismos afloramientos que la Figura 23a, pero más hacia el noroeste. En ella se distingue un canal lenticular (espesor máximo 2,50 m), relleno con grandes artesas e intercalado entre sedimentitas fangosas. Corresponde a los canales de corte y relleno de la AF E4.

Figura 84. Detalle de niveles laminados y heterolíticos ondulosos. Pueden hallarse al tope de sucesiones granocrecientes en la asociación de facies *Lagunas costeras y Engolfamientos (E5)* o rellenar también las partes más finas de los canales heterolíticos (AF E4). Localidad Trahuncura (tapa de lente de cámara fotográfica mide 4,9 cm).

con algunos rasgos de óndulas de la facies SFw (Fig. 84). Intercalan niveles con concentración importante de gastrópodos no turritelliformes. Entre los microfósiles, se han encontrado escasos ostrácodos platycópidos y dinoflagelados. Como rasgo llamativo, se hallaron dos niveles centimétricos de limolitas blanquecinas a ocres, atribuibles con dudas a depósitos piroclásticos de caída.

Esta asociación de facies fue reconocida en todo el ámbito Austral de la zona estudiada (RSL, QTN, TRA), en donde constituye las porciones superiores de la Formación Mulichinco. Puede desarrollarse sobre asociaciones de facies estuarinas (E2, E3) mediante una superficie neta, o intercalar con los canales heterolíticos de la asociación de facies E4 (Fig. 82a).

Interpretación. Los materiales de esta asociación se han acumulado en su mayoría por suspensión en ambientes de baja energía. La abundancia de restos vegetales bien preservados, la baja densidad de bioturbación y la escasa participación de microfósiles marinos impide inferir ambientes marinos abiertos para estos depósitos. Más bien se considera factible que dicha sedimentación haya tenido lugar en un amplio espectro de ambientes marginales de baja energía, como lagunas costeras, engolfamientos o estuarios semicerrados dominados por olas (Yoshida, 2000; Anthony *et al.*, 2002), parcialmente protegidos del medio marino y con leve actividad de mareas (Reinson, 1992). Pemberton *et al.* (1992c) también han reconocido patrones verticales de bioturbación (bioturbado en la base, laminados al medio y bioturbado al tope) y asociaciones de trazas similares para ambientes de albufera/bahía. Sin embargo, tampoco se descarta que algunas sucesiones rellenen ambientes palustres mal drenados (Aslain & Austin, 1999), en planicies costeras cortadas por los canales heterolíticos (asociación de facies E4). En cualquier caso, condiciones ambientales reductoras deben haber prevalecido para permitir la generación de nódulos calcáreos con participación de siderita y preservar restos de materia orgánica (Fielding, 1984).

6.5. Asociaciones de facies de ambientes marinos abiertos (M)

6.5.1. M1 - Ambiente de playa/*shoreface* superior[1]

Esta asociación de facies se compone de areniscas silicoclásticas y rudstones que no conforman sucesiones con tendencias granulométricas definidas (**Fig. 85**). Una facies muy común en esta asociación es la litofacies Sm(b), que se presenta en capas tabulares decimétricas (Fig. 86), masivas y con escasas trazas fósiles, en donde sólo se aprecian laminaciones difusas horizontales. Las areniscas son por lo general finas a medianas,

[1] Si bien el término inglés *shoreface* podría ser traducido como cara de playa, o región circalitoral, se prefiere retener su forma original. Así, *upper shoreface* equivale al shoreface superior y *lower shoreface* al *shoreface* inferior.

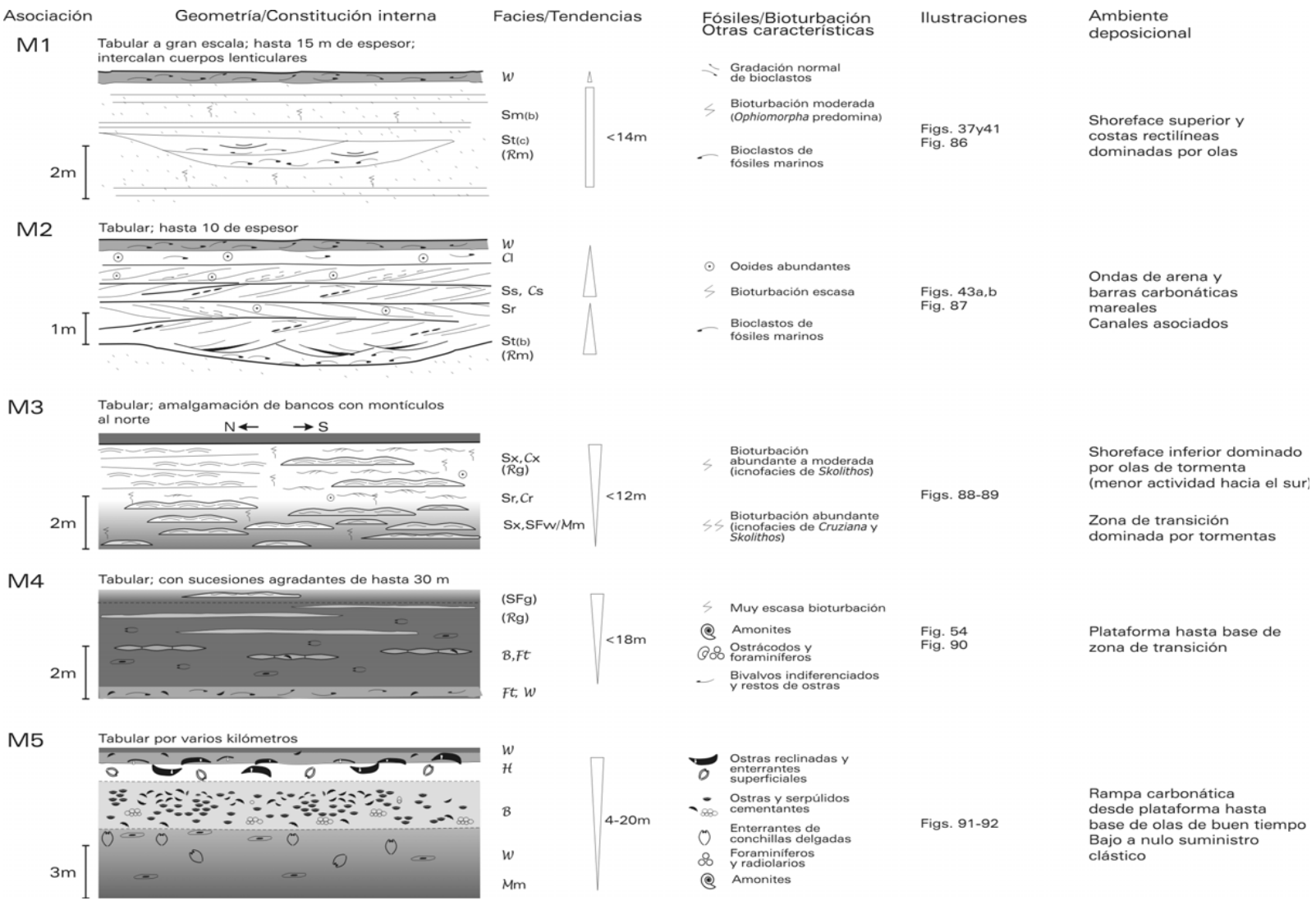


Figura 85. Asociaciones de facies de ambientes marinos abiertos clásticos (M1-M4) y carbonáticos (M5).

bien seleccionadas, cuarzosas y blanquecinas, con moderado grado de bioturbación. Facies canalizadas con relleno bioclástico grueso (*R*m) pueden intercalar entre estas areniscas (Fig. 37), seguidas por litofacies entrecruzadas en artesa de geometrías muy chatas y bioturbadas (St(c)), cuyos vectores de paleocorrientes apuntan al oeste (Fig. 59). La presencia de trazas de la icnofacies de *Skolithos* es distintiva de esta asociación de facies, aunque la diversidad es baja (dominan en forma clara tubos verticales de *Ophiomorpha* y *Arenicolites*). Los restos articulados y desarticulados de trigónidos son frecuentes.

Esta asociación comprende cuerpos tabulares de varios cientos de metros de extensión lateral y hasta 15 m de potencia. Sus topes suelen estar ligeramente erosionados y con evidencias de retrabajo, conformando capas de wackestones con gradación normal de bioclastos (*W*). Este conjunto M1 no es muy común en la unidad y se desarrolla en el sector nororiental (localidades BDL y PUC en Anexo I).

Interpretación. Esta asociación de facies tiene una clara afinidad con ambientes costaneros de alta energía dominados por olas de buen tiempo y de tormentas (Walker & Plint, 1992), cuya asociación de trazas indica porciones altas del *shoreface* (Pemberton *et al.*, 1992b). La escasa densidad de trazas y la ocurrencia de tubos verticales de *Ophimorpha* también confirman esta afirmación, puesto que en ambientes de alta energía y sustratos móviles no es sencilla la proliferación de organismos (Pemberton *et al.*, 1992c). En este contexto, los canales chatos rellenos con material bioclástico y megaóndulas muy poco asimétricas migrando en dirección mar adentro podrían corresponder a flujos de retorno durante tormentas (Clifton *et al.*, 1971).

El hecho de que no existan facies fluviales asociadas a este conjunto sugiere que se habrían desarrollado en ambientes sin importante aporte fluvial y líneas de costa aproximadamente rectilíneas (tipo *stranplains*, *cf.* Reinson, 1992). Esta asociación entonces, que se encuentra en el extremo norte del área de estudio, posee baja influencia fluvial y fuerte actividad de ola, configuración ésta muy distinta a la que se documentara más al sur. Este fenómeno refleja la gran variabilidad que existió a lo largo del depocentro durante la acumulación de la Formación Mulichinco. Por otra parte, las evidencias de retrabajo al tope indican períodos transgresivos que dejan niveles residuales bioclásticos. Esta podría ser la causa de que no se encuentren facies con raíces colonizando el tope de dichos depósitos, como existe en muchas secuencias fósiles y actuales similares (e.g. Van Wagoner *et al.*, 1990).

6.5.2. M2 - Barras elongadas submareales

Litofacies entrecruzadas de areniscas y calcarenitas, junto a la recurrente presencia de fósiles caracterizan a esta asociación. Aquí se registran sucesiones de facies con arreglos granodecrecientes o sin claro patrón de apilamiento, pero al igual que la FA anterior

pueden mostrar niveles de retrabajo al tope (**Fig. 85**). Luego de facies bioclásticas con geometría lenticular (*R*m), se desarrollan bancos de areniscas entrecruzadas con evidencias de mayor permanencia de formas de fondo y pausas de arcilla (St(b)). Estos conjuntos pueden faltar, pero no las capas tabulares de areniscas con estratificación entrecruzada planar sigmoidal y tangencial (Ss), acompañadas de areniscas óndulas de corriente (Sc) y niveles heterolíticos (ver Fig. 43a,b). Dichos depósitos constituyen las facies más distintivas de esta asociación. La moda principal de las caras de avalancha apunta al norte (Fig. 59) y no se han reconocido superficies de gran escala convexas, a diferencia de lo que ocurre en la asociación de facies D3 (Fig. 85). Niveles de areniscas con laminación ondulítica (Sr) también pueden conformar una parte importante de este conjunto de facies.

Las calcarenitas bioclásticas-oolíticas, con entratificación entrecruzada planar (*C*s) o de bajo ángulo a masiva (*C*l), pueden aparecer intercalando entre las sedimentitas terrígenas, o constituir secuencias verticales con marcado dominio calcáreo de hasta 4 m, en donde la litofacies *C*l aparece de preferencia al tope (Fig. 85). Restos de ostras, otros bivalvos de conchillas gruesas indiferenciados y gastrópodos son comunes en ellas. Los bivalvos se disponen de preferencia convexos hacia arriba. Paleocorrientes medidas en los *sets* entrecruzados muestran tendencia bimodal N-S (ALR, Anexo I). En algunos casos se han observado formas plano-convexas, con geometrías de lóbulos que se reemplazan mutuamente en dirección cuenca adentro y aparecen de preferencia al tope de secuencias progradantes (desde AF M3).

Esta asociación de facies representa a los depósitos de mayor granulometría en los niveles superiores de la Formación Mulichinco en la región Central (APN, ALR). En tanto que en el área Septentrional (PUC, BDL) están sobrepasados por la AF M1. Conforman litosomas de entre 2 y 9 m de potencia, tabulares a ligeramente lenticulares y muy extensos en sentido lateral, produciendo claros resaltos en afloramiento (Fig. 87).

Interpretación. Si bien gran parte de las facies, el arreglo general y las orientaciones de las paleocorrientes son características compartidas con el conjunto de facies D2, existe en esta asociación una importante participación de rocas carbonáticas y mixtas con fósiles marinos y mayor presencia de trazas fósiles. Por otro lado, en este caso no se registra una relación vertical con las asociaciones de facies fluviales, como tampoco se han encontrado restos carbonosos o material vegetal que sugieran cierto aporte de aguas desde un medio terrestre. De esta manera, se interpreta que estas facies dominadas por mareas constituyen canales y barras mareales en ambientes submareales abiertos. En este caso, la migración y agradación de megaóndulas bidimensionales sobreimpuestas generan ondas de arena (Allen, 1980, Dalrymple, 1984) con una acreción al norte, probablemente en sentido del máximo transporte de sedimentos (Dalrymple, 1992). Estudios de corrientes mareales

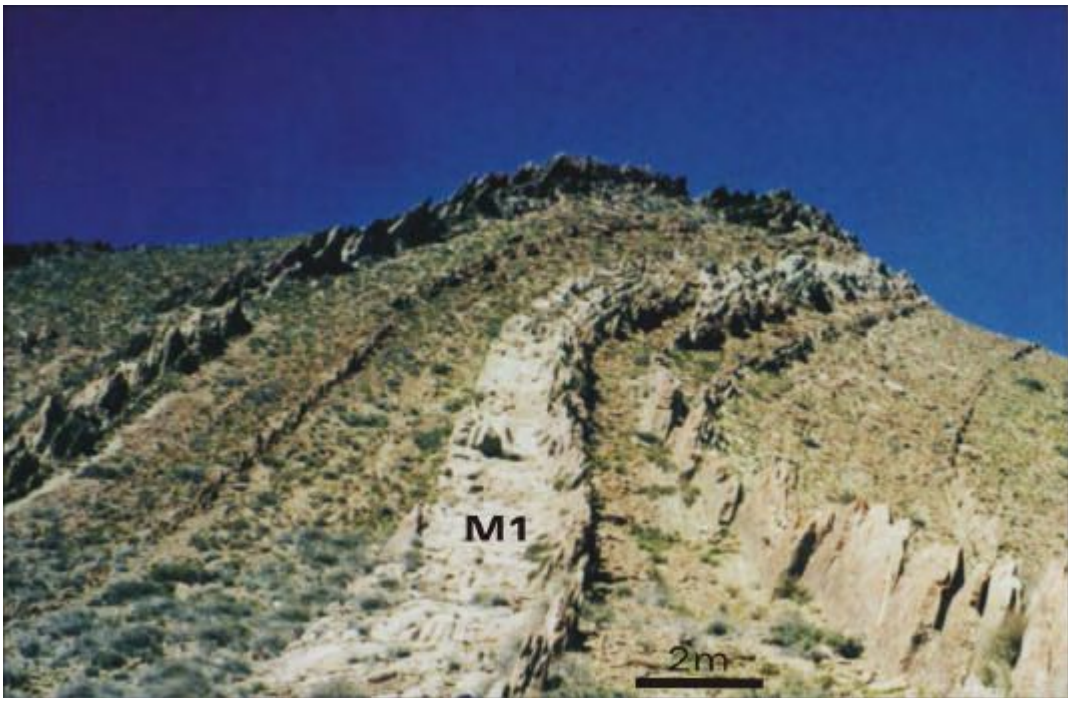


Figura 86. Vista al sur de afloramientos de la asociación de facies *Ambiente de playa/shoreface superior (M1)*, donde se destaca por su coloración blanquecina y su aspecto masivo (difusas líneas horizontales). Localidad Puerta Curaco.

Figura 87. Sucesión arenosa perteneciente a la asociación M2 en Puerta Curaco (vista al norte). Se distingue una superposición de estratos tabulares con litofacies Ss, que están separados por niveles más finos. Dichos depósitos se han interpretado como ondas de arenas submareales migrando al norte. Intercalan entre depósitos más profundos de las asociaciones de facies M3 y M4.

actuales han demostrado que éstas tienden a ser paralelas a las costas rectilíneas y volverse perpendiculares sólo en ambientes restringidos como estuarios y albuferas (McCave, 1971; Johnson *et al.*, 1982). Se sugiere entonces que estas formas de lecho se han generado por corrientes mareales asociadas a costas localmente rectilíneas (Level, 1980), que se encuentran representadas por la asociación de facies M1 (poseen estrecha relación geográfica y estratigráfica). Por su parte, los canales con dunas tridimensionales se orientan a 90 grados de las dunas bidimensionales. Esos depósitos representan canales de mareas entre las barras, aunque no se sabe con claridad si prevalecen las corrientes de flujo o de reflujo. En las porciones más distales de este ambiente y bajo corrientes mareales más débiles (en el sentido del transporte de sedimento), se desarrollaron las barras o campos de arena con óndulas (*cf.* Belderson *et al.*, 1982), con cierta influencia de olas también. Se considera que el desarrollo y arreglo lateral de facies arenosas alternando con niveles heterolíticos posee estrecha relación con ciclos de sicigia-cuadratura (Visser, 1980).

Los depósitos carbonáticos de esta asociación pueden intercalar o alternar con las barras clásticas. Estas acumulaciones representan barras o *shoals* carbonáticos (Pomar *et al.*, 2002), en los cuales se aprecia un aumento de energía deposicional al tope, por pasaje de megaóndulas a lechos planos. Cuando dichos sedimentos calcáreos se ubican al tope de las sucesiones clásticas, sugieren una relación con los episodios de abandono de las ondas de arena y disminución localizada del aporte clástico. En este sentido, los wackestones caracterizan al período transgresivo final.

6.5.3. M3 - Zona de transición y *shoreface* inferior dominados por tormentas

En esta asociación de facies las sucesiones grano y estratocrecientes son muy claras (Fig. 85). En la base se caracterizan por un interestratificado fino de fangolitas bioturbadas (Mm) y areniscas muy finas con óndulas de ola o micromontículos (SFw, Sx), cuyos bancos poseen menos de 10 cm de potencia y se acuñan en pocos decímetros. El espesor, extensión lateral y proporción de arenas aumenta hacia arriba (Fig. 88). En esta porción basal son muy frecuentes las trazas fósiles, en donde prevalecen formas de la icnofacies de *Cruziana* atravesando tanto las arenas como las pelitas (*Teichichnus*, *Bergaueria*, *Palaeophycus* dominantes, ver Fig. 50), y formas relacionadas con la icnofacies de *Skolithos* (*Gyrochorte* y *Skolithos*) sólo en los topes de las arenas. Los trenes de óndulas se orientan de preferencia E-O (Fig. 59). Cuando la bioturbación genera una homogeneización del material se generan litofacies SFb, en las que son frecuentes los restos fósiles articulados.

Las porciones más altas de la asociación están caracterizadas por montículos más potentes (Sx), a veces amalgamados y con muy poca preservación de niveles pelíticos (Fig. 88). En la base de estos bancos aparecen los concentrados bioclásticos basales con gradación al tope (Rg). Los topes poseen moderada a alta bioturbación, en donde

desaparecen las trazas relacionadas a la icnofacies de *Cruziana*. En dichos techos también se han observado ondulas simétricas o ligeramente asimétricas con migración hacia el sur. Dentro de estos paquetes más arenosos, también se registran niveles en donde disminuye la proporción de capas con estratificación entrecruzada monticular y aumenta en forma considerable el espesor de sucesiones de areniscas finas y calcarenitas con óndulas combinadas (Sr, *C*r, Fig. 89). En este caso, los trenes de óndulas también se orientan en su mayoría en sentido E-O y se aprecia una gran densidad y diversidad de trazas fósiles.

Las sucesiones grano y estratocrecientes características de esta AF pueden alcanzar los 12 m de potencia (Fig. 85). Se presentan en cuerpos tabulares con bases transicionales desde el conjunto de facies M4 o, más raramente, con bases netas. Los topes son netos o gradacionales y a veces faltan las porciones enteramente arenosas, generando secuencias incompletas. La asociación M3 con predominio de facies terrígenas es frecuente en porciones inferiores de la Formación Mulichinco en toda la región Septentrional. En tanto, esta misma AF, pero con mayor proporción de litofacies mixtas y calcáreas es muy común hacia la porción superior de la unidad en las regiones Central y Septentrional (Anexo I).

Interpretación. La gran abundancia de estructuras mecánicas generadas por flujos oscilatorios indica una fuerte influencia de olas en la sedimentación de arenas de esta asociación de facies (Walker & Plint, 1992; Johnson & Baldwin, 1996). Por su parte, la gran cantidad de trazas fósiles, la existencia de invertebrados marinos y la asociación vertical con depósitos pelíticos potentes con amonites (ver más abajo) sugieren que estas sucesiones se han generado en medios marinos abiertos (Fürsich, 1995).

Hacia la base de la sucesión, las capas individuales indican retrabajo de arenas durante tormentas y posterior decantación de arcillas durante el período de buen tiempo (Bridge & Willis, 1994; Duke, 1985; Colquhon, 1995). Las capas con óndulas de ola se formarían durante flujos oscilatorios débiles, mientras que los *sets* de micromontículos corresponderían a flujos más poderosos (Willis & Gabel, 2001). Estas condiciones caracterizan a los ambientes marinos ente el nivel de base de olas y el de tormenta (Duke *et al.*, 1991, Krassay 1994.), es decir a la "zona de transición" (Reading & Collinson, 1996). El contenido de la asociación de icnitas, en donde se distingue una *suite* residente (icnofacies de *Cruziana*) y otra oportunista (icnofacies de *Skolithos*) también confirmaría dicho ambiente de sedimentación (Pemberton *et al.*, 1992a,c). En aquellos casos donde el ritmo de sedimentación ha sido relativamente bajo o el material arenoso quedaba mayormente entrampado en porciones más proximales, la proliferación de organismos

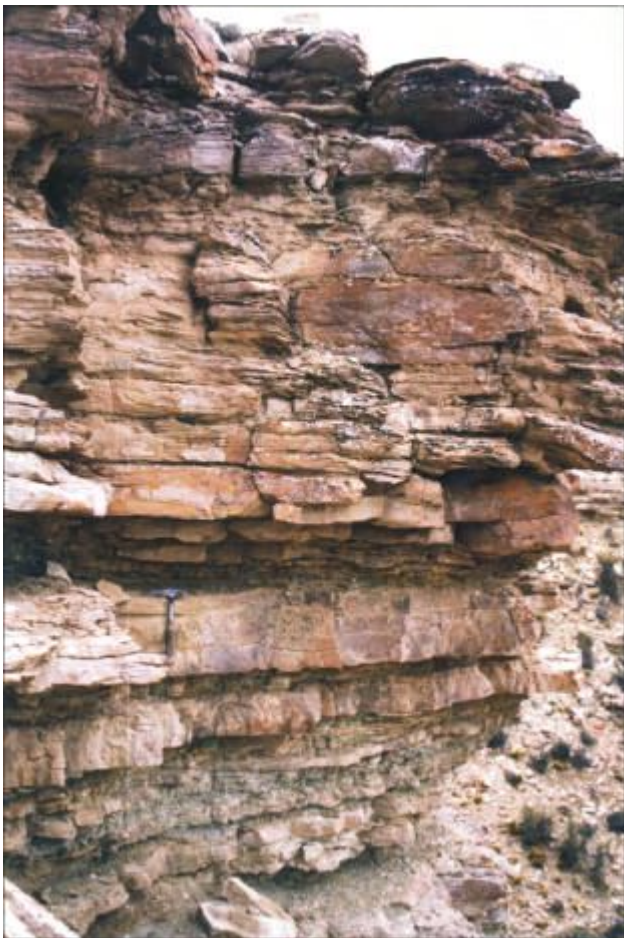


Figura 88. Sucesión distintiva grano y estratocreciente de la asociación M3, en donde los niveles inferiores representan condiciones alternantes de buen tiempo (fangolitas) y tormentas (capas de arena monticulares). Hacia arriba se desarrollan niveles arenosos más potentes, que se amalgaman entre sí y evidencian una progresiva somerización del medio marino. Perfil Casa de Piedra, piqueta de escala (33 cm de longitud).

Figura 89. Detalle de la asociación M3 en el perfil ALR. A diferencia de lo que ocurre más al norte, aquí disminuye la frecuencia de capas con montículos y se incrementa la participación de facies calcáreas con laminación ondulítica. Nótese la presencia de bioclastos (flechas).

bentónicos y otros bioturbadores móviles han generado fuerte homogeneización del material.

Por arriba desaparecen progresivamente las pelitas, indicando mayor retrabajo y energía de las corrientes. Estos flujos oscilatorios o combinados favorecen la sedimentación de capas de arenas con montículos más grandes y extensos. Aquí son más abundantes también los concentrados de restos esqueletales alóctonos, que no alcanzan porciones más distales del medio marino. Al igual que lo inferido por otros autores, el desarrollo de paquetes tabulares con gran influencia de acción de tormentas se interpreta aquí como generado en condiciones de *shoreface* inferior, es decir en porciones de la plataforma interna cercanas al nivel de base de olas de buen tiempo (Cheel & Leckie, 1993; Prave *et al.*, 1996). En esos ambientes el retrabajo del oleaje permanente es intenso y modifica sustancialmente la morfología original del depósito (Brenchley *et al.*, 1993). Sedimentación de arenas en parches acumuladas por tormentas que luego se amalgaman para dar depósitos continuos es propio de ambientes de *shoreface* inferior actuales (Siringan & Anderson, 1994).

Sucesiones grano y estratocrecientes similares han sido interpretadas como debidas a la progradación de partes distales a medias de costas dominadas por olas (Walker y Plint, 1992; Shanley & McCabe, 1995). Sin embargo, al comparar las distintas localidades de la región Septentrional en el intervalo inferior de la Formación Mulichinco, se nota una disminución hacia el sur de la frecuencia o intensidad de los flujos oscilatorios en los ambientes por arriba del nivel de olas de buen tiempo. Se considera que esta situación refleja ambientes más protegidos en donde interactúan corrientes débiles de mareas y de olas, y que fueron esporádicamente afectados por tormentas vigorosas (Molgat & Arnot, 2001).

6.5.4. M4 - Plataforma externa

Aquí se agrupa a depósitos pelíticos masivos preponderantes, portadores de macrofósiles en buen estado de conservación (**Fig. 85**). Los bivalvos y amonites son los más comunes, aunque también se registran gastrópodos y restos de ostras. Cuando los fósiles se concentran, se generan delgadas capas bioclásticas irregulares o "bochones" de ostreoideos pequeños cementantes (litofacies $\mathcal{B}$), o de otros restos conchiles que se agrupan en forma indiferenciada (litofacies $\mathcal{FT}$). En este último caso, sucesivas capas decimétricas pueden amalgamarse, dando lugar a bancos más potentes (hasta 1 m por lo general). En ellos es frecuente hallar una mezcla de faunas bentónicas epi e infaunales y arreglos granodecrecientes a wackestones ($\mathcal{W}$). También pueden encontrarse granos de glauconita. Si bien los finos presentan masividad, la bioturbación no es muy abundante y sólo se han hallado *Chondrites* en baja densidad. Por su parte, la asociación de

microfósiles más frecuente en las fangolitas se compone de foraminíferos (mayormente de pared calcárea) y ostrácodos (platycópidos en su gran mayoría). En forma esporádica pueden intercalar entre los niveles pelíticos estratos centimétricos de limolitas laminadas y gradadas (SFg, Fig. 90), o más raramente limolitas con óndulas simétricas (SFw). Ambas litofacies pueden tener bases conchiles ($\mathcal{R}$g) e irregulares.

Los contenidos de carbonato de las fangolitas aumentan hacia el norte, y en determinado sectores son verdaderos mudstones. Por su parte, los nódulos calcáreos son frecuentes y pueden generar capas extensas.

Esta asociación de facies es muy abundante en el flanco occidental de las regiones Central y Septentrional, especialmente en el tramo medio a superior de la unidad (DZN, RHC, CDP, en Anexo I). Allí prevalecen arreglos sin tendencias definidas, inclusive por varias decenas de metros. En cambio, hacia el flanco oriental de estas regiones (APN, ALR, CCC, PUC, BDL), los arreglos pueden mostrar leve tendencia granocreciente en donde se incrementa hacia el techo la proporción de limolitas con estructuras mecánicas. En estos casos, menor potencia y pasaje hacia la asociación M3 es común.

Interpretación. Los depósitos pelíticos representan condiciones duraderas de sedimentación por decantación a partir de suspensiones, con muy baja energía cinética de fondo (Brenchley *et al.*, 1993). Esa situación se vio alterada en forma esporádica por eventos de mayor energía que acumularon niveles delgados de limolitas con estructuras mecánicas. Dadas sus características, estos sedimentos han sido transportados y depositados por flujos turbidíticos diluidos modificados por olas (Myrow & Southard, 1996). Flujos similares podrían ser los responsables de reorientar y concentrar elementos fósiles (pinnas, lucináceos, nuculoideos), autóctonos o paraautóctonos, en el fondo marino, inclusive sin aporte de sedimentos clásticos (Kidwell & Bosence, 1991). En cambio, la concentración de fósiles articulados y bioclastos gruesos, con rasgos de incrustación no se debería a procesos eventuales. Más bien se interpreta que se han formado por retrabajo mecánico (débiles corrientes) y biogénico durante períodos en donde la producción biogénica de partes duras excedía por mucho la sedimentación terrígena (Fürsich, 1995). La generación de delgados niveles con ostras cementantes, así como el alto grado de incrustación apuntan también en ese sentido (Kidwell, 1991b).

Ambientes marinos abiertos, de salinidad normal y aguas templado-cálidas están registrados por esta asociación de facies y su contenido fósil (Ballent, 2001). Los sustratos eran blandos, con buenos a deficientes tenores de oxigenación, tal cual lo evidencia la coloración verdosa de los sedimentos, la escasa y selectiva bioturbación por *Chondrites* y la presencia de lucináceos (Brencheley *et al.*, 1993; Aberhan, 1993). En síntesis, estas condiciones tuvieron lugar en un ambiente por debajo del nivel de olas de tormentas, es

Figura 90. Detalle de los *Depósitos finos de plataforma (M4)*, en donde paquetes pelíticos intercalan con delgados niveles laminados. Estos últimos representan flujos turbidíticos muy diluídos influenciados por olas de tormenta.

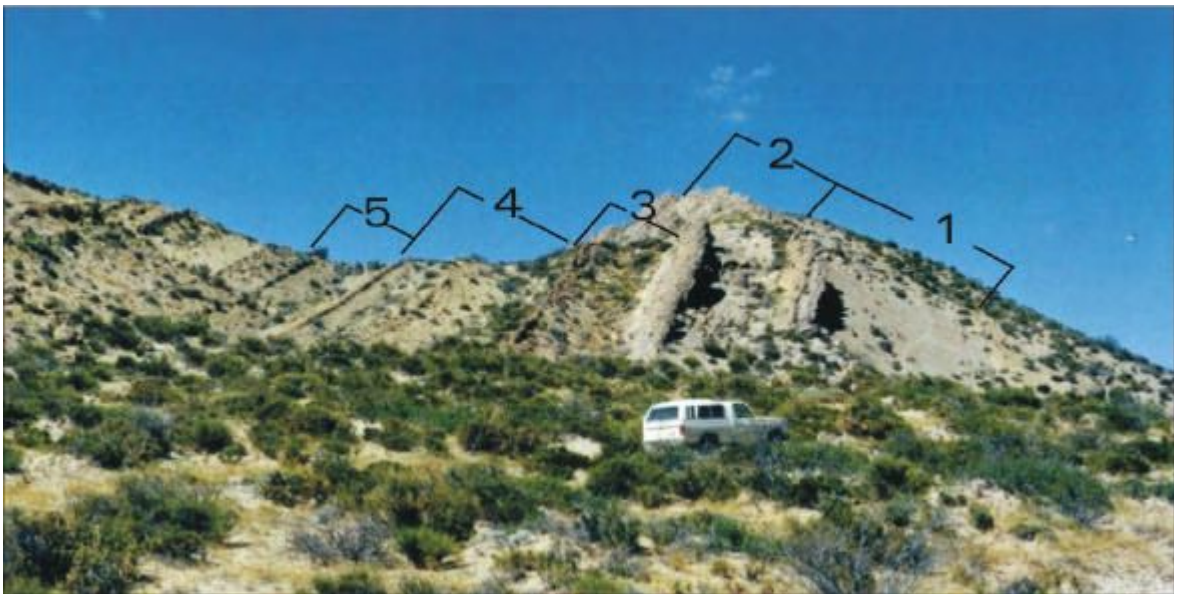


Figura 91. Vista al sur en Barranca de Los Loros, donde se aprecian cinco ciclos pertenecientes a la asociación *Sucesiones carbonáticos marinas (M5)*(camioneta como escala). Veánse detalles en Figura 92.

decir en la plataforma externa (Prave *et al.*, 1996; Colquhoun, 1995). Si bien existen porciones del medio marino que permanecieron por mucho tiempo en estas condiciones batimétricas (patrones agradacionales), otras sucesiones registran progradación con mayor abundancia de niveles influenciados por tormentas al tope (pasaje a zona de transición).

6.5.5. M5 - Sucesiones carbonáticas marinas

Esta asociación de facies está compuesta mayoritariamente por rocas carbonáticas o mixtas. Se han reconocido sucesiones con potencias de entre 6 y 20 metros (**Fig. 85**). Un análisis de detalle fue realizado con paleobiólogos del Museo de La Plata en la localidad BDL (Schwarz *et al.*, 2001). Allí se reconocieron cinco ciclos que componen un espesor de 50 m (Fig. 91). A modo de ilustración general acerca de qué datos fueron relevados y cuál fue su análisis se presenta la **Figura 92**.

En los ciclos cuya base está expuesta, aparecen margas a mudstones verdes poco bioturbados y con amonites dispersos (*M*m), a los que sobreyacen gradualmente wackestones masivos (*W*), con restos de bivalvos infaunales de conchillas delgadas, que pueden mostrar concentración hacia el tope. En estas sedimentitas se han hallado radiolarios y foraminíferos (Ballent, 2001). Por encima, en la mayoría de los casos, se sucede la litofacies *B*, es decir los boundstones de ostras y serpúlidos (*Ceratostreon, Parsimonia y Sarcinella*, ver Tabla 7). Esta litofacies es distintiva de la asociación, con un mayor predominio de ostras en la mitad superior. En la base pueden encontrarse nódulos calcáreos y horizontes con concentración de amonites (Fig. 85). La porción de granulometría más gruesa y con mayor afinidad clástica de estas sucesiones (litofacies *H*), se presenta en capas menores a 1m. En ellas prevalecen bivalvos infaunales someros de valvas gruesas y ostras reclinadas, aunque también se hallaron equinoideos (Tablas 6 y 7). Estas sedimentitas poseen concentración de ostras al tope, a la vez que empeoran sus parámetros tafonómicos (Fig. 92). Los ciclos culminan con delgados wackestones en donde disminuye la proporción de restos conchiles al techo, hasta alcanzar nuevamente margas masivas (*M*m).

Patrones de apilamiento muy similares fueron posteriormente encontrados en otras secciones (CAP, PUC y CCC en Anexo I), lo que significa una faja de afloramientos en sentido norte a sur de por lo menos 35 km (Figs. 14 y 22). Esta extensa correlación permite postular que las inferencias hechas en el presente apartado corresponden a una situación que se registraba en gran parte de la zona este de la región Septentrional. En el sector oeste en cambio (perfil CDP), no se reconocen ciclos en forma tan clara, pero sí son muy potentes las facies de biolititas de ostras (*B*), posiblemente por amalgamación de sucesivos bancos. Todos estos depósitos del conjunto de facies M5 aparecen en forma brusca sobre sedimentitas clásticas arenosas y pelíticas de las asociaciones M3 y M4.

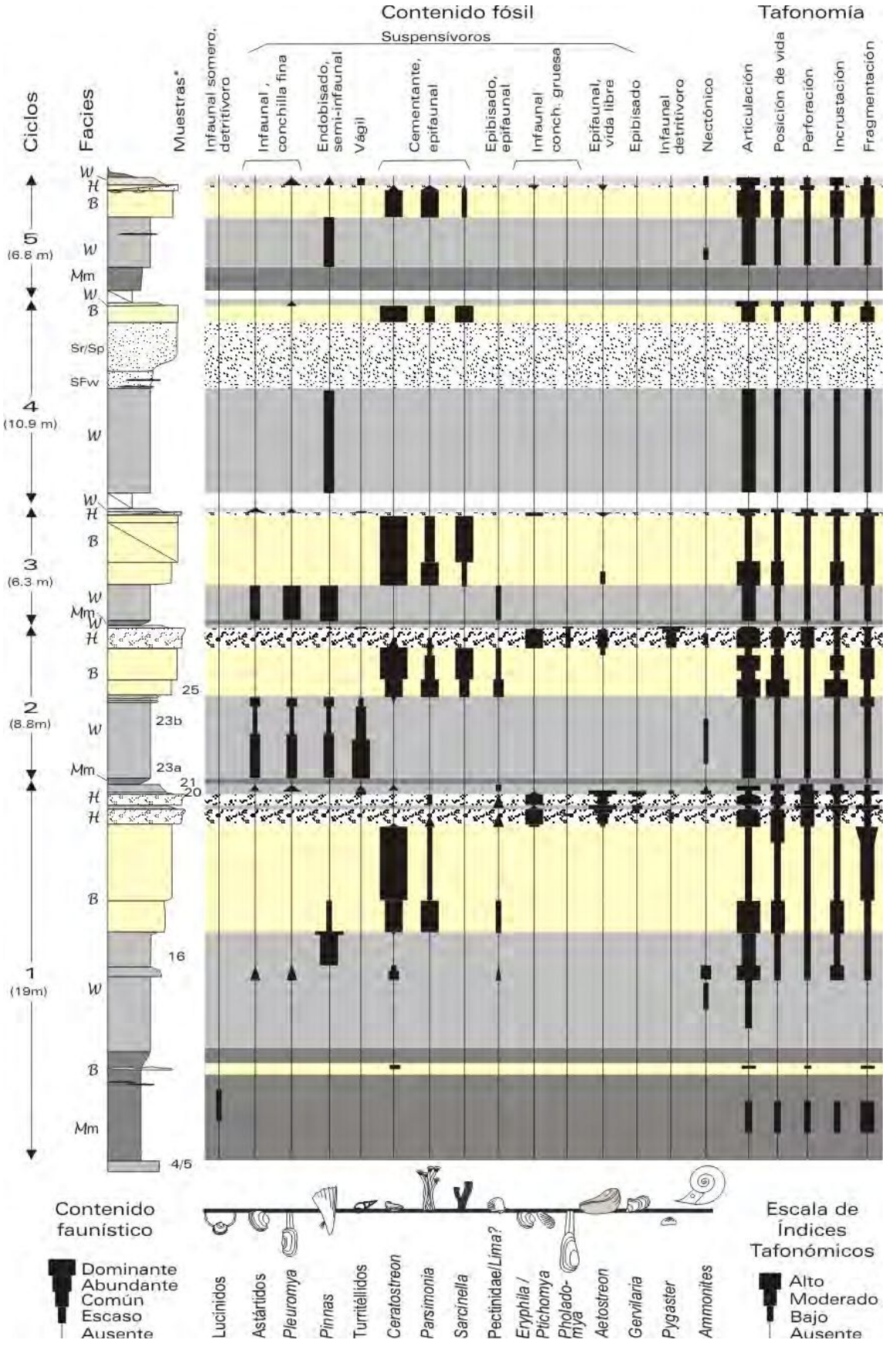


Figura 92. Detalle de facies, contenido fósil (agrupado por modo de vida) e índices tafonómicos analizados en los ciclos de la localidad BDL. Muestras*: muestras en las que se hallaron microfósiles.

Interpretación. Analizada desde un contexto global, la fauna preservada (macro y microfósiles), es de baja diversidad y dominada claramente por pelecípodos (Aberhan, 1994). Desde un punto de vista de las estructuras tróficas, las asociaciones faunísticas descriptas corresponden entonces al tipo "*heterozoan*", ya que se encuentran conformadas por organismos que en su mayoría son independientes de la luz y se han desarrollado en climas templado a templado-cálidos (Lukasic *et al.*, 2000).

En estas asociaciones fósiles de la Formación Mulichinco los taxones estenohalinos (que no aceptan fluctuaciones de salinidad) poseen poca participación. De grupos actuales típicamente estenohalinos como los braquiópodos articulados, corales, esponjas, briozoarios, grandes foraminíferos, equinodermos y cefalópodos (Pickerill & Brencheley, 1991), sólo los dos últimos se han hallado representados en la unidad. Considerando que la mayoría de estos grupos han sido también estenohalinos en el pasado (*cf.* Fürsich, 1995, aunque el mismo autor indica que el actualismo debe ser siempre tomado con precaución), una asociación fósil sin dominio de estos grupos apunta hacia ambientes con fluctuaciones de salinidad o salinidades que se desvían de la marina normal (Fürsich, 1995). Dichas regiones pueden ser mayoritariamente ambientes marino-marginales o cuerpos de agua extensos semicerrados (Pickerill & Brencheley, 1991). Dado que en la asociación litofacial no existen evidencias de influencia continental (*contra* Fürsich, 1981), se interpreta que todo el ambiente se ha comportado como un mar interior somero (engolfamiento), posiblemente afectado por variaciones de salinidad. Banerjee & Kidwell (1991) han propuesto configuraciones paleogeográficas similares en un análisis de faunas con requerimientos ambientales similares del Cretácico Inferior del Western Interior de Canadá. Con todo, no es posible tampoco descartar que la ausencia de organismos estenohalinos se deba a deficiencias de oxígeno, bajas temperaturas o alta turbidez, o una combinación de algunos de estos factores de control oceánicos (Fürsich, 1995).

La configuración de mar somero puede haber estado relacionada con una mínima pendiente deposicional y muy baja energía cinética. En este contexto se generaron fajas muy bien definidas de facies, desde margas masivas en las zonas más profundas hasta calcarenitas híbridas con abundante material retrabajado en condiciones de máxima energía. Sin embargo, considerando la sucesión de facies vertical, y a diferencia de los modelos clásicos de rampas, las litofacies de biolititas (*B*) se habrían formado en porciones medias a externas de la rampa, y no hacia la rampa interna o albufera. Dada extensión de las bioconstrucciones con ostras y serpúlidos pequeños, se considera posible que hayan generado un sustrato endurecido a lo largo de amplias áreas del ambiente marino con débil influencia de corrientes. Como ya lo postularan Elder (1991) y Brett (1995), semejante proliferación de organismos epifaunales cementantes implica, necesariamente, un período de tiempo caracterizado por mínimo a nulo suministro clástico.

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Tesis Doctoral

Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano), en el sector septentrional de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina

Tomo II

Lic. Ernesto Schwarz

Director: Dr. Luis A. Spalletti

Marzo de 2003
La Plata, Argentina

CAPÍTULO 7: SISTEMAS DEPOSICIONALES

7.1. Ambiente deposicional de la Formación Mulichinco

Las fuertes variaciones laterales y verticales que reflejan las sedimentitas de la Formación Mulichinco, y que han sido expuestas en el capítulo precedente, son el resultado de la compleja interacción entre la geometría de la cuenca, el régimen hidrográfico, el clima, la tectónica regional y la eustacia. Se considera que las tres primeras variables responden a condiciones de largo término (varios millones de años) dentro del esquema estratigráfico del Cretácico Temprano de la cuenca, y por lo tanto pueden ser presentadas aquí como forma de dar un marco general a los sistemas de acumulación que se han interpretado para la Formación Mulichinco. El rol de la tectónica y la eustacia como controles extrínsecos de esta sucesión será discutido en un próximo apartado, luego del análisis estratigráfico-secuencial de la unidad.

7.1.1. Contexto geológico y geometría de la cuenca

La Cuenca Neuquina se localiza en el margen suroeste del megacontinente Gondwana y tuvo su origen hacia fines del Triásico bajo un régimen extensional y subsidencia mecánica (**Fig. 4)**. En el Cretácico Temprano, hacía largo tiempo que la cuenca se encontraba en una etapa de *sag*, relacionada con un patrón de subsidencia regional producido por enfriamiento térmico (Vergani *et al.*, 1995). Otras numerosas cuencas se desarrollaban en forma concomitante en dicho margen occidental gondwánico, desde la actual Venezuela hasta la Patagonia Austral, todas ellas relacionadas con la existencia de un margen de convergencia al oeste que potenciaba el crecimiento de un arco volcánico (**Fig. 93**, Spalletti *et al.*, 1999). De esta manera, durante el intervalo Tithoniano-Hauteriviano, la sucesión sedimentaria neuquina se acumulaba en una cuenca de trasarco-retroarco (*cf.* Franzese & Spalletti, 2001), con subsidencia relativamente constante, pero afectada por sistemas trastensionales y transpresivos de carácter local (Uliana & Legarreta, 1991).

La existencia del arco magmático para tiempos neocomianos se encuentra bien documentada en la región andina chileno-argentina por la presencia de potentes sucesiones de rocas volcánicas y volcaniclásticas (vulcanismo dominado por extensión, Cristallini & Ramos, 1996). Sin embargo, su actividad en la Cuenca Neuquina durante ese lapso posee un pobre registro, y sólo se conoce que tuvo expresión como delgados niveles de cenizas acumulados en ambientes subácueos (Spalletti *et al.*, 2001; Sagasti, 2002). Desgraciadamente, las dataciones sobre las secuencias volcánicas andinas del Cretácico Temprano han proporcionado edades mínimas por rejuvenecimiento de los sistemas térmicos (Ramos & Cingolani, 1989; Cristallini & Ramos, 1996). Por lo tanto, no se puede saber a ciencia cierta su exacta posición temporal, y resulta hasta el momento

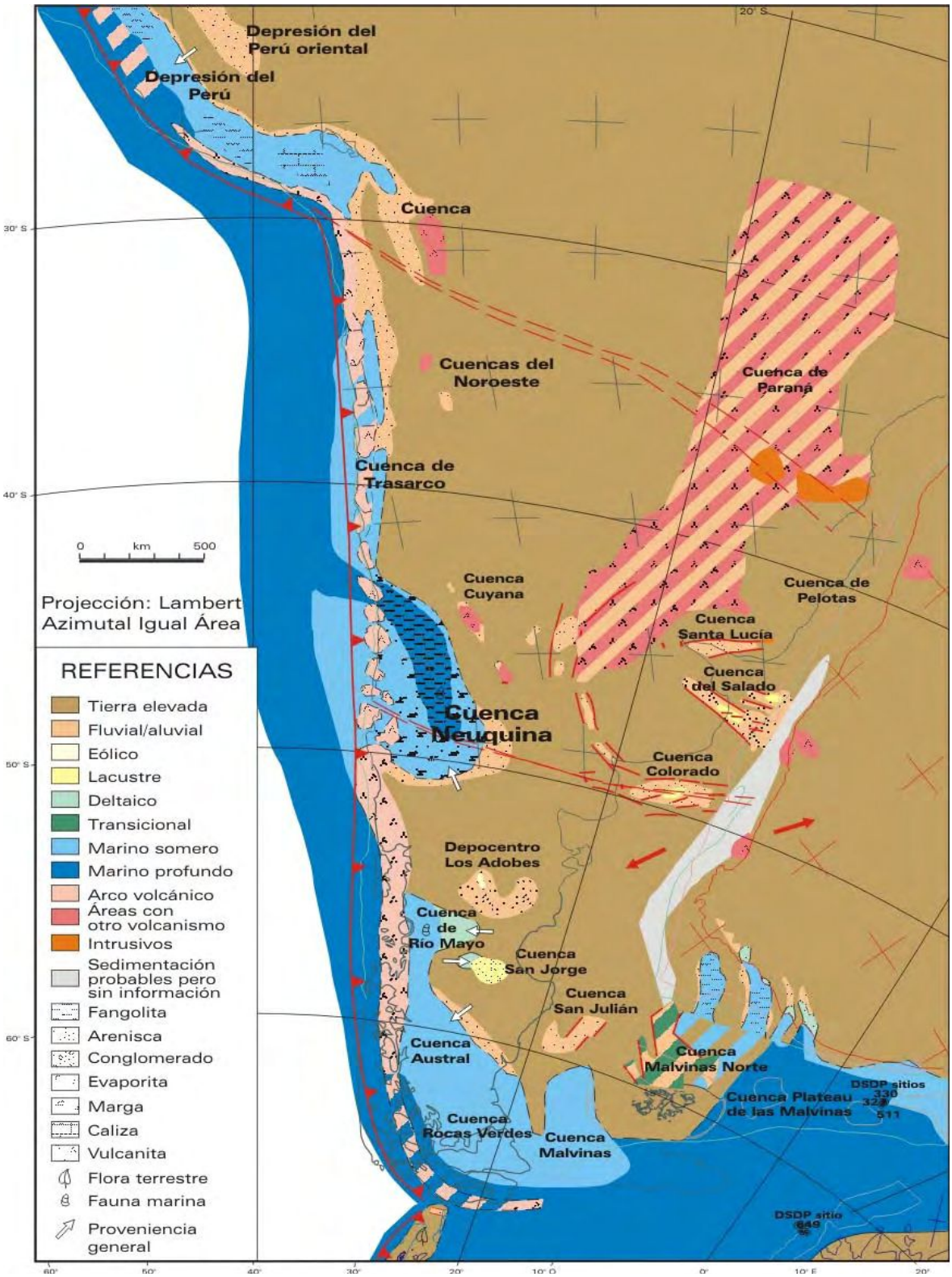


Figura 93. Reconstrucción paleogeográfica esquematizada del margen occidental de Gondwana entre la Península Antártica y Perú, para el intervalo Valanginiano-Huateriviano (ca. 135 Ma). Tomado de Spalletti *et al.* (1999).

imposible ponderar episodios volcánicos con respecto a los eventos tectono-eustáticos que han producido importantes discontinuidades en el registro estratigráfico neocomiano de la Cuenca Neuquina.

Si bien la actividad del arco magmático en el ambiente de trasarco-retroarco en la Provincia del Neuquen no se manifestó en forma de potentes depósitos lávicos o piroclásticos, la situación geotectónica sí incidió de manera significativa en cuanto a la configuración del ámbito marino. Así, durante gran parte del Cretácico Temprano la acumulación marina tuvo lugar en una extensa plataforma con un margen pasivo de muy baja pendiente y discreta subsidencia al este (Mitchum & Uliana, 1985). Por dicha ubicación geográfica, el mar neuquino puede considerarse un "mar epicontinental", que estuvo parcialmente circundada por áreas continentales. En general este tipo de ambientes tiene profundidades de aguas más someras que los "mares pericontinentales" (o abiertos al océano) y usualmente muestran un perfil de rampa con inclinación homogénea (Johnson & Baldwin, 1996).

Hacia al este de la cubeta, en una extensa zona del Gondwana central se desarrolló un vulcanismo fisural durante el Cretácico Temprano (Fig. 93). Este es otro rasgo geológico importante en el contexto paleogeográfico general, puesto que se relaciona con el nacimiento del Océano Atlántico Sur. Estas manifestaciones volcánicas fisurales en la Cuenca Chaco-Paraná poseen un buen control cronoestratigráfico y preceden a la apertura del Océano. Según Turner *et al.* (1993) las primeras manifestaciones del vulcanismo comenzaron hacia los 137 Ma., y su origen se ha relacionado con cambios en las velocidades de convergencia de las placas y un desplazamiento horario de la placa sudamericana. Por lo tanto, estos episodios también podrían haber tenido incidencia en las sucesiones sedimentarias de la Cuenca Neuquina.

El mar epicontinental o mar interior que constituía gran parte de la Cuenca Neuquina tuvo una conexión al oeste con el proto-Pacífico a través del arco magmático durante la mayor parte del Cretácico Temprano (**Fig. 94**). Si bien se desconoce la forma y relieve de dicho arco, se asume que durante largos períodos de tiempo debe haber conformado un arco o rosario de islas poco sobreelevado (Spalletti *et al.*, 2000), posiblemente de forma similar al actual archipiélago del sur chileno. En la Figura 94 se aprecia también la morfología de mar interior elongado en sentido noroeste-sureste, con un amplio engolfamiento hacia el sureste, esquematizado por Spalletti *et al.* (1999). En momentos de máxima expansión el depocentro tuvo alrededor de 600 km de ancho por 1200 km de extensión. Su ubicación con respecto al ecuador no varió en forma sustancial a lo largo del Cretácico Temprano, ocupando paleolatitudes intermedias a altas, aproximadamente entre los 42º y 50º de latitud sur en tiempos valanginianos (Spalletti *et al.*, 1999). Esto significa que se ubicaba unos 10º más al sur que su situación geográfica actual (Figs. 2 y 3).

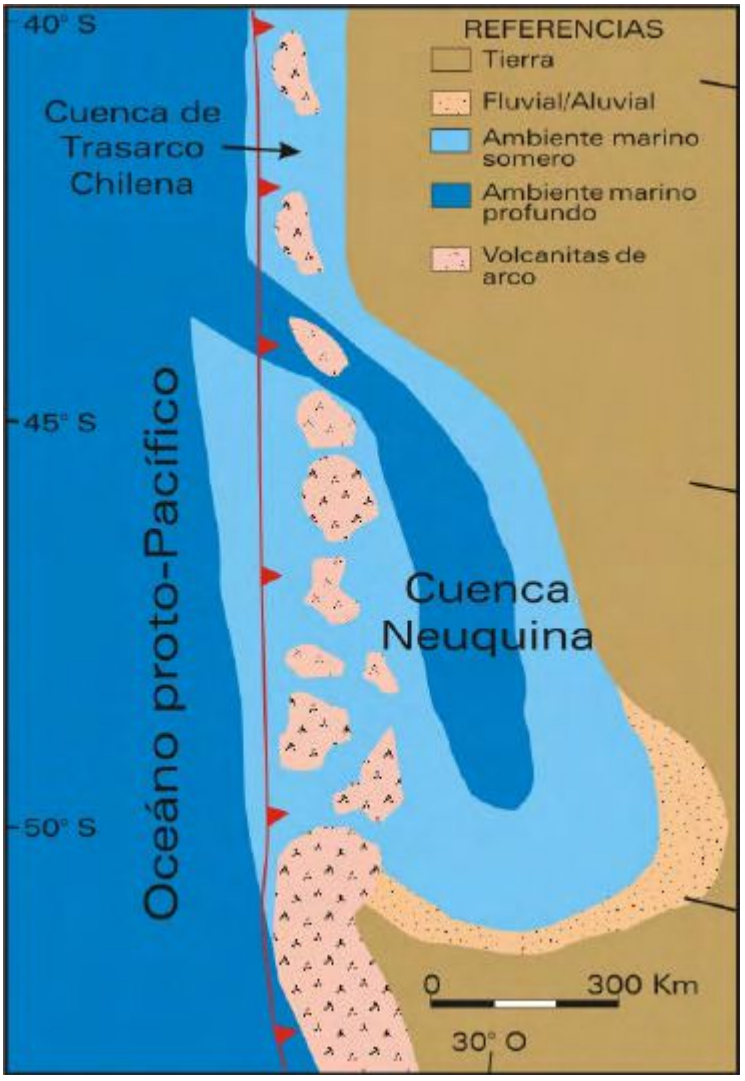


Figura 94. Ubicación y morfología general de la Cuenca Neuquina para el Cretácico Temprano alto (tomado de Spalletti *et al.*, 1999). Nótese el eje central orientado NO-SE y la mayor conexión al norte con el proto-Pacífico.

Con respecto a implicaciones de la morfología cuencal en los regímenes hidráulicos existen dos puntos importantes. Por un lado, en el esquema paleogeográfico (Fig. 94) se sugiere que la conexión directa o más franca con el océano se encontraba en el extremo noroeste de la región, situación también asumida para el Jurásico por Dean (1987). Esta configuración puede haber tenido consecuencias importantes en la distribución de las mareas en el sentido de que el depocentro, con forma de embudo y abierto por un extremo a la resonancia mareal, puede haber favorecido un aumento del rango de mareas dentro de la cuenca (Dean, 1987). El otro aspecto, es que el rol del arco como barrera orográfica debe haber aumentado sólo durante estadios de máxima elevación relativa (bajo nivel relativo del mar). Su capacidad para detener vientos húmedos y quitarles su humedad debería haber sido máxima durante esos períodos. Por el contrario, durante intervalos de máxima expansión marina, el régimen hidráulico favoreció un balance positivo de agua (mayor entrada), fenómeno que posibilitó la acumulación de importantes pilas de pelitas ricas en materia orgánica (Uliana & Legarreta, 1991).

7.1.2. Clima

Numerosos autores han utilizado la relación entre depósitos evaporíticos y mantos de carbón para estimar las condiciones climáticas de un período de tiempo o medio deposicional (Parrish, *et al.*, 1982, Frakes *et al.*, 1992, Scotese *et al.*, 1999). Si bien no se han encontrado verdaderos mantos de carbón durante este estudio sedimentológico sobre la Formación Mulichinco (ni tampoco se han hallado citas en la bibliografía), existe un importante cúmulo de evidencias que permiten inferir condiciones climáticas al menos parcial ó estacionalmente húmedas durante la acumulación de la unidad. Entre los indicios más importantes se distinguen: la gran cantidad de materia orgánica, briznas vegetales y frondes que se encuentra preservados en asociaciones de facies con cierta influencia terrestre, troncos mineralizados hallados en los canales fluviales y distributarios, y por último, pero quizás más destacado, potentes niveles de fangolitas carbonosas que representan ambientes palustres en el tope de la unidad. Es decir que en general existían condiciones suficientes de humedad (al menos durante ciertos períodos de tiempo) para sostener una cobertura vegetal y en los cuerpos de agua continentales o marginales predominaban ambientes reductores. Si bien no se ha podido realizar una precisa determinación taxonómica de los elementos vegetales recolectados, sobre la base del material identificado en este trabajo y de la bibliografía analizada sobre palinomorfos (Quattrocchio *et al.*, 1999; Quattrocchio *et al.*, 2002), puede afirmarse que en los ambientes terrestres y costeros de la Formación Mulichinco existieron al menos briofitas, licópsidas, helechos y/o coníferas (Cycadales, Caytoniales y Coniferales). Por su parte, los sistemas fluviales interpretados para la unidad también representan ríos afines a climas relativamente húmedos.

En cambio, si bien los argumentos por la negativa no son concluyentes, es importante destacar que no se han hallado claros indicadores de ambientes áridos (ver Miall, 1996 para una síntesis) en la Formación Mulichinco. Así, se considera que es indicativa la total ausencia de planicies de inundación oxidantes y niveles de tosca o calcretes, así como el escaso desarrollo de grietas de desecación. A su vez, es importante la inexistencia de potentes niveles de dunas eólicas en el área de estudio, ya que no fueron registrados durante este trabajo y tampoco figuran referencias en la bibliografía. Este último rasgo, sumado a la ausencia de evaporitas en la sucesión de la Formación Mulichinco, produce un fuerte contraste con las características que poseen depósitos continentales o marinos someros acumulados durante otros episodios de contracción del medio marino, generados en condiciones climáticas de mayor aridez.

Así por ejemplo, durante el Jurásico Medio y Tardío, cuando se acentuaba la desconexión con el medio marino abierto, se desarrollaron importantes sucesiones de evaporitas en la Cuenca Neuquina. La sucesión de la Formación Auquilco (Oxfordiano) alcanzó hasta 400 m de potencia (Legarreta & Uliana, 1999). El registro estratigráfico continúa con la Formación Tordillo (Fig. 5), compuesta por sedimentitas formadas en sistemas fluviales efímeros asociados a campos de dunas y a depresiones tipo barreal (Legarreta y Gulisano, 1989). Condiciones de climas áridos pueden ser deducidas de este registro.

Por otro lado, unidades continentales ubicadas por encima de la Formación Mulichinco, como el Miembro Avilé de la Formación Agrio o el Miembro Troncoso de la Formación Huitrín (Fig. 5), poseen importantes acumulaciones generadas en campos de dunas eólicas (Veiga & Howell, 2001; Veiga *et al.*, 2002), con evaporitas asociadas verticalmente (Legarreta y Gulisano, 1989). Además en el caso del Miembro Troncoso, y contrapuesto a lo observado en la unidad bajo estudio, es llamativa la ausencia de restos de troncos preservados en los rellenos de canales (Veiga, *com. pers.*).

Frakes *et al.* (1992) analizaron la distribución de intervalos fríos y cálidos a escala planetaria desde el Precámbrico a la actualidad. Scotese *et al.* (1999) condujeron un estudio similar, pero reservado exclusivamente al megacontinente Gondwana. Según estos últimos autores, los intervalos fríos ("*Ice House*") corresponden a períodos en donde uno o ambos polos se encuentran cubiertos por hielos permanentes, en tanto que durante los intervalos cálidos ("*Hot House*") las áreas de más alta latitud se encuentran desprovistas de dichos hielos. En los citados trabajos de Frakes *et al.* (1992) y Scotese *et al.* (1999) se ha identificado un período cálido y seco durante el Jurásico Tardío que evoluciona hacia un ciclo frío (y húmedo?), con su punto máximo en el deslinde Jurásico-Cretácico (**Fig. 95**). Frakes *et al.* (1992) indicaron que este período frío o *Ice House* fue más benigno o leve que el resto de los que existieron durante el Fanerozoico. Hacia el Cretácico Medio se recuperan nuevamente las condiciones de clima cálido. De esta manera, se aprecia que para el

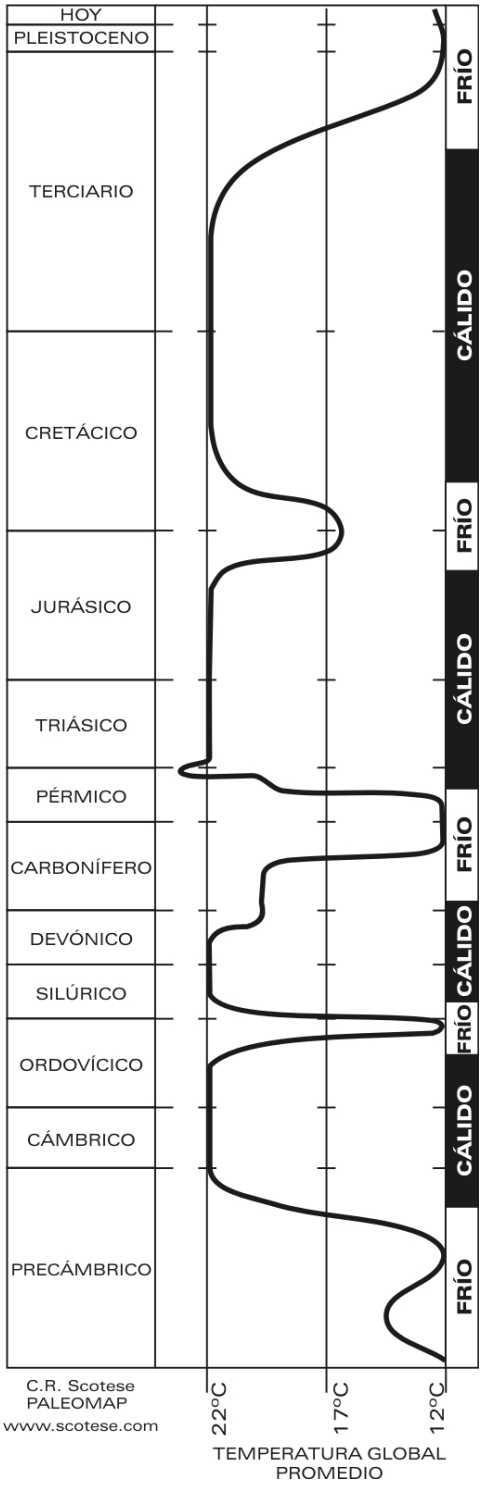


Figura 95. Curva de cambio climático global tomada de Scotese (2002). Nótese el período frío durante el Cretácico Inferior. Comparativamente es más leve o benigno que los precedentes y que el del Pleistoceno (última glaciación). Esta curva resulta una ligera modificación de la presentada por Scotese *et al.* (1999), sobre la base de la curva original propuesta por *Frakes et al*. (1992).

momento de acumulación de la Formación Mulichinco (Valanginiano), el clima global era relativamente frío, pasándose progresivamente a una estación de mayor calentamiento (Fig. 95). Esta tendencia global podría tal vez explicar por qué la Formación Mulichinco posee el registro climático más húmedo de las unidades con facies continentales aflorantes en el oeste neuquino, comprendidas en el intervalo Jurásico Tardío a Cretácico Temprano. Como otra razón de peso, pero de carácter regional, puede considerarse el hecho de que a diferencia de las otras unidades mencionadas, todo el ambiente continental relevado de la Formación Mulichinco se encontraba relativamente próximo a un medio marino, lo que puede haber favorecido mayores tasas de evaporación y/o tablas de agua más cercanas a la superficie que en los otros casos, así como un fenómeno de atemperamiento de los rigores de climas secos por la proximidad a dicha masa oceánica, que pudo obrar como reguladora climática.

Con respecto al medio marino, existen también indicadores indirectos de climas relativamente templados para la acumulación de la Formación Mulichinco. Resulta interesante un análisis de isótopos estables realizado por Palma (1999) en ostras del Valanginiano del sur de la Provincia de Mendoza (Formación Chachao). Los resultados brindan paleotemperaturas de las aguas de entre 14º y 19º C, con un valor medio de 17º C, que corresponden entonces a aguas templadas. Durante la búsqueda bibliográfica no se han hallado otras referencias bibliográficas sobre estimaciones de paleotemperaturas en la región.

En lo que respecta a las asociaciones faunísticas, se ha establecido en el capítulo anterior que su diversidad es baja y que están conformadas por organismos que en su mayoría son independientes de la luz, constituyendo una asociación "*Heterozoan*", típica de climas templados a templado-fríos (James, 1997). A similares conclusiones ha arribado Palma (1999), sobre la base de los datos isotópicos ya comentados, junto a la composición de la fauna y evidencias petrográficas. Aquí hay que resaltar que si bien la baja diversidad puede ser una evidencia de bajas temperaturas, también puede deberse a otros factores o combinación de ellos (Fürsich, 1995). En ese sentido, un estudio palinológico efectuado por Quattrocchio *et al.* (2002), ha concluido que la diversidad de formas marinas se reduce en forma drástica en la Formación Mulichinco con respecto a la infrayacente Formación Quintuco, invocando una crisis de salinidad como fenómeno disparador.

En síntesis, se considera que el clima durante la acumulación de la Formación Mulichinco fue templado dentro de un período global relativamente frío y húmedo, en paleolatitudes medias a altas. En otro orden, no se descarta que pudiese existir fuerte estacionalidad, inclusive con efectos tipo monzónicos (Hallam, 1985). Los sistemas fluviales y deltaicos de la Formación Mulichinco poseen indicios de fuertes variaciones de descarga, que podrían acompañar esta hipótesis.

7.1.3. Régimen Hidrográfico

En las plataformas modernas operan diversos procesos (físicos, biológicos y químicos), pero desde el punto de vista de la distribución de los sedimentos debe ponerse especial atención a los físicos. En este sentido, los principales tipos de corrientes son las meteorológicas, las de mareas, las de circulación oceánica y las de densidad (Johnson & Baldwin, 1996). A su vez, los procesos pueden caracterizarse por la interacción de fenómenos en condiciones de buen tiempo y tormenta. Estos últimos son de particular importancia desde un punto de vista del registro fósil puesto que pueden aumentar o directamente sobrepasar a las condiciones de buen tiempo y por lo tanto prevalecer en el registro sedimentario.

Las sedimentitas de la Formación Mulichinco poseen un abundante registro de corrientes y flujos que actuaban en la región costera y/o introducían sedimentos en regiones más profundas del medio marino. Se ha documentado la acción de corrientes inducidas por los vientos de buen tiempo (olas normales), corrientes de densidad, corrientes geostróficas relacionadas con tormentas y corrientes mareales. A continuación se discute la incidencia de cada una de ellas en los ambientes deposicionales de la unidad.

7.1.3.1. Olas

La acción de las olas de buen tiempo es más intensa en aquellas plataformas donde las costas se orientan más o menos perpendiculares a los vientos predominantes y, que están abiertas a los oleajes oceánicos. En cambio, en cuencas semicerradas como el Golfo de México por ejemplo, su posición restringida produce olas menos intensas (Johnson & Baldwin, 1996). Así, la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano (Fig. 94) debe haber sufrido importantes restricciones al oleaje permanente, dado su condición de mar interior.

Por otro lado, los fenómenos de ola decrecen en intensidad en forma exponencial desde la superficie, hasta que a una profundidad aproximada a la mitad de su longitud de onda (L/2), no existe un movimiento perceptible. Esta distancia L/2 se conoce como "base de olas de buen tiempo" y, en general, se encuentra entre los 5 y 15 m de profundidad (Walker & Plint, 1992). Por ejemplo, en extensas partes del Golfo de México, dicho nivel que constituye el límite inferior del *shoreface* se ubica en los 10 m (Snedden *et al.*, 1988; Siringan & Anderson, 1994). Mar adentro, entre los 10 y 20 m de profundidad se encuentra una zona de transición y más allá de los 20 m de profundidad se entra en la zona geostrófica (Swift & Thorne, 1991), dominada por corrientes unidireccionales y cuyo ambiente deposicional en este estudio se denomina como plataforma externa u *offshore*.

De esta manera, el registro de olas de una plataforma marina puede jugar un rol importante en la configuración de los depósitos costeros (Swift, 1985). Una de las

influencias más claras de la acción de olas durante las condiciones de buen tiempo es la distribución y entrampamiento de sedimentos por deriva litoral a lo largo de una costa o zona de fricción (Swift & Thorne, 1991). Si existe aporte de sedimentos por sistemas fluviales, éstos son continuamente retrabajados, situación que genera cuerpos de arena alargados y paralelos a la costa con dominio de olas. La deriva litoral se encuentra condicionada por los vientos predominantes y las mareas.

La mayoría de las reconstrucciones de la Cuenca Neuquina muestran que la plataforma marina tuvo sobre su margen pasivo una rama con dirección predominante NO-SE, y otra donde la costa se orientaba aproximadamente E-O (Fig. 94). Con respecto a esto, es interesante la información que se desprende de mapas de vientos de superficie generados por Parrish *et al.* (1982, **Fig. 96**), y de Barron & Moore (1994, **Fig. 97**). Ambos mapas corresponden a reconstrucciones para tiempos tithonianos puesto que no se hallaron reconstrucciones para el Valanginiano, aunque ambos períodos corresponden al intervalo frío ya mencionado (Fig. 95). En ambas reconstrucciones puede apreciarse que durante los inviernos del hemisferio sur se generaban vientos con vectores principales desde el O y NO (Figs. 96a y 97a), en tanto que en el verano prevalecían vientos desde el S y SE (Figs. 96b y 97b). Esta situación es a su vez coincidente con la zonalidad que se registra en la actualidad en los vientos atmosféricos, donde entre los 35 y 60° de latitud existe una faja de vientos de componente occidental. De cualquier manera, se aprecia que la porción de la plataforma con orientación E-O tendrá menor posibilidad de sentir el accionar de olas de considerable tamaño, por recibir vientos desde el continente en el verano y vientos muy oblicuos desde el océano en el invierno. En tanto, la línea de costa orientada en forma casi meridional, podrá recibir vientos en sentido perpendicular hasta oblicuo en el invierno, y paralelos a la costa (desde el sur) durante el verano.

En la Formación Mulichinco no son muy comunes asociaciones de facies marinas de *shoreface* superior que representen sedimentación bajo fuerte dominio de olas de buen tiempo, aunque se han hallado algunos registros en la porción más septentrional del área considerada, para términos superiores de la unidad. En esas sedimentitas se reconocen facies generadas por olas en ambientes de playa (litofacies Sb(b), Fig. 31). Asociadas a ellas se encuentran facies de canales de retorno (St(c)), pero que podrían corresponder no sólo a condiciones de buen tiempo, sino también a tormentas. Al contrario, los sistemas deltaicos en áreas más sur-occidentales y ubicados en niveles estratigráficos inferiores, estuvieron controlados en su mayoría por procesos fluviales y de corrientes mareales, indicando una leve influencia de olas en las porciones someras para ese momento.

De esta manera se aprecia que en general el ámbito de sedimentación marino de la Formación Mulichinco, no fue muy propicio para la generación de importantes cuerpos

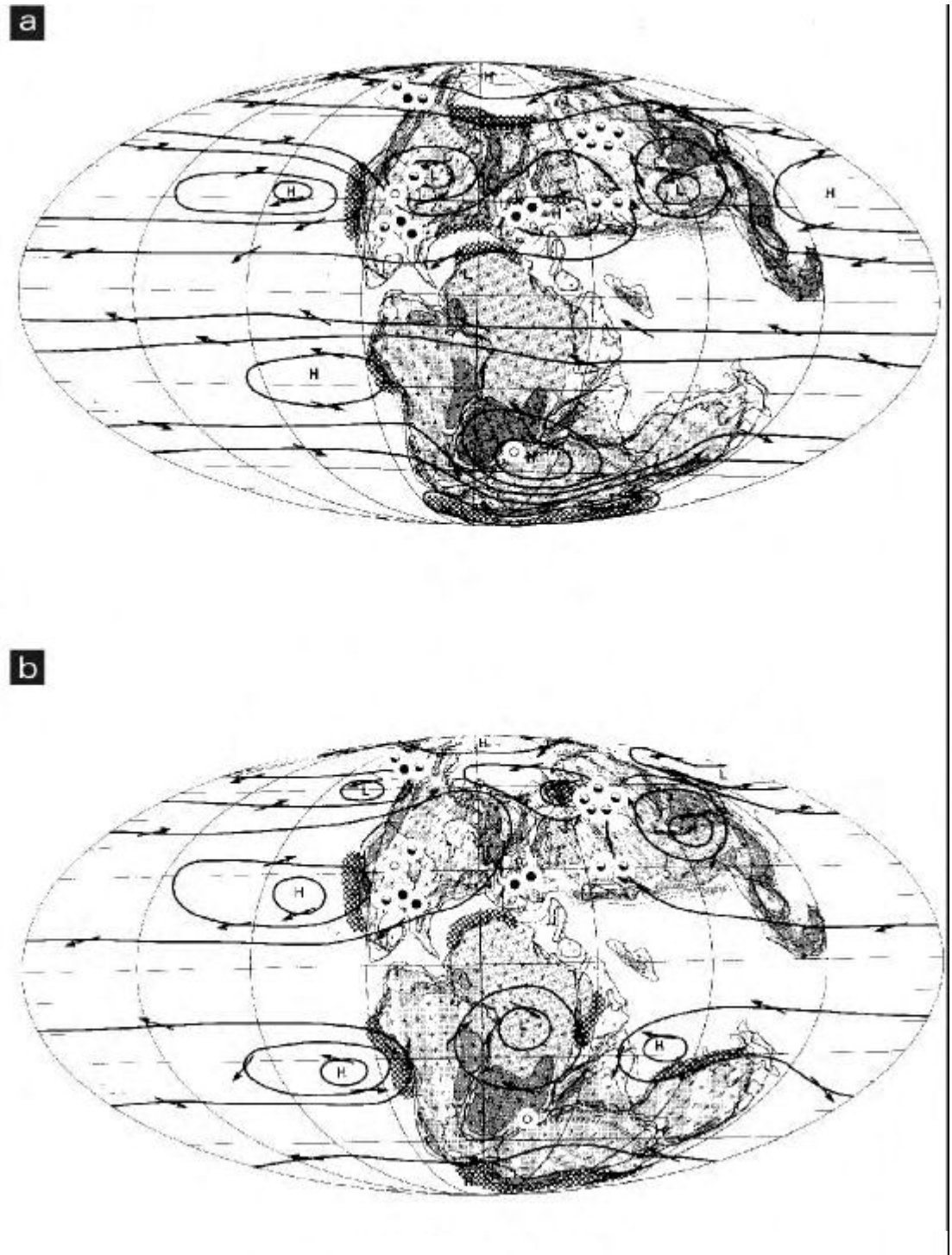
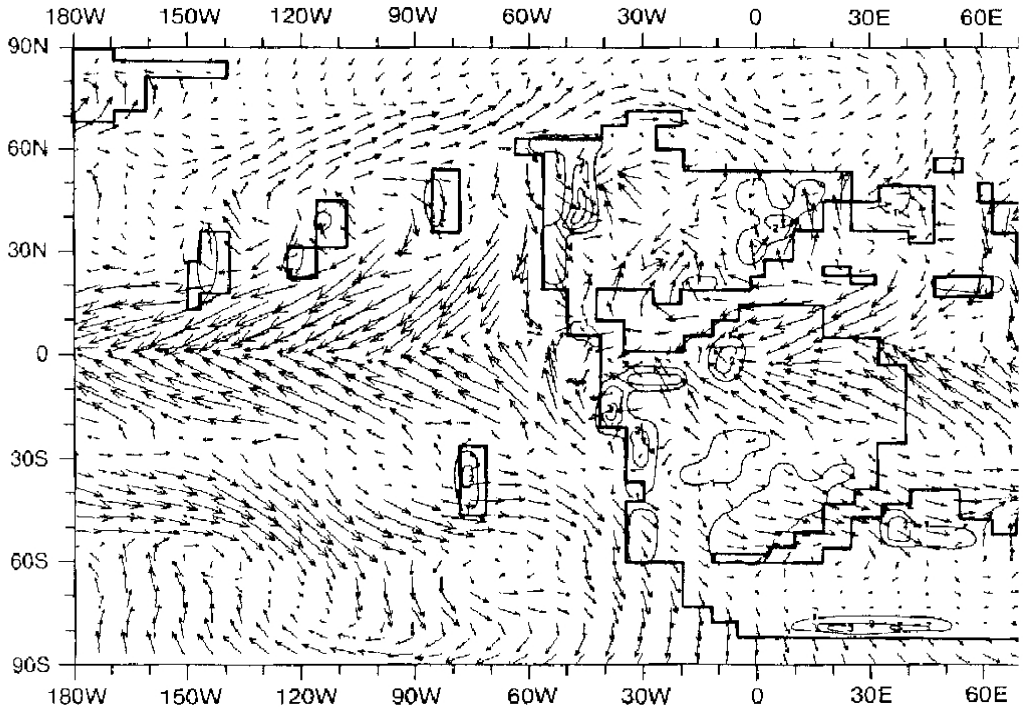


Figura 96. Mapas de circulación atmosférica y *upwelling* para el Volgiano (Jurásico Tardío) realizados por Parrish *et al.* (1982). a) Invierno del hemisferio sur. b) Verano del hemisferio sur.

a



b

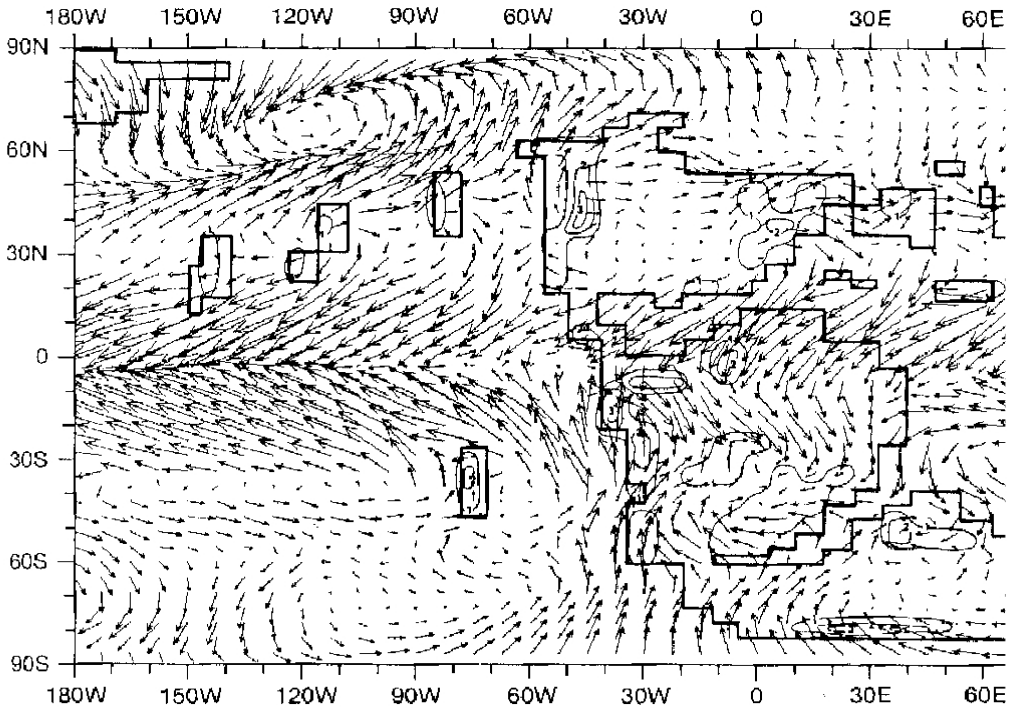


Figura 97. Modelos de mapas de vientos de superficie presentados por Barron & Moore (1994) para el Jurásico Tardío. a) Invierno del hemisferio sur. b) Verano del hemisferio sur.

de arena modificados o influenciados por las olas de buen tiempo. Con todo, las condiciones más favorables para la acción de olas se encontrarían en la zona más nororiental, que se disponía en forma más eficiente a la dirección de los vientos.

7.1.3.2. Mareas

Estimar el rango mareal no es tarea fácil, puesto que los rasgos sedimentológicos mareales no son buenos indicadores de aquél y porque en ocasiones puede sufrir un incremento por la acción de tormentas o crecidas fluviales (Bridge & Willis, 1994). Más aún, diferentes partes de una costa pueden experimentar distintos regímenes mareales y se conoce desde hace mucho tiempo que las irregularidades (entradas y salientes) a lo largo de una línea de costa pueden amplificar las mareas localmente (MacCave, 1971). De esta manera, en este apartado se hablará en términos relativos, es decir haciendo alusión a efectos o dominio mareal comparado con efectos de las olas.

En cuencas semicerradas como el depocentro neuquino, la ola mareal que proviene del océano, generalmente es detenida o disminuida por fricción, en especial si la conexión con el océano es somera (Ericksen & Singerland, 1990). De esta manera debería suponerse *prima facies* un rango mareal relativamente bajo (micromareal?) para la Cuenca Neuquina. Sin embargo, en el caso particular de este depocentro, el aumento del efecto mareal puede haber estado potenciado por la forma de embudo con una conexión principal en un extremo (Dean, 1987). Facies dominadas o influenciadas por mareas son frecuentes en el registro sedimentario de la cubeta, y se han reconocido tanto en el Jurásico Medio (Dean, 1987), como en el límite Jurásico-Cretácico (Spalletti *et al.*, 2000) y en el Cretácico más alto (Barrio, 1989). Queda claro entonces que a largo término el ámbito neuquino fue siempre propicio para incrementar los efectos mareales provenientes del océano.

Aunque el medio hubiese sido regularmente apto, existe otro fenómeno llamativo en la unidad estudiada. La situación de mar bajo que caracteriza el inicio de la sedimentación de la Formación Mulichinco supondría una conexión aún más somera que en condiciones normales (o de mar alto) con el medio marino abierto, y mayor fricción y disminución de la ola mareal, por lo tanto habría sido esperable que se produjera un muy bajo efecto de mareas. A pesar de ello, la existencia de corrientes mareales se ha registrado con frecuencia en asociaciones de facies de la Formación Mulichinco (asociaciones de facies deltaicas D2 y D3, y asociaciones estuarinas).

Hasta hace poco tiempo existía un concepto generalizado de que los efectos mareales se disparan o se incrementan sólo durante la fase transgresiva de la evolución de una costa (Shanley *et al.*, 1992; Allen & Posamentier, 1993, entre otros). En estos casos el cambio o aumento del régimen mareal se atribuye: 1) al aumento del prisma mareal a medida que el ascenso del nivel del mar gradualmente accede a superficies más

extensas, 2) al aumento del régimen mareal asociado a un incremento de la extensión de la plataforma continental y 3) a la disipación de la energía de ola debido al efecto friccional en una plataforma somera.

Actualmente parece haber acuerdo de que el efecto mareal se produce cuando la cuenca adquiere fuerte resonancia mareal (e.g. Dalrymple, 1992; Emery & Myers, 1996). Esto ocurre cuando la cubeta modifica su geometría y morfología, lo que puede ocurrir en cualquier porción de una curva relativa del nivel del mar teórica (regresión o transgresión). La resonancia mareal puede dispararse inclusive con pequeños cambios de nivel de base, tanto como un mínimo cambio en el nivel del mar puede modificar sustancialmente la forma de una costa. Si bien esta modificación en el paisaje costero sería más evidente en costas disectadas por valles, estudios recientes han demostrado que planicies costeras de bajo gradiente y rampas marinas también son susceptibles de rápidos e irregulares cambios de la línea de costa. En estos casos, por ejemplo, leve subsidencia diferencial de bloques de basamento pueden generar significativos cambios geométricos de la plataforma, y por lo tanto de los efectos de las mareas (Martinsen, 2001).

En otro orden, en los últimos años han comenzado a describirse fenómenos de aumento del efecto mareal o cambio de régimen (a dominio de mareas) en sucesiones deltaicas y de costas progradacionales construidas tanto durante períodos de ascenso relativo del nivel del mar (Mellere & Steel, 1995, 2000), como de bruscos descensos (Willis & Gabel, 2001; Martinsen, 2001). De la misma manera se han documentado ejemplos actuales de deltas mareales (Hori *et al.*, 2002; Ta *et al.*, 2002).

En este marco general, la Formación Mulichinco ofrece una posibilidad de investigar los efectos mareales inmediatamente después de un fuerte descenso del nivel del mar en una cuenca semicerrada. Así, los sistemas deposicionales interpretados en el este estudio, de deltas fluvio-dominados, de deltas influenciados por mareas, estuarinos y de costas dominadas por olas de tormenta ejemplifican fases diferentes de la evolución de una línea de costa durante una curva relativa del nivel del mar. El primer caso se desarrolla en un estadío de mar bajo y progradacional, en el que la ingerencia de las mareas se encuentra muy subordinada a los fenómenos fluviales. En un período posterior, agradacional a ligeramente transgresivo, se generaron deltas con influencia mareal, en donde dicha influencia sobrepasa ligeramente al accionar de las olas y ríos. En el intervalo posterior, de fuerte transgresión, se generaron las costas estuarinas, en el que rango mareal pudo haberse incrementado en forma relativa (meso a macromareal?). Finalmente, en el final del ascenso y período de mar alto, los regímenes mareales disminuyen con respecto a la influencia de olas de buen tiempo y tormentas en la región nororiental, aunque siguen teniendo cierta participación en la zona más austral del ámbito de estudio.

7.1.3.2. Corrientes de densidad y geostróficas

Las sedimentitas de la Formación Mulichinco poseen un abundante registro de flujos que entraban en el medio marino y acumulaban sedimentos arenosos en zonas del frente deltaico y en la plataforma marina. Corrientes de densidad e inducidas por el viento han sido las mayores responsables dentro del medio marino.

Las corrientes de densidad influyeron en forma determinante en la porción inferior de la Formación Mulichinco. Sucesiones de areniscas y limolitas con gradación normal, óndulas asimétricas y calcos de flujo (litofacies SFg) se han acumulado por corrientes densas en ambientes de frente deltaico (AF D1). Los flujos provenían del sur y del este, y tenían directa relación con los efluentes de canales distributarios. Así, se asume que durante las máximas inundaciones o descargas fluviales se habrían podido generar flujos de alta densidad que ingresaban al medio marino en forma de flujos hiperpicnales y bajo fuerzas friccionales (Orton & Reading, 1993). Si bien estas corrientes de turbidez no son muy comunes en ambientes deltaicos modernos (Swift, 1985), pueden generarse en condiciones extremas de concentración de sedimentos o baja acción de olas y corrientes (Myrow & Southard, 1996; véase **Fig. 98**). En la Formación Mulichinco estas sedimentitas intercalan entre limolitas laminadas que reflejan situaciones más estables y flujos más diluidos, en ambientes deltaicos subácueos con alta tasa de sedimentación.

En cambio, otro conjunto de capas limolíticas laminadas y gradadas, intercala entre potentes fangolitas de ambientes de plataforma externa (AF M4), sin una relación estrecha con ambientes fluvio-deltaicos. En este caso no son frecuentes los calcos de flujo, poseen bases conchiles y las óndulas son en su mayoría simétricas o combinadas. Más aún, en algunos casos se han hallado distribuciones bimodales de bivalvos, que Allen (1990) ha asignado a flujos con una importante componente oscilatoria. Estas sedimentitas también se han formado por flujos de alta densidad relativa, pero combinados con acción de olas de oscilación (Myrow & Southard, 1996, Fig. 98, “turbidita modificada por ola”). Dichos flujos podrían ser iniciados durante tormentas por el efecto de *shock* sobre el sustrato del *shoreface* a partir de sucesivos ciclos de carga por ola (Walker, 1984). Con el desplazamiento pendiente abajo del sedimento en estas condiciones, la combinación de la aceleración del flujo y la expulsión del fluido poral podrían ser suficientes para poner en suspensión a la arena, y generar de este modo una corriente de turbidez influenciada por olas de oscilación, que acumule sedimentos arenosos finos en ambiente de plataforma externa (Walker, 1984).

A excepción de estas capas gradadas delgadas emplazadas en las regiones más distales de la plataforma, el resto de las acumulaciones generadas en el medio marino influenciado

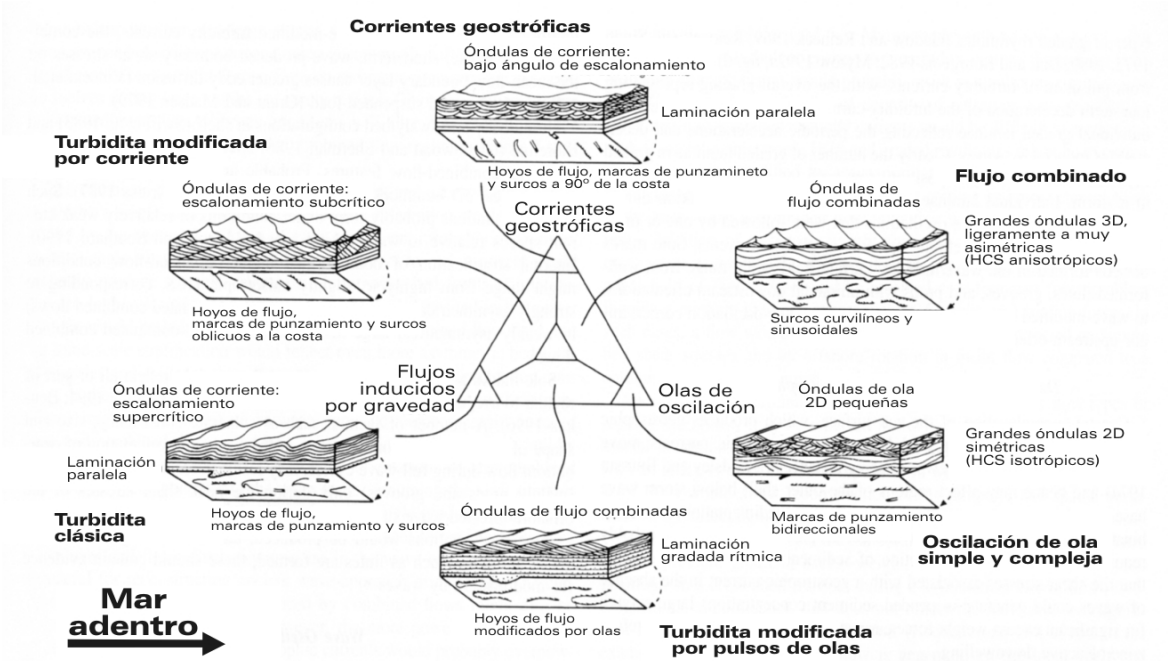


Figura 98. Modelo triangular de Myrow & Southard (1996) donde se predice el origen de estratificaciones y marcas subestratales para varias combinaciones posibles de procesos de tormenta. 2D: bidimensionales; 3D: tridimensionales; HCS: estratificación en montículo.

por olas de tormenta poseen evidencias de flujos oscilatorios y combinados dominados por oscilación. En ese sentido, los depósitos de tormenta fósiles comparten numerosas características con las acumulaciones actuales. Entre ellas se encuentran bases erosivas y a veces conchiles, laminaciones monticulares de pequeña o gran escala, y óndulas simétricas o combinadas en los topes (Fig. 98). Sin embargo, el espesor de algunas capas de tormenta halladas en el registro fósil no tiene correlato con ejemplos actuales. Este desfasaje puede deberse a que no se han observado aún tormentas de gran magnitud cuya recurrencia podría ser baja (la frecuencia promedio de los fenómenos de tormentas encontrados en el registro podría ser de entre 10^3 y 10^4 años según Einsele *et al.*, 1991), o bien que algunas capas podrían relacionarse con *tsunamis*, fenómenos catastróficos que pueden generar efectos varias veces mayores que la tormenta conocida más poderosa.

Las tormentas generan una variedad de corrientes oceánicas, incluyendo corrientes inducidas por el viento, corrientes de retorno, corrientes geostróficas y corrientes de relajación de tormentas. Aunque estas últimas han sido en ocasiones propuestas como los mecanismos de generación de depósitos antiguos, estudios en ambientes actuales han hallado que dichas corrientes se vuelven flujos geostróficos paralelos a la costa (Swift & Niedoroda, 1985). Así, actualmente se considera que la mayoría de las acumulaciones de tempestitas se han originado por flujos geostróficos, con mayor o menor participación de efectos de oscilación de olas de tormenta (Myrow y Southard, 1996). Las corrientes geostróficas se forman por el efecto del viento sobre la superficie del agua (corrientes inducidas por el viento), y su propagación helicoidal en zonas de baja profundidad puede afectar el sustrato sedimentario (**Fig. 99a**). En el hemisferio norte, si el viento lleva una corriente superficial de agua hacia una costa que mira al este (**Fig. 99b**, vientos del NE y NO), se produce una elevación del nivel medio del mar (*coastal set-up*), que genera a su vez un gradiente de presión hacia el mar. Las partículas de agua sufren la fuerza de la presión, pero también están sujetas a la fuerza de *Coriolis* (Fig. 99a), por lo tanto, el flujo con sentido inicial hacia el mar, es deflectado hacia la derecha (en el hemisferio norte) y se convierte en un flujo geostrófico que se desplaza paralelo a las isobatas (Swift & Niedoroda, 1985) (Fig. 99a,b). En el caso en que los vientos provengan de los cuadrantes opuestos (SO y SE), no existirá un gradiente de presión al continente y por lo tanto no se favorecerán los flujos geostróficos (Fig. 99b). Durante tormentas de invierno actuales, se ha apreciado que estas corrientes pueden alcanzar velocidades de 80 m/seg. en profundidades de entre 50 y 80 m (Smith & Hopkins, 1972) e introducir importante volumen de material en la plataforma (Duke *et al.*, 1991).

En el hemisferio sur la fuerza de *Coriolis* produce deflexión de las corrientes hacia la izquierda. En los ambientes de la Formación Mulichinco dominados por tormentas, la

costa posee una dirección preferencial N-S, con el mar hacia el este. De un análisis similar al de la Figura 98b, pero para las condiciones de la unidad, se aprecia que sólo los vientos provenientes del NO o NE podrían generar un gradiente de presión hacia el mar y favorecer entonces flujos geostróficos (**Fig. 99c**). De esta manera los vientos producidos durante el invierno serían los candidatos para generar episodios de tormenta asociados a corrientes geostróficas en la plataforma de la unidad (Figuras 96 y 97), dado que en general los vientos desde el continente no producen olas de consideración (Ericksen & Singerland, 1990). Estas corrientes son por lo general flujos combinados, con una componente de flujo oscilatorio que disminuye hacia la plataforma externa (Myrow & Southard, 1996). Los depósitos de la unidad, con abundantes montículos isotrópicos, óndulas de olas y combinadas, reflejan este tipo de tormentas. El hecho de que el medio marino no haya sido muy extenso y se encontrara parcialmente restringido pudo ser la causa de que los flujos inferidos posean una fuerte componente de oscilación por sobre el vector unidireccional del flujo geostrófico.

Otra deducción interesante de este análisis es el tipo de tormentas que serían las responsables de los depósitos. Mientras que los huracanes prevalecen en bajas latitudes, las tormentas invernales ocurren de preferencia en latitudes por arriba de los 25° (Marsaglia y Klein, 1983; Duke, 1985). Además, para la generación de huracanes se necesita de temperaturas relativamente altas de la superficie del mar, como por ejemplo las registradas durante el Cretácico Medio (Aptiano-Albiano en Barron, 1989). Como se ha señalado, durante el Valanginiano el clima fue sensiblemente más frío que durante el lapso modelado por Barron (1989). Este autor también ha indicado que durante períodos relativamente fríos las tormentas invernales pueden haber tenido mayor desarrollo y actuado sobre un rango más amplio de latitudes. De esta manera, por las evidencias de temperaturas globales y la relación entre vientos y orientaciones de costas, se interpreta aquí que tormentas severas de invierno han sido las desencadenantes de los depósitos tempestíticos de la Formación Mulichinco. Acumulaciones del Cretácico Temprano del mundo generadas en paleolatitudes mayores a 40° han sido en su mayoría interpretadas de la misma manera (Tabla 2 en Duke, 1985).

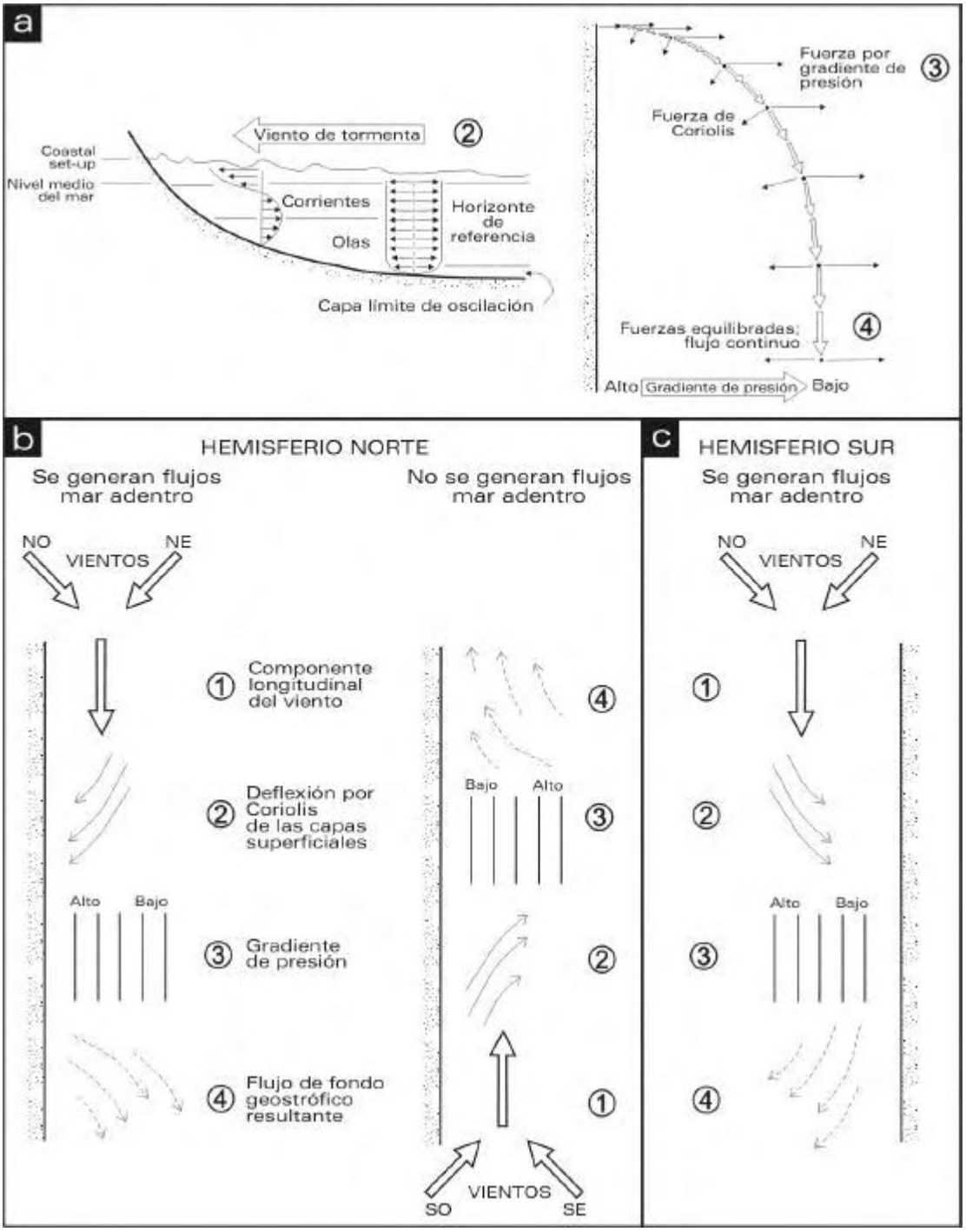


Figura 99. a) Generación de flujos geostróficos según lo propuesto por Swift & Niedoroda (1985), ampliado por Duke (1990). b) Situación en el hemisferio norte y con costas mirando al este: los vientos del cuandrante NO y NE permiten *costal set-up* y generación de corrientes geostróficas. En cambio los vientos de los restantes cuadrantes no lo favorecen. c) En la costa de la Formación Mulichinco, que mira al oeste, los vientos que permitirían dichos flujos provendrían también de los cuadrantes NE y NO. Esquemas tomados de Walker (1984).

7.2. Sistemas deposicionales

Un sistema deposicional se ha definido como una agrupación de facies en sentido tridimensional, que se encuentran genéticamente relacionadas por procesos y ambientes activos (modernos) o inferidos (antiguos) (Posamentier *et al.*, 1988). Es decir que un sistema deposicional surge de comparar las facies o asociaciones de facies interpretadas con la información proveniente de los ambientes actuales y los modelos de acumulación ya definidos. Además, cuando se interpreta un sistema deposicional, se asume que durante su existencia no han tenido lugar importantes modificaciones en los factores de control externos de la sedimentación, como la tectónica, el suministro clástico, el nivel del mar o el clima (Reading & Levell, 1996).

Como se viera a lo largo de la presentación de las facies y asociaciones de facies (capítulos 5 y 6), esta unidad posee una llamativa variación facial en el espacio y en el tiempo. Para lograr la interpretación de los sistemas deposicionales de la Formación Mulichinco se ha utilizado entonces la información ambiental de cada una de las asociaciones de facies y la relación vertical y espacial que éstas guardan en aquellas localidades donde fueron identificadas (Anexo I). De este modo, en este último apartado se presentan, discuten e ilustran los distintos ambientes de acumulación o sistemas deposicionales que se han reconocido en las sedimentitas de la Formación Mulichinco.

7.2.1. Sistemas fluviales de baja y moderada sinuosidad

Desde que empezó a estudiarse la geomorfología de los sistemas fluviales actuales se reconocieron dos extremos sobre la base de la sinuosidad de los canales y la relación entre cantidad de canales y barras (también llamado parámetro de entrelazamiento): los sistemas entrelazados y meandrosos. Posteriormente también se distinguieron ríos rectos y anastomosados (Miall, 1977). El estudio de facies y depósitos en sedimentos recientes y antiguos permitió elaborar modelos de acumulación para cada uno de ellos. Los primeros modelos sobre ríos entrelazados gravosos y arenosos fueron desarrollados por Rust (1972, 1978), Cant & Walker (1976) y Miall (1978c). Por su parte, una obra moderna de síntesis que resume las principales características de los modelos creados para ambientes fósiles y sistemas actuales es *The Geology of Fluvial Sedimentology*, escrita por Miall (1996).

Los depósitos gravosos y arenosos de la Formación Mulichinco (AF C1 y C2) corresponden a acumulaciones en ríos de baja sinuosidad y con carga tractiva predominante. Los conglomerados se concentran en las zonas de mayores pendientes y próximos a las áreas de aporte. Al alejarse de dichas zonas la cantidad de conglomerados disminuye rápidamente, quedando confinados en su mayoría a las bases de los canales arenosos. También cambian su composición, puesto que hacia zonas distales prevalecen los conglomerados intraformacionales con fenoclastos pelíticos. Estas observaciones

demuestran una rápida disminución en la competencia de los cursos de agua. Dado que la reducción en la proporción de gravas también se registra en el sentido vertical (35 m de espesor máximo), y de una manera relativamente brusca, se interpreta que luego de la generación de relieve, existió una pérdida de gradiente o rápida denudación de los márgenes de la cuenca. En este sentido, queda claro que los ríos que condujeron y acumularon depósitos gravo-arenosos de la Formación Mulichinco recibieron todo su suministro clástico de cuencas de drenaje locales, es decir que dichos ríos no provenían de fuentes alóctonas, sino que poseían sus cabeceras en zonas muy próximas a las localidades más australes (QTN, por ejemplo, ver Fig. 22).

Las acumulaciones psefíticas de la asociación de facies C1 (Fig. 60) constituyen una sucesión inferior a los 20 metros de potencia. Se caracteriza por cuerpos extremadamente tabulares de varias decenas a centenas de metros de extensión lateral y hasta 3 m de espesor, siendo 2 m un espesor promedio. Estos litosomas se generaron en cursos de agua de relativa alta descarga y disponibilidad de sedimentos, que registran las condiciones de mayor energía en las sedimentitas pertenecientes Formación Mulichinco. Entre los procesos que acumularon dichos depósitos, los flujos gravitatorios masivos fueron muy raros, y prevalecieron cursos de agua diluidos, más o menos perennes, cuyas barras tractivas retienen evidencias de cíclicas fluctuaciones de descarga. Estas barras se caracterizan por alto predominio de facies entrecruzadas (Gp, Gt) sobre masivas (Gmc), con gradaciones tanto en sentido vertical y lateral desde conglomerados hasta areniscas conglomerádicas (SGp/Sp o Gp/St). Este ligero arreglo granodecreciente evidencia una progresiva disminución de la energía hacia el tope y hacia la porción frontal de la barra.

La ausencia de numerosas superficies internas dentro de estas formas de gran escala permite inferir morfologías simples, presumiblemente con topes chatos o ligeramente convexos hacia arriba, similar a las barras entrecruzadas simples o compuestas de Allen (1983). Se considera que estas macroformas eran en su mayoría transversales al flujo y ocupaban gran parte del canal (**Fig. 100**), al igual que lo hacen barras similares en modelos de canales entrelazados arenosos de poca profundidad (Miall, 1985). En momentos de baja descarga se generaban canales pequeños o *chutes* cortando a las barras con altos ángulos, en cuyos cursos migraban megaóndulas tridimensionales (Fig. 100). En cambio, en etapas de crecidas o con alta descarga, posiblemente se convertía un solo curso ancho, que ocupaba gran parte de la planicie de inundación, motivo por el cual la preservación de finos en este ambiente es reducida, aunque no ausente por completo.

Si bien algunas características del sistema deposicional que aquí se interpreta son compartidas con un sistema entrelazado gravoso de baja sinuosidad modelado por Miall (1985), existe una diferencia destacable. Es muy llamativa la alta proporción de facies entrecruzadas planares (Gp, SGp), que no son comunes en la mayoría de los modelos

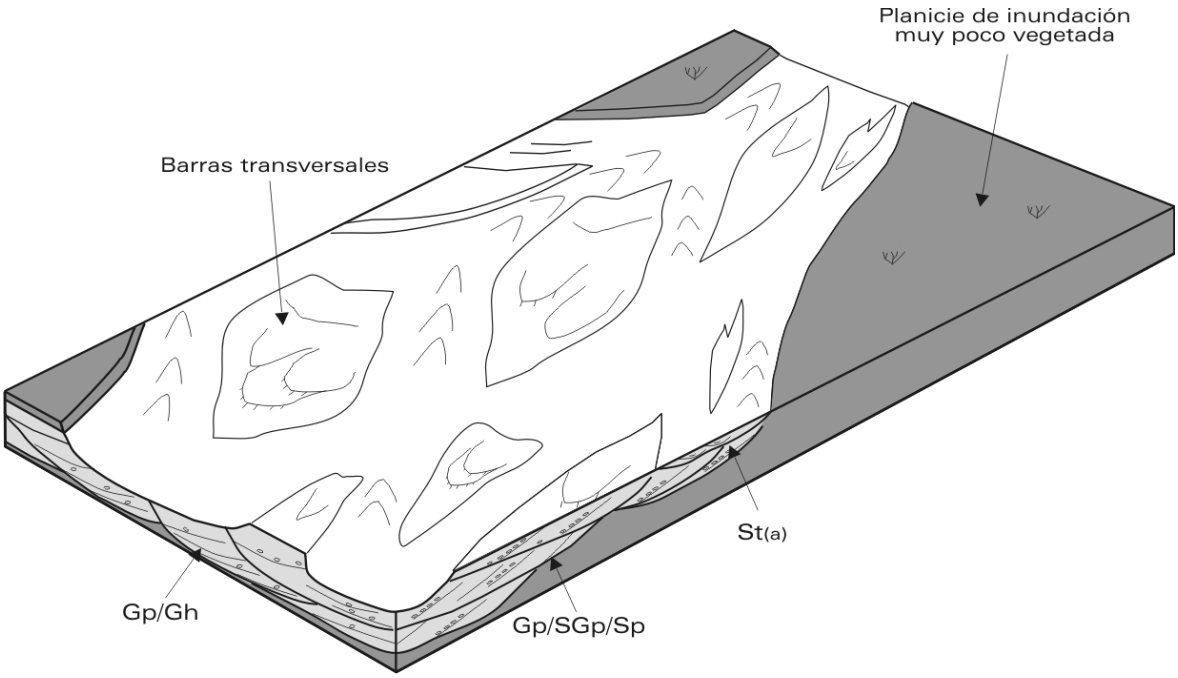


Figura 100. Sistema deposicional fluvial gravoso de baja sinuosidad interpretado para la Formación Mulichinco. Se ha desarrollado en climas relativamente húmedos en donde dominan formas simples, transversales al flujo, que son cortadas por pequeños canales durante los períodos de mínima descarga (sin escala). Modificado de Miall (1996).

actuales de ambientes entrelazados proximales (ríos o planicies aluviales), en especial de clima árido (Rust, 1978, 1984; Ramos & Sopeña, 1983; Miall, 1985). Este tipo de facies entrecruzadas sí son más frecuentes en las porciones medias de sistemas entrelazados glaci-fluviales, en especial en aquellos con la máxima descarga (Boothroyd & Nummedal, 1978, Fig. 101). En estos sistemas se registra un pasaje gradual aguas abajo de barras longitudinales en canales entrelazados gruesos, a barras linguoidales (o transversales, *cf.* Ashley, 1990) en sistemas entrelazados areno-gravosos y arenosos. Estos ambientes actuales han sido propuestos como posibles modelos para abanicos y planicies aluviales de climas húmedos (Boothroyd & Nummedal, 1978; Miall, 1985), ya que se caracterizan por un aporte fluvial más constante que los abanicos de climas áridos. En el mismo sentido, Rust (1984) también ha indicado que el aumento de facies Gp en porciones proximales de planicies entrelazadas aluviales se puede correlacionar con altas descargas en climas relativamente húmedos.

Se interpreta entonces que los ríos con carga gravosa de la Formación Mulichinco deben haber recreado dichas condiciones ambientales, con canales cuya profundidad debe haber estado en el orden de los 2 metros, tomando como profundidad mínima el espesor del relleno del canal (Røe & Hermansen, 1993). Dado que la extensión de los canales puede estimarse a partir de las relaciones ancho/profundidad y que para ríos entrelazados dicha relación varía entre 50:1 y 900:1 (Mac Naughton *et al.*, 1997), se estima que los sistemas entrelazados de la Formación Mulichinco que acumulaban gravas no deben haber superado los 1,8 km de ancho, posiblemente en el orden de los 300 a 600 metros como valor medio.

Estos canales poseían bajo grado de incisión, aún sobre los depósitos finos previos a la Formación Mulichinco. Su estabilidad fue moderada a baja, generando una faja extensa de canales móviles. Esta situación se contrapone con la posible existencia de cobertura vegetal (relacionada con el clima húmedo imperante propuesto para la Formación Mulichinco), ya que ella podría haber producido una mayor estabilización de las planicies aluviales (Røe & Hermansen, 1993). No obstante, es posible inferir que durante los primeros estadios de la unidad, la vegetación no alcanzara a cubrir estas porciones más altas de los ambientes ahora continentales. El hecho de que los restos de troncos recién aparezcan más arriba que las sucesiones conglomerádicas podría confirmar dicha hipótesis.

Si bien en abanicos y planicies entrelazadas de climas húmedos no es frecuente la generación de depósitos gravitatorios de sedimentos (e.g. flujos hiperconcentrados, de detritos, etc.), ellos pueden desarrollarse de preferencia en las porciones más proximales de dichos ambientes (Rust & Koster, 1984). En la sucesión aquí analizada (asociación de facies C1), y a diferencia de lo encontrado por Zavala (2000), se considera que su participación en el registro sedimentario es minoritaria. Por otro lado, las paleocorrientes

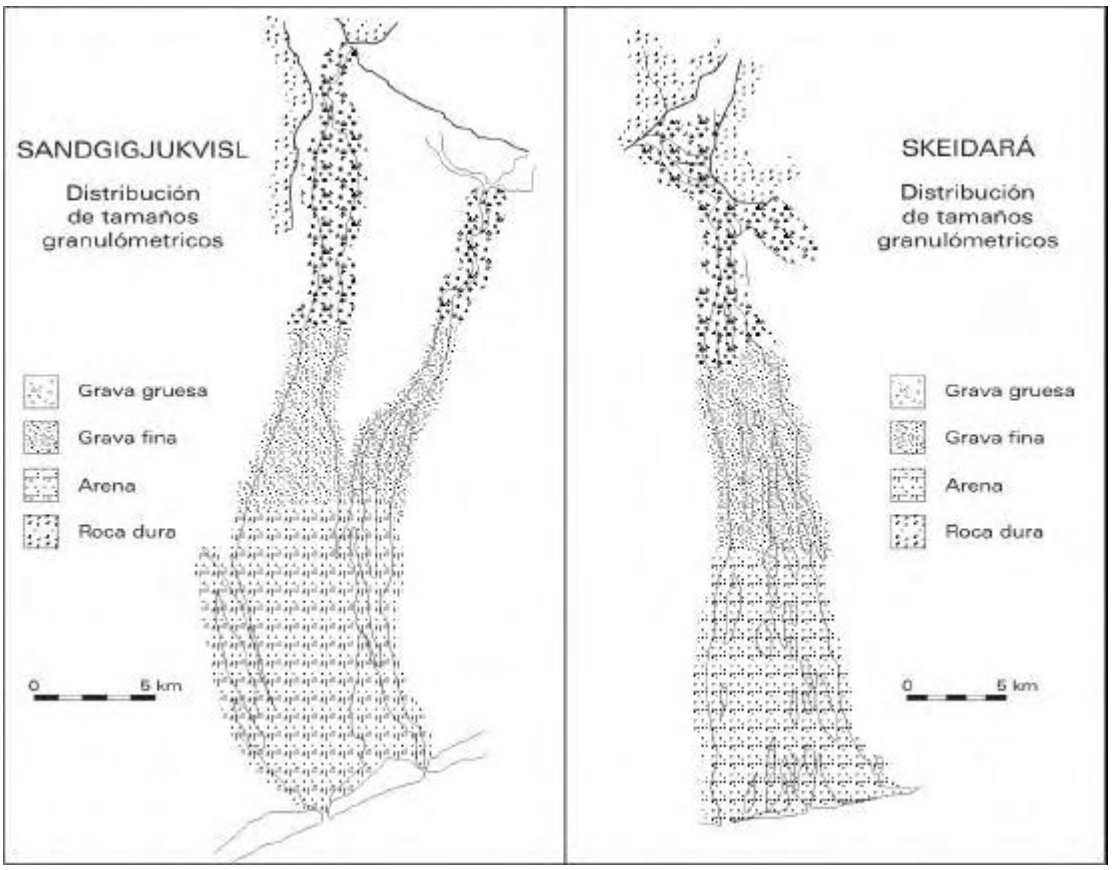


Figura 101. Ambientes actuales de sistemas entrelazados glaci-fluviales generados por aguas de fusión (tomado de Boothroyd & Nummedal, 1978). A diferencia de abanicos y planicies entrelazadas de climas áridos aquí dominan los depósitos tractivos.

analizadas muestran una moda bien marcada hacia el noreste (Fig. 59) y no una distribución radial, situación esta última que algunos autores consideran imprescindible para considerar la presencia de abanicos aluviales (Rust & Koster, 1984). Por todo lo expuesto se interpreta entonces que los conglomerados basales de la Formación Mulichinco se han generado en ambientes de planicies entrelazadas gravosas de moderada pendiente, cuyos ríos transportaban la mayor cantidad de material en sentido transversal a oblicuo con respecto a las áreas de aporte que se encontraban hacia el este y sur.

Los canales con carga de fondo arenosa de la asociación de facies C2 (litofacies St(a) dominante, Fig. 60) reemplazan en forma progresiva a cursos gravosos tanto lateralmente (al norte y al este), como en sentido vertical. También aumenta de manera proporcional el registro de planicies de inundación (AF C3), pero cuyos depósitos siguen estando subordinados a los de canales. Además de dicha relación, Bridge (1985) ha establecido otras características que pueden ser indicadores confiables del diseño del paleocanal. De ellas, la baja proporción de rellenos fangolíticos por abandono, la aparente ausencia de facies de albardón y la baja dispersión de paleocorrientes en cada localidad son, junto a una alta relación facies de canal *versus* facies de planicie, también indicadores de patrones entrelazados (Bridge, 1985; Rust & Gibling, 1990).

De un análisis integral de lo ríos modernos y sucesiones antiguas, se ha establecido como generalidad que la estratificación entrecruzada planar es más frecuente en ríos con canales amplios y someros, cuyas márgenes son inestables por la falta de vegetación o material pelítico. En contraste, campos de dunas subácueas tridimensionales, formando estratificaciones entrecruzadas en artesa caracterizan a canales relativamente profundos (hasta algunos metros), cuyos márgenes pueden ser estabilizados por vegetación, fango o por confinamiento dentro de un valle (Rust & Gibling, 1990). La secuencia fluvial arenosa estudiada por estos autores (South Bar Formation, Carbonífero Tardío, Canadá), así también como otra similar investigada por Browne & Plint (1994), poseen mucha similitud con los depósitos de la AF C2. En particular resultan comparables por el predominio de facies entrecruzadas en artesa (St(a), SGt, Fig. 102), los conglomerados masivos en la base (Gm, G*I*m), la escasa a nula participación de facies Sp, Sr y Sh, y por los patrones unimodales de paleocorrientes. En los dos trabajos citados se ha sugerido que los canales eran profundos (alrededor de 4-5 metros en esos ejemplos), con márgenes relativamente estables y que surcaban una planicie entrelazada arenosa. Además, Browne & Plint (1994) han indicado que la baja variabilidad de facies podría deberse a fenómenos de erosión sobre las facies de menor régimen generadas durante las intervalos de baja descarga.

En esta tesis se concluye entonces que los litosomas arenosos y con alta proporción de litofacies entrecruzadas en artesa (AF C2) de la Formación Mulichinco se han formado en canales relativamente profundos y con márgenes estables, controlados por una

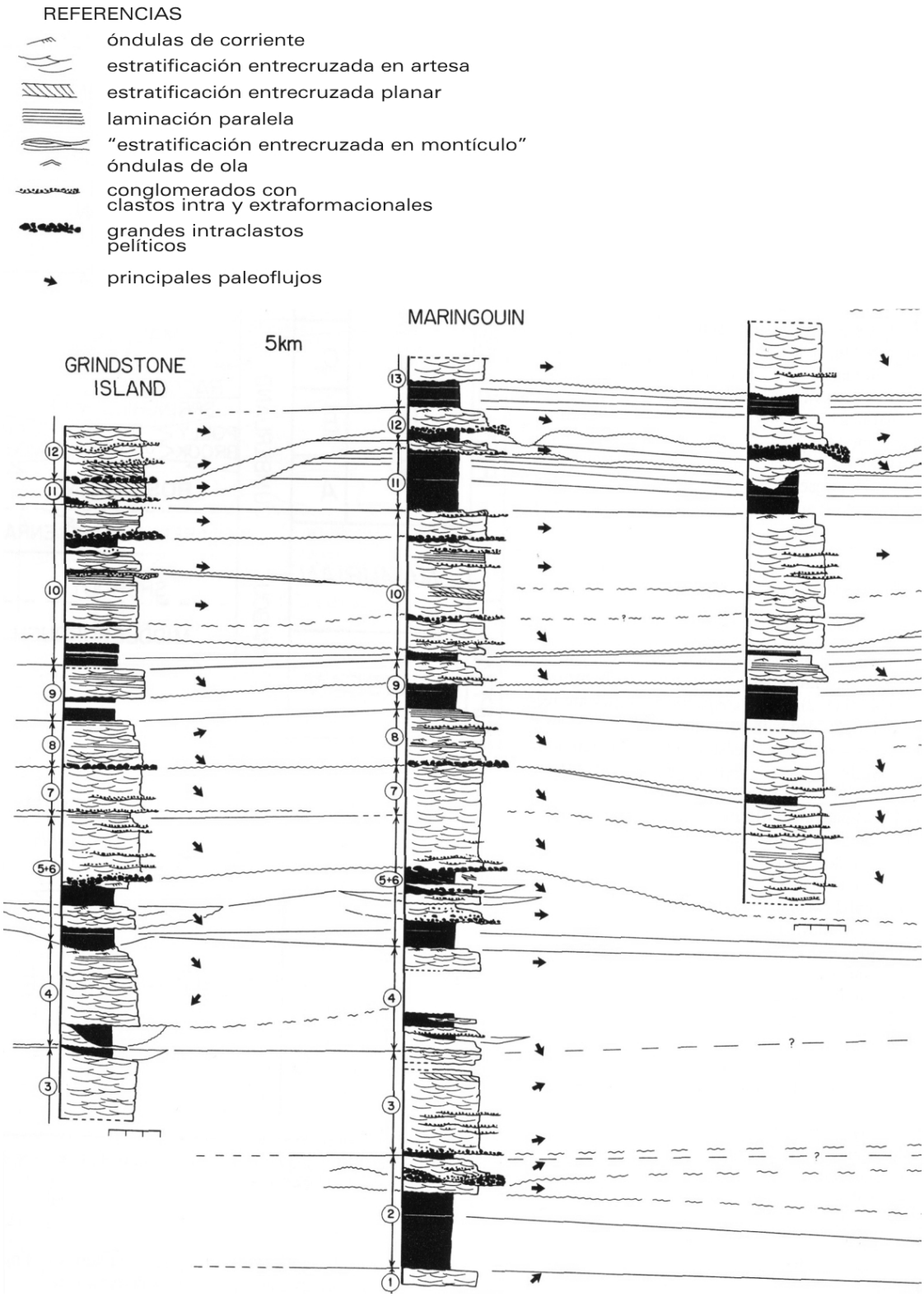


Figura 102. Secuencias de relleno de canales con alto predominio de facies entrecruzadas en artesa (St(a)) de la Formación Boss Point (Carbonífero Tardío, Canadá), tomado de Browne & Plint (1994).

combinación de la vegetación y la presencia de sedimento fino (**Fig. 103**). Evidencias de cobertura vegetal contemporánea se encuentran tanto en las facies finas de planicie de inundación como en los canales, en forma de briznas vegetales y restos de troncos. Las secuencias de relleno simple de la AF C2 (sin superficies internas de orden 5) poseen 4,5 metros de promedio, valor que se estima como un indicador aproximado de la profundidad de los canales (Miall, 1988; Browne & Plint, 1994). Es importante destacar también que las barras de centro de canal con megaóndulas bidimensionales en sus caras de sotavento no fueron muy frecuentes, aunque se han registrado en algunos niveles. Posiblemente este fenómeno se dio en partes de menor energía de aquellos canales o en cuerpos relativamente más someros (Bristow, 1993).

A lo largo del tiempo, fenómenos frecuentes de avulsión (la migración no fue común), en condiciones de baja a moderada agradación, generaron cuerpos con desarrollo tabular de gran extensión (Bristow & Best, 1993). El mecanismo de avulsión intrínseco o cíclico de un canal dentro de una planicie entrelazada ha sido propuesto por Rust & Gibling (1990), cuya esquematización se muestra en la Figura 104. En las porciones más proximales de estos ambientes fluviales, se infiere que los cinturones de canales migraban en forma súbita a otro lugar de la llanura de inundación. Esto se ve reflejado por la presencia de niveles sabulíticos al tope de algunos cuerpos, que indicaría la última etapa de crecida previa a la avulsión (George, 2000). Sobre dicho cinturón abandonado se establecía una planicie limosa moderadamente bien drenada (asociación de facies C3a). El sedimento limoso provenía de crecidas recurrentes por la cual agradaba la planicie. En dichos ambientes, los episodios de desbordamiento más excepcionales generaban la formación de lóbulos de explayamiento y la incisión de canales de *crevasse* (Fig. 103). El aumento progresivo del ancho de un canal de descarga auxiliar podía finalmente restablecer nuevamente una faja de canales en un determinado lugar (Fig. 103).

En canales ubicados hacia el sureste del área de estudio (e.g. localidad RSL), además de los rellenos de St(a) dominantes, se han reconocido superficies internas que corresponden a la migración de macroformas mayores. Algunas de estas formas de gran escala han sido identificadas con certeza como de acreción lateral, aunque otras podrían tener una mayor componente corriente abajo (**Fig. 105**). Estos ríos surcaban por cauces de mayor sinuosidad relativa y posiblemente durante gran parte del tiempo conformaban un sistema monocanal, con carga mixta más o menos constante y relativa profundidad (Miall, 1996). En estos ambientes distales, el abandono de un curso no era tan súbito, sino que los perfiles verticales gradaban desde las arenas de los canales a depósitos más finos a medida que los cauces perdían caudal y capacidad de transporte. De esta manera existía una etapa de retrabajo donde cursos más pequeños y divagantes producían erosión sobre los depósitos previos de los canales principales (Bristow, 1999). Luego se establecía una planicie de inundación (AF C3b), pero en estas regiones más fangosas y con peor drenaje, los cuerpos de agua estancada eran de vida más prolongada (Fig. 105).

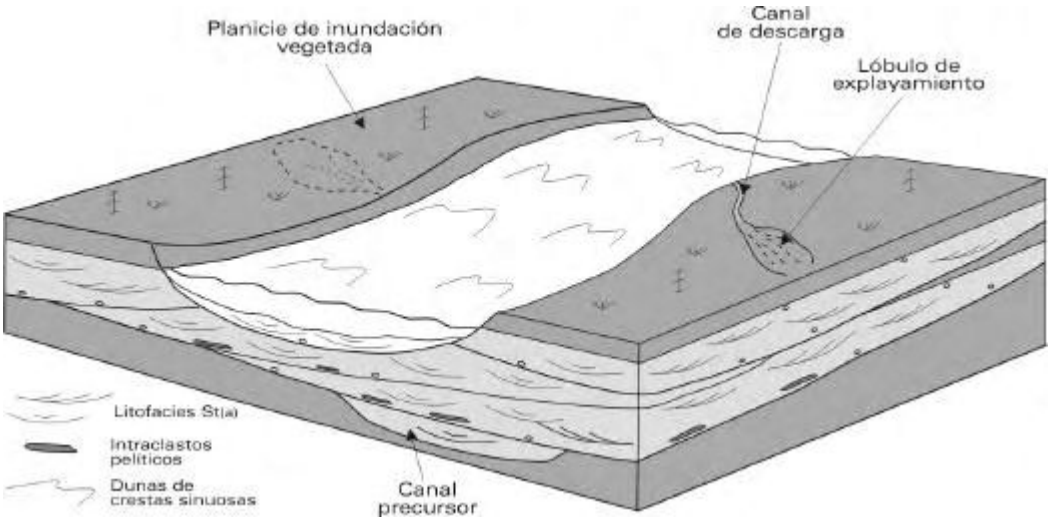


Figura 103. Sistema deposicional fluvial arenoso de baja sinuosidad y profundo, interpretado para la asociación de facies C2 de la Formación Mulichinco (modificado de Rust & Gibling, 1990). Ejemplificado en baja descarga. Durante máximas descargas se producirían lóbulos de explayamiento introduciendo sedimentos areno-limosos sobre la planicie de inundación (C3a).

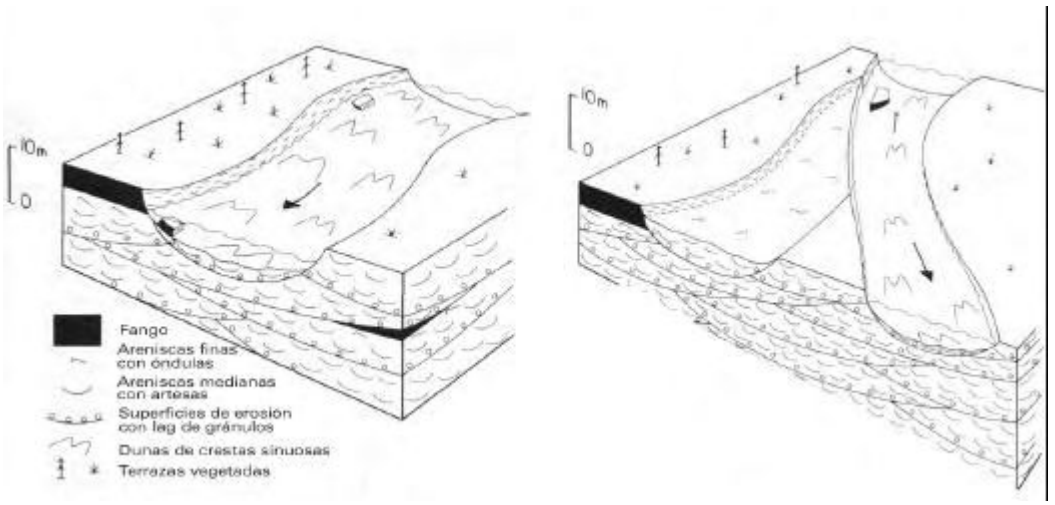


Figura 104. Mecanismo de acumulación y avulsión de un canal activo profundo dentro de una faja de canales en planicies entrelazadas medias a distales. Propuesta de Rust & Gibling (1990, su figura 16).

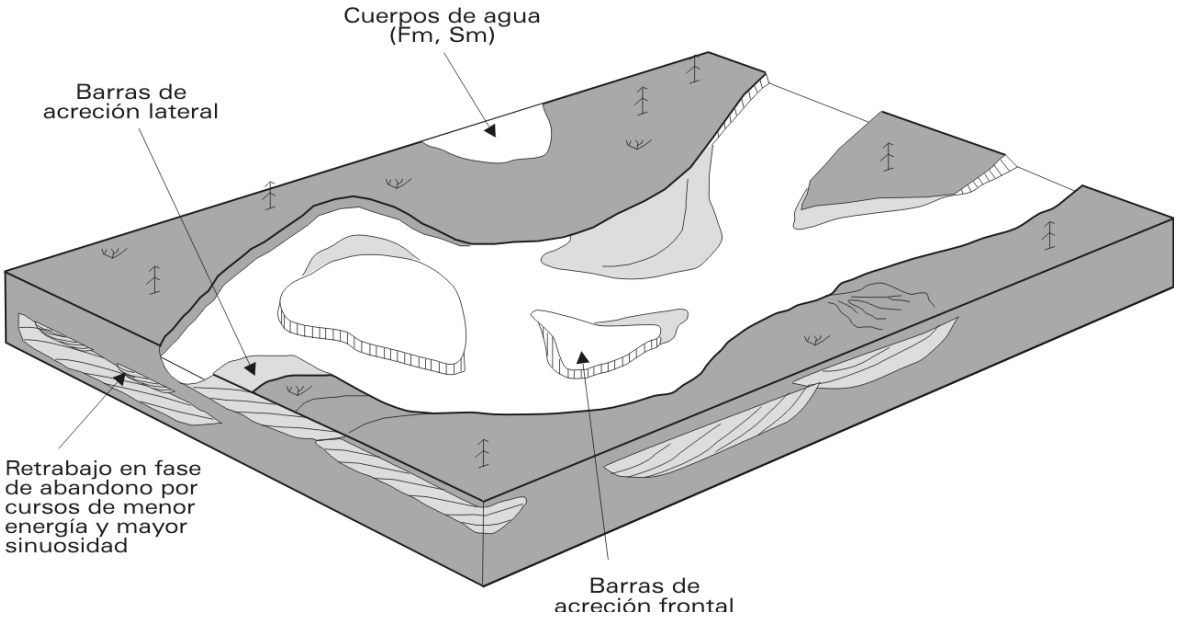


Figura 105. Sistema fluvial arenoso de moderada sinuosidad, interpretado a partir de los litosomas de la AF C2 con superficies entrecruzadas de gran escala. Ejemplificado en baja descarga. Durante máximas descargas se producirían lóbulos de explayamiento y se alimentarían cuerpos de agua someros de larga vida en la planicie de inundación (C3a). Modificado de Miall (1996).

7.2.2. Sistema deltaico fluvio-dominado

Un delta es un rasgo topográfico que produce una protuberancia en la línea de costa, es alimentado por un río y resulta de la progradación mar adentro de los sistemas deposicionales involucrados. Los modelos de sistemas deltaicos recibieron un impulso especial en la década del '70 por su interés como objetivos exploratorios en la industria del petróleo. Galloway (1975) propuso una de las primeras clasificaciones para sistemas deltaicos, en un esquema tripartito que consideraba el aporte fluvial junto con la acción de mareas y olas. La influencia del sistema fluvial alimentador ha recibido especial atención en los deltas fluvio-dominados con granulometrías medianas a gruesas (Orton, 1988; Nemec & Steel, 1988; Postma, 1990; Orton & Reading, 1993). En este caso se han propuesto nuevas clasificaciones para diferenciar entre deltas alimentados por ríos (*river deltas*), y deltas alimentados por abanicos aluviales o *fan deltas* (Nemec & Steel, 1988; Nemec, 1990; Postma, 1990).

Los sistemas deltaicos fluvio-dominados en la Formación Mulichinco se desarrollaron en la región central del área de estudio, durante la etapa inicial de acumulación. Por lo tanto, se relacionan con un período en donde las pendientes geográficas deben haber sido altas por mayor proximidad de las áreas de aporte, en tanto que el suministro clástico debió ser elevado o moderado. El sistema deltaico inferido se encontraba alimentado por los canales principales de baja sinuosidad descriptos en el sistema de acumulación anterior, que surcaban una planicie de inundación de importante dimensión. En los depósitos del frente deltaico se han hallado abundantes briznas vegetales y restos de materia orgánica, situación que permite suponer que la planicie deltaica se encontraba al menos parcialmente vegetada. Estas características generales se encuentran en el modelo propuesto como delta entrelazado (*braid delta*) según Nemec y Steel (1988, **Fig. 106**, esquemas C y D), que son aquellos ambientes de acumulación cuyas planicies deltaicas se han formado por la progradación de un solo río de carga de fondo dentro de un cuerpo de agua (*cf.* Mac Pherson *et al.*, 1987). Esta situación contrasta con los deltas alimentados directamente por abanicos aluviales (**Fig. 106**, A y B), en los cuales la alimentación proviene de un solo punto y con altos relieves muy cercanos, que favorecen una alta recurrencia de flujos masivos (Postma, 1990).

En deltas actuales cuyo sistema de acumulación es similar al inferido en esta investigación (**Fig. 107**), que transportan la mayoría del sedimento como carga de fondo y con granulometrías dentro del rango de arenas, al llegar al medio marino el material tiende a concentrarse en una red de canales múltiples, separados por numerosas barras. Es por eso que dichos canales tienden a ser someros, cambiando con frecuencia de posición (Orton & Reading, 1993). Sin embargo, la planicie vegetada debe haber jugado un rol opuesto, estabilizando parcialmente los canales.

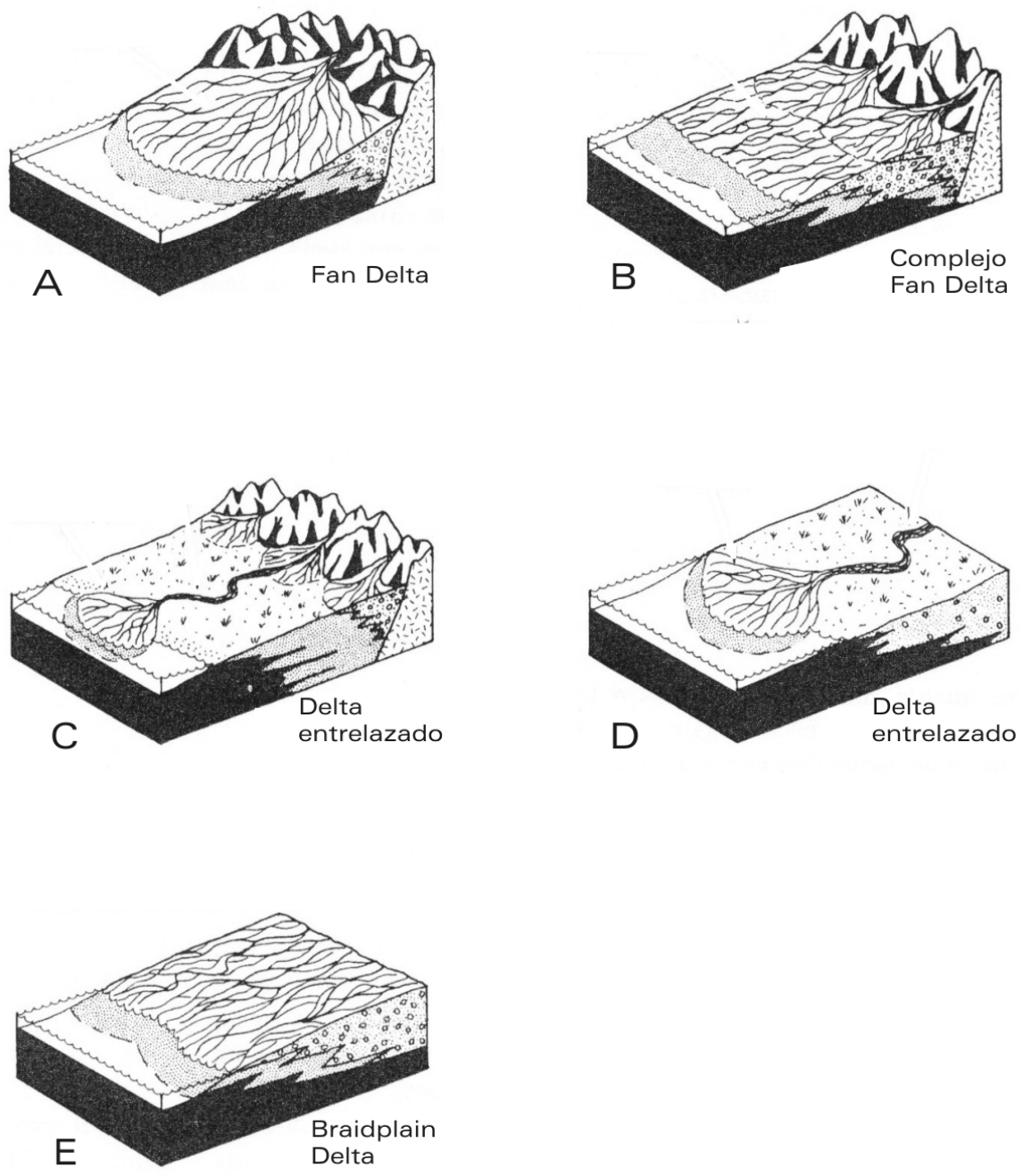


Figura 106. Revisión y clasificación de deltas de granulometría gruesa según Nemec & Steel (1988, modificado), que pone énfasis en su sistema alimentador. Los *fan deltas* corresponden a abanicos aluviales que entran en un cuerpo de agua (A y B). En los *braid deltas* o deltas entrelazados la planicie distributaria entrelazada se ha formado por la progradación de un río con carga de fondo en un cuerpo de agua (C y D). Finalmente, *Braidplains deltas* son deltas de planicies entrelazadas (E).

En el contacto con el cuerpo de agua los efluentes provenientes de los ríos se mezclan, desaceleran y finalmente depositan su carga sedimentaria. En las barras de desembocadura, durante períodos de baja descarga prevale una fuerte dispersión por fuerzas friccionales de los efluentes, que forma capas tabulares (*cf.* Coleman & Wright, 1975). Dichos procesos son causados por corrientes diluidas, probablemente asociadas a flujos hipo u homoclinales (Martinsen, 1990). En contraste, cuando los canales se encuentran en etapas de crecidas, el aporte aluvial puede ser más denso que las aguas de la cuenca, generando flujos hiperpicnales, relaciones friccionales y con menor mezcla con el medio marino (Orton & Reading, 1993). En esta situación se pueden originar corrientes densas que alcanzan partes más distales del frente deltaico (Nemec, 1990). Por su parte, por el predominio de procesos friccionales, las barras de desembocadura son en su mayoría radiales (Coleman & Wright, 1975, Fig. 107). Mientras tanto, en el medio marino más profundo la acción de olas de tormenta es débil, pero con capacidad para acumular capas monticulares en forma esporádica. También la existencia de corrientes de mareas ha sido documentada, con bancos discretos en zonas de moderada profundidad. Las porciones más distales del prodelta eran alcanzadas por limos (arcillas subordinadas), relacionados con plumas mantenidas por fenómenos de *buoyancy* o alzamiento (Orton & Reading, 1993). Los sedimentos se acumulaban por decantación desde dichas suspensiones.

Por las características mencionadas arriba (en particular el dominio de procesos friccionales) se infiere que este sistema deltaico fluvio-dominado no ha desarrollado un importante talud y se ha instalado en aguas poco profundas (Nemec, 1990; Postma, 1990; Orton & Reading, 1993, entre otros), posiblemente en profundidades entre 20 y 40 metros según el espesor de las secuencias deltaicas (Martinsen, 1990, ver Fig. 69). De lo contrario, el ambiente de prodelta debería mostrar mayor proporción de arcillas en donde los pliegues y fallas sinsedimentarias deberían ser comunes (e.g. Pulham, 1989), o deberían haberse documentado caras frontales de gran escala (clásicas formas de perfiles en deltas "tipo Gilbert", Postma 1990, **Fig. 108**). Por otra parte, tampoco se han observado formas canalizadas entre los depósitos más finos, que representan los conductos alimentadores de abanicos submarinos en los sistemas fluvio-turbidíticos (Colella, 1988) (véase Fig. 108 tipos 11 y 12). Por lo tanto se considera que a diferencia de lo sugerido por Zavala (2000), tampoco representan a este tipo de ambientes deltaicos. Según Martinsen (1990), la generación de corrientes densas en estos ambientes sería posible gracias a una combinación de deltas con frentes deltaicos en aguas someras, fuertes variaciones de descarga, salinidad menor a la marina normal y material fino que puede ser transportado por dichas corrientes.

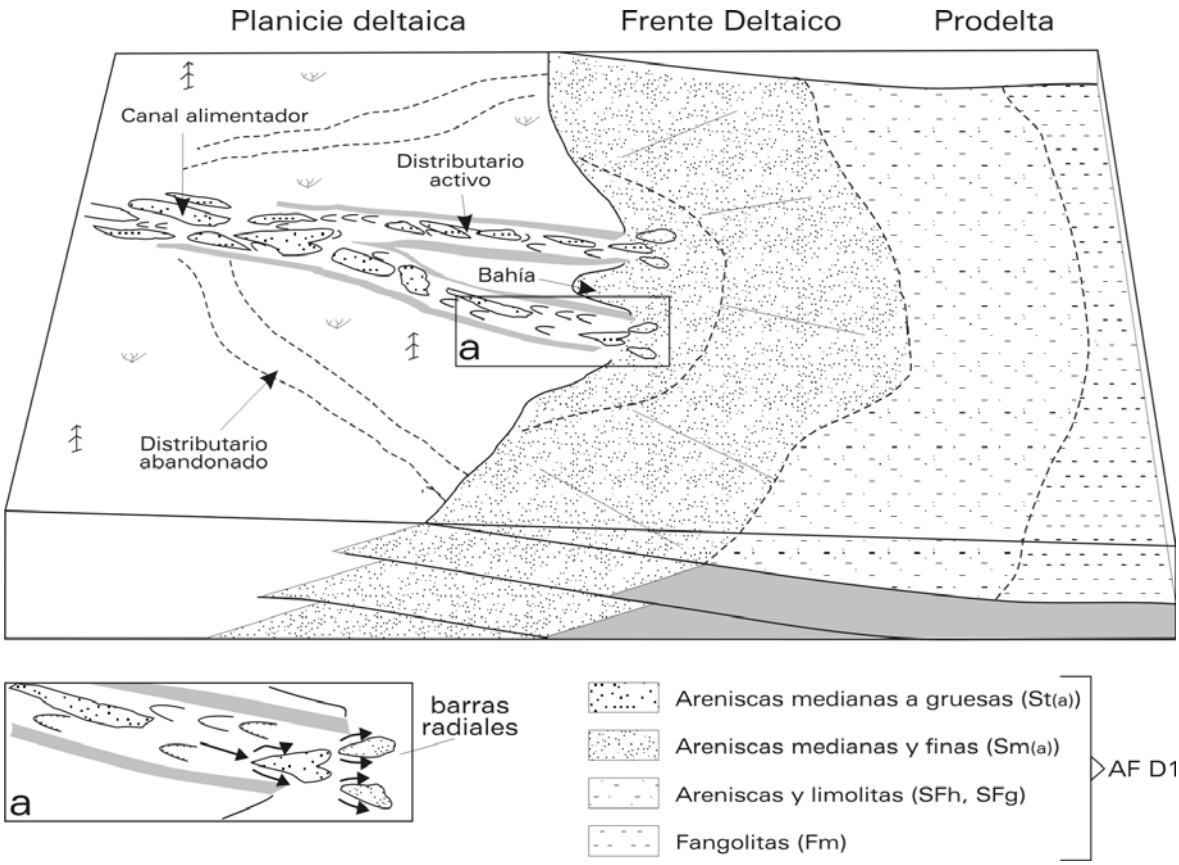


Figura 107. Sistema deltaico dominado por procesos fluviales interpretado a partir de la asociación de facies D1, y que caracteriza a las zonas costeras de la región Austral durante el inicio de la sedimentación de la Formación Mulichinco. Corresponde a un *braid delta* o delta entrelazado porque la fuente de alimentación es un río de carga de fondo de baja sinuosidad. En el medio marino dominan los procesos friccionales y los flujos de alta densidad, y en las desembocaduras se generan de preferencia barras radiales (a).

Además de bajos gradientes, comparado con deltas gruesos dominados por abanicos aluviales, los deltas fluvio-dominados y de granulometrías arenosas tienden a desarrollar costas disipativas (Orton, 1988, Orton & Reading, 1993). En estas condiciones es probable que se formen bahías interdistributarias y albuferas por la baja pendiente de la planicie aluvial (Fig. 107). Si bien las facies asociadas de playa o partes costaneras no han sido preservadas o no eran muy comunes en las sedimentitas de la Formación Mulichinco, sí se han registrado sedimentos finos que pertenecen a facies de albuferas desarrolladas entre los canales. Por su parte, dado que la profundidad de emplazamiento no era muy grande, los lóbulos deltaicos sucesivos no tenían necesidad de progradar sobre barras de desembocadura previas. Combinado con cierta actividad de olas y predominio de procesos disipativos, la morfología en planta predominante debe haber sido cuspada a rectilínea (Fig. 107).

El sistema deltaico y alimentador inferido en este trabajo se considera semejante a los prototipos deltaicos 2 y 7 del esquema que propusiera Postma (1990, Fig. 108). Cuanto mayor haya sido el rol de la cobertura vegetal para estabilizar los canales más similar al tipo 7 habrá sido el sistema alimentador. En la actualidad, los atributos de este tipo de deltas se encuentran representados en algunas cabeceras de fiordos y en el delta del Río Burdekin, de la costa nordeste de Australia (Postma, 1990). Este delta posee una descarga muy errática, desemboca en una plataforma somera y el río alimentador acumula depósitos gruesos unos pocos kilómetros aguas arriba del ápice deltaico (Coleman & Wright, 1975). Si bien las olas y las mareas son significativas, el control fundamental está reservado a los procesos fluviales. Todas estas características pueden hallarse en los deltas fluvio-dominados de la porción basal de la Formación Mulichinco. Además se infiere que por su posición estratigráfica, pueden haber estado controlados por una topografía previa irregular, con valles parcialmente incididos (Bhattacharya & Walker, 1992). Dicha situación pudo haber condicionado su evolución posterior cuando se redujo el suministro clástico (amplificación de mareas) y evitado una actividad frontal de las olas. Con respecto a este punto cabe recordar la marcada diferencia que existe entre este sistema deposicional deltaico y el que tenía lugar hacia la región nororiental, conformado por secuencias granocrecientes con claro dominio de acción de olas de tormenta.

7.2.3. Sistema deltaico influenciado por mareas

La mayoría de los deltas actuales dominados o influenciados por mareas tienen forma de embudo en su desembocadura, situación que hace difícil reconocer el carácter progradante de su línea de costa (Hori *et al.*, 2002) y por lo tanto clasificarlos como deltas (ver definición más arriba). Esta configuración de sus desembocaduras ha sido una de las varias razones por las cuales estos tipos de deltas han sido considerados como ambientes deposicionales no muy claros. Walker (1992), por ejemplo, sostuvo que

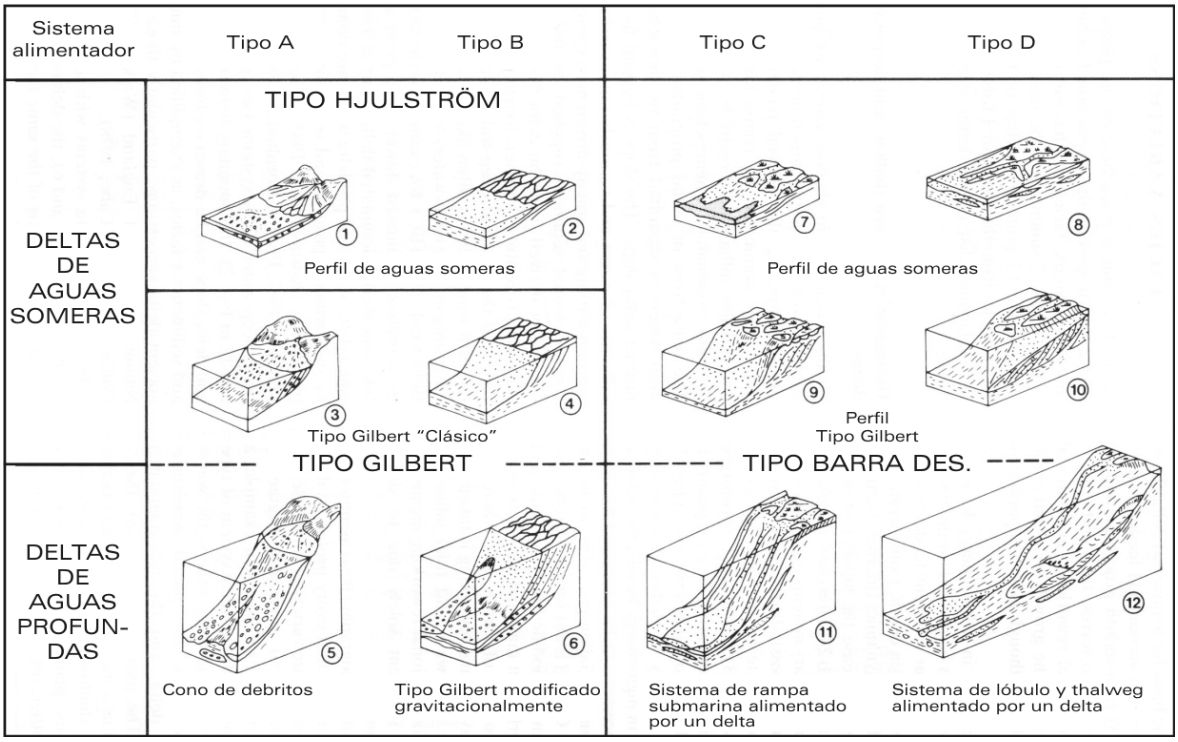


Figura 108. Prototipos (1-12) de deltas establecidos por Postma (1990, su figura 2), sobre la base del sistema distributario alimentador, rangos fundamentales de profundidad y fuerzas que afectan a los efluentes en la desembocadura (inerciales, friccionales o de flotación). DES.: DESEMBOCADURA.

los deltas mareales deberían entenderse más como estuarios, y que la clasificación de Galloway (1975) debía revisarse. Sin embargo, esta confusión sobre la aparente inexistencia de ambientes regresivos dominados por mareas proviene del hecho de que el estudio de costas actuales se encuentra desviado hacia las condiciones de mar alto que han prevalecido durante el Holoceno (Porebski & Steel, 2001). Así, en forma reciente el estudio de sistemas mareales en contextos regresivos ha aumentado, particularmente en el Cretácico de Estados Unidos (Willis *et al.*, 1999; Willis & Gabel, 2001; Bhattacharya *et al.*, 2001; Martinsen, 2001).

En parte por esta confusión, los modelos actualistas para deltas influenciados por mareas no se han desarrollado con la misma velocidad que los pertenecientes a deltas dominados por procesos fluviales o de ola (e.g. Bhattacharya & Walker, 1992; Reading & Collinson, 1996). Según Dalrymple (1992), a esto se suma el hecho de que en los deltas mareales los cambios espaciales que se registran en la influencia de los procesos fluviales, mareales y de oleaje son muy complejos. De todas maneras, Dalrymple (1992) sintetizó el conocimiento del que se disponía en ambientes actuales en un modelo deposicional, con las probables sucesiones de facies que en él se desarrollarían (**Fig. 109**). Este modelo se encuentra en una etapa de revisión y testeo a partir de nuevos trabajos sobre grandes ríos del mundo que desembocan en ambientes dominados o influenciados por mareas (e.g. Harris, *et al.*, 1993; Kuehl *et al.*, 1997; Hori *et al.*, 2002; Ta *et al.*, 2002). Sin embargo, esos modelos de acumulación establecidos para grandes ríos (el río Chajiang de China estudiado por Hori y coautores posee 6.500 km de longitud), posiblemente no puedan ser completamente extrapolados a ríos más pequeños en cuencas de drenaje menores, puesto que su evolución esta controlada de manera sustancial por el gran aporte de sedimentos de los ríos. No obstante, sirven seguramente de marco general para efectuar comparaciones.

En el caso de la Formación Mulichinco, las sedimentitas que presentan rasgos mareales de las asociaciones de facies D2 y D3 (Fig. 69) poseen además evidencias que permiten asignarlas a sistemas deltaicos. La AF D3, con sus sucesiones granocrecientes, registra el desarrollo de ciclos de somerización interrumpidos por rápidas inundaciones. Si bien esta situación puede ser común en sucesiones de plataformas regresivas dominadas por mareas (Mutti *et al.*, 1985), las asociaciones D2 y D3 se relacionan además verticalmente con canales fluviales de baja sinuosidad (AF C2) que, como ya se estableciera, en sus porciones más distales de afloramientos representan sistemas alimentadores de deltas. De esta manera se infiere la relación de las AFs D2 y D3 con sistemas deltaicos. Sin embargo, a diferencia de las acumulaciones pertenecientes a los sistemas deltaicos fluvio-dominados descriptos, en los depósitos de las asociaciones de facies D2 y D3 existen una mayor proporción de facies influenciadas por corrientes mareales y ausencia casi total de sedimentitas acumuladas por corrientes de alta densidad.

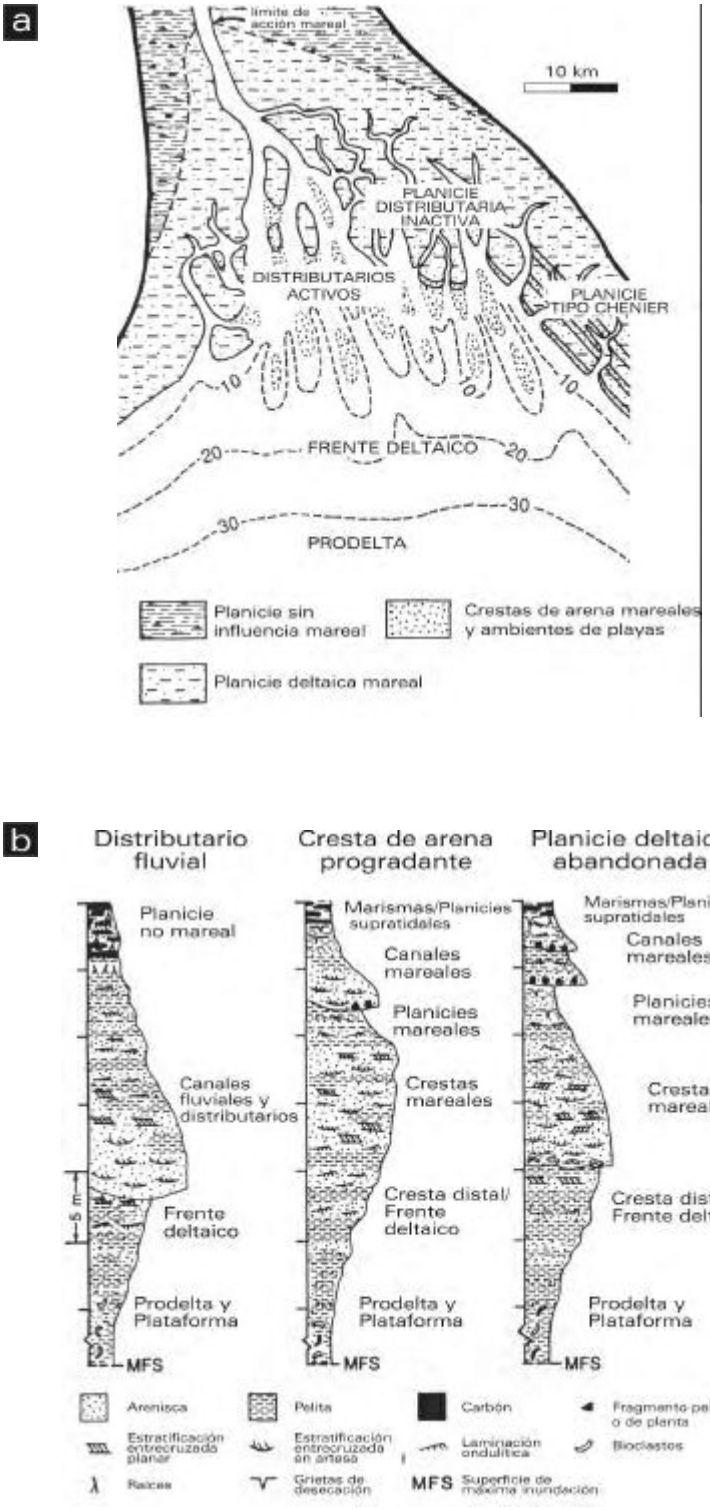


Figura 109. Modelo de delta dominado por mareas según Dalrymple (1992). a) Mapa esquemático sobre la base de deltas actuales (Ord, Ganges-Brahamaputra, Colorado y Klang). b) Síntesis de sucesiones de facies verticales hipóteticas que podrían registrarse en estos tipos de deltas bajo climas húmedos.

Además, en forma comparativa decrece el tamaño de partícula, se registra mayor bioturbación y pueden aparecer algunos bancos con restos fósiles concentrados. Por todas estas características se interpreta a estas asociaciones de facies de la Formación Mulichinco como formadas en ambientes deltaicos con fuerte influencia mareal.

En el sistema deposicional interpretado (**Fig. 110**), aguas arriba del ambiente propiamente deltaico se encuentran los ríos alimentadores, correspondientes a canales de baja sinuosidad de la asociación de facies C2. Estos sistemas fluviales acumulan arenas en las partes altas de la planicie deltaica, trasportando hasta la cuenca importante cantidad de material fino. Algunos de ellos muestran cierta influencia mareal al tope (localidad APN, Anexo I). La desembocadura de los ríos constituye un ápice a partir del cual se extiende un engolfamiento con forma de embudo, que favorece la amplificación de las mareas (*cf.* Dalrymple, 1992). Los canales distributarios influenciados por mareas de la asociación de facies D2 reflejan las condiciones más proximales de los deltas, con algunos caracteres fluviales (Fig. 110). Esta región corresponde a la zona activa del delta y por allí se produce la circulación de los sedimentos hacia el ambiente marino (Maguregui & Tyler, 1991). Dentro de los canales distributarios prevalecen corrientes de reflujo, responsables de modelar ondas de arena y dunas bidimensionales que migran principalmente mar adentro. En las partes más proximales en cambio pueden prevalecer dunas tridimensionales. Los períodos cíclicos de decrecimiento del influjo mareal dejaron su impronta en forma de óndulas de corriente y/o pausas de arcilla. Estos son atributos que los distinguen de los canales fluviales. Por su parte, la tasa de sedimentación dentro de los canales es alta y las condiciones del ambiente no favorecen la instalación de comunidades bentónicas.

Los canales distributarios han tenido profundidades del orden de los 4 metros (Fig. 69) y se rellenan en forma progresiva. En este sistema se considera además que la migración lateral de estos canales es baja (*cf.* Ta *et al.*, 2002) y su relleno se debe a agradación de las barras, de modo tal que hacia las partes más altas la profundidad es menor y por lo tanto se generan las formas de lecho de menor amplitud. Estas sucesiones grano y estratocrecientes, con bases erosivas y canalizadas han sido predecidas en el modelo vertical de facies de Dalrymple (1992, Fig. 109b). Sin embargo en este estudio, a diferencia de dicha secuencia, las facies de planicies deltaicas (intermareales) no han sido reconocidas.

En forma lateral a los canales se desarrollan formas que limitan los canales y en las cuales las corrientes mareales son más débiles, pero de intensidad más constante, y se combinan con procesos de olas (Fig. 110). Esta situación de ambiente más estable genera menor cantidad relativa de recubrimientos de arcilla, pero facilita la acumulación de arenas finas con laminación ondulítica y la proliferación de organismos infaunales

detritívoros y suspensívoros. Cuando los canales son abandonados, rápidamente se produce una transgresión localizada que genera concentración de material bioclástico y luego la instalación de estas facies de intercanal (Fig. 110). Estas condiciones habrían impedido la preservación de facies intermareales de planicies deltaicas subaéreas.

En el sistema de delta mareal interpretado para la Formación Mulichinco, las sucesiones granocrecientes de la asociación de facies D3 (Fig. 69) representan condiciones de progradación del sistema deposicional (Fig. 110). En el prodelta se acumulan fangolitas con importante aporte de materia orgánica; la colonización bentónica inferida para dichos ambientes es escasa a nula, situación similar a lo que ocurre en el prodelta del río Fly (Harris *et al.*, 1993). El prodelta se desarrolla por debajo de profundidades entre 10 y 30 m (Allen *et al.*, 1979; Dalrymple, 1992; Hori *et al.*, 2002). Algo más hacia el continente, en las porciones más distales del frente deltaico, se generan pares interlaminados no cíclicos (Staub *et al.*, 2000), compuesto por limolitas y fangos, estos últimos formados durante los momentos de máxima descarga fluvial o de intensidad de mareas (efecto adicional de tormentas?). Esta situación es común es ambientes de acumulación similares, condicionados por estaciones monzónicas (Staub *et al.*, 2000).

En ambientes intermedios del frente deltaico (Fig. 110), la recurrencia de corrientes tractivas (de ola y/o de marea) alterna con sedimentación suspensiva y da lugar a potentes interestratificados de fango-arena con óndulas (*mud-sand couplets*). Esta facies corresponde a la porción distal de las formas de lecho arenosas (Dalrymple, 1992; Hori *et al.*, 2002). En las porciones más someras del frente deltaico se generan ondas de arenas (*sand waves*) migrando de preferencia hacia la cuenca. Existen formas enteramente arenosas, y a veces entre ellas capas dobles de arena-fango (Fig. 69). Los espesores del orden de 4 m permite sugerir que estas acumulaciones arenosas constituyen barras u ondas mareales posiblemente alineadas antes que crestas de arena mareales o *tidal sand ridges*, que de acuerdo a Dalrymple (1992) tiene una escala mucho más grande. Esto pudo deberse a que la profundidad del agua o la disponibilidad de arena fueron insuficientes (Dalrymple, 1992). En otro orden, unas pocas ondas de arena poseen base erosiva y sucesiones granodecrecientes por arriba. Estos paquetes podrían representar a porciones abandonadas de la planicie deltaica ya que poseen algunos niveles intermareales en el tope (Dalrymple, 1992, Fig. 109b).

Por último, merece destacarse que a diferencia de lo que ocurre con los sistemas fluvio-dominados, no es muy común observar a los depósitos de canales distributarios estuarinos cortando a las ondas de arena. Esto puede deberse a que los sistemas deltaicos mareales ocupan extensiones considerables y, si la velocidad de progradación no es muy alta, tal vez no se recrean condiciones para que un canal prograde sobre el tope de una sucesión de prodelta-frente deltaico (*cf.* Willis & Gabel, 2001).

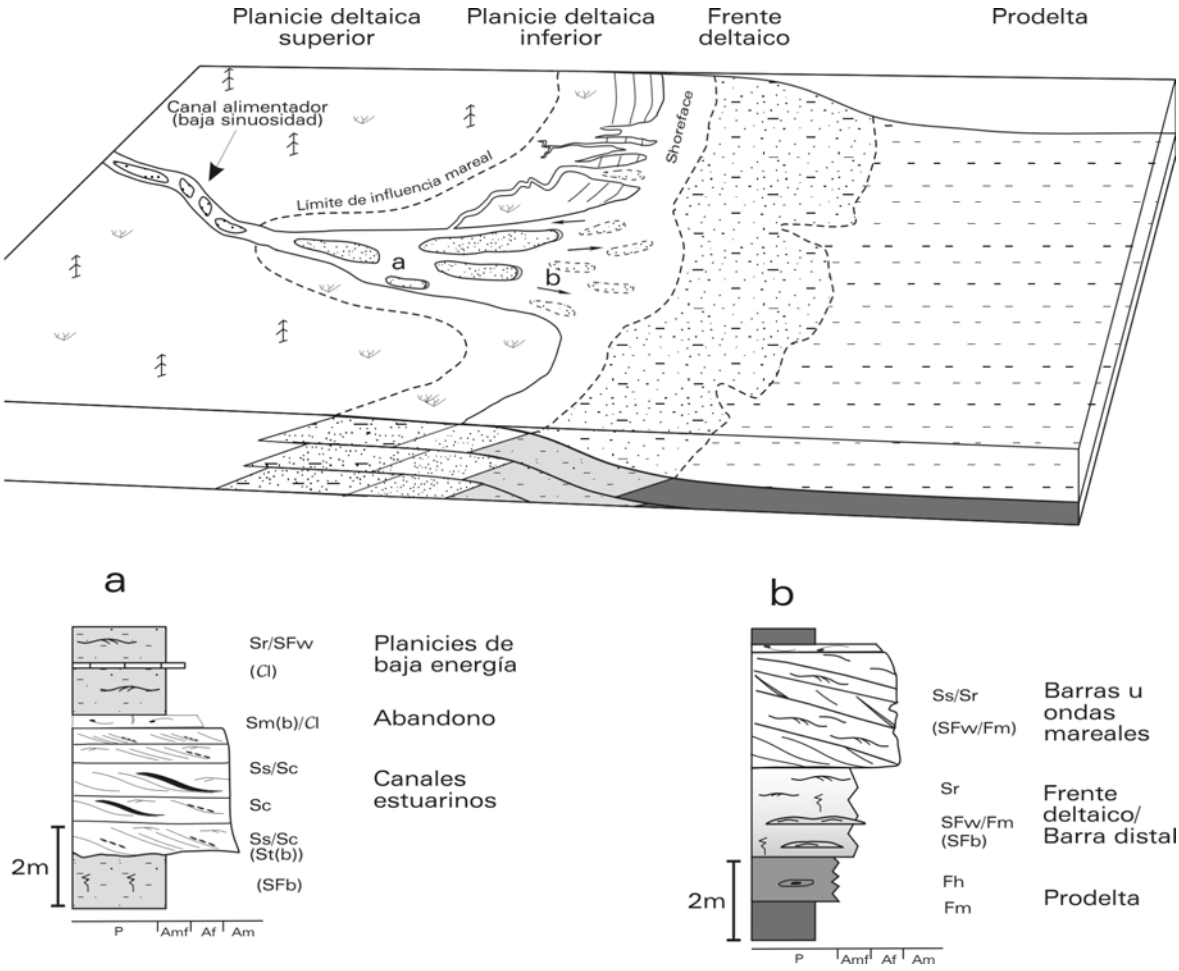


Figura 110. Sistema deposicional deltaico influenciado por mareas de la Formación Mulichinco, interpretado a partir de las asociaciones de facies D2 y D3 (basado en Dalrymple, 1992; Harris *et al.*, 1993; Emery & Myers, 1996; Hori *et al.*, 2002). Las sucesiones deposicionales a) y b) ilustran respectivamente la acumulación en la región de los canales distributarios estuarinos y en el ambiente de frente deltaico donde se generan las ondas de arena mareales . No se ha encontrado claro registro de las porciones intermareales, por lo tanto su inclusión es especulativa (F: fangolita; Amf: arenisca muy fina; Af: arenisca fina; Am: arenisca mediana).

7.2.4. Sistema estuarino y de costas transgresivas

Los estuarios son sistemas deposicionales que ocupan valle fluviales inundados y por lo tanto se relacionan directamente con períodos de transgresión, en los cuales una línea de costa migra hacia el continente (Zaitlin *et al.*, 1994). Esta situación genera además un aumento del nivel de base de los ríos y por lo tanto una disminución del gradiente. En estas condiciones es probable que los ríos se vuelvan comparativamente más sinuosos por el aumento de agradación en la zona distal del sistema (Quirk, 1996).

Según Dalrymple *et al.* (1992), un ambiente estuarino constituye la porción mar adentro de un sistema de valle inundado, que recibe sedimentos tanto desde el continente como del retrabajo de sedimentos marinos previos, y que se extiende tierra adentro hasta donde se registra influencia de mareas y mar adentro hasta donde las facies costeras dejan de mostrar evidencias de restricción (**Fig. 111a**). En todos los estuarios se desarrolla con mayor o menor grado un sistema tripartito (exterior grueso - central fino - interior grueso) en función de la energía total del ambiente, puesto que los procesos marinos por un extremo y los fluviales por el otro, decrecen en intensidad hacia dentro del estuario (**Fig. 111b**). Sin embargo, mientras la energía de ola se disipa rápidamente hacia el continente por la existencia de barras o barreras, las corrientes mareales de flujo pueden ser primero amplificadas por la morfología antes de hacerse finalmente imperceptibles en la cabecera del estuario (Dalrymple *et al.*, 1992). La combinación de dichos procesos ha dado lugar a que, aún en condiciones de bajo régimen mareal, si la energía de olas es muy baja se forman estuarios dominados por mareas. La diferencia fundamental entre estuarios mareales y estuarios dominados por olas analizados como extremos de un continuo, es que en los primeros está ausente una región central con acumulación de fangos y en cambio se forman barras mareales elongadas (Dalrymple *et al.*, 1992). Con todo, se han hallado claros ejemplos de estuarios influenciados tanto por olas y mareas que pueden poseer ambos rasgos; un ejemplo muy conocido es el estuario Gironde en Francia (Allen & Posamentier, 1993), intensamente estudiado por Allen y coautores (ver referencias en Allen, 1991).

En la Formación Mulichinco se encuentra un intervalo estratigráfico que denota una progresiva expansión del medio marino, en forma conjunta con sistemas fluviales de mayor sinuosidad relativa e influencia mareal. Las asociaciones de facies estuarinas E1 a E3 (Fig. 76), ubicadas en la porción media de la unidad en las regiones Austral y Central (Anexo I), dan cuenta de estas condiciones, y el sistema inferido sobre la base de sus características se muestra en la **Figura 112**.

La asociación de facies de canales fluviales arenosos de alta sinuosidad (AF E1, Fig. 76) de la Formación Mulichinco aparece en forma transicional a neta sobre depósitos fluviales de baja sinuosidad (AF C2). Esta situación refleja un evento de progresiva

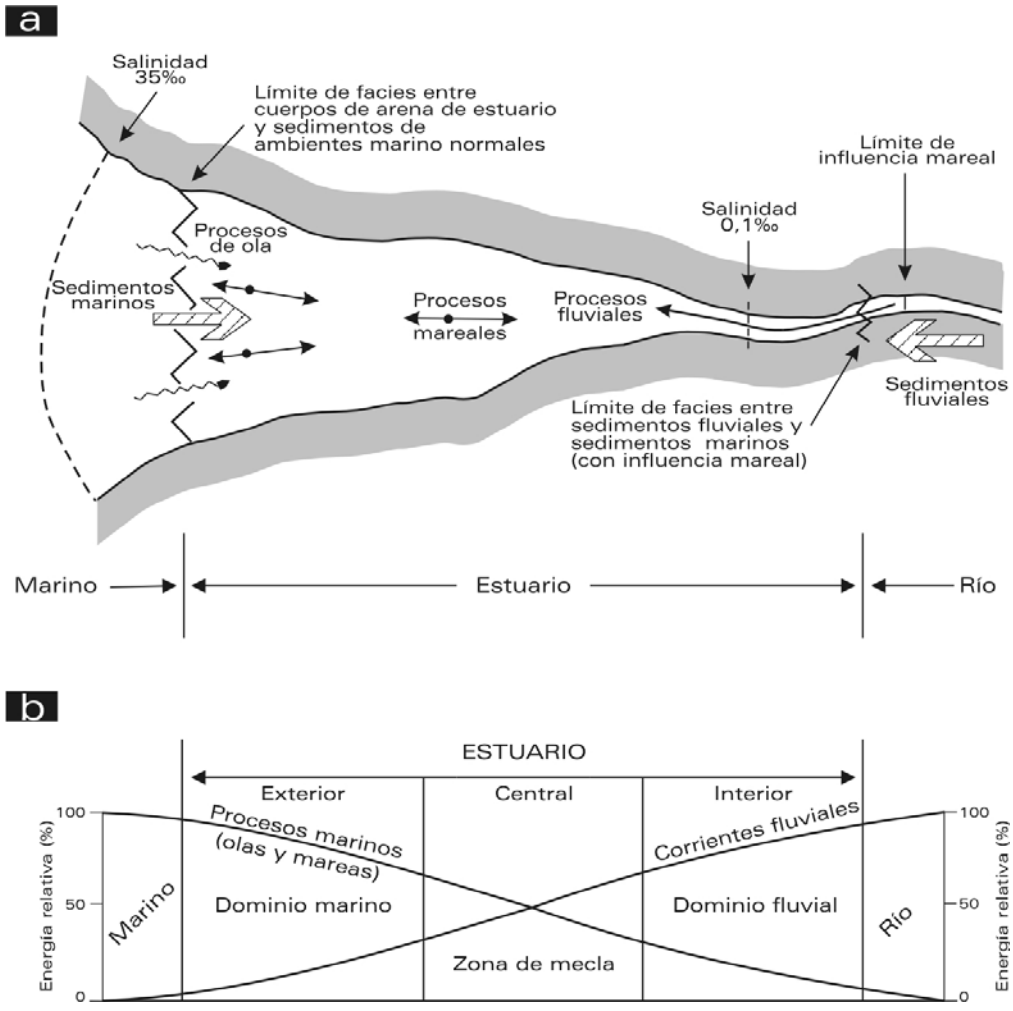


Figura 111. a) Representación esquemática del alcance de un estuario en función de los procesos que operan en él. Se extiende tierra adentro hasta donde se registra influencia de mareas y mar adentro hasta donde las facies costeras muestran evidencias de restricción. El estuario recibe sedimentos tanto desde el continente como del retrabajo de depósitos marinos previos. b) Distribución esquemática de los procesos físicos que operan dentro de los estuarios y la zonación de facies tripartita resultante. Ambas ilustraciones tomadas de Dalrymple *et al.* (1992).

inundación de valles fluviales previos y disminución de gradiente de los ríos. Sobre ellos se suceden facies de ambientes marinos someros y marino-marginales (AF E3) en la región Central, mientras que, continente adentro y verticalmente, se asocian facies de centro de estuario y barras mareales elongadas (AF E2). Considerando la definición sobre el alcance de estuarios mencionada más arriba, parte del registro de la asociación de facies marinas (E3) posiblemente no se encuentre asociado a bocas de estuarios, pero sí a las costas adyacentes que se hallan en un período de erosión por la transgresión (Fig. 112). Así, es probable que constituyan una de las fuentes de suministro clástico que es incorporado al medio estuarino (*cf.* Allen, 1991).

La otra fuente de material proviene de los sistemas fluviales. Estos sistemas pasan de ambientes con sedimentación exclusivamente arenosa a regiones más distales en donde se favorece sedimentación y preservación de fangos. En términos actualistas, el fenómeno de entrampamiento y acumulación de fango en canales, ocurre de preferencia durante los períodos de baja descarga de los ríos, en los cuales la zona de máxima turbidez (por el término inglés *turbidity maximun*) se encuentra en el extremo superior del estuario (Allen, 1991). En términos de sucesiones antiguas, a través de esta transición de facies se ubica el límite de la influencia mareal (Smith, 1987; Allen, 1991) y por ende el límite del estuario (Fig. 112).

Los canales con barras de punta influenciadas por mareas gradan verticalmente a planicies intermareales. En ellas prevalecen fenómenos de decantación - tracción en bajo régimen de flujo, con acumulación de fangos masivos y lentes de arenas con óndulas respectivamente. Estos ambientes bordean también la zona central del estuario (Fig. 112) y son colonizados por organismos bioturbadores, en su mayoría detritívoros. No se han encontrado fangos con alta densidad de raíces y por lo tanto se desconoce si existían marismas en ambientes adyacentes, aunque se lo considera muy probable.

Por otro lado, en algunos lugares la energía y asimetría de las corrientes se incrementa generando corrientes de alto régimen de flujo que producen capas arenosas con estratificación horizontal e intraclastos pelíticos, separados o no por particiones fangolíticas. En estuarios actuales con neto dominio de mareas, estas planicies arenosas tienen lugar por detrás de donde se generan las barras mareales (Dalrymple *et al.*, 1992) (Fig. 112). Dada la inexistencia de registro icnológico en estas facies, se considera que allí las condiciones de alta energía impedían una importante proliferación de fauna.

En la región central del sistema estuarino inferido se desarrollan barras mareales elongadas (Fig. 112). Estas se componen de *sets* entrecruzados mareales modelados tanto por corrientes de flujo como de reflujo en ambientes submareales. Las condiciones de energía impiden la extensa preservación de recubrimientos de fango, que se incorporan como intraclastos alineados a las superficies de entrecruzamiento. La intensidad de las corrientes mareales disminuye hacia la boca del estuario y junto con la disipación de la

energía de olas, en la parte más externa de la zona central se genera el mínimo nivel relativo de energía dentro del estuario, en agua someras (Fig. 112). Allí se produce una importante decantación de fangos, especialmente durante las épocas de alta descarga fluvial y períodos de sicigia, puesto que en esos momentos la zona de máxima turbidez tiende a desplazarse hacia allí (Allen, 1991). En ese ambiente prolifera una escasa fauna representada en el registro fósil por ostrácodos. Por último resta indicar que esta sucesión de facies (E2) se apoya sobre sedimentitas de la E1, por lo tanto es claro que ambas asociaciones representan un continuo espacial además de vertical.

En cambio, la reconstrucción de la región inferior o externa del estuario es más dificultosa. En estuarios dominados por mareas con clara morfología de embudo, no existen facies de boca de estuario y las barras mareales estuarinas pasan a facies de plataforma marina en forma gradual (Dalrymple *et al.*, 1992). En la Formación Mulichinco, la existencia de fangolitas de centro de estuario es una evidencia de cierta influencia de olas y por lo tanto de formas constructivas hacia la desembocadura del sistema deposicional (Fig. 112). Esta configuración es muy similar a la que se encuentra en el estuario Gironde (Allen, 1991). Según Reinson (1992) este tipo de distribución de facies se genera en estuarios con rangos meso-macromareales y con influencia de olas. Modelos similares han sido también inferidos para el registro geológico (e.g. Archer *et al.*, 1994).

En la asociación de facies E3, existen facies con granulometrías relativamente gruesas (hasta rudstones) y con mayor cantidad de componentes intracuencales que estuario adentro. Estas características permiten suponer que podrían representar parte de las acumulaciones de la boca del mismo, aunque también podrían corresponder a costas albuféricas y ambientes marinos someros adyacentes. Con todo, es factible considerar que los cuerpos canalizados con rellenos bioclásticos y entrecruzamientos orientados al sur (hacia el continente), hallados en algunas localidades de la región Central del área estudiada, puedan corresponder a canales mareales con dominio de corrientes de flujo (deltas de flujo en Fig. 112). Éstos intercalan con areniscas medianas y estructuras de óndulas que podrían conformar parte de las barras asociadas (Allen, 1991).

En los perfiles Anticlinal Loma Rayoso y Arroyo Pichi Neuquén (Anexo I) se han encontrado dos sucesiones granocrecientes de menos de 4 m de potencia asignadas a la asociación de facies E3 (Fig. 81). Las mismas pueden representar pequeñas progradaciones de depósitos marinos someros en un contexto transgresivo (Fig. 112), puesto que por encima de ellos se reconoce una superficie de erosión que genera una caliza bioclástica residual (litofacies *FT*), que pasa en forma gradual a potentes pelitas de plataforma externa con restos de amonites. Esta superficie de inundación regional representa el evento de expansión marino de mayor magnitud acaecido durante la acumulación de la Formación Mulichinco.

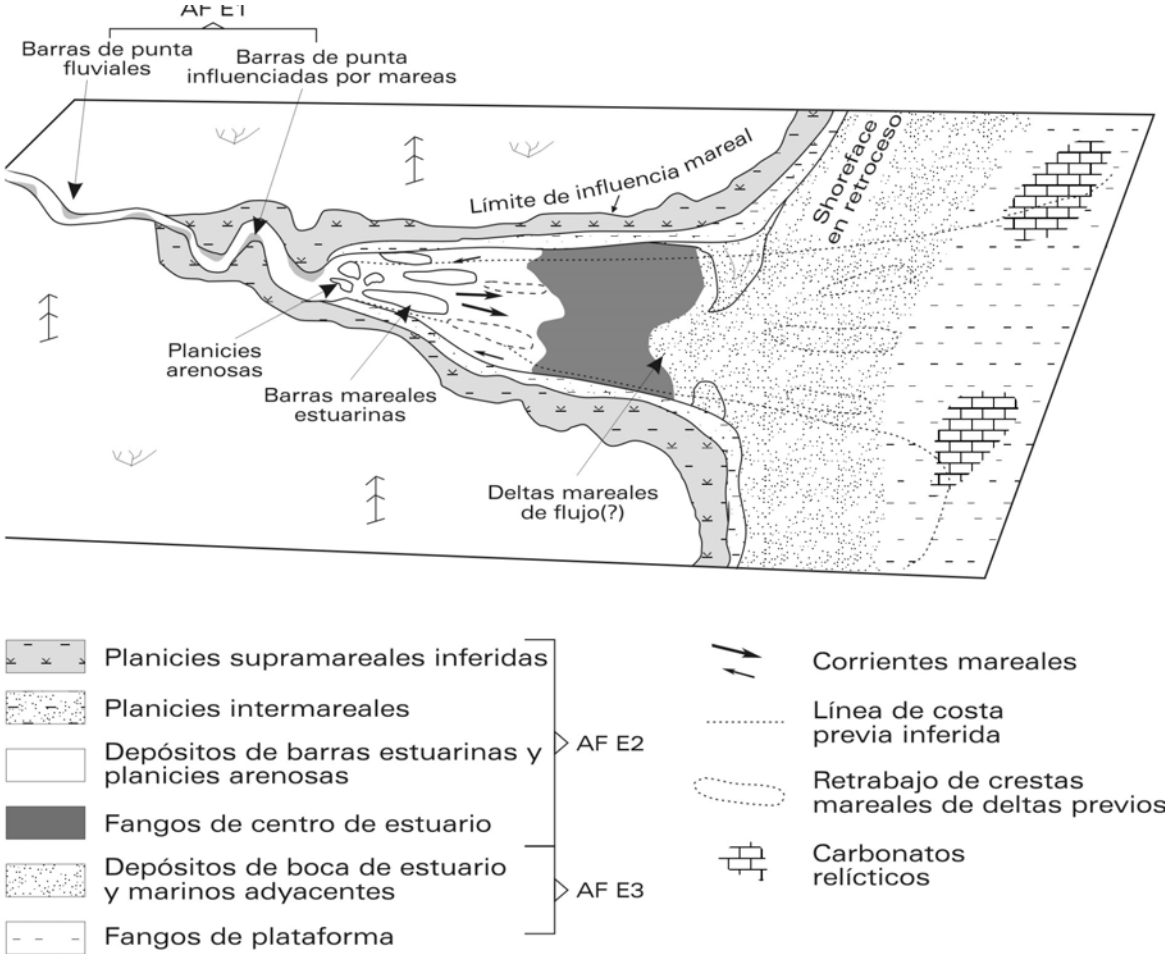


Figura 112. Esquema de los sistemas de acumulación estuarinos y costas transgresivas (comprende a las asociaciones de facies E1, E2 y E3). Modificado a partir de Allen (1991), Dalrymple *et al.* (1990), Dalrymple (1992) y Archer *et al.* (1994). Dichos ambientes deben haber estado sujeto a moderada energía de olas y regimen meso a macromareales.

7.2.5. Sistema de planicie costera de baja energía y laguna costera/estuario semicerrado

Las planicies costeras caracterizan a las porciones más distales de llanuras fluviales de baja energía y bajo gradiente, en donde la mayor parte del material acumulado corresponde a fangos. Estos sistemas ocupan una interfase entre ambientes fluviales y marinos (Haszeldine, 1989) y pueden alimentar a ambientes marginales como estuarios semi-cerrados, engolfamientos, albuferas, etc. Sistemas deposicionales transicionales similares en ambientes actuales han sido estudiados por Roy (1994) y Anthony *et al.* (2002), entre otros.

En la Formación Mulichinco, las asociaciones de facies E4 y E5, que poseen una alta proporción de depósitos pelíticos acumulados tanto dentro de canales como en ambientes subácueos no marinos abiertos (Fig. 76), representan condiciones ambientales que se pueden recrear en un sistema deposicional desde fluvial a marginal de baja energía (Fig. 113). Estas asociaciones de facies se encuentran en toda la región Austral representando la porción cuspidal de la unidad.

Los ambientes fluviales de la Formación Mulichinco que constituyen uno de los elementos principales de este sistema deposicional poseían muy fuerte sinuosidad y muy abundante carga en suspensión (**Fig. 113**). La alta sinuosidad está marcada por la abundancia de barras de punta dentro de los depósitos de canal (AF E4), que además son por lo general heterolíticas, indicando acción de mareas dentro de los cauces. Con todo, algunos canales son más arenosos y de baja sinuosidad, que podrían haberse desarrollado en cortos períodos de tiempo relacionados con eventos de alta descarga estacional. Por su parte, las planicies de inundación por donde surcaban estos canales estaban muy mal drenadas y poseían cuerpos de agua estancada de larga duración (Fig. 113), generados en ambientes palustres a lacustres (Aslain & Austin, 1999). En estos últimos depósitos se han hallado palinomorfos, indicando que en zonas aledañas se desarrollaban pteridofitas. Cuando los ríos desembocaban en los cuerpos de agua, es factible que se generaran deltas fangosos con morfología dendrítica o también denominados deltas estuarinos con influencia mareal (*cf.* Hazeldine, 1989; Anthony *et al.*, 2002). Durante los períodos de alta descarga se favorecía una progradación de estos deltas, generando sucesiones granocrecientes de la asociación de facies E5 (Fig. 76).

El grado de conexión de estos cuerpos de agua de baja energía con el medio marino representa uno de los puntos fundamentales para lograr una ajustada interpretación del medio de acumulación. En Quintuco y Río Salado se hallaron muy escasos ostrácodos platycópidos en las fangolitas (Anexo IIb), indicando que al menos algunos de los cuerpos de agua poseían vinculación con el ambiente marino (Fig. 113). De cualquier modo, la salinidad del medio debe haber sido restringida (ambiente salobre), debido a la baja densidad de ostrácodos y a la presencia de una icnofauna poco diversa, representada por

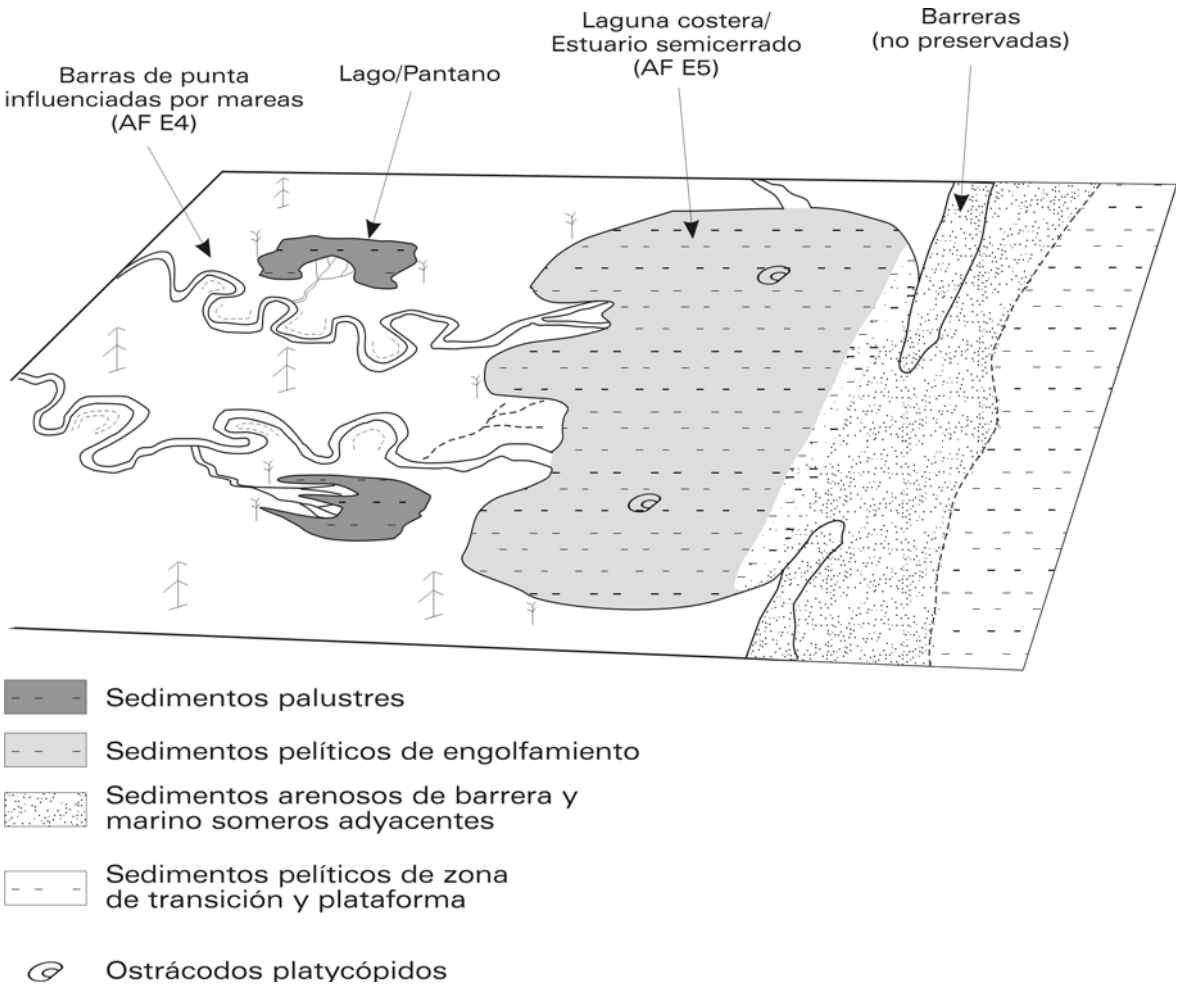


Figura 113. Sistema deposicional de planicies costeras y cuerpos de agua de baja energía y poca conexión con el medio marino (estuarios semicerrados, lagunas costeras o engolfamientos). Los sistemas fluviales transportan la mayoría de la carga en suspensión, y domina la sedimentación de fangos, tanto en los canales como en el cuerpo de agua semicerrado. En este último prevalece una moderada energía de olas y un régimen micromareal. Modificado de Haszeldine (1989), Reinson (1992) y Anthony *et al.* (2002).

organismos detritívoros bioturbadores (cf. Pemberton *et al.*, 1992c). En la zona central de estos cuerpos de agua de baja energía predominaba la acumulación de sedimentos pelíticos en suspensión, con alta preservación de plantas y materia orgánica (Fig. 113). Hacia las regiones más someras se hallan lentes de arenas con óndulas, que evidencian leve acción de olas.

Con estas características deposicionales puede reconstruirse un medio de acumulación marginal de baja energía con leve acción de olas y mareas, con una conexión intermitente o parcial con el medio marino abierto, y el aporte de abundantes fangos desde sistemas fluviales de baja energía. Dicho medio de acumulación puede estar representado por un estuario semicerrado, engolfamiento o lagunas costera, ambientes que por lo general poseen formas subcirculares a elongadas en sentido paralelo a la costa (Reinson, 1992; Roy, 1994; Anthony *et al.*, 2002). Se asume que existía una mayor influencia de olas hacia la parte externa y en su interior el régimen de mareas era micromareal. Estos sistemas deposicionales poseen barras o barreras que retienen el oleaje y que limitan la conexión del sistema marginal con el mar abierto (Fig. 113). No se han documentado en forma fehaciente depósitos que representen a estas barras, pero eso no impide asumir su presencia, puesto que las barras y barreras en sistemas estuarinos y albuféricos de estas características poseen muy bajo grado de preservación (Yoshida, 2000). Por último, Sinclair & Flint (2002) han realizado recientemente reconstrucciones paleoambientales similares a partir de sucesiones fósiles, indicando también el bajo grado de preservación de los depósitos de barreras.

7.2.6. Sistema de plataforma influenciada por olas y tormentas

Las plataformas son los ambientes de acumulación marinos, someros a profundos (menos de 200 m), de topografía más o menos plana (gradiente 1°- 0.1°), que se encuentran rodeando a las masas continentales en forma de fajas elongadas. Según Johnson & Baldwin (1996), sobre la base de los regímenes hidráulicos, existen cuatro tipos principales de plataformas: dominadas por mareas, corrientes oceánicas, olas o tormentas. Las plataformas dominadas por mareas tienen lugar de preferencia en ambientes restringidos, en condiciones meso a macromareales. El segundo tipo es poco común, y se encuentra barrida en forma constante por corrientes unidireccionales persistentes que son generadas en cuencas oceánicas y que se dan en especial en plataformas angostas pericontinentales. Finalmente, las plataformas con combinación de actividad de olas y tormentas son de hecho dominadas por las tormentas, puesto que la dispersión de los sedimentos está controlada por fluctuaciones estacionales en el oleaje y en la intensidad de las corrientes (Johnson & Baldwin, 1996).

Sucesiones antiguas de plataformas dominadas por olas y tormentas han sido reconocidas desde mucho tiempo atrás, pero el conocimiento se incrementó en especial

desde que se encontrara una clara vinculación entre la estratificación monticular y episodios atmosféricos (huracanes y tormentas de invierno, *cf.* Duke, 1985). Modelos paleoambientales de dichas sucesiones han sido propuestos por numerosos autores, sin muchas variaciones en cuanto a las facies esperables en cada porción de una plataforma (e.g. Brenchley, 1989; Walker & Plint, 1992, entre otros). En cambio, un largo debate se ha suscitado con relación a qué tipo de procesos son los que transportan el material desde la costa hasta la plataforma externa. En la actualidad se sabe que los huracanes y grandes tormentas de invierno producen flujos primero hacia el océano, pero que a medida que entran a mayor profundidad (aproximadamente a partir de los 15 m) van siendo deflectados hacia la izquierda por el efecto de *Coriolis* en el hemisferio sur (**Fig. 99c**), hasta quedar subparalelos a la línea de costa (Swift & Niedoroda, 1985).

Cabe señalar aquí que si bien son frecuentes las plataformas dominadas por un único régimen hidráulico, la interacción de varios regímenes hidráulicos también es una situación muy común (Spalletti & del Valle, 1987). Es el caso de numerosos depósitos antiguos en los cuales las partes medias a distales de la plataforma se encuentran dominadas por procesos de tormentas, pero hacia las regiones proximales puede notarse influencia mareal (Bridge & Willis, 1994; Colquhoun, 1995; Prave *et al.*, 1996).

Las facies relacionadas con tormentas pueden generarse por el efecto de una o varios episodios meteorológicos a lo largo de una plataforma. Durante el evento de tormenta la erosión es el proceso característico en las partes menos profundas del ambiente marino, como producto de la recuperación del nivel del mar original luego del ingreso de la masa de agua. De este modo, en el *shoreface* superior prevalecen la facies destructivas como testimonio del evento (Gabaldón, 1990). Al mismo tiempo, o seguramente después, en el *shoreface* inferior, zona de transición y plataforma externa tiene lugar la sedimentación de los materiales capturados por las tormentas en las zonas más someras (bioclastos y arenas). En forma previa a la acumulación, por lo general se registra un leve período de erosión bajo flujos combinados (Cheel & Leckie, 1991), evidenciado por una superficies basal plana o ligeramente ondulada, con intraclastos pelíticos y/o bioclastos, más raramente con *gutter casts*. Luego se produce la acumulación de los sedimentos arenosos finos hasta limolíticos, bajo la acción de flujos combinados con fuerte componente oscilatoria u oscilatorios puros en las zonas más proximales y mayor influencia de los flujos unidireccionales en las porciones más profundas (Cheel & Leckie, 1991). Como regla general, el espesor, la granulometría y la escala de la estratificación de las capas de tormenta individuales disminuye desde las regiones más someras hacia mar adentro (Gabaldón, 1990). En un sentido general, la distribución de depósitos de tormentas en el Golfo de México (Snedden *et al.*, 1988; Siringan & Anderson, 1994), que consiste en un mar epicontinental semicerrado como la Cuenca Neuquina durante los tiempos

valanginianos, se considera un análogo posible aunque se encuentre ubicado en latitudes más bajas.

En la Formación Mulichinco los depósitos de plataforma marina influenciada o dominada por tormentas son muy comunes en el registro de las regiones Central y Septentrional. En esta última, ellos han existido también en forma contemporánea con las costas deltaicas dominadas por ríos y mareas que se desarrollaban más al sur, lo que demuestra una fuerte variabilidad de procesos y ambientes a lo largo de la región costera de la unidad. Los procesos de tormenta han dejado el registro sedimentario más significativo, representado por facies pertenecientes a las asociaciones de facies M1, M3 y M4. Como se describiera en las asociaciones de facies (Fig. 85), las estructuras relacionadas con tormentas se encuentran presente en distintas escalas y con diferentes atributos en función de las profundidades en que han sido emplazadas (**Fig. 114**).

Los canales con rápido corte y relleno y depósitos residuales de la asociación de facies M1 (Fig. 85), podrían ser el único registro dejado en *shoreface* superior por los eventos de tormentas (Fig. 114), posiblemente en profundidades menores a 5 m. En esta región domina en forma neta el flujo hacia el mar del retorno de la tormenta (zona dominada por fricción, *cf.* Swift & Niedoroda, 1985). Por su parte, en el *shoreface* inferior, es común encontrar concentrados de bioclastos finos en la base de las capas (litofacies $\mathcal{R}$g), y luego una fase de laminación paralela, hasta que se construyen óndulas de gran tamaño tridimensionales simétricas (*cf.* Myrow & Southard, 1990, Fig. 114), generadas por flujos combinados con fuerte componente oscilatoria u oscilatorios puros (Duke *et al.*, 1991). Las velocidades necesarias de los flujos orbitales para alcanzar estas condiciones superan los 40 cm/s (Myrow & Southard, 1990), y las profundidades de emplazamiento podrían oscilar entre 5-10 m (Walker & Plint, 1992). Aunque en el Golfo de México, los máximos espesores de capas de tormenta (> 30 cm) se encuentra en profundidades menores a 3 m (Siringan & Anderson, 1994), por lo cual la profundidad de emplazamiento podría ser aún menor.

En las capas con estratificación entrecruzada monticular de gran escala, si un nuevo episodio de tormenta no ha erosionado el tope de los montículos, suelen preservarse óndulas bidimensionales simétricas a ligeramente asimétricas con crestas orientadas de preferencia este-oeste, generadas durante la etapa de decaimiento de la tormenta. Sin embargo, existe aquí un hecho llamativo. Mientras que los *gutter casts* y la lineación *parting* observados indican flujos orientados en sentido aproximado este-oeste, los trenes de óndulas estarían siendo afectados por flujos trasladados en sentido perpendicular o al menos oblicuo (hacia al sur en las ondulas sinuosas). Este hecho puede sugerir que durante los procesos de disminución de la energía de la tormenta en el *shoreface* inferior de la Formación Mulichinco dominaban flujos combinados oblicuos o subparalelos a la

costa (Myrow & Southard, 1996, véase Fig. 98, "flujo combinado"), a diferencia de la mayoría de los ejemplos estudiados hasta el momento, con excepción de Midtgaard (1996, su figura 8d). Más aún, el flujo se desplazaría al sur, tal cual lo predice el modelo de generación de flujos geostróficos para la costa con orientación NO-SE de la Cuenca Neuquina (Fig. 94).

En la región nororiental las sucesiones correspondientes al *shoreface* inferior se reconocen en forma clara puesto que las capas tienden a amalgamarse y generar cuerpos de arena de hasta 2 metros de potencia. No obstante, hacia las partes australes de la plataforma los montículos de mayores dimensiones se vuelven más escasos e intercalan entre areniscas con laminación de óndula de buen tiempo y leve influencia de mareas (litofacies Sr). Según Siringan & Anderson (1994), esta situación podría evidenciar menor intensidad o frecuencia de las tormentas, o en su defecto, que los mecanismos de introducción de materiales a la plataforma serían menos efectivos.

En la zona de transición de la Formación Mulichinco (Fig. 114), ubicada entre los 10 y 20 m de profundidad aproximadamente, la sedimentación de tormenta se encuentra caracterizada por estratificación monticular de pequeña escala, en capas lenticulares y con bases netas. Según Myrow & Southard (1990) esta estratificación representa óndulas tridimensionales pequeñas simétricas o ligeramente asimétricas (Fig. 114), generadas por flujos combinados o dominados por oscilación, de menor intensidad que los anteriores. Es frecuente que esta estructura sedimentaria se asocie con trazas de organismos suspensívoros infaunales que poseen estrategias oportunistas de la icnofacies de *Skolithos*. En este ambiente las capas de tormenta siempre intercalan con sedimentos finos, que por lo general portan trazas pertenecientes a la icnofacies de *Cruziana.* Dichos fangos representan los períodos intertormentas y se acumulan por decantación desde las suspensiones, con importante acción de los organismos bioturbadores detritívoros. En tanto, durante estos períodos de buen tiempo, en la playa se reconstruye el perfil perdido (Gabaldón, 1990) y se generan facies de areniscas maduras de granulometría mediana, bioturbadas sólo por organismos que soportan alta energía de ola (asociación de facies M1, Fig. 114).

En la plataforma externa, los sedimentos pelíticos intercalan muy ocasionalmente con delgadas capas de arenas finas generadas por tormentas (asociación de facies M4, Fig. 114). En condiciones normales la sedimentación es extremadamente lenta y se desarrolla una macrofauna (bivalvos, gastrópodos) y microfauna bentónica (ostrácodos platycópidos y foraminíferos calcáreos), como así también tiene lugar la acumulación de restos de organismos nectónicos (amonites). Durante tormentas de magnitudes excepcionales, se introducen sedimentos arenosos que generan óndulas pequeñas similares a las descriptas para la zona de transición, o bien se forman capas tabulares

con laminación paralela que pueden gradar a óndulas combinadas (Fig. 114). Los flujos de tormenta también pueden producir oxigenación del sustrato (Brenchley *et al.*, 1993). En ocasiones se aprecia una base conchil psefítica fina con gradación normal. Por la similitud de algunos de estos niveles con turbiditas, los flujos responsables pudieron ser originados por una combinación de olas de oscilación y flujos de densidad (Myrow & Southard, 1996, Fig. 98). A diferencia de los bioclastos alóctonos de la zona del *shoreface*, las bases conchiles de estas tempestitas provienen de la resuspensión y posterior acumulación de valvas pertenecientes a organismos que vivían en este mismo hábitat (Kidwell & Bosence, 1991). Este ambiente de acumulación se desarrolla habitualmente por debajo de los 20 m de profundidad (Johnson & Baldwin, 1996), y cuanto mayor es la profundidad, menor es la frecuencia de capas de tormenta.

Si bien la plataforma marina como ambiente deposicional se encuentra dominada por la acción de tormentas descripta más arriba, existe una asociación de facies con granulometría más gruesa que las que portan estratificación monticular, y posee rasgos mareales (AF M2, Fig. 85). Se interpreta que por incluir macrofauna marina abundante y por las relaciones de facies, la AF M2 se genera en porciones abiertas de una plataforma y no en costas localmente engolfadas (Fig. 114). En la base pueden aparecer canales con rellenos residuales bioclásticos, que luego se rellenan con megaóndulas tridimensionales. Tanto estas formas, como las dunas bidimensionales que aparecen por arriba y que constituyen la litofacies dominante, poseen recubrimientos de fango. En las megaóndulas 2D también se aprecia una ciclicidad que podría ser correlacionable con ciclos de sicigia-cuadratura (*cf.* Visser, 1980). Ambientes marinos dominados por tormentas en las partes medias a distales, y con influencia de mareas en las porciones más someras se han encontrado en el registro fósil (Bridge & Willis, 1994; Colquhoun, 1995)

El espesor de los paquetes con megaóndulas 2D (hasta 5 m) y su claro dominio en la asociación, sugieren condiciones hidráulicas que se mantienen por períodos largos de tiempo (no son eventos). Se interpreta que estos cuerpos de arena representan la acción de corrientes en el *shoreface* superior a medio, y cuya generación se asocia con la dirección neta de transporte de sedimento (Dalrymple, 1992). En este sentido, parecen responder a corrientes longitudinales en la zona de fricción (Swift & Thorne, 1991), con marcada influencia de mareas. Esto se relaciona además con el hecho ya comentado que gran parte del material clástico que forma estas asociaciones marinas proviene del retrabajo de sedimentos marinos previos y no de fuentes continentales con terrígenos inmaduros. De esta manera, en tanto los flujos geostróficos generaban corrientes de plataforma hacia el sur, en las porciones más someras del medio marino el transporte se efectuaba mayormente al norte (Fig. 114). Condiciones similares se han propuesto para plataformas de márgenes pasivos del Cámbrico de Noruega (Simpson & Ericksson, 1990).

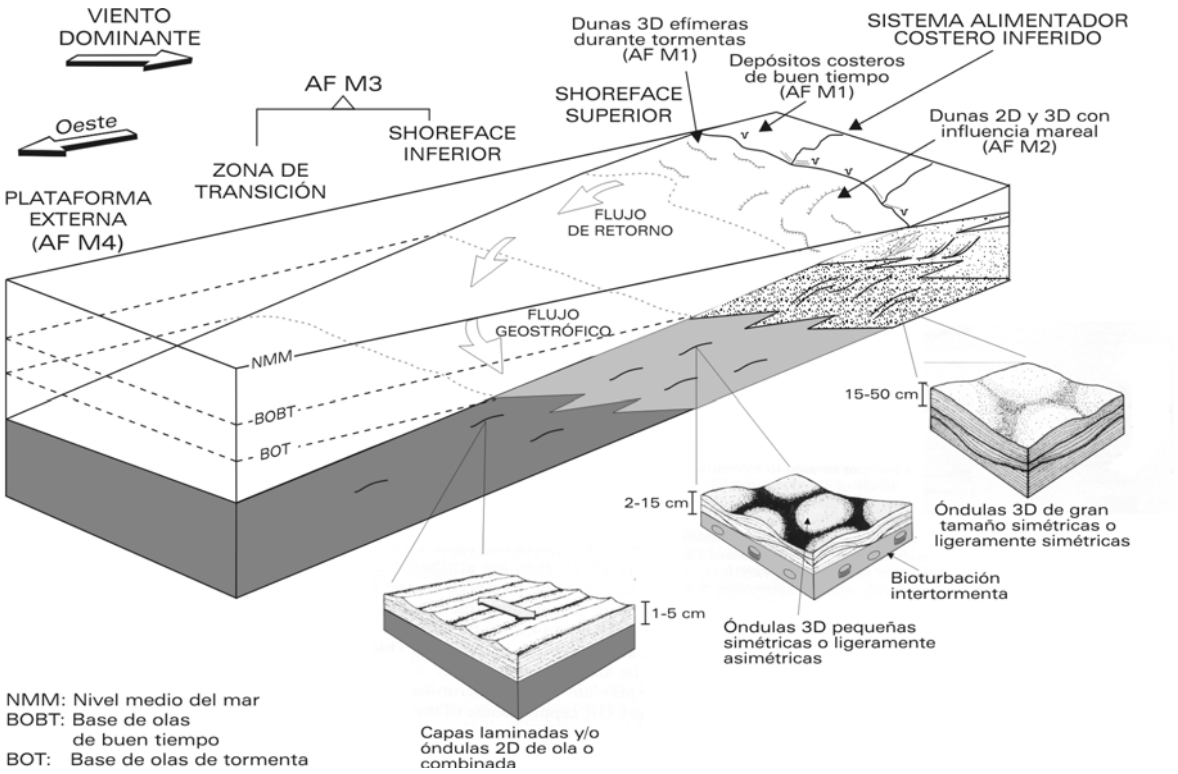


Figura 114. Sistema de acumulación de plataforma dominada por tormentas de la Formación Mulichinco, interpretado sobre la base de las asociaciones M1 a M4. Se presentan también las posibles formas de lecho generadas durante los eventos de tormenta. La dirección predominante de los vientos relacionados con las tormentas invernales debería provenir del NO. En el *shoreface* superior se registra también una influencia de mareas. Nótese el transporte neto de sedimentos en el ambiente litoral hacia el norte, mientras que los flujos geostróficos inferidos tendrían una componente inversa en la plataforma.

7.2.7. Sistema de rampa epírica mixta con bioconstrucciones de ostras

La configuración de la plataforma clástica de baja pendiente descripta en el apartado anterior, puede ser aplicable a gran parte del lapso temporal en que se acumuló la Formación Mulichinco. Sin embargo, durante el período de mayor o más veloz expansión marina, y asociado a las costas estuarinas (apartado 7.2.4.), en la región Septentrional se recrearon condiciones marinas que favorecieron una menor dilución de los elementos carbonáticos y la preservación de un abundante registro de invertebrados fósiles.

La sucesión estratigráfica se encuentra representada en su mayoría por sedimentitas pertenecientes a la asociación de facies M5 (Fig. 85). En el análisis de facies desarrollado en el capítulo 5 se ha demostrado que las asociaciones fósiles de las litofacies $\mathcal{W}$, $\mathcal{B}$ y $\mathcal{H}$ varían entre autóctonas y parauctóctonas (Fig. 31). Además, los tipos de preservación, como por ejemplo las conchillas recristalizadas de organismos con valvas aragoníticas originales, permiten desestimar una importante pérdida de información de la comunidad de vida por disolución selectiva (Fürsich, 1981). De aquí que todas las asociaciones faunísticas se asuman como el relicto parautóctono de la porción preservable de la comunidad original, y por lo tanto puedan ser utilizadas en la elaboración de un modelo conceptual de acumulación (Aberhan, 1993).

El sistema deposicional recreado para esta etapa se encuentra confeccionado sobre la base de la información tafonómica y paleoecológica obtenida de las asociaciones fósiles (Fig. 92), así como de la granulometría de los sedimentos hospedantes, puesto que en su mayoría las litofacies no presentan estructuras mecánicas primarias (véase Fig. 85). El arreglo vertical o ciclos de la asociación de facies indica que las fajas de facies se reemplazaban en forma progresiva y que ninguna de ellas se relacionaba con quiebres de plataforma o talud. Por lo tanto se considera muy probable que este sistema haya tenido muy baja pendiente, en donde el único modificador era el régimen de ola. Es decir que representaría la acumulación en una rampa mixta, de baja energía deposicional (Burchette & Wright, 1992). Sin embargo, la escasa información sedimentológica que brindan las facies no permite establecer en forma precisa los niveles de base de olas de buen tiempo y de tormentas, y por lo tanto se hace difícil aplicar el modelo ambiental de rampa de Burchette & Wright (1992), que define tres zonas (rampa interna, media y externa).

De esta manera, en este trabajo se prefiere generar una zonación sobre la base del tipo de sustrato (granulometría y consistencia) y su estabilidad, asumiendo que en líneas generales la profundidad del medio era reducida (máximo 50 m?). Así, tanto el tamaño de grano de los materiales carbonáticos y mixtos, como la energía cinética del medio físico, aumentaban gradualmente hacia las porciones más someras del depocentro (Fig. 115a). Esta visión es similar a la expresada en el modelo de plataforma epírica de Irwing (1965), que en forma reciente motivó una adaptación para medios carbonáticos de baja

energía y climas templados, o modelo de rampa epírica (Lukasic *et al.*, 2000). Dichas condiciones oceánicas y climáticas se asemejan parcialmente a las establecidas en este estudio.

En el sistema deposicional interpretado en este estudio, las porciones más profundas del depocentro están afectadas por decantación suspensiva de partículas silicoclásticas y micríticas (facies Mm, **Fig. 115a**), con sustratos blandos y en ocasiones con deficiencias en oxígeno (existencia esporádica de lucináceos). Hacia regiones más someras, el material detrítico es ligeramente más grueso formando sustrato más sueltos y bien oxigenados. Estas condiciones son aprovechadas por una fauna de pelecípodos suspensívoros semi-infaunales e infaunales, de escasa ornamentación, así como abundantes foraminíferos y ostrácodos (litofacies W), seguramente por debajo de la base de olas de buen tiempo (Aberhan, 1993). En la columna de agua, bajo condiciones de buena oxigenación y abundantes nutrientes proliferan radiolarios spumeláridos y naseláridos. Esta situación no se ha hallado en otros momentos de la plataforma "mulichincoense", y es evidencia de un claro balance positivo de agua (mayor entrada) desde el proto-Pacífico para este intervalo (*cf.* Sagasti, 2002).

En las regiones más someras del medio deposicional se forman sustratos conchiles psamíticos (litofacies H), móviles e inestables, afectados por la relativa mayor energía cinética. Allí proliferó la fauna más rica, compuesta por infaunales someros de fuerte ornamentación, ostras reclinadas y equinoideos detritívoros (Fig. 115a). Ocasionalmente acompañan epifaunales bisados, pectínidos, enterrantes profundos y serpúlidos solitarios. El tipo preservación indica incipiente cementación temprana, favorecida por la acción permanente de olas de poca envergadura. Esta faja de facies se encuentra con muy similares características sedimentológicas en el modelo de rampa epírica de Lukasic *et al.* (2000).

Por su parte, los biohermas y biostromas de ostras y serpúlidos incrustantes (litofacies B), generan estructuras discretas con poco relieve topográfico. Se interpreta que estas bioconstrucciones se desarrollan en medios de acumulación de baja a moderada energía, debido a un período de relativa firmeza del sustrato, pero que posiblemente no llega a un endurecimiento total. En la actualidad, faunas dominadas por estos tipos de organismos proliferan en ambientes parcialmente restringidos y de aguas someras (Wood, 1999), formando arrecifes protegidos de la destrucción por acción de olas. Sin embargo, en este estudio no se han encontrado facies costaneras que estén íntimamente relacionadas. Por otro lado, en el registro fósil, bioconstrucciones discretas similares intercaladas en secuencias marinas representan un amplio espectro de acumulación, desde ambientes costeros semicerrados hasta profundos de baja energía (Wood, 1999), y se relacionan con escaso a nulo aporte terrígeno (Elder, 1991; Fürsich *et al.*, 1991).

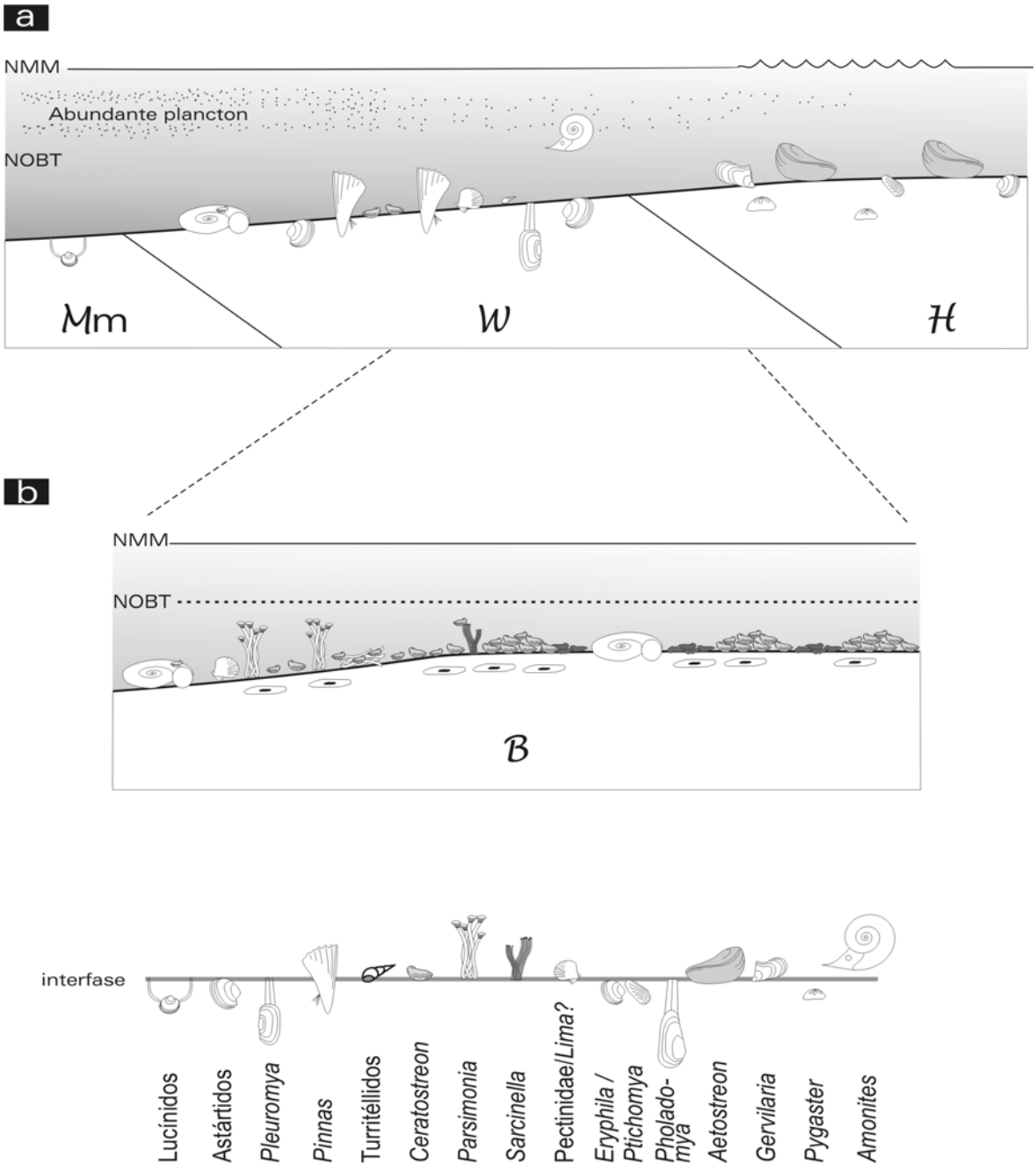


Figura 115. Modelo de acumulación marino caracterizado por baja dilución de carbonatos y baja energía deposicional. a) Distribución de asociaciones faunísticas en función de la consistencia, granulometría y oxigenación del sustrato. b) La asociación de cementantes epifaunales debe haberse desarrollado en condiciones de máximo estrés ambiental y sobre sustratos semi-endurecidos, posiblemente sobre distintos tipos de facies previas. NMM: Nivel medio del mar. NBOT: Nivel de ola de buen tiempo.

En los ciclos observados en la región nororiental, estas biolititas ($\mathcal{B}$) sobreyacen a la litofacies $\mathcal{W}$ y se encuentran por debajo de la litofacies $\mathcal{H}$ (Fig. 92). Por lo tanto, se asume que en forma lateral esa debe haber sido aproximadamente su distribución, favorecido por un sustrato comparativamente firme (**Fig. 115b**). Estas condiciones tuvieron su clímax en la región noroccidental (localidad CDP), en donde se registran los mayores espesores de estos bancos de ostras cementantes, asociados con horizontes con concentración de amonites y nódulos calcáreos. Su pleno desarrollo se encuentra controlado por uno a varios parámetros ambientales (Fürsich, 1995), al tiempo que se reduce el suministro clástico desde el continente. Entre dichos parámetros debe considerarse a la salinidad, oxigenación y temperatura, y aunque no resulta fácil establecer su influencia relativa, parece posible que la interacción entre las aguas provenientes del océano y las del mar semicerrado de la Cuenca Neuquina hayan sido responsables de generar bajos tenores de oxigenación en el fondo oceánico, o valores anormales de salinidad. Cualquier haya sido la causa, es evidente que durante este intervalo se favoreció la explosión de palecomunidades de baja diversidad generadas en ambientes sometidos a fuerte estrés (estrategias "r"), pero con abundante recurso alimenticio para solventar una abundante fauna (Lukasic *et al.*, 2000).

CAPÍTULO 8: BIOESTRATIGRAFÍA

8.1. Introducción

Luego de haber presentado el análisis paleoambiental de la Formación Mulichinco se tratan en este capítulo los aspectos bioestratigráficos que resultan esenciales para la elaboración del esquema estratigráfico-secuencial al cual nos referiremos en el próximo capítulo. La estratigrafía secuencial consiste en subdividir a las sucesiones sedimentarias en paquetes contemporáneos, limitados por superficies de erosión o no depositación (Vail *et al.*, 1977). Por lo tanto, dicha disciplina necesita de un esquema cronoestratigráfico en el cual basar las correlaciones de depósitos coetáneos. De este modo, se discutirán a continuación los datos e indicadores bioestratigráficos que han posibilitado arribar a un esquema de correlación confiable para la Formación Mulichinco. Dicho esquema se encuentra basado en biozonaciones de amonites, grupo fósil que ha resultado muy útil para realizar el fechado de sucesiones antiguas e inclusive correlaciones entre diferentes cuencas del mundo.

La Cuenca Neuquina ha sido un ámbito propicio para el estudio de ammonoideos desde principios del siglo pasado. Como se comentara en el análisis de los antecedentes sobre la edad de la unidad (apartado 3.4.4), la Formación Mulichinco fue asignada al Valanginiano desde que fuera definida como tal por Weaver (1931). Esta asignación se mantuvo sin grandes modificaciones a lo largo de décadas, pero restringida al Valanginiano Temprano alto a Tardío (Leanza & Hugo, 1977). Nuevos ajustes referidos al alcance temporal de la unidad fueron realizados por Aguirre-Urreta y colaboradores en la década del '90 (ver citas en el apartado 3.4.4). Estos autores elaboraron un esquema de biozonación más ajustada del Valanginiano, con el reconocimiento de diferentes subzonas dentro de las zonas amonitíferas del período (véase Fig. 10), al tiempo que adoptaron una nueva escala de tiempo (Gradstein *et al.*, 1995). Merece destacarse entonces este refinamiento bioestratigráfico alcanzado por parte de Aguirre-Urreta y sus colaboradores, puesto que representa un avance sustancial para el fechado de las unidades del Grupo Mendoza y por lo tanto también para el desarrollo del conocimiento de la Cuenca Neuquina. Además, este nuevo esquema bioestratigráfico ha resultado fundamental para la correlación de las acumulaciones de la Formación Mulichinco y para comprender su evolución espacial y temporal.

El esquema bioestratigráfico propuesto en el presente trabajo se basa primordialmente en el hallazgo de niveles fosilíferos de ammonoideos y recolección de material en el campo, y se completa con datos bibliográficos. Estos resultados representan un aporte al conocimiento particular de la Formación Mulichinco dentro del Grupo Mendoza, desde el momento que permiten elaborar un enfoque bioestratigráfico, en el que también se

tiene en cuenta el alcance litoestratigráfico original definido por Weaver (1931), quién incluyó en la una unidad facies continentales, aflorantes al sur del área de estudio, que eran reemplazadas hacia el norte por depósitos marinos de plataforma (ver apartado 3.4.3). Esta visión difiere en parte con la de Aguirre-Urreta y colaboradores, que han insistido en ciertas oportunidades en que la Formación Mulichinco está representada mayoritariamente por facies continentales y volcaniclásticas (e.g. Aguirre–Urreta, 1998, pág. 39).

Con todo, en un trabajo de síntesis sobre la secuencia amonitífera de la suprayacente Formación Agrio, Aguirre-Urreta & Rawson (1997) mencionan que niveles con amonites del Valanginiano aparecen en la Formación Mulichinco. Dichos autores mencionan en ese trabajo la dificultad que existe en ubicar el límite entre ambas formaciones en las localidades donde existe un pasaje gradual entre facies marinas, y proponen ubicar el límite inferior de la Formación Agrio en la base de la primera sucesión pelítica marina potente (Aguirre-Urreta & Rawson, 1997, pág. 450). Sin embargo, este concepto no implica lo mismo que ubicar la base de la Formación Agrio en la primera sucesión potente de lutitas negras, como fuera establecido por Weaver (1931). Con aquella definición propuesta, Aguirre-Urreta & Rawson (1997) concluyen que el tope de la Formación Mulichinco se hace mucho más joven hacia el sur, puesto que la base de la Formación Agrio, sobreyacente, se torna más antigua (**Fig. 10**).

En ninguna de las publicaciones revisadas por quien suscribe se han hallado correlaciones entre los perfiles de la Formación Mulichinco, con inclusión de los horizontes amonitíferos. Dicha correlación es la que se presenta en este capítulo y permite ratificar algunas de las ideas propuestas por Aguirre-Urreta & Rawson (1997), pero a la vez proponer algunas modificaciones al alcance temporal de la Formación Mulichinco en el área de estudio. En particular resalta el hecho de que potentes sucesiones de pelitas verdes de plataforma marina se encuentran en niveles medios de la Formación Mulichinco, que luego gradan a sucesiones arenosas marino-someras. Por lo tanto, no parece aconsejable utilizar el criterio litoestratigráfico sugerido por Aguirre-Urreta & Rawson (1997) para ubicar la base de la Formación Agrio y aquí se prefiere mantener el concepto original de Weaver (1931).

Durante el estudio de la Formación Mulichinco se han hallado niveles con amonites en 11 localidades (**Fig. 116**). Durante la recolección del material se puso especial atención en la primera aparición o primer registro de un horizonte amonitífero. El material fósil recolectado fue identificado por M. B. Aguirre-Urreta (Universidad Nacional de Buenos Aires-CONICET) y una lista completa del material extraído figura en el Anexo II(c). Para la asignación cronoestratigráfica de los niveles encontrados se siguen los esquemas bioestragráficos de Aguirre-Urreta & Rawson (1997, 1999b), en los que para el Valanginiano

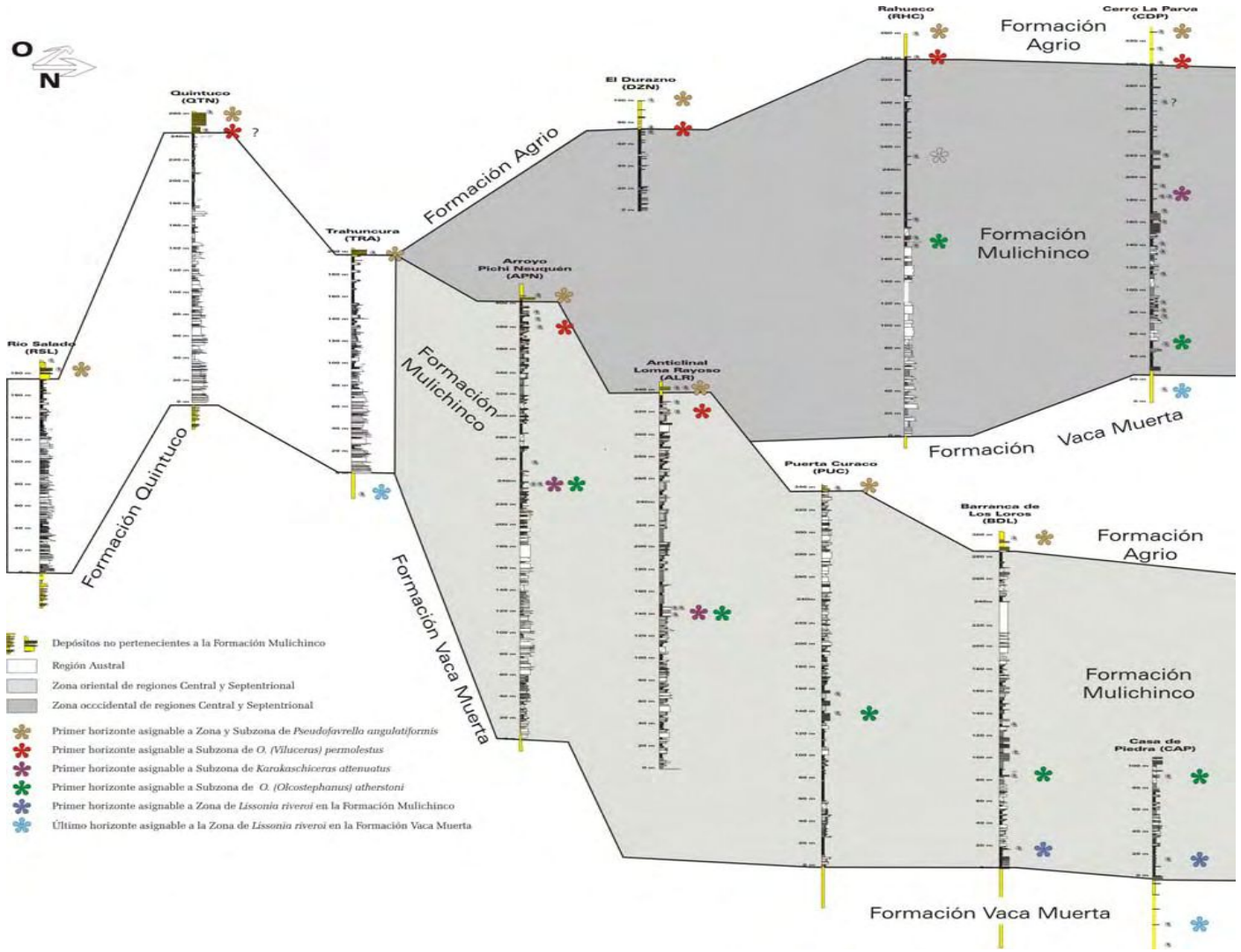


Figura 116. Localización de los horizontes amonitíferos con importancia bioestratigráfica hallados en este estudio. Se consigna en forma destacada la primera aparición, excepto en el caso de *Lissonia riveroi* que se indica los últimos horizontes de la infrayacente Formación Vaca Muerta y el primer hallazgo en la Formación Mulichinco. Nótese que el caso de la primera aparición de *Olcostephanus (O.) atherstoni* es claramente diacrónico desde la localidad CDP hacia las adyacentes. Sin escala horizontal.

de la Cuenca Neuquina se reconocen cuatro zonas amonitíferas, de las cuales las dos más jóvenes se dividen a su vez en tres subzonas (Figs. 10 y **117**; aunque nótese que en la figura 117 no se incluye a las dos subzonas más jóvenes de la Zona de *Pseudofavrella angulatiformis*). Cabe mencionar aquí que muchos de los niveles encontrados durante las tareas de campo habían sido descriptos previamente por otros autores, pero algunos constituyen hallazgos originales.

Debido a la gran variabilidad que presenta la distribución de niveles amonitíferos en las distintas localidades del área de estudio, se describirán regiones por separado, desde los ambientes marginales de la cubeta (región Austral) hasta las porciones depocentrales (véase Fig. 22).

8.2. Región Austral

En la región Austral (localidades RSL, QTN, ECH y TRA) no se han hallado niveles amonitíferos dentro de la Formación Mulichinco, debido a que allí predominan los ambientes de acumulación continentales. Los amonites recolectados aparecen en los niveles calcáreos y margas negras físiles que subrayasen al banco basal de la Formación Agrio (*cf.* Weaver, 1931, Fig. 116). Dichos horizontes contienen abundantes restos de neocomítidos en muy mal estado de preservación, que caracterizan el inicio de la Zona de *Pseudofavrella angulatiformis* (Aguirre-Urreta & Rawson, 1997, Fig. 117).

En la localidad Quintuco (QTN), inmediatamente por debajo del banco calcáreo esquelético, en depósitos margosos grises portadores de abundante fauna marina, se hallaron restos de *Olcostephanus* sp. (Fig. 116). Desgraciadamente no se ha podido establecer si los ejemplares corresponden a formas asociadas a la fauna de la Subzona de *Olcostephanus (Olcostephanus) atherstoni*, o la Subzona de *O. (Viluceras) permolestus*. Por el momento, dada su posición estratigráfica se asume aquí que tendrían mayor afinidad con esta última (Figs. 116 y 117).

En el registro bibliográfico consultado tampoco se menciona la presencia de amonites dentro de la Formación Mulichinco en esta región Austral. En cambio, unos 20 metros por debajo de la base de la unidad, en la localidad Trahuncura (TRA) o Cerrito de la Ventana, se han hallado ejemplares de *Lissonia* y *Acantholissonia* cerca del tope de la Formación Vaca Muerta, pertenecientes a la Zona de *Lissonia riveroi* (Leanza, 1973; Leanza & Hugo, 1977; Aguirre-Urreta & Rawson, 1999a) (Fig. 117). Aguirre-Urreta & Rawson (1999a) también indicaron la presencia de dichos niveles en la localidad Salado, muy próxima a la sección que en esta tesis corresponde a Río Salado o RSL (véase mapa de Fig. 14).

En síntesis, los niveles amonitíferos por debajo y por encima de la Formación Mulichinco indican que la entidad en esta región se encuentra comprendida entre la

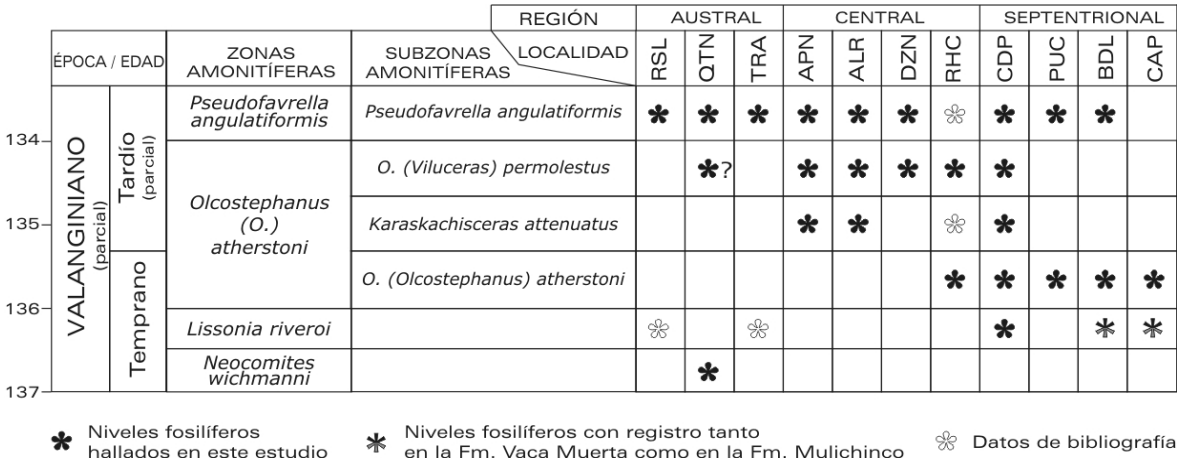


Figura 117. Detalle de las zonas y subzonas amonitíferas que han sido reconocidas en este estudio sobre la base de los niveles fosilíferos hallados en el tope de la Formación Vaca Muerta, en la Formación Mulichinco y en la base de la Formación Agrio. Se complementa con datos bibliográficos de Aguirre-Urreta & Rawson (1999a,b). La escala numérica corresponde a Gradstein *et al.* (1995).

parte cuspidal de la Zona de *Lissonia riveroi* y el límite superior de la Zona de *Olcostephanus (O.) atherstoni*. Aquí existe acuerdo con lo establecido por Aguirre-Urreta & Rawson (1997).

8.3. Región Central

En dos de las localidades de la región Central (APN y ALR, Fig. 116), en donde se recolectaron amonites, el registro de niveles fosilíferos dentro de la unidad comienza con la aparición de *Karakaschiceras attenuatus y K. neumayri*, que marcan el inicio de la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus* (Aguirre-Urreta & Rawson, 1997)(Fig. 117). En Arroyo Pichi Neuquén (APN) el primer nivel se ubica aproximadamente a 240 m de la base de la unidad y se asocia con restos mal preservados de *Olcostephanus atherstoni*. Estos niveles fosilíferos se encuentran en pelitas verdes o en bancos carbonáticos (facies *FT*), que portan evidencias de condensación bioestratigráfica.

En ambos perfiles subrayase una sucesión de depósitos tabulares con arreglos granocrecientes, dominados o influenciados por tormentas (Figs. 116 y 118, véase también Fig. 17), que definitivamente según el concepto de Weaver (1931) pertenecen a la Formación Mulichinco. Aguirre-Urreta (1998) ha realizado un estudio pormenorizado de la fauna de *Karakaschiceras*, y ha establecido su importancia bioestratigráfica. Con todo, vale destacar que debido a que los fósiles estudiados por dicha autora fueron recolectados de lutitas negras de la Formación Agrio, se considera que el hallazgo aquí mencionado en niveles localizados dentro de la Formación Mulichinco constituye un aporte interesante, que podría mejorar el conocimiento sobre la distribución de la fauna en el depocentro.

Más arriba en la sucesión – unos 145 metros en APN y 175 m en ALR del primer nivel con *Karakaschiceras*- se sucede el primer horizonte portador de *Olcostephanus (Viluceras)* spp., propio de la subzona más joven u *Olcostephanus (Viluceras) permolestus* (Figs. 116 y 117). Estos niveles se hallan en ambos casos unos 20 metros por debajo de la capa carbonática guía que distingue a la base de la Formación Agrio (Weaver, 1931, Figs. 118 y 119) y también se asocian a pelitas verdes grisáceas y calizas parautóctonas gruesas (véase Fig. 55b). Finalmente, por encima del banco calcáreo basal de la Formación Agrio, en las sucesiones margosas y lutíticas oscuras sobreyacentes, se encontraron neocomítidos indeterminables que marcan la entrada a la Zona de *Pseudofavrella angulatiformis* (Fig. 117). En la localidad Anticlinal Loma Rayoso (ALR), también se han hallado restos de *Olcostephanus (Viluceras)* spp. en el primer nivel con neocomítidos.

Por su parte, en la porción occidental de la región Central se han hallado horizontes amonitíferos en dos localidades, El Durazno y Rahueco (Figs. 116 y 117). La primera se encuentra incompleta y afectada por fallamiento, por lo que se ilustra sólo la sucesión del tope que está normal. En Rahueco, el primer registro de facies marinas abiertas viene

Figura 118. Vista al sureste de los depósitos cuspidales de la Formación Mulichinco en el perfil Anticlinal Loma Rayoso. Se compone de sucesiones granocrecientes acumuladas en una plataforma influenciada por tormentas. Luego se desarrolla una secuencia más fina de fangolitas y calizas con *Olcostephanus (Viluceras)* spp. generada en ambientes más profundos. Suprayacen al tope margas y lutitas negras con neocomítidos de la Formación Agrio.

Figura 119. Contacto entre las Formaciones Mulichinco (1) y Agrio (3) en la localidad Arroyo Pichi Neuquén (flanco oriental de la estructura anticlinal). Resalta el banco blanquecino definido por Weaver (1931) como la base de Agrio (2), cuyo espesor ronda los 2 m. El primer nivel con ejemplares de *Olcostephanus (Viluceras)* spp. aparece unos 25 m por debajo de este banco. Vista al sur.

acompañado por impresiones y restos mal preservados de *Olcostephanus atherstoni*, asociados a pelitas y calizas con ostras. Luego se sucede una potente secuencia pelítica verdosa con algunas areniscas y calizas subordinadas, en la que aparecen escasos restos relacionados con la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus* (Aguirre-Urreta & Rawson, 1999b, Figs. 116 y 117).

Los niveles marinos basales se encuentran 170 metros por debajo del primer horizonte con ejemplares de *Olcostephanus (Viluceras)* spp. hallado en esta localidad. Al igual que en la localidad El Durazno (DZN), estos fósiles se encuentran en unas calizas bioclásticas nodulares que pasan a lutitas negras por encima. Aproximadamente 20 m por arriba de dicho nivel fosilífero se registran los primeros ejemplares de *Pseudofavrella* sp. y otros neocomítidos pertenecientes a la Zona de *Pseudofavrella angulatiformis* (Aguirre-Urreta & Rawson, 1999b, Figs. 116 y 117).

Lamentablemente, en la región Central no se han hallado niveles fosilíferos inmediatamente por debajo de la base de la Formación Mulichinco, es decir en la Formación Vaca Muerta, y tampoco se han encontrado menciones en la bibliografía. Con todo, la correlación estratigráfica con el resto del área de estudio permite inferir que el límite inferior de la Formación Mulichinco podría ubicarse hacia el tope de la Zona de *Lissonia riveroi* (Fig. 116).

De esta manera, la mayor parte de la Formación Mulichinco en la porción oriental de la región Central (APN, ALR) queda comprendida en la Zona de *Olcostephanus (O.) atherstoni* (Fig. 117). En cambio, en el sector occidental (DZN, RHC), la unidad sólo abarcaría las dos subzonas más antiguas de dicha zona [*Olcostephanus (O.) atherstoni* y *Karakaschiceras attenuatus*], puesto que la Subzona de *Olcostephanus (Viluceras) permolestus* comprendería los primeros 20 metros de la Formación Agrio.

8.4. Región Septentrional

En la región Septentrional, al igual que en la región Central existe un fuerte contraste en el registro de amonites, que acompaña la variación de facies, puesto que hacia el este (localidades PUC, BDL y CAP) aparecen sedimentitas clásticas de ambientes marino someros, mientras que hacia el oeste (CDP) son más abundantes las fangolitas y calizas de plataforma externa.

En la región nororiental es muy abundante la fauna de *Olcostephanus (Olcostephanus) atherstoni* que distingue a la subzona basal de la zona *O. (O.) atherstoni* (Fig. 117). Estos fósiles son muy comunes y aparecen asociados al intervalo carbonático que se registra en la porción media de la unidad (asociación de facies M5), tanto en las facies calcáreas finas (litofacies *W*), como en el tope de las facies con ostras reclinadas (litofacies *H*). La

primera aparición en PUC y BDL ocurre, respectivamente, a 140 y 80 metros por encima de la base de la unidad (Fig. 116). En BDL el último nivel con *Olcostephanus atherstoni* identificado se halló unos 30 metros más arriba.

A diferencia de lo hallado en la región Central, en este sector de afloramientos no se han hallado los niveles fosilíferos correspondientes a las dos subzonas más jóvenes de la Zona de *Olcostephanus (O.) atherstoni* (Fig. 117). Sin embargo, en estas dos localidades se reconoce un banco calcáreo que puede definir la base de la Formación Agrio (véase sección Cañon Curaco de Weaver 1931, Fig. 7), por arriba del cual se hallaron restos de neocomítidos afines a la Zona de *Pseudofavrella angulatiformis*. Se infiere entonces que una buena parte del espesor de la Formación Mulichinco podría asignarse a las subzonas más jóvenes de la Zona de *atherstoni*, aunque no se han hallado los fósiles que certifiquen esta hipótesis.

Otro punto que merece ser destacado es que hacia la porción basal de la Formación Mulichinco se han hallado restos de *Lissonia* sp., que corresponden a la Zona de *Lissonia riveroi* (Figs. 116 y 117). En CAP y BDL los niveles amonitíferos portadores de estos fósiles se hallaron hasta 20 metros por encima de la base de la Formación Mulichinco (Fig. 120). Por debajo, en las lutitas negras de la Formación Vaca Muerta, los ejemplares de *Lissonia* sp. suelen ser comunes, y se han encontrado al menos hasta 40 m por debajo de la base de la unidad estudiada.

Con la información disponible es posible afirmar que en este sector de la cuenca la unidad abarca, al igual que en la región Austral, la parte cuspidal de la Zona de *Lissonia riveroi* y la totalidad de la Zona de *O. (Olcostephanus) atherstoni*.

En cambio, en el sector occidental de la región Septentrional se cuenta con un registro muy completo en la localidad Cerro La Parva (CDP), que sirve para generar correlaciones hacia otras porciones de la cuenca. Por debajo de la base de la unidad (unos 15 metros) se han hallado niveles con *Lissonia riveroi*. Dentro de la unidad, el primer registro amonitífero aparece unos 20 m por arriba de la base (Fig. 116). Estos fósiles corresponden a ejemplares de *Olcostephanus (O.) atherstoni* y marcan el límite entre dichas zonas amonitíferas (Fig. 117). A continuación, por un intervalo de aproximadamente 100 metros de potencia, se repiten con frecuencia niveles con estos amonites. Hacia el tope de esta sucesión se identifican horizontes de condensación con pavimentos de amonites en la base de los boundstones de ostras (litofacies $\mathcal{B}$).

A partir de allí, la fauna de olcostefánidos es reemplazada por niveles con neocomítidos de la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus*. Estos niveles se encuentran intercalados entre fangolitas verde a gris oscuro, que se hacen dominantes hacia arriba, con algunas intercalaciones de calizas y bochones de ostras. Según Aguirre-Urreta (1998)

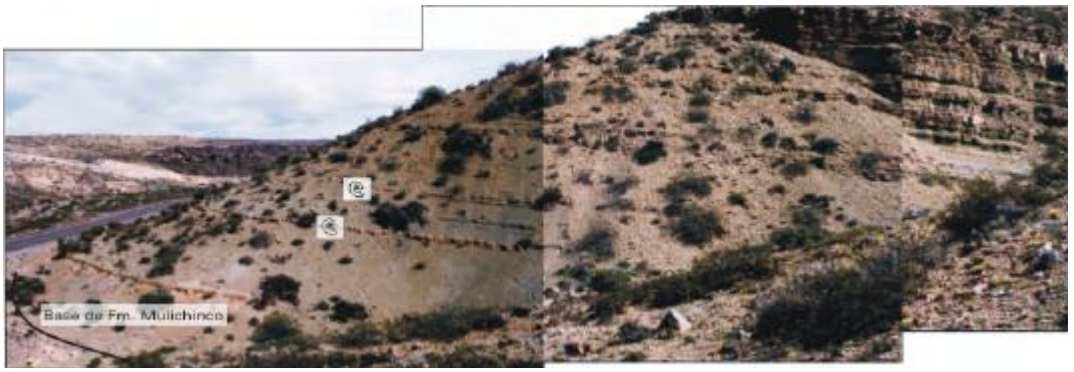


Figura 120. Sección basal de la Formación Mulichinco en Casa de Piedra. El pasaje desde la infrayacente Formación Vaca Muerta es transicional y está dado por un cambio en la coloración de las fangolitas. Luego aparecen potentes depósitos de areniscas acumuladas en un ambiente marino dominada por tormentas que son asignadas sin dudas a la Formación Mulichinco. En ambas unidades existen niveles portadores de *Lissonia riveroi*. Ruta como escala.

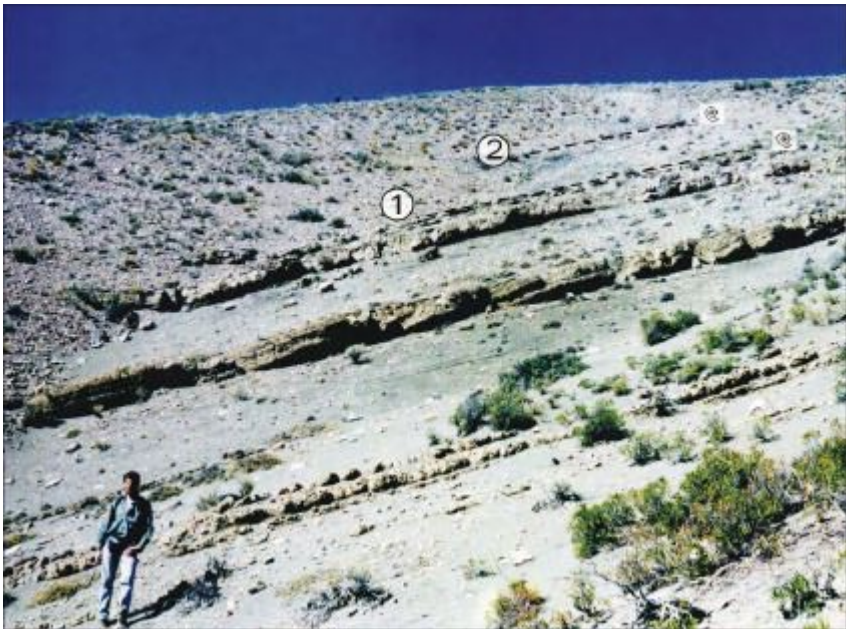


Figura 121. Vista al sur del tramo cuspidal de la Formación Mulichinco en el perfil Cerro La Parva. Luego de las intercalaciones de calizas bioclásticas y fangolitas verdes aparece un horizonte amonitífero (1) que porta *Olcostephanus (Viluceras)* spp. Suprayacen lutitas gris oscuras por unos 15 metros hasta que aparece otro nivel, con mezcla de los elementos anteriores y neocomítidos afines a *Pseudofavrella angulatiformis* (2).

la base de esta sucesión pelítica marca el inicio de la Formación Agrio y el espesor hasta la primera aparición de neocomítidos afines a *Pseudofavrella* es muy reducido, alrededor de 20 metros, según muestra el perfil de su publicación (Aguirre-Urreta, 1998, figura 2).

El perfil levantado en este estudio es parcialmente diferente (Fig. 116). Unos 125 metros por arriba de la primera aparición de amonites de la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus*, y por encima de un intervalo caracterizado por intercalaciones de calizas bioclásticas y fangolitas verdosas (Fig. 121), se encuentra un horizonte portador de los olcostefánidos correspondientes a la Subzona *Olcostephanus* (*Viluceras) permolestus* (Fig. 117). Este nivel fosilífero se encuentra a su vez alrededor de 15 m por debajo de la primera aparición de los neocomítidos afines a *Pseudofavrella angulatiformis,* recolectados durante este trabajo. Así, entre el perfil original publicado por Aguirre-Urreta (1998) y el que se presenta en esta tesis se produce una diferencia de más 100 m de potencia. Las sedimentitas que portan a ambos horizontes son limolitas calcáreas separadas por mudstones y pelitas negras físiles. Esta relación de facies es similar a la que se registra en los otros perfiles de la porción occidental (DZN y RHC, Fig. 116).

Esta diferencia en los espesores medidos puede ser una de las causas por las cuales se tenga una visión estratigráfica diferente. A esto se suma el hecho de que en estas tres localidades (DZN, RHC y CDP) no está presente un banco carbonático blanquecino similar al descripto por Weaver (1931), que inequívocamente se localiza en la base de la Formación Agrio. Los niveles de ostras que se encuentran por debajo de los *Karakaschiceras* en CDP no se parecen al banco descripto por Weaver (1931), puesto que se componen en su gran mayoría de ostras chicas formando bioconstrucciones (*Ceratostreon*) y no de ostras grandes (*Aetostreon*) dispersas en una matriz conchil. Las fangolitas suprayacentes tampoco poseen la característica tonalidad gris oscuro a negro y no son físiles, como las que distinguen a la porción basal de la Formación Agrio en el resto del área de estudio (véase Fig.128).

Con todo, establecer el límite entre ambas unidades en perfiles como CDP, RHC o DRZ no es una tarea fácil. Considerando la definición original de Weaver (1931), y de no existir el banco carbonático guía, en este trabajo se sugiere que la base de la Formación Agrio debería ubicarse en la primera aparición de sucesiones de lutitas arcillosas negras a gris oscuras. Según el criterio de quien suscribe, en dichas localidades esto no ocurre al menos hasta la aparición de los niveles portadores de *Olcostephanus (Viluceras)* spp. (Fig. 116).

En conclusión, aquí se considera que en el extremo noroccidental del área de estudio, la Formación Mulichinco posee entidad al menos entre la parte alta de la Zona de *Lissonia riveroi* y la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus* (Fig. 117).

8.5. Síntesis y discusión

Con lo expuesto hasta aquí se puede sintetizar que en la mayor parte del área aflorante en la Provincia del Neuquén, la Formación Mulichinco comprende la porción superior de la Zona de *Lissonia riveroi* y la totalidad de la Zona de *O. (Olcostephanus) atherstoni* (**Fig. 122**). Esto significa que la unidad abarca desde el Valanginiano Temprano medio hasta el Valanginiano Tardío bajo. En tiempo absoluto esta asignación cronoestratigráfica representa alrededor de 2 millones de años según la escala temporal de Gradstein *et al.*, (1995, Fig. 117).

En las regiones Central y Septentrional, que presentan más de un de horizonte amonitífero dentro de la Formación Mulichinco y poseen registro marino más o menos continuo, pueden hacerse apreciaciones de mayor detalle en lo que respecta a la duración temporal de determinados intervalos estratigráficos (Fig. 122). De esta manera, para establecer el alcance de las zonas y subzonas a lo largo de esta porción del área de estudio, se ha empleado el concepto de primera aparición de un nivel amonitífero significativo, que indica la entrada a una nueva subzona o zona bioestratigráfica ("biozonas de intervalo basadas en primeros registros", según el Código Argentino de Estratigrafía, 1992). Con todo, cuando dicho registro ha resultado insuficiente en una localidad, se han utilizado evidencias provenientes de la correlación estratigráfica y sedimentológica de localidades vecinas.

La base de la Formación Mulichinco en la región nororiental (BDL, CAP) porta fauna perteneciente a la Zona de *Lissonia riveroi*. Dado que elementos de esta zona también se encuentran más abajo en la sucesión de la Formación Vaca Muerta, en el esquema bioestratigráfico propuesto se asume que los niveles marinos basales de la unidad en estudio pueden pertenecer a los últimos tiempos de dicha zona bioestratigráfica. Esta correlación se extiende también hacia la región Austral (Fig. 122).

Utilizando el criterio de primera aparición de un nivel fósil, en la localidad Cerro La Parva la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni* comienza con el primer registro de los olcostefánidos relacionados. Representa así una potencia superior los 120 m (Fig. 122). En cambio, en localidades como Arroyo Pichi Neuquén (APN) o Anticlinal Loma Rayosos (ALR), que no poseen registro de sedimentación marina abierta desde la base, si se empleara el mismo criterio para establecer el alcance estratigráfico de dicha subzona, el espesor representado por la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni* sería cero, puesto que un mismo nivel es portador del primer registro perteneciente a la Subzonas de *O. (O.) atherstoni* y *Karakaschiceras attenuatus* (Fig. 116). Por el contrario, es más razonable sugerir que gran parte de los depósitos no marinos (fluviales y deltaicos) que constituyen el tramo inferior de la Formación Mulichinco en dichas localidades quedan incluidos en la Subzona de *atherstoni*, y que por lo tanto la fauna hallada de *Olcostephanus (O.)*

atherstoni representa a los términos más altos de dicha subzona. Esta situación también se verifica en localidades de la porción nororiental (PUC, BDL), en las que la fauna de amonites de *Olcostephanus atherstoni* aparece relacionada con depósitos carbonáticos marinos (AF M5), que en la localidad CDP constituyen el tramo final de la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni* (Fig. 122).

A diferencia de la subzona anterior, la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus* puede ser delimitada con claridad en varias localidades, por la aparición del primer registro de *Karakaschiceras* en la base y de *Olcostephanus* (*Viluceras*) spp. al tope (Fig. 122). De esta manera se aprecia por ejemplo que la potencia de dicha subzona aumenta desde 120 m de espesor en CDP, hasta 160 m en APN. Esta variación de espesores puede deberse al ritmo de acumulación en las distintas porciones de la plataforma. En ALR y APN el límite basal de la subzona coincide con una superficie de erosión e inundación marina muy neta (véase Fig. 81), que puede ser utilizada como superficie de correlación regional en el esquema estratigráfico-secuencial. Por otro lado, en los perfiles del nordeste (PUC y BDL) resulta difícil ubicar el límite inferior de dicha subzona, pero el límite superior de la misma puede ser ubicado donde se registra una marcada profundización de las facies, unos 20 metros por debajo del banco calcáreo que constituye la base de la Formación Agrio. De esta manera el rango estratigráfico perteneciente a la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus* se obtiene asumiendo un espesor de alrededor de 140 metros (Fig. 122).

El alcance estratigráfico de la Subzona de *Olcostephanus (Viluceras) permolestus* también puede establecerse con claridad en la mayoría de los perfiles del centro y norte del área estudiada. Dicha subzona comprende desde la primera aparición de los *Olcostephanus (Viluceras)* spp. hasta el primer registro de los neocomítidos que marcan el ingreso a la Zona de *Pseudofavrella angulatiformis* (Figs. 117 y 122). En todas las localidades el espesor de la Subzona de *Olcostephanus (Viluceras) permolestus* oscila entre 15 y 30 metros, lo que resulta contrastante con el espesor involucrado en las subzonas anteriores, del orden de más de 130 metros. Estas apreciaciones son importantes toda vez que uno considere cuál es el tiempo involucrado en una pila de sedimentos y se intenten establecer tasas de sedimentación.

De la información ya analizada puede concluirse además que la Subzona de *Olcostephanus (Viluceras) permolestus* queda incluida dentro de la Formación Mulichinco en el sector oriental de las regiones Central y Septentrional. En cambio, en los perfiles que representan la porción más occidental del área de estudios (DZN, RHC y CDP), dicha subzona representa la sección basal de la Formación Agrio, y el pasaje entre ambas unidades estaría representado por una fuerte profundización del medio marino, que posibilita la generación de ambientes anóxicos, con una proliferación importante de fauna de radiolarios y foraminíferos (Ballent & Sagasti, 2002). Estas condiciones anóxicas no poseen registro en las sedimentitas infrayacentes de la Formación Mulichinco.

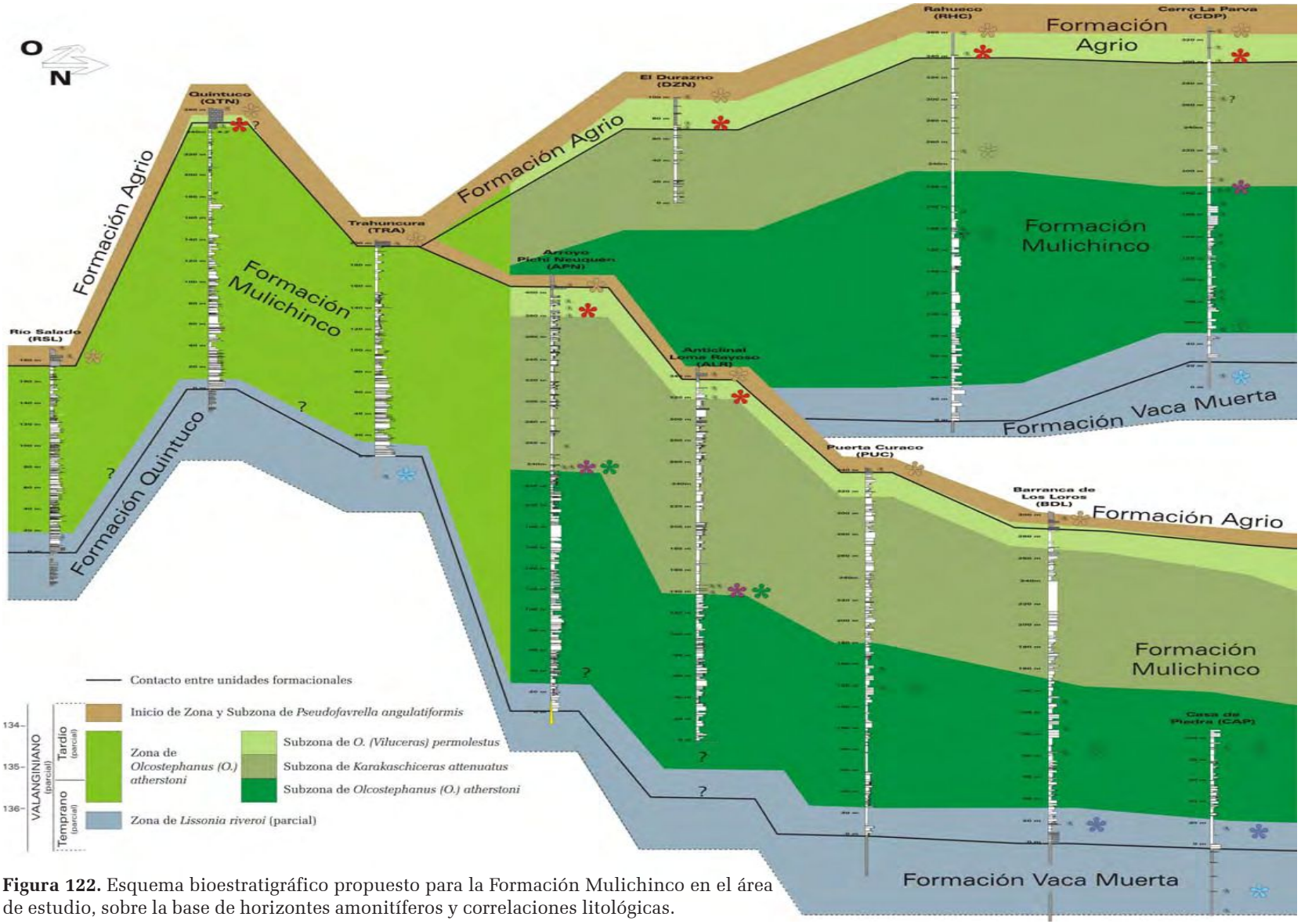


Figura 122. Esquema bioestratigráfico propuesto para la Formación Mulichinco en el área de estudio, sobre la base de horizontes amonitíferos y correlaciones litológicas.

Cabe destacar finalmente que una de las causas por las cuales se suscitan diferencias en el alcance litoestratigráfico de las unidades entre distintos autores es el hecho de que la Formación Mulichinco fue definida como una unidad con facies continentales hasta marinas, e inclusive carbonáticas (Weaver, 1931), hecho que va en contra de las recomendaciones actuales para el alcance de una Formación indicadas en el Código Argentino de Estratigrafía (1992). En él se hace hincapié en que una formación debe tener cierta uniformidad litológica. Con todo, esto no se soluciona con atribuir todos los depósitos marino-someros y de plataforma externa de la Formación Mulichinco a la suprayecente Agrio. En cambio, es necesaria una redefinición completa de la unidad desde un punto de vista litoestratigráfico formal. Este último concepto, que escapa a los objetivos de esta tesis, es válido también para otras unidades de la Cuenca Neuquina, inclusive para la misma Formación Agrio.

Siguiendo las recomendaciones del Código y en búsqueda de mejorar el esquema litoestratigráfico, tampoco las acumulaciones de la Formación Mulichinco del ámbito neuquino podrían ser consideradas equivalentes de los depósitos ubicados en el Sector Aconcagüino, que se conocen con el mismo nombre (Yrigoyen, 1979; Fig. 3). Dichas acumulaciones continentales, volcánicas y volcaniclásticas han sido estudiadas en detalle en el marco de la evolución del Grupo Mendoza en la Alta Cordillera de la Provincia de Mendoza (ver síntesis en Aguirre-Urreta & Lo Forte, 1996). En varias localidades se ha indicado un pasaje transicional desde la Formación Quintuco hacia la suprayacente Formación Mulichinco (e. g. Lo Forte & Pérez, 1991; Álvarez *et al.*, 2000). Esta situación, sumado al hecho de que los depósitos infrayacentes portan fósiles del Tithoniano Medio, permite evidenciar fuertes diferencias con lo que ocurre en el ámbito neuquino. Aquí la edad, como hemos visto, es Valanginiano Temprano medio a Tardío bajo, y la base de la sucesión se encuentra limitada por una discontinuidad. En las recomendaciones del Código Estratigráfico Argentino (Art. 28b, 1992) se sugiere no agrupar "en una misma formación sucesiones separadas por discordancias regionales o hiatos importantes". Por lo tanto se opina en este trabajo que de generarse un nuevo esquema estratigráfico para las unidades del Grupo Mendoza, las sedimentitas denominadas Formación Mulichinco del Sector Aconcagüino deberían recibir otro nombre formacional.

CAPÍTULO 9: ANÁLISIS SECUENCIAL

9.1. Introducción

La estratigrafía secuencial consiste en una subdivisión de las sucesiones sedimentarias en paquetes contemporáneos limitados por superficies de erosión o no depositación (Vail *et al.,* 1977) que se conocen como secuencias. Es decir que provee de una metodología para analizar e interpretar las sucesiones sedimentarias dentro de un esquema cronoestratigráfico. Esta disciplina luego de pasar por distintas etapas ha sido refinada y se ha convertido en una herramienta de probada eficacia en la interpretación genética y predicción de los rellenos sedimentarios.

Luego de las primeras ideas de Sloss y colaboradores desarrolladas en la sucesión fanerozoica de Norteamérica (e.g. Sloss, 1963), la estratigrafía secuencial moderna surgió con la publicación de la Memoria AAPG 28 (editada por Payton, 1977). Allí se encuentran los trabajos originales sobre la estratigrafía sísmica y las definiciones conceptuales más importantes. En ese volumen, Vail *et al.* (1977) sugirieron que las geometrías estratales observadas en la sísmica se debían cambios del nivel del mar. Otro paso fundamental en el desarrollo de la estratigrafía secuencial se produjo en 1988, con la publicación de un nuevo texto sobre esta temática (publicación especial 42 de la SEPM, editada por Wilgus *et al.*). Allí se introduce por primera vez el concepto de acomodación (Jervey, 1988), que se ha convertido en uno de los elementos más importantes para comprender y predecir las geometrías estratales. En ese libro también aparecieron modelos conceptuales (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988), que proveyeron de la base fundamental para la aplicación de la estratigrafía secuencial de alta resolución, técnica en la cual se integra la información secuencial a escala de afloramiento o perfiles de subsuelo. El libro introductorio de esta herramienta es el de Van Wagoner *et al.* (1990), que cubre aspectos teóricos y prácticos presentados en una versión sintética pero extremadamente simplificada según la crítica de muchos especialistas.

Después de que Vail *et al.* (1977) reconocieran a la eustacia como mecanismo responsable de los cambios estratales, se realizaron numerosos trabajos para vincular a escala planetaria el relleno sedimentario de las cuencas con las oscilaciones del nivel del mar. Haq y colaboradores (1987) presentaron una nueva curva eustática marina de carácter global, que según los autores podía ser utilizada también para predecir y datar secuencias sin buen registro cronoestratigráfico (Haq *et al.*, 1988). Esta carta, confeccionada en ambientes geotectónicos y geográficos muy específicos, atrajo fuertes críticas, en especial por la dificultad de extrapolar los conceptos y resultados a otras condiciones geológicas (Walker, 1990; Miall, 1991, entre otros).

Esta discusión acerca del alcance global de la carta posee particular importancia en la asignación de edades a eventos y discontinuidades de la Cuenca Neuquina. En los estudios secuenciales más significativos de la cubeta, Legarreta & Gulisano (1989) y Uliana & Legarreta (1991), se asignaron edades absolutas a algunas discontinuidades sobre la base de dicha curva global. Estos autores consideraron así que la gran mayoría de ellas se encontraba relacionada con variaciones eustáticas globales. Sin embargo, hoy en día existe un consenso generalizado acerca de que la subsidencia local, en especial en cuencas tectónicamente activas, puede sobreimprimirse o enmascarar una oscilación del nivel del mar (e.g. Hubbard, 1988). Sin ir más lejos, Hallam (1991), en un análisis del Mesozoico de los Andes, comprobó que en los intervalos jurásicos en donde la curva eustática "regional" se apartaba de la "global", esto se debía a actividad tectónica relacionada con eventos ígneos.

Actualmente la estratigrafía secuencial ha sido redefinida y los conceptos originales se han extendido a diferentes condiciones geológicas. Weimer & Posamentier (1993) han indicado que los conceptos de la estratigrafía secuencial, cuando se utilizan para entender mejor la evolución de una cuenca, pueden ser aplicados a cualquier tipo de cuenca sedimentaria, en forma independiente del régimen tectónico, edad, tipo de sedimentos, etc. Esto se encuentra confirmado por el gran número de trabajos sobre esta temática que han sido publicados en los últimos 10 años, sobre cuencas con muy diferentes parámetros de subsidencia y suministro clástico, por ejemplo. Además, si bien la estratigrafía secuencial se desarrolló en forma inicial en ambientes y secuencias marinas, también se han aplicado desde hace varios años sus conceptos en sucesiones continentales.

Este último punto resulta por demás interesante para el estudio de la Formación Mulichinco en particular, puesto que a pesar de la fuerte variación de facies de norte a sur, la densidad y proximidad de las secciones relevadas, en forma conjunta con el ajustado esquema bioestratigráfico presentado en la Figura 122, permite correlacionar con buena confidencia las porciones de sedimentación terrestres, marino-marginales y marinas abiertas. Esta posibilidad no ha sido explorada con frecuencia, puesto que en muchos casos estudiados sólo se encontraban facies de uno u otro ambiente. En este trabajo se puede aplicar entonces la estratigrafía secuencial como herramienta de alta resolución (Flint & Howell, 2002), facilitada por el buen número de horizontes amonitíferos a lo largo del registro marino. Así, se está en condiciones de explorar la forma en que responde toda una cuenca marginal o intracratónica de reducidas dimensiones, a los fenómenos extrínsecos que producen disminución o aumento del espacio de acomodación para el relleno de sedimentos.

En síntesis, la estratigrafía secuencial, cuando es utilizada con rigor, ayuda a correlacionar ambientes deposicionales contemporáneos, comprender la historia de

acumulación de una sucesión durante una variación de la acomodación o del nivel relativo del mar, y ponderar los controles intrínsecos y extrínsecos que la afectan. Para ello, y para conocer la duración de las unidades genéticamente relacionadas (escala y jerarquía de las secuencias involucradas), se necesita contar con un esquema bioestratigráfico (Capítulo 8), un marco general en el que se han desarrollado las secuencias (ambiente geotectónico), y un ajustado sistema de correlación.

De esta manera, los objetivos de este capítulo son: a) considerar el marco general estratigráfico-secuencial de la Formación Mulichinco, b) describir la evolución del relleno en términos de cortejos deposicionales, con sus patrones de sedimentación y con las superficies claves que los limitan y, por último, c) identificar y ponderar el rol que han ejercido factores extrínsecos como la tectónica, el clima y las oscilaciones del nivel de mar en la evolución de la Formación Mulichinco.

9.2. Marco estratigráfico-secuencial general

Una secuencia ha sido definida por Vail *et al.* (1977) como **"**una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, limitados en su techo y en su base por discordancias o sus relativas concordancias**"**. Con posterioridad se amplió el término para incluir el concepto de que una secuencia teórica además **"**se compone de una sucesión de cortejos y es interpretada como acumulada entre dos puntos de inflexión homólogos de una curva eustática**"** (Posamentier *et al.*, 1988).

Las secuencias se componen de un conjunto distintivo de cortejos deposicionales o *systems tracts*. Dichos cortejos se reconocen y definen sobre la base de la naturaleza de sus límites y su geometría interna (e.g. arreglo vertical de parasecuencias o PSs). La **Figura 123** muestra un modelo general de una secuencia, que incluye muchas simplificaciones (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990) y en la cual se reconocen los Cortejos de nivel de Mar Bajo (CMB*), Transgresivo (CT) y de nivel de Mar Alto (CMA). Según Posamentier & James (1993) y Weimer & Posamentier (1993), algunos de los problemas más importantes que ha tenido el desarrollo de la estratigrafía secuencial se han suscitado por la aplicación a rajatabla de este modelo, olvidando las características particulares de cada caso. Se recuerda entonces que la naturaleza de una secuencia, los cortejos que la integran y las discontinuidades que la limitan dependen de varios factores, como la tasa de cambio del nivel del mar, la subsidencia, el suministro clástico, los procesos deposicionales dominantes y la geometría de la cuenca (Weimer & Posamentier, 1993).

*En este trabajo se utilizan estos términos en reemplazo de los originales en inglés. Cortejo (de nivel) de Mar Bajo equivale a *Lowstand System Tract,* Cortejo Transgresivo a *Transgressive System Tract*, y Cortejo (de nivel) de Mar Alto a *Higstand System Tract*.

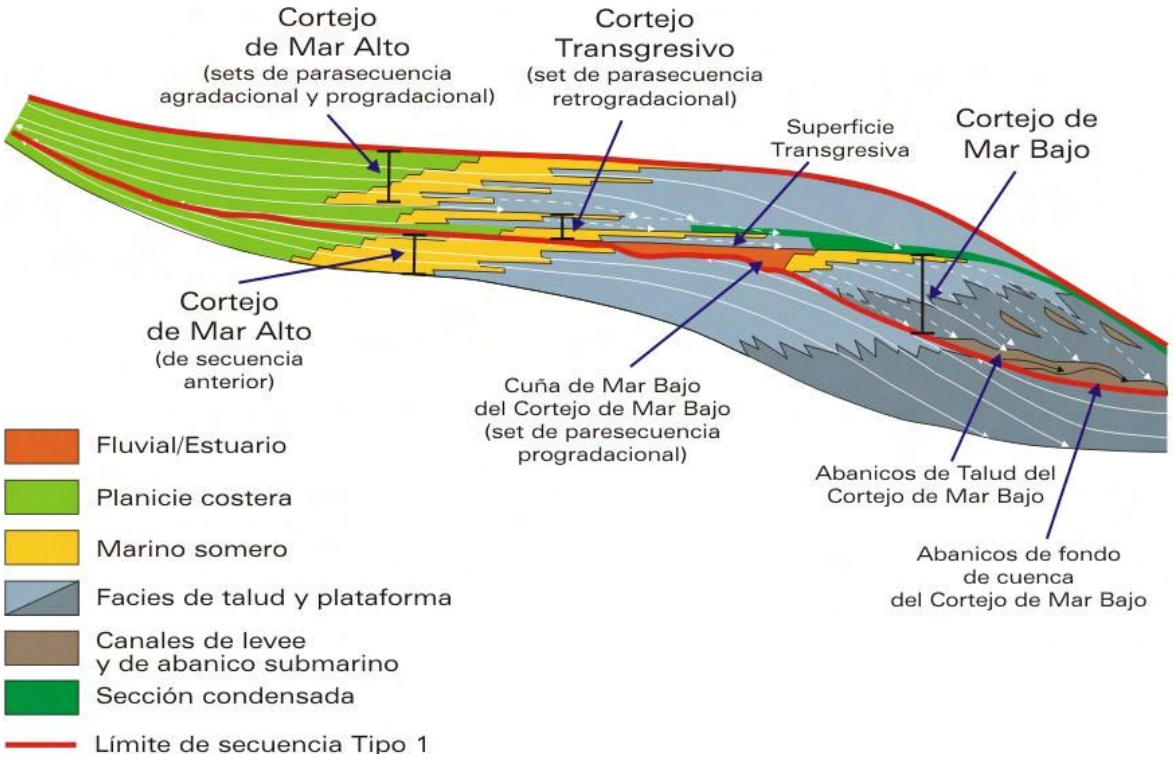


Figura 123. Modelo clásico de patrones estratales y cortejos deposicionales en una secuencia limitada por discontinuidades de "Tipo 1" y desarrollada en una cuenca con quiebre de plataforma. Tomado de Van Wagoner *et al.* (1988,1990).

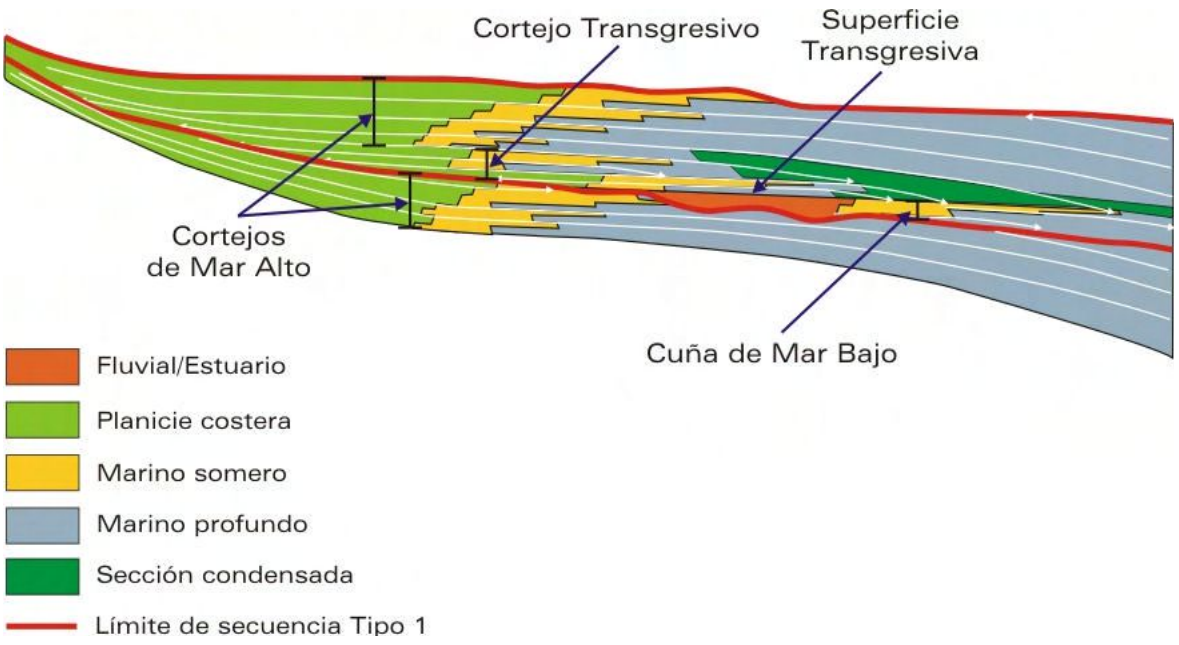


Figura 124. Patrones estratales y cortejos deposicionales en una secuencia similar, pero en un margen de rampa o en un mar interior somero. Tomado de Van Wagoner *et al.* (1988,1990).

Con respecto a este último punto, la fisiografía cuencal es uno de los factores que en forma sistemática produce variaciones en el modelo básico de la Figura 123. Van Wagoner *et al.* (1988, 1990) presentaron también un modelo para cuencas sin quiebre de pendiente o perfil tipo rampa, en el cual la mayor diferencia está en la conformación del cortejo de mar bajo, que carece de depósitos de abanicos de fondo de cuenca y talud (**Fig. 124**). Weimer & Posamentier (1993) han indicado que también existiría una situación similar si la cuenca es intracratónica o interior, debido a la poca profundidad del medio marino que recibe los sedimentos. En este sentido, la ausencia de depósitos de abanicos submarinos en los estadios de nivel de mar bajo durante el Neocomiano de la Cuenca Neuquina también han sido asignados a la misma causa (Uliana & Legarreta, 1991).

Otro factor determinante es la tasa de subsidencia y el régimen tectónico de la cuenca. En la Cuenca Neuquina, cuyo ambiente geológico durante el Cretácico Temprano puede considerarse como de trasarco a retroarco, la tasa de subsidencia era relativamente constante, pero puntuada en forma local por eventos de inversión que alteraban el régimen estable (Vergani *et al.*, 1995). Uno de dichos pulsos de reactivación de antiguas fallas normales se produce en forma previa a la depositación de la Formación Mulichinco (Fig. 4). Esta situación implica que la tectónica regional (de la cuenca), hasta local (localización y orientación de estructuras heredadas) debe haber jugado un papel fundamental en su desarrollo.

Por otro lado, la existencia del arco magmático hacia el oeste reproduce condiciones que no están contempladas en el modelo básico de Van Wagoner *et al.* (1988), generado para ambientes pasivos, y por lo tanto su rol debe tenerse en cuenta al analizar la historia deposicional de las secuencias cretácicas de la cubeta.

9.2.1. La Formación Mulichinco y secuencias relacionadas

Las secuencias deposicionales en general poseen diferentes duraciones temporales, que establecen su jerarquía. Secuencias y variaciones de primer orden (>50 Ma.) y segundo orden (3-50 Ma.) son conducidas por procesos tectónicos a escala de placas litosféricas, que controlan la acomodación de largo término. En cambio, existen cambios del nivel del mar de tercer (1-5 Ma.) y cuarto orden (0,08-0,5 Ma.), cuyos rangos se encuentran en la misma escala que los procesos tectónicos más rápidos y los procesos glacio-eustáticos, por lo tanto la interpretación del mecanismo responsable es aquí más difícil (Flint & Howel, 2002). Finalmente, variaciones de quinto orden o mayores son más frecuentes que los procesos tectónicos y se relacionan con ciclos de Milankovitch.

El Grupo Mendoza posee un buen registro en la zona de estudio, que ha permitido su subdivisión en secuencias de diferente jerarquía (Legarreta & Gulisano, 1989, Fig. 5). Sin embargo, la Formación Mulichinco no posee hasta el momento un claro análisis

secuencial, puesto que durante mucho tiempo se la consideró parte de una secuencia de mayor escala.

En el trabajo original de Uliana *et al.* (1977), basado en un estudio de la zona Austral y Central aquí consideradas, se indicó que la unidad tenía un arreglo granodecreciente, se apoyaba sobre una fuerte discordancia y que correspondía a una única megasecuencia transgresiva. En cambio, Gulisano *et al.* (1984), establecieron que la Formación Mulichinco era una única secuencia (**Fig. 125**), pero que la sucesión se había generado durante un estadio de mar bajo. Con todo, ambos trabajos coincidieron en señalar que la unidad conformaba, junto con la porción basal de la Formación Agrio suprayacente, un ciclo o secuencia de sedimentación única de mayor escala.

Este hecho fue luego establecido en el análisis secuencial desarrollado por Legarreta & Gulisano (1989). Allí se incluye a la Formación Mulichinco en la Mesosecuencia Mendoza Medio (Fig. 5), que abarca desde el Valanginiano Inferior al Hauteriviano Inferior y se compone de cinco secuencias deposicionales (Mm1 a Mm5). En dicho esquema (**Fig. 126**), la Formación Mulichinco comprende las secuencias Mm1 y mitad basal de la Mm2. Según los autores, la primera secuencia (Mm1), se encuentra compuesta de conglomerados y areniscas fluviales en Neuquén central, que interdigitan con areniscas de plataforma y pelitas oscuras hacia el interior de cuenca. Por su parte, la Mm2 comienza en Neuquén con clásticos de plataforma y continúa con pelitas y margas de plataforma costa afuera, con claro arreglo general transgresivo (Legarreta & Gulisano, 1989). La mitad basal es asignada a la Formación Mulichinco y el tramo superior a la Formación Agrio (Fig. 126).

Según Legarreta y Gulisano (1989), por correlación con la misma secuencia (pero calcárea) de Mendoza, y a partir de la curva de Haq *et al.* (1987), a las discontinuidades que limitan la secuencia se les asignó una edad absoluta de 126 y 121,5 Ma. respectivamente (Fig. 126). De esta manera, la Formación Mulichinco dejaba de conformar una única secuencia y su duración absoluta se establecía en alrededor de 5 ma. (4,5 ma. para la secuencia M1 y 1 ma. para la Mm2). Esta duración al menos duplica la establecida en esta tesis (Fig. 122). Por otro lado, según los autores citados, cada mesosecuencia como la Mendoza Media representaba un cambio relativo del nivel del mar asimilable a un ciclo eustático de segundo orden.

Por su parte, Uliana & Legarreta (1991) presentan un esquema cronoestratigráfico refinado del Cretácico Temprano, junto con reconstrucciones paleogeográficas. Para los tiempos valanginianos la información entre el texto del trabajo (Uliana & Legarreta 1991, pág. 437) y lo que se ilustra en la reconstrucción paleogeográfica (su figura 8a) es contradictoria, pero en la carta cronoestratigráfica (su figura 6) existe una secuencia deposicional que abarca desde los 126 hasta los 121.5 Ma. Su base representa un evento de máxima contracción del depocentro y la sucesión posee un arreglo general transgresivo.

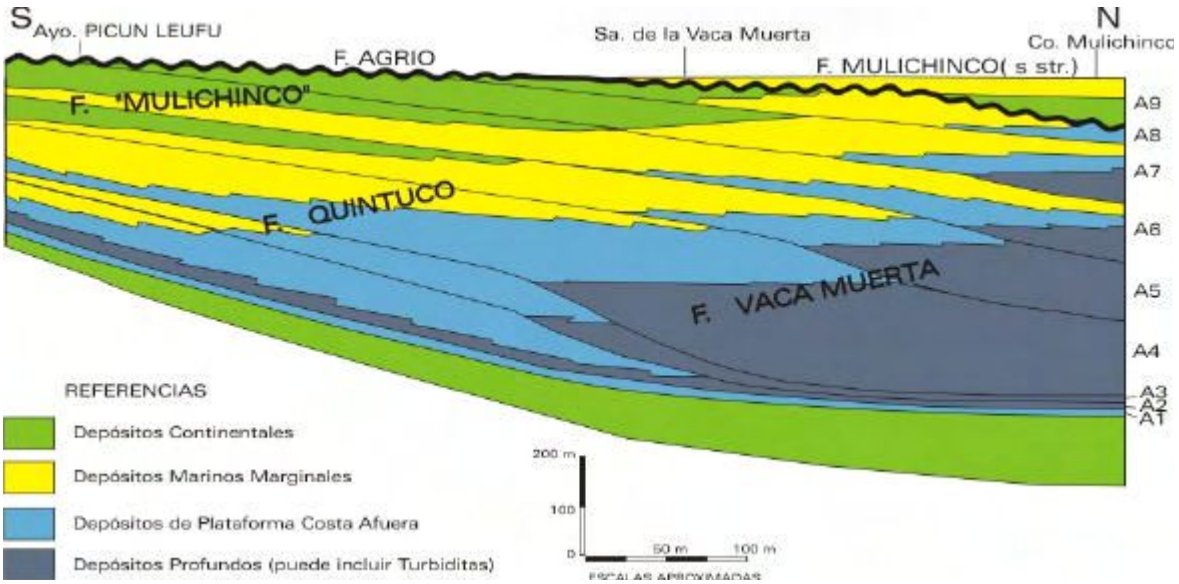


Figura 125. Modelo estratigráfico-secuencial del Grupo Mendoza Inferior y la relación discordante con la Formación Mulichinco que lo suprayace, según Gulisano *et al.* (1984, su figura 4). s str.: *sensu strictu*.

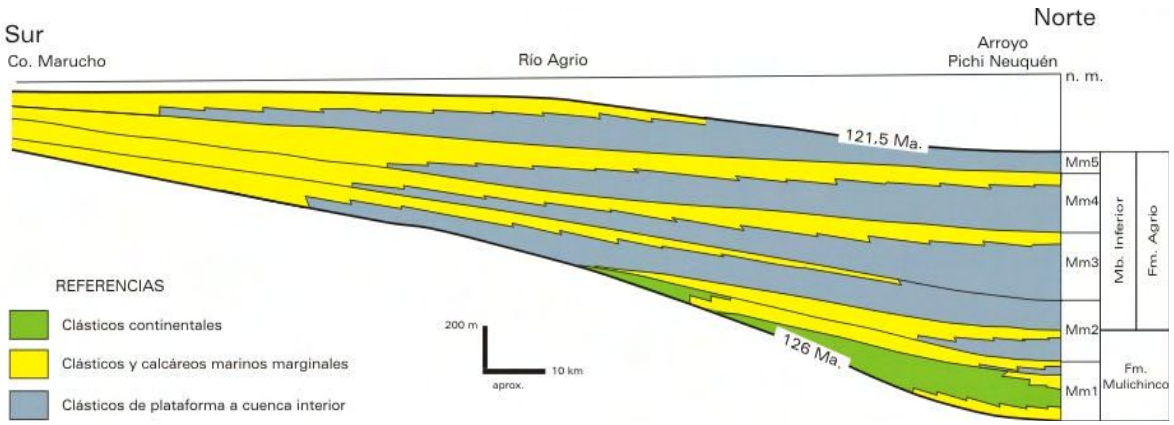


Figura 126. Esquema estratigráfico-secuencial de la Mesosecuencia Medio tomado de Legarreta & Gulisano (1989, su figura 6b). Las edades absolutas de las discontinuidades se obtuvieron mediante comparación con la curva eustática global de Haq *et al.* (1987). n. m.: nivel del mar.

No obstante no hacer alusión a las unidades formacionales, queda implícito que esta secuencia corresponde a la Formación Mulichinco. Lo que resulta más interesante de este análisis secuencial es la presencia de un nuevo período de contracción cuencal al tope, que genera una nueva superficie de discontinuidad (Uliana & Legarreta, 1991, figura 6). Este hecho revela que la unidad posee un evento de erosión en su techo y por lo tanto no puede ser integrada directamente con las pelitas euxínicas de la Formación Agrio suprayacente. Desde esa óptica, las sedimentitas de la unidad volverían a integrar una única secuencia. Este dato fue ignorado en posteriores revisiones sobre las secuencias cretácicas de la Cuenca Neuquina (e.g. Legarreta y Uliana, 1999).

En una nueva propuesta de la carta cronoestratigráfica del Neocomiano (Schwarz *et al.*, 2002), se incorporan nuevas interpretaciones y se utilizan los esquemas biostratigráficos disponibles actualmente (Aguirre-Urreta & Rawson, 1997), basados en escalas de tiempo modernas (Gradstein *et al.*, 1995). En particular para este estudio resalta el hecho de que la secuencia que incluye la mayoría de las acumulaciones de la Formación Mulichinco se encuentra limitada en su tope por una discontinuidad de orden mayor y posee una extensión temporal de *ca.* 2 ma., sensiblemente más corta que la asumida por los autores ya comentados, en función de los ciclos eustáticos de la curva global (Haq *et al.*, 1987).

En síntesis, mediante el análisis bibliográfico y los resultados obtenidos en el marco de este estudio, se considera aquí que los depósitos de la Formación Mulichinco representan una única secuencia, ya que conforman una sucesión concordante de estratos limitada en su base y en su techo por discontinuidades o relativas conformidades. Por la duración temporal que involucran sus sedimentitas (alrededor de 2 ma.), y debido a que ellas se han acumulado luego de un importante descenso del nivel relativo del mar y exposición subaérea, la secuencia se considera de tercer orden y de **"**Tipo 1**"** (**Fig. 127**).

Por otro lado, para la vinculación directa de la unidad bajo estudio con una secuencia de mayor jerarquía no se poseen aún evidencias suficientes. La superficie de erosión que existe en el tope de la unidad se encuentra cubierta por depósitos marino-someros en la gran mayoría de las localidades estudiadas (Fig. 127), banco calcáreo definido como la base de la Formación Agrio (Weaver, 1931). Sólo en el ámbito más noroccidental no se registran estos depósitos, generando un pasaje concordante (correlativa conformidad) entre la Formación Mulichinco y la Formación Agrio. Con todo, si la historia de acumulación registrara una tendencia transgresiva general de segundo orden, dicha superficie podría corresponder a una interrupción del ascenso o un descenso de menor magnitud que el acaecido para la Formación Mulichinco, y correspondería *grosso modo* a una superficie de erosión subácuea de tercer orden. Este tema será nuevamente tratado al analizar los controles que motivaron la aparición de las sedimentas de la unidad.

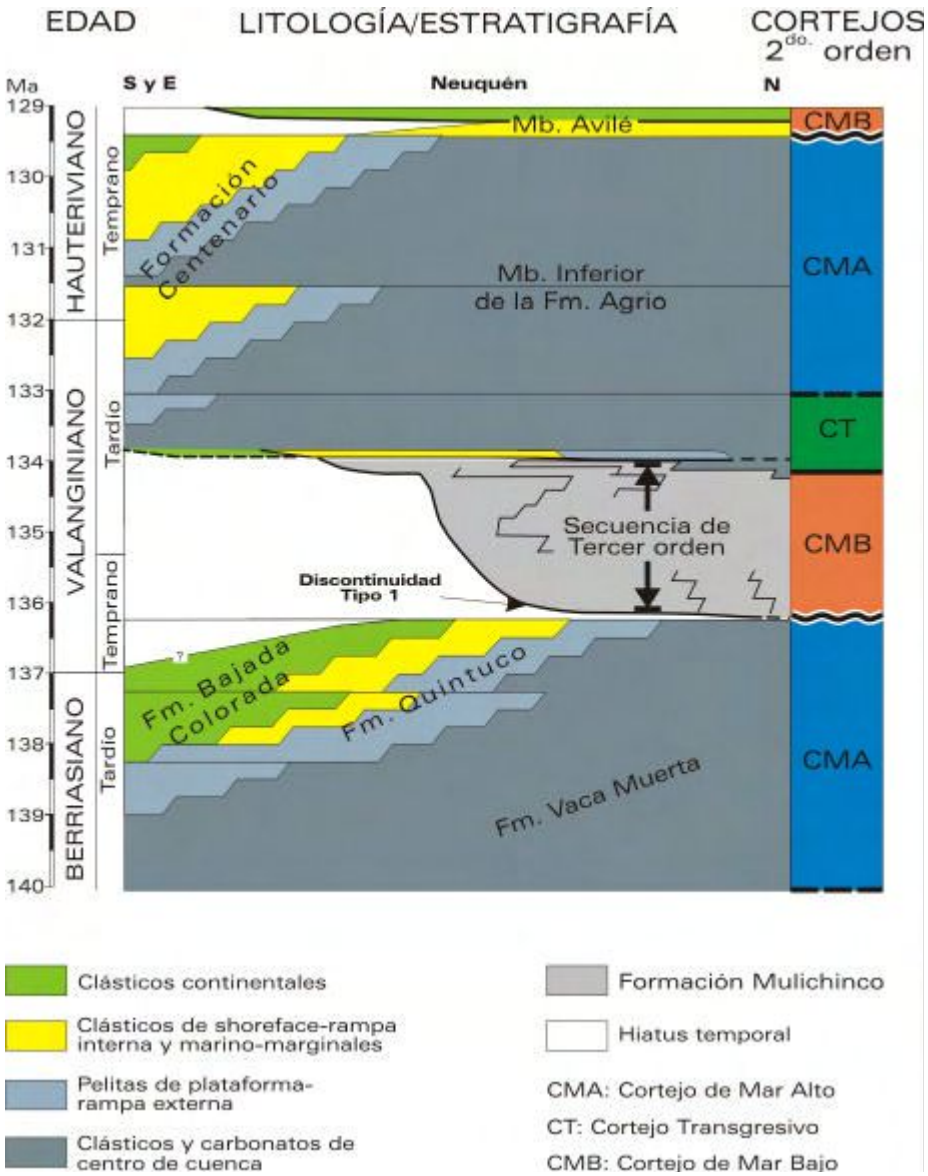


Figura 127. Estratigrafía y marco estratigráfico-secuencial esquemático del Berriasiano Tardío-Hauteriviano Temprano en la Provincia del Neuquén (modificado a partir de Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta & Gulisano, 1989; Uliana & Legarreta, 1991; Schwarz *et al.*, 2002). Escala en Ma. de Gradstein *et al.* (1995). La Formación Mulichinco se encuentra limitada por una discontinuidad de "Tipo 1" y posee un arreglo interno que permite identificar una secuencia de tercer orden.

9.3. Esquema estratigráfico-secuencial de la Formación Mulichinco

A continuación se presenta el análisis secuencial de la Formación Mulichinco, en el que se brinda un tratamiento de las características de las discontinuidades y la naturaleza de los sistemas deposicionales generados durante las variaciones en el espacio de acomodación, que conducen a identificar los cortejos de nivel bajo, transgresivo, y de mar alto. Existe hasta el momento una única contribución en que se realiza un análisis estratigráfico secuencial particular de la Formación Mulichinco, que corresponde a Zavala (2000). En ese trabajo se identifican seis secuencias deposicionales de mayor frecuencia dentro de la unidad, pero no se hace un análisis exhaustivo de cómo y porqué varían en la vertical dichas secuencias, ni tampoco se describen ni discuten las diferentes superficies claves que se hallan dentro de la unidad.

Los cortejos deposicionales que componen a una secuencia, constituyen la ligazón entre sistemas deposicionales contemporáneos (Brown & Fisher, 1977, Figs. 123 y 124). De aquí que la base fundamental para determinar los cortejos deposicionales se encuentre en la correlación temporal y espacial de las diferentes asociaciones de facies y ambientes deposicionales que se han identificado en este estudio (**Fig. 128**). El análisis secuencial de la Formación Mulichinco se basó entonces en la correlación de los sistemas deposicionales en el marco del esquema bioestratigráfico ya presentado (**Fig. 122**). A ello se sumaron otros dos elementos principales de esta técnica que son, la identificación de superficies claves y la determinación de arreglos estratales. La mayoría de la terminología empleada en este análisis corresponde a Van Wagoner *et al.* (1988, 1990).

Sobre la base de dichos elementos, en el esquema estratigráfico-secuencial propuesto para la unidad se han reconocido cuatro cortejos deposicionales que se describirán en forma sucesiva (**Fig. 129**) y para los cuales se presentarán las correspondientes reconstrucciones paleogeográficas (**Fig. 130**). Dichos cortejos son: Cortejo de Mar Bajo temprano (CMBa), Cortejo de Mar Bajo Tardío (CMBb), Cortejo Transgresivo (TST) y Cortejo de Mar Alto (CMA). Con todo, en forma previa a la acumulación de dichos cortejos se produce un período inicial de erosión y *by pass* de sedimentos cuya expresión se encuentra relacionada con el límite de secuencia basal y cuyas características serán presentadas en primer lugar.

9.3.1. Límite de secuencia basal (LS)

El límite de secuencia se forma en el punto más bajo del nivel relativo del mar (Fig. 129a), que coincide con en el momento de mayor extensión cuenca adentro de la exposición subáerea y por lo tanto de la línea de costa (Hunt & Tucker, 1992, 1995). Dicha discontinuidad es la superficie que separa a las secuencias sucesivas y corresponde a un límite de secuencia **"**Tipo 1**"** cuando la plataforma previa queda expuesta (Van Wagoner

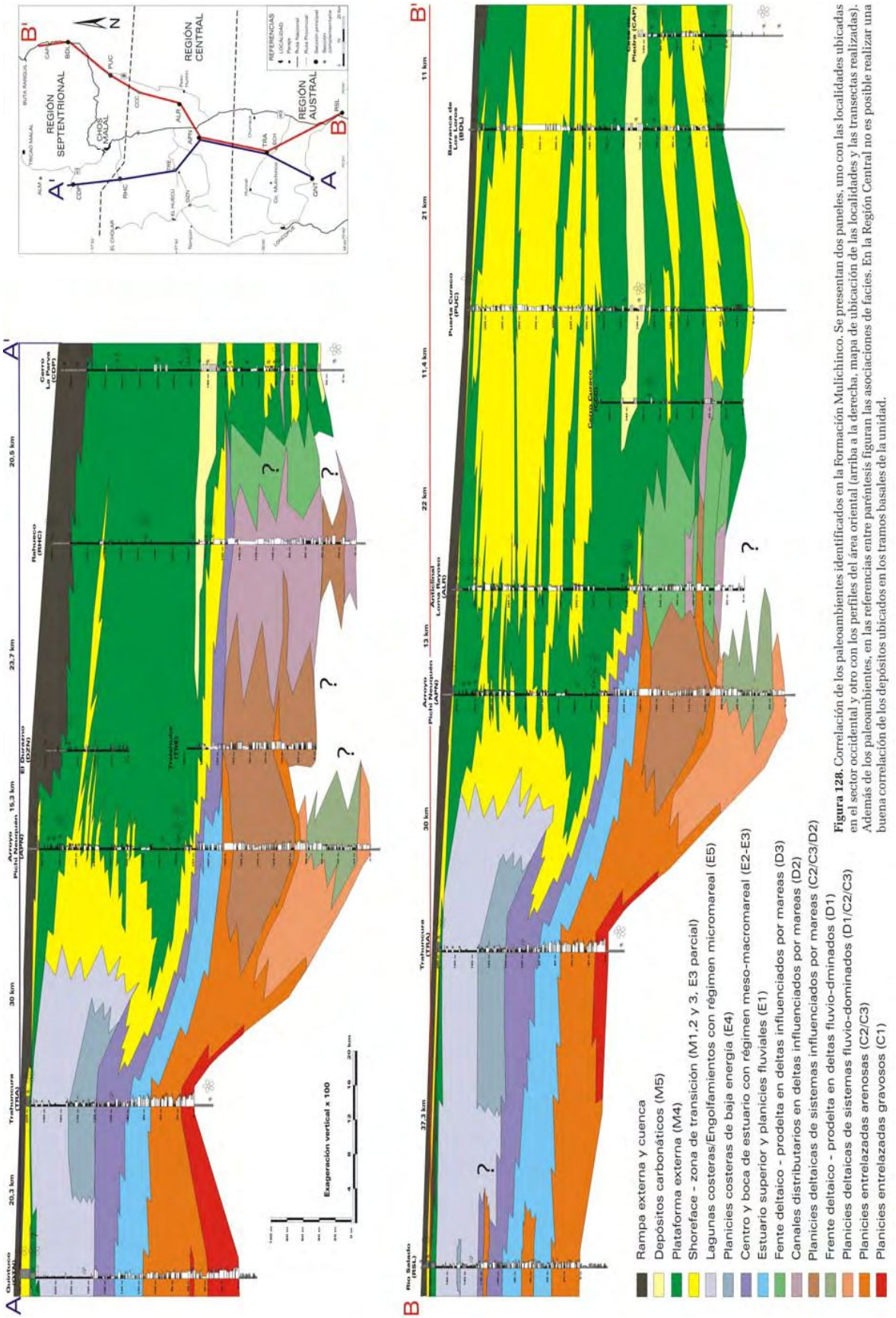


Figura 128. Correlación de los paleoambientes identificados en la Formación Mulichinco. Se presentan dos paneles, uno con las localidades ubicadas en el sector occidental y otro con los perfiles del área oriental (arriba a la derecha, mapa de ubicación de las localidades y las transectas realizadas). Además de los paleoambientes, en las referencias entre paréntesis figuran las asociaciones de facies. En la Región Central no es posible realizar una buena correlación de los depósitos ubicados en los tramos basales de la unidad.

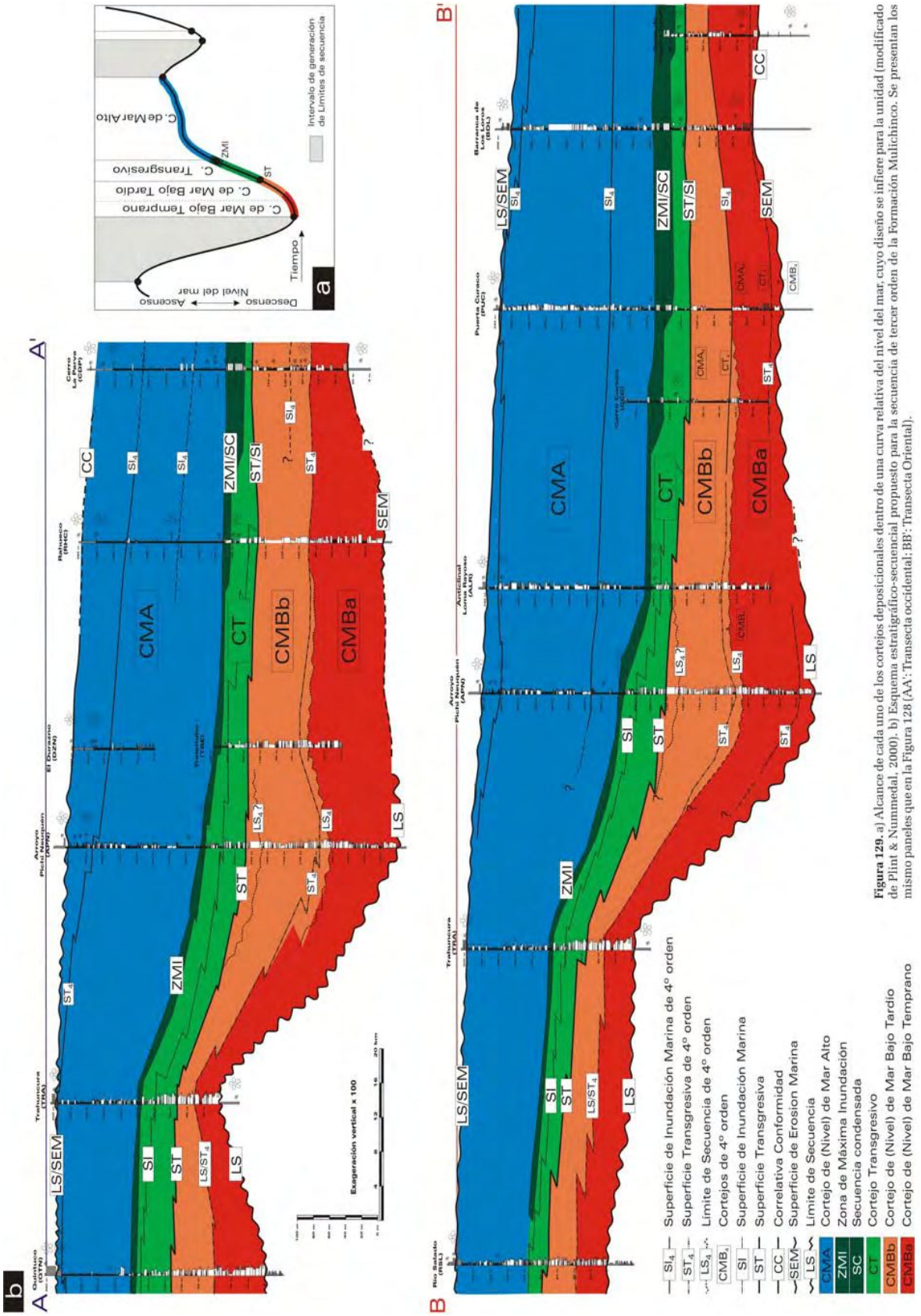


Figura 129. a) Alcance de cada uno de los cortejos deposicionales dentro de una curva relativa del nivel del mar, cuyo diseño se infiere para la unidad (modificado de Plint & Nummedal, 2000). b) Esquema estratigráfico-secuencial propuesto para la secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco. Se presentan los mismo paneles que en la Figura 128 (AA': Transecta occidental; BB': Transecta Oriental).

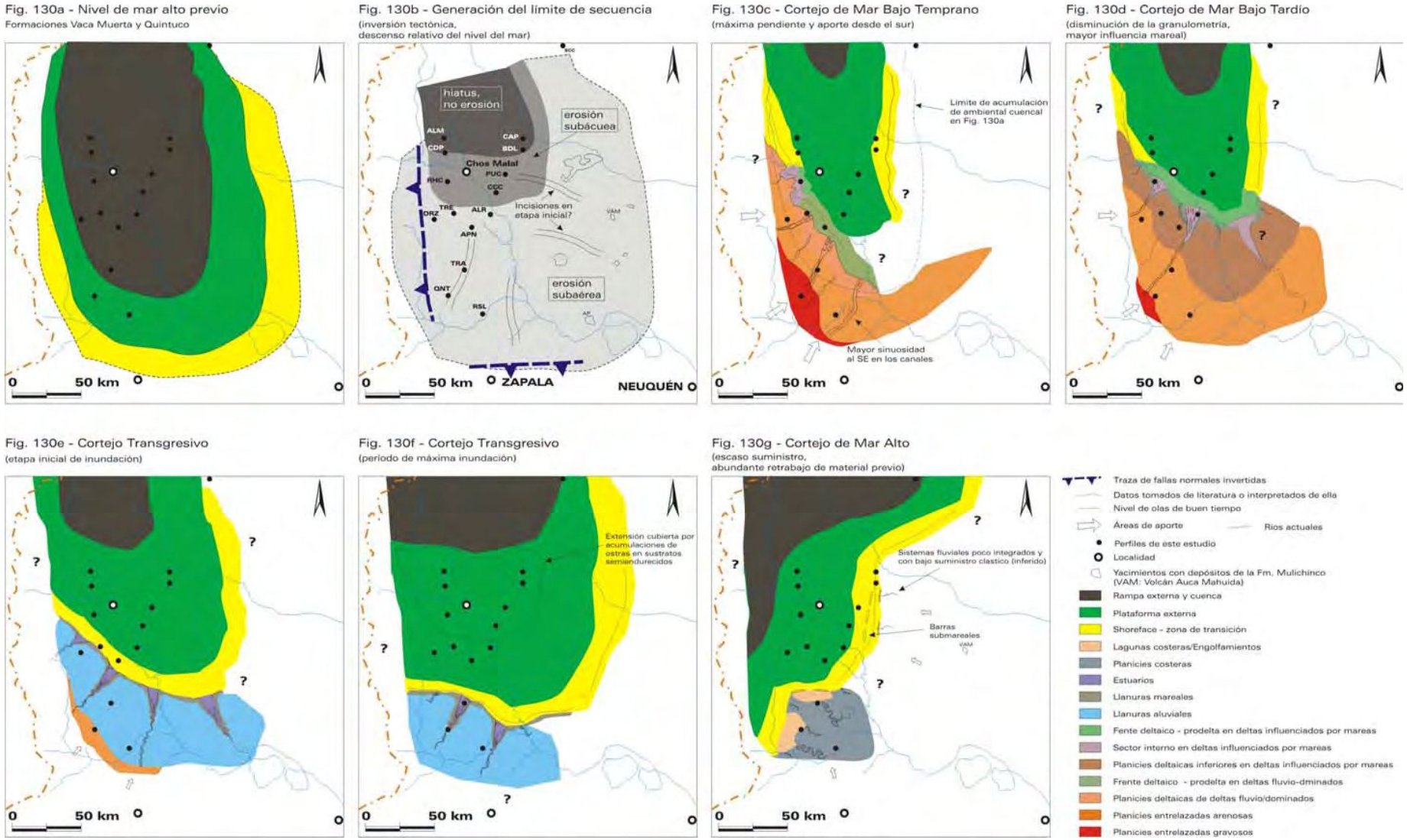


Figura 130. Reconstrucción paleogeográfica inferida para distintos intervalos de la secuencia de la Formación Mulichinco. En la Fig. 130b se encuentra especificado cada uno de los perfiles utilizados en este estudio y las localidades más importantes que se encuentran dentro del área involucrada. Ubicación de yacimientos tomado de Vottero & González (2002).

et al., 1988). Estas superficies muestran entonces evidencias de truncación erosiva subáerea (± erosión submarina) y representan un hiatus temporal significativo. Por su parte, las relativas conformidades son superficies estratales contemporáneas a lo largo de las cuales no se registran fenómenos de erosión, y que tampoco representan un hiatus considerable de tiempo. Con todo, se distinguen con frecuencia por ser superficies y hasta intervalos estratigráficos formados en períodos de baja velocidad de sedimentación (Van Wagoner *et al.*, 1988).

La caída relativa del nivel del mar que produjo el **límite de secuencia "Tipo 1"** de la Formación Mulichinco estuvo al menos parcialmente inducida por efectos de tectónica local, que produjo inversión de estructuras previas (Vergani *et al.*, 1995). Dicho límite posee clara expresión en todo el ámbito Austral y Central del área estudiada, en donde las sedimentitas continentales y deltaicas de la unidad considerada apoyan en forma abrupta y erosiva sobre las acumulaciones previas de plataforma mixta de la Formación Quintuco y lutitas euxínicas de la Formación Vaca Muerta (Figs. 129 y 130a). Este hecho representa un salto abrupto de facies hacia regiones depocentrales de hasta 150 km **(compárese Figs. 130a y 130c**), puesto que las facies euxínicas valanginianas contemporáneas de la Formación Mulichinco poseen existencia recién en la región suroccidental de Mendoza según Sagasti (2002).

Al sur del ámbito de estudio, desde el sur del río Agrio hasta el río Limay (Fig. 9), se generó un extenso ambiente deposicional continental. Sin embargo, debido a la inversión de las estructuras asociadas al flanco norte de la Dorsal de Huincul (Vergani *et al.*, 1995; Pángaro *et al.*, 2002, **Fig. 130b**) es posible que gran parte de dicha región no haya actuado como área de aporte de la Formación Mulichinco sino que haya generado una subcuenca independiente. Cabe destacar que una configuración similar se aprecia durante el desarrollo del importante evento de alzamiento acaecido durante el Kimmeridgiano (Vergani *et al.*, 1995, su figura 9b). Desde el sur de la Sierra de la Vaca Muerta hasta el límite austral de la cuenca, la sedimentación marina y por lo tanto la completa integración de la cuenca se restablece nuevamente con la acumulación de los depósitos basales de la Formación Agrio, portadores de fauna perteneciente a *Pseudofavrella* (Valanginiano Tardío alto). En el Neuquén Austral, estas sedimentitas apoyan directamente sobre facies continentales de la Formación Bajada Colorada (Legarreta & Gulisano, 1989; Leanza y Hugo, 1997, Fig. 131), de probable edad Berriasiano Tardío a Valanginiano (Leanza & Hugo, 1997).

En las regiones Austral y Central del área de estudio, el límite de secuencia se asocia entonces con un período de alzamiento de áreas previas sumergidas y de fuerte erosión subaérea, que genera a su vez un evento de *bypass* de sedimentos hacia la plataforma, a medida que el nivel relativo del mar desciende. Al mismo tiempo se produce incisión de los ríos como respuesta natural en búsqueda del nivel de base, lo que genera truncación

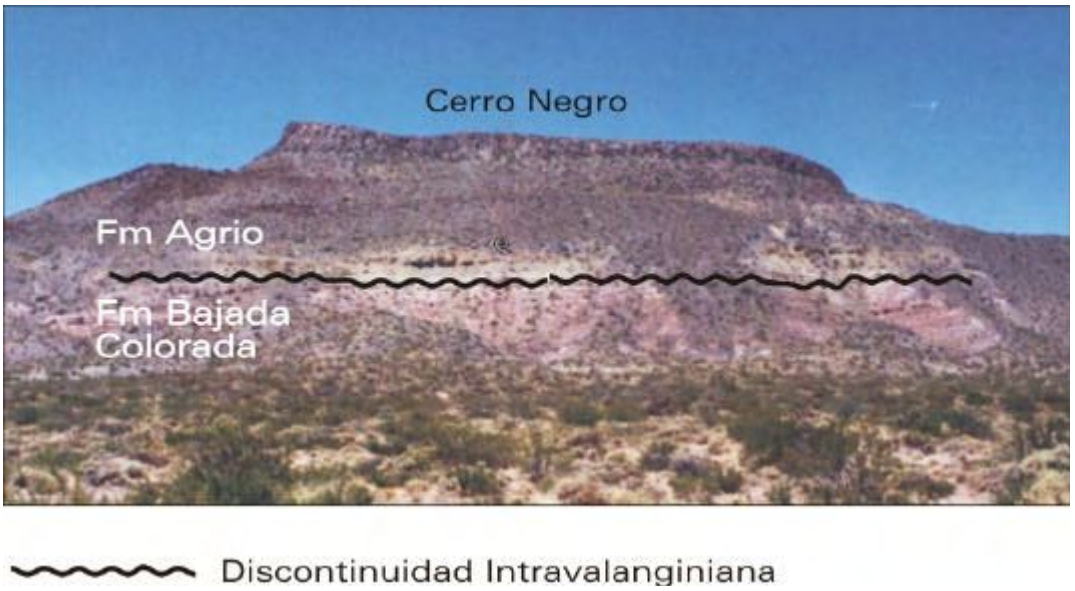


Figura 131. Vista al este de la relación discordante entre los clásticos continentales de la Formación Bajada Colorada y las sedimentitas marinas de la Formación Agrio en la Cuenca Neuquina Austral (Cerro Negro, área de Picún Leufú). Ambas unidades se encuentran separadas por un importante hiatus según Legarreta y Gulisano (1989) (foto gentileza Fernando Moyano).

Figura 132. Límite de secuencia basal (LS) con incisión en las lutitas infrayacentes de la Formación Vaca Muerta. Vista al norte en la localidad Arroyo Pichi Neuquén (flanco occidental de la estructura anticlinal). Persona como escala (círculo blanco).

de los depósitos de mar alto previos (Plint & Nummedal, 2000). No obstante, observaciones del límite de secuencia de la Formación Mulichinco a lo largo de varios kilómetros en distintas regiones, han permitido concluir que éste no se relaciona con profundas incisiones en las sedimentitas previas (véase por ejemplo Figs. 18 y 62). Sólo en la localidad Arroyo Pichi Neuquén (APN) se ha encontrado un relieve incidido en las lutitas subyacentes, de hasta 15 metros de potencia (Fig. 132). Según Plint & Nummedal (2000), la erosión asociada a una caída relativa del nivel del mar primero se localiza en los valles (incisión), pero en una etapa posterior toda la superficie de tierra grada al nivel de mar más bajo y tiende a nivelarse. Esta situación parece haber tenido lugar durante el significativo descenso relativo del nivel del mar relacionado con la Formación Mulichinco.

Por otro lado, tampoco se aprecia en afloramiento una relación angular entre las acumulaciones por debajo y por arriba del límite de secuencia. Con todo, es probable que relaciones angulares de menos de 1 grado de inclinación, que son comunes en truncaciones relacionadas con límites de secuencia, no puedan ser detectadas en afloramiento, pero sí apreciadas en secciones sísmicas exageradas verticalmente (Weimer & Posamentier, 1993). En ese sentido, datos geofísicos de subsuelo en los márgenes de acumulación de la unidad permiten apreciar truncaciones entre las sedimentitas de la Formación Mulichinco y las subyacentes (Vergani *et al.*, 1995, su figura 13).

En un marco teórico, a medida que se expande mar adentro la zona de *bypass* de sedimentación en el ámbito subaéreo, se genera y se expande también una zona de *bypass* en la plataforma, porque los depósitos previos marinos yacen ahora por arriba del perfil de equilibrio marino, debido a que el nivel relativo del mar está bajando (Plint, 1988, 1991). Este hecho da lugar a la generación de una superficie de erosión marina subácuea. Según Plint & Nummedal (2000), la última superficie que se desarrolla o la amalgamación de varias superficies generadas durante el descenso, debería tomarse como la superficie contemporánea del límite de secuencia en estas porciones de la cubeta.

En la localidad Puerta Curaco (ámbito nororiental) se ha hallado un cuerpo arenoso en contacto neto con lutitas de la Formación Vaca Muerta (Figs. **128** y **133**). El contacto está marcado por *gutter casts* orientados ESE-ONO, deformación sinsedimentaria de carga y abundante material vegetal. Estas evidencias permiten reconocer una **superficie de erosión marina**, que se desarrolla por la acción de flujos influenciados por olas y tormentas sobre un sustrato semiconsolidado fangoso (Snedden *et al.*, 1988; Plint, 1991), seguida de rápida sedimentación proveniente del margen de la cuenca ubicado hacia el este-sureste (Fig. 130b). Esta superficie basal de erosión se asume como contemporánea del límite de secuencia (**Fig. 129b**). Este litosoma no ha sido hallado en perfiles adyacentes (Fig. 128) y por lo tanto podría corresponder a formas levemente incididas, por dónde se trasladaban los sedimentos erosionados del continente.

Finalmente, mar adentro de la región donde se han hallado evidencias de erosión subácuea (**Fig. 130b**), el pasaje entre la Formación Mulichinco y la Formación Vaca Muerta se encuentra representada por un cambio en la tonalidad y estructura de las fangolitas, que de gris oscuras, con alto contenido de materia orgánica y fisilidad, se vuelven verdosas y masivas (depósitos de plataforma externa, Fig. 128). En ellas intercalan floatstones con evidencias de bajo suministro clástico. En condiciones extremas del estado hambriento de sedimentos se han formado bioconstrucciones de ostras grandes, cuerpos que han sido hallados sólo en las localidades Cerro La Parva (CDP) y Casa de Piedra (CAP), y que podrían ser considerados como la base de la Formación Mulichinco (Fig. 128). Dichas acumulaciones de ostras y los floatstones relacionados corresponderían a una superficie de **relativa conformidad** del límite de secuencia (Fig. 129b), definida más arriba como la superficie estratal contemporánea formada en el centro de cuenca durante un período de baja velocidad de sedimentación.

En síntesis, existen claras evidencias de un brusco descenso relativo del nivel del mar que dejó expuestas extensas áreas de los depósitos marinos previos de cuenca (Formación Vaca Muerta) y de plataforma externa (Formación Quintuco). Conforme a la relación de facies por arriba y debajo del límite de secuencia basal y considerando un desplazamiento de facies hacia el norte de hasta 150 km, se estima que la caída eustática relativa estuvo al menos en el orden de los 80 a 100 metros. En este estudio no se han hallado acumulaciones que puedan asignarse al período en el que el mar se encontraba descendiendo (*cf.* Hunt & Tucker, 1992, 1995; Plint & Nummedal, 2000). En cambio, todos los depósitos relevados se hallan por encima del límite de secuencia y se interpretan como formados luego del máximo descenso del nivel del mar (Fig. 129). Según Hunt & Tucker (1995), dicha ausencia pudo deberse a que el descenso fue continuo hasta su punto más bajo, sin que intervinieran oscilaciones eustáticas de mayor frecuencia dentro de una rama descendente de una curva de mayor amplitud. En ese sentido, el rol de la tectónica como disparador del descenso cobra significación.

El límite de secuencia es, a diferencia de otras discontinuidades de un secuencia, independiente de las variaciones del suministro de sedimentos y por lo tanto puede asumirse como relativamente isocrónico a lo largo del ámbito de estudio (*cf.* Emery & Myers, 1996). De esta manera, en basa al esquema bioestratigráfico disponible puede asegurarse que el límite basal de la unidad se ha formado en el Valanginiano Temprano medio (parte alta de la Zona de *Lissonia riveroi*).

9.3.2. Cortejo (de nivel) de Mar Bajo (CMB)

Dado que las acumulaciones de la Formación Mulichinco se encuentran por arriba de un límite de secuencia de **"**Tipo 1**"**, las porciones basales pueden ser asignadas a un

Cortejo de Mar Bajo (*cf.* Plint & Nummedal, 2000). Dicho cortejo tiene lugar desde el nivel más bajo del mar hasta el inicio del rápido ascenso (Hunt & Tucker, 1992, 1995, **Fig. 129a**). Durante este tiempo la línea de costa continua progradando, pero a un ritmo menor que durante el descenso, puesto que ahora los valles fluviales empiezan a agradar y retienen cada vez mayor cantidad de sedimentos (Plint & Nummedal, 2000).

En el CMB la tasa de ascenso relativo del nivel del mar es en primer lugar baja, que conjugado con la escasa área que posee el sistema de acumulación, produce una baja tasa de creación de acomodación al comienzo (Emery & Myers, 1996). Esta tasa es superada por el suministro de sedimentos y por lo tanto el sistema prograda. Sin embargo, la tasa de creación de acomodación continua aumentando por el ascenso relativo del nivel del mar (Fig. 129a), hasta que un determinado momento supera al aporte de sedimentos, generando un cambio desde geometría progradacional a agradacional, hasta que por último se vuelve marcadamente retrogradacional con la aparición del Cortejo Transgresivo y la consecuente superficie transgresiva limitante (Emery & Myers, 1996). Por lo tanto el sistema de cuña de mar bajo puede exhibir dos patrones estratales distintos, inicialmente progradacional, pero pasando a agradacional con el tiempo.

De esta manera, sobre la base del reconocimiento de una superficie clave que representa un ligero incremento de la generación de espacio de acomodación y una progresiva disminución de la energía deposicional, se han distinguido dos períodos dentro del CMB de la Formación Mulichinco,: un Cortejo de Mar Bajo Temprano (CMBa) y un Cortejo de Mar Bajo Tardío (CMBb) (**Fig. 129**).

Cabe mencionar por último que en ambientes sin quiebre de plataforma marcado, el Cortejo de Mar Bajo se conoce también como cuña de mar bajo y no posee por lo general acumulaciones de abanicos submarinos o de talud (Van Wagoner *et al.*, 1988, Posamentier *et al.*, 1992, entre otros, Fig. 124). Durante el descenso relativo del nivel del mar relacionado con la Formación Mulichinco, tampoco se han registrado ese tipo de facies, lo cual pudo haber estado controlado no sólo por la baja pendiente deposicional heredada, sino también por la baja profundidad del medio marino (Uliana & Legarreta, 1991).

9.3.2.1. CMB Temprano - Marco secuencial

En todo el ámbito Austral del área de estudio el CMB Temprano se encuentra representado por una sucesión de depósitos fluviales que conforma un paquete de geometría tabular a gran escala y espesor relativamente constante de aproximadamente 30 metros (Figs. 62 y 134). Las fajas de canales están conformadas por litosomas de arenas y gravas que desarrollan una relación alta con respecto al espesor total de sedimentos. La proporción de facies conglomerádicas disminuye hacia las áreas distales

(Fig. 128), y siempre en el tope se registra una superficie más o menos neta, por encima de la cual el grado de amalgamación de los cuerpos disminuye (Fig. 129b). La extensión a lo largo del rumbo y la fuerte tabularidad de este paquete fluvial ha sido el resultado del solapamiento de sucesivas fajas de canales móviles, con baja agradación y sin preservación de interfluvios que puedan ser mapeables (Miall, 1997; Yhosida, 2000). Esta configuración de cuña de mar bajo continental, sin incisiones evidentes, ha sido asignada en algunos ejemplos a la actividad tectónica local de la cuenca (e.g. Yhosida, 2000; Willis, 2000).

Hacia la región Central, esta etapa inicial se caracteriza por el relleno de pequeñas incisiones previas, seguida de una brusca profundización del sistema, para terminar con el desarrollo de una progradación deltaica (Fig. 128). En el norte, el Cortejo de Mar Bajo Temprano se encuentra también representado por un período de relleno de ligeros relieves previos con depósitos marino-someros (véase PUC, Fig. 128), seguido de calizas bioclásticas y fangolitas formadas con bajo aporte terrígeno y formadas en ambientes más profundos (Fig. 133). Luego se produce una progradación costera que genera un *set* de parasecuencias (Fig. 129b). En los depósitos carbonáticos se han hallado ejemplares de *Lissonia riveroi* (BDL, CAP), en tanto que en los depósitos arenosos suprayacentes se hallaron los primeros niveles portadores de *Olcostephanus (O.) atherstoni* (CDP) (véanse Figs. 122 y 128).

Sobre la base de la sucesión sedimentaria descripta y superficies identificadas, tanto en la región Central como Septentrional es posible reconocer una secuencia de mayor jerarquía durante el Cortejo de Mar Bajo Temprano (de cuarto orden), en la que se reconoce un período de nivel de mar bajo (CMB_4), uno transgresivo (CT_4), y otro progradacional de mar alto (CMA_4, Fig. 129b). El nivel de mar bajo de cuarto orden está representado por un litosoma arenoso formado bajo influencia de tormentas y mareas (Fig. 133), asignable a un período de mínima acomodación y rápida progradación (Mellere & Steel, 1995). Estos cortejos de mayor frecuencia de cuarto orden no han sido identificados en el intervalo fluvial de la región Austral, posiblemente por ser los ambientes fluviales capaces de ajustarse a pequeñas variaciones del nivel relativo del mar cambiando ligeramente los diseños o formas de los canales (Marriott, 1999).

En las regiones Central y Septentrional, el límite superior con el Cortejo de Mar Bajo Tardío puede trazarse con buena confidencia a lo largo de una superficie que marca una profundización en el ambiente marino (superficie de inundación marina de cuarto orden que limita a un *set* de parasecuencias), y por una disminución de la energía fluvial y granulometría de los depósitos en los ambientes deltaicos (Figs. 128 y 129b). Esta superficie se correlaciona en la región Austral con el tope de la cuña fluvial ya descripta.

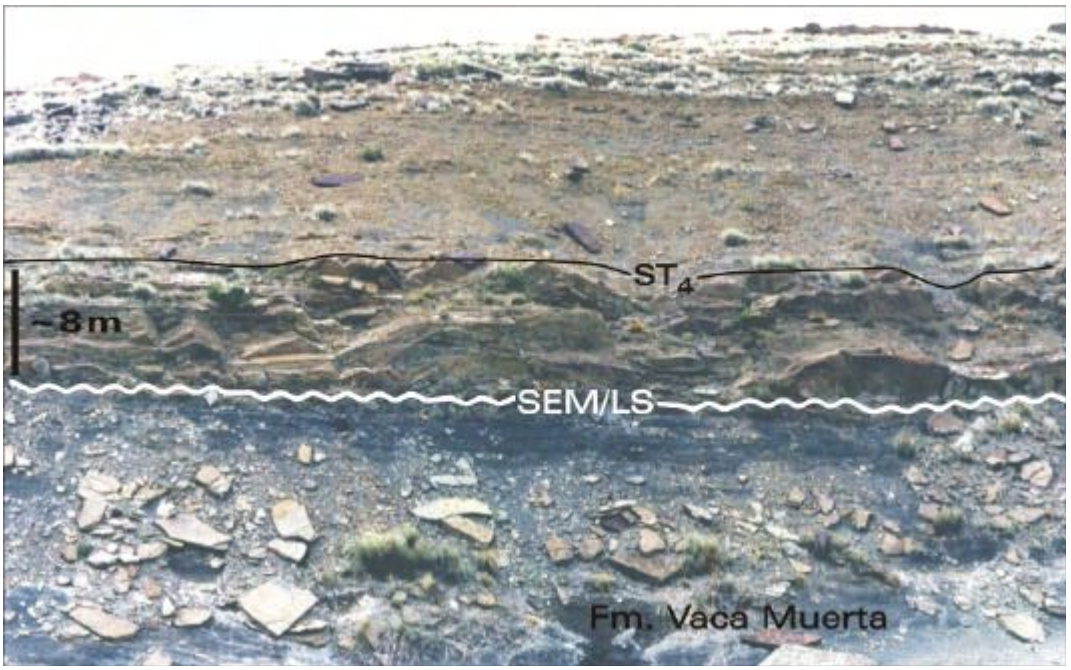


Figura 133. Litosoma arenoso que constituye la base de la Formación Mulichinco en la localidad Puerta Curaco. Su límite basal se interpreta como una superficie de erosión marina (SEM) y representa al límite de secuencia en ambientes subácueos. Por encima suprayacen fangolitas y calizas en forma neta y mediante superficie transgresiva de 4 orden (ST_4).

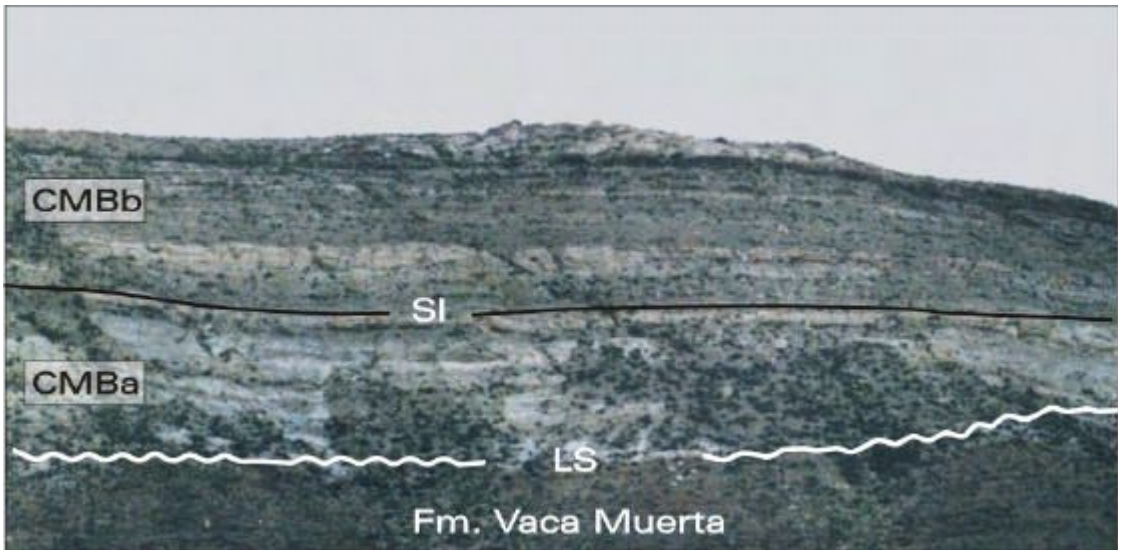


Figura 134. Sucesión fluvial en la localidad Estancia Coihueco (ECH), donde se aprecia un primer paquete arenoso tabular de **ca.** 35 m que corresponde al Cortejo de Mar Bajo Temprano (CMBa) en la región Austral. Luego los cuerpos canaliformes del CMB Tardío (CMBb) se encuentran intercalados entre mayor proporción de sedimentitas finas. Vista al noreste, sin escala.

El CMB Temprano comprende desde el tope de la Zona de *Lissonia riveroi* hasta la porción basal de la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni.*

9.3.2.2. CMB Temprano - Reconstrucción paleogeográfica

En gran parte de la región Austral y Central, durante esta etapa inicial de acumulación se formaron los depósitos fluviales más gruesos y de mayor energía. Los ríos transportaban la mayor cantidad de material en sentido transversal a oblicuo con respecto a las áreas de aporte que se encontraban hacia el oeste y sur, y alimentaban deltas dominados por proceso fluviales en la costa sur de la región Central (**Fig. 130c**). Esta distribución de ambientes sedimentarios se relaciona con la ubicación de las mayores pendientes, donde se concentra la acumulación de los conglomerados en las planicies entrelazadas gravosas (AF C1). Al alejarse de dichas zonas la cantidad de conglomerados disminuye, quedando confinados en su mayoría a las bases de los canales arenosos de las planicies entrelazadas arenosas (AF C2). Las gravas no sólo disminuyen en el sentido lateral, también lo hacen en pocos metros en el sentido vertical (Fig. 128), lo que demuestra que una vez generado el relieve inicial, éste perdió rápidamente su gradiente por erosión o agradación del sistema. Es decir que no se han registrado sucesivos ciclos de reactivación del área de procedencia.

En canales ubicados hacia el sureste del área de estudio se han reconocido patrones de mayor sinuosidad (AF C2, Fig. 105), así como mayor persistencia de los cuerpos de agua dentro de las planicies de inundación (AF C3b). Dichos sistemas fluviales pueden haber estado relacionados con menores pendientes o mayor humedad relativa. La ausencia de conglomerados en esta región apunta en dirección a la primera opción (Fig. 130c).

Durante el CMB Temprano, en las regiones costeras directamente alimentadas por los ríos de carga de fondo gravo-arenosa y baja sinuosidad se desarrollaron *braid deltas* (**Fig. 130c**), cuyas planicies deltaicas se encontraban al menos parcialmente vegetadas. Los canales alimentadores transportaban hasta la desembocadura carga mixta (traccional-suspensiva) y abundante material clástico. La progradación de los lóbulos deltaicos (AF D1) fue lo suficiente alta como para que al término del intervalo no se registraran allí sedimentitas de prodelta. Con todo, debido a la baja profundidad imperante en el medio marino, la progradación no generó lóbulos muy prominentes, con formas en planta cuspadas como más probables.

En donde el gradiente fluvial y/o el clima no favorecieron un sistema fluvial integrado como la situación previamente descripta, el régimen hidráulico del ambiente costero estuvo condicionado por su morfología y orientación a los vientos dominantes. Hacia el oeste, la irregularidad de la línea de costa pudo haber sido aumentada por fenómenos

relacionados con el alzamiento tectónico o el brusco descenso del nivel del mar. De cualquier manera, dicha irregularidad favoreció una importante resonancia mareal, aunque también la reactivación local de fallas en un medio marino somero pudo haber aumentado el efecto de las mareas (*cf.* Martinsen, 2001). Así, en algunas porciones protegidas, y apartadas del influjo fluvial con alto suministro clástico, se generaron costas con influencia mareal (Fig. 130c).

Mientras tanto, en la zona costera más abierta al medio marino profundo y con la orientación más favorable a los vientos predominantes, el accionar de olas de buen tiempo, pero sobre todo de las olas de tormenta, modeló a la sucesión sedimentaria del cortejo de Mar Bajo Temprano (Fig. 130c). Allí la progradación costera fue moderada a alta, suficiente para generar un *set* de parasecuencias.

9.3.2.3. CMB Tardío - Marco secuencial

La base de este intervalo esta representada por una superficie que indica un retroceso de las fajas de facies, por un incremento general de la generación de espacio de acomodación. De esta manera en el contexto general puede describirse como un período de leve transgresión. Sin embargo, debido a que más arriba en la sucesión de la Formación Mulichinco se registra un evento de retrogradación de facies mucho más marcado, se interpreta aquí que las condiciones que caracterizan a este intervalo de la secuencia tienen lugar en el final del Cortejo de Mar Bajo, en donde la curva relativa del ascenso del nivel del mar se vuelve un poco más empinada (**Fig. 129a**) y se produce un arreglo estratal general agradante.

En las porciones medias del depocentro, donde existe un muy completo registro de facies, en forma previa a la superficie que indica un aumento en la acomodación (ST_4) se ha hallado un conjunto fluvial amalgamado, con evidencias de reactivación por aumento localizado de la granulometría y con una superficie de erosión de hasta 5 metros. En la base de dicho conjunto se asume entonces que existe un límite de secuencia de cuarto orden (LS_4, Fig. 129b) y que dicho conjunto corresponde a período de mar bajo de alta frecuencia.

En las secuencias fluviales del sur no es posible reconocer al LS_4, y por lo tanto la base del CMB Tardío se ubica en la superficie que indica un aumento en la acomodación. Dicho incremento se reconoce por un aumento en el espesor de miembro fino entre las fajas de canales (*cf.* Marriott, 1999; Fig. 128), lo que sugiere una mayor tasa de agradación de la planicie (Bristow & Best, 1993). Además, posiblemente el suministro clástico haya disminuido en forma coetánea con la disminución del régimen fluvial, debido a que cada vez hay menor cantidad de área de aporte.

Por su parte, en la zona Central (APN, TRE, Fig. 128), también se distingue una mayor separación entre litosomas arenosos, que poseen importante extensión lateral y alternan con potentes sucesiones finas. En los primeros se reconocen canales fluviales de baja sinuosidad (AF C2) alimentadores de sistemas deltaicos. Entre los sedimentos finos se han registrado depósitos de planicies de inundación (AF C3) y de planicies mareales (AF D3).

En esta etapa, hacia las zonas costeras del sur del medio marino, la disminución de la influencia fluvial y del calibre de los sedimentos que llegan al medio marino, se favorece la expansión y/o desarrollo de los sistemas deltaicos influenciados por mareas (ALR, RHC, Fig. 128). Las sedimentitas de las asociaciones de facies D2 y D3 se han generado durante un período en que a largo término el espacio de acomodación se mantuvo constante o se incrementaba en forma leve, lo que ha motivado patrones estratales generales agradantes. En este sentido, deltas influenciados o dominados por mareas en contextos regresivos a agradacionales han sido documentados en forma reciente (Willis *et al.*, 1999; Willis & Gabel, 2001; Bhattacharya *et al.*, 2001).

Por último, en las porciones marinas de la cubeta, la discontinuidad basal se encuentra representada por una clara superficie de inundación (SI_4), que permite la sedimentación de potentes sucesiones de fangolitas de plataforma por sobre areniscas de *shoreface* inferior (Fig. 128). Luego se genera una nuevo *set* de parasecuencias, pero en este caso con menor participación de arenas y menor dominio de olas de tormentas al tope (véase por ejemplo PUC, CAP, Fig. 129b).

El Cortejo de Mar Bajo Tardío posee por encima una superficie neta y erosiva en algunos casos, que constituye la **superficie transgresiva** (Fig. 129). En cuanto a su edad, según el esquema cronoestratigráfico presentado comprende la porción media de la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni*.

9.3.2.4. CMB Tardío - Reconstrucción paleogeográfica

En líneas generales durante esta etapa se ha producido un leve desplazamiento de las fajas de facies hacia el continente (**Fig. 130d**). Las facies gravosas proximales se han restringido y el gradiente general de la cubeta ha sido rebajado, eliminando la capacidad de generar abundantes gravas. Las regiones aluviales que poseen registro de afloramientos dentro del área de estudio quedaron enteramente conformadas por planicies entrelazadas arenosas en las cuales la tasa de agradación fue mayor que en el anterior período.

En las zonas costeras del occidente y sur se expandieron las facies influenciadas por mareas en detrimento de los deltas con dominio fluvial. En las planicies deltaicas existieron ambientes intermareales intercalados entre los canales alimentadores estuarinos. Los deltas dominados por mareas lograron una gran expansión (AFs D2 y D3), y dado

que su morfología lleva implícita cierta forma de embudo en su desembocadura, es posible que se hayan desarrollado sobre partes activas de sistemas distributarios deltaicos previos (Posamentier *et al.*, 1988; Fig. 130d).

Los canales estuarinos se encuentran alineados, con diseños de baja sinuosidad y un relleno por barras en su mayoría elongadas. Más hacia el ambiente marino se desarrollan ondas de arena, cuyas partes más distales se van enriqueciendo en fangolitas hasta entrar en los ambientes de prodelta más distales completamente conformados por fangos en donde no se ha hallado actividad de organismos. El pasaje entre el prodelta y la plataforma externa marina es gradual (Fig. 130d). Estos ambientes se desarrollan en gran parte de la región costera Central.

En las regiones costeras hacia el noreste, a medida que disminuyen los aportes fluviales y el influjo mareal, se vuelven dominantes los procesos de olas de buen tiempo y de tormentas. Esta fluctuación del régimen hidráulico a lo largo de la costa de la Formación Mulichinco es similar a la experimentada en el Cortejo de Mar Bajo Temprano. No obstante, durante este intervalo tardío, debido a la mayor cantidad de sedimentos finos en la sucesión, se aprecia que una mayor porción del área de estudio se encuentra cubierta por fangolitas de plataforma externa y depósitos de zona de transición (**Fig. 130d**).

9.3.3. Cortejo Transgresivo (CT)

9.3.3.1. CT - Marco secuencial

Este intervalo comprende desde que el nivel relativo del mar comienza a ascender rápidamente, generando un importante incremento de la acomodación y transgresión generalizada, hasta que dicho espacio para acomodar sedimentos alcanza su máximo valor (**Fig. 129a**). De esta forma, se encuentra limitado por las **superficie transgresiva** (ST) en la base y la **zona de máxima inundación marina** (ZMI) en el tope, la cual puede estar representada por una sección condensada (Van Wagoner *et al.*, 1998, Figs. 124 y **129b**).

La superficie basal o ST está representada por un fuerte desplazamiento de facies hacia el continente, durante el cual la costa sufre transgresión y retrogradación por el continuo ascenso relativo del nivel del mar, así como la inundación de los valles fluviales previos (Zaitlin *et al.*, 1994). De esta manera, la superficie transgresiva es por lo general regionalmente diacrónica (Fig. 129b), puesto que el efecto de la generación de espacio de acomodación y transgresión de las costas no se transmite en forma instantánea en las partes continentales proximales (Miall, 1997).

En la Formación Mulichinco la expresión de dicha ST es distinta a lo largo del depocentro. Aguas arriba del límite de la influencia marina, el ascenso relativo del mar en la unidad sólo puede ser identificado por un cambio en el estilo fluvial (*cf.* Miall, 1997). Debido a la disminución de gradiente por el ascenso del nivel de base, los siste-

mas fluviales tienden a ser más sinuosos y disminuir la capacidad de transporte (Shanley & McCabe, 1994). Además, dado que la tasa de aumento de acomodación es alta, los fenómenos de avulsión se vuelven más frecuentes y los canales dejan de ocupar posiciones estables (Marriott, 1999). Esto deja como resultado cuerpos de arena delgados y en forma relativa poco interconectados, lo que significa una baja relación entre el espesor de los cuerpos de arena sobre el espesor total de este intervalo de la unidad (Figs. 128 y **135**). En localidades como Quintuco o Trahuncura la transformación en el estilo fluvial (baja sinuosidad a mayor sinuosidad) es en parte transicional, pero sí se aprecia claramente un nivel estratigráfico en donde se incrementa el espaciamiento entre cuerpos de arena. En cambio en la localidad Río Salado se define un cambio más abrupto.

En las regiones costeras el influjo mareal existente aumentó en forma comparativa por la morfología irregular de la costa transgredida y/o porque gradualmente se accede a superficies más extensas durante el ascenso progresivo del nivel relativo del mar (Dalrymple, 1992; Shanley *et al.*, 1992). A ello se suma la disminución del suministro clástico que se produce desde el continente por el ahogo de los sistemas fluviales y la erosión retrocedente de acumulaciones deltaicas previas. Estas condiciones posibilitan que durante el Cortejo Transgresivo en las porciones marino-marginales de la Formación Mulichinco se generen sistemas estuarinos con alta influencia de mareas y menor participación de olas.

A medida que se produce la transgresión los sistemas estuarinos van migrando continente adentro (Fig. 129b). De esta manera, la ST es reconocida en gran parte de la región Central por la incorporación de facies con cierta influencia marina (estuarina) por sobre depósitos continentales o deltaicos del Cortejo de Mar Bajo Tardío (TRE, ALR, Fig. 128). En cambio, cuando las sedimentitas de ambientes estuarinos alcanzan la región Austral, en donde suprayacen a depósitos aluviales de alta sinuosidad que ya pertenecen al Cortejo Transgresivo, su aparición se encuentra señalada por una superficie de inundación (SI, Fig. 129). De esta manera, dichos depósitos estuarinos de la región Austral se correlacionan en la región Central, con la aparición de acumulaciones de ambientes marinos de plataforma externa por sobre los depósitos estuarinos y costeros previos (APN, ALR, TRE, RHC en Fig. 128, también Fig. 81) En algunas de estas localidades la SI y el límite superior o zona de máxima inundación pueden quedar cerca estratigráficamente (**Fig. 135**).

Hacia el ambiente marino abierto, el tope del segundo *set* de parasecuencias se encuentra limitado por la superficie transgresiva generalizada (Figs. 129b y 136). En localidades como BDL o PUC, a dicha superficie se asocian floastones bioclásticos y margas verdes de plataforma externa (Fig. 128), con agregados arcillosos de glauconita. En forma contemporánea se ha registrado en estos niveles una proliferación o explosión de fauna planctónica, formada por radiolarios y foraminíferos. El crecimiento de granos

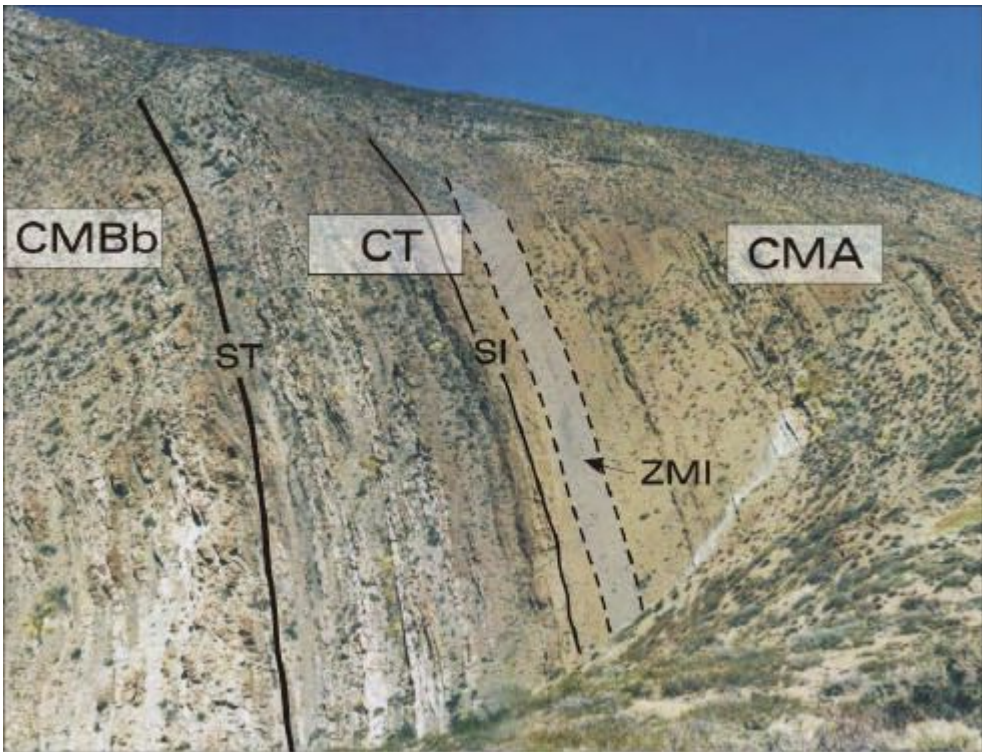


Figura 135. Cortejo Transgresivo (CT) en la localidad APN. Sistemas fluviales de alta sinuosidad y mayor agradación reemplazan a los depósitos previos (CMBb) mediante una superficie transgresiva (ST). Suprayacen depósitos marino someros que son cubiertos en forma neta por fangolitas de plataforma externa. Dicho límite se identifica como la superficie de inundación marina (SI). En esta localidad la SI se encuentra próxima a la zona de máxima inundación (ZMI).

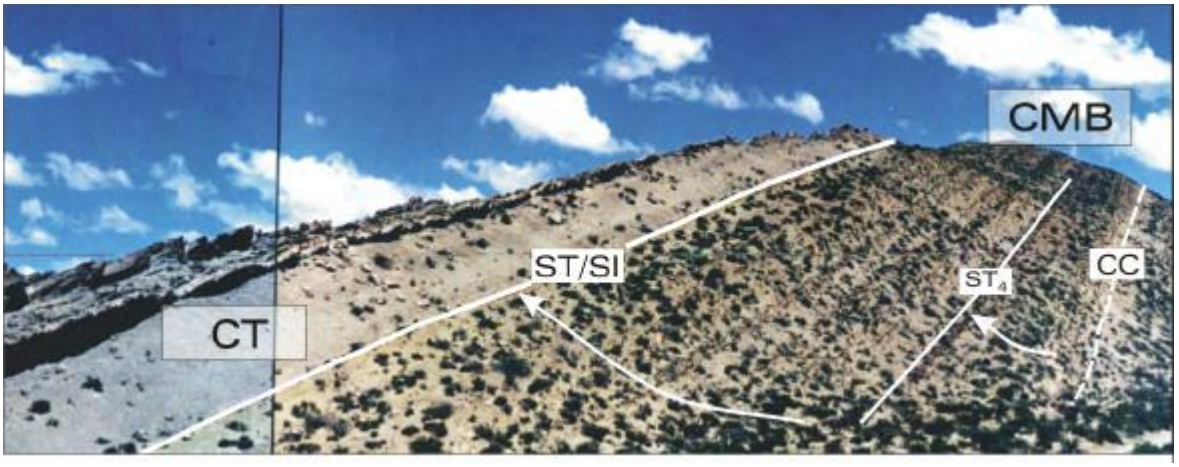


Figura 136. *Sets* de parasecuencias generados en la región nororiental durante el Cortejo de Mar Bajo. Superficie transgresiva (ST) que coincide con la de inundación (SI) y posterior acumulación de carbonatos durante el Cortejo Transgresivo (CT). Localidad Barranca de Los Loros, vista al sur. CC: correlativa conformidad del Límite de secuencia.

autigénicos de glauconita (autóctonos) se asocia en general con aumento relativo del nivel del mar e inundación de áreas emergidas (Amorosi, 1995). Si a ello se suma una disminución del suministro clástico y un aumento de los nutrientes en las aguas (indicado por la microfauna planctónica), es claro que durante el inicio del Cortejo Transgresivo en la plataforma de la Formación Mulichinco se recrearon todas las condiciones necesarias para la concentración de hierro que permitiera, a su vez, el crecimiento de glauconita autigénica (*cf.* Garzanti, 1991). Todas estas evidencias que se encuentran en el Cortejo Transgresivo del sector Septentrional demuestran el ingreso de un importante volumen de aguas desde el proto-Pacífico, es decir un balance hidráulico positivo hacia el mar interior de la Cuenca Neuquina (*cf.* Seibold & Berger, 1993).

En la región Septentrional la Formación Mulichinco acumuló siempre sedimentos marinos. Luego de la potente sucesión de margas ya descripta, se desarrollan ciclos carbonáticos granocrecientes (M5), que son cada vez menos potentes. Entre las asociaciones faunísticas desarrolladas se destacan las bioconstrucciones de ostras y serpúlidos, que alcanzan su mayor potencia en el extremo noroeste del área considerada (CDP, Fig. 128), pero que también alcanzan porciones más australes de la cubeta (perfiles RHC, CCC). Dado que estas condiciones ambientales de facies carbonáticas y dominio de faunas cementantes (sumado a horizontes con concentración de amonites) sólo pueden formarse en una plataforma con un nulo o muy bajo aporte terrígeno desde el continente (Brett, 1995), en el esquema secuencial que así se propone se asigna a dicho intervalo como la **zona de máxima inundación** (ZMI, Fig. 129). Con todo, la paleoprofundidad de estos depósitos carbonáticos es muy difícil de estimar; es por eso que no se considera a este intervalo el acumulado en los ambientes más profundos, sino que se asume que representa el período de la secuencia en que la mayor cantidad de ambientes terrestres estuvieron inundados y el aporte clástico fue mínimo. En estas condiciones la velocidad de sedimentación ha sido muy baja y por lo tanto la ZMI se relaciona con la **sección condensada** en el modelo clásico (*cf.* Van Wagoner *et al.*, 1990; Loutit *et al.*, 1988, Fig. 124). Finalmente, por sobre los ciclos carbonáticos vuelven a depositarse sedimentos terrígenos, indicando al menos una leve progradación de los sistemas deposicionales y un pasaje transicional hacia condiciones de mar alto (CMA).

Hacia el sector central del área de estudio, la zona de máxima inundación queda ubicada cerca de la base de la sucesión eminentemente pelítica (perfiles APN, ALR, Fig. 128), y se encuentra estratigráficamente casi superpuesta a la superficie de inundación (Figs. 129 y 135). Esta sucesión fina que se encuentra entre el tope del CT y la base del nivel de mar alto subsiguiente se puede datar con precisión ya que porta en varias localidades los niveles fosilíferos portadores de los *Karakaschiceras attenuatus* (Fig. 116). Así, el Cortejo Transgresivo comprenden el tramo superior de la Subzona de

Olcostephanus (O.) atherstoni y la porción basal de la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus*.

En la región Austral, la ZMI es más difícil de correlacionar. Se asume aquí que las sucesiones de fangolitas estuarinas de mayor potencia podrían indicar el mayor potencial de acomodación y por lo tanto se ubica allí a la zona de máxima inundación (Fig. 129b).

9.3.3.2. CT - Reconstrucción paleogeográfica

Las condiciones paleogeográficas a lo largo de la evolución del Cortejo Transgresivo se modifican en forma sustancial (**Fig. 130e,f**). En el inicio de la fase transgresiva el medio marino comenzó a expandirse en la relación al CMB y la línea de costa de la región nororiental se traslado varios kilómetros tierra adentro (Fig. 130e). En tanto, hacia las regiones marino-marginales los depósitos de deltas mareales previos fueron transgredidos y erosionados debido al incremento del nivel relativo del mar, hecho que favoreció la instalación de ambientes costeros abiertos con desarrollo de barreras. Esta situación condujo a su vez a la formación de sistemas estuarinos elongados, aproximadamente perpendiculares a la línea de costa. Dentro de los estuarios se formaron barras mareales arenosas y acumulaciones fangosas de centro de estuario, bajo influencia mixta de actividad de olas y régimen meso a macromareal. Mientras tanto, en la región Austral, debido a la modificación del nivel de base, los sistemas fluviales adquirieron un diseño de mayor sinuosidad, pero sin aún rasgos típicos de influencia mareal.

En una etapa avanzada de la transgresión, las facies marinas de plataforma cubrieron gran parte de la zona de estudio (Fig. 130f). Si bien no se posee un registro dentro del área de estudio, es muy probable que los ambientes cuencales con acumulación de pelitas y mudstones no hallan estado muy distantes de los perfiles ubicados en el extremo septentrional (e.g. CDP). En el resto del área marina estudiada se extendieron bioconstrucciones de ostras y serpúlidos, que constituyen un indicio de mínimo aporte clástico y máxima inundación. En este momento, los ambientes estuarinos ocuparon gran parte de la zona Austral. Dentro de los canales sinuosos que alimentaron dichos estuarios, la acción de mareas pudo extenderse decenas de kilómetros tierra adentro (Flint & Howell, 2002).

9.3.4. Cortejo (de nivel) de Mar Alto (CMA)

9.3.4.1. CMA - Marco secuencial

Este cortejo representa una disminución progresiva del espacio de acomodación desde el final del ascenso relativo del nivel del mar, el punto de mar alto estable y hasta comienzo de la caída relativa del mar (Fig. 129a). Se encuentra limitado en forma teórica por la zona de máxima inundación en la base y el *falling stage system tract* al tope (*cf.*

Plint & Nummedal, 2000). Si este cortejo no existe queda limitado por un nuevo límite de secuencia.

Este último intervalo reconocido en la secuencia de la Formación Mulichinco produce un significativo cambio en cuanto a la configuración regional de suministro de sedimentos y trenes de proximalidad-distalidad. Como ya se comentara, durante el Cortejo de Mar Bajo la mayor cantidad de sedimentos proviene del oeste, suroeste y sur, y las regiones más profundas de la unidad se encontraban hacia el norte y noreste. En cambio, las correlaciones de este último período (Fig. 128), muestran claramente una sucesión con predominio de areniscas y calcarenitas en el este (PUC, BDL), mayor cantidad de pelitas de intercaladas entre psamitas en la zona central (ALR, APN) y finalmente un dominio de fangolitas en el flanco occidental (CDP, RHC, DRZ). De esta manera, se aprecia en forma clara que los ambientes marinos se profundizaron hacia el oeste.

El arreglo interno del CMA de la Formación Mulichinco deja ver un primer período con significativo espacio de acomodación y aporte de terrígenos finos en la plataforma, dominado por una sucesión agradante hasta ligeramente progradante y con dominio de sedimentitas de plataforma externa (Figs. **128** y 129b). En el siguiente intervalo se denota un menor espacio de acomodación relativo puesto que el nuevo *set* de PSs (Figs. 129b y **137**) posee un patrón estratal más progradacional y se compone de sedimentitas clásticas someras con una alta participación de materiales intracuencales y disminución de líticos entre los terrígenos (Fig. 23), que sugieren reducido aporte clástico desde las áreas adyacentes continentales e importante retrabajo del material antes de ser acumulado en forma definitiva. El tope de dicho *set* de PSs se aprecia con claridad en la mayoría del ambiente marino (Figs. 128 y 137), al cual le siguen sedimentitas finas portadoras de niveles amonitíferos con *Olcostephanus (Viluceras)* spp. (Fig. 116). En cambio las parasecuencias individuales pierden expresión tanto hacia las zonas muy someras como hacia los ambientes marinos profundos (Fig. 128).

Hacia la región Austral es más difícil realizar correlaciones e identificar superficies claves dentro del Cortejo de Mar Alto. Más aún, el hecho de que la sucesión cuspidal posea la mayor cantidad relativa de sedimentos finos y menor cantidad de canales (Figs. 128 y **138**), hace pensar que en esta zona pudo crearse espacio a una tasa mayor que la de sedimentación, a diferencia de lo que ocurre hacia el noreste del área estudiada. Sistemas deposicionales de planicies costeras de baja energía como los identificados en este estudio (AF E4), son frecuentes de hallar en cortejos de mar alto (Posamentier *et al.*, 1988). Esto es debido a que la retrogradación de fajas durante la transgresión produce una reducción significativa de las pendientes y da lugar a un paisaje de baja energía que sufre lenta acumulación de depósitos de planicie fluvial (Shanley & McCabe, 1994). Sin embargo, dichas planicies costeras de baja energía generalmente corresponden a *delta tops* o

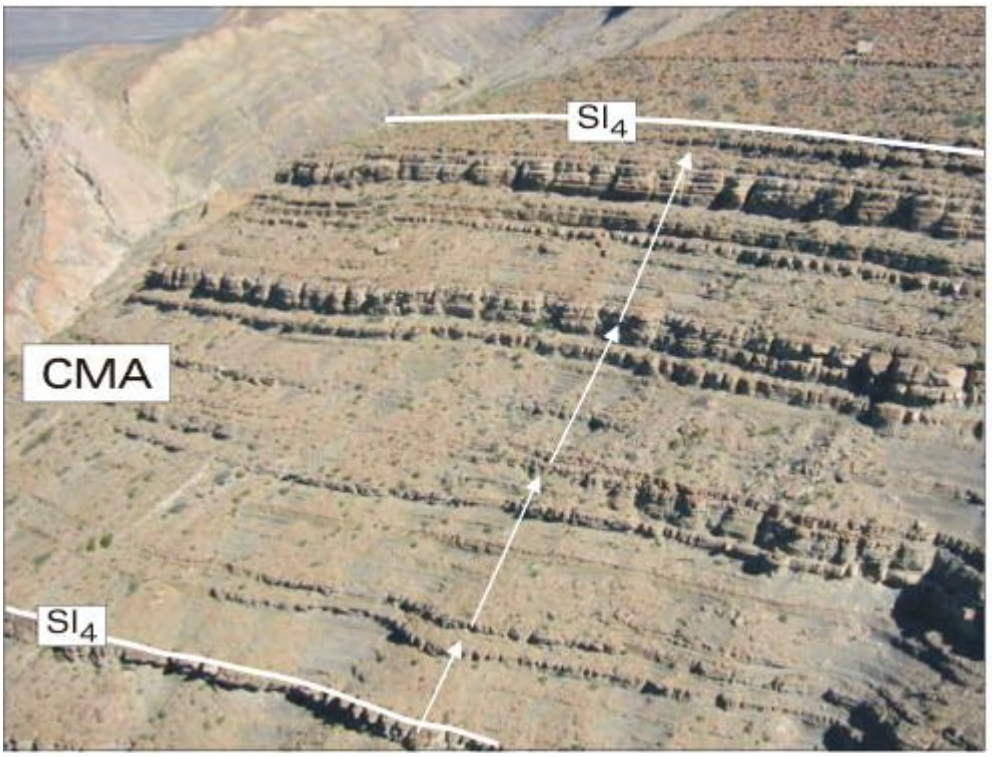


Figura 137. Set de parasecuencias perteneciente al Cortejo de Mar Alto en el perfil Loma Rayoso (ALR). Se encuentra separado por superficies de inundación de orden 4 (SI_4).

Figura 138. Depósitos fluviales (CMB), fluvio-estuarinos (CT) y de planicies costeras (CMA) de la Formación Mulichinco en la región Austral (localidad Río Salado). Se observa la mayor cantidad de sedimentos finos al tope.

planicies deltaicas fluviales que culminan en un medio marino abierto (Posamentier *et al.*, 1988). En cambio, en este trabajo dichas planicies se asocian con cuerpos de agua marino-marginales, tipo lagunas costeras o estuarios dominados por olas (AF E5), lo que concuerda con el arreglo estratal de la región Austral, que sugiere un régimen transgresivo, con aumento hacia arriba de la tasa de acomodación.

La edad del CMA queda determinada por la aparición de los niveles con *Karakaschiceras* en la base y *Olcostephanus* (*Viluceras*) *spp.* cerca del techo. Por lo tanto comprende a la mayoría de la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus* y gran parte de la zona de *Olcostephanus* (*Viluceras*) *permolestus* (Fig. 122).

9.3.4.2. CMA - Reconstrucción paleogeográfica

En este último intervalo, a lo largo del borde deposicional, se exhiben diferencias en los patrones generales de acomodación y aporte de sedimentos. Hacia el noreste del área de estudio se registraron los sedimentos marinos más someros, con mayor proporción de elementos oolíticos-bioclásticos y menor proporción de líticos. Allí la línea de costa era rectilínea y afectada por olas y tormentas en su mayor medida, pero con cierta influencia mareal en el *shoreface* superior. En cambio, no se registra una participación de importantes sistemas alimentadores desde el medio terrestre. Por lo tanto, se asume que hacia el continente los sistemas fluviales se caracterizaron por caudales y grado de integración muy pobres, con acarreo de baja proporción de clásticos a la cuenca. Interpretaciones similares han sido inferidas recientemente sobre la base de datos de subsuelo en yacimientos ubicados unos 70 km al este (Vottero & González, 2002, véase yacimiento VAM en Fig. 130g).

En la zona occidental (**Fig. 130g**), la sedimentación estuvo caracterizada en este período de mar alto casi exclusivamente por pelitas de plataforma externa. De esta manera, se aprecia en forma clara que los ambientes marinos se profundizaron hacia el oeste. En estos medios profundos prevale la decantación suspensiva y la actividad de fauna bentónica, y sólo en forma esporádica se ven afectados por efectos de grandes tormentas. En localidades ubicadas en partes medias de esta nueva configuración marina se aprecian condiciones de sedimentación intermedias, con dominio de ambientes de zona de transición.

Finalmente, en el ámbito austral de la zona de afloramientos se desarrollaron cuerpos de agua marginales parcialmente conectados con el medio marino y alimentados por sistemas fluviales con muy abundante carga en suspensión y muy alta sinuosidad (Fig. 130g). Estos sistemas deposicionales corresponden a planicies y lagunas costeras de baja energía con influencia de olas y régimen micromareal en su interior (Fig. 130g).

9.3.5. Límite superior de la secuencia

El límite superior de la secuencia que involucra a las sedimentitas pertenecientes a la Formación Mulichinco es todavía materia de discusión y se necesitarán sin duda estudios de más detalle para una mayor compresión. Hasta ahora puede indicarse que en la región Austral y en todo el sector oriental de las regiones Central y Septentrional, en el final de la historia de acumulación de la unidad se produce un fenómeno de inundación marina que acumula sedimentos finos y calizas de plataforma externa, portadores en algunas localidades de los niveles amonitíferos con *Olcostephanus* (*Viluceras*) spp. (Figs. 116 y 128). Dicho evento transgresivo de alta frecuencia parece corresponder al inicio del ascenso relativo de largo término que luego llevará las fajas de facies hasta los límites propios de la Cuenca Neuquina, y que se encuentra marcado en dichas regiones por las sedimentitas de centro de cuenca que portan a los neocomítidos de la Zona de *Pseudofavrella angulatiformis* (Figs. 116 y 128).

Sin embargo en las localidades mencionadas, dicha sucesión portadora de *Olcostephanus* (*Viluceras*) spp. se halla cubierta por un banco esquelético-oolítico ostrero de hasta 5m de potencia, que ha sido interpretado como formado en un ambiente marino somero. La naturaleza de su contacto con las sedimentitas infrayacentes ha sido siempre observada como neto y por lo tanto no se interpreta a esta sucesión como una parasecuencia formada durante un descenso gradual del nivel relativo del mar. Más bien parece que los depósitos someros suprayacen a una superficie de erosión. Esta discontinuidad puede corresponder a un rápido, pero leve descenso relativo del nivel del mar y consecuente desplazamiento cuenca adentro de la línea de costa, durante un episodio de interrupción del ascenso generalizado (**véase Fig. 129a**). Dicha superficie, que corresponde a una superficie de erosión marina (SEM), es considerada entonces como el límite superior de la secuencia (Fig. 129b). Si bien parece difícil pensar que un banco carbonático tan delgado pueda representar una marcada caída relativa del nivel del mar, se debe recordar que dicho litosoma se ha formado en un contexto general de alta tasa de creación de acomodación y por lo tanto su expresión puede resultar muy distinta a la que posee un cortejo de mar bajo de tercer orden en un contexto general de descenso relativo del nivel del mar o reducción significativa de la acomodación.

A modo de comparación en cuanto a la potencia de depósitos de mar bajo en la cuenca, se recuerda que en áreas aledañas el espesor del Miembro Avilé de la Formación Agrio, conformada por sedimentitas de origen fluvial e intercalada entre lutitas y margas euxínicas de centro de cuenca (Fig. 127), no supera los 4 m de potencia (e.g. Sección Río Salado). Por otro lado, en ambientes de rampa mixta es muy común encontrar este tipo de depósitos someros delgados de mar bajo intercalados entre lutitas de fondo de cuenca (Plint & Nummedal, 2000). Más aún, en la sucesión tithoniana de la Cuenca Neuquina Austral también han sido descriptos litosomas arenosos interpretados como cortejos de mar bajo de tercer orden (Spalletti *et al.*, 2000).

9.4. Discusión sobre los controles extrínsecos en el desarrollo de la Formación Mulichinco

Las señales estratigráficas resultan de la interacción entre los procesos tectónicos, eustáticos, climáticos y de las características del ambiente de sedimentación (Vail *et al.*, 1991). La tectónica y la eustacia se combinan para producir los cambios relativos del nivel del mar que controlan a su vez el espacio disponible para la acumulación de sedimentos (acomodación). Por su parte, la tectónica y el clima controlan la cantidad y tipo de sedimento disponible. De dicha combinación resulta entonces el suministro clástico, que determina a su vez cuánto del espacio generado se llenará de sedimentos. Finalmente la sedimentación en los distintos ambientes de la cubeta responde a corrientes que interactúan con la topografía y batimetría para determinar con que tipo de sedimentos se rellenará el espacio disponible para la acumulación. Para comprender la señal estratigráfica de cada una de las variables dentro del registro sedimentario y cuantificarlas en el tiempo y el espacio se puede utilizar el análisis secuencial (Vail *et al.*, 1991).

El análisis estratigráfico-secuencial establecido para la Formación Mulichinco permite contar con unidades o paquetes genéticamente vinculados, mediante el cual es posible analizar la influencia de los distintos controles extrínsecos. Como las superficies que limitan a dichos paquetes de rocas por lo general poseen muy poco o nada de expresión sedimentaria, su verdadera significación se puede apreciar de mejor manera considerándolas en la dimensión del tiempo (Emery & Myers, 1996). Este tipo de representación se realiza con una **carta cronoestratigráfica** que posee como eje vertical el tiempo y como eje horizontal el espacio (**Fig. 139**). Con esta información procesada, en primer término se tratará el análisis sobre los controles en la caída relativa del nivel del mar que genera el límite de secuencia, y luego se evaluarán los factores que influyeron en el desarrollo de la secuencia de tercer orden.

9.4.1. Controles en la caída relativa del nivel del mar

Tanto los descensos eustáticos del nivel del mar como los procesos tectónicos de alzamiento (por el término en inglés *uplift*), generan una caída relativa del nivel del mar y una reducción significativa de la acomodación (Vail *et al.*, 1991). Ambos factores de control podrían por lo tanto producir un límite de secuencia **"Tipo 1"**, como el que caracteriza a la base de la Formación Mulichinco (Fig. 139).

En la Cuenca Neuquina, desde comienzos de los '80 hubo intentos de correlacionar las discontinuidades estratigráficas y sucesiones pertenecientes al Cretácico, con las variaciones eustáticas registradas en las cartas globales de nivel del mar. En un principio dichas cartas fueron confeccionadas por Vail *et al.* (1977, 1982) y posteriormente por Haq *et al.*, (1987, 1988). Uno de los propósitos principales de las cartas globales era

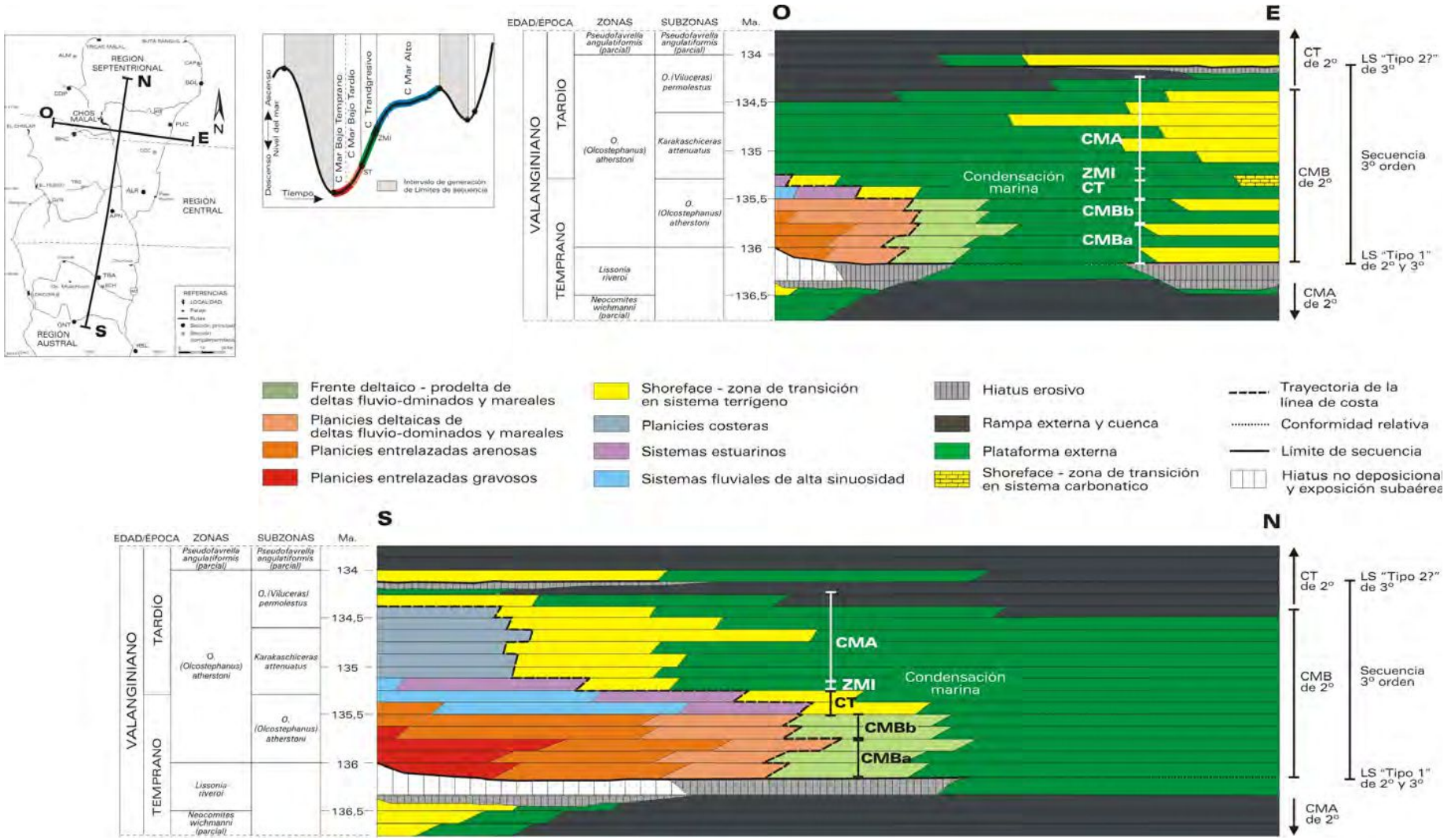


Figura 139. Carta cronoestratigráfica inferida para la Formación Mulichinco con la distribución de sus sistemas depocionales a través de dos transectas: una Norte-Sur (N-S) y otra Oeste-Este (O-E). Ubicación de las trazas de las respectivas transectas en mapa adjunto. Esquema bioestratigráfico tomado de Aguirre-Urreta & Rawson (1997, 1999b). 2°: escala de segundo orden; 3°: escala de tercer orden (para otras referencias véanse Figuras 129 y 130).

poder correlacionar las señales estratigráficas en distintas cuencas del mundo. En el caso particular de la Cuenca Neuquina, Mitchum & Uliana, ya en 1985, reconocieron que la curva relativa del nivel del mar de esta cubeta se apartaba en forma considerable de la propuesta por Vail *et al.* (1982). Sin embargo era tan fuerte el ánimo por encontrar coincidencias, que Mitchum & Uliana (1985) concluyeron que nuevos hallazgos harían modificar la curva global, para ajustarla a lo encontrado en la Cuenca Neuquina.

En este contexto no es de extrañar entonces que cuando el límite basal de la secuencia de la Formación Mulichinco fue datado por primera vez (Legarreta y Gulisano, 1989, Fig. 126), se le atribuyó una edad absoluta de 126 Ma. sobre la base de la carta eustática de correlación global de Haq *et al.* (1987, 1988). Durante ese intervalo (Valanginiano Temprano), la carta muestra un fuerte descenso eustático de corto término que coincide con el punto de mar más bajo de la curva de largo término (Fig. 140). Con todo, en esa curva se aprecia otra caída eustática de alta frecuencia y de magnitud similar, datada en 128,5 Ma. (**Fig. 140**). Sin embargo, para dicha caída, Legarreta y Gulisano (1989) no mencionan ninguna señal en el registro de la cuenca. Este hecho produce ciertas dificultades en cuanto a determinar cuál de los numerosos descensos de corto término de la curva global se corresponde con la discontinuidad que se posee en el registro estudiado (Miall, 1997). Cabe mencionar que el origen eustático de la caída del nivel relativo del mar relacionada con la Formación Mulichinco fue sostenido durante considerable tiempo (e.g. Legarreta & Uliana, 1999).

Justamente con el objeto de discutir el verdadero alcance de la carta global de Haq *et al.* (1987), y la presencia de sus numerosos ciclos de alta frecuencia (corto término), varios investigadores han elaborado y comparado curvas del nivel del mar locales y regionales. Scott *et al.* (1988) compilaron curvas para el período Cretácico de ocho diferentes fuentes, y las compararon con una carta global generada por ellos a partir de datos de Omán y Texas (**Fig. 141**). En dicha comparación se puede apreciar la fuerte discrepancia que existe en la ubicación temporal de ciertos picos en las distintas curvas, hecho que Scott *et al.* (1988) atribuyen a la diversidad de criterios para identificar los límites de los estadios. En relación al límite de secuencia basal de la Formación Mulichinco, debe notarse que, a excepción de las curvas de Omán e Israel, ninguna otra de las curvas regionales muestra un descenso de largo término en el Valanginiano (Fig. 141). Más aún, para ese período la curva global propuesta por Scott *et al.* (1988) exhibe un ascenso de largo término, es decir un diseño completamente opuesto al de la carta de Haq *et al.* (1987). Además, la curva elaborada por aquellos investigadores no posee ciclos de corto término como la de Haq *et al.* (1987, Fig. 141). En un análisis crítico de dichas diferencias, Miall (1997) ha sugerido que la carta de Scott *et al.* (1988) fue confeccionada con un método de correlación más refinado, y por lo tanto eso permitió eliminar los

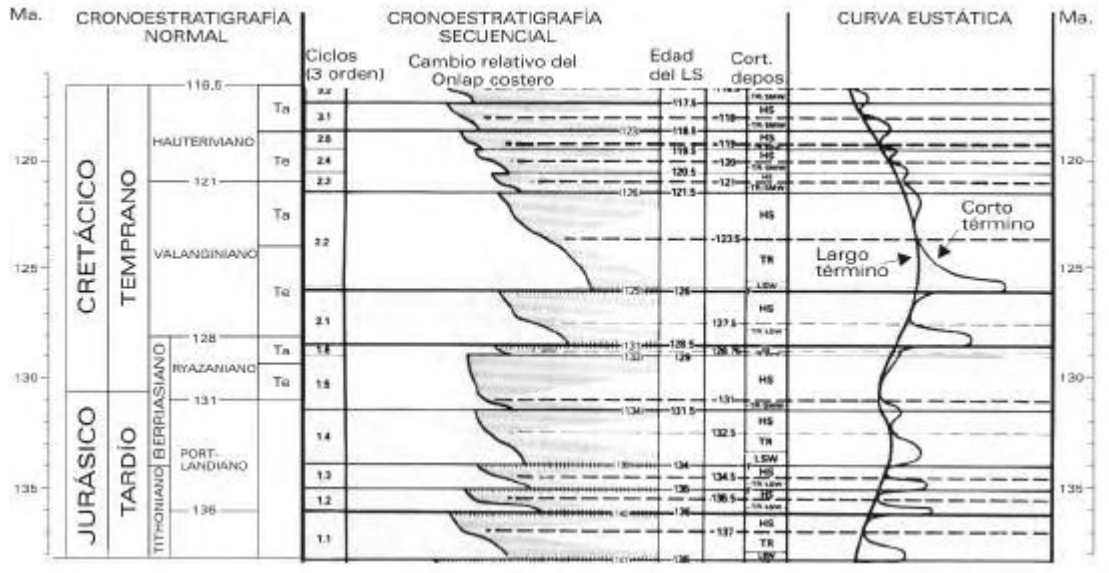


Figura 140. Curva eustática global de Haq *et al*. (1987, 1988) para el Neocomiano. Se ha eliminado la Biocronoestratigrafía para mejor visualización de la curva eustática (Te: Temprano; Ta: Tardío; LS: Límite de secuencia; Cort. depos.: Cortejos deposicionales).

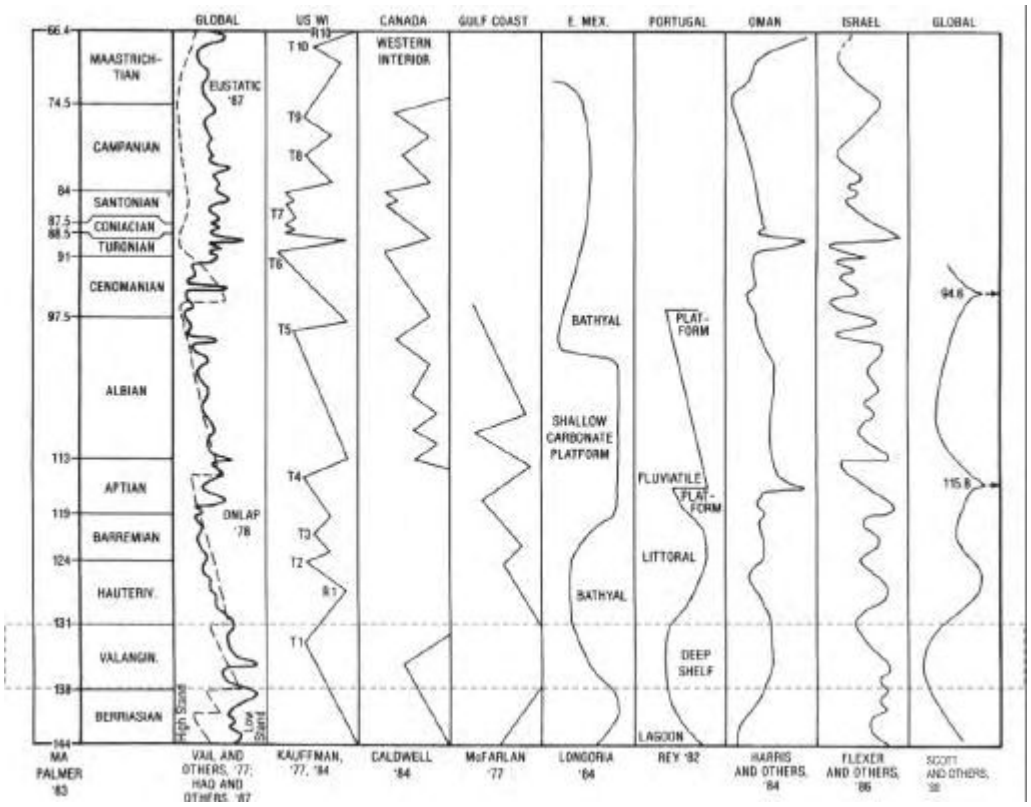


Figura 141. Comparación para el Cretácico de curvas eustáticas regionales con dos curvas globales (tomado de Scott et al., 1988). Nótese la discrepancia que existe entre los picos de algunos ciclos, en particular la tendencia opuesta que se aprecia para el Valanginiano (recuadro), entre la mayoría de las curvas comparado con la de Haq y otros (1987).

efectos de la tectónica local. De esta manera, según Miall (1997) las correlaciones a partir de esta curva podrían ser más confiables.

En conclusión, dadas las fuertes diferencias que se aprecian para el Cretácico entre las curvas regionales (de cada cubeta) y las curvas globales, se considera aquí muy poco posible correlacionar los descensos eustáticos indicados en la curva global Haq *et al.* (1987, 1988) para los tiempos valanginianos, con el límite de secuencia de la Formación Mulichinco. Sobre todo considerando que los ciclos de corto término o tercer orden (1-5 Ma.) que se aprecian en la curva de Haq *et al.* (1987) y que no se registran en otras curvas, podrían quedar parcial o totalmente enmascarados por variaciones locales o regionales de suministro clástico, alzamiento tectónico o subsidencia de tasas y magnitudes comparables (*cf.* Cloetingh *et al.*, 1985; Hubbard, 1988; Miall, 1997). Dicho de otra manera, la confección de una curva relativa del nivel del mar para el Cretácico de la Cuenca Neuquina (curva regional), sin duda reflejaría importantes diferencias con la carta global por causas tales como tectónica o actividad magmática. Como ejemplo, Hallam (1991) halló diferencias importantes cuando comparó la carta global de Haq *et al.*, (1987) con otra confeccionada por él en la sucesión jurásica de los Andes.

La tectónica es el otro factor que posee una gran influencia en las variaciones relativas del nivel del mar y por ende de la creación o reducción de acomodación (Vail *et al.*, 1991). Por ejemplo, fenómenos de alzamiento y erosión en las áreas de aporte pueden generar ciclos regresivos/transgresivos de segundo orden. Así, cuando Vergani *et al.* (1995), sobre la base de estudios estratigráficos y de subsuelo, reconocieron en el margen septentrional de la Dorsal de Huincul un pulso de inversión tectónica previo a la acumulación de la Formación Mulichinco, agregaron un nuevo posible factor de control extrínseco sobre el brusco descenso del nivel del mar ocurrido en el Valanginiano. Dichos autores también han sugerido que durante el desarrollo de la Formación Mulichinco la subsidencia podría estar parcialmente controlada por la actividad de fallas (Vergani *et al.*, 1995). En el mismo sentido, Zavala (2000) a partir de estudios de superficie, también indicó que la tectónica debió haber jugado un rol importante antes, e inclusive durante, la generación de las sedimentitas de la unidad.

De acuerdo con Vergani *et al.* (1995), de la gran cantidad de fallas normales generadas durante *rift* inicial de la Cuenca Neuquina (**Fig. 142**), varias de ellas se han invertido en los distintos pulsos de alzamiento que ocurrieron durante la etapa de *sag*. Un ejemplo es la estructura de la "Vaca Muerta", invertida durante el Kimmeridgiano (Vergani *et al.*, 1995, Fig. 142). En forma reciente, Pángaro *et al.* (2002) han documentado nuevamente y con mayor precisión el fenómeno de inversión de fallas durante el Valanginiano en la Dorsal de Huincul (Fig. 142). Estos autores han elaborado curvas de subsidencia para pozos en su flanco norte, en donde se aprecia claramente el episodio de inversión tectónica

(**Fig. 143**). Con todo, su fechado continúa basado en ideas originales de Gulisano & Legarreta (1989) y por ello se le asigna a dicha inversión una edad absoluta de aproximadamente 126 Ma. (Fig. 143).

Si bien hasta el momento sólo se ha podido observar este fenómeno de inversión cerca de la Dorsal de Huincul (estructura que tuvo una historia tectónica muy activa dentro de la cuenca), la distribución de facies y ambientes deposicionales de la Formación Mulichinco indica que al menos otra falla heredada del *rift* inicial se reactivó durante este pulso de inversión. Durante los primeros estadios de la Formación Mulichinco (Cortejo de Mar Bajo), los sistemas deposicionales más proximales se desarrollan hacia el suroeste y oeste (Fig. 130c,d), con la mayor cantidad de suministro terrígeno proveniente de esas direcciones. Esta situación representa un marcado cambio paleogeográfico con respecto a la situación previa (Fig. 130a). Con estas evidencias aquí se postula que la falla que actualmente representa el límite entre la Fosa de Loncopué y la Faja Plegada del Agrio (estructura principal del Sistema Extensional de Tres Chorros, Figs. 13 y **142**), y que posee un rumbo meridional e inclinación hacia el oriente (Folguera & Ramos, 2000), también sufrió un episodio de reactivación tectónica durante el alzamiento registrado más al sur (**Fig. 130b**). Probablemente la falla haya tenido su mayor movimiento de ascenso hacia el sur, disminuyendo en forma paulatina hacia el norte. Desafortunadamente no es posible obtener la misma información de subsuelo para esta falla que para las ubicadas en la Dorsal de Huincul, puesto que posee gran parte del registro erosionado por la tectónica andina. Sin embargo, la interpretación es consistente con las observaciones realizadas y con la opinión de Pángaro & Bruveris (1999), quienes han indicado que la tectónica ha influenciado al relleno de la cuenca, no sólo en lugares cercanos a la Dorsal de Huincul, sino también en lugares alejados de ella.

Esta situación de alzamiento de áreas previas sumergidas, documentada tanto en subsuelo, como a partir de la reconstrucciones paleoambientales y el estudio secuencial desarrollado en este trabajo, implica sin dudas que la tectónica regional de la cuenca fue el factor de control decisivo en el descenso relativo del nivel del mar que comenzó aproximadamente entre los 136,5 Ma. y 136,2 Ma. (**Fig. 139**). Sobre la base del análisis estratigráfico-secuencial, se infiere además que dicho descenso fue continuo hasta el nivel más bajo, situación que no es frecuente cuando se produce un descenso eustático de largo término, en el que intervienen ciclos de oscilación de mayor frecuencia (*cf.* Plint & Nummedal, 2000). Dicha caída continuó hasta producir una superficie relativamente plana, con muy pocas incisiones, erosionando los depósitos de mar alto previos y los acumulados durante el descenso relativo del nivel del mar (Fig. 139). Si bien se desconoce la magnitud de la sucesión erosionada, sí se sabe que el *hiatus* involucrado en las regiones Austral y Septentrional no supera el rango temporal de la Zona de *Lissonia riveroi*, que

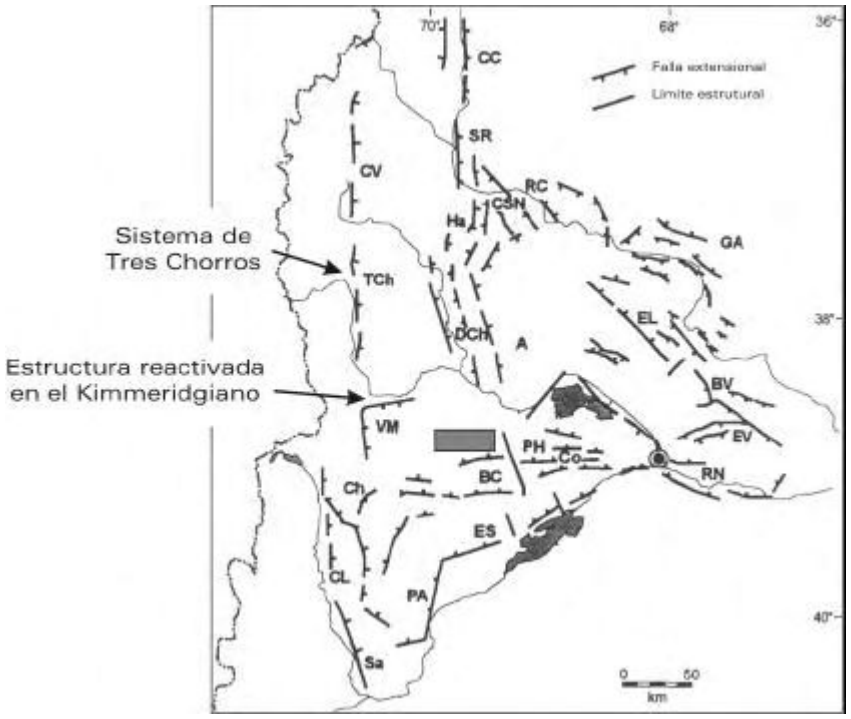


Figura 142. Esquema extensional durante la fase inicial de *rift* de la Cuenca Neuquina tomado de Vergani *et al.* (1995). Según estos mismos autores la estructura de la Sierra de la Vaca Muerta (VM) se reactivó durante el Kimmeridgiano. Por su parte, el rectángulo gris marca aproximadamente la ubicación de la zona de estudio de Pángaro *et al.* (2002).

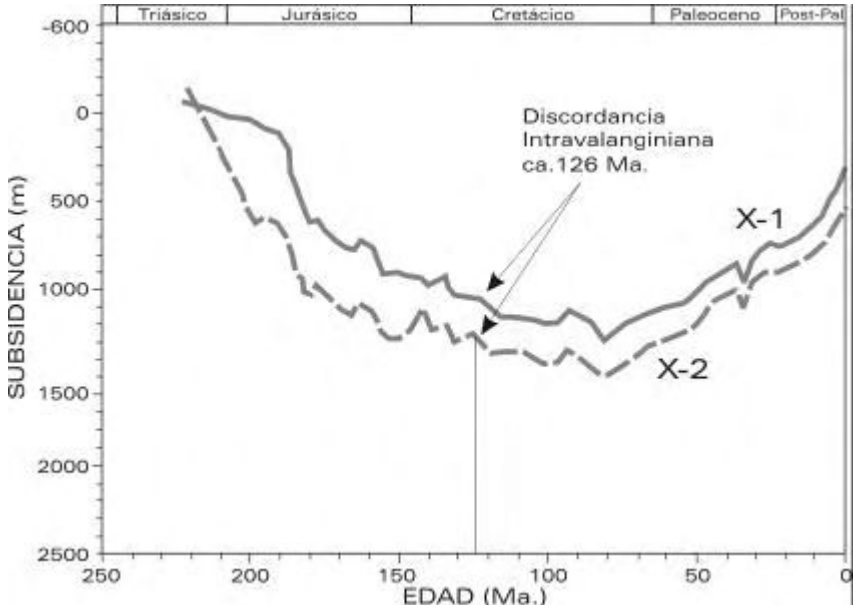


Figura 143. Curvas de subsidencia tectónica para pozos del Yacimiento Cerro Bandera (X-1, X-2), localizado en el flanco norte de la Dorsal de Huincul (ver Figura 143). En ambas se manifiesta la Discordancia Intravalanginiana, datada en aproximadamente 126 Ma. puesto que se utiliza la escala de tiempo propuesta por Legarreta & Gulisano (1989). Modificado de Pángaro *et al.* (2002).

puede estimarse en alrededor de 0,5 ma. años a partir del esquema bioestratigráfico disponible (Fig. 139).

No es posible hasta el momento determinar cuáles han sido las causas que produjeron el alzamiento tectónico regional y el consecuente descenso del nivel del mar. Sin embargo, es posible considerar factores geotectónicos relacionados con el arco magmático y/o comportamientos de la litosfera en el supercontinente de Gondwana, que afectaron el campo de esfuerzos de la Cuenca Neuquina. Un dato coincidente muy significativo resulta la instalación hacia los 137 Ma. de la pluma de Paraná, fenómeno que se encuentra asociado con el inicio de una rotación hacia el oeste de Sudamérica durante el inicio del desmembramiento del Gondwana occidental (Turner *et al.*, 1993). En la instalación de la anomalía magnética relacionada con la pluma (perturbación termodinámica), se pudo haber generado un estrés de intraplaca (*cf.* Cloething *et al.*, 1985), fenómeno que puede extenderse centenares de kilómetros en un continente (Miall, 1997). Dicho estrés pudo ser capaz de producir alzamiento en determinadas áreas con la consiguiente discontinuidad erosiva, y el desarrollo de un ciclo tectónico (Cloething, 1988). En forma alternativa, el alzamiento tectónico pudo producirse por fenómenos ocurridos en el margen de convergencia, es decir en la zona del arco magmático. Por ejemplo cambios en la inclinación de la placa subductada, que se relaciona con cambios en las velocidades de convergencia en el margen activo de subducción, pudieron producir o intensificar este fenómeno, del mismo modo que la subducción de dorsales asísmicas también pudieron ocasionar un ascenso relativo de la costa adyacente a la placa subductada (*cf.* Flint *et al.*, 1991).

Es importante mencionar finalmente, que si bien ha habido una tendencia en el pasado de analizar a las plumas mantélicas y a los márgenes de subducción en forma separada, existe la posibilidad de que ambos fenómenos hayan interactuado durante la ruptura del Gondwana occidental (Storey, 1995). Esta afirmación también fue sostenida por Hallam (1991) quien indicó que eventos ígneos generados en el arco magmático, y responsables de la generación de discontinuidades durante el Jurásico de la cuenca, podían estar relacionados con la apertura del Atlántico Sur. De esta manera, hacia los 137 Ma. podría haber comenzado un proceso tectónico-eustático de segundo orden, que afectara no sólo al interior de la placa sudamericana, sino que tuviese una señal estratigráfica en el margen de subducción, y por lo tanto en las cuencas de trasarco-retroarco como la Cuenca Neuquina (e.g. cambio en la tasa de subsidencia). Dentro de la placa sudamericana esta señal estratigráfica podría ser responsable por ejemplo del marcado cambio en la historia de subsidencia que se aprecia en la Cuenca del Golfo a partir del Valanginiano (*cf.* Fitzgerald *et al.*, 1990).

9.4.2. Controles en la evolución vertical de la secuencia

Durante la acumulación de la secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco, la tectónica local, es decir la localización y orientación de las estructuras invertidas, en conjugación con el clima, condicionaron de manera determinante la proveniencia y cantidad de suministro clástico. Además, la tectónica inicial también controló la ubicación de los ambientes más proximales y de mayor energía y, junto a la variación en el aporte, la evolución del espacio de acomodación de largo término.

Mientras las nuevas áreas de aporte generadas al suroeste y sur se encontraron activas, proveyeron de abundante material a la cuenca, inclusive hasta granulometría de gravas (Fig. 130c,d). El clima al menos estacionalmente húmedo que se ha interpretado a partir de las características de los sistemas fluviales, favoreció el acarreo de clásticos, generando una red fluvial bastante integrada y con caudales abundantes, aunque posiblemente estacionales. En cambio, en las áreas proximales ubicadas hacia el este (dentro del Engolfamiento), no se han descripto facies psefíticas en la base de la unidad (Vottero & González, 2002). Por tanto se asume que no existieron estructuras reactivadas que generaran altas pendientes y rejuvenecimiento de los relieves como en el oeste. Los sistemas fluviales desarrollados fueron efímeros y muy poco encauzados, que junto a otras evidencias (e.g. estructuras de adhesión) han permitido sugerir un clima semiárido para la región oriental de la Cuenca Neuquina (Vottero & González, 2002).

El desmejoramiento de la humedad hacia el este pudo haber sido comparable a lo que ocurre actualmente entre los Andes Patagónicos y la Patagonia Extra-andina adyacente. Así, los vientos húmedos provenientes del océano habrían ingresado por corredores a través del arco magmático descargando sus precipitaciones en el sector occidental de la cubeta y dejando escasa humedad disponible para lluvias hacia el este. Esta variación climática, en conjunción con la diferencia de pendientes podría justificar el comparativo menor suministro clástico proveniente desde el área oriental de la cuenca en los primeros momentos del Cortejo de Mar Bajo. Luego de la denudación progresiva de los relieves generados hacia el sur y suroeste, dichas áreas pasaron a ser zonas cada vez con menor influencia en el suministro y sólo perduró el aporte de material pelítico, que es común en planicies y costas con humedad estacional y baja pendiente (e.g. Anthony *et al.*, 2002). De esta manera, aunque en escasa cantidad, durante el Cortejo de Mar Alto el aporte de terrígenos arenosos provino en su mayoría desde el este (**Fig. 130g**).

La tectónica local también condicionó la localización de las áreas continentales más proximales y de mayor pendiente en la Formación Mulichinco. Las reconstrucciones paleogeográficas permiten apreciar que durante los Cortejos de Mar Bajo y Transgresivo, los ambientes más someros se encuentran en su mayoría hacia el sur y oeste, con las mayores pendientes al sur (Fig. 139). En cambio, durante el Cortejo de Mar Alto, las

sedimentitas que representan las condiciones más proximales se hallan todavía al sur, pero también al este. En el sur se registran ambientes fluviales de baja energía y bajo gradiente, pero con una acomodación que permanece relativamente constante o que aumenta con el tiempo. En cambio en el este se interpreta un régimen de disminución de la acomodación, puesto que en general el suministro clástico, aunque escaso, excede a la tasa de creación de acomodación. Este salto tan marcado en la polaridad de la cuenca durante el CMA y la variación en el régimen de acomodación, no puede ser explicado de manera fácil invocando sólo a las oscilaciones del nivel del mar y por eso se infiere aquí que constituye otra evidencia del control ocasionado por el patrón de subsidencia, en conjunción con la variación en el tiempo del aporte sedimentario.

De esta manera se interpreta que la franja occidental del área de estudio tuvo, al menos durante el Cortejo de Mar Alto (sino durante todo lapso involucrado), una mayor subsidencia relativa que el área oriental, que se comporta en forma similar a un margen pasivo (Emery & Myers, 1996, **Fig. 144**). De allí que cuando la tasa de suministro clástico fue sobrepasada por la generación de acomodación, toda la región occidental pasó de ser una zona proximal a ser la zona de mayor profundidad o distal (Fig. 139). Esta mayor subsidencia se pudo haber originado por un período de comportamiento extensional de las fallas previamente invertidas en el oeste y sur, por fenómenos transtensivos como los registrados por Pángaro & Bruveris (1999) más al sur. En forma alternativa, el hecho de que la zona occidental del área de estudio se encuentre más próxima al arco magmático, cuya sola carga produce subsidencia, pudo establecer la diferencia en el patrón de acomodación (Fig. 144).

La evolución de la secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco también ha permitido la generación, en porciones medias de la cuenca, de litosomas arenosos con base erosiva y fuerte amalgamación, generados en ambientes marinos someros hasta fluviales. Estos cuerpos se interpretaron como Cortejos de Mar Bajo de secuencias de cuarto orden o secuencias de alta frecuencia (*cf.* Mitchum & Uliana), y sus bases como límites de secuencias de cuarto orden (LS_4, Fig. 129). En el esquema estratigráfico-secuencial de tercer orden, la secuencia de alta frecuencia de la base corresponde al Cortejo de Mar Bajo Temprano, en tanto que la SAF siguiente al Cortejo de Mar Bajo Tardío. En cambio, en los cortejos Transgresivo y de Mar Alto de tercer orden predominan las superficies de inundación y transgresivas, por lo tanto están compuestos internamente por intervalos granodecrecientes y/o *sets* de parasecuencias, en los que no es posible identificar secuencias de alta frecuencia completas (Fig. 129). De esta manera aquí se plantea una metodología distinta a la utilizada por Zavala (2000), quien identificó seis secuencias dentro de la unidad sobre la base de truncaciones y rasgos físicos, pero sin hacer alusión a su jerarquía o su constitución interna (e.g. reconocimiento de cortejos).

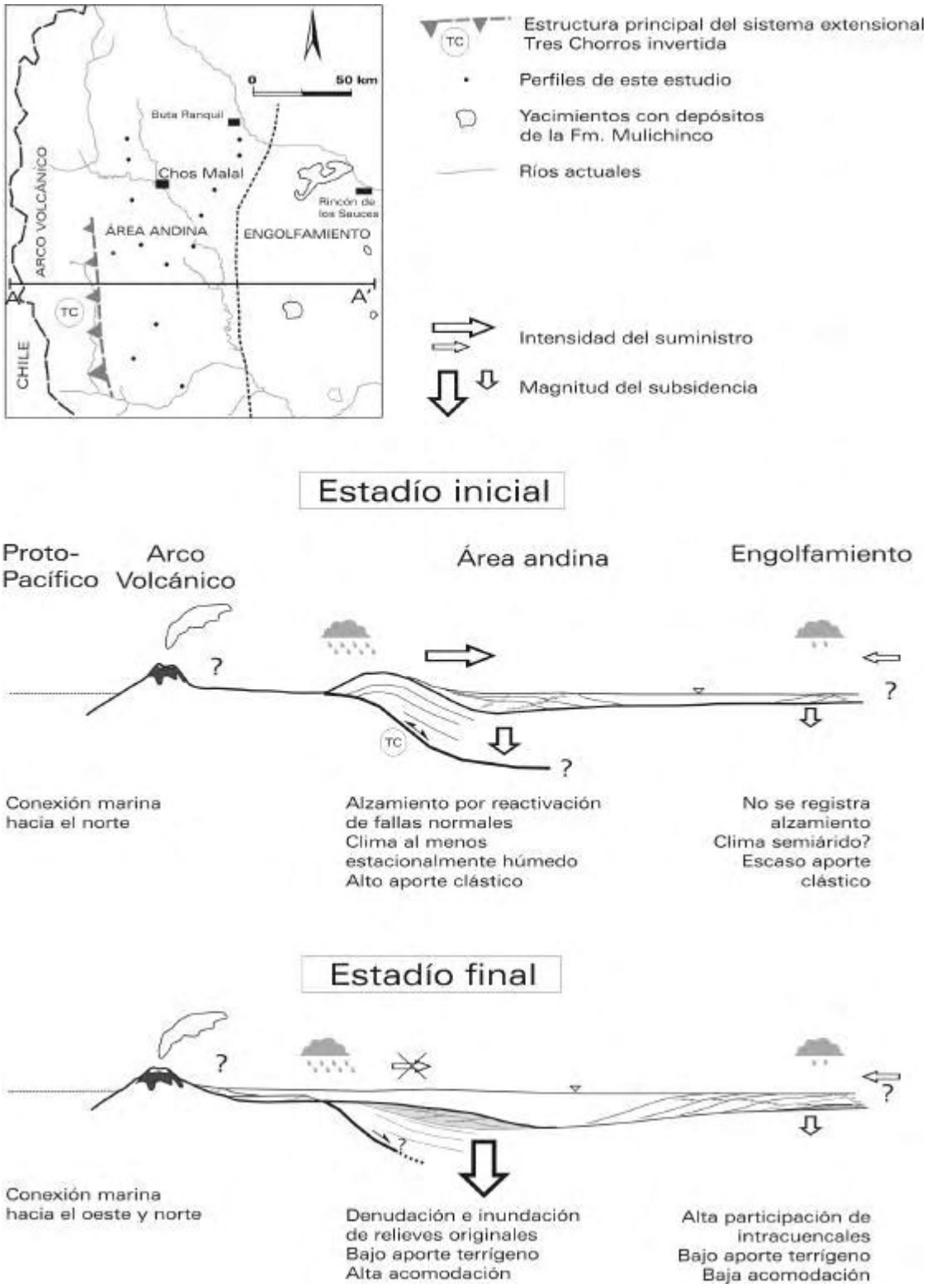


Figura 144. Representación esquemática del alzamiento, subsidencia diferencial y variación climática presente durante dos estadíos extremos de la depositación de la Formación Mulichinco. Estos factores extrínsecos se combinaron para controlar la evolución de la secuencia de tercer orden (sin escala). En mapa adjunto ubicación aproximada de transecta esquematizada (A-A'); margen proto-Pacífico fuera de mapa.

Las secuencias de alta frecuencia (SAFs) fueron definidas por Mitchum & Van Wagoner (1991) como secuencias con los mismos atributos que las de tercer orden, pero de un rango temporal del orden de los 100 a 200 ka. Dichos autores indicaron que las SAFs se formarían de preferencia en cuencas con alto aporte de sedimentos, y tendrían la mejor expresión en el "*Set* de secuencia de Mar Bajo", que sería el equivalente al Cortejo de Mar Bajo en una secuencia simple de tercer orden. Además también sugirieron que durante los intervalos transgresivos y de mar alto de tercer orden, el Cortejo de Mar Bajo de una SAF debería tener menor desarrollo. De esta manera, se concluye en este estudio que si bien existe una ciclicidad de mayor frecuencia expresada por las SAFs durante el desarrollo de la secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco, su identificación se encuentra condicionada por la acomodación del sistema. Esta afirmación también está implícita en las sugerencias de Mitchum & Van Wagoner (1991), toda vez que el pobre o inexistente desarrollo de un límite de secuencia y un CMB de cuarto orden durante los períodos de máxima acomodación de la secuencia de tercero, impediría el reconocimiento de una SAF. Así, se sugiere en este estudio que una secuencia de tercer orden no necesariamente debe estar completamente formada por Cortejos Deposicionales (secuencia simple) o "*Set* de secuencias" como postulan Mitchum & Van Wagoner (1991), sino que pueden poseer ambos tipos de unidades, según el intervalo de la curva relativa del nivel del mar en donde se genere la sucesión genéticamente relacionada.

Con todo lo expuesto en esta discusión acerca de los controles extrínsecos que afectaron a las sedimentitas de la Formación Mulichinco, se postula que tectónica regional de la cuenca fue el factor de control decisivo en el descenso relativo del nivel del mar que empezó hacia los 136,5 Ma. Dicha caída se relaciona con un fenómeno de alzamiento generalizado en la cuenca, durante el inicio de un ciclo tectónico-eustático de segundo orden. La instalación hacia los 137 Ma. de la pluma de Paraná podría ser el fenómeno disparador de dicho ciclo, afectando no sólo al interior de la placa sudamericana, sino también al margen de subducción y cuencas sedimentarias adyacentes. Por su parte, el arreglo interno de la secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco, es decir las características de los cortejos deposicionales, estuvo controlado en primer lugar por inversión tectónica y el alzamiento del inicio del ciclo tectono-eustático. En la evolución de la secuencia luego se conjugaron la subsidencia diferencial, el clima y la tasa de suministro clástico, las cuáles recrearon diferentes historias de creación de acomodación y relleno en el este, con respecto al oeste y sur (**Fig. 144**). Por último, la inundación general ocurrida hacia los 134 Ma., y que marca la finalización de la secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco, constituye un marcado aumento en la tasa de acomodación y el nivel relativo del mar, fenómeno que por su magnitud y expresión también podría estar vinculada con el ciclo tectónico-eustático de segundo orden.

CAPÍTULO 10: CONCLUSIONES

Las conclusiones más sobresalientes a las que se ha arribado durante la elaboración de este trabajo de tesis acerca de los paleoambientes de acumulación, edad y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco se enumeran a continuación.

1) La Formación Mulichinco presenta fuertes cambios laterales y verticales de facies que han sido establecidos en este estudio a partir del relevamiento de 15 perfiles sedimentológicos de detalle y el posterior estudio textural y composicional de las muestras de roca. Con esta información y mediante un análisis de facies objetivo se definieron e interpretaron 32 facies (más seis subfacies). Las litofacies fueron luego agrupadas en 14 asociaciones de facies (AFs) según su relación lateral y vertical, utilizando datos adicionales de paleocorrientes y arquitectura de los litosomas. De este modo se han distinguido asociaciones de facies con dominio continental (C1, C2, C3a y C3b), deltaico (D1 a D3), estuarino (E1 a E3), planicies de baja energía y lagunas costeras/engolfamientos (E4 y E5) y, por último, marino abierto desde ambientes someros hasta profundos (M1 a M5).

2) Las asociaciones de facies reconocidas se distribuyen selectivamente tanto en sentido regional como temporal, en forma concomitante con variaciones en el espesor de la unidad.

   A) En la región Austral la Formación Mulichinco se compone de entre 180 y 270 metros de sedimentitas pertenecientes a las AFs continentales en la base, estuarinas en el tramo medio, y de planicies de baja energía y lagunas costeras/engolfamientos en el tramo cuspidal.

   B) En la región Central, la unidad alcanza hasta 380 m de espesor y sus depósitos pertenecen a las asociaciones continentales y deltaicas en el tramo inferior, y a las estuarinas en la parte media. En el intervalo superior de la unidad alternan depósitos marinos someros y profundos en el sector oriental, pero sólo sedimentitas de ambientes profundos en el sector occidental.

   C) En la región Septentrional se registran entre 250 y 350 m de depósitos pertenecientes por sedimentitas pertenecientes a las asociaciones de facies marinas clásticas, con un intervalo de sedimentitas carbonáticas en el tramo medio. Al igual que en la región Central, las acumulaciones de ambientes profundos del intervalo superior son netamente dominantes hacia el sector occidental.

3) Las características de las asociaciones de facies junto al registro fósil indican que la Formación Mulichinco se desarrolló bajo un clima templado dentro de un período global relativamente frío y, al menos, con estaciones húmedas. Esta situación contrasta

con otros momentos del Cretácico en la Cuenca Neuquina, caracterizados por climas más cálidos y secos.

4) Debido a la ausencia total de manifestaciones lávicas o piroclásticas dentro de las AFs interpretadas en la Formación Mulichinco, se desprende que la sedimentación no estuvo influenciada en forma directa por la existencia al oeste del arco magmático. En cambio, el relieve del arco sí incidió en la distribución de la humedad desde el océano adyacente. Por otra parte, el ambiente de trasarco de la Cuenca Neuquina durante la acumulación de la unidad produjo una configuración de mar interior somero, elongado y semi-cerrado, con una conexión en el noroeste con el proto-Pacífico. Dicha configuración ejerció un control importante en las características de los sistemas deposicionales y en la fauna que colonizó el medio marino.

5) La distribución tridimensional de las asociaciones de facies, sumada a las condiciones climáticas y la configuración cuencal, dieron lugar a la interpretación de 7 sistemas deposicionales principales dentro de la Formación Mulichinco. Ellos son: sistemas fluviales de baja y moderada sinuosidad, sistema deltaico fluvio-dominado, sistema deltaico influenciado por mareas, sistema estuarino y de costas transgresivas, sistema de planicie costera de baja energía y laguna costera, sistema de plataforma influenciada por olas y tormentas, y sistema de rampa epírica mixta con bioconstrucciones de ostras. Las principales características de estos sistemas de acumulación son las siguientes:

   A) Dentro de los sistemas fluviales de baja sinuosidad se encuentran representados ambientes de planicies entrelazadas gravosas (AF C1) y arenosas (AF C2) de alta a moderada pendiente, con altas descargas y en climas relativamente húmedos (**Figs. 100** y **103**). Los sedimentos finos adyacentes conformaban planicies de inundación moderadamente bien drenadas (AF C3a). Hacia el sureste, una menor pendiente y granulometría de los depósitos permitieron el desarrollo de ríos con mayor sinuosidad relativa y que posiblemente durante gran parte del tiempo conformaban un sistema monocanal, con carga mixta (**Fig. 105**). En estas regiones las planicies de inundación (AF C3b), eran más fangosas y con peor drenaje, con desarrollo de cuerpos de agua estancada de vida más prolongada.

   B) Los sistemas deltaicos fluvio-dominados (AF D1) en la Formación Mulichinco corresponden a deltas entrelazados o *braid deltas* (**Fig. 107**), emplazados en aguas someras y favorecidos por un elevado suministro clástico. En la desembocadura dominaban barras radiales debido a la acción de flujos friccionales, en tanto que en el prodelta se acumulaban con frecuencia depósitos generados por flujos de alta densidad.

C) Los sistemas deltaicos con influencia mareal (AFs D2 y D3) se formaron bajo régimen mesomareal y leve a moderada acción de olas, al disminuir en forma considerable la participación fluvial en el ambiente deltaico. La influencia mareal fue amplificada por la morfología de embudo de las desembocaduras, lo que permitió el desarrollo de canales elongados estuarinos en el sector interno y ondas de arena en el frente deltaico (**Fig. 110**). En el prodelta predominaron ritmitas laminadas con pasaje a fangos poco bioturbados en la región más distal.

D) Los estuarios de la Formación Mulichinco fueron sistemas deposicionales mixtos, puesto que estuvieron condicionados por un régimen meso a macromareal que generó barras estuarinas mareales, así como por cierta influencia de olas, que produjo un cierre parcial de la boca del estuario y la conformación de una zona central de baja energía (AF E2, **Fig. 112**). Dichos estuarios recibían material terrígeno desde el continente mediante canales de alta sinuosidad fluviales hasta estuarinos con influencia mareal (AF E1). La otra fuente de material provino del retrabajo de las costas que eran inundadas en forma adyacente a los valles fluviales en donde se instalaron los estuarios (AF E3).

E) Las planicies costeras de baja energía eran surcadas por sistemas fluviales con muy abundante carga en suspensión y elevada sinuosidad (AF4). Estos cursos desembocaban en cuerpos de agua dulce desconectados del medio marino, así como salobres (lagunas costeras, engolfamientos, estuarios, **Fig. 113**) en donde se acumulaban potentes sucesiones pelíticas poco bioturbadas. Estos ambientes marino-marginales (AF E5) estuvieron condicionados por una importante acción de olas hacia la parte externa y leve influencia de mareas en su interior.

F) El sistema deposicional de plataforma marina dominada por olas y tormentas se desarrolló en las costas con muy baja influencia fluvial y mejor orientación con respecto a los vientos dominantes. La sedimentación en la plataforma externa (AF M4) y en la plataforma interna baja (zona de transición y *shoreface* inferior, AF M3) estuvo controlada por el efecto de flujos combinados generados por tormentas, que disminuyeron su componente de oscilación mar adentro (**Fig. 114**). Por la orientación de la costa y las altas paleolatitudes del área de estudio (entre 45º y 48º Sur) se concluye que los eventos meteorológicos se asociaban con tormentas poderosas de invierno y vientos predominantes del sector noroeste. En el *shoreface* superior existía influencia mareal en forma conjunta con la acción del oleaje (AFs M2 y M1), hecho que demuestra la interacción de varios regímenes hidráulicos en el ambiente marino somero.

G) El sistema de rampa epírica mixta (M5) tuvo muy baja pendiente y baja energía deposicional, en donde el único modificador fue el régimen de ola (**Fig. 115a**). Las

porciones más profundas se caracterizaron por sustratos blandos y en ocasiones con deficiencias en oxígeno. Hacia porciones medias, el sustrato se volvía más grueso, mejor oxigenado y más apto para la colonización de infauna. En las regiones más someras se formaron sustratos conchiles psamíticos, móviles e inestables, afectados por la mayor energía cinética relativa y donde proliferó la infauna más diversa (Fig. 115a). Por su parte, las bioconstrucciones de ostras y serpúlidos incrustantes conformaron estructuras con poco relieve topográfico y desarrolladas en sustratos semiendurecidos (**Fig. 115b**). La explosión de estas palecomunidades de baja diversidad y rápida reproducción se produjo por estrés de uno o varios parámetros ambientales (salinidad, oxigenación y/o temperatura), en el período en que el suministro clástico desde el continente alcanzó su valor más bajo.

6) El alcance temporal de la unidad se determinó a partir de la recolección e identificación de niveles amonitíferos y su ubicación en los esquemas bioestratigráficos disponibles (Aguirre-Urreta & Rawson, 1997, 1999a,b). Mediante esta tarea se confirmó la extensión temporal de la Formación Mulichinco, pero también se refinó el fechado dentro de la unidad de la siguiente manera

A) La Formación Mulichinco, en la mayor parte del área aflorante en la Provincia del Neuquén, comprende la porción más alta de la Zona de *Lissonia riveroi* y la totalidad de la Zona de *O. (Olcostephanus) atherstoni* (**Fig. 122**). Esto significa que la unidad abarca desde el Valanginiano Temprano medio hasta el Valanginiano Tardío bajo. En tiempo absoluto esta asignación cronoestratigráfica representa desde alrededor de los 136,2 Ma. hasta los 134 Ma. En la región Austral la ausencia de niveles fosilíferos dentro de la unidad impide mayor precisión.

B) En la región Central el registro marino de la Formación Mulichinco comienza en la porción más moderna de la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni*, es decir aproximadamente a los 135 Ma, pero la gran mayoría de esta sucesión (en el orden de 150 m de espesor) queda comprendida en la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus* (Fig. 122). En el flanco este de esta región Central, el tope de la unidad (últimos 15 a 20 metros), pertenece a la Subzona de *Olcostephanus (Viluceras) permolestus*, la más joven de la Zona de *Olcostephanus (O.) atherstoni*. Esto no ocurre en el sector occidental, puesto que allí los niveles fosilíferos indicadores de esta última subzona se encuentran en facies asignables a la Formación Agrio y por lo tanto representan sus depósitos basales. Por último, cabe destacar que la sucesión deltaica y fluvial que infrayace a los depósitos marinos más antiguos (de hasta 180 m de espesor) no posee fósiles indicadores, pero por su relación estratigráfica queda involucrada entre la parte final de la Zona de *Lissonia riveroi* y el final de la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni* (**Fig. 122**).

C) En la región Septentrional se diferencia una sucesión inferior (*ca*. 70 m) que comprende desde los tiempos más jóvenes de la Zona de *Lissonia riveroi* hasta los propios de la Subzona de *Olcostephanus (O.) atherstoni,* por lo que resulta contemporánea de la sucesión fluvial y deltaica que se registra más al sur. Suprayace un tramo medio conformado por depósitos carbonáticos de alrededor de 80 m, que abarca la parte superior de aquella subzona y el inicio de la Subzona de *Karakaschiceras attenuatus*. El intervalo clástico marino suprayacente de esta región (de entre 120 y 150 m de potencia) queda comprendido mayoritariamente dentro de aquella subzona, y en el sector occidental esta es la última subzona representada dentro de la Formación Mulichinco. En cambio, en el sector oriental, la Subzona de *Olcostephanus (Viluceras) permolestus* queda incluida dentro de la unidad (Fig. 122).

7) El alcance litoestratigráfico que se le atribuyó a la Formación Mulichinco en su definición original, esto es una unidad con facies continentales hasta marinas, e inclusive carbonáticas, se contradice con las recomendaciones actuales del Código Argentino de Estratigrafía para la caracterización de una Formación. Por lo tanto, es necesaria una redefinición completa de la unidad desde un punto de vista formal, aunque dicha tarea no estuvo dentro de los objetivos de este trabajo. Con todo se presentan aquí algunas cuestiones importantes de correlación estratigráfica que podrían tenerse en cuenta para futuras redefiniciones:

A) La Formación Mulichinco no se correlaciona temporalmente con la sucesión continental clástica y volcaniclástica asignada con el mismo nombre en el Sector Aconcagüino de la Provincia de Mendoza, puesto que dicha pila sedimentaria posee un pasaje transicional desde la unidad infrayacente compuesta por depósitos marinos, y su acumulación podría haber comenzado, si no en el Tithoniano más alto, con seguridad en el Berriasiano. Por lo tanto se concluye que dichos depósitos de la Alta Cordillera no registran el brusco episodio de descenso del nivel relativo del mar ocurrido en el Valanginiano Temprano alto.

B) Por su parte, los depósitos carbonáticos del Sector Aconcagüino y del Sur de Mendoza que poseen amonites de la Zona de *O.* (*Olcostephanus*) *atherstoni* y que se conocen en general como Formación Chachao son en parte contemporáneos de la Formación Mulichinco. Estudios modernos (Sagasti, 2002) sugieren que la sedimentación carbonática propia de la Formación Chachao habría culminado antes de que en Neuquén finalizara la acumulación de los depósitos correspondientes a la unidad bajo estudio. De esta manera, lutitas y margas de centro de cuenca correspondientes a la base de la Formación Agrio en el sur de la Provincia de Mendoza serían parcialmente correlacionables con el tope de la Formación Mulichinco.

8) La correlación de los sistemas deposicionales definidos, el empleo del esquema bioestratigráfico refinado, el reconocimiento de las superficies claves y la identificación de arreglos estratales permitió finalmente generar un marco estratigráfico-secuencial para la Formación Mulichinco (**Figs. 129**), reconstruir la evolución paleogeográfica de la unidad (**Fig. 130**), determinar el arreglo interno de la secuencia (**Fig. 139**) y establecer los controles en la acumulación. Las principales conclusiones obtenidas son las siguientes.

A) Los depósitos de la Formación Mulichinco representan una única secuencia de tercer orden, desarrollada en alrededor de 2 ma., y limitada por una discontinuidad de "Tipo 1" en la base y posiblemente una de "Tipo 2" en el tope.

B) La caída del nivel relativo del mar inicial se produjo en el Valanginiano Temprano medio (parte alta de la Zona de *Lissonia riveroi*), aproximadamente entre los 136,5 y 136,2 Ma. Dejó a la intemperie extensas áreas de los depósitos marinos depocentrales (Formación Vaca Muerta) y de plataforma externa (Formación Quintuco). Allí donde se registra el límite de secuencia basal, el *hiatus* involucrado no representa más que la duración de la mencionada zona bioestratigráfica, es decir no más de 500 ka.

C) Todos los depósitos relevados de la Formación Mulichinco se hallan por encima del límite de secuencia y se interpretan como formados luego del máximo descenso del nivel del mar. En las regiones Austral y Central, los depósitos continentales apoyan sobre las sedimentitas marinas erosionadas previas. Hacia la región Septentrional, como no hubo exposición subaérea, se desarrolló una superficie de erosión marina, contemporánea del límite de secuencia. En el extremo norte del área de estudio ni siquiera existió erosión submarina, encontrándose depósitos carbonáticos que representan la relativa conformidad.

D) De acuerdo a la relación de facies por arriba y debajo del límite de secuencia basal y considerando un desplazamiento de facies hacia el norte de hasta 150 km, se estima que el descenso eustático relativo estuvo al menos en el orden de entre 80 y 100 metros. A diferencia de propuestas secuenciales anteriores se concluye aquí que dicha caída del nivel del mar no produjo un aislamiento total del depocentro con respecto al proto-Pacífico.

E) La secuencia de tercer orden definida dentro de la Formación Mulichinco se compone de cuatro cortejos deposicionales, identificados y definidos sobre la naturaleza de sus límites y su geometría interna. Los atributos estratales de estos cortejos, pero también la reconstrucción paleogeográfica de cada intervalo permitió reconocer un fuerte cambio en la polaridad de los sistemas deposicionales a lo largo de la unidad.

I) El Cortejo de Mar Bajo Temprano se caracteriza por baja acomodación en los ambientes fluviales y arreglo progradacional en los sistemas marinos. En este

período se registran las máximas pendientes, el mayor calibre del material clástico y la mayor influencia fluvial en los sistemas costaneros del sur del medio marino.

II) Durante el Cortejo de Mar Bajo Tardío se reduce el calibre de los sedimentos y aumenta la influencia del régimen mareal en los ambientes costeros del sur. El registro sedimentario desarrolló un patrón agradacional porque la tasa de creación de acomodación aumentó de manera considerable y luego se mantuvo en un balance con la tasa de suministro clástico.

III) En el Cortejo Transgresivo se produce un cambio más marcado en los sistemas deposicionales, con un predominio de sistemas estuarinos que transgreden hacia el sur y un medio marino que se expande en todas direcciones y se vuelve hambriento de sedimentos clásticos. Esta situación favorece en el medio marino la instalación de un sistema carbonático de rampa con el desarrollo de extensas bioconstrucciones de ostras. El arreglo estratal es marcadamente retrogradacional debido a que la tasa de creación de acomodación superó ampliamente al aporte sedimentario.

IV) Por último, durante el Cortejo de Mar Alto, se produce un fuerte contraste en comparación con los estadios iniciales de sedimentación puesto que áreas inicialmente continentales en el oeste de la zona de estudio continúan constituyendo ambientes distales luego de la transgresión marina. En cambio, hacia el este sí se recuperan condiciones marinas someras por arriba de las facies marinas distales.

F) Dentro de la secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco se identificó una recurrencia de fenómenos de mayor frecuencia, que se manifestaron como secuencias de alta frecuencia (SAFs) o secuencias de cuarto orden. El hecho de que las SAFs se hallaran sólo en el Cortejo de Mar Bajo indica que su identificación es más factible durante períodos de largo término con baja acomodación del medio deposicional.

G) En lo que respecta a los controles en el inicio de la Formación Mulichinco, la tectónica regional de la cuenca fue el factor de control decisivo en el descenso relativo del nivel del mar. El alzamiento al oeste y sur de áreas previamente sumergidas, documentado por datos de subsuelo así como corolario de este trabajo, pudo deberse a un evento tectónico de intraplaca que produjo un campo regional de esfuerzos transpresivos. La instalación hacia los 137 Ma. de la pluma de Paraná es un fenómeno de magnitud litósferica que se encuentra relacionado con el desmembramiento de Gondwana occidental. En forma concomitante es posible que haya acaecido un evento tectónico en el margen de convergencia proto-Pacífico. De esta manera, hacia los 137 Ma. pudo haber comenzado un ciclo tectono-eustático

de segundo orden, primero con la instauración de facies continentales en el centro de cuenca y luego con una progresiva expansión del área de acumulación. En este contexto se habrían desarrollado las sedimentitas de la Formación Mulichinco y, tras un incremento en la creación de acomodación de largo término, se habría producido una invasión marina generalizada hacia los 134 Ma. con la acumulación de los depósitos euxínicos del Miembro Inferior de la Formación Agrio.

H) Por su parte, el arreglo interno de la secuencia de tercer orden de la Formación Mulichinco estuvo controlado en primer lugar por la configuración de mar interior somero, que impidió la formación de depósitos de mar bajo de abanicos submarinos y de talud. En segundo término estuvo influenciado por la actividad tectónica, que generó el alzamiento inicial, y el clima, parámetros que se combinaron para producir un abundante suministro clástico desde el oeste y sur en la etapa inicial. La evolución posterior de la secuencia estuvo controlada por la variación en el espacio de acomodación, condicionado a su vez por las variaciones del nivel relativo del mar, una subsidencia diferencial en el oeste y una creciente participación de aportes desde el este.

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis ha sido posible gracias al aporte de un gran número de instituciones y personas a las que deseo expresar mi sincero agradecimiento.

Agradezco a mi Director, Luis A. Spalletti, por el apoyo y estímulo que me ha brindado siempre. Desde el año 1996 él me ha transmitido conceptos sedimentológicos, pero también me ha demostrado aspectos fundamentales de la labor y la ética científica. Una vez más, gracias Chango por toda tu enseñanza y tu paciencia.

Agradezco a la Comisión Nacional de Investigaciones en Ciencia y Tecnología (CONICET), que me ha brindado el estipendio para cubrir mis necesidades básicas durante estos 4 años. Además el CONICET, por medio del Proyecto PIP N° 4352, ha subsidiado varios de mis viajes de campaña a la Cuenca Neuquina.

Otra institución a la que expreso mi agradecimiento es a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, y por su intermedio a la Universidad Nacional de La Plata (UNLP). Esta tesis doctoral se ha concretado a través de dichas instituciones. Pero además les agradezco por haberme otorgado un subsidio para tareas de campo en el año 2001 y una pasantía por dos meses para perfeccionamiento en el exterior en el año 2002.

Agradezco a Gonzalo D. Veiga, el primer gran amigo que me ha dado el desempeño en la actividad científica. Muchos de los conceptos vertidos en esta tesis se han enriquecido luego de largas discusiones con él, amenizadas con mate o cerveza. Le agradezco además por la lectura crítica de esta tesis, sus sugerencias en el formato y estética de muchas de las ilustraciones y la asistencia en tareas de campo.

John Howell es otra persona a la que debo expresar mi agradecimiento. Accedió sin reparos a que fuera su pasante en el *Strat Group*, del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Liverpool (Reino Unido) durante dos meses, para debatir y discutir aspectos relacionados con los paleoambientes de acumulación y conceptos estratigráfico-secuenciales de la Formación Mulichinco. También aprovecho para agradecer a Stephen Flint, director del *Strat Group*, y al resto de sus integrantes por recibirme y compartir discusiones e ideas novedosas conmigo.

Quiero agradecer muy especialmente a la Dra. María Beatriz Aguirre-Urreta (UBA-CONICET) por haber efectuado la identificación taxonómica y asignación bioestratigráfica de los ammonoideos hallados durante las tareas de campo. Esta tarea resultó esencial para la correlación estratigráfica y el esquema estratigráfico-secuencial.

Agradezco a Tristán Zimanauskas (Museo La Plata-CONICET) por haberse interesado en el estudio de la macrofauna fósil, su paleoecología y sus implicaciones

ambientales. Él articuló un grupo de investigación que hoy incluye al tesista Fernando Archuby (UNLP-CONICET). A éste último le agradezco de manera especial por la identificación taxonómica de la gran mayoría de los macrofósiles colectados durante este estudio.

Agradezco a Sara Ballent (UNLP-CONICET), por el análisis de los micrófosiles. El estudio, determinación e interpretación paleoecológica de los fósiles que Sara realizara permitió ajustar las interpretaciones paleoambientales.

Agradezco a Daniel G. Poiré, por su colaboración en la identificación e interpretación de las trazas fósiles que portan las sedimentitas de la Formación Mulichinco. A él le estoy muy agradecido también por transmitir siempre energía positiva y estimular un ámbito agradable de trabajo.

Deseo agradecer también a Jorge Maggi, Lucía Gómez-Peral y Néstor Canessa, quienes realizaron el tratamiento de muestras y análisis de difractogramas de rayos X en el Centro de Investigaciones Geológicas.

Agradezco a Jorge Gebard y Alfredo Benialgo, por haberme facilitado material cartográfico para la confección de los mapas geológicos y geográficos.

Agradezco a la División Paleobotánica del Museo de La Plata. Su directora, Analía Artabe (UNLP-CONICET), autorizó que se realizara allí el tratamiento de las muestras para el estudio palinológico. Este trabajo fue llevado a cabo por el Lic. Marcelo Hernández, al que le agradezco su esfuerzo y dedicación. También deseo agradecer a Eduardo Morel (UNLP-CIC), por interesarme en cuestiones paleoclimáticas y paleofloras relacionadas.

Agradezco a Juan R. Franzese, por su predisposición para discutir aspectos relacionados con el rol de la tectónica en la generación de subsidencia y arreglos estratales.

Si bien ya he nombrado a muchos de mis compañeros del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), quiero agradecer a todos los demás integrantes de mi lugar de trabajo por estar siempre a disposición para orientarme o auxiliarme ante cualquier inquietud o inconveniente. En formar particular agradezco a Nora Valdéz, por haber tipeado un gran número de referencias bibliográficas y escaneado muchas de las ilustraciones utilizadas en este trabajo. Agradezco también especialmente a Oscar Nuñez, por su colaboración incondicional y compañía.

Agradezco a todos los que colaboraron en mis tareas de campo, en especial al Lic. Leandro «Changa» Simonetto y a Juan Pérez-Panera. Ambos me tuvieron mucha paciencia.

Quiero agradecer también de manera especial a las personas que he conocido durante las tareas de campo y que me han brindado su hospitalidad de forma completamente desinteresada. Por ejemplo a Doña Rosa y su familia de Zanjón Hondo, a Florencio Castillo

y familia de Trahuncura, a los puesteros del Pichi Neuquén, y a todas las demás personas que me han permitido acceder a sus tierras o me han asistido en el campo, y que se me olvidan ahora. La oportunidad de compartir unas rondas de mate con estas personas me ha posibilitado conocer sus inquietudes y formas de ver la vida; esto me ha enriquecido el espíritu y constituye uno de los legados más importantes que me deja este trabajo de tesis.

Por último quiero efectuar un muy especial agradecimiento a mis más sentidos afectos. Agradezco a mis padres, abuelos, hermanos y toda mi familia porque han solventado gran parte de mis estudios de grado y también parte de mi perfeccionamiento en el exterior. Pero les digo gracias especialmente por haberme expresado siempre su cariño y haberme brindado un apoyo incondicional durante estos años. Agradezco además a mis entrañables amigos nicoleños, simplemente por darme la oportunidad de seguir siendo uno más de este grupo inseparable a pesar de la distancia.

Y por supuesto agradezco a Guillermina Sagasti, mi compañera. Guille ha sido sostén emocional a lo largo de estos años y me ha permitido disfrutar junto a ella los buenos momentos y compartir los malos.

Ahora sí puedo decir ... *Afpin* ...,

que significa “el cuento se terminó” en lengua mapuche.

Ernesto Schwarz
Marzo, 2003

REFERENCIAS CITADAS

ABERHAN, M., 1993. Benthic macroinvertebrate associations on a carbonate-clastic ramp in segments of the Early Jurassic back-arc basin of northern Chile (26-29°). *Revista Geológica de Chile* 20(2): 105-136.

ABERHAN, M. 1994. Guild-structure and evolution of Mesozoic benthic shelf communities. *Palaios* 9: 516-545.

AGUIRRE-URRETA, M. B., 1998. The ammonites *Karakaschiceras* and *Neohoploceras* (Valanginian Neocomitidae) from the Neuquén Basin, west-central Argentina. *Journal of Paleontology* 72(1): 39-59.

AGUIRRE-URRETA, M. B. & G. L. LO FORTE, 1996. Los depósitos tithoneocomianos. En: V. A. Ramos, M. B. Aguirre-Urreta, P. P. Álvarez, M. I. Cegarra, E. O. Cristallini, S. M. Kay, G. L. Lo Forte, F. X. Pereyra & D. J. Pérez (Eds.), *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24(7): 179-229. Buenos Aires.

AGUIRRE-URRETA, M. B. & P. F. RAWSON, 1993. The Lower Cretaceous Ammonite *Paraspiticeras* from Neuquén basin, west-central Argentina. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie* 188: 51-69.

AGUIRRE-URRETA, M. B. & P. F. RAWSON, 1995. Bioestratigrafía del Valanginiano superior de la región de Chos Malal, Cuenca Neuquina. *VI Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía*, Actas: 7-14. Trelew.

AGUIRRE-URRETA, M. B. & P. F. RAWSON, 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine* 134(4): 449-458.

AGUIRRE-URRETA, M. B. & P. F. RAWSON, 1999a. Stratigraphic position of *Valanginites*, *Lissonia* y *Acantholissonia* in the Lower Valanginian (Lower Cretaceous) ammonite sequence of the Neuquén Basin, Argentina. En: Olóriz & Rodríguez-Tovar (Eds.), *Advancing Research on Living and Fossils Cephalopods*: 521-529. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York

AGUIRRE-URRETA, M. B. & P. F. RAWSON, 1999b. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: *Viluceras*, a new Valanginian subgenus of *Olcostephanus*. *Cretaceous Research* 20: 343-357.

ÁLVAREZ, G., 1981. Neuquén. Su historia, geografía y toponimia. Cuatro siglos de Historia, Tomo II. Neuquén, Ministerio de Cultura y Educación de la Nación y Gobierno de la provincia de Neuquén.

ÁLVAREZ, P. P., E. GODOY & D. SELLÉS, 2000. Geología de la región del río Colorado, Andes Principales de Chile (33°25'S). *IX Congreso Geológico Chileno*, Actas I: 736-740. Puerto Varas.

ALLEN, G. P., 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. En: D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin & R. A. Rahmani (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16: 29-40. Calgary.

ALLEN, G. P. & H. W. POSAMENTIER, 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* 63(3): 378– 391.

ALLEN, G. P. & H. W. POSAMENTIER, 1994. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide-and wave-dominated incised-valleys: example from the the Gironde Estuary, France. En: R. W. Dalrymple, R. Boyd & B. A. Zaitlin (Eds.), *Incised-valley systems: Origin and Sedimentary Sequences.* SEPM Special Publication 51: 225-240. Tulsa.

ALLEN, G. P., D. LAURIER & J. THOUVENIN, 1979. Ètude sédimentologique du delta de la Mahakam. Notes et Mémoires, 15, Compagnie Francaise des Pétroles. Paris, 156 pp.

ALLEN, J. R. L., 1963. The classification of cross stratified units with notes on their origin. *Sedimentology* 2: 93-114.

ALLEN, J. R. L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology* 26: 281-328.

ALLEN, J. R. L., 1983. Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33: 237 293.

ALLEN, J. R. L., 1984. Experiments on the settling, overturning and entrainment of bivalve shells and related models. *Sedimentology* 31:227-250.

ALLEN, P. A. & P. HOMEWOOD, 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology* 31: 63-81.

AMOROSI, A., 1995. Glaucony and Sequence Stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic seqeunces. *Journal of Sedimentary Research* B65(4): 419-425.

ANTHONY, E. J., L. M. OYÉDÉ & J. LANG, 2002. Sedimentation ina fluvially infilling, barrier-bound estuary on a wave dominated, microtidal coast: the Quémé River estuary, Benin, west Africa. Sedimentology 49: 1095-1112.

ARCHER, A. W., W. P. LANIER & H. R. FELDMAN, 1994. Stratigraphy and depositional history within incised-paleovalley fills and related facies, Douglas Group (Missourian / Virgilia; Upper Carboniferous) of Kansas, U.S.A. En: R. W. Dalrymple, R. Boyd & B. A. Zaitlin (Eds.), *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication 51: 175-190. Tulsa.

ASHLEY, G. M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 169-172.

ASLAN, A. & W. J. AUTIN, 1999. Evolution of the Holocene Mississippi River Floodplain, Ferriday, Louisiana: Insights on the origin of fine-grained floodplains. *Journal of Sedimentary Research* 69: 800-815.

BALIÑA, M., S. BLANCO IBAÑEZ, S. CORBARI, S. FERNÁNDEZ & I. ORCHUELA, 1984. Estudio sedimentológico de la Formación Mulichinco en el yacimiento Rincón Chico, provincia de Neuquén. *IX Congreso Geológico Argentino*, Actas V: 42-568. San Carlos de Bariloche.

BALLENT, S. C. & D. I. RONCHI, 1999. Platycopina (Ostracoda) del Neocomiano en el sector oriental de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana* 36: 243-258.

BALLENT, S., 2001. Los microfósiles de la Formación Mulichinco. 9 pp. Informe inédito.

BAMBACH, R. K., 1983. Ecospace utilization and guilds in marine communities through the Phanerozoic. En: M. J. S. Tevesz & P. L. Mc Call (Eds.), *Biotic Interactions in Recent and Fossil Benthic Communities*: 719-746. Plenum Press, New York

BANERJEE, I. & S. M. KIDWELL, 1991. Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: an example from the Lower Cretaceous Manville Group of Canada. *Sedimentology* 38: 913-934.

BARRIO, C. A., 1989. Sedimentology of the Malargüe Group (Late Cretaceous - Early Tertiary), Neuquén Basin, Western Argentina. PhD Thesis, *Department of Geological Sciences, University of South Carolina*. 147 pp.

BARRON, E. J. 1989. Severe storms during Earth history. *The Geological Society of America Bulletin* 101: 601-612.

BARRON, E. J. & G. T. MOORE, 1994. *Climate Model Application in Paleoenvironmental Analysis*. SEPM, Short Course N° 33, 339 pp.

BELDERSON, R. H., M. A. JOHNSON & N. H. KENYON, 1982. Bedforms. En: A. H. Stride (Ed.), *Off-shore tidal sands: processes and deposits*: 27-57. Chapman and Hall, New York.

BHATTACHARYA, J. P. & R. C. WALKER, 1991. River- and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 39: 165-191.

BHATTACHARYA, J. P. & R. C. WALKER, 1992. Deltas. En: H. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada: 157-177. Ontario.

BHATTACHARYA, J. P., B. J. WILLIS & C. D. HOWELL, 2001. Top-truncated, lowstand deltas in the Cretaceous Seaway of North America. *Congreso anual de AAPG/SEPM 2001*, Abstract (CD-ROM). Denver.

BILLI, P., M. MAGI & M. SAGRI, 1987. Coarse-grained low-sinuosity river deposits: examples from Plio-Pleistocene Valdarno Basin, Italy. En: F. G. Ethridge, R. M. Flores & M. D. Harvey (Eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology*. SEPM Special Publication 39: 197-203. Tulsa.

BLAIR, T. C. & J. G. MCPHERSON, 1999. Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research* 69: 6-19.

BOOTHROYD, J. C. & D. NUMMEDAL, 1978. Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. En: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology.* Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 641-668. Calgary.

BRACACCINI, I. O., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXV: 275-282.

BRENCHLEY, P. J., 1985. Storm influenced sandstones beds. *Modern Geology* 9: 369-396.

BRENCHLEY, P. J., 1989. Storm sedimentation. *Geology Today* 7/8: 133-137.

BRENCHLEY, P. J., R. K. PICKERILL & S. G. STROMBERG, 1993. The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland. *Sedimentology* 40: 359-382.

BRETT, C. E., 1995. Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environments. *Palaios* 10: 597-616.

BRIDGE, J. S., 1984. Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 583-588.

BRIDGE, J. S., 1985. Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology* 55: 579-589.

BRIDGE, J. S., 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40: 801 810.

BRIDGE, J. S. & B. J. WILLIS, 1994. Marine transgression and regression recorded in Middle Devonian shore-zone deposits of the Castkill clastic wedge. *The Geological Society of America Bullettin* 106: 1440-1458.

BRISTOW, C. S. & J. L. BEST, 1993. Brided rivers: perspectives and problems. En: C. S. Bristow & J. L. Best (Eds.), *Braided Rivers*. Geological Society Special Publication 75: 1-11. Oxford.

BRISTOW, C. S. 1993. Sedimentary structures exposed in bar tops in the Brahmaputra River, Bangladesh. En: C. S. Bristow & J. L. Best (Eds.), *Braided Rivers*. Geological Society Special Publication 75: 277-289. Oxford.

BRISTOW, C. S., 1999. Gradual avulsion, river metamorphosis and reworking by underfit streams: a modern example from the Brahmaputra River in Bangladesh and a possible ancient example in the Spanish Pyrenees. En: N. D. Smith & J. Rogers (Eds.), *Fluvial Sedimentology VI*. IAS Special Publication 28: 221-230. Oxford.

BROWN, L. F. & W. L. FISHER, 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. En: C. E. Payton (Ed.), *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26: 213-248.

BROWNE, G. H. & A. G. PLINT, 1994. Alternating braidplain and lacustrine deposition in a strike-slip setting: the Pennsylvanian Boss Point Formation of the Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research* B64(1): 40-59.

BURCKHARDT, C., 1903. Beitrage zur Kenntniss der Jura-and Kreideformation der Cordillere. *Palaeontographica* 50: 1-144.

BURCHETTE, T. P. & V. G. WRIGHT, 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79: 3-57.

CANT, D. J. & R. G. WALKER, 1976. Development of a braided fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 13: 102-119.

CEGARRA M. I., G. L. LO FORTE & A. S. SANGUINETTI, 1993. La Alta Cordillera de Mendoza entre Puente del Inca y Las Cuevas (32°50' lat. S.). *XII Congreso Geológico Argentino* y *II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas II: 85-93. Mendoza.

CLEMENTE, P. & M. PÉREZ-ARLUCEA, 1993. Depositonal architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, North-Central Spain. *Journal of Sedimentary Petrology* 63(3): 437-452.

CLIFTON, H. E., R. E. HUNTER & R. L. PHILIPS, 1971. Depositional structures and processes in the nonbarred high-energy nearshore. *Journal of Sedimentary Petrology* 41: 862-870.

CLOETHING, S., 1988. Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea-level. En: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42: 19-29.

CLOETINGH S., H. MCQUEEN & K. LAMBEK, 1985. On a tectonic mechanism for regional sea-level variations. *Earth and Planetary Science Letters* 75: 157-166.

CÓDIGO ARGENTINO DE ESTRATIGRAFÍA, 1992. Comité Argentino de Estratigrafía. *Asociación Geológica Argentina*, Serie «B» (Didáctica y Complementaria) N° 20. 64 pp.

COLELLA, A., 1988. Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. En: W. Nemec & R. J. Steel (Eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*: 51-74. Blackie y Son.

COLEMAN, J. M. & L. D. WRIGHT, 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. En: M. L. Broussard (Ed.), *Deltas, Models for Explorations*. Houston Geological Society: 99-149.

COLQUHOUN, G. P., 1995. Siliciclastic sedimentation on a storm- and tide-influenced shelf and shoreline: the Early Devonian Roxburgh Formation, NE Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Sedimentary Geology* 97: 69-98.

COLLINSON, J. D., 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. *Geography American Service Association* 52: 31-56.

COLLINSON, J. D., 1978. Vertical sequence and sand body shape in alluvial sequences. En: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 577-586.

COLLINSON, J. D., 1996. Alluvial sediments. En: H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*: 37-82. Blackwell Science, Oxford.

CRAME, J. A., 1991. Trophic structure. En: D. E. G. Briggs & P. R. Crowther (Eds.), *Palaeobiology - a synthesis*: 385-391. Blackwell Science, Oxford.

CRIADO-ROQUÉ, P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del Arroyo Chacay-Melehue entre el extremo sur de la Cordillera del Viento y el curso medio del Río Curi-Leuvu en el Neuquén Septentrional. *Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de La Plata*, La Plata, 115 pp. Inédita.

CRISTALLINI, E. O. & V. A. RAMOS, 1996. Los depósitos continentales cretácicos y volcanitas asociadas. En: V. A. Ramos, M. B. Aguirre-Urreta, P. P. Álvarez, M. I. Cegarra, E. O. Cristallini, S. M. Kay, G. L. Lo Forte, F. X. Pereyra & D. J. Pérez (Eds.), *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24(7): 231-273. Buenos Aires.

CUFFEY, R. J., 1985. Expanded reef-rock textural classification and geologic history of bryozoan reefs. *Geology* 13: 307-310.

CHEEL, H. G. & D. A. LECKIE, 1993. Hummocky cross-stratification. En: V. P. Wright (Ed.), *Sedimentology Review* 1: 103-122.

CHURCH, M., 1983. Patterns of instability in a wandering gravel bed channel. En: J. D. Collinson & J. Lewin (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. IAS Special Publication 6: 169-180.

DALRYMPLE, R. W., 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology* 31: 365-382.

DALRYMPLE, R. W., 1992. Tidal Depositional Systems. En: H. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada: 195-218. Ontario.

DALRYMPLE, R. W. & R. N. RHODES, 1995. Estuarine dunes and bars. En: G. M. E. Perillo (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*: 359-422. Elsevier Science, New York.

DALRYMPLE, R. W., B. A. ZAITLIN & R. BOYD, 1992. Stuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62: 1130-1146.

DALRYMPLE, R. W., R. BOYD & B. A. ZAITLIN, 1994. History of research, valley types and internal organization of incised-valley systems: introduction to the volume. En: R. W. Dalrymple, R. Boyd & B. A. Zaitlin (Eds.), *Incised-valley systems: Origin and Sedimentary Sequences.* SEPM Special Publication 51: 3-10. Tulsa.

DALRYMPLE, R. W., R. J. KNIGHT, B. A. ZAITLIN & G. V. MIDDLETON, 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37: 557-612.

DAMBORENEA, S., M. MANCEÑIDO & A. RICCARDI, 1979. *Estudio paleontológico de la Forma-*

ción Chachao. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.

DE RAAF J. F. M. & J. R. BOERSMA, 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geol. Mijnbouw* 50: 479-503.

DEAN, J. S., 1987. Depositional environments and paleogeography of the Lower to Middle Jurassic Cuyan Group, Neuquen Basin, Argentina. PhD Thesis, *Department of Geology and Geological Engineering, Colorado School of Mines*, Golden, Colorado, 587 pp.

DELLAPÉ, D. A. & G. A. PANDO, 1974. Informe preliminar sobre el estudio detallado de las Formaciones Agrio y Mulichinco (Área sur). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.

DESSANTI, R. N., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. *Boletín 139, Servicio Nacional Minero Geolológico.* 70 pp.

DIGREGORIO, J. H., 1972. Neuquén. En: A. F. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 439-506. Córdoba.

DIGREGORIO, J. H. & M. A. ULIANA, 1979. Cuenca Neuquina. En: J. C. M. Turner (Ed.), *Geología Regional Argentina;* Tomo II, Academia Nacional de Ciencias: 985-1032. Córdoba.

DOTT, R. H. & J. BOURGEOIS, 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *The Geological Society of America Bulletin* 93: 663-680.

DUKE, W. L., 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology* 32: 167-194.

DUKE, W. L., 1990. Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 870-83.

DUKE, W. L., R. W. C. ARNOTT & R. J. CHEEL, 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate. *Geology* 19: 625-628.

EINSELE, G., W. RICKEN & A. SEILACHER, 1991. Cycles and Events in Stratigraphy – Basic Concepts and Terms. En: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*: 1-19. Springer-Verlag. New York.

ELDER, W. P., 1991. Molluscan paleoecology and sedimentation patterns of the Cenomanian-Turonian extintion interval in the southern Colorado Plateau region. En: J. D. Nations & J. G. Eaton (Eds.), *Stratigraphy, depositional environments and sedimentary tectonics of the western margin, Cretaceous Western Interior Seaway*. Geological Society of America Special Paper 260: 113-137.

ELLIOTT, T. 1974. Interdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology* 21: 611-622.

ELLIOTT, T. 1976. Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas. *Journal of the Geological Society, London* 132: 199-208.

ELLIOT, T., 1986. Deltas. En: H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*: 113-154. Blackwell Science, Oxford.

EMBRY, A. F. & J. E. KLOVAN, 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N. W. T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19: 730-781.

EMERY, D. & K. J. MYERS, 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 297 pp.

ERICKSEN, M. C. & R. SLINGERLAND, 1990. Numerical simulations of tidal and wind-driven circulation in the Cretaceous Interior Seaway of North America. *The Geological Society of America Bulletin* 102: 1499-1516.

FIELDING, C. R. 1984. Upper delta plain lacustrine and fluviolacustrine facies from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England. *Sedimentology* 31: 547-567.

FITZGERALD, M. G., MITCHUM, R. M., ULIANA, M. A. & BIDDLE, K. T., 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 879-920.

FLINT, S. & J. HOWELL, 2002. High Resolution Sequence Stratigraphy: concepts, methods and applications. University of Liverpool, Short Course, 212 pp.

FLINT, S. S., P. TURNER & E. J. JOLLEY, 1991. Depositional architecture of Quaternary fan-delta deposits of the Andean fore-arc: relative sea-level changes as a response to aseismic ridge subduction. En: D. I. M. Macdonald (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins*. IAS Special Publication 12: 189-200: 91-103.

FOLGUERA, A. & V. A. RAMOS, 2000. Control estructural del volcán Copahue (38ºS-71ºO):

implicancias tectónicas para el arco volcánico cuarternario (36-39ºS). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 229-244.

FOLK, R. L., 1960. Petrology and origin of the Tuscarora. Rose Hill and Keefer Formations, Lower and Middle Silurian of eastern West Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology* 30: 1-58.

FOLK, R. L., P. B. ANDREWS & D. W. LEWIS, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.

FOUCAULT, J. E., C. VAILLARD & R. F. VIÑEZ, 1987. Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del Río Limay, provincias del Nequén y Río Negro, República Argentina. *XCongreso Geológico Argentino*, Actas: 139-142. San Miguel de Tucumán.

FRAKES, L. A., J. E. FRANCIS & J. I. SYKTUS, 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic: The history of the Earth's climate over the past 600 millon years*. Cambridge University Press, Cambridge, 274 pp.

FRANZESE, J. R. & L. A. SPALLETTI, 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.

FRIEND, P. F., M. J. SLATER & R. C. WILLIAMS, 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological* Society, *London* 136: 39-46.

FÜRSICH, F. T., 1981. Salinity-controlled benthic associations from the Upper Jurassic of Portugal. *Lethaia* 14: 203-223.

FÜRSICH, F. T., 1995. Shell concentrations. *Eclogae geol. Helv.* 88(3): 643-655.

FÜRSICH, F. T. & M. ABERHAN, 1990. Significance of time-averanging for paleocommunity analysis. *Lethaia* 23: 143-152.

FÜRSICH, F. T., W. OSCHMAN, A. K. JAITLY & I. B. SINGH, 1991. Faunal response to trangrssive-regressive cycles: example from the Jurassic of western India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 85: 149-159.

GABALDÓN, V., 1990. Plataformas silicoclásticas externas: facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). *Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero,* Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 93 pp.

GALLOWAY, W. E., 1975. Process framework for describing the morphologie and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: M. L. Broussard (Ed.), *Deltas, Models for Explorations*. *Houston Geological Society*: 87-98.

GARCÍA-GIL, S., 1993. The fluvial architecture of the upper Buntsandstein in the Iberian Basin, central Spain. *Sedimentary Geology* 40: 125-143.

GARZANTI, E., 1991. Non-carbonate intrabasinal grains in arenites: their recognition, significance and relationship to eustatic cycles and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Petrology* 61: 959-975.

GEORGE, G. T., 2000. Characterisation and high resolution sequence stratigraphy of storm-dominated braid delta and shoreface sequences from the Basal Grit Group (Namurian) of the South Wales Variscan peripheral foreland basin. *Marine and Petroleum Geology* 17: 445-475.

GERTH, H., 1925. La Fauna Neocomiana de la Cordillera Argentina, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 9(2): 57-132. Córdoba.

GODIN, P. D., 1991. Fining-upward cycles in the sandy braided-river deposits of the Westwater Canyon Member (Upper Jurassic), Morrison Formation, New Mexico. *Sedimentary Geology* 70: 61-82.

GRADSTEIN, F. M., F. P. AGTERBERG, J. G. OGG, J. HARDENBOL, P. VAN VEEN, J. THIERRY & Z. HUANG, 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. En: W. A. Berggren, D. V. Kent, M. Aubry & J. Hardenbol (Eds.), *Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication 54: 95-126.

GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dirección General de Minería, Geología e Hidrología*, Boletín 58: 1-109. Buenos Aires.

GROEBER, P., 1933. Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). *Dirección*

General de Minería y Geología, Boletín 38. Buenos Aires.

GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*: 177-208.

GROEBER, P., 1953. Ándico. En: *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA II(1): 349-541. Buenos Aires.

GULISANO, C. A. & A. R. GUTIÉRREZ PLEIMLING, 1994. *The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province*. Asociación Geológica Argentina Series, E2, Buenos Aires, 111 pp.

GULISANO, C. A., A. R. GUTIÉRREZ PLEIMLING & R. E. DIGREGORIO, 1984. 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: 221-235. San Carlos de Bariloche.

HALLAM, A., 1985. A review of Mesozoic climates. *Journal of the Geological Society, London* 142: 433-445.

HALLAM, A., 1991. Relative importance of regional tectonics and eustasy for the Mesozoic of the Andes. En: D. I. M. Macdonald (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins*. IAS Special Publication 12: 189-200.

HAQ, B. U., J. HARDENBOL & P. R. VAIL, 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156-1167.

HAQ, B. U., J. HARDENBOL & P. R. VAIL, 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42: 71-108.

HARRIS, P. T., E. K. BAKER, A. R. COLE & S. A. SHORT, 1993. A preliminary-study of sedimentation in the tidally dominated Fly River delta, Gulf of Papua. *Continental Shelf Research* 13: 441-472.

HASZELDINE, R. S. 1984. Muddy deltas in freshwater lakes, and tectonism in the Upper Carboniferous Coalfield of NE England. *Sedimentology* 31: 811-822.

HASZELDINE, R. S., 1989. Coal reviewed: depositional controls, modern analogues and ancient climates. En: M. K. G. Whateley & K. T. Pickering (Eds.), *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels*. Geological Society Special Publication 41: 289-308. Oxford.

HEIN, F. J. & R. G. WALKER, 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 14: 562-570.

HERRERO-DUCLOUX, A., 1946. Contribución al conocimiento del Neuquén extrandino. *Boletín de Informaciones Petroleras* 22: 245-261.

HOLMBERG, E., 1976. Descripción geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, Provincia de Neuquén. *Boletín 152, Servicio Geológico Nacional*, 90 pp.

HOMEWOOD, P. & G. P. ALLEN, 1981. Wave-, tide-, and current-controlled sanbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65: 2534-2545.

HORI, K., Y. SAITO, Q. ZHAO & P. WANG, 2002. Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) River delta, China. *Sedimentary Geology* 146: 249– 264.

HUBBARD, R. J., 1988. Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and early Cretaceous rifted continental margins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 72: 49-72.

HUNT, D. & M. E. TUCKER, 1992. Stranded parasequences and forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* 81: 1-9.

HUNT, D. & M. E. TUCKER, 1995. Stranded parasequences and forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-reply. *Sedimentary Geology* 95: 147-160.

JAMES, N. P., 1997. The cool-water carbonate depositional realm. En: N. P. James & J. A. D. Clarke (Eds.), *Cool-Water Carbonates*. SEPM Special Publication 56: 1-20.

JERVEY, M. T., 1988. Quantitative modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expresion. En: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42: 183-215.

JOHNSON, H. D. & B. K. LEVEL, 1995. Sedimentology of a transgressive, estuarine sand complex: the Lower Cretaceous Woburn Sands (Lower Greensand), southern England. En: A. G. Plint (Ed.), *Sedimentary Facies Analysis*. IAS Special Publication 18: 17-46.

JOHNSON, H. D. & C. T. BALDWIN, 1996. Shallow clastic seas. En: H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*: 154-231. Blackwell Science, Oxford.

JOHNSON, M. A., N. H. KENYON, R. H. BELDERSON & A. H. STRIDE, 1982. Sand transport. En: A. H. Stride (Ed.), *Off-shore tidal sands: processes and deposits*: 58-94. Chapman and Hall, New York.

JORDAN, T. E. & M. W. BURNS, 1998. Middle Cenozoic extension in the Southern Andes: the Cura Mallín Basin. *Geological Society of America. Annual Meeting Toronto*, Abstract with Programs: A-76.

KUEHL, S. A., B. M. LEVY, W. S. MOORE & M. A. ALLISON, 1997. Subaqueous delta of the Ganges-Brahmaputra river system. *Marine Geology* 144: 81-96.

KIDWELL, S. M., 1991a. Taphonomic feedback (life/dead interactions) in the genesis of bioclastic deposits: keys to reconstructing sedimentary dinamics. En: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (Eds.), *Cycles and events in stratigraphy*: 268-281. Springer-Verlag, Berlin.

KIDWELL, S. M., 1991b. The stratigraphy of shell concentrations. En: P. A. Allison & D. E. G. Briggs (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*: 211-289. Plenum Press, New York.

KIDWELL, S. M & D. W. J. BOSENCE, 1991. Taphonomy and time-averanging of marine shelly fauna. En: P. A. Allison & D. E. G. Briggs (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*: 115-209. Plenun Press, New York.

KIDWELL, S. M., F. T. FÜRSICH & T. AIGNER, 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios* 1: 228-238.

KOZLOWSKI, E. E, C. E. CRUZ & C. A. SYLWAN, 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas I: 15-26. Buenos Aires.

KRANTZ, F., 1928. La fauna del Titono superior y medio en la parte meriodional de la Provincia de Mendoza. *Actas Academia Nacional Ciencias*: 57. Córdoba.

KRASSAY, A. A., 1994. Storm features of siliciclastic shelf sedimentation in the mid-Cretaceous epeiric seaway of northern Australia. *Sedimentary Geology* 89: 241-264.

KUGLER, R. L., 1987. Regional petrologic variation, Jurassic and Cretaceous sandstone and shale, Neuquén Basin, west-central Argentina. *PhD Thesis, The University of Texas at Austin*. 523 pp. Inédita.

LEANZA, A. F., 1945. Ammonites del Jurásico y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Anales del Museo de La Plata*, N. S., Paleontología, Sección A Paleozoología 6, Mollusca 1: 1-99.

LEANZA, H. A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes jurásico-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* XXVIII: 97-132.

LEANZA, H. A., 1993. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 71-84.

LEANZA, H. A. & C. A. HUGO, 1977. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° L.S. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXXII(4): 248-264.

LEANZA, H. A. & C. A. HUGO, 1997. Descripción de la Hoja Geológica 3969 – III, Picún Leufú. Provincias del Neuquén y Río Negno. *Boletín 218, Servicio Geológico Minero Argentino*. 123 pp.

LEANZA, H. A., H. MARCHESE & J. RIGGI, 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35º y 40º L.S., Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXXII(3): 190-208.

LEGARRETA, L. & C. A. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: G. Chebli & L. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias*

Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.

LEGARRETA, L. & E. KOZLOWSKI, 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, Provincia de Mendoza. *VIII Congreso Geológico Argentino*, Actas II: 521-543. San Luis.

LEGARRETA, L. & M. A. ULIANA, 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, central Argentine Andes. En: D. I. Macdonald (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins*. IAS Special Publication 12: 429-450.

LEGARRETA, L. & M. A. ULIANA, 1999. Facies Sedimentarias. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales Geología Argentina, Anales 29 (16): 399-432. Buenos Aires.

LEGARRETA, L., C. A. GULISANO & M. A. ULIANA, 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En: V. A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Minerales de Mendoza*. Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 87-114.

LEGARRETA, L., G. A. LAFFITTE & S. A. MINNITTI, 1999. Cuenca Neuquina: múltiples posibilidades en las series jurásico-cretácicas del depocentro periandino. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Actas I: 145-175. Mar del Plata.

LEVELL, B. K., 1980. A late Precambrian tidal shelf deposit, the Lower Sandfjord Formation, Finnmark, north Norway. *Sedimentology* 27: 530-557.

LICCIARDO, F. J., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico del Cerro Mayal y sus alrededores en el Neuquén Septentrional. *Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de La Plata,* La Plata, 70 pp. Inédita.

LIMARINO, C. O., A. T. CASELLI, L. I. NET & M. GAGLIARDO, 1996. A propose of psefite classification relationed to sand and sandstone composition.

LO FORTE, G. L. & D. PÉREZ, 1991. Geología de la comarca del arroyo Relincho, Aconcagua, Mendoza. *VII Congreso Geológico Chileno*, Resúmenes: 737-741. Concepción.

LOUTIT, T. S., J. HARDENBOL & P. R. VAIL, 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. En: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42: 183-215.

LUKASIC, J. J., N. P. JAMES, B. McGOWRAN & Y. BONE, 2000. An epeiric ramp: low-energy, cool-water carbonate facies in a Terciary inland sea, Murray Basin, South Australia. *Sedimentology* 47: 851-881.

LLAMBÍAS, E. J., 2001. Complejos magmáticos triásicos al norte de los 40° S. En: A. Artabe, E. Morel & A. B. Zamuner (Eds.), *El Sistema Triásico en la* Argentina: 55-68. Fundación Museo de La Plata «Francisco Pascasio Moreno». La Plata.

MACEACHERN, J. A. & S. G. PEMBERTON, 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. En: S. G. Pemberton (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, a Core Workshop.* SEPM Core Workshop 17: 57-84. Tulsa.

MACNAUGHTON, B., R. W. DALRYMPLE & M. NARBONNE, 1997. Early Cambrian braid-delta deposits, MacKenzie Mountains, north-western Canada. *Sedimentology* 44: 587 – 609.

MAGUREGUI, J. & N. TYLER, 1991. Evolution of Middle Eocene tide-dominated deltaic sandstones, Lagunillas Field, Maracaibo Basin, Western Venezuela. En: A. D. Miall & N. Tyler (Eds.), *The Three- dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments, and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology 3: 233-244. Tulsa.

MARCHESE, H. G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXVI(3): 343-410.

MARRIOTT, S. B., 1999. The use of models in the interpretation of the effects of base-level change on alluvial architecture. En: N. D. Smith & J. Rogers (Eds.), *Fluvial Sedimentology VI*. IAS Special Publication 28: 271-281.

MARSAGLIA, K. M. & KLEIN, G. De V., 1983. The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *Journal of Geology* 91: 117-142.

MARTINSEN, O. J., 1990. Fluvial, inertia-dominated deltaic deposition in the Namurian (Carboniferous) of northern England. *Sedimentology* 37: 1099-1113.

MARTINSEN, R. S., 2001, Wave dominated versus current dominated shorelines in the Cretaceous Western Interior Seaway. *Congreso anual de AAPG/SEPM 2001*, Abstract (CD-ROM). Denver.

MCCAVE, I. N., 1971. Sand waves in the North sea off the coast of Holland. *Marine Geology* 10: 199-225.

MCCRORY, V. L. C. & R. G. WALKER, 1986. A storm and tidally-influenced prograding shoreline—Upper Cretaceous Milk River Formation of Southern Alberta, Canada. *Sedimentology* 33: 47-60.

MCPHERSON, J. G., G. SHANMUGAM & R. J. MOIOLA, 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *The Geological Society of America Bulletin* 99: 331-340.

MELLERE, D. & R. J. STEEL, 2000. Style contrast between forced regressive and lowstand/transgressive wedge in the Campanian of south-central Wyoming (Hatfield Member of the Haystack Mountains Formation). En: D. Hunt & R. L. Gawthorpe (Eds.), *Sedimentary responses to forced regressions*. Geological Society Special Publication, 172: 141-162.

MELLERE, D. & R. STEEL, 1995. Variability of lowstand wedges and their distinction from forced-regressive wedges in the Mesaverde Group, southeast Wyoming. *Geology* 23: 803-806.

MIALL, A. D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Eatrh Science Reviews* 13: 1 62.

MIALL, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 579 604.

MIALL, A. D., 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* 22: 261 304.

MIALL, A. D., 1988. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. *Sedimentary Geology* 55: 233 262.

MIALL, A. D., 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary Petrology* 61: 497-505.

MIALL, D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582 pp.

MIALL, A. D., 1997. The *Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag. Berlin, 433 pp.

MIDTGAARD, H. H., 1996. Inner-shelf to lower-shoreface hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic influenced combined flow, Lower Cretaceous, West Greenland. *Journal of Sedimentary Research* 66: 343-353.

MITCHUM, R. M. & M. A. ULIANA, 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic - Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: B. R. Bero & D. G. Woolverton (Eds.), *Seismic stratigraphy: an integrated approach to hydrocarbon exploration.* AAPG Memoir 39: 255-274. Tulsa.

MITCHUM, R. M. & J. C. VAN WAGONER, 1991. High frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology* 70: 131-160.

MOLGAT, M. & R. W. C. ARNOTT, 2001. Combined tide and wave infuence on sedimentation patterns in the Upper Jurassic Swift Formation, south-eastern Alberta. *Sedimentology* 48: 1353-1369.

MUTTI, E., J. ROSELL, G. P. ALLEN, F. FONNESU & M. SGARETTI, 1985. The Eocene Baronia tide dominated delta-shelf system in the Angen Basin. En: M. D. Mila & J. Rosell (Eds.), *Excursion guide book: 6th European Regional Meeting, IAS*, Llenda, Spain: 579-600.

MYROW, P. M. & J. B. SOUTHARD, 1991. Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology* 61: 202-210.

MYROW, P. M. & J. B. SOUTHARD, 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Petrology* 66: 875-887.

NEMEC, W., 1990. Deltas – remarks on terminology and classification. En: A. Colella & D. B. Prior (Eds.), *Coarse-grained Deltas*. IAS Special Publication 10: 3-12.

NEMEC, W. & R. J. STEEL, 1988. What is a fan delta and how do we recognize it? En: W. Nemec & R. J. Steel (Eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic* Settings: 3-13. Blackie & Son, London.

NIO, S. D. & C. YANG, 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En: D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin & R. A. Rahmani (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16: 3-28. Calgary.

ORTON, G. J., 1988. A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. En: W. Nemec & R. J. Steel (Eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*: 23-49. Blackie & Son, London.

PALMA, R. M, 1999. Análisis isotópico en el Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina (Formación Chachao) y sus implicancias ambientales. *XIV Congreso Geológico Argentino*, Actas I: 67. Salta.

PÁNGARO F. & P. BRUVERIS, 1999. Reactivación tectónica multiepisódica de sistemas extensionales, Cuenca Neuquina, Argentina. *XIV Congreso Geológico Argentino*, Actas I: 231-234. Salta.

PÁNGARO F., R. VEIGA & G. VERGANI, 2002. Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. *V Congreso Argentino de Hidrocarburos*: Formato CD Room. Mar del Plata.

PAYTON, C. E., 1977. *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, 516 pp.

PARRISH, J. T., A. M. ZIEGLER & C. R. SCOTESE, 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 40: 67-101.

PEMBERTON, S. G., J. A. MACEACHERN & M. J. RANGER, 1992a. Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites. En: S. G. Pemberton (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, a Core Workshop*. SEPM Core Workshop 17: 85-117. Tulsa.

PEMBERTON, S. G., J. A. MACEACHERN & R. W. FREY, 1992b. Trace fossil Facies Models: environmental and allostratigraphic significance. En: H. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada: 47-72. Ontario.

PEMBERTON, S. G., J. C. VAN WAGONER & G. D. WACH, 1992c. Ichnofacies of a wave-dominated shoreline. En: S. G. Pemberton (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, a Core Workshop*. SEPM Core Workshop 17: 339-381. Tulsa.

PETTIJOHN F. J., P. E. POTTER & R. SIEVER, 1987. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, Segunda Edición, New York, 553 pp.

PICKERILL, R. K. & P. J. BRENCHLEY, 1991. Benthic macrofossils as paleoenvironmental indicators in marine siliciclastic facies. *Geocience Canada* 18(3): 119-138.

PIERCE J. W. & F. R. SIEGEL, 1969. Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 187-193.

PIRRIE, D. 1998. Interpreting the record: Facies Analysis. En: P. Doyle & M. Bennett (Eds.), *Unlocking the Stratigraphical Record*: 395-420. John Wiley & Sons, Chichester.

PLINT, A. G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and «offshore bars» in the Cardium Formation of Alberta: their relationships with relative changes in sea level. En: Wilgus, C. K., Hastings B. S., C. G. St. C. Kendall C. G., Posamentier H. W., Ross C. A. & Van Wagoner J. C. (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEMP Special Publication 42: 357-370.

PLINT, A. G., 1991. Higy frequency relative sea level oscillations in Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland Basin: possible evidence of a glacio-eustatic control? En: D. I. M. Mac Donald (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins*. IAS Special Publication 12: 409-428.

PLINT, A. G. & G. H. BROWNE, 1994. Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Reserch* 64: 341-364.

PLINT, A. G. & D. NUMMEDAL, 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. En: D. Hunt & R. L. Gawthorpe (Eds.), *Sedimentary Responses to Forced regressions*. Geological Society Special Publication 172: 1-17.

POMAR, L., A. OBRADOR & H. WESTPHALA, 2002. Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology* 49: 139–169.

POREBSKI, S. & R. STEEL, 2001. Delta types and sea level cycle. *Congreso anual de AAPG/SEPM 2001*, Abstract (CD-ROM). Denver.

POSAMENTIER, H. W. & D. P. JAMES, 1993. An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses. En: H. W. Posamentier, C. P. Summerhayes, B. U. Haq & G. P. Allen (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. IAS Special Publication 18: 3-18.

POSAMENTIER, H. W., M. T. JERVEY & P. R. VAIL, 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. En: Wilgus, C. K., Hastings B. S., C. G. St. C. Kendall C. G., Posamentier H. W., Ross C. A. & Van Wagoner J. C. (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEMP Special Publication 42: 109-204.

POSAMENTIER, H. W., G. P. ALLEN, D. P. JAMES & M. Tesson, 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 76: 1687-1709.

POSTMA, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: A. Colella & D. B. Prior (Eds.), *Coarse-grained Deltas*. IAS Special Publication 10: 13-27.

PRAVE, A. R., W. L. DUKE & W. SLATERRY, 1996. A depositional model for storm- and tide-influenced prograding siliciclastic shorelines from the Middle Devonian of the central Appalachian foreland basin, USA. *Sedimentology* 43: 611-629.

PUIGDEFABREGAS, C. & A. VAN VLIET, 1978. Meandering stream deposits from the Tertiary of the southern Pyrenees. En: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology.* Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 469-486.

PULHAM, A. J., 1989. Controls on internal structure and architecture of sandstone bodies within Upper Carboniferous fluvial-dominated deltas, County Clare, western Ireland. En: M. K. G. Whateley & K. T. Pickering (Eds.), *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels*. Geological Society Special Publication 41: 179-203.

QUATTROCCHIO, M., M. MARTÍNEZ & V. GARCÍA, 1999. Análisis palinológico de la Formación Mulichinco en el sector centro-occidental de la Cuenca Neuquina, Argentina. *XIV Congreso Geológico Argentino*, Actas I: 52. Salta.

QUATTROCCHIO, M., M. MARTÍNEZ, V. GARCÍA & C. ZAVALA, 2002. Bioevento del Valanginiano Tardío en el centro-oeste de la Cuenca Neuquina. *XV Congreso Geológico Argentino*. Formato CD Room. El Calafate.

QUIRK, D. G., 1996. «Base profile»: a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. En: J. A. Howell & J. F. Aitken (Eds.), *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications*. Geological Society Special Publication 104: 37-49.

RAHMANI, R. A. 1988. Stuarine tidal channel and nearshore sedimentation of a Late Cretaceous epicontinental sea, Drumheller, Alberta, Canada. En: P. L. de Boer, A. van Gelder & S. D. Nio (Eds.), *Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies*: 433-471. Reidel, Dordrecht.

RAMOS, A. & A. SOPEÑA, 1983. Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En: J. D. Collinson & J. Lewin (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. IAS Special Publication 6: 301 312.

RAMOS, A., A. SOPEÑA & M. PÉREZ ARLUCEA, 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology* 56: 862 875.

RAMOS, V. A. 1978. Estructura. *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. Relatorio del VII Congreso Geológico Argentino: 99-125. Neuquén.

RAMOS, V. A., 1998. Estructura del sector occidental de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, Cuenca Neuquina, Argentina. *X Congreso Latinoamericano de Geología*, Actas II: 105-110. Buenos Aires.

RAMOS, V. A. & C. CINGOLANI, 1989. La granodiorita Matienzo: intrusivo mioceno de la Alta Cordillera de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(3): 404-408.

READING, H. G., 1996. *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, Tercera Edición, Oxford, 688 pp.

READING, H. G. & B. K. LEVELL, 1996. Controls on the sedimentary record. En: H. G. Reading, (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*: 5-35. Blackwell Science, Oxford.

READING, H. G. & J. D. COLLINSON, 1996. Clastic coasts. En: H. G. Reading, (Ed.), *Sedimentary*

Environments: processes, facies and stratigraphy: 232-280. Blackwell Science, Oxford.

REGAIRAZ, A. C., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico del Cerro de La Parva y sus alrededores, Neuquén. *Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de La Plata,* La Plata, 164 pp. Inédita.

REINECK, H. E. & F. WUNDERLICH, 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11: 99-104.

REINSON, G. E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. En: H. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada: 157-177. Ontario.

REYNAUD, J. Y., B. TESSIER, J. N. PROUST, R. DALRYMPLE, T. MARSSET, M. DE BATIST, J. BOURILLET & G. LERICOLAIS, 1999. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology* 46: 703-721.

RØE, S. L. & M. HERMANSEN, 1993. Processes and products of large, Late Precambrian sandy rivers in northern Norway. En: M. Marzo & C. Puigdefabregas (Eds.), *Alluvial sedimentation.* IAS Special Publication 17: 151-166.

ROLL, A., 1939. La cuenca de los Estratos con dinosaurios al sur del Río Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.

ROY, P. S., 1994. Holocene estuary evolution – stratigraphic studies from southeastern Austalia. En: R. W., Dalrymple, R. Boyd & B. A. Zaitlin (Eds), *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication 51: 241-263.

RUFFEL, A. & G. WACH, 1998. Firmgrounds – key surfaces in the recognition of parasequences in the Aptian Lower Greensand Group, Isle de Wight (southern England). *Sedimentology* 44: 91-107.

RUST, B. R., 1972. Structures and process in a braided river. *Sedimentology* 18: 221-245.

RUST, B. R., 1978. Depositional models for braided alluvium. En: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 605-625.

RUST, B. R., 1984. Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé, Quebec, Canada. *Sedimentology* 31: 675-695.

RUST, B. R. & M. R. GIBLING, 1990. Braidplain evolution in the Pennsylvanian South Bar Formation, Sydney Basin, Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology* 60(1): 59-72.

RUST, B. R. & E. H. KOSTER, 1984. Coarse Alluvial Deposits. En: R. G. Walker (Ed.), *Facies Models*, Segunda edición, Geosciences Canadian Reprinted Series 1. Geological Association of Canada: 53-69. Ontario.

SAGASTI, G., 2001. La sucesión rítmica de la Formación Agrio (Cretácico inferior) en el sur de la provincia de Mendoza, y su posible vinculación con los Ciclos de Milankovitch. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 7(1-2):1-22.

SAGASTI, G., 2002. Estudio sedimentológico y de estratigrafía secuencial de las sedimentitas carbonáticas de la Formación Agrio (Cretácico Inferior), en el Sector Surmendocino de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata*, La Plata, 280 pp. Inédita.

SAGASTI, G. & S. BALLENT, 2002. Caracterización microfaunística de una transgresión marina: Formación Agrio (Cretácico inferior), Cuenca Neuquina, Argentina. *Geobios* 31: 721-734.

SCASSO, R. A. & C. O. LIMARINO, 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial* 1, Buenos Aires, 258 pp.

SCHWARZ, E., 2002. Estratigrafía, bioestratigrafía y secuencias de la Formación Mulichinco (Cretácico Inferior), Cuenca Neuquina, Argentina. ¿Nuevos enfoques?. *XV Congreso Geológico Argentino*. Formato CD Room. El Calafate.

SCHWARZ, E., F. ARCHUBY & T. ZIMANAUSKAS, 2001. Sedimentology, palaeoecology and taphonomy of Valanginian shellbeds of the Neuquén Basin (Argentina): palaeoenvironmental and sequence stratigraphic implications. *21st Regional Meeting of Sedimentology*: 86-87. Davos.

SCHWARZ, E., L. A. SPALLETTI, G. SAGASTI & G. D. VEIGA, 2002. Carta cronoestratigráfica-cronoambiental del Neocomiano de la Cuenca Neuquina. *XV Congreso Geológico Argentino*. Formato CD Room. El Calafate.

SCOTESE, C. R., 2002. *Paleomap project*. Sitio de internet www.scotese.com/

SCOTESE, C. R., A. J. BOUCOT & W. S. MCKERROW, 1999. Gondwanan paleogeography and paleoclimatology, *Journal of African Earth Sciences* 28: 99-114.

SEIBOLD, E. & W. H. BERGER, 1993. *The Sea Floor. An Introduction to Marine Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 356 pp.

SHANLEY, K. W. & MCCABE, P. J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78: 544-568.

SHANLEY, K. W. & P. J. MCCABE, 1995. Sequence stratigraphy of Turonian-Santonian strata, Karparowits Plateau, southern Utah, USA: Implications for regional correlation and foreland basin evolution. En: J. C. Van Wagoner & G. T. Bertram (Eds.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basins: Outcrop and Subsurface Examples from the Cretaceous of North America*. AAPG Memoir 64**:** 137-223.

SHANLEY, K. W., P. J. MACCABE & R. D. HETTINGER, 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology* 39: 905-930.

SIMPSON, E. L. & A. K. ERICKSSON, 1990. Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: an example of the early history of a passive margin. *Journal of Sedimentary Petrology* 60(1): 84-100.

SINCLAIR I. & S. FLINT, 2002. 4-D accommodation history is the fundamental control on stratigraphic architecture: comparative examples from deltaic deposits of the Appalachian foreland basin, Kentucky and the extensional Jeanne d'Arc basin Newfoundland. *16th International Sedimentological Congress*, Abstracts: 330-331. Johannesburg.

SIRINGAN, F. P. & J. B. ANDERSON, 1994. Modern shoreface and inner-shelf storm deposits off the east Texas Coast, Gulf of Mexico. *Journal of Sedimentary Research* B64(2): 99-110.

SLOSS, L. L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *The Geological Society of America Bullettin* 24: 93-114.

SMITH, D. G. & T. S. HOPKINS, 1972. Sediment transport on the continental shelf off Washington and Oregon in light of recent current measurements. En: D. J. P. Swift, D. B. Duane & O. H. Pilkey (Eds.), *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*: 143-180. Dowden, Hutchinson and Ross.

SMITH, D. G., 1987. Meandering river point bar lithofacies models: modern and ancient examples compared. En: F. G. Ethridge, R. M. Flores & M. D. Harvey (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. SEPM Special Publication 39: 83-91.

SMITH, G. A. & D. R. LOWE, 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow - hyperconcentrated flow continuum. En: R. V. Fisher & G. A. Smith (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Settins*. SEPM Special Publication 45: 59-70.

SMITH, G. A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment - Terminology and Depositional Process. *The Geological Society of America Bulletin* 97(1): 1-10.

SMITH, N. D., 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology* 82: 205-224.

SMITH, S. A. 1990. The sedimentology and accretionarv style of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), southwest England. *Sedimentary Geology* 67: 199-219.

SNEDDEN, J. W., D. NUMMEDAL & A. F. AMOS, 1988. Storm-and fair-weather combined flow on the Central Texas Continental Shelf. *Journal of Sedimentary Petrology* 58(4): 580-595.

SOUTHARD, J. B., 1995. Using stratification and texture to aid in interpreting depositional environments. *Asociación Argentina de Sedimentología*, Curso Corto, 98 pp. La Plata.

SPALLETTI, L. A., 1980. *Paleoambientes Sedimentarios en Secuencias Silicoclásticas*. Asociación Geológica Argentina. Serie «B», Didáctica y Complementaria. Número 8, 175 pp.

SPALLETTI, L. A., 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1(2): 125 142.

SPALLETTI, L. & A. DEL VALLE, 1990. Plataformas silicoclásticas. En: Bossi, G. (Ed.), *Ambientes y*

modelos sedimentarios, Simposio X Congreso Geológico Argentino, Boletín Sedimentológico 4, 161-187. Tucumán.

SPALLETTI, L. A., J. FRANZESE, S. D. MATHEOS & E. SCHWARZ, 2000. Sequence stratigraphy in a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the Southern Neuquén Basin, Argentine. *Journal of the Geological Society*, *London* 157: 433-446.

SPALLETTI, L., D. POIRÉ, E. SCHWARZ & G. VEIGA, 2001. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate - siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 609-624.

STANLEY, S. M., 1970. Relation of shell form to life habits of the Bivalvia (Mollusca). *Geological Society of America*, Memoir 125. 296 pp.

STAUB, J. R., H. L. AMONG & R. A. GASTALDO, 2000. Seasonal sediment transport and deposition in the Rajang River delta, Sarawak, East Malaysia. *Sedimentary Geology* 133: 249-264.

STEAR, W. M., 1985. Comparison of the bed distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sedimentary Geology* 45: 209-230.

STIPANICIC, P., F. RODRIGO, O. L. BAULÍES & C. G. MARTÍNEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXIII(2): 367-388.

STOREY, B. C., 1995. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. *Nature* 377: 301-309.

SUTER, J. R., 2001. Deltaic Systems: Perspectives on Facies Models and Sequence Stratigraphy. *Congreso anual de AAPG/SEPM 2001*, Abstract, AAPG distinguished lecture 2001. Denver.

SWIFT, D. J. P., 1985. Response of the shelf floor to flow. En: R. W. Tillman, D. J. P. Swift & R. G. Walker (Eds.), *Shelf Sands and Sandstone Reservoirs*. SEPM, Short Course 13: 135-241.

SWIFT, D. J. P. & A. W. NIEDORODA, 1985. Fluid and sediment dynamics on continental shelves. En: R. W. Tillman, D. J. P. Swift & R. G. Walker (Eds.), *Shelf Sands and Sandstone Reservoirs*. SEPM, Short Course 13: 47-134.

SWIFT, D. J. P. & J. A. THORNE. 1991. Sedimentation on continental margins I: a general model for shelf sedimentation. En: D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman & J. A. Thorne (Eds), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. IAS Special Publication 14: 3-31.

TA, T. K. O., V. L. NGUYEN, M. TATEISHI, I. KOBAYASHI, Y. SAITO & T. NAKAMURA, 2002. Sediment facies and Late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to a tide- and wave-dominated delta. *Sedimentary Geology* 152: 313–325.

THOMAS, R. G., D. G. SMITH, J. M. WOOD, J. VISSER, E. A. CALVERLEY-RANGE & E. H. KOSTER, 1987. Inclined Heterolithic Stratification — terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology* 53: 123–179.

TUCKER, M. E., 1991. *Sedimentary Petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Science, Segunda edición, 260 pp.

TURNER, S., M. REGELOUS, S. KELLEY, C. HAWKESWORTH & MANTOVANI M., 1993. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar-^{39}K geocronology. *Earth and Planetary Science Letters* 129: 333-348.

ULIANA, M. A. & L. LEGARRETA, 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16: 397-420.

ULIANA, M. A., D. A. DELLAPÉ & G. A. PANDO, 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio (Cretácico Inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza). *Petrotecnia* 31: 31-46.

VAIL, P. R., J. HARDENBOL & R. G. TODD, 1982. Jurassic uncorformities, chronoestratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *Bulletin of the Houston Geological Society* (abst.) 25: 3-4.

VAIL, P. R., F. AUDEMARD, S. A. BOWMAN, P. N. EISNER & C. PEREZ-CRUZ, 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. En: G. Einsele,

W. Ricken & A. Seilacher (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*: 617-659. Springer-Verlag. New York.

VAIL, P. R., R. M. MITCHUM,R. G. TOOD, J. M. WIDMER, S. THOMPSON III, J. B. SANGREE, J. N. BUBB & W. G. HATLELID, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. En: C. E. Payton (Ed.), *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26: 49-212. Tulsa.

VALENTE, S., 1999. Modelo deposicional para las areniscas inferiores de la Formación Mulichinco, Dorso de los Chihuidos, Neuquén. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Actas II: 749-771. Mar del Plata.

VAN WAGONER, J. C., K. M. CAMPION & V. D. RAHMANIAN, 1990. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies*. AAPG, Methods in Exploration Series 7, 55 pp.

VAN WAGONER, J. C., H. W. POSAMENTIER, R. MITCHUM, P. R. VAIL, J. F. SARG, T. S. LOUTIT & J. HARDENBOL, 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42: 39-45. Tulsa.

VEIGA, G. D., 2000. Estratigrafía y Sedimentología de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral, República Argentina. *Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata*, La Plata, 231 pp.

VEIGA, G. D. & J. HOWELL, 2001. Falling stage and Lowstand Systems Tract development in a ramp setting. Barremian-Aptian sequence stratigraphy in the central Neuquén basin, Argentina. *British Sedimentological Research Group Annual Meeting*, Abstract: 92. Plymouth.

VEIGA, G. D., L. A. SPALLETTI & S. FLINT, 2002. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*: 1001-1019.

VEIGA, R., M. E. LARA & P. BRUVERIS, 1999. Distribución de hidrocarburos sobre el margen externo en una cuenca de tras-arco. Ejemplos en la Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 60: 142-164.

VERGANI, G. D., A. J. TANKARD, H. J. BELOTTI & H. J. WELSINK, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez Soruco & H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62: 383-402. Tulsa.

VERGARA, M., J. MORAGA & M. ZENTILLI, 1997. Evolución termotectónica de la cuenca terciaria entre Parral y Chillán: análisis por trazas de fisión en apatitas: *VIII Congreso Geológico Chileno*, Actas II: 1574-1578.

VISSER, M. J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. G*eology* 8: 543-546.

VOTTERO, A. J. & A. CAFFERATA, 1998. Depósitos estuarinos en la Mesosecuencia Mendoza medio (Cretácico Inferior), en el noreste de la Cuenca Neuquina. *X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica*, Actas I: 197-202. Buenos Aires.

VOTTERO, A. J. & J. M. GONZÁLEZ, 2002. Los reservorios de la Formación Mulichinco. En: M. Schiuma, G. Hinterwimmer & G. Vergani (Eds.), *Rocas Reservorio de las Cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 383 –400. Mar del Plata.

WALKER, K. R. & R. K. BAMBACH, 1974. Feeding by benthic invertebrates: classification and terminology for paleoecological analysis. *Lethaia* 7: 67-78.

WALKER, R. G., 1984. Shelf and Shallow Marine Sands. En: R. G. Walker (Ed.), *Facies Models*. Segunda edición, Geosciences Canadian Reprinted Series. 1. Geological Association of Canada: 141-170. Ontario.

WALKER, R. G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. En H. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada: 1-14.

WALKER, R. G. & A. G. PLINT, 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. En H. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada: 219-238.

WALKER, R. G. & N. P. JAMES, 1992. *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, Ontario, 454 pp.

WEAVER, V., 1931. Palaeontology of the Jurassic and Cretaceous central Argentina. *University of Washington,* Memoir: 496 pp. Seattle.

WILLIS, A., 2000. Tectonic control of nested sequence architecture in the Sego Sandstone, Neslen Formation and Upper Castlegate Sandstone (Upper Cretaceous), Sevier Foreland Basin, Utah, USA. *Sedimentary Geology* 136: 277–317.

WILLIS, B. J. & S. GABEL, 2001. Sharp-based, tide dominated deltas of the Sego Sandstone, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentology* 48: 479-506.

WILLIS, B. J., J. P. BHATTACHARYA, S. L. GABEL & C. D. WHITE, 1999. Architecture of a tide-influenced river delta in the Frontier Formation of central Wyoming, USA. *Sedimentology* 46: 667-688.

WOOD, J. M., 1989. Alluvial architecture of the Upper Creataceous Judith River Formation, Dinosaur Provincial Park, Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 37: 169-181.

WOOD, R., 1999. *Reef Evolution*. Oxford University Press, Oxford, 412 pp.

YOSHIDA, S., 2000, Sequence and Facies Architecture of the Upper Blackhawk Formation and the Lower Castlegate Sandstone (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentary Geology* 136: 239 - 276.

YRIGOYEN, M., 1979. Cordillera Principal. En J. C. M. Turner (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Tomo I, Academia Nacional de Ciencias: 651-694. Córdoba.

ZAITLIN, B. A., R. W. DALRYMPLE & R. BOYD, 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. En: R. W., Dalrymple, R. Boyd & B. A. Zaitlin (Eds), *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEMP, Special Publication 51: 45 - 60.

ZAPATA, T. R., S. CÓSICO & F. DZELALIJA, 2002. Estructura del sector oriental de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, Cuenca Neuquina, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*, CD Room. El Calafate.

ZAPATA, T., I. BRISSÓN & F. DZELALIJA, 1999. La estructura de la Faja Plegada y Corrida Andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de informaciones Petroleras* 60: 112-120.

ZAVALA, C., 2000. Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 63*:* 40-54.

ZÖLLNER & AMOS, 1972. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, Provincia de Neuquén. *Boletín 152, Servicio Geológico Nacional*, 90 pp.

ZUFFA, G. G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology* 50: 21-29.

ZUFFA, G. G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. En G. G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites*. D. Reidel: 165-189. Boston.

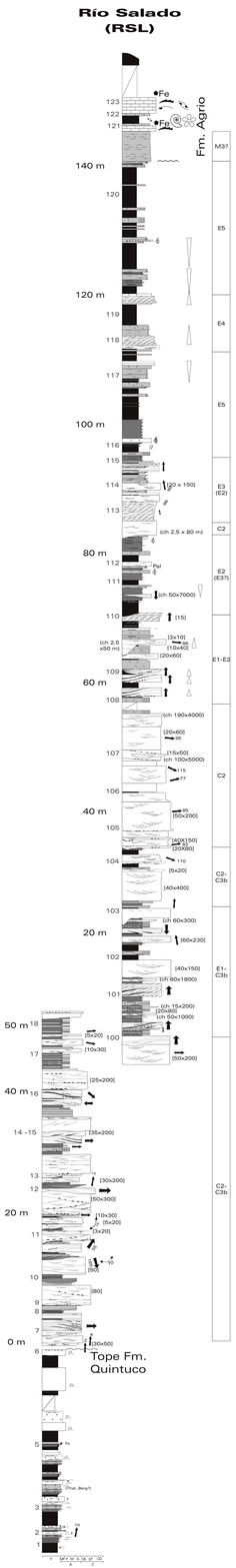
Anexos

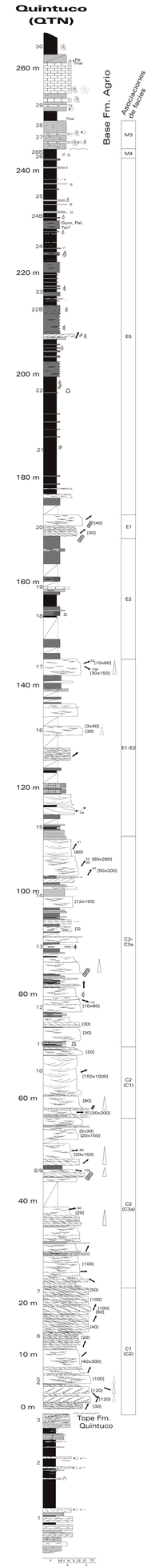
ANEXO I

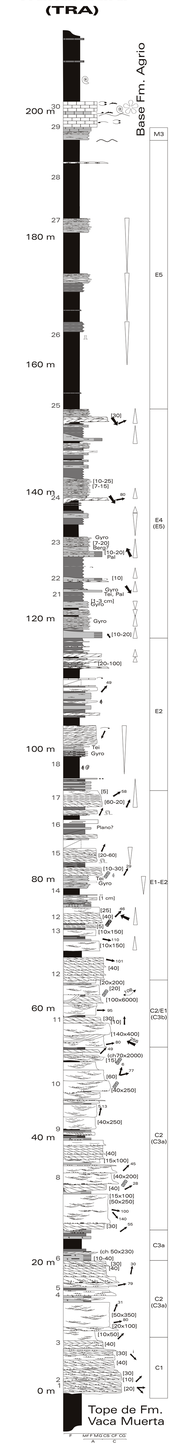
En este Anexo se presentan todos los perfiles columnares de las localidades relevadas en un sólo panel de alrededor de 90 cm x 100 cm en el formato papel. En este formato digital el **Anexo I** se presenta en un archivo de extensión pdf. en forma separada de este. Los perfiles fueron dibujados originalmente a escala 1:200 o 1:100, pero en el formato papel se presentan reducidos a una escala aproximada 1:400. Ellos se encuentra nivelados al tope de la Formación Agrio y ubicados en líneas generales de sur a norte (ver mapa adjunto para ubicación). Sólo el perfil Cerro Curaco (CCC) se encuentra ubicado en una posición anómala por razones de optimización de espacio.

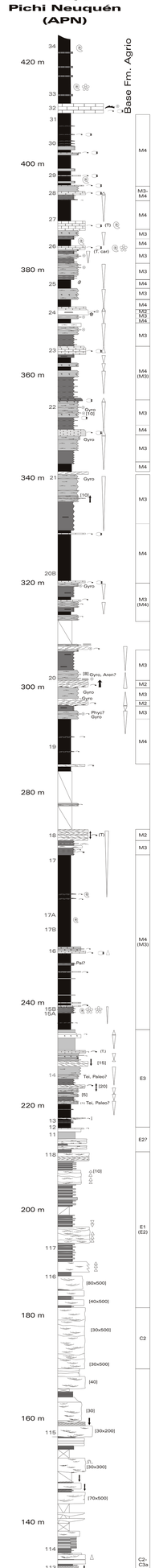
En la columna principal de cada perfil se representa la información litológica, de estructuras sedimentarias y contenido fósil. En una columna adicional ubicada a la derecha figuran las Asociaciones de Facies reconocidas en este estudio, designadas con su código respectivo (ver referencias adjuntas).

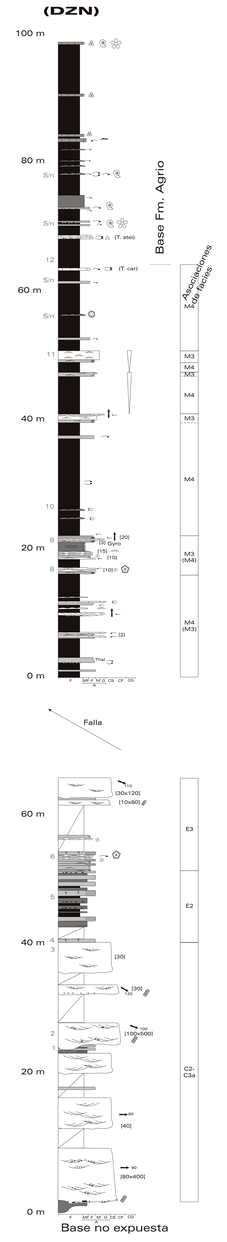
ANEXO I - Perfiles columnares de la Formación Mulichinco

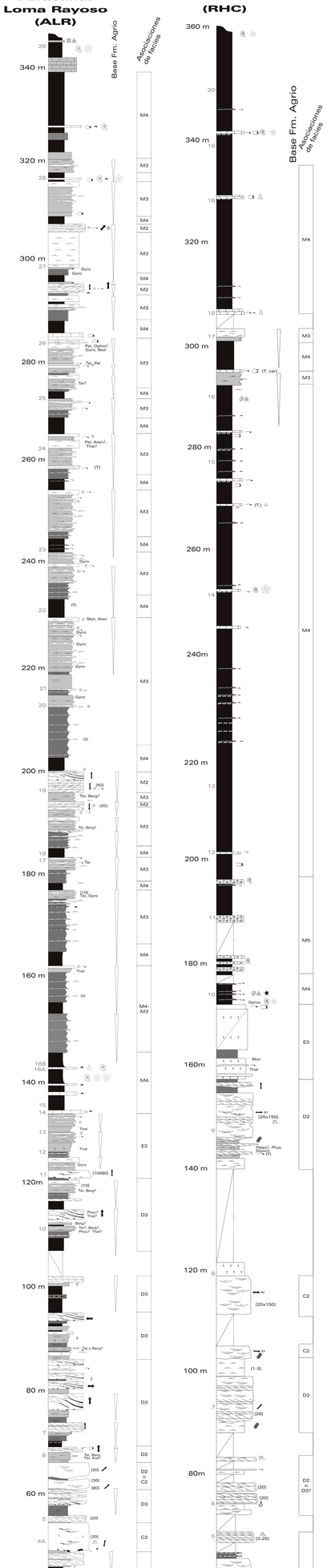


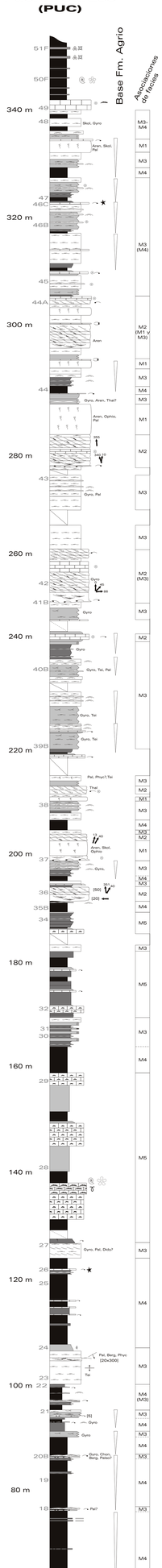


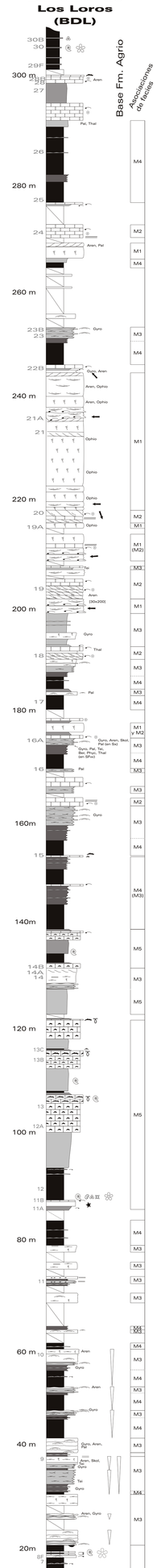


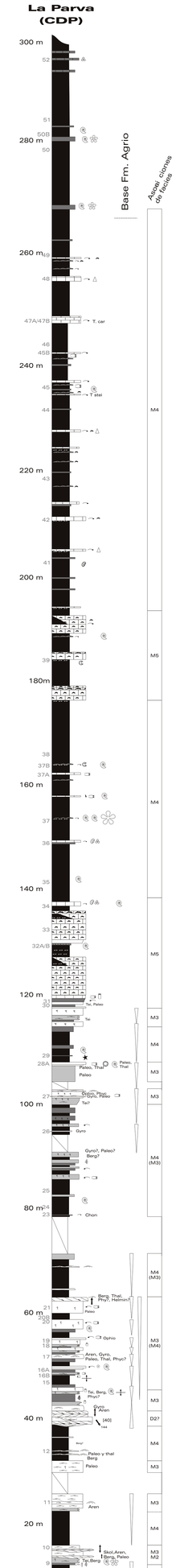


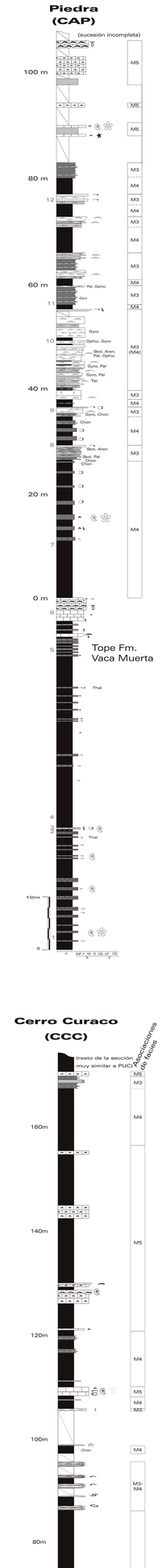


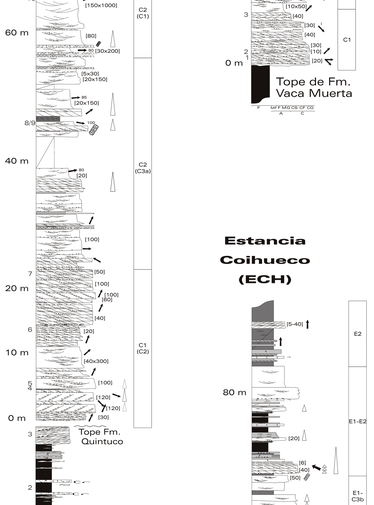


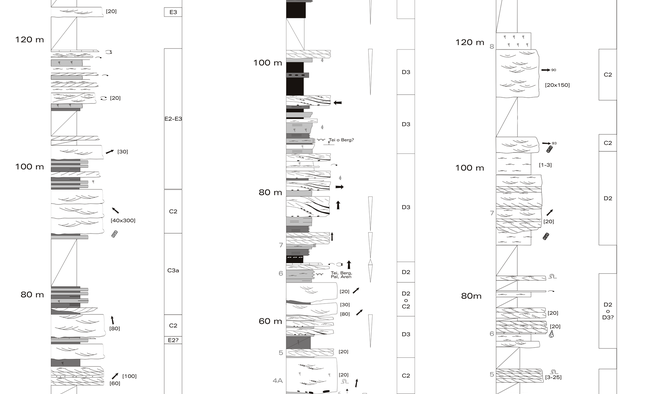












Schwarz, 2003 - Tesis doctoral (UNLP)

ANEXO II

En este Anexo se incluye información que constituye la base de datos de resultados e intepretaciones que se encuentran en el texto. En primer lugar se presenta una lista completa de las muestras recolectadas durante las tareas de campo y los análisis que se realizaron sobre ellas (Anexo IIa). En segundo lugar se adjunta información sobre el estudio de microfósiles (Anexo IIb) y, finalmente, se encuentra la lista de niveles y material amonitífero identificado (Anexo IIc).

Anexo IIa. Lista de las muestras recolectadas durante el relevamiento de los perfiles sedimentológicos, en la cual se indica qué tipo de material se recolectó y qué tipo de análisis se realizó sobre ellas.

N° M: número de muestra. Las muestras están ordenadas de base a techo de los perfiles. Existen casos en que la numeración no es continua. Esto se debe a que las muestras pertencen a distintas partes de un perfil integrado, o bien a que se han recolectado en distintas campañas).

Descripción: Descripción textural elemental de la muestra. (A. Cong.: Arenisca conglomerádica; Lim. – Amf.: Limolita a arenisca muy fina).

Estudios realizados: **C**: Corte delgado. **D**: muestras en la que se efectuaron determinaciones por conteos de puntos. **R**: Difracción de rayos X. **M**: muestras analizadas para reconocimiento de microfósiles. **I**: muestra tratadas que resultaron infértiles **P**: ídem, para palinomorfos. **I**: muestra tratadas que resultaron infértiles.**T**: muestras de trazas fósiles con determinación incotaxonómica **O**: muestras de macrofósiles con determinación taxonómica **A**: muestras de amonites con determinación taxonómica.

Muestras que no pertenecen a la Formación Mulichinco.

N° M	Descripción	C	R	M	P	T	O	A
RSL 1	Pelita		X				X	
RSL 2	Arenita							
RSL 3	Arenita							
RSL 4	Arenita						X	
RSL 5	Pelita			I				
RSL 6	Arenita							
RSL 7	Arenita							
RSL 8	Arenita							
RSL 9	Arenita							
RSL 10	Pelita		X	I				
RSL 11	Arenita							
RSL 12	Arenita							
RSL 13	Lim. – Amf.			I				
RSL 14	Arenita							
RSL 15	Pelita							
RSL 16	Arenita							
RSL 17	Arenita							
RSL 18	Pelita							
RSL 19	Arenita							
RSL 100	Arenita							
RSL 101	Arenita							

RSL 102	Pelita		X	I	X			
RSL 103	Arenita							
RSL 104	Arenita							
RSL 105	A. congl.							
RSL 106	Pelita		X					
RSL 107	A. cong.							
RSL 108	Arenita							
RSL 109	Arenita							
RSL 110	Arenita							
RSL 111	Pelita		X	I	I			
RSL 112	Arenita							
RSL 113	Arenita							
RSL 114	A. cong.							
RSL 115	Arenita							
RSL 116	Pelita			X	I			
RSL 117	Arenita							
RSL 118	Arenita							
RSL 119	Pelita		X		X			
RSL 120	Pelita							
RSL 121	Caliza							
RSl 122	Caliza							
RSL 123	Caliza y fósil						X	
RSL 124	Marga y fósil						X	X

N° M	Descripción	C	R	M	P	T	O	A
QTN-1	Arenita							
QTN-2	Pelita						X	
QTN-3	Arenita							
QTN-4	Arenita							
QTN-5	Conglomerado							
QTN-6	A. cong.							
QTN-7	Conglomerado							
QTN-8	Arenita							
QTN-9	Arenita							
QTN-10	Arenita							
QTN-11	Lim. – Amf.			X	X			
QTN-12	Arenita							
QTN-13	Arenita							
QTN-14	Arenita							
QTN-15	Fangolita			I				
QTN-16	Arenita							
QTN-17	Arenita							
QTN-18	Fangolita				X			
QTN-19	Caliza							
QTN-20	Arenita							
QTN-21	Pelita			X				
QTN-22	Pelita				X			
QTN-22B	Fósil						X	
QTN-23	Lim. – Amf.							
QTN-24	Pelita			I				
QTN-24B	Fósil						X	
QTN-25	Pelita				X			
QTN-26	Pelita			X				
QTN-26B	Fósil						X	
QTN-27	Caliza y fósil							X
QTN-28	Caliza			I				
QTN-29	Caliza							
QTN-30	Marga							X

N° M	Descripción	C	R	M	P	T	O	A
TRA 1	Conglomerado							
TRA 2	Arenita	D						
TRA 3	Arenita							
TRA 4	Conglomerado							
TRA 5	Arenita							
TRA 6	Arenita	D						
TRA 7	Lim. – Amf.			I				
TRA 8	A congl.							
TRA 9	Pelita			I				
TRA 10	A congl.							
TRA 11	Arenita							
TRA 12	A congl.	D						
TRA 13	Arenita							
TRA 14	Pelita			I	I			
TRA 15	A congl.	X						
TRA 16	Lim. – Amf.							
TRA 17	Arenita	X						
TRA 18	Pelita			X	I			
TRA 19	A congl.							
TRA 20	Arenita	D						
TRA 21	Pelita			I				
TRA 22	Arenita	X						
TRA 23	Arenita							
TRA 24	Arenita	D						
TRA 25	Pelita			I				
TRA 26	Pelita				X			
TRA 27	Arenita							
TRA 28	Pelita			I	I			
TRA 29	Caliza							
TRA 30	Caliza			X				
TRA S/N	Margas							X

N° M	Descripción	C	R	M	P	T	O	A
APN 1	Pelita negras		X					
APN 2	Arenitas							
APN 3	Arenitas							
APN 4	Arenitas		X	I				
APN 99	Arenita							
APN 100	Arenita				X			
APN 101	Arenita							
APN 102	Calcos de carga							
APN 103	Arenita							
APN 104	Arenita							
APN 105	Arenita							
APN 106	Pelita		X	I				
APN 107	Arenita							
APN 108	A congl.							
APN 109	Arenita							
APN 110	A congl.							
APN 111	Pelita		X					
APN 112	Arenita							
APN 113	Arenita							
APN 114	Fangolita-Arenita r	X						
APN 115	Arenita							
APN 116	Arenita							
APN 117	Fangolita-Arenita r	X	I					
APN 118	Arenita							
APN 10	Arenita							
APN 11	Fangolita-Arenita r	X						
APN 12	Arenita							
APN 13	Pelita							
APN 14	Arenita	X						
APN 15 A	Fósil							X
APN 15 B	Pelita		X					
APN 16	Caliza						X	
APN 17B	Fósil							X
APN 17	Pelita		X	I				
APN 18	Arenita	X						
APN 19	Arenita	X						
APN 20	Arenita							
APN 20B	Pelita		X					
APN 21	Arenita	X						
APN 22	Arenita	X					X	
APN 23	Caliza	X						
APN 24	Arenita							
APN 25	Pelita		X	X				
APN 26	Fósil						X	X
APN 27	Pelita							
APN 28	Fósil						X	
APN 29	Fósil							X
APN 30	Caliza	X					X	
APN 31	Pelita		X					
APN 32	Caliza							
APN 33	Fósil			X				
APN 34	Fósil							X

Anexo IIa (continuación)

N° M	Descripción	C	R	M	P	T	O	A
ALR 0	Arenita	**D**						
ALR 1	Pelita		**X**	**I**	**X**			
ALR 2	Arenita	**X**						
ALR 3	Arenita							
ALR 4	Pelita		**X**	**I**	**X**			
ALR 5	Arenita							
ALR 6	Traza fósil					**X**		
ALR 7	Arenita	**X**						
ALR 8	Arenita		**X**		**X**			
ALR 9	Pelita		**X**	**I**				
ALR 10	Arenita					**X**		
ALR 11	A congl.	**D**						
ALR 12	Arenita					**X**		
ALR 13	Arenita							
ALR 14	Caliza	**X**						
ALR 15	Pelita y fósil		**X**	**I**				**X**
ALR 16A	Fósil							**X**
ALR 16B	Caliza	**X**						
ALR 17	Arenita	**X**				**X**		
ALR 18	Pelita		**X**	**I**				
ALR 19	Arenita	**X**						
ALR 20	Arenita	**X**						
ALR 21	Caliza	**X**						
ALR 22	Pelita		**X**					
ALR 23	Fósil						**X**	
ALR 24	Arenita	**D**				**X**		
ALR 25	Pelita		**X**					
ALR 26	Arenita	**X**						
ALR 27	Arenita	**X**						
ALR 28	Fósil							**X**
ALR 29	Marga y fósil			**X**				**X**

N° M	Descripción	C	R	M	P	T	O	A
RHC-1	Arenita							
RHC-2	Lim.- Amf.				**I**			
RHC-3	Arenita							
RHC-4	Pelita			**I**	**I**			
RHC-5	Arenita							
RHC-6	Caliza							
RHC-7	Arenita							
RHC-8	Arenita							
RHC-9	Arenita							
RHC-10	Pelita			**I**				**X**
RHC-11	Caliza						**X**	
RHC S/N	Fósil							**X**
RHC-12	Caliza						**X**	
RHC-13	Pelita							
RHC-14	Pelita y fósil							**X**
RHC-15	Caliza						**X**	
RHC-16	Pelita			**X**				
RHC-17	Arenita							
RHC-18	Caliza						**X**	
RHC-19	Pelita y fósil			**X**				**X**
RHC-20	Marga							

N° M	Descrip	C	R	M	P	T	O	A
PUC 1	Marga		**X**					
PUC 2	Caliza							
PUC 3	Marga							
PUC 4	Marga		**X**					
PUC 4A	Fósil						**X**	
PUC 4B	Traza fósil					**X**		
PUC 5	Arenita	**D**						
PUC 6	Arenita							
PUC 6A	Fósil						**X**	
PUC 6B	Pelita		**X**					
PUC 6C	Fósil						**X**	
PUC 6D	Caliza	**X**						
PUC 7	Pelita		**X**					
PUC 7A	Caliza	**X**						
PUC 7B	Fósil						**X**	
PUC 7C	Fósil						**X**	
PUC 8	Pelita							
PUC 9	Arenita	**X**						
PUC 10	Arenita	**X**						
PUC 10A	Fósil						**X**	
PUC 11	Arenita							
PUC 11A	Traza fósil					**x**		
PUC 12B	Traza fósil					**X**		
PUC 13	Arenita	**X**						
PUC 14B	Traza fósil					**X**		
PUC 15	Arenita	**X**						
PUC 16	Pelita		**X**					
PUC 17F	Marga-pelita		**X**				**X**	
PUC 18	Arenita	**X**						
PUC 19	Pelita		**X**					
PUC 20B	Traza fósil					**X**		
PUC 21	Arenita							
PUC 22	Arenita	**X**						
PUC 23	Limolita		**X**					
PUC 24	Arenita	**X**						
PUC 25	Pelita		**X**					
PUC 26	Caliza	**X**					**X**	
PUC 27	Arenita	**X**						
PUC 28	Pelita		**X**					
PUC 29	Caliza	**X**					**X**	**X**
PUC 30	Pelita		**X**					
PUC 31	Arenita	**X**						
PUC 32	Caliza	**X**					**X**	
PUC 33	Arenita							
PUC 34	Pelita		**X**					
PUC 35B	Traza fósil					**X**		
PUC 36	Arenita	**D**						
PUC 37	Arenita	**X**						
PUC 38	Arenita							
PUC 39B	Traza fósil					**X**		
PUC 40B	Traza fósil					**X**		
PUC 41B	Traza fósil					**X**		
PUC 42	Arenita							
PUC 43	Arenita	**X**						
PUC 44	Pelita		**X**					
PUC 44A	Caliza	**X**						
PUC 45	Arenita	**X**						
PUC 46C	Caliza	**X**					**X**	
PUC 46B	Traza fósil					**X**		
PUC 47	Pelita		**X**					
PUC 48	Arenita	**X**						
PUC 49	Caliza	**X**						
PUC 50	Fósil y Marga		**X**				**X**	
PUC 51F	Fósil							**X**

Anexo IIa (continuación)

N° M	Descripción	C	R	M	P	T	O	A
BDL 1	Marga		X					
BDL 2	Marga							
BDL 3	Marga							
BDL 4	Marga		X	X				
BDL 5	Caliza	X						
BDL 6	Caliza	X					X	
BDL 7	Pelita		X	I				
BDL 8 F	Fósil							X
BDL 9	Arenita	D					X	
BDL 10	Arenita							
BDL 11	Arenita	X						
BDL 11A	Caliza		X	X			X	X
BDL 11B	Caliza	X					X	
BDL 12	Pelita		X					
BDL 12A	Caliza	X					X	
BDL 13	Caliza	X					X	
BDL 13A	Fósil							X
BDL 13B	Caliza	X		X			X	
BDL 13C	Fósil						X	
BDL 14	Arenita	X						
BDL 14B	Traza fósil					X		
BDL 14A	Fósil						X	
BDL 15	Fósil						X	
BDL 16	Caliza							
BDL 16A	Traza fósil					X		
BDL 17	Pelita		X	I				
BDL 18	Arenita	X						
BDL 19	Arenita	D						
BDL 19A	Nivel de AG					X		
BDL 20	Arenita	X						
BDL 21	Arenita	X						
BDL 21A	Caliza	X					X	
BDL 22B	Traza fósil					X		
BDL 23	Arenita	X						
BDL 23A	Fósil							X
BDL 23B	Traza fósil					X		
BDL 24	Caliza	X						
BDL 25	Pelita		X					
BDL 26	Arenita							
BDL 27	Arenita	X						
BDL 28	Caliza	X						
BDL 28B	Fósil						X	
BDL 29F	Fósil						X	
BDL 30	Marga		X					
BDL 30B	Fósil							X

N° M	Descrip	C	R	M	P	T	O	A
CAP 1	Fósil							X
CAP 2	Fósil							X
CAP 3	Caliza						X	
CAP 4	Lutita							
CAP 5	Fósil						X	
CAP 6	Caliza y fósil						X	
CAP 7	Pelita							
CAP 8	Caliza						X	
CAP 9	Arenita							
CAP 10	Arenita							
CAP 11	Pelita							
CAP 12	Caliza						X	
CAP S/N	Floatstone							X
N° M	**Descripción**	**C**	**R**	**M**	**P**	**T**	**O**	**A**
CDP 1	Lutita							
CDP 2	Fósil						X	X
CDP 3	Caliza							
CDP 4	Lutita		X	X				
CDP 5	Fósil						X	
CDP 6	Caliza	X						
CDP 7	Pelita							
CDP 8	Pelita		X	X				
CDP 9	Arenita	X						
CDP 10	Traza fósil					X		
CDP 11	Arenita	X						
CDP 12	Arenita							
CDP 13	Arenita	D						
CDP 14	Fósil						X	
CDP 15	Pelita			I				
CDP 16A	Fósil							X
CDP 16B	Fósil						X	
CDP 17	Traza fósil					X		
CDP 18	Arenita	X						
CDP 19	Traza fósil					X		
CDP 19B	Arenita	X						
CDP 20	Fósil						X	
CDP S/N	Fósil						X	
CDP 21	Arenita							
CDP 22	Traza fósil					X		
CDP 23	Traza fósil					X		X
CDP 24	Fósil							X
CDP 25	Pelita		X					
CDP 26	Arenita							
CDP 27	Traza fósil					X		
CDP 28A	Caliza	X						
CDP 28B	Fósil						X	X
CDP 29	Pelita			I				
CDP 29B	Fósil							X
CDP 30	Arenita							
CDP 31	caliza							
CDP 32A	Fósil			X				X
CDP 32B	Nódulo calcáreo		X					
CDP 33	Fósil						X	
CDP 34	Fósil						X	
CDP 35	Pelita		X					
CDP 36	Fósil			X			X	
CDP 37	Fósil							X
CDP 37B	Fósil						X	
CDP 38	Pelita							
CDP 39	Caliza y fósil						X	
CDP 40	Fósil						X	
CDP 41	Pelita			X				
CDP 42	Fósil						X	
CDP 43	Pelita		X					
CDP 44	Caliza							
CDP 44B	Fósil							X
CDP 45	Fósil						X	
CDP 45B	Caliza							
CDP 46	Pelita							
CDP 47A	Caliza							
CDP 47B	Fósil						X	
CDP 48	Caliza							
CDP 49	Pelita							
CDP 50	Pelita							
CDP 50B	Fósil							X
CDP 51	Marga		X					
CDP S/N	Fósil							X
CDP 52	Caliza y fósil			X			X	

Anexo IIa (continuación)

Anexo IIb. Muestras que resultaron fértiles en microfósiles (ostrácodos, foraminíferos, radiolarios y restos no determinables de otros grupos taxonómicos) sobre un total de 52 analizadas por Ballent (2001).

N° Muestra	Ostrácodos	Foraminíferos	Radiolarios	Otros restos
RSL 116	*Rostrocytheridea* sp (ME)			
QTN 21	*Cytherella montosaensis*. (E)			
QTN 26	*Aracajuia sp., Rostrocytheridea sp., C. montosaensis, C. amosi*. (A)	*Reinholdella* sp. y *Marginulina* sp. (A)		
TRA 18	*Cytherella* sp. (juvenil). (ME)			
APN 25	*Progonocythere cf. reticulata* (ME)			
APN 33		Epistomínidos (MA)		
ALR 15				Gastrópodos
ALR 29		Epistomínidos (MA)		
RHC 10 **Glauconita**	*C. montosaensis* (juvenil) y *Paranothacythere*?. (E)	*Patellina subcretacea*. (E)		Bival., dientes de pez, holoturoideos
RHC 16	*Rostrocytheridea* sp. (F)	*Ammobaculites-Haplophragmoides*, de pared aglutinada. (F)		Bivalvos
RHC 19				Bivalvos
BDL 4	*Eocytheropteron sp., Majungaella pavta, Leanzacythere nov. sp. 851, Cytherella amosi, C. montosaensis.* (A)			
(BDL 4)	*Majungaella pavta.* (A)			
(BDL 5) **Glauconita**	*Cytherella montosaensis*. (A)	*Patellina subcretacea* (pared calcárea). *Textularia* sp, de pared aglutinada. (E)	Spumelaridos y naseláridos (A)	
(BDL 16 bis)			Ídem (A)	
(BDL 20 tope)	*Cytherella montosaensis* (juvenil). (ME)	*Lenticulina* sp., *Reinholdella* cf. *hofkeri* ambos calcáreos y *Miliammina* sp., de pared aglutinada.		
(BDL 21)	Majungaella sp. (juvenil). (E)	*LenticuliKJna* sp. (E)		Gastrópodos
(BDL 23a)				Gastrópodos
(BDL 23b)			Ídem (A)	
(BDL 25)			Ídem (E)	Gastrópodos
BDL 29F		Epistomínidos (MA)		
CDP 4	*Leanzacythere Rossi.* (E)	*Reinholdella valendisensis, Conorboides* Hofker. (E)		Gastróp. y bivalvos (A)
CDP 8	Uno indeterminable. (ME)			Gastróp. y bivalvos (A)
CDP 32a		*Epistomina* Terquem. (ME)		Gastróp., bivalvos y equinodermos
CDP 36	*Cytherella profundosulcata* (E)	*Lenticulina sp., Epistomina sp. y Conorboides sp.* (E)		Gastróp. y equinodermos
CDP 41	*Cytherella amosi, C. montosaensis* A			Bivalvos
CDP 52		Epistomínidos. (MA)		

(BDL 4)**:** muestras de BDL que corresponden al perfil de detalle de la Figura 92.
(MA): muy abundantes; (A): abundantes; (F): fecuentes; (E): escasos; (ME): muy escasos.
Muestras que no pertenecen a la Formación Mulichinco.

Anexo IIc. Muestras de amonites recolectadas y niveles identificados en el campo. Identificación del material colectado a cargo de María Beatriz Aguirre-Urreta (UBA-CONICET).

N° Muestra	Litología/Ubicación estratigráfica	Horizontes amonitíferos de las zonas y subzonas definidas por Aguirre-Urreta y Rawson (1999b)
RSL 124	Margas. 10 m desde base de Formación Agrio.	*Neocomítidos afines a Pseudofavrella*
QTN S/N	Lutitas negras de Fm Vaca Muerta-Quintuco, aprox. 70 m debajo de base de Fm. Mulichinco	"*Thurmanniceras*" sp.
QTN 27	Margas calcáreas justo por debajo de base Fm. Agrio	*Olcostephanus* sp.
QTN 30	Base de Formación Agrio	Neocomítidos afines a *Pseudofavrella*
TRA S/N	Base de Formación Agrio	Neocomítidos afines a *Pseudofavrella*
APN 15 A	Pelitas verdes. 240m de base[1]	*Olcostephanus (O.) atherstoni y Karakaschiceras attenuatus.*
APN 17B	Pelitas verdes. 260 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni y Karakaschiceras attenuatus.*
APN 26	Coquina ocre, masiva. 385 de base	*Olcostephanus (Viluceras)* spp.
APN 29	Pelitas y carbonatos por arriba. 396 m de base	*Olcostephanus (Viluceras)* spp.
APN 34	Margas negras. 12 m de base de Formación Agrio.	Neocomítidos afines a *Pseudofavrella*
ALR 15	Pelitas gris a verde oscuro. 140 m de base[2]	*Karakaschiceras attenuatus y K. Neumayri*
ALR 16A	Floatstone masivo, ocre. 142 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
ALR 28	Floatstone masivo. 316 m de base	*Olcostephanus (Viluceras)* spp.
ALR 29	Margas físiles en base Formación Agrio	*Olcostephanus (Viluceras)* spp. y *neocomítidos a fines a Pseudofavrella*
DRZ S/N	Calizas nodulares; pasaje Mulichinco - Agrio	*Olcostephanus (Viluceras)* spp.
DRZ S/N	Margas negras. 20 m de base Agrio	*Neocomítidos a fines a Pseudofavrella*
RHC 10	Areniscas calcáreas. 175 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
RHC S/N	Calizas con ostras. 195 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
RHC S/N	Pelitas verdes. Alrededor de 250 m de base (ejemplares sueltos).	*Karakaschiceras* sp.
RHC 19	Calizas nodulares. 340 m de base; pasaje Formaciones Mulichinco - Agrio	*Olcostephanus (Viluceras)* spp.
PUC 29	Primer caliza con ostras. 140 m de base	*O. (Olcostephanus) atherstoni*
PUC 51F	Margas físiles en base de Formación Agrio	*Neocomítidos a fines a Pseudofavrella*
BDL 8 F	Coquina masiva bioclástica. 20 m de base	*Lissonia riveroi*
BDL 11	Floatstone. 90 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
BDL (paleo)	Wackestone. 100 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
BDL 13A	Wackestone. 110 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
BDL (paleo)	Limolitas	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
BDL (paleo)	Caliza con ostras. 120 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
BDL 30B	Pelitas negras en base de Formación Agrio	*Neocomítidos a fines a Pseudofavrella*
CAP 1	Lutitas negras en Formación Vaca Muerta	*Lissonia riveroi*
CAP 2	Pelitas grises a marrones. 40 m debajo de base de Formación Mulichinco	*Lissonia riveroi*
CAP S/MTA	Limolitas. 20 m por arriba de base	*Lissonia riveroi*

S/N: muestra sin número; S/MTA: ejemplares reconocidos en el campo no recolectados; BDL (paleo): muestras recolectadas en estudio de detalle (Figura 92).

[1] Base de la Formación Mulichinco cuando no se indica otra cosa.

[2] ALR carece de la base de la unidad, el dato corresponde a metros desde base de perfil.

Muestras que no pertenecen a la Formación Mulichinco.

CAP S/MTA	Limolitas. 25 m por arriba de base	*Lissonia riveroi*
CAP S/MTA	Floatstone. 95 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
CDP 2	Fangolita negra en Fm Vaca Muerta. 15 m antes de base Formación Mulichinco	*Lissonia riveroi*
CDP S/MTA	Limolitas. 20 m de base de Fm. Mulichinco	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
CDP 16A	Limolitas. 50 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
CDP 24	Calcilimolitas. 82 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
CDP 28B	Arenitas calcáreas. 110 m de base.	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
CDP 29B	Calcilimolitas. 112 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
CDP 32A	Calcilimolitas. 132 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni*
CDP 37	Wackestone fino. 160 m de base	*Olcostephanus (O.) atherstoni y Karakaschiceras attenuatus*
CDP 37B	Wackestone?	*Karakaschiceras attenuatus*
CDP 40	Mudstone. 190 m de base	*Karakaschiceras attenuatus*
CDP S/N	Floatstone. 240 m de base	*Indeterminado*
CDP S/MTA	Calcilimolitas. 270 m de base; pasaje Formaciones Mulichinco – Agrio	*Olcostephanus (Viluceras)* spp.
CDP 50B	Calcilimolitas. 284 m de base	*Olcostephanus (Viluceras)* spp.
CDP S/N	Pelitas negras en Formación Agrio. A 2 m del nivel anterior	*Neocomítidos a fines a Pseudofavrella*

Anexo IIc (continuación)