Naturalis
Repositorio Institucional
http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Estratigrafía y sedimentología de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral, República Argentina

Veiga, Gonzalo Diego
Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Spalletti, Luis Antonio

Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2000

Acceso en:
http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20120126000181

Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional

Naturalis Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Tesis Doctoral

Estratigrafía y Sedimentología de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral, República Argentina.

Lic. Gonzalo Diego Veiga

Para Chango con muchísimo cariño. Muchas gracias por todo!!

Gonzalo

Director: Dr. Luis A. Spalletti

1999

Resumen

Este trabajo consistió en el análisis sedimentológico y estratigráfico de los depósitos continentales con los que culmina el Grupo Cuyo en el sector austral de la Cuenca Neuquina. Estas capas rojas, identificadas litoestratigráficamente como Formación Challacó, se presentan en un conjunto de afloramientos ubicados en el sector central de la provincia del Neuquén, vinculados con una serie de estructuras relacionadas con la Dorsal de Huincul.

Para el desarrollo de esta tarea se relevaron siete perfiles de detalle (escala 1:100) en los que se identificaron los principales tipos litológicos, las estructuras sedimentarias primarias, la geometría de los cuerpos de rocas, su orientación y jerarquía, la naturaleza de las superficies límites y los contactos de la Formación Challacó con las unidades infra y suprayacentes. También se efectuó en cada uno de los perfiles un muestreo sistemático para la realización de estudios petrográficos y de difracción de rayos X en las pelitas.

Sobre la base de las litologías presentes y las estructuras primarias reconocidas se definieron veintiún facies sedimentarias. Las mismas fueron agrupadas de acuerdo con su granulometría predominante en cuatro grupos (conglomerádicas (G), de areniscas conglomerádicas (SG), arenosas (S) y pelíticas (F)). A partir de esta tarea fue posible identificar los procesos dinámicos elementales que llevaron a la acumulación de esta unidad.

Dentro del análisis arquitectural de los depósitos se definieron diez tipos de cuerpos sedimentarios o litosomas, sobre la base de su geometría, la granulometría predominante, la asociación de facies, su escala y orientación de sus principales estructuras direccionales. Básicamente se definieron cuerpos de geometría lenticular, de distinta escala y granulometría, asociados con la depositación en diversos tipos de canales fluviales, y cuerpos con geometría tabular, vinculados tanto al desarrollo de barras dentro de canales fluviales, a la depositación en las planicies de inundación como así también a dunas de origen eólico.

El estudio petrográfico de los sedimentos arenosos de la Formación Challacó permitió caracterizar a estos depósitos como arenitas subfeldespáticas a sublíticas con importantes proporciones de cuarzo monocristalino y feldespatos, y con mucha menor proporción de fragmentos líticos los que son principalmente de naturaleza volcánica. Entre los minerales autigénicos identificados el más importante es la calcita, que se

presenta como un cemento poiquilítico que ocluye por completo la porosidad de las rocas. También se identificaron cementos de hematita (tanto como pátinas o como relleno de poros) y argilominerales (clorita y caolinita) en menor proporción. En cuanto a los estudios diagenéticos realizados, fue posible definir que los depósitos de la Formación Challacó han sufrido una serie de procesos de transformación postdeposicional que incluyen la compactación mecánica, dos etapas de cementación, una hematítica o argílica inicial y una carbonática más profunda, un importante reemplazo de los componentes por calcita autigénica y el de los feldespatos por albita. No se han identificado variaciones importantes en la composición modal de las areniscas de la Formación Challacó, definiéndose una proveniencia compleja que no permite establecer un área de aporte particular, sino que se considera que es producto del aporte combinado desde áreas fuentes caracterizadas por muy diversos tipos de rocas. Entre ellas, se pueden incluir tanto las rocas metamórficas y granitoides del basamento de la Cuenca Neuquina, las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi, potencialmente las rocas volcánicas correspondientes al relleno inicial de la cuenca, y tal vez áreas vecinas a la misma, dominadas por la presencia de rocas del basamento o volcánicas como las del sector noroccidental del Macizo Nordpatagónico. Debido al predominio de paleocorrientes con un sentido de transporte predominante hacia el oeste y a que los depósitos de la Formación Challacó se encontrarían en una posición relativamente alejada al margen occidental de Gondwana para esta etapa de evolución de la cuenca, no es posible definir la influencia directa de un arco volcánico ubicado hacia ese borde.

El estudio de la composición mineralógica de las rocas pelíticas de la Formación Challacó reveló la presencia de cinco especies de argilominerales, los que aparecen en proporciones muy variables. A partir de su abundancia relativa y asociación, fue posible definir cinco argilofacies (dos illíticas, dos caoliníticas y una esmectítica) y su distribución se ha vinculado directamente con el cambio o relocalización en las áreas de aporte de materiales, definiéndose tanto un origen a partir de granitoides y metamorfitas del basamento, como así también mas localizadas caídas de cenizas posiblemente vinculadas con el vulcanismo activo en una posición alejada del depocentro y que sería tal vez la única evidencia del desarrollo de un arco magmático para este sector de la Cuenca Neuquina. La presencia de minerales relativamente inestables durante la diagénesis más avanzada sugiere que estos depósitos no habrían sufrido condiciones de enterramiento significativas, lo que también se corroboró a partir de los procesos diagenéticos identificados durante el estudio petrográfico de las areniscas. Esta característica, que contrasta con los

depósitos del Grupo Cuyo en otros sectores de la cuenca, estaría directamente vinculada con la evolución de la Dorsal de Huincul, la que ha sufrido diversas etapas de levantamiento y erosión durante la historia de la Cuenca Neuquina, y que habría impedido que los depósitos acumulados en zonas cercanas a esta estructura alcancen profundidades de soterramiento significativas.

A partir de la integración de esta información, se definieron cuatro ambientes de acumulación para la unidad estudiada, los que indican condiciones particulares de sedimentación en un contexto continental. Por un lado se identificó un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad caracterizado por la presencia de cuerpos lenticulares arenosos con diferentes características que representan la acumulación en canales de alta sinuosidad (miembro grueso) y que se asocian lateral y verticalmente con cuerpos tabulares pelíticos y arenosos finos vinculados con fenómenos de desbordamiento en una planicie de inundación (miembro fino). También se reconoció el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado, caracterizado por la presencia de cuerpos tabulares gravosos y cuerpos lenticulares arenosos y gravosos de pequeña escala. Estos depósitos representan el desarrollo de barras (longitudinales y transversales) y canales menores que caracterizan una amplia planicie entrelazada con el desarrollo de múltiples canales inestables, sin márgenes definidos, de baja sinuosidad y con carga de lecho gravosa. Se identificaron además depósitos asociados al desarrollo de un sistema lacustre (?) o de llanura de inundación, caracterizado por potentes cuerpos tabulares pelíticos asociados a depósitos arenosos finos igualmente tabulares, sin una vinculación lateral con cuerpos de canal. Por último, y en mucha menor proporción se encuentran cuerpos tabulares arenosos con estructuras entrecruzadas que representan a un sistema eólico de discreto desarrollo, caracterizado por depósitos vinculados con dunas de mediana escala e interdunas húmedas.

Sobre la base de las variaciones identificadas en las condiciones de acumulación y en la evolución del perfil de base de los sistemas de la Formación Challacó fue posible jerarquizar los principales factores que controlaron su acumulación y definir secuencias depositacionales a partir de la correlación de depósitos genéticamente relacionados. La ausencia de una vinculación directa entre la totalidad de los depósitos de esta unidad llevó a la definición de dos sectores con características particulares, los que se analizaron separadamente, estableciéndose posteriormente su correlación sobre la base de la identificación de discontinuidades de carácter regional.

De esta forma, se definieron tres secuencias de depositación para la Formación Challacó en toda el área de estudio. La secuencia inferior está representada por depósitos continentales sólo en el sector oriental, y se encuentra caracterizada por asociaciones conglomerádicas y de areniscas conglomerádicas propias de un ambiente fluvial entrelazado gravoso. Existe una gradación generalizada dentro de esta secuencia desde depósitos de mayor régimen de flujo (compuestos por sedimentos de barras longitudinales) a facies con predominio de estructuras entrecruzadas en la porción superior que sugieren condiciones de menor régimen, pero siempre asociadas con la existencia de un sistema fluvial entrelazado. Las características de esta secuencia se vinculan con un incremento importante, aunque localizado del material clástico aportado al sistema y una disminución significativa en el espacio de acomodación, posiblemente promovido por una redistribución paleogeográfica ocurrida durante el Bajociano a partir de la inversión de estructuras vinculadas con la Dorsal de Huincul. El arreglo retrogradacional observado a lo largo de esta secuencia basal estaría controlado por el efecto combinado entre el aumento progresivo en el espacio de acomodación disponible debido al restablecimiento de la subsidencia con posterioridad a la actividad tectónica y la disminución en el aporte clástico debido a la degradación de los altos de relieve generados durante la reestructuración bajociana. Hacia el sector occidental de afloramientos, esta secuencia se correlaciona con depósitos de plataforma de la Formación Lajas.

Las secuencia intermedia (Secuencia 2) reconocida para la Formación Challacó se encuentra representada en toda el área de estudio y está caracterizada por un tramo basal compuesto por depósitos conglomerádicos de un sistema fluvial entrelazado gravoso que se apoya sobre una superficie de discontinuidad muy marcada. El desarrollo de este sistema es muy localizado y en ocasiones su límite basal está representado por un contacto neto entre las facies de plataforma de la Formación Lajas y los depósitos continentales de la Formación Challacó. Por encima, se desarrollan depósitos correspondientes a un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad, caracterizado por la presencia de canales de discreto desarrollo lateral y espesor, los que aparecen aislados dentro de las facies finas de planicie de inundación. La parte superior de esta secuencia se caracteriza por un sistema fluvial de similares características pero con mayor grado de amalgamación de las facies arenosas de canal, con el registro de cinturones de canales multiepisódicos y con delgadas intercalaciones de depósitos de planicie de inundación. Desde el punto de vista de los factores que controlaron el desarrollo de esta secuencia, y a partir de la evolución del perfil de base del sistema fluvial, se pudo definir que la misma estaría

controlada principalmente por cambios relativos en el nivel de base del sistema. Debido a la estrecha relación entre estos depósitos y las facies de plataforma de la Formación Lajas, se considera que el nivel de base del sistema es el nivel del mar. De esta forma, se correlacionan los tramos de la secuencia identificados con los cortejos sedimentarios del esquema secuencial clásico, correspondiendo la superficie de discontinuidad inferior a un límite de secuencia, el tramo conglomerádico basal a un cortejo de nivel bajo, la parte media a un cortejo transgresivo y la superior a un cortejo de nivel alto. Por correlación con lo que sucede para esta etapa en otros sectores de la cuenca, se considera que esta secuencia se habría desarrollado durante el Bathoniano, sin poderse establecer mayores precisiones temporales debido a la ausencia de un control bioestratigráfico para esta unidad.

La secuencia superior (Secuencia 3), también se encuentra representada en toda el área de estudio, aunque parcialmente debido a la erosión provocada por dicontinuidades más modernas. La misma presenta ciertas similitudes con la Secuencia 2, pudiéndose establecer, como en el caso anterior, que el principal control en su desarrollo estaría dado por los cambios relativos en el nivel de base del sistema fluvial. Esta secuencia también se caracteriza por la presencia de un cortejo de nivel bajo constituido por depósitos de un sistema entrelazado que se apoyan sobre una superficie de discontinuidad con características locales. Las principales diferencias con la secuencia previa aparecen en el cortejo transgresivo que está compuesto también por depósitos eólicos o de planicie de inundación (lacustres) aunque sin el desarrollo de canales arenosos. De acuerdo con las características de la depositación y debido a que no se registra en toda el área de estudio una discontinuidad importante en su base, también se incluyen dentro del cortejo transgresivo de esta secuencia a las facies marinas de la Formación Lotena ubicadas en el sector del Arroyo Picún Leufú. Por consiguiente, se podría considerar que esta secuencia se habría desarrollado durante el Caloviano inferior a medio; por lo tanto los depósitos del cortejo de nivel bajo podrían ser correlacionados con las evaporitas de la Formación Tábanos hacia el sector central de la cuenca, descartándose de esta forma, al menos para el margen sudoriental de la Cuenca Neuquina, la presencia de una discontinuidad de relavancia entre los depósitos de Grupo Cuyo y las facies marinas del Ciclo Loteniano-Chacayano.

Índice

Resumen i

Índice vi

Capítulo 1: Introducción 1

Capítulo 2: Metodología 4

2.1- Tareas de lectura y recopilación bibliográfica y cartográfica 4

2.2- Síntesis y discusión de los antecedentes y definición de las zonas de interés 4

2.3- Tareas de campo 5

2.3.1- Relevamiento de los perfiles 5

2.3.2- Muestreo 5

2.4- Tareas de Gabinete 6

2.4.1- Elaboración de secciones columnares 6

2.4.2- Análisis de facies 6

2.4.3- Análisis arquitectural 6

2.4.4- Análisis secuencial 6

2.5- Tareas de laboratorio 6

2.5.1- Análisis de secciones delgadas 6

2.5.2.- Difracción de rayos X 7

2.6- Elaboración intelectual de la información obtenida 7

Capítulo 3: Estratigrafía y antecedentes 8

3.1- La Cuenca Neuquina. Generalidades y evolución tectono-estratigráfica 8

3.2- El Jurásico de la Cuenca Neuquina 12

3.3- El Ciclo Cuyano, Grupo Cuyo o Subsintema Cuyo 15

3.4- La Formación Challacó. Antecedentes y caracterización general 20

3.4.1. Consideraciones Generales 20
3.4.2. Límites 21
3.4.3. Litología 22
3.4.4. Espesor 22
3.4.5. Edad y correlaciones 22
3.5- La Formación Lotena de Weaver (1931) 24

Capítulo 4: Zona de estudio 33

4.1- Introducción 33
4.2- Sector oriental 33
4.3- Sector occidental 35
4.4- Otros sectores de interés 38

Capítulo 5: Análisis de facies 42

5.1- Introducción 42
5.2- Conglomerados 42
5.2.1- Conglomerados macizos (Gm) 52
5.2.2- Conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp) 54
5.2.3- Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala($Gt_{(a)}$) 54
5.2.4- Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala ($Gt_{(b)}$) 56
5.2.5- Conglomerados con estratificación horizontal (Gh) 56
5.3. Areniscas conglomerádicas 56
5.3.1- Areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l) 59
5.3.2- Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt) 59
5.3.3- Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar (SGp) 61
5.3.4- Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada épsilon (SGε) 61
5.3.5- Areniscas conglomerádicas macizas (SGm) 61
5.4- Areniscas 62
5.4.1- Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) 62
5.4.2- Areniscas con estratificación entrecruzada planar de pequeña escala ($Sp_{(a)}$) 62
5.4.3- Areniscas con estratificación entrecruzada planar de gran escala ($Sp_{(b)}$) 64
5.4.4- Areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl) 64
5.4.5- Areniscas con estratificación entrecruzada tipo épsilon (Sε) 64

5.4.6- Areniscas con estratificación horizontal ($Sh_{(a)}$) 64
5.4.7- Areniscas con estratificación paralela ($Sh_{(b)}$) 67
5.4.8- Areniscas con estratificación ondulítica (Sr) 67
5.4.9- Areniscas macizas (Sm) 67
5.5- Fangolitas 69
5.5.1- Fangolitas macizas (Fm) 69
5.5.2- Fangolitas laminadas (Fl) 69
Capítulo 6: Análisis arquitectural 71
6.1- Introducción 71
6.2- Elementos arquitecturales y cuerpos sedimentarios 71
6.3- Jerarquía de las discontinuidades 74
6.4- Cuerpos sedimentarios de la Formación Challacó 76
6.4.1- Cuerpos sedimentarios de geometría lenticular 76
6.4.1.1- Cuerpos lenticulares gravosos 76
6.4.1.2- Cuerpos lenticulares arenosos de pequeña escala 82
6.4.1.3- Cuerpos lenticulares arenosos de gran escala con estratificación horizontal 82
6.4.1.4- Cuerpos lenticulares arenosos con estructuras entrecruzadas transversales 84
6.4.1.5- Cuerpos lenticulares arenosos con estructuras entrecruzadas longitudinales 84
6.4.2- Cuerpos sedimentarios de geometría tabular 86
6.4.2.1- Cuerpos tabulares gravosos macizos. 86
6.4.2.2- Cuerpos tabulares gravosos con estratificación entrecruzada 87
6.4.2.3- Cuerpos tabulares arenosos con laminación paralela o macizos 87
6.4.2.4- Cuerpos tabulares arenosos con estratificación entrecruzada 89
6.4.2.5- Cuerpos tabulares pelíticos 89
6.5- Comentario 91
Capítulo 7: Petrografía y diagénesis de areniscas 92
7.1- Introducción 92
7.2- Materiales y métodos 92
7.3- Composición detrítica de las areniscas de la Formación Challacó. 93
7.3.1- Componentes principales del entramado 93
7.3.1.1- Cuarzo 93
7.3.1.2- Feldespatos (F) 98
7.3.1.3- Fragmentos Líticos (L) 98

7.3.2- Componentes menores 106
7.3.3- Matriz 106
7.4- Minerales autigénicos 106
7.4.1- Carbonatos 108
7.4.2- Óxidos de Hierro 108
7.4.3- Minerales de las arcillas 108
7.4.4- Feldespatos 112
7.5- Discusión de los eventos diagenéticos 112
7.5.1- Compactación 112
7.5.2- Cementación. Estratigrafía de cementos 113
7.5.3- Reemplazos y transformaciones 116
7.5.4- Evolución diagenética 117
7.6- Procedencia de areniscas 120
7.6.1- Consideraciones generales 120
7.6.2- Aplicación a los depósitos de la Formación Challacó 121
7.6.3- Discusión y áreas de aporte 124
Capítulo 8: Mineralogía de arcillas 128
8.1- Introducción 128
8.2- Metodología 128
8.2.1- Tratamiento de las muestras 128
8.2.2- Condiciones de registro 131
8.2.3- Análisis cualitativo 131
8.2.4- Análisis semicuantitativo 132
8.3- Argilominerales de la Formación Challacó 133
8.3.1- Caolinita 133
8.3.2- Illita 133
8.3.3- Esmectitas 134
8.3.4- Clorita 134
8.3.5- Interestratificados illita/esmectita 135
8.3.6- Componentes menores 135
8.4- Argilofacies 136
8.4.1- Argilofacies illíticas 136
8.4.1.1- Argilofacies I1 (I-K) 136
8.4.1.2- Argilofacies I2 (I-K-S-(Cl)) 136
8.4.2- Argilofacies caoliníticas 136
8.4.2.1- Argilofacies K1 (K>I) 136
8.4.2.2- Argilofacies K2 (K-I-Cl) 139

8.4.3- Argilofacies esmectíticas 139
8.4.3.1- Argilofacies S1 (S-I-(K)) 139
8.5- Distribución y significado de las argilofacies identificadas 139
8.6- Conclusiones 146

Capítulo 9: Modelo conceptual de depositación 148

9.1- Ambientes de acumulación 148
9.1.1- Sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad 148
9.1.1.1- Miembro fino 149
9.1.1.2- Miembro grueso 150
9.1.1.3- Interpretación 150
9.1.2- Sistema fluvial entrelazado gravoso 156
9.1.3- Llanura de inundación lutítica - sistema lacustre 160
9.1.4- Sistema eólico 162
9.2- Evolución paleoambiental 163
9.2.1- Sector occidental 165
9.2.2- Sector oriental 167

Capítulo 10: Controles en la sedimentación 170

10.1- Introducción 170
10.2- Controles en la acumulación de sucesiones continentales 170
10.2.1- Factores intrínsecos 171
10.2.2- Factores extrínsecos 172
10.3- Aplicación de los principios de la estratigrafía secuencial a los depósitos continentales 174
10.3.1- Consideraciones generales 174
10.3.2- Nivel de base y perfil de base 176
10.4- Aplicación a los depósitos de la Formación Challacó 177
10.4.1- Sector occidental 177
10.4.1.1- Secuencia 1 179
10.4.1.2- Secuencia 2 184
10.4.2- Sector oriental 186
10.4.2.1- Secuencia 1 186
10.4.2.2- Secuencias 2 y 3 188

Capítulo 11: Evolución paleogeográfica 191

11.1- Introducción 191

11.2- Bajociano. La inversión tectónica y la Discontinuidad Intrabajociana 192

11.3- Bathoniano. La regresión generalizada 200

11.4- Caloviano: los Movimientos Intracalovianos y la transición Ciclo Cuyano / Ciclo Loteniano-Chacayano 203

Conclusiones 208

Agradecimientos 212

Bibliografía Citada 214

Capítulo 1: Introducción

El relleno Jurásico de la Cuenca Neuquina ha sido objeto de estudio desde que comenzaron las investigaciones estratigráficas en este sector. Desde los primeros trabajos (Weaver, 1931, 1942; Groeber, 1946; Groeber *et al.*, 1953) se le ha dado una importancia particular a los depósitos del Grupo Cuyo, ya que corresponden a las primeras rocas de origen marino que se desarrollaron en la cuenca. Desde entonces, numerosos trabajos de orden estratigráfico, sedimentológico y paleontológico han sido publicados sobre este grupo y sobre las unidades litoestratigráficas que lo constituyen. Sin embargo, a pesar de la gran cantidad de estudios realizados y de los numerosos esquemas estratigráficos propuestos a lo largo de los años (Gulisano y Pando, 1981; Gulisano *et al.*, 1984b; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1996, entre otros), las capas rojas con las que este grupo culmina en el sector sur de la Cuenca Neuquina, e identificadas desde el punto de vista litoestratigráfico como Formación Challacó, no han sido aún estudiados en profundidad. Salvo descripciones de orden muy general (Leanza, 1990) resulta escasa la información sobre esta unidad, tanto en cuanto a sus aspectos netamente descriptivos, como a su vinculación genética con el resto de las unidades que integran el Grupo Cuyo.

La Formación Challacó (De Ferraríis, 1947) fue originalmente descripta en el subsuelo, en las inmediaciones de la localidad que le da nombre en el sector central de la provincia del Neuquén. Sin embargo, la presencia de depósitos arenosos y conglomerádicos, de origen continental, vinculados genéticamente con los sedimentos marinos del Grupo Cuyo, ya había sido identificada por otros autores (Weaver, 1931).

La intención de este trabajo, es la de efectuar un análisis detallado en superficie, tanto desde el punto de vista estratigráfico como sedimentológico, de los depósitos continentales de la Formación Challacó en el sector sur de la Cuenca Neuquina. Los afloramientos de esta unidad, se encuentran ubicados en el sector central de la provincia del Neuquén, vinculados con una serie de estructuras asociadas con el desarrollo de la Dorsal de Huincul o de Plottier-Charahuilla (Figura 1).

A partir del análisis de facies y arquitectural de estos depósitos, se definen los distintos ambientes de sedimentación involucrados en la acumulación de la Formación Challacó. Sobre la base de su variación espacial y temporal, se propone un esquema general de evolución para la unidad estudiada en este sector de la cuenca y los

principales factores que pudieron haber controlado su acumulación. Asimismo, se analizan las posibles implicancias paleogeográficas de estos depósitos, así como su correlación con los depósitos del Grupo Cuyo en otros sectores de la cuenca, a fin de aportar nuevos datos para una mejor comprensión de la evolución del conjunto en el sector austral de la Cuenca Neuquina.

El presente manuscrito constituye el trabajo de tesis presentado en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata para acceder al grado de Doctor en Ciencias Naturales, Orientación Geología.

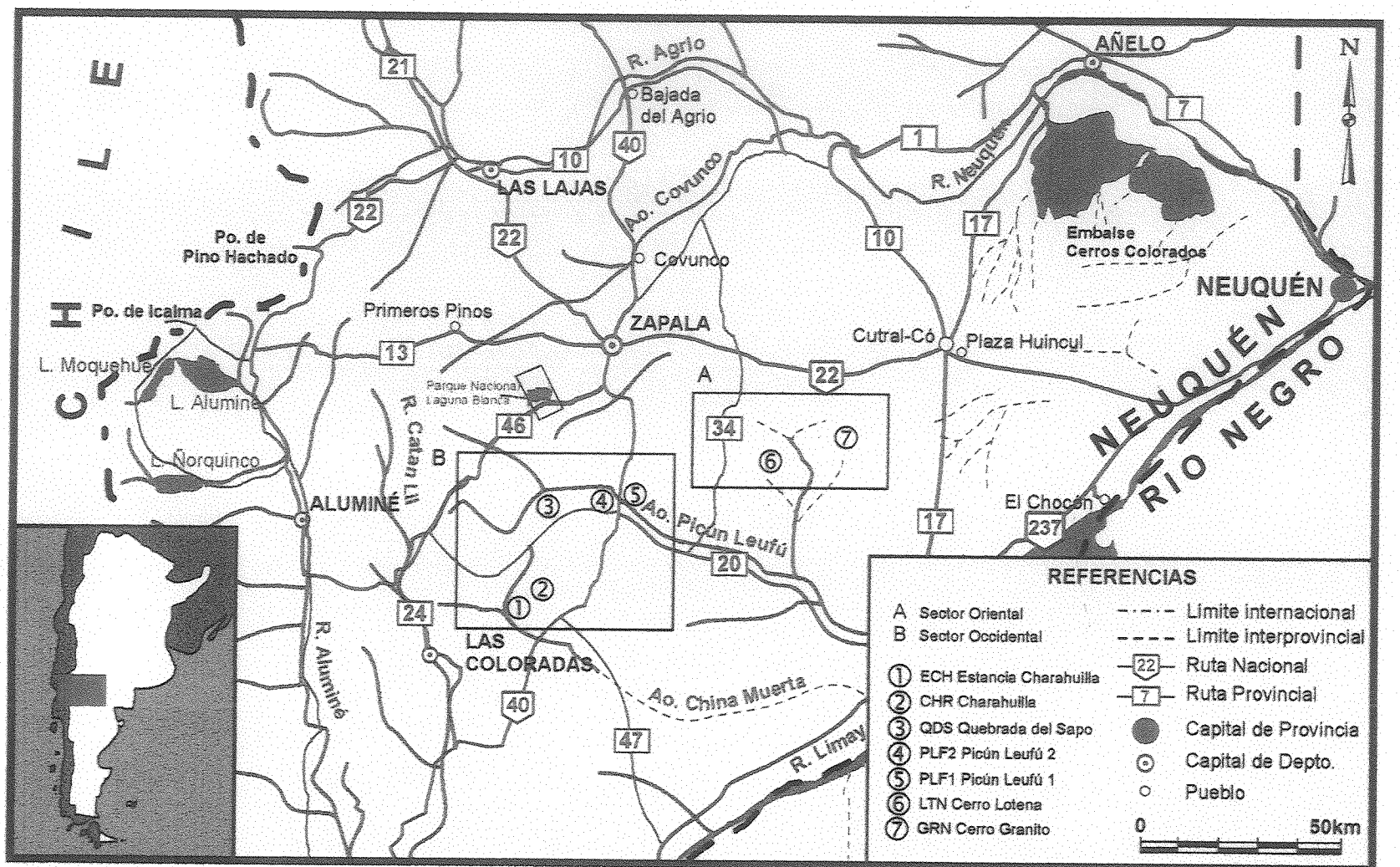


Figura 1: Localización del área de estudio y ubicación de las principales localidades incluidas en este trabajo.

Capítulo 2: Metodología

2.1- Tareas de lectura y recopilación bibliográfica y cartográfica

En una primera etapa se realizó la lectura y recopilación de toda la información bibliográfica disponible sobre las unidades que constituyen el relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina, sobre los depósitos jurásicos, sobre el Grupo Cuyo y particularmente sobre la Formación Challacó. Para ello se consultó la bibliografía clásica y de última producción sobre la estratigrafía de la Cuenca Neuquina.

A todo esto, se sumó la recopilación cartográfica, de imágenes satelitales y fotografías aéreas disponibles con el objeto de elaborar un mapa geológico detallado del área de estudio.

Igualmente, en esta primera etapa, se realizó un análisis sobre la metodología a aplicar en el estudio de los sedimentos fluviales, confrontando los métodos más clásicos con las propuestas modernas y con el fin de elaborar un plan de tareas para el desarrollo de las actividades de campo.

2.2- Síntesis y discusión de los antecedentes y definición de las zonas de interés

Sobre la base de la recopilación bibliográfica efectuada, se realizó una discusión sobre los antecedentes disponibles, respecto a los diferentes criterios utilizados en el estudio de las unidades jurásicas de la Cuenca Neuquina y de la Formación Challacó en particular. Con todo, los estudios previos referidos a esta Formación no resultaron muy abundantes, por lo que se realizó una enumeración de los mismos.

En este punto, igualmente se hizo necesario un análisis exhaustivo de la información estratigráfica disponible en relación con la Formación Lotena. Esto fue promovido por la presencia de criterios dispares en la definición de esta unidad y por que uno de los sectores que se estudiaron como parte de la Formación Challacó había sido descripto con anterioridad como correspondientes a la Formación Lotena.

También a partir del mapeo geológico realizado sobre la base de fotografías aéreas, imágenes satelitales y cartografía previa, se definieron los principales sectores de interés para el desarrollo de las tareas de campo.

2.3- Tareas de campo

En total se realizaron siete viajes de campo, en los que fue posible visitar la totalidad de las localidades propuestas para la realización del trabajo.

Las principales tareas realizadas en el campo consistieron en:

2.3.1- Relevamiento de los perfiles

En cada una de las localidades de interés se procedió al relevamiento de al menos un perfil sedimentológico de detalle (escala 1:100 o mayor en la medida en que el detalle de los litosomas arenosos lo permitiera). Para el levantamiento de los mismos se puso especial énfasis en:

a) el reconocimiento de los distintos tipos litológicos,

b) la identificación de las principales estructuras sedimentarias primarias,

c) la identificación y jerarquización de discontinuidades, tanto aquéllas que limitan los distintos litosomas reconocidos como las superficies de discontinuidad internas,

d) la obtención de datos de paleocorrientes y

e) la definición de los contactos de la Formación Challacó con las unidades infra y suprayacentes.

Así, fue posible el relevamiento de siete perfiles de detalle, cinco en el sector occidental (PLF1, PLF2, QDS, CHR y ECH) y dos en el sector oriental (LTN y GRN) (Figura 1). Estos perfiles sirvieron de base para la elaboración del trabajo, aunque en ambos casos se realizaron observaciones adicionales en todos los sectores de afloramientos de la unidad, donde se relevaron secciones parciales o se obtuvieron datos complementarios que permitieron efectuar una interpretación más ajustada.

2.3.2- Muestreo

También se procedió al muestreo sistemático de los distintos tipos litológicos en cada uno de los perfiles relevados con el objeto de efectuar posteriores estudios petrográficos (principalmente en los sedimentos de granulometría psamítica y en las matrices de los depósitos psefíticos) y de difracción de rayos X (en los sedimentos más finos). El muestreo no sólo se basó en las características litológicas sino que también se realizó por facies sedimentarias para su posterior caracterización de detalle.

2.4- Tareas de Gabinete

Las tareas consistieron en el procesamiento y análisis de la información obtenida en cada uno de los viajes de campo. Esta actividad comprendió varios aspectos:

2.4.1- Elaboración de secciones columnares

Se dibujaron secciones columnares detalladas (escala 1:100 y 1:200) de cada uno de los perfiles relevados con el objeto de favorecer la visualización y el posterior análisis. En cada uno de ellos se volcó la información litológica, espesores, contactos, estructuras sedimentarias primarias, paleocorrientes y demás aspectos descriptivos.

2.4.2- Análisis de facies

Posteriormente se procedió a la definición de las facies sedimentarias observacionales sobre la base de la litología y las estructuras sedimentarias primarias, previa selección de un código apropiado para su denominación basado en Miall (1977, 1978) y Spalletti (1994). Una vez definidas las facies, se agruparon según asociaciones verticales, a partir del estudio de las secciones columnares obtenidas.

2.4.3- Análisis arquitectural

Con el objeto de realizar un análisis más detallado de los depósitos continentales de la Formación Challacó se realizó el análisis arquitectural de los mismos, basado en la definición de cuerpos sedimentarios (litosomas) a partir de las asociaciones de facies tanto verticales como laterales, geometría, jerarquización de discontinuidades y distribución de paleocorrientes (análisis arquitectural observacional u objetivo).

2.4.4- Análisis secuencial

Sobre la base de la distribución vertical y horizontal de las facies y cuerpos sedimentarios se reconoció la presencia de ordenamientos estrato/grano crecientes y decrecientes y se procedió a la definición de secuencias.

2.5- Tareas de laboratorio

2.5.1- Análisis de secciones delgadas

Se realizaron un total de 30 cortes delgados de las muestras de areniscas y de las matrices arenosas de los conglomerados de la Formación Challacó. A partir de los

mismos se realizó la descripción de los principales componentes (tanto de los constituyentes principales del entramado, como la matriz y cementos presentes) y la cuantificación relativa de cada uno a fin de realizar una caracterización petrográfica de la unidad. También a partir de las diferentes proporciones de los minerales y fragmentos de roca mayoritarios se definieron las principales modas detríticas y la caracterización tectónica de las áreas de aporte de la Formación Challacó.

2.5.2.- Difracción de rayos X

Por su parte, también se han efectuado 30 estudios de muestras pelíticas por difracción de rayos X para obtener la composición mineralógica esencial de las muestras de menor granulometría y las proporciones relativas de cada uno de los minerales de las arcillas presentes.

2.6- Elaboración intelectual de la información obtenida

Consistió en la elaboración de los datos obtenidos con el objeto de realizar una interpretación dinámica y ambiental de las facies sedimentarias, de las asociaciones de facies y de los cuerpos sedimentarios. Esta tarea estuvo orientada a obtener un modelo conceptual de depositación de las secciones estudiadas. En este caso, la investigación se realizó sobre la base de un exhaustivo análisis de la bibliografía sedimentológica, básica y de última generación relacionada con los sistemas fluviales. A partir de estos estudios fue posible proponer un modelo conceptual en el que se integraron diversos sistemas depositacionales.

Esta tarea no sólo se enfocó al modelado de los sistemas fluviales involucrados la depositación de esta unidad, sino también se tuvo en cuenta la evolución temporal y espacial de los distintos sistemas con lo que se pudieron definir secuencias de depositación. De esta forma se elaboró un esquema general de acumulación para esta unidad y se intentó definir los principales factores que controlaron la acumulación de esta unidad y las posibles variaciones tanto laterales como verticales. Este esquema podía servir de base para la correlación de estos depósitos con aquéllos en diferentes sectores de la Cuenca Neuquina, donde la porción cuspidal del Grupo Cuyo no se encuentra caracterizada por las facies de capas rojas de la Formación Challacó.

Capítulo 3: Estratigrafía y antecedentes

3.1- La Cuenca Neuquina. Generalidades y evolución tectono-estratigráfica

La Cuenca Neuquina ha sido definida en la literatura como una provincia geológica desarrollada en el sector centro occidental de la República Argentina. Comprende una superficie de aproximadamente 100.000 km² y abarca gran parte de la provincia del Neuquén, sur de Mendoza, noroeste de Río Negro y sudoeste de La Pampa (Figura 2).

Debido a los distintos ambientes geográficos que predominan en la región y a que comparte su columna estratigráfica con la Cordillera Principal (Yrigoyen, 1972), actualmente se utiliza esta denominación, no para definir una unidad morfoestructural, sino para identificar una depresión de la corteza originada en el Triásico superior sobre rocas neopaleozoicas, donde se produjo la depositación de sedimentos hasta el Terciario inferior (Legarreta y Gulisano, 1989). Esto supone aproximadamente 220 Ma de subsidencia, durante los cuales se acumularon más de 7000 m de sedimentos.

La etapa inicial del desarrollo de esta cuenca (Rético-Hettangiano inferior?), se vincula con extensión litosférica producida por colapso extensional (Dewey, 1988) a lo largo del cinturón orogénico desarrollado durante el Paleozoico en el margen SW de Gondwana (Figura 3). Esta extensión se traduce en una etapa de *syn-rift* caracterizada por el desarrollo de depresiones limitadas por fallas normales (hemigrábenes) con un rumbo predominante N/NW y que estarían reflejando la existencia de límites pre-Triásicos. Para esta etapa, la Cuenca se encontraba muy compartimentalizada y las depresiones estaban conectadas por zonas de transferencia de disposición NE (Vergani *et al.*, 1995).

A partir del Pliensbachiano se produce la primera transgresión importante en la Cuenca Neuquina, conectada hacia el oeste con el paleo-Pacífico. Durante esta etapa, la subsidencia habría sido controlada por las principales estructuras de la cuenca, manteniéndose el aislamiento de los depocentros al igual que para el Triásico (Vergani *et al.*, 1995). A partir del Toarciano, comienza la subsidencia generalizada en toda la cuenca (*post-rift*), produciéndose la amalgamación de los depocentros originales a pesar de que en ocasiones persiste un relieve importante en el fondo de la cuenca que controla localmente la acumulación de sedimentos.

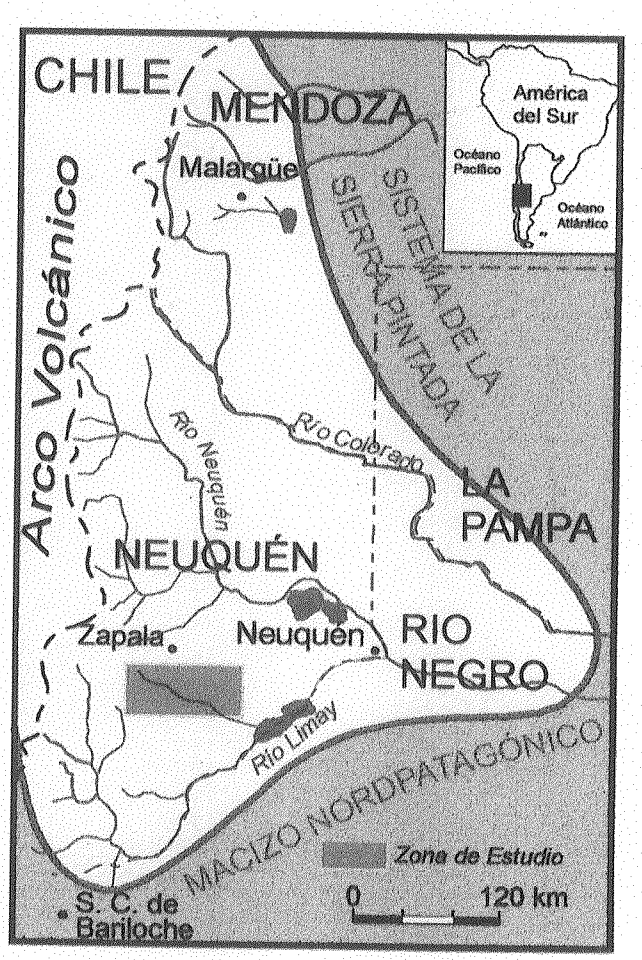


Figura 2: Ubicación y límites de la Cuenca Neuquina (modificado de Legarreta y Gulisano, 1989).

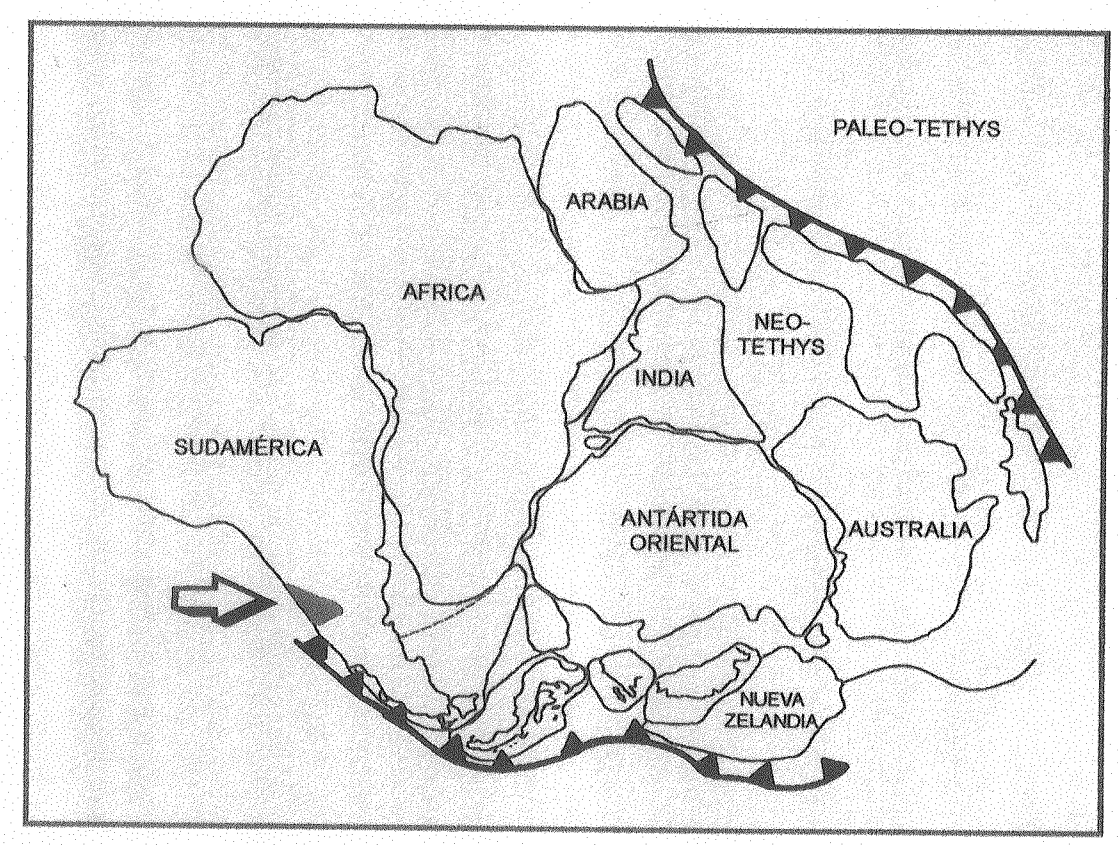


Figura 3: Localización de la Cuenca Neuquina durante el Pérmico-Triásico inferior (modificado de Storey et al., 1992).

Durante gran parte del Jurásico y el Cretácico, esta cuenca evolucionó entre un margen continental bajo un régimen compresivo en el oeste y el antepaís al este, conformado por el Sistema de la Sierra Pintada y el Macizo Nordpatagónico. Para Legarreta y Gulisano (1989) entre otros, la distribución de las distintas unidades que componen el relleno sedimentario en esta etapa y el ordenamiento interno de las secuencias deposicionales (Mesosecuencias Cuyo, Lotena y Mendoza), demuestran que la mayor parte de su evolución estuvo vinculada con cambios relativos en el nivel del mar. Estas variaciones del nivel del mar se correlacionan con ciclos de oscilación eustática de segundo orden (Haq *et al.*, 1987) y las secuencias muestran gradual expansión y traslape sobre el antepaís, lo cual se corresponde con períodos de ascenso relativo de este nivel.

Sin embargo, posteriores estudios han demostrado el importante rol que jugó la actividad tectónica en la acumulación del relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina. Clásicamente se consideró que estos efectos sólo tendrían influencia localizada (Legarreta y Gulisano, 1989), sin embargo, de la comparación de las curvas globales de oscilaciones del nivel del mar y las que se han elaborado para el Mesozoico de los Andes (Hallam, 1991), se deduce que la tectónica ha tenido considerable trascendencia en la distribución y arreglo de las secuencias depositacionales. De esta forma, durante varios estadios de evolución de la cuenca se produjo la inversión de sus principales estructuras, originándose un cambio paleogeográfico de importancia (*inversion assisted shallowing*, Vergani *et al.*, 1995). La más importante es estas inversiones se registra en el Oxfordiano superior - Kimmeridgino inferior y se correlaciona con los movimientos Araucánicos (Stipanicic y Rodrigo, 1970), vinculada con la apertura del Mar de Wedell hacia el sur.

Para el Cretácico superior y el Terciario más bajo, se conserva la tendencia progradante de las secuencias depositadas, a pesar de que se verifica, para estos momentos, el descenso del nivel del mar a escala global. Esto podría deberse a un incremento importante de la subsidencia provocado por efecto de flexura debido al crecimiento y migración hacia el este del arco magmático. Durante éste período se produce también la primera transgresión desde el Atlántico.

A partir del Eoceno inferior, todo el relleno sedimentario y el zócalo de la Cuenca son intensamente deformados como producto de la Tectogénesis Andina. El acortamiento provocado por esta tectónica compresiva se evidencia en la presencia de corrimientos y apretados pliegues con vergencia hacia el este (Mpodozis y Ramos, 1989), que se ven favorecidos por las estructuras preexistentes y que generan la actual

configuración de la cuenca.

3.2- El Jurásico de la Cuenca Neuquina

Siguiendo el esquema clásico propuesto por Groeber (1946) y posteriormente modificado por Gulisano (1981) entre otros, la sedimentación en la Cuenca Neuquina durante el Jurásico puede ser dividida en una serie de ciclos sedimentarios, limitados en su base y techo por discordancias de carácter regional. Si bien dentro de este esquema clásico todas las unidades jurásicas de la cuenca (exceptuando aquéllas de edad titoniana, íntimamente vinculadas con los depósitos cretácicos) eran incluidas en tres ciclos de sedimentación ("Jurásico" *sensu* Groeber, 1946), en la actualidad se considera que estos depósitos forman parte de cinco ciclos de sedimentación (Figura 4).

El primer ciclo o Precuyano (Gulisano, 1981), se interpreta como el estadio inicial de relleno de una cuenca en incipiente formación y está caracterizado por la presencia de rocas piroclásticas riodacíticas y riolíticas asociadas a lavas ácidas y básicas con presencia de depósitos clásticos de ambiente continental en facies de abanico aluvial, fluviales y lacustres. Su distribución areal es bastante irregular, acumulándose en depocentros aislados y con una tectónica sinsedimentaria importante que provoca variaciones de espesor considerables.

Este ciclo de sedimentación está limitado en su base por la discordancia "Supratriásica" (~215 Ma), que se corresponde con la Fase Diastrófica "Río Atuel" (Stipanicic y Rodrigo, 1970), y que lo separa de las rocas de "Basamento" de la cuenca constituidas por granitoides y metamorfitas paleozoicas y por los pórfidos y vulcanitas del Grupo Choiyoi. En el techo, la discordancia "Intraliásica" (~208 Ma) separa al Precuyano de las sedimentitas cuyanas (Figura 4). Sin embargo, la edad de estos depósitos y tanto su relación de base con el Grupo Choiyoi como su límite superior aún resultan poco claros (Franzese *et al.*, 1998).

El Precuyano comprende el lapso que abarca desde el Triásico superior al Hettangiano inferior y, según Legarreta y Gulisano (1989), incluye a las unidades formacionales Piedra del Águila (Ferello, 1947) y Lapa (Stipanicic *et al.*, 1968) en el sector sur de la cuenca, y las Formaciones Remoredo (Groeber *et al.*, 1953) y Planicie Morada (Digregorio, 1965) en el sector mendocino.

Con la depositación del segundo ciclo o Ciclo Cuyano (Groeber, 1946), comienza la sedimentación marina en la cuenca, producto de un episodio transgresivo provocado por la combinación de ascenso del nivel del mar y

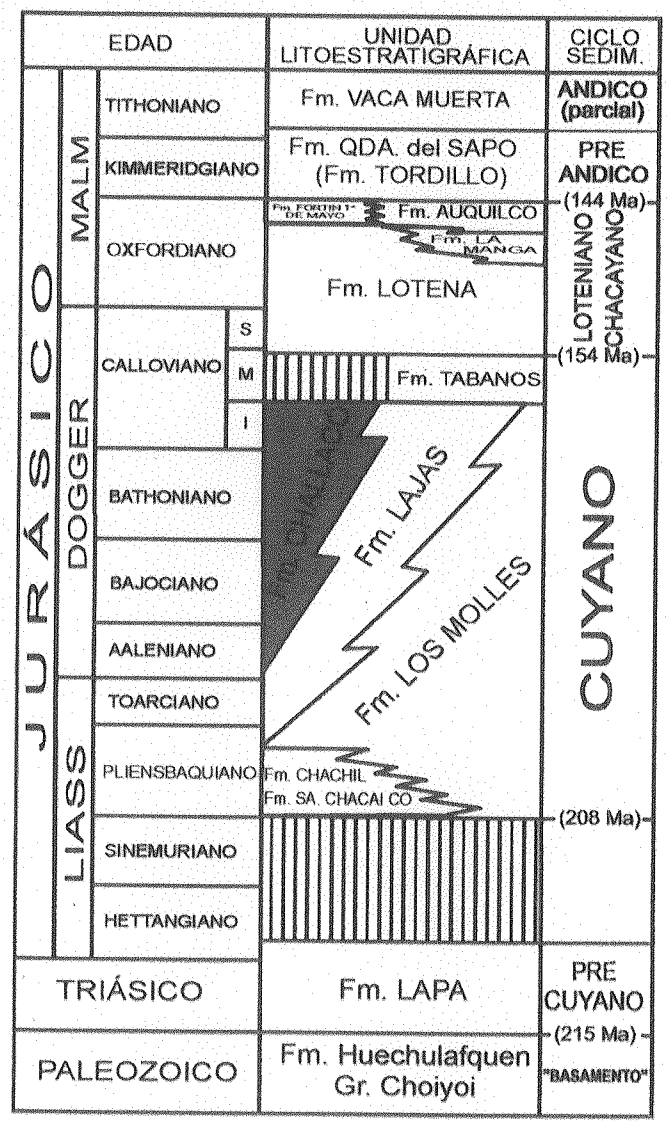


Figura 4: Cuadro estratigráfico para el jurásico de la Cuenca Neuquina Austral.

considerable subsidencia (Gulisano *et al.*, 1984b). Este ciclo se extiende desde el Hettangiano inferior hasta el Caloviano medio (~154 Ma) y queda separado del Ciclo Loteniano-Chacayo suprayacente (Groeber, 1946) por la discordancia Intracaloviana definida por Dellapé *et al.* (1979) (Figura 4).

Los depósitos correspondientes a la parte inferior de este ciclo de sedimentación están asociados a un ambiente marino, que en su fase inicial sufrió importante influencia piroclástica como se observa en las Formación Sierra Chacai Co (Volkheimer, 1973) y en la Formación Chachil (Weaver, 1942). Sus unidades estratigráficas más conspicuas se vinculan con ambientes de depositación progresivamente más someros; esto es: marino profundo para la Formación Los Molles (Weaver, 1931), de plataforma deltaica para la Formación Lajas (Weaver, 1931) y netamente continental para la Formación Challacó (De Ferrariis, 1947). Hacia el final de la depositación de este ciclo se produce la retracción del nivel del mar y la depositación en el centro de la cuenca de una secuencia evaporítica representada por los depósitos de la Formación Tábanos (Stipanicic, 1966).

El "Jurásico" clásico (Groeber, 1946) en la cuenca culmina con el Ciclo Loteniano-Chacayano, que abarca el intervalo Caloviano medio-Oxfordiano superior, quedando las sedimentitas kimmeridgianas asociadas al ciclo de sedimentación Preándico (Groeber *et al.*, 1953) y las titonianas a los depósitos cretácicos con los que conforma el ciclo de sedimentación Ándico (Groeber, 1946). El Ciclo Loteniano-Chacayano está compuesto, en la base, por las sedimentitas clásticas de la Formación Lotena (Weaver, 1931), sobre las que se produce la progradación de una plataforma carbonática representada por los depósitos de la Formación La Manga (Stipanicic, 1951). Hacia la etapa final de este ciclo, se registra una nueva retracción marina, que queda evidenciada por el desarrollo de las evaporitas de la Formación Auquilco (Weaver, 1931) hacia el centro de la cuenca y por los depósitos continentales de la Formación Fortín 1° de Mayo (Gulisano *et al.*, 1984b) en el sector austral.

En su base, el Ciclo Loteniano-Chacayano queda limitado, de acuerdo con lo definido por Dellapé *et al.* (1978), por la discordancia Intracaloviana (~154 Ma) y en el techo por la discordancia Intermálmica (~144 Ma) producida por los Movimientos Araucánicos (Stipanicic y Rodrigo, 1970) que lo separa de los depósitos continentales del Ciclo Preándico (Figura 4).

Dentro del esquema de unidades limitadas por discontinuidades propuesto por Riccardi y Gulisano (1990), los depósitos que constituyen los ciclos Precuyano, Cuyano y Loteniano-Chacayano integran el Sintema denominado Araucánico, y sus

equivalentes dentro de esta clasificación serían los Subsintemas Sañicó, Cuyo y Lotena-Chacay respectivamente, manteniéndose los límites propuestos con anterioridad (Figura 5).

Tal como se señalara anteriormente, los depósitos kimmeridgianos fueron excluidos del "Jurásico" e incluidos dentro de un nuevo ciclo, denominado Preándico, que comprende las sedimentitas de la Formación Tordillo (Stipanicic, 1966) y su equivalente en el sur de la cuenca (Formación Quebrada del Sapo, Digregorio, 1972). Estos depósitos corresponden a ambientes continentales (abanico aluvial, fluvial, eólico y lacustre) y por encima de ellos se produce una transgresión importante, la cual indica el comienzo de la depositación del ciclo de sedimentación Ándico.

Esta primera transgresión ándica se inicia en el Titoniano inferior y se extiende hasta el Titoniano inferior más alto, momento en el cual se interrumpe el ascenso relativo del nivel de base y comienza la depositación de un sistema carbonático de aguas someras que prograda hacia el centro de la cuenca (Formaciones Quintuco, Weaver, 1931 y Picún Leufú, Leanza, 1973). En estos tiempos, la cubeta no presenta un quiebre importante sino una geometría de tipo rampa (Legarreta y Uliana, 1991).

3.3- El Ciclo Cuyano, Grupo Cuyo o Subsintema Cuyo

Son variadas las denominaciones que ha merecido esta sección de la columna sedimentaria correspondiente a la parte inferior y media del Jurásico y que incluye los primeros depósitos de origen marino de la Cuenca Neuquina (Figura 4).

El primero en introducir una nomenclatura ordenada fue Groeber (1946) quien denomina Cuyano a la sección inferior del Ciclo "Jurásico", con una intención netamente cronoestratigráfica. Posteriormente, Stipanicic (1965) introduce la denominación de Grupo Cuyano, adaptando la terminología de Groeber a los términos litoestratigráficos, aunque esta nomenclatura cayó posteriormente en desuso.

Dellapé *et al.* (1978) establecen el término litoestratigráfico Grupo Cuyo para representar a la sucesión sedimentaria limitada en base y techo por las discontinuidades Intraliásica e Intracaloviana respectivamente y que quedaba conformada por la Formación Los Molles en la base, por encima la Formación Lajas y al tope por la Formación Tábanos, a la que correlacionaron con un conjunto de capas rojas aflorantes en el sector sur de la cuenca.

Según Leanza (1990) esta secuencia transgresiva-regresiva se inicia en el Pliensbaquiano con la depositación de sedimentos piroclásticos y marinos de la

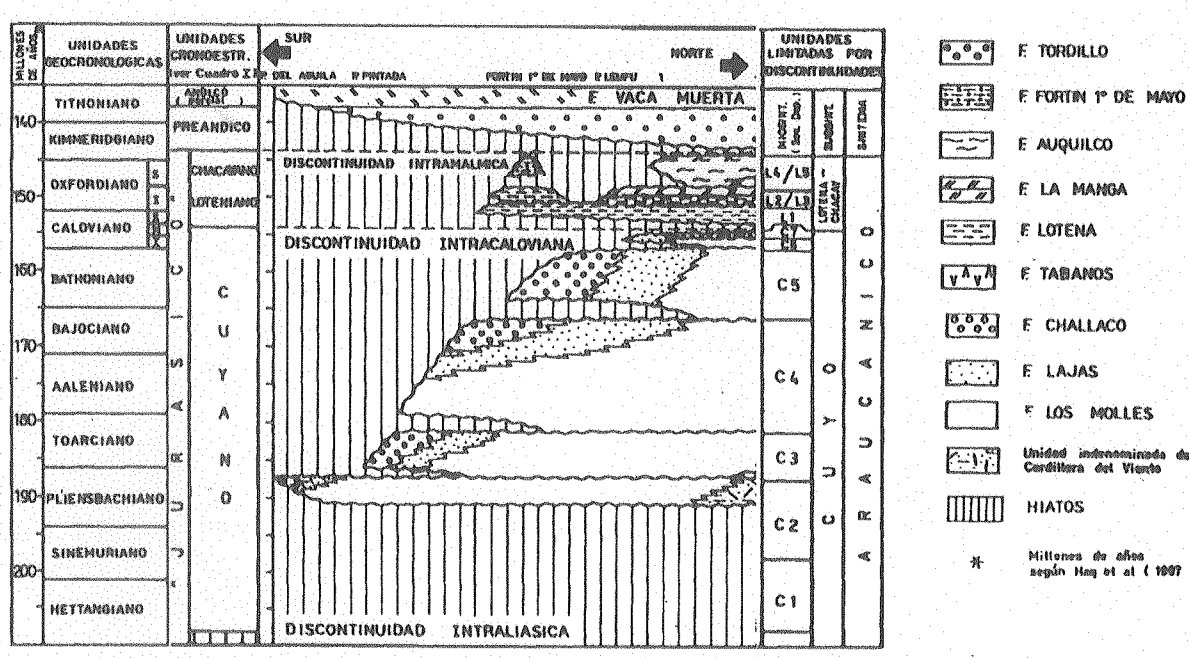


Figura 5: Carta cronoestratigráfica y Unidades Limitadas por Discontinuidades para el Jurásico del sector sur de la Cuenca Neuquina (modificado de Riccardi y Gulisano, 1990).

Formación Sierra Chacai Co (Volkheimer, 1973) y de calizas y tobas silicificadas correspondientes a la Formación Chachil (Weaver, 1942). A estos depósitos le suceden las espesas pelitas de la Formación Los Molles, las cuales se depositarían a partir del Toarciano hasta el Bajociano medio, momento en el que comienza una etapa de retroceso del mar que se evidencia en las areniscas deltaicas y de plataforma dominada por mareas de la Formación Lajas. Esta retracción alcanza su máxima expresión durante el Caloviano inferior con la depositación de las capas rojas de la Formación Challacó en la margen austral y de las evaporitas de la Formación Tábanos en el centro de la cuenca.

Por su parte, Gulisano *et al.* (1984b) en un aporte trascendente para los estudios estratigráficos del Cuyano que se realizarían posteriormente, sugieren que los depósitos del Ciclo Cuyano se corresponden con seis secuencias deposicionales (Figura 6). La primera representa el estadio inicial de inundación de la cuenca, las cuatro secuencias siguientes se corresponden con un conjunto de sigmoides que progradan hacia el interior de la cuenca y la última con la etapa final de restricción del ambiente marino y la depositación de evaporitas de centro de cuenca. De acuerdo a este criterio, las unidades litoestratigráficas tradicionales se asocian a las diferentes facies sedimentarias interpretativas de estas secuencias. Así, las facies marinas profundas de las secuencias progradacionales estarían representadas por la Formación Los Molles, las facies de plataforma por la Formación Lajas, las facies continentales por la Formación Challacó y las evaporitas del techo de este ciclo por la Formación Tábanos. La secuencia inicial de inundación de la cuenca quedaría documentada por las Formaciones Sierra Chacai Co y Chachil.

Siguiendo esta línea, Legarreta y Gulisano (1989) le asignan a esta porción de la pila sedimentaria la denominación de Mesosecuencia Cuyo (Figura 6), quedando la misma constituida por siete secuencias deposicionales, las cuales se correlacionan, en general, con las propuestas anteriormente por Gulisano *et al.* (1984b). No obstante, en esa nueva contribución la secuencia C1 es subdividida en dos secuencias para la etapa de inundación inicial de la cuenca y de inicio de la sedimentación marina. También le asignan a la discordancia basal de este ciclo, una edad Hettangiano inferior (208 Ma) en lugar de Pliensbaquiano (184 Ma), a partir de datos correspondientes a la porción mendocina de la Cuenca Neuquina (Infraliásica).

Posteriormente, Riccardi y Gulisano (1990) clasifican los depósitos correspondientes al Jurásico andino según Unidades Limitadas por Discontinuidades.

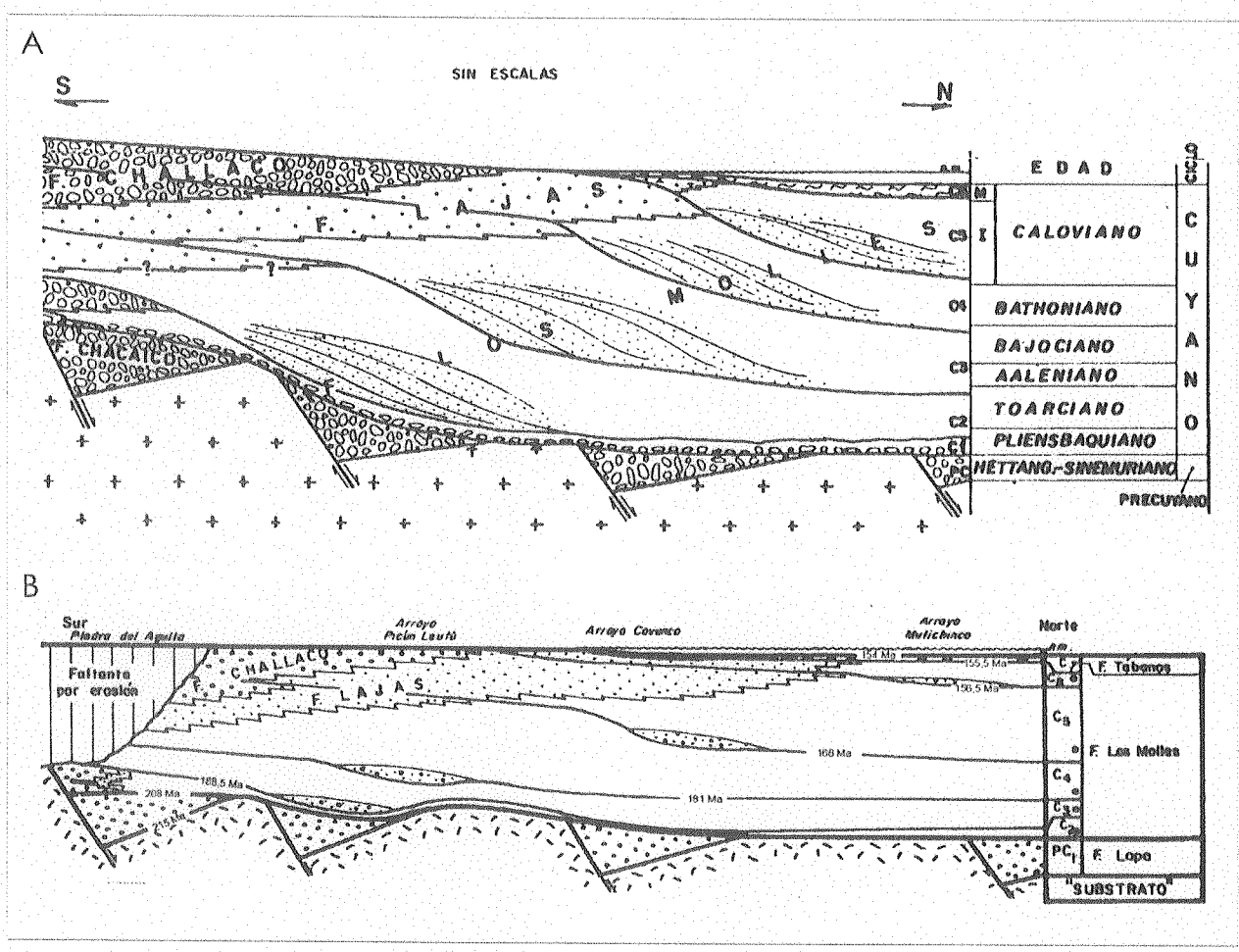


Figura 6: Esquemas estratigráficos secuenciales para el Grupo Cuyo en el sector neuquino de la Cuenca. A) Gulisano et al. (1984b); B) Legarreta y Gulisano (1989).

Los depósitos resultantes de la depositación durante esta etapa, comprendidos entre las discordancias Intraliásica en la base e Intracaloviana en el techo, son agrupados dentro del Subsintema Cuyo. Este Subsintema, es a su vez dividido en siete secuencias deposicionales menores (también limitadas en base y techo por discontinuidades de jerarquía inferior), cuyos depósitos se corresponden con siete miosintemas (Figura 5) y que se corresponden con las secuencias deposicionales propuestas por Legarreta y Gulisano (1989).

Dentro del esquema estratigráfico secuencial y más recientemente, Zavala (1993, 1996a; 1996b) reconoce, para el Cuyano en el sector sur de la Cuenca Neuquina, cuatro miosintemas relacionados con ciclos de oscilación del nivel del mar de tercer orden (JC4, JC5, JC6 y JC7). Los límites de los mismos no coinciden con los propuestos anteriormente y, a su vez, realiza una subdivisión de los miosintemas a partir del reconocimiento de secuencias depositacionales de cuarto orden.

De acuerdo a lo expuesto, se observa que se han desarrollado dos criterios para el análisis estratigráfico de los sedimentos que componen el Ciclo Cuyano.

Por un lado, existe la tendencia clásica de definir las distintas unidades formacionales de acuerdo a sus características litológicas. Siguiendo esta metodología, ilustrada por los trabajos de Dellapé *et al.* (1978) y más recientemente por Leanza (1990), se le asigna a cada formación una determinada edad en función de su contenido fosilífero o su posición estratigráfica. Dentro de este esquema, las unidades se superponen a medida que se produce su depositación y salvo casos excepcionales, en los cuales dos unidades se interdigitan, se considera que los límites entre las diferentes formaciones constituyen líneas de tiempo. A partir de allí, y de acuerdo a las características litológicas y a los sistemas depositacionales que las originaron, se trata de asociar cada una de las unidades litoestratigráficas con un ambiente de depositación, con el objeto de reconstruir la posible evolución de la cuenca para el lapso representado.

Por su parte, en el segundo criterio, se considera a estas unidades litoestratigráficas como facies sedimentarias (interpretativas), integrantes de secuencias depositacionales mayores. Cada secuencia se encuentra conformada por diferentes litologías en función de los sistemas depositacionales (Figuras 5 y 6). Estas secuencias están limitadas por discontinuidades de carácter regional, las cuales se asumen como líneas de tiempo. En este caso, los límites entre las unidades litoestratigráficas pasan a cortar las líneas de tiempo representadas por las discontinuidades. De esta manera las tradicionales unidades formacionales pierden su

rigidez temporal, y la depositación de ellas puede ser parcialmente sincrónica, aunque se mantiene en algunos casos, la sucesión vertical clásica debido a los procesos de progradación.

3.4- La Formación Challacó. Antecedentes y caracterización general

3.4.1. Consideraciones Generales

De Ferraríis (1947) introduce la denominación de Serie de Challacó para caracterizar a un complejo arcilloso-arenoso-conglomerádico de colores rojizos que se desarrolla en el sector meridional de la Dorsal Neuquina por encima del complejo de las "Arcillas Negras" y a las cuales se le superponen en discordancia las Margas Bituminosas (en otros sectores denominadas Formación Vaca Muerta) o las Areniscas de Relleno (Formación Tordillo).

Durante muchos años, estos depósitos eran considerados como la sección basal de la Formación Lotena (Parker,1965; Marchese,1971; Leanza, 1973). Posteriormente, Dellapé *et al.* (1978) dividen en tres unidades diferentes a los depósitos que se incluían dentro de la Formación Lotena, y que se desarrollaban por encima de la Formación Lajas y por debajo de las lutitas negras titonianas de la Formación Vaca Muerta. Los estudios realizados por estos autores les permitieron relacionar a la unidad inferior con el ciclo Cuyano, representando, según su criterio, la máxima expresión de la tendencia regresiva iniciada con la depositación de la Formación Lajas. Dellapé *et al.* no dan una denominación formacional a esta sección a la que caracterizan tan sólo como unidad C-D. Luego, Gulisano *et al.* (1984b) y Leanza (1990), a partir de su posición estratigráfica, litología y relación con la Formación Lotena sensu estricto suprayacente, correlacionan a estas capas rojas con la Formación Challacó de De Ferraríis (1947).

Leanza (1990) realiza un análisis algo más detallado de la Formación Challacó y describe un perfil completo de la misma para el codo del arroyo Picún Leufú. Este autor mantiene la teoría que vincula a estos depósitos continentales con un estadio de máxima regresión marina y los correlaciona con las evaporitas de la Formación Tábanos que se desarrollan en el centro de la cuenca.

Otros autores, como Digregorio (1978), Digregorio y Uliana (1980) y Di Persia *et al.* (1984), reconocen tres litofacies distintivas para el Cuyano dentro de las cuales se incluyen todas las variaciones litológicas reconocidas. La litofacies de Lutitas Negras, bien documentada en la Formación Los Molles, es propia de un ambiente de sedimentación marina distal con circulación restringida. La litofacies de Areniscas

Grises, representa un ambiente de sedimentación litoral con una moderada agitación y se correlaciona con los depósitos de la Formación Lajas y Loma Negra. Por último, la litofacies de Areniscas Conglomerádicas y Fangolitas Rojas se asocia a un ambiente continental de llanura aluvial y se correlaciona con los sedimentos continentales de la Formación Challacó y parte inferior de la Formación Lotena en el flanco sur del sector oriental del engolfamiento y con la Formación Punta Rosada en el flanco norte.

Por su parte Gulisano (1981) y Gulisano y Pando (1981) hacen también referencia a la presencia de una serie de capas rojas de origen fluvial con las que culmina el Cuyano y que serían correlacionables con los depósitos evaporíticos de la Formación Tábanos.

A partir de los estudios de estratigrafía secuencial, Gulisano *et al.* (1984b) consideran que las facies de capas rojas de origen fluvial de las secuencias depositacionales que definen para el Ciclo Cuyano, y que progradan sobre las areniscas litorales, corresponden a la Formación Challacó (Figura 6).

Posteriormente Legarreta y Gulisano (1989) completan este esquema basado en la estratigrafía secuencial, manteniendo la propuesta de Gulisano *et al.* (1984b) al considerar a la Formación Challacó como las facies continentales de dichas secuencias. Similar criterio mantienen Riccardi y Gulisano (1990), al aplicar el concepto de Unidades Limitadas por Discontinuidades al Jurásico andino (Figura 5).

3.4.2. Límites

En cuanto a los límites de esta unidad, el pasaje basal desde la Formación Lajas queda determinado por la aparición de las primeras pelitas rojas (Leanza, 1990). Di Persia *et al.* (1984) consideran que en el margen sudoriental de la cuenca, la Litofacies de Areniscas Conglomerádicas y Fangolitas Rojas podría apoyar directamente sobre términos del basamento, mientras que hacia el interior de la cuenca, el contacto es concordante sobre la Litofacies de Areniscas Grises (correlacionable con la Formación Lajas), existiendo en algunos sectores una interdigitación.

En determinadas regiones de la cuenca, particularmente en las vinculadas con la Dorsal de Plottier-Charahuilla, algunos autores sostienen que el límite basal de la Formación Challacó podría estar representado por una discordancia angular (Limeres, 1996; Zavala, 1996a) que vinculan con actividad tectónica durante la acumulación de las sedimentitas del Grupo Cuyo (Discordancia Intrabajociana).

Según Dellapé *et al.* (1978), el techo de la Formación Challacó está marcado

por una discordancia (provocada por los movimientos Intracalovianos) por encima de la cual aparece la Formación Lotena, que se inicia con un conglomerado de base de unos 6 metros de espesor y que corresponde al comienzo del Ciclo de sedimentación Loteniano-Chacayano. En aquellas localidades donde la Formación Lotena no aparece, la Formación Challacó es cubierta, también en relación de discordancia, por la Formación Fortín 1° de Mayo del Grupo Lotena (Leanza, 1990), por las sedimentitas de la Formación Quebrada del Sapo (Leanza, 1990 y Di Persia *et al.*, 1984), en las que también aparece un conglomerado basal, o por las pelitas y calcáreos de la Formación Vaca Muerta (Leanza, 1990).

3.4.3. Litología

Litológicamente, la Formación Challacó está conformada por areniscas de grano grueso, con lentes conglomerádicas e intercalaciones de fangolitas, con tonalidades predominantemente rojas a blanquecinas, en una secuencia granocreciente (Dellapé *et al.*, 1978). De Ferrariis (1947) y Leanza (1990), remarcan la presencia de delgados bancos de pelitas verdes hacia la parte superior de la unidad. Las areniscas evidencian una marcada inmadurez, ya que presentan clastos líticos (de porfiritas, plutonitas y localmente de pelitas), feldespato abundante y cuarzo. La matriz es en general arcillosa y en algunas ocasiones presenta escaso cemento de composición carbonática (Di Persia *et al.*, 1984).

3.4.4. Espesor

El espesor de esta formación, en aquellos sectores donde aflora y en especial sobre las márgenes del Arroyo Picún Leufú, donde se realizaron varios perfiles, según diferentes autores oscila entre 165 metros (Leanza, 1990), 170 metros (Di Persia *et al.*, 1984) y 198 metros (Dellapé *et al.*, 1978). Según Di Persia *et al.* (1984) los máximos espesores de esta litofacies se registran en el subsuelo del sector El Sauce Oeste, con aproximadamente 470 metros, disminuyendo su potencia a medida que nos alejamos del borde deposicional hacia el norte y noroeste.

3.4.5. Edad y correlaciones

Comúnmente se le asigna a la Formación Challacó una edad correspondiente al Caloviano, la cual se basa en su posición estratigráfica, ya que no se dispone de dataciones ni se han encontrado fósiles en ella. De acuerdo a los estudios realizados por Dellapé *et al.* (1978) y Leanza (1990), la Formación Challacó correspondería más

precisamente al Caloviano inferior más alto, por encontrarse por encima de la Formación Lajas, del Caloviano inferior y por estar cubierta por sedimentitas lotenianas de edad Caloviano medio. Por otra parte, aquellos autores que consideran a la Formación Lotena como correspondiente al Caloviano medio alto y Caloviano superior, sugieren que la edad de la Formación Challacó podría extenderse hasta el Caloviano medio (Pando *et al.*, 1984).

Para quienes basan su propuesta en los términos de la estratigrafía secuencial y consideran a estos depósitos fluviales como las facies continentales de varias secuencias depositacionales (Gulisano *et al.*, 1984b; Legarreta y Gulisano, 1989; Riccardi y Gulisano, 1990), la edad sería bastante más amplia, ya que abarcaría a varias de las secuencias deposicionales involucradas. En este sentido la más antigua de las secuencias reconocidas corresponde al Aaleniano-Bajociano (Secuencia C3 de Legarreta y Gulisano, 1989), ya que los sedimentos fluviales de la secuencia C2 no han sido localizados. La más joven sería del Caloviano inferior a medio, aunque se considera que los depósitos de esta edad podrían haber sido erosionados. Por otra parte, sostienen que los depósitos evaporíticos de la Formación Tábanos (secuencia C7) se apoyan por encima de la última secuencia progradante (C6) y que por lo tanto son más jóvenes que ella (Figuras 5 y 6).

Vale destacar que esta inferencia se contradice con la que habían propuesto anteriormente varios autores (Dellapé *et al.*, 1978; Gulisano, 1981; Gulisano y Pando, 1981), en la que consideraban a la Formación Challacó como una variación lateral de los depósitos evaporíticos de la Formación Tábanos.

De acuerdo con la edad Caloviano inferior más alto que Leanza (1990) propone para los afloramientos de la Formación Challacó en el área de la Hoja 36b, éstos se correlacionarían con la secuencia deposicional C5 de Gulisano *et al.* (1984b). Sin embargo, este autor también acepta la correlación propuesta por Dellapé *et al.* (1979) donde se reconoce a estos depósitos como un equivalente lateral de la Formación Tábanos.

Por su parte, Zavala (1993; 1996a; 1996b) considera que los afloramientos de esta unidad en el sector occidental del área de estudio podrían ser más antiguos que lo propuesto anteriormente y define dos secuencias depositacionales (JC6 y JC7) a las que ubica durante el Bajociano superior más alto - Bathoniano inferior y Bathoniano medio respectivamente. Para los afloramientos más orientales, este autor considera que la edad de las capas rojas de la Formación Challacó puede ser aún mayor ya que forman parte de la secuencia depositacional JC5 de edad Bajociano inferior -

Bajociano superior.

3.5- La Formación Lotena de Weaver (1931)

Esta unidad litoestratigráfica fue definida por Weaver (1931) para caracterizar un conjunto de conglomerados y areniscas continentales que aparecen en toda la Cuenca Neuquina por debajo de los sedimentos pelíticos del Titoniano.

En la definición original, este autor hace referencia a una serie de conglomerados de origen continental que se encuentran ubicados en las inmediaciones del cerro homónimo. Posteriores estudios y observaciones (Suero, 1951; Gulisano *et al.*, 1984b) han demostrado que esos conglomerados se encuentran estrechamente vinculados con la depositación del Ciclo Cuyano, y que al corresponder a facies continentales, podrían ser considerados como equivalentes de la Formación Challacó.

La utilización de diferentes designaciones para la misma unidad litoestratigráfica y la intención de establecer correlaciones con otras localidades de la Cuenca Neuquina ha llevado a una gran confusión, por lo que se considera que una revisión de la terminología (clásica y actualmente en uso), podría esclarecer, en cierta medida, este problema.

Si revisamos la primer referencia a la Formación Lotena (*Loteno Formation*), incluida en la descripción de las unidades de la Cuenca Neuquina realizada por Weaver (1931, p. 41), se lee:

> *"From the town of Los Colorados in Southern Neuquén northward to Cerro Tromen in Northern Neuquén there exists a series of conglomerates, sandstones, and clay shales of continental origin which will be designated as Loteno formation. These beds are excellently exposed in the vicinity of Cerro Loteno, from which mountain the name is derived. Throughout Central and Northern Neuquén the Loteno formation always lies immediately below the lower Tithonian black shales ..."*

De este modo queda definida esta formación, tomándose como localidad tipo de la misma el área del cerro Lotena. Weaver igualmente indica la presencia de afloramientos de esta unidad en las localidades de Picún Leufú y Vaca Muerta. En el sector del arroyo Picún Leufú remarca una intercalación de limolitas marinas con amonites que asignó al Lusitaniano (Figura 7).

Herrero-Ducloux, en un posterior estudio de esta unidad (Herrero-Ducloux y

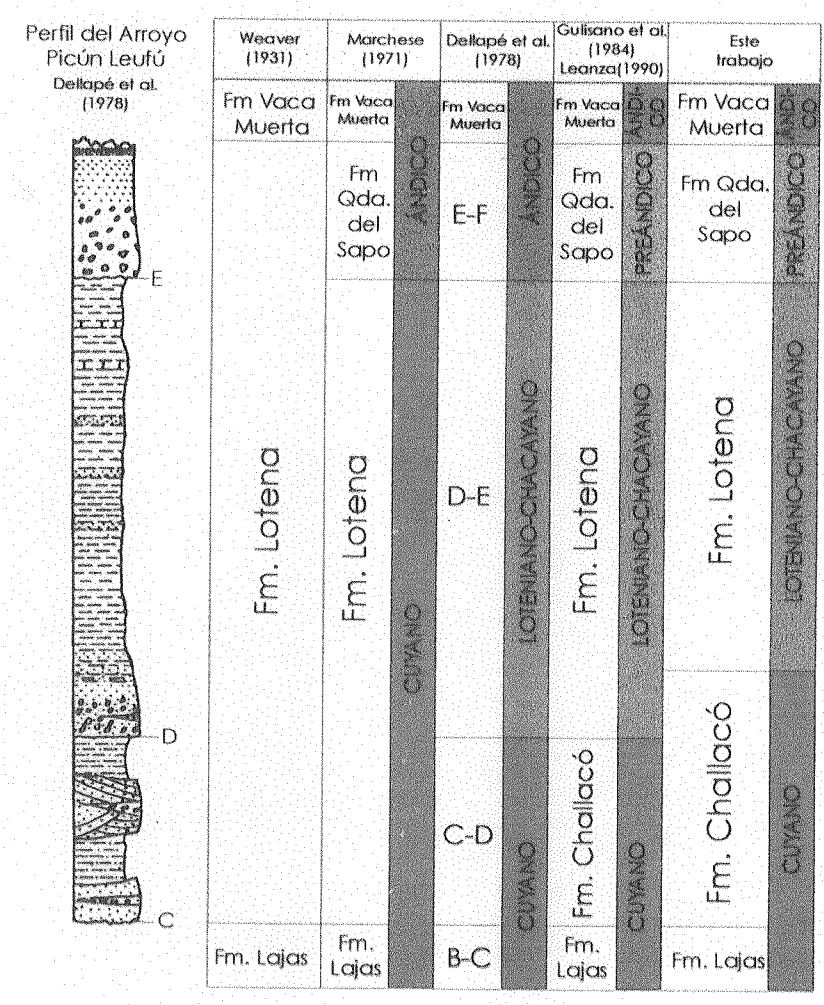


Figura 7: La Formación Lotena. Diferentes criterios utilizados en su denominación.

Leanza, 1943, p. 295), sostiene:

> *"A pesar de que en el cerro Lotena las areniscas y conglomerados se presentan en muy buenos afloramientos y que con su nombre se ha designado esta formación, no es ésta la zona más indicada para un estudio estratigráfico de la misma, por cuanto los intensos movimientos tectónicos que afectaron dicha zona han modificado en muchos casos, la sucesión primitiva de las capas. Más apropiada, en este sentido, es la región del Picún-Leufú y más precisamente el área situada en las inmediaciones del punto en que la ruta nacional n°40 cruza el arroyo del mismo nombre, donde puede estudiarse una sucesión estratigráfica que va desde el Liásico hasta el Neocomiano (Valanginiano), expuesta en un perfil casi continuo. En esta zona las perturbaciones no han sido tan intensas como en la del cerro Lotena, y por lo que se refiere a la formación de este nombre, es éste el único lugar donde, hasta ahora, se han encontrado fósiles marinos en su espesor."*

Dichos autores le asignan a esta formación una edad caloviana, de acuerdo a la redefinición de los fósiles utilizados en la descripción original, y consideran que los depósitos aflorantes en el sector de Mallín Quemado en la Sierra de la Vaca Muerta, no pertenecen a la Formación Lotena debido a que se asientan sobre un yeso de edad oxfordiana y que por lo tanto no resulta posible una correlación.

De esta forma, si excluimos los afloramientos de la Sierra de la Vaca Muerta, sólo se pueden considerar afloramientos de la Formación Lotena a los conglomerados del Cerro Lotena y a las capas rojas, con una intercalación de facies marinas del sector del Arroyo Picún Leufú.

Suero (1951) analiza los depósitos del cerro Lotena, y define como "Serie de Conglomerados" a las capas que aparecen entre los depósitos de edad bajociana y las pelitas tithonianas. Este autor considera a los 300 m superiores de esta serie como la Formación Lotena de Weaver y debido a la ausencia total de fósiles en este sector, le asigna edad caloviana en base a los estudios que Herrero-Ducloux y Leanza (1943) realizaran en el arroyo Picún Leufú (Figura 7).

Stipanicic (1966) adapta los términos litoestratigráficos propuestos por Weaver a la clasificación cronoestratigráfica que Groeber (1946) realiza de las distintas series que componen el "Jurásico" de la cuenca Neuquina. De tal modo, correlaciona los depósitos de la Formación Lotena con el Loteniano, definiendo su extensión temporal al Caloviano inferior, medio y parte más baja del superior. De estas consideraciones se desprende que dentro del término Formación Lotena debían incluirse también las

pelitas que aparecen en la localidad de Chacay Melehue (por encima del yeso de la Formación Tábanos), criterio que diferia completamente de la definición litoestratigráfica de esta formación propuesta por Weaver en 1931. Posteriormente, Stipanicic (1969), realiza una diferenciación entre el Ciclo Loteniano (cuya edad sí se extendía desde el Caloviano inferior hasta la parte más baja del Caloviano superior) de la Formación Lotena, a la que asignó una edad Caloviano medio.

Por su parte, Marchese (1971), en su análisis de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, considera a la Formación Lotena como parte de un conjunto en el que se incluyen las formaciones (Los) Molles y Lajas infrayacentes (Figura 7) y considera a los afloramientos del cerro Lotena como una de las zonas donde la unidad presenta mayor espesor. Igualmente, este autor destaca la utilización del término Formación Chacay Melehue propuesto por Cangini (1968) para las facies pelíticas reconocidas al norte de la dorsal y que habían sido consideradas como equivalentes laterales de la Formación Lotena.

Digregorio (1972) correlaciona los afloramientos del sector de Picún Leufú-Charahuilla con los 300 m superiores de la serie de conglomerados que aparece en el cerro Lotena y adopta el criterio de Marchese (1971) al considerar que la Formación Lotena pasa lateralmente a las lutitas y arcilitas margosas de la Formación Chacay Melehue. Este autor adhiere a la teoría de que la Formación Lotena se encuentra genéticamente relacionada con la Formación Lajas.

Posteriores estudios que involucran a la Formación Lotena en el sector del arroyo Picún Leufú (Dellapé *et al.*, 1978) se basan solamente en criterios cronoestratigráficos cuando hacen referencia a los depósitos descriptos por Weaver como Formación Lotena. Allí se sugiere que estos depósitos comprenden a rocas pertenecientes a tres ciclos de sedimentación diferentes. Así, correlacionan las areniscas conglomerádicas y fangolitas rojas de la base de la unidad con el ciclo de sedimentación Cuyano; el sector medio, conteniendo las margas con amonites calovianos con el Ciclo Loteniano, y la parte superior de la Formación Lotena con el ciclo de sedimentación Ándico (Figura 7). Esta separación se basa en aspectos cronoestratigráficos, y en ningún momento los autores hacen una correlación de los tramos en cuestión (C-D, D-E y E-F respectivamente), con las unidades litoestratigráficas clásicas. Con posterioridad, Dellapé *et al.* (1979), en un estudio detallado de la distribución de las sedimentitas que integran el ciclo Loteniano, excluyen a los afloramientos del cerro Lotena (ver mapa de distribución de las sedimentitas lotenianas). Nótese que según el criterio de Dellapé *et al.* (1979) la Formación Lotena, según la definición original de

Weaver (1931), no pertenece al ciclo Loteniano. Asimismo, Dellapé *et al.* (1979) coinciden con Marchese (1971) y Digregorio (1972) al vincular genéticamente los depósitos de la Formación Lotena (*sensu* Weaver, 1931) con la Formación Lajas infrayacente.

Siguiendo esta línea, que consideraba que dentro de la Formación Lotena se incluían depósitos pertenecientes a más de un ciclo de sedimentación, Digregorio (1978) y Digregorio y Uliana (1980) en sus estudios sobre la estratigrafía de la Cuenca Neuquina incluyen, por un lado, a la sección inferior de la Formación Lotena en la *litofacies de Areniscas Conglomerádicas y Fagolitas Rojas* del Ciclo Cuyano. Sin embargo, también ubican a los depósitos superiores de esta unidad dentro del Ciclo Loteniano-Chacayano y a diferencia de lo que había sido propuesto anteriormente, atribuyen a este último ciclo de sedimentación la serie de conglomerados del cerro Lotena. En este punto, la confusión con respecto a la nomenclatura estratigráfica resulta enorme. Con todo, restan aún nuevas interpretaciones.

A partir de los estudios de Gulisano *et al.* (1984b), se introduce un nuevo criterio sobre la designación de estos depósitos, el que posteriormente será adoptado por el conjunto de geólogos de YPF e incluso otras empresas petroleras. En su contribución (Figura 6), estos autores adoptan la denominación de Formación Challacó, para designar a las capas rojas que coronan el ciclo Cuyano en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, es decir a las sedimentitas del ciclo sedimentario inferior (*sensu* Dellapé *et al.*, 1978) en el sector del arroyo Picún Leufú y la parte superior de la Serie de Conglomerados del Cerro Lotena (sensu Dellapé *et al.*, 1979). La Formación Challacó había sido descripta por De Ferraríis (1947), para designar a una unidad de subsuelo compuesta principalmente por conglomerados y areniscas rojas con intercalaciones de fangolitas, y que se consideraba un equivalente lateral de las formaciones Lajas y Lotena en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino. Gulisano *et al.* (1984b), también consideran que la Formación Lotena forma parte del ciclo Loteniano-Chacayano, y asignan a un cambio lateral de facies dentro de esta misma unidad a los depósitos pelíticos que afloran en el sector más septentrional de la cuenca. Sin embargo, en ningún momento hacen referencia a los conglomerados presentes en las inmediaciones del cerro Lotena.

Por su parte, en la descripción de la Hoja Cerro Chachil, Leanza (1985) al referirse a la Formación Lotena hace alusión a una supuesta enmienda en la definición propuesta por Dellapé *et al.* (1978), a pesar de que la divisón de Dellapé *et al.* (1978) tiene neto carácter cronoestratigráfico. Leanza (1985; 1990, p. 295) cita:

"Formación Lotena (Weaver, 1931 emend Dellapé et al., 1978)"

Sobre la base de los tres ciclos sedimentarios de Dellapé *et al.* (1978) y del esquema propuesto por Gulisano *et al.* (1984b), Leanza (1985, 1990) considera a la parte inferior de la Formación Lotena (original), que había sido vinculada con el ciclo Cuyano, como Formación Challacó. El sector medio, perteneciente al ciclo Loteniano-Chacayano, compuesto por un conglomerado basal y arcilitas verdes con amonites calovianos lo denomina Formación Lotena (*sensu stricto*), y para la porción superior de la unidad utiliza la denominación Formación Quebrada del Sapo (véase Marchese, 1971), debido a su asociación con el ciclo de sedimentación Ándico (Figura 4).

Desde el punto de vista litoestratigráfico formal, resulta confuso el criterio seguido por Gulisano *et al.* (1984b) y Leanza (1985, 1990) en el sentido de utilizar el término Formación Lotena para describir a una serie de margas con fósiles marinos, ya que en la mención original de Weaver (1931) se alude a un conjunto de conglomerados y areniscas de origen continental. En tal sentido, la denominación de Formación Lotena debió siempre reservarse para las capas rojas del cerro Lotena y para los depósitos que yacen inmediatamente por encima de la Formación Lajas en el arroyo Picún Leufú, atribuidos al Cuyano, ya que tanto su litología como ambiente de depositación son similares a los de los depósitos definidos por Weaver en el cerro Lotena (ya que no se considera que exista un estratotipo de esta unidad litoestratigráfica, Riccardi, *com. pers.*).

Sin embargo, el esquema de Gulisano *et al.* (1984b) fue ampliamente aceptado en toda la literatura estratigráfica posterior y diversos autores (Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; Legarreta y Uliana, 1996) consideran a la Formación Lotena como una unidad constitutiva del ciclo de sedimentación Loteniano-Chacayano (o de la Mesosecuencia Lotena de Legarreta y Gulisano, 1989) excluidos los afloramientos de capas rojas del cerro Lotena. Igualmente dentro de este esquema, estos autores denominan a los depósitos continentales del tope del ciclo Cuyano como Formación Challacó.

En este sentido, Riccardi y Gulisano (1990, p. 353), advierten sobre la confusión existente entre los términos litoestratigráficos y cronoestratigráficos en el Jurásico andino, refiriéndose más precisamente a la Formación Lotena:

> *"Era evidente sin embargo que si bien resultaba posible incluir en el piso Loteniano a las areniscas de la Formación Lotena de Weaver (1931) y a las facies pelíticas calovianas de Chacay Melehue, no era apropiado en cambio incluir estas últimas dentro de Formación Lotena. De allí la introducción de la*

denominación Formación Chacay Melehue (Cangini, in Marchese, 1971) y la distinción posterior de Stipanicic (1969) mediante la cual el Cuyano y Loteniano fueron representados como ciclos sedimentarios al tiempo que se usaban las denominaciones Formación Lotena y Loteniano de acuerdo a los criterios de Weaver (1931) y Groeber (1946) respectivamente."

Sin embargo, en su definición de las Unidades Limitadas por Discontinuidades del Jurásico de la Cuenca Neuquina, Riccardi y Gulisano (1990) consideran a la Formación Lotena como parte del Subsintema Lotena-Chacay (Figura 5) y a los depósitos continentales del Ciclo Cuyano como Formación Challacó, adhiriendo así al esquema originalmente propuesto por Gulisano *et al.* (1984b).

En 1993, con motivo de la edición del Léxico Estratigráfico de la Argentina, se reabre la discusión acerca de los alcances de la denominación de Formación Lotena. Damborenea (1993), en su análisis sobre esta formación, confirma la descripción original propuesta por Weaver (1931), no obstante al referirse a la distribución y los límites de la misma, se basa en los estudios del Ciclo Loteniano efectuados por Dellapé *et al.* (1979). Incluso tiene en cuenta el criterio de Gulisano *et al.* (1984b) respecto a incluir la Formación Lotena dentro del ciclo de sedimentación Loteniano-Chacayano.

En esa misma contribución, al referirse a la Formación Challacó, Del Vo (1993) aclara:

"Las sedimentitas rojas de origen continental referidas habitualmente a la Formación LOTENA (véase) en la localidad tipo y zonas vecinas (Chacaicó-Charahuilla) serían equivalentes a la Formación Challacó y tendrían una edad Caloviana inferior a media?"

De esta forma, remarca la idea original de que las capas atribuidas a la Formación Lotena se correlacionan con los depósitos continentales que aparecen en el sector de la Sierra de Chacaico, que actualmente se denominan Formación Challacó y que constituyen la parte superior del ciclo Cuyano.

En síntesis, debemos mencionar que se registran dos tendencias diferentes en lo que respecta al estudio y significado estratigráfico de la Formación Lotena. Por un lado ciertos autores insisten en considerar a esta unidad como integrante de un mismo ciclo sedimentario que la Formaciones Los Molles y Lajas infrayacentes (Marchese, 1971). Algunos autores no reconocen a los afloramientos del cerro Lotena, sin embargo en la descripción de la distribución del Ciclo Loteniano (Dellapé *et al.*, 1978; 1979), no hacen alusión a afloramientos en ese sector, de lo que se deduce que consideran a dicha

serie de conglomerados como parte integrante del Ciclo Cuyano. Más recientemente, Del Vo (1993) adhiere a esta posición al correlacionar a los afloramientos utilizados en la descripción original de la Formación Lotena con los depósitos continentales del Ciclo Cuyano conocidos actualmente como Formación Challacó.

Por otra parte, la tendencia más generalizada en los últimos tiempos es la de considerar a la Formación Lotena como parte del Ciclo de sedimentación Loteniano-Chacayano (Gulisano *et al.*, 1984b). Los autores que aceptan esta teoría (Leanza, 1985; Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza, 1990; Riccardi y Gulisano, 1990, Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; Legarreta y Uliana, 1996) denominan a los depósitos continentales del Ciclo Cuyano como Formación Challacó. Ninguno de ellos hace mención acerca de la ubicación de los afloramientos del cerro Lotena.

De todo esto se desprende que los depósitos arenosos y pelíticos marinos del sector central de la Cuenca Neuquina, que en la actualidad se conocen como Formación Lotena y que caracterizan la porción basal del ciclo de sedimentación Loteniano-Chacayano, no guardan ninguna relación con los depósitos descriptos originalmente por Weaver (1931). Esta formación fue definida en las inmediaciones del cerro Lotena y está constituido por una serie de conglomerados y areniscas de origen continental, las que conforman un ciclo de sedimentación junto con las formaciones Los Molles y Lajas infrayacentes.

Por lo tanto, la utilización de esta denominación para caracterizar a un conjunto de sedimentos pelíticos marinos que representan la sección basal de un ciclo de sedimentación posterior (Loteniano-Chacayano), no respeta las normas estratigráficas vigentes en la actualidad.

En tal sentido, más correcto hubiese sido denominar como Formación Lotena a las capas rojas continentales con las que culmina el Ciclo Cuyano en el sector del arroyo Picún Leufú. Siguiendo este esquema, para la sección media de dicho perfil, atribuida al ciclo Loteniano-Chacayano y denominada Formación Lotena por Gulisano *et al.* (1984b), se debería haber adoptado una nueva denominación.

Como consideraciones finales, a los fines del trabajo planteado dentro de esta tesis y al esclarecimiento de la terminología se podría concluir que:

1- Los conglomerados del Cerro Lotena, que originalmente se denominaran Formación Lotena formalmente, en la actualidad, se consideran como parte integrante del Ciclo de sedimentación Cuyano,

2- De esto se deduce que al considerarse como facies continentales del Grupo Cuyo deben ser denominadas como Formación Challacó, aunque no siempre se mantiene esta denominación y en algunos trabajos se los sigue considerando como Formación Lotena (ver Vergani *et al.*, 1995).

3- Independientemente de la denominación, y al formar parte de las facies continentales del Grupo Cuyo, deben ser incluidos dentro de este trabajo, cuyo objeto es el de caracterizar los ambientes de depositación que coronan este Grupo en todo el sector sur de la Cuenca Neuquina

4- Con el fin de esclarecer por completo la terminología litoestratigráfica de esta parte de la Columna del Jurásico de la Cuenca Neuquina, es necesaria una redefinición de estas unidades. En este sentido, la solución menos problemática sería la definición de un estratotipo de la Formación Lotena que caracterice a los depósitos marinos del Ciclo Loteniano-Chacayano, la inclusión de los conglomerados del Cerro Lotena como parte de la Formación Challacó y el abandono de la denominación de Formación Lotena para caracterizar a estos últimos.

Capítulo 4: Zona de estudio

4.1- Introducción

El conjunto de los afloramientos de la Formación Challacó, y que se incluyen en el presente trabajo, se ubica en el sector sur de la Cuenca Neuquina, en la área central de la provincia del Neuquén (Figura 1). Estos afloramientos se encuentran en la porción andina de la Cuenca, y si bien este estudio comprende el análisis del intervalo aflorante de esta unidad, es conocido que en la zona del engolfamiento la misma aparece en sondeos realizados en subsuelo, donde originalmente esta unidad fue descripta.

El área total de trabajo abarca aproximadamente unos 1200 km² y los afloramientos del Jurásico inferior a medio están vinculados con una serie de estructuras asociadas con el desarrollo de la Dorsal de Huincul o Plottier-Charahuilla. Particularmente los depósitos de la Formación Challacó se encuentran ubicados al sur de esta importante estructura.

La ausencia de una correlación física directa entre las distintas zonas de afloramientos de la Formación Challacó ha llevado a la necesidad de definir sectores con características particulares, que han sido estudiados independientemente y para los que, con posterioridad, se han establecido las correlaciones posibles.

De esta forma quedan definidos dos sectores principales de afloramientos de la Formación Challacó, los que han sido denominados Sector Oriental y Sector Occidental.

4.2- Sector oriental

El Sector Oriental se encuentra ubicado aproximadamente a 50 km al sudeste de la Localidad de Zapala (Figura 1) y abarca las localidades conocidas como Cerro Granito, Cerro Lotena y Rincón del Águila. Estos afloramientos se encuentran unos pocos km al este de la Ruta Provincial 34, 30 km al sur de su intersección con la Ruta Nacional 22, entre las localidades de Zapala y Cutral-Có.

En este sector la Formación Challacó aparece con más de 300 m de potencia en los flancos de una estructura anticlinal de rumbo OSO-ENE que a su vez está complicada por una serie de fallas inversas que intercalan depósitos cretácicos en el núcleo del anticlinal (Figura 8). La unidad estudiada está compuesta en este sector por

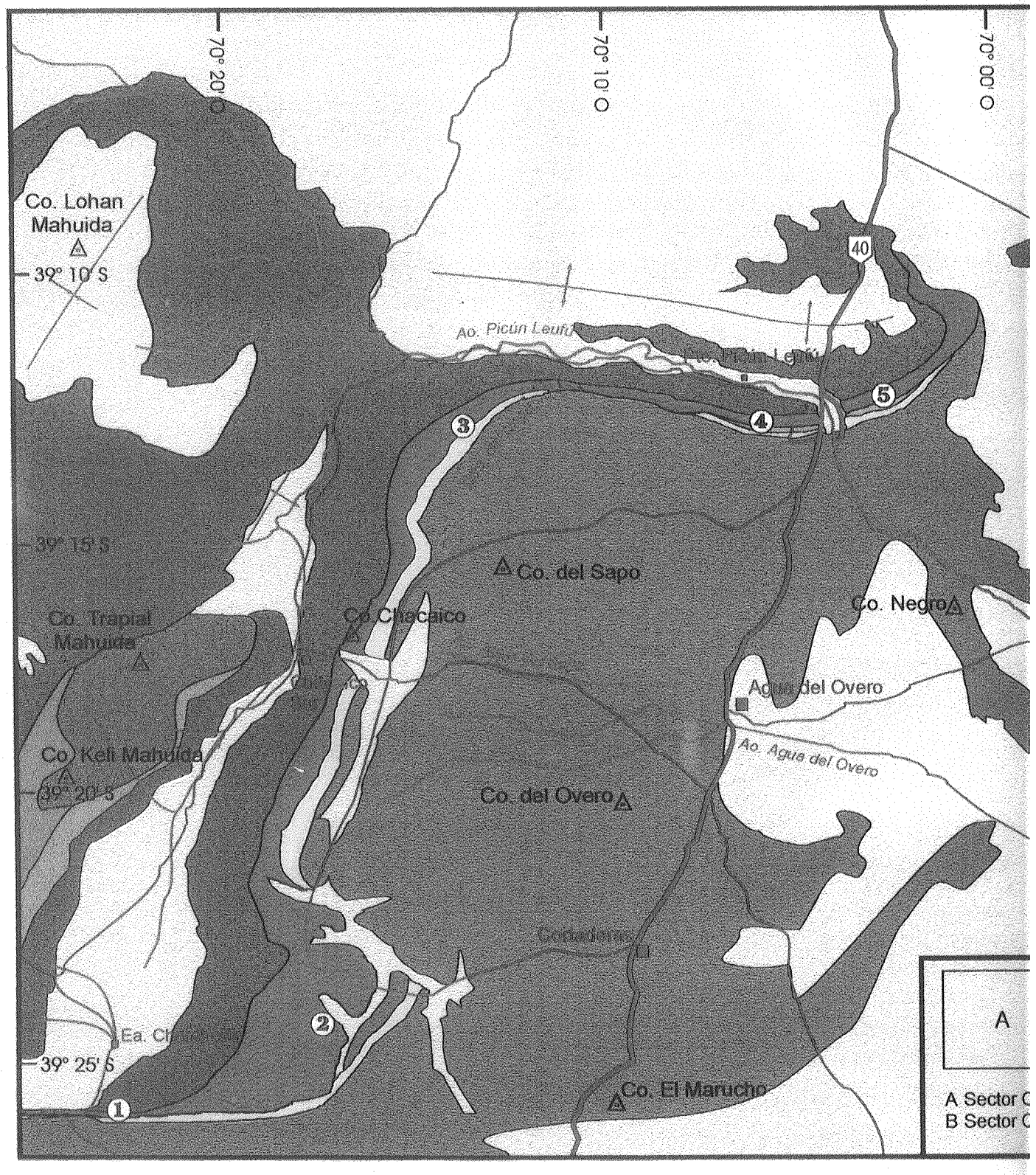
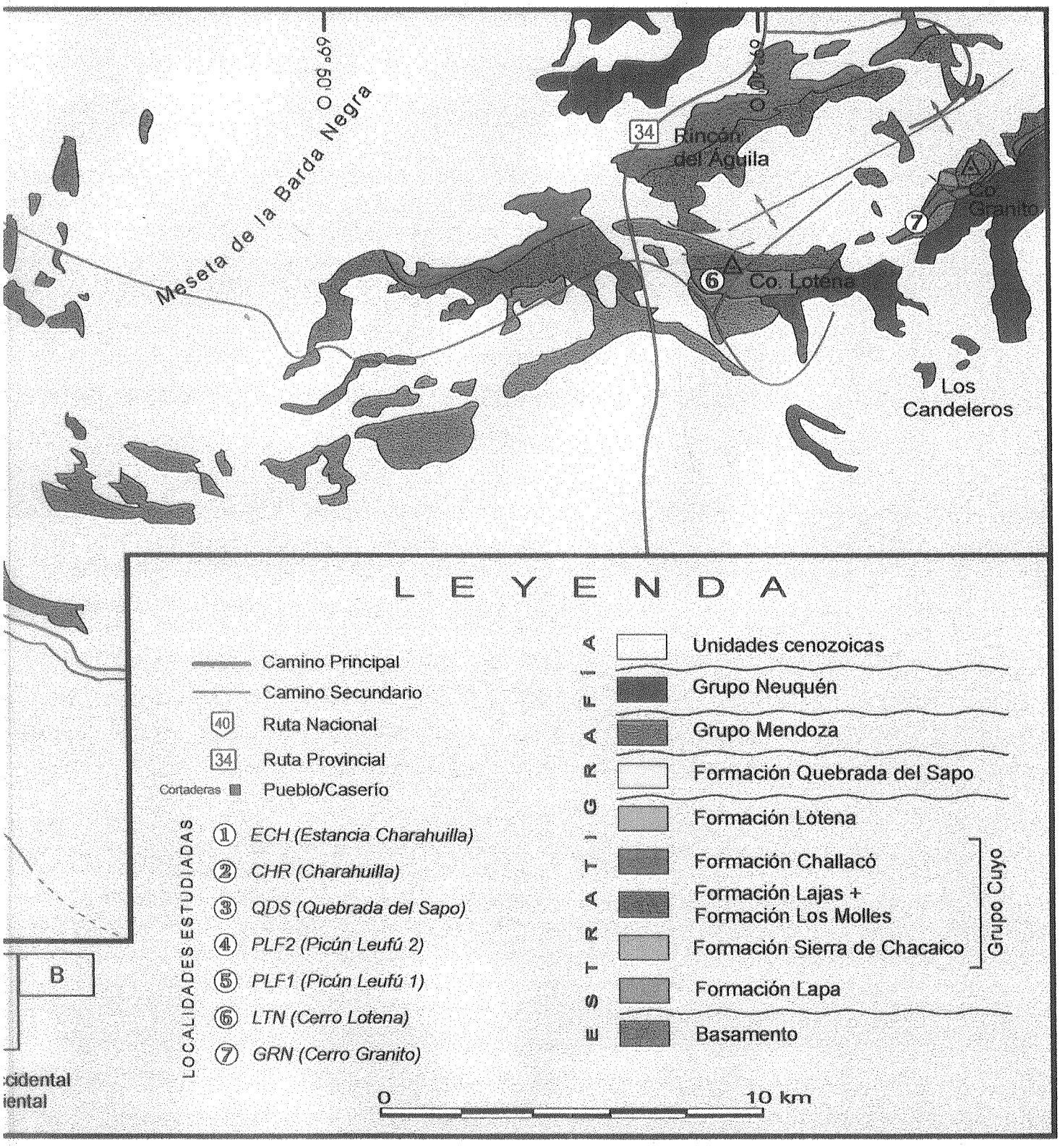


Figura 8: Bosquejo geológico del área de estudio, con la localización de los perfiles relevados



(Sector occidental modificado de Leanza, 1990; Sector Oriental, modificado de Delpino et al., 1994)

conglomerados y areniscas conglomerádicas en la base (Figura 9), mientras que hacia la parte superior se hacen más importantes los depósitos arenosos y pelíticos aunque aparecen intercalados algunos niveles conglomerádicos (Figura 10). Como se discutiera previamente, estos depósitos fueron descriptos como Formación Lotena (Weaver, 1931) o "Serie de Conglomerados" (Suero, 1951)

La Formación Challacó apoya sobre facies gruesas de la Formación Lajas. Ambas unidades se encuentran separadas por una importante superficie de discontinuidad, que hacia el extremo oriental de afloramientos (Cerro Granito, Figura 11) se hace más evidente. Por encima de la Formación Challacó, en este sector, aparece la Formación Vaca Muerta del Titoniano, separada por una discordancia angular de varios grados y que comienza con un importante nivel carbonático fosilífero con restos de *Virgatosphinctes sp* (Figura 12).

4.3- Sector occidental

Este sector se encuentra ubicado a unos 50 km al sur de la localidad de Zapala (Figura 1), cerca de la intersección de la Ruta Nacional Nº 40 con el Arroyo Picún Leufú y comprende una serie de afloramientos ubicados en el flanco sur de la estructura anticlinal conocida como Anticlinal de Picún Leufú y su prolongación hacia el sur en la Sierra de Chacaico. Dicha estructura, igualmente vinculada con la dorsal de Plottier-Charahuilla, corresponde a un anticlinal de rumbo meridional, donde una sucesión bastante completa de las sedimentitas jurásicas y cretácicas se presenta en su flanco oriental (Figura 8).

En este sector, la Formación Challacó alcanza algo más de 100 m de potencia y está compuesta principalmente por facies arenosas y areno-gravosas intercaladas con potentes niveles de materiales pelíticos rojos. En mucha menor proporción aparecen facies conglomerádicas intercaladas (Figura 13).

La base de estos depósitos está dada por un contacto abrupto entre los depósitos arenosos de plataforma dominada por mareas y deltaicos de la Formación Lajas (Gulisano y Hinterwimmer, 1986) y las pelitas rojas de la Formación Challacó, lo que va acompañado también de un cambio notable en la geometría de los cuerpos arenosos.

En el sector del Arroyo Picún Leufú (Figura 8), aparecen, por encima de los depósitos de la Formación Challacó, facies de margas con restos de invertebrados marinos de edad Calloviano medio a superior (Herrero-Ducloux y Leanza, 1943; Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990) y microfósiles calcáreos de edad Caloviano–Oxfordiano

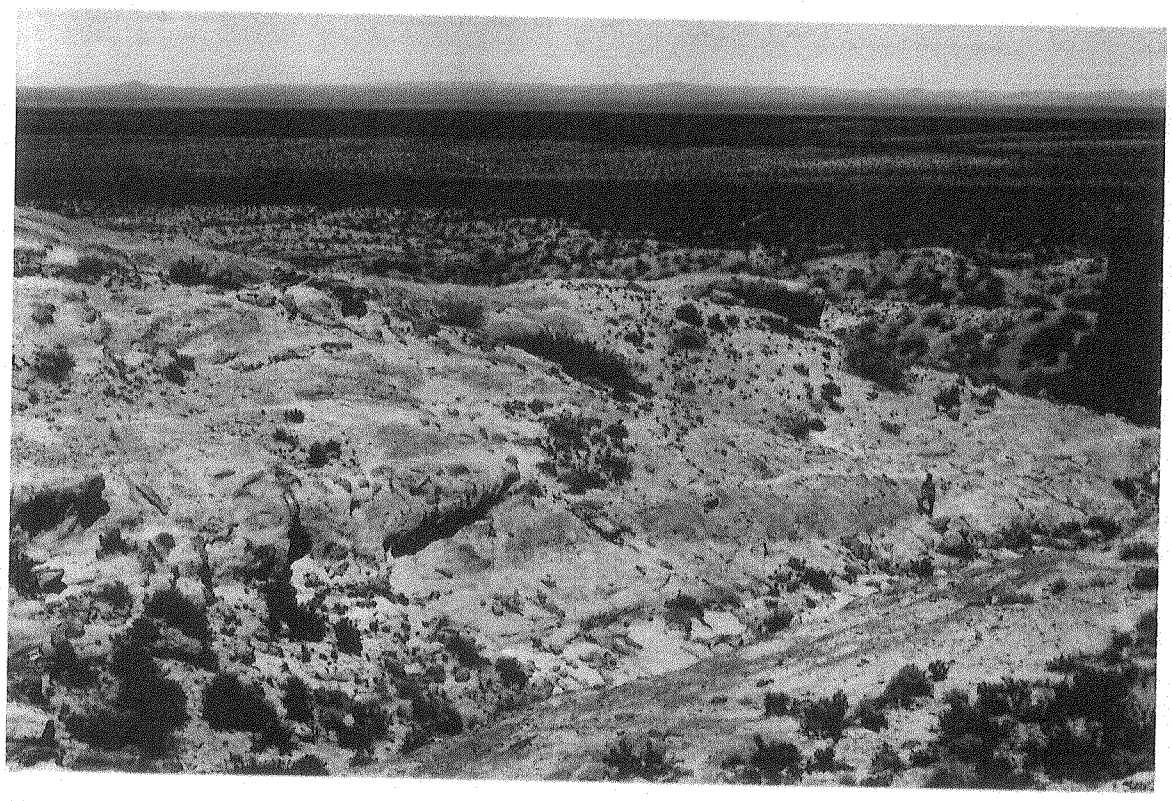


Figura 9: Aspecto general de la sección inferior de la Formación Challacó en el sector oriental de afloramientos. Localidad Cerro Lotena.

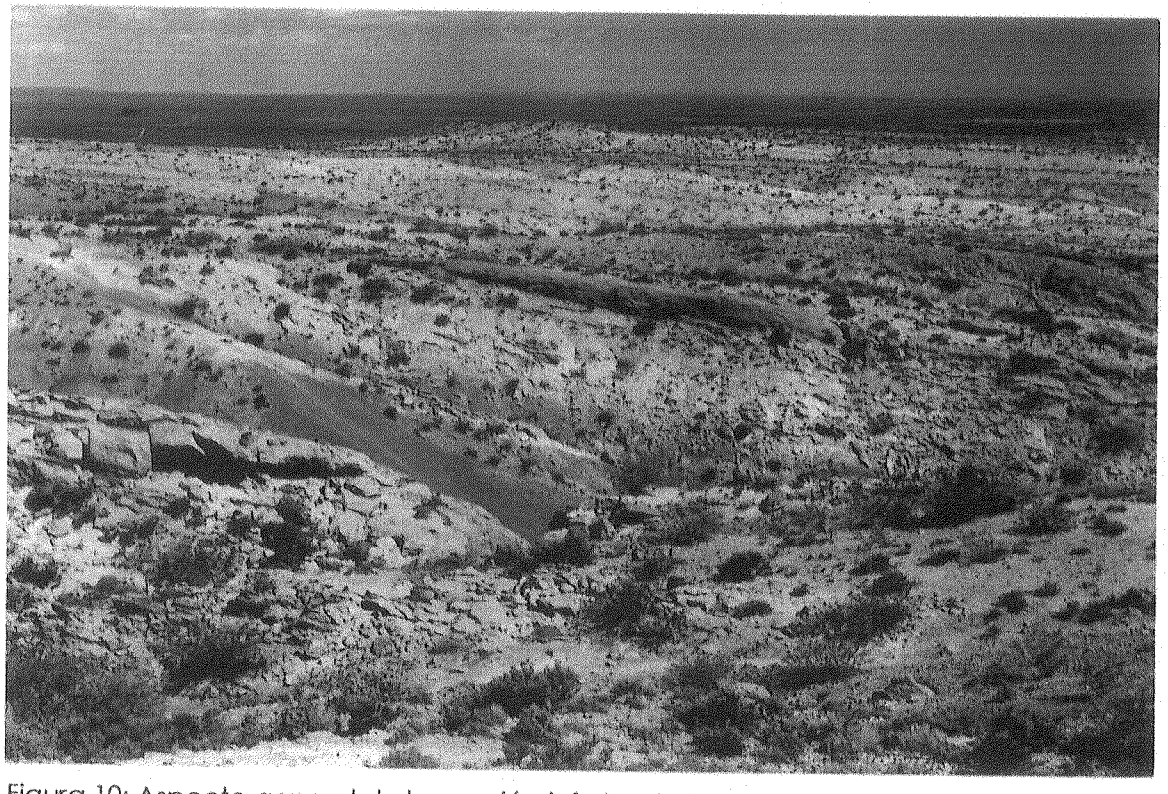


Figura 10: Aspecto general de la sección inferior de la Formación Challacó en el sector oriental de afloramientos. Localidad Cerro Lotena.

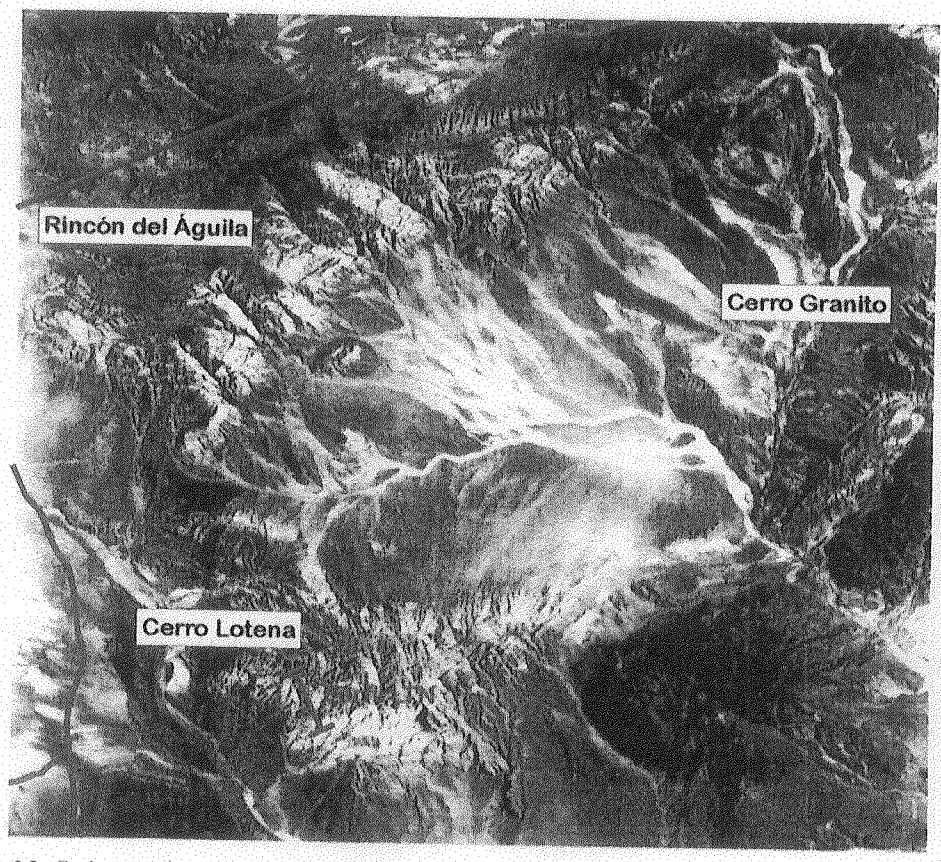


Figura 11: Fotografía aérea del Sector Oriental, ubicación de los principales rasgos y de los perfiles relevados.

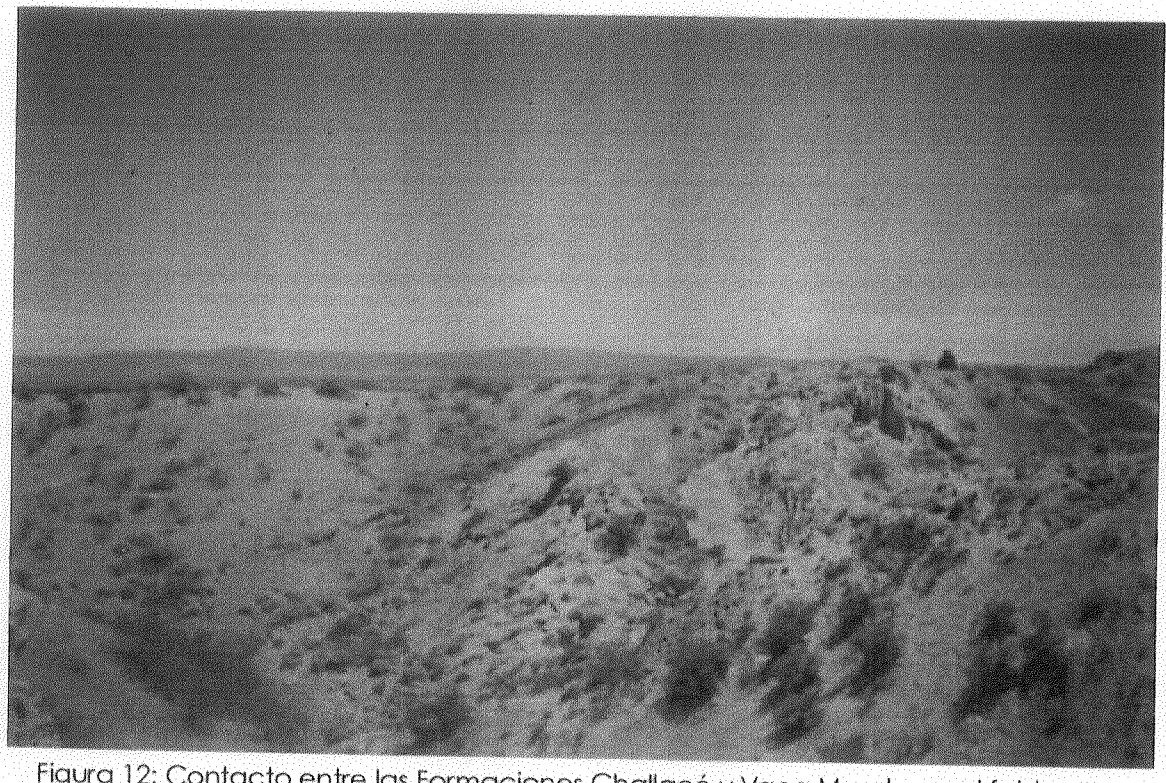


Figura 12: Contacto entre las Formaciones Challacó y Vaca Muerta en el faldeo sur del Cerro Lotena.

inferior (Dellapé *et al.*, 1978; Simeoni, 1995), pertenecientes a la Formación Lotena (Figura 14). En los trabajos clásicos en que se hace referencia a este perfil, también se considera como parte de la Formación Lotena a los conglomerados que aparecen inmediatamente por debajo de estas margas (Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990). A los efectos de este trabajo, debido a que no se registra una discordancia en la base de los conglomerados y a que éstos tienen un origen fluvial al igual que las facies infrayacentes, se los considera como integrantes de la Formación Challacó (Figura 15). Por otra parte, a muy corta distancia, sobre la margen derecha del Arroyo Picún Leufú, las facies marinas de la Formación Lotena se apoyan sobre facies finas de llanura de inundación de la Formación Challacó, registrándose un acuñamiento de las facies conglomerádicas (Figura 16). Por consiguiente, no se considera que estos depósitos gruesos representen una unidad diferente, ni que la discontinuidad observada en su base obedezca a una discordancia de carácter regional atribuida a la acción de los movimientos Intracallovianos propuestos por Dellapé *et al.* (1979).

En el sector occidental, la Formación Challacó también es cubierta en discordancia por los conglomerados y areniscas eólicas de la Formación Quebrada del Sapo (=Formación Tordillo) o por las lutitas y margas titonianas de la Formación Vaca Muerta. Esta discontinuidad se correlaciona con los Movimientos Intermálmicos.

Si bien los afloramientos de la Formación Challacó en este sector presentan una continuidad lateral importante, extendiéndose por más de 30 km con muy pocos sectores donde se registren complicaciones tectónicas, la abundante proporción de facies pelíticas hace que en algunos sectores la calidad de los afloramientos no sea adecuada para la realización de observaciones de detalle. Este es el caso del sector central de los afloramientos del flanco oriental de la Sierra de Chacaico (Figura 8), por lo que allí los estudios se realizaron tanto en el extremo septentrional (Quebrada del Sapo) como en el meridional (Charahuilla).

4.4- Otros sectores de interés

Cabe aclarar que existen, además de los sectores antes definidos, asomos de la Formación Challacó en otras áreas de la cuenca, como por ejemplo en la inmediaciones de la localidad de Fortín 1° de Mayo. Esta localidad se encuentra muy vinculada al conjunto más occidental de afloramientos y constituye la exposición más occidental de la unidad estudiada. Sin embargo, la baja calidad de los afloramientos y las importantes complicaciones tectónicas que aparecen es ese sector han impedido la realización de observaciones detalladas. Por tal motivo, dichos



Figura 13: Vista general de la sección inferior de la Formación Challacó en el sector occidental de afloramientos. Perfil Picún Leufú 2.



Figura 14: Margas y lutitas marinas de la Formación Lotena en el sector del arroyo Picún Leufú. Perfil Picún Leufú 1.

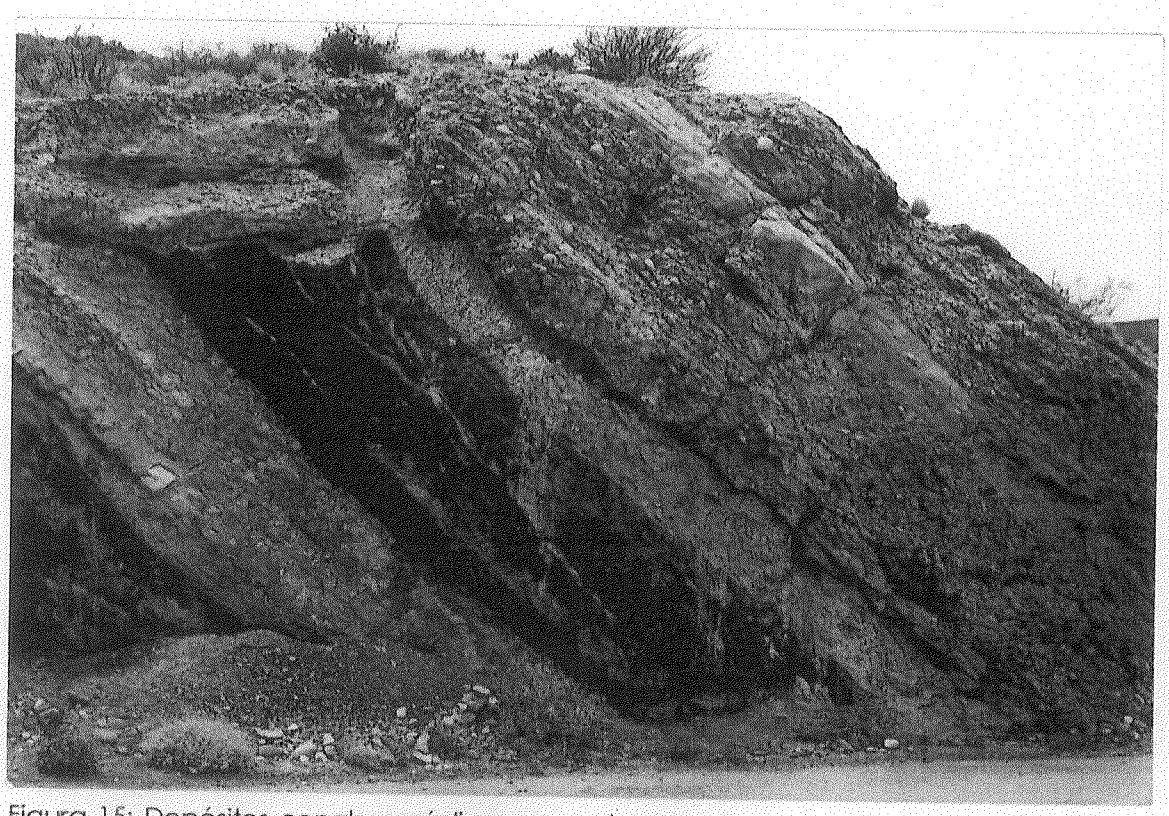


Figura 15: Depósitos conglomerádicos que sobreyacen a las facies heterolíticas de la Formación Challacó y que habían sido considerados como la porción basal de la Formación Lotena. Perfil Picún Leufú 1.



Figura 16: Acuñamiento de los depósitos conglomerádicos de la Figura 15 hacia el oeste del perfil Picún Leufú 2.

afloramientos no han sido específicamente considerados dentro de esta investigación, aunque sí, en algunas secciones del trabajo, se hacen referencias acerca de los mismos.

Capítulo 5: Análisis de facies

5.1- Introducción

Se define como *facies* a un cuerpo de roca que puede ser identificado sobre la base de alguna característica particular. Cuando se hace referencia a los aspectos físicos de las rocas se utiliza el término litofacies, y aunque la definición de las mismas se sustente en aspectos netamente objetivos, también se definen en función de que representen un determinado proceso físico (Reading, 1986).

A partir del análisis de la Formación Challacó en las distintas localidades se definiron 21 litofacies o facies sedimentarias, a partir de las características litológicas (fundamentalmente la granulometría) y de las estructuras sedimentarias que presentan.

Las mismas se reunieron en cuatro grupos de acuerdo con la granulometría: facies conglomerádicas (G), de areniscas conglomerádicas (SG), arenosas (S) y peliticas (F), y para su nomenclatura se utilizó el clásico código propuesto por Miall (1977, modificado por Miall, 1978 y Rust, 1978), con algunas adaptaciones a fin de reflejar los casos particulares observados en este trabajo. Pese a que existen diversas críticas acerca de la utilización de los acronismos propuestos por Miall (Bridge, 1993, entre otros), se considera que su utilización resulta útil en la medida en que la definición de las facies sea realmente objetiva, ya que facilita la comunicación y permite establecer comparaciones rápidas con otros estudios de sucesiones fluviales.

En la Tabla 1 se presenta la descripción de las litofacies, junto con una interpretación elemental de los procesos que las originaron. La caracterización de las mismas no sólo se basó en el estudio de las secciones columnares, sino también en la observación lateral a lo largo de los afloramientos. Por esta razón, y debido a la gran variación lateral de facies que presentan estos depósitos, no todas las facies descriptas aparecen representadas en las figuras 17 a 23.

5.2- Conglomerados

Las facies conglomerádicas son muy comunes en el sector oriental a lo largo de toda la sección inferior. Sin embargo, pueden aparecer también como intercalaciones de menores dimensiones entre los depósitos más finos, sobre todo en la parte superior de la unidad.

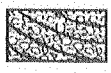
Referencias de los perfiles de las figuras 17 a 23

Facies conglomerádicas (G)

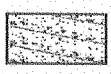

Gm — Conglomerados macizos

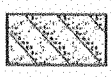

Gp — Conglomerados con estratificación entrecruzada planar

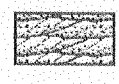

$Gt_{(a)}$ — Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala

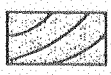

$Gt_{(b)}$ — Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala

Facies de areniscas conglomerádicas (SG)


SGh/l — Ar. conglomerádicas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo

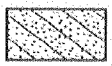

SGp — Ar. conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar

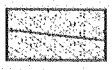

SGt — Ar. conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa


SGε — Ar. conglomerádicas con estratificación entrecruzada tipo épsilon


SGm — Ar. conglomerádicas macizas

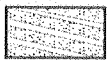
Facies arenosas (S)


$Sp_{(a)}$ — Areniscas con estratificación entrecruzada planar de pequeã escala

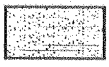

$Sp_{(b)}$ — Areniscas con estratificación entrecruzada planar de gran escala

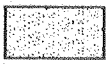

St — Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa


Sl — Areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo


Se — Areniscas con estratificación entrecruzada tipo épsilon


$Sh_{(a)}$ — Areniscas con estratificación horizontal


$Sh_{(b)}$ — Areniscas con estratificación paralela


Sm — Areniscas macizas

Facies Pelíticas (F)


Fm/Fl — Fangolitas macizas/laminadas


No expuesto


Margas y lutitas marinas

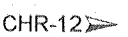

Invertebrados marinos


Fragmentos de troncos


Concreciones de Hierro


Estructuras pedogenéticas (bloques)

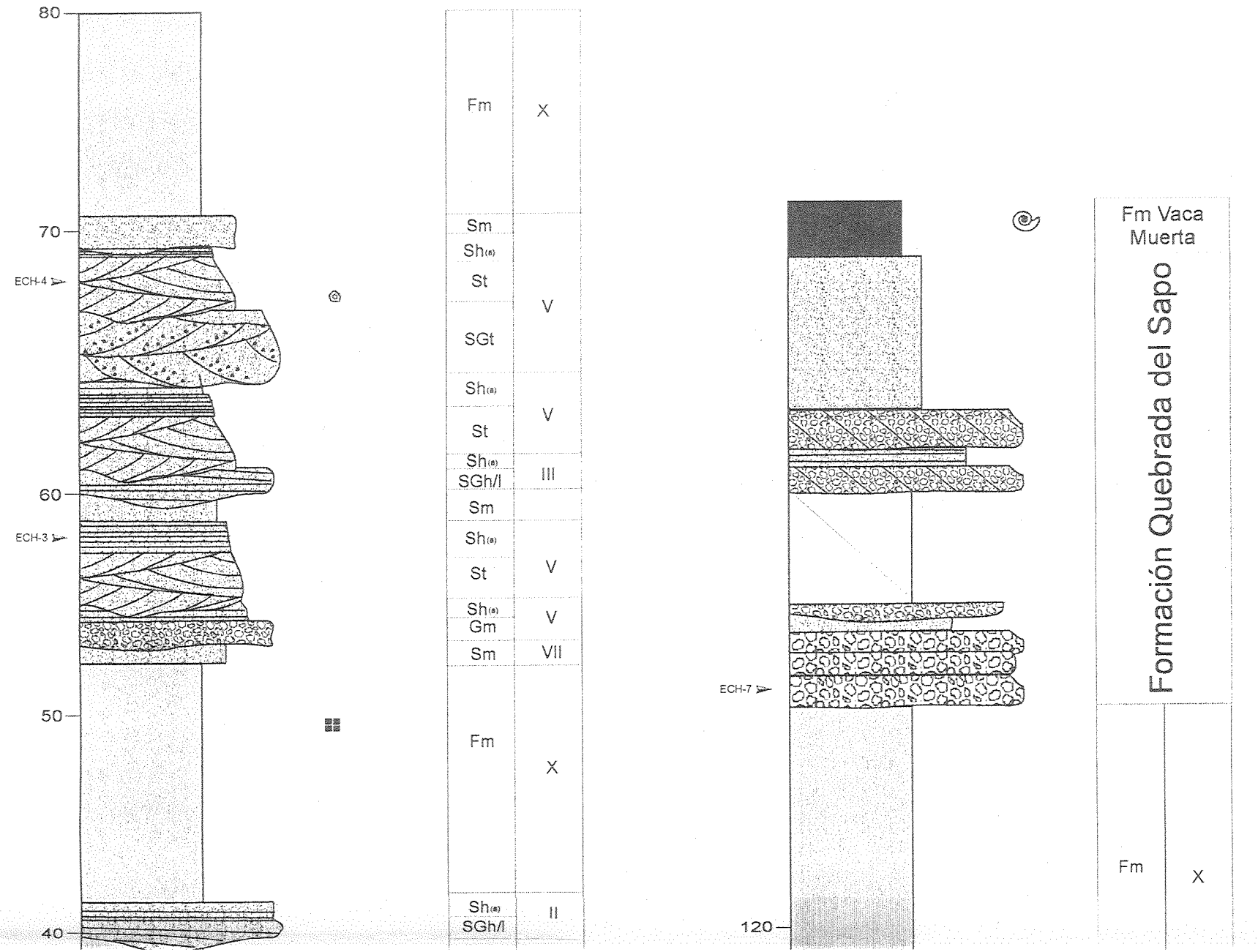
Estructuras pedogenéticas (láminas)



Localización y denominación de las muestras


Paleocorrientes

PERFIL ESTANCIA CHARAHUILLA (ECH)



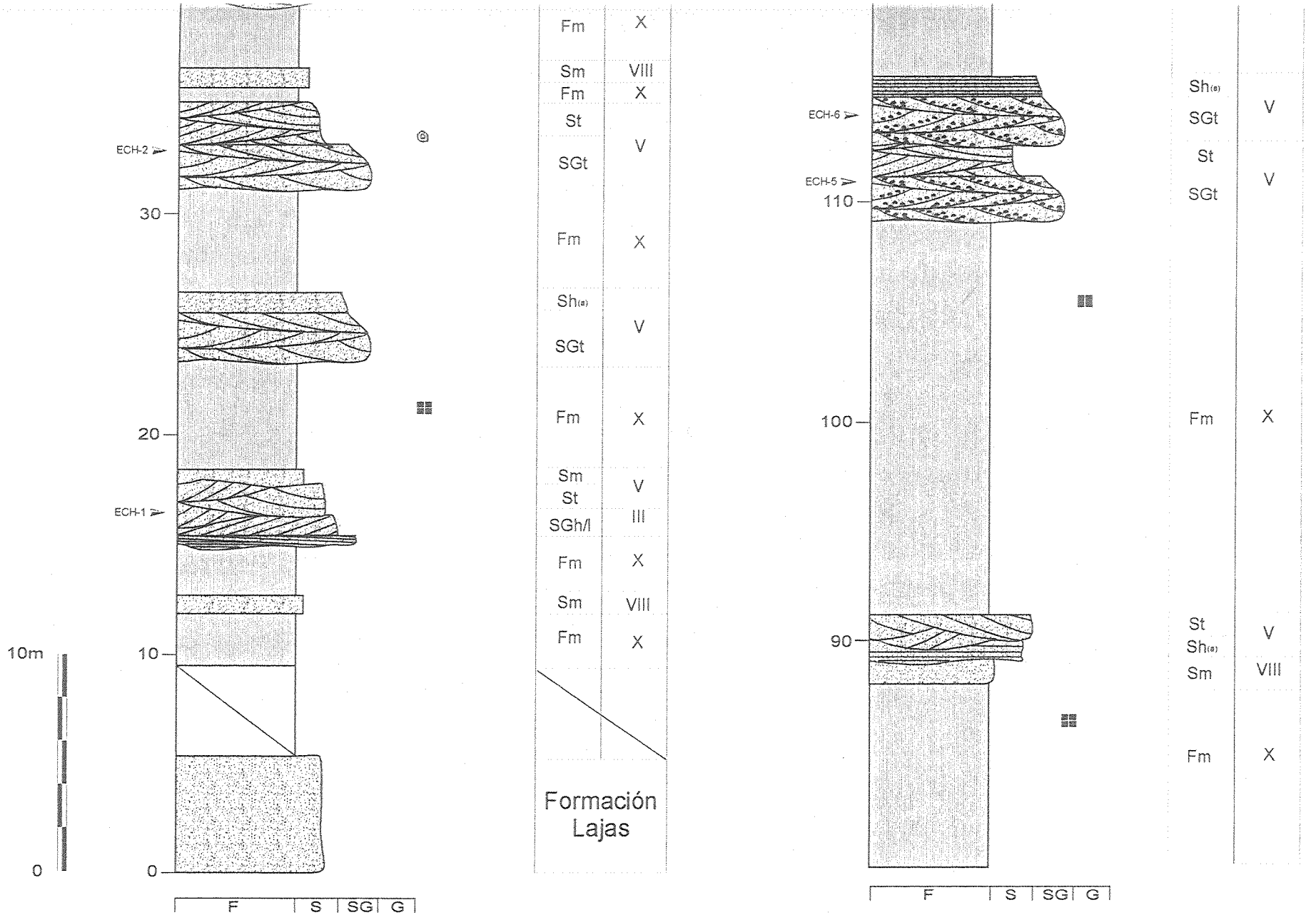


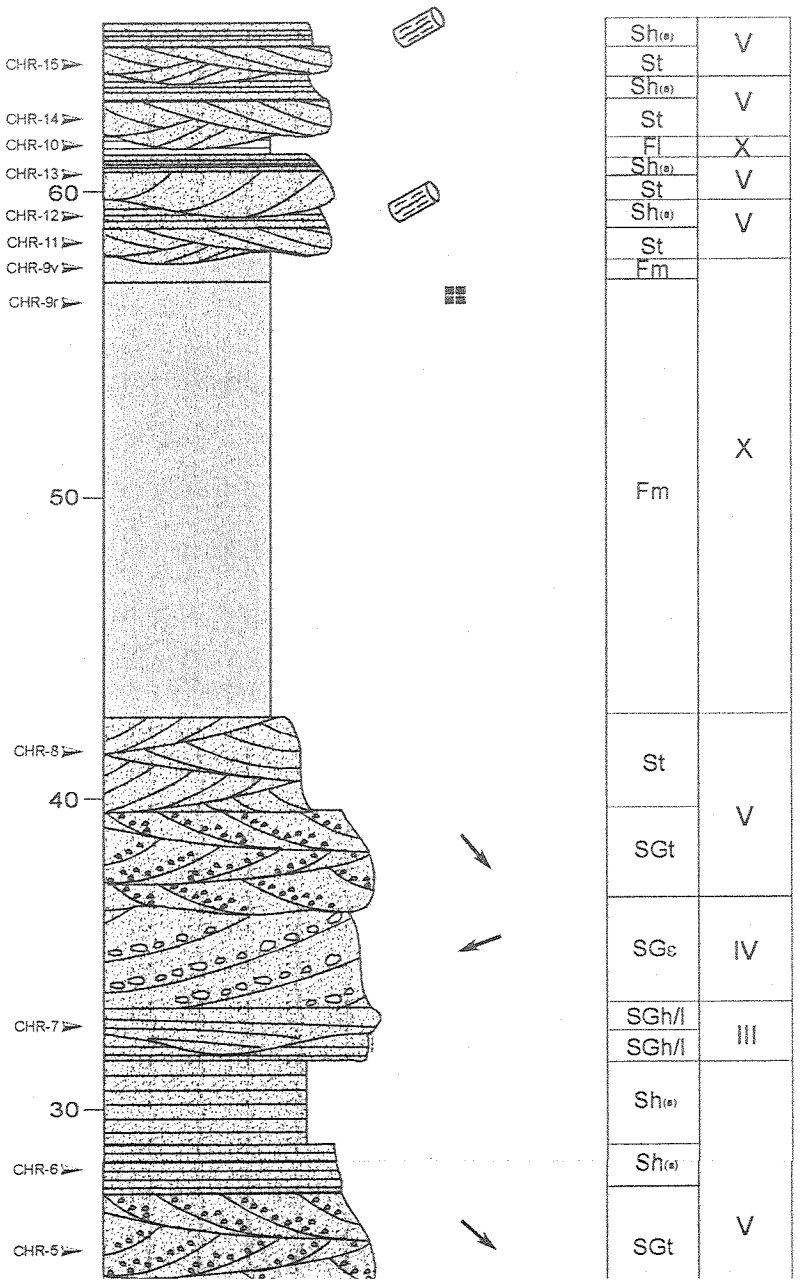
Figura 17: Perfil Estancia Charahuilla (ECH), distribución de las facies y cuerpos sedimentarios.

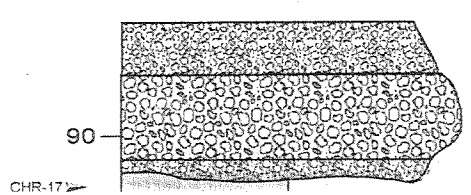
Tabla 1: Descripción e interpretación de las litofacies de la Formación Challacó.

FACIES	GEOMETRIA	ESCALA	GRANULOMETRIA	ESTRUCTURA INTERNA	BASE	ORIGEN
Gm	Tabular, ocasionalmente lenticular.	Desde niveles de algunos clastos de espesor hasta 1m.	Conglomerado clasto sostén. Clastos subredondeados de composición volcánica de hasta 10 cm.	Maciza. Imbricación de los ejes mayores de los clastos.	Plana a irregular. Levemente erosional.	Depósitos de barras longitudinales desarrolladas en alto régimen de flujo. Nucleos de barras areno-gravosas. *Lags* de fondo de canal.
Gp	Tabular.	*Cosets* de 2 a 3 m de potencia.	Conglomerado clasto sostén. Clastos de entre 4 y 5 cm de diámetro.	Estratificación entrecruzada planar. Gradación normal en las capas entrecruzadas.	Plana e irregular.	Depósitos de barras gravosas transversales.
$Gt_{(a)}$	Lenticular.	*Sets* de entre 0,3 y 0,5 m de potencia. *Costes* de hasta 4 m de espesor.	Conglomerado clasto sostén. Clastos de entre 4 y 5 cm de diámetro.	Estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala. Gradación normal en las capas entrecruzadas.	Cóncava y erosional.	Depósitos de barras gravosas tridimensionales.
$Gt_{(b)}$	Lenticular.	*Sets* aislados de más de 1 m de espesor y de 4 a 5 m de extensión lateral.	Conglomerado clasto sostén. Clastos de hasta 10 cm de diámetro.	Estratificación entrecruzada en artesa de gran escala.	Cóncava y erosional.	Estructuras de corte y relleno. Depósitos de canales menores.
Gh	Tabular.	Hasta 2 m de potencia.	Conglomerado fino, clasto sostén. Clastos de menos de 4 cm de diámetro.	Estratificación horizontal poco marcada.	Plana y neta. A veces transicional desde facies macizas.	Depósitos de alto régimen en el tope de las barras gravosas o vinculados con corrientes de poca profundidad.
SGp	Tabular.	*Cosets* de hasta 3 m de espesor.	Arena gravosa, con los clastos mayores (hasta 5 cm) dispuestos sobre los planos entrecruzados. Intraclastos pelíticos abundantes.	Estartificación entrecruzada planar. Gradación normal en las capas individuales.	Irregular. Algo erosional.	Depósitos de barras transversales 2D.
SGh/l	Tabular. Muy continuo.	Variable. Desde algunos cm de espesor hasta más de 2 m de potencia.	Arenisca conglomerádica. Clastos mayores dispuestos en los planos de estratificación. Intraclastos pelíticos.	Estratificación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo	Irregular a fuertemente cóncava. Erosional.	Depóitos de alto régimen. Depósitos de barras de bajo relieve.
SGt	Lenticular.	*Sets* entrecruzados de 0,3 a 0,5 m. *Cosets* de hasta 3 m.	Arenisca conglomerádica. Clastos psefíticos volcánicos de hasta 5 cm de diámetro.	Estratificación entrecruzada en artesa.	Cóncava. Erosional.	Depósitos de dunas areno-gravosas tridimensionales.
SGε	Lenticular	*Cosets* potentes de hasta 5 m de espesor.	Arenisca conglomerádica. Tamaño máximo de los clastos 6 cm. Abundantes intraclastos pelíticos	Estratif. inclinada (14° a 18°) de gran escala. Gradación normal en las capas entrecruzadas.	Cóncava. Levemente erosional.	Depósitos de acreción lateral.
SGm	Tabular.	Hasta 2 m de espesor.	Arenisca conglomerádica. Clastos psefíticos pequeños dispersos en una matriz arenosa gruesa.	Maciza.	Plana, neta. A veces transicional desde facies gruesas.	Depósitos de alto régimen del tope de las barras.

$Sp_{(a)}$	Tabular. Muy continuo.	*Cosets* potentes de hasta 5 m de espesor.	Arenisca mediana a muy gruesa.	Estratificación entrecruzada planar tangencial de pequeña escala.	Plana, algo irregular.	Depósitos de frente de dunas arenosas 2D.
$Sp_{(b)}$	Tabular.	*Sets* tabulares de hasta 1 m de potencia. *Cosets* de más de 5 m.	Arenisca mediana, bien seleccionada.	Estratificación entrecruzada planar de gran escala.	Plana. Neta.	Depósitos de dunas eólicas.
St	Lenticular.	*Sets* de 0,3 a 0,5 m de espesor y menos de 2 m de extensión lateral.	Arenisca mediana a muy gruesa.	Estratificación entrecruzada en artesa.	Concava a irregular. Erosional.	Depósitos de dunas arenosas tridimensionales.
Sl	Tabular.	Hasta 1 m de potencia.	Arenisca mediana a gruesa.	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo.	Irregular, erosional.	Depósitos de alto regimen de frente de barras de poco relieve en canales de poca profundidad.
Sε	Tabular a lenticular.	Hasta 2 m de potencia en capas de 20 cm de espesor.	Arenisca mediana a gruesa.	Estratificación entrecruzada tipo épsilon.	Plana, erosional.	Depósitos de barras laterales en canales de alta sinuosidad.
$Sh_{(a)}$	Tabular.	Estratos de hasta 3 m de espesor.	Arenisca mediana a muy gruesa.	Estratificación horizontal. Ocasionalmente presenta gradación normal.	Plana. Neta, a veces gradacional.	Capa plana de alto régimen de flujo. Depósitos de tope de barras.
$Sh_{(b)}$	Tabular. También lenticular.	Estratos delgados entre 0,5 y 1 m de espesor.	Arenisca fina a muy fina.	Estratificación paralela poco marcada.	Plana. Neta a gradacional.	Depósitos de decantación en medio subácueo.
Sr	Tabular.	Capas delgadas de menos de 50 cm de potencia.	Arenisca fina a muy fina.	Estratificación ondulítica. Muy deformada por escape de fluidos.	Plana, transicional.	Depósitos de bajo régimen.
Sm	Tabular. También fuertemente lenticular.	Estratos desde 0,5 a 2m. de potencia.	Arena muy fina a media.	Maciza. Bioturbación. En ocasiones gradación normal hasta términos pelíticos .	Plana. Neta o gradacional. En ocasiones erosional.	Depósitos de decantación, con probable acción biogénica que modificó su estructura original.
Fm	Tabular.	Estratos potentes y continuos de hasta 6 m de espesor.	Fangolita.	Maciza. Bioturbación. Moteado débil.	Plana y neta. A veces gradacional.	Depósitos de decantación. Modificaciones por acción biogénica.
Fh	Tabular.	Niveles de no más de 1 m de espesor.	Fangolita.	Laminación paralela, levemente marcada, cambios horizontales de coloración.	Plana. Transicional.	Depósitos de decantación en medio subácueo

PERFIL CHARAHUILLA (CHR)





Fm Quebrada del Sapo

Fm

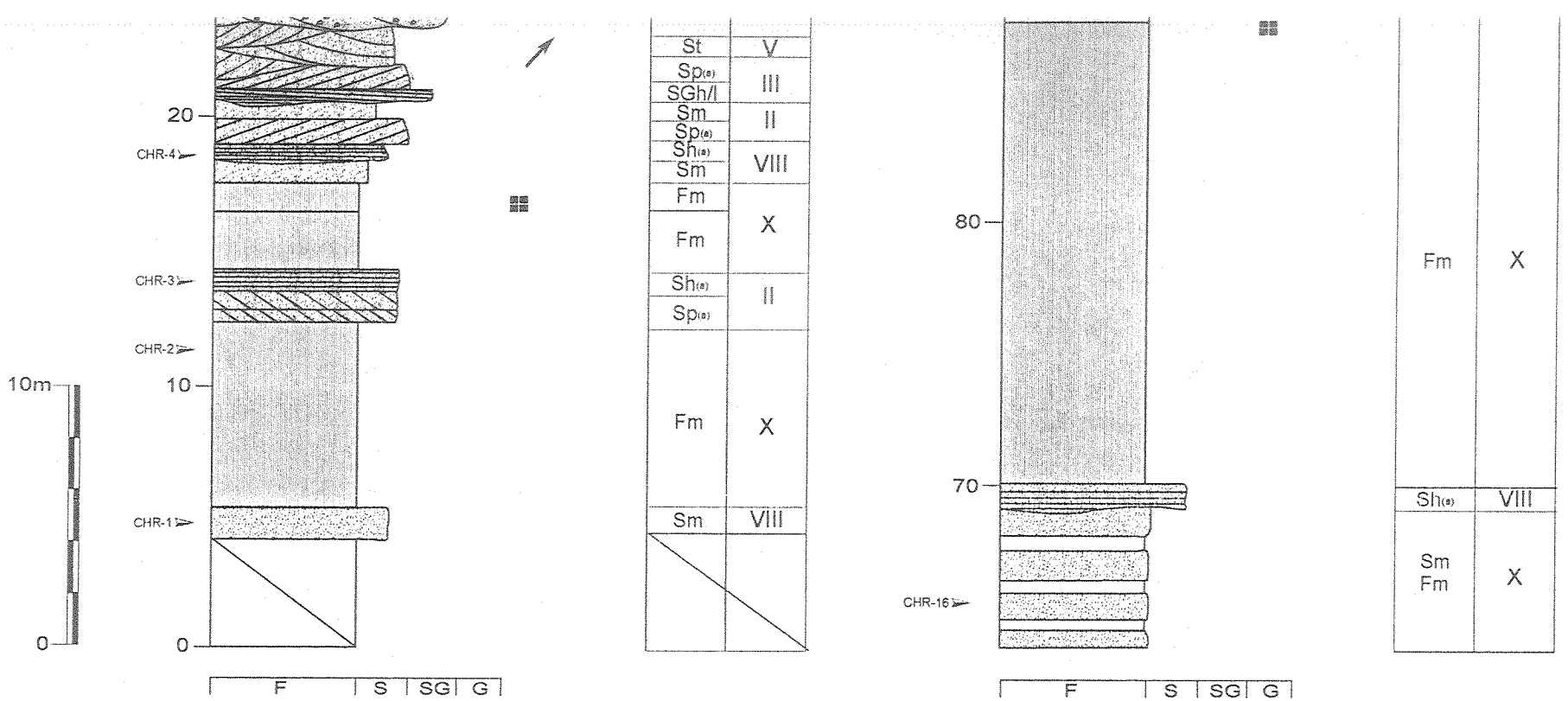
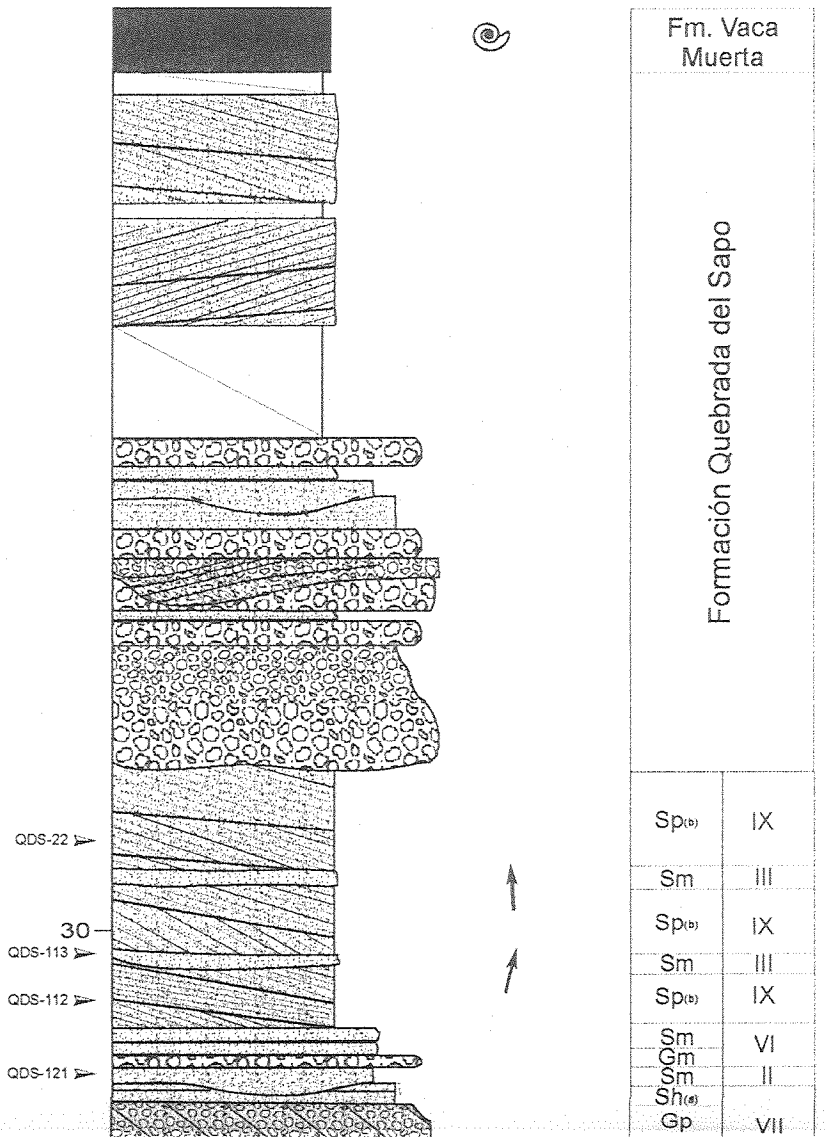


Figura 18: Perfil Charahuilla (CHR), distribución de las facies y cuerpos sedimentarios

PERFIL QUEBRADA DEL SAPO (QDS)



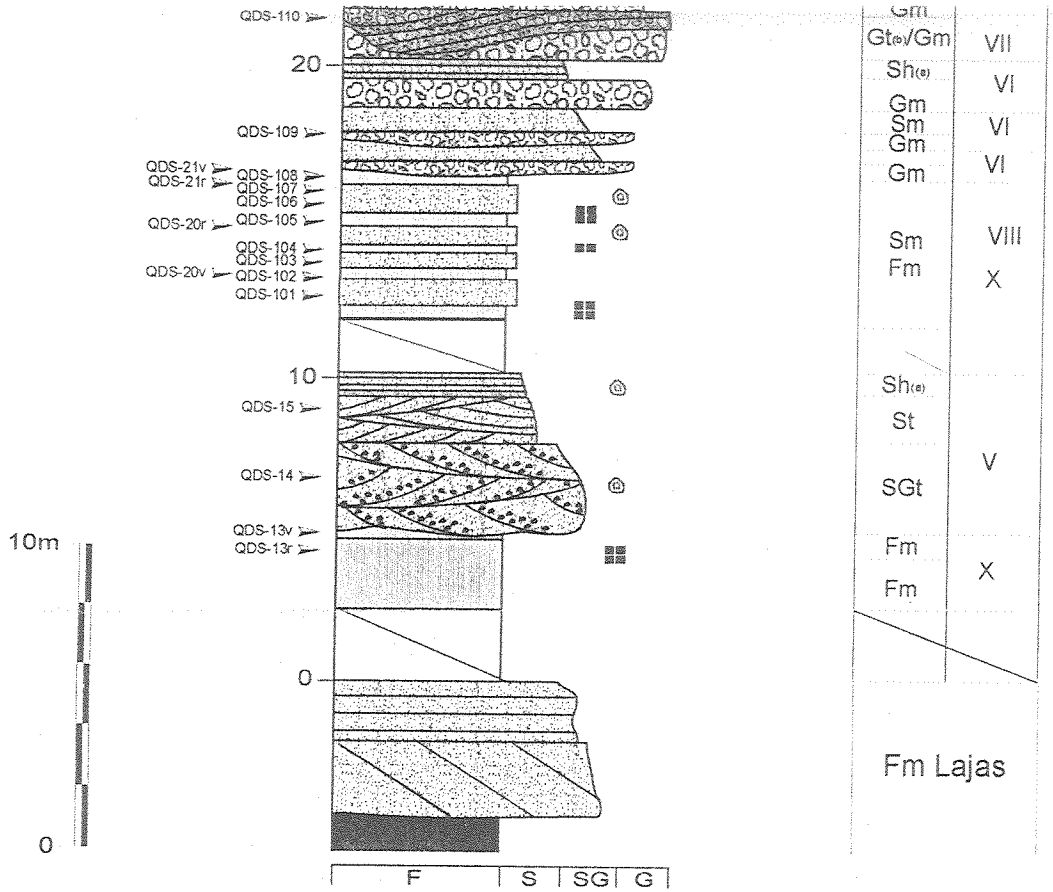
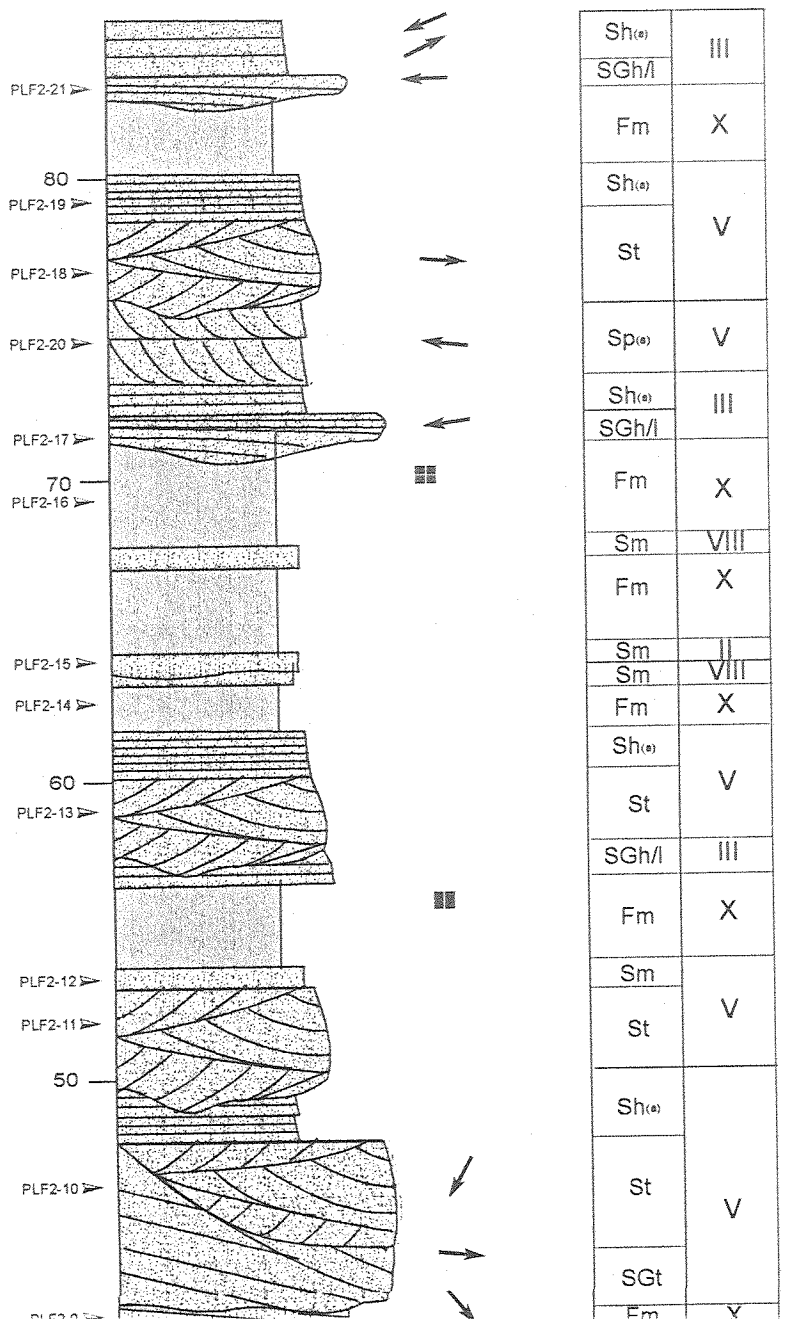
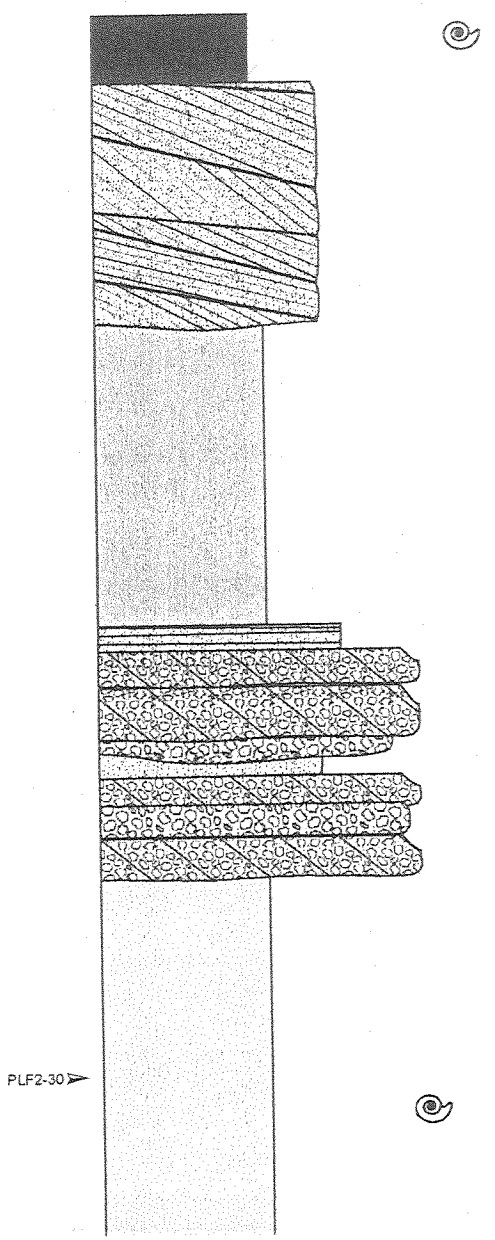


Figura 19: Perfil Quebrada del Sapo (QDS), distribución de las facies y cuerpos sedimentarios.

PERFIL PICÚN LEUFÚ 2 (PLF-2)



Sh(e)	III
SGh/l	
Fm	X
Sh(e)	V
St	
Sp(e)	V
Sh(e)	III
SGh/l	
Fm	X
Sm	VIII
Fm	X
Sm	II
Sm	VIII
Fm	X
Sh(e)	V
St	
SGh/l	III
Fm	X
Sm	V
St	
Sh(e)	V
St	
SGt	
Fm	X



Fm Vaca Muerta

Formación Quebrada del Sapo

Formación Lotena

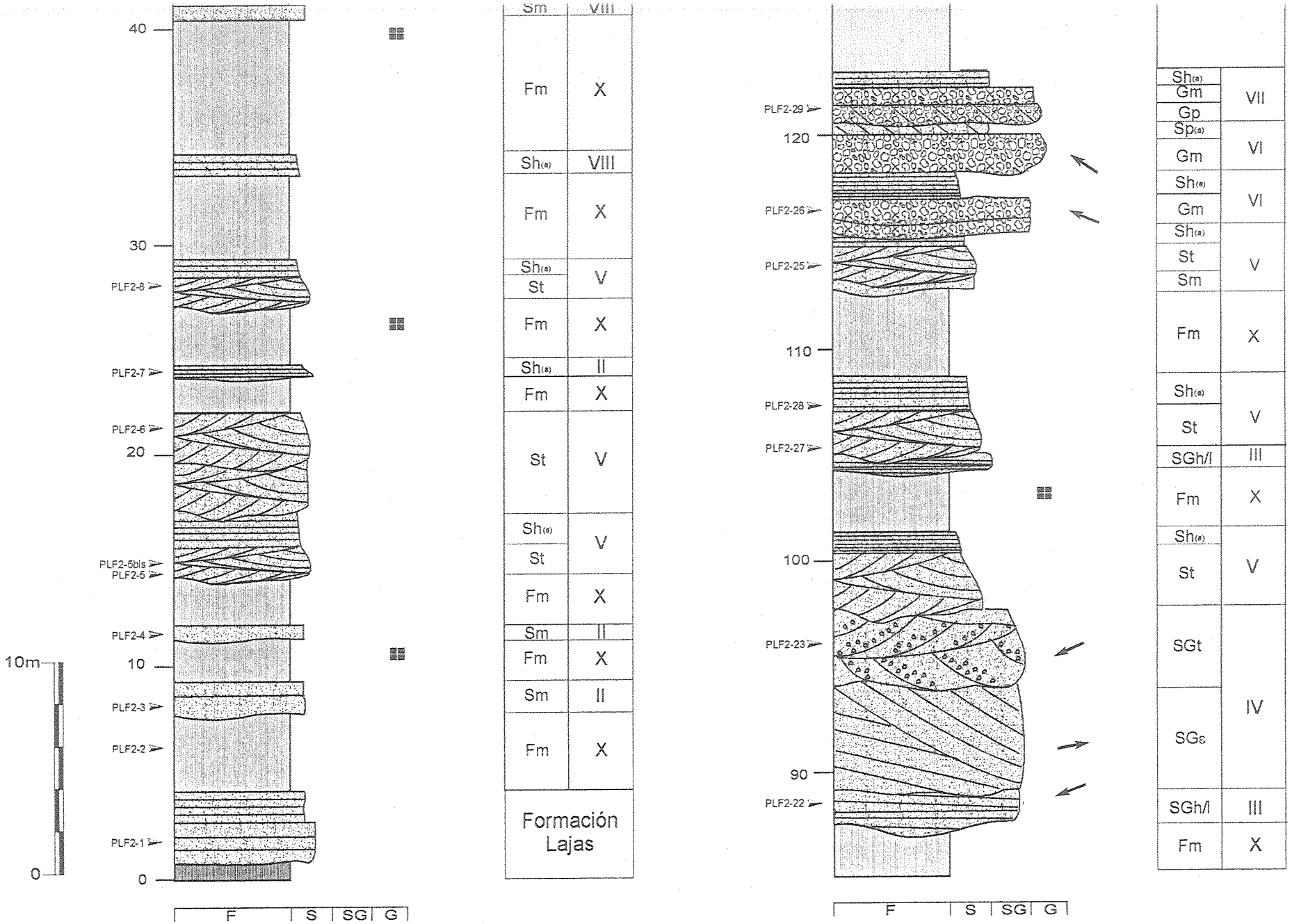
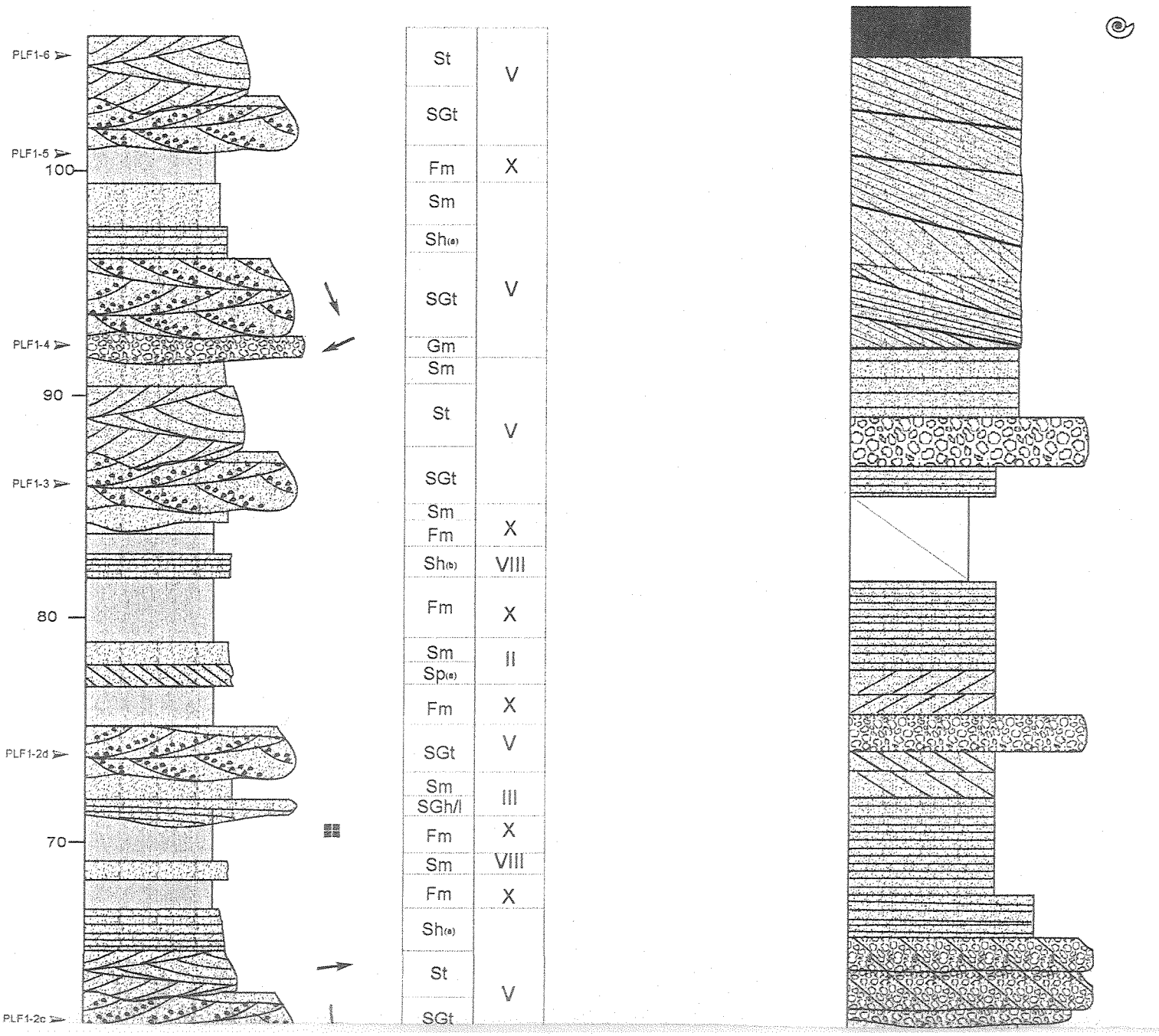
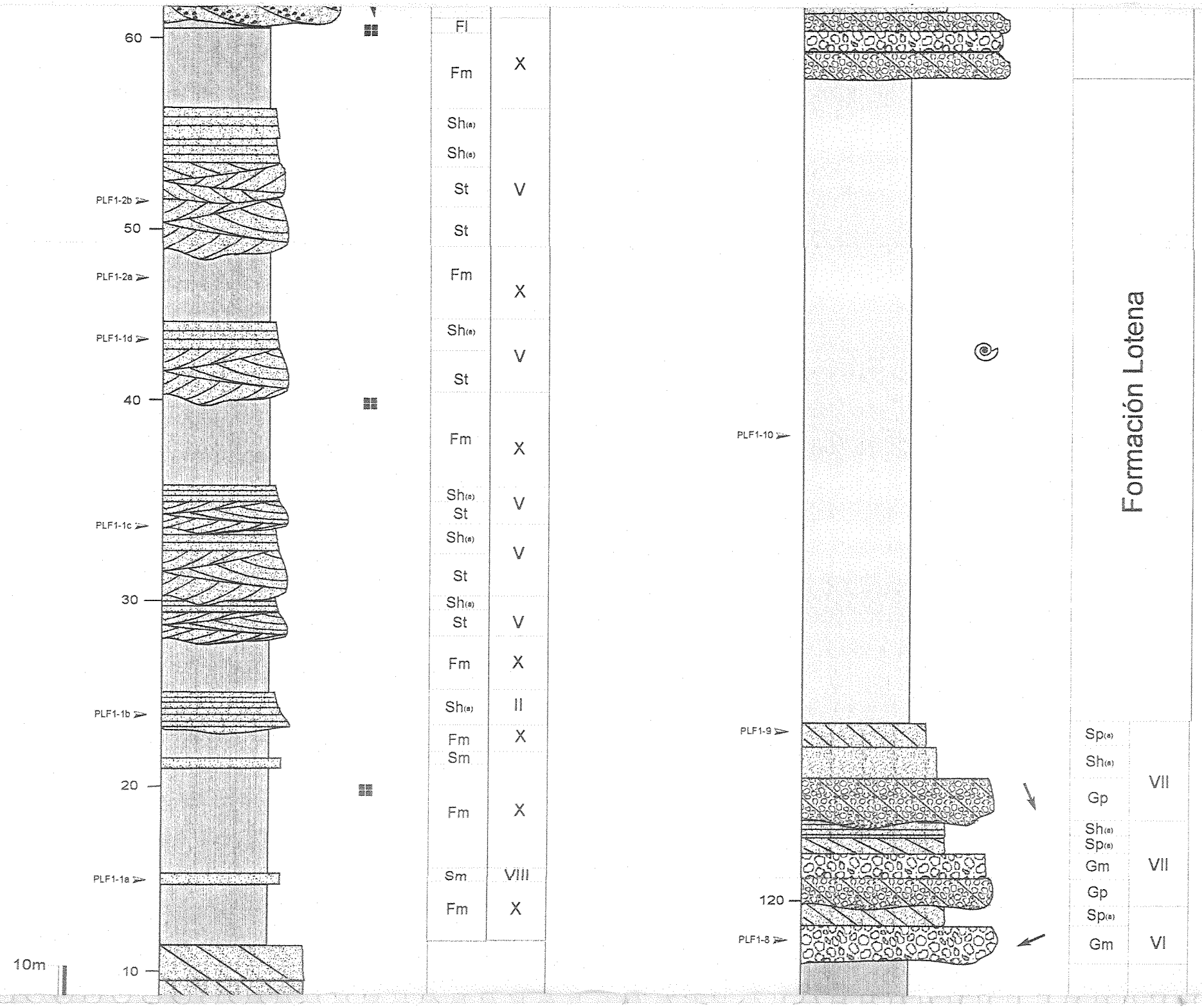


Figura 20: Perfil Picún Leufú 2 (PLF2), distribución de las facies y cuerpos sedimentarios

PERFIL PICÚN LEUFÚ 1 (PLF-1)




60
50
40
30
20
10
10m
PLF1-2b
PLF1-2a
PLF1-1d
PLF1-1c
PLF1-1b
PLF1-1a
PLF1-10
PLF1-9
PLF1-8
120
Fl
Fm
Sh(a)
Sh(a)
St
St
Fm
Sh(a)
St
Fm
Sh(a)
St
Sh(a)
St
Fm
Sh(a)
Fm
Sm
Fm
Sm
Fm
X
V
X
V
X
V
V
V
X
II
X
X
VIII
X
Sp(a)
Sh(a)
Gp
Sh(a)
Sp(a)
Gm
Gp
Sp(a)
Gm
VII
VII
VI
Formación Lotena

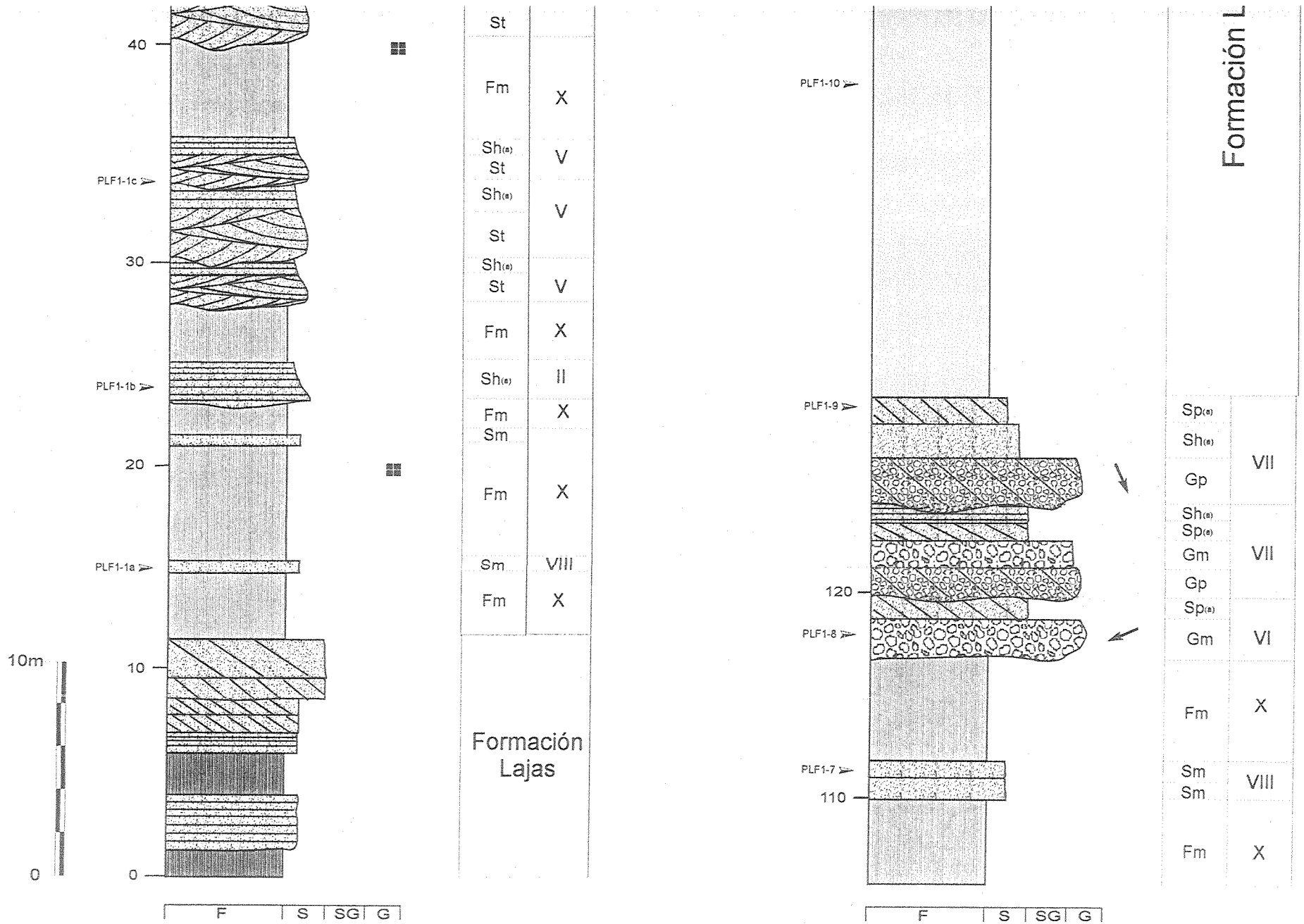
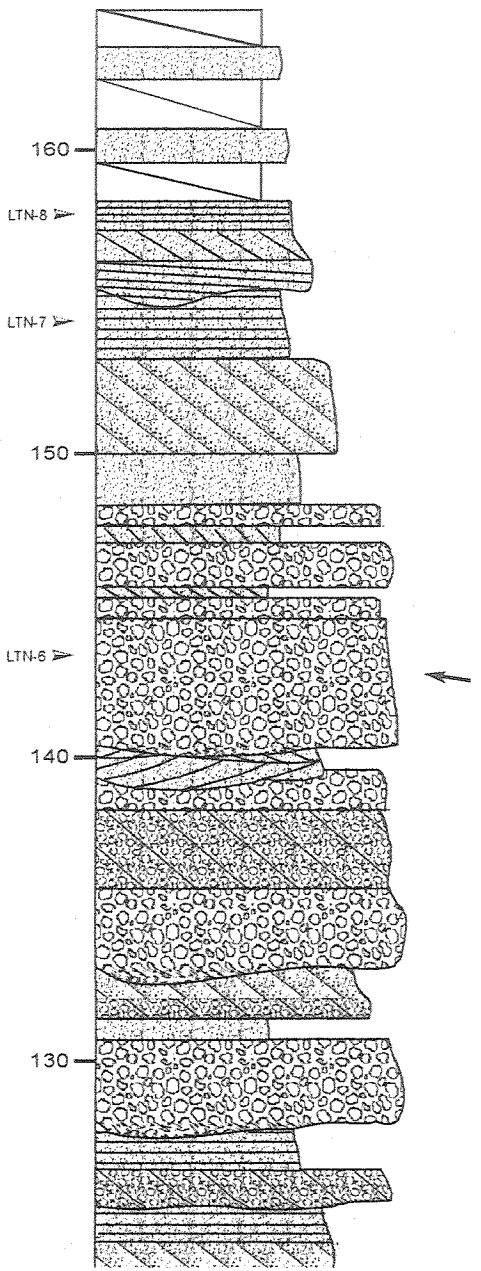
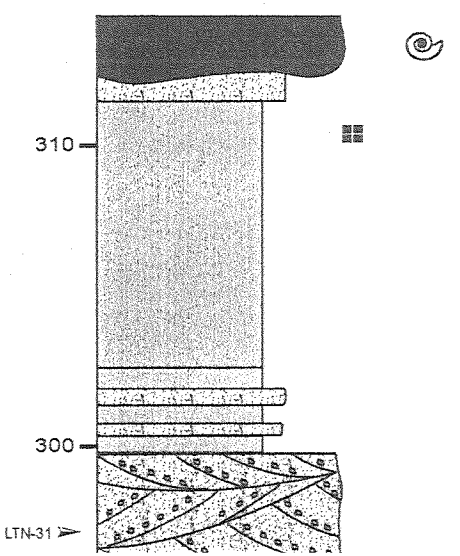


Figura 21: Perfil Picún Leufú 1 (PLF1), distribución de las facies y cuerpos sedimentarios.

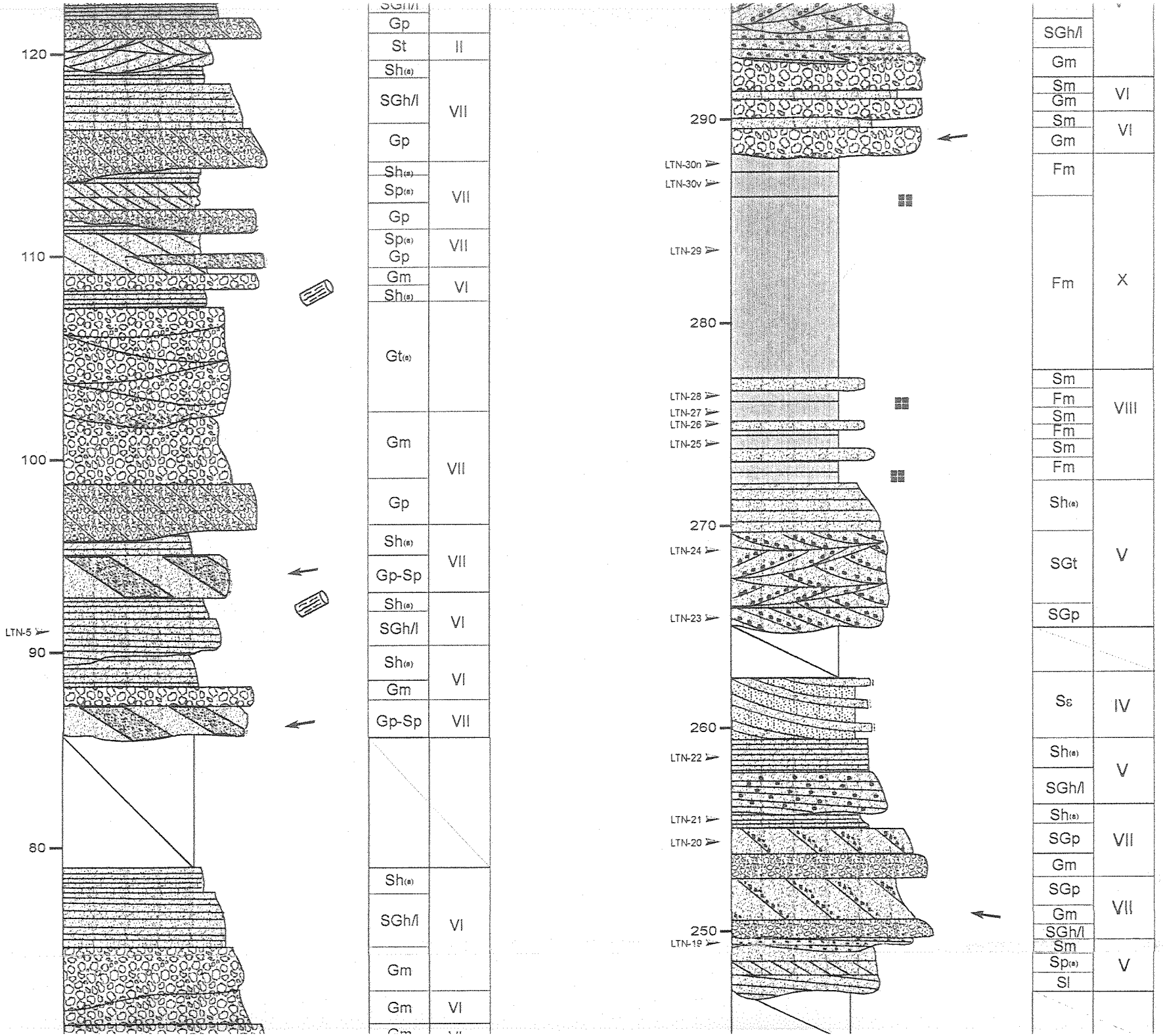
PERFIL CERRO LOTENA (LTN)

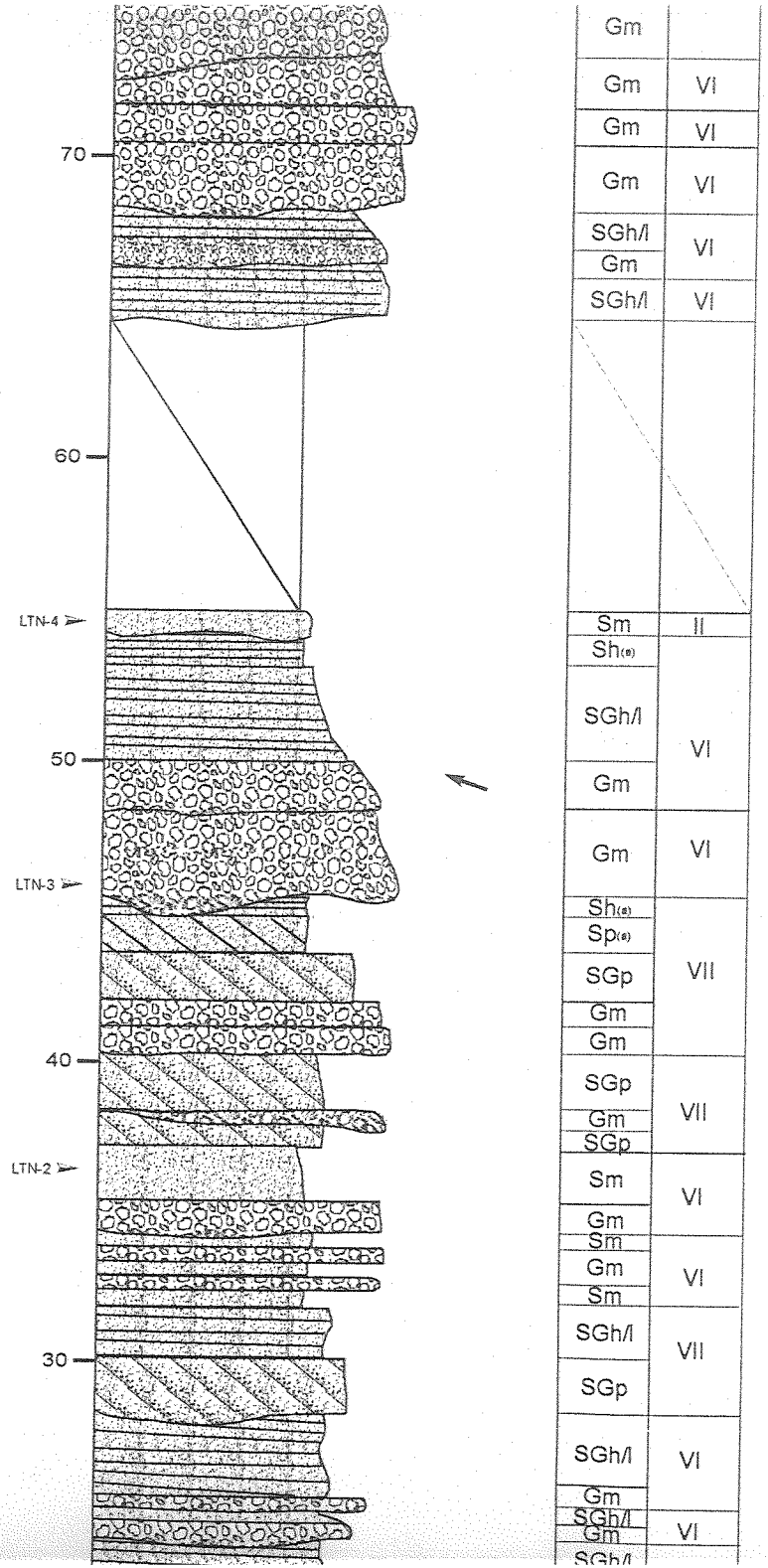


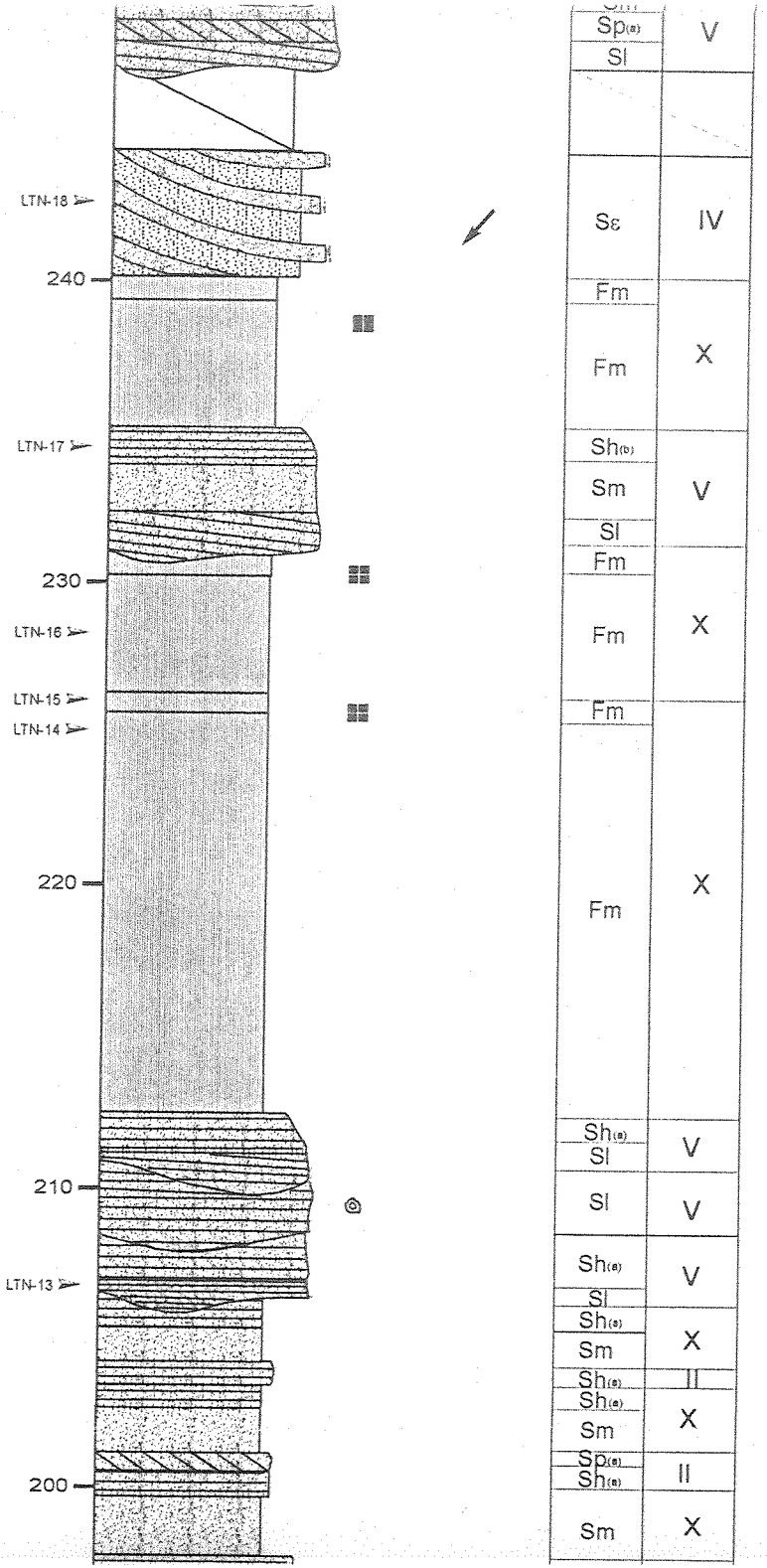
Sm	
Sm	
Sh(e)	V
Sp(e)	
Sl	
Sh(e)	VI
SGp	
Sm	VI
Gm	
Sp(e)	VII
Gm	
Sp(e)	VII
Gm	
Gt(e)	VII
St	II
Gm	VII
Gp	
Gt(e)	
SGp	VII
Gp	
Sm	VI
Gm	
Sh(e)	VII
Gp	
SGh/l	
SGp	



Fm Vaca Muerta	
Sm	VIII
Fm	X
Sm Fm	VIII
SGt	


120
110
100
LTN-5
90
80
290
LTN-30n
LTN-30v
LTN-29
280
LTN-28
LTN-27
LTN-26
LTN-25
270
LTN-24
LTN-23
260
LTN-22
LTN-21
LTN-20
250
LTN-19
Gp
St
II
Sh(a)
SGh/l
VII
Gp
Sh(a)
Sp(a)
VII
Gp
Sp(a)
VII
Gp
Gm
VI
Sh(a)
Gt(a)
Gm
VII
Gp
Sh(a)
VII
Gp-Sp
Sh(a)
SGh/l
VI
Sh(a)
VI
Gm
Gp-Sp
VII
Sh(a)
SGh/l
VI
Gm
Gm
VI
SGh/l
Gm
Sm
VI
Gm
Sm
VI
Gm
Fm
Fm
X
Sm
Fm
Sm
VIII
Fm
Sm
Fm
Sh(a)
SGt
V
SGp
Sε
IV
Sh(a)
V
SGh/l
Sh(a)
SGp
VII
Gm
SGp
Gm
VII
SGh/l
Sm
Sp(a)
V
Sl


70
60
50
40
30
LTN-4
LTN-3
LTN-2
Gm
Gm VI
Gm VI
Gm VI
SGh/l VI
Gm
SGh/l VI
Sm II
Sh(e)
SGh/l VI
Gm
Gm VI
Sh(e)
Sp(e)
SGp VII
Gm
Gm
SGp
Gm VII
SGp
Sm
Gm VI
Gm
Sm
Gm VI
Sm
SGh/l VII
SGp
SGh/l VI
Gm
SGh/l
Gm VI
SGh/l


LTN-18
240
LTN-17
230
LTN-16
LTN-15
LTN-14
220
210
LTN-13
200
Sp(e) V
Sl
Sε IV
Fm X
Fm
Sh(b)
Sm V
Sl
Fm X
Fm
Fm
Fm X
Fm
Sh(e)
Sl V
Sl V
Sh(e) V
Sl
Sh(e)
Sm X
Sh(e) II
Sh(e)
Sm X
Sp(e)
Sh(e) II
Sm X

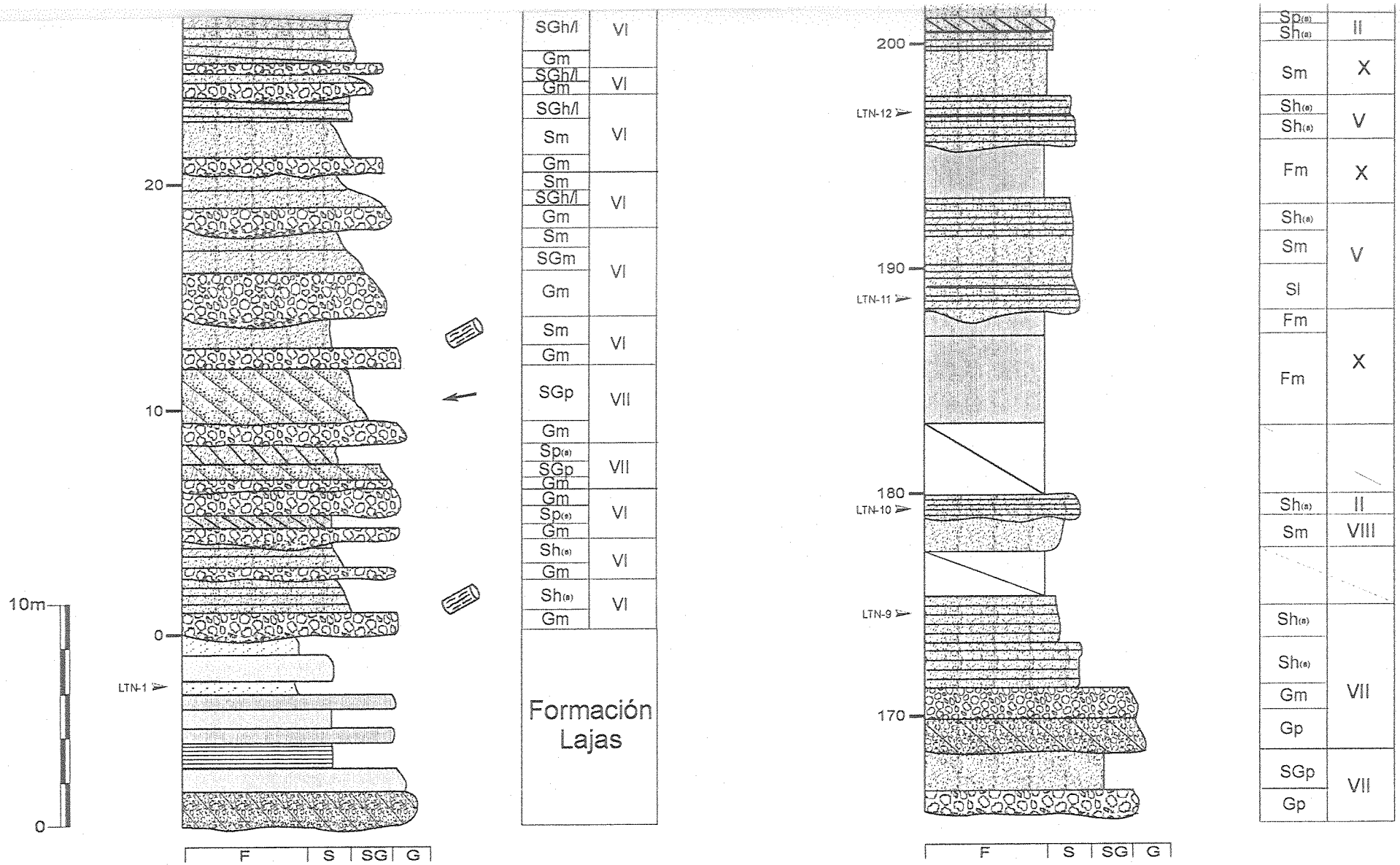
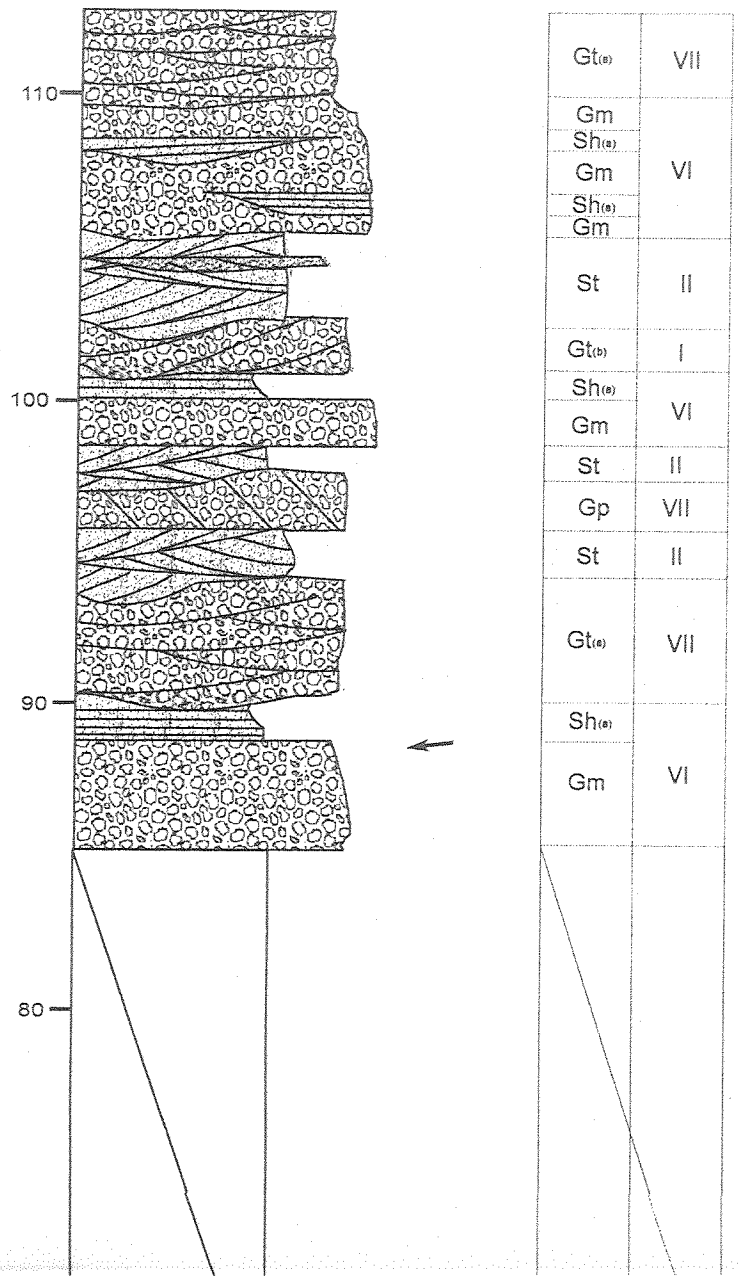
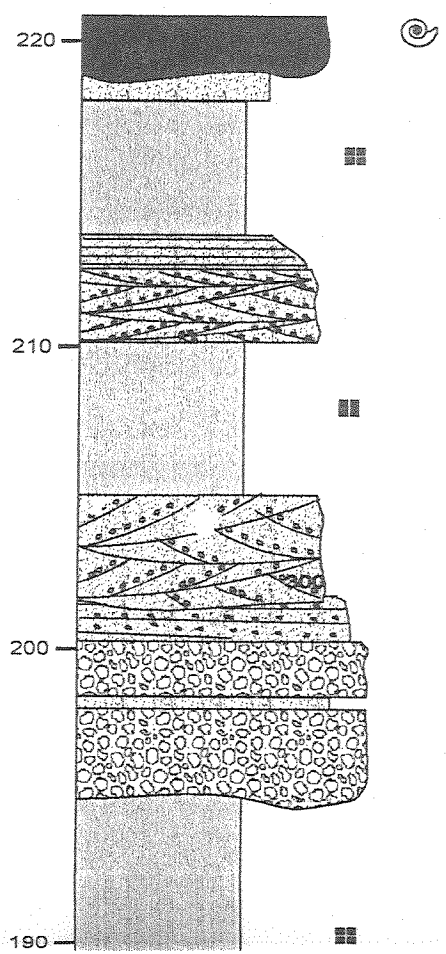


Figura 22: Perfil Cerro Lotena (LTN), distribución de las facies y cuerpos sedimentarios.

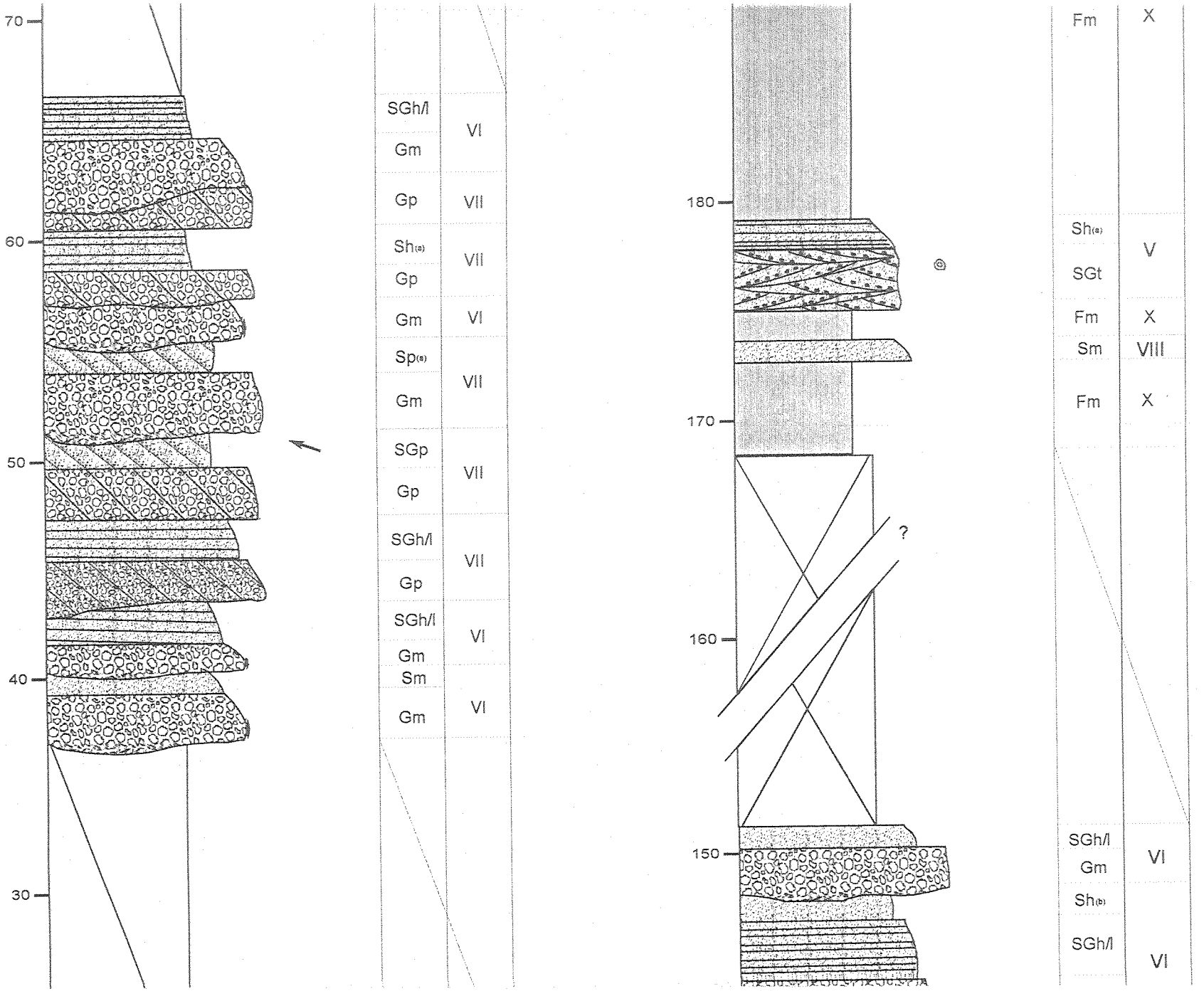
PERFIL CERRO GRANITO (GRN)



$Gt_{(e)}$	VII
Gm	VI
$Sh_{(e)}$	
Gm	
$Sh_{(e)}$	
Gm	
St	II
$Gt_{(b)}$	I
$Sh_{(e)}$	VI
Gm	
St	II
Gp	VII
St	II
$Gt_{(e)}$	VII
$Sh_{(e)}$	VI
Gm	



Fm Vaca Muerta	
Sm	VIII
Fm	X
$Sh_{(e)}$	V
SGt	
Fm	X
SGt	V
SGh/l	VI
Gm	
Sm	VI
Gm	


70
60
50
40
30
SGh/l
Gm
VI
Gp
VII
Sh(a)
VII
Gp
Gm
VI
Sp(a)
VII
Gm
SGp
VII
Gp
SGh/l
VII
Gp
SGh/l
VI
Gm
Sm
VI
Gm
180
170
160
150
?
Fm
X
Sh(a)
V
SGt
Fm
X
Sm
VIII
Fm
X
SGh/l
VI
Gm
Sh(b)
SGh/l
VI

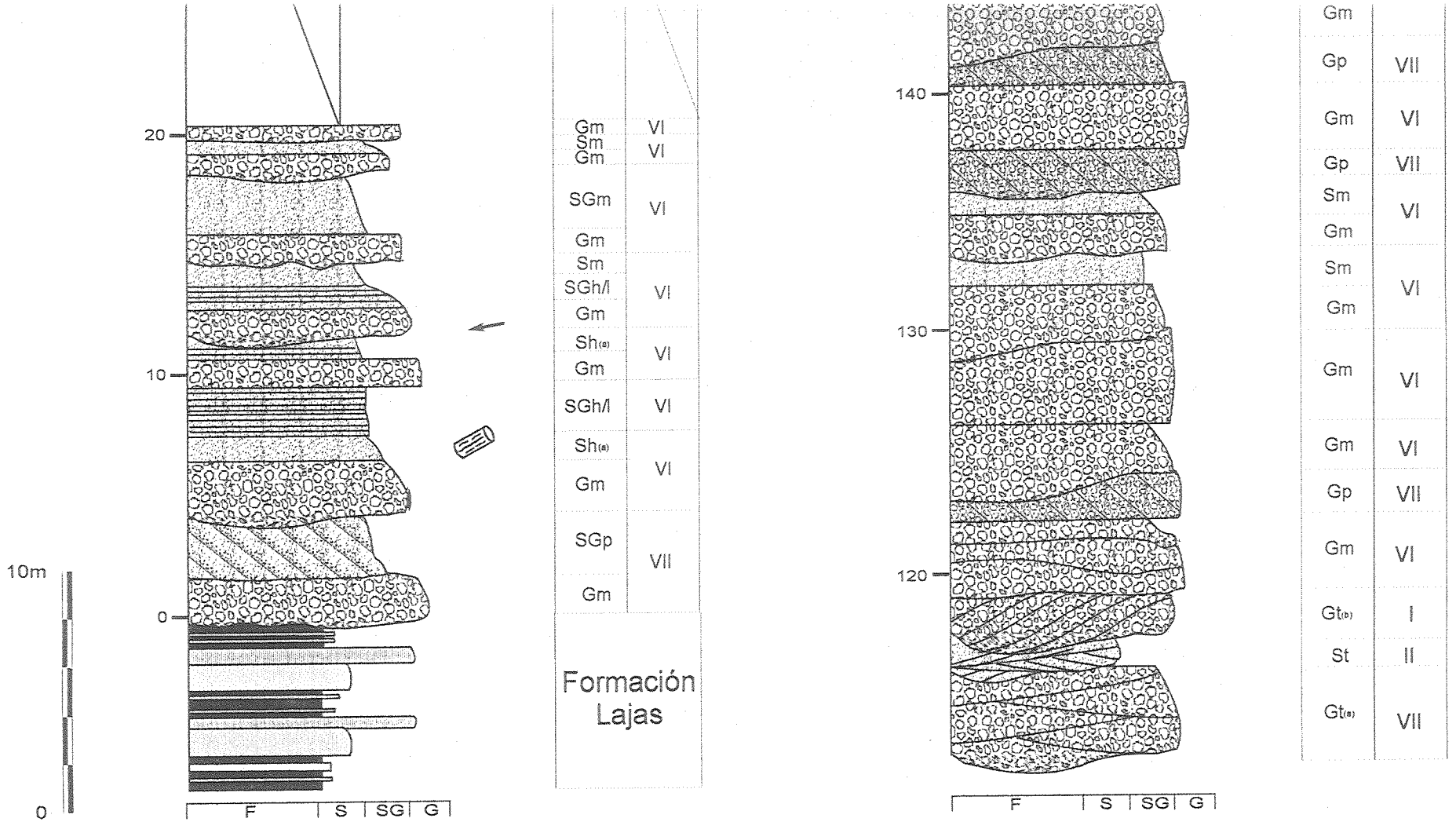


Figura 23: Perfil Cerro Granito (GRN), distribución de las facies y cuerpos sedimentarios

Por su parte, en el sector occidental, las facies más gruesas representan una mínima proporción, en comparación con las facies pelíticas y arenosas. Generalmente aparecen cerca de la base de los cuerpos arenosos, por encima de las discontinuidades basales de las secuencias de canal principal, con espesores que no superan el metro.

En general, la textura de estos depósitos es clasto sostén, con una proporción variable de matriz arenosa gruesa a sabulítica que en ocasiones puede ser significativa. Los clastos son redondeados a subredondeados y su tamaño medio oscila entre 3 y 6 cm de diámetro, aunque es frecuente la presencia de algunos de hasta 20 cm. La selección es buena, y suele incrementarse hacia la parte superior de los bancos, lo cual va acompañado de una disminución en la granulometría de los clastos.

Se reconocieron cinco facies conglomerádicas: maciza (Gm), con estratificación entrecruzada planar (Gp), con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala ($Gt_{(a)}$) y de gran escala ($Gt_{(b)}$) y por último conglomerados con estratificación horizontal (Gh) (Tabla 1).

5.2.1- Conglomerados macizos (Gm)

Esta facies, está compuesta por conglomerados con textura clasto-sostén y carece de estructuras sedimentarias primarias excepto ocasional imbricación de los ejes mayores de los clastos más aplanados. Los fenoclastos poseen composición predominantemente volcánica (riolitas, ignimbritas, andesitas), aunque también aparecen algunos de naturaleza plutónica y metamórfica, e intraclastos pelíticos. En general, salvo los clastos intraformacionales que presentan cierta angulosidad, son subredondeados a redondeados y su tamaño se ubica en promedio entre 4 y 5 cm pero llega hasta los 10 cm de diámetro. En algunos casos, se observa la presencia de una sutil gradación inversa en los primeros centímetros de estos depósitos, la que, hacia la parte superior, suele transformarse en una gradación de tipo normal.

Los depósitos muestran geometría tabular, muy continua, de hasta 3 m de potencia. La base, en estos casos es plana o levemente irregular y puede presentar evidencias de erosión. En algunos niveles se registra una tendencia grano decreciente en las capas macizas y el límite superior puede ser transicional a facies más finas igualmente macizas (SGm o Sm) o con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l) (Figura 24).

Esta facies se atribuye al desarrollo de barras gravosas longitudinales (Williams y

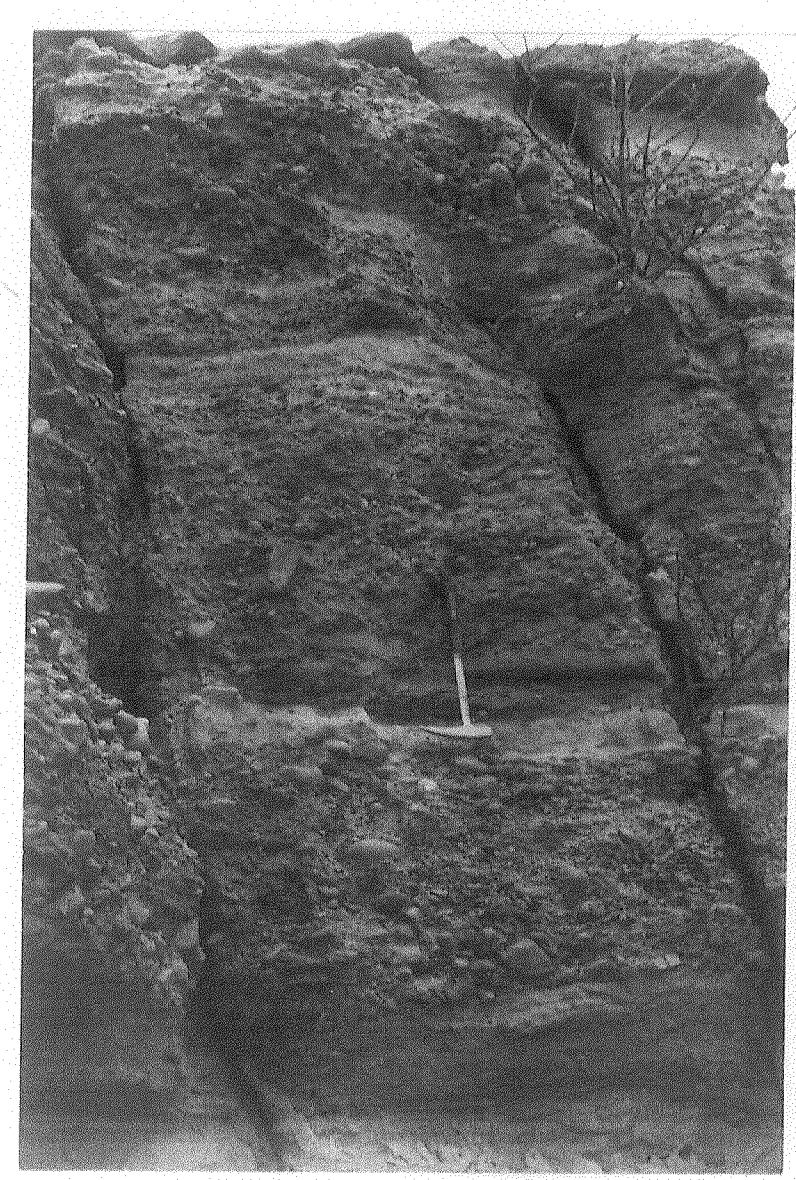


Figura 24: Facies de conglomerados macizos (Gm) intercalados con facies de areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal. Perfil Quebrada del Sapo.

Rust, 1968; Smith, 1974; Rust, 1978; Ramos *et al.*, 1986; Billi *et al.*, 1989) o a súbita depositación en condiciones de alto régimen de flujo por corrientes de poca profundidad y alta descarga (Rust, 1972; Ramos y Sopeña, 1983).

Sin embargo, los conglomerados macizos también pueden aparecer como niveles delgados, de menos de 1 m de espesor, asociados a depósitos arenosos (Figura 25), en cuyo caso se interpretan como núcleos de mayor granulometría de barras arenosas gruesas o *lags* residuales del fondo de los canales (Miall, 1978).

5.2.2- Conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp)

Son los más abundantes dentro de las facies gravosas entrecruzadas y aparecen como unidades tabulares y muy continuas de hasta 2 m de espesor. Generalmente consisten en *sets* entrecruzados asociados a facies macizas y cuyas capas frontales pueden ser levemente tangenciales en la base. Los clastos mayores se disponen en la base de las capas, definiendo una tendencia granodecreciente (en algunas oportunidades presentan difusa imbricación que indica un sentido de la corriente que coincide con el de las capas frontales). Estos conglomerados se asignan al desarrollo de barras transversales que representan condiciones de menor descarga y transporte que las barras longitudinales (Rust, 1972; Hein y Walker, 1977). La distribución de paleocorrientes es bastante uniforme para estos depósitos, con una dirección de transporte preferencial hacia el oeste.

En ocasiones se observan cuerpos en los que las capas frontales gravosas alternan con capas de menor granulometría (arenisca gruesa a sabulita) (Figura 26). Estas facies (*Gp-Sp*) representan el desarrollo de barras transversales en condiciones de flujo alternantes, producidas por variaciones importantes en la descarga (Bluck, 1979; Steel y Thompson, 1983; Rust, 1984; Ramos *et al.*, 1986).

5.2.3- Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala ($Gt_{(a)}$)

En menor medida aparecen conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa ($Gt_{(a)}$), en *sets* de 0,3 a 0,5 m de potencia, conformando *cosets* lenticulares de hasta 4 m de espesor. La base de estos cuerpos suele ser cóncava y erosional. Al igual que para los conglomerados con estratificación entrecruzada planar, pueden presentar una tendencia granodecreciente en las capas frontales (Figura 27). Estos depósitos se asignan a barras subácueas tridimensionales desarrolladas en las porciones más profundas de los canales (Costello y Walker, 1972; Miall, 1978; Ramos *et*



Figura 25: Facies de conglomerados macizos (Gm) intercalada con facies arenosas. Perfil Picún Leufú 1.

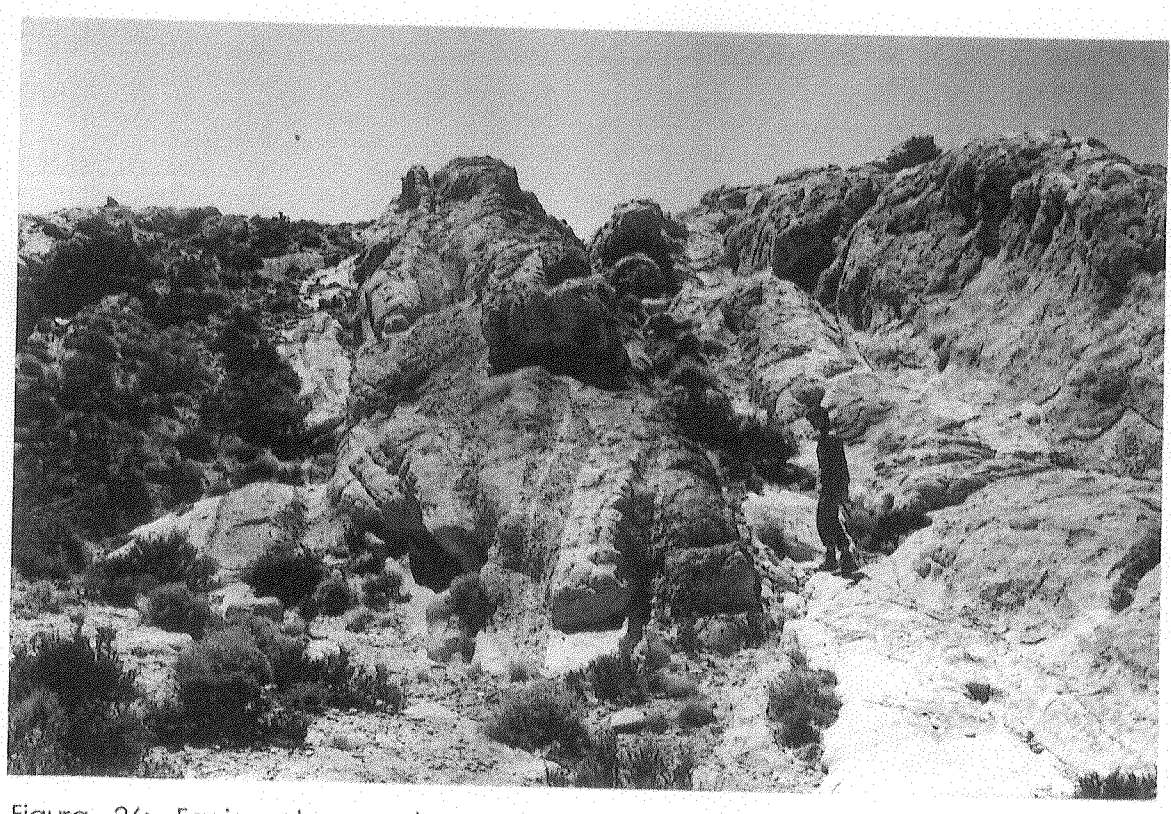


Figura 26: Facies de conglomerados con estratificación entrecruzada planar intercalados con facies arenosas con igual estructura (Gp-Sp). Perfil Cerro Lotena.

al., 1986).

5.2.4- Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala ($Gt_{(b)}$)

Esta facies está compuesta por depósitos conglomerádicos con clastos de hasta 10 cm. Se presenta en *sets* aislados, de geometría cóncava, base erosional y techo neto y horizontal. Estos cuerpos, de hasta 1 metro de espesor y 4 a 5 m de extensión lateral, presentan internamente un relleno compuesto por capas cóncavas, con similar disposición que la base, aunque algo asimétricas (Figura 28). Estos cuerpos se interpretan como estructuras de corte y relleno, generadas por canales de pequeña escala, que cortan los depósitos conglomerádicos de barras preexistentes.

5.2.5- Conglomerados con estratificación horizontal (Gh)

Esta facies está compuesta por conglomerados, generalmente finos, que se encuentran dispuestos en capas horizontales y más o menos paralelas entre sí y que quedan definidas por variaciones poco importantes en la granulometría de los depósitos. En algunos casos, esta estructura se encuentra poco marcada por la buena selección de los clastos. Sin embargo es común que hacia la parte superior de las capas intercalen proporciones importantes de arena muy gruesa a sábulo, lo que acentúa marcadamente la definición de esta estructura (Figura 29).

En general el tamaño de los clastos no supera los 4 a 5 cm y se reconocen como cuerpos tabulares, de base plana y horizontal, que a veces suele ser gradacional desde depósitos también conglomerádicos, pero de naturaleza maciza. El tope de estos depósitos puede ser neto o gradacional a facies arenosas gruesas, macizas o igualmente con estratificación horizontal.

Se interpretan como depósitos de alto régimen, vinculados con la depositación en la parte superior de barras gravosas, tanto transversales como longitudinales o como depósitos gruesos vinculados con corrientes de poca profundidad y elevada velocidad, tal vez poco encauzados (Williams y Rust, 1969; Miall, 1978; Clemente y Pérez-Arlucea, 1993).

5.3. Areniscas conglomerádicas

Siguiendo el criterio utilizado por Spalletti (1994), se ha creído conveniente definir como facies SG a aquellas compuestas por areniscas gruesas a muy gruesas con inclusiones de clastos psefíticos en una proporción menor al 15 %. Los fenoclastos son



Figura 27: Facies de conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala ($Gt_{(a)}$). Perfil Cerro Granito.



Figura 28: Facies de conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala ($Gt_{(b)}$). Perfil Quebrada del Sapo.

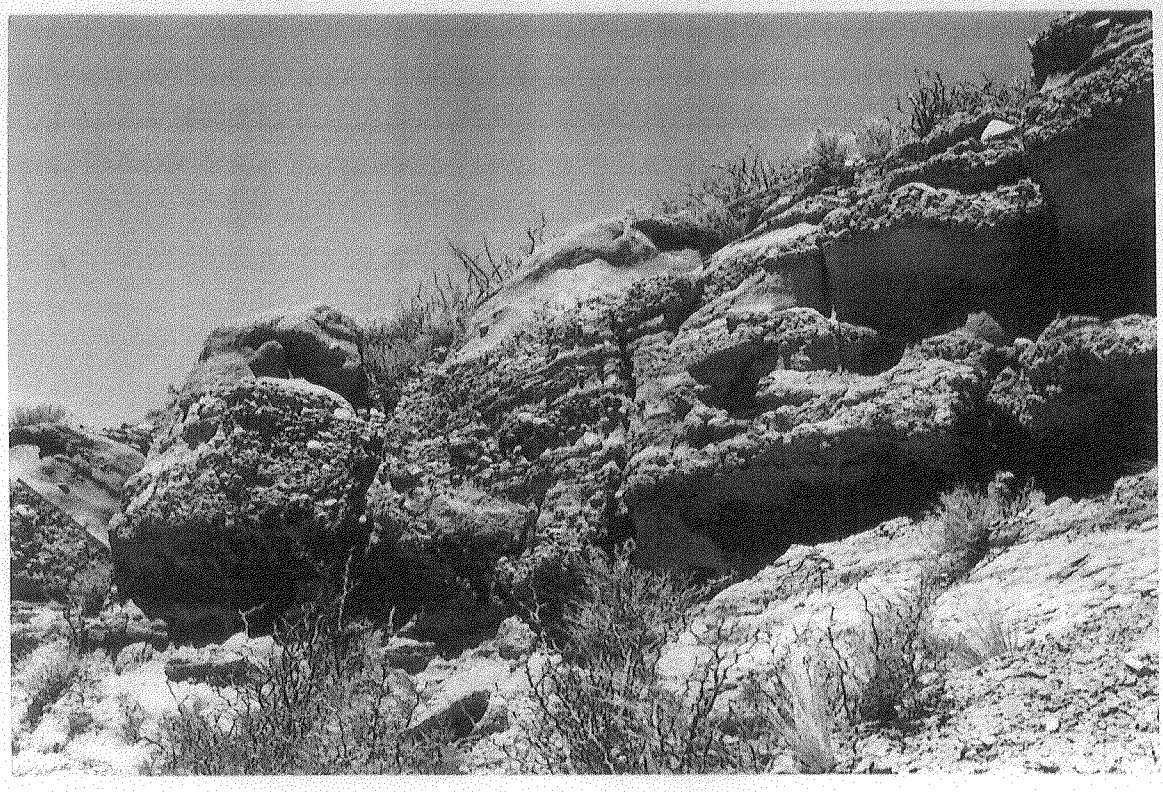


Figura 29: Facies de conglomerados con estratificación horizontal (Gh). Perfil Quebrada del Sapo.

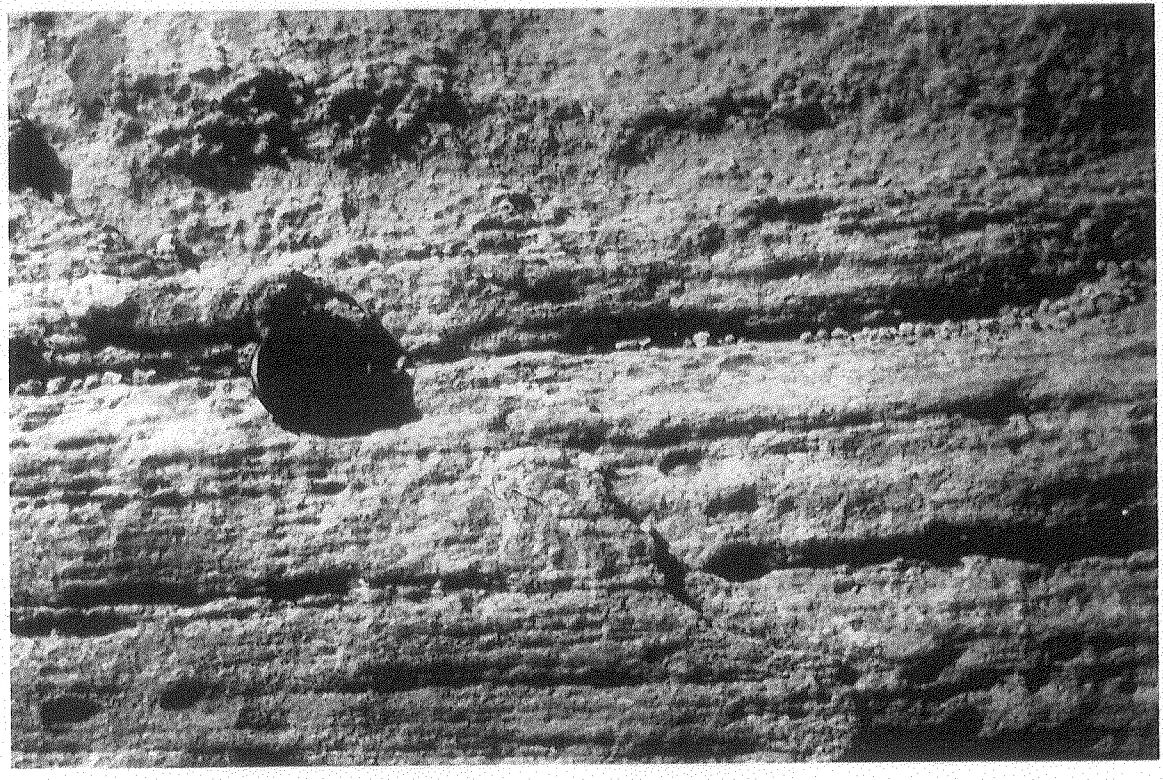


Figura 30: Facies de areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l). Perfil Picún Leufú 2.

casi exclusivamente de naturaleza volcánica, no superan los 5 cm de diámetro, muestran formas redondeadas a subredondeadas y suelen presentar leve imbricación de sus ejes mayores. Los mismos, pueden aparecer concentrados en los planos de estratificación, y en algunos casos, sobre todo en las láminas frontales de las facies entrecruzadas, se observa que existe gradación con clastos mayores concentrados en la base de las láminas, las que pasan transicionalmente a areniscas gruesas a medianas.

Se reconocieron cinco facies de areniscas conglomerádicas: con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l), con estratificación entrecruzada planar (SGp) y en artesa (SGt), con estratificación entrecruzada de gran escala de tipo épsilon (SGε) y macizas (SGm). En la Tabla 1 se presenta una síntesis sobre los caracteres e interpretación de estas facies, junto con las facies arenosas a las que se encuentran asociadas tanto desde el punto de vista morfológico como de los procesos sedimentarios que las originaron.

5.3.1- Areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l)

Esta facies se presenta en niveles tabulares de gran continuidad lateral. La base puede ser neta e irregular y las capas internas tienden a respetar las irregularidades de la base o inclinar unos pocos grados, cuando ésta es más cóncava y erosional. La estructura interna es delgada (de 2 a 4 cm de espesor) y se observa la concentración de clastos más gruesos en los planos de estratificación. Los depósitos pueden alcanzar hasta 2 m de espesor, aunque en general no superan los 50 cm y están estrechamente vinculados a las porciones basales de los cuerpos arenosos (Figura 30).

Experimentos de laboratorio (Saunderson y Lockett, 1983; Bridge y Best, 1988) han demostrado que esta estructura se desarrolla bajo condiciones intermedias, entre dunas tridimensionales y de capa plana de alto régimen de flujo (transición entre bajo y alto régimen de flujo). Por tanto, la facies se asocia con el desarrollo de barras de muy poco relieve en flujos de elevada velocidad y poca profundidad (Dam y Andreasen, 1990; Godin, 1991).

5.3.2- Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt)

Los depósitos que conforman esta facies se presentan en sets que no superan los 50 cm de espesor y de 1 a 1,5 m de extensión lateral (Figura 31). Se agrupan en cosets

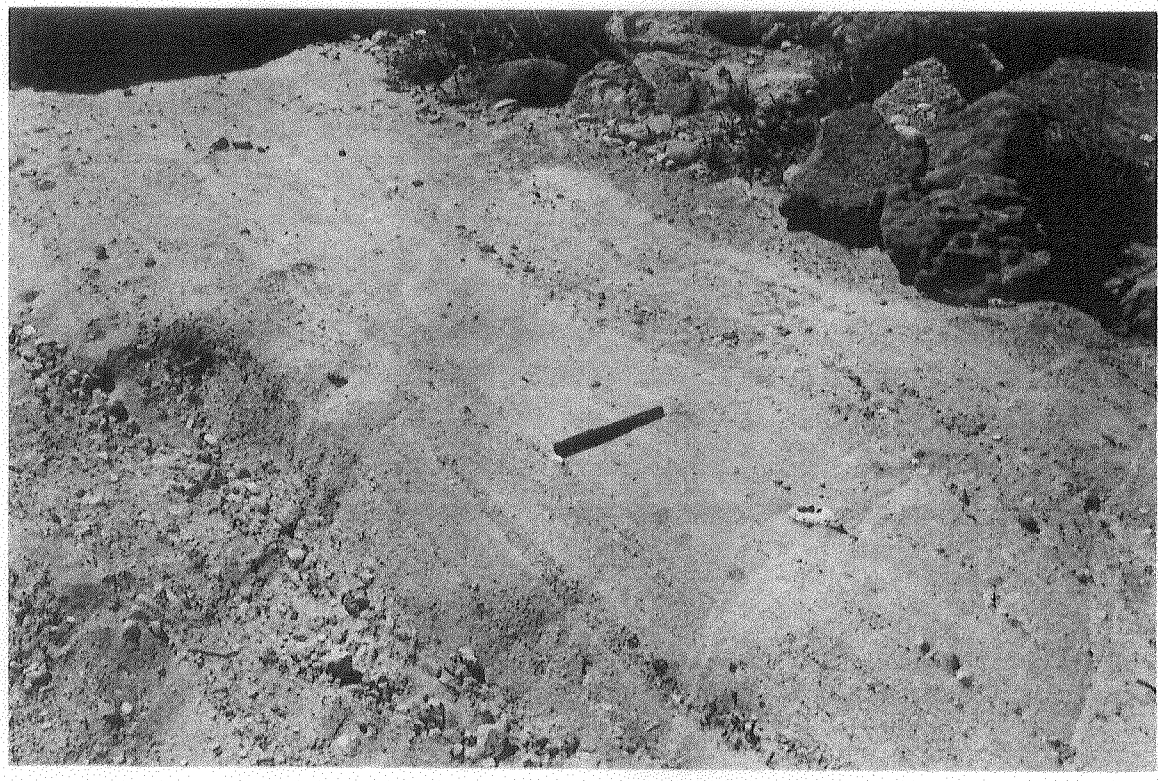


Figura 31: Facies de areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt). Perfil Cerro Lotena.

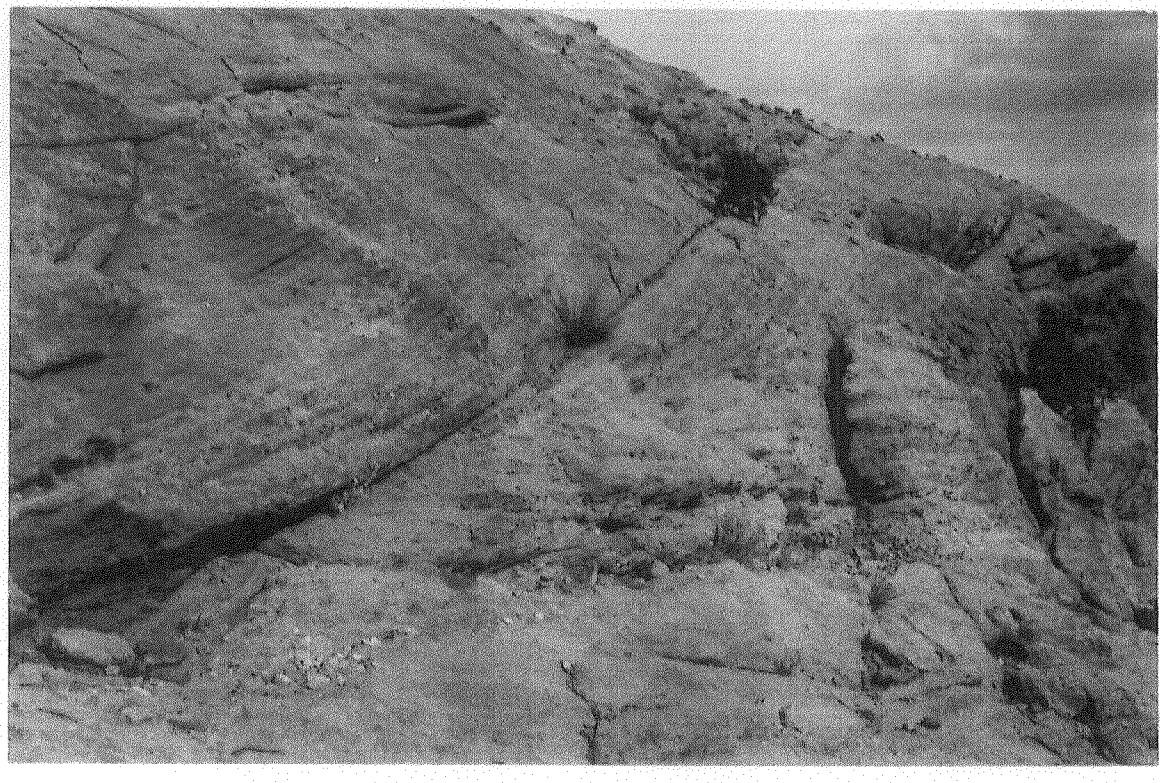


Figura 32: Facies de Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tipo épsilon (SGε). Perfil Picún Leufú 2.

que constituyen niveles de importante desarrollo, ya que pueden superar los 5 m de potencia. En general la base de estos cuerpos corresponde a una superficie de discontinuidad cóncava y fuertemente erosional. Su geometría es lenticular, aunque su desarrollo lateral es significativo. Como se indicara anteriormente tanto para las capas frontales de las areniscas conglomerádicas entrecruzadas, como para los depósitos psefíticos existe una tendencia granodecreciente en las capas frontales. Se interpretan como depósitos que representan el relleno de canales de importante profundidad a partir de barras de fondo tridimensionales areno-gravosas (Collinson, 1970).

5.3.3- Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar (SGp)

Esta facies se presenta conformando *sets* muy tabulares y continuos de hasta 3 m de espesor, aunque los más comunes no superan 1,5 m. Aparecen agrupados en *cosets* muy potentes y de gran desarrollo longitudinal. Cuando la proporción de clastos psefíticos es grande, se observa mayor concentración sobre el plano de estratificación inferior, determinando una tendencia granodecreciente en las capas frontales. En general los límites de estas unidades son planos y muy continuos, sin que existan gradaciones a ningún otro tipo de facies. Al igual que en el caso de los conglomerados con estratificación entrecruzada planar se vincula a estos depósitos con el desarrollo de barras transversales bidimensionales (Ramos *et al.*, 1986).

5.3.4- Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada épsilon (SGε)

Conforman grandes *sets* inclinados (14° a 18°) que alcanzan más de 2 m de espesor y aproximadamente 20 metros de desarrollo lateral (Figura 32) compuestos por areniscas gruesas a muy gruesas, con mayor proporción de clastos psefíticos en la base de los cuerpos. Los *sets* presentan su base cóncava y puede ser levemente erosional. Internamente, presentan una laminación que es concordante con la base de los sets. Esta facies se vincula con el desarrollo de barras en las márgenes de los canales, las que por la distribución de las paleocorrientes de las capas inclinadas (perpendicular a la dirección del flujo principal definida por las facies de fondo de canal) pueden asociarse con macroformas de acreción lateral (Allen, 1983; Collinson, 1986).

5.3.5- Areniscas conglomerádicas macizas (SGm)

Esta facies se encuentra estrechamente asociada con la facies de conglomerados macizos (Gm). Se caracteriza por no presentar estructuras

sedimentarias primarias y por la presencia de clastos psefíticos dispersos en la matriz arenosa gruesa, sin que se observe ningún tipo de gradación. Pueden pasar en forma transicional desde conglomerados macizos en la base y asociarse con facies arenosas igualmente macizas o con estratificación horizontal en el techo. Se considera que estos depósitos representan condiciones de alto régimen, vinculadas con corrientes de elevada energía en la parte superior de barras longitudinales (Miall, 1978).

5.4- Areniscas

Uno de los rasgos más conspicuos de la Formación Challacó, sobre todo en el sector occidental de estudios y en la parte más alta del sector oriental, es la presencia de grandes cuerpos arenosos que conforman una importante proporción de la superficie total de afloramiento.

Las facies arenosas que han sido reconocidas en los perfiles son las de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St), con estratificación entrecruzada planar de pequeña escala ($Sp_{(a)}$) y de gran escala ($Sp_{(b)}$), con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl), con estratificación entrecruzada épsilon ($S\varepsilon$), con estratificación ondulítica (Sr), con estratificación horizontal ($Sh_{(a)}$), paralela ($Sh_{(b)}$) y macizas (Sm).

Estas facies son descriptas en la Tabla 1, donde se propone también una interpretación elemental de los procesos que las originaron.

5.4.1- Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St)

Las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa tienen textura mediana a gruesa; se disponen en cuerpos de geometría lenticular y base erosional. Internamente, esta facies se compone de *sets* lenticulares de 0,3 a 0,5 m de espesor y menos de 2 m de extensión lateral (Figura 35) y se atribuye a barras arenosas tridimensionales migratorias en el fondo de los canales (Miall, 1978, Collinson, 1983; Spalletti, 1994).

5.4.2- Areniscas con estratificación entrecruzada planar de pequeña escala ($Sp_{(a)}$)

Está compuesta por areniscas medianas a muy gruesas que se disponen en *sets* tabulares de 0,5 a 1 m de espesor y muy continuos lateralmente. Las capas frontales, que en ocasiones son tangenciales hacia la base, se encuentran intercaladas con delgados depósitos de grano más fino (Figura 33). También es común la presencia de intraclastos pelíticos aislados de 1 ó 2 cm de diámetro. Se interpreta como depósitos de dunas arenosas bidimensionales o de crestas rectas (Miall, 1978, Clemente y Pérez-



Figura 33: Facies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St). Perfil Picún Leufú 2.



Figura 34: Facies de areniscas con estratificación entrecruzada planar de pequeña escala ($Sp_{(a)}$). Perfil Picún Leufú 2.

Arlucea, 1993).

5.4.3- Areniscas con estratificación entrecruzada planar de gran escala ($Sp_{(b)}$)

Esta facies se presenta sólo en uno de los perfiles estudiados y está compuesta por areniscas medianas, muy bien seleccionadas, que se presentan conformando *sets* tabulares de más de 1 m de potencia. Estos *sets* se superponen verticalmente definiéndose *cosets* de más de 5 m de potencia (Figura 34). Es común la presencia de superficies internas de reactivación y de acuerdo con la geometría y características texturales se vincula a estos depósitos con el desarrollo de dunas de origen eólico (Kocurek, 1996).

5.4.4- Areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl)

Al igual que para las facies de areniscas conglomerádicas, se reconoció una facies arenosa que presenta estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Ésta se desarrolla con frecuencia en la base de cuerpos arenosos, con espesores que difícilmente superan 1 m, y se observa que pasan, hacia el tope, a facies con estratificación horizontal (Figura 36). Al igual que para las facies más gruesas se interpreta como producto de la depositación por corrientes de alto régimen en canales de poca profundidad con el desarrollo de dunas arenosas de escaso relieve (Dam y Andreasen, 1990; Godin, 1991).

5.4.5- Areniscas con estratificación entrecruzada tipo épsilon (S_{ε})

Intercaladas entre el resto de las facies arenosas se identificó la presencia de cuerpos conformadas por la alternancia de areniscas finas y medianas, en niveles de aproximadamente 20 cm de espesor, que se desarrollan con una inclinación entre 20° y 30° con respecto a la base de los cuerpos que conforman (Figura 37). Las capas individuales son en general macizas, y la disposición inclinada de las mismas sugiere el desarrollo de superficies de acreción lateral vinculadas con el desarrollo de barras laterales en canales de alta sinuosidad (Plint, 1983; Plint y Browne, 1994).

5.4.6- Areniscas con estratificación horizontal ($Sh_{(a)}$)

Se trata de una facies de psamítica con estratificación horizontal, con textura mediana a gruesa en estratos tabulares y muy continuos que pueden alcanzar 2,5 m de potencia (Figura 38). Internamente presentan delgadas capas de menos de 1 cm de espesor y con una disposición paralela a subparalela entre si y con respecto a los

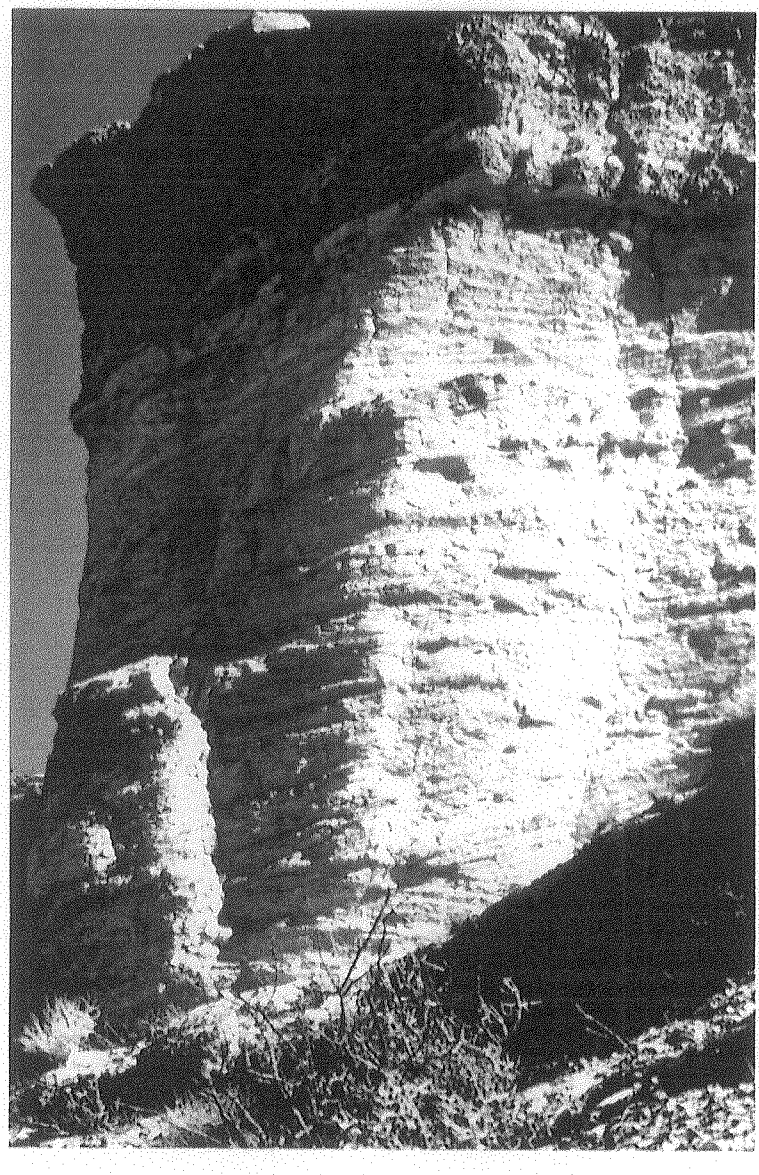


Figura 35: Facies de areniscas con estratificación entrecruzada planar de gran escala ($Sp_{(b)}$). Perfil Quebrada del Sapo.

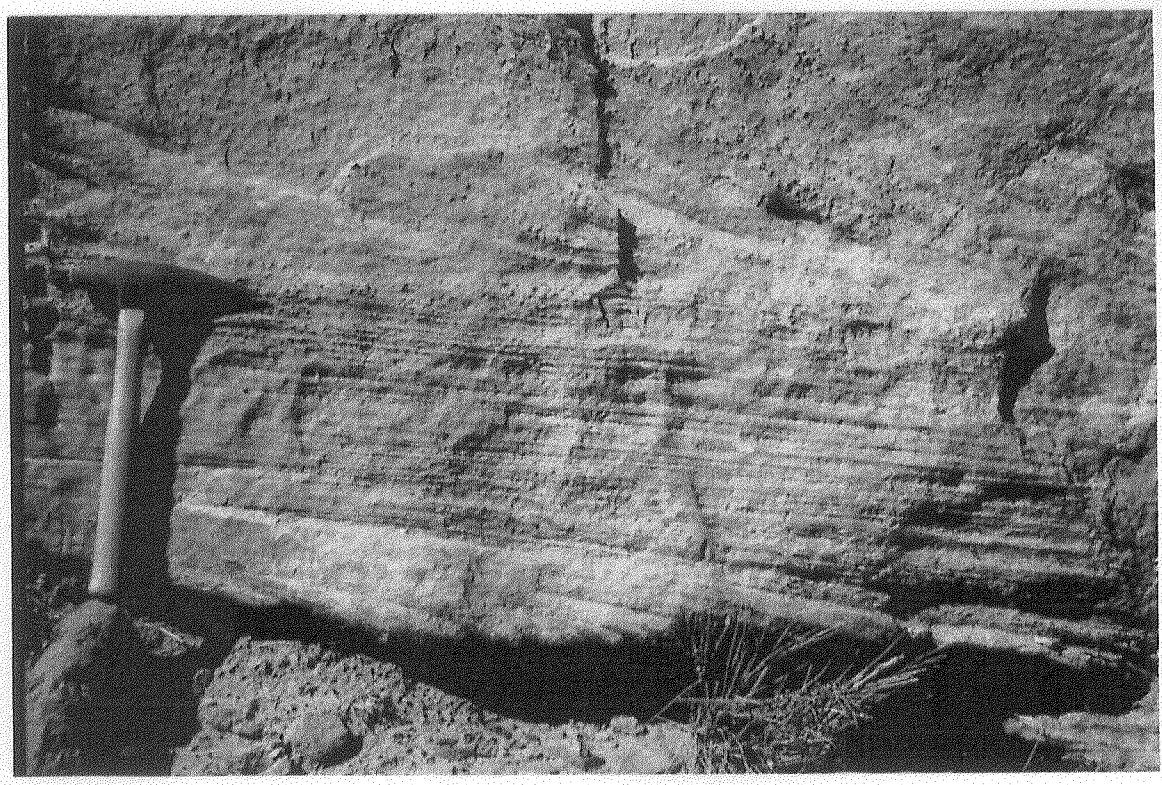


Figura 36: Facies de areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl). Perfil Picún Leufú 2.



Figura 37: Facies de areniscas con estratificación entrecruzada tipo épsilon (Sε). Perfil Charahuilla.

límites de los cuerpos. Esta facies se asocia a la de areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l) en la base de los cuerpos y también se reconoce en la porción superior de los depósitos de barras arenosas. Se atribuye a procesos de alto régimen de flujo, asociados con la depositación en canales de poca profundidad o en el tope de las barras (Harms y Fahnestock, 1965; Miall, 1978).

5.4.7- Areniscas con estratificación paralela ($Sh_{(b)}$)

Siguiendo el criterio propuesto por Harms y Fahnestock (1965), se reconoció otra facies, similar a la anteriormente descripta, pero asociada con depósitos pelíticos generados por procesos de bajo régimen de flujo. Se trata de areniscas de grano fino a medio con estratificación paralela muy delgada y poco marcada, probablemente debido a intensa acción biológica. Se presentan como niveles tabulares delgados, que no superan 1 m de espesor y que pueden mostrar gradación desde estratos pelíticos laminados o macizos. Esta facies se vincula con procesos de decantación subácuea en una planicie de inundación.

5.4.8- Areniscas con estratificación ondulítica (Sr)

Asociadas con las facies con estratificación horizontal o macizas que se intercalan con los depósitos finos se reconocieron delgados niveles de areniscas finas con incipiente laminación ondulítica, a veces bastante deformada por escape de fluidos, que representan la depositación en condiciones de bajo régimen de flujo en corrientes de muy poca profundidad (Spalletti, 1994).

5.4.9- Areniscas macizas (Sm)

Es una facies abundante que aparece como intercalaciones en depósitos de grano fino. Su masividad o falta de estructuras sedimentarias primarias podría estar vinculada a procesos de bioturbación, lo que coincide con la naturaleza también maciza de los depósitos pelíticos a los que se asocia (Figura 39). Está compuesta por areniscas de grano fino a medio, en niveles que oscilan entre 0,5 y 1,5 m de espesor y de desarrollo lateral restringido. En algunos casos presentan pasajes transicionales desde niveles pelíticos, lo que sugiere procesos de decantación en medio subácueo. Sin embargo, en ocasiones la base puede ser neta e irregular, con evidencias de procesos erosivos permiten inferir fenómenos traccionales asociados a episodios de desbordamiento.

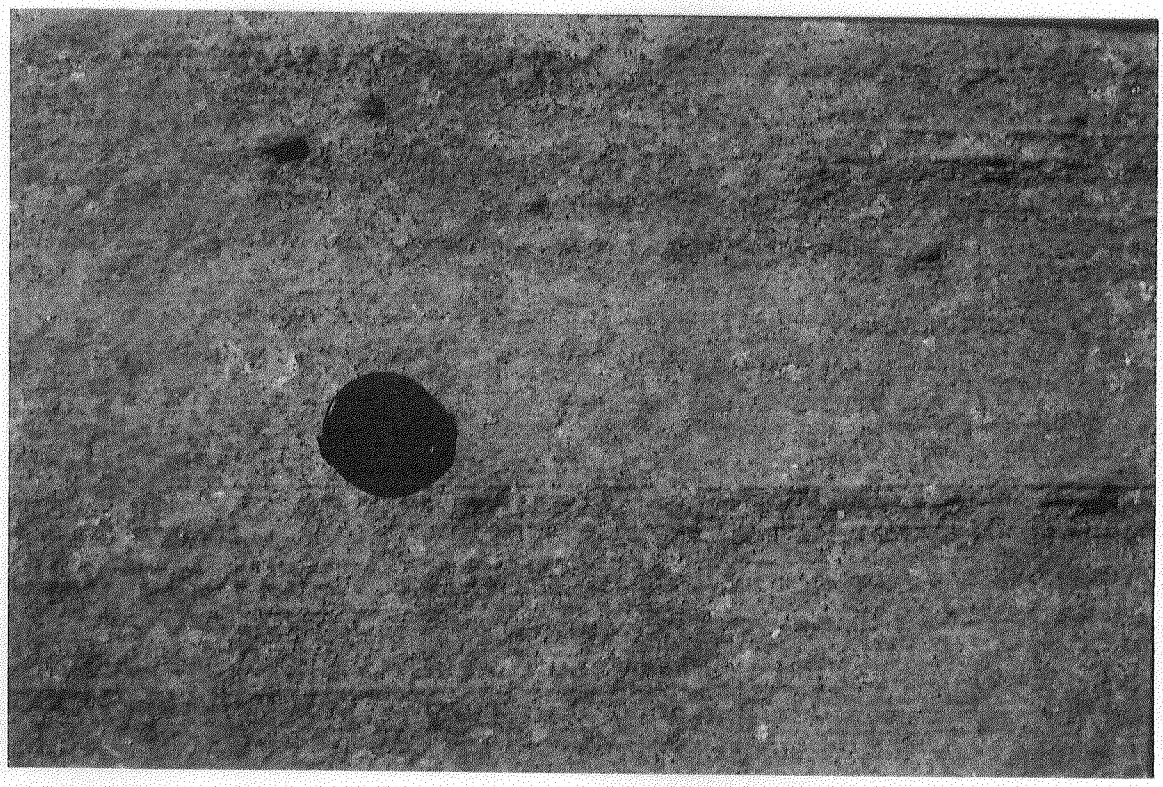


Figura 38: Facies de areniscas con estratificación horizontal ($Sh_{(a)}$). Perfil Picún Leufú 2.



Figura 39: Facies de areniscas macizas (Sm) intercaladas con facies de fangolitas igualmente macizas (Fm). Perfil Picún Leufú 2.

5.5- Fangolitas

Estos depósitos finos aparecen como niveles muy continuos de hasta 6 metros de espesor. Se encuentran íntimamente relacionados con intercalaciones de 1 a 2 m de espesor, compuestas por facies arenosas macizas o con estratificación horizontal de granulometría fina (Sm y $Sh_{(b)}$), determinando en su conjunto espesores que superan los 10 m. En la mayoría de los casos la base es neta, aunque puede mostrar gradación normal desde estratos arenosos muy finos. El techo presenta a veces gradación hacia facies arenosas, pero en general se aprecia el desarrollo de una importante superficie de discontinuidad cuando esta facies es cubierta por cuerpos de granulometría mayor.

5.5.1- Fangolitas macizas (Fm)

Las facies pelíticas constituyen cuerpos bastante homogéneos (Facies Fm), con colores que van desde el rojo intenso, púrpura a verde y que presentan en algunos casos moteado muy débil y concreciones de óxidos de hierro. También aparecen en estos depósitos estructuras secundarias, características del desarrollo de paleosuelos, como una estructura en bloques subangulares de tamaño mediano, o la presencia de *slikensides* o cutanes arcillosos. A pesar de no haberse registrado la existencia de trazas fósiles caracterizables, la ausencia de estructuras y la homogeneidad de los depósitos de grano fino podría atribuirse a una intensa bioturbación (Figuras 39 y 40). Debido al pasaje transicional que suele existir entre con las facies de fangolitas laminadas, se interpreta que estos depósitos representan la depositación por decantación en un medio subácueo, bajo la influencia de intensa acción biológica que modificó sus estructuras primarias (Plint y Browne, 1994).

5.5.2- Fangolitas laminadas (Fl)

Sólo en unos pocos sectores se reconoce una incipiente laminación paralela en los depósitos pelíticos (Facies Fl), a veces evidenciada por cambios de coloración. Esta facies se vincula estrechamente con la de fangolitas macizas y en ocasiones resulta imposible establecer un límite preciso entre ambas (Figura 40). Genéticamente se atribuye a procesos de decantación en un medio subácueo.



Figura 40: Facies de Fangolitas macizas (Fm) y laminadas (Fl) por debajo de un cuerpo conformado por areniscas muy finas macizas (Sm). Perfil Quebrada del Sapo.

Capítulo 6: Análisis arquitectural

6.1- Introducción

Desde hace más de una década se ha cuestionado la validez de las secciones columnares verticales como herramienta única en el análisis de los sistemas fluviales. Esto es debido a la gran variación lateral de facies que presentan este tipo de depósitos y a la naturaleza tridimensional de los litosomas, la que no puede ser reflejada a partir de observaciones unidimensionales como las que se realizan al relevar perfiles verticales. A partir de allí, se ha intentado hacer mayor hincapié en el reconocimiento de las variaciones faciales laterales a lo largo de los afloramientos y se han desarrollado nuevos métodos para describir tridimensionalmente a los mismos, dejando en parte de lado los estudios de ciclicidad verticales; ciclicidad que no siempre puede afirmarse que se deba a procesos propios del sistema fluvial (Miall, 1985). Sin embargo, como sostienen algunos autores (DeCelles *et al.*, 1991), estas nuevas metodologías deben complementar y no reemplazar a las antiguamente utilizadas.

Existen dos aspectos de fundamental importancia en la definición de una metodología adecuada para el estudio de las series fluviales. Por un lado la definición de cuerpos de roca (litosomas) que caractericen a la complejidad de fenómenos que tienen lugar en los distintos ambientes depositacionales, y por otro, la jerarquización, tanto de los cuerpos como de las superficies que los limitan, que representa las diferentes escalas en las que los procesos naturales tienen lugar y que es preciso identificar a fin de perfeccionar al máximo la definición de los modelos de depositación.

6.2- Elementos arquitecturales y cuerpos sedimentarios

Sobre la base de la jerarquización de formas sedimentarias en función de su escala aportada por Jackson (1976), y adoptando la nomenclatura propuesta por Allen (1983), Miall (1985) introduce el estudio arquitectural de los sistemas fluviales y sostiene que todos los depósitos se pueden encuadrar dentro de ocho tipos básicos de cuerpos tridimensionales, caracterizados por un determinado arreglo de facies y por una definida geometría externa e interna (Figura 41). Estos cuerpos, a los que denomina Elementos Arquitecturales, se convierten en el principal objetivo de estudio y la mayoría de los trabajos publicados con posterioridad, tratan de una forma u otra,

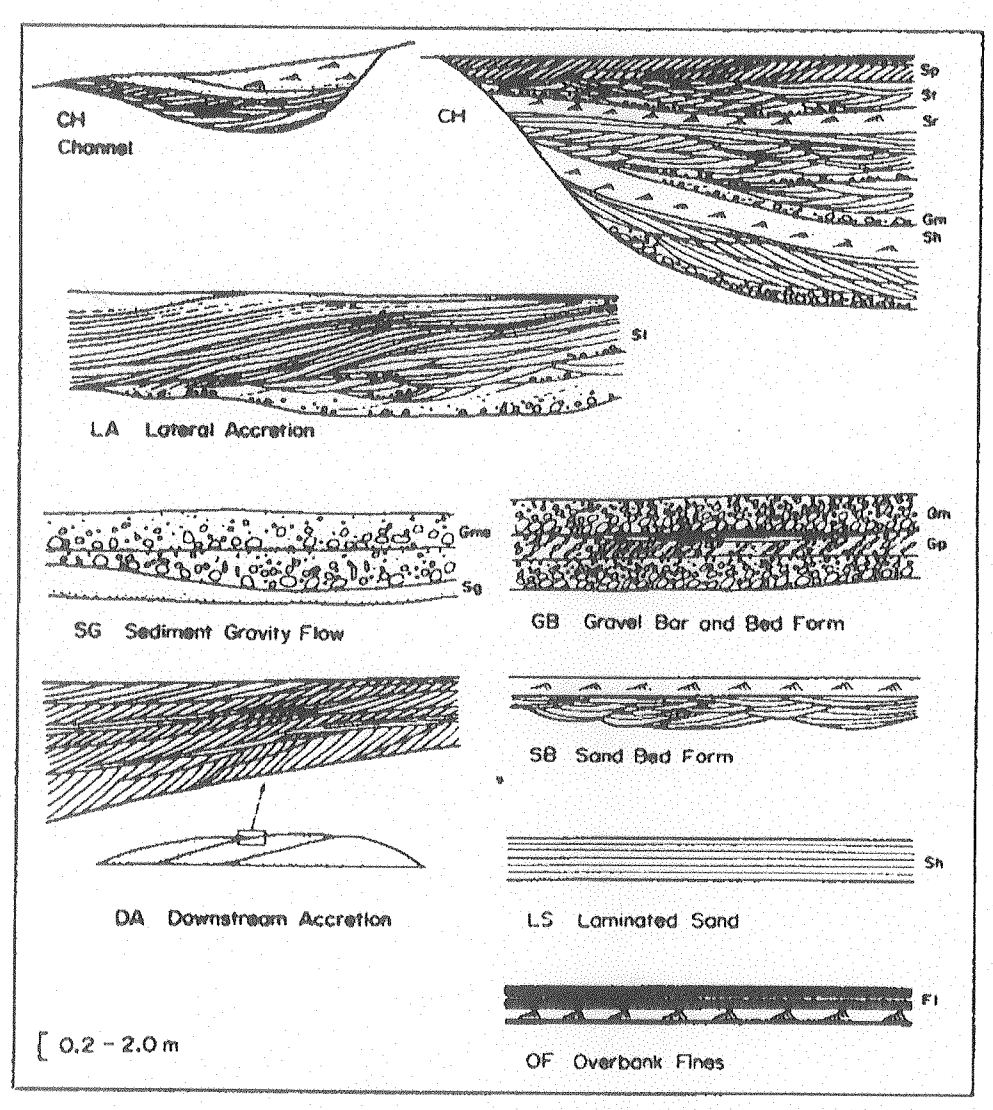


Figura 41: Elementos arquitecturales básicos propuestos por Miall (1988b, modificado de Miall, 1985)

de encuadrarse dentro de este esquema.

El estudio arquitectural (*architectural element analysis*) de los sedimentos fluviales comprende distintas etapas. En una primera, se requiere del conocimiento preciso de las distintas facies presentes, sus variaciones y sus relaciones mutuas, para lo cual se realiza una observación vertical y lateral de los afloramientos. También se hace imprescindible la medición de todas las posibles orientaciones de estructuras direccionales y de las superficies de discontinuidad y su registro e identificación, tanto en esquemas como en fotografías. La posterior interpretación de estos datos se realiza en términos del reconocimiento de las macroformas y de la geometría de los cuerpos con el objeto de caracterizar los sistemas fluviales que los originaron.

Una técnica que se ha desarrollado y que posibilita fundamentalmente el reconocimiento lateral de los cuerpos y la identificación de la superficies que los delimitan, es la construcción de fotomosaicos. Estos elementos se utilizan como mapas de los afloramientos (Allen, 1983; Miall, 1988a, 1988b; Bromley, 1991; Wizevich, 1993), y permiten la ubicación de las litofacies y de los datos de paleocorrientes, a la vez que facilitan la visualización general de las discontinuidades. Algunos inconvenientes surgen de la distorsión producida por el tipo de proyección de la cámara fotográfica, pero autores como Wizevich (1991) han perfeccionado ciertos métodos con el fin de explotar al máximo las posibilidades que ofrece esta técnica.

Sin embargo, la práctica ha demostrado que en muy pocas ocasiones se hace posible el reconocimiento tridimensional de los elementos arquitecturales, y en algunos casos, éste ha sido uno de los principales puntos de discusión de la metodología (Bridge, 1993). Por lo tanto, en la actualidad, muchos autores prefieren utilizar el término cuerpos sedimentarios (o litosomas, según DeCelles *et al.*, 1991), cuando se hace referencia a afloramientos bidimensionales (Ramos y Sopeña, 1983, Ramos *et al.*, 1986; Spalletti, 1987; Rhee y Chough, 1993; Spalletti, 1994) a lo que el mismo Miall (1994) ha adherido. Cuando se utiliza esta metodología es igualmente posible reconocer la mayoría de los componentes geométricos que caracterizan a los elementos arquitecturales, como su forma, escala, planos de estratificación y superficies de discontinuidad, lo cual hace que su estudio sea comparable al propuesto por Miall. Al utilizarse esta metodología, resulta conveniente, dejar de lado la interpretación implícita propuesta por este autor en su clasificación de los elementos arquitecturales (por ejemplo: canales, barras, etc.) para convertirse en un estudio más objetivo, el que sumado al de las facies y secuencias presentes permite inferir los rasgos de acumulación y el ambiente depositacional en el que se originaron (Spalletti, 1994).

6.3- Jerarquía de las discontinuidades

Otro aspecto fundamental para este tipo de análisis, es el concepto de jerarquía de las unidades arquitecturales y de sus límites y discontinuidades internas. Este concepto, ya había sido elaborado en mayor o menor medida por varios autores, aunque sin hacer referencia explícita a un orden jerárquico particular (McKee y Weir, 1953; Allen, 1965c).

El primer intento de utilización de una clasificación jerárquica de las formas de lecho fue realizado por Jackson (1975), quien las dividió de acuerdo con el tiempo de depositación y el proceso físico que representaban, en "microformas" (óndulas, capa plana de alto régimen), "mesoformas" (dunas, barras simples) y "macroformas" (complejos de barras, relleno de canales).

Sobre la base de las clasificaciones propuestas para el estudio de series eólicas (Brookfield, 1977, 1979; Kocurek, 1981), Allen (1983) introduce una clasificación de tres órdenes para las discontinuidades presentes en depósitos fluviales (Figura 42A). Posteriormente, ideas similares fueron sugeridas por diferentes autores como Bridge y Diemer (1983), Bridge y Gordon (1985) y Haszeldine (1983).

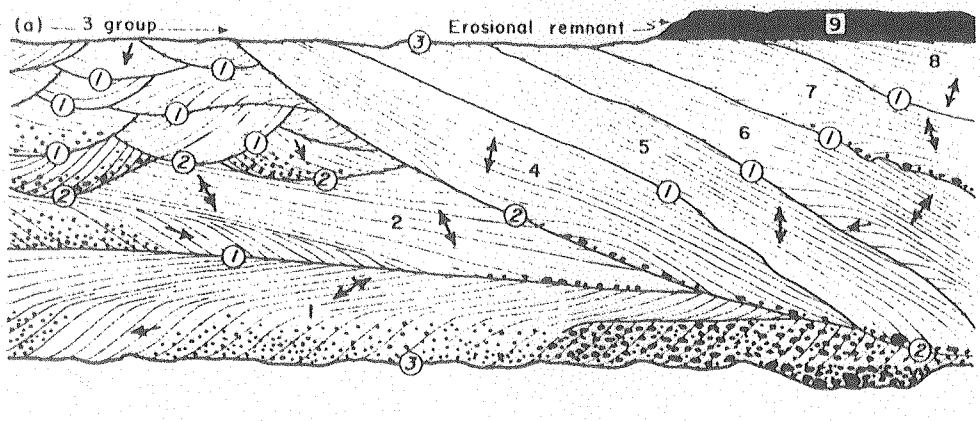
Esta clasificación fue luego modificada por Miall (1985, 1988a, 1988b) hasta llegar a una clasificación que comprende seis clases de discontinuidades (Figura 42B). El propio Miall (1991a) amplía este concepto de jerarquía de las discontinuidades, relacionándolo con la escala de los procesos que las originaron y con la recurrencia en el tiempo de los mismos.

Para definir la jerarquía relativa de las superficies de discontinuidad internas de los litosomas se utilizó la metodología propuesta por Miall (1991a), que se basa en la diferenciación de la magnitud de los procesos involucrados en la acumulación de los depósitos.

De esta forma se definen como discontinuidades de orden 1 y 2 a los límites entre sets y cosets respectivamente, las de orden 3 son las superficies de reactivación dentro de las macroformas y discontinuidades de orden 4 los límites superiores de las mismas.

Este autor considera que los límites de los canales individuales representan discontinuidades de un orden mayor (orden 5) pero que deben ser diferenciadas de aquéllas que representan la base de los cinturones de canales debido a que estas últimas se encuentran vinculadas a un proceso de mayor jerarquía, como es el cambio de posición de las fajas de canales dentro de la planicie de inundación por avulsión. Por lo tanto, se considera que la base de los cinturones de canales posee una

A



B

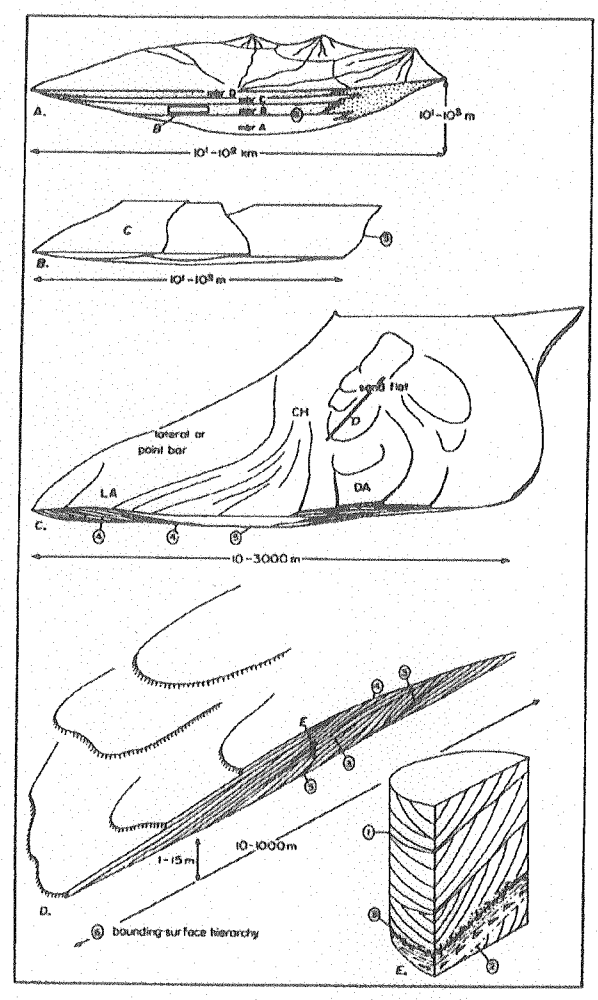


Figura 42: A) Jerarquía de los contactos reconocidos en el estudio de sucesiones fluviales (según Allen, 1983). B) Jerarquía de los elementos arquitecturales y de las discontinuidades que los limitan (según Miall, 1988b).

jerarquía mayor a la de la base de los canales individuales (orden 6).

6.4- Cuerpos sedimentarios de la Formación Challacó

Dentro del marco del análisis arquitectural objetivo de los depósitos que componen la Formación Challacó, se reconocieron diez tipos diferentes de cuerpos o litosomas. Esta diferenciación se basó en la observación y estudio bidimensional de los afloramientos, centrando la atención principalmente en el reconocimiento de su geometría externa, de la litología, las asociaciones elementales de facies, y la orientación de las estructuras direccionales. En la Tabla 2 se realiza una síntesis de los atributos de cada uno de los cuerpos, mientras que su distribución en los afloramientos se esquematiza en las Figuras 43 a 46.

6.4.1- Cuerpos sedimentarios de geometría lenticular

Se ha reconocido cinco tipos diferentes de cuerpos de geometría lenticular para los depósitos de la Formación Challacó (Tabla 2). En general, todos ellos presentan un contacto basal cóncavo y erosional y su límite superior es relativamente plano y abrupto. De acuerdo con la granulometría predominante se ha creído conveniente dividirlos en cuerpos arenosos y gravosos y a su vez se ha hecho una diferenciación sobre la base de su escala, estructuras internas predominantes y orientación.

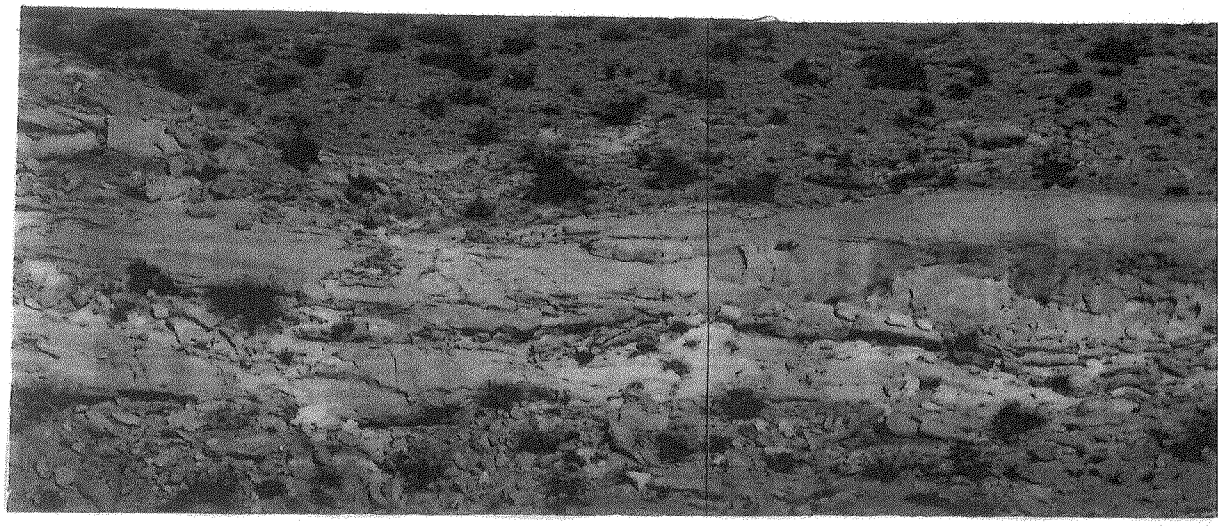
En definitiva, todos estos cuerpos se vinculan con la depositación en canales, dentro de algún tipo particular de sistema fluvial, sin embargo, la caracterización de los mismos como "canales" (Litosomas CH, según Miall, 1985) no se considera oportuna debido al amplio conjunto de procesos que este tipo de cuerpos representa, tanto en cuanto a la escala como a las condiciones particulares bajo las cuales se desarrollan.

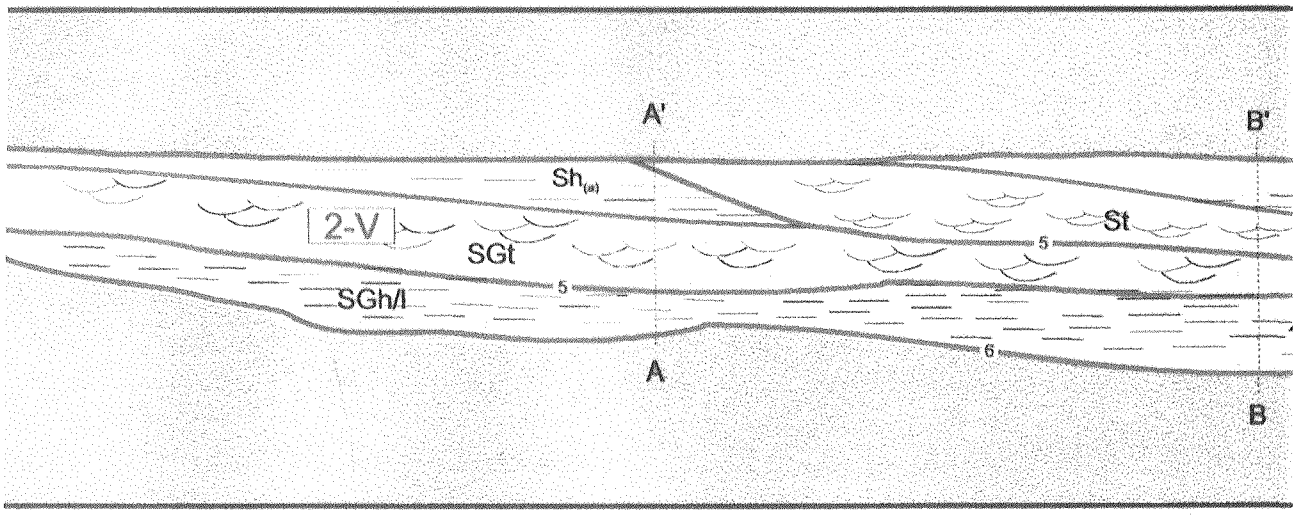
6.4.1.1- Cuerpos lenticulares gravosos

Estos cuerpos están compuestos principalmente por facies conglomerádicas y de areniscas conglomerádicas en menor proporción. Presentan una geometría marcadamente lenticular, base erosiva, alcanzan 1 a 2 m de potencia y una extensión lateral aparente que va desde unos pocos metros a más de 10. En general, estos cuerpos de pequeñas dimensiones se desarrollan cortando depósitos igualmente conglomerádicos de geometría tabular (Figura 47), por lo que se los interpreta como canales menores vinculados con un sistema fluvial de importante carga de lecho, generando estructuras de tipo corte y relleno a expensas del material gravoso depositado anteriormente (Allen, 1983, Miall, 1978).

Litología	Escala	Estructuras	Orientación	Asociaciones de Facies	Interpretación	Código
Cuerpos Lenticulares						
Gravosos				$Gt_{(b)}$ - SGt	Depósitos canalizados con importante carga de lecho gravosa.	I
Arenosos	Pequeña escala			$Sh_{(a)}$ - Sm - St	Canales de descarga (*crevasses*) o *chutes.*	II
	Gran escala	Estratificación Horizontal		SGh/l – $Sp_{(a)}$ – $Sh_{(a)}$	Depósitos de alto régimen vinculados con canales de poca profundidad e importante descarga.	III
		Entrecruzados	Transversales	SGs – SGt – St	Depósitos de acreción lateral en canales de alta sinuosidad.	IV
			Longitudinales	Gm – SGt – SGp – St – $Sp_{(a)}$ – $Sh_{(a)}$	Depósitos de relleno de canales de alta sinuosidad.	V
Cuerpos Tabulares						
Gravosos		Macizos		Gm – Gh – SGh/l – SGm – $Sh_{(a)}$ – Sm	Barras longitudinales gravosas en canales de baja sinuosidad.	VI
		Entrecruzados		Gp – Gt – SGh/l – $Sh_{(a)}$	Barras transversales en canales de baja sinuosidad.	VII
Arenosos		Horizontales		$Sh_{(a)}$ – Sm – Fm	Depósitos de lóbulos de explayamiento (*crevasse splays*) o de albardón.	VIII
		Entrecruzados		$Sp_{(b)}$	Depósitos de dunas eólicas.	IX
Pelíticos				Fm – Fl	Depósitos de decantación subácuea en una planicie de inundación	X

Tabla 2: Cuerpos sedimentarios de la Formación Challacó.





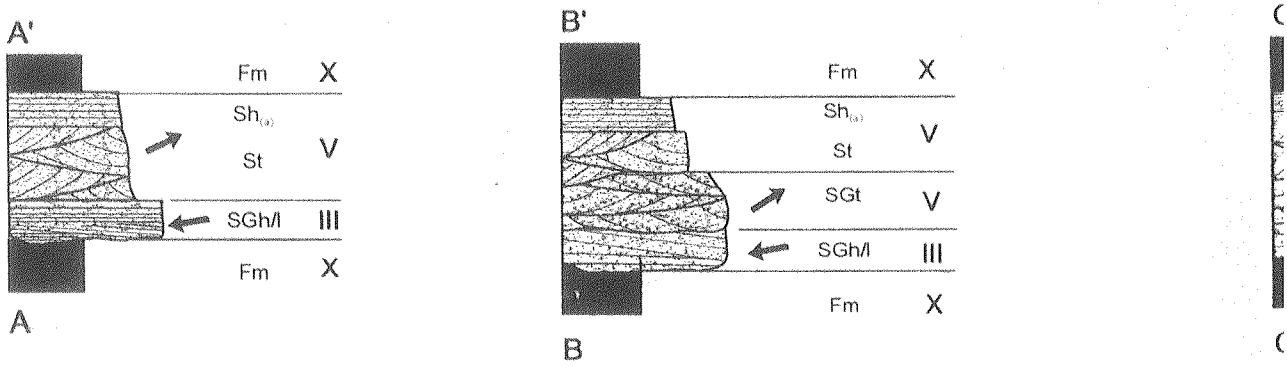
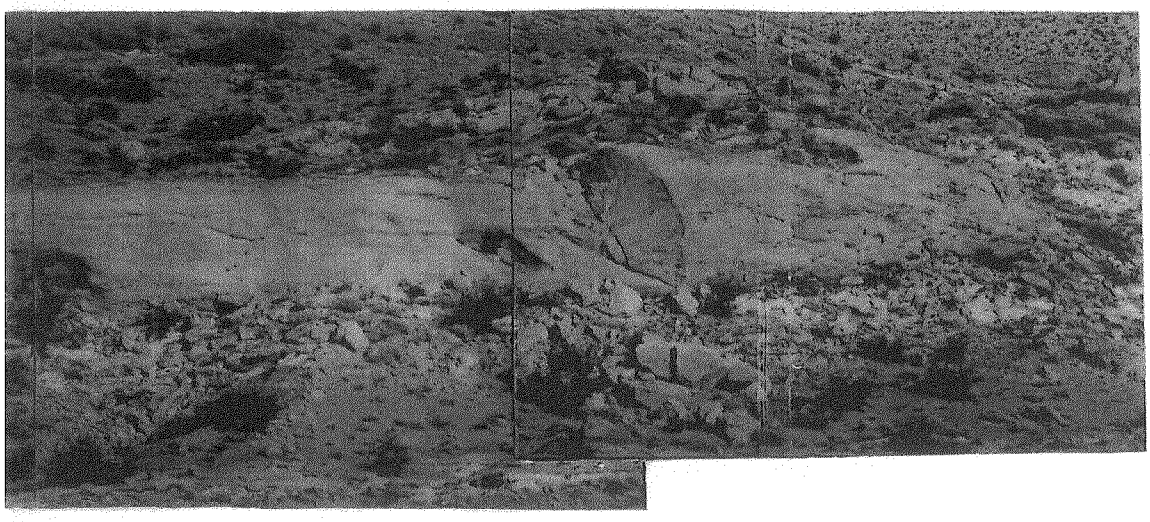
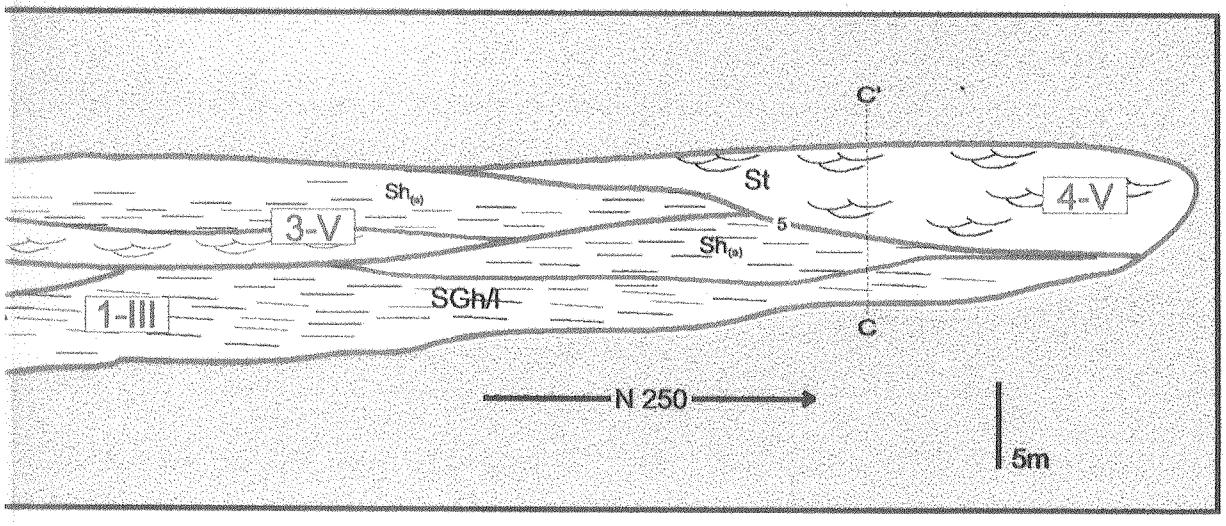
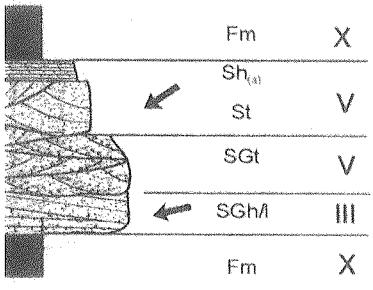


Figura 43: Análisis arquitectural de los cuerpos arenosos de la Formación Challacó. En la identificaci
Tabla 2).



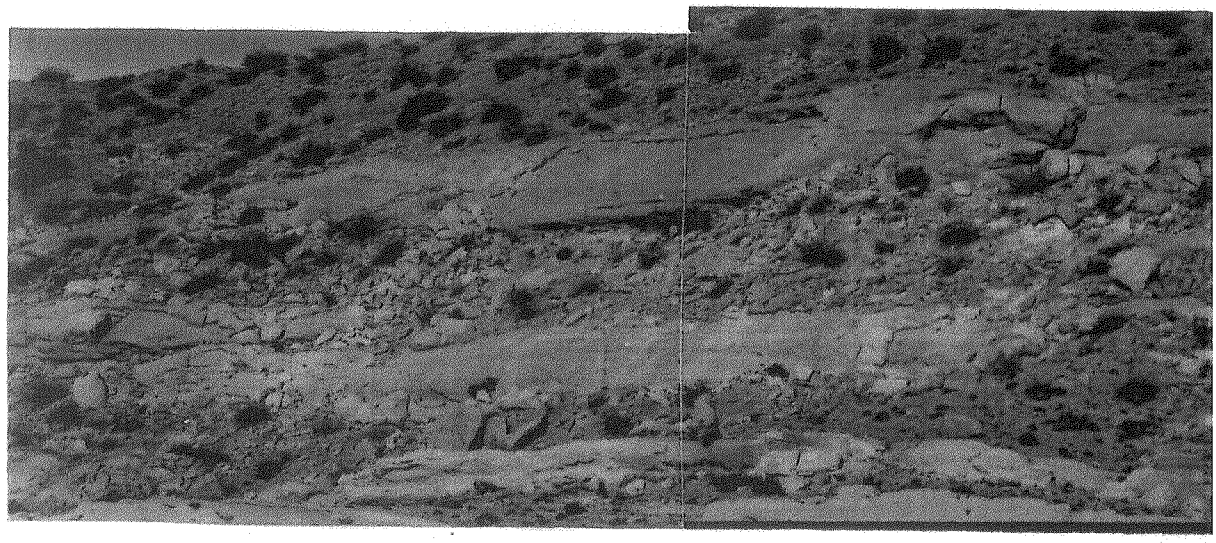


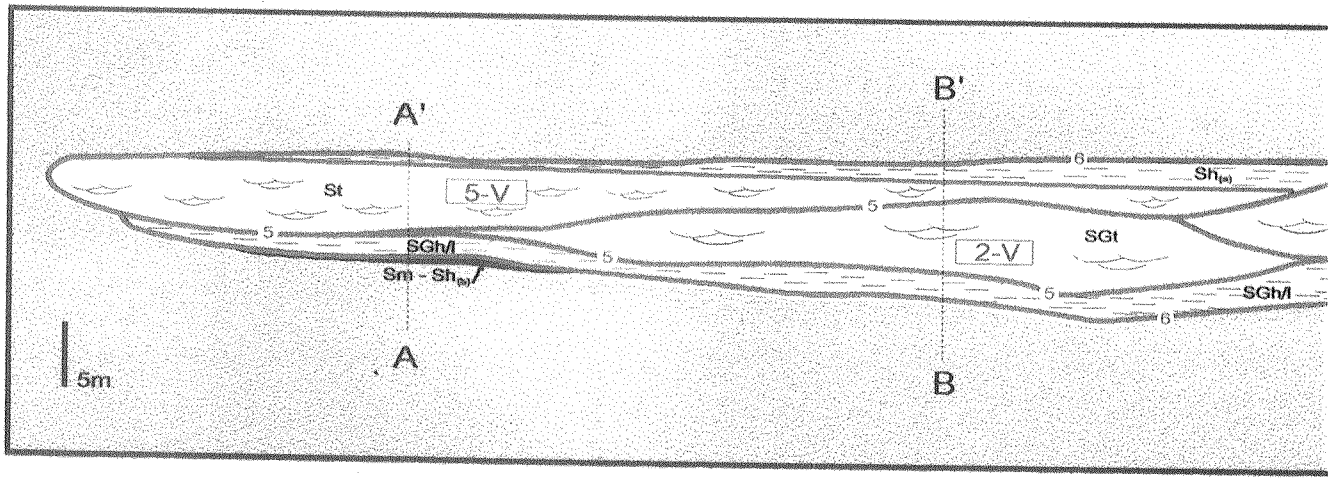


Jerarquía de las discontinuidades
(según Miall, 1988)

sexto orden	6
quinto orden	5
segundo orden	
primer orden	

de los cuerpos el primer dígito indica su número de orden y el segundo el tipo de cuerpo (ver





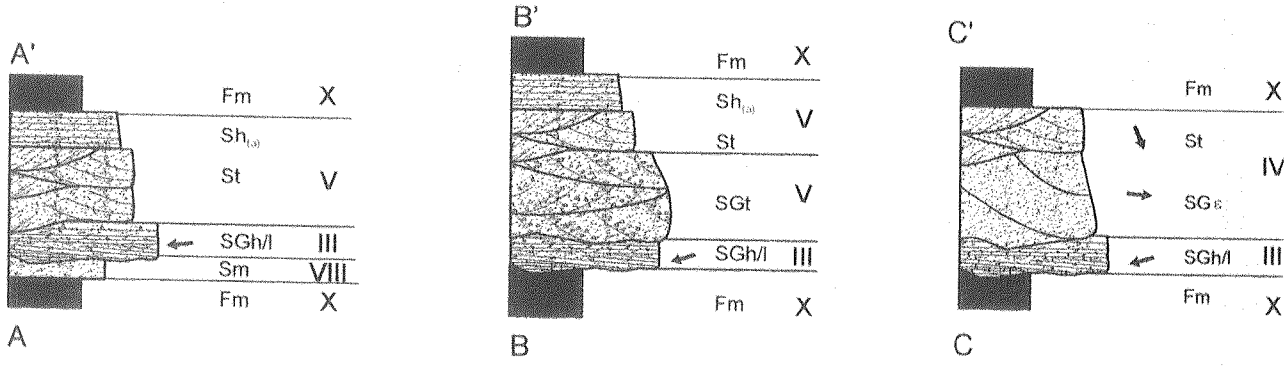
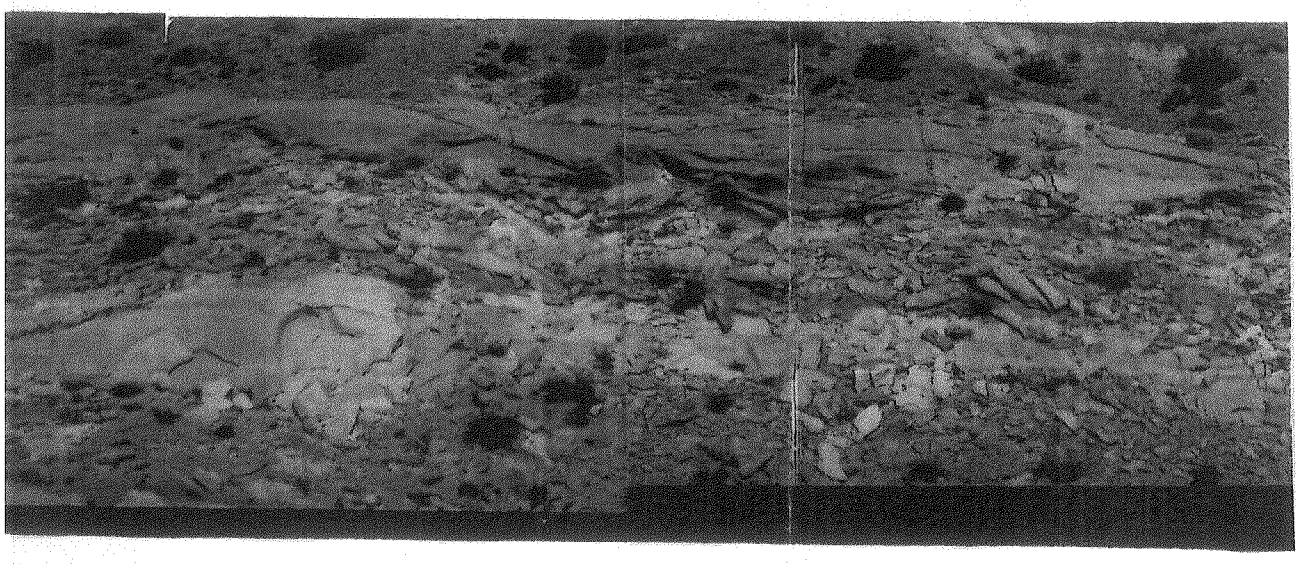
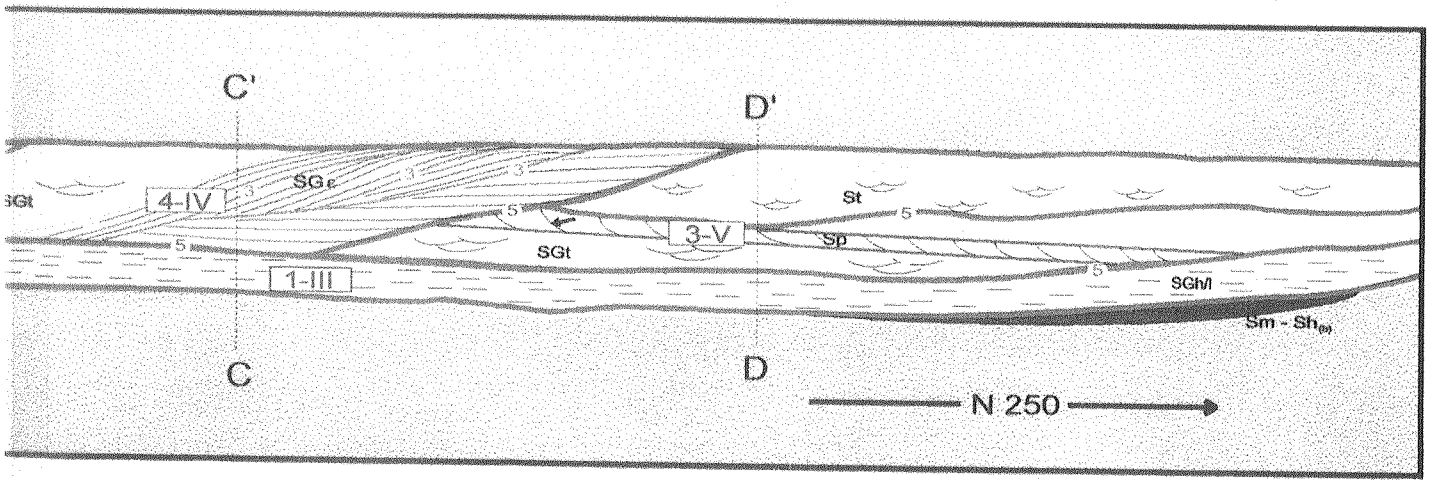
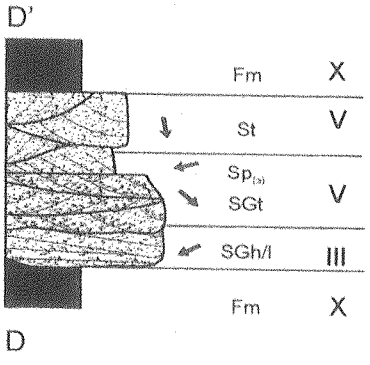


Figura 44: Análisis arquitectural de los cuerpos arenosos de la Formación Challacó. En la identificaci



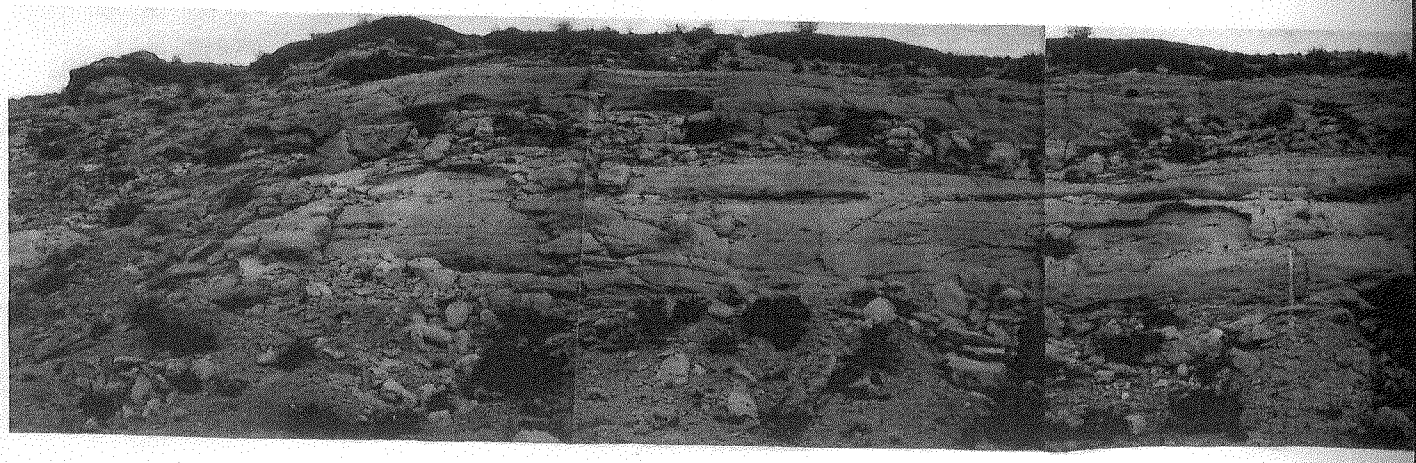


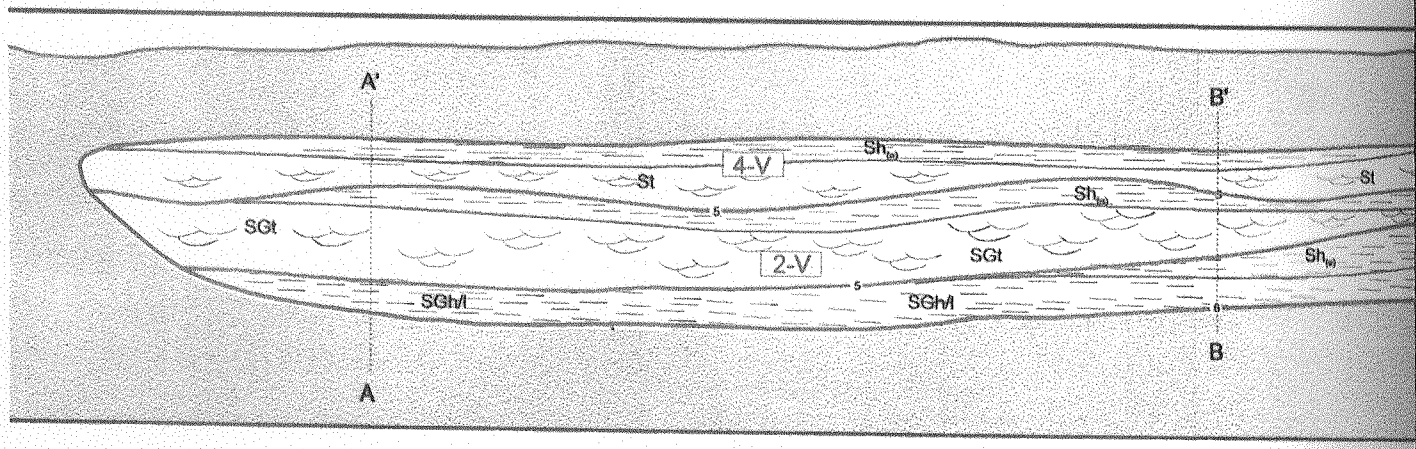


Jerarquía de las discontinuidades
(según Miall, 1988)

sexto orden	6
quinto orden	5
cuarto orden	
tercer orden	3
segundo orden	
primer orden	

de los cuerpos el primer dígito indica su número de orden y el segundo el tipo de cuerpo (ver Tabla 2).





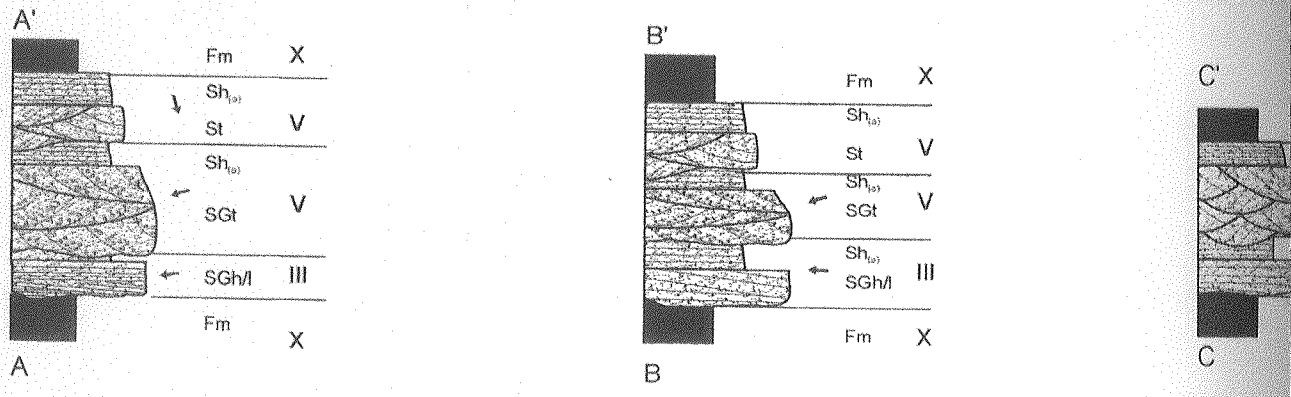
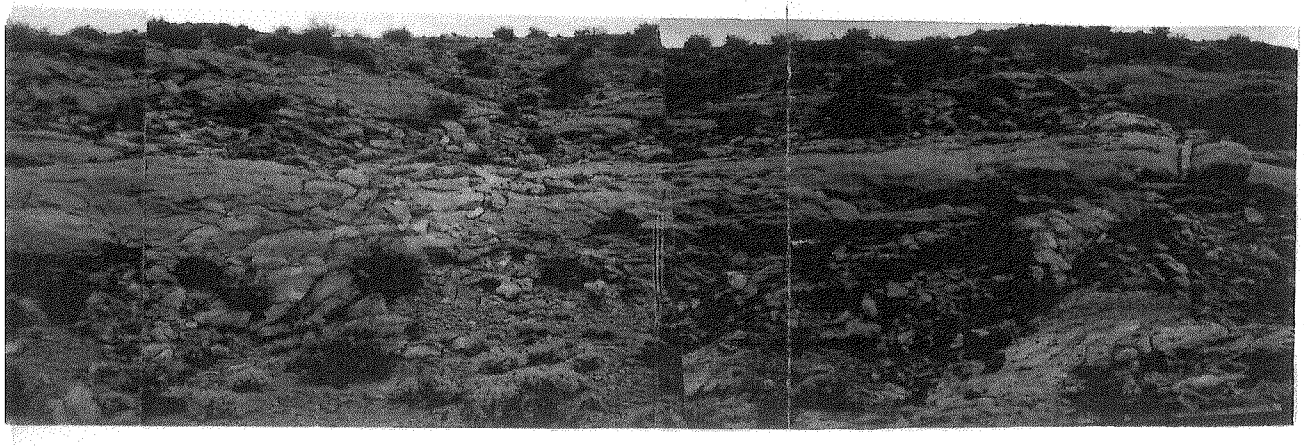
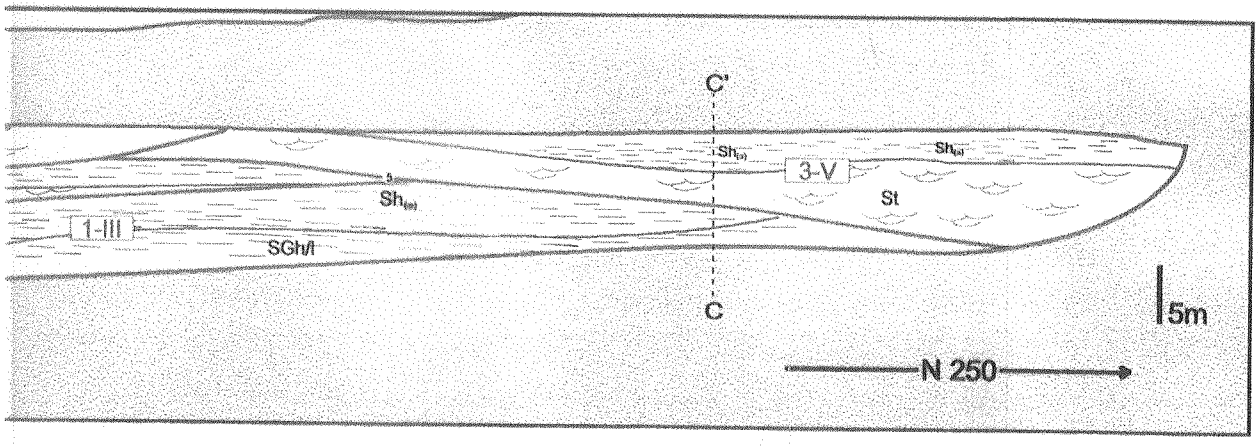


Figura 45: Análisis arquitectural de los cuerpos arenosos de la Formación Challacó. En la identificación de los cuerpos el prime



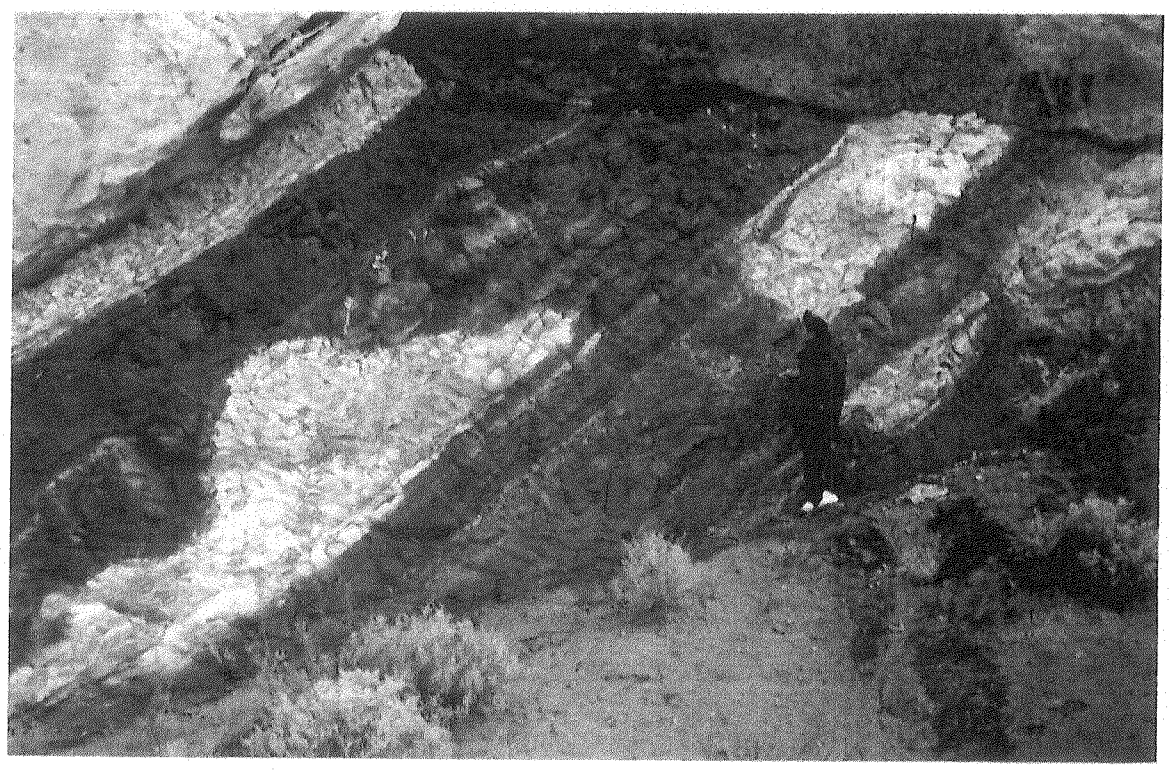


Fm	X
$Sh_{(a)}$	
St	V
$Sh_{(a)}$	
SGh/l	III
Fm	X

Jerarquía de las discontinuidades
(según Miall, 1988)

sexto orden	6
quinto orden	5
segundo orden	
primer orden	

dígito indica su número de orden y el segundo el tipo de cuerpo (ver Tabla 2).



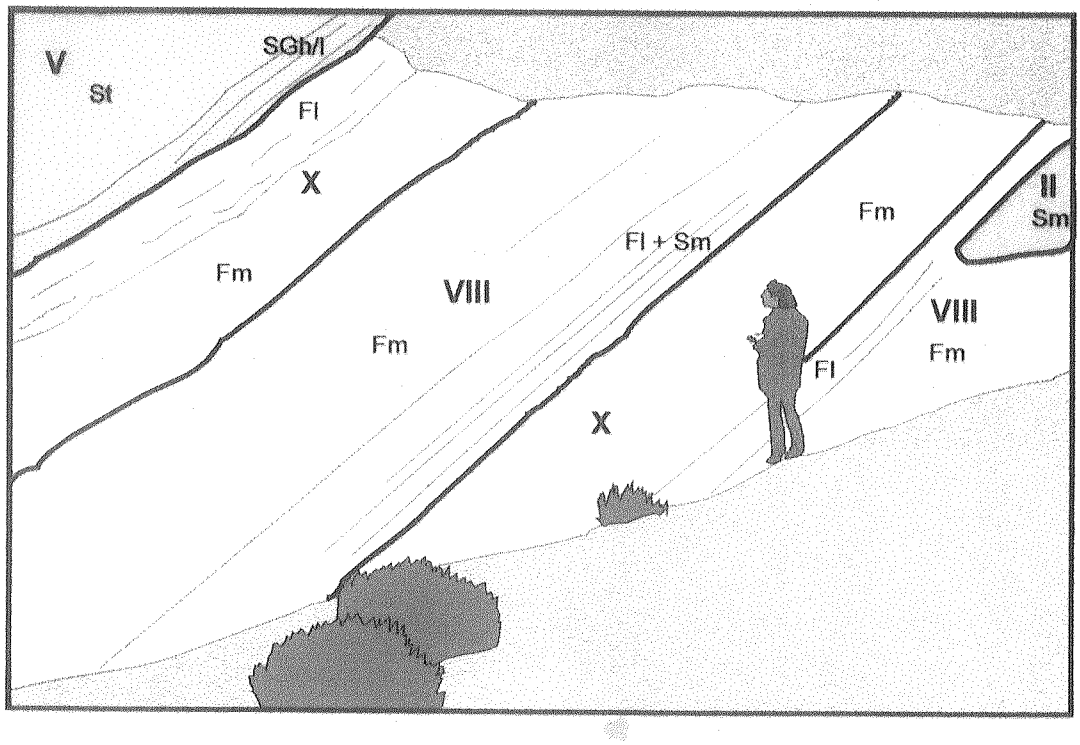


Figura 46: Análisis arquitectural de los depósitos finos de la Formación Challacó (Perfil Picún Leufú 1).

6.4.1.2- Cuerpos lenticulares arenosos de pequeña escala

Estos cuerpos se presentan como delgados niveles lenticulares de 0,5 a 1 m de espesor y de menos de 10 m de extensión lateral. Se encuentran íntimamente asociados otros cuerpos arenosos así como con pelitas de geometría tabular (Figuras 46 y 48) y están compuestos principalmente por areniscas finas a medianas. En general, las estructuras primarias en estas areniscas se encuentran pobremente preservadas (Facies macizas, Sm), aunque se reconocieron facies con estratificación entrecruzada en artesa (St) y con estratificación horizontal ($Sh_{(a)}$). Estos depósitos presentan una superficie basal claramente erosional e irregular, lo que sumado a su geometría lenticular permite relacionarlos con canales de menor jerarquía, ya sea de descarga de los canales principales (*crevasses*) a partir de desbordamientos en una planicie de inundación (Rhee y Chough, 1993; Clemente y Perez-Arlucea, 1993 y Spalletti, 1994) o como *chutes* o canales menores que se desarrollan sobre las barras dentro de otros canales de jerarquía mayor (García-Gil, 1993).

6.4.1.3- Cuerpos lenticulares arenosos de gran escala con estratificación horizontal

Estos cuerpos aparecen en las porciones basales de los grandes litosomas arenosos de la parte superior de la unidad estudiada (Figuras 43 a 45). Están constituidos por facies arenosas-conglomerádicas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l) en la base, las que hacia el tope se asocian a facies arenosas con estratificación entrecruzada planar de pequeña escala ($Sp_{(a)}$) y con estratificación horizontal ($Sh_{(a)}$) (Figura 49). La distribución de las paleocorrientes es marcadamente unimodal y se mantiene aproximadamente paralela en cada una de los afloramientos de este tipo de depósitos. La base de estos cuerpos es muy irregular y fuertemente erosional. Hacia el techo, se encuentran erosionados por otros cuerpos, lo que determina un espesor muy variable que puede alcanzar los 3 m de potencia, aunque en la mayoría de los casos no superan los 50 cm. En general, presentan una geometría externa acanalada, aunque con una relación extensión lateral/espesor muy elevada (alrededor de 18).

La presencia de facies que evidencian alto régimen de flujo (SGh/l, $Sh_{(a)}$) y la aparición de este tipo de litosoma en la base de otros cuerpos arenosos lenticulares, erosionando los depósitos correspondientes a la planicie de inundación, permite vincularlos con una etapa inicial en el desarrollo de los canales principales de un sistema fluvial, donde los mismos se desarrollan con escasa profundidad (bajo grado de canalización) y a partir de un aumento importante en la descarga. La presencia de

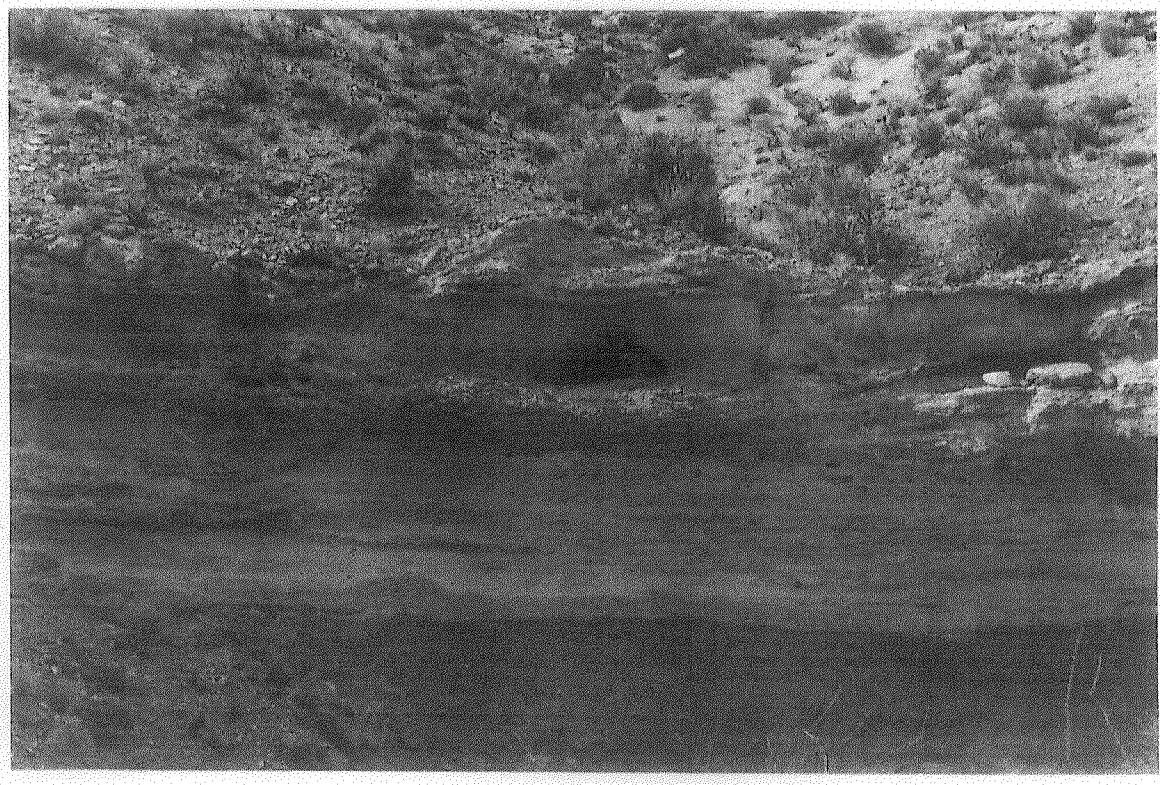


Figura 47: Cuerpos lenticulares gravosos (I) erosionando cuerpos tabulares gravosos macizos (VI). Espesor 1,2 m. Perfil Quebrada del Sapo.

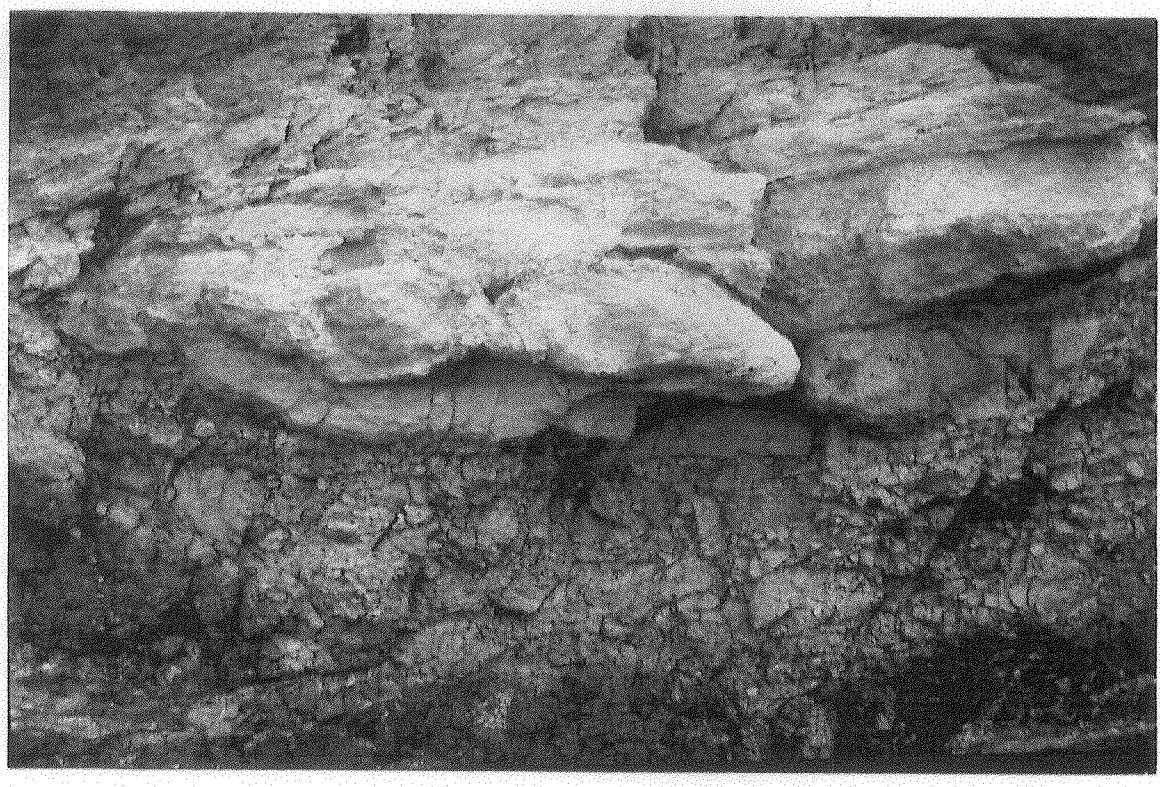


Figura 48: Cuerpo lenticular arenoso de pequeña escala (II) intercalado entre facies pelíticas macizas. Perfil Picún Leufú 1.

facies entrecruzadas de muy bajo ángulo representaría la formación de barras de poco relieve en estos canales someros (Figura 49).

6.4.1.4- Cuerpos lenticulares arenosos con estructuras entrecruzadas transversales

Estos cuerpos poseen una geometría marcadamente lenticular y están compuestos por facies areno-gravosas con estratificación de tipo épsilon (SG_{ε}) predominantes. Éstas se asocian lateral y verticalmente a facies con estratificación entrecruzada en artesa (SGt y St). Conforman depósitos de hasta 5 m de espesor y menos de 100 m de desarrollo lateral. La base de estos cuerpos es cóncava y erosional e internamente presentan *sets* inclinados de gran escala, que se inician con un delgado nivel de depósitos más gruesos y que suelen ser levemente erosionales entre sí (orden 3, según Miall, 1991a) (Figura 50). La distribución de paleocorrientes de los grandes *sets* entrecruzados es aproximadamente perpendicular a la que indican las facies arenosas en artesa, que constituirían la porción más profunda de los canales. Debido a su geometría externa, a su distribución de facies y paleocorrientes este tipo de depósitos se vincula con el desarrollo de barras laterales a los canales, con una importante componente de acreción lateral, por lo que se atribuyen a canales fluviales de alta sinuosidad (Collinson, 1986; García-Gil, 1993, Clemente y Perez-Arlucea, 1993). Estos cuerpos se correlacionan con el elemento LA (*Lateral Acretion*) propuesto por Miall (1985).

6.4.1.5- Cuerpos lenticulares arenosos con estructuras entrecruzadas longitudinales

El tipo de cuerpo más común dentro de los depósitos de granulometría psamítica, se compone principalmente de facies arenosas y areno-gravosas con estratificación entrecruzada en artesa (St y SGt) y, en menor medida, planar ($Sp_{(a)}$ y SGp). En ocasiones, estas facies se asocian con depósitos conglomerádicos (Gm) en la base y a facies arenosas con estratificación horizontal ($Sh_{(a)}$) en el tope, lo que determina una secuencia granodecreciente. Los cuerpos poseen geometría lenticular bien marcada y pueden superar los 6 m de potencia, por más de 100 m de extensión lateral. La base es irregular, cóncava y fuertemente erosional (Figuras 43 a 45). El techo, cuando no se encuentra erosionado por cuerpos más jóvenes, presenta un contacto neto con litosomas tabulares pelíticos. Sólo en una oportunidad se pudo observar un contacto de tipo transicional entre ambos tipos de cuerpos. Se interpreta a estos depósitos como complejos de barras arenosas y areno-gravosas migratorias a lo largo de los canales fluviales (Clemente y Pérez-Arlucea, 1993; Spalletti, 1994). Las paleocorrientes muestran una gran dispersión en *sets* contiguos, lo que sugiere, al igual

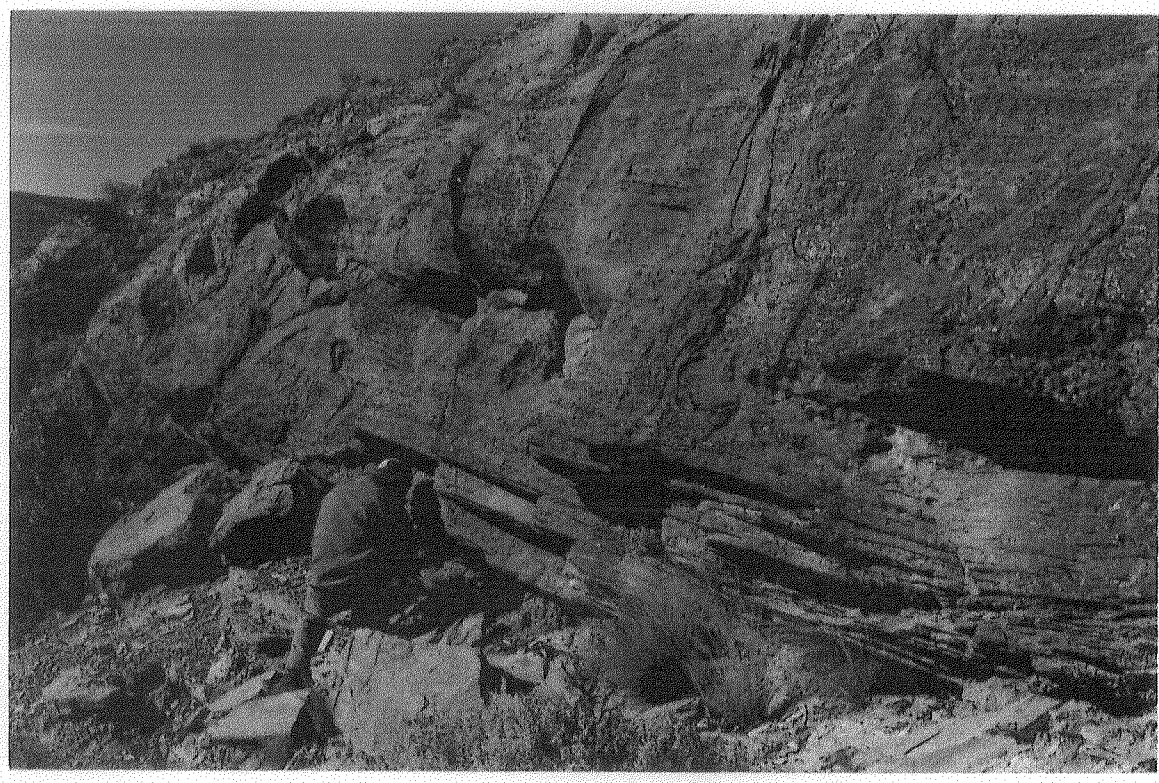


Figura 49: Detalle de la organización interna de un cuerpo lenticular arenoso de gran escala con estratificación horizontal (III). Perfil Picún Leufú 2.

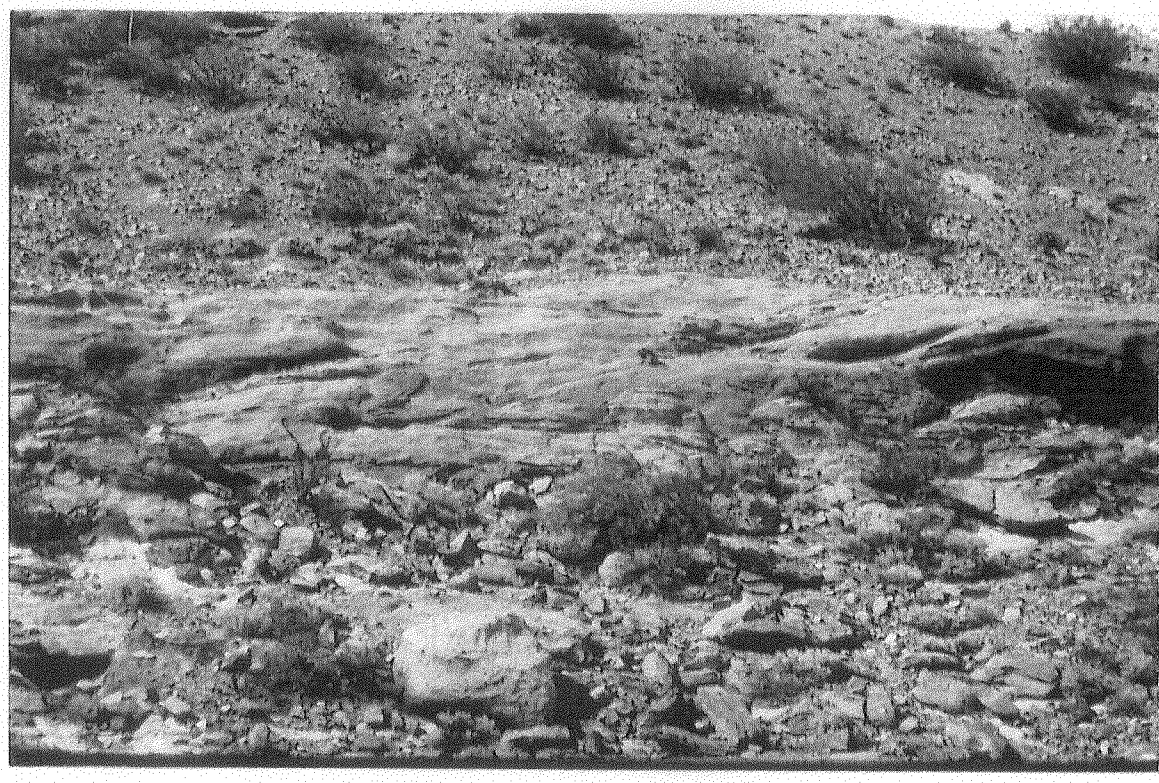


Figura 50: Cuerpo lenticular arenoso de gran escala con estratificación entrecruzada transversales (IV). Perfil Picún Leufú 2.

que los cuerpos de disposición transversal, una alta sinuosidad de los cursos.

6.4.2- Cuerpos sedimentarios de geometría tabular

Se considera dentro de esta clase a todos aquellos cuerpos que en los afloramientos se presentan con su base y techo relativamente paralelos. Se reconocieron cinco variedades (Tabla 2) las que presentan diferentes características, tanto en cuanto a su litología (pueden presentar granulometría desde pelítica hasta gravosa gruesa) como a sus estructuras internas.

Más allá de que en los afloramientos se observen con una geometría tabular bien definida, cabe destacar que originalmente, podrían haber presentado geometrías abultadas (con los límites superiores de las macroformas convexos). Sin embargo, debido a posteriores procesos de erosión en muchos casos, este tipo de cuerpos se amalgaman verticalmente, por lo que los límites superiores de este tipo de depósitos presenta un muy bajo potencial de preservación.

6.4.2.1- Cuerpos tabulares gravosos macizos.

Compuestos principalmente por facies gravosas macizas o con imbricación (Gm), estos cuerpos se presentan con espesores que pueden alcanzar los 6 metros y con geometría tabular bien marcada. Las facies gravosas macizas se apoyan sobre una superficie de discontinuidad plana, con evidencias de erosión, y verticalmente suelen gradar a facies de areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l) o macizas (SGm) y también arenosas igualmente macizas (Sm) o con estratificación horizontal (Sh(a)) determinando una secuencia granodecreciente (Figura 51). Generalmente estos cuerpos se superponen verticalmente hasta alcanzar espesores que superan la decena de metros y como han sido erosionados por cuerpos más jóvenes no se puede precisar las características de su contacto superior. La distribución de las paleocorrientes, en los casos en los que fue posible medir la imbricación de los clastos, presenta muy poca dispersión y un sentido de transporte predominantemente hacia el oeste.

La abundancia de facies que evidencian alto régimen de flujo (Gm, SGh/l, $Sh_{(a)}$), la presencia de una sucesión vertical granodecreciente y la geometría tabular de estos cuerpos permite vincularlos con el desarrollo de barras longitudinales gravosas, asociadas con canales de baja sinuosidad y carga de lecho predominante, bajo condiciones de alta energía (Hein y Walker, 1977; Ramos y Sopeña, 1983).

6.4.2.2- Cuerpos tabulares gravosos con estratificación entrecruzada

Estos cuerpos están compuestos por facies conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar principalmente (Gp, Gp-Sp) en la base, las que pasan verticalmente a facies areno-gravosas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l) en una secuencia granodecreciente (Figura 51). Estas secuencias alcanzan entre 1 y 4 m de potencia y que pueden rematar con facies arenosas con estratificación horizontal ($Sh_{(a)}$). En general, estos depósitos se desarrollan sobre una superficie de erosión plana e irregular y son cubiertos por otros cuerpos de similares características o con predominio de facies macizas. Un rasgo importante de estos depósitos es que presentan muy baja dispersión en las paleocorrientes que surgen del análisis de las capas frontales de las facies gravosas entrecruzadas. Al igual que para los cuerpos anteriores se definió un sentido preferencial de transporte hacia el oeste.

La presencia de facies gravosas entrecruzadas sugiere condiciones de menor régimen de flujo que las que generaron los cuerpos tabulares gravosos macizos (Hein y Walker, 1977) por lo que se vinculan con el desarrollo de barras gravosas transversales (o *cross-bedded simple bars* de Allen, 1983) en canales con importante carga de lecho y baja sinuosidad (Steel y Thompson, 1983; Ramos *et al.*, 1986).

Dentro del esquema de elementos arquitecturales propuesto por Miall (1985, 1988b) tanto los cuerpos tabulares gravosos macizos como los que presentan predominio de estructuras entrecruzadas corresponderían a elementos GB (*Gravel Bar and Bed Forms*), sin embrago, debido a que representan condiciones de flujo diferentes se ha creído conveniente separarlos, a fin de identificar con mayor precisión los cambios en el régimen dentro de cada uno de los ambientes de depositación propuestos.

6.4.2.3- Cuerpos tabulares arenosos con laminación paralela o macizos

Son depósitos que se encuentran estrechamente vinculados a los cuerpos tabulares pelíticos y están compuestos por facies arenosas finas con estratificación paralela ($Sh_{(b)}$) y macizas (Sm) que conforman litosomas tabulares de 0,5 a 1,5 m de espesor (Figura 52). El contacto basal suele ser transicional, determinando un arreglo granocreciente desde cuerpos de tabulares pelíticos (Figura 46). Estos cuerpos se corresponden con los propuestos por Clemente y Pérez-Arlucea (1993), Rhee y Choug (1993) y Spalletti (1994) para lóbulos de explayamiento (*crevasse splays*) producidos a partir de eventos de desbordamiento en una planicie de inundación.

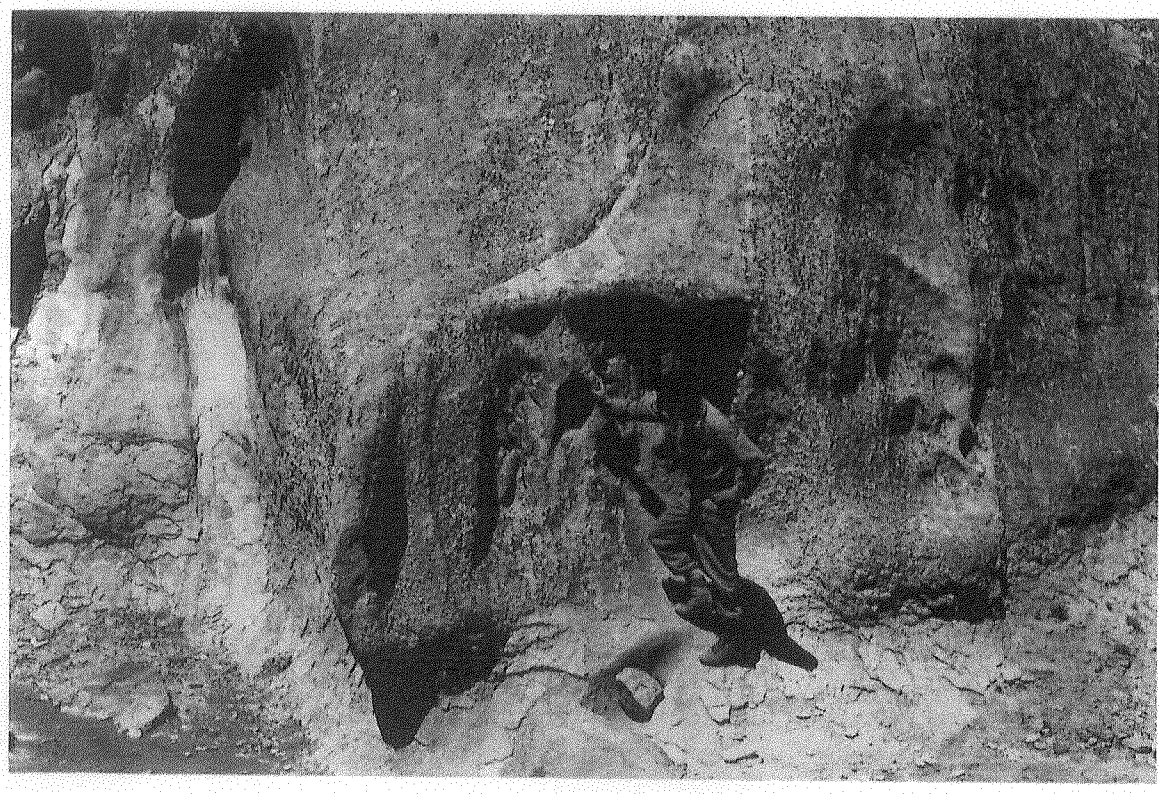


Figura 51: Cuerpos tabulares gravosos macizos (VI). La disposición de la estratificación es vertical. Perfil Cerro Lotena.

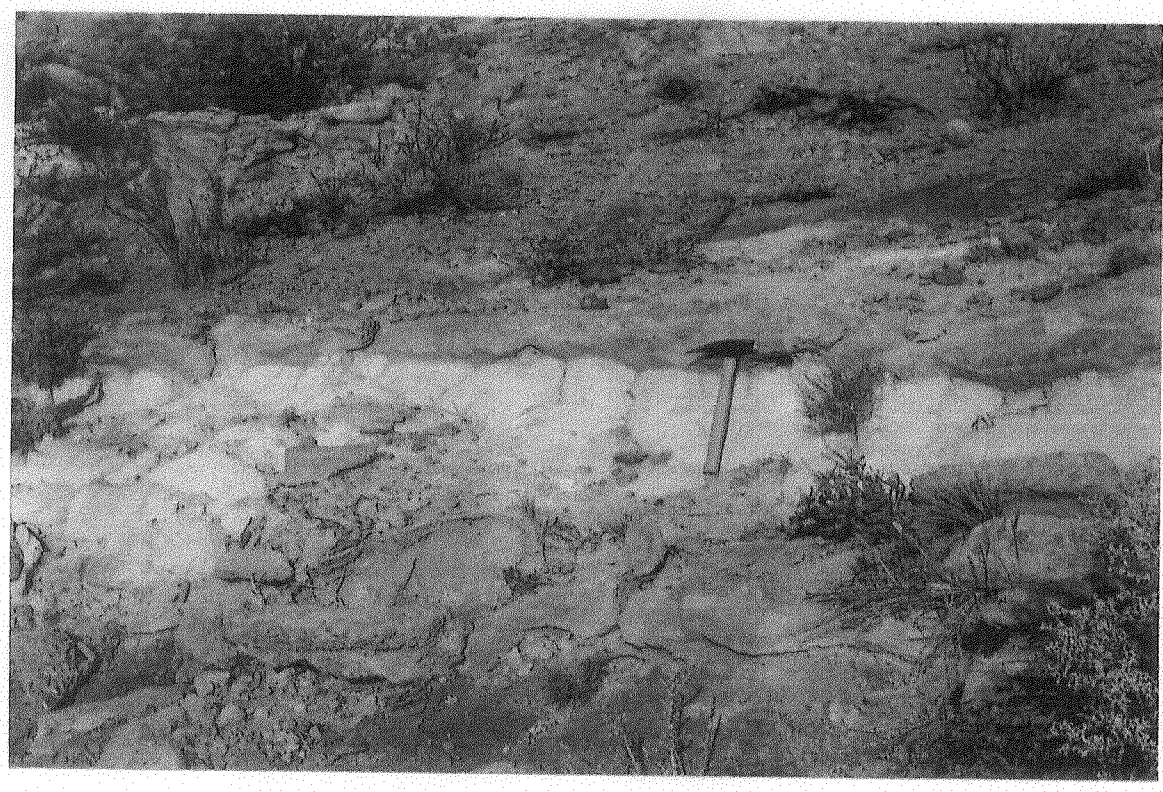


Figura 52: Cuerpo tabular arenoso macizo (VIII) intercalado entre facies pelíticas igualmente macizas. Perfil Picún Leufú 2.

Vale agregar que, a veces se reconoce la alternancia de depósitos arenosos muy finos y pelíticos en cuerpos de geometría externa tabular a la escala de los afloramientos y con espesores que pueden alcanzar los 2 m. En este caso, las facies arenosas finas y pelíticas se desarrollan por encima de los cuerpos arenosos lenticulares, por lo que su origen se vincula con flujos de desbordamiento no canalizados, de poca profundidad y de alta carga detrítica que representarían la depositación vinculada al albardón o al banco acrecionario interior de los canales mayores del sistema fluvial (Plint, 1983; Spalletti, 1994).

6.4.2.4- Cuerpos tabulares arenosos con estratificación entrecruzada

Estos cuerpos han sido reconocidos en sólo uno de los perfiles relevados y están compuestos por facies arenosas de granulometría mediana, muy bien seleccionadas, que presentan estratificación entrecruzada planar de gran escala ($Sp_{(b)}$). Los depósitos se amalgaman verticalmente por lo que están separados por importantes superficies de reactivación internas (orden 3) (Figura 53). Conforman cuerpos tabulares muy continuos y alcanzan más de 10 m de potencia. Las características texturales de las areniscas que los conforman, así como su organización interna y su geometría, sugieren el desarrollo de dunas arenosas de gran escala de origen eólico (Kocurek, 1996).

6.4.2.5- Cuerpos tabulares pelíticos

Estos cuerpos presentan una geometría tabular bien definida, aunque variable debido a la erosión sufrida por otros cuerpos, y gran continuidad lateral. Pueden alcanzar espesores de hasta 6 m, aunque en la parte superior de la unidad aparecen como delgados niveles intercalados entre los depósitos más gruesos. Están compuestos principalmente por facies pelíticas macizas (Fm) y laminadas (Fl), en bandas de coloración rojiza y verde pálido que presentan estructura granular o en bloques subangulares relativamente grandes y cutanes arcillosos de origen pedogénico (Retallack, 1988). La base de estos cuerpos es en general neta y el techo se encuentra generalmente erosionado por otros cuerpos arenosos (Figura 46). Sin embargo, en ocasiones pueden presentar un contacto superior gradacional a facies arenosas finas. Estos cuerpos se interpretan como depósitos de decantación subácuea en una planicie de inundación (comparables con el elemento OF de Miall, 1985), con desarrollo de una importante acción biológica y generación de paleosuelos, que obliteraron las estructuras mecánicas originales de los depósitos (Figura 54).

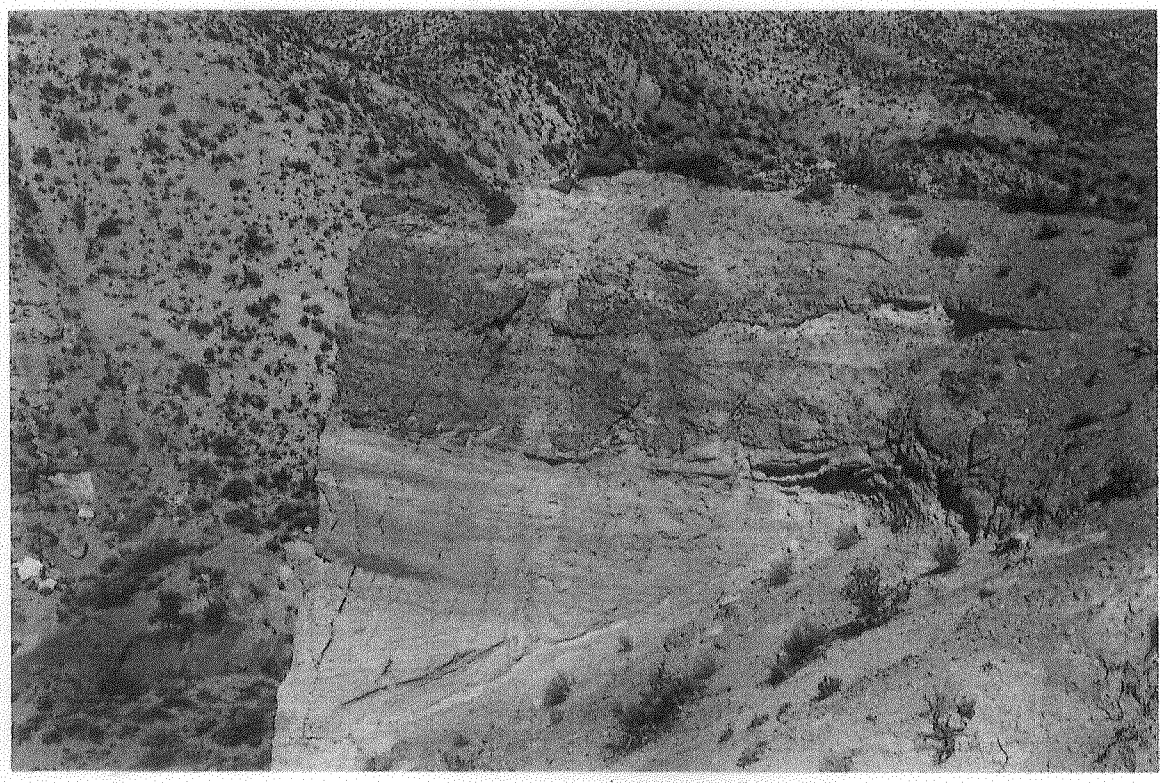


Figura 53: Cuerpos tabulares arenosos con estratificación entrecruzada (IX) por debajo del contacto de la Formación Challacó con los conglomerados de la Formación Quebrada del Sapo. Perfil Quebrada del Sapo.

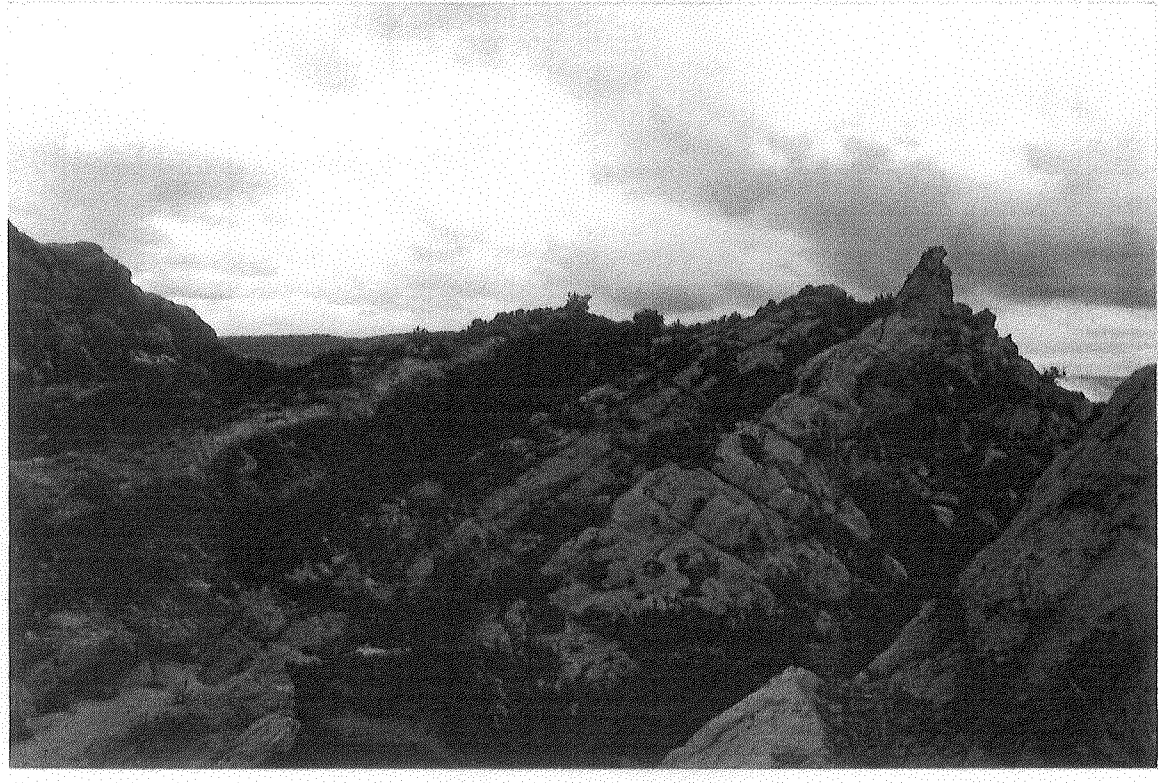


Figura 54: Cuerpos tabulares pelíticos (X) intercalados con cuerpos lenticulares arenosos de gran escala con estratificación entrecruzada longitudinales (V). Perfil Picún Leufú 1.

6.5- Comentario

Siguiendo el esquema clásico propuesto por Miall (1985), y que se representa en la figura 41, todos los cuerpos de geometría lenticular estarían englobados dentro de lo que reconoce como elemento CH (canales). En este caso se considera que no sólo los cuerpos de geometría lenticular, sino también aquéllos tabulares vinculados con el desarrollo de barras transversales y longitudinales, se acumularon como consecuencia del desarrollo de canales. La presencia de una geometría externa tabular, parece corresponder a canales de mayores dimensiones, sin márgenes conspicuos y sin una posición definida. Por lo tanto, nuestra opinión es divergente con la de otros autores respecto a la jerarquización de "canal" como elemento arquitectural. En tal sentido, sostenemos que la definición de un elemento con estas características correspondería a una jerarquía mayor en la clasificación de los cuerpos o que sería necesario definir distintas jaearquías en la clasificación de los mismos.

Capítulo 7: Petrografía y diagénesis de areniscas

7.1- Introducción

Como parte del estudio de las rocas que integran la Formación Challacó se realizó el análisis de la composición de areniscas y matriz arenosa de los conglomerados. Esta tarea se enfocó a la clasificación de las sedimentitas y a su caracterización, a fin de reconocer variaciones regionales o estratigráficas que permitan definir con más precisión la evolución tectono-estratigráfica del sector sur de la Cuenca Neuquina durante la acumulación de esta unidad, así como establecer también la evolución diagenética de esta unidad.

No existen, en realidad, trabajos de detalle acerca de la composición de las areniscas de la Formación Challacó, salvo algunas descripciones muy generales realizadas por Marchese (1971) o Kugler (1987), en las que se define la composición de todo el relleno mesozoico de la Cuenca Neuquina. En general, se describe a la Formación Challacó como una unidad compuesta principalmente por areniscas líticas, con importantes contenidos de feldespatos. Sin embargo, Kugler (1987) advierte sobre la importancia que ha tenido la diagénesis en la composición de estos materiales, y sugiere que no en todos los casos las variaciones observadas en la composición de las rocas que conforman el relleno de la Cuenca Neuquina se deben a cambios en el área de aporte. Por este motivo es necesario tener especial cuidado en definir los parámetros que se utilizan en los diagramas de discriminación tectónica de áreas de aporte, ya que los resultados pueden resultar equívocos.

7.2- Materiales y métodos

Se estudiaron más de 50 muestras de areniscas y matriz arenosa de conglomerados de cuatro perfiles de la Formación Challacó. Los estudios se realizaron a partir de secciones delgadas *standard*, las que fueron observadas con un microscopio óptico de polarización. En 25 de estas secciones delgadas se realizó el conteo de al menos 300 componentes. Las categorías dentro de las cuales estos componentes han sido considerados son similares a las propuestas por Dickinson (1970) a fin de facilitar la utilización de diagramas ternarios para su clasificación o los diagramas clásicos de discriminación tectónica para caracterizar las áreas de aporte.

Para los conteos se utilizó el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984;

Zuffa, 1985) que minimiza las variaciones composicionales producidas por las diferencias granulométricas. La utilización de este método implica considerar a los granos mayores a 0,0625 mm dentro de los fragmentos líticos como componentes minerales individuales. Los parámetros utilizados para estos conteos se enumeran en la Tabla 3, al igual que los parámetros recalculados para la utilización de los diagramas ternarios. La distribución de los distintos componentes en las muestras analizadas se observa en la Tabla 4 y los porcentajes recalcualdos en la Tabla 5.

7.3- Composición detrítica de las areniscas de la Formación Challacó.

Las muestras analizadas corresponden a areniscas finas a gruesas y a la matriz arenosa de los conglomerados y no presentan importantes variaciones en cuanto a su composición detrítica. La mayoría muestra contenidos importantes de cuarzo (entre 30 y 50 % en los recálculos) y tenores variables de feldespatos y fragmentos líticos, los que son principalmente de origen volcánico. Los datos del total de las muestras analizadas han sido representados en el diagrama QFL (Folk *et al.*, 1970) (Figura 55) donde se clasifican, en su gran mayoría, como feldarenitas líticas, y en menor proporción, como litoarenitas feldespáticas. Sólo una muestra, proveniente del perfil Picún Leufú 2, presenta un enriquecimiento mayor en feldespatos como para ser clasificada como una feldarenita.

Si bien la composición detrítica de las areniscas no presenta importantes variaciones, se han registrado cambios considerables en la proporción de matriz. Aunque la mayoría de las muestras analizadas se encuentran bien seleccionadas y no presentan matriz, se observan algunas con contenidos que pueden alcanzar el 10%.

7.3.1- Componentes principales del entramado

7.3.1.1- Cuarzo

El cuarzo es el principal componente de las areniscas de la Formación Challacó. Se presenta en proporciones de más del 30 % (Tabla 4), que en los recálculos puede alcanzar un 50 % del total de la muestra (Tabla 5). Se presenta en sus dos variedades: Cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp).

Cuarzo Monocristalino (Qm). Es el más abundante de todos los componentes y generalmente presenta extinción normal y abundantes inclusiones (origen plutónico) (Figura 56). También aparecen fragmentos de cuarzo con extinción ondulosa y fracturaciones (origen metamórfico) en proporciones importantes (Figura 57). No se

Parámetros contabilizados	
Qm = Cuarzo monocristalino	Acc = Minerales accesorios
Qp = Cuarzo policristalino	Alt = Minerales alterados
K = Feldespatos potásicos	Cem = Cemento
P = Plagioclasas	MTX = Matriz
Lv = Fragmentos líticos volcánicos	
Ls = Fragmentos líticos sedimentarios	

Parámetros recalculados	
QFL	Q = (Qm + Qp) = Cuarzo total
	F = (P + K) = Feldespatos
	L = (Lv + Ls) = Total de fragmentos líticos
QmFLt	Qm = Cuarzo monocristalino
	F = (P + K) = Feldespatos
	Lt = (L + Qp) = Total de fragmentos líticos + Cuarzo policristalino

Tabla 3: Parámetros utilizados para el análisis modal de las areniscas de la Formación Challacó y parámetros recalculados.

Tabla 4: Proporciones de los diferentes componentes contabilizados en el análisis modal de las areniscas de la Formación Challacó

MUESTRA	Qm	Qp	K	P	Lv	Ls	Acc	Alt	Cem	Mtx
Perfil Picún Leufú 2										
PLF2-1	38.3	15.3	10.5	4.4	14.9	8.3	0.3	0.0	7.6	0.0
PLF2-3	33.0	11.5	7.0	10.0	12.5	0.0	7.0	0.0	10.0	8.0
PLF2-5	32.6	7.2	9.3	6.3	8.0	2.6	0.3	6.6	26.3	0.0
PLF2-7	25.0	5.9	10.6	7.0	9.0	4.3	1.3	0.0	31.3	4.0
PLF2-13	34.6	9.3	7.3	7.0	15.6	1.0	0.0	0.0	24.9	0.0
PLF2-15	34.6	15.6	12.3	6.0	11.6	1.3	0.6	0.0	24.6	3.6
PLF2-17	24.3	8.6	18.6	7.6	7.6	0.0	1.0	2.0	29.6	0.0
PLF2-21	30.6	5.2	18.0	4.3	11.6	2.3	1.0	2.0	23.6	0.6
PLF2-22	25.3	10.6	12.6	0.6	5.3	7.0	0.6	1.0	14.6	22.0
PLF2-27	31.0	9.3	11.3	8.6	9.3	0.3	0.6	0.0	29.3	0.0
Media	30.9	9.9	11.8	6.2	10.5	2.7	1.3	1.2	22.2	3.8
Perfil Picún Leufú 1										
PLF1-0	37.3	4.3	8.6	5.6	5.3	0.0	0.6	5.0	22.6	10.0
PLF1-4	33.3	4.0	8.6	6.0	10.6	0.0	0.0	5.6	30.3	0.0
PLF1-8	43.5	3.4	9.7	5.7	17.0	2.7	0.2	1.2	16.2	0.0
PLF1-9	26.7	6.2	13.0	6.0	13.2	0.0	0.5	3.2	30.9	0.0
Media	35.2	4.5	10.0	5.8	11.5	0.7	0.3	3.8	25.0	2.5
Perfil Cerro Lotena										
LTN-3	47.5	6.3	12.5	10.0	22.5	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0
LTN-6	39.0	5.5	26.0	9.5	14.0	3.5	1.0	0.0	0.0	1.5
LTN-8	34.3	12.0	24.0	9.3	17.6	0.4	1.6	0.0	0.0	0.8
LTN-11	40.6	6.0	18.0	8.0	15.5	2.6	3.3	0.0	0.0	6.0
LTN-13	34.7	12.1	24.2	9.7	16.9	0.0	1.6	0.0	0.0	0.8
LTN-20	44.8	4.3	17.2	6.0	16.1	4.3	1.7	0.0	0.0	6.0
LTN-21	48.0	2.5	24.0	6.4	13.7	2.5	2.3	0.0	0.0	0.6
Media	41.3	7.0	20.8	8.4	16.6	1.9	1.6	0.0	0.2	2.2
Perfil Quebrada del Sapo										
QDS-14	49.2	3.9	17.9	4.6	9.3	3.1	2.3	0.0	0.7	8.5
QDS-15	40.0	2.5	24.5	9.0	14.0	1.0	1.0	0.0	1.5	6.5
QDS-109	51.0	2.0	12.2	2.0	22.4	2.0	2.0	0.0	5.1	0.0
QDS-110	37.0	4.6	18.5	5.5	15.7	1.8	2.7	0.0	13.8	0.0
Media	44.3	3.3	18.3	5.3	15.4	2.0	2.0	0.0	5.3	3.8
Media	36.6	7.1	15.1	6.6	13.2	2.0	1.3	1.1	13.8	3.2
DS	7.6	3.9	6.0	2.4	4.5	2.2	1.5	2.0	12.4	5.1

MUESTRA	Q	F	L	Total	%Q	%F	%L	Qm	F	Lt	Total	%Qm	%F	%Lt	Qm	K	P	Total	%Qm	%K	%P
Perfil Picún Leufú 2																					
PLF2-1	53.6	14.9	23.2	91.7	58.5	16.2	25.3	38.3	14.9	38.5	91.7	41.8	16.2	42.0	38.3	10.5	4.4	53.2	72.0	19.7	8.3
PLF2-3	44.5	17.0	12.5	74.0	60.1	23.0	16.9	33.0	17.0	24.0	74.0	44.6	23.0	32.4	33.0	7.0	10.0	50.0	66.0	14.0	20.0
PLF2-5	39.8	15.6	10.6	66.0	60.3	23.6	16.1	32.6	15.6	24.4	72.6	44.9	21.5	33.6	32.6	9.3	6.3	48.2	67.6	19.3	13.1
PLF2-7	30.9	17.6	13.3	61.8	50.0	28.5	21.5	25.0	17.6	19.2	61.8	40.5	28.5	31.1	25.0	10.6	7.0	42.6	58.7	24.9	16.4
PLF2-13	43.9	14.3	16.6	74.8	58.7	19.1	22.2	34.6	14.3	25.9	74.8	46.3	19.1	34.6	34.6	7.3	7.0	48.9	70.8	14.9	14.3
PLF2-15	50.2	18.3	12.9	81.4	61.7	22.5	15.8	34.0	18.3	18.5	70.8	48.0	25.8	26.1	34.6	12.3	6.0	52.9	65.4	23.3	11.3
PLF2-17	32.9	26.2	7.6	66.7	49.3	39.3	11.4	24.3	16.2	18.2	58.7	41.4	27.6	31.0	24.3	18.6	7.6	50.5	48.1	36.8	15.0
PLF2-21	35.8	22.3	13.9	72.0	49.7	31.0	19.3	30.6	22.3	21.1	74.0	41.4	30.1	28.5	30.6	18.0	4.3	52.9	57.8	34.0	8.1
PLF2-22	35.9	13.2	12.3	61.4	58.5	21.5	20.0	25.3	13.3	23.9	62.5	40.5	21.3	38.2	25.3	12.6	0.6	38.5	65.7	32.7	1.6
PLF2-27	40.3	19.9	9.6	69.8	57.7	28.5	13.8	31.0	19.9	18.9	69.8	44.4	28.5	27.1	31.0	11.3	8.6	50.9	60.9	22.2	16.9
Media					56.5	25.3	18.2					43.4	24.2	32.5					63.3	24.2	12.5
Perfil Picún Leufú 1																					
PLF1-0	41.6	14.2	5.3	61.1	68.1	23.2	8.7	37.3	14.2	14.6	66.1	56.4	21.5	22.1	37.3	8.6	5.6	51.5	72.4	16.7	10.9
PLF1-4	37.3	14.6	10.6	62.5	59.7	23.4	17.0	33.3	14.6	20.2	68.1	48.9	21.4	29.7	33.3	8.6	6.0	47.9	69.5	18.0	12.5
PLF1-8	46.9	15.4	19.7	82.0	57.2	18.8	24.0	43.5	15.4	24.3	83.2	52.3	18.5	29.2	43.5	9.7	5.7	58.9	73.9	16.5	9.7
PLF1-9	32.9	19.0	13.2	65.1	50.5	29.2	20.3	26.7	19.0	22.6	68.3	39.1	27.8	33.1	26.7	13.0	6.0	45.7	58.4	28.4	13.1
Media					58.9	23.6	17.5					49.2	22.3	28.5					68.6	19.9	11.6
Perfil Cerro Lotena																					
LTN-3	53.8	22.5	22.5	98.8	54.5	22.8	22.8	47.5	22.5	28.8	98.8	48.1	22.8	29.1	47.5	12.5	10.0	70.0	67.9	17.9	14.3
LTN-6	44.5	35.5	17.5	97.5	45.6	36.4	17.9	39.0	35.5	23.0	97.5	40.0	36.4	23.6	39.0	26.0	9.5	74.5	52.3	34.9	12.8
LTN-8	46.3	33.3	18.0	97.6	47.4	34.1	18.4	34.3	33.3	30.0	97.6	35.1	34.1	30.7	34.3	24.0	9.3	67.6	50.7	35.5	13.8
LTN-11	46.6	26.0	18.1	90.7	51.4	28.7	20.0	40.6	26.0	24.1	90.7	44.8	28.7	26.6	40.6	18.0	8.0	66.6	61.0	27.0	12.0
LTN-13	46.8	33.9	16.9	97.6	48.0	34.7	17.3	34.7	33.9	29.0	97.6	35.6	34.7	29.7	34.7	24.2	9.7	68.6	50.6	35.3	14.1
LTN-20	49.1	23.2	20.4	92.7	53.0	25.0	22.0	44.8	23.2	24.7	92.7	48.3	25.0	26.6	44.8	17.2	6.0	68.0	65.9	25.3	8.8
LTN-21	50.5	30.4	16.2	97.1	52.0	31.3	16.7	48.0	30.4	18.7	97.1	49.4	31.3	19.3	48.0	24.0	6.4	78.4	61.2	30.6	8.2
Media					50.3	30.4	19.3					43.0	30.4	26.5					58.5	29.5	12.0
Perfil Quebrada del Sapo																					
QDS-14	53.1	22.5	12.4	88.0	60.3	25.6	14.1	49.2	22.5	16.3	88.0	55.9	25.6	18.5	49.2	17.9	4.6	71.7	68.6	25.0	6.4
QDS-15	42.5	33.5	15.0	91.0	46.7	36.8	16.5	40.0	33.5	17.5	91.0	44.0	36.8	19.2	40.0	24.5	9.0	73.5	54.4	33.3	12.2
QDS-109	53.0	14.2	24.4	91.6	57.9	15.5	26.6	51.0	14.2	26.4	91.6	55.7	15.5	28.8	51.0	12.2	2.0	65.2	78.2	18.7	3.1
QDS-110	41.6	24.0	17.5	83.1	50.1	28.9	21.1	37.0	24.0	22.1	83.1	44.5	28.9	26.6	37.0	18.5	5.5	61.0	60.7	30.3	9.0
Media					53.7	26.7	19.6					50.0	26.7	23.3					65.5	26.8	7.7

Tabla 5: Parámetros recalculados para el análisis modal de las areniscas de la Formación Challacó.

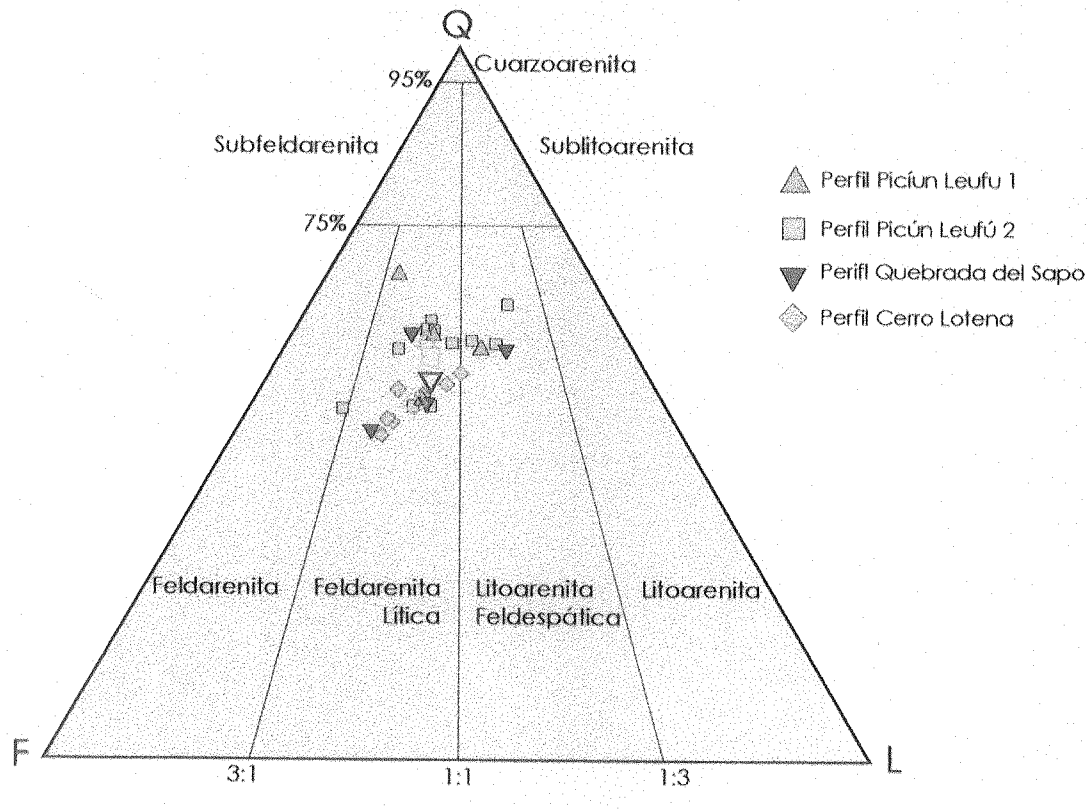


Figura 55: Clasificación de las areniscas de la Formación Challacó, según Folk et al.(1970).

han identificado fragmentos de cuarzo con engolfamientos, aunque sí algunos con extinción flash que podrían tener origen volcánico.

Cuarzo Policristalino (Qp). Los agregados policristalinos de cuarzo presentan generalmente una textura no orientada y pueden ser tanto de origen plutónico como metamórfico (Figura 58). Algunos especímenes presentan contactos crenulados y cierto estiramiento de los componentes individuales que podrían representar un origen netamente metamórfico. Sin embargo, debido a las técnicas de conteo utilizadas y a que la gran mayoría de los fragmentos de cuarzo policristalino presentan cristales relativamente grandes, las proporciones de este componente son muy bajas en las muestras estudiadas.

7.3.1.2- Feldespatos (F)

Si bien los feldespatos son minerales importantes en la mayoría de las rocas analizadas, en ninguno de los casos alcanzan a ser el componente principal. Sus valores van desde el 10 al 26 % (Tabla 5). Los feldespatos presentes pueden ser feldespatos potásicos (K) o plagioclasas (P), y en la mayoría de las muestras analizadas los feldespatos potásicos son más abundantes que las plagioclasas.

Feldespatos Potásicos (K). Consisten fundamentalmente en fragmentos de ortosa, microclino y micropertita, derivados preferentemente de rocas plutónicas. No se han reconocido ejemplares de sanidina (de origen volcánico), aunque son importantes los fragmentos líticos volcánicos, lo que indicaría que la misma se puede haber transformado durante la diagénesis. La mayoría de los feldespatos se encuentran muy modificados, ya que han sufrido distintos tipos de reemplazos y alteraciones. Sin embargo, éstos coexisten con algunos individuos muy frescos (Figura 59).

Plagioclasas (P). Las plagioclasas se presentan en menor proporción que los feldespatos potásicos, tienen una composición muy variable que va desde albita a labradorita y se las identifica por presentar el clásico maclado polisintético. No se reconocieron plagioclasas zonales de origen volcánico, y al igual que el resto de los feldespatos, han sufrido una serie de transformaciones, disoluciones y reemplazos que en ocasiones dificultan su reconocimiento (Figura 60), aunque también aparecen individuos sin alterar, en menor proporción (Figura 61).

7.3.1.3- Fragmentos Líticos (L)

Los fragmentos líticos son importantes en la mayoría de las muestras analizadas, aunque aparecen en proporciones muy variables. Sin embargo, la utilización del

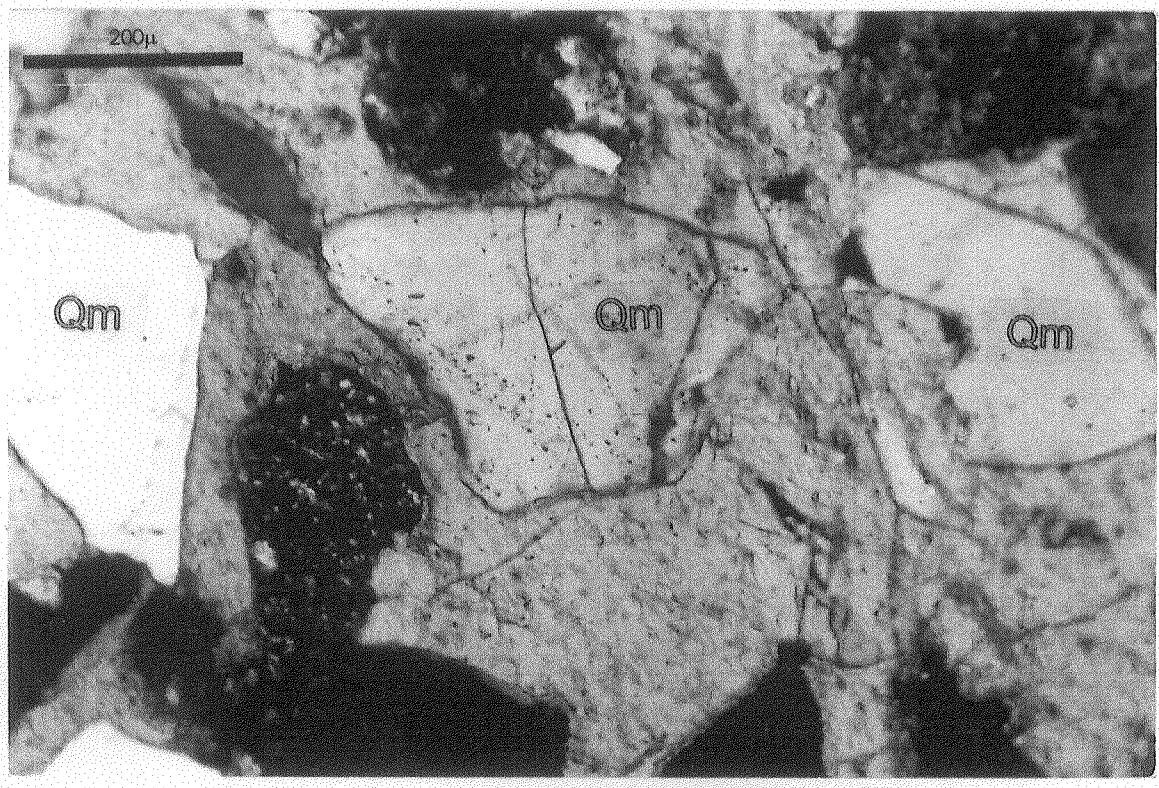


Figura 56: Fragmentos de cuarzo monocristalino (Qm), con extinción recta, abundantes inclusiones y fracturaciones, de origen plutónico. Muestra LTN-8.

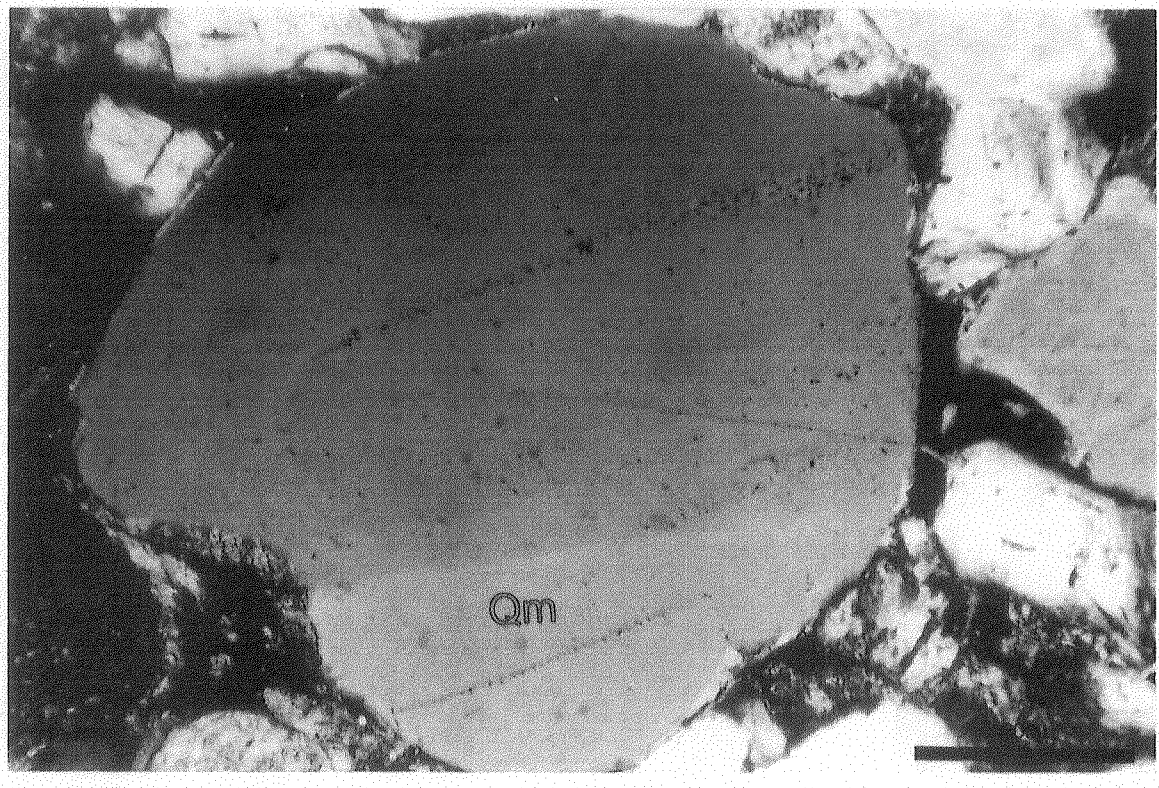


Figura 57: Fragmento de cuarzo monocristalino (Qm), con extinción ondulante. Muestra QDS-110.

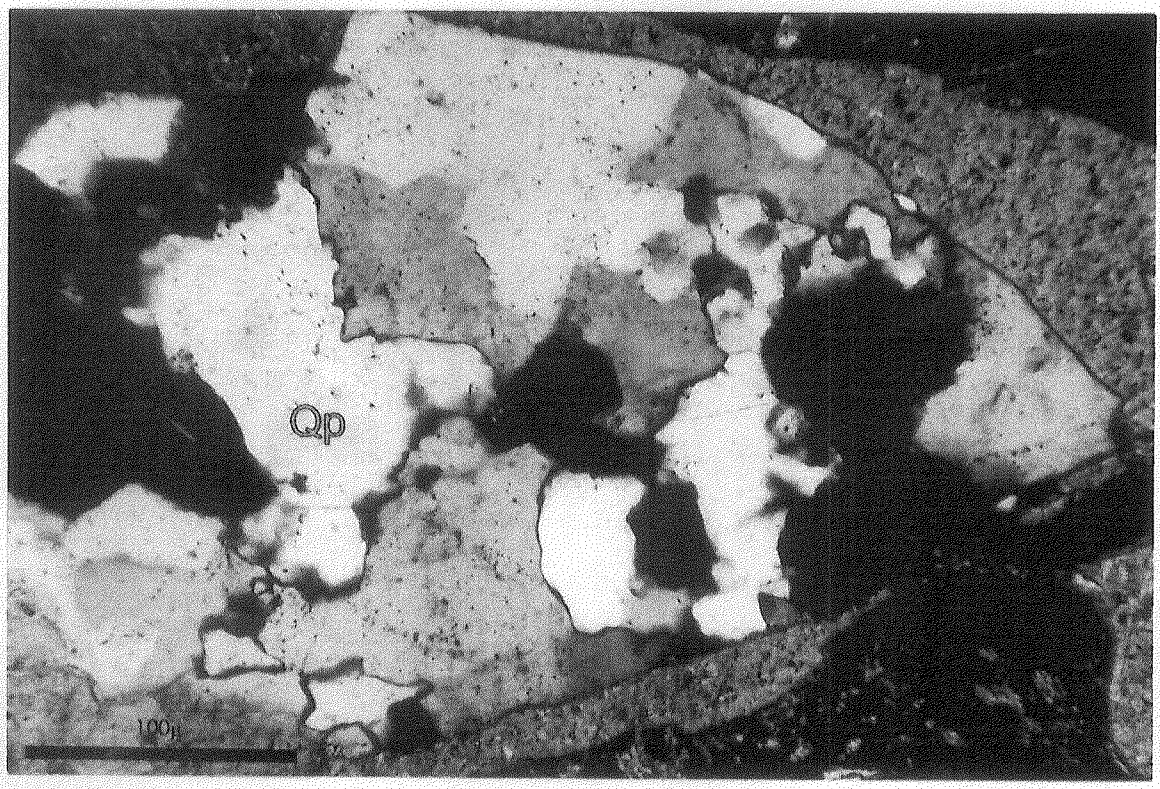


Figura 58: Fragmentos de cuarzo policristalino (Qp), con contactos crenulados entre los individuos. Muestra LTN-8.

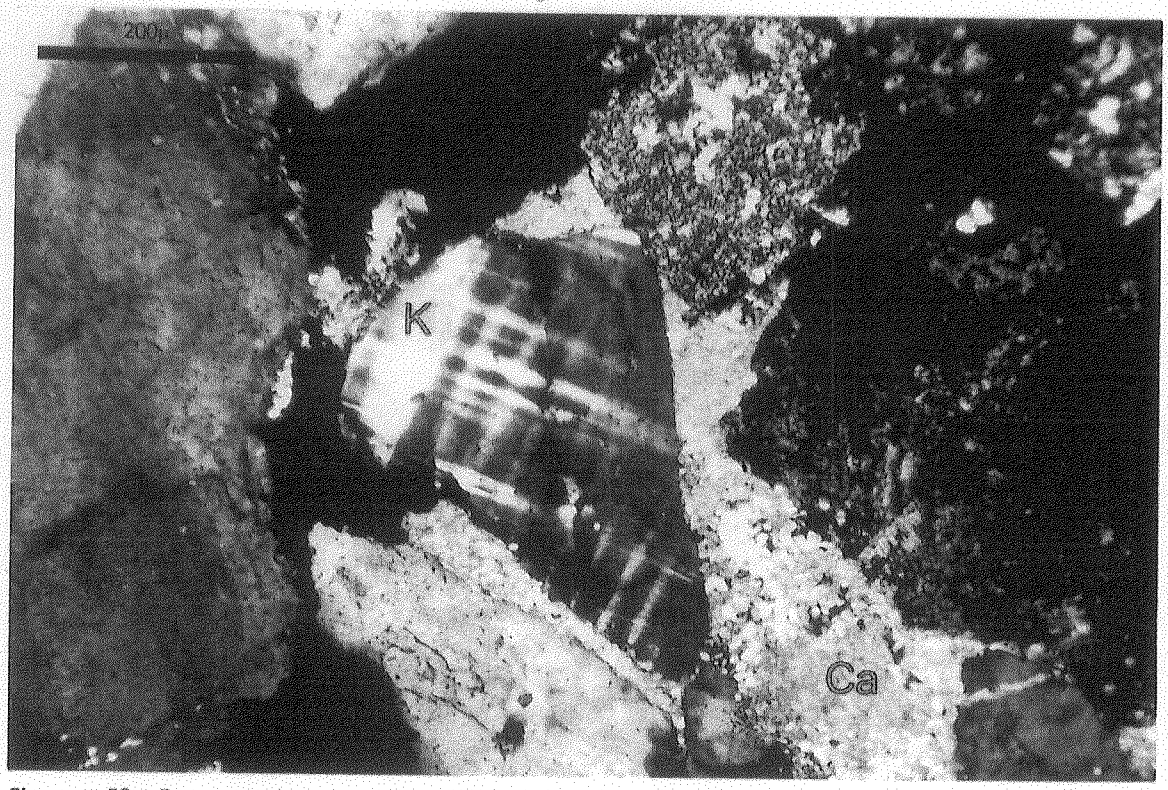


Figura 59: Fragmento de microclino (K) muy fresco, con su clásico maclado en enrejado. Muestra PLF2-5.

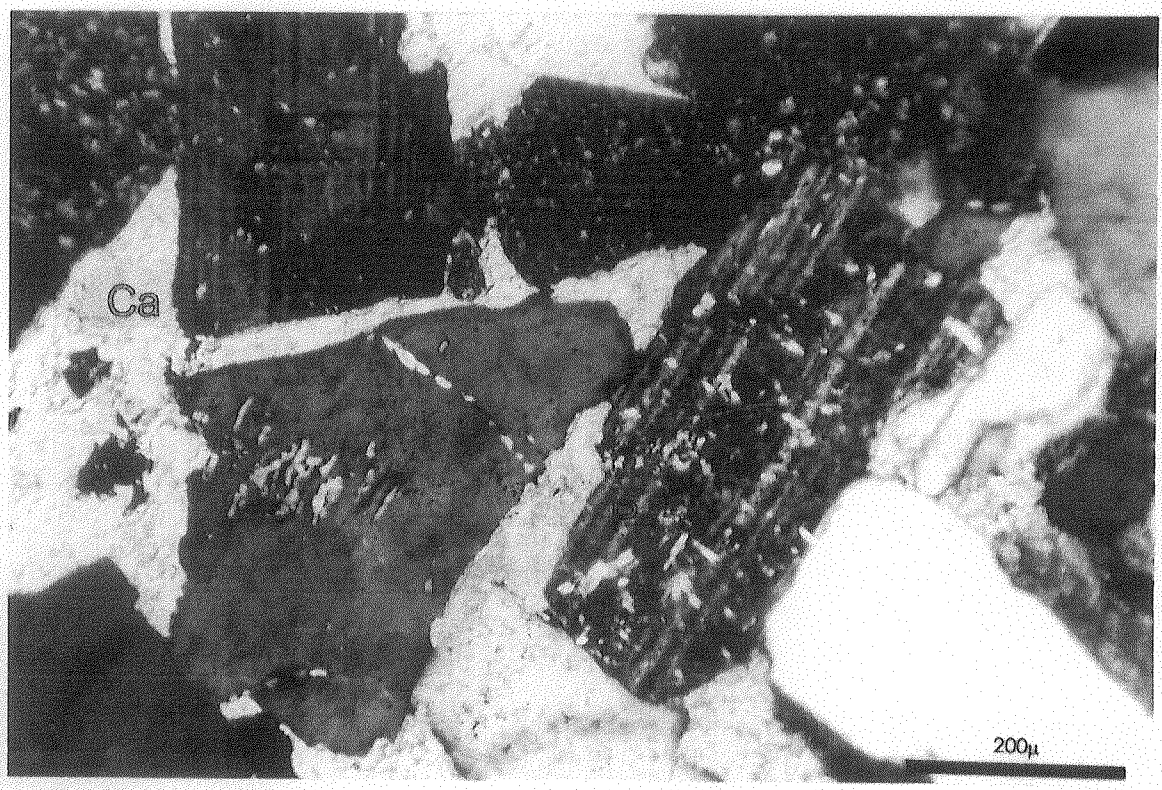


Figura 60: Fragmentos de plagioclasas (P) con distintos grados de alteración. Muestra PLF2-17.

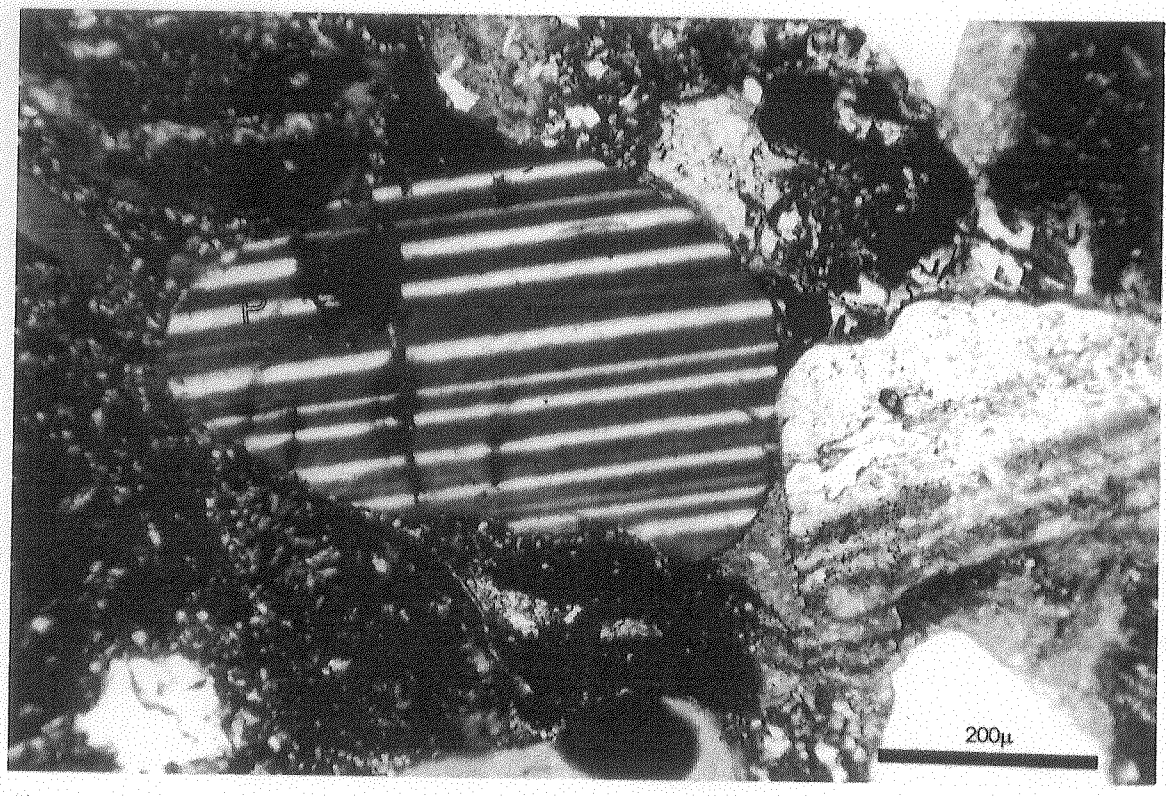


Figura 61: Fragmento de plagioclasa (P) muy redondeado y sin alteraciones. Muestra LTN-8.

método de Gazzi-Dickinson para el conteo se traduce en una disminución de los litoclastos al considerar como minerales individuales a los cristales mayores incluidos en ellos. De esta forma, los fragmentos de rocas plutónicas o metamórficas, que presentan cristales relativamente grandes, son considerados como clastos cristalinos individuales (Figura 62). Por lo tanto, sólo se consideran dentro de este apartado a los líticos con componentes menores a 0,0625 mm y que representan aquéllos de origen volcánico (Lv) o sedimentario (Ls) ya que no se han reconocido fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado que podrían haber sido incluidos también dentro de esta categoría.

Fragmentos líticos volcánicos (Lv). Aparecen en la totalidad de las muestras analizadas con valores que superan el 20 % (Tabla 5). Se han reconocido tres variedades, aunque no en todas las muestras su proporción relativa ha sido cuantificada. Por un lado aparecen fragmentos con textura **felsítica**, compuestos por una pasta microcristalina de cuarzo y feldespato (Figura 63), en la que pueden aparecer fenocristales de cuarzo o plagioclasas. Este tipo de líticos volcánicos podría derivar de rocas intermedias a ácidas. También aparecen fragmentos con textura **microlítica** compuestos por cristales de plagioclasas (más o menos equidimensionales) euhedrales a subhedrales en una masa afanítica muy alterada (Figura 64). En otro extremo, aparecen fragmentos compuestos por tablillas de plagioclasas alargadas (Figura 65), dispuestos en una textura de tipo **intersertal a intergranular** (*Lathwork texture*, en el sentido de Dickinson, 1970), los que pueden presentar cierta orientación (Figura 66). Existe toda una gradación entre los fragmentos con textura microlítica y de tipo *lathwork*, y se considera que podrían derivar de rocas intermedias, en el primer caso, a básicas, en el segundo (Kugler, 1987). En general, las pastas de los fragmentos líticos volcánicos, así como también los fenocristales de feldespatos incluidos en éstos, se encuentran muy alteradas, por lo que se deduce una procedencia a partir de rocas volcánicas antiguas (paleovolcánicos, en el sentido de Critelli e Ingersoll, 1995). Muy pocos litoclastos presentan una textura más limpia con menos alteraciones, los que a su vez presentan un tamaño mayor (Figura 68), y que podrían corresponder a fragmentos vinculados con un vulcanismo más contemporáneo con la acumulación de esta unidad (neovolcánicos).

Fragmentos líticos sedimentarios (Ls). Son muy escasos en las muestras analizadas y están compuestos por líticos de pelitas. En general, éstos presentan un tamaño mayor que el promedio de la muestra por lo que se interpretan como intraclastos (Figura 69). En algunos casos, se observa que este tipo de fragmentos aparece deformado plásticamente conformando pseudomatriz (Dickinson, 1970). También se

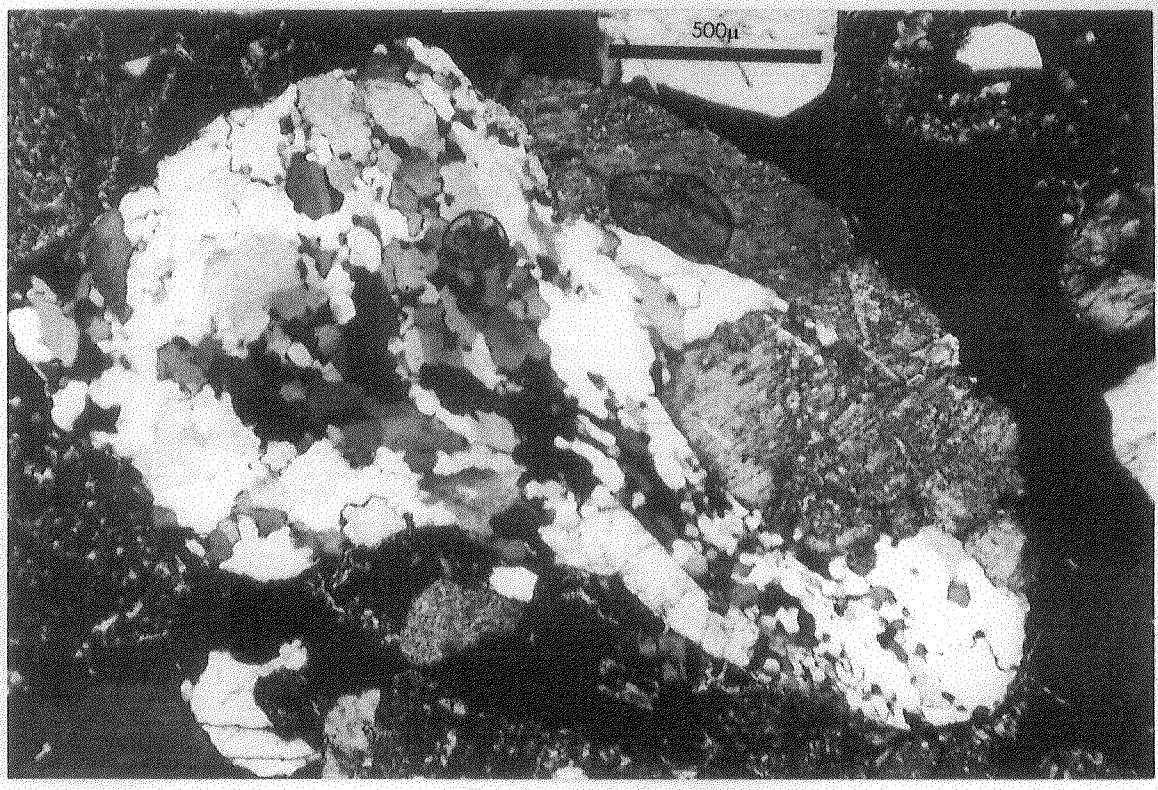


Figura 62: Fragmento lítico de origen plutónico con individuos lo suficientemente grandes como para ser considerados como componentes monomirerales. Muestra QDS-109.

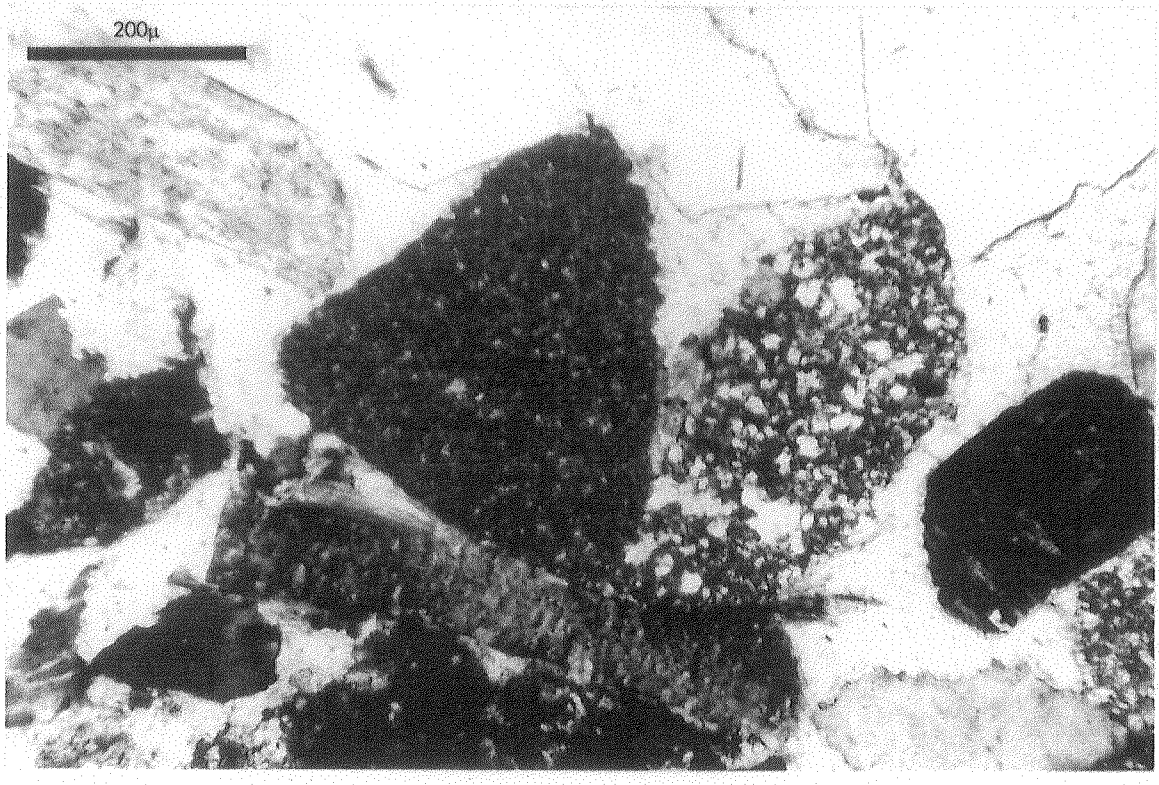


Figura 63: Fragmento lítico volcánico (Lv) con textura felsítica. Muestra LTN-8.

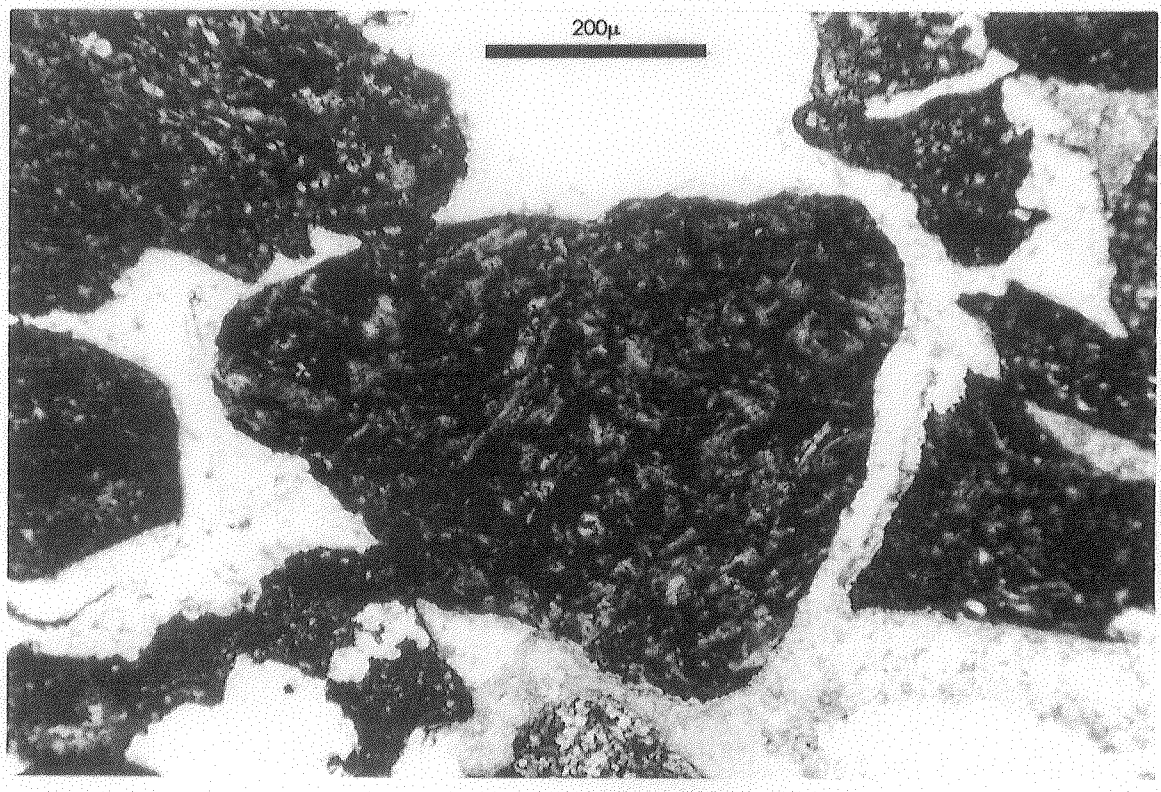


Figura 64: Fragmento lítico volcánico (Lv) con textura microlítica, compuesta por fenocristales de plagioclasas de escaso desarrollo inmersos en una pasta afanítica. Muestra LTN-8.

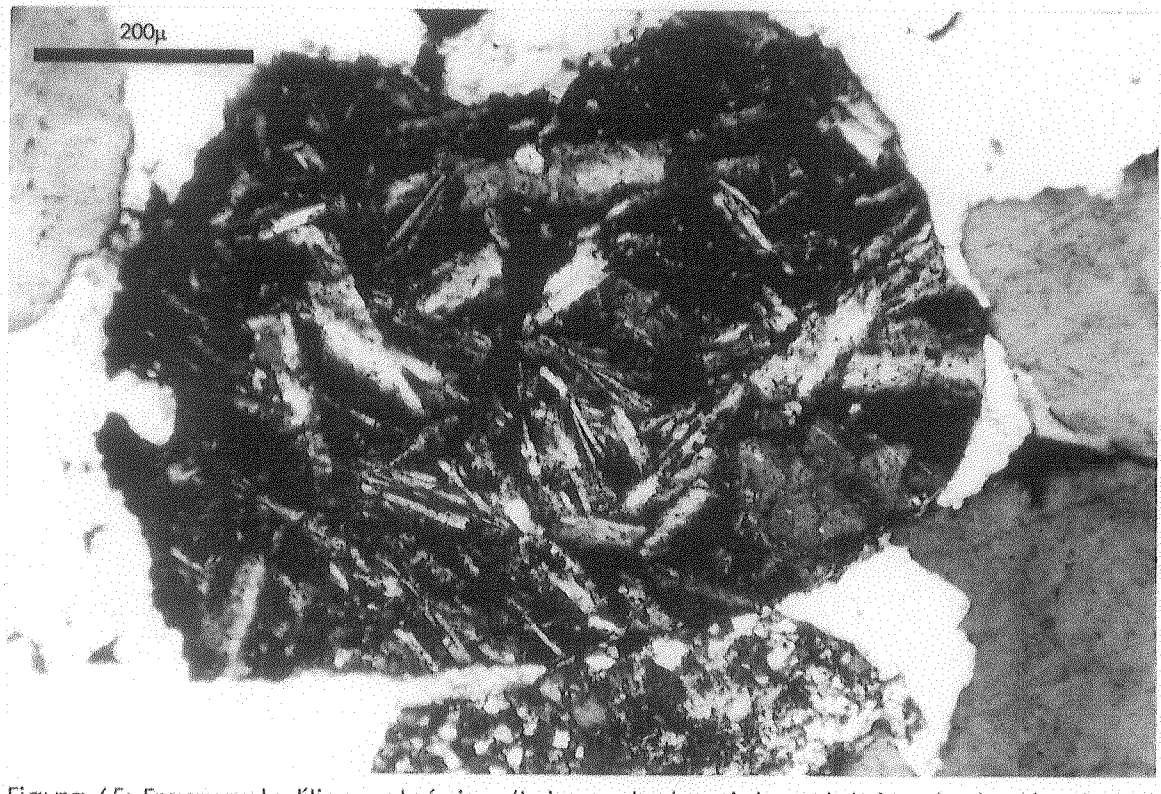


Figura 65: Fragmento lítico volcánico (Lv) con textura intersertal sin orientación de los individuos de plagioclasa. Muestra PLF2-13.

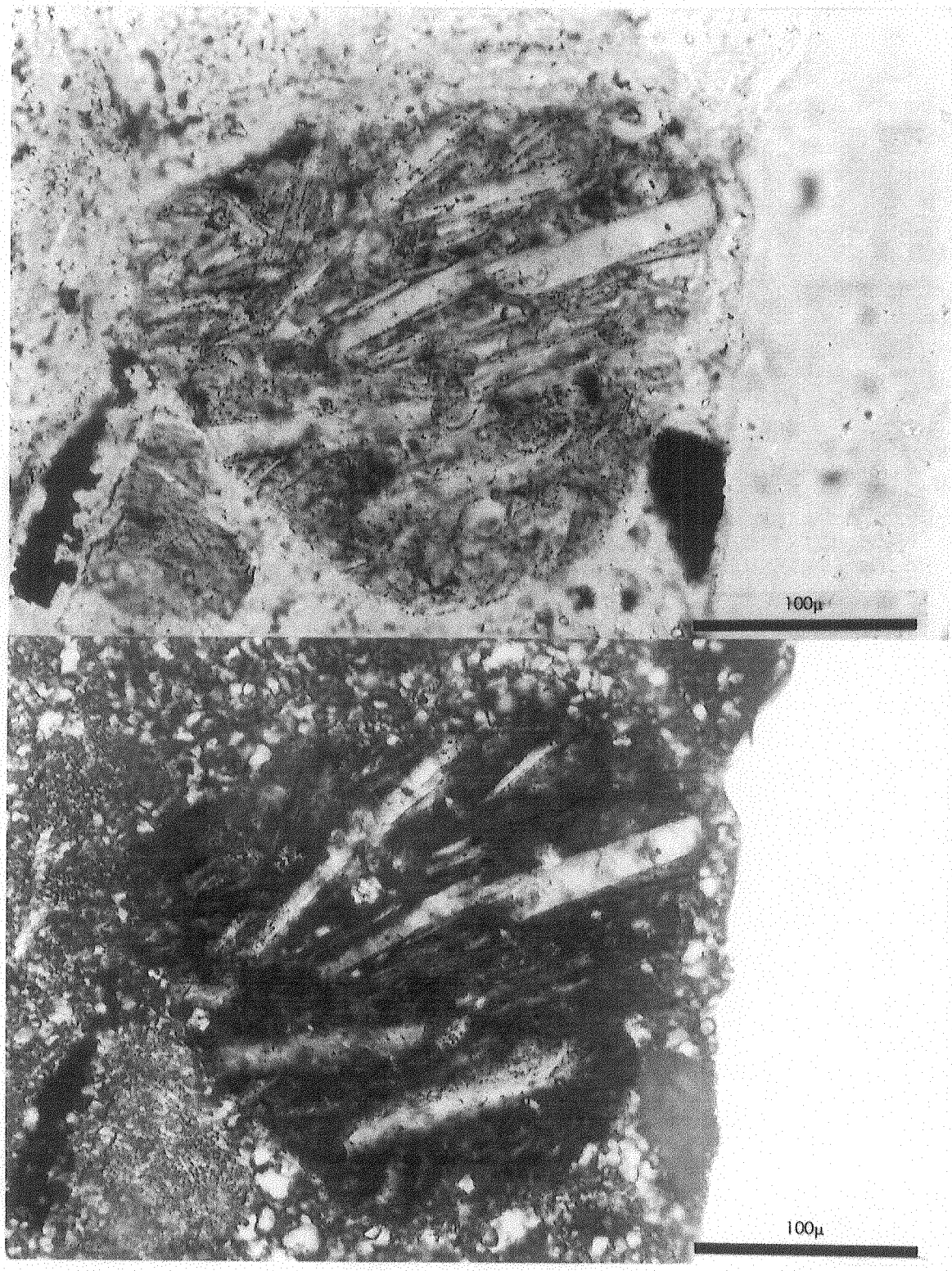


Figura 66: Fragmento lítico volcánico (Lv) con textura intersertal y orientación de las tablillas de plagioclasa. Muestra LTN-8. A) sin analizador. B) con analizador.

encuentran fragmentos de chert, aunque éstos pueden confundirse con los litoclastos volcánicos de textura felsítica por lo que su abundancia no ha sido estimada por separado.

7.3.2- Componentes menores

Dentro de los cristaloclastos que aparecen en menor proporción, los más abundantes son las micas y por lo general son menores al 1,5 % del total de la muestra (Tabla 4). Entre las micas aparecen tanto la biotita como la muscovita, y se presentan en cristales relativamente grandes, euhedrales, de hábito tabular, que se encuentran muy deformados (Figura 69). También se identifican algunos minerales opacos, en muy baja proporción. Estos componentes no han sido utilizados para la clasificación de las muestras o para la construcción de los diagramas de discriminación tectónica.

7.3.3- Matriz

Para este estudio se definió como matriz a los fragmentos menores a 30μ de diámetro que han sido acumulados junto con los clastos mayores o introducidos con anterioridad al enterramiento de los depósitos. Esta matriz detrítica, se presenta en las muestras analizadas en muy baja proporción (entre 0 y 10%, Tabla 4), y en los casos en los que aparece con mayor abundancia (muestra PFL2-22) se considera que la misma puede haber sido infiltrada a partir de procesos de bioturabación, posteriores a su acumulación. En general, la matriz detrítica esta compuesta por una pasta de materiales arcillosos, con menores proporciones de fragmentos de cuarzo y feldespatos. También se han reconocido intraclastos pelíticos deformados que constituyen una pseudomatriz (Dickinson, 1970).

7.4- Minerales autigénicos

Los depósitos arenosos de la Formación Challacó han sufrido una serie de transformaciones diagenéticas que han llevado al desarrollo de diferentes minerales autigénicos, los que se presentan principalmente como cementos - tanto pátinas (*pore lining*) como relleno de poros (*pore filling*) - y en menor medida como reemplazos de minerales preexistentes. No se han definido en las muestras analizadas crecimientos secundarios de ningún tipo. En orden decreciente de abundancia, los principales minerales autigénicos que se han reconocido son: calcita, óxidos de hierro (principalmente hematita), argilominerales (clorita, illita y caolinita) y feldespatos.



Figura 67: Fragmento lítico volcánico (Lv) sin alteración de sus componentes. Muestra QDS-109.

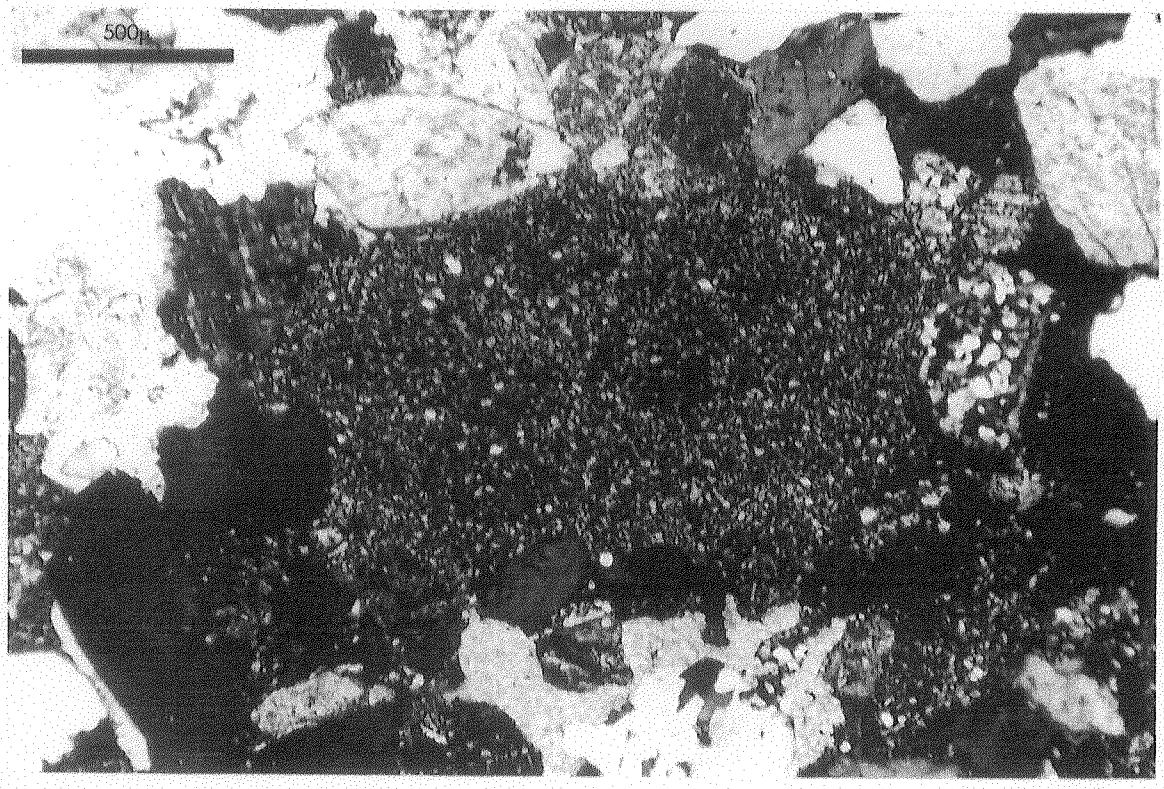


Figura 68: Fragmento lítico sedimentario (Ls) muy deformado conformando pseudomatriz. Muestra PLF2-22.

7.4.1- Carbonatos

La calcita es el principal mineral autigénico dentro de las rocas estudiadas de la Formación Challacó. Aparece en casi todas las muestras y, en ocasiones, con volúmenes que superan el 30% del total de la roca. Este mineral aparece principalmente como un cemento de tipo poiquilítico, conformado por cristales grandes que engloban a los demás componentes de la roca (Figura 70).

La cementación calcítica va acompañada también de un importante reemplazo de feldespatos y de cuarzo, lo que genera una fábrica muy abierta y contornos de los clastos muy irregulares (Figura 70). De esta forma, el reemplazo por calcita de los clastos originales determina diversos tipos de fábricas de alteración química que incluyen: disolución penetrativa, disolución masiva con la preservación de pátinas pigmentantes originales (Figura 71), estructuras en caries en clastos de cuarzo (Figura 72), empaquetamientos anormalmente abiertos (Figura 70) y el desarrollo de cristales "islas", remanentes de un clasto original (Scasso y Limarino, 1997).

7.4.2- Óxidos de Hierro

Aparecen en algunas de las muestras estudiadas y pueden presentarse como pátinas, rodeando los clastos (Figura 73), o como relleno de los espacios porales (Figura 74). En general se trata de hematita, la que imprime a las muestras un color rojo característico. Cuando aparecen, las pátinas son muy abundantes y consisten en una delgada película que rodea los clastos y que se interrumpe en el contacto entre los mismos. En ocasiones se observan, por disolución o reemplazo de algunos clastos, anillos de hematita flotando en una matriz y que representan las pátinas originales de los mismos (Figura 71). La hematita también puede aparecer ocluyendo por completo los espacios porales de la roca y, en las muestras que presentan matriz fina, aparece como parches dispersos dentro de la misma, imprimiéndole una coloración rojiza particular.

7.4.3- Minerales de las arcillas

En menor medida se reconocen también rebordes de clastos compuestos por clorita y en ocasiones por illita, los que aparecen como una delgada película adherida a los clastos y que se desarrollo en forma muy localizada. También – en contadas muestras - se ha reconocido cemento de caolinita, conformado por un mosaico de pequeños cristales equidimensionales que se desarrollan en los espacios

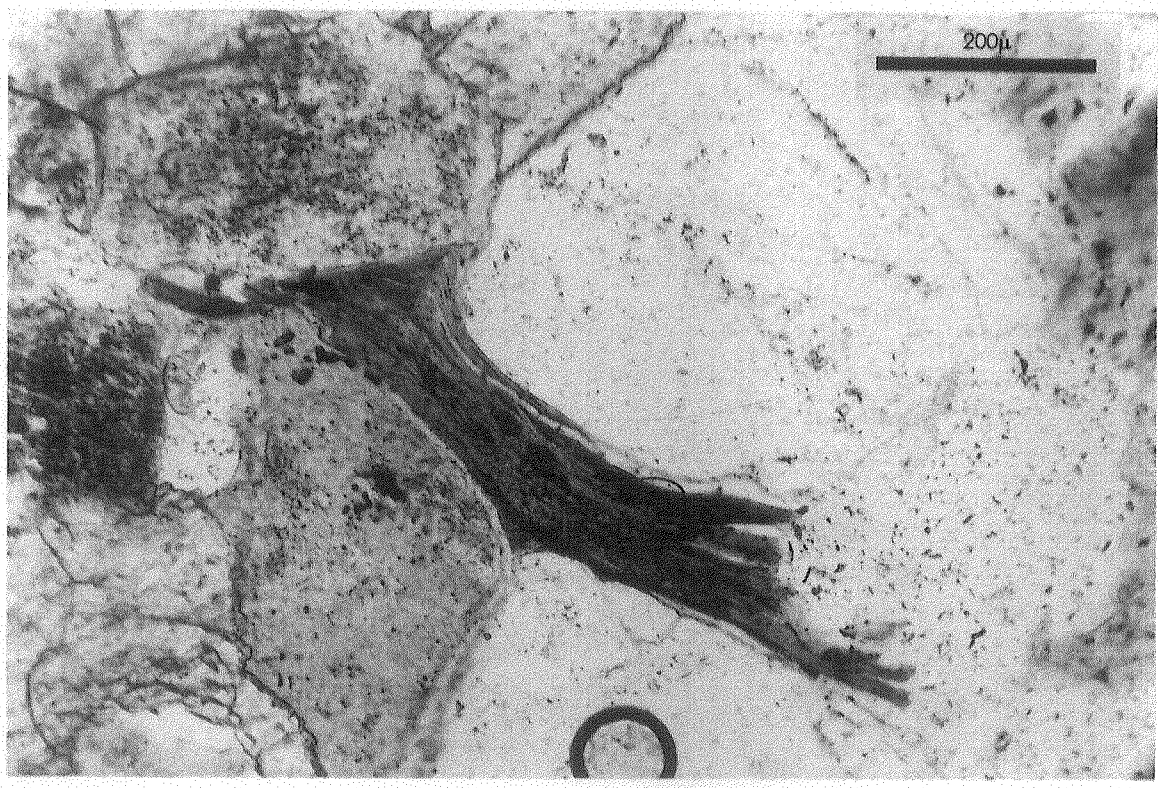


Figura 69: Fragmento de biotita (Bt) muy deformado debido a la compactación mecánica que han sufrido estas sedimentitas. Muestra PLF2-21.

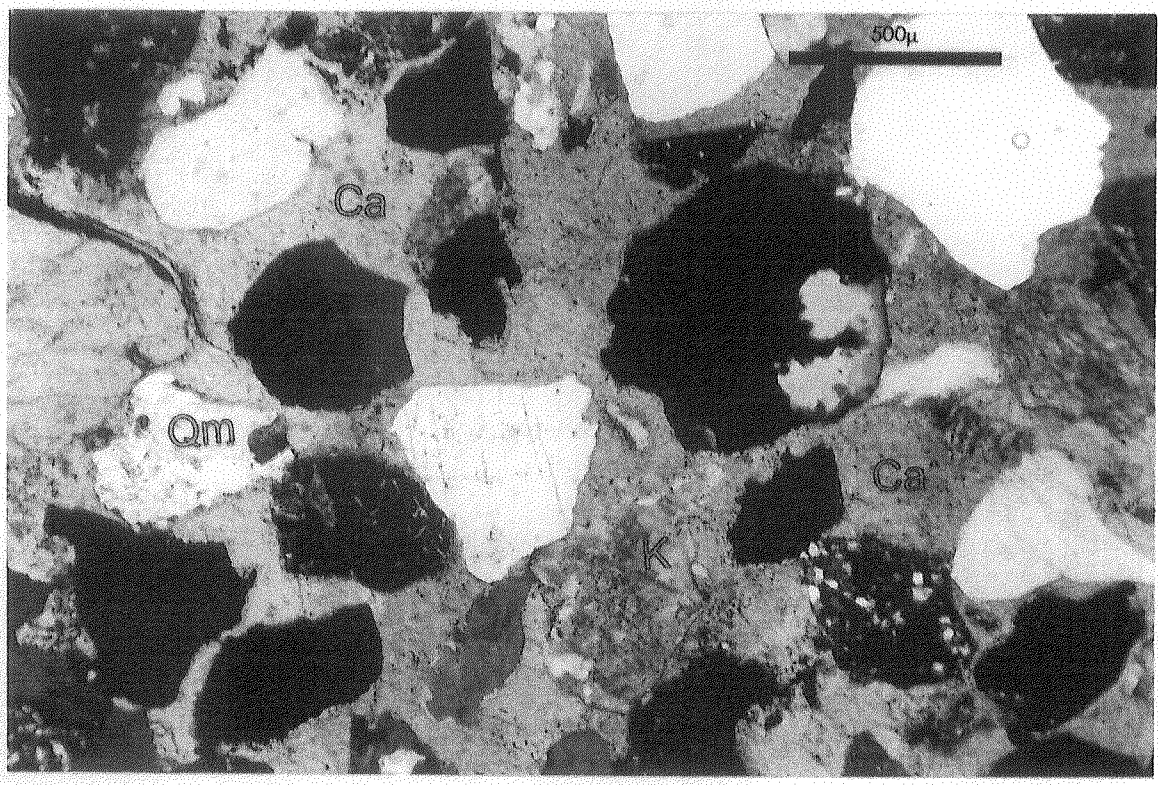


Figura 70: Cementación calcítica poiquilítica (Ca) características de las areniscas de la Formación Challacó. Muestra PLF2-22.

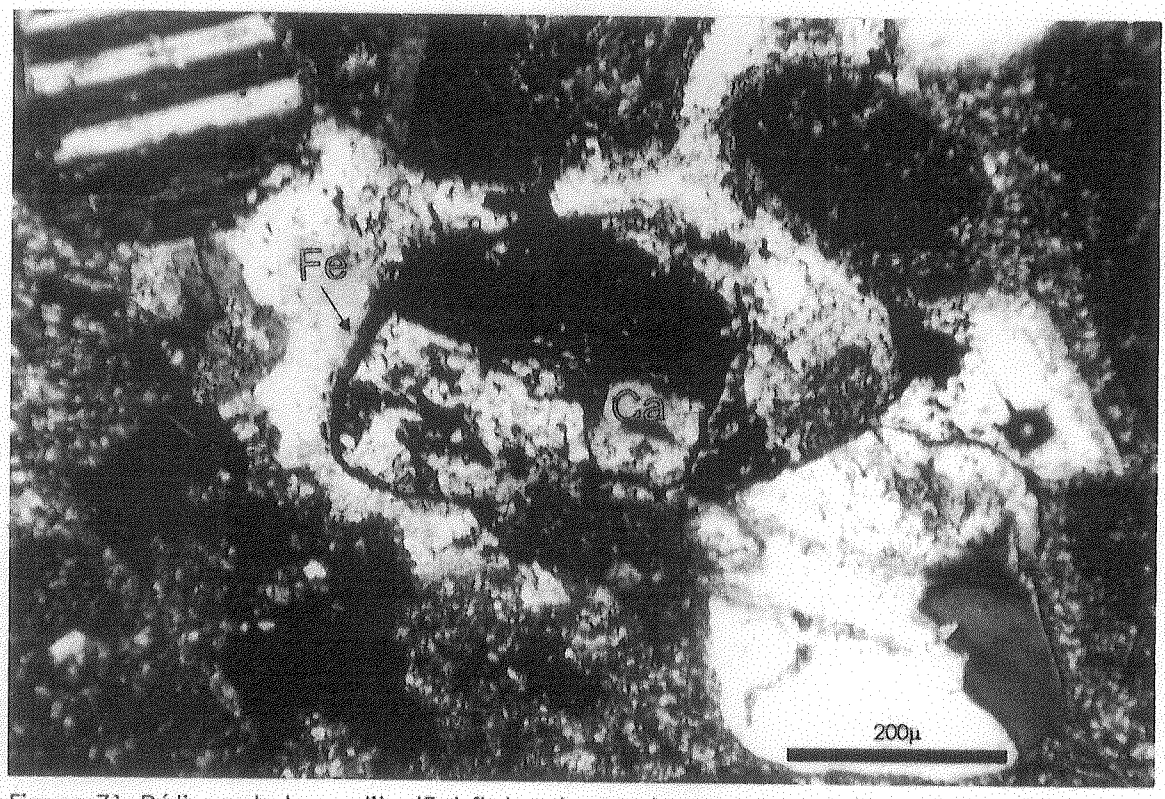


Figura 71: Pátinas de hematita (Fe) flotando en el cemento calcítico (Ca) una vez que el clasto original ha sido completamente reemplazado. Muestra LTN-8.

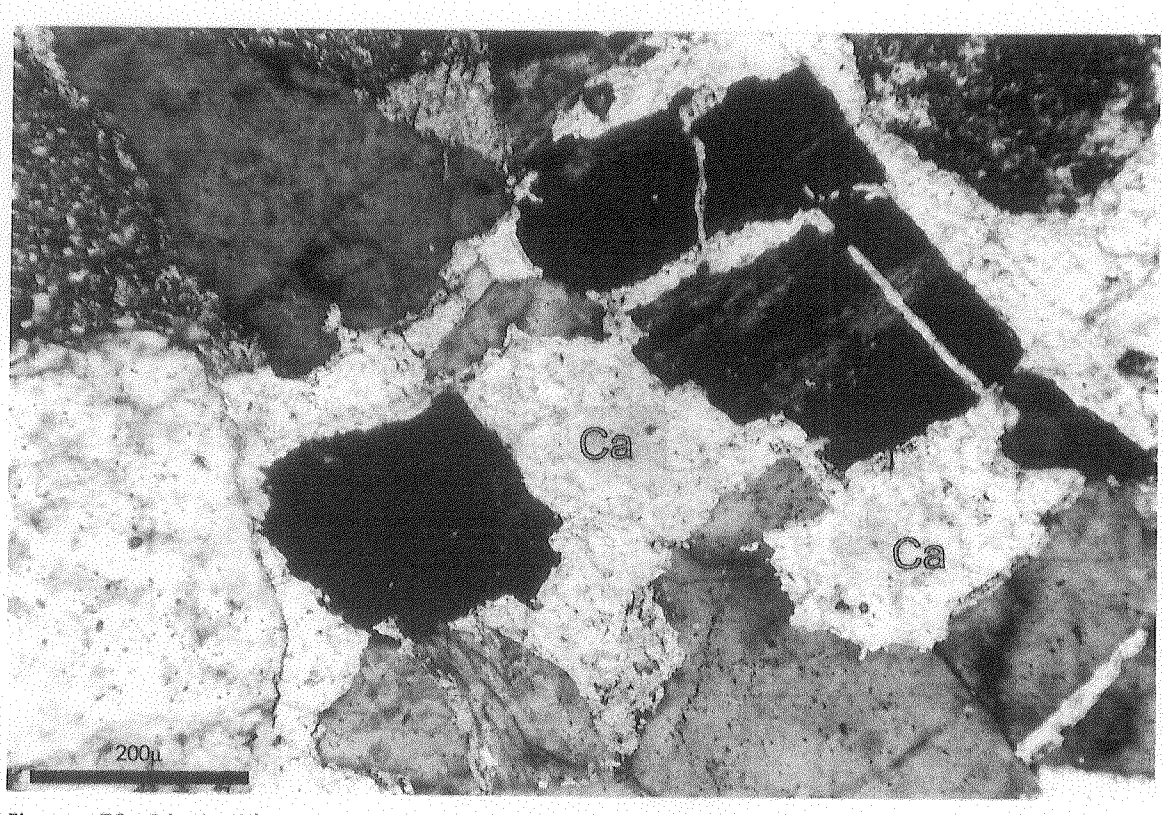


Figura 72: Disolución y reemplazo masivo del cuarzo y feldespatos por parte de la calcita (Ca) y estructuras en caries. Muestra PLF2-5.

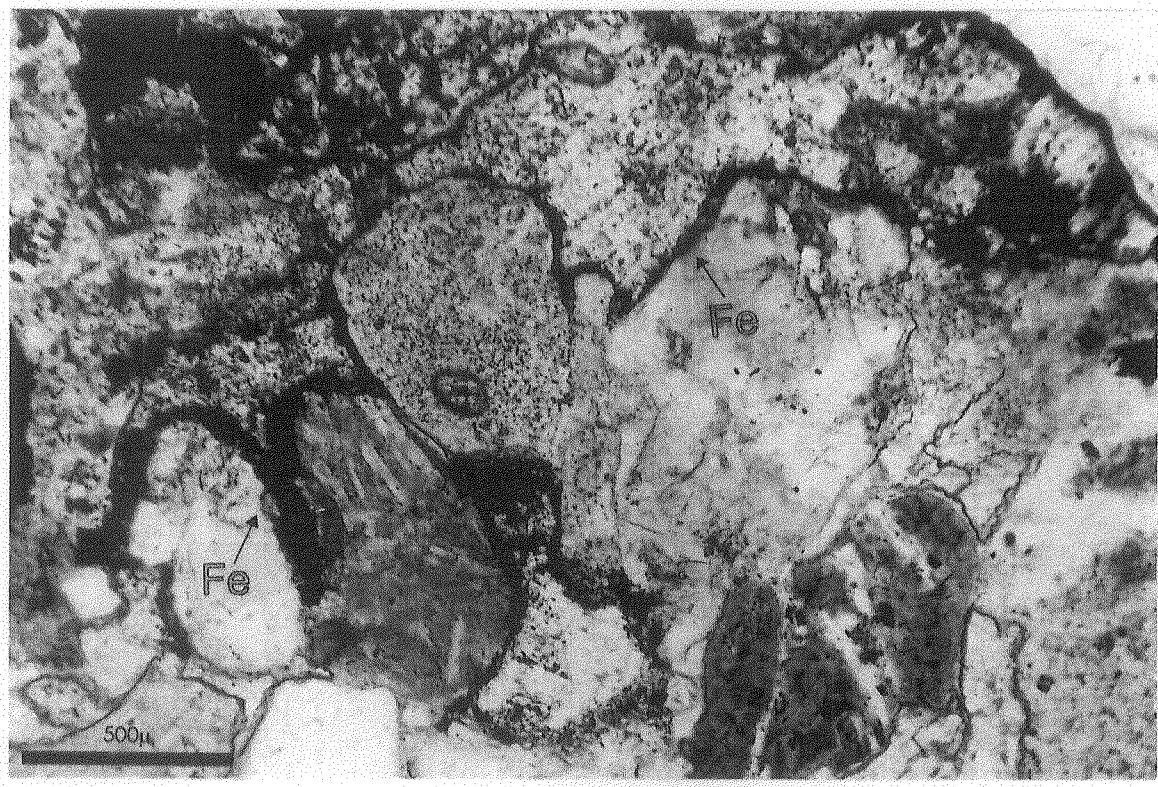


Figura 73: Pátinas de hematita (Fe) recubriendo los clastos. Nótese que las mismas se interrumpen en el contacto entre los clastos. Muestra LTN-8.

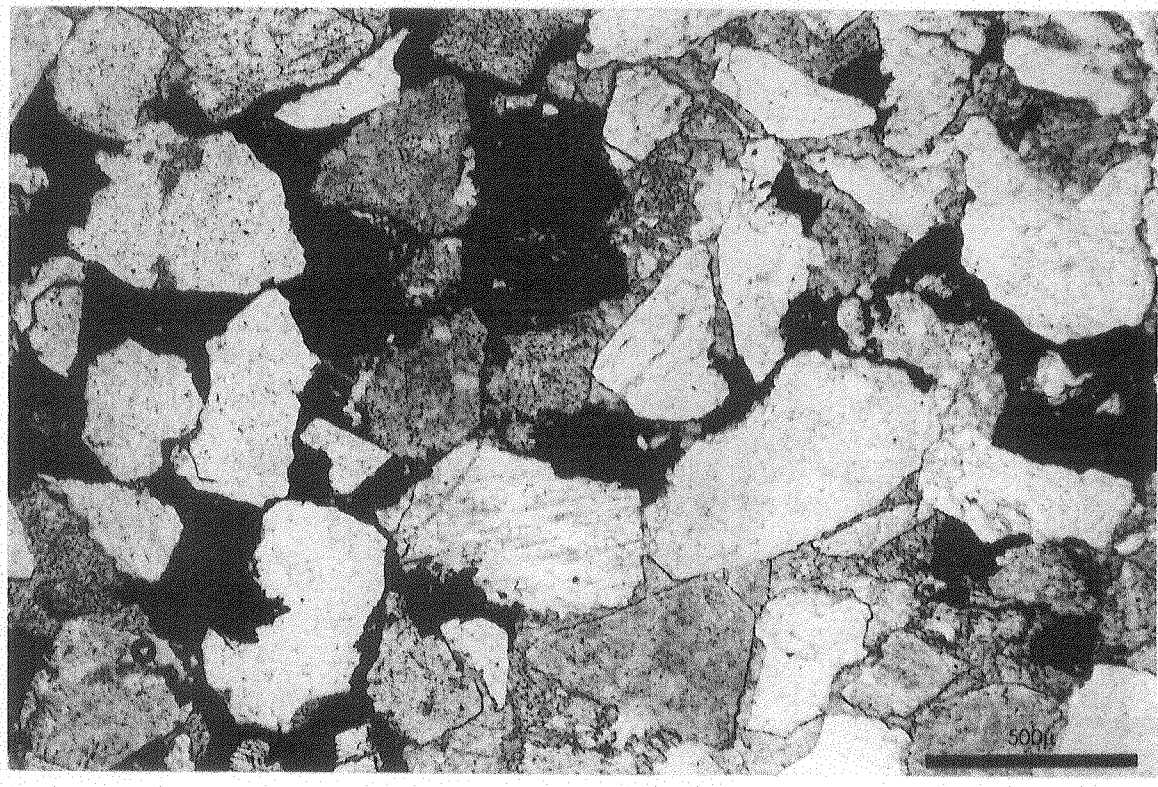


Figura 74: Cemento de hematita (Fe) rellenando por completo los poros de la roca. Muestra PLF2-5.

porales ocluyéndolos por completo. En aquellas muestras que presentan cementos caoliníticos, éstos pueden alcanzar un volumen importante de la roca.

7.4.4- Feldespatos

Un rasgo comúnmente reconocido en las areniscas que constituyen el relleno mesozoico de la Cuenca Neuquina es el reemplazo de feldespatos (tanto potásicos como calcosódicos) por albita autigénica (Kugler, 1987). En las muestras analizadas de la Formación Challacó los feldespatos afectados por este mecanismo se distinguen por presentar una textura de tipo "nublada", intensamente vacuolizada (Pittman, 1988), o por presentar un difuso maclado polisintético, que en ocasiones no atraviesa todo el cristal y que se conoce como maclado en "tablero de ajedrez" (Starkey, 1959). Los feldespatos alterados coexisten con individuos sin alterar, y generalmente, se observa que el proceso de autigénesis progresa a partir de los planos de debilidad de los cristales, como pueden ser los de clivaje, los de macla o fracturas.

En los casos en los que el reemplazo ha sido completo resulta imposible diferenciar la composición original de los clastos y algunos autores (Pittman, 1988) sugieren que los fragmentos reemplazados podrían corresponder no sólo a cristaloclastos feldespáticos, sino también a fragmentos líticos con fenocristales de plagioclasas, donde el reemplazo por albita autigénica se extendió también a los demás componentes.

7.5- Discusión de los eventos diagenéticos

Las areniscas estudiadas de la Formación Challacó han sufrido una gran variedad de procesos diagenéticos que han modificado sustancialmente su fábrica y composición original. Entre los procesos identificados, se destacan la compactación mecánica, la precipitación de minerales autigénicos como cementos y la disolución y/o reemplazo de algunos de los componentes detríticos originales. Algunos autores destacan el desarrollo de porosidad secundaria para los depósitos del Grupo Cuyo, como un elemento importante en la porosidad final de estas rocas (Kugler, 1987), aunque en las muestras analizadas no se han reconocido estos efectos, tal vez debido a limitaciones metodológicas.

7.5.1- Compactación

La presencia de fábricas muy abiertas producto de la abundante precipitación de carbonatos impide, en gran parte de las muestras, una cuantificación precisa de

los contactos entre los granos a fin de determinar los correspondientes índices de empaquetamiento. Sin embargo, en aquellas areniscas donde la cementación calcítica no fue lo suficientemente efectiva, se pueden observar con frecuencia tres o más contactos entre granos, los que pueden ser de tipo recto o cóncavo-convexo (Figura 60). Estos rasgos indicarían que los procesos de compactación mecánica han sido efectivos en estas areniscas, aunque sin que se desarrollen fenómenos de disolución por presión entre los clastos, que generen contactos de tipo crenulado (Sibley y Blatt, 1976).

Es común también la presencia de cristaloclastos micáceos muy deformados (Figura 69), y la presencia de líticos sedimentarios conformando pseudomatriz (Figura 68), lo que indica una significativa compactación mecánica de estas rocas.

7.5.2- Cementación. Estratigrafía de cementos

Muy poca variación se ha registrado en el estilo de cementación de las areniscas de la Formación Challacó aunque, sin embargo, se pueden definir dos tipos característicos entre los que se incluye a la totalidad de las muestras analizadas. Ambas variedades se caracterizan por una importante fase cementante calcítica, la que ocluye por completo la porosidad de las rocas y que va acompañada también de reemplazo de los materiales originales. En una gran proporción de las muestras analizadas, éste es el único cemento presente y el reemplazo penetrativo de los clastos sugiere que de haber existido otro tipo de cementación más temprana, la misma habría sido igualmente sustituida por la calcita (Figura 75).

Por otro lado, se han reconocido muestras en las que se observa una fase cementante inicial, compuesta en la mayoría de los casos por pátinas de hematita, y en menor medida por argilominerales, o por el relleno completo de los espacios porales a partir de la precipitación de hematita. Con posterioridad a este cemento inicial se produce el desarrollo de una cementación calcítica que, al igual que en el caso anterior, está conformada por cristales grandes que engloban a los clastos originales, determinando una textura de tipo poiquilítica y que disuelve, al menos parcialmente, tanto a los cementos originales como a los clastos (Figura 76).

Estos dos estilos de cementación posiblemente estén representando dos estadíos diferentes en la evolución diagenética de las areniscas de la Formación Challacó. De esta forma se podría definir un estadío inicial de cementación, compuesto principalmente por óxidos de hierro y en menor medida por diversos argilominerales, los que se desarrollan fundamentalmente como pátinas y en menor medida como

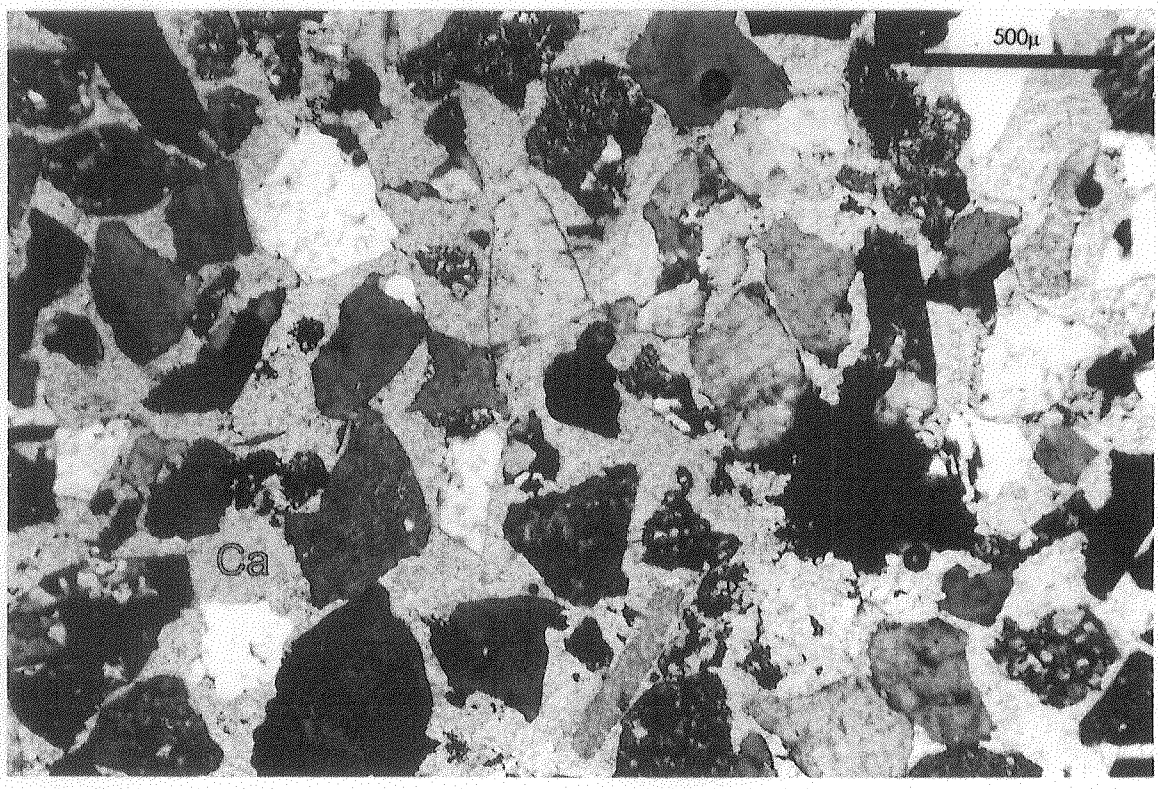


Figura 75: Cementación calcítica poiquilítica característica determinando una fábrica muy abierta. Muestra PLF2-21.

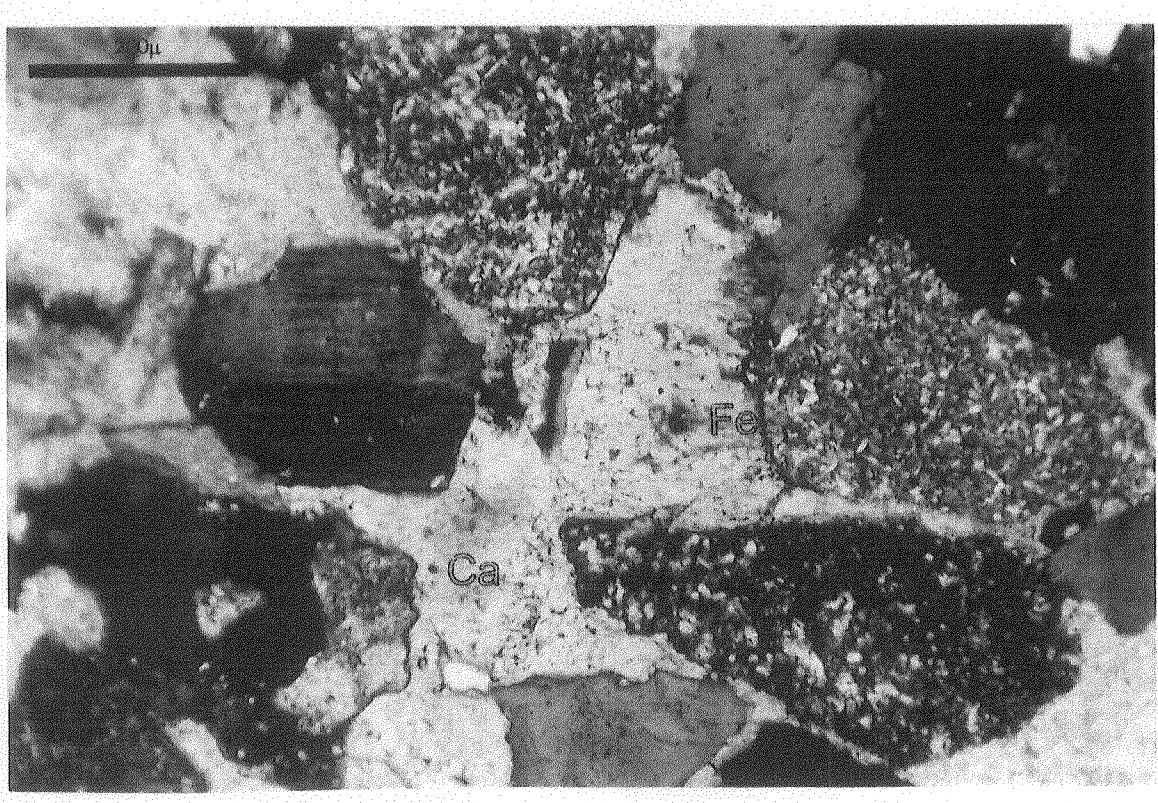


Figura 76: Cementación hematítica inicial (Fe) y posterior desarrollo de una cementación calcítica poiquilítica (Ca). Muestra PLF2-15.

relleno de poros. Las pátinas de hematita se interrumpen en el contacto entre los clastos, lo que sugiere que la presencia de este material no es heredada (el óxido de hierro no se ha transportado como películas adheridas a la superficie de los clastos) sino que su formación ha sido a partir de reacciones diagenéticas intraestratales (Scasso y Limarino, 1997). Esta característica sugiere la alteración *in situ* de minerales de hierro (principalmente silicatos) a partir de los cuales se forman óxidos hidratados que recubren los clastos y que en una etapa más avanzada de la diagénesis se deshidratan para formar la hematita (Scasso y Limarino, 1997). Este mecanismo de formación de "bancos rojos" resulta estrictamente diagenético, por lo que no se pueden establecer consideraciones paleoclimáticas o paleoambientales.

Una segunda etapa de cementación estaría caracterizada por la calcita, que se desarrolla acompañada de un profundo reemplazo de los componentes originales y de los cementos más tempranos y que determina la fábrica actual de las rocas. Sin embargo, el grado de disolución y reemplazo por parte de la calcita no es igual en todas las rocas, por lo que en algunos casos tienden a preservarse los contornos originales de los clastos y las pátinas desarrolladas en la etapa inicial de cementación.

Algunos autores (Primmer *et al.*, 1997) han sugerido que las variaciones en el estilo de cementación se asocian directamente con cambios en la composición de las areniscas, que condicionan las reacciones diagenéticas y por consiguiente el predominio del desarrollo de determinado tipo de cemento. Sin embargo, en nuestro caso, no existe una variación importante en la composición detrítica de las areniscas estudiadas (Figura 56), por lo que resulta difícil vincular a la variación en la cementación con la naturaleza de la fracción clástica; con todo, es posible establecer una correlación entre la granulometría y selección de los depósitos y los cementos reconocidos. De esta forma, las muestras mejor seleccionadas, son la que presentan un mayor grado de cementación calcítica, mientras que en las que están menos seleccionadas o con matriz, la calcita se desarrolla en menor proporción y es posible detectar la presencia de cementos previos, principalmente hematita.

El desarrollo de cementos poiquilíticos, que implican un crecimiento lento de la calcita, se asocia generalmente con sedimentos muy porosos y en un estadío inicial de diagénesis (Dapples, 1971). Si bien en este caso, la cementación calcítica es posterior a la compactación mecánica de los sedimentos y a una etapa inicial de cementación hematítica y argílica, se deduce que los sedimentos habrían presentado, aún después de esta etapa, una importante porosidad. Esto resultaría especialmente importante en las rocas mejor seleccionadas, donde la porosidad posterior a la etapa

de cementación inicial habría sido lo suficientemente significativa como para que circularan aguas porales cargadas con carbonatos, precipitando los cementos de forma más o menos lenta y reemplazando los componentes originales de las rocas.

En el caso de las rocas menos seleccionadas, la compactación mecánica y la cementación inicial habrían ocluido más efectivamente el espacio poral, de forma tal que la circulación posterior de soluciones carbonatadas se habría dificultado, por lo que el reemplazo de los cementos y materiales originales por calcita habría sido menos importante.

En cuanto al origen de los iones carbonato responsables de esta cementación, y debido a que ésta se produce en una etapa avanzada de la diagénesis, es difícil de precisar. Por un lado, es difícil pensar en la presencia de fragmentos detríticos carbonáticos que se habrían disuelto y removilizado para generar este tipo de cementos, ya que la naturaleza de las potenciales áreas de aporte de estos sedimentos no lo permiten. Por otra parte, algunos autores sugieren que el reemplazo de los feldespatos calcosódicos originales por albita autigénica podría ser una fuente efectiva de Ca^{+2} para la generación de cementos carbonáticos (Pittman, 1988). Sin embargo, debido a la importante proporción de cementos de calcita reconocidos en las muestras analizadas, el volumen de plagioclasas transformadas por este proceso debería haber sido muy elevado y por consiguiente este rasgo mucho más común que lo que se puede apreciar en la actualidad.

Por consiguiente, es factible pensar en un origen externo para la calcita responsable de la cementación generalizada de estos depósitos, a partir de la removilización de soluciones provenientes, tal vez, de unidades más modernas en una etapa posterior de la diagénesis de estos depósitos.

7.5.3- Reemplazos y transformaciones

Las muestras estudiadas presentan una serie de sustituciones, alteraciones y reemplazos que hacen que en ocasiones resulte difícil determinar la composición original de los clastos. Principalmente se destaca la alteración profunda que se observa en los fragmentos de origen volcánico, los que presentan sus pastas completamente alteradas al igual que sus fenocristales, los que están compuestos principalmente por feldespatos. Sin embargo, la presencia de litoclastos no alterados, con fenocristales de plagioclasas muy limpias, sugiere que gran parte de las alteraciones sufridas por estos fragmentos habrían sido anteriores a su acumulación, por lo no estarían vinculados con procesos diagenéticos asignables a esta unidad.

Por mucho, el principal fenómeno de reemplazo de los componentes originales de estos depósitos es el de los individuos de cuarzo y feldespatos por calcita. Este proceso se produce simultáneamente con la cementación carbonática y sugiere que las condiciones bajo las que se habría generado son de una alta solubilidad de la sílice. Estas condiciones son favorecidas por un incremento en la temperatura, que afecta contrariamente la solubilidad del carbonato y de la sílice, disminuyendo la primera y aumentando considerablemente esta última (Scasso y Limarino, 1997). Esta reacción también se ve afectada por el pH,

Por otra parte, también se han identificado procesos de reemplazo de feldespatos y plagioclasas por albita. Ésta es una reacción comunmente identificada en la diagénesis de areniscas feldespáticas (Coombs, 1954; Walker, 1984; Gold, 1987; Pittman, 1988) y ampliamente reconocido en las unidades que constituyen el relleno mesozoico de la Cuenca Neuquina (Kugler,1987). En general, este proceso se asocia con reacciones diagenéticas profundas y con temperaturas elevadas de entre 100° y 150° C (Boles, 1982; Scasso y Limarino, 1997), aunque otros autores sostienen que estas reacciones se podrían producir a temperaturas menores (a partir de los 70° C). La transformación del feldespato potásico en albita consume Na^+ y, por otra parte, libera K^+, por lo que se la vincula con la transformación de esmectita a illita, que a la inversa, libera Na^+ y consume K^+.

Por otra parte, la transformación de plagioclasas cálcicas en albita, también consume Na^+, pero en su lugar libera Ca^{+2}. Si este proceso de albitización de las plagioclasas se desarrolla con anterioridad a la cementación calcítica más extensiva, esta reacción podría se la fuente de los iones Ca^{+2} responsables de la cementación (Pittman, 1988).

La coexistencia de feldespatos alterados, con ejemplares frescos, sugiere también que este proceso es relativamente rápido y que no ha alcanzado un completo desarrollo, al menos en las muestras analizadas, por lo que no se puede considerar que las mismas hayan sido expuestas a condiciones de diagénesis extremas, dónde la transformación hubiese sido total.

7.5.4- Evolución diagenética

De acuerdo con las características anteriormente definidas para los depósitos arenosos estudiados, es posible establecer una evolución de los diferentes procesos diagenéticos que actuaron durante la historia de enterramiento de la Formación Challacó (Figura 77). No se han registrado variaciones regionales sustanciales en

Figura 77: Esquema general de evolución de los distintos procesos diagenéticos identificados en las areniscas de la Formación Challacó.

cuanto a los procesos diagenéticos identificados, por lo que esta evolución podría ser aplicable a la totalidad de la unidad, independientemente de la posición regional.

Sobre la base de los contactos identificados en aquellas muestras que no presentan importantes reemplazos por carbonatos y por la deformación observada en los litoclastos sedimentarios y en las micas, durante la etapa inicial de la diagénesis las sedimentitas de la Formación Challacó habrían sufrido una reducción de la porosidad primaria debido a la compactación mecánica, compactación que no alcanzó un grado de desarrollo significativo, ya que no se han observado contactos de tipo cóncavo-convexos o procesos de presión-solución en los contactos entre los clastos (Figura 77).

Posteriormente a la etapa de compactación mecánica, estas rocas habrían sido afectadas por dos etapas de cementación, las que generan un resultado diferente en función de la textura original de los depósitos. Una primera etapa de cementación habría estado caracterizada por el desarrollo de cementos argílicos y en mayor medida de hematita, como rebordes de clastos o como relleno de los espacios interparticulares. Con posterioridad, se observa el desarrollo de una nueva etapa, en este caso a partir de la precipitación de calcita, que no sólo ocluyó por completo la porosidad de las rocas, sino que también fue acompañada de un importante reemplazo tanto de los cementos previos como de los fragmentos detríticos originales, principalmente aquéllos de cuarzo y feldespatos. Este proceso resulta más importante en las arenicas mejor seleccionadas y posiblemente con mayor grado de porosidad original, en las que la primera etapa de cementación no habría alcanzado a rellenar completamente los poros, facilitando por ende la posterior circulación de los fluidos cargados con carbonatos.

Por último, y en menor medida, se habría desarrollado el reemplazo de los feldespátos potásicos y plagioclasas cálcicas a intermedias por parte de albita autigénica, fenómeno que tiene lugar a mayores temperaturas, posiblemente en una etapa de diagénesis tardía a profundidades de soterramiento más importantes.

De esta forma, y debido a que las sedimentitas de la Formación Challacó no presentan un grado importante de compactación mecánica, ni una significativa proporción de rasgos asociados con procesos que indiquen elevadas temperaturas, es posible considerar que las mismas no han sido sometidas a condiciones diagenéticas extremas, lo que se asocia con un discreto grado de soterramiento de la secuencia.

Los depósitos aquí estudiados se encuentran estrechamente relacionados con el desarrollo de la Dorsal de Huincul, por lo que su historia de enterramiento va a estar

directamente afectada por los diferentes eventos de levantamiento y erosión acaecidos durante las diferentes etapas de evolución de esta dorsal. En tal sentido, distintos autores sugieren que a lo largo de la evolución de la Cuenca Neuquina, esta estructura se habría encontrado activa, registrándose el levantamiento y erosión de importantes espesores estratigráficos que habrían podido alcanzar hasta 1200 m (Bettini, 1984, Vergani et al., 1995).

De esta forma es posible concluir que los depósitos aquí estudiados no han alcanzado un grado de enterramiento importante, sobre todo en comparación con otros sectores de la Cuenca Neuquina ubicados más al norte, en los que debido a la presencia de una subsidencia y enterramiento más constante a medida que se producía la acumulación del registro estratigráfico más joven, llevó a que los mismos alcanzaran condiciones diagenéticas más elevadas.

7.6- Procedencia de areniscas

7.6.1- Consideraciones generales

Dickinson y Suczec (1979) y posteriormente Dickinson *et al.* (1983) demostraron que la composición modal de areniscas provenientes de un determinado ambiente dentro del esquema general de la tectónica de placas, tendían a agruparse al ser volcadas en diagramas ternarios. A partir de estos estudios, se han utilizado diversos diagramas, que consideran determinados componentes detríticos de los sedimentos, a fin de poder determinar las características del área fuente de los sedimentos. Estos diagramas son especialmente útiles en el análisis de sucesiones antiguas, en las que la configuración actual de la zona de estudio puede no guardar ninguna relación con las características originales, durante las cuales se acumuló un sedimento. Vale agregar en este sentido, que no sólo las características del área de aporte condicionan la composición final de las areniscas, sino que intervienen otros factores como el clima, la mecánica de transporte y depositación y los procesos diagenéticos, que pueden modificar las características originales de un sedimento (Dickinson y Suczec, 1979; Espejo y López Gamundi, 1994).

Independientemente de la utilidad que los diagramas de discriminación tectónica de áreas de aporte clásicos tienen en el estudio de cualquier unidad estratigráfica, diversos autores han propuesto otros tipos de diagramas, en los que se combinan diferentes componentes a fin de establecer sus relaciones mutuas y destacar la importancia de un determinado factor en la composición derítica de los

sedimentos. De esta forma, se han desarrollado diagramas de modas parciales, tanto de fragmentos monominerales (QmKP) como líticos (QpLvLs), o algunos en los que se establecen las proporciones de los distintos tipos de fragmentos volcánicos (paleovolcánicos *versus* neovolcánicos, o sobre la base de su textura) a fin de caracterizar la presencia de un vulcanismo contemporáneo con la acumulación de una unidad o las características del mismo (Citrelli e Ingersoll, 1995)

7.6.2- Aplicación a los depósitos de la Formación Challacó

A fin de caracterizar las posibles áreas de procedencia de los materiales estudiados se volcaron los datos en los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Dickinson y Suczec (1979) y Dickinson *et al.* (1983). A tal efecto se efectuaron los recálculos de los parámetros necesarios para este procedimineto, los que se presentan en la Tabla 5. Aparte de los diagramas mencionados se graficaron también las modas parciales de fragmentos monominerales (Qm-K-P), con el objeto de visualizar posibles variaciones dentro de la sucesión estudiada, tanto desde el punto de vista estratigráfico como regional sobre la base de la comparación de los diferentes perfiles, y de establecer la vinculación de estos depósitos con posibles eventos volcánicos contemporáneos.

Al volcar los datos en el diagrama QFL (Figura 78) se observa que la gran mayoría de las muestras, así como los promedios de cada una de las localidades estudiadas, caen en el campo correspondiente a una procedencia de orógeno reciclado, salvo algunas muestras que se ubican en el límite entre este campo y el de arco volcánico disectado.

Sin embargo, al utilizar el diagrama QmFLt (Figura 79), no es posible definir un área de procedencia para las muestras analizadas, ya que una gran proporción aparece en el campo de mezcla. Si comparamos los resultados con el diagrama QFL, una mayor proporción de las muestras tiende a emplazarse en el campo correspondiente a una procedencia de arco volcánico disectado, mientras que sólo dos de las muestras lo hacen en el de orógeno reciclado.

Por otra parte, el estudio de la distribución de la composición modal a lo largo de los perfiles relevados (Tabla 5), no permite apreciar variaciones significativas, ya que los diferentes parámetros recalculados varían, dentro de rangos no muy amplios, pero sin un patrón definido en la vertical. Sin embargo, desde el punto de vista de la evolución regional, se observa que la media correspondiente al perfil más oriental (Cerro Lotena) se ubica en el límite entre los campos de mezcla y de arco volcánico

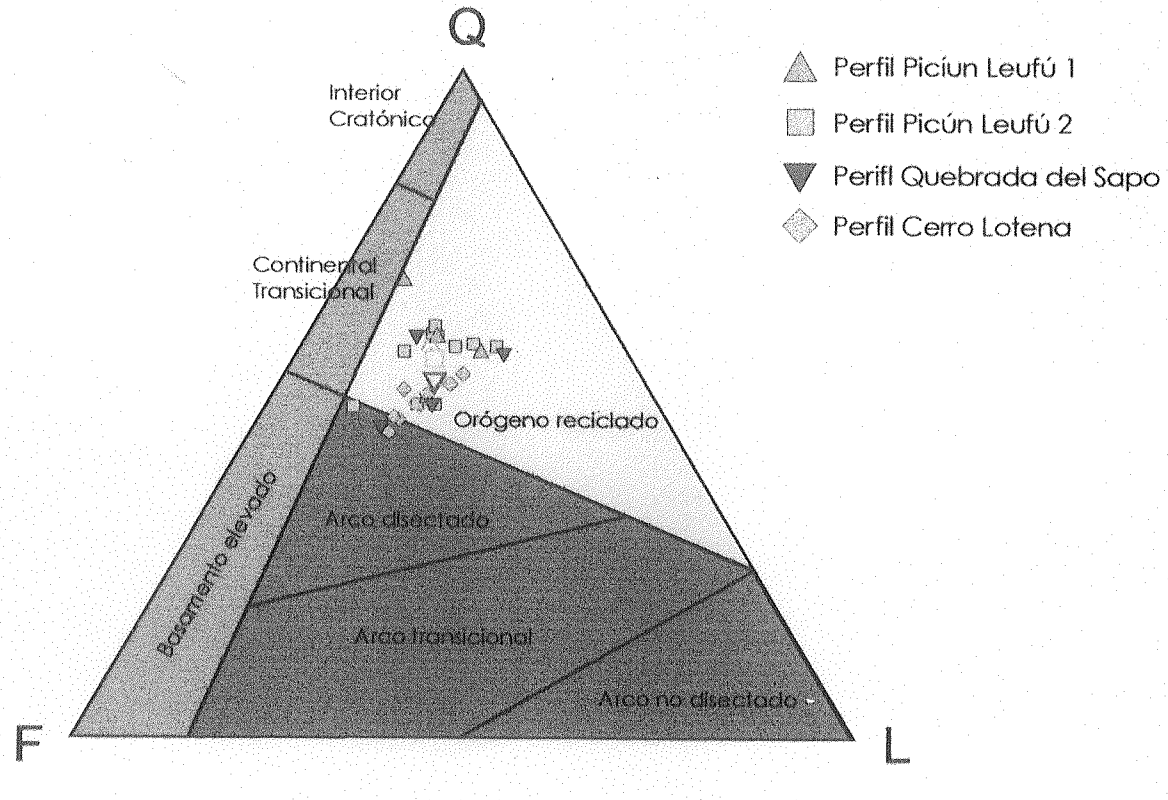


Figura 78: Diagrama QFL de discriminación tectónica de áreas de aporte para las areniscas de la Formación Challacó (Dickinson et al., 1983). Los símbolos vacíos indican el promedio para cada localidad.

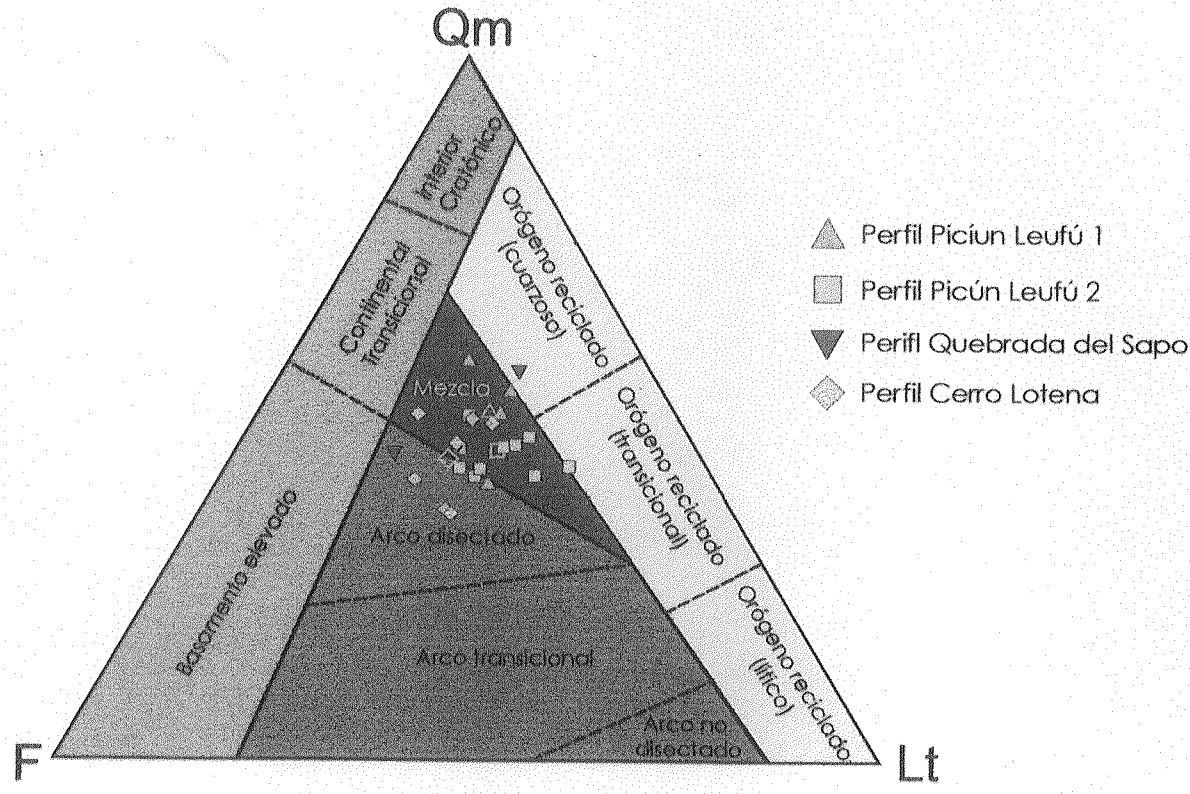


Figura 79: Diagrama QmFLt de discriminación tectónica de áreas de aporte para las areniscas de la Formación Challacó (Dickinson et al., 1983). Los símbolos vacíos indican el promedio para cada localidad.

disectado, mientras que los valores correspondientes a los perfiles del sector occidental lo hacen en el campo de mezcla.

En cuanto al análisis de modas parciales de los componentes monominerales (diagrama QmKP, Figura 80), se observa que las muestras analizadas se agrupan cerca del extremo correspondiente al cuarzo monocristalino, con una cierta dispersión hacia el vértice de los feldespatos alcalinos, sin que se puedan reconocer tampoco una evolución vertical en las localidades estudiadas (Tabla 5) o regional al comparar los resultados de cada uno de los perfiles volcados (Figura 80).

7.6.3- Discusión y áreas de aporte

Si bien es posible considerar que otros factores, además de las características tectónicas del área de aporte pueden tener influencia en el desarrollo de la modas detríticas, como por ejemplo los mecanismos de transporte y depositación, o los procesos diagenéticos sufridos por estos sedimentos, el hecho de que las muestras analizadas de la Formación Challacó no presenten una procedencia definida al ser volcadas en los diagramas de discriminación tectónica de áreas de aporte, es posible que se vincule con una contribución detrítica combinada, a partir de diferentes unidades que integran tanto el basamento de la Cuenca Neuquina, como su relleno más primitivo, o las áreas límite de la cuenca, especialmente aquéllas ubicadas hacia su extremo sudoriental.

De esta forma, es posible considerar a las modas detríticas identificadas para esta unidad como la resultante de la influencia de diferentes áreas de aporte, las que suminstran diferentes tipos de materiales.

La tendencia genaralizada observada en estos depósitos es la de un enriquecimiento importante en cuarzo monocristalino y feldespatos, en detrimento de los fragmentos líticos, los que nunca llegan a ser muy abundantes. Esta composición, hace que las modas detríticas se ubiquen cerca de los campos correspondientes a un orógeno reciclado cuarzoso o de transición. Esto estaría indicando un aporte mayoritario del basamento de la cuenca, que se encuentra integrado por rocas metamórficas paleozoicas (Fm. Piedra Santa) y granitoides gondwánicos que las intruyen (Granito Mallín de Ibañez, Fm. Huechulafquen). Sin embargo, es necesario considerar que para la edad de acumulación de la Formación Challacó existían áreas tectónicamente activas hacia el extremo sudoriental de la Cuenca Neuquina (Macizo Nordpatagónico), que podrían también haber actuado como fuentes de detritos para las areniscas de la Formación Challacó. Vale agregar que, si bien los componentes

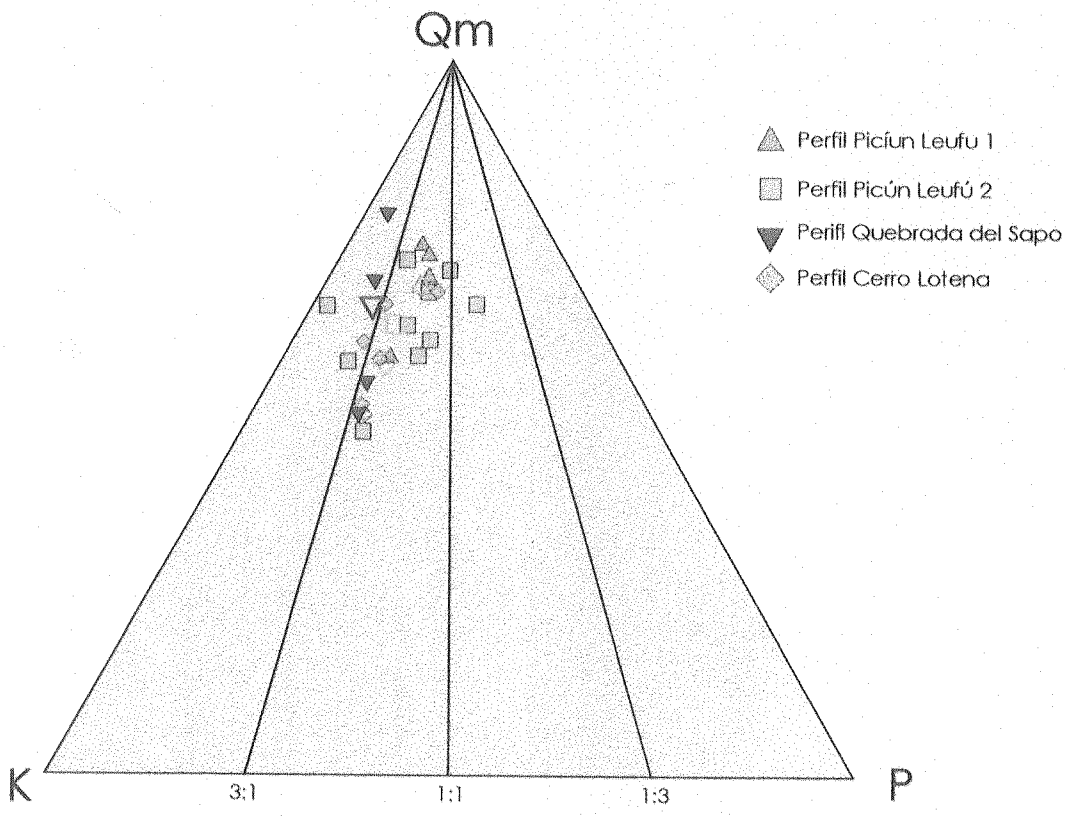


Figura 80: Diagrama de modas parciales para componentes monominerales QmKP para las areniscas de la Formación Challacó (Dickinson et al., 1983). Los símbolos vacíos indican el promedio para cada localidad.

líticos no son muy abundantes en las rocas descriptas, en ocasiones un incremento de la cantidad de fragmentos vólcanicos hace que varias de las muestras caigan dentro del campo correspondiente a un árco volcánico disectado.

Existe una gran discusión acerca de la posibilidad de que durante el Jurásico medio se estuviese desarrollando un arco magmático en el borde occidental de Gondwana para las latitudes en las que se encuentra la Cuenca Neuquina. Si bien algunos autores encuentran evidencias de un plutonismo con afinidad de arco correspondiente al Jurásico medio (Parada, 1990), dichas evidencias no se extienden más al sur de los 32° de latitud, por lo que resulta difícil extrapolarlas a los depósitos aquí descriptos. Por otra parte, algunos sostienen que si bien el arco se estaría desarrollando a estas latitudes (De la Cruz y Suárez, 1997), el mismo no tendría una expresión superficial importante, y se ubicaría una posición muy occidental, o sea relativamente alejado de los depocentros de la Cuenca Neuquina como para tener influencia directa en el relleno de la misma (Mpodozis y Ramos, 1989).

A partir del análisis de la composición de las areniscas que integran la Formación Challacó, resulta difícil establecer la real conexión entre el registro sedimentario y la existencia del ya mencionado arco magmático. Esto es debido principalmente a que el aporte de los materiales que constituyen la Formación Challacó se produjo en forma predominante desde el este, y por otro lado a que la gran mayoría de los fragmentos volcánicos identificados presentan importante grado de alteración y retrabajo, lo que sugiere un aporte extracuencal, o a partir de secuencias volcánicas más antiguas, no vinculadas con un arco magmático contemporáneo.

De esta forma, es posible que parte de los fragmentos volcánicos incluidos en estas rocas provengan de la destrucción de las vulcanitas permo-triásicas del Grupo Choiyoi. Si bien aún se encuentra en discusión cuál es la distribución precisa de esta unidad y especialmente si su desarrollo está o no vinculado con la presencia de un arco magmático de esa edad (Franzese *et al.*, 1998), la existencia de afloramientos de esta unidad en el margen oriental de la cuenca sugiere que la misma podría haber actuado como fuente de suministro del material volcánico identificado.

Si bien el desarrollo de vulcanitas permo-triásicas como basamento de la Cuenca Neuquina más austral aún no ha sido identificado con claridad, existen asociadas con las primeras etapas de desarrollo de la cuenca, rocas volcánicas desde ácidas a básicas, que constituyen buena parte del relleno de *synrift*. La presencia de eventos de reestructuración de la cuenca a lo largo de su historia más temprana, también podrían haber llevado a la exhumación de estos materiales, convirtiéndose

así también en áreas de aporte localizadas dentro de la misma cuenca que habrían suministrado parte del material volcánico.

Dentro de este marco, también resulta probable que los litoclastos volcánicos identificados puedan tener un origen extracuencal, posiblemente vinculados con la presencia de sucesiones lávicas y/o piroclásticas desarrolladas en áreas adyacentes a la Cuenca Neuquina. En tal sentido, la presencia de vulcanismo activo de intraplaca en el área del Macizo Nordpatagónico (Rapela y Pankhurst, 1994), representado por las rocas ácidas a intermedias de la Formación Lonco Trapial y/o Complejo Marifil, y con edades equivalentes a las de la acumulación de la Formación Challacó, podrían haber actuado como áreas de aporte de los sedimentos que integran esta unidad.

De esta forma, si bien existen diversas fuentes de aporte de fragmentos volcánicos que habrían influido directamente en el desarrollo de las modas detríticas identificadas para las sedimentitas de la Formación Challacó, no es posible vincularlas directamente con un arco volcánico en el margen occidental de la cuenca. El hecho de que las mismas caigan en el campo correspondiente a esa proveniencia es solamente producto de la falta de una caracterización genética más precisa de los componentes volcánicos. Por su parte, la baja proporción de plagioclasas en el diagrama de modas parciales monominerales (Figura 80), también sugiere la falta de relación de estas rocas con un arco volcánico contemporáneo, al igual que las características de los fragmentos monominerales individuales (ausencia de plagioclasas con zonación, de cuarzo con engolfamientos y de sanidina).

Capítulo 8: Mineralogía de arcillas

8.1- Introducción

El estudio de la composición mineralógica de los sedimentos pelíticos constituye una herramienta fundamental en el análisis de cualquier unidad estratigráfica, ya que a partir de los resultados obtenidos se puede obtener valiosa información vinculada tanto a las condiciones diagenéticas como a las posibles variaciones producidas por diferencias en el área de aporte de los materiales que las constituyen o a las condiciones climáticas predominantes durante su acumulación.

Esta tarea consistió, básicamente, en la identificación de las diferentes especies minerales presentes en muestras de pelitas de la Formación Challacó a partir de análisis de difracción de rayos X (XRD) a fin de determinar su composición mineralógica esencial en las muestras de roca total y los principales minerales de arcillas y sus proporciones relativas en la fracción menor a 2μ.

No existen estudios de este tipo realizados con anterioridad en las sedimentitas de la Formación Challacó, ya que aquéllos que describen los depósitos del Grupo Cuyo desde este punto de vista (Decastelli e Iñiguez Rodríguez, 1984; Kugler, 1987) hacen referencia principalmente a las facies finas de las Formaciones Los Molles y Lajas, quedando las capas rojas de esta unidad relegadas a simples descripciones de carácter general.

8.2- Metodología

8.2.1- Tratamiento de las muestras

Se examinaron 31 muestras de rocas pelíticas de la Formación Challacó, provenientes de seis de los perfiles relevados (2 muestras del perfil Picún Leufú 1, 4 del perfil Picún Leufú 2, 10 del perfil Quebrada del Sapo, 4 del perfil Charahuilla, 1 del perfil Cerro Granito y 9 del perfil Cerro Lotena, Tabla 6) por lo que ha quedado cubierta la totalidad del área de trabajo. Además, se estudiaron dos muestras correspondientes a facies finas de la Formación Lajas en el contacto con la unidad estudiada en los perfiles Quebrada del Sapo y Cerro Lotena y una muestra de las facies finas silicoclásticas correspondientes a la Formación Lotena suprayacente en el sector del Arroyo Picún Leufú, a fin de establecer una comparación con los resultados obtenidos. Las muestras seleccionadas (entre 10 y 20 g) fueron molidas en un mortero de

	Roca Total								Natural				I/S		Crist de Illita			
Muestra	Qz	F	Ox. Fe	K	I	I/S	S	Cl	%K	%I	%S	%Cl	Ab	%I	IC	CR	IE	%
Perfil Charahuilla																		
CHR-10	ma	-	-	ma	-	me	-	-	94	6	0	0	++	75	-	-	-	-
CHR-9v	ma	me	-	ma	me	me	-	-	89	11	0	0	+	+95	-	-	-	-
CHR-9r	ma	me	e (h)	ma	me	-	-	-	85	15	0	0	-	-	-	-	-	-
CHR-2	ma	me	a (h)	ma	-	me	-	-	82	18	0	0	++	90	-	-	-	-
Perfil Quebrada del Sapo																		
QdS-108	ma	ma	-	me	me	-	-	me	54	32	0	14	++	80	0.60	3.00	0.34	34
QdS-107	ma	ma	-	e	e	-	-	-	37	43	0	20	+	80	0.70	2.33	0.23	23
QdS-105	ma	a	e (g)	me	me	me	-	-	40	54	0	6	+	+95	0.50	-	0.33	33
QdS-104	ma	a	e (h)	me	me	me	-	-	27	68	0	5	+	+95	0.70	2.80	0.19	19
QdS-102	ma	ma	-	me	me	me	-	-	43	57	0	0	++	80	0.55	1.83	0.23	23
QdS-21v	ma	ma	-	a	e	me	-	-	40	55	0	5	+	+95	0.70	2.33	0.27	27
QdS-21r	ma	a	-	e	me	me	-	-	35	57	0	8	+	75	0.45	1.80	0.22	22
QdS-20v	ma	ma	-	e	me	me	-	-	43	57	0	0	+	80	1.10	3.67	0.20	20
QdS-20r	ma	ma	e (h)	e	e	me	-	-	25	75	0	0	+	80	1.10	3.67	0.16	16
QdS-13v	ma	a	-	ma	me	me	-	me	82	18	0	0	+++	75	0.25	1.00	0.46	46
QdS-13r	ma	a	e (h)	a-ma	-	-	-	-	70	30	0	0	+++	85	0.25	0.63	0.42	42
#QdS-4	ma	ma	-	e	me	-	-	-	71	29	0	0	-	-	0.50	1.67	0.75	75
Perfil Picún Leufú 1																		
PLF1-5	ma	ma	-	me	me	me	-	-	10	90	0	0	+++	85	0.70	2.80	0.24	24
PLF1-2	ma	ma	-	-	?	a	-	-	0	100	0	0	+++	85	-	-	-	-
Perfil Picún Leufú 2																		
*PLF2-30	ma	a	-	me	e	e	-	-	7	93	0	0	+++	85	0.65	2.17	0.17	17
PLF2-20'	ma	e	-	me	me	-	me	-	9	21	69	0	?	-	0.60	2.00	0.18	18
PLF2-16	ma	ma	me	me	me	?	-	me	32	47	6	16	+	85	0.70	2.33	?	?
PLF2-14	ma	ma	-	me	me	me	-	me	28	45	13	14	+	75	0.50	1.67	0.13	13
PLF2-2	ma	ma	me (h)	me	me	me	-	me	32	21	0	48	-	-	0.40	1.00	0.45	45

Tabla 6: Distribución de los principales minerales presentes en las muestras de roca total y proporciones relativas de los minerales de arcillas en la fracción menor a 2µ para las muestras estudiadas. Qz: cuarzo; F: feldespatos: Ox. Fe: óxidos de hierro (h: hematita, g: goethita), K: caolinita; I: illita, I/S: interestratificados illita/esmectita, S: esmectitas, Cl: clorita, ma: muy abundante; a: abundante; e: escaso; me: muy escaso. I/S Ab: abundancia (-: ausentes; +: escasos; ++: abundantes '+++: muy anundantes). %I: porcentaje de illita en los interestratificados. IC: índice de cristalinidad de illita, CR: cristalinidad relativa, IE: índice de Esauerin.

	Roca Total								Natural				I/S		Crist de Illita			
Muestra	Qz	F'ato	Ox. Fe	K	I	I/S	S	Cl	%K	%I	%S	%Cl	Ab	%I	IC	CR	IE	%
Perfil Cerro Lotena																		
LTN-30n	ma	ma	me	me	me	me	-	-	17	51	32	0	++	85	0.30	1.00	0.88	88
LTN-30v	ma	a	-	e	e	-	me	-	9	56	35	0	-	-	0.80	2.67	0.23	23
LTN-29	ma	a	me (h)	e	e	me	-	-	21	73	6	0	+	85	0.70	2.33	0.23	23
LTN-28	ma	ma	-	e	e	-	me	-	51	18	31	0	-	-	0.55	2.20	0.41	41
LTN-27	ma	ma	-	me	me	me	-	-	14	86	0	0	+++	85	0.30	1.50	0.16	16
LTN-25	ma	a	-	e	me	me	-	-	11	24	65	0	?	-	0.30	1.20	0.29	29
LTN-16	ma	a	me	me	me	me	-	-	3	97	0	0	+++	95	0.40	1.33	0.14	14
LTN-15	ma	ma	-	e	me	me	-	-	28	72	0	0	++	85	0.60	3.00	0.13	13
LTN-14	ma	a	me (h)	e	me	me	-	-	30	70	0	0	+++	80	0.50	2.00	0.17	17
#LTN-1	ma	ma	-	a	me	me	-	<1	56	26	0	19	+	80	0.50	2.00	0.30	30
Perfil Cerro Granito																		
GRN-1	ma	e	me (h)	me	me	me	-	-	30	70	0	0	++	80	0.60	2.00	0.20	20

Tabla 6 (continuación): Distribución de los principales minerales presentes en las muestras de roca total y proporciones relativas de los minerales de arcillas en la fracción menor a 2µ para las muestras estudiadas. Qz: cuarzo; F: feldespatos: Ox. Fe: óxidos de hierro (h: hematita, g: goethita), K: caolinita; I: illita, I/S: interestratificados illita/esmectita, S: esmectitas, Cl: clorita, ma: muy abundante; a: abundante; e: escaso; me: muy escaso. I/S Ab: abundancia (-: ausentes; +: escasos; ++: abundantes '+++: muy anundantes). %I: porcentaje de illita en los interestratificados. IC: índice de cristalinidad de illita, CR: cristalinidad relativa, IE: índice de Esquerin.

porcelana a fin de disgregar mecánicamente el material. No han sido tratadas para remover el cemento carbonático ni la materia orgánica. Con el material molido y homogeneizado posteriormente en un mortero de ágata, se efectuaron preparados de roca total (no orientadas) para determinar la composición mineralógica total de las rocas estudiadas (Klug y Alexander, 1974; Hardy y Tucker, 1988).

Posteriormente, parte de la muestra molida fue puesta en suspensión en agua destilada, y a partir de la separación de la fracción menor de 2μ por pipeteo, se prepararon 3 muestras orientadas, dejando decantar la suspensión sobre un portaobjetos de vidrio y secando a temperatura ambiente.

Una de estos preparados fue analizado directamente a fin de obtener un difractograma base con las reflexiones correspondientes a los distintos minerales presentes en la fracción fina (muestra natural).

Otra de las muestras orientadas fue posteriormente expuesta a vapores de solución de etilenglicol (muestra glicolada) con el objeto de saturar los argilominerales con capas expansivas, aumentar el espaciado cristalino y facilitar por ende su identificación en los difractogramas.

El último de los preparados orientados se calentó durante 2 horas a 550° C (muestra calcinada) lo que produce la pérdida de los cationes ubicados en la intercapa de los argilominerales, así como el agua de constitución de los mismos, provocando el colapso de la estructura cristalina y la máxima disminución del espaciado *d*. Al combinar los resultados de los tres estudios se logra una muy segura identificación de determinados argilominerales que en la muestra natural presentan espaciados *d* similares.

8.2.2- Condiciones de registro

Para el registro de las muestras se utilizó un difractómetro Phillips, con radiación de CuKα de 1,5414 Å, filtro de Ni, con un voltaje de 40 Kv y una intensidad de corriente de 18 MA. La velocidad de registro, tanto para el goniómetro como para el papel, se fijó en 2° 2θ/min y el intervalo de registro fue entre 3° y 35° 2θ para la muestra total, entre 3° y 15° 2θ para las naturales orientadas y entre 3° y 10° 2θ para las muestras glicoladas y calcinadas.

8.2.3- Análisis cualitativo

Para la identificación de las diferentes especies minerales presentes en cada una de las muestras, en primer lugar se procedió a la conversión de los picos expresados en

los diagramas de difracción de rayos X (que representan el ángulo 2θ, siendo θ el ángulo de refracción), a los correspondientes espaciados *d* (expresados en Å) de los planos que producen las reflexiones de acuerdo con lo expresado en la Ley de Bragg (Brindley, 1961; Brown, 1980). Posteriormente se les asigna a cada uno de los picos una especie mineral de acuerdo con los patrones estándar establecidos, observando no sólo su posición en la muestra total de roca, sino también sus variaciones de acuerdo con los tratamientos de glicolación y calcinación, lo que permite diferenciar ciertos minerales que en la muestra normal presentan espaciados similares.

8.2.4- Análisis semicuantitativo

Una vez identificados los diferentes minerales de arcillas se procedió a su cuantificación sobre la base de las intensidades relativas de las principales reflexiones de cada uno de los mismos. La cuantificación se basó en el cálculo de las áreas definidas por los picos de máxima intensidad de cada uno de los argilominerales presentes y su comparación relativa, teniendo en cuenta la diferente respuesta a la sedimentación de acuerdo con la forma característica de las partículas (Pierce y Siegel, 1969). De esta forma, se multiplicó por cuatro el área correspondiente al pico 001 de la illita (10 Å), por dos el de la reflexión 001 de caolinita/002 de clorita (7 Å) y por uno el de la esmectita (14 a 17 Å). Las proporciones relativas de clorita y caolinita se determinaron sobre la base de las reflexiones 002 de caolinita (3,57 Å) y 003 de clorita (3,53 Å) ya que ambas presentan su pico de máxima intensidad en 7 Å (Lluch y Spalletti, 1976). Una vez obtenidas las áreas ponderadas correspondientes a cada una de las especies, los valores se normalizaron al 100%. Esta metodología puede presentar cierto grado de error (Carroll, 1970), sin embargo constituye una herramienta rápida y de gran utilidad para una caracterización básica de argilominerales no interestratificados en pelitas.

Para los interestratificados illita/esmectita se procedió a la cuantificación relativa sobre a base de la intensidad de sus reflexiones ubicadas entre 10 y 14 Å en la muestra natural. Para determinar el grado de ordenamiento en la estructura de los interestratificados se utilizó el parámetro BB1 (Srodòn, 1984), que está representado por el ancho del conjunto de las reflexiones 001 de Illita y sus adyacentes, expresado en grados 2θ. Valores mayores que 4° indican un ordenamiento regular (tipo IS), mientras que los valores menores representan un ordenamiento irregular (ISII). El porcentaje de capas expansivas en la estructura de los interestratificados fue calculado sobre la base de los procedimientos propuestos por Reynolds (1980), una vez determinado el grado de ordenamiento de la estructura.

También se procedió a calcular el grado de cristalinidad de la Illita, para lo se consideraron varios índices. Por un lado se determinó el índice de cristalinidad (IC) o índice de Kubler (Kubler, 1964), que consiste en calcular el ancho de la reflexión 001 de la Illita a la mitad de su altura (expresado en grados 2θ). También se definió la cristalinidad relativa sobre la base del índice anterior sobre el ancho de la reflexión 001 del cuarzo, también a la mitad de su altura. Por último, también se calculó el Índice de Esquerin (IE) a partir del cociente entre las reflexiones 002 y 001 de la Illita expresadas en altura, el que también se expresó de forma porcentual.

8.3- Argilominerales de la Formación Challacó.

Las muestras analizadas presentan una importante variedad de minerales de arcillas, los que aparecen en proporciones muy variables en cuanto a su posición espacial o a su localización vertical dentro de las sucesiones expresadas en cada uno de los perfiles (Tabla 6).

8.3.1- Caolinita

Este mineral de las arcillas es muy abundante en la mayor parte de las muestras analizadas y se identifica a partir de su difracción de máxima intensidad (001) en ~7,14 Å (junto con otra de menor intensidad en 3,57 Å), la que desaparece en la muestra calcinada debido al colapso de la estructura (Figuras 81 y 82).

La caolinita presenta significativas variaciones en los diferentes perfiles analizados. Por ejemplo, resulta el mineral de las arcillas más importante en el perfil Charahuilla, mientras que en los demás perfiles es difícil que supere el 20 % del total de la muestra (Tabla 6). Por su parte, independientemente de las variaciones regionales registradas, las proporciones relativas de caolinita a lo largo de cada uno de los perfiles estudiados se mantienen más o menos constantes.

8.3.2- Illita

Es el mineral más importante de todos los reconocidos, ya que se encuentra presente en la totalidad de las muestras analizadas y en más de la mitad de las mismas constituye el mineral de las arcillas más abundante. Se identifica a partir de los picos de difracción en ~10 y ~5 Å (Figuras 81 y 83), los que no se alteran al glicolar o calcinar las muestras. La proporción relativa de este mineral varía significativamente entre menos del 10% hasta alcanzar el 100% de la muestra. Cabe aclarar que dentro de esta especie, y debido a la precisión de los métodos utilizados para el registro de los

argilominerales, se incluyen también a los interestratificados con menos del 5% de capas expansivas dentro de su estructura (Reynolds, 1980). La cristalinidad relativa (CR, Tabla 6) también varía considerablemente entre valores menores de 1,00 y valores máximos de 3,00.

Resulta el mineral más abundante en la fracción fina de las muestras de los perfiles Picún Leufú 2, Cerro Lotena y Cerro Granito, mientras que en otros, como el perfil Charahuilla (dominado por la presencia de caolinita), sólo aparece en proporciones menores al 20 % (Tabla 6).

8.3.3- Esmectitas

Las esmectitas no resultan muy abundantes en las muestras analizadas aunque aparecen algunas en las que el contenido de este mineral puede alcanzar más del 60%. Se identifican por la presencia de un pico de máxima intensidad ~12 Å que en la muestra glicolada se desplaza hasta ~17 Å y que desaparece en la muestra calcinada (Figura 83).

En las muestras que presentan esmectitas es conspicuo, el carácter expansivo de las mismas (las que podrían presentar una composición probablemente sódica, debido a su posición, con un pico cercano a los 12 Å en la muestra natural) y su baja cristalinidad. El desarrollo de picos de máxima intensidad muy amplios debido a la baja cristalinidad, impide en la mayoría de las muestras con importantes contenidos de esmectitas, la identificación de interestratificados illita/esmectita debido a la superposición de los picos. En estos casos y por tal motivo, si bien se considera que pueden aparecer, no ha sido posible determinar la proporción de interestratificados presentes.

La esmectita presenta importantes variaciones regionales, en los diferentes perfiles estudiados (Tabla 6). Por ejemplo, no aparece en las muestras correspondientes a los perfiles Quebrada del Sapo, Cerro Granito, Charahuilla y Picún Leufú 1, mientras que en las que provienen de los perfiles Cerro Lotena y Picún Leufú 2 aparece en proporciones muy variables.

8.3.4- Clorita

Este mineral aparece en muy baja proporción en las muestras analizadas y se reconoce por la presencia de un pico de baja intensidad en 14 Å que no varía al glicolar o calcinar las muestras, y por la presencia de un pico en 3,53 Å muy cerca del correspondiente a la reflexión (003) de la caolinita. El pico de máxima intensidad

coincide con el de este último mineral en ~7 Å y por eso no se utiliza para la identificación (Figura 82). De acuerdo con el incremento en la intensidad de la reflexión de 14 Å en la muestra calcinada, en comparación con la muestra glicolada, se puede inferir una composición predominantemente magnesiana de este mineral, al igual que un importante grado de ordenamiento cristalino (Chamley *et al.*, 1988).

En general, cuando este mineral aparece lo hace en una proporción muy baja, aunque en algunos casos como en las muestras QDS-107 y 108, puede aparecer en proporciones de hasta el 10%. En sólo una de las muestras (PLF2-2), este mineral resultó más importante que la caolinita (Tabla 6).

8.3.5- Interestratificados illita/esmectita

Los interestratificados de este tipo aparecen en la mayoría de las muestras estudiadas, aunque en proporciones muy variables llegando en algunos casos a ser muy abundantes. Se identifican por la presencia de un pico de importante intensidad entre 11 y 13 Å (Figura 81A) o por una asimetría hacia los valores angulares mayores en el pico de 10 Å de la illita (Figura 81B). Al glicolar la muestra estos picos se desplazan hasta 13-14 Å y colapsan a 10 Å en la muestra calcinada. En general, los interestratificados presentan muy poca proporción de capas expansivas (nunca superan el 25%, Tabla 5) y muy baja cristalinidad ya que muestran picos muy amplios y poco definidos (Figura 81A).

La proporción en la que estos minerales aparecen es muy variable, aunque se presentan, en mayor o menor medida, en todos los perfiles estudiados, no existiendo variaciones regionales significativas. Sin embargo, se observa que dentro de un mismo perfil, las proporciones pueden variar considerablemente.

8.3.6- Componentes menores

A partir de los estudios de roca total y de la fracción menor de 2 μ de todas las muestras se reconocieron también otros minerales, que si bien aparecen en poca proporción y no han sido cuantificados, es conveniente destacarlos ya que pueden dar luz sobre el problema de la caracterización de los distintos minerales de arcillas presentes y su posible origen.

Así, se identificaron para 16 de las muestras estudiadas variables proporciones de óxidos de hierro, los que se presentan generalmente como hematita, aunque también aparecen muestras con bajo contenido de goethita. Se reconocieron, a demás, muestras con contenidos mínimos de yeso y anhidrita.

8.4- Argilofacies.

Sobre la base de las proporciones relativas de cada uno de los argilominerales presentes, fue posible definir cinco asociaciones de argilominerales o argilofacies, las que se han dividido de acuerdo con la especie predominante y que se presentan en la Tabla 7.

8.4.1- Argilofacies illíticas

8.4.1.1- Argilofacies I1 (I-K)

Es la asociación predominante en la mayoría de las secciones estudiadas y está compuesta fundamentalmente por illita en proporciones variables entre un 55% y un 100% y en menor proporción caolinita (entre 0 y 45%). Acompañan a estos minerales interestratificados illita/esmectita, los que pueden ser desde escasos hasta muy abundantes y con un contenido de capas expansivas de hasta el 25% dentro de su estructura (Figura 81A). Es la asociación predominante en las muestras provenientes de los perfiles Picún Leufú 1, Cerro Granito, del sector medio de los perfiles Quebrada del Sapo y Cerro Lotena y de una muestra de las facies finas silicoclásticas de la Formación Lotena en el sector del Arroyo Picún Leufú (Figura 84).

8.4.1.2- Argilofacies I2 (I-K-S-(Cl))

Esta argilofacies caracteriza a la porción superior del perfil Cerro Lotena (Figura 85) y está constituida por un predominio de illita, que siempre constituye más del 50% de la muestra, y menores contenidos de esmectitas (entre 10 y 35%) y caolinita (entre 10 y 20%) (Figura 82B). En sólo una muestra el contenido de caolinita fue superior al de la illita. Los interestratificados de tipo I/S pueden estar ausentes o presentarse en proporciones muy variables, ya que en algunas muestras se encuentran totalmente ausentes, mientras que en otras llegan a ser muy abundantes, con un 15% de capas expansivas en su estructura. En el sector medio del perfil Picún Leufú 2, aparecen valores menores de clorita asociados, los que nunca superan el 15%.

8.4.2- Argilofacies caoliníticas

8.4.2.1- Argilofacies K1 (K>I)

Esta asociación está caracterizada por valores muy importantes de caolinita (entre 70 y 95% del total de la muestra), asociados con menores proporciones de illita

Argilofacies			%I	%K	%S	%Cl	Ab. I/S	% Exp.	Ubicación
Illíticas (I)	I1	I – K	100-55%	0-45%	0	0	+ a +++	5-25%	Perfil Picún Leufú 1. Perfil Cerro Granito. Parte media de los perfiles Quebrada del Sapo y Cerro Lotena. Fm. Lotena en Picún Leufú 2.
	I2	I – K – S (Cl)	20-75%	10-50%	10-35%	0-15%	- a ++	15%	Tope perfil Cerro Lotena.
Caoliníticas (K)	K1	K – I	5-30%	70-95%	0	0	- a +++	5-25%	Perfil Charahuilla. Base perfil Quebrada del Sapo.
	K2	K – I – Cl	20-40%	30-55%	0	5-50%	- a +	10%	Tope perfil Quebrada del Sapo. Base del perfil Picún Leufú 2. Fm. Lajas en Cerro Lotena.
Esmectíticas (S)	S1	S – I – K	20-25%	10%	65-70%	0	?	?	2 muestras en Cerro Lotena y Picún Leufú 2.

Tabla 7: Argilofacies reconocidas en los depósitos pelíticos de la Formación Challacó (para referencias ver Tabla 6).

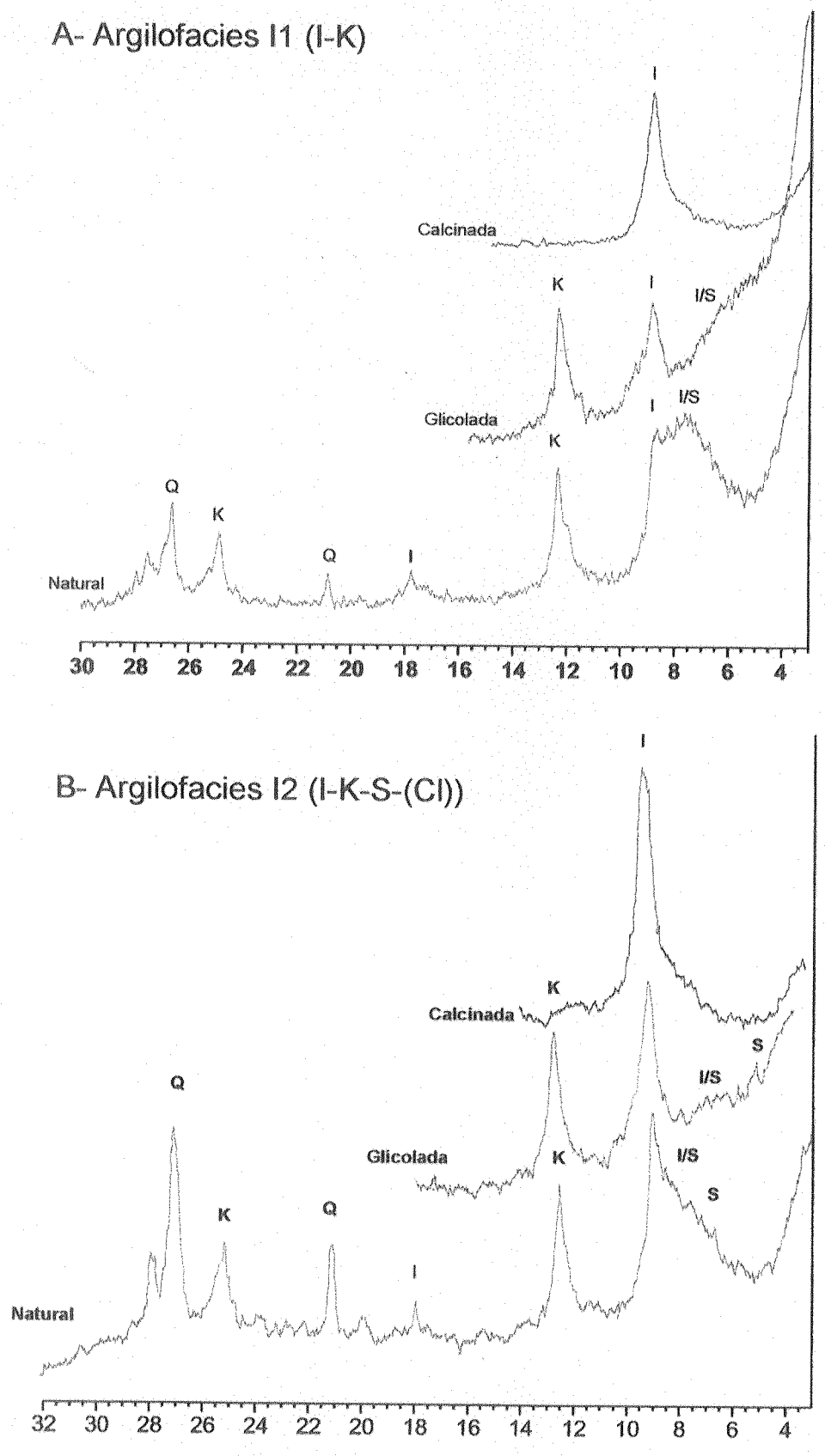


Figura 81: Difractogramas correspondientes a la muestra natural, glicolada y calcinada de las argilofacies I1 e I2. K: caolinita; I: illita; S: Esmectitas; I/S: interestratificados illita/esmectita; Q: Cuarzo. A) Muestra GRN-1, B) Muestra LTN-29r.

(Figura 83A). También presenta una proporción muy variable de interestratificados que en algunas de las muestras pueden llegar a ser muy abundantes, con un 25% de capas expansivas en la estructura (Tabla 6). Esta asociación caracteriza a las muestras provenientes del perfil más austral estudiado (Charahuilla) y a la porción basal del perfil Quebrada del Sapo (Figura 84).

8.4.2.2- Argilofacies K2 (K-I-Cl)

Está caracterizada por proporciones más o menos similares de caolinita (30-50%) e illita (20-40%) y por un contenido variable de clorita (Figura 82B), que en algunos de los casos, como en la porción basal del perfil Picún Leufú 2, puede alcanzar valores extraordinarios del 50%. Esta asociación se presenta fundamentalmente en la parte superior del perfil Quebrada del Sapo, aunque en este sector los contenidos de clorita son muy inferiores, sin que superen el 20% de la muestra (Figura 85). En general, la proporción de interestratificados illita/esmectita asociados con esta argilofacies son muy escasos, con muy poca proporción de capas expansivas. Cabe aclarar que esta asociación, también ha sido reconocida en una de las muestras correspondiente a la Formación Lajas en la localidad del Cerro Lotena.

8.4.3- Argilofacies esmectíticas

8.4.3.1- Argilofacies S1 (S-I-(K))

En sólo dos de las muestras analizadas (PLF2-20 y LTN-25, Tabla 6), la esmectita se presenta como la especie más abundante dentro de grupo de los argilominerales. En estos casos, se presenta con proporciones elevadas de alrededor del 70% y se asocia con contenidos menores de illita (20-25%) y baja proporción de caolinita (10%) (Figura 83). El contenido de argilominerales interestratificados, no ha sido posible de determinar en estas muestras, debido a la superposición de los picos de máxima intensidad (ver análisis semicuantitativo).

8.5- Distribución y significado de las argilofacies identificadas

El principal problema que surge del estudio de los argilominerales es la posibilidad de identificar el origen de las arcillas reconocidas y su correspondiente significado, ya sea en el estudio de las zonas de aporte de materiales, como en las condiciones de meteorización de las rocas fuente o a las condiciones diagenéticas a las que los depósitos fueron expuestos. De esta forma, las diferentes especies

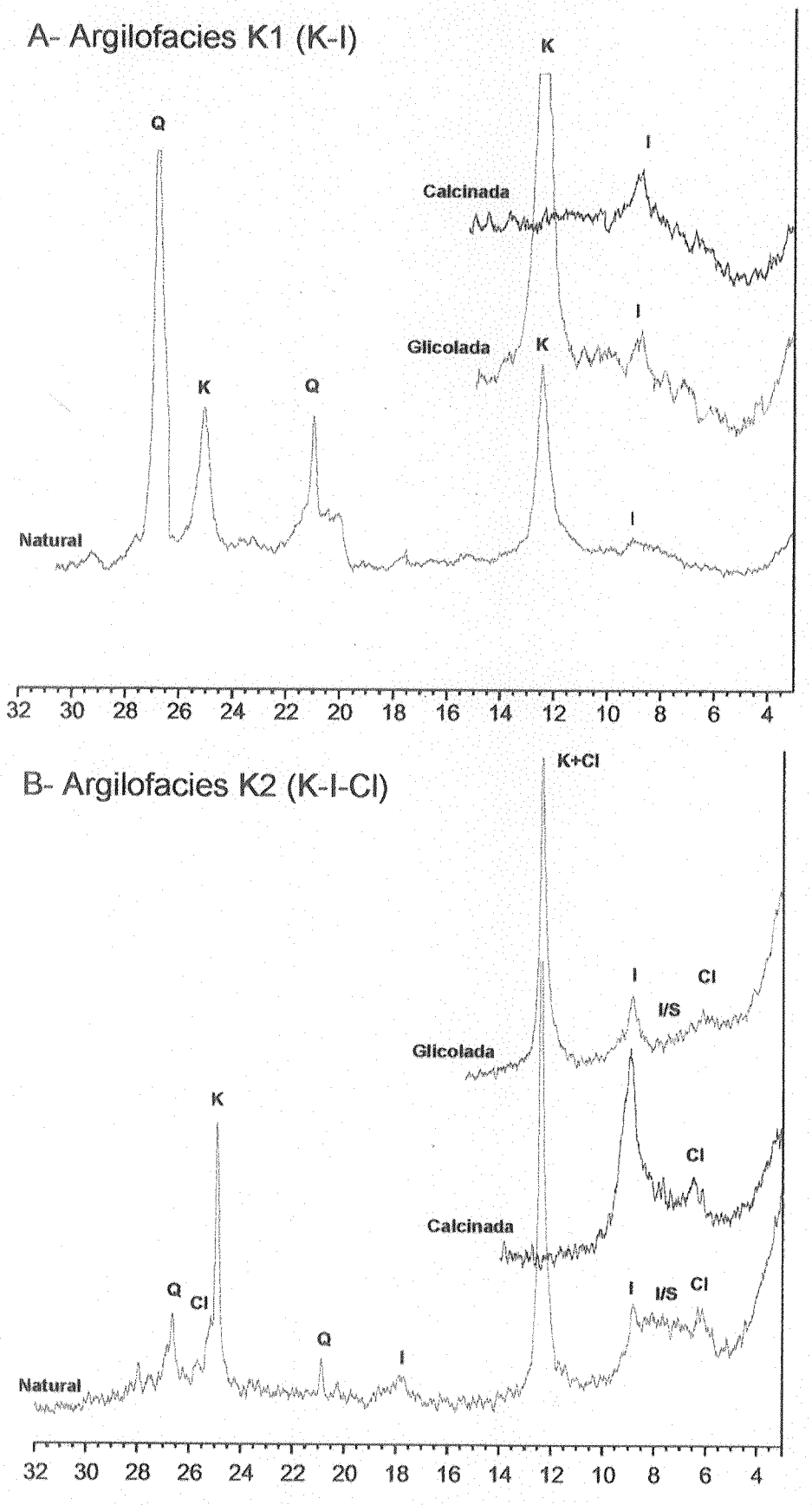


Figura 82: Difractogramas correspondientes a la muestra natural, glicolada y calcinada de las argilofacies K1 y K2. K: caolinita; I: illita; Cl: Clorita; I/S: interestratificados illita/esmectita; Q: Cuarzo. A) Muestra CHR-9v, B) Muestra QDS-108.

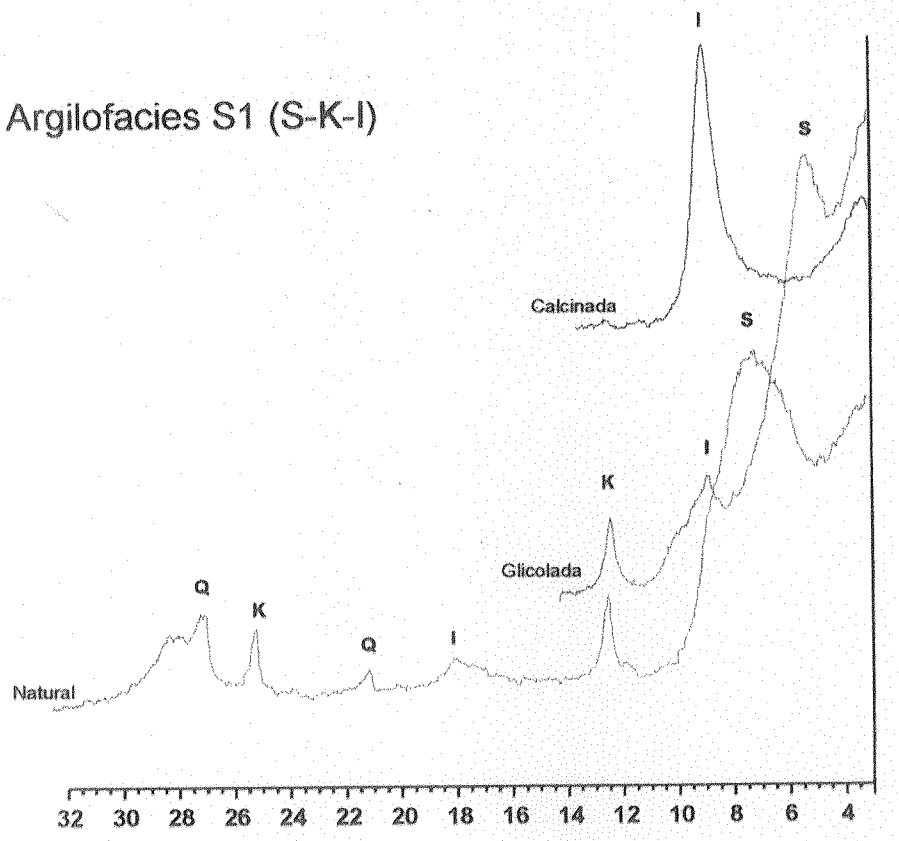


Figura 83: Difractogramas correspondientes a la muestra natural, glicolada y calcinada de la argilofacies S1. K: caolinita; I: illita; Cl: Clorita; I/S: interestratificados illita/esmectita; Q: Cuarzo. Muestra LTN-25.

identificadas pueden tener un origen detrítico (heredadas), con lo que podrían aportar información acerca de la roca fuente o de las condiciones climáticas bajo las que esta roca ha sido meteorizada, o pueden ser neoformadas o autigénicas, con lo que aportarían datos acerca de las diferentes soluciones que circularon durante la historia diagenética de estos sedimentos, así como de las condiciones fisico-químicas a las que fueron sometidas. Sin embargo, otro origen común de los argilominerales es la transformación de una especie mineral a otra a medida que cambian las condiciones de meteorización o de diagénesis. Por consiguiente, es importante definir el posible origen de las asociaciones de argilominerales reconocidas, si se pretende efectuar interpretaciones a partir de las mismas.

El aspecto más sobresaliente que se desprende del estudio de los argilominerales de la Formación Challacó y su distribución a lo largo de las distintas secciones estudiadas, es la abundancia relativa de illita y caolinita con respecto a las otras especies identificadas. De hecho, la mayor parte de las muestras analizadas están caracterizadas por la argilofacies I1, con predominio de illita con respecto a la caolinita y con contenidos muy variables de interestratificados de tipo I/S. Diferentes autores han demostrado que existe un incremento en el contenido de Illita en los sedimentos a medida que avanza la diagénesis de los mismos. Uno de las principales fuentes de illita es la transformación de la esmectita original, primero en interestratificados illita/esmectita y posteriormente en illita (illitización), motivo por el cual es éste uno de los minerales de las arcillas más abundante en las sucesiones antiguas que han sufrido importante diagénesis (Dunoyer de Segonzac, 1970).

Sin embargo, la hipótesis sobre el origen diagenético de la totalidad de la illita presente en las muestras analizadas, presenta el inconveniente de que al observar la distribución vertical a lo largo de los perfiles, no se registra un contenido más o menos uniforme de illita, ni una secuencia vertical de incremento en el contenido de la misma a medida que aumenta la profundidad, lo que implicaría condiciones diagenéticas mayores. Por el contrario, muestras separadas por muy poca distancia vertical (como por ejemplo las muestras Cerro Lotena 25, 27 y 28, Tabla 6, Figura 84) muestran diferencias muy marcadas que alcanzan hasta el 70% en abundancia. Lo mismo ocurre con los diferentes índices calculados para la cristalinidad de la illita (Tabla 6), donde no es posible definir una sucesión de variación en la cristalinidad con la profundidad, como la que sería esperable encontrar en sucesiones donde este mineral se forma en condiciones diagenéticas. Esto indicaría que el origen de la illita no se debería exclusivamente a la transformación de la esmectita durante la diagénesis y que parte de la misma podría tener un origen detrítico. Desde este punto de vista es

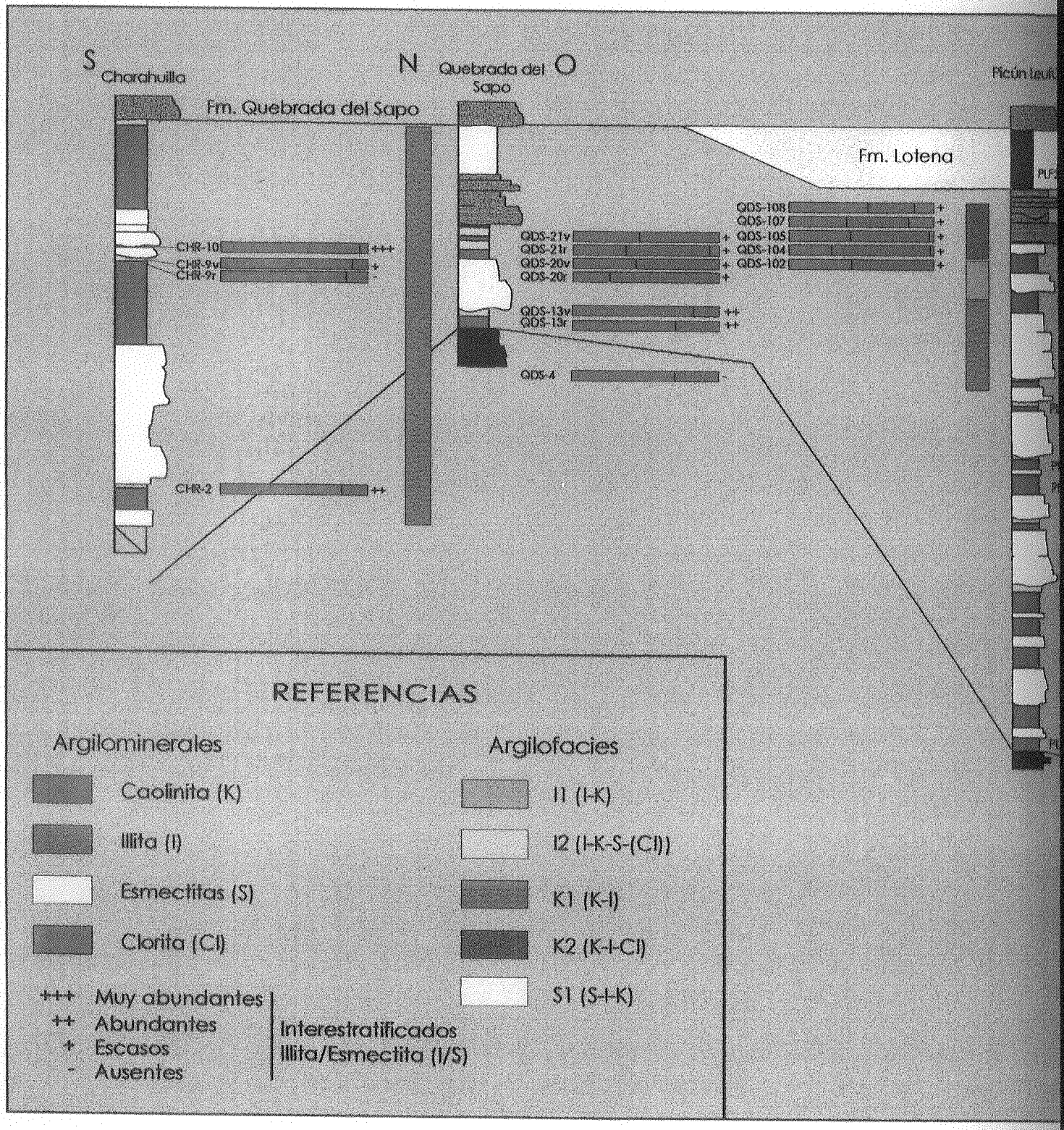
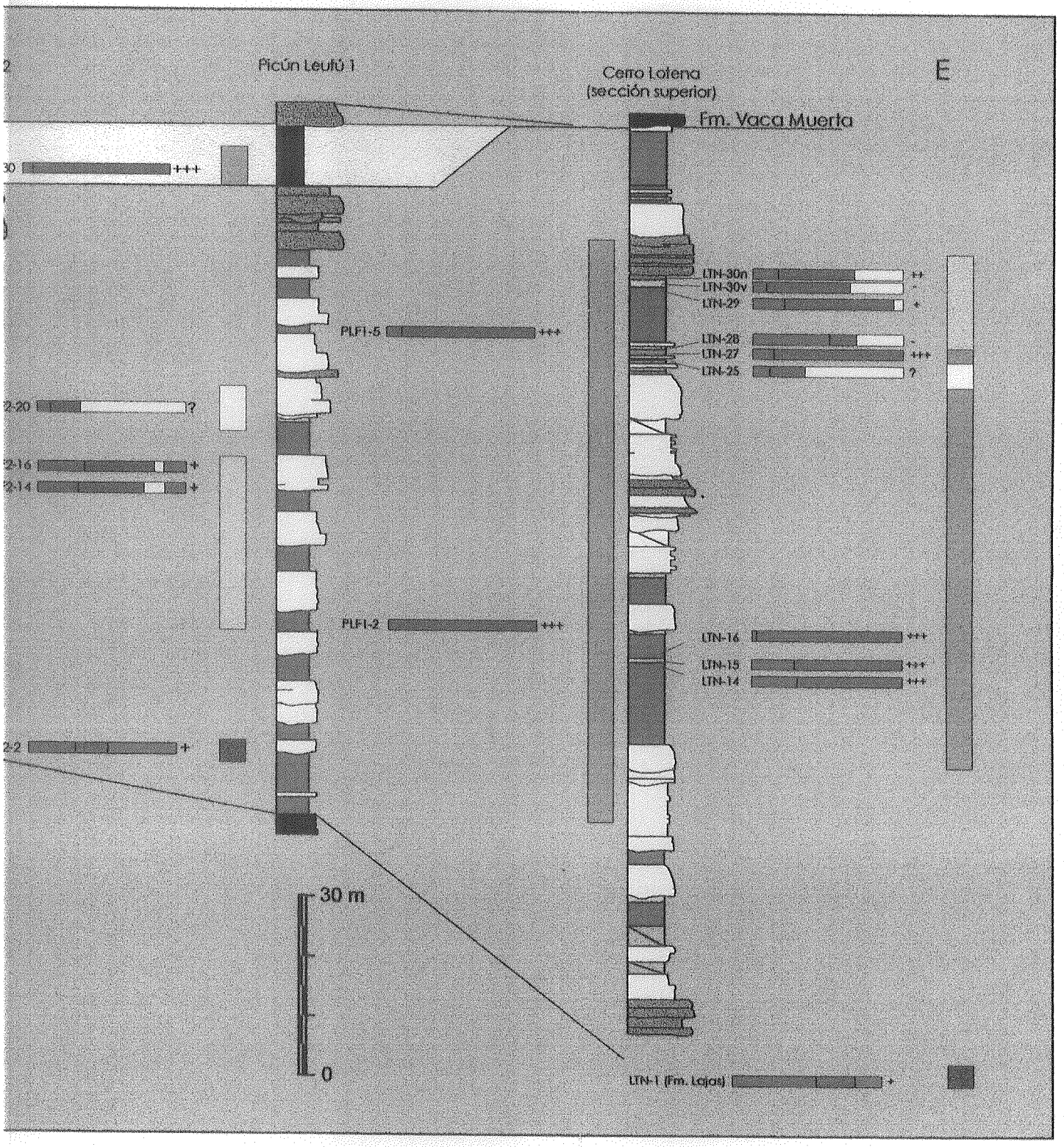


Figura 84: Proporciones de los diferentes argilominerales identificados en las muestras analizadas y distribución de la



argilofacies en los perfiles relevados. Sin escala horizontal.

común asociar a la illita con la meteorización de rocas ígneas y la formación de suelos bajo condiciones de clima árido a semiárido, con variaciones considerables en el régimen de lluvias (Retallack, 1997; Robinson y Wright, 1987).

Otro aspecto sobresaliente que surge del análisis de la sección estudiada es el predominio, en el perfil más austral (Charahuilla) y en la porción basal del perfil más occidental (Quebrada del Sapo), de la argilofacies K1, integrada por altos tenores de caolinita e illita subordinada. Esta asociación contrasta considerablemente con el contexto general y al igual que para el caso anterior, es posible explicar los altos contenidos de caolinita tanto a partir de un origen detrítico como diagenético.

En general, la presencia de abundante caolinita se vincula con la meteorización de los feldespatos potásicos en un área de aporte compuesta por rocas ígneas graníticas bajo condiciones de clima cálido y húmedo. Una característica particular de las muestras que presentan importantes contenidos de caolinita, es que en el análisis por difracción de roca total, el feldespato se encuentra casi ausente, confirmando en cierta medida el origen de la caolinita como transformación del feldespato (Tabla 6).

Sin embargo, resulta difícil establecer precisamente el momento de alteración de los feldespatos, a fin de poder establecer conclusiones tanto desde el punto de vista paleoclimático como de la caracterización de las áreas de aporte. Esto es debido a que la transformación de los feldespatos pudo haber ocurrido bajo distintas circunstancias. Una puede haber sido anterior a la acumulación de esta unidad, lo que sugiere por un lado un aporte detrítico de caolinita y el consiguiente empobrecimiento en feldespatos en el material original. Otra posibilidad sería de carácter diagenético, por transformación *in situ* de los feldespatos. La localización regional de esta argilofacies (en el extremo austral del área de estudio), sugiere una vinculación directa con las características del material aportado, a lo que se suma la presencia de granitoides paleozoicos con importantes contenidos de feldespatos (Granito Mallín de Ibáñez; Franzese, 1993) que constituyen el basamento de la cuenca y que habrían conformado altos estructurales en diferentes etapas de su evolución, actuando como áreas de aporte de caolinita secundaria producto de la meteorización *in situ* del feldespato bajo climas más cálidos y húmedos.

También se destaca en este estudio la presencia de argilofacies con clorita (I2 y K2, Tabla 7), las que se encuentran localizadas en la porción basal del perfil Picún Leufú 2 y en el tope del perfil Quebrada del Sapo. La presencia puntual de este mineral en la porción fina de las rocas analizadas también podría estar indicando una

variación, con respecto al contexto general, en las características del área de aporte. En este caso la clorita se habría originado a parir de la meteorización de rocas del basamento, siendo aportada como material detrítico. Sin embargo, varios autores sugieren que este mineral podría formarse también durante la etapa final de la eogénesis o durante la mesogénesis (Boggs, 1992) a partir de la transformación de la esmectita en illita. Durante esta reacción se libera Fe, Mg y Si que pueden dar origen a este mineral (Scasso y Limarino, 1997; Ahn y Peacor, 1985, 1986). La presencia de una muestra, correspondiente a la porción más inferior del perfil Picún Leufú 2, con contenidos muy elevados de clorita (50%), hace difícil pensar en su origen exclusivamente diagenético, a partir de la transformación completa de la esmectita original, ya que el contenido de illita que presenta esta muestra no es tan importante. Por tanto, es posible que la presencia de clorita esté vinculada con un aporte extraordinario de este material, el que se podría haber originado a partir de la meteorización de las rocas del basamento (Formación Piedra Santa, Leanza, 1990), integrado en este sector de la cuenca por rocas metamórficas de bajo grado (filitas y esquistos pelíticos de facies de esquistos verdes) con importantes contenidos de clorita (Franzese, 1993).

Por último, cabe destacar la presencia localizada de argilofacies con esmectita (S1 e I2, Tabla 6, Figura 84). Las mismas se ubican en la porción superior del perfil más oriental analizado (Cerro Lotena) y en la parte media a superior del perfil Picún Leufú 2 y pueden presentar contenidos menores de esmectitas, como en el caso de la argilofacies I2 o conformar más del 60% de la muestra (argilofacies S1).

El origen de la esmectita puede explicarse a partir de la meteorización de rocas piroclásticas o volcánicas, tanto ácidas como básicas, en condiciones de clima semiárido a árido (Barshad, 1966). Por consiguiente, los variables valores observados en este mineral en las distintas muestras estudiadas podría representar aportes piroclásticos localizados vinculados con lluvias de cenizas originales, las que posteriormente fueron transformadas a esmectita. Sin embargo, las presencia de esmectita como fase discreta es las muestras correspondientes a la argilofacies S1, y en proporciones relativamente elevadas, indicaría también que estas rocas o bien no han sido expuestas a condiciones diagenéticas lo suficientemente elevadas o no han tenido el tiempo suficiente como para que se produzca la total transformación de la esmectita.

Cabe aclarar que si bien la presencia de esmectita pura se registra en sólo algunas de las muestras, a partir del estudio mesoscópico de los sedimentos pelíticos se

ha observado la presencia de cutanes arcillosos (*stress cutanes*) o *slickensides* en casi la totalidad de los bancos pelíticos relevados. Este tipo de estructuras se asocia con el desarrollo de suelos a partir de materiales originales con un alto grado de expansibilidad (más del 35% de esmectitas) y bajo un clima de tipo semiárido a subhúmedo con una importante variación estacional en el régimen de lluvias (Vertisoles) (Retallack, 1988). Si bien es común que asociados con estos suelos se encuentren también horizontes o nódulos de carbonatos, su ausencia en este caso particular, podría vincularse con condiciones climáticas subhúmedas - donde su desarrollo se ve disminuído - o con su disolución durante la diagénesis (Blodgett, 1985).

Este tipo de suelos es muy suceptible a modificaciones posteriores, tanto asociadas con la disolución de los nódulos carbonáticos como con la transformación de las esmectitas originales. Estos procesos se pueden desarrollar a medida que cambian las condiciones climáticas durante el desarrollo de los suelos, como durante la diagénesis, por lo que es común que sólo se conserve su estructura, la que sí presenta un alto potencial de preservación (Blodgett, 1985).

8.6- Conclusiones

A partir del estudio de los minerales de las arcillas de la Formación Challacó fue posible definir algunos aspectos importantes en la evolución sedimentológica y diagenética de las sedimentitas que integran esta unidad.

En cuanto al significado diagenético de los resultados obtenidos, es posible definir que las rocas analizadas no han sufrido una diagénesis muy profunda, debido a la presencia de minerales relativamente inestables bajo condiciones de diagénesis elevadas y que se presentan con relativa abundancia (por ejemplo las esmectitas). Por otra parte la gran variación tanto vertical como lateral de las distintas proporciones de argilominerales reconocidos, también estaría indicando la ausencia de reacciones diagenéticas significativas que hubiesen llevado a la homogeneización de los materiales. Por otra parte, no es posible identificar una sucesión vertical de minerales que evidencie un incremento en la diagénesis. De esta forma, gran parte de las asociaciones de argilominerales estarían indicando, cambios en las características de los materiales aportados al sistema antes que variaciones en las condiciones diagenéticas entre las distintas secciones analizadas.

La presencia de esmectitas y toda una serie de minerales producto de su transformación (interestratificados illita/esmectita, illita y posiblemente parte de la clorita), sugiere aportes volcánicos/piroclásticos localizados, los que se destacan del

contexto general que estaría marcado por un aporte proveniente del basamento y que quedaría representado por la argilofacies I1. Sin embargo, también se destacan variaciones regionales en las proporciones de argilominerales, que estarían marcando aportes localizados de caolinita (argilofacies K1 en el sector austral) a partir de la meteorización de las rocas graníticas del basamento (Granito Mallín de Ibáñez), o clorita (argilofacies I2) cuando el aporte es a partir de las rocas metamórficas de bajo grado (Formación Piedra Santa).

En cuanto a las condiciones climáticas que se deducen de los estudios aquí realizados, existe una coincidencia en las evidencias que se desprenden de cada una de las secciones estudiadas, pudiéndose definir para el período de acumulación de esta unidad, un clima subárido a subhúmedo con variaciones estacionales en el régimen de lluvias. Sólo la presencia de argilofacies con predominio de caolinita en el sector austral (K1) podría indicar un clima más húmedo, aunque la abundancia de este mineral de las arcillas podría deberse a transformaciones meteóricas de las rocas madres sufridas con anterioridad a los tiempos en los que se produjo la erosión, transporte y acumulación de los materiales constitutivos de la Formación Challacó.

Capítulo 9: Modelo conceptual de depositación

9.1- Ambientes de acumulación

A partir del análisis de facies y del estudio arquitectural de los depósitos que componen la Formación Challacó fue posible la identificación de cuatro sistemas de acumulación diferentes, los que representan condiciones particulares dentro de un ambiente de sedimentación continental.

En este capítulo se intenta establecer una caracterización general de las condiciones de acumulación en cada uno de los ambientes identificados, y sobre la base de la distribución espacial y vertical de los mismos se establece una evolución paleoambiental para cada uno de los sectores estudiados.

9.1.1- Sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad

Como se deduce de la observación de la sección inferior de los afloramientos de la región occidental y de la parte superior del sector oriental, los cuerpos sedimentarios que componen estos tramos de la Formación Challacó pueden ser agrupados de forma tal, que quedan determinadas dos asociaciones mayores con características conspicuas. Por un lado, aparecen facies fundamentalmente pelíticas en cuerpos tabulares (tipo X, Tabla 2), asociadas con facies arenosas finas (en cuerpos tabulares macizos (tipo VIII) o lenticulares de pequeña escala (tipo II)). En el otro extremo, se reconocen facies arenosas gruesas, areno-gravosas y conglomerádicas en cuerpos lenticulares de gran escala (cuerpos tipo III, IV y V, Tabla 2).

Estas asociaciones han sido ampliamente reconocidas en toda la literatura sedimentológica fluvial. Collinson (1978, 1986) las denomina, en función de la granulometría de los depósitos, *miembro fino* y *miembro grueso*; y correlaciona a estas asociaciones con los depósitos de desbordamiento y de canal propuestos por Allen (1965a; 1965b), Allen y Friend (1968) y Leeder (1973a, 1973b). Posteriormente otros autores (Clemente y Pérez-Arlucea, 1993; García-Gil, 1993; Spalletti, 1994) igualmente identificaron estas asociaciones para caracterizar a los sistemas fluviales de carga mixta, utilizando tanto la denominación introducida por Collinson como los términos *depósitos de canal* y *depósitos de desbordamiento*, que sugieren el ambiente de depositación específico donde los mismos se acumularon.

Para la caracterización de los depósitos de la Formación Challacó se prefirió el

empleo de los términos propuestos por Collinson (1986), esto es: miembro fino y miembro grueso, con el objeto de proporcionar una descripción lo más objetiva posible. Pese a que la utilización de estos términos no hace alusión a la interpretación de los procesos que originaron estos depósitos, la misma se encuentra implícita, siendo muy difícil la descripción de estos miembros fuera de todo análisis subjetivo.

La diferenciación entre estos dos miembros se encuentra bien marcada, ya que en la mayoría de los casos, el contacto entre los mismos es neto. Sólo en pocas ocasiones el pasaje entre los miembros es transicional.

9.1.1.1- Miembro fino

Los depósitos de granulometría fina se componen principalmente de cuerpos tabulares pelíticos (X), entre los que intercalan cuerpos igualmente tabulares pero de granulometría psamítica fina (VIII) y cuerpos lenticulares arenosos de pequeña escala (II), con lo que quedan determinados espesores que pueden superar los 10 m.

Una rasgo sobresaliente de los sedimentos que conforman el miembro fino es su carácter macizo. Sin embargo, pese a que no se reconoce ningún tipo de estructura primaria, los depósitos más finos pueden presentar atributos asociados al desarrollo de paleosuelos arcillosos bajo condiciones de clima semiárido, como por ejemplo: estructura en bloques subangulares relativamente gruesos, cutanes arcillosos y venas de yeso (Retallack, 1988). También se puede vincular con este tipo de procesos el bandeado característico que presentan las facies pelíticas (alternando capas de coloración rojiza con otras verdes y púrpura) y que representaría la incipiente formación de horizontes pedogénicos. Esto demuestra la presencia de importante actividad pedogenética que modificó y destruyó las estructuras originales de los sedimentos.

Los depósitos antes citados se asocian a procesos predominantes de decantación en una planicie de inundación (cuerpos X), con el desarrollo de lóbulos de explayamiento (cuerpos VIII) y canales menores de descarga (cuerpos II), como consecuencia de fenómenos de desbordamiento. Comúnmente se observa que los depósitos de lóbulos de explayamiento, se acumulan transicionalmente por encima de las facies pelíticas de planicie de inundación. Los cuerpos de tipo II, asociados a canales menores de descarga, se desarrollan, discontinuidad mediante, sobre la sucesión antes citada. De esta forma, queda definida una secuencia grano-creciente (Figura 86) que se vincula a procesos de progradación *crevasse splay-crevasse* (Clemente y Pérez-Arlucea, 1993; Spalletti, 1994).

9.1.1.2- Miembro grueso

Está compuesto por facies predominantemente arenosas y areno-gravosas, con escasos niveles psefíticos. En general, estos depósitos están constituidos por cuerpos de geometría lenticular, y se apoyan sobre el miembro fino, a partir de una superficie de erosión.

La mayor proporción de los depósitos del miembro grueso se presenta como cuerpos lenticulares arenosos con estratificación entrecruzada longitudinales (cuerpos V, Tabla 2). Los mismos, muestran una importante dispersión de paleocorrientes y en general, una secuencia de facies granodecreciente. Se apoyan sobre una conspicua superficie de erosión que los separa de forma neta de los depósitos correspondientes al miembro fino. Estos cuerpos se pueden presentar aislados entre los depósitos del miembro fino o amalgamarse lateral y verticalmente con otros cuerpos arenosos igualmente lenticulares. Si bien la mayor parte de los depósitos del miembro grueso está constituida por este tipo de cuerpos, es común que se asocien con cuerpos lenticulares con estratificación entrecruzada transversales (cuerpos IV), los que aparecen en mucha menor proporción.

También aparecen asociados a éstos, cuerpos lenticulares con estratificación horizontal (cuerpos III, Tabla 2), los que presentan una relación *extensión lateral/espesor* mucho mayor que los anteriores. En general, este tipo de cuerpos aparece en la base de los depósitos del miembro grueso, en los casos en los que éste se encuentra constituido por varios cuerpos arenosos amalgamados (Figuras 43 a 45).

Sobre la base de las características litológicas, de la geometría de los cuerpos y de la distribución de las paleocorrientes se interpreta a los depósitos del miembro grueso como producto de la depositación en los canales principales de un sistema fluvial de alta sinuosidad y con carga de lecho predominantemente arenosa (Collinson, 1986).

9.1.1.3- Interpretación

De acuerdo a las características del miembro grueso, a la distribución de las paleocorrientes y a la relación entre los depósitos de canal y de planicie de inundación, se interpreta al conjunto de estos depósitos como producto de la acumulación en un sistema fluvial de carga mixta (traccional-suspensivo), compuesto por canales de relativamente alta sinuosidad que se desarrollan en una amplia planicie de inundación fangosa.

En varias ocasiones, se observa una tendencia granodecreciente en las secuencias individuales de canal activo. En su mayoría, las mismas no se preservan completas debido a la erosión al tope por otros cuerpos más modernos. En la parte superior de los depósitos del miembro grueso, tampoco se aprecia que los mismos pasen gradualmente al miembro fino. Este hecho, marca la existencia de fenómenos avulsivos como responsables del cambio de posición de los canales dentro de la planicie de inundación (Clemente y Pérez-Arlucea, 1993). La presencia de depósitos asignados a lóbulos de explayamiento (cuerpos VIII) y canales de descarga (cuerpos II), en la base de los depósitos del miembro grueso, sugiere que la avulsión de los cuerpos se habría producido a partir de la colonización de estos canales de descarga (Clemente y Pérez-Arlucea, 1993; Spalletti, 1994). De esta forma -y como se comentara más arriba- queda conformada una secuencia grano creciente para los términos del miembro fino, que se inicia en la base con los depósitos pelíticos de planicie de inundación, que pasan gradualmente a facies arenosas finas de lóbulos de explayamiento y por encima de los cuales se instauran los canales de descarga del canal principal. El ciclo culmina con el desarrollo de los canales principales en el tope de esta secuencia, lo que acentúa esta tendencia granocreciente. No obstante ello se observa sólo en el caso que los depósitos tengan una posición relativamente próxima a los canales de donde derivan (Figura 85). De encontrarse en una posición más alejada, los depósitos del miembro grueso apoyan directamente sobre las pelitas de planicie de inundación (Clemente y Pérez-Arlucea, 1993).

También resulta destacable la presencia de litosomas arenosos lenticulares con estratificación horizontal (III) en la base de los depósitos correspondientes al miembro grueso. Estos cuerpos presentan una relación *extensión lateral/espesor* elevada y facies que evidencian alto régimen de flujo (SGh/l, $Sh_{(a)}$). Los mismos estarían sugiriendo que en una etapa inicial del desarrollo de las fajas de canales, posterior a la avulsión, los flujos habrían sido menos canalizados y con un incremento importante en la descarga que permite la generación de facies con estratificación horizontal (Lutrell, 1993) y entrecruzadas de bajo ángulo que representan barras areno-gravosas de poco relieve bajo condiciones de alto régimen (Dam y Andreasen, 1990).

Por encima de los cuerpos lenticulares con estratificación horizontal (III) se instalaron canales de mayor sinuosidad y con una relación *ancho/profundidad* menor (cuerpos IV y V). La sinuosidad de los cursos se refleja en una dispersión más elevada de las paleocorrientes, y el desarrollo hacia el tope de litosomas de tipo IV, que evidencian procesos de acreción lateral propios de barras de punta desarrolladas hacia el margen convexo de los recodos fluviales. El cambio de dirección en las

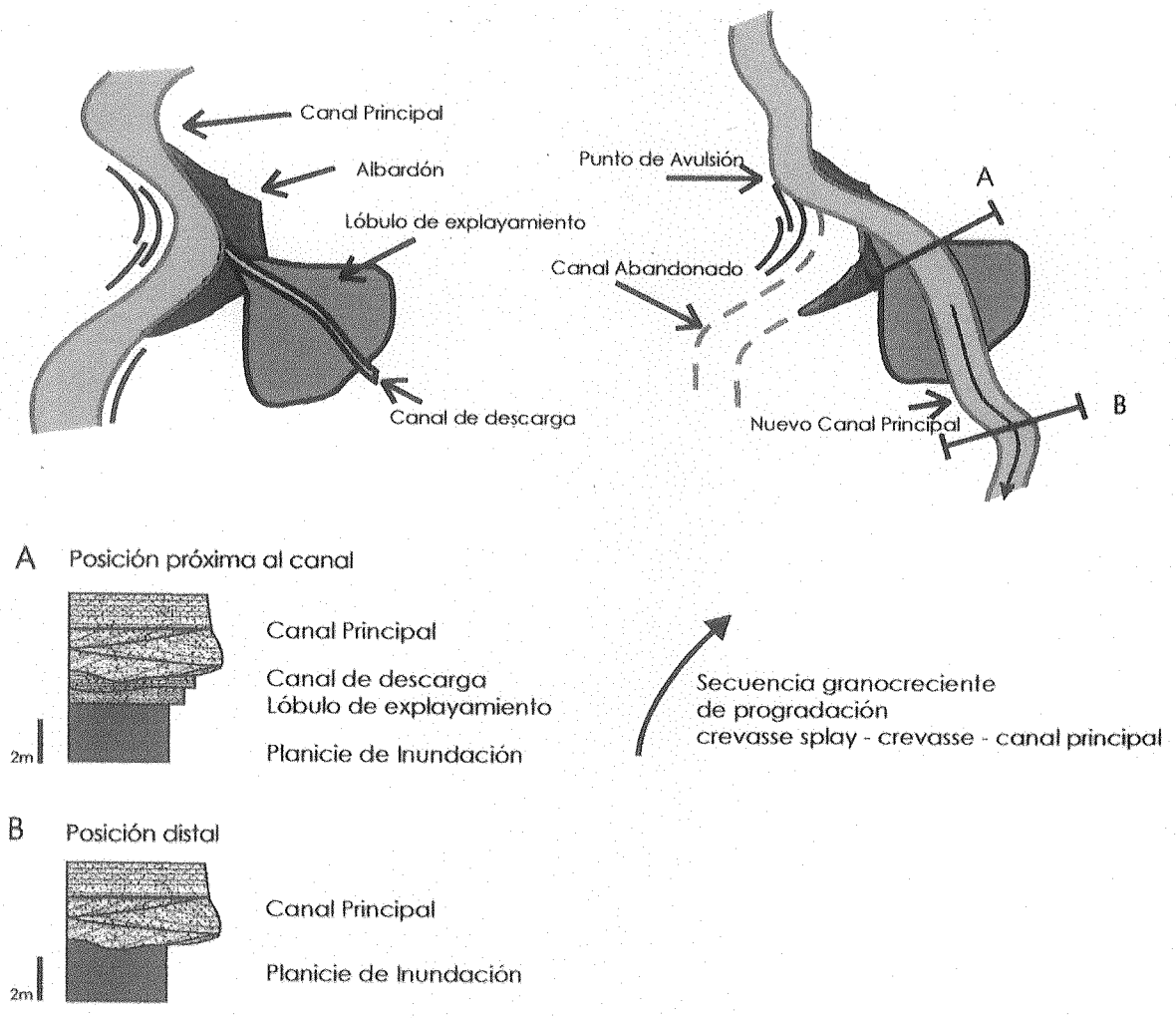


Figura 85: Cambio de posición de los canales por avulsión a partir de canales menores de descarga y secuencias resultantes en función de la posición con respecto al canal principal.

paleocorrientes podría estar relacionado con una migración corriente abajo de los meandros (Puigdefábregas y Van Vliet, 1978) o por sucesivos *cutt-offs* seguidos por un restablecimiento en la sinuosidad de los canales (Bluck, 1971).

De acuerdo a lo expuesto por Puigdefábregas y Van Vliet (1978), la existencia de superficies erosionales dentro de los depósitos de acreción lateral (Figuras 44 y 50), indicaría un crecimiento no uniforme de las barras de punta del sistema meandroso, asociado a variaciones importantes en la descarga. La baja proporción de este tipo de depósitos (cuerpos IV) y su intercalación con litosomas que representan una menor tasa de migración lateral de los canales, indica que los cursos, si bien habrían tenido relativamente alta sinuosidad, también habrían presentado tramos rectos, donde no resulta posible la depositación de barras de punta características de los sistemas fluviales meandrosos clásicos.

De acuerdo con las variaciones en la proporción de los depósitos del miembro fino y grueso y con las diferencias en la arquitectura interna de los depósitos de canal, se reconocieron dos subdivisiones dentro de este modelo general:

9.1.1.3.1- Con canales aislados

En este caso predominan los depósitos del miembro fino y las facies correspondientes a los canales arenosos son de discreto desarrollo (hasta 8 m de potencia por menos de 100 m de desarrollo lateral) y se presentan aislados dentro de los depósitos finos con un grado muy bajo de interconexión (Figura 86). Por su parte los canales están constituidos por cuerpos simples (generalmente cuerpos de tipo V), sin constituir un verdadero cinturón de canales y no se observa acreción lateral en sus márgenes a pesar de que la dispersión en las paleocorrientes indica una importante sinuosidad (Figura 87A)

9.1.1.3.2- Con canales amalgamados

En esta asociación es mucho menor la proporción de depósitos de planicie de inundación y los cuerpos sedimentarios correspondientes al miembro grueso se amalgaman lateral y verticalmente para formar verdaderos cinturones de canales (Figura 87B). Éstos presentan cierto grado de interconexión e internamente se reconocen diversos tipos de cuerpos asociados a diferentes estadios de su evolución (Figuras 43 a 45). Para la base de los cinturones de canales se identificaron cuerpos con alta relación ancho/profundidad vinculados a su etapa inicial de desarrollo (cuerpos III). Por encima se reconocen canales arenosos (cuerpos V) amalgamados y

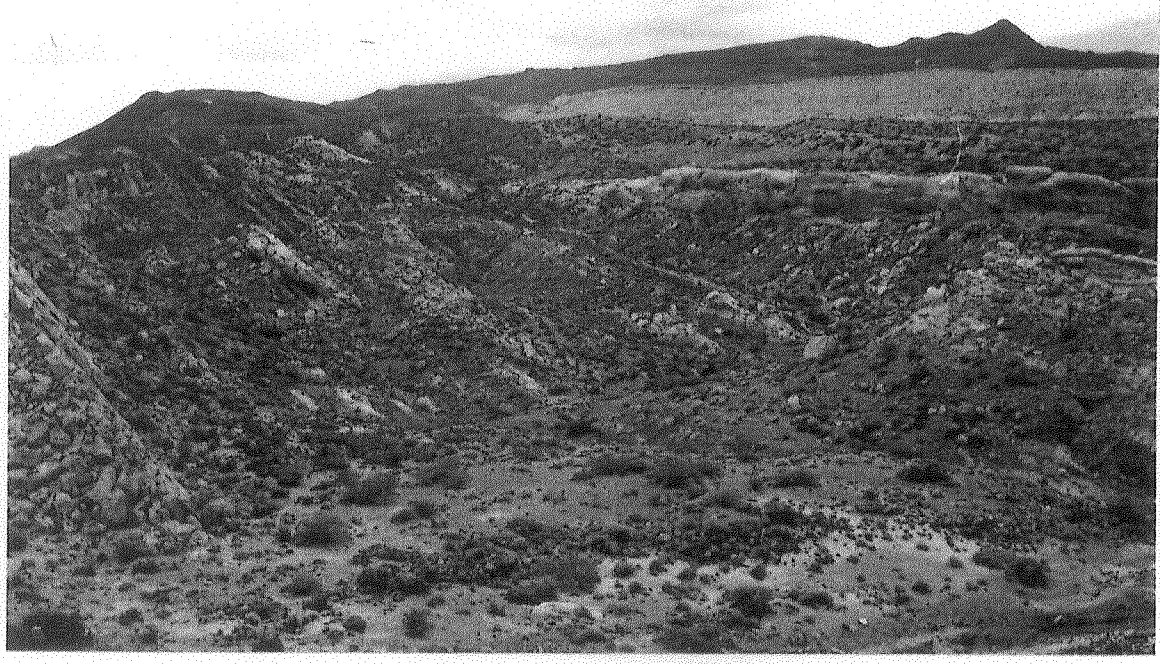


Figura 86: Depósitos correspondientes a un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad. En la base se observan los depósitos de canal aislados entre las facies de planicie de inundación, mientras que en el extremo superior derecho se observan las facies de canal amalgamadas.

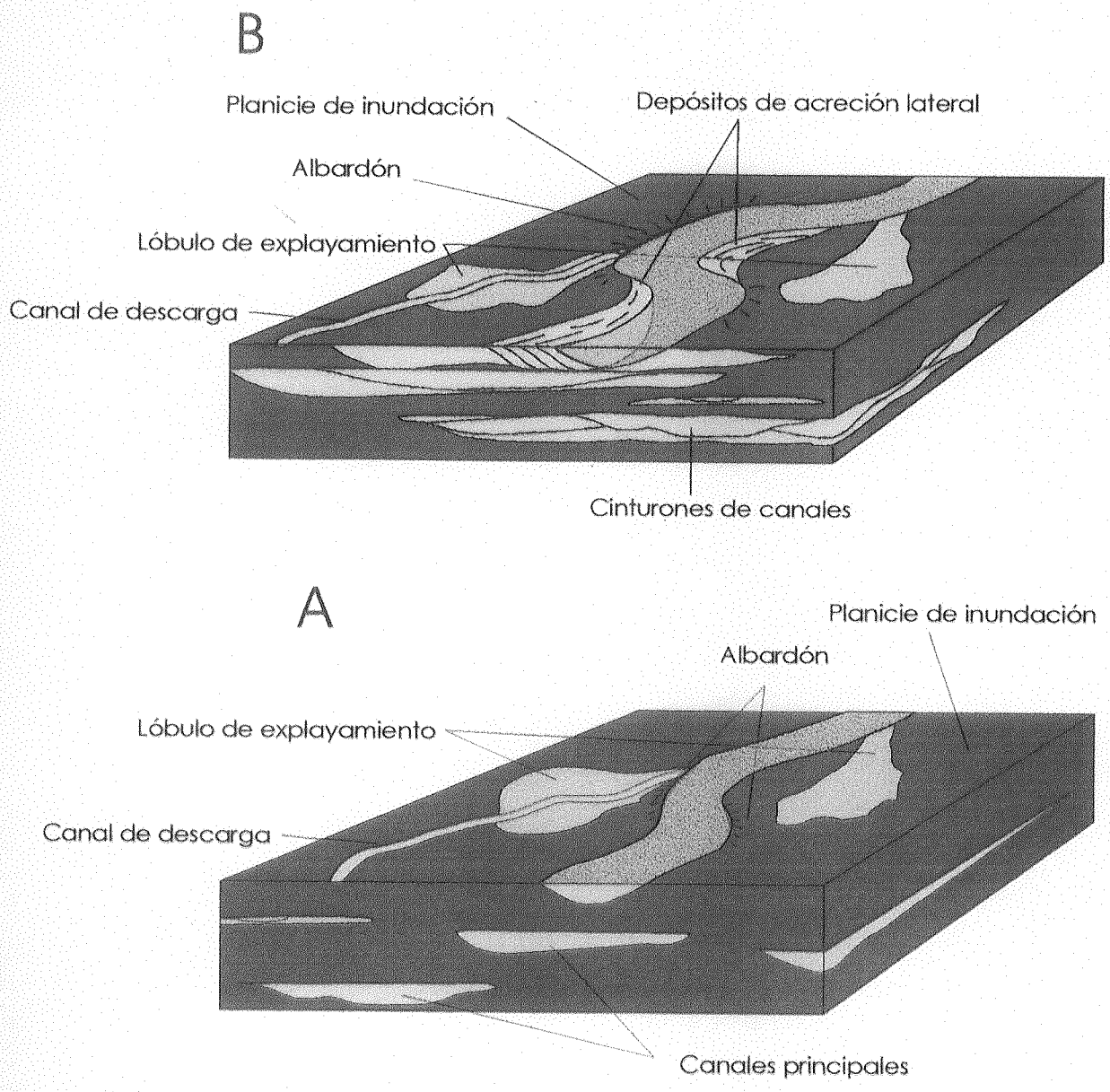


Figura 87: Modelo de acumulación para los depósitos de un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad. A) Con canales aislados. B) Con canales amalgamados.

para la parte superior de esta asociación de facies aparecen cuerpos asociados con el desarrollo de barras de meandro (cuerpos IV).

En esta posición, los depósitos de grano fino, correspondientes a la planicie de inundación, son menos abundantes que en el sector basal. Aparecen como delgadas intercalaciones que no superan los 2 m de espesor y que representan a "remanentes" de planicie de inundación que han sobrevivido a los intensos fenómenos erosivos producidos por la migración lateral de los cursos fluviales.

El desarrollo de cuerpos multiepisódicos evidencia la existencia de canales que adquieren una posición mucho más estable en la planicie de inundación (Puigdefábregas y Van Vliet, 1978). Esto refleja, igualmente, una disminución en la tasa de agradación de la planicie de inundación (Leeder, 1978), lo que permite la migración lateral de los canales, sin que los mismos lleguen a ser sepultados. Con ello se facilita la erosión de los litosomas arenosos depositados previamente, generándose un incremento importante en el grado de interconexión de los depósitos de canal.

9.1.2- Sistema fluvial entrelazado gravoso

A lo largo de toda la sección inferior en el sector oriental de afloramientos e intercalado entre los depósitos correspondientes al sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad en la sección superior, así como en el sector oriental, se reconocieron facies conglomerádicas, con areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas subordinadas que representan condiciones de acumulación de mayor energía (Figura 88).

Estos depósitos están compuestos por tres tipos principales de cuerpos y en todos los casos se caracterizan por una importante proporción de conglomerados con textura clasto-sostén, con individuos redondeados a subredondeados y de composición muy variable y por la ausencia de facies finas de planicie de inundación.

Por un lado se reconocieron cuerpos tabulares de hasta 2 m de potencia compuestos por facies gravosas macizas que se apoyan sobre una superficie de erosión marcada, aunque horizontal y que pasan verticalmente a facies de areniscas conglomerádicas en una secuencia granodecreciente. Estos cuerpos tabulares gravosos macizos (cuerpos tipo VI, Tabla 2) se atribuyen al desarrollo de barras simples ("*plane-bedded simple bars*" de Allen, 1983) bajo condiciones de alta descarga y poca profundidad del agua, lo que genera una difusa estratificación horizontal debido a la granulometría gruesa de los depósitos, pero que impide la generación de capas frontales (Hein y Walker, 1977). Este tipo de barras se relaciona con el desarrollo de barras longitudinales en un sistema fluvial con carga de lecho predominante y con una

elevada energía de las corrientes que genera una superficie basal erosiva a la vez que se construye el cuerpo de la barra (Hjellbakk, 1997).

Estrechamente vinculados con los depósitos anteriormente descriptos también se reconocieron litosomas tabulares gravosos con estratificación entrecruzada (cuerpos tipo VII, Tabla 2). Los mismos representan barras gravosas correlacionables con las *cross-bedded simple bars* de Allen (1983). Las mismas representan condiciones de menor régimen que las correspondientes al desarrollo de cuerpos tabulares gravosos macizos y por su desarrollo aislado podrían representar crecidas individuales en canales poco profundos y bajo condiciones de importante descarga.

Sin embargo, en ocasiones aparecen cuerpos de este tipo en los que las capas frontales gravosas intercalan con facies arenosas (Facies Gp-Sp, Figura 26). De acuerdo con lo expuesto por Bluck (1979), esta característica representaría condiciones variables en la descarga, por lo que se puede considerar que este tipo de cuerpos no responde a un solo evento de crecida, sino que las sucesivas capas frontales reflejan períodos de crecimiento de la barra bajo condiciones diferentes de energía y del material transportado.

Es común también que los depósitos gravosos entrecruzados pasen verticalmente a facies de areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo. Sin embargo, resulta difícil, en estos casos, trazar los niveles individuales de la parte de la barra con estratificación horizontal, a las capas entrecruzadas correspondientes (Figura 26). En general, el contacto entre las capas entrecruzadas y la parte con estratificación horizontal es bien neto y hasta a veces erosivo, con lo que se podrían correlacionar con las *composite-compound bars* propuestas por Allen (1983).

Las barras con estructuras entrecruzadas, ya sea aquellas simples o las que presentan estructuras más complejas, son comparables a las barras transversales descriptas en ambientes actuales (Culbertson y Scott, 1970; Smith, 1970, 1971, 1974) o *cross-channel bars* definidas por Cant y Walker (1978) y representan condiciones de menor descarga que las que generan los cuerpos tabulares macizos (Ramos y Sopeña, 1983). Bajo estas condiciones, las barras tienden a crecer preferentemente en sentido vertical, lo que favorece el rolido de los clastos sobre el tope de la barra y el desarrollo de una cara de avalancha bien definida (Hein y Walker, 1977), efecto que no se genera bajo condiciones de alta descarga, donde las barras presentan mayor crecimiento en el sentido de la corriente.

Al respecto, Allen (1983) sugiere que las variaciones en la morfología externa de

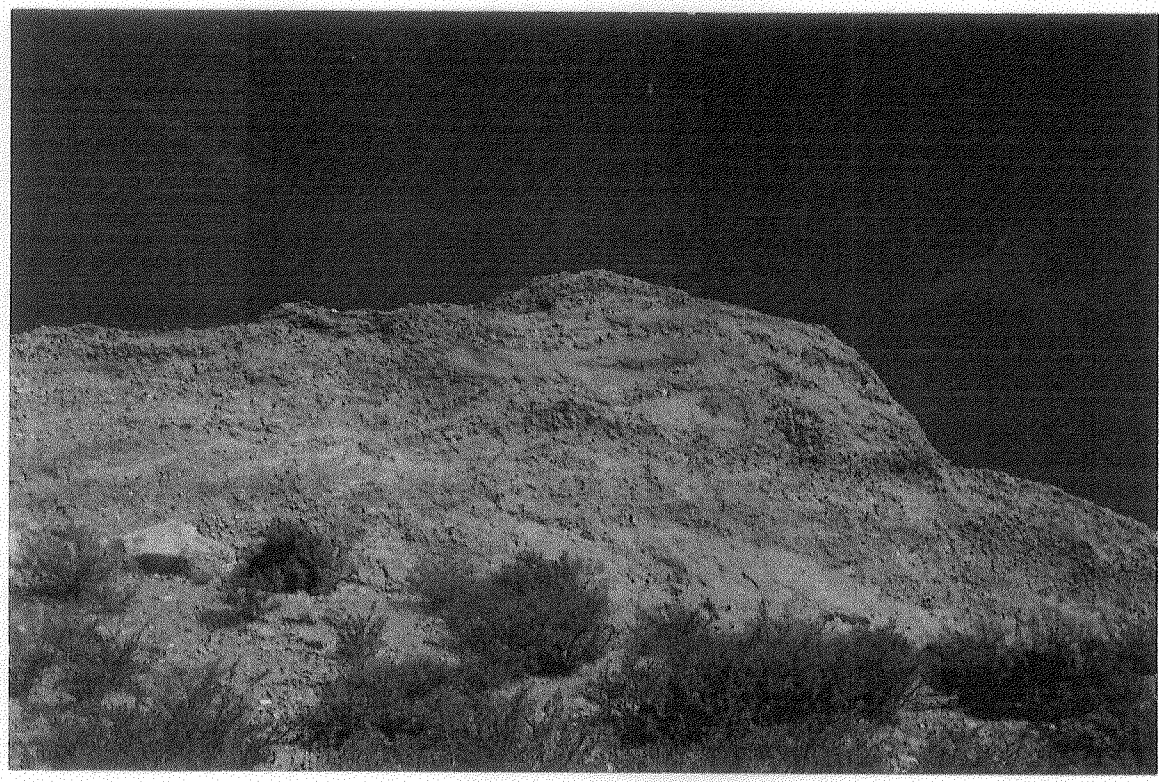


Figura 88: Depósitos arenosos y conglomerádicos correspondientes a un sistema fluvial entrelazado gravoso. Porción superior del perfil Picún Leufú 2 (PLF2).

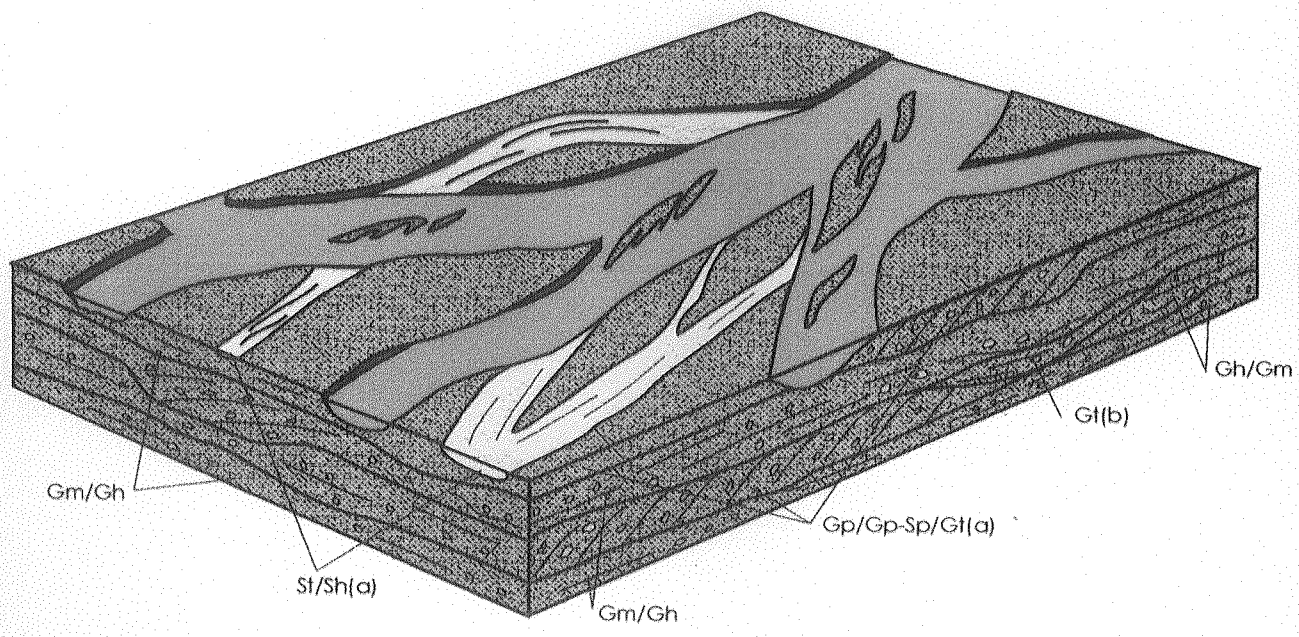


Figura 89: Modelo conceptual de acumulación para un sistema fluvial entrelazado gravoso. (Modificado de Ramos et al., 1986 y Miall, 1996)

las barras o su configuración interna, y principalmente la presencia de estructuras entrecruzadas o el predominio de capas planas en el cuerpo de la barra, podrían estar vinculados con variaciones en la naturaleza de los materiales transportados por el sistema. Otra característica particular de los cuerpos tabulares gravosos que presentan estructuras entrecruzadas es que las direcciones de paleocorrientes obtenidas sobre la base de la inclinación de las capas frontales, presentan una muy baja dispersión.

En menor proporción, vinculados con los cuerpos tabulares gravosos, se reconocieron cuerpos lenticulares (cuerpos tipo I, Tabla 2), con base erosiva y cóncava compuestos por facies conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala ($Gt_{(b)}$). Estos depósitos se desarrollan sobre una superficie de erosión muy conspicua y suelen cortar los depósitos anteriormente descriptos. Estos cuerpos se interpretan como canales de menor jerarquía que se desarrollan lateralmente a las barras o que en ocasiones las erosionan y que se encontrarían activos durante los períodos de crecidas. También se reconocieron cuerpos lenticulares arenosos de pequeña escala (cuerpos tipo 2) asociados lateral y verticalmente a los depósitos de barras.

De acuerdo con la granulometría de los depósitos descriptos, de las características de los cuerpos que conforman y de su relación lateral y vertical, se considera que los mismos representan el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado, compuesto por múltiples canales de baja sinuosidad y con carga de lecho predominante (Figura 89). Este tipo de sistema fluvial habría estado caracterizado por el desarrollo de barras gravosas en canales con muy poca estabilidad, sin márgenes definidos, ya sea por una combinación entre la importante descarga y la ausencia de depósitos pelíticos que estabilizarían las márgenes de los canales. Si bien la ausencia de facies de planicie de inundación podría estar vinculada con el bajo potencial de preservación que presenta este tipo de depósitos en sistemas con alto grado de variación en la posición de los canales, la carencia de intraclastos de naturaleza pelítica sugiere que difícilmente se habrían depositado facies finas como producto de fenómenos de desbordamiento.

De esta forma, este sistema habría estado caracterizado por una amplia red inestable de canales de baja sinuosidad, en los que se desarrollan gran variedad de formas de lecho gravosas. Los canales habrían presentado una relación ancho/profundidad elevada lo que impide que en los afloramientos se puedan definir sus márgenes o una geometría cóncava característica de canales fluviales (Miall,

1996). Por consiguiente, el registro de este sistema queda limitado a la sucesiva superposición de depósitos de barras (longitudinales o transversales, simples o complejas, en función de las condiciones particulares de acumulación) y a canales de menor jerarquía que se desarrollan entre las barras o que las erosionan durante los estadíos de mayor descarga. Desde el punto de vista de los modelos de facies definidos para ambientes fluviales, el aquí descripto podría ser comparado con el Modelo 2 de Miall (1985) o con el *shallow gravel-bed braided river model* de Miall (1996).

Si bien es común que los distintos tipos de barras identificados se encuentren estrechamente vinculados en una sucesión vertical compleja, es posible definir también para este ambiente de acumulación, dos subdivisiones sobre la base de las macroformas predominantes y que representan diferentes condiciones de sedimentación. Por un lado se identificó un sistema entrelazado caracterizado por el desarrollo de barras longitudinales y con el predominio de cuerpos sedimentarios macizos. En el otro extremo se reconoció un sistema caracterizado por la presencia de distintos tipos de cuerpos gravosos con estructuras entrecruzadas que representan el desarrollo de barras más complejas y multiepisódicas del tipo de las barras transversales o compuestas.

Desde el punto de vista de las condiciones de acumulación que estos dos ambientes representan, si bien en general caracterizan un sistema fluvial entrelazado gravoso, la mayor proporción de facies macizas estaría marcando condiciones de mayor régimen, mientras que en aquellas ocasiones en la que predominan los cuerpos con estructuras entrecruzadas, las condiciones serían de menor energía.

9.1.3- Llanura de Inundación lutítica - sistema lacustre

Este ambiente de acumulación se caracteriza por la presencia de potentes espesores compuestos en su mayor parte por facies de fangolitas macizas (Fm) a finamente laminadas (Fl), con una amplia gama de colores de oxidación (Figura 90) y con esporádicas intercalaciones arenosas finas de geometría tabular e igualmente macizas (Sm).

Las características de estos depósitos son similares a las del miembro fino de un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad, con una importante proporción de facies finas correspondientes a la acumulación a partir de fenómenos de desbordamiento en una planicie de inundación. Sin embargo, estos depósitos se diferencian por la ausencia de una relación lateral con facies atribuidas a canales

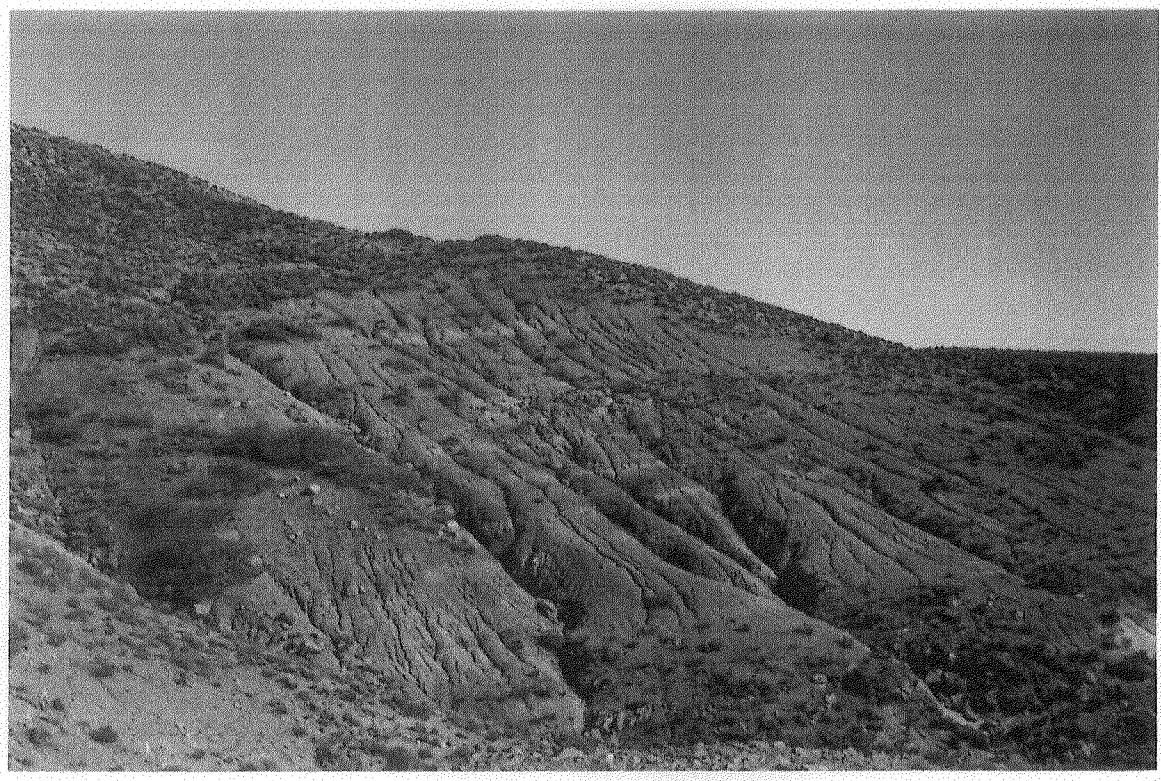


Figura 90: Facies pelíticas y arenosas finas correspondientes a un ambiente de acumulación lacustre o de llanura lutítica de inundación. Porción Superior del perfil Estancia Charahuilla (ECH).

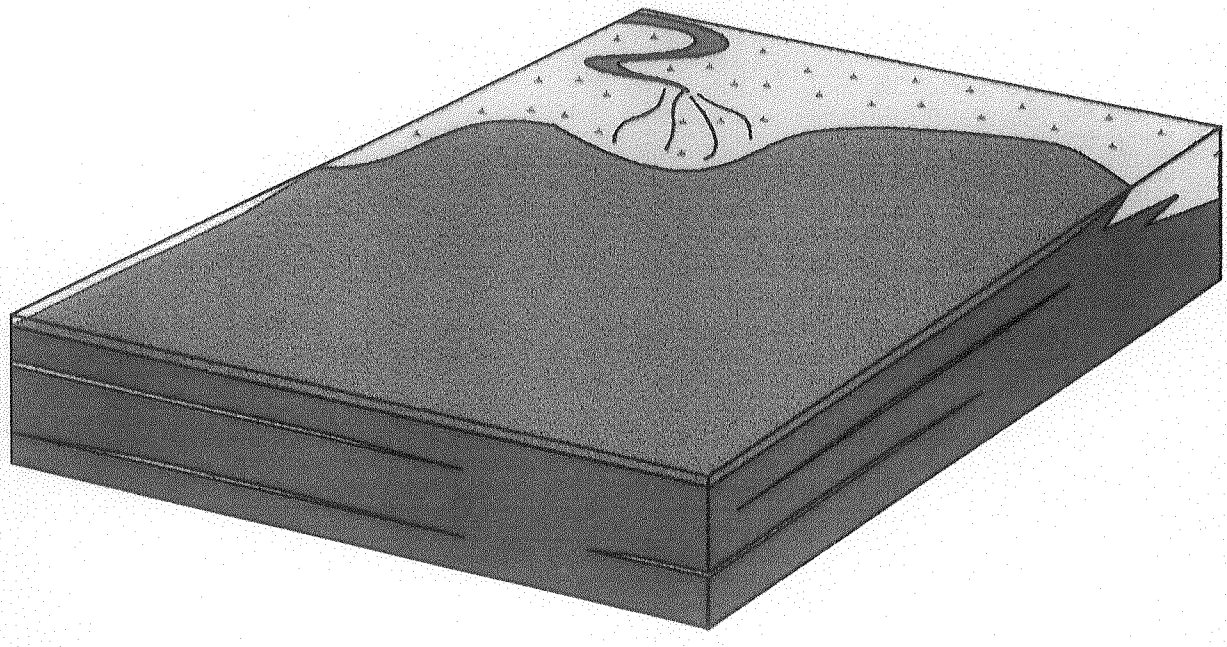


Figura 91: Modelo conceptual de acumulación para un ambiente lacustre o de llanura lutítica de inundación.

fluviales.

Los potentes espesores de lutitas presentes y a la gradación de facies macizas a laminadas permite asignar un origen subacuático para estos depósitos (Plint y Browne, 1994). El grado de bioturbación de estos depósitos es importante y se reconocen en ellos estructuras en bloques y cutanes arcillosos, asociados al desarrollo de paleosuelos arcillosos bajo condiciones de clima subhúmedo a subárido (Retallack, 1988).

Las características indicadas permiten reconocer para estos depósitos un ambiente de acumulación de muy baja energía y relieve, en el que se desarrollan cuerpos de agua de muy baja profundidad (Figura 91) y tal vez de características no permanentes (Talbot y Allen, 1996). En general, este tipo de ambiente se caracteriza por la ausencia de procesos de elevada energía y por el predominio de la decantación, aunque en ocasiones se puede generar oleaje por acción del viento (Talbot *et al.*, 1994). Sin embargo, el carácter expansivo de los depósitos finos y el desarrollo de estructuras pedogenéticas serían responsables de la ausencia de estructuras primarias.

Las delgadas intercalaciones arenosas podrían representar eventos de inundación de estos lagos, con el aporte de material más grueso producto de lluvias excepcionales (Figura 92). La poca profundidad de los cuerpos de agua y posiblemente la mayor densidad de las aguas que ingresan al lago, facilita el desarrollo de flujos hipopicnales y la baja dispersión del material arenoso (Talbot y Allen, 1996). Por tal razón los cuerpos sedimentarios tienden a una geometría tabular, con ausencia de estructuras internas que indiquen el desarrollo de barras de desembocadura o clinoformas de progradación (deltas lacustres tipo Gilbert) (Orton y Reading, 1993).

9.1.4- Sistema eólico

En uno de los perfiles relevados (Quebrada del Sapo) se identificó un intervalo de aproximadamente 15 m de potencia compuesto por facies arenosas medianas, muy bien seleccionadas, con estratificación cruzada planar de gran escala ($Sp_{(b)}$), que se disponen en *sets* tabulares de entre 0,3 y 1 m de espesor, con numerosas superficies de reactivación internas que separan sucesivos *cosets* y que definen cuerpos muy tabulares de 2 a 4 m de potencia. Los contactos son generalmente horizontales o pueden presentar una muy baja inclinación. Estas facies intercalan con depósitos igualmente arenosos macizos (Sm) con estratificación horizontal ($Sh_{(a)}$) o con estratificación entrecruzada en artesa (St) de granulometría algo más gruesa (Figura

92).

La presencia de depósitos arenosos, muy bien seleccionados, en cuerpos tabulares con estratificación entrecruzada de gran escala sugiere el desarrollo de dunas de origen eólico (Lutrell, 1993). Las superficies de reactivación horizontales (superficies de primer orden, en el sentido de Brookfield, 1977) pueden representar períodos de deflación generalizada hasta alcanzar el nivel freático (Stokes, 1968), o la sucesiva migración y superposición de conjuntos de dunas (Brookfield, 1977). Por su parte, los contactos individuales entre los *sets* (superficies de segundo orden, Brookfield, 1977), representan las sucesivas migraciones de dunas individuales.

Las delgadas intercalaciones de depósitos arenosos de mayor granulometría, con estructuras de alto régimen de flujo ($Sh_{(a)}$) o que representan el desarrollo de dunas arenosas tridimensionales (St), podría representar condiciones de sedimentación subácuea en los sectores de interduna (Kocurek, 1981). Esto significaría que periódicamente se produciría la inundación de los sectores de interduna y por lo tanto una combinación de condiciones áridas y algo más húmedas (Figura 93). La presencia de facies macizas (Sm), sin preservación de las estructuras mecánicas originales, sugeriría un mayor desarrollo de la actividad biológica en los sectores inundados (Kocurek, 1996).

De esta forma, se puede definir exclusivamente para este sector un ambiente de acumulación dominado preferentemente por la acción eólica, con el desarrollo de dunas de mediana escala bajo condiciones de clima relativamente árido, pero que alternan con períodos de mayor humedad en los que los sectores de interduna serían periódicamente inundados, con el consiguiente desarrollo de depósitos subácueos no canalizados (Figura 93).

9.2- Evolución paleoambiental

Sobre la base del análisis de la distribución temporal y espacial de los cuatro ambientes de acumulación definidos para las sedimentitas de la Formación Challacó en las distintas áreas estudiadas, es posible reconocer una evolución paleoambiental para cada uno de estos sectores. Debido a que no existe una correlación directa entre el sector oriental y el occidental, se elaboró un esquema de evolución independiente para cada uno de los mismos, estableciéndose posteriormente, las posibles correlaciones entre uno y otro sector.

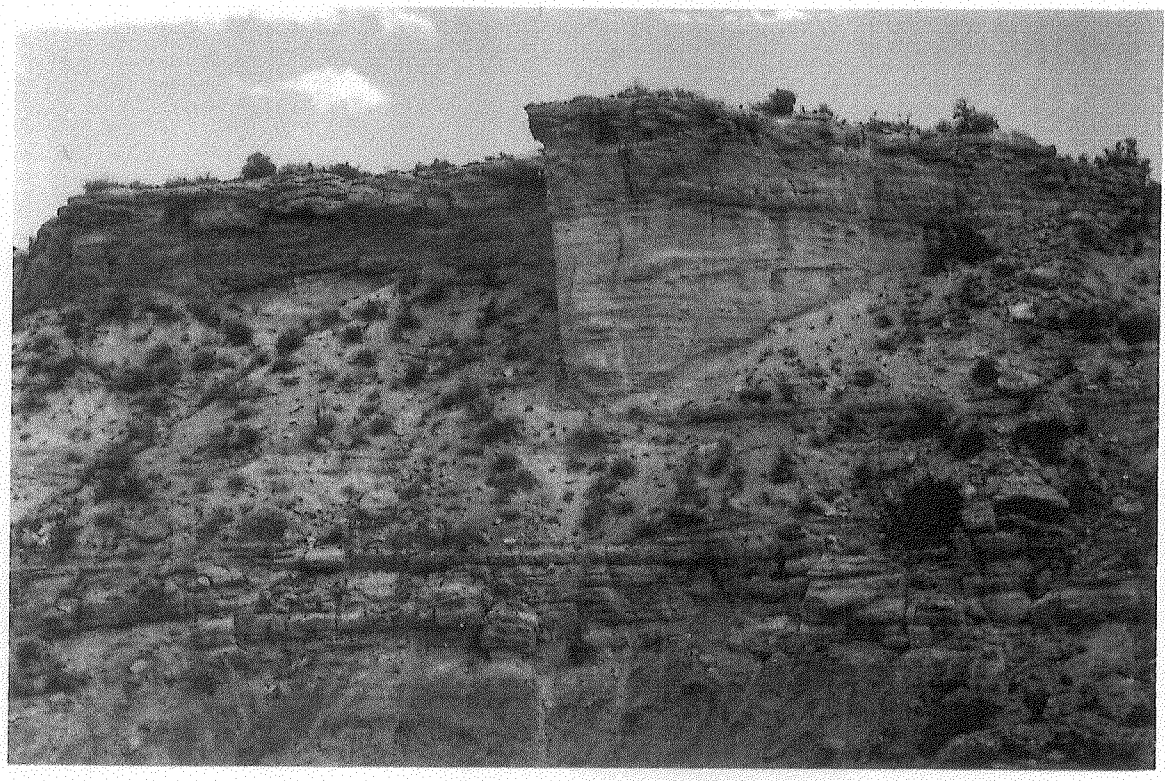


Figura 92: Depósitos correspondientes a un sistema de acumulación eólico en la parte superior del perfil Quebrada del Sapo.

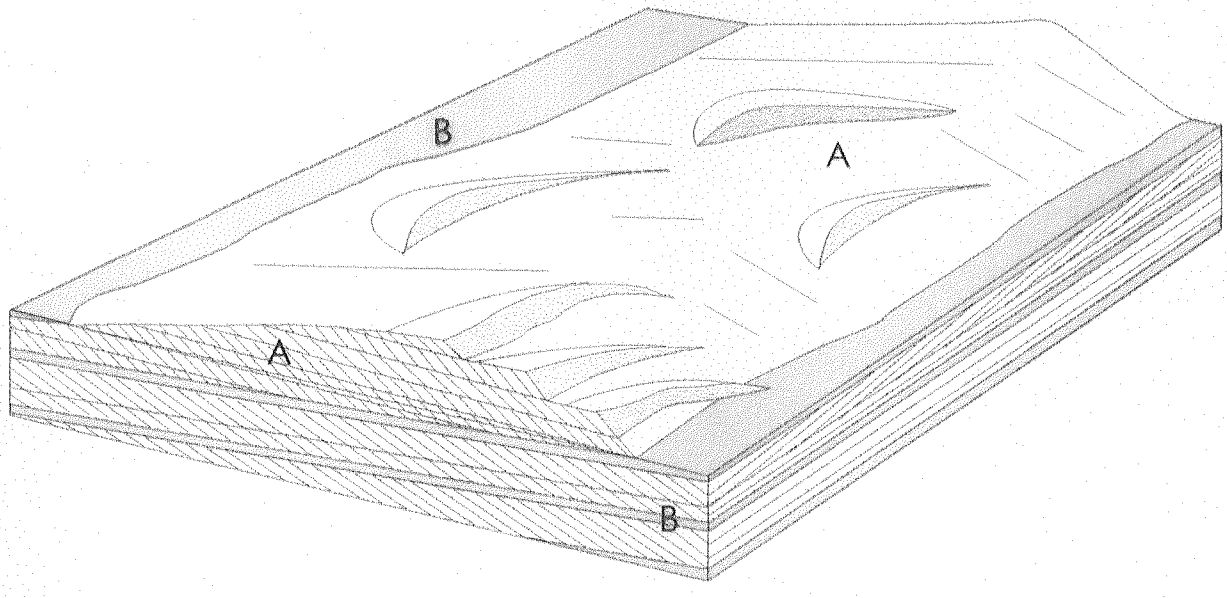


Figura 93: Modelo conceptual de acumulación para los depósitos eólicos. A) Dunas eólica, B) Interdunas.

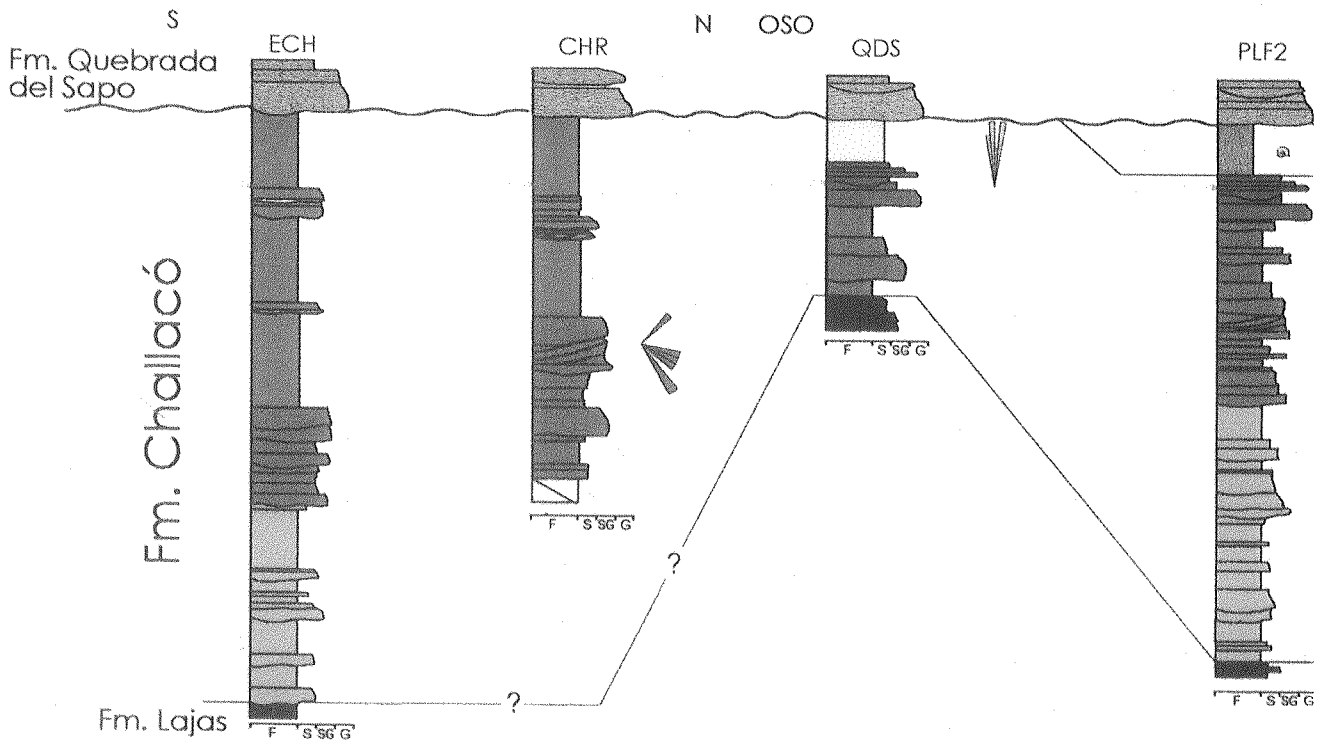
9.2.1- Sector occidental

Si bien la Formación Challacó en el sector occidental presenta espesores que no superan los 120 m, existe una gran variación tanto vertical como lateral en los diferentes ambientes acumulación identificados (Figura 94).

En todo este sector, la acumulación de la unidad estudiada comienza con depósitos correspondientes a un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad, caracterizado por una importante proporción de depósitos pelíticos y arenosos finos de planicie de inundación y canales arenosos aislados. Este sistema de acumulación difiere sensiblemente de las facies de plataforma dominada por mareas de la Formación Lajas sobre las que apoyan (Figura 87). El pasaje entre una y otra unidad no sólo se identifica a partir de un cambio en la coloración de las facies finas (criterio litoestratigráfico propuesto originalmente para la diferenciación de estas dos unidades) sino que también se observa un cambio sustancial en la geometría externa de las facies arenosas, las que presentan geometría lenticular bien marcada que contrasta con la geometría tabular muy conspicua que caracteriza a los depósitos de la Formación Lajas en este sector de la Cuenca Neuquina.

Este sistema de acumulación, que caracteriza una planicie aluvial con importante tasa de agradación y que se traduce en un muy bajo grado de interconexión de los depósitos de canal, pasa en forma transicional hacia la parte superior de la unidad a un sistema de similares características (carga mixta, alta sinuosidad), pero con una menor proporción de depósitos finos de planicie de inundación y un mayor grado de interconexión de los depósitos de canal. Esos rasgos representan una disminución en la tasa de agradación de la planicie aluvial lo que implica la presencia de canales con una posición más estable y que favorece el desarrollo de fajas de canales y depósitos de acreción lateral que representan un mayor grado de migración lateral de los cursos, lo que probablemente estuvo acompañado de un aumento en la sinuosidad de los mismos.

La distribución de paleocorrientes que presenta este ambiente de acumulación es similar a la de la base de la unidad, y si bien los cursos fluviales presenta una importante dispersión de las paleocorrientes debido a su alta sinuosidad, se ha podido identificar un sentido de transporte preferencial hacia el oeste-noroeste, principalmente sobre la base de la medición de las paleocorrientes en los cuerpos de tipo III de la base de los cinturones de canales que son los que presentan la menor sinuosidad y que por lo tanto reflejarían más fielmente la pendiente regional del



Margas y lutitas marinas (Formación Lotena)

Sistema eólico

Sistema lacustre - Planicie de inundación lutítica

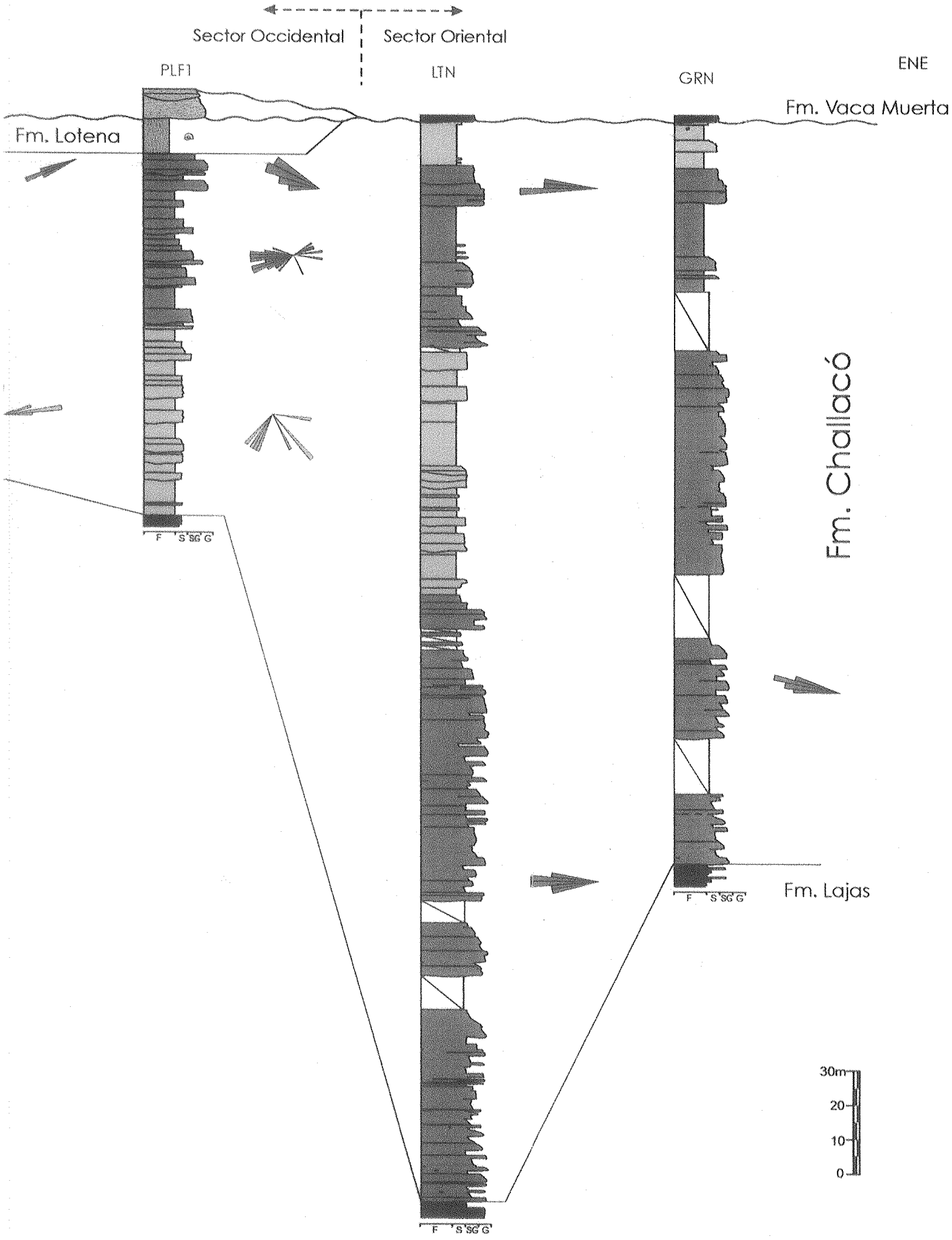
Sistema fluvial entrelazado gravoso

Sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad

- Con canales aislados
- Con canales amalgamados

Facies de plataforma (Formación Lajas)

Figura 94: Distribución de los ambientes de acumulación identificados para los depósitos de la Forma



ión Challacó. Sin escala horizontal.

sistema fluvial en general.

En los tres perfiles más septentrionales relevados en el sector occidental (Picún Leufú 1, Picún Leufú 2 y Quebrada del Sapo), por encima de este sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad, con canales amalgamados, se identifica el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado gravoso, caracterizado por la presencia de facies conglomerádicas y que se apoya sobre una importante superficie de erosión, aunque con características locales (Figura 94). La distribución de paleocorrientes para este ambiente de acumulación es bastante coincidente con la determinada para los sistemas de mayor sinuosidad sobre los que se desarrolla, con un sentido preferencial de transporte hacia el noroeste.

Por encima de este sistema entrelazado gravoso, en los perfiles ubicados en el borde oriental (Picún Leufú 1 y Picún Leufú 2), se observa el desarrollo de facies finas portadoras de invertebrados marinos que corresponderían a la Formación Lotena, mientras que en el perfil Quebrada del Sapo (ubicado más hacia el sector occidental), las facies conglomerádicas son cubiertas por depósitos arenosos que representan el desarrollo de un sistema eólico de discreto desarrollo regional y con un sentido de migración general de las dunas hacia en norte-noroeste (Figura 94).

Por su parte, en los dos perfiles relevados en el sector austral (Charahuilla y Estancia Charahuilla), en los que no se reconoce el desarrollo de un sistema entrelazado por encima de los depósitos correspondientes al sistema fluvial de alta sinuosidad con canales amalgamados, aparecen potentes depósitos de pelitas con intercalaciones arenosas finas que representan una planicie de inundación con el probable desarrollo de un sistema lacustre compuesto por pequeños cuerpos de agua temporarios y sin una vinculación lateral con depósitos de canal. Sólo en niveles determinados, se observa la presencia de facies arenosas de geometría lenticular, que representan la acumulación en canales fluviales (Figura 94).

9.2.2- Sector oriental

Las características litológicas de la Formación Challacó en todo el sector oriental permite definir dos secciones con marcadas diferencias (Figuras 9 y 10) y que representan condiciones de acumulación particulares. La sección inferior está caracterizada por facies gruesas, conglomerádicas y de areniscas conglomerádicas principalmente, con menor proporción de facies arenosas y una ausencia marcada de depósitos pelíticos. En contraste, la porción superior de esta unidad se destaca por potentes bancos pelíticos entre los que intercalan cuerpos arenosos lenticulares y

escasos depósitos conglomerádicos.

Desde el punto de vista de las facies presentes, de las características de los cuerpos sedimentarios reconocidos y de la distribución de los mismos a lo largo de toda la sección inferior, se definió un modelo de acumulación fluvial proximal, caracterizado por el desarrollo de una planicie entrelazada compuesta por una red inestable de canales de carga traccional principalmente gravosa. En la porción basal, predominan depósitos que representan el desarrollo de flujos de alto régimen, los que se encuentran compuestos principalmente por facies conglomerádicas macizas (Gm) y atribuidas al desarrollo barras longitudinales. Por su parte, hacia el tope de la sección inferior se observa el pasaje, más o menos gradual a un sistema similar aunque caracterizado por la presencia de cuerpos tabulares gravosos con estructuras entrecruzadas, que representan condiciones de acumulación de menor régimen de flujo (Massari, 1983; Hein y Walker, 1977) con predominio de barras transversales y relleno de canales de menor jerarquía desarrollados entre las barras gravosas (Ramos *et al.*, 1986) (Figura 94).

La distribución de paleocorrientes es bastante uniforme a lo largo de toda la sección inferior, independientemente del tipo de sistema entrelazado que se desarrolle, quedando caracterizada por un sentido general de transporte hacia el oeste, con muy poco grado de dispersión (Figura 94).

La sección superior de la Formación Challacó en el sector oriental está caracterizada por depósitos correspondientes a un sistema fluvial de carga mixta (traccional-suspensivo), constituido por canales arenosos de alta sinuosidad (meandrosos) que se desarrollan en una amplia planicie de inundación fangosa. Al igual que para el sector occidental, es posible establecer en este sector tramos de la sucesión donde las facies de planicie de inundación predominan y en las que los depósitos de canal presentan un bajo grado de interconexión y tramos en los que las facies de canal son más abundantes mientras que las de planicie de inundación aparecen como intercalaciones delgadas.

Sin embargo, este sistema fluvial de carga mixta (traccional-suspensivo), de carga de lecho arenosa y de alta sinuosidad, no es representativo en toda la sección superior de la Formación Challacó en el sector oriental. En tal sentido, aparecen intercalaciones de mayor granulometría que se interpretan como depósitos correspondientes a barras longitudinales y transversales de una planicie aluvial entrelazada gravosa que se apoyan sobre una importante superficie de discontinuidad (Figura 94). Esto representa un cambio considerable en las condiciones

de acumulación y el desarrollo de un sistema más proximal y de mayor energía que contrasta con las facies arenosas y pelíticas correspondientes al sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad.

Capítulo 10: Controles en la sedimentación

10.1- Introducción

En ocasiones resulta imposible diferenciar, y por sobre todo aislar los efectos que determinados factores tienen sobre los parámetros físicos que controlan la acumulación de sucesiones continentales, y especialmente sobre las características del apilamiento de las facies de canal (a veces referido como arquitectura o como estratigrafía fluvial). Esta imposibilidad se debe a la gran influencia que ejercen tanto factores externos al sistema (tectónicos, climáticos, oscilaciones del nivel de base) como por la propia evolución del sistema continental (factores autocíclicos).

Algunos esquemas propuestos en los últimos años tratan de simplificar el problema, considerando sólamente las variaciones en el nivel de base como factor fundamental en la evolución de las series fluviales (Shanley y McCabe, 1991, 1993, 1994; Wright y Marriott, 1993, Zhang *et al.*, 1997). Si bien existen críticas acerca de esta metodología (Miall, 1991b), estos modelos muestran de forma idealizada la respuesta del sistema a los cambios en este nivel y pueden servir como punto de partida para el estudio de la evolución de los sistemas fluviales. De todas formas, el modelo general de evolución de las series continentales resulta un poco más complejo, ya que en la mayoría de los casos las variaciones en la acomodación están vinculadas con la acción conjunta de más de un factor.

De todas formas, a veces es posible jerarquizar la importancia relativa de alguno de estos controles a partir del estudio sedimentológico detallado de las secuencias presentes. Esto es posible si se consideran, no sólo las potenciales variaciones producidas por estos factores en el sistema fluvial - principalmente representadas por cambios en la tasa de creación de espacio de acomodación - sino también las variaciones en la pendiente del sistema y por consiguiente la evolución del gradiente y competencia del mismo.

10.2- Controles en la acumulación de sucesiones continentales

Una de las características más sobresalientes de las sucesiones continentales es que la acumulación, si bien responde a las condiciones de acomodación locales, se encuentra estrechamente vinculada a una gran variedad de factores que pueden, de una forma o de otra, controlar tanto el tipo de sistema fluvial que se desarrolla, como

así también las características del apilamiento de las facies de canal con respecto a las facies finas de planicie de inundación.

Algunos de estos factores tienen una vinculación directa con la propia evolución del sistema fluvial. Sin embargo, factores externos al sistema también ejercen un control en la acumulación, no sólo al cambiar las condiciones de acomodación, sino también al influir en la descarga de los ríos o en la cantidad y granulometría de los materiales que éstos transportan. Beerbower (1964) subdividió a los controles de la sedimentación en autocíclicos (aquéllos propios del sistema) y alocíclicos (aquéllos externos al sistema y hasta a la propia cuenca de depositación). Si bien esta diferenciación se ha seguido utilizando hasta la actualidad, no se considera oportuna la utilización de los términos autocíclico y alocíclico, ya que no siempre se puede observar una ciclicidad en este tipo de depósitos o los efectos que estos factores pueden tener sobre la acumulación de sedimentos no se refleja estrictamente en una ciclicidad. De esta forma, se han propuesto otros términos para su denominación, como por ejemplo autogénicos (Miall, 1996) o intrínsecos (Spalletti, 1994), para los factores propios del sistema y alogénicos o extrínsecos para aquéllos externos a la evolución del sistema fluvial.

10.2.1- Factores intrínsecos

Se considera como factores o controles intrínsecos a aquéllos que están vinculados con la redistribución de sedimentos dentro de un sistema depositacional particular como resultado de procesos inherentes al propio sistema. Por ejemplo, la presencia de una sucesión granodecreciente en los depósitos del miembro grueso de un sistema fluvial, ha sido desde hace tiempo relacionada con los procesos de migración lateral de los canales dentro de la planicie de inundación.

Los procesos intrínsecos más importantes están, de una forma u otra, vinculados con el cambio de posición de los canales, ya sea a partir de una migración lateral paulatina, o por la reubicación súbita de todo el canal dentro de la planicie de inundación por procesos avulsivos. El proceso de avulsión, no se encuentra aún muy estudiado (debido a que la frecuencia promedio de avulsión no permite establecer comparaciones con procesos actuales), sin embargo, diferentes modelos se han propuesto a fin de predecir el arreglo entre facies de canal y de planicie de inundación, teniendo en cuenta factores como la diferente tasa de agradación en la zona de canal con respecto a la planicie de inundación, la diferencia de compactación entre distintos materiales, el ancho de la faja de canales y los cambios

en la tasa de agradación de la planicie aluvial (Leeder, 1978; Allen, 1978; Bridge y Leeder, 1979; MacKey y Bridge, 1995; Heller y Paola, 1996).

10.2.2- Factores extrínsecos

Se define como factores extrínsecos (también llamados alocíclicos o alogénicos) a aquéllos que no dependen de la propia evolución del sistema fluvial, los que pueden relacionarse con fenómenos cuencales como pueden ser la acción tectónica (dentro de la cuenca o en las áreas de aporte), las variaciones en el nivel de base, al cual gradan los ríos, o variaciones climáticas. Los sistemas fluviales se encuentran fuertemente controlados por este tipo de factores y la respuesta de los mismos a cambios en cada uno de ellos es motivo de una importante discusión.

La actividad tectónica en el área de aporte, ya sea en forma de levantamiento o basculamiento, puede generar cambios en la configuración y tamaño de las cuencas de drenaje y por consiguiente en el caudal de los ríos o en la cantidad y calidad del material aportado al sistema. Sin embargo, no es clara todavía la influencia que la actividad tectónica podría tener en estos factores físicos que controlan la acumulación. Si bien clásicamente se consideró que las intercalaciones de depósitos conglomeradicos entre facies arenosas de un sistema fluvial de carga mixta, podrían estar reflejando actividad tectónica en el área de aporte y la generación de regiones con relieve positivo, si consideramos también los incrementos en la acomodación producidos por este tipo de fenómenos en determinados ambientes tectónicos, veremos que los resultados pueden llegar a ser exactamente opuestos (Paola *et al.*, 1992).

También la tectónica propia de la cuenca (subsidencia o ascenso de la planicie aluvial) influye considerablemente en la acumulación de las series continentales, principalmente en cuanto a tasa de creación de espacio de acomodación o a la erosión provocada debido a levantamientos generalizados de toda la planicie aluvial.

El clima también puede resultar un factor determinante en el desarrollo de secuencias continentales y algunos autores (Perlmutter y Matthews, 1990) consideran que puede ser el factor fundamental en el desarrollo de una cierta ciclicidad en este tipo de depósitos. Otros autores han podido establecer una vinculación directa entre cambios en la descarga o el aporte de sedimentos y el desarrollo de ciclos glaciales-interglaciales (Blumm, 1990; Hall, 1990; Autin *et al.*, 1991). Sin embargo, la escala de tiempo en la que los sistemas fluviales pueden responder a cambios climáticos y el consecuente desarrollo de una ciclicidad vinculada con este factor en sucesiones

continentales, es sustancialmente menor que el necesario para el desarrollo de secuencias de 4° ó 5° orden, por lo que difícilmente estos efectos se observen durante el estudio de sucesiones antiguas (Shanley y McCabe, 1994).

Si bien este tipo de ciclicidad es difícil de reconocer en el registro geológico, las sucesiones granocrecientes o granodecrecientes que se desarrollan en equilibrio con cambios en la descarga o la granulometría de los sedimentos a partir de oscilaciones climáticas, o sea en el estilo de sedimentación en relación con variaciones en el régimen de lluvias, han sido identificados desde hace mucho tiempo (Langbein y Schumm, 1958). No obstante, en muchos casos los efectos de la actividad tectónica pueden ser similares y se han establecido importantes debates a fin de determinar la real influencia del clima en el desarrollo de este tipo de secuencias.

Otro factor que puede tener gran influencia en el desarrollo de sucesiones fluviales o continentales en general, es la oscilación del nivel de base al que gradan los ríos. Si los cursos desembocan en el mar los cambios en el nivel de base van a estar vinculados con las oscilaciones eustáticas o más precisamente en los cambios relativos del nivel del mar producidos por la combinación entre estas oscilaciones y la subsidencia (Van Wagoner *et al.*, 1990). El estudio de la influencia de estos factores en el desarrollo de series fluviales y su control sobre las características de los sistemas fluviales o su arreglo vertical, ha cobrado especial interés en los últimos años (Shanley y McCabe, 1991, 1993, 1994; Prestman, 1993; Wright y Marriott, 1993; Aitken y Flint, 1994, 1995; Zhang *et al.*, 1997). Esto es debido a la intención de aplicar los conceptos clásicos de estratigrafía secuencial a los depósitos continentales con el objeto de establecer correlaciones con sucesiones marinas contemporáneas. Sin embargo, existen críticas con respecto a esta metodología, debido a que algunos autores sostienen que la influencia de las oscilaciones en el nivel de base de los ríos producidas por cambios eustáticos no podría extenderse demasiado hacia el continente, o que en ocasiones los sistemas fluviales responden a niveles de base temporarios que no se encuentran vinculados con el nivel del mar.

Si bien todos estos factores pueden tener influencia en el desarrollo de sucesiones continentales y en algunos casos, varios de ellos combinarse para producir un efecto aún más complejo, se encuentra aún en discusión la real influencia que cada unos de ellos puede tener de acuerdo con la posición relativa dentro de una planicie aluvial que se esté considerando. De esta forma, algunos autores sostienen que la influencia de los cambios en el nivel de base del sistema fluvial, no podrían extenderse más allá de unas decenas de kilómetros hacia el continente o que la

influencia del clima o la actividad tectónica en las áreas de aporte decrecería desde las áreas fuente hacia la costa, para volver a hacerse importante en los ambientes de acumulación marinos (Figura 95), aunque los resultados obtenidos en los casos particulares estudiados varían significativamente como para establecer una regla general (Blumm, 1998).

10.3- Aplicación de los principios de la estratigrafía secuencial a los depósitos continentales

10.3.1- Consideraciones generales

En los últimos tiempos, ha existido la tendencia a aplicar los conceptos de estratigrafía secuencial a depósitos continentales (Kokogian *et al.*, 1989; Legarreta *et al.*, 1993; Shanley y McCabe, 1994) y en particular a las series fluviales (Wright y Marriot, 1993; Aitken y Flint, 1994, 1995). Los objetivos de esta aproximación metodológica son, por un lado, incrementar las perspectivas de correlación y predicción de los depósitos continentales como potenciales reservorios de hidrocarburos; y por otro, facilitar la comprensión de los controles que afectan a las secuencias marinas de plataforma, en función de las variaciones en el aporte sedimentario a partir de la evolución de los sistemas fluviales relacionados. La aplicación de la metodología secuencial a sucesiones continentales presenta diferentes inconvenientes ya que si bien los modelos de estratigrafía secuencial clásicos y más extendidos (Vail *et al.*, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990) se basan en la respuesta a variaciones en la acomodación debido a los cambios relativos en el nivel del mar, en los ambientes continentales la acomodación además de estar controlada por las variaciones en la subsidencia, responde más sensiblemente a factores intrínsecos o a factores relacionados con la zona de cabeceras (tectónica del área de aporte, cantidad de material clástico que ingresa al sistema, variaciones climáticas que producen cambios en la descarga), los que afectan los patrones normales de acomodación producidos por la subsidencia de la planicie aluvial. No obstante, la arquitectura de los depósitos fluviales y más en general, el desarrollo de sistemas fluviales en equilibrio con los factores externos que afectan al sistema, responde a las variaciones en la acomodación local, sin importar qué factor es el que predomina o si la influencia proviene del área proximal o distal del sistema.

Para la definición de un esquema estratigráfico general, así como de las secuencias deposicionales, es importante tener en cuenta a los ambientes de

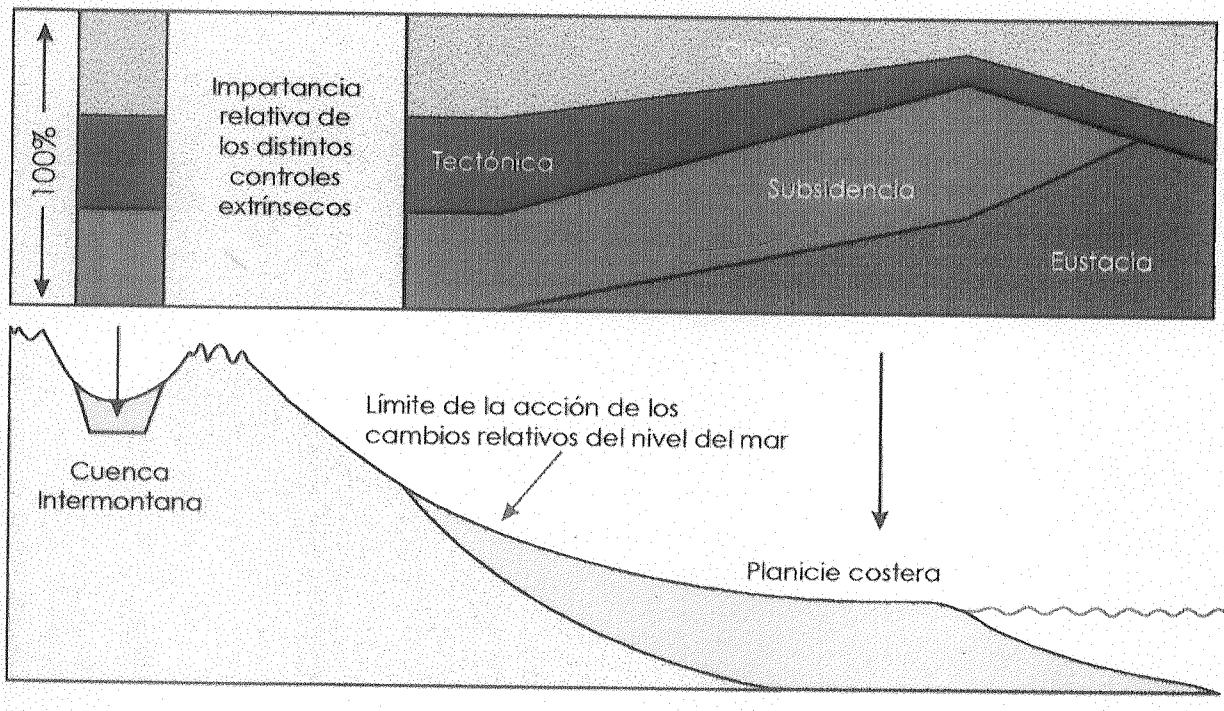


Figura 95: Influencia relativa de los principales controles en el desarrollo de las series continentales de acuerdo con la posición en la planicie aluvial. Modificado de Shanley y McCabe (1994). Sin escala horizontal.

acumulación involucrados, las superficies claves que determinen variaciones significativas en el ambiente de sedimentación y las tendencias de evolución dentro de un mismo ambiente. Con estos elementos y sobre la base de la comparación de la evolución del perfil de base de la secuencia estudiada con la respuesta idealizada a las variaciones de cada uno de los controles extrínsecos que pueden afectar el sistema (Quirk, 1996), es posible jerarquizar un determinado control en relación con los otros, aunque difícilmente se pueda descartar definitivamente la influencia de los otros.

10.3.2- Nivel de base y perfil de base

La discusión más generalizada en la aplicación de la estratigrafía secuencial a depósitos continentales se centra en el significado del término nivel de base. Por un lado, desde el punto de vista geomorfológico, se considera que el nivel de base es el nivel al cual gradan los ríos (*baselevel*, según Schumm, 1993), que en la gran mayoría de los casos se corresponde con el nivel del mar. Sin embargo, pueden existir situaciones en las que el nivel de base de un sistema fluvial puede estar dado por un lago, generándose un nivel de base local, aunque transitorio. Desde el punto de vista estratigráfico, y como sucede en los casos en los que se aplica la estratigrafía secuencial a depósitos marinos, se ha utilizado la expresión nivel de base como límite superior de la acomodación o bien como un nivel por encima del cual una partícula no puede permanecer en reposo y por debajo del cual se produce su depositación (Wheeler, 1964). De esta forma el sistema fluvial evolucionará de acuerdo con factores externos que lo controlan, dando lugar a un ascenso o descenso de este nivel de base estratigráfico que determinará un aumento o disminución de la acomodación. En este sentido, la definición del nivel de base estaría más emparentada con el concepto de perfil de equilibrio de los ríos (*stream profile*).

Quirk (1996) utiliza la expresión perfil de base (*base profile*), para hacer referencia al límite superior de la acomodación (nivel de base estratigráfico). Este autor considera que existen variaciones en la evolución de este perfil en la medida en que diferentes controles externos afectan la secuencia. Esto no sólo es debido al ascenso o descenso del mismo, que determina la agradación o erosión por parte del sistema, o variaciones en la tasa de creación de espacio de acomodación, sino también a la evolución de su gradiente. Este último, resulta un elemento fundamental en el estudio de la evolución de los sistemas fluviales, ya que en la medida que un determinado factor produzca un mayor efecto en la zona distal o proximal del sistema, va a determinar un aumento o disminución en el gradiente del perfil de base, con el

consiguiente pasaje a un sistema que se encuentre en equilibrio con las nuevas condiciones (Figura 96).

De tal forma, este autor analiza la respuesta del perfil de base del sistema fluvial en función de las variaciones en cada uno de los factores que podrían controlar su evolución, y deduce que las variaciones en la acomodación producidas por diversos factores externos generan secuencias sedimentarias que difieren sensiblemente entre sí.

En un primer momento, se podría considerar que la disminución de la descarga, provocada por variaciones climáticas, podría tener iguales consecuencias dentro del sistema que un ascenso en el nivel de base de los ríos, ya que en ambos casos se genera un ascenso del perfil y aumento de la acomodación, con la consiguiente agradación por parte del sistema fluvial. Sin embargo, en el primer caso, y debido a la mayor influencia de estos factores en el sector proximal, se genera un incremento en la pendiente del perfil y un aumento en el gradiente de los ríos va a verse reflejado en la progradación de depósitos proximales, entrelazados, por encima de un sistema distal de mayor sinuosidad y menor gradiente. Por su parte si el ascenso del perfil se debe a un ascenso del nivel de base, la mayor agradación en la zona distal del sistema (debido a que la acomodación es mayor en este sector) provoca una disminución de la pendiente de los cursos, con el pasaje a facies de menor gradiente que se encuentren en equilibrio con las nuevas condiciones.

En nuestro caso, se utilizó la denominación de **nivel de base** para definir al nivel de base geomorfológico, o sea el nivel al que gradan los ríos, que puede o no ser el nivel del mar. Para el límite superior de la acomodación, o nivel de base estratigráfico, se utilizó el término **perfil de base** propuesto por Quirk (1996).

10.4- Aplicación a los depósitos de la Formación Challacó

Sobre la base de lo expuesto anteriormente fue posible definir para cada uno de los sectores estudiados una evolución del perfil de base del sistema fluvial y de esta forma jerarquizar los diferentes controles que habrían actuado durante su acumulación.

10.4.1- Sector occidental

El estudio de la evolución del perfil de base del sistema fluvial correspondiente a la Formación Challacó en el sector occidental, permite considerar que las variaciones observadas podrían obedecer principalmente a ciclos de ascenso y descenso del

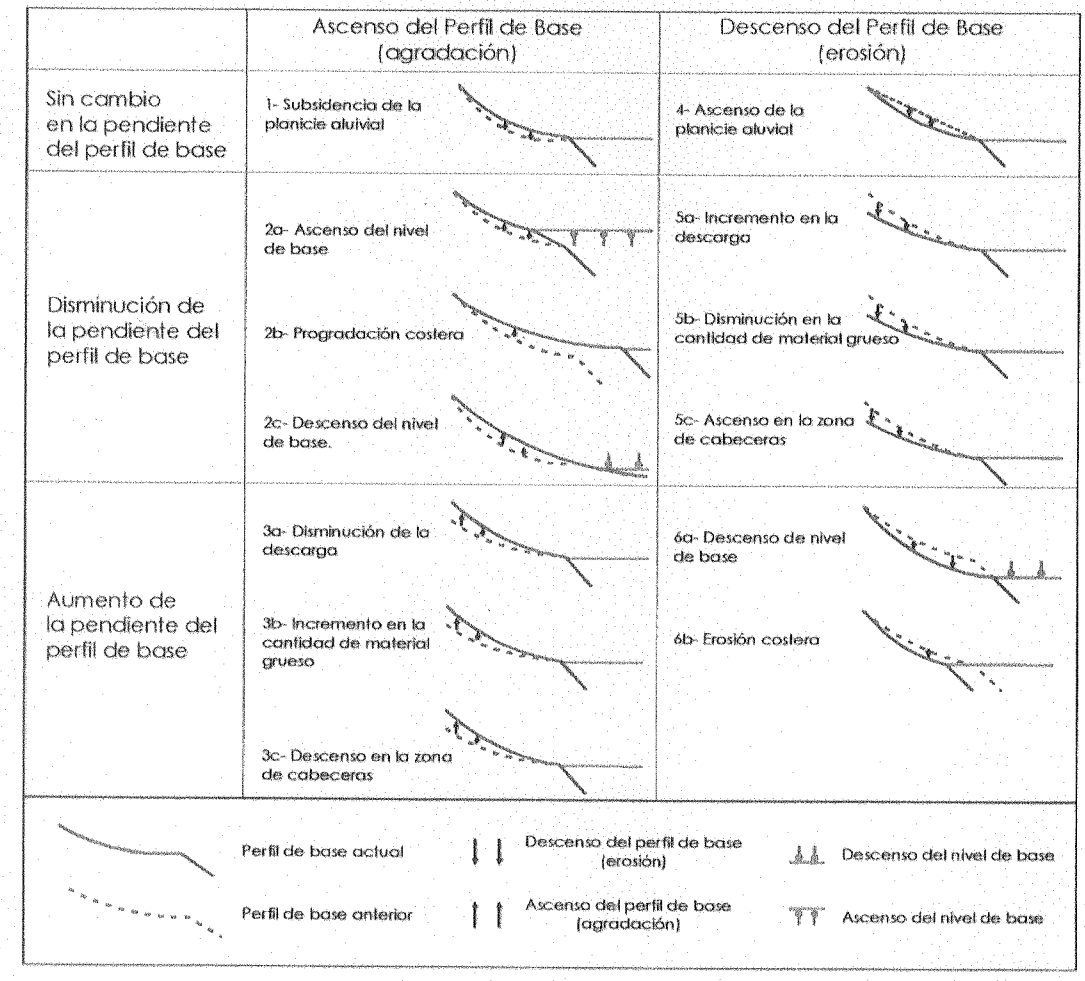


Figura 96: Evolución del perfil de base de un sistema fluvial sobre la base de la variación en los diferentes factores extrínsecos que lo afectan (Modificado de Quirk, 1996).

nivel de base del sistema fluvial, aunque no sea posible descartar definitivamente los efectos que otros factores puedan tener en la evolución del sistema. Debido a que los depósitos de la Formación Challacó se asocian lateralmente a facies de plataforma de la Formación Lajas (Gulisano *et al.*, 1984b; Legarreta y Gulisano, 1989; Riccardi y Gulisano, 1990; Zavala, 1993, 1996a, 1996b) se considera que las variaciones en el nivel de base del sistema fluvial estarían vinculadas con oscilaciones relativas del nivel del mar.

La gran influencia de los factores locales (intrínsecos) y de la acomodación local dentro del sistema se traduce en la imposibilidad del desarrollo de parasecuencias como en los depósitos marinos de plataforma o más profundos. Sin embargo, es posible reconocer dentro de los depósitos de la Formación Challacó, tramos de la secuencia que están relacionados con variaciones en la acomodación vinculadas con períodos de ascenso y descenso relativo del nivel de base. A partir de la escala de los depósitos y de la correlación del nivel de base con el nivel relativo del mar, los tramos con estas características reconocidos para la unidad estudiada se consideran como equivalentes de los cortejos sedimentarios (*systems tracts*) de las secuencias de 4° orden del esquema secuencial clásico.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, las superficies que limitan estos tramos de la secuencia se pueden correlacionar con las superficies claves de los esquemas de estratigrafía secuencial (límites de secuencia, superficies transgresivas y superficies de máxima inundación marina). En los depósitos continentales, resulta difícil reconocer estas superficies y sólo es posible identificar zonas de inicio de la transgresión o de máxima inundación marina sobre la base del potencial de acomodación (Aitken y Flint, 1994; 1995). Unicamente en los casos en los que un descenso del nivel de base provoca la incisión de valles se puede reconocer una superficie de desarrollo regional correlacionable directamente con un límite de secuencia.

A partir de lo expuesto, se reconocieron dos secuencias depositacionales dentro de la Formación Challacó en este sector, las que por sus características se vinculan genéticamente con oscilaciones relativas del nivel de base del sistema fluvial (Figura 97 y 98):

10.4.1.1- Secuencia 1

La secuencia basal de la Formación Challacó en este sector se inicia con sedimentos continentales de un sistema fluvial de carga mixta, que se deposita por

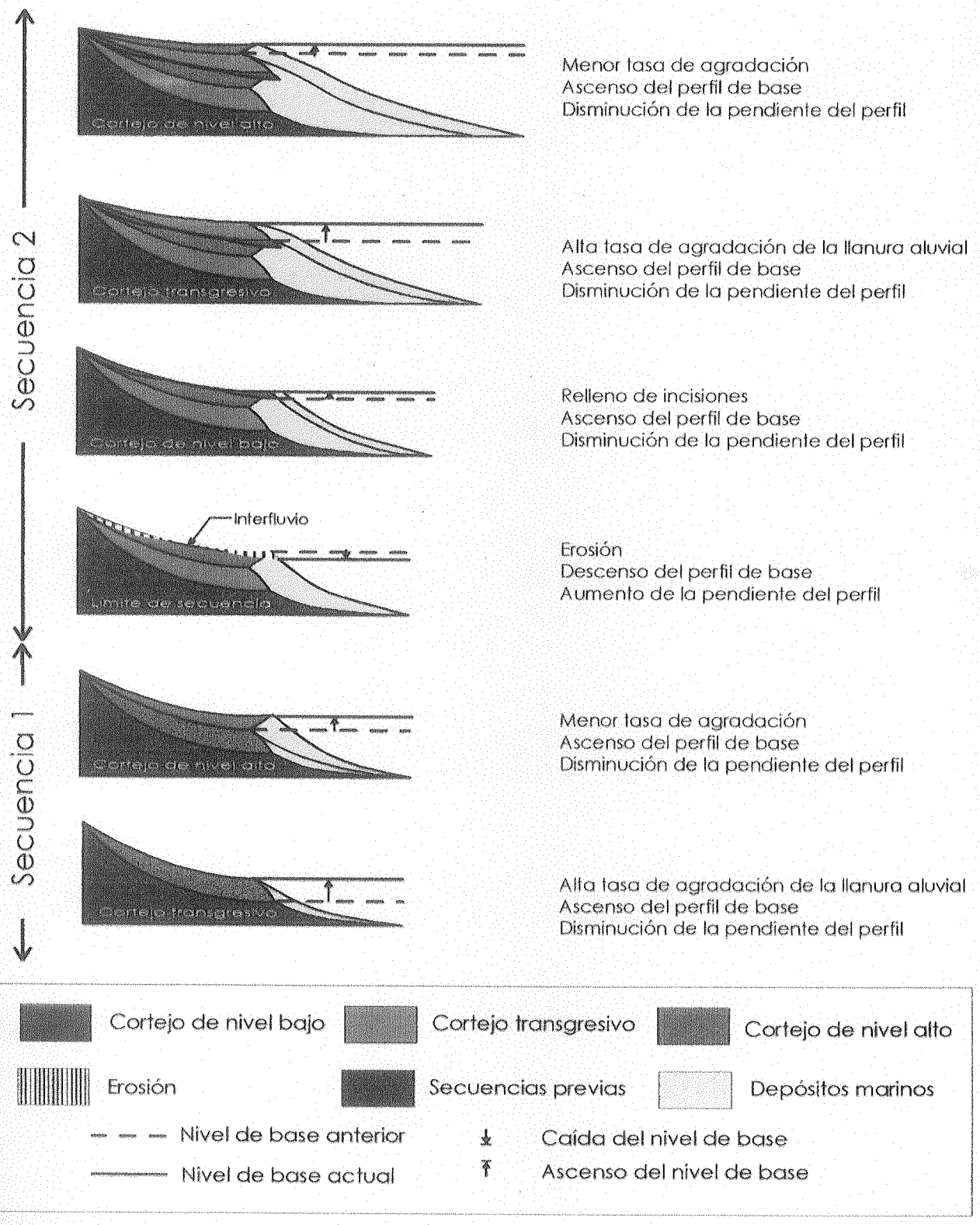


Figura 97: Evolución del perfil de base de los sistemas fluviales de la Formación Challacó para el sector occidental.

sobre las facies de plataforma de la Formación Lajas. El contacto entre estos depósitos es neto y se reconoce a partir del cambio marcado en la geometría externa y arquitectura interna de los cuerpos arenosos con respecto a los depósitos de barras mareales de la Formación Lajas y por la aparición de lutitas rojas de planicie de inundación. Estas condiciones representan un marcado desplazamiento del sistema deposicional hacia el interior de la cuenca con la consiguiente acumulación de facies de neto carácter continental por sobre sedimentos marinos de plataforma. Dicho contacto se puede vincular con una caída del nivel de base del sistema fluvial por lo que se considera como un límite de secuencia provocado por un descenso relativo del nivel del mar (Wright y Marriot, 1993; Emery y Myers, 1996).

Si bien no existe una superficie de discontinuidad en la que se registre la erosión provocada durante una caída del nivel de base, es conocido que en esta etapa la incisión de valles en la plataforma es un fenómeno localizado y que muchas partes de ella quedan expuestas y sólo son cubiertas por depósitos una vez que el nivel de base comienza a ascender y a generar espacio de acomodación (interfluvios). Sin embargo, la ausencia de erosión en la base de esta secuencia, también podría deberse a que si bien se registra un descenso marcado del nivel de base, éste se desarrolla durante una etapa correspondiente a un ascenso del nivel de base de menor frecuencia, por lo que los efectos de la incisión se ven disminuidos debido a la tendencia general de ascenso. De esta forma, y en virtud que en el área estudiada no se reconocieron valles incisos en la base de esta secuencia, tampoco se habrían generado depósitos de relleno que podrían ser correlacionables con un Cortejo de Nivel Bajo.

Por encima de esta superficie que representa la base de la secuencia se desarrolla un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad, caracterizado por mayor proporción de depósitos finos y con cuerpos de canal aislados dentro de las facies de planicie de inundación (Figura 87A). Esta disposición de los depósitos de los miembros fino y grueso indica importante tasa de agradación del sistema fluvial y por consiguiente una significativa tasa de creación de espacio de acomodación (Olsen *et al.*, 1995). Estas condiciones se asocian con el ascenso del nivel de base (ascenso relativo del nivel del mar) (Wright y Marriot, 1993) y con el desarrollo de un Cortejo Transgresivo (Figura 97), el que también podría estar vinculado con un aumento de la subsidencia.

No obstante la ausencia de un cambio marcado en el ambiente de acumulación por encima de estos depósitos, sí se registra una importante variación en

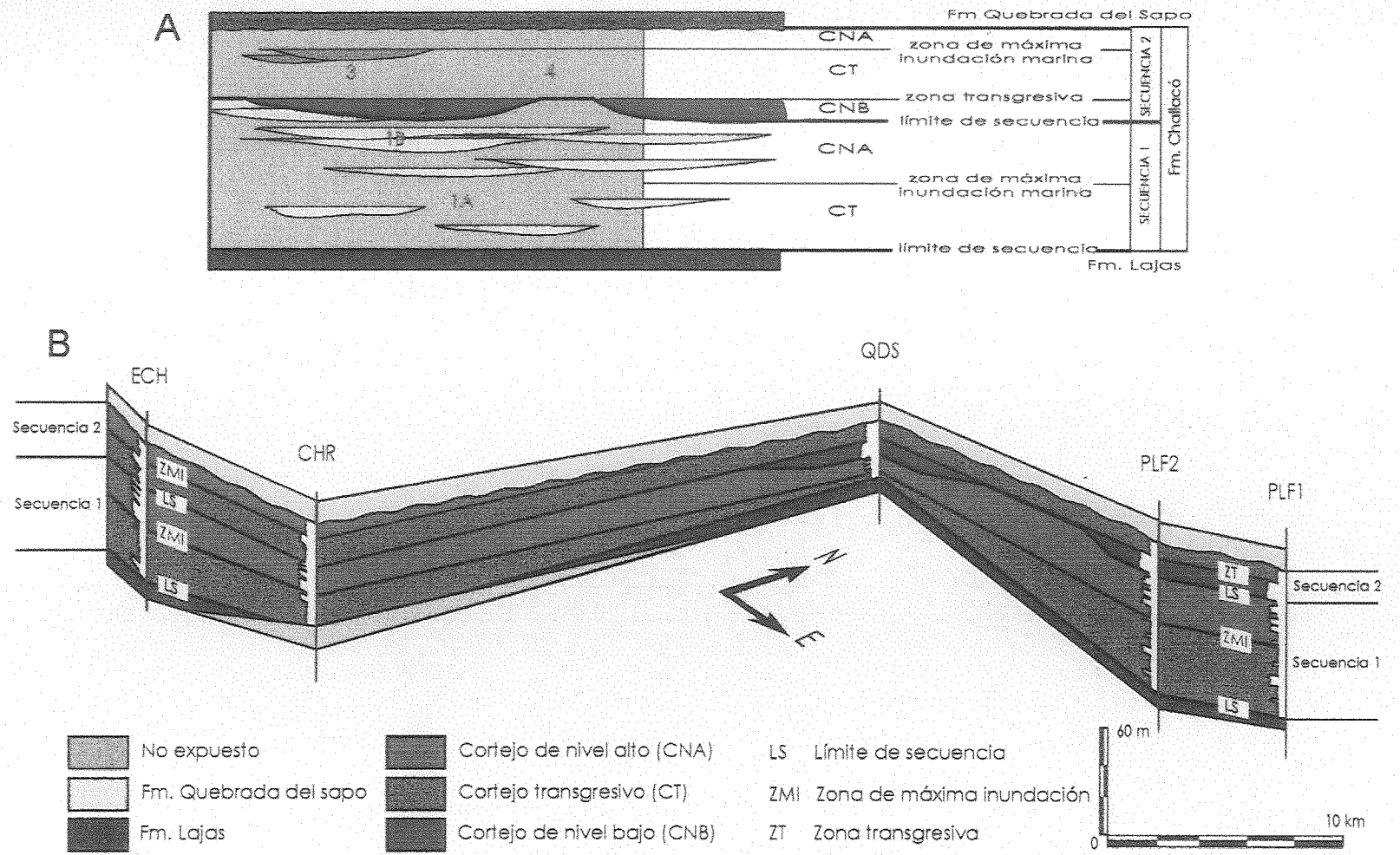


Figura 98: A) Secuencias deposicionales reconocidas para el sector occidental de afloramientos de la Formación Challacó y distribución de los ambientes de acumulación. 1: Sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad -A: con canales aislados, B: con canales amalgamados- 2: sistema fluvial entrelazado gravoso, 3: sistema eólico, 4: sistema lacustre-planicie de inundación lutítica. B) Distribución regional de las secuencias identificadas y de las superficies claves para el análisis secuencial.

la arquitectura interna y en la disposición de los depósitos de canal hacia la parte superior de la unidad. En este sector, el desarrollo lateral y vertical del miembro grueso del sistema fluvial es mucho mayor y los cinturones de canales presentan mayor grado de interconexión, con depósitos finos menos frecuentes intercalados entre las facies gruesas. Internamente, se reconocen para el miembro grueso, cuerpos relacionados con acreción lateral en barras de meandro de canales de alta sinuosidad. La variación en las condiciones que se registra en este sector revela una disminución importante en la tasa de creación de espacio de acomodación con respecto a la parte basal de esta secuencia (Olsen *et al.*, 1995). A partir del análisis de la evolución del perfil de base del sistema fluvial, se observa que existe decrecimiento en la tasa de ascenso del perfil de base (agradación de la planicie aluvial), conjuntamente con el descenso de la pendiente del sistema fluvial. Estas condiciones podrían representar una disminución en la tasa de ascenso del nivel de base del sistema fluvial (Quirk, 1996) y el desarrollo de un Cortejo de Nivel Alto (Wright y Marriott, 1993; Shanley y McCabe, 1994), o el aumento en la distancia horizontal que recorren los cursos debido a la progradación de la línea de costa durante un estadio de nivel del mar relativamente alto (Figura 97) (Quirk, 1996).

A pesar de no existir un límite bien marcado entre los cortejos Transgresivo y de Nivel Alto, se reconoce un intervalo que representa las condiciones de máxima tasa de agradación (Figura 98). Este sector, se correlaciona con una zona de máxima inundación marina (Aitken y Flint; 1994). Cabe destacar que esta variación en la arquitectura y la presencia de una secuencia estrato-grano creciente, podría estar controlada exclusivamente por la variación en la tasa de subsidencia de la planicie aluvial. Sin embargo, al considerar los cambios relativos del nivel de base (nivel del mar) y no sólo las oscilaciones eustáticas, las variaciones en la tasa de subsidencia quedan contempladas en este nivel relativo. De esta forma, un aumento en la subsidencia genera un incremento en la tasa de ascenso de este nivel relativo y viceversa. Por su parte, un incremento en la cantidad de material clástico que ingresa al sistema (vinculado con un aumento de la actividad tectónica en el área de aporte) también podría generar una secuencia de este estilo. Sin embargo, la mayor influencia de este factor en la zona de cabeceras de los cursos y la depositación de material clástico grueso en ese sector llevaría aparejado un incremento en la pendiente del perfil de base y el consiguiente desarrollo de un sistema de menor sinuosidad (Quirk, 1996).

10.4.1.2- Secuencia 2

La segunda secuencia reconocida dentro de los depósitos de la Formación Challacó presenta diferencias sustanciales con respecto a la Secuencia 1. En primer lugar, se inicia con un conjunto de depósitos conglomerádicos gruesos de un sistema fluvial entrelazado. Estos depósitos aparecen en tres de los perfiles descritos y son separados de la secuencia basal por una superficie marcadamente erosiva (Figura 98).

Por encima de esta superficie aparecen los mencionados depósitos conglomerádicos gruesos que representan un sistema fluvial entrelazado, con carga de lecho gravosa. La variación en las condiciones de sedimentación observadas con respecto a la parte superior de la secuencia basal indica no sólo la degradación y erosión durante una caída del nivel de base, sino también un aumento importante en el gradiente del sistema fluvial, con el desarrollo de facies que caracterizan un ambiente más proximal una vez que se genera espacio de acomodación y el sistema comienza a agradar nuevamente. La erosión o degradación representada por esta superficie podría ser ocasionada por diversos factores externos al sistema, sin embargo, el desarrollo por encima de un sistema de mayor gradiente permite su correlación con un límite de secuencia (Figura 97) originado por una caída importante del nivel de base del sistema fluvial (Quirk, 1996). La mayor influencia de este factor en la zonas más distales del sistema se traduce en un incremento de la pendiente del sistema, mientras que si la acción erosiva se concretara en las zonas de cabeceras, como sería en el caso de un incremento importante en la descarga o un ascenso tectónico de la zona de cabeceras, el perfil de base resultante tendría un menor gradiente lo que representaría el desarrollo de un sistema de menor sinuosidad.

Las características de este límite difieren de las de la base de la Secuencia 1, ya que en algunas de las localidades estudiadas (Picún Leufú y Quebrada del Sapo), se ha identificado la erosión e incisión de los depósitos acumulados anteriormente. Sin embargo, en los afloramientos más australes de esta unidad (perfiles Charahuilla-CHR y Estancia Charahuilla-ECH) estas condiciones no se identifican, así como tampoco aparecen representadas las facies conglomerádicas que se encuentran inmediatamente por encima de la superficie de erosión (Figura 98). En este último caso, los atributos del límite de secuencia serían similares a los de la base de la Secuencia 1, sin evidencias de incisión y con el desarrollo de un interfluvio, aunque sobre depósitos continentales del Cortejo de Nivel Alto de la Secuencia 1.

Los depósitos conglomerádicos de la asociación 2 representan la depositación

por parte del sistema una vez que se comienza a generar acomodación por lo que se considera que podrían corresponderse con la etapa final del desarrollo de un Cortejo de Nivel Bajo y con el inicio de un Cortejo Transgresivo (Figura 97).

A partir de este punto, se observa en el sector austral de la zona de estudio (Perfiles Charahuilla-CHR y Estancia Charahuilla-ECH) una importante disminución de la cantidad de sedimento disponible para la sedimentación y del gradiente del sistema fluvial. Por encima de las facies arenosas de canal correspondientes al Cortejo de Nivel Alto de la secuencia anterior, se depositan facies finas de llanura de inundación, sin que se reconozcan en este tramo canales fluviales de ninguna especie. La parte más alta de este tramo de la sucesión muestra la presencia de canales fluviales de reducidas dimensiones que presentan restos fosilizados de troncos y abundantes intercalaciones lutíticas y carbonosas. En este sector, podría haber sido más importante la influencia del mar, por lo que aquí se podría inferir una zona de máxima inundación marina que representa -a su vez- el límite superior del Cortejo Transgresivo (Shanley y McCabe, 1991, 1994). En otro de los perfiles (Quebrada del Sapo-QDS), por el contrario, las facies conglomerádicas pasan transicionalmente a depósitos arenosos de ambiente eólico. Estas condiciones se relacionan con un ascenso del nivel de base y con el desarrollo de un Cortejo Transgresivo caracterizado por la disminución en la pendiente del sistema y en el aporte clástico (Figura 97).

Por su parte, en la porción más oriental de este sector (perfiles Picún Leufú 1 y Picún Leufú 2), por encima de las facies congomerádicas del sistema entrelazado gravoso correspondientes al cortejo de nivel bajo, aparecen sin que se observe una discordancia angular ni erosión de los depósitos infrayacentes, facies lutíticas margosas, con restos de invertebrados marinos (Formación Lotena). Estos depósitos han sido han sido atribuidos al Calloviano medio (Herrero-Ducloux y Leanza, 1946; Dellapé *et al.*,1978) y al Caloviano – Oxfordiano (Simeoni, 1995) y son considerados como pertenecientes a otro ciclo de sedimentación (Ciclo Loteniano-Chacayano) que se separa del Ciclo Cuyano a partir de una discordancia correspondiente a los Movimientos Intracallovianos (Dellapé *et al.*, 1979). Debido a la ausencia de una superficie de discordancia en todo el sector estudiado, la que tampoco aparece en otros afloramientos de estas unidades, y a la falta de registro que permita asignar una edad precisa a los depósitos de la Formación Challacó, es posible considerar que las facies marinas de plataforma de la Formación Lotena (las que no presentan fósiles marinos en la parte basal) podrían tener una vinculación lateral con los depósitos continentales estudiados y representar las facies marinas del Cortejo Transgresivo. Con esto se podría considerar que este tramo de la secuencia 2 estaría representado en el

sector norte del área estudiada por facies marinas de plataforma, en el sector noroccidental por facies eólicas y en el sector sur por depósitos dominantemente fluviales.

El tramo superior de la Secuencia 2 se encuentra representado sólamente en la zona más austral y está compuesto por facies finas de llanura de que se desarrollan por encima de la zona de máxima inundación marina (Figura 97). Estos depósitos se corresponden con la etapa inicial del desarrollo de un Cortejo de Nivel Alto (Figura 97). Esta secuencia es truncada en la mayor parte del área estudiada por los depósitos conglomerádicos fluviales y arenosos eólicos de la Formación Quebrada del Sapo, de edad Kimmeridgiano y correspondiente al ciclo de sedimentación Preándico. La discordancia se corresponde con los Movimientos Intermálmicos, a partir de los cuales se produce una importante reestructuración paleogeográfica en la Cuenca Neuquina (Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1994).

10.4.2- Sector oriental

Por su parte, para el conjunto de la Formación Challacó en el sector oriental de afloramientos se han reconocido tres secuencias depositacionales, las que han podido ser vinculadas, sobre la base del estudio de la evolución del perfil de base del sistema fluvial, con controles tanto tectónicos como eustáticos. Las mismas se ilustran en la figura 99, donde además se puede observar la distribución interna de las facies para cada una de las secuencias.

10.4.2.1- Secuencia 1

El desarrollo de una importante secuencia de depósitos continentales proximales, de más de 150 metros de potencia, por sobre las facies de plataforma de la Formación Lajas, y la relación angular que se observa entre estas dos unidades en los afloramientos más orientales de este sector, indica el desarrollo de un cambio paleogeográfico significativo en la evolución del Ciclo Cuyano para esta porción de la cuenca. Diversos factores podrían haber controlado esta disposición, como una importante caída del nivel de base de los ríos, que pudo originar un desplazamiento de magnitud de las facies hacia el interior de la cuenca, o la actividad tectónica en este sector, que pudo producir una redistribución paleogeográfica y un incremento en la cantidad de material que ingresa al sistema así como generar el espacio de acomodación suficiente como para acumular estos sedimentos.

Por consiguiente, es factible considerar que el drástico cambio en las

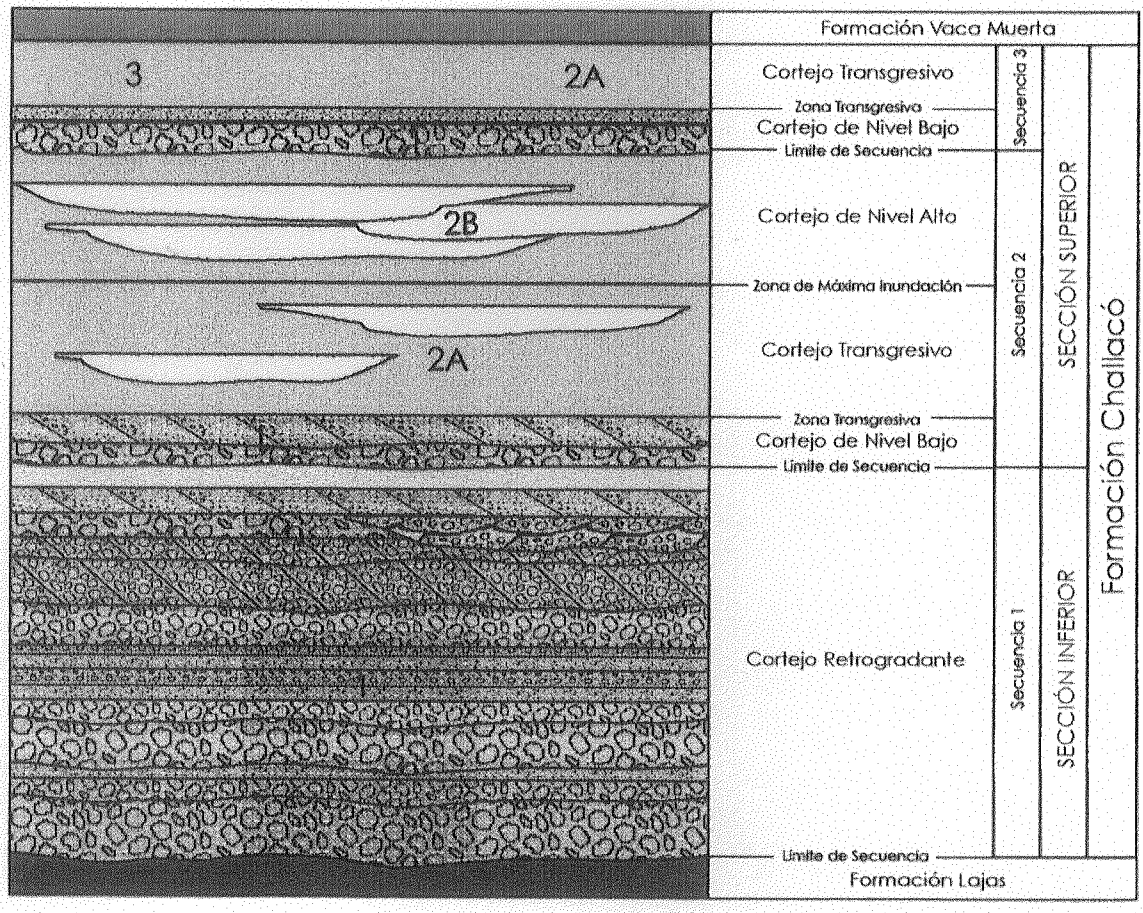


Figura 99: Secuencias sedimentarias reconocidas para el sector oriental de afloramientos y distribución interna de los sistemas deposicionales identificados.1: sistema fluvial entrelazado gravoso, 2: Sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad -A: con canales aislados, B: con canales amalgamados-, 3: sistema lacustre-planicie de inundación lutítica.

condiciones de acumulación y la creación de espacio de acomodación constante y de magnitud observado en la base de la unidad estudiada, pudo estar relacionado con actividad tectónica en el área de la dorsal, y por ende con el desarrollo de un relieve importante labrado sobre los depósitos de la Formación Lajas u otras unidades más antiguas.

La transición gradual que se registra dentro de la sección inferior desde un sistema entrelazado gravoso de elevada energía, dominado por el desarrollo de barras longitudinales hasta otro representado por condiciones de menor energía y gradiente (caracterizado por barras transversales y canales) y más tarde a un sistema de carga mixta y mayor sinuosidad (sección superior) implica una disminución significativa en la energía del sistema fluvial. Sobre la base del concepto de perfil de base propuesto por Quirk (1996), este cambio representa el ascenso gradual de este perfil (que permite la agradación por parte del sistema fluvial) y simultáneamente la disminución en su pendiente, con la consiguiente transición a un sistema de menor energía y mayor sinuosidad. Si consideramos los factores que ocasionan esta variación, sólo un ascenso del nivel de base de los ríos (nivel hacia el cual grada el sistema fluvial en su conjunto) podría producir el ascenso del perfil de base y a su vez una disminución en la pendiente del mismo. A partir de la correlación del nivel de base del sistema con el nivel relativo del mar, se puede considerar que este cambio en las condiciones de depositación a lo largo de todo el espesor de la Formación Challacó se vincula con el ascenso gradual del nivel relativo del mar. La consecuencia de esto es el desarrollo de un cortejo con características retrogradantes (Figura 99), para el que no resulta posible considerarlo dentro del esquema secuencial clásico debido a que el principal factor que influye sobre su desarrollo es la tectónica.

10.4.2.2- Secuencias 2 y 3

El registro de la sección superior en este sector, caracterizado por la presencia de cuerpos arenosos intercalados en fangolitas rojas de planicie de inundación, no es continuo, y es posible definir para los últimos 150 m dos secuencias deposicionales con características similares. Las mismas, se inician con depósitos conglomerádicos de un sistema entrelazado gravoso que pasan a facies de un sistema de carga mixta y alta sinuosidad, dominado por facies finas de planicie de inundación y con depósitos de canal aislados y con bajo grado de amalgamación o por el desarrollo de potentes paquetes pelíticos. Estas secuencias culminan con depósitos de un ambiente similar pero con mayor proporción de facies del miembro grueso y con elevado grado de interconexión (Figura 99).

Sobre la base de las variaciones en las condiciones de acumulación es posible considerar, a igual que para los depósitos del sector occidental, que estas secuencias se encuentran en mayor medida, controladas por ciclos de ascenso y descenso del nivel de base del sistema fluvial (Olsen *et al.*, 1993, Quirk, 1996). Al considerar al nivel relativo del mar como nivel de base del sistema, los distintos tramos de las secuencias, caracterizados por diferentes condiciones de acomodación, se pueden correlacionar con los cortejos sedimentarios del esquema secuencial clásico (Shanley y McCabe, 1994). De esta forma, el límite inferior de estas secuencias, se habría originado a partir de una caída relativa importante del nivel del mar, mientras que los conglomerados de la porción basal se vinculan con el desarrollo de los estadios finales de un Cortejo de Nivel Bajo (Figura 100) o con el comienzo de un Cortejo Transgresivo, caracterizado por un aumento importante el la pendiente del perfil de base que se evidencia en el desarrollo de un sistema fluvial de mayor gradiente (Aitken y Flint, 1995). Por su parte el tramo heterolítico con predominio de facies de planicie de inundación o los potentes espesores pelíticos representan una importante tasa de agradación del sistema, vinculada con el ascenso del nivel de base y con el desarrollo de un Cortejo Transgresivo (Wright y Marriott, 1993; Shanley y McCabe, 1994). La porción superior de las secuencias, con mayor proporción de depósitos canal y con alto grado de amalgamación y desarrollo lateral, refleja una disminución en la acomodación determinada por una menor tasa de ascenso del perfil de base. Estas condiciones se correlacionan con una posición relativamente alta del nivel de base del sistema o la progradación de la línea de costa durante los estadios de nivel relativo del mar alto, con el consiguiente desarrollo de un Cortejo de Nivel Alto (Figura 100).

La mayor influencia de factores locales (intrínsecos) en la acumulación de sucesiones continentales no permite el desarrollo de parasecuencias o la diferenciación de superficies transgresivas o de máxima inundación marina (Aitken y Flint, 1995). Sin embargo, sobre la base de las variaciones en la arquitectura de los depósitos y en los cambios en la acomodación, es posible diferenciar una zona de máxima inundación, que permite separar el Cortejo Transgresivo del Cortejo de Nivel Alto.

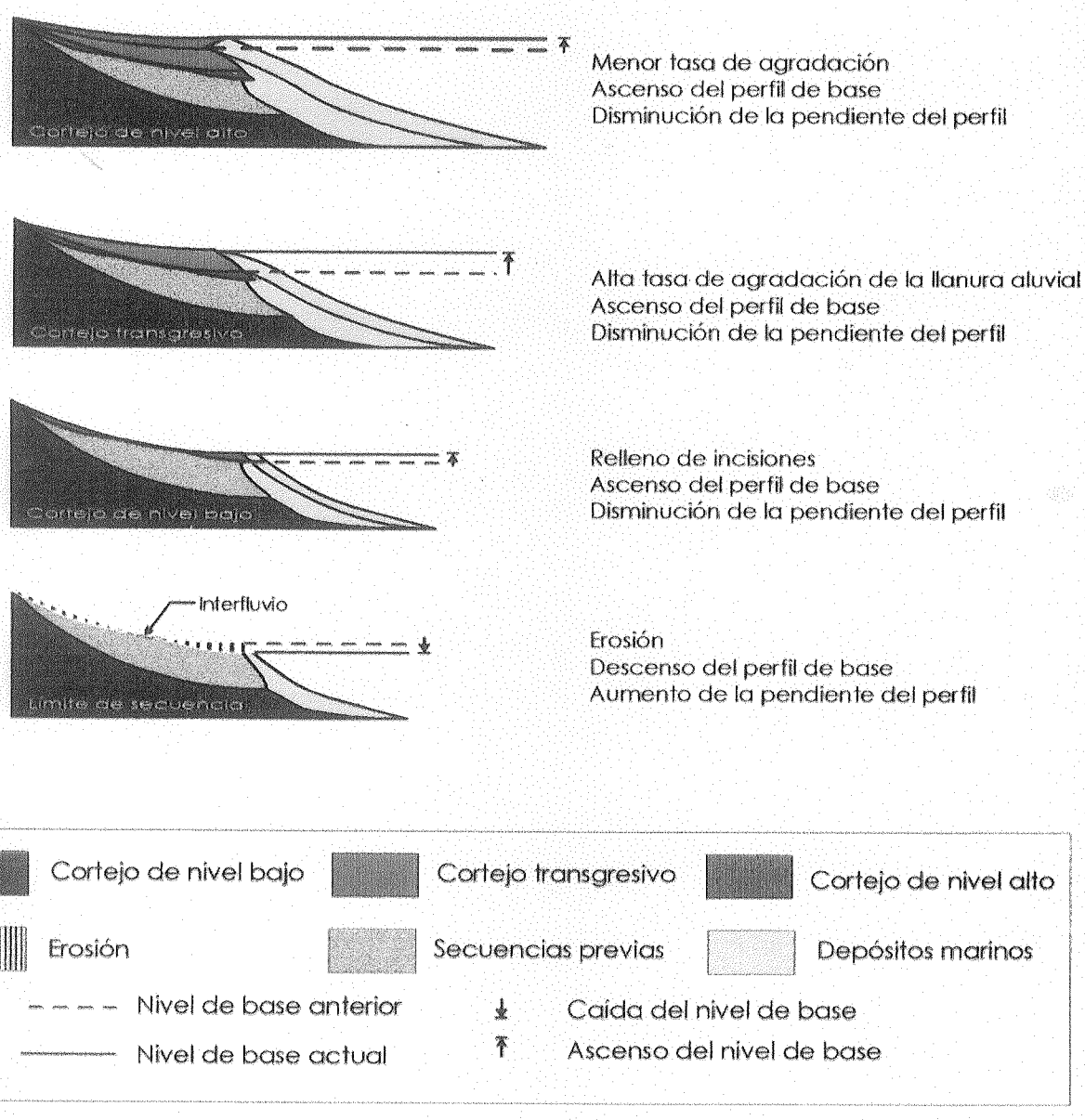


Figura 100: Evolución del perfil de base de los sistemas fluviales para las secuencias 2 y 3 de la Formación Challacó en el sector oriental.

Capítulo 11: Evolución paleogeográfica

11.1- Introducción

Si bien resulta imposible establecer una correlación física directa entre las dos zonas de afloramientos de la Formación Challacó definidas en este trabajo y la ausencia de un control bioestratigráfico impide precisar la magnitud y ubicación temporal de estos depósitos, es posible intentar una correlación sobre la base de la identificación de procesos que afectaron al relleno de la cuenca. De esta forma se puede establecer un marco de evolución para el margen austral de la Cuenca Neuquina y determinar las posibles correlaciones entre los depósitos de la Formación Challacó y las demás unidades que integran el Grupo Cuyo en otros sectores de la cuenca.

Debido a que clásicamente sólo se consideraban dentro de la Formación Challacó a las facies continentales del sector occidental, y los depósitos conglomerádicos orientales eran asignados a la Formación Lotena, por encontrarse por encima de una discontinuidad importante que se asignaba a actividad tectónica durante el Caloviano, en un primer momento del estudio de la sucesión cuyana se los correlacionó con las facies evaporíticas de la Formación Tábanos (Gulisano y Pando, 1981; Leanza, 1985). Posteriormente se consideró que estos últimos respondían a la acumulación durante una caída importante del nivel del mar posterior, vinculando de esta forma a la Formación Challacó con las facies de plataforma progradacionales de la Formación Lajas.

La identificación de discontinuidades internas dentro de la sucesión de Grupo Cuyo, llevó a que se consideraran dentro del mismo a los depósitos continentales ubicados en el sector oriental. La ausencia de un control bioestratigráfico complicó en parte la correlación con las facies más conocidas del sector occidental. Sin embargo, a partir de la identificación de estas discontinuidades en ambas regiones, ha sido posible establecer un modelo general de evolución para estos depósitos aunque su ubicación temporal definitiva aún es motivo de controversia debido a la falta de elementos para su datación concreta.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, y a partir de la correlación de los sectores estudiados, ha sido posible la identificación de tres secuencias de acumulación para los depósitos de la Formación Challacó en toda el área de

afloramientos de la misma (Figura 101). De forma muy generalizada, estas secuencias podrían ser asignadas al Bajociano, Bathoniano y Caloviano respectivamente, sobre la base de la correlación con otros eventos en el resto de la Cuenca Neuquina y a fin de caracterizar de forma general su evolución en el margen austral.

Desde el punto de vista paleogeográfico regional, las secuencias aquí reconocidas se habrían desarrollado relativamente próximas al margen sudoriental de la Cuenca Neuquina, con especial aporte desde zonas altas del basamento tanto desde el este como tal vez desde el sur y posiblemente a partir de aportes extracuencales desde las zonas adyacentes a la cuenca (Macizo Nordpatagónico). Este marco regional se habría completado con el desarrollo de un arco volcánico hacia el borde occidental de la cuenca, aunque la presencia de este rasgo no puede ser deducida exclusivamente del análisis de la Formación Challacó más que a partir de la presencia de rocas muy finas posiblemente derivadas del desarrollo de lluvias de cenizas o por la presencia de contados fragmentos neovolcánicos en la composición modal de las areniscas de esta unidad.

Por consiguiente, el desarrollo de un arco volcánico en el margen occidental de la cuenca no habría tenido especial influencia en el desarrollo de la sucesión aquí estudiada y, de acuerdo con las características precisadas por algunos autores, su expresión topográfica puede no haber sido lo suficientemente importante como para condicionar directamente el relleno de la Cuenca Neuquina en el área comprendida en este trabajo.

Sin embargo, como hemos visto, este marco paleogeográfico general de la Cuenca Neuquina, ha sufrido significativas modificaciones a lo largo de su historia de relleno, con el desarrollo de relieves locales que modifican la distribución regional de los sistemas deposicionales.

11.2- Bajociano. La inversión tectónica y la Discontinuidad Intrabajociana

Desde hace ya unos años se comenzó a considerar el hecho de que la sucesión del Jurásico medio en la Cuenca Neuquina no presentaba un registro continuo característico de una etapa de subsidencia termal generalizada en toda la cuenca, sino que a lo largo de su evolución, la actividad tectónica habría originado cambios paleogeográficos importantes que ejercieron un control directo sobre su patrón de acumulación.

Estas diferencias se hacen mucho más evidentes en las porciones más marginales de la cuenca, ya que hacia el centro de la misma, el carácter

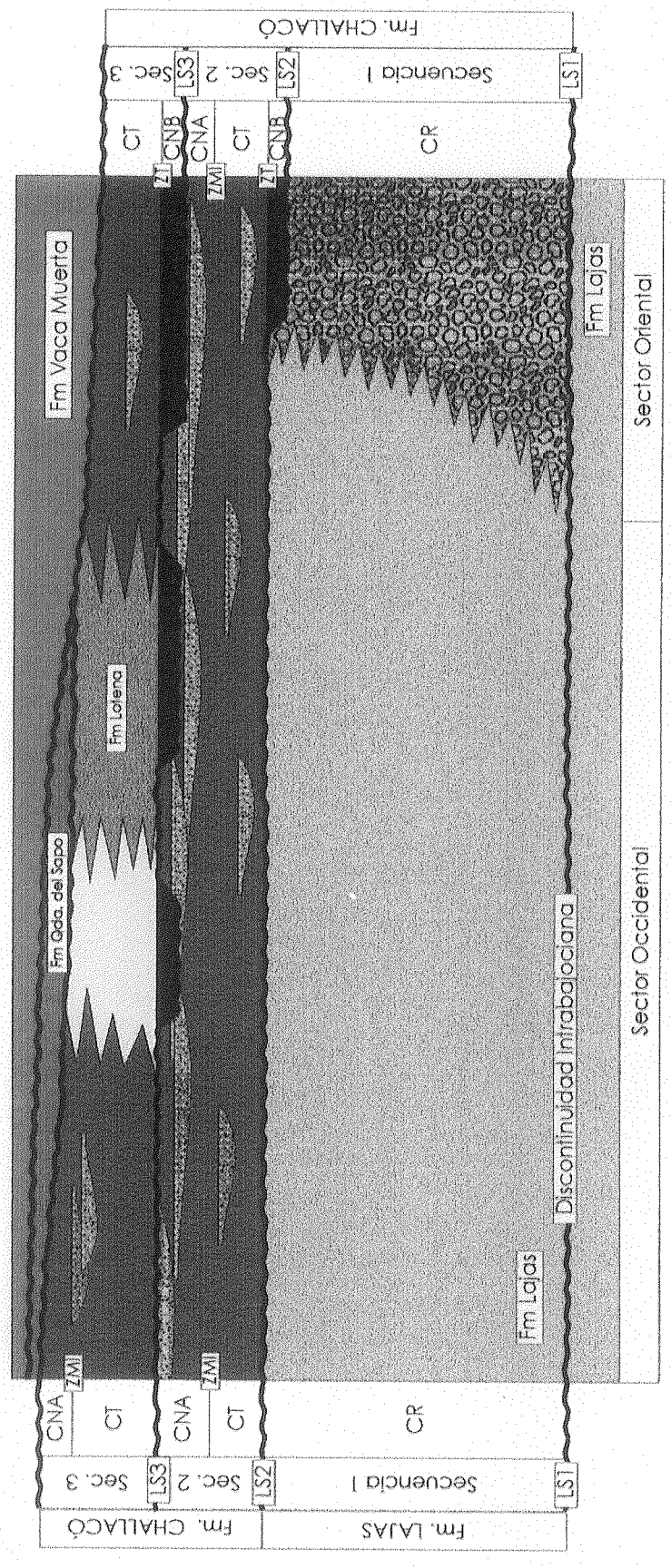


Figura 101: Correlación de las secuencias reconocidas en cada uno de los sectores de afloramiento de la Formación Challacó. LS: Límite de Secuencia; ZT: Zona Transgresiva; ZMI: Zona de máxima inundación; CR: Cortejo retrogradante; CNB: Cortejo de Nivel Bajo; CT: Cortejo Transgresivo; CNA: Cortejo de Nivel Alto.

monótono de las sucesiones, hace más difícil la identificación de los diferentes factores de control en el desarrollo de la sucesión. Así sucede con aquellos sectores donde todo el relleno correspondiente a la parte superior del Grupo Cuyo está caracterizado por facies marinas profundas de la Formación Los Molles. Sin embargo, las primeras evidencias de que esta sucesión no era continua fueron registradas en las facies de plataforma de la Formación Lajas. Gulisano y Hinterwimmer (1986) sugirieron, a partir del estudio de estos depósitos en el sector del Arroyo Picún Leufú, que el esquema propuesto por Gulisano *et al.* (1984b) podía llegar a ser un poco más complejo, registrándose discontinuidades internas, donde se identificaba un cambio de magnitud en el carácter de la sedimentación de plataforma de esta unidad.

A partir del análisis de las sucesiones presentes, Hallam (1991) elabora una curva del nivel relativo del mar para el Jurásico andino (Figura 102) y observa que para determinadas etapas de evolución de la cuenca se registran notorias divergencias respecto de la curva eustática clásica (Haq *et al.*, 1987). Las principales surgen del reconocimiento de caídas relativas del nivel del mar durante estadios de nivel del mar relativamente alto en la curva global, por lo que este autor sugiere una importante influencia de la actividad tectónica en el desarrollo del relleno jurásico en los Andes. Si bien las principales diferencias se registran durante el Kimmeridgiano, también durante el Bajociano - Bathoniano se evidencia una caída importante del nivel del mar que relaciona con actividad tectónica (C en Figura 102).

Diversos autores han propuesto la existencia de una discontinuidad interna dentro de los depósitos del Grupo Cuyo sobre la base de distintas evidencias. Limeres (1996) en el sector del Cerro Granito, observa una discordancia angular entre los sedimentos de la Formación Lajas y los conglomerados de la sección basal de la Formación Challacó, que interpreta como producto de actividad tectónica a lo largo de la Dorsal de Huincul, la cual se habría encontrado activa durante la depositación del Grupo Cuyo. Si bien en los afloramientos del Cerro Lotena no se registra angularidad entre ambas unidades, esta discontinuidad puede ser correlacionada con el cambio paleogeográfico que representa el desarrollo de los sistemas fluviales proximales de la Formación Challacó por encima de las facies de plataforma de la Formación Lajas.

En la interpretación estructural que Bettini (1984) realiza del área del Cerro Lotena – Cerro Granito, propone la existencia de una discontinuidad entre los depósitos de la Formación Challacó y el conjunto de las Formaciones Los Molles y Lajas. Sin embargo, al correlacionar a la Formación Challacó con los depósitos

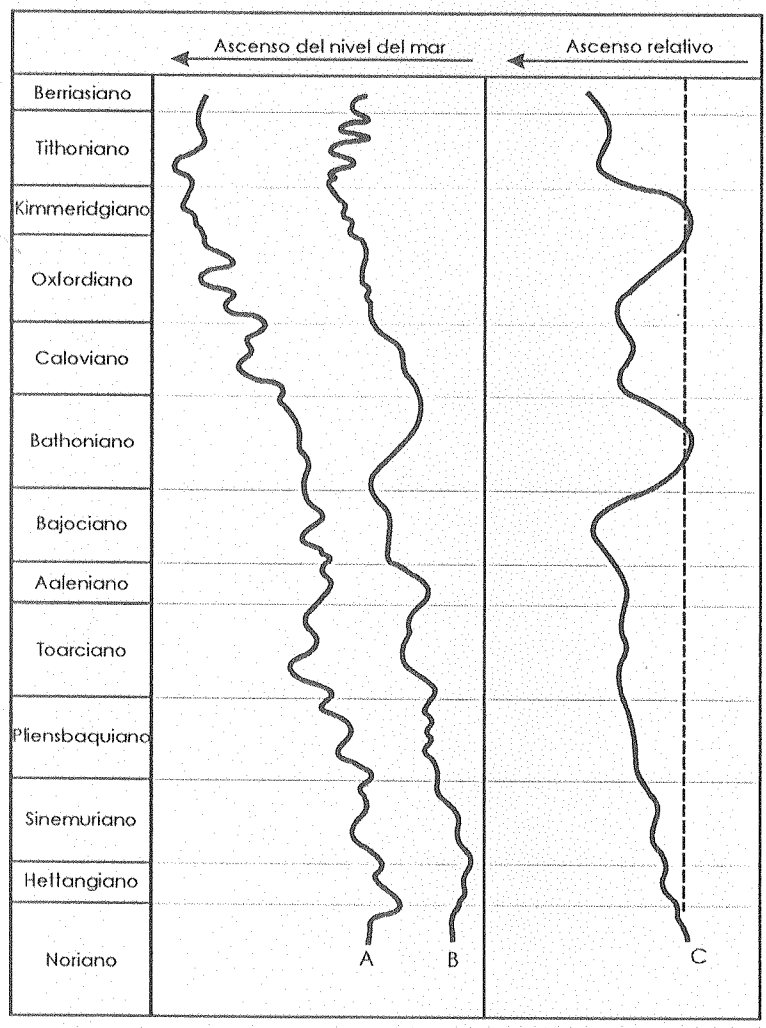


Figura 102: Comparación de las curvas eustáticas globales para el Jurásico (A y B) con la curva de variaciones relativas del nivel del mar para el Jurásico andino (C). A: curva eustática global según Hallam et al. (1988), B: curva eustática global según Haq et al. (1988). Modificado de Hallam (1993).

correspondientes al Ciclo Loteniano-Chacayano hacia el norte de la Dorsal de Huincul, atribuye esta discontinuidad a los Movimientos Intracalovianos propuestos por Dellapé *et al.* (1979).

Más recientemente, Vergani *et al.* (1995) consideran que durante el Caloviano se produce una etapa de inversión tectónica de las fallas extensionales que originaron los primeros depocentros de la cuenca. Este hecho genera un importante cambio paleogeográfico cuyo exponente más sobresaliente es el desarrollo de la Dorsal de Huincul (Figura 103). Dichos autores ubican la respectiva discontinuidad en la base del Caloviano, debido a que asignan a los depósitos gruesos continentales que estos procesos generan a la parte basal de la Formación Lotena, ubicándolos tanto hacia el norte como hacia el sur del área de influencia de la dorsal. Sin embargo, si consideramos que dichos depósitos continentales no representan a la Formación Lotena (en el sentido actual del término litoestratigráfico) sino que corresponden a la parte superior del Grupo Cuyo en otras localidades (Formación Challacó), esta discontinuidad no correspondería a los clásicos movimientos Intracalovianos que separan el Ciclo Cuyano del Loteniano-Chacayano, sino que representarían el desarrollo de una tectónica activa durante la acumulación del Ciclo Cuyano (Figura 1021.

La presencia de una relación angular entre la sección inferior de la Formación Challacó en el sector del Cerro Granito o el cambio en las condiciones de acumulación que representa el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado que caracteriza a la primer secuencia identificada (Figura 101), por encima de las facies de plataforma de la Formación Lajas en el Cerro Lotena (aunque no se registre una discontinuidad angular en el límite) sugiere un cambio paleogeográfico de magnitud. Éste genera principalmente el desarrollo de áreas positivas en la cuenca a partir de la deformación de los propios sedimentos correspondientes al Grupo Cuyo, los que en algunos sectores habrían sufrido principalmente erosión, mientras que en otros sólo exposición de los depósitos marinos más antiguos y el consiguiente desarrollo de un sistema de neto carácter continental por encima de una conspicua superficie de discontinuidad (Secuencia 1, Figura 101, Figura 104).

Por su parte, Zavala (1996a, 1996b) considera igualmente la existencia de esta discontinuidad, ubicándola entre las Formaciones Lajas y Challacó en el sector oriental de estudios y dentro de las facies asignadas a la Formación Lajas en los afloramientos más occidentales del Grupo Cuyo (Sierra de Chacaico, Cerro Lohan Mahuida). Este autor reconoce que las secuencias que se depositan por encima de dicha

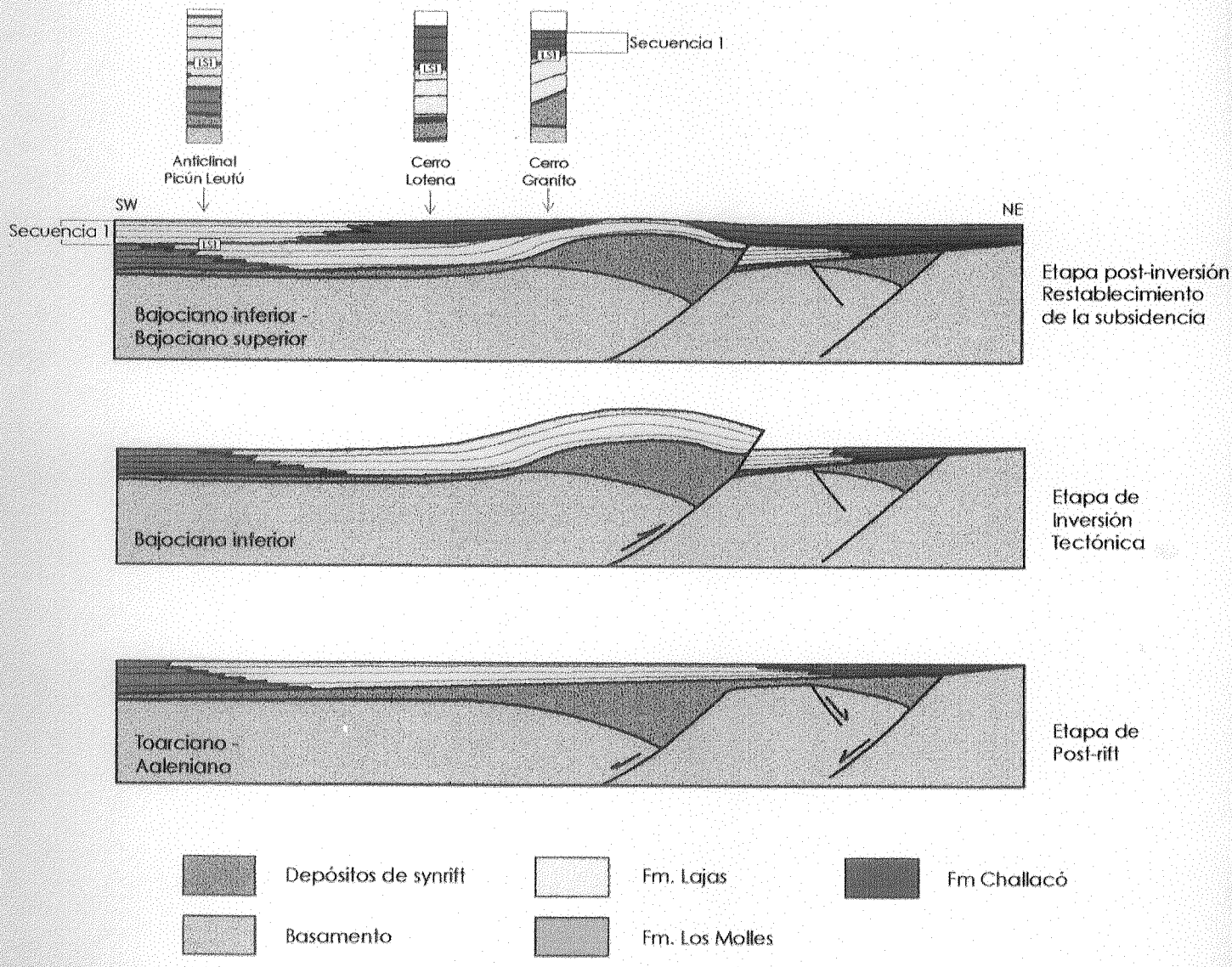


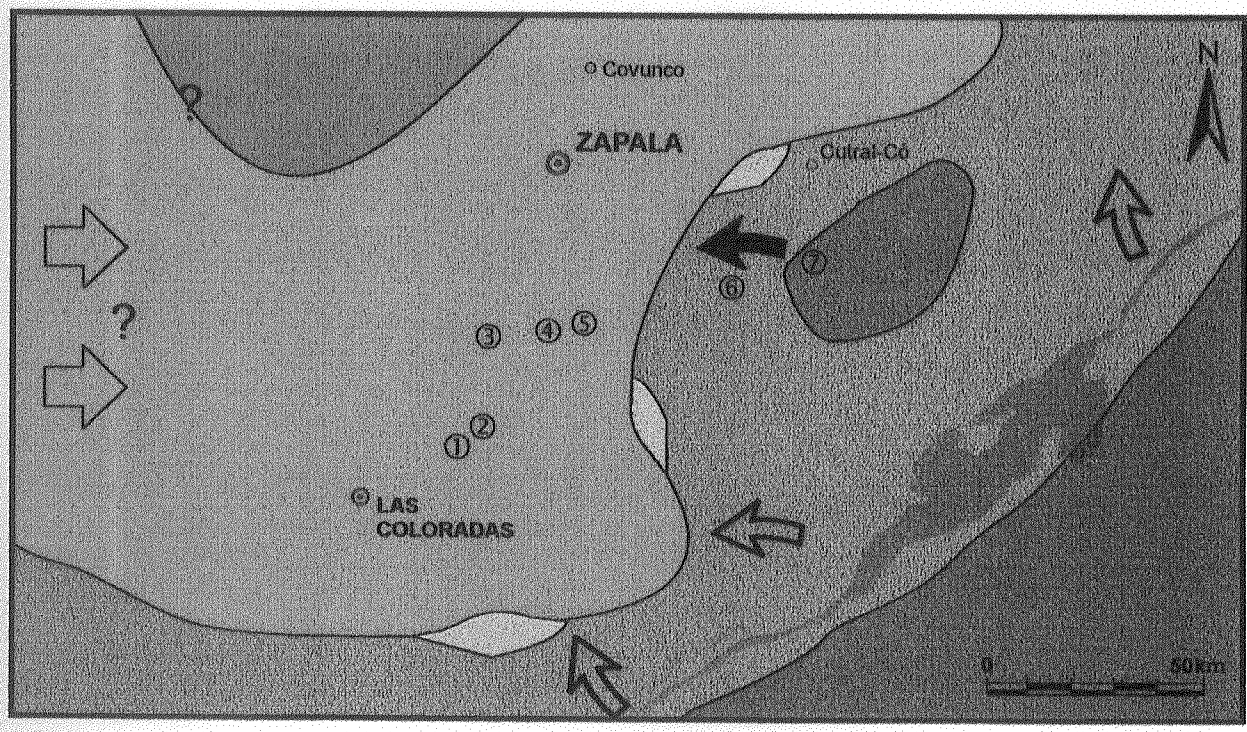
Figura 103: Características generales de la inversión tectónica de las estructuras originales de la Cuenca en el área de la Dorsal de Huincul durante el Bajociano, desarrollo de la Discontinuidad Intrabajociana y características de la Secuencia basal de la Formación Challacó en las distintas zonas de afloramiento incluidas en este estudio. Modificado de Vergani et al. (1995).

discontinuidad son portadoras de amonites de las zonas de *Stephanoceras humphriesianum* y *Megasphaeroceras rotundum* del Bajociano inferior más alto y Bajociano superior, por lo que le asigna a esta discordancia una edad Bajociano inferior (Discontinuidad Intrabajociana). De esta forma es posible correlacionar a las facies conglomerádicas de la secuencia basal de la Formación Challacó, con facies marinas de la Formación Lajas en el sector occidental, desarrolladas entre el final de Bajociano inferior y el Bajociano superior. Esto indica que si bien sectores más orientales habrían estado expuestos (Cerro Lotena) y en ocasiones sujetos a una importante erosión (Cerro Granito), la influencia del desarrollo de un sistema fluvial por encima de esta discontinuidad no se habría extendido más allá de unas decenas de kilómetros hacia el oeste.

El arreglo retrogradacional que presenta la sección inferior de la Formación Challacó en el sector oriental de afloramientos (Figura 99) estaría indicando un aumento importante en la relación *acomodación/aporte sedimentario*. Éste podría estar generado por un incremento en la acomodación producido a partir de un ascenso relativo del nivel de base de los sistemas fluviales (relacionado con un ascenso eustático de magnitud o con un aumento importante en tasa de subsidencia) o con una disminución en la tasa de aporte de sedimentos al sistema. Si el cambio paleogeográfico más significativo identificado es generado a partir de la inversión tectónica de los grábenes originales con anterioridad al desarrollo de esta secuencia, difícilmente el arreglo regresivo esté vinculado con un aumento en la subsidencia producido bajo estas condiciones ya que dentro del marco compresivo desarrollado durante el Bajociano inferior no es factible el desarrollo de sectores localizados donde la subsidencia se incremente sustancialmente, ni tampoco un apilamiento considerable de sedimentos como para que se genere espacio de acomodación a partir de la flexura por carga.

Por consiguiente, es necesario considerar que el carácter retrogradante de la sucesión y la pobre distribución regional de la secuencia basal de la Formación Challacó en el sector oriental podría estar generado por un ascenso importante del nivel de base de los sistemas fluviales, asociada a una disminución en el suministro de material clástico, que genera un incremento relativo en la relación acomodación/aporte sedimentario (Figura 103).

En conclusión, la presencia de un evento de inversión durante el Bajociano inferior habría ocasionado una redistribución paleogeográfica cuyas principales consecuencias habrían sido, por un lado, el ascenso generalizado de la plataforma de



Áreas positivas
Fluvial entrelazado
Deltaico
Marino somero
Marino profundo
Posibles aportes
Paleopendientes inferidas
Paleocorrientes medidas

Figura 104: Esquema paleogeográfico para el Bajociano (Secuencia 1) y distribución de los principales ambientes de acumulación identificados.

la Formación Lajas previa al Bajociano y por otro el desarrollo de áreas positivas de aporte, bastante localizadas (como por ejemplo el sector del Cerro Granito). Una vez finalizada la etapa principal de la inversión, se reactiva la subsidencia generalizada en la cuenca, lo que permite la acumulación de sedimentos en las inmediaciones de esos relieves generados durante la etapa de inversión tectónica, con el desarrollo de un sistema fluvial relativamente proximal (Figura 104). Sin embargo, y debido a que esta actividad tectónica no persiste en el tiempo, como sucede en los casos en los que el régimen compresivo se extiende a lo largo de toda la evolución de la cuenca, comienza la consiguiente nivelación de la superficie a partir de la erosión retrocedente del sistema fluvial (Figura 103). De esta forma, a medida que avanza la depositación y se erosionan las áreas de aporte de sedimentos, también se produce una progresiva disminución de la pendiente del sistema fluvial, con la consiguiente pérdida de capacidad para transportar los materiales más gruesos y con el pasaje a un sistema fluvial en equilibrio con las nuevas condiciones físicas del sistema (parte superior de la Secuencia 1, Figura 101).

11.3- Bathoniano. La regresión generalizada

Otro aspecto sobresaliente en la evolución del relleno sedimentario de este sector de la cuenca, es que a partir de ese momento, todo el registro correspondiente a la parte superior del Grupo Cuyo en el sector austral de la Cuenca Neuquina se encuentra representado por los depósitos continentales de la Formación Challacó. De esta forma, por encima de las facies conglomerádicas en el sector oriental y de los depósitos de la Formación Lajas en el sector occidental, se observa el desarrollo de un ambiente continental, caracterizado por las facies fluviales correspondientes a la segunda secuencia identificada para los depósitos de la Formación Challacó (Figura 101) y cuyas características van a estar directamente relacionadas con las variaciones en el nivel de base del sistema que responden a cambios relativos del nivel del mar. También resulta notable que, a diferencia de lo que sucede durante la secuencia anterior, las características de los sistemas fluviales en toda el área de afloramientos son muy similares, pudiéndose establecer una correlación entre las secuencias del sector oriental y las del sector occidental de afloramientos (Figura 101).

Si bien este cambio paleogeográfico resulta importante en cuanto a las características del sistema fluvial que se desarrolla y a los posibles factores que controlaron su acumulación, no se registran simultáneamente variaciones en el sentido de las paleocorrientes ya que el nuevo sistema fluvial, a pesar de que presenta mayor

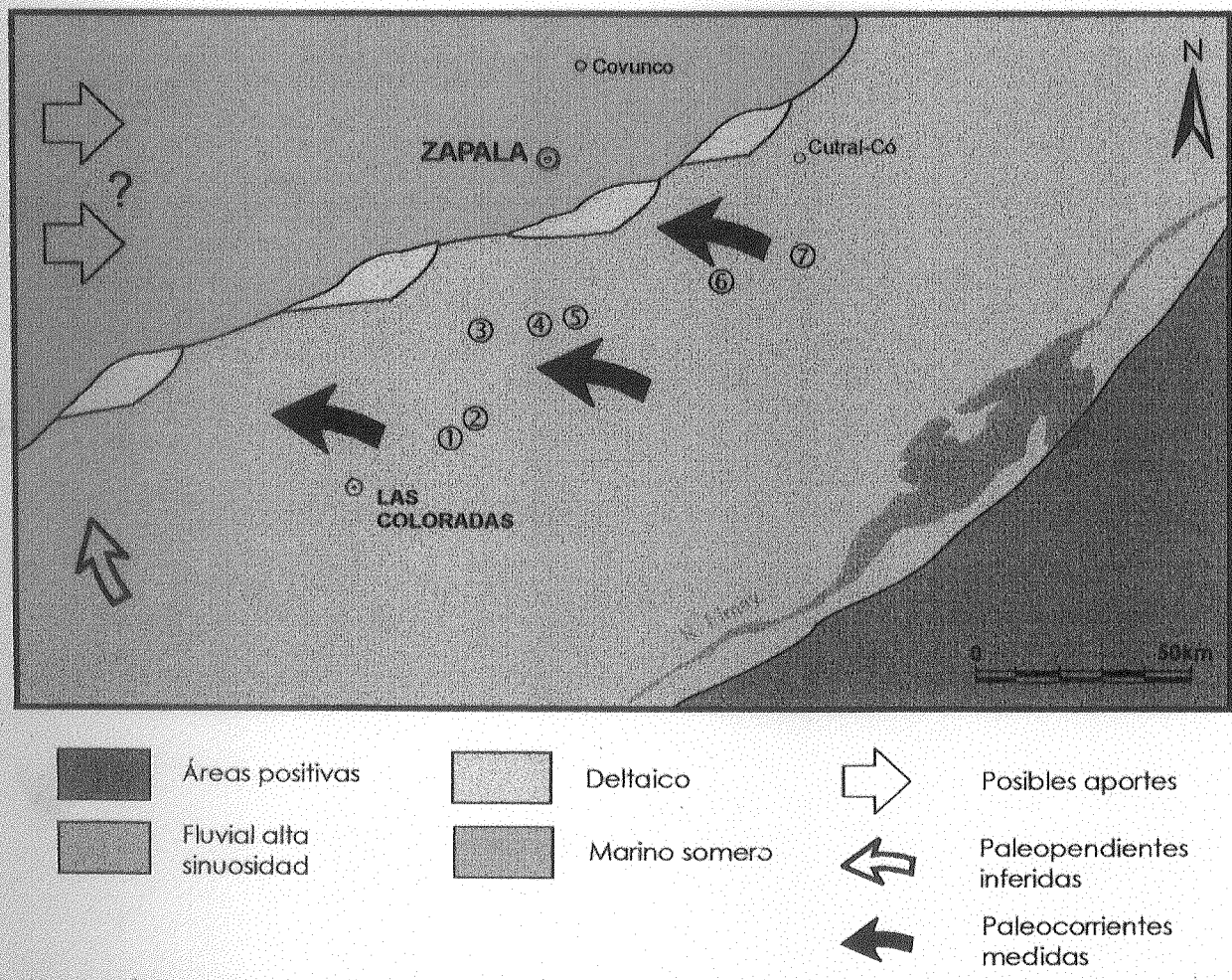


Figura 105: Esquema paleogeográfico para el Cortejo de Nivel Alto de la Secuencia 2 (Bathoniano) y distribución de los principales ambientes de acumulación.

sinuosidad, en general conserva una orientación similar a la de la base de la sucesión, con un sentido predominante de transporte hacia el oeste y noroeste.

Resulta difícil establecer los motivos que llevan al desarrollo de una planicie aluvial mucho más extendida y a la migración de la línea de costa hacia el oeste/ noroeste, considerando que a medida que avanza la depositación, los efectos de reestructuración paleogeográfica que podrían haber tenido los movimientos relacionadas con la inversión tectónica durante el Bajociano se habrían hecho cada vez menos evidentes.

Por consiguiente, dentro de este esquema, es posible correlacionar la sucesión reconocida con una etapa de regresión generalizada en todo el margen austral de la Cuenca Neuquina, como habría sido propuesto originalmente en los esquemas secuenciales clásicos (Gulisano *et al.*, 1984b; Legarreta y Gulisano, 1989) o en los estudios más generales del Grupo Cuyo, en los que siempre se consideró que éste presentaba un arreglo general regresivo. Esta tendencia estaría vinculada con oscilaciones relativas del nivel del mar de mayor jerarquía que las reconocidas para el desarrollo interno de los depósitos de la Formación Challacó. En tal sentido, diversos autores han caracterizado al Bathoniano como un período de regresión generalizada (Legarreta y Uliana, 1996, Uliana *et al.*, 1999), caracterizado por una importante migración de la línea de costa hacia el centro de la cuenca, con la consiguiente exposición de la plataforma y la incisión de la misma, lo que se evidencia por la redistribución de amonites del Bajociano y Bathoniano medio (Riccardi *et al.*, 1981).

De esta forma, durante la etapa inicial del desarrollo de esta secuencia, se observa que localmente existe incisión de las secuencias anteriores, provocada por el descenso relativo del nivel del mar (Límite de Secuencia 2, Figura 101), mientras que en otros sectores el pasaje es neto, sin evidencias de erosión. Durante el inicio de la transgresión se desarrollan en las zonas incididas, sistemas fluviales de mayor energía y que responden a un perfil de base con mayor pendiente desarrollado a partir de la erosión provocada por la caída del nivel de base (Cortejo de Nivel Bajo de la Secuencia 2). En una etapa más avanzada de la transgresión y a partir de un ascenso importante del perfil de base de los sistemas fluviales se establece un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad, con muy bajo grado de interconexión de los depósitos de canal (Cortejo Transgresivo de la Secuencia 2, Figuras 101 y 105). Por último, durante la etapa de nivel del mar relativamente alto, la disminución en la tasa de ascenso del perfil de base permite la conformación de un sistema con mayor grado de interconexión entre las facies de canal, mayor agradación en el sector distal del

sistema, disminución en la pendiente y desarrollo de cursos con mayor sinuosidad y tasa de migración lateral (Cortejo de Nivel Alto de la Secuencia 2, Figura 101).

11.4- Caloviano: los Movimientos Intracalovianos y la transición Ciclo Cuyano / Ciclo Loteniano-Chacayano

Otro aspecto importante de este estudio, es la necesidad de establecer el real significado de los Movimientos Intracalovianos propuestos por Dellapé *et al.* (1978) y de la distribución de los sedimentos correspondientes al Ciclo Loteniano-Chacayano en el sector sur de la Cuenca Neuquina.

Como hemos visto, si bien en la definición original de la Formación Lotena se incluía a los depósitos conglomerádicos que caracterizan a la Formación Challacó en el sector oriental de afloramientos, en la actualidad, y al considerar que la discontinuidad que los limita en su base corresponde a movimientos acaecidos durante la acumulación del Grupo Cuyo, se deduce que los mismos constituyen un conjunto, con las facies de plataforma de la Formación Lajas y las facies más profundas de la Formación Los Molles.

De esta forma, los Movimientos Intracalovianos no tendrían una expresión visible en el sector oriental de afloramientos, debido a que de haber existido, sus efectos se habrían sumado a los de los Movimientos Intermálmicos y estarían registrados en la superficie de discontinuidad que separa a la Formación Challacó de la Formación Vaca Muerta.

Sin embargo, en el sector occidental se presentan facies marinas, portadoras de amonites y microfósiles calovianos–oxfordianos, que son correlacionables con los depósitos que integran el Ciclo Loteniano-Chacayano en el sector central y norte de la Cuenca Neuquina. Estas facies, tienen un espesor de aproximadamente 30 m (Cortejo transgresivo de la Secuencia 3, Figura 101) y se encuentran restringidos a los afloramientos ubicados en las inmediaciones del Arroyo Picún Leufú (Figura 14). La base de estos depósitos está compuesta por facies gruesas, conglomerádicas de un ambiente fluvial entrelazado que originalmente se habrían considerado como la expresión de los Movimientos Intracalovianos (Dellapé *et al.*, 1978, 1979; Leanza, 1985). Sin embargo, no se registra ninguna evidencia de actividad tectónica en la base de estos depósitos gruesos y los mismos presentan una actitud igual a la de las facies arenosas de la Formación Challacó *sensu stricto*.

Si efectuamos una comparación con lo que sucede en los sectores más

centrales de la cuenca, se observa que estos depósitos se correlacionan temporalmente con facies arenosas de plataforma ubicadas en el sector de la Sierra de la Vaca Muerta, o con facies pelíticas más profundas en la porción septentrional de la provincia del Neuquén (Chacay Melehue).

Si bien clásicamente se mencionó la existencia de una discontinuidad en la base de estos depósitos, actualmente se considera que los cambios paleogeográficos ocurridos en la transición Ciclo Cuyano/Ciclo Loteniano-Chacayano, estaría mayormente vinculada con una caía relativa de gran magnitud del nivel del mar y el consecuente desecamiento de la cubeta cuyana. La posterior reactivación a partir del Caloviano superior, se habría manifestado en una disminución importante del aporte clástico y el desarrollo de una plataforma carbonática hacia el centro de la cuenca.

Por consiguiente, si consideramos que realmente no existe una discontinuidad tectónica en la base de la Formación Lotena (en el sentido actual de su significado) y que en el sector austral el desecamiento de la cubeta durante el Caloviano estaría representado por una superficie de incisión y el desarrollo posterior de facies conglomerádicas de origen fluvial (Cortejo de Nivel Bajo de la Secuencia 3, Figura 101), es posible determinar en este sector, una marcada continuidad en los ambientes depositacionales, a partir de la evolución del perfil de base del sistema fluvial, el que estaría principalmente controlado por las oscilaciones en el nivel de base al cual gradan los ríos.

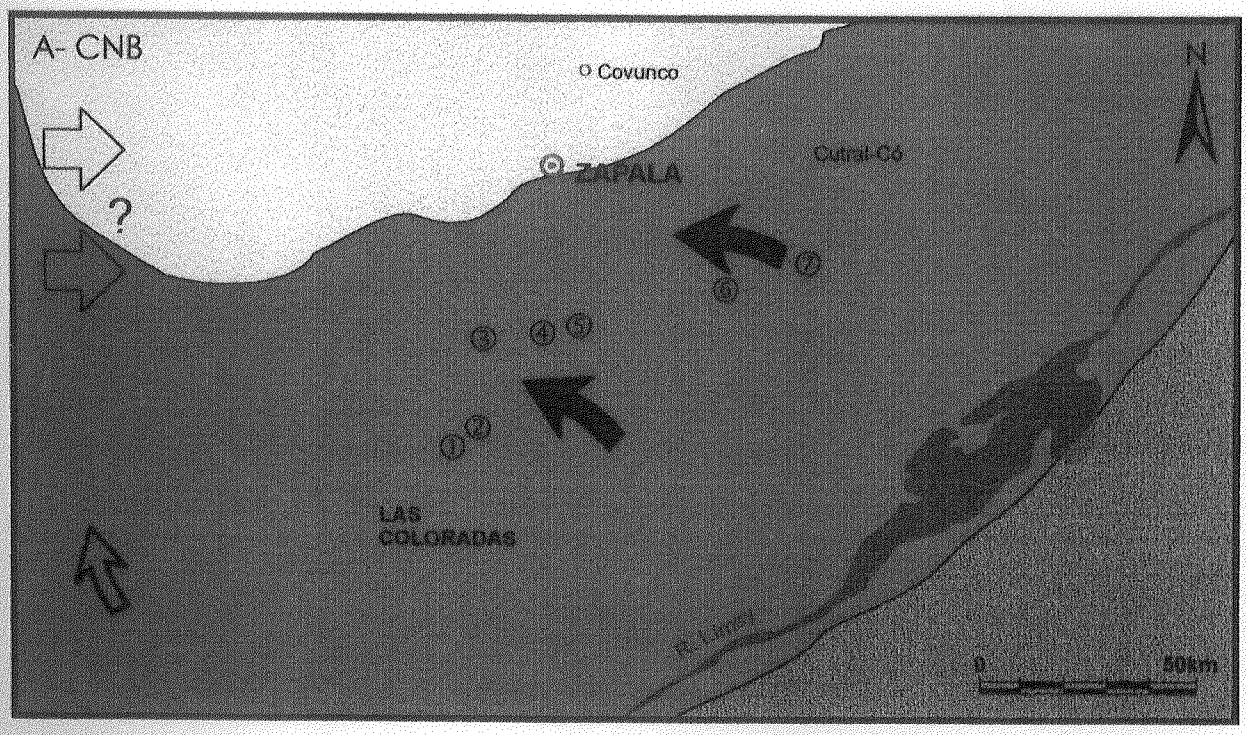
Los esquemas secuenciales propuestos con anterioridad sugieren que el grueso de la depositación de la Formación Challacó habría ocurrido durante el Bathoniano (Legarreta y Uliana, 1996), y que durante la restricción del ambiente de acumulación que se extiende entre el Bathoniano superior y el Caloviano inferior, no se registran depósitos continentales correlacionables con las facies de plataforma hipersalina (Formación Tábanos) que se desarrolla hacia el centro de la cuenca. Sin embargo, si establecemos una correlación entre los depósitos del Caloviano superior en toda la cuenca, incluidos los del Arroyo Picún Leufú, observamos que los mismos apoyan sobre facies evaporíticas en el sector central y sobre depósitos conglomerádicos fluviales en el margen austral, ambos sin control bioestratigráfico como para establecer una correlación directa. Con todo, en ambos casos las características que presentan los depósitos se podrían correlacionar con condiciones de acumulación producidas durante una caída importante del nivel del mar; esto es con el desarrollo de incisión e incremento de la pendiente del perfil de base de los sistemas fluviales hacia el sector

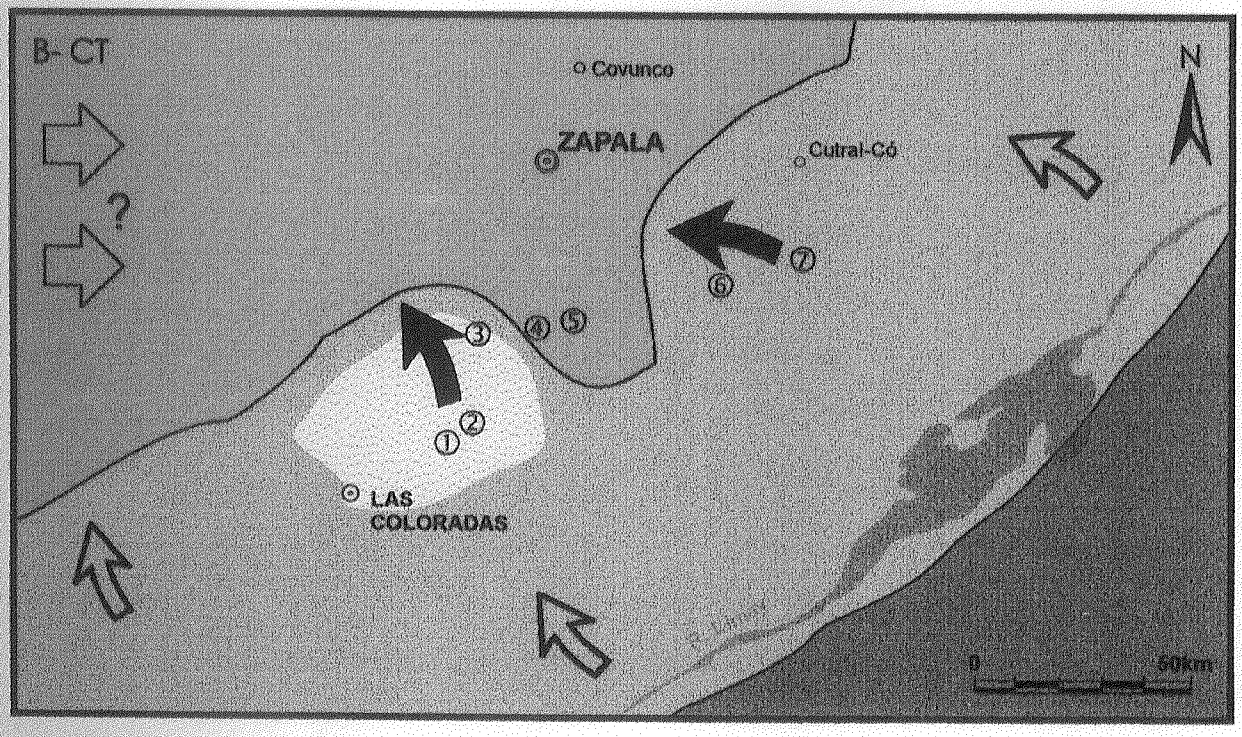
sur, y con la restricción de la plataforma de la Formación Lajas hacia el centro de cuenca evidenciada por la acumulación de facies de la Formación Tábanos. En el sector depocentral (Chacay Melehue, Norte del Neuquén, por ejemplo), esta sucesión estaría sólo registrada por la intercalación de facies evaporíticas entre las facies marinas de la Formación Los Molles y Lotena, sin que se registre tampoco una discontinuidad tectónica entre ambos ciclos de sedimentación.

En definitiva, si consideramos que los efectos de la tectónica intracaloviana, y que llevaron a la definición de dos ciclos de sedimentación diferentes para el relleno jurásico en la Cuenca Neuquina, en realidad responden a eventos de reestructuración anteriores (Bajociano inferior), es posible elaborar un esquema de evolución relativamente continuo entre la acumulación del Grupo Cuyo y del Grupo Lotena. Ambos registros estarían separados por una caída importante del nivel del mar y no por la actividad tectónica, al menos en este sector de la cuenca. De esta forma, hacia el margen austral de la Cuenca Neuquina, dicha caída estaría representada por la incisión de los depósitos anteriores y el desarrollo de un sistema fluvial más proximal en equilibrio con la nueva posición del nivel de base. Sin embargo, y debido a que las facies depositadas se relacionan igualmente con un ambiente continental fluvial, deben ser consideradas dentro de la Formación Challacó.

Así, es posible establecer el desarrollo de una nueva secuencia de depositación para la unidad estudiada (Secuencia 3) y que estaría representando la transición entre el Ciclo Cuyano y el Ciclo Loteniano-Chacayano, y que estaría controlada, al igual que la secuencia anterior, por cambios relativos en el nivel del mar. Durante una etapa inicial de caída relativa del nivel del mar se generaría el descenso del perfil de base de los sistemas fluviales y la incisión de las secuencias previas. Como hemos visto, la misma tiene un carácter localizado e incluso en algunos sectores el límite de secuencia está caracterizado por un interfluvio. Hacia el centro de la cuenca esta caída estaría representada por el desarrollo de las facies evaporíticas de la Formación Tábanos.

Posteriormente, y durante una etapa de ascenso relativo del nivel del mar, se produce la transgresión correspondiente al desarrollo de las facies marinas de la Formación Lotena, las que quedan representadas en la zona de estudios por las margas presentes en el sector del Arroyo Picún Leufú. Lateralmente, estas facies se vinculan con depósitos eólicos y hacia el extremo sur con el desarrollo de potentes espesores de pelitas de un ambiente de llanura de inundación hasta lacustre (Cortejo Transgresivo de la Secuencia 3, Figuras 101 y 106). La porción superior de esta





Áreas positivas
Relleno de valles incisos e interfluvios
Fluvial alta sinuosidad
Eólico - Lacustre
Sabka - Marino hipersalino
Marino somero
Posibles aportes
Paleopendientes inferidas
Paleocorrientes medidas

Figura 106: Esquema paleogeográfico para la Secuencia 3 (Caloviano) y distribución de los ambientes de acumulación. A- CNB: Cortejo de Nivel Bajo. B- CT: Cortejo Transgresivo.

secuencia no se encuentra bien representada en la zona de estudio debido a la erosión provocada por los Movimientos Intermálmicos y el contacto discordante entre estos depósitos y las Formaciones Quebrada del Sapo y Vaca Muerta.

Conclusiones

1) Sobre la base del estudio sedimentológico detallado fue posible caracterizar a los depósitos de la Formación Challacó tanto desde el punto de vista estratigráfico como de los ambientes sedimentarios involucrados en su acumulación y de esta forma reconstruir la sedimentación correspondiente a la parte superior del Grupo Cuyo en el margen sudoriental de la Cuenca Neuquina. Se definieron dos zonas de afloramientos debido a la ausencia de una correlación directa entre ambas, y para cada una de las mismas se definieron los ambientes de acumulación y se establecieron deposicionales sobre la base de los principales factores físicos que controlaron su desarrollo, estableciéndose posteriormente su correlación sobre la base de eventos regionales que podían ser caracterizados en ambos sectores de afloramiento.

2) A partir del análisis de facies y arquitectural objetivo de los depósitos de la Formación Challacó fue posible la identificación de cuatro (sistemas) ambientes de acumulación con características particulares dentro de un contexto general de sedimentación continental:

a) un sistema fluvial de carga mixta (traccional-suspensivo) y alta sinuosidad, caracterizado por facies arenosas y de areniscas conglomerádicas en cuerpos lenticulares de gran escala (miembro grueso) intercaladas con cuerpos tabulares pelíticos y arenosos finos y cuerpos lenticulares arenosos de pequeña escala (miembro fino).

b) un sistema fluvial entrelazado gravoso, caracterizado por cuerpos tabulares gravosos macizos o con estratificación entrecruzada que representan el desarrollo de barras (longitudinales y transversales) y cuerpos lenticulares gravosos y arenosos de pequeña escala producto del relleno de canales menores que las cortan y que representan una amplia planicie fluvial compuesta por una red de canales inestables y de baja sinuosidad.

c) un sistema lacustre o de llanura de inundación, compuesto por cuerpos tabulares pelíticos en los que intercalan delgados cuerpos tabulares arenosos y que representan a cuerpos de agua (tal vez de características no permanentes) en donde predomina la sedimentación por decantación (pelitas) con algunos períodos de inundaciones no canalizadas (arenas) y el desarrollo de paleosuelos arcillosos bajo condiciones de clima subiárido a subhúmedo con variaciones estacionales significativas en el régimen de lluvias.

d) un sistema eólico compuesto por cuerpos tabulares arenosos con estructuras entrecruzadas (estratificación entrecruzada planar de gran escala) que intercalan con facies arenosas más gruesas de geometría lenticular y con estructuras de alto régimen. Estos depósitos representan dunas eólicas e interdunas húmedas, las que son inundadas periódicamente por avenidas de agua no canalizadas y que resultan más propicias para el desarrollo de actividad biológica y que le imprime un carácter macizo a estos depósitos.

3) El estudio petrográfico y de mineralogía de arcillas permitió establecer ciertas conclusiones en lo que respecta a las condiciones diagenéticas a las cuales estos depósitos fueron sometidos y a las características litológicas y tectónicas de las áreas de aporte de estos materiales.

a) La presencia de minerales inestables bajo condiciones de elevada presión y temperatura en las rocas más finas (esmectita) así como la presencia de procesos diagenéticos en las areniscas que representan condiciones de presión y temperatura moderadas, permitió establecer que estos depósitos no han sido expuestos a condiciones importantes de soterramiento. Esta característica se relacionó con la importante actividad tectónica que ha tenido toda la zona asociada con los afloramientos de la Formación Challacó (Dorsal de Huincul) durante la historia de evolución de la Cuenca Neuquina y que a partir de diferentes etapas de levantamiento y erosión, no ha permitido que estos depósitos alcancen condiciones de presión y temperatura importantes.

b) Para las areniscas de la Formación Challacó se pudieron establecer dos etapas de cementación que son posteriores a una primera etapa de compactación mecánica poco importante. También se registraron procesos de reemplazo, particularmente del cuarzo y feldespatos a partir de la calcita, lo que genera un variado conjunto de estructuras de disolución. Las dos etapas de cementación identificadas están directamente vinculadas con la textura de los depósitos, especialmente con su selección, ya que en las rocas menos seleccionadas, una primera etapa de precipitación de hematita (y en menor medida de argilominerales) alcanza a ocluir casi totalmente los espacios interparticulares, impidiendo el desarrollo de cementos posteriores. Por su parte, en las rocas mejor seleccionadas, se desarrolla una segunda etapa de precipitación, compuesta por calcita, que genera un cemento de tipo poiquilítico que ocluye por completo la porosidad remanente y que a su vez va acompañada de importante reemplazo de los fragmentos originales.

c) Sobre la base del análisis de las modas detríticas definidas para las areniscas de la Formación Challacó y del estudio de los argilominerales presentes en la fracción más fina se estableció también una procedencia predominante de áreas del basamento. No se ha podido definir de forma directa la presencia de un arco volcánico en el margen occidental de Gondwana para esta etapa de su evolución, al menos en la latitud aquí estudiada, salvo por la presencia de depósitos que podrían estar vinculados con episodios piroclásticos de caída distales. La naturaleza variada de las rocas que constituyen el basamento se refleja principalmente en la composición de la fracción más fina, por lo que se establecieron cinco argilofacies cuyo desarrollo regional se encuentra directamente relacionado con las áreas fuente de estos materiales.

4) Sobre la base del estudio de la evolución de los sistemas depositacionales identificados y de la correlación de las distintas zonas de afloramiento mediante discontinuidades de carácter regional, fue posible establecer tres secuencias de depositación para la Formación Challacó, las que fueron atribuidas de forma tentativa al Bajaciano, Bathoniano y Caloviano respectivamente.

a) Bajociano: esta secuencia está caracterizada por depósitos gruesos de una planicie aluvial entrelazada y se encuentra representada sólamente en el sector oriental. La misma se correlaciona con facies marinas de la Formación Lajas en el sector occidental, sobre la base de la identificación de una superficie de discontinuidad regional (desarrollada durante el Bajociano) y que estaría relacionada con la inversión de estructuras asociadas con la Dorsal de Huincul. La secuencia basal muestra un arreglo retrogradacional marcado. Su desarrollo se encontraría controlado en un primer momento por importante aporte clástico y posteriormente por un aumento en el espacio de acomodación producido por el restablecimiento de la subsidencia posterior a la inversión tectónica y por la disminución del aporte clástico.

b) Bathoniano: la segunda secuencia identificada está representada por depósitos fluviales en toda el área de estudio, lo que representa un estadio de regresión generalizada en toda la cuenca. Está caracterizada por depósitos de un sistema entrelazado en la base que pasan a facies de un sistema de carga mixta y alta sinuosidad. Sobre la base de las características de los sistemas fluviales identificados, fue posible establecer que esta secuencia estaría principalmente controlada por oscilaciones relativas en el nivel de base de los sistemas fluviales, que se considera que es el nivel del mar. De esta forma se definieron cortejos

sedimentarios de Nivel Bajo, Transgresivo y de Nivel Alto, lo que pueden ser empleados como elemento de correlación con las facies marinas del Grupo Cuyo en otros sectores de la Cuenca.

c) Caloviano: durante este período, se desarrolla una nueva secuencia en este sector de la Cuenca Neuquina, la que se encuentra igualmente controlada por variaciones relativas del nivel de base de los sistemas fluviales. Debido a que no se registra en el área de estudios una discontinuidad significativa entre los depósitos del Grupo Cuyo y las facies marinas de la Formación Lotena, se considera que estas últimas pueden correlacionarse con los depósitos continentales de la Formación Challacó y corresponder al Cortejo Transgresivo de la última secuencia identificada, pudiéndose establecer de esta forma una edad caloviana para el conjunto. Dentro de este esquema, las facies gruesas que se encuentran inmediatamente por debajo de las margas de la Formación Lotena, corresponderían al Cortejo de Nivel Bajo de esta secuencia y podrían correlacionarse con las facies evaporíticas de la Formación Tábanos ubicadas en sectores más centrales de la Cuenca Neuquina.

Agradecimientos

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que, durante el transcurso de estos años, colaboraron directa o indirectamente en la realización de este trabajo

Especialmente al Dr. Luis Spalletti, por su inagotable predisposición, sus constantes aportes e inestimable amistad, no sólo puesta de manifiesto en la realización de este trabajo, sino también a muchos otros aspectos de mi vida profesional y personal. Mi más profundo agradecimiento a él.

Al Lic. Ernesto Schwarz, quien me acompañó durante muchos de mis viajes de campo y con quien he tenido el gusto de compartir interesantes discusiones y amenas charlas.

Al Dr. Sergio Matheos, quien me entusiasmó para la realización de este trabajo, y con quien he compartido muy gratos momentos durante todos estos años.

Al Dr. Juan Franzese, incansable en sus discusiones, quien ha colaborado sensiblemente en los aspectos tectónicos y paleogeográficos de este trabajo y con quien he compartido también algunos de los trabajos de campo.

Al Dr. Daniel Poiré, por su contagioso entusiasmo y constante apoyo.

Al Lic. Jorge Maggi, por su colaboración en el procesamiento de las muestras de pelitas y en la identificación de los argilominerales.

A todos mis compañeros del Centro de Investigaciones Geológicas por su apoyo.

Al personal del Museo Olsacher de Zapala y de la Dirección de Minería de la Provincia del Neuquén, particularmente a los Sres. Sergio y Rafael Cocca, por su colaboración desinteresada en las tareas de campo y por hacer más agradables aún nuestras estadías en la ciudad de Zapala.

Al Dr. Alberto Riccardi, por sus aportes al esclarecimiento de la estratigrafía de este trabajo.

Al personal del Departament d'Estratigrafía i Paleontología de la Facultat de Geología de la Universitat de Barcelona, en especial a los Dres. Mariano Marzo y Ferrán Colombo, con quienes he tenido la suerte de discutir algunos de los aspectos

sedimentológicos de este trabajo, y quienes colaboraron para mejorarlo significativamente.

Al CONICET, ya que la posibilidad de realizar este trabajo se abrió a partir de la obtención de las Becas de Iniciación y Perfeccionamiento de este organismo, y sin cuyo apoyo económico, el mismo hubiese sido imposible.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, por los subsidios otorgados, que permitieron financiar parte de las tareas de campo desarrolladas durante estos años.

A mis padres, por los esfuerzos realizados para que yo tuviera la posibilidad de tener una carrera y por su constante apoyo, consejo y cariño.

A mi hermano, quien estuvo a mi lado durante todos estos años y con quien siempre pude contar.

A Patricia Mansi, por su constante compañía, apoyo y cariño, incluso en los momentos más difíciles.

A mis amigos, quienes me acompañaron desde el principio, algunos directamente colaborando en mis tareas de campo como Martín Rode, Leopoldo Sóibelzon y Alejandro Riccheri; y todos, apoyandome constantemente con su afecto que agradezco profundamente.

Por último, deseo recordar de forma especial al Dr. Mario Mazzoni, excelente compañero de trabajo y amigo, quien me enseñara muchas cosas a lo largo de estos años y de quien siempre guardaré el más grato de los recuerdos.

La Plata, octubre de 1999.

Bibliografía Citada

AHN, J. H. y D. R. PEACOR, 1985. Transmission electron micorscopic studies of diagenetic clorite in Gulf Coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Minerals* 33: 228-236.

AHN, J. H. y D. R. PEACOR, 1986. Transmission and analytical electron micorscopy of the smectite-to-illite transition. *Clays and Clay Minerals* 34: 165-179.

AITKEN, J. F. y S. S. FLINT, 1994. High-frequency sequences and the nature of incised-valley fills in fluvial systems of the Breathitt Group (Pennsylvanian), Appalachian Foreland Basin, Eastern Kentucky. En R. Darlimpe; R. Beyd y B. A. Zaitlin (Eds.), *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 51: 353-368.

AITKEN, J. F. y S. S. FLINT, 1995. The application of high-resolution sequence stratigraphy to fluvial systems: a case study from the Upper Carboniferous Breathitt Group, Eastern Kentucky, USA. *Sedimentology* 42: 3-30.

ALLEN, J. R. L., 1964. Studies in fluviatile sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology* 3: 163-198.

ALLEN, J. R. L., 1965a. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5: 89-191.

ALLEN, J. R. L., 1965b. Fining upward cycles in alluvial successions. *Geological Journal* 4: 229-246.

ALLEN, J. R. L., 1965c. Sedimentation and paleogeography of the Old Rd Sandstone of Anglesey, North Wales. *Proceedings of the Yorks. Geological Society* 35: 139-185.

ALLEN, J. R. L., 1978. Studies in fluviatile sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvia suites. *Sedimentary Geology* 21: 129-147.

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. y P. F. FRIEND, 1968. Relaxion times of dunes in decelerating aqueous flows. *Journal of the Geological Society of London* 132: 17-26.

AUTIN, W. J.; S. F. BURNS; B. J. MILLER; R. T. SAUCIER y J. I. SNEAD, 1991. Quaternary geology of the lower Mississippi valley. En R. B. Morrison (Ed.) *The Geology of North America, K-2 Quaternary nonglacial geology, conterminus US.* Geological Society of America: 547-581.

BARSHAD, I., 1966. The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *International Clay Conference, Proceedings* 1: 167-173

BEERBOWER, J. R., 1964. Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Geological Survey of Kansas Bulletin* 169 (1): 31-42.

BETTINI, F. H., 1984. Pautas sobre cronología estructural en el área del cerro Lotena, cerro Granito y su implicancia en el significado de la dorsal del Neuquén, provincia del Neuquén. *IX Congreso Geológico Argentino* Actas II: 342-361. S. C. de Bariloche.

BILLI, P., M. MAGI y M. SAGRI, 1987. Coarse grained low-sinuosity river deposits: example from Plio-Pleistocene Valdarno Basin, Italy. En F. G. Ethridge, R. M. Flores y M. D. Harvey (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 39: 197-202.

BLODGETT, R. H., 1985. Paleovertisols as indicators of climate. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 69: 239.

BLUCK, B. J., 1971. Sedimentation in the meandering river Endrick. *Scottish Journal of Geology* 7: 93-138.

BLUCK, B. J., 1979. Structure of coarse grained stream alluvium. *Transactions of the Royal Society of Edimburgh* 70: 181-221.

BLUM, M. D., 1990. Climatic and eustatic controls on Gulf coastal plain fluvial sedimentation: an example from the Late Quaternary of the Colorado River, Texas. *SEPM Eleventh Annual Research Connference Program with Abstracts*: 71-83.

BOGGS, S., 1992. *Petrology of sedmentary rocks.* Maxwell Macmillan. 707 pp.

BOLES, J. R., 1982. Active albitization in plagioclase, Gulf Coast Tertiary. *American Journal of Sciences* 282: 165-180.

BRIDGE, J. S., 1984. Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. *Journal of Sedimentary Ptrology* 54: 583-588.

BRIDGE, J. S., 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40: 801-810.

BRIDGE, J. S. y J. L. BEST, 1988. Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane bed: implications for the formation of planar laminae. *Sedimentology* 35: 753-763.

BRIDGE, J. S. y J. A. DIEMER, 1983. Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. *Sedimentology* 30: 599-623.

BRIDGE, J. S. y E. A. GORDON, 1985. The Catskill magnafacies of New York State. En R. M. Flores y M. Harvey (Eds.), *Field Guide for Modern and Ancient Fluvial Systems in the United States.* SEPSM Third International Sedimentological Conference: 3-17

BRIDGE, J. S. y M. R. LEEDER, 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology* 26: 617-644.

BRINDLEY, G. W., 1961. Experimental Methods. En G. Brown (Ed.) *The X-Ray identification and crystal structure of Clay Minerals.* Mineralogical Society: 1-50.

BROMLEY, M. H., 1991. Variations in fluvial style as revealed by architectural elements, Kayenta Formation, Mesa Creek, Colorado, USA: evidence for both ephemeral and perennial fluvial processes. En A. D. Miall y 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: 94-102.

BROOKFIELD, M. E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* 24: 303-332.

BROOKFIELD, M. E., 1979. Anatomy of Lower Permian aeolian sandstone complex, southern Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 15: 81-96.

BROWN, G., 1980. Tables for the determination of *d* in Å from 2θ for the $K\alpha$ and $K\beta$ radiations of copper, cobalt and iron. En Brindley, G. W. y G. Brown (Eds.) *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray identification.* Mineralogical Society Monograph 5: 439-475.

BURNS, B. A., P. A. HELLER, M. MARZO y C. PAOLA, 1997. Fluvial response in a sequence stratigraphic framework: Example from the Montserrat fan delta, Spain. *Journal of Sedimentary Research* 67(2): 311-321.

CANGINI, J., 1968. Perfiles estratigráficos desde la Sierra de la Vaca Muerta hasta Buta Ranquil-Los Menucos. Departamentos de Picunches, Loncopue, Ñorquin, Chos Malal y Pehuenches; Provincia de Neuquén. *Informe YPF.* (Inédito).

CANT, D. J. y R. J. WALKER, 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25: 625-648.

CARROLL, D., 1970. Clay minerals: a guide to their X-ray identification. *Geological Society of America, Special Papes* 126.

CHAMLEY, H., P. DEBRABANT y R. FLICOTEAUX, 1988. Comparative evolution of Seangal and Eastern Central Atlantic Basins, from mineralogical and geochemical investigations. *Sedimentology* 35(1): 85-104.

CLEMENTE, P. y M. PEREZ-ARLUCEA, 1993. Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, North-Central Spain. *Journal of Sedimentary Petrology* 63: 437-452.

COLLINSON, J. D., 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. *Geogr. Am. Serv. A.* 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., 1986. Alluvial Sediments. En H. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies.* 20-62. Blackwell, Oxford.

COOMBS, D. S., 1954. The nature of alteration of some Triassic sediments in Southland, New Zealand. *Royal Society of New Zealand Trans.* 82: 65-109.

COSTELLO, W. R. y R. G. WALKER, 1972. Pleistocene Sedimentology; Credit River. Southern Ontario: A new component of the braided river model. *Journal of Sedimentary Petrology* 42: 389-400.

CRITELLI, S. y R. V. INGERSOLL, 1995. Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Suthern California). *Sedimentology* 42(5): 738-804.

CULBERTSON, J. K. y C. H. SCOTT, 1970. Sandbar development and movement in an alluvial channel, Rio Grande near Bernado, New Mexico. *U. S. Professional Paper* 700-B: 237-241.

DAM, G. y F. ANDREASEN, 1990. High-energy ephemeral stream deltas: an example from the Upper Silurian Holmstrand Formation of the Oslo Region, Norway. *Sedimentary Geology* 66: 197-225.

DAMBORENEA, S. E., 1993. Formación Lotena. En A. C. Riccardi y S. E. Damborenea (Eds.), *Lexico Estratigráfico de la Argentina, Vol. IX Jurásico.* Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 21. Buenos Aires.

DAPPLES, E. C., 1971. Physical classification of carbonate cement in quartzose sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* 41: 196-204.

DE FERRARÍIS, C., 1947. Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental, de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* II(3): 256-283.

DECASTELLI, O. O. y M. A. IÑIGUEZ RODRIGUEZ, 1984. Argilominerales en sedimentitas del Ciclo Cuyano de la Cuenca Neuquina. Su evolución diagenética. *IX° Congreso Geológico Argentino*, Actas III: 300-316. San Carlos de Bariloche.

DECELLES, P. G., M. B. GRAY, K. D. RIDWAY, R. B. COLE, D. A. PIVNIK, N. PEQUERA y P. SRIVASTAVA, 1991. Controls on synorogenic alluvial fan arquitecture, Beartooth Conglomerate (paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38: 567-590.

DE LA CRUZ, R. y M. SUÁREZ, 1997. El Jurásico de la Cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes de Biobío (38-39° S). *Revista Geológica de Chile* 24(1): 3-24.

DELPINO, D; A. GIUSIANO y M. DEZA, 1995. Carta geológica de la provincia del Neuquén. Departamento Zapala. *Servicio Geológico Neuquino. Dirección Provincial de Minería.* Neuquén.

DEL VO, S. G., 1993. Formación Challacó. En A. C. Riccardi y S. E. Damborenea (Eds.), *Lexico Estratigráfico de la Argentina, Vol. IX Jurásico.* Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 21. Buenos Aires.

DELLAPE, D. A., C. MOMBRU, G. A. PANDO, A. C. RICCARDI, M. A. ULIANA y G. E. G. WESTERMANN, 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideración sobre la distribución y significado de las sedimentitas lotenianas. *Obra del Centenario del Museo de La Plata* V: 81-105.

DELLAPE, D. A., G. A. PANDO, M. A. ULIANA y E. A. MUSACCHIO, 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la Ruta 40 (provincia del Neuquén) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. *VII Congreso Geológico Argentino*, Actas 2: 489-507.

DEWEY, J. F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 7: 1123-1139.

DICKINSON, W. R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 695-707.

DICKINSON, , W. R.; L. S. BEARD; G. R. BRAKENRIDGE; J. L. ERJAVEC; R. C. FERGUSON; K. F. INMAN; R. A. KNEPP; F. A. LINDBERG y P. T. RYBERG, 1983. Provenance of North America

Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94: 222-235.

DICKINSON, W. R. y C. A. SUCZEC, 1979. Plate tectonic and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 63: 2164-2182.

DIEMER, J. A. y E. S. BELT, 1991. Sedimentology and paleohydraulics of the meandering river system of the Fort Union Formation, Southeastern Montana. *Sedimentary Geology* 75: 83-108.

DIGREGORIO, J. H., 1965. Corte El Caracol, Loma Montosa Oeste, Dos Cerritos, Planicie Morada, Señal Centro, Señal Picada y Valle Verde. Zona Catriel; provincias de Rio Negro y Neuquén. *Informe YPF.* (Inédito).

DIGREGORIO, J. H., 1972. Neuquén. En A. F. Leanza (Dir. y Ed.) *Geología Regional Argentina*: 139-505. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

DIGREGORIO, J. H., 1978. Estratigrafía de las acumulaciones Mesozoicas. Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén, *VII° Congreso Geológico Argentino*: 37-65.

DIGREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. En *Geología Regional Argentina* 2: 985-1032. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

DI PERSIA, O., J. S. LOZA y C. D. ARREGUI, 1984. Análisis estratigráfico y paleoambiental del Grupo Cuyo en el sector sur de la Cuenca Neuquina. *IX° Congreso Geológico Argentino*, Actas I: 154-171.

DUNOYER DE SEGONZAC, G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: a review. *Sedimentology* 15: 281-346.

ESPEJO, I. S. y O. R. LÓPEZ GAMUNDI, 1994. Source versus depositional controls on sandstone composition in a foreland basin: the El Imperial Formation (Mid Carboniferous – Lower Permian), San Rafael Basin, western Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology* A64: 8-16.

EMERY, D. y K. J. MYERS, 1996. *Sequence Stratigraphy.* Blackwell Science Ltd., Oxford. 279 pp.

FERELLO, R., 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Aguila (Neuquén) y sus relaciones. *Boletín Informativo Petrolero* 278: 1-16.

FOLK, R. L.; P. B. ANDREWS y 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.

FRANZESE, J. R., 1993. Análisis petrográfico y geoquímico de la Formación Piedra Santa, basamento pre-Mesozoico del sur de la provincia del Neuquén. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* Actas IV: 327-334. Mendoza.

FRANZESE, J. R.; GÓMEZ-PÉREZ, I. y VEIGA, G. D., 1998. Estratigrafía sin-rift de la Cuenca Neuquina en el área de los arroyos Ñireco y Catan Lil, Neuquén, Argentina. *X Congreso Latinoamericano de Geología,* Actas I: 32. Buenos Aires

GARCÍA-GIL, S., 1993. The fluvial architecture of the upper Buntsandstein in the Iberian Basin, central Spain. *Sedimentology* 40: 125-143.

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.

GOLD, P., 1987. Textures and geochemistry of authigenic albite from Miocene sandstones, Louisiana Gulf Coast. *Journal of Sedimentary Petrology* 18: 108-125.

GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70 , Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* I(3): 177-208.

GROEBER, P.; P. N. STIPANICIC y A. MINGRAMM, 1953. Jurásico. En P. Groeber et al., *Mesozoico,* En *Geografía de la República Argentina.* Sociedad Argentina de Estudios Geográficos II(1): 143-347.

GULISANO, C. A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza. *VII° Congreso Geológico Argentino,* Actas III: 579-592.

GULISANO, C. A. y A. R. GUTIERREZ PLEIMLING, 1994. Field Guide. The Jurassic of Neuquen Basin. A) Neuquen Province. *Asociación Geológica Argentina,* Serie E 2. *Secretaría de Minería,* Publicación 158. 120 pp. Buenos Aires.

GULISANO, C. A.; A. R. GUTIERREZ PLEIMLING y R. E. DIGREGORIO, 1984a. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. *IX° Congreso Geológico Argentino,* Actas I: 221-235.

GULISANO, C. A., A. R. GUTIERREZ PLEIMLING y R. E. DIGREGORIO, 1984b. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *IX° Congreso Geológico Argentino,* Actas I: 236-259.

GULISANO, C. A. y G. HINTERWIMMER, 1986. Facies deltaicas del Jurásico medio en el oeste de Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras,* 3ª Época, III(8): 2-31.

GULISANO, C. A. y G. A. PANDO, 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sañicó, Departamento Collón Cura, Provincia del Neuquén. *VII° Congreso Geológico Argentino*, Actas III: 553-577.

HALL, S. A., 1990. Channel trenching and climatic change in the southern United States Great Plains. *Geology* 18: 342-345.

HALLAM, A., 1988. A re-evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. En C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross y J. van Wagoner (Eds.), *Sea-Level Changes – An Integrated Approach.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42: 261-273.

HALLAM, A., 1991. Relative importance of regional tectonics and eustacy for the Mesozoic of the Andes. En D. I. M. MacDonald (Ed.), *Sedimentation, tectonics and eustacy. Sea level changes at active margins.* Special Publication of the International Association of Sedimentologists 12: 189-200.

HAQ, B. U., J. HARDENBOL y P. R. VAIL, 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156-1167.

HARDY, R. y M. E. TUCKER, 1988. X-ray powder diffraction of sediments. En: M. E. Tucker (Ed.) *Techniques in Sedimentology*: 191-228.

HARMS, J. C. y R. K. FAHNESTOCK, 1965. Stratification, bed forms, and flow phaenomena (with an example from the Rio Grande). En G. V. Middleton (Ed.), *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 12, 84-115.

HASZELDINE, R. S., 1983. Descending tabular cross-bed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of north-east England. En J. D. Collinson y J. Lewin (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems.* Special Publication of the International Association of Sedimentologists 6: 449-456.

HEIN, F. J. y 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.

HELLER, P. y C. PAOLA, 1996. Downstream changes in alluvial architecture: an exploration of controls on channel-stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research* 66(2): 297-306.

HERRERO-DUCLOUX, A. y A. F. LEANZA, 1943. Sobre los ammonites de la "Lotena

formation" y su significación geológica. *Notas Museo de La PLata* VIII, Paleontología, 54.

HJELLBAKK, A., 1997. Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Seglodden Member, Varanger Peninsula, northern Norway. *Sedimentary Geology* 114: 131-161.

INGERSOLL, R. V.; T. F. BULLARD; R. L. FORD; J. P. GRIMM; J. D. PICKLE y S. W. SARES, 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 103-116.

JACKSON, R. G.II, 1976. Depositional model of point bars in the lower Wabash River. *Journal of Sedimentary Petrology* 46: 579-595.

KLUG, H. P. y L. E. ALEXANDER, 1974. *X-Ray diffraction procedures for polycristaline and amorphous minerals.* 2nd Edition. John Wiley and Sons, New York.

KOCUREK, G. A., 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology* 28: 753-780.

KOCUREK, G. A., 1996. Desert aeolian systems. En H. G. Reading (Ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy.* Third Edition. Blackwell, Oxford: 125-152.

KOKOGIAN, D. A.; BOGGETTI, D. A. Y G. A. REBAY, 1989. Cuenca Cuyana - El análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrampamientos estratigráficos sutiles. *Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos,* Actas II: 649-674. Mar del Plata.

KUBLER, B., 1964. Les argiles, indicateurs de metamorphisme. *Rev. Inst. Franc. du Petrole* XIX(10): 1093-1112.

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).

LANGBEIN, W. B. y S. A. SCHUMM, 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Trans. Am. Geophys. Union* 39: 1076-1084.

LEANZA, H. A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXVIII(2): 97-132.

LEANZA, H. A., 1985. Descripción geológica de la Hoja 36b. Cerro Chachil, provincia del

Neuquén. *Secretaría de Minería.* Buenos Aires. (Inédito)

LEANZA, H. A., 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XLV(3-4): 272-299.

LEEDER, M. R., 1973a. Fluvial fining upwards cycles and the magnitude of paleochannels. *Geological Magazine* 110: 265-276.

LEEDER, M. R., 1973b. Sedimentology and palaeogeography of the Upper Old Red Sandstone in the Scottish Border Basin. *Scotish Journal of Geology* 9: 117-144.

LEEDER, M. R., 1975. Pedogenic carbonates and flood sediment acretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. *Geological Magazine* 2: 461-464.

LEEDER, M. R., 1978. A quantitative stratigraphic model for alluvium, with special reference to channel deposit density and interconnectedness. En A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology.* Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5: 587- 596.

LEGARRETA, L. y C. A. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En G. Chebli y L. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas.* Serie Correlación Geológica 6: 221-243. S. M. de Tucumán.

LEGARRETA, L. y M. A. ULIANA, 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. En D. I. M. MacDonald (De.), *Sedimentation, tectonics and eustacy. Sea level changes at active margins.* Special Publication of the International Association of Sedimentologists 12: 429-450.

LEGARRETA, L. y M. A. ULIANA, 1996. La sucesión jurásica en el centro - oeste de Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras,* 3ª Época, XII (45): 66-78. Buenos Aires.

LEGARRETA, L.; ULIANA, M. A.; LAROTONDA, C. A. y G. R. MECONI, 1993. Approches to nonmarine sequence stratigraphy - Theoretical models and examples from argentine basins. En R. Eschard y B. Doliguez (Eds.), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations.* Éditions Technip: 125-143. Paris.

LIMERES, M., 1996. Sequence stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in southwestern Neuquen: implicance of unraveling synsedimentary tectonics along the Huincul wrench system. En A. C. Riccardi (Ed.), *Advances in Jurassic Research.* GeoReserch Forum 1-2: 275-284.

LLUCH, J. J. y L. A. SPALLETTI, 1976. Minerales de las arcillas en los sedimentos actuales de la región del Cerro San Lorenzo, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* XXXI(1): 23-32.

LUTRELL, P. R., 1993. Basinwide sedimentation and the continuum of paleoflow in an ancient river system: Kayenta Formation (Lower Jurassic), central portion Colorado Plateau. En C. R. Fielding (Ed.), *Current Reserch in Fluvial Sedimentology. Sedimentary Geology* 85: 411-434.

MACKEY, S. D. y J. S. BRIDGE, 1995. Three-dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Journal of Sedimentary Research* B65: 7-31.

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.

MASSARI, F., 1983. Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, Southern Alps, Italy. En J. D. Collinson y J. Lewin (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems.* International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 287-300.

McKEE, E. D. y G. W. WEIR, 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin* 64: 381-389.

MIALL, A. D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth 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. Calgary.

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., 1988a. 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., 1988b. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 72: 131-137.

MIALL, A. D., 1991a. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. En A. D. Miall y N. Tyler (Eds.), *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3: 6-12.

MIALL, A. D., 1991b. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation.

Journal of Sedimentary Petrology 61: 497-505.

MIALL, A. D., 1994. Reconstructing fluvial macroforms architecture fron two-dimensinoal outcrops: exapmles from the Castelgate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Reserch* B64: 146-168.

MIALL, A. D., 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. *Springer*, Berlin. 504 pp.

MORISON, S. R. y F. J. HEIN, 1987. Sedimentology of the White Channel Gravels, Klodinke area, Yukon Territory: Fluvial deposts of a confined valley. En F. G. Ethridge; R. M. Flores y M. D. Harvey (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 39: 205-216.

MPODOZIS, C. y V. RAMOS, 1989. The andes of Chile and Argentina. En G. F. Ericksen, M. T. Cañas Pinochet y J. A. Reinemund (Eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources.* Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series 11: 59-89. Houston.

OLSEN, T.; R. STEEL; K. HØGSTETH; T. SKAR y S. RØE, 1995. Sequential architecture in a fluvial succesion: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Prince Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Reserch* B65: 265-280.

ORTON, G. J. y H. G. READING, 1993. Variability of deltaic processes in terms of sedimentary supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40: 475-512.

PANDO G. A., S. G. DEL VO, G. LAFFITTE y M. ARGUIJO, 1984. Posibilidades oleogenéticas, migración y entrampamiento en las sedimentitas jurásicas (Liass-Dogger) de la región centro-meridional de la Cuenca Neuquina. *IX° Congreso Geológico Argentino*, Actas VII: 52-67.

PAOLA, C. ; HELLER, P. y C. L. ANGEVINE, 1992. The large scale dynamics of grain-size variations in alluvial basins, 1. Theory. *Basin Research* 4: 73-90.

PARADA, M. A., 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; a review. En S. M. Kay y C. W. Rapela (Eds.) *Plutionism from Antarctica to Alaska.* Geological Society of America Special Paper 241: 51-66.

PARKER, G., 1965. Relevamiento geológico escala 1:25.000 entre el Arroyo Picún Leufú y Catán Lil a ambos lados de la Ruta N 40. *Informe Y.P.F.* (Inédito).

PERLMUTTER, M. A. y M. D. MATTHEWS, 1990. Global cyclostratography - a model. En T. A. Cross (Ed.) *Quantitative Dynamic Stratigraphy.* Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall: 233-260.

PIERCE, J. W. y F. R. SIEGEL, 1969. Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Perology* 39(1): 187-193.

PITTMAN, E. D., 1988. Diagenesis of Terry Sandstone (Upper Cretaceous), Spindle Field, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 58(5): 785-800.

PLINT, A. G. y 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* B64: 341-364.

PLINT, A. G., 1983. Sandy fluvial point bar sediments from the Middle Eocene of Dorset, England. En J. D. Collinson y J. Lewin (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems.* Special Publication of the International Association of Sedimentologists 6: 355-368.

POSAMENTIER, H. W., M. T. JERVEY y P. R. VAIL, 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. En C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42: 109-204.

PRESTMAN, P. J., 1993. Influencia de cambios del nivel de base en morfología y sedimentación fluvial. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos* 47: 39-54.

PRIMMER, T., C. CADE, J. EVANS, J. GLUYAS, M. HOPKINS, N. OXTOBY, P. CRAIG SMALLEY, E. WARREN y R. WORDEN, 1997. Global patterns in sandstone diagenesis: their application to reservoir quality prediction for petroleum exploration. En J. Kupecz, J. Gluyas y S Bloch (Eds.), *Reservoir Quality Prediction in Sandstones and Carbonates.* American Association of Petroleum Geologists Memoir 69: 61-77.

PUIGDEFABREGAS, C. y 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.

QUIRK, D. G., 1996. "Base Profile": a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. En J. A. Howell y J. F. Aitken (Eds.), *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications.* Geological Society Special Publication 104: 37-49.

RAMOS, A. y A. SOPEÑA, 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En J. D. Collinson y J. Lewin (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems.* Special Publication of the International Association of Sedimentologists 6: 301-312.

RAMOS, A., A. SOPEÑA y M. PEREZ-ARLUCEA, 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (central Spain). *Journal of Sedimentary*

Petrology 56: 862-875.

RAPELA, C. W. y R. J. PANKHURST, 1994. Variaciones temporales y composicionales del magmatismo jurásico de la patagonia. *7 Congreso Geológico Chileno* Actas II: 1433-1437.

READING, H. G., 1986. Facies. En H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies.* Segunda Edición. *Blackwell,* Oxford: 1-14.

RETALLACK, G. J., 1988. Field recognition of paleosols. En J. Reinhardt y W. R. Sigleo (Eds.), *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: principles and applications.* Geological Society of America, Special Paper 216: 1-20.

RETALLACK, G. J., 1997. *A Colour Guide to Paleosols.* John Wiley & Sons, Chirchester. 175 pp.

REYNOLDS, R. C., 1980. Inerestratified Clay Minerals. En G. W. Brindley y G. Brown (Eds.), *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification.* Mineralogical Society Monograph 5: 249-304. London.

RHEE, C. W. y S. K. CHOUGH, 1993. The Cretaceous Pyonghae Basin, southeast Korea: sequential development of crevasse splay and avulsion in a terminal alluvial fan. *Sedimentary Geology* 83: 37-52.

RICCARDI, A. C. y C. A. GULISANO, 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XLV(3-4): 346-364.

RICCARDI, A. C., G. E. G. WESTERMANN y S. ELMI, 1991. Biostratigraphy of the upper Bajocian – lower Calovian (Middle Jurassic), South America. *Journal of South American Earth Sciences* 4(3): 149-157.

ROBINSON, D. y V. WRIGHT, 1987. Ordered illite-smectite and kaolinite-smectite: pedogenic minerals in Lower Carboniferous paleosol sequence, South Wales. *Clays and Clay Minerals* 22: 109-118.

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.

SAUNDERSON, H. C. y F. P. J. LOCKETT, 1983. Flume experiments on bedform and

structures at the dune-plane bed transition. En J. D. Collinson y J. Lewin (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 6: 49-58.

SCASSO , R. A. y C. O. LIMARINO, 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial* 1. 258 pp. Buenos Aires.

SCHUMM, S. A., 1993. River response to baselevel change. *Journal of Geology* 101: 279-294.

SHANLEY, W. K. y P. J. McCABE, 1991. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy: an example from the Kaipirowits Plateau, Utah. *Geology* 19: 742-745.

SHANLEY, W. K. y P. J. McCABE, 1993. Alluvial architecture in a sequence tratigraphy framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. En S. S. Flint y I. D. Bryant (Eds.), *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 15: 21-56.

SHANLEY, W. K. y P. J. McCABE, 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78: 544-568.

SIBLEY, D. F. y H. BLATT, 1976. Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. *Journal of Sedimentary Petrology* 46: 881-896.

SIMEONI, M., 1995. Microfósiles calcáreos marinos jurásicos de la Formación Lotena en Picún Leufú (Neuquén). Argentina. *VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas*: 255-264. Trelew.

SMITH, N. D., 1970. The braided stream depositional environment: a comparison of the Platte River with some Silurian Clastic rocks, North Central Appalachians. *Geological Society of America Bulletin* 81: 2993-3014.

SMITH, N. D., 1971. Transverse bars and braiding in the lower Platte River, Nebraska. *Geological Society of America Bulletin* 82: 3407-3420.

SMITH, N. D., 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology* 82: 205-224.

SPALLETTI, L. A., 1987. Características y significado sedimentológico de las formas, cuerpos y estructuras originadas por agentes fluidos en sustratos incoherentes. *Revista del Museo de La Plata*, nueva serie, Geología X: 19-69.

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.

SRODON, J., 1984. X-ray identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals* 32: 337-349.

STARKEY, J., 1959. Chess-board albite from New Brunswick, Canada. *Geological Magazine* 96: 141-145.

STEEL, R. J. y D. B. THOMPSON, 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology* 30: 341-367.

STIPANICIC, P. N., 1966. El Jurásico de Vega de la Veranada, Neuquén, el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassia-Yaila) en Argtentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XX(4): 403-475.

STIPANICIC, P. N., 1969. El avnce de los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXIV(4): 367-388.

STIPANICIC, P. N. y F. RODRIGO, 1970. El diastrofismo Jurásico en la Argentina y Chile. *IV Jornadas Geológicas Argentinas,* Actas II: 353-368.

STIPANICIC, P. N.; F. RODRIGO; O. L. BAULIES y C. G. MARTINEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nord Patagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXIII(2); 367-388.

STOKES, W. L., 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes – a feature of wind-deposited sandstone formations. *Journal of Sedimentary Petrology* 38: 510-515.

STOREY, B. C., T. ALABASTER, M. J. HOLE, R. J. PANKHURST y H. E. WEVER, 1992. Role of Subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. En B. C. Storey, T. Alabaster y R. J. Pankhurst (Eds.) *Magmatism and the causes of continental break-up.* Geological Society of London, Special Publication 68: 149-163.

SUERO, T., 1951. Descripción geológica de la Hoja 36c. cerro Lotena (Neuquén). *Dirección Nacional de Minería, Boletín* 76. Buenos Aires. 67 pp.

TALBOT, M. R. y P. A. ALLEN, 1996. Lakes. En H. G. Reading (Ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy.* Tercera Edición. Blackwell, Oxford: 83-124.

TALBOT, M. R., K. HOLM y M. A. J. WILLIAMS, 1994. Sedimentation in low-gradient desert margin systems: A comparison of the Late Triassic of northwest Somerset (England) en the late Quaternary of east-central Australia. En M. R. Rosen (Ed.) *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems.* Geologial Society of America Special Paper 289: 97-117. Boulder.

ULIANA, M. A., L. LEGARRETA, G. A. LAFFITTE y H. VILLAR, 1999. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las cuencas petrolíferas de Argentina. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos,* Actas I: 1-61. Mar del Plata.

VAIL, P. R., R. M. MITCHUM, R. G. TODD, J. M. WIDMIER, S. THOMPSON III, J. B. SANGREE, J. N. BUBB y W. G. HATLELID, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En P. E. Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration.* American Association of Petroleum Geologists Memoir 26: 49-212.

VAN WAGONER, J. C., K. M. CAMPION y V. D. RAHMANIAN, 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists,* Methods in Exploration Series 7, 55 pp.

VERGANI, G. D., A. J. TANKARD, H. J. BELOTTI y H. J. WELSINK, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquen Basin, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suarez y H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir* 62: 383-402.

VOLKHEIMER, W., 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacai Có y adyacencias (Cuenca Neuquina, República Argentina). I. Estratigrafía de las formaciones Sierra de Chacai Có (Pliensbaquiano), Los Molles (Toarciano- Aaleniano), Cura Niyeu (Bayociano) y Las Lajas (Caloviano inferior). *Ameghiniana* 10(2): 105-129.

WALKER, T. R., 1984. Diagenetic albitization of potassium feldspar in arkosic sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 3-16.

WEAVER, Ch. E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoirs University of Washington* I: 1-469.

WEAVER, Ch. E., 1942. A general summary of the Mesozoic of South America and Central America. 8 *American Science Congress,* Proceedings 4, Geology: 149-193.

WHEELER, H. E., 1964. Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin* 75: 599-610.

WILLIAMS, P. F. y B. R. RUST, 1969. The sedimentology of a braided river. *Journal of*

Sedimentary Petrology 39: 649-679.

WIZEVICH, M. C., 1991. Photomosaics of outcrops: usefull photographic techniques. En A. D. Miall y N. Tyler, (Eds.), *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery.* Society of Economic Paleontologistas and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology 3: 22-24.

WIZEVICH, M. C., 1993. Depositional controls in a bedload-dominated fluvial system: internal architecture of the Lee Formation, Kentucky. En C. R. Fielding (Ed.), *Current Reserch in Fluvial Sedimentology. Sedimentary Geology* 85: 537-556.

WRIGHT, V. P. y S. B. MARRIOTT, 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems; the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology* 86: 203-210.

YRIGOYEN, M. R., 1972. Cordillera Principal. En A. F. Leanza (Ed.) *Geología Regional Argentina*: 345-364. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

ZAVALA, C. A., 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidemtal de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis Doctoral. Departamento de Geología. *Universidad Nacional del Sur.* 259 pp. (Inédito).

ZAVALA, C. A., 1996a. Sequence stratigraphy in continental to marine transitions. An example from the middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquen Basin, Argentina. En A.C. Riccardi (Ed.), *Advances in Jurassic Research.* GeoReserch Forum 1-2: 285-294.

ZAVALA, C. A., 1996b. High resolution sequence stratigraphy in the middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquen Basin, Argentina. En A. C. Riccardi (Ed.), *Advances in Jurassic Research.* GeoReserch Forum 1-2: 295-304.

ZHANG, Z.; SUN, K. y J. YIN, 1997. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Shanxi Formation (Lower Permian) in the northwestern Ordos Basin, China: an alternative sequence model for fluvial strata. *Sedimentary Geology* 112: 123-136.

ZUFFA, G. G., 1985. Optical annalyses of arenites influence of metodology on compositional results. En G. G. Zuffa (Ed.) *Provenance of Arenites.* NATO Advanced Study Institute Series 148: 165-189.