Facultad de Ingeniería
Departamento de Geología y Petróleo
Licenciatura en Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura

Estudio estratigráfico y paleoambiental de detalle de la Fm. Challacó (Jurásico Medio) en el Anticlinal de Picún Leufú, Cuenca Neuquina, al Oeste de la Ruta Nacional N°40

Autor: Gallo, Aldana Lilén.

Director: Arregui, Carlos.

-2020-

ÍNDICE

RESUMEN..... i
ABSTRACT..... iii
AGRADECIMIENTOS..... iv

CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN
1.1. Fundamentación y planteamiento del problema..... 1
1.2 Objetivos 1
1.3 Ubicación del afloramiento, vías de acceso..... 2
1.4 Metodología 3

CAPÍTULO 2 – ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL
2.1 Antecedentes..... 5
2.2 Marco geológico regional..... 9
2.2.1 Dorsal de Huincul y su influencia tectónica sobre la depositación de la Formación Challacó en el área de estudio..... 12

CAPÍTULO 3 – ESTRATIGRAFÍA
3.1 Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Neuquina..... 16
3.2 Grupo Cuyo (Jurásico Inferior-Medio) en la Cuenca Neuquina 19
3.2.1 Formación Los Molles..... 21
3.2.2 Formación Lajas 22
3.2.3 Formación Challacó..... 22
3.3 Estratigrafía del Grupo Cuyo en el área de Picún Leufú 24
3.4 Principios de Estratigrafía en ambientes continentales 26
3.4.1 Factores que controlan el registro sedimentario 26
3.4.2 Factores alogénicos vs factores autigénicos 27
3.4.3 Estratigrafía en medios continentales 27
3.4.3.1 Concepto de secuencia 28
3.4.3.2 Cortejos depositacionales 28
3.4.3.3 Concepto de acomodación y nivel de base 29
3.4.3.4 Superficies estratigráficas 30

CAPÍTULO 4 – SECTOR ANALIZADO
4.1 Perfiles realizados..... 33
4.2 Particularidades del sector donde se realiza cada perfil 35
4.2.1 Perfil CHO-1 35
4.2.2 Perfil CHO-2 36
4.2.3 Perfil CHO-3 37

CAPÍTULO 5 – ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS
5.1 Introducción 38
5.2 Análisis de facies sedimentarias 40
5.2.1 Ortoconglomerado polimíctico con imbricación de clastos (Gm) 40
5.2.2 Ortoconglomerado polimíctico con estratificación planoparalela difusa (Gh) 41
5.2.3 Ortoconglomerado polimíctico masivo (Gms) 42

5.2.4 Arenisca conglomerádica con estratificación entrecruzada tabular planar (SGp) 43
5.2.5 Arenisca conglomerádica con estratificación entrecruzada en artesa (SGte) 43
5.2.6 Arenisca conglomerádica masiva (SGm) 44
5.2.7 Arenisca con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) 45
5.2.8 Arenisca con estratificación entrecruzada en artesa (St) 46
5.2.9 Arenisca masiva (Sm) 46
5.2.10 Arenisca con estratificación planoparalela – horizontal a entrecruzada de bajo ángulo (Sh) 47
5.2.11 Arenisca con extraclastos (Se) 47
5.2.12 Arenisca con laminación ondulítica (Sr) 47
5.2.13 Arenisca con estructura de deformación por carga (Sd) 48
5.2.14 Arenisca con estratificación entrecruzada de bajo ángulo y *climbing ripples* (Sc) 49
5.2.15 Fangolitas rojas (Fmr) 49
5.2.16 Pelitas grises (Fmg) 49

CAPÍTULO 6 – ELEMENTOS ARQUITECTURALES Y ASOCIACIONES DE FACIES
6.1 Introducción 51
6.2 Elementos arquitecturales y Asociación de Facies..... 52
6.2.1 Depósitos de relleno de canal 52
6.2.1.1 Estratoforma tabular gravosa (manto de crecida – SF) 52
6.2.1.2 Canales amalgamados (CHm) 53
6.2.1.3 Canales aisaldos (CHa) 55
6.2.1.3 i CH de escala intermedia – alta (CHa1) 55
6.2.1.3 ii CH de pequeña escala (CHa2) 56
6.2.2 Lóbulo de desborde o *crevasse splay* (Cr) 56
6.2.3 Depósitos finos de planicie de inundación (OFr y OFg) 57
6.3 Correlación de perfiles..... 58

CAPÍTULO 7 – SISTEMA DE ACUMULACION SEDIMENTARIA Y MODELO EVOLUTIVO
7.1 Sistema de acumulación sedimentaria 59
7.1.1 Sistema fluvial de carga mixta y sinuosidad moderada – Canales Aislados 59
7.1.2 Sistema de planicie de inundación 60
7.1.3 Sistema fluvial de carga mixta y moderada sinuosidad – Amalgamación de canales 60
7.1.4 Sistema fluvial entrelazado gravoso y de baja sinuosidad con alimentación de abanicos aluviales..... 60
7.2 Evolución paleoambiental-Modelo evolutivo..... 62
7.2.1 Sección 1 62
7.2.2 Sección 2 62
7.2.3 Sección 3 64
7.2.4 Sección 4 65
7.2.5 Sección 5 66
7.2.6 Sección 6 67

CAPÍTULO 8

8.1 Discusión ……. 69
8.1.1 Límite inferior (Formación Lajas – Formación Challacó) …… 69
8.1.2 Límite superior (Formación Challacó – Formación Lotena) …….…….. 70
8.1.3 Asignación estratigráfica …….. 71
8.2 Conclusión…..... 72
Referencias bibliográficas

RESUMEN

La Formación Challacó (Jurásico Medio), analizada en el sector Suroccidental de la Cuenca Neuquina, en el flanco Sur del Anticlinal de Picún Leufú, es una unidad caracterizada por depósitos continentales que se componen por facies conglomerádicas, arenosas, areno-gravosas que intercalan con niveles pelíticos rojizos, grises, verdosos, depositadas en diversos ambientes de sedimentación continental. El contacto basal con los depósitos marinos infrayacentes correspondientes a la Formación Lajas es neto, al igual que el contacto con los depósitos suprayacentes a la Formación Challacó, constituido por margas con restos de invertebrados marinos (amonites) pertenecientes a la Formación Lotena. El análisis sedimentológico y estratigráfico de los depósitos continentales con los que culmina el Grupo Cuyo están influenciados fuertemente por la actividad tectónica que caracteriza a la región de la Dorsal de Huincul. A partir de la correlación de las tres secciones relevadas en el campo, la integración de la información litológica, la geometría de los cuerpos sedimentarios y las estructuras sedimentarias reconocidas, principalmente las estructuras direccionales, se ha podido obtener un modelo paleoambiental para la unidad. En este sentido se interpretan para la Formación Challacó diferentes ambientes de sedimentación, que inician en su porción basal como un sistema fluvial de media sinuosidad y carga mixta (fango-arenosa) de moderada energía con una configuración de canales aislados, intercalados con una alta proporción de niveles fangosos de llanura de inundación. Hacia la sección media-inferior, el ambiente propuesto consiste en un sistema fluvial de carga mixta (areno-fangoso) con un mayor grado de interconexión de cuerpos lenticulares. Para la sección media-superior de la secuencia sedimentaria se define un ambiente sedimentario dominado por un sistema fluvial de baja sinuosidad, constituido por un cuerpo tabular de areniscas conglomerádicas, cuya extensión lateral excede el área de trabajo. La acumulación de un cuerpo de gran extensión lateral y características granulometrías distintas, sugiere un cambio en las condiciones del sistema depositacional. Sobre el banco de areniscas conglomerádicas, se registra un intervalo de facies finas que alternan con cuerpos lenticulares de características similares a los cuerpos que se describen para la sección inferior, volviendo a repetirse condiciones de sedimentación semejantes a las reconocidas en los intervalos basales y medios de la unidad, posiblemente originados por fenómenos tectónicos y/o climáticos. Finalmente, para el tope de la secuencia sedimentaria se define un ambiente sedimentario dominado por un sistema fluvial de baja sinuosidad, constituido por un cuerpo tabular conglomerádico que representa el relleno de canales de muy alta energía. El arreglo multilateral y multihistórico de los canales, otorgan a estos depósitos una configuración tabular extensa que desarrolla espesores de 1-2 m. Para concluir, se puede inferir que los sistemas responsables de la depositación de la Formación Challacó exhiben una tendencia de energía creciente hacia el tope, donde alternan ciclos de alta y baja acomodación que marcan contrastes de sistemas depositacionales inducidos por factores alogénicos (tectónica y clima). Los espesores documentados en el sector de estudio demuestran que hacia sectores occidentales la Formación Challacó experimenta un acuñamiento, que no solo afecta a la formación de interés, sino que también se presenta en otras unidades suprayacentes como Formación Lotena y Formación Tordillo. Las variaciones de espesor pueden asociarse a una relación entre la tectónica y la sedimentación, que implica la generación de un paleorrelieve previo que condicionó la sedimentación de la Formación Challacó.

***Palabras clave**: Formación Challacó; Formación Lajas; Formación Lotena, Anticlinal Picún Leufú; Dorsal de Huincul; Cerro Granito; Cerro Lotena.*

ABSTRACT

The Challacó Formation (Middle Jurassic), analyzed in the southwestern sector of the Neuquén Basin and located on the southern flank of the Picún Leufú anticline, is a unit characterized by continental deposits that are composed of conglomerate facies, sandy facies that interspersed fine sands, silts and shales, green, red and grey, deposited in various continental sedimentation environments. Basal contact with the underlying marine deposits corresponding to the Lajas Formation is net, as the contact with the deposits overlying Lotena Formation, consisting of marls with remains of marine invertebrates (ammonites). The sedimentological and stratigraphic analysis are strongly influenced by the tectonic activity at characterizes the Huincul Dorsal region. From the correlation of three sections raised in the field, the integration of the lithological information, the geometry of the sedimentary bodies and the recognized sedimentary structures, mainly the directional ones, a paleoenvironmental model has been obtained for the Unit. Different sedimentation environments are interpreted for the Challacó Formation, initially characterized as a river system of medium sinuosity and mixed load (mud-sand) of moderate energy, with a configuration of intercalated channels. Towards middle-lower section, the proposed environment, was also recognized a mixed-mud (sandy-muddy) river system with a greater degree of interconnection of lenticular bodies. For the upper-middle section of the sedimentary sequence, a sedimentary environment dominated by a low sinuous fluvial system is defined, consisting of a tabular body of conglomerate sandstones, whose lateral extension exceeds the work area. The accumulation of a body of great lateral extension and different granulometry characteristics, suggests a change in the conditions of the depositional system. Above the conglomerate sandstone bank, there is fine facies that alternate with lenticular coarse clastics of similar characteristics to the bodies described for the lower section, suggesting a repetition in sedimentation conditions similar to those reconized in the basal and middle intervals of the unit, possibly caused by tectonic and / or climatic phenomena. Finally, for the top of the sedimentary sequence, a sedimentary environment dominated by a low sinuous river system is defined, consisting of a conglomerate tabular body that represents the filling of channels of very high energy. The multilateral and multi-historical arrangement of the chanels, give these deposits an extensive tabular configuration that develops thicknesses of 1-2 m. To conclude, it can be inferred that the systems responsible for the deposition of the Challacó Formation exhibit a coarsening upward evolution where high and low accommodation cycles with possibly allogenic control are interspersed. The documented thicknesses in the study sector show that the Challacó Formation experiences a decrease in thickness, which not only affects the formation of interest, but also occurs in other adjacent units such as Lotena Formation and Tordillo Formation. The variations in thickness can be associated with a relationship between tectonics and sedimentation, which implies the generation of a previous paleorelieve that conditioned the sedimentation of the Challacó Formation.

Keywords*: Challacó Formation; Lajas Formation; Lotena Formation, Picún Leufú Anticlinal; Huincul dorsal; Granito Hill; Lotena hill.*

AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo final de licenciatura no habría sido posible sin la compañía y apoyo de muchas personas. Aquí van mis agradecimientos:

Al Estado Nacional, por brindarme educación pública, gratuita y de calidad.

A la Universidad Nacional del Comahue, por darme la oportunidad de hacer la carrera de Geología y por permitir mi desarrollo profesional a lo largo de todo este período.

A Carlos Arregui, mi director de trabajo final, por haberme ofrecido la posibilidad de este trabajo y por todo su apoyo durante este momento y a lo largo de toda mi carrera, tanto en lo personal como en lo académico.

A los integrantes de mi jurado: Dra. Susana de la Puente; Geól. Alberto Garrido, Dr. Juan Ponce, por sus valiosas correcciones y por su apoyo durante esta etapa.

Agradezco profundamente todo el conocimiento brindado por el Lic. Osvaldo Carbone, que, a pesar de su repentina y sorprendente partida, ha dejado en la Universidad del Comahue un honorable desempeño como docente y como persona.

A todos mis profesores, quienes respeto y admiro profundamente. Gracias por haberme enseñado sus conocimientos y por transmitirme la pasión por la Geología.

A mis compañeros y grandes amigos, con quienes tantos buenos momentos he compartido a lo largo de estos años.

Y, por último, el agradecimiento más importante, a mi familia. A mi mamá por ser también mi amiga y enseñarme a ser una persona positiva y siempre mirar para adelante. A mi papá por haberme transmitido su amor por la geología. A mis hermanos Mauro, Eliana y Rodrigo, por haberme ayudado a cumplir mi sueño. A mi compañero de vida, Fernando, por su apoyo y ayuda a lo largo de todos estos años. Gracias por creer en mi pasión por la Geología.

A todos, muchas gracias!!

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. FUNDAMENTACIÓN Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Desde el comienzo de los estudios estratigráficos de la Cuenca Neuquina se le ha dado particular importancia al relleno Jurásico (Inferior a Medio) de la misma y en especial a las formaciones que conforman al Grupo Cuyo, ya que representan el inicio de la sedimentación marina de la cuenca. A pesar de los numerosos estudios tanto estratigráficos, como paleontológicos y sedimentológicos, las capas rojas con las que culmina el Grupo Cuyo denominadas litoestratigráficamente como Formación Challacó no han sido estudiadas en profundidad. Es por ello que no han sido realizados numerosos trabajos de sobre esta unidad, tanto en cuanto a los aspectos descriptivos como a la vinculación genética con el resto de las formaciones que integran el Grupo Cuyo y Grupo Lotena.

La Formación Challacó, definida por De Ferraríis (1947), está caracterizada por estratos rojos continentales que comprende la etapa final de la acumulación del grupo (Jurásico Inferior a Medio), que constituye un ciclo sedimentario transgresivo-regresivo. Estos depósitos se correlacionan temporalmente hacia el interior de la cuenca con la Formación Tábanos (Dellapé *et al.,* 1978; Leanza, 1990).

La Formación Challacó está compuesta por areniscas y lutitas verdes, grises y rojizas de origen fluvial que intercalan con intervalos conglomerádicos. Esta sucesión, en el área de estudio puede alcanzar desde 130 a 200 m de espesor en su sector oriental (al Este de la Ruta Nacional Nº40) como en el sector occidental (Oeste de la Ruta Nacional Nº40). El presente trabajo se enfoca en la ventana (área de influencia de 1900 m de extensión por 200 m de espesor) comprendida en el margen occidental de la Ruta Nacional Nº 40 (Fig. 1.1).

En el sector de interés, por encima de la Formación Challacó se encuentran los depósitos de la Formación Lotena (Veiga, 1998), que están caracterizados por un intervalo conglomerádico basal y margas con restos de invertebrados marinos de edad Caloviano medio a superior (Herrero Ducloux y Leanza, 1943). Los trabajos estratigráficos clásicos involucran al nivel conglomerádico que aparece inmediatamente por debajo de las margas como parte de la Formación Lotena (Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990), mientras que otros autores (Veiga, 1998), prefieren considerar el intervalo conglomerádico como parte de la Formación Challacó ya que en el área de estudio no se discrimina la presencia de la Discordancia Intracaloviana que separa los Ciclos Cuyano del Loteniano-Chayacano.

1.2 OBJETIVOS

El objetivo principal del presente trabajo consiste en identificar y caracterizar sedimentológica y estratigráficamente a la Formación Challacó en el sector del anticlinal de Picún Leufú, así como también inferir los ambientes sedimentarios y la evolución del relleno sedimentario que caracteriza a la formación y poder las relaciones genéticas de estos depósitos con las restantes unidades de los grupos Cuyo y Lotena.

Para satisfacer el objetivo general del trabajo se propuso una serie de objetivos específicos, los cuales son:

- Caracterizar la estratigrafía de la sucesión sedimentaria del Jurásico Medio del sector analizado.
- Analizar composición litológica, espesores y geometría de los estratos, estructuras sedimentarias, trazas de organismos y paleocorrientes, con la finalidad de definir elementos arquitecturales que permitan inferir las facies y condiciones paleoambientales que caracterizaron a la sucesión sedimentaria.
- Correlacionar perfiles laterales con el fin de obtener dimensiones de cuerpos sedimentarios y sus respectivas geometrías.
- Describir la evolución del sistema sedimentario con el objetivo de establecer un modelo de su relleno.
- Por último, concluir acerca de las relaciones de esta unidad con los demás componentes del Grupo Cuyo y con los depósitos suprayacentes correspondientes a la Formación Lotena.

1.3 UBICACIÓN DEL AFLORAMIENTO Y VÍAS DE ACCESO

El afloramiento estudiado corresponde al sector occidental de la cuenca, ubicado aproximadamente a 50 km al Sur de la localidad de Zapala, sobre el Anticlinal Picún Leufú (Latitud: 39°12’35,89” S – Longitud: 70° 3’53,77” O). El sitio de interés se encuentra sobre la margen Oeste del Arroyo Picún Leufú (Fig. 1.1).

La vía de acceso principal es a través de la Ruta Nacional N°40. Luego para llegar al afloramiento se toma la Ruta Provincial N°20 (ruta que se dirige hacia Bajada Los Molles).

El sector analizado se destaca por la alternancia de cuerpos tabulares continuos con intervalos predominantemente finos y cuerpos arenosos lenticulares.

Todo el conjunto presenta un adelgazamiento significativo hacia el Oeste (Fig.1.2).

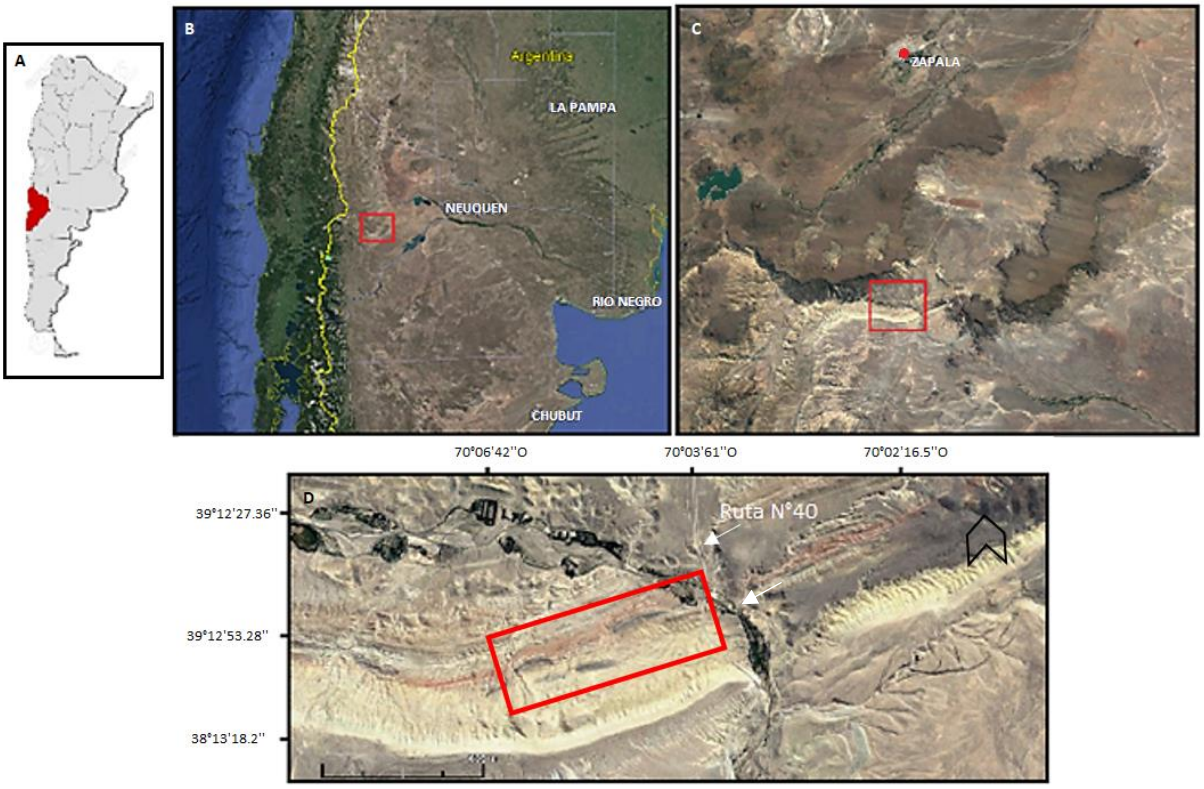


Figura 1.1.A. Ubicación del área de estudio en el contexto nacional. B-C. Imágenes satelitales (Google Earth, 2019) mostrando el área de estudio en un contexto regional (B) y local (C). D. Detalle de C.

Figura 1.2. Imagen aérea ilustrativa del espesor de la Formación Challacó en el flanco Sur del Anticlinal de Picún Leufú. Nótese la reducción de espesor de la Formación Challacó hacia el Oeste (extraído de Legarreta, 2014).

1.4 METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos propuestos, el trabajo se llevó a cabo en tres etapas.

La primera etapa consistió en una extensa recopilación bibliográfica, antecedentes que incluyen cartas geológicas y material bibliográfico disponible referido a los depósitos del Grupo Cuyo y Formación Lotena. De forma complementaria, se realizó un análisis e interpretación de fotografías satelitales que permitieron conocer la disposición regional de la zona a estudiar, como así también la generación de bosquejos estructurales del sector.

Luego del análisis de la información recopilada se visitó el sector a estudiar que corresponde a la margen occidental de la Ruta Nacional N°40 a la altura del cruce con el Arroyo Picún Leufú, con el fin de planificar la obtención de datos necesarios para el alcance de los objetivos propuestos.

En la segunda etapa se llevó a cabo el relevamiento geológico, que consistió en el levantamiento de tres perfiles geológicos de detalle de escala 1:100 (la escala seleccionada estuvo condicionada por el espesor del afloramiento) en los que se puso especial énfasis en el reconocimiento de los distintos tipos litológicos (textura, color, componentes), estructuras sedimentarias, geometría de los cuerpos de roca, su orientación y buzamientos, definición de los contactos de la Formación Challacó con las unidades infra y suprayacente. Para esbozar los perfiles se contó con fichas de descripción de afloramiento, comparadores granulométricos, redondez y esfericidad. Además, se contó con martillo geológico, báculo de Jacob, GPS, lupa de mano, brújula geológica para medición de buzamientos, rumbo y paleocorrientes; y una cámara fotográfica. Finalmente, en esta etapa se recorrió lateralmente a pie el afloramiento para realizar una correlación entre los perfiles obtenidos en el campo y determinar la existencia de macroformas que permitan establecer la continuidad lateral del sistema

depositacional que caracteriza a la Formación Challacó. La correlación se efectuó utilizando trazas visuales a lo largo de la sección.

La tercera etapa consistió en el análisis e interpretación de toda la información obtenida en el campo. En primera medida se utilizó un *software* de diseño gráfico (Canvas) para la construcción de los perfiles sedimentológicos, que permitió representar en detalle las observaciones de mayor relevancia. Posteriormente se realizó la correlación estratigráfica de los tres perfiles obtenidos con el software, lo que posibilitó determinar el diseño de los cambios laterales en el sistema depositacional, como así también se procedió a la definición de asociaciones de facies sedimentarias e identificación de facies y elementos arquitecturales. Este estudio se llevó a cabo a través del análisis de la litología, la geometría de los cuerpos, distribución y orientación de las paleocorrientes.

Finalizando dicha etapa, se elaboró un esquema general de evolución (modelo evolutivo), que no solo se enfocó en el estudio del sistema depositacional, sino que también en la evolución espacial de los mismos, situación que permitió definir las secuencias de depositación que caracterizó a la unidad. El *software* que se utiliza para esbozar los *blocks* diagramas fue AutoCad.

Los criterios utilizados para definir tanto asociaciones de facies como elementos arquitecturales fueron los de Miall (1985). No obstante, a través del análisis detallado de la información se pudo identificar los factores que controlaron la acumulación (tectónica y clima) y de esta forma establecer las relaciones con los depósitos subyacentes (Formación Lajas) y suprayacente (Formación Lotena).

CAPÍTULO 2

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 ANTECEDENTES

Los primeros estudios sobre los depósitos marinos en el territorio de Neuquén fueron realizados por un geocientista europeo llamado Bodenbender en 1892.

Uno de los más destacados esfuerzos por organizar la estratigrafía del Jurásico de la Cuenca Neuquina fue realizado por Groeber en 1918, 1929 hasta que en 1946 define el término "Cuyano" para identificar la sección inferior del Jurásico Andino de origen marino que comprende los pisos Hettangiano hasta Bajociano medio a superior. Groeber en 1953 discriminó el "Ciclo Cuyano inferior" que abarca prácticamente todo el Jurásico Inferior y designa al "Ciclo Cuyano superior" como el intervalo que comienza con la zona de *Leioceras opalinum* y termina con la *de Witchellia romani* y que corresponde al Jurásico Medio.

Otros autores como Weaver (1931), Suero (1951), Stipanicic (1969) y Leanza (1992) realizaron importantes contribuciones al conocimiento de la estratigrafía del Jurásico, mientras Dellapé *et al.* (1978) proponen definir como Grupo Cuyo a la secuencia sedimentaria evolutiva limitada en su base y techo por las discordancias Intraliásica (Rioatuélica) e Intracaloviana respectivamente.

Los trabajos de Gulisano *et al*. (1984), Legarreta y Gulisano (1989), Gulisano y Gutiérrez (1995), Zavala (1993), Limeres (1996) y Legarreta y Uliana (1996), han contribuido a dividir este intervalo estratigráfico en unidades de diferente rango jerárquico basándose en los principios difundidos por la estratigrafía de secuencias.

El Grupo Cuyo (Dellapé *et al*., 1978), constituye la primera ingresión marina que cubre la Cuenca Neuquina y que, a través de sucesivas oscilaciones de la línea de costa depositó un espeso intervalo de pelitas, areniscas, conglomerados y evaporitas de ambientes marinos profundos hasta continentales. Dentro de este grupo se reconocen las cuatro unidades de mayor distribución paleogeográfica tanto en sectores aflorantes como en el subsuelo.

La Formación Los Molles (Weaver, 1931), abarca desde el Pliensbachiano – Toarciano temprano hasta el Aaleniano – Bajociano temprano. Estos depósitos son cubiertos por la Formación Lajas (Weaver, 1931), la cual ocupa el lapso desde el Aaleniano-Bajociano en el extremo Sur hasta el Caloviano temprano. Los depósitos sedimentarios que se analizan en este trabajo pertenecientes a la Formación Challacó, fueron definidos por de Ferraríis en 1947 y se extienden desde el anticlinal del Cerro Lotena hasta el extremo Sur de la Sierra de Chacaico. Su base apoya sobre la Formación Lajas y es cubierta por el Grupo Lotena. La Formación Challacó está caracterizada por una serie de capas rojas de origen continental con las que culmina el Grupo Cuyo en el margen sudoriental de la Cuenca Neuquina.

El modelo propuesto por Dellapé *et al*. (1979) (Tabla 1), establece un marcado cambio entre el ciclo sedimentario Loteniano (Grupo Lotena), caracterizado por facies marinas, de aquellas facies continentales y de ambiente fluvial que caracterizan la finalización del Grupo Cuyo.

Leanza y Hugo (1997) (Tabla 1), determinan que la Formación Challacó apoya en concordancia sobre la Formación Lajas a la que sucede en forma gradual, marcando el contacto a través de la aparición de las primeras capas rojas. Es cubierta en discordancia por la Formación Lotena, que en la región de Picún Leufú inicia con depósitos conglomerádicos.

Veiga (1998), (Tabla 1), describe que en el sector del arroyo Picún Leufú, aparecen por encima de los depósitos de la Formación Challacó, facies de margas con restos de invertebrados marinos de edad Caloviano medio a superior pertenecientes a la Formación Lotena, descriptas por Herrero Ducloux y Leanza (1943). En los trabajos clásicos propuestos por Dellapé *et al.* (1978) y Leanza (1990) se consideran como parte de la Formación Lotena a los conglomerados que aparecen por debajo de las margas, mientras que el trabajo realizado por Veiga (1998), debido a que no percibe la presencia de una discordancia en la base de los conglomerados y a que estos tienen un origen fluvial al igual que los depósitos infrayacentes, considera estos depósitos como integrantes de la Formación Challacó. La ausencia de correlaciones directas entre las distintas zonas donde aflora la Formación Challacó ha llevado a la definición de sectores con características particulares.

Gracias a la tesis doctoral de Veiga del año 2000, cuyo fin fue la descripción de la estratigrafía y sedimentología de la Formación Challacó y su posterior trabajo realizado en el año 2002 donde describió la evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos del Jurásico Medio, quedan definidos dos sectores principales denominados oriental, que abarca las localidades conocidas como Cerro Granito, Cerro Lotena y Rincón del Águila, y un sector occidental que comprende los afloramientos ubicados en el flanco Sur del Anticlinal Picún Leufú.

Los trabajos de investigación realizados por Veiga en los años 1998, 2000, 2002, (Tabla 1), describen para la Formación Challacó un sistema fluvial entrelazado alternando con un sistema fluvial de alta sinuosidad de carga mixta y abundantes planicies aluviales.

Según Zavala (1993, 1996) y Zavala y Freije (2002) (Tabla 1), proponen que la Formación Challacó se integraría por dos unidades genéticamente distintas, separadas por una importante discordancia (Discordancia Intracaloviana). La Formación Challacó se integraría por dos unidades (secuencias JC6 y JC7 de Zavala (1993, 1996) (Tabla 2). La unidad inferior (JC6), constituida por pelitas negras y rojas con intercalaciones de niveles lenticulares gruesos. La unidad superior (JC7), definida formalmente como Formación Bosque Petrificado, inicia con un conglomerado medio a grueso con gran continuidad lateral, pertenecería en realidad al Grupo Lotena.

Freije *et al.* (2002) (Tabla 1), define que la Formación Challacó está constituida por areniscas interestratificadas con niveles pelíticos rojizos, verdes y fangolitas grises depositadas en ambiente lacustre salobre.

Martinez *et al*. (2005) (Tabla 1), a partir de las contribuciones referidas a la sedimentología y evolución estratigráfica de la Cuenca Neuquina, propuestas por los autores mencionados precedentemente, y llevados a cabos estudios de palinoestratigráficos/palinofacial en afloramientos del Jurásico Medio en el centro-Oeste de la Cuenca Neuquina, revalidan que la Formación Challacó se integraría por dos unidades distintas (Formación Challacó *sensu stricto* y Formación "Challacó"), separadas por la discordancia Intracaloviana. La Formación Challacó *ss.* se caracteriza por la presencia de las asociaciones de palinofacies I, II, IV y V, las que, en general, presentan como rasgo notorio la esterilidad en palinomorfos o presencia de esporas de hongos, *Botryococcus*, y otros palinomorfos de origen continental. Estas palinofacies podrían vincularse a ambientes continentales, desde llanuras de inundación de flujos encauzados hasta lacustres. La Formación "Challacó", en cambio, estaría caracterizada por las palinofacies IIIa y IIIb, vinculadas a un ambiente marino marginal, por la presencia de

acritarcos y quistes de dinoflagelados en sus asociaciones microflorísticas. Las muestras fueron extraídas en diversos sitios de estudio, incluyendo los afloramientos situados al este del Arroyo Picún Leufú como los afloramientos de Quebrada del Sapo. No obstante, no se registran muestras que correspondan al sitio de estudio de este trabajo.
Finalmente, Garrido y Parent (2013), proponen el nombre de Formación Mutrucó (Tabla 2), para designar a los antiguamente denominados "conglomerados basales del loteniense", caracterizados por el desarrollo de depósitos gravosos gruesos de origen aluvial-costero, con retrabajo bajo influencia marina.
En el análisis de los depósitos de la Formación Challacó, se tuvo en cuenta las interpretaciones propuestas por Veiga (1998, 2002), Zavala *et al.* (2002), Garrido y Parent (2013).

ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS DE LA FORMACIÓN CHALLACÓ		
Autor	Año	Fundamentación
de Ferrariís	1947	Define el término Fm. Challacó
Dellapé *et al.*	1978	El inicio del Gpo. Lotena está caracterizado por un intervalo conglomerádico
Dellapé *et al.*	1979	Segregación entre el Gpo. Cuyo y Gpo. Lotena
Leanza	1990	Al igual que Dellapé (1978), considera que la Fm. Lotena está caracterizada en su base por depósitos conglomerádicos.
Leanza y Hugo	1997	Depósitos de la Fm. Challacó en concordancia con la Fm. Lajas, cubiertos finalmente en discordancia por los depósitos de la Fm. Lotena
Veiga	1998	Aplica la estratigrafía secuencial en medios continentales para analizar las facies de la Fm. Challacó
Veiga	2000	Descripción estratigráfica y sedimentológica de la Fm. Challacó. Incorpora estudios petrográficos y composición mineralógica de las rocas de la Fm. Challacó
Veiga	2002	Describe la evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos del Jurásico Medio
Zavala y Freije	2002	Proponen definir dos unidades estratigráficas diferentes, separadas por la discordancia Intracaloviana, a la Fm. Challacó y la Fm. Bosque Petrificado, ubicada en la base del Grupo Lotena.
Freije *et al.*	2002	Describen a la Fm. Challacó como areniscas y pelitas depositadas en ambiente lacustre.
Martínez *et al.*	2005, 2010	Estudio palinológico que constituyó un gran aporte en términos de definir condiciones paleoclimáticas.
Garrido y Parent	2013	Definen como Fm. Mutrucó a los sedimentos gravosos subyacentes a las margas marinas del Gpo. Lotena

Tabla 1. Cronología de antecedentes que fueron utilizados como referencia para la elaboración del presente trabajo.

	Leanza y Hugo (1997)	Zavala (1993, 1996)	Zavala y Freije (2002)	Veiga (1998, 2000,2002)
UNIDAD DE ESTUDIO	Fm. Challacó	JC7	Fm. Bosque Petrificado	Fm. Challacó
		JC6	Fm. Challacó	

	Leanza y Hugo (1997)	Zavala (1993, 1996)	Veiga (1998, 2000,2002)	Garrido y Parent (2013)
INTERVALO CONGLOMERÁDICO	Fm. Challacó	Fm. Lotena	Fm. Challacó	Fm. Mutrucó

Tabla 2. Denominación litoestratigráfica de los depósitos continentales con los que culmina el Grupo Cuyo según distintos autores.

Es importante mencionar que desde el comienzo de los estudios estratigráficos de la Cuenca Neuquina a partir de Bodenbender (1982), se tuvo conocimiento de que el registro sedimentario no fue continuo a lo largo del Jurásico y Cretácico. Las tempranas investigaciones de Windhausen (1914) y Keidel (1917,1925) efectuadas en la comarca de la Dorsal de Huincul, identificaron por primera vez importantes movimientos diastróficos clásicamente denominados como Intermálmicos e Intercretácicos que determinaban claras discordancias visibles en afloramientos.

Fue precisamente Groeber (1929, 1946) quién reconoció los Ciclos Jurásico, Ándico y Riográndico, destacando en lo concerniente al Jurásico que en ciertos casos los límites de sus subciclos Cuyano, y Chacayano coinciden con discordancias de orden mayor (Groeber *et al.*, 1953).

Uno de los antecedentes más concretos es el meritorio trabajo de Baldwyn (1942), quién con un criterio muy avanzado para la época, identificó sobre la base de datos de superficie y subsuelo, cinco importantes discordancias, a las que denominó infra-Liásica, post-Oxfordiana, pre-Tithoniana, inter-Neocomiana e inter-Cretácica.

Numerosos han sido los estudios regionales de superficie en el ámbito de la Cuenca Neuquina (Leanza, 1992, 1999, 2003; Leanza y Hugo, 1997, 2001, 2004; Hugo y Leanza *et al.*, 2001; Cucchi y Leanza, 2006; Leanza *et al.*, 2006; Rodríguez y Leanza, 2007; entre otros). Esto facilitó enormemente el ordenamiento y correlación de las unidades de mapeo, permitiendo acotar la columna estratigráfica y por ende establecer en buena medida el reconocimiento de la evolución tectosedimentaria en cuestión. Uno de los primeros aspectos que salta a la vista al analizar las discordancias es la diferente jerarquía que caracteriza a las mismas. Así, algunas alcanzan a extenderse regionalmente por centenares de kilómetros en todos los afloramientos de la Cuenca Neuquina. Otras, en tanto, se observan en áreas más localizadas, como sucede con las vinculadas con la Dorsal de Huincul, las cuales se manifiestan significativamente dentro del Grupo Cuyo. En el presente trabajo se discute la discordancia regional Intracaloviana (conocida como Loténica), denominada por Dellapé *et al.* (1979), y descripta por Legarreta y Gulisano (1989,) que se sitúa hacia el tope de los depósitos de la Formación Challacó y los depósitos de la Formación Lotena, para poder realizar las conclusiones pertinentes, así como las relaciones de base de la unidad estudiada.

El particular comportamiento tectónico de las distintas regiones morfoestructurales en que se divide la Cuenca Neuquina (Mosquera y Ramos, 2005) genera respuestas sedimentarias específicas que dejan una fuerte impronta en los depósitos del Jurásico.

2.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Cuenca Neuquina es una cuenca de antepaís de forma triangular que se ubica en el margen centro-occidental de la República Argentina, cuyo relleno alberga sedimentos jurásicos y cretácicos, los cuales fueron depositados a causa de una sucesión cíclica de eventos marinos y eventos continentales. Cubre una superficie de 120.000 km² y está emplazada principalmente en la provincia de Neuquén, abarcando el Noroeste de Río Negro, Suroeste de La Pampa y sector Sur de la provincia de Mendoza, localizada aproximadamente entre los 34°-41° de latitud Sur y los 66°-71° de longitud Oeste. Geológicamente limita al Noreste con el Sistema de la Sierra Pintada, al Sureste con el Macizo Nordpatagónico y al Oeste con la Cordillera Patagónica Septentrional y la Cordillera Principal.

La cuenca se desarrolló en un contexto de margen de placas convergente, en la parte suroccidental de Gondwana, con conexión con el proto-océano Pacífico (Fig. 2.1.A). Su historia como área receptora de sedimentos se inicia en el Triásico Tardío – Jurásico Temprano y desde allí hasta la formación de la Cordillera de los Andes acumuló unos 7.000 m de depósitos del Jurásico y Cretácico.

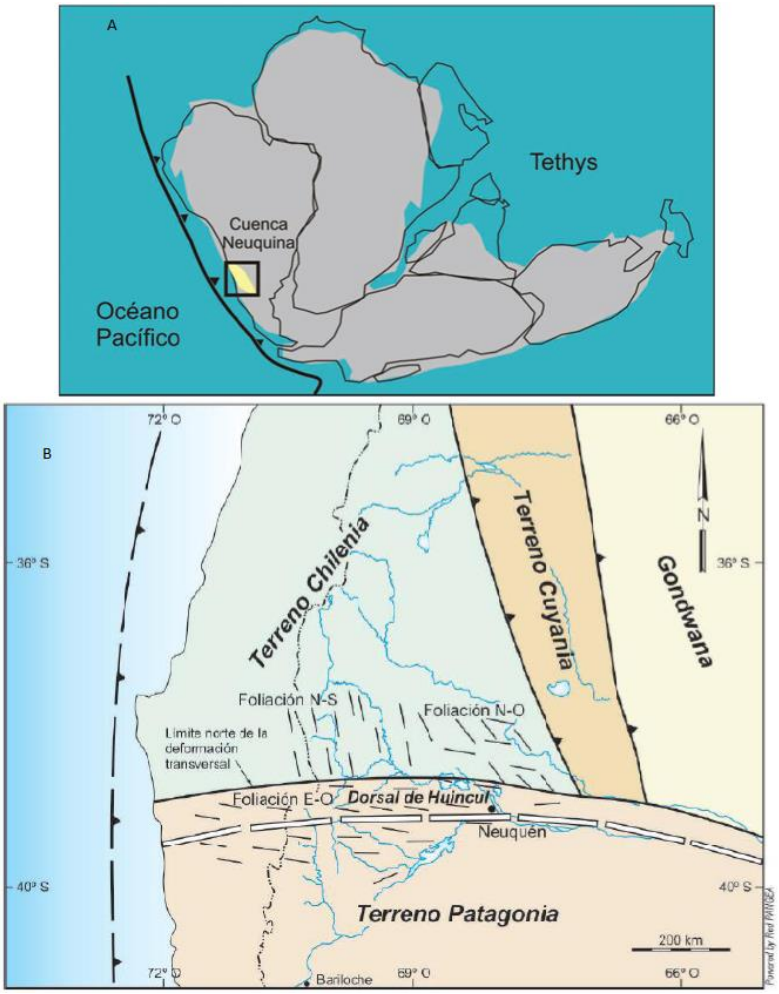


Figura 2.1. En A, ubicación de la Cuenca Neuquina, en el margen occidental de Gondwana en el Jurásico Tardío. En B, terrenos alóctonos que conforman el basamento de la Cuenca Neuquina (extraído de Arregui *et al.*, 2011a).

El basamento ígneo y metamórfico de la provincia de Neuquén está asociado a varios eventos de deformación producidos durante el Paleozoico medio-superior al Triásico, vinculados a la evolución de este margen de subducción, como así también a procesos de fusión, reciclaje cortical y colisiones de terrenos alóctonos y/o para-autóctonos. El adosamiento de microcontinentes paleozoicos (Fig. 2.1.B) ha sido mencionado por autores como Bettini

(1984), Ramos (1984), Ramos *et al*. (1986), Franzese y Spalletti (2001), Mosquera y Ramos (2005) y Mosquera *et al*. (2011), iniciando con el choque de Cuyania en el Ordovícico Medio – Tardío (Astini, 1996), Chilenia (Ramos *et al*., 1986) en el Devónico Tardío, y finalmente Patagonia (Ramos, 1984) durante el Carbonífero Tardío o Pérmico temprano (Rapalini *et al*., 2010) (Fig. 2.1.B).
Las heterogeneidades del basamento juegan un rol de gran importancia ocasionando diferentes comportamientos tectosedimentarios en distintos sectores de la cuenca (Ramos y Mosquera, 2006). El flanco Sur de la cuenca, presenta un rasgo tectónico mayor conocido como la Dorsal de Huincul, cuya evolución es heredada por la colisión del Bloque Patagonia a fines del Paleozoico.

La larga evolución de la Cuenca Neuquina puede dividirse de forma general en tres etapas (Howell *et al*., 2005) (Fig. 2.2).

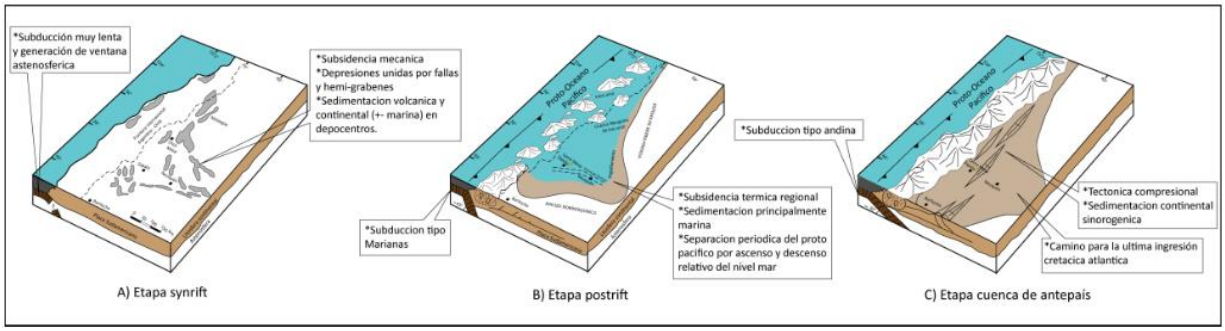


Figura 2.2. Representación esquemática de los estadios de evolución de la Cuenca Neuquina; A) Estadio synrift; B) Estadio postrift; C) Estadio antepaís (extraído de Howell *et al*., 2005).

- Fase de synrift (Triásico Tardío a Jurásico Temprano)

Hacia fines del Pérmico se producía la formación de la provincia magmática denominada Choiyoi que forma parte del basamento de la Cuenca Neuquina, dando como resultado un vulcanismo bimodal sobre el margen continental activo de Gondwana.
Esta etapa (Pérmico superior – Triásico inferior) se caracterizó por una tectónica extensional generalizada relacionada con el colapso del Orógeno Gondwánico (Vergani *et al.,* 1995). Esto habría sucedido debido al cese de la subducción en el margen de Gondwana, conjugado con el establecimiento de un régimen tectónico transformante paralelo al margen continental, lo que resultó en el desprendimiento de la loza subductada, y la generación de una ventana astenosférica. El consecuente calentamiento anómalo del manto superior derivó en magmatismo bimodal, levantamiento, debilitamiento térmico y colapso de la corteza (Franzese y Spalletti, 2001).
Durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano continuó el régimen extensional dando lugar a una fase de rifting, con el desarrollo de múltiples depocentros aislados controlados por fallamiento normal con orientación NNO-SE (Vergani *et al*., 1995). A lo largo de esta fase se produjo el relleno de grábenes y hemigrábenes con espesa sucesión de volcanitas, piroclastitas y sedimentitas continentales, las cuales han sido genéticamente agrupadas bajo la denominación de Precuyano (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.* 1984) (Fig. 2.2 A).
La finalización de la etapa de rift y la transición a la etapa de postrift está determinada en términos estratigráficos por la primera transgresión marina, que ocurre en el Sur de Mendoza

a través del estrecho de Curepto (Vicente, 2005) durante el Sinemuriano-Hettangiano (Riccardi *et al.,* 1997) y en Neuquén para tiempos del Pliensbachiano – Toarciano (Gulisano y Gutiérrez, 1995).

- Fase de postrift (Jurásico Temprano – Cretácico Temprano)

La primera etapa ocurrió entre el Toarciano-Aaleniano (Franzese *et al*., 2003) y el Kimmeridgiano (Vergani *et al*., 1995), y se caracterizó por una extensión continental generalizada debido a la ruptura de Gondwana y la apertura del Mar de Weddell, lo que resultó en una reconfiguración de la Patagonia a lo largo de fallas de rumbo dextrales. Además, se produjo una fuerte inversión tectónica y el levantamiento del arco magmático andino (Fig. 2.2.B). Cabe destacar que la inversión más significativa ocurrió entre el Oxfordiano tardío y el Kimmeridgiano temprano, la cual habría afectado las fallas de un rift previo dando lugar a la Dorsal de Huincul (Vergani *et al.,* 1995), una importante estructura de relieve positivo que compartimentalizó la Cuenca Neuquina dejando al Norte el depocentro conocido como Engolfamiento Neuquino y al Sur el depocentro de Picún Leufú.

En la segunda etapa, ocurrida aproximadamente entre el fin del Kimmeridgiano y el Hauteriviano, el arco magmático estaba casi completamente desarrollado al igual que la reconfiguración de la Patagonia y la actividad de las fallas transcurrentes habían finalizado. La subsidencia propia del ambiente de trasarco permitió la inundación de la cuenca por parte del océano Pacífico a través de aperturas en el mencionado arco magmático. En esta fase la cuenca experimenta un largo periodo de subsidencia térmica y extensión de trasarco a escala regional. Este comportamiento conllevó a que se desarrollaran en la cuenca una serie de ciclos transgresivos-regresivos de diferente magnitud, que fueron controlados por los efectos combinados de cambios en la tasa de subsidencia, levantamientos localizados, clima y oscilaciones eustáticas.

En esta etapa caracterizada por la subsidencia generalizada se suceden una serie de ingresos del mar que se alternan con cambios paleogeográficos tectónicamente inducidos que interrumpen parcial o completamente esta conexión con el paleo-océano Pacífico, alternando sucesiones marinas y continentales. A medida que avanza el relleno, la cuenca experimenta una disminución en su tasa de subsidencia restringiéndose gradualmente las áreas de acumulación marina hasta que el último ciclo de esta etapa (Grupo Bajada del Agrio) es casi enteramente continental.

- Fase de cuenca de antepaís (Cretácico Superior – Cenozoico)

Hacia el inicio del Cretácico Superior (Cenomaniano) los cambios en las tasas de apertura del Atlántico Sur y la reorganización de las placas pacíficas, resultaron en el desarrollo de un régimen tectónico andino compresional, que causó la inversión de estructuras extensionales previas (Mpodozis y Ramos, 1989; Vergani *et al*., 1995; Franzese *et al.,* 2003). En esta fase la región neuquina entró en una etapa de cuenca de antepaís, con una consecuente variación en el tamaño y forma de la cuenca (Legarreta y Uliana, 1991) junto con una migración hacia el Este de los depocentros a la vez que se cerraron completamente las conexiones con el Océano proto-Pacífico (Franzese *et al*., 2003) (Fig. 2.2.C). Hacia finales del Cretácico los elevados niveles del mar permitieron la primera transgresión del Atlántico. Cabe destacar que el régimen compresional citado, no fue un episodio único y continuo, sino que se dio a través de

diferentes etapas de compresión tectónica y relajación durante la evolución de la faja plegada y corrida andina en el Cretácico Tardío y el Cenozoico (Zapata y Folguera, 2005).
Este último intervalo se halla caracterizado por facies fluviales, lacustres y eólicas con escasa participación de evaporitas y rocas piroclásticas que son propias del Grupo Neuquén. Continúa encima el Grupo Malargüe, caracterizado por sus facies marinas atlánticas someras, depositadas durante el Maastrichtiano-Daniano (Cobbold y Rossello, 2003). La columna estratigráfica se completa con depósitos netamente continentales alternando con eventos volcánicos que se depositaron en distintas etapas del Cenozoico (Arregui *et al*. 2011).

2.2.1 DORSAL DE HUINCUL Y SU INFLUENCIA TECTONICA SOBRE LA DEPOSITACIÓN DE LA FORMACIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO

La Dorsal de Huincul conforma un cinturón de deformación de intraplaca ortogonal al margen convergente pacífico, desarrollado a lo largo de la sutura entre la microplaca de Patagonia y el Gondwana Occidental (Fig. 2.1.A). Posee una historia de deformación mesozoica mayormente compresiva y casi continua, de 84 Ma de duración y dos reactivaciones terciarias (Mioceno - Plioceno).
La evolución tectónica de la dorsal de Huincul estuvo regida por dos factores principales, las anisotropías del basamento y la dinámica del margen convergente pacífico. La primera controló fuertemente la orientación y estilos estructurales de la deformación de intraplaca, en tanto que las variaciones en la dinámica del margen convergente definieron la duración de los tres ciclos de actividad tectónica de la dorsal neuquina (Mosquera y Ramos, 2006). La deformación de este cinturón de intraplaca, tuvo su clímax a partir del Jurásico Inferior (Toarciano) hasta el Cretácico Inferior (Valanginiano) cuando alcanza su máxima expansión. Durante un extenso período de *rollback* positivo y con un vector de convergencia oblicua desde el NO entre la paleoplaca pacífica de Aluk y la placa Sudamericana, se produjo la reactivación de una serie de corrimientos de edad pérmica inferior y de depocentros extensionales del Triásico Superior – Jurásico Inferior (Mosquera y Ramos, 2006). Este proceso de deformación se concentró a lo largo de una zona de debilidad cortical de primer orden correspondiente a la sutura entre los terrenos de Patagonia y Gondwana Occidental. La misma, separó dos bloques de características reológicas muy diferentes: el sector Sur constituido por el Macizo Nordpatagónico, el cual actuó como un contrafuerte que propagó la deformación hacia la parte externa del sistema; reactivando los lineamientos de una corteza más anisótropa y atenuada ubicada al norte de la sutura (Silvestro y Zubiri, 2008). La convergencia oblicua, generada a partir de un campo de esfuerzos NO-SE dio lugar al desarrollo de diferentes dominios de deformación caracterizados por compresión pura, inversión por convergencia oblicua, transpresión y transcurrencia (Silvestro y Zubiri, 2008) (Fig. 3.1).

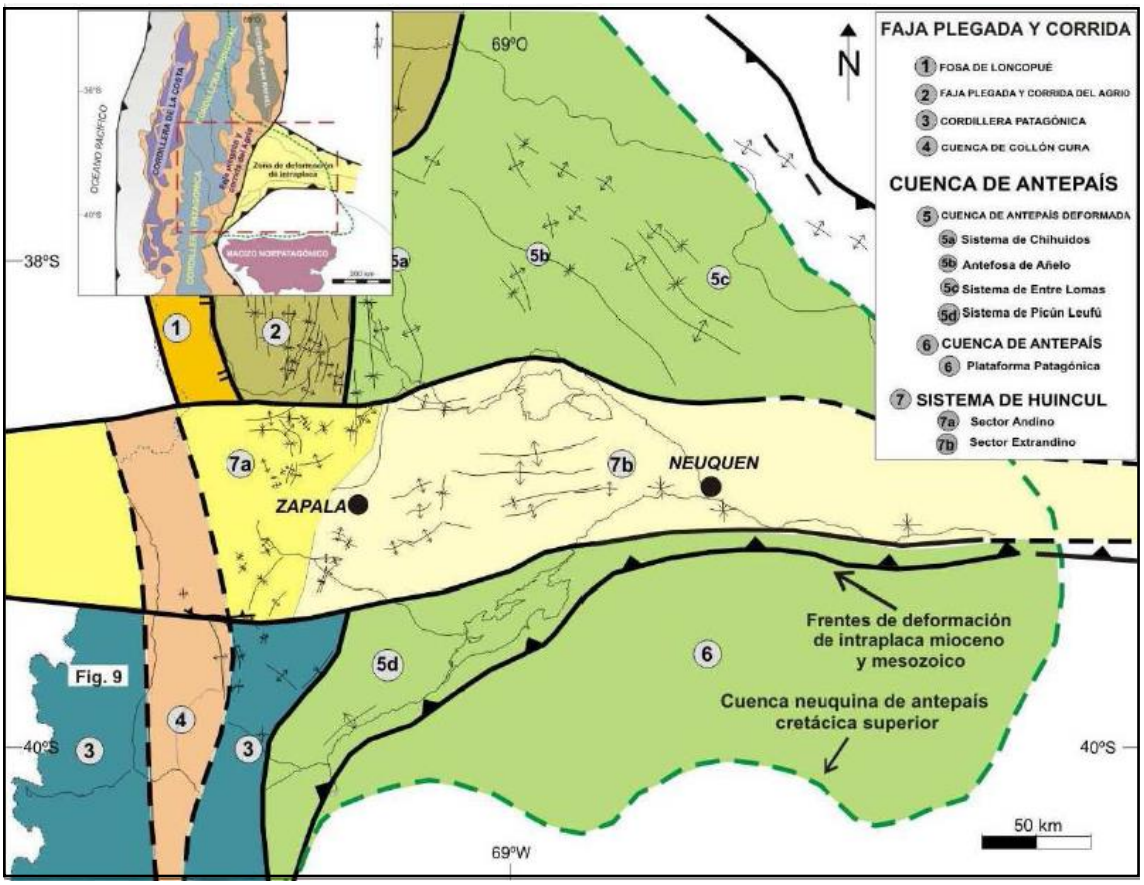


Figura 3.1. Mapa de ubicación de la Dorsal de Huincul dentro de las unidades morfoestructurales de la Cuenca Neuquina (según Mosquera, 2008). Durante el resto del Cretácico Inferior se produjo una retracción de los frentes de deformación de intraplaca a lo largo de la dorsal, concentrándose en el sector axial y occidental. La misma se asoció a una disminución en la intensidad del campo de esfuerzos y una menor oblicuidad, producto de una incipiente rotación antihoraria del vector de convergencia (extraído de Mosquera y Ramos 2005,2006).

El levantamiento tectónico durante el Jurásico Tardío a lo largo de la Dorsal de Huincul tuvo importantes consecuencias en la estratigrafía de los depósitos relacionados, ya que creó una barrera física que limitó la conexión entre las áreas de la cuenca. La figura 3.2 muestra una sección transversal regional más o menos Norte-Sur a lo largo de 127,2 km (entre el Norte de la Sierra de la Vaca Muerta y la Estancia María Juana) (Fig. 3.2.A), horizontalizada en la base de la Formación Tordillo del Jurásico Superior.

En general, la correlación es relativamente simple hasta las formaciones del Bajociano (Los Molles y Lajas (LJ1 y LJ2). Sin embargo, durante la época de Bathoniano - Caloviano Temprano la situación cambia drásticamente (Fig. 3.3.B), ya que la cuenca se fragmentó parcialmente en dos áreas de depósito debido a un levantamiento temprano a lo largo de la Dorsal de Huincul. Debido a este confinamiento, el área Sur evoluciona hacia un ambiente lacustre salobre (Formación Challacó), mientras que la sedimentación marina abierta continúa en el norte con la acumulación de depósitos de plataforma de la Formación Lajas (Lj 3 a Lj 6) (Fig. 3.3.C).

Las evidencias estratigráficas y sedimentológicas sugieren un escenario complejo para la acumulación del Jurásico en la parte Sur de la cuenca del Neuquén. La tectónica

synsedimentaria a lo largo de la Dorsal de Huincul jugó un papel fundamental en el control de la estratigrafía a ambos lados de este elemento tectonoestratigráfico. De acuerdo con estas evidencias, la Formación Challacó ya no debe considerarse el equivalente continental de la Formación Lajas, ya que corresponde a una unidad deposicional que tiene un significado tectonoestratigráfico, y se desarrolló exclusivamente en el Sur de la Dorsal de Huincul (Zavala *et al.,* 2018.).

Aunque las observaciones propuestas por dicho autor resultan absolutas, en cuanto a que a no considerar una relación genética entre la Formación Lajas y la Formación Challacó, es importante mencionar que la Formación Lajas en el área Sur necesariamente debió tener algún sistema continental que alimente los desarrollos de ambientes litorales.

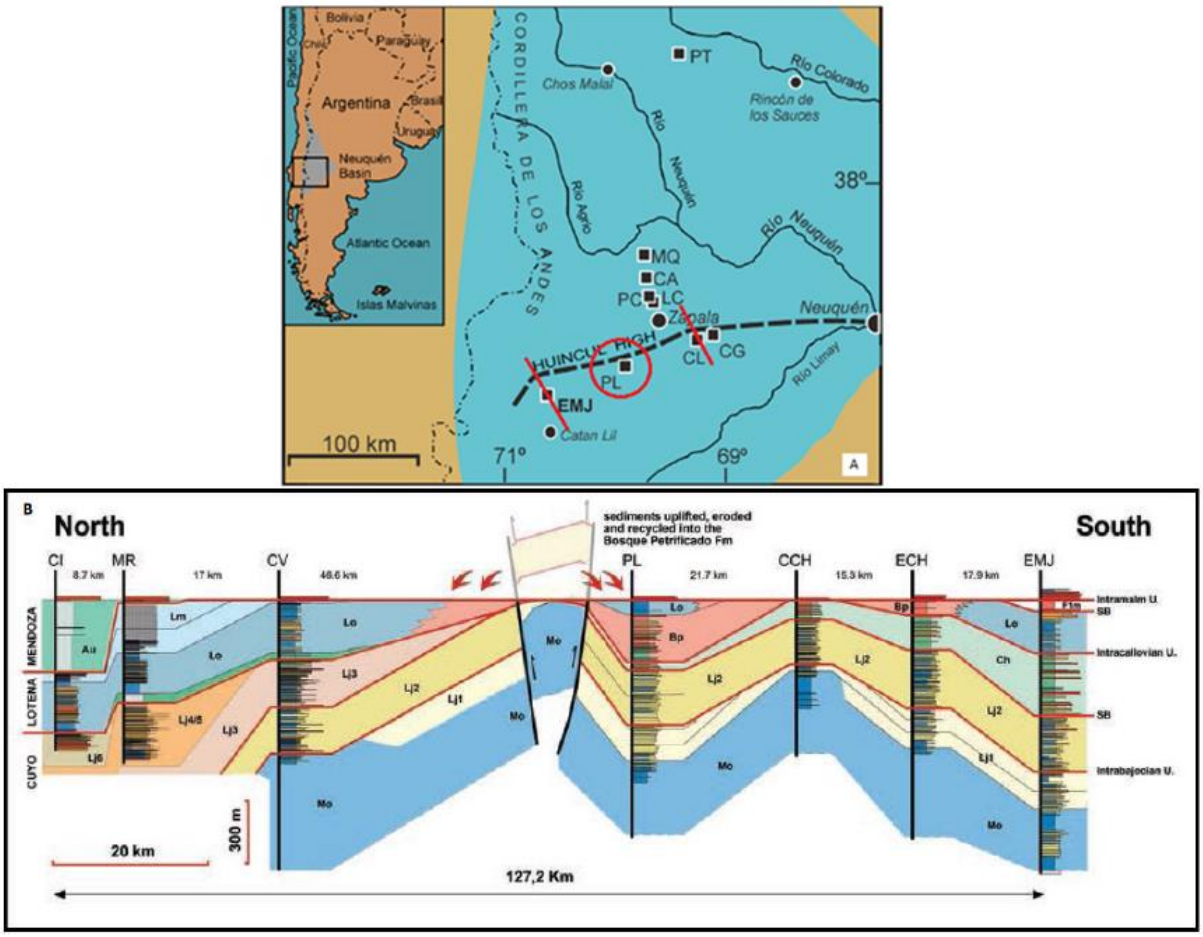


Figura 3.2. A) Mapa de localidades representativas para ubicar Estancia María Juana (EMJ), Picún Leufú (PL), Cerro Lotena (CL) (Modificado Garrido *et al.,* 2019; B) Sección transversal regional entre la Estancia María Juana y la parte norte de la Sierra de la Vaca Muerta (127.2 km). Nótese que el levantamiento temprano y la erosión de los depósitos del Jurásico Inferior a Medio en la Dorsal de Huincul produjeron la segmentación de la cuenca. Como consecuencia, la subcuenca Picún Leufú del Sur evolucionó en un lago restringido (Formación Challacó) seguido de un depósito de cuña clástica (Formación Bosque Petrificado) con materiales clásticos suministrados desde la región elevada. En el norte (área de la Sierra de la Vaca Muerta), la sedimentación marina continúa durante el Bathoniano - Caloviano temprano, con depósitos de arenisca de la Formación Lajas suministrados desde el Suroeste. Mo: Formación Los Molles; Lj1-LJ6: Formación Lajas; Ch: Formación Challacó; Bp: Formación

Bosque Petrificado; Lo: Formación Lotena; Lm: Formación La Manga; Au: Formación Auquilco (extraído de Zavala *et al.,* 2018).

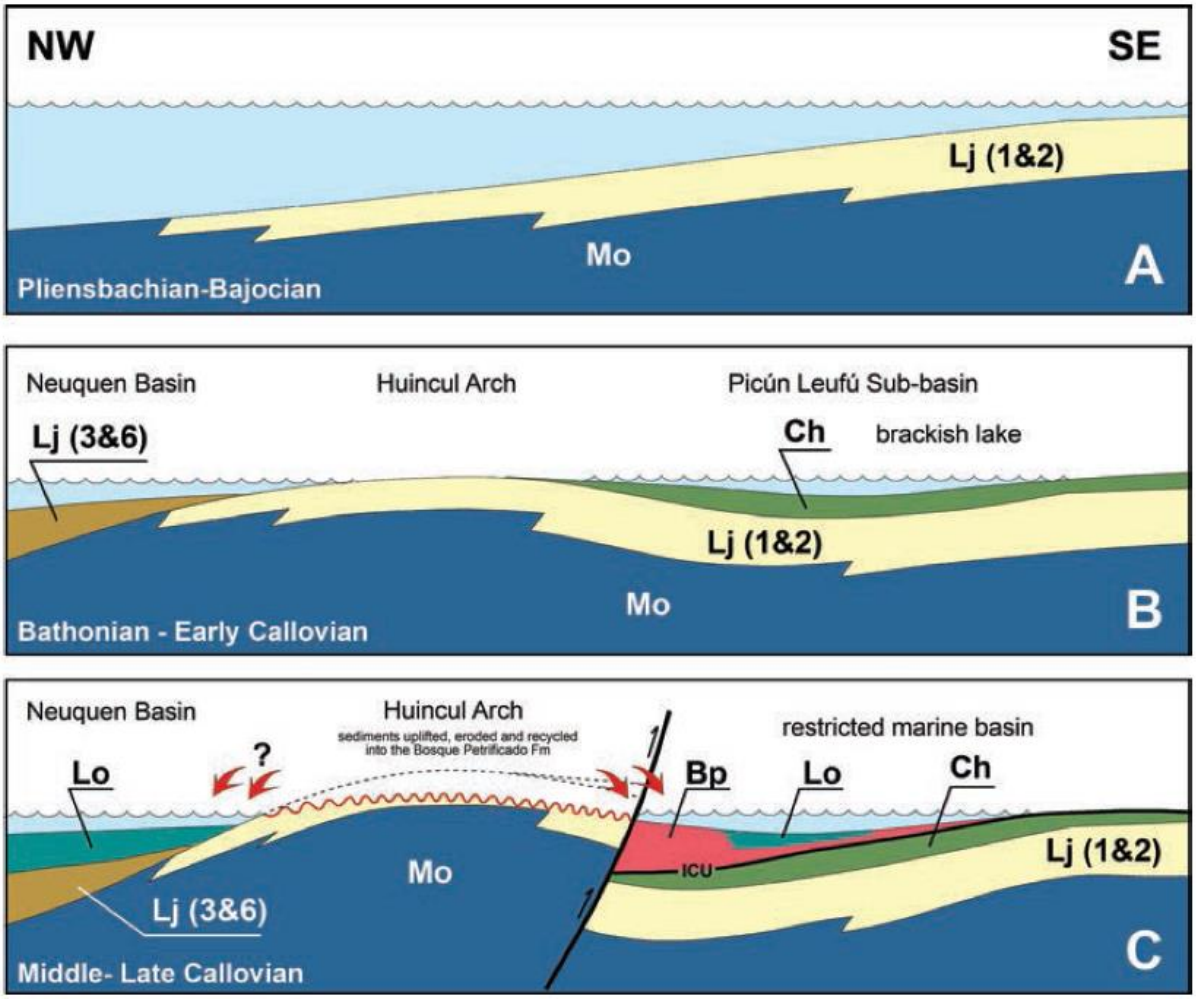


Figura 3.3. Evolución tectonoestratigráfica de la Dorsal de Huincul y sus consecuencias en la estratigrafía. A) Durante el Pliensbachiano –Bajociano, el Grupo Cuyo prograda desde el Sureste. B) Como consecuencia de un levantamiento temprano durante el Bathoniano-Caloviano temprano, un lago salobre se desarrolló en el Sur, con la acumulación de la Formación Challacó. Al norte (Sierra de la Vaca Muerta), la sedimentación marina continúa con la acumulación de materiales líticos procedentes del Suroeste. C) Durante el Caloviano medio-tardío, se acumulan sedimentos erosionados del Grupo Cuyo en la Formación Bosque Petrificado. Estos depósitos continentales se clasifican lateralmente en lutitas marinas de la Formación Lotena. Los sedimentos erosionados probablemente se acumularon también en el flanco Norte (extraído de Zavala *et al.,* 2018.).

3.1 EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA NEUQUINA

Esta depresión ha sido estudiada mediante métodos de análisis estratigráficos basados en secciones sísmicas desde la década del ’70 conocidos como criterios sismoestratigráficos (Legarreta y Gulisano, 1989; Arregui *et al.*, 2011b y trabajos citados allí). A partir de estas propuestas el relleno de las cuencas sedimentarias sería interpretado en términos de unidades genéticas, definidas por las relaciones geométricas entre los estratos, cuya unidad fundamental es la secuencia deposicional (Mitchum, 1977; en Legarreta y Gulisano, 1989).

Publicaciones de diversos autores como Haq *et al*. (1987), Van Wagoner *et al.* (1987) y Vail (1987), enfatizaron la importancia de las variaciones relativas del nivel del mar en el desarrollo de las secuencias deposicionales y la relación directa que existe entre cada uno de los cortejos sedimentarios (*system tracts*) presentes en las mismas, y tramos específicos de la curva de variación del nivel del mar.

La columna estratigráfica de la cuenca (Fig. 4) podría ser dividida en tres conjuntos, el sustrato/basamento constituido por rocas volcánicas y plutónicas, metamórficas y sedimentarias desde el Paleozoico inferior hasta el Triásico Superior; el relleno sedimentario formado por rocas clásticas, carbonáticas, evaporíticas y piroclásticas del intervalo Triásico Superior - Paleógeno; y la cobertura cenozoica de rocas volcánicas, intrusivos asociados y sedimentarias resultado de la tectogénesis andina (Legarreta y Gulisano, 1989).

Las secuencias deposicionales han sido agrupadas en Mesosecuencias y éstas, a su vez, en entidades de mayor rango denominadas Supersecuencias. En la cuenca estas unidades fueron divididas en tres, llamadas Supersecuencia Inferior, Media y Superior, las cuales coinciden parcialmente con los ciclos “Jurásico”, “Ándico” y “Riográndico” de Groeber (1946) y Legarreta y Gulisano (1989).

El primer ciclo sedimentario fue denominado Supersecuencia Inferior por Legarreta y Gulisano (1989) e integra los depósitos desarrollados entre el Triásico Superior y el Jurásico Superior (144 Ma). Estos autores propusieron tres subdivisiones en Mesosecuencias designadas como Precuyo, Cuyo y Lotena.

El Precuyo está conformado por sedimentos continentales de origen aluvial, como también fluviales, lacustres y barreales. El contenido piroclástico es abundante en esta secuencia y la geometría de los depósitos es marcadamente cuneiforme.

La Mesosecuencia Cuyo, equivalente al Grupo Cuyo que incluye las formaciones Los Molles, Lajas, Challacó y Tábanos, está desarrollada en la mayor parte de la cuenca entre el Pliensbachiano inferior y el Caloviano medio (154 Ma).

Durante el Jurásico el sector sur de la cuenca se encuentra influenciado por la Dorsal de Huincul, área tectónicamente activa, donde un aporte anormal de sedimentos condicionó al Grupo Cuyo y sus progradaciones de depósitos proximales en el Jurásico Medio temprano.

El ciclo sedimentario correspondiente al Grupo Lotena, no tiene un gran desarrollo hacia la dorsal debido a la tectónica Intracaloviana. A partir de este momento se produce un cambio en el depocentro y comienza la depositación de las mesosecuencias restantes (Mendoza, Huitrín) constituidas por sucesivos ciclos regresivos y transgresivos que caracterizaron el relleno de la cuenca hasta el Cenomaniano medio (94 Ma).

Se produce una nueva etapa en la historia de la cuenca, donde cesa el ingreso de transgresiones desde el Pacífico y su definitiva continentalización se hace evidente. Este momento marcaría el comienzo del alzamiento de la Cordillera de los Andes, con la instauración de una cuenca de antepaís (*foreland*) (Arregui *et al.,* 2011b).

Durante el Cretácico Tardío comienza la depositación de la denominada Supersecuencia Superior (Legarreta y Gulisano, 1989). Esta reúne los depósitos acumulados entre el Cenomaniano medio (94 Ma) y el Paleoceno tardío (55 Ma), pertenecientes a la Mesosecuencia Neuquén (equivalente Grupo Neuquén) y a la Mesosecuencia Malargüe (correspondiente al Grupo Malargüe).

La evolución de la Cordillera de los Andes señala, durante el Cenozoico, etapas de extensión alternando con otras de convergencia donde se crearon rasgos topográficos, como la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Arregui *et al.* 2011b), y los depocentros volcánicos y sedimentarios asociados.

La secuencia de eventos mesozoicos donde se produjeron variaciones cíclicas de la línea de costa alternando con sedimentación continental, sugieren una combinación de factores externos conjugados para su generación. Autores como Legarreta y Gulisano (1989) destacan las variaciones del nivel relativo del mar por sobre la tectónica, la cual regiría en el aporte sedimentario y en cambios locales en la cuenca. Sin embargo, zonas como la Dorsal de Huincul o el Dorso de Los Chihuidos destacan la tectónica, activa durante el Jurásico y Cretácico, y asociada a la sedimentación en varias escalas de jerarquía sugiriendo un control estructural no solo en rasgos de primer orden (colisión de terrenos alóctonos), sino también en escalas más pequeñas (Arregui *et al.*, 2011b).

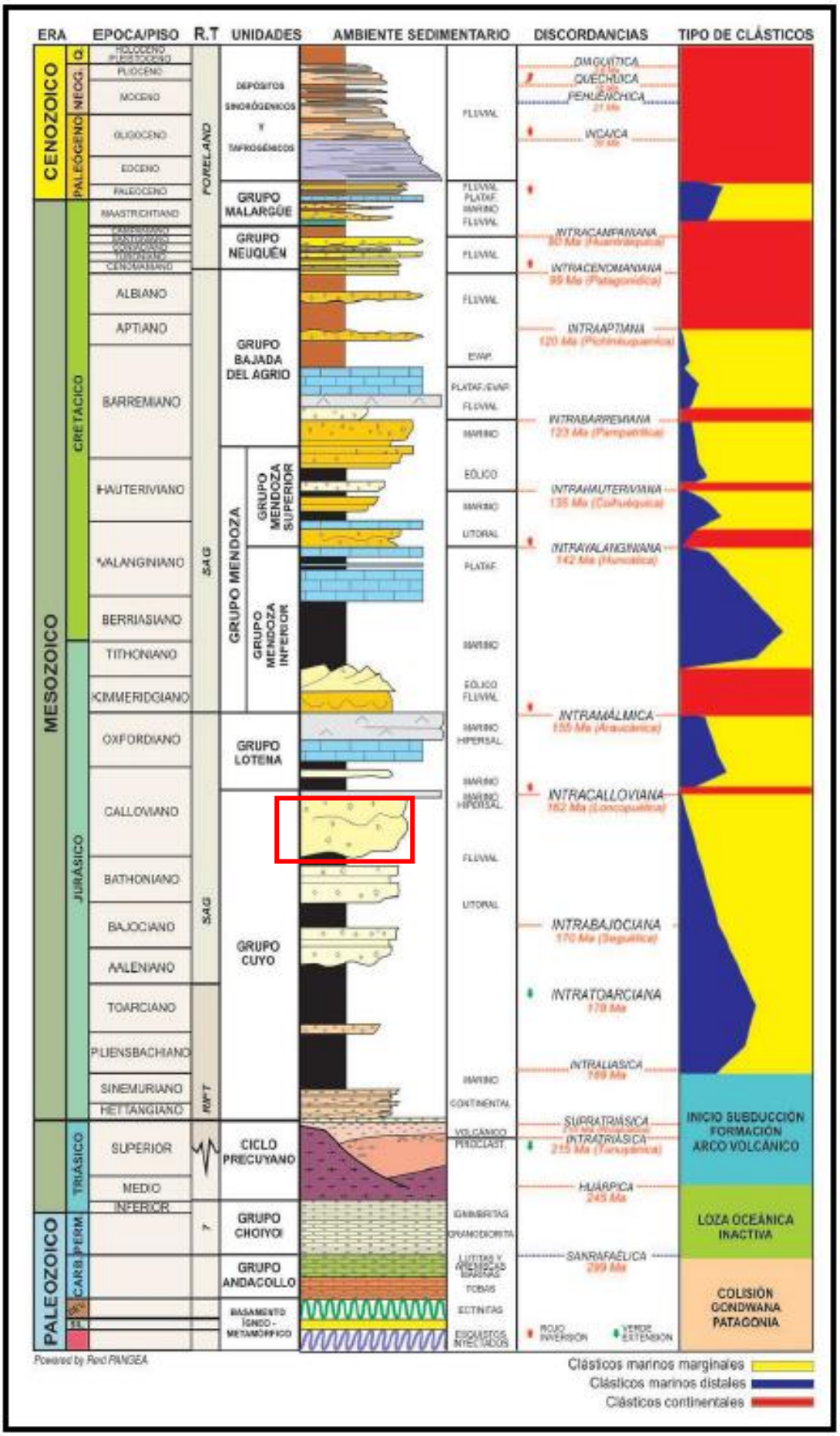

ERA
EPOCA/PISO
R.T
UNIDADES
AMBIENTE SEDIMENTARIO
DISCORDANCIAS
TIPO DE CLÁSTICOS
CENOZOICO
MESOZOICO
PALEOZOICO
NEOG.
PALEÓGENO
CRETÁCICO
JURÁSICO
TRIÁSICO
PERM
CARB
PLIOCENO
MIOCENO
OLIGOCENO
EOCENO
PALEOCENO
MAASTRICHTIANO
CENOMANIANO
ALBIANO
APTIANO
BARREMIANO
HAUTERIVIANO
VALANGINIANO
BERRIASIANO
TITHONIANO
KIMMERIDGIANO
OXFORDIANO
CALLOVIANO
BATHONIANO
BAJOCIANO
AALENIANO
TOARCIANO
PLIENSBACHIANO
SINEMURIANO
HETTANGIANO
SUPERIOR
MEDIO
INFERIOR
PORELAND
SAG
RIFT
DEPÓSITOS SINORÓGENICOS Y TAFROGÉNICOS
GRUPO MALARGÜE
GRUPO NEUQUÉN
GRUPO BAJADA DEL AGRIO
GRUPO MENDOZA
GRUPO MENDOZA SUPERIOR
GRUPO MENDOZA INFERIOR
GRUPO LOTENA
GRUPO CUYO
CICLO PRECUYANO
GRUPO CHOIYOI
GRUPO ANDACOLLO
BASAMENTO ÍGNEO - METAMÓRFICO
FLUVIAL
PLATAF.
MARINO
EÓLICO
LITORAL
EVAP.
HIPERSAL
CONTINENTAL
VOLCÁNICO
PIROCLAST.
GABBROS
GRANODIORITA
LUTITAS Y ARENISCAS
TOBAS
ECTINITAS
ESQUISTOS INYECTADOS
DIAGUITICA
QUECHUICA
PEHUENCHICA
INCAICA
INTRACAMPANIANA
INTRACENOMANIANA
INTRAAPTIANA
INTRABARREMIANA
INTRAHUTERIVIANA
INTRAVALANGINIANA
INTRAMÁLMICA
INTRACALLOVIANA
INTRABAJOCIANA
INTRATOARCIANA
INTRALIÁSICA
SUPRATRÁSICA
INTRATRÁSICA
HUÁRPICA
SANRAFAÉLICA
ROJO INVERSIÓN
VERDE EXTENSIÓN
INICIO SUBDUCCIÓN FORMACIÓN ARCO VOLCÁNICO
LOZA OCEÁNICA INACTIVA
COLISIÓN GONDWANA PATAGONIA
Powered by Rend PANGEA
Clásticos marinos marginales
Clásticos marinos distales
Clásticos continentales

Figura 4. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Neuquina. Nótese el cuadrado rojo indicando la ubicación de la Formación Challacó en la columna estratigráfica (extraído de Arregui *et al*., 2011b).

3.2 GRUPO CUYO (JURÁSICO INFERIOR-MEDIO) EN LA CUENCA NEUQUINA

El Grupo Cuyo (Dellapé *et al*. 1978), comprende el primer ciclo sedimentario marino que se depositó en la Cuenca Neuquina entre el Pliensbachiano – Toarciano (en la zona del engolfamiento) y el Caloviano medio (Fig. 5.1). La presente síntesis sigue los lineamientos publicados en los trabajos de Arregui *et al*., 2011b y Zavala y Freije (2002).

Está integrado por un conjunto de rocas clásticas de ambiente marino distal (Formación Los Molles), litoral (Formación Lajas), continental fluvial (Formación Challacó) y evaporítico (Formación Tábanos) (Fig. 5.2).

Representa el primer ciclo transgresivo – regresivo, de segundo orden según los criterios de clasificación de Haq *et al*. (1987), que posee oscilaciones menores de avances y retrocesos de la línea de costa, con progradaciones en el Aaleniano – Bajociano en la región Sur de la cuenca, influenciadas por el comportamiento tectónico en el borde. El evento evaporítico desarrollado en el interior del depocentro marca la máxima retracción marina previa a la reactivación tectónica que produce la discordancia Intracaloviana.

El mencionado ciclo se describe como constituido por una ingresión marina, asociada inicialmente a un estadio de synrift que posteriormente sobrepasa los depocentros aislados para cubrir gran parte del engolfamiento. Luego de llegar a su máxima expansión entre el Toarciano y el Aaleniano, comienza una retracción con diferentes pulsos de avances y retrocesos del nivel relativo del mar, continuando a fines del Bathoniano y/o Caloviano temprano a medio, con la instalación de un régimen fluvial a litoral. Culmina con un episodio evaporítico, de escaso espesor, localizado en la parte interna de la cuenca.

Este grupo constituye un sistema petrolero con todos sus elementos incluidos (roca madre, reservorios, sellos) y provee una importante cantidad de hidrocarburos en especial sobre el flanco Sur de la cuenca.

Se reconocen en toda la cuenca una gran cantidad de unidades formacionales basadas en criterios litoestratigráficos, muchas de las cuales representan particularidades locales ocurridas durante los distintos ciclos de avances y retrocesos de la línea de costa o eventos arealmente restringidos. Las tres unidades de mayor distribución paleogeográfica tanto en sectores aflorantes como en el subsuelo son: Formación Los Molles, Formación Lajas y Formación Challacó.

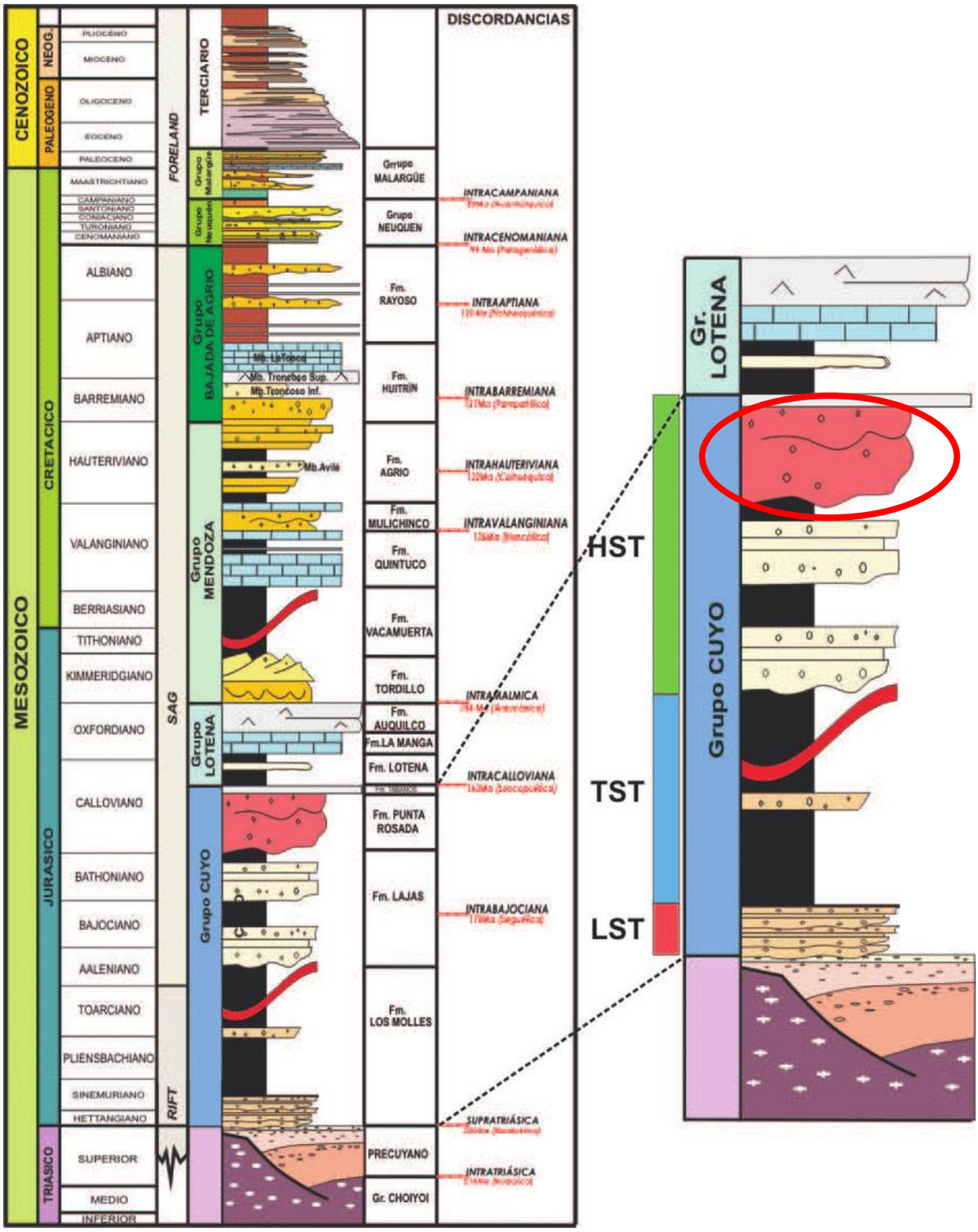


Figura 5.1. Columna estratigráfica de la de la Cuenca Neuquina con la posición relativa del Grupo Cuyo. Nótese el círculo rojo indicando la ubicación de la Formación Challacó (equivalentes a las formaciones Punta Rosada y Tábanos en la columna estratigráfica) (extraído de Arregui *et al.,* 2011b).

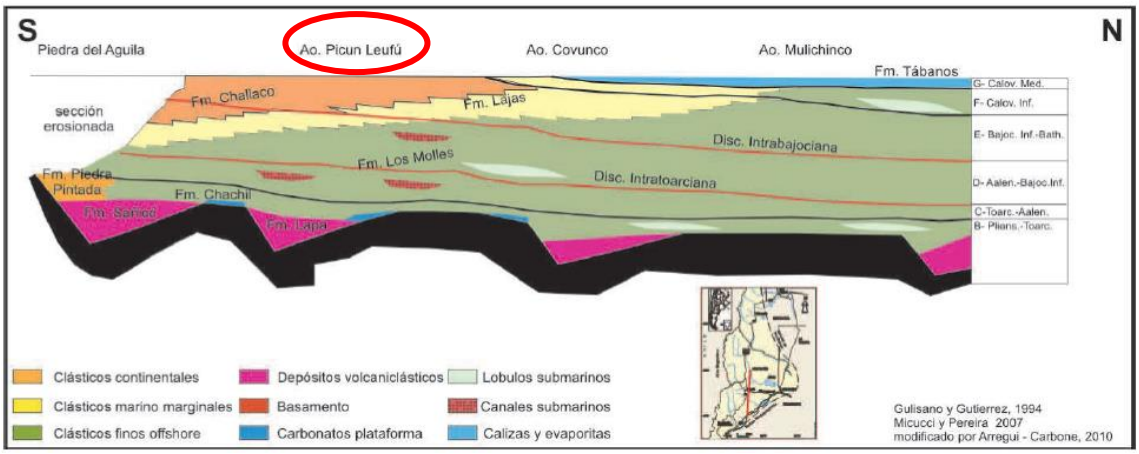


Figura 5.2. Corte estratigráfico esquemático del Grupo Cuyo basado en afloramientos del Oeste de Neuquén (extraído de Arregui *et al*., 2011b).

3.2.1 FORMACIÓN LOS MOLLES

La transgresión inicial que ocurrió en el Pliensbachiano – Toarciano y avanzó en un principio sobre los depósitos volcánicos y piroclásticos del Grupo Choiyoi y/o Ciclo Precuyano (Fig. 5.3.A), es conocida como Formación Los Molles y fue descripta por Weaver en 1931, quien la define como un conjunto de sedimentitas marinas con abundantes restos de invertebrados marinos.

Está compuesta mayoritariamente por pelitas grises y gris-oscuras de ambiente marino poco profundo (profundidad estimada del ambiente de depositación inferior a 400 m) con proporciones de areniscas finas, limolitas, calizas, margas grises y conglomerados subordinados típicos de flujos densos. En su sección superior es frecuente la aparición de concreciones calcáreas con restos de amonites, restos carbonosos y el pelecípodo *Bositra buchi* (Leanza y Hugo, 1997).

En cuanto a su ambiente depositacional, se lo asigna a un ambiente de baja energía, presentando niveles turbidíticos que indican ocasionales aumentos de energía. La gran cantidad de pirita finamente diseminada y abundantes restos vegetales indican un ambiente marino reductor con abundante contribución continental.

Según la región que se considere, la Formación Los Molles yace en discordancia sobre la Formación Lapa o bien cubre transicionalmente a la Formación Sierra Chacaico, pasando a la Formación Lajas en forma gradual.

Aflora en gran parte en los flancos del anticlinal de Chacaico hasta el Cerro Lohan Mahuida en el Suroeste de la provincia del Neuquén, en el núcleo de los anticlinales de Picún Leufú y Cerro Lotena. También participa en el extremo Norte sobre el flanco oriental de la Cordillera del Viento sobre la margen Sur de la ruta que une Chos Malal con Andacollo donde desarrolla importantes deslizamientos subácueos de megaescala y lahares submarinos (Llambías y Leanza, 2005).

Forma parte del núcleo de la Dorsal de Huincul en la comarca del Cerro Lotena y en el subsuelo de la cuenca, apoya sobre el Complejo Plutónico Chachil, Caliza Chachil en el Oeste, o las fms. Piedra Pintada por el Sur y sucede a la Formación La Primavera en afloramientos del extremo austral de la Cordillera del Viento (extremo Norte Chos Malal), y sobre el Grupo Choiyoi o el

Ciclo Precuyano en el subsuelo. Es cubierta por las fms. Lajas o Tábanos o por el Grupo Lotena (Arregui *et al*. 2011b).
La edad de la Formación Los Molles está fijada gracias a su importante contenido de invertebrados fósiles. La edad para este intervalo abarca desde el Pliensbachiano - Toarciano temprano hasta el Aaleniano - Bajociano temprano (Arregui *et al.,* 2011b).

3.2.2 FORMACIÓN LAJAS

Las sedimentitas marinas de la Formación Los Molles son cubiertos por grandes espesores arenosos de la Formación Lajas y en menor medida por pelitas oscuras y verdosas con abundantes restos carbonosos, y conglomerados depositados en un ambiente marino somero, deltaico y estuarino. Dicha formación, fue descripta inicialmente por Weaver en el año 1931, y ha sido estudiada en afloramientos por numerosos autores.
Es una unidad fundamentalmente marina, integrada por una variedad de ambientes de transición y de plataforma. Tiene un diseño progradacional y agradacional.
Está compuesta por areniscas y en menor medida pelitas oscuras y verdosas con abundantes restos carbonosos, y conglomerados depositados en ambientes marino someros, deltaicos y estuarinos.
Su localidad tipo se encuentra en el flanco occidental de la Sierra de la Vaca Muerta en el Oeste de la Provincia del Neuquén, donde desarrolla espesores promedio de 200 m (Arregui *et al*. 2011b).
Se halla en contacto con la Formación Los Molles por la base y en su techo con la Formación Challacó en el flanco Sur y Formación Tábanos al norte de la localidad de Zapala. En subsuelo yace por debajo de la Formación Punta Rosada de la cual es parcialmente coetánea. Cuando estas últimas unidades están ausentes puede yacer bajo la Formación Vaca Muerta mediante discordancia (Sierra Barrosa) (Arregui *et al*., 2011b).
Ocupa el lapso desde el Aaleniano-Bajociano en el extremo Sur (Dorsal) hasta el Caloviano temprano (Sierra de la Vaca Muerta). El contenido fosilífero es abundante y
variado (Leanza y Hugo, 1997) reconociéndose invertebrados marinos de conchilla gruesa debido a aguas templado-cálidas, destacándose pelecípodos junto a trigónias y corales. Las microfloras y tafofloras son abundantes en la localidad de Chacaico (Volkheimer, 1973) (Fig. 5.3.B).

3.2.3 FORMACIÓN CHALLACÓ

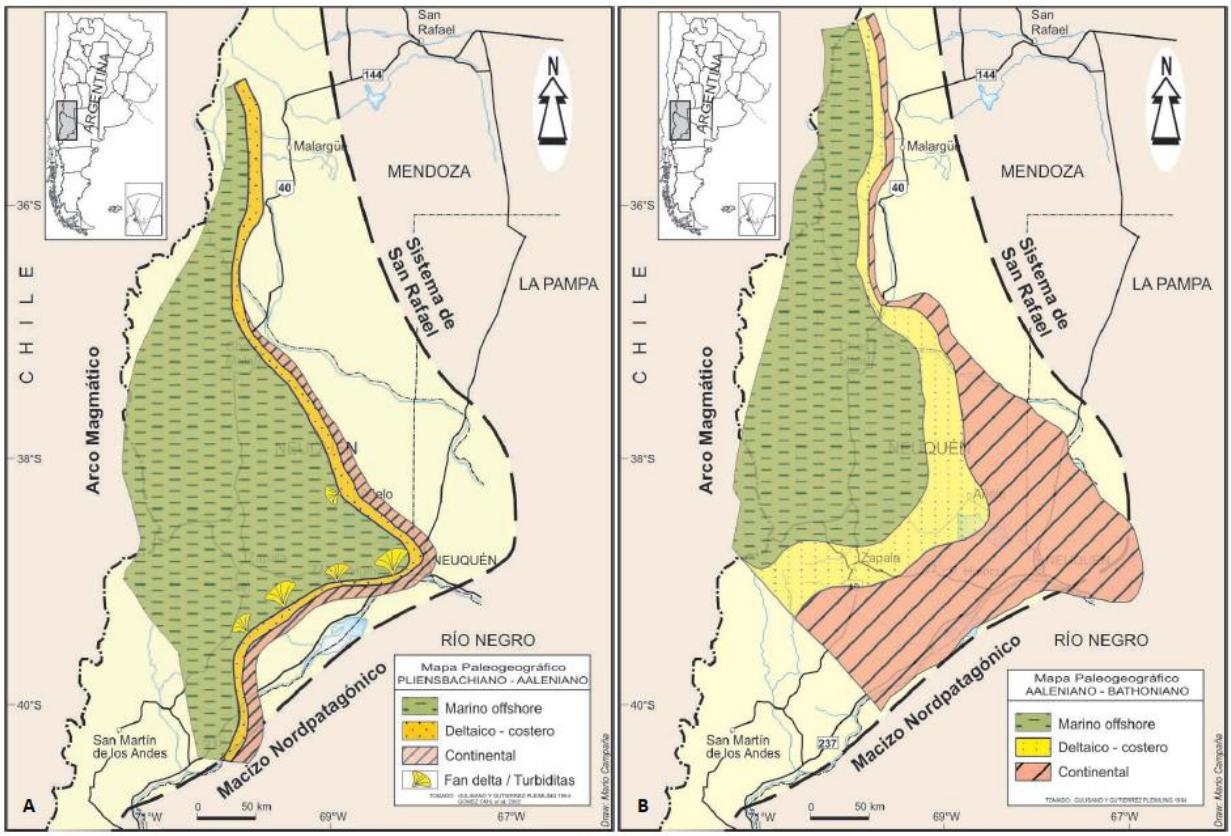
Las formaciones Challacó y su equivalente en subsuelo Punta Rosada se depositaron en el lapso desde el Bajociano tardío hasta el Caloviano temprano (Fig. 5.1 y 5.3.C).
La tendencia regresiva iniciada con la Formación Lajas alcanza su mayor expresión con las facies continentales rojizas de la Formación Challacó. Está integrada por facies arenosas y areno-gravosas que intercalan con potentes niveles pelíticos y conglomerados en menor proporción.
El contacto basal con los depósitos marinos de la Formación Lajas es transicional, mientras que el contacto con las facies marinas con restos de invertebrados marinos suprayacente denominada Formación Lotena es neto.
Regionalmente se extiende desde el anticlinal del Cerro Lotena hasta el extremo Sur de la Sierra de Chacaico. Se la encuentra en el subsuelo de la Dorsal de Huincul donde fuera definida

en el ámbito del yacimiento homónimo. Suprayace a la Formación Lajas y es cubierta por el Grupo Lotena. En algunos sectores de la Dorsal de Huincul subyace a la Formación Vaca Muerta por truncamiento erosivo del Grupo Lotena.

Las sedimentitas de esta unidad reflejan condiciones de sedimentación continental en clima árido desde el extremo aluvial hasta el fluvial, ocupando por posición en secuencia desde el Bajociano tardío hasta el Caloviano temprano. Salvo gran cantidad de troncos silicificados, aún no se han hallado fósiles diagnósticos (Arregui *et al*., 2011b).

La Formación Challacó apoya en concordancia sobre la Formación Lajas (Leanza y Hugo, 1997), y comienza con la aparición gradual de cuerpos rojizos y es cubierta en discordancia por la Formación Lotena.

La Formación Punta Rosada, es la unidad equivalente en subsuelo de la Formación Challacó y está formada por areniscas, conglomerados y pelitas rojizas de ambiente fluvio-aluvial. Los espesores en el subsuelo poseen datos de 900 m en el Yacimiento Río Neuquén y de unos 350 m en el Yacimiento Entre Lomas, adelgazándose hacia el interior de la cuenca (Arregui *et al.,* 2011b). Finalmente, hacia el interior de la Cuenca Neuquina se encuentran representados niveles de yesos, anhidritas y carbonatos subordinados de la Formación Tábanos que evidencian la retracción del mar, en tiempos del Caloviano (Fig. 5.3.D), y constituyen un equivalente lateral de la Formación Challacó (Dellapé, 1979).



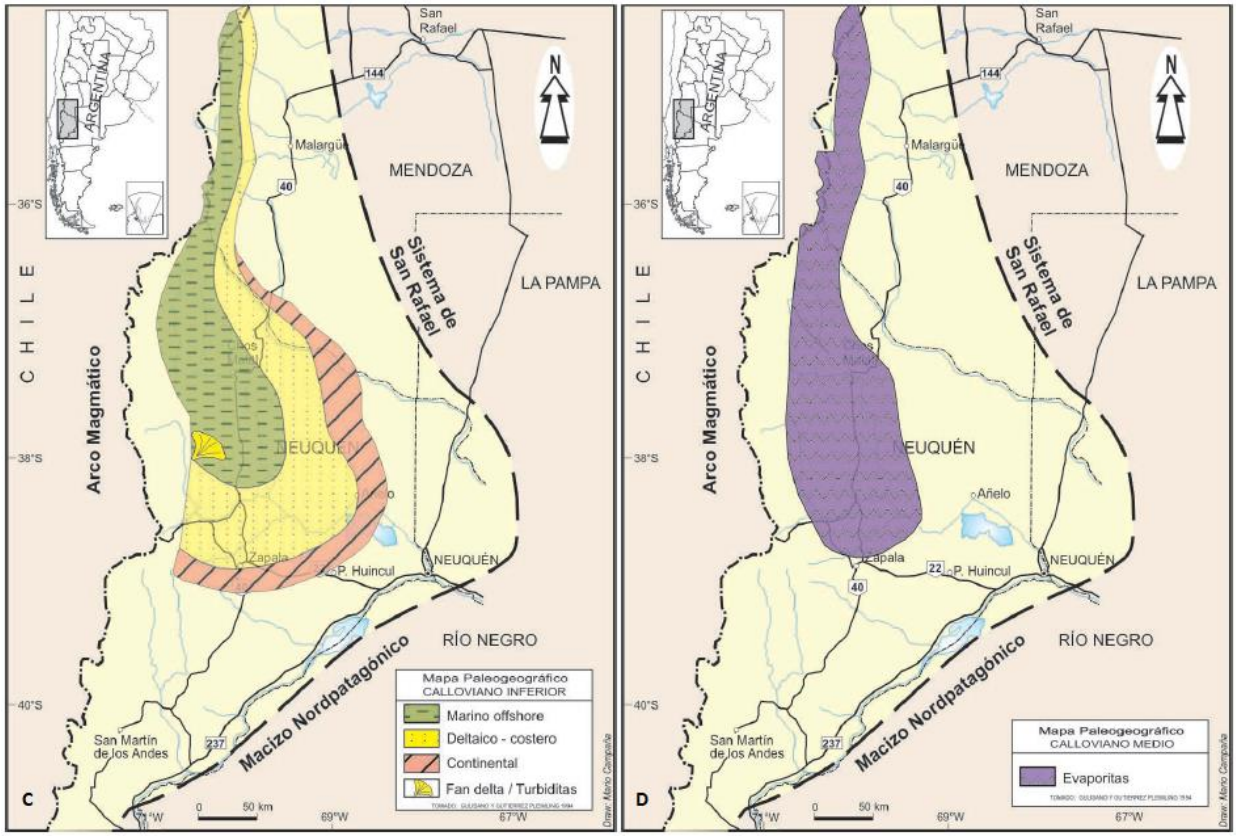


Figura 5.3. Mapas paleogeográficos del A) Pliensbachiano-Aaleniano, B) Aaleniano – Bathoniano, C) Caloviano Inferior y D) Caloviano Medio, de la Cuenca Neuquina (extraído de Arregui *et al.*, 2011b).

3.3 ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO CUYO EN EL ÁREA DE PICÚN LEUFÚ

Para describir el relleno clásico del Jurásico y Cretácico en la región del Anticlinal de Picún Leufú en inmediaciones al arroyo Picún Leufú, se cita el trabajo propuesto por Zavala y Freije (2002). Dichos autores prestan especial atención a la división litoestratigráfica de la Formación Challacó.

Los afloramientos involucran parte de la faja de afloramientos vinculados al Anticlinal de Picún Leufú. Esta es una estructura positiva de orientación general Este-Oeste de evolución compleja, la cual pertenece al ámbito de la denominada Dorsal de Huincul. En el núcleo de dicha estructura afloran grandes espesores de pelitas de plataforma del Jurásico Inferior pertenecientes a la Formación Los Molles. En pasaje gradual sobre estas pelitas se reconocen espesos bancos de areniscas blanquecinas de plataforma a litorales pertenecientes a la Formación Lajas, las que en esta localidad han sido asignadas al Bajociano temprano a tardío. Internamente, esta unidad se integra por numerosas secuencias deposicionales, algunas de ellas, limitadas por discordancias de carácter regional, entre las que se destaca la Discordancia Intrabajociana (Zavala, 1993). Sobre estas areniscas se disponen en contacto neto pelitas grises, verdes y rojas con intercalaciones de niveles lenticulares y tabulares gruesos correspondientes a la Formación Challacó. Estas pelitas rojas son sucedidas en discordancia por pelitas grises y verdes con fauna del Caloviano, las que fueron asignadas a la Formación

Lotena. En suave discordancia angular sobre la Formación Lotena, se disponen conglomerados y estratos rojos pertenecientes a la Formación Tordillo. Esta unidad remata al techo con areniscas verdosas. Sobre estas areniscas se disponen en contacto neto pelitas negras y grises marinas pertenecientes a la Formación Vaca Muerta, las que contienen fauna de amonites del Tithoniano. Por encima de la Formación Vaca Muerta se reconoce el pasaje gradual a carbonatos de plataforma a litorales asignados a la Formación Picún Leufú (Formación Quintuco en subsuelo).

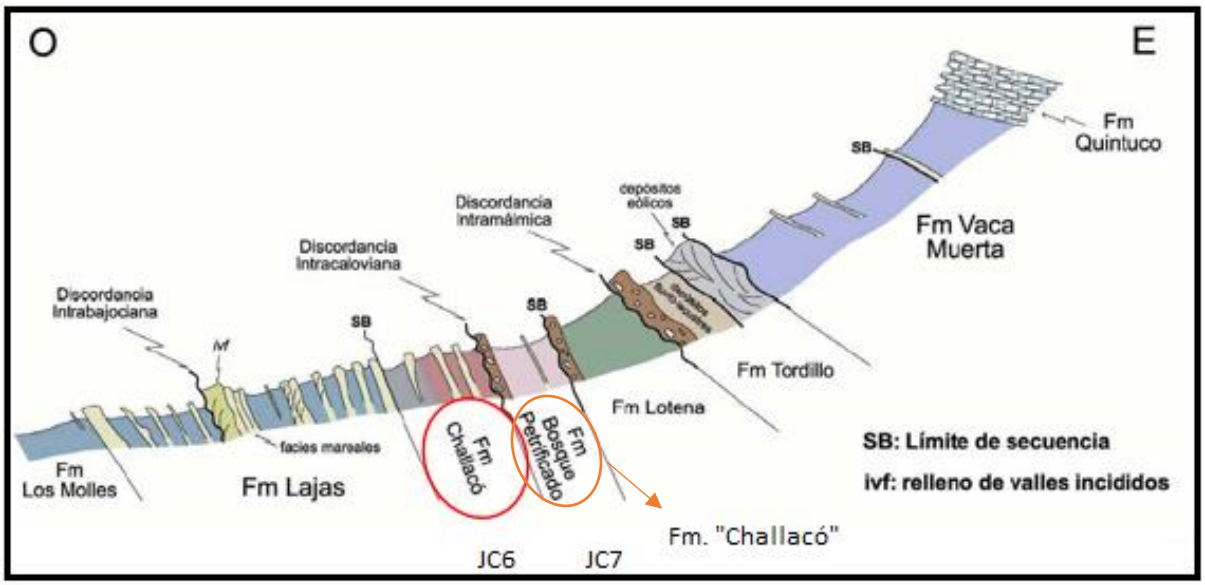


Figura 6.1. Esquema estratigráfico parcial de las unidades aflorantes en el área del puente de la Ruta Nacional nº40 sobre el arroyo Picún Leufú (extraído Zavala y Freije, 2002).

En la Fig. 6.1, se puede observar un esquema estratigráfico parcial de la sección aflorante, entre el tramo superior de la Formación Los Molles y las calizas de la Formación Quintuco. En este esquema se indican algunos cambios respecto al esquema estratigráfico más clásico enunciado precedentemente. En el caso de la Formación Challacó, ésta se integraría por dos unidades (secuencias JC6 y JC7 de Zavala, 1993, 1996) (Fig. 6.2).

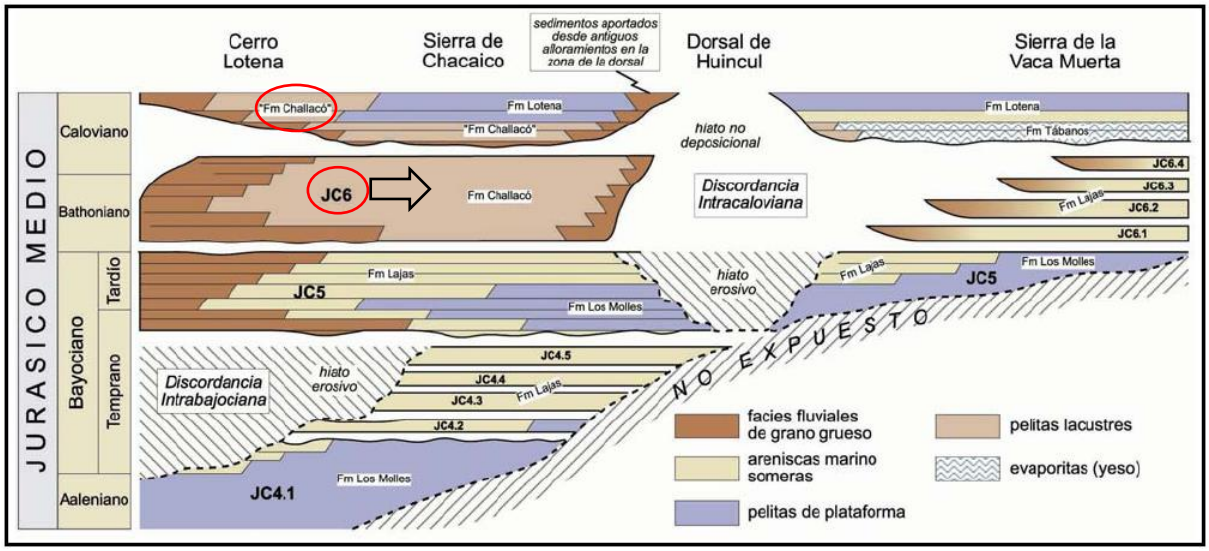


Figura 6.2. Carta cronoestratigráfica para el Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina. Se indican los hiatus erosivos y no deposicionales (modificada de Zavala y González, 2001).

Zavala y González (2001) interpretan que, el intervalo de sedimentitas asignadas a la "Formación Challacó" (Fig. 6.3), corresponderían a las facies identificadas como Formación Bosque Petrificado (JC7) y proponen segregar a dicha unidad a partir de la presencia de un intervalo de areniscas gruesas conglomerádicas, que en el área de estudio de este trabajo se considera como sección 4, incluyendo lo que aquí se menciona como sección 5. Definen como Formación Challacó (Fig. 6.3), o secuencia JC6, a los niveles de pelitas grises, verdes y moradas que se encuentran por debajo del primer cuerpo conglomerádico que constituye el tope de la secuencia de estudio (secciones 1, 2 y 3 de esta contribución).

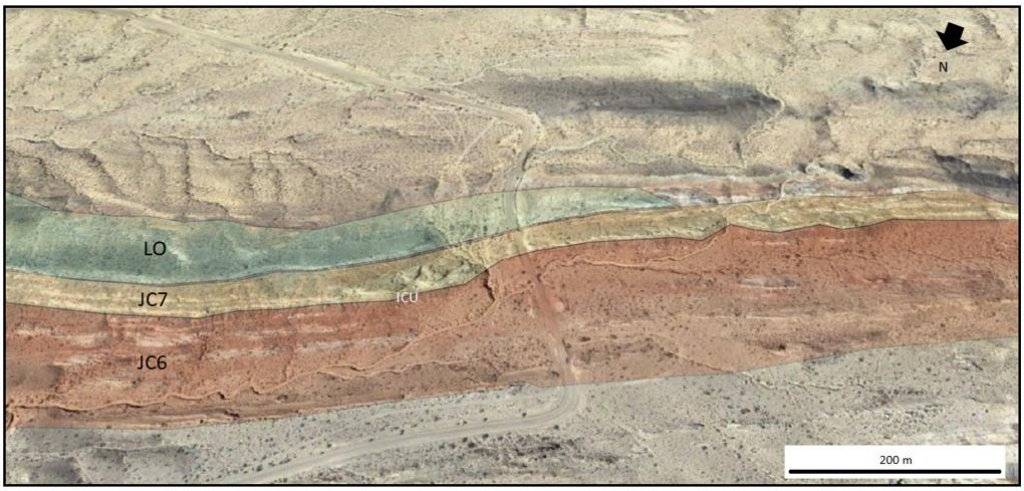


Figura 6.3. imagen satelital (Google Earth, 2019) ilustrativa para ubicar las distintas secuencias propuestas por Zavala y Freije (2002). JC6: Formación Challacó; JC7: Formación Bosque Petrificado; LO: Formación Lotena; ICU: Discordancia Intracaloviana.

3.4 PRINCIPIOS DE ESTRATIGRAFÍA EN AMBIENTES CONTINENTALES

3.4.1 FACTORES QUE CONTROLAN EL REGISTRO SEDIMENTARIO

Los factores principales (*Upstream y Downstream controls)* que actúan sobre la arquitectura y relleno de la cuenca son: el hundimiento/ elevación (tectonismo), clima y las variaciones del nivel del mar (eustasia) (Fig. 7.1 A).

En ambientes continentales alejados de la influencia de la línea de costa, los únicos elementos externos reguladores del relleno sedimentario serian la tectónica y el clima (*Upstream*) (Fig. 7.1.B).

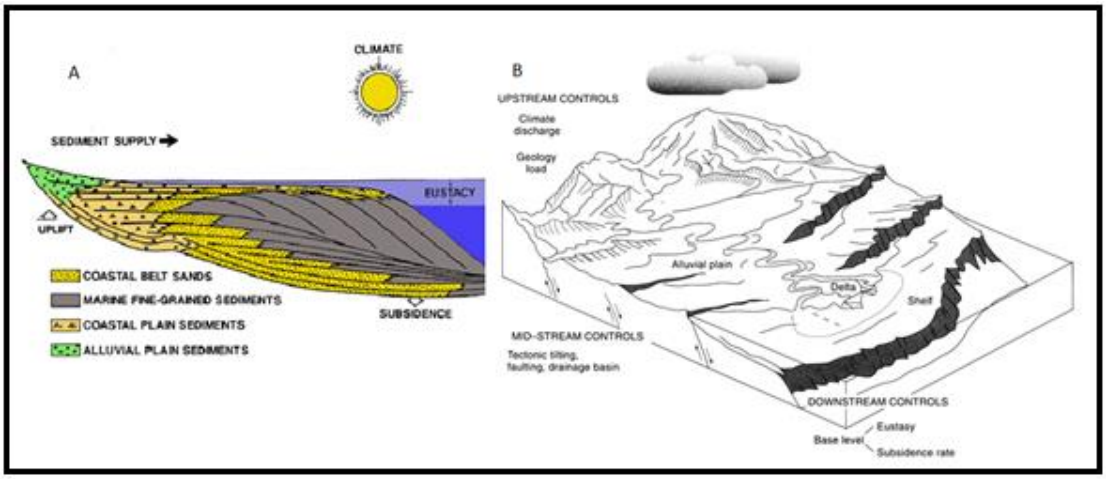


Figura 7.1. A) Diagrama de factores que controlan el registro sedimentario (extraído de Mitchum y Van Wagoner, 1991); B) Controles sobre la depositación continental según áreas geográficas (extraído de Emery y Myers, 1996).

3.4.2 FACTORES ALOGÉNICOS VS FACTORES AUTIGÉNICOS

El marco estratigráfico secuencial registra la respuesta a los controles tanto alogénicos como autigénicos en la sedimentación.

Los procesos alogénicos son externos a la unidad sedimentaria y, por lo general, registran los efectos de las fluctuaciones eustáticas, el tectonismo y el cambio climático. Estos procesos representan el control principal sobre el espacio de acomodación, ya que controlan los cambios relativos del nivel del mar, el suministro de sedimentos, la energía ambiental y, en última instancia, la arquitectura de las unidades sedimentarias y superficies delimitadoras típicamente a escalas más grandes que abarcan múltiples sistemas deposicionales (Catuneanu *et al*., 2011).

Los primeros conceptos estratigráficos de secuencia consideraron la eustasia como el control principal sobre su desarrollo (Posamentier y Vail, 1988; Vail *et al.*, 1991), aunque la evidencia sugiere que el tectonismo también podría generar secuencias y límites de secuencias. Ahora se reconoce que es la interacción compleja entre eustasia y tectonismo que da forma al registro estratigráfico, y que cualquiera de los controles puede volverse dominante bajo circunstancias específicas (Miall, 1997).

Dentro de los entornos de depósitos individuales (alta frecuencia), los procesos autigénicos como la avulsión del canal, el cambio del lóbulo delta sin cambios en las tasas de suministro de sedimentos o acomodación, la generación de superficies escalonadas durante la transgresión y la generación de incisiones múltiples durante las tasas constantes de acomodación negativa (Muto y Steel 2001, 2004), pueden generar rasgos estratigráficos similares a los producidos por mecanismos alogénicos. Los mecanismos autigénicos pueden modular la arquitectura interna de sucesiones de facies y elementos deposicionales dentro de los marcos controlados alogénicamente a mayor escala.

Los avances de la cicloestratigrafía también permitieron asignar al clima como factor relevante de organización estratigráfica a diferentes escalas.

La relevancia de los controles alogénicos dentro de la arquitectura estratigráfica aumenta con la escala de observación vertical y/o lateral, mientras que la importancia de los procesos autigénicos se hace más evidente a escalas de observación más pequeñas. Las secuencias y los cortejos de sistema se atribuyen comúnmente a controles alogénicos, mientras que las parasecuencias pueden generarse por mecanismos alogénicos o autigénicos (Catuneanu *et al*., 2011).

3.4.3 ESTRATIGRAFÍA EN MEDIOS CONTINENTALES

Aunque la estratigrafía secuencial se ha tornado una metodología ampliamente utilizada en diferentes grupos de trabajo abocados al análisis de distintos tipos de sistemas depositacionales, la proliferación de términos informales dentro de la misma y de diversos enfoques, ha hecho que aún se discuta la forma en la cual debería aplicarse la metodología en el registro geológico. No toda la terminología de estratigrafía secuencial se usa o es aplicable en ambientes continentales, solamente algunos de los términos más comunes.

3.4.3.1 Concepto de secuencia

Una secuencia es la unidad básica de la estratigrafía secuencial (Mitchum *et al.*, 1977). Una secuencia consiste en una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, limitados en su base y en su techo por discordancias o sus relativas concordancias. Esta definición fue ampliada posteriormente por Posamentier *et al.* (1988) quienes establecieron que una secuencia "se compone de una sucesión de cortejos depositacionales y se interpreta como acumulada entre dos puntos de inflexión homólogos de una curva eustática".

3.4.3.2 Cortejos depositacionales

Un cortejo depositacional (*systems tract*) se define sobre la base de la naturaleza de sus límites y su geometría interna (es decir, el arreglo vertical interno de las facies que lo conforman). Cada secuencia está compuesta por hasta cuatro cortejos depositacionales (según el modelo que se siga) y cada uno de ellos representa una parte específica dentro de la curva cíclica de cambios en el balance entre la acomodación y el aporte sedimentario (Coe, 2003). Variaciones en dichas condiciones pueden hacer que uno o más de los cortejos depositacionales no se preserven o desarrollen. Los diferentes cortejos depositacionales son (Fig. 7.2) el Cortejo de Mar Bajo (LST o *Lowstand Systems Tract*), Cortejo Transgresivo (TST o *Transgressive Systems Tract*), el Cortejo de Mar Alto (HST o *Highstand Systems Tract*) y el Cortejo Regresivo (FST o *Falling Stage Systems Tract*). Las superficies que limitan los diferentes cortejos revisten la misma importancia que los cuerpos de roca que separan y cada cual se caracteriza por condiciones específicas en la relación acomodación/aporte de_sedimentos. Si bien su denominación varía según el modelo empleado, en la Figura 7.2 se muestran las principales superficies con sus denominaciones clásicas.

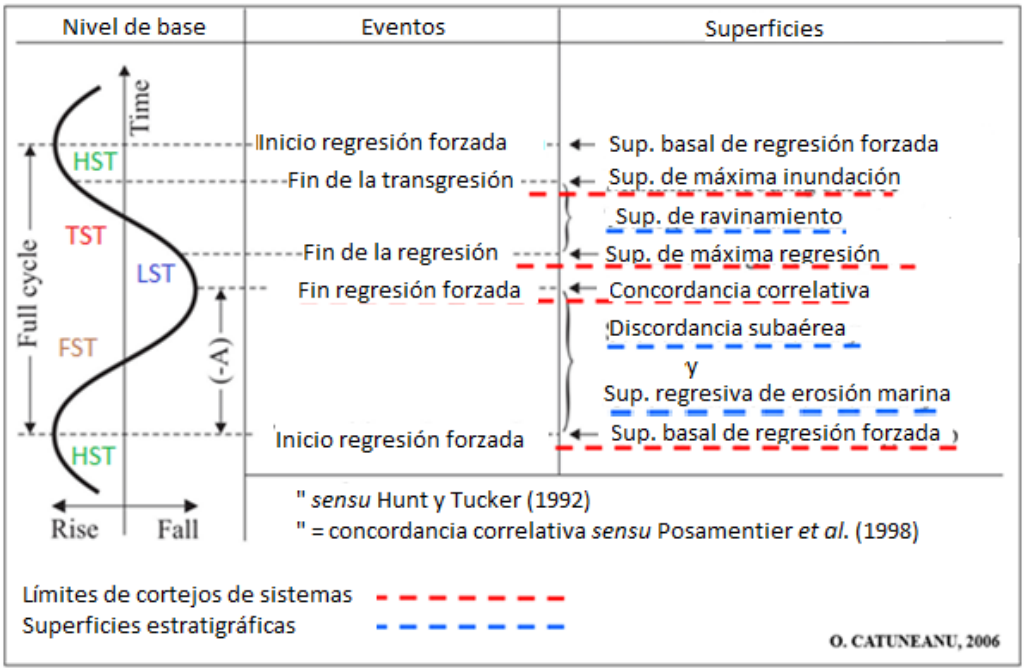


Figura 7.2. Curva teórica de cambios en el nivel relativo del mar donde se identifican los diferentes cortejos depositacionales y las superficies claves. HST: Cortejo regresivo de nivel alto; FST: Cortejo regresivo forzado; LST: Cortejo regresivo de nivel bajo; TST: Cortejo transgresivo (extraído de Catuneanu, 2006).

3.4.3.3 Conceptos de acomodación y nivel de base

La estratigrafía secuencial hace hincapié en el rol que juega el espacio disponible dentro de una cuenca para la depositación de sedimentos (acomodación) y en la cantidad de sedimento aportado. El concepto de "acomodación" describe justamente la cantidad de espacio disponible para la depositación de sedimentos, y en sistemas marinos queda definido por el volumen entre el nivel de base (nivel del mar) y la superficie depositacional (Jervey, 1988; Catuneanu, 2006) (Fig. 7.3).

En estratigrafía secuencial, el nivel de base es el límite superior de la acomodación. Por encima de él una partícula no puede permanecer en reposo y por debajo de él se produce acumulación (Sloss, 1963). Esta definición está muy relacionada con el concepto de perfil de equilibrio de los ríos, por lo que Quirk (1996) propone definirlo como perfil de base. El ascenso o descenso del perfil de base estratigráfico determina, respectivamente, el aumento o disminución de la acomodación.

En áreas continentales, junto con el concepto de nivel de base, el concepto de perfil de equilibrio (o perfil gradado) de un río es particularmente importante para comprender los procesos de sedimentación (Catuneanu, 2006). El perfil de equilibrio de un río es una superficie de equilibrio gradado o dinámico donde la pendiente del mismo es ajustada de forma tal de que no haya ni depositación ni erosión de material y que la carga de sedimento que entra al sistema sea igual a la carga de sedimento que sale del sistema aguas abajo (Posamentier y Allen, 1999). Bajo condiciones de desequilibrio, el río trata de restablecer la pendiente de equilibrio erosionando o depositando en la planicie aluvial o cambiando el diseño de sus canales.

Se define a un río en equilibrio como aquel en el cual su pendiente es ajustada delicadamente durante un período de tiempo para proveer, con la descarga disponible y las características prevalecientes del cauce, la velocidad justa que requiere el transporte de la carga provista por la cuenca. Es un sistema en equilibrio: cualquier cambio, en cualquiera de los factores que lo rigen, motivará un desplazamiento del equilibrio en la dirección que tenderá a absorber el efecto del cambio (Schumm, 1993). De esta manera, puede establecerse en términos generales que, a medida que los cursos tributarios aportan agua al canal principal, la descarga (caudal) de una corriente aumenta aguas abajo. En este caso, para establecerse un equilibrio entre la descarga por un lado y las características del canal, la velocidad y el gradiente, por el otro, se reduce la pendiente, incrementa la sinuosidad, se incrementa su velocidad y profundidad en la dirección mencionada (Posamentier y Allen, 1999).

El perfil longitudinal de un río en equilibrio se denomina perfil de equilibrio. Los ríos pueden tener, a lo largo de su curso, secciones tanto en equilibrio como en desequilibrio. La obtención de un perfil de equilibrio no significa necesariamente que el río haya llegado al nivel topográfico o pendiente más bajo sobre el cual podrá fluir. En realidad, su gradiente puede ser modificado lentamente, a medida que cambien las condiciones durante el progreso de un ciclo geomórfico; esto generalmente tiene lugar a una velocidad tan lenta que el perfil de un río en equilibrio queda como nivel de base local de erosión para la tierra adyacente. Las interrupciones entre un trecho en equilibrio y uno en desequilibrio constan de cambios abruptos en la pendiente, marcados por rápidos o cascadas. Un perfil de río señalado por cambios tan abruptos en la pendiente es denominado perfil interrumpido (Posamentier y

Allen, 1999) y representa el efecto local de un substrato resistente a lo largo del valle o cambios diastróficos o eustáticos del nivel del mar.
Cuando el perfil de equilibrio se encuentra por encima del nivel topográfico, se produce la agradación para llenar el espacio entre el perfil del río y el perfil de equilibrio. Este espacio se conoce como espacio de acomodación fluvial positivo. Cuando el perfil de equilibrio se encuentra por debajo del nivel topográfico, hay espacio de acomodación negativo y hay incisión fluvial (Posamentier y Allen, 1999).
La posición en el espacio del perfil de equilibrio está determinada principalmente por el nivel del cuerpo de agua en el cual desemboca el río (nivel de base). Esto puede ser el nivel del mar, el nivel de un lago o el nivel de otro río. En la práctica, se toma como nivel de base de un río al nivel en el que se encuentra su desembocadura y se asume que ésta se encuentra a nivel del mar. Si este punto migra mar adentro o tierra adentro, si sube o si baja, el perfil de equilibrio del río actuará de la misma manera (Fig. 7.4). Cambios en el espacio del perfil de equilibrio resultan en el aumento o disminución del espacio de acomodación con la consecuente agradación o incisión fluvial. Es por esto que los cambios relativos en el nivel del mar tienen un efecto significativo en el espacio de acomodación subaéreo y por ende en el diseño de los cuerpos fluviales (Posamentier y Allen, 1999).
En general, el rol del nivel del mar en ambientes marinos es más pronunciado y directo que, en los ambientes continentales, aun teniendo en cuenta que los efectos del cambio en el nivel del mar disminuyen aguas arriba a medida que se aleja de la costa (Schumm, 1993; Miall, 1996). En ambientes fluviales, factores locales tales como la tectónica se vuelven más importantes en el control del diseño de los cuerpos, enmascarando muchas veces el efecto del cambio en el nivel del mar (Schumm, 1993; Shanley y McCabe, 1994).

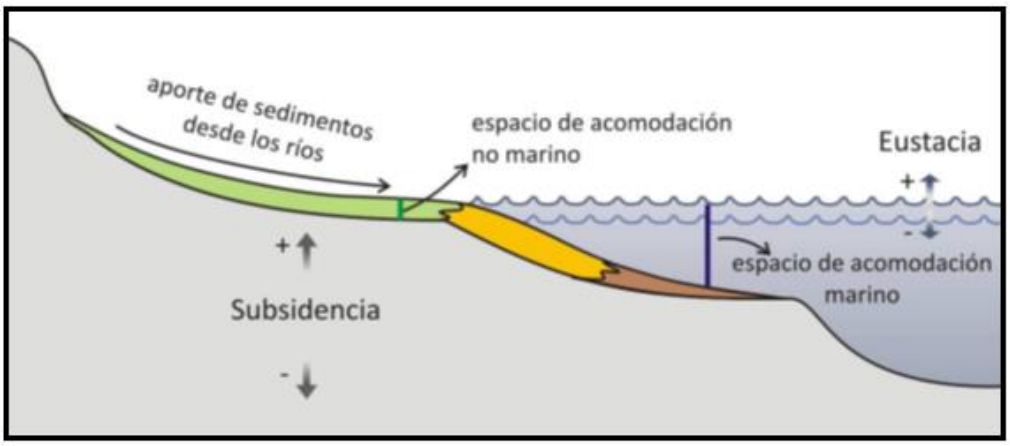


Figura 7.3. Espacio de acomodación y sus relaciones con el nivel eustático del mar y la subsidencia (extraído de Coe, 2003).

3.4.3.4 Superficies estratigráficas

Las secuencias estratigráficas no dividen al registro sedimentario sobre la base de facies sedimentarias o de los ambientes, sino que lo hacen mediante la identificación de superficies estratigráficas claves (Spalletti, 2007). Las superficies claves que representan un tiempo en el que todos los sistemas depositacionales cambian en respuesta a una variación en los factores de control. Basándose en los trabajos realizados en cuencas marinas y luego en las extrapolaciones a las áreas continentales, Hanneman y Wideman (2010) consideran que hay

cuatro superficies básicas que son útiles como superficies limitantes en el marco de la estratigrafía secuencial continental. Estas superficies incluyen: la discordancia subaérea, la superficie de máxima inundación, la concordancia correlativa y la superficie de máxima regresión.

La mayor parte de los modelos estratigráficos secuenciales propuestos para ambientes fluviales/aluviales se basan en la división de la secuencia depositacional en tres cortejos depositacionales principales (Shanley *et al.,* 1992; Legarreta *et al*.; 1993, Shanley y McCabe, 1993, entre otros) (Fig. 7.4), y la terminología que se utiliza suele reflejar la terminología utilizada en ambientes marinos como los cortejos de nivel bajo, transgresivo y de nivel alto (Tabla 3).

Shanley y McCabe, 1993	Legarreta *et al.* 1993	Wright y Marriott, 1993
Cortejo de nivel bajo	Cortejo progradacional (*forestepping*)	Cortejo de nivel bajo
Cortejo transgresivo	Cortejo retrogradacional (*backstepping*)	Cortejo transgresivo
Cortejo de nivel alto	Cortejo agradacional (*aggradational*)	Cortejo de nivel alto

Tabla 3. Comparación entre la terminología de diferentes modelos estratigráficos secuenciales clásicos para ambientes fluviales (extraído de Beilinson, 2011).

La identificación de los cortejos depositacionales clásicos está directamente vinculada con la reconstrucción de la evolución de la línea de costa syndepositacional (Catuneanu, 2006). Por lo tanto, la aplicación de dicha terminología en el sector de donde los únicos sedimentos presentes son de origen continental y donde no hay registro o evidencia de la línea de costa resulta compleja y sin sentido. Una solución a este problema fue aquella propuesta por Dahle *et al.* (1997), quienes introdujeron los cortejos de baja y alta acomodación diseñados específicamente para describir depósitos fluviales acumulados independientemente de la influencia marina o lacustre o para los cuales se desconoce la relación con su línea de costa contemporánea (Catuneanu, 2006). Esta nueva categoría de cortejos depositacionales se definen principalmente sobre la base de los elementos arquitecturales fluviales presentes, teniendo en cuenta el grado de participación relativa de los depósitos de canal y de planicies de inundación, los cuales a su vez permiten realizar inferencias sobre los cambios en la acomodación fluvial a través del tiempo.
El grado de amalgamación de canales es un elemento clave en la definición de patrones de apilamiento en los sistemas fluviales controlados por factores *upstream* (Boyd *et al.*, 2000; Shanley y McCabe, 1994). La relación entre los elementos deposicionales del canal y de llanura de inundación es el resultado de la interacción de tres procesos principales en sistemas fluviales, es decir, la tasa de degradación de la planicie de inundación, el grado de confinamiento del canal y la frecuencia de avulsión del sistema (Bristow y Best, 1993). El espacio de acomodación, no es el único control sobre la formación de patrones de apilamiento de estratos controlados por factores *upstream.*

- Baja acomodación (canal dominado)

El desarrollo de un alto grado de amalgamación de canales en los sistemas fluviales (es decir, una alta relación canal / llanura de inundación; Fig. 7.4) es promovido por (1) baja tasa de agradación de la planicie de inundación; (2) canales no confinados; y (3) una alta frecuencia de avulsión del canal (Bristow y Best, 1993).

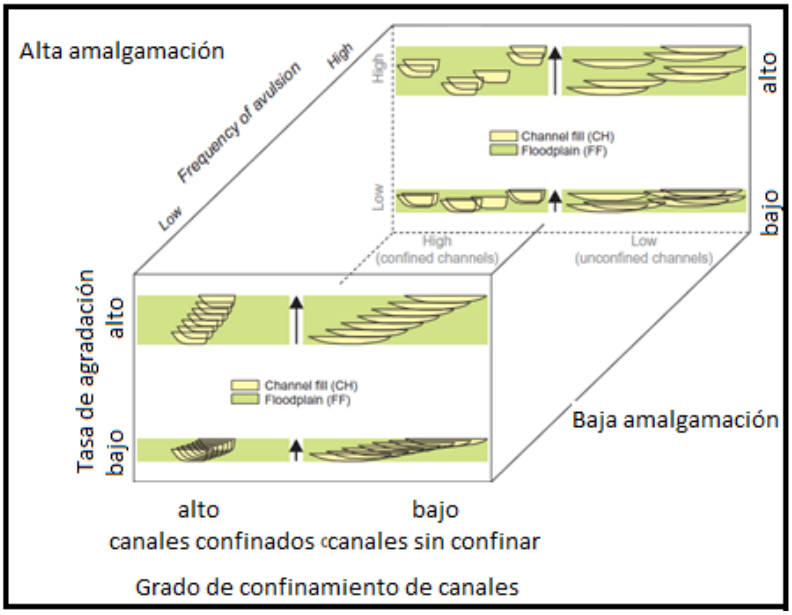


Figura 7.4. Arquitectura fluvial en condiciones variables de agradación de llanuras de inundación, confinamiento de canales y frecuencia de avulsión, como lo ilustra la evolución de un canal en siete pasos. Las tasas de agradación fluvial dependen de todos los factores que controlan la sedimentación, incluido el espacio de acomodación, el clima, el tectonismo del área fuente y los cambios autocíclicos en la distribución de sedimentos. El grado de amalgamación del canal es proporcional a la tasa de migración del canal lateral (mayor en ríos no confinados) y la frecuencia de avulsión, e inversamente proporcional a la velocidad de agradación (modificado de Bristow y Best, 1993).

- Alta acomodación (llanura inundación dominante)

El desarrollo de un bajo grado de amalgamación de canales en sistemas fluviales (es decir, baja relación canal / llanura de inundación (Fig. 7.4), es promovido por (1) alta tasa de agradación de llanuras de inundación; (2) canales confinados; y (3) una baja frecuencia de avulsión del canal (Bristow y Best, 1993). Esta arquitectura fluvial, definida por canales aislados dentro de los depósitos de la llanura de inundación, se denominaba anteriormente un patrón de apilamiento de "acomodación alta".

4.1 PERFILES REALIZADOS

Los datos de coordenadas de cada perfil realizado fueron tomados con el instrumento de medición GPS marca Garmin, el cual posee un margen de error en la precisión que oscila en 10 m. Por tal motivo, es importante aclarar que las coordenadas tomadas pueden están influenciadas por dicho error (Tabla 4).
La gran extensión lateral de algunos de los estratos permite que tanto en el perfil CHO-1 como en CHO-2 y CHO-3, se puedan correlacionar cuerpos e identificar estratos guía que permitieron utilizar la misma base y el mismo techo para todos los perfiles levantados en el campo (Figs. 8.1, 8.2).

PERFILES SEDIMENTARIOS REALIZADOS EN EL AFLORAMIENTO			
PERFIL	UBICACIÓN	COORDENADAS	ESPESOR DESCRIPTO
CHO-1	600 m hacia el Oeste de la Ruta Nacional N°40	Inicial: 39°12'40.47'' S – 70°4'23.12''O	132 m
		Final: 39°12'45.57''S – 70°4'21.82''O	
CHO-2	680 m del primer perfil esbozado	Inicial: 39°12'47.80''S – 70°4'50.63''O	136 m
		Final: 39°12'54.36''S – 70°4'47.56''O	
CHO-3	300 m del segundo perfil esbozado	Inicial: 39°12'50.79'' S – 70°5'4.20''O	120 m
		Final: 39°12'57.81''S – 70°5'1.37''O	

Tabla 4. Perfiles realizados en el afloramiento.

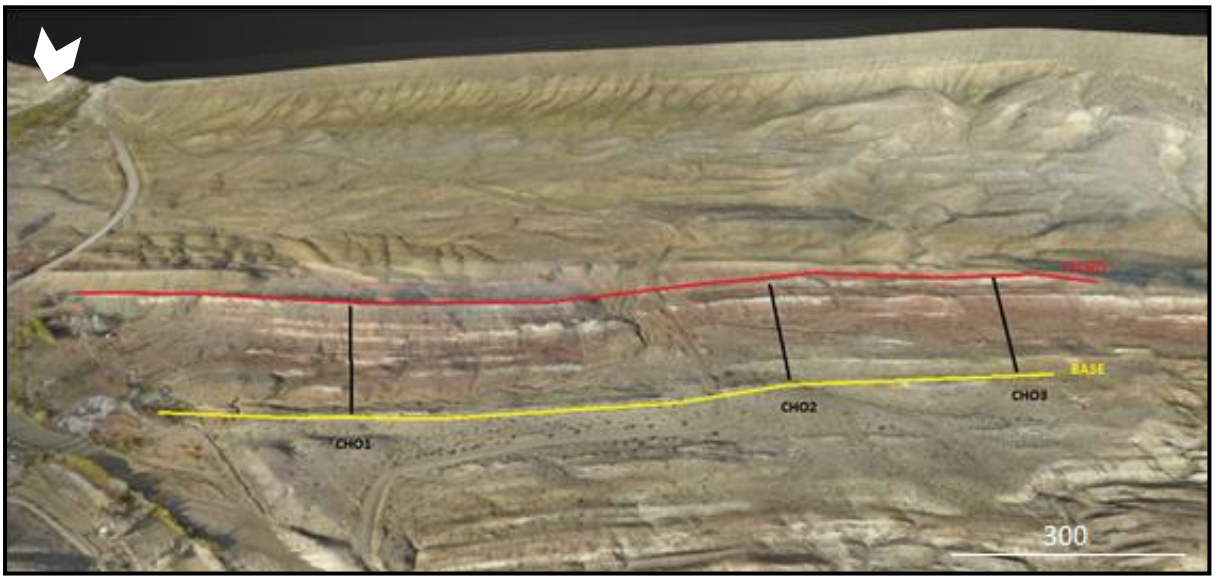


Figura. 8.1. Imagen de modelo 3D realizado con drone en la zona de Picún Leufú donde se realizaron los perfiles (extraído de Legarreta, 2014).

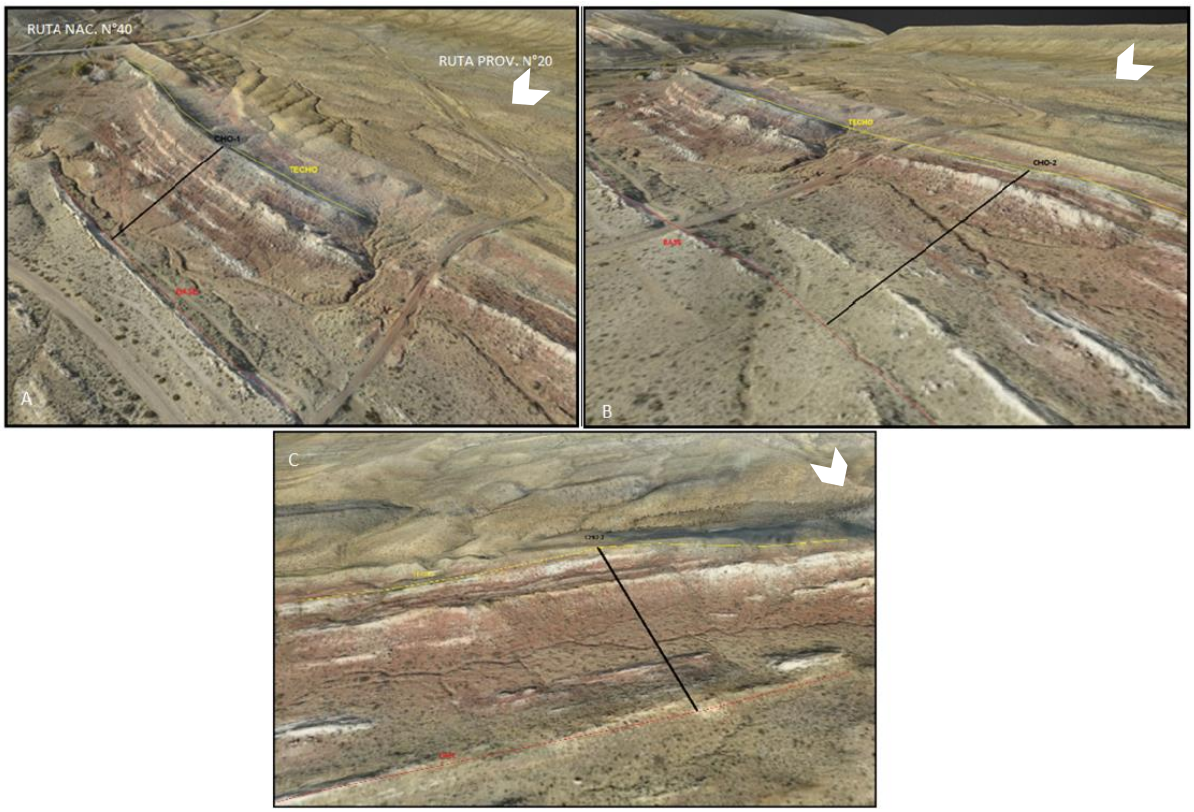


Figura 8.2. Imagen de modelo 3D realizado con drone en la zona de Picún Leufú donde se realizaron los perfiles (extraído de Legarreta, 2014): A) Perfil CHO-1, B) Perfil CHO-2, C) Perfil CHO-3.

La descripción de los perfiles (Figs. 8.9, 8.10, 8.11), inicia sobre un banco de areniscas medias pertenecientes a la Formación Lajas. Dicho nivel, se utiliza como base de referencia para el inicio de todos los perfiles. El perfil finaliza con un cuerpo conglomerádico de gran extensión lateral.

En general se observan depósitos de arenisca media que en la sección basal del perfil poseen formas lenticulares de poca extensión lateral, algunos cuerpos alcanzan una extensión de 40 m y espesores de hasta 10 m, que alternan con limo-arcilitas rojas y espesor oculto. Los cuerpos sedimentarios desarrollan laminación paralela, estratificación entrecruzada tabular planar y laminación ondulítica. Hacia la sección media los niveles arenosos gradan a granulometrías más gruesas, desarrollando estructuras sedimentarias tractivas similares a los cuerpos inferiores, poseen una mayor extensión lateral y mayor grado de interconexión que los cuerpos inferiores. En las secciones medias superiores los niveles arenosos conforman grandes cuerpos tabulares de gran continuidad lateral.

Las facies finas de la secuencia están constituidas por fangolitas rojizas y pelitas grises en menor medida. Es usual encontrar en estos niveles estratificación horizontal y depósitos de desborde conocidos como *crevasse-splay* (con espesores de 20 a 30 cm). La relación pelitas/psamitas es mayor en los niveles inferiores, y tiende a disminuir hacia los estratos superiores, donde los clásticos gruesos comienzan a predominar.

El tope de la secuencia está formado por cuerpos tabulares gravosos (aproximadamente a los 125 m), macizos que alternan con niveles areno-gravosos. Son conglomerados polimícticos, con clastos que varían en tamaño de aproximadamente 10 a 20 cm (hasta 40 cm en el perfil

CHO-3), clastos redondeados y bien seleccionados. Predominantemente clasto sostén. Se observa una leve imbricación de los clastos hacia el O-SO.

4.2 PARTICULARIDADES DEL SECTOR DONDE SE REALIZA CADA PERFIL

4.2.1 PERFIL CHO-1:

La zona donde se realiza este perfil está caracterizada por un rasgo estructural interesante que resalta del resto de los sectores donde se elaboran los perfiles y se destaca por la presencia de una falla post-depositacional.

La falla fue identificada como inversa (Fig. 8.3 y 8.4), si bien no exhibe un gran rechazo se puede identificar claramente la formación de una rampa con un ángulo de 30º respecto a la base, generando que las rocas de posición estratigráfica inferior sean empujadas hacia arriba por encima de estratos más jóvenes.

Figura 8.3. A) Falla en afloramiento; B) Diagrama de falla inversa; C) Esquema de la evolución de un pliegue de flexión de falla por encima de una rampa de cabalgamiento.

Figura 8.4. Imagen de modelo 3D realizado con drone en la zona de la falla, en la que se señala con una línea negra la dirección del plano estimativo de falla (extraído de Legarreta, 2014).

La determinación de la dirección de dispersión de sedimentos, o paleocorriente, se llevó a cabo a partir del análisis de las estructuras sedimentarias halladas, las cuales permitieron medir los vectores de transporte del sedimento referidos al norte magnético. En muchas situaciones se contó únicamente con cortes en 2D de las estructuras, motivo por el cual solo se infieren datos de paleocorriente aparente. En aquellas estructuras tridimensionales, se pudo inferir el vector resultante de la paleocorriente obteniendo el dato de paleocorriente real del sistema (Fig. 8.5).

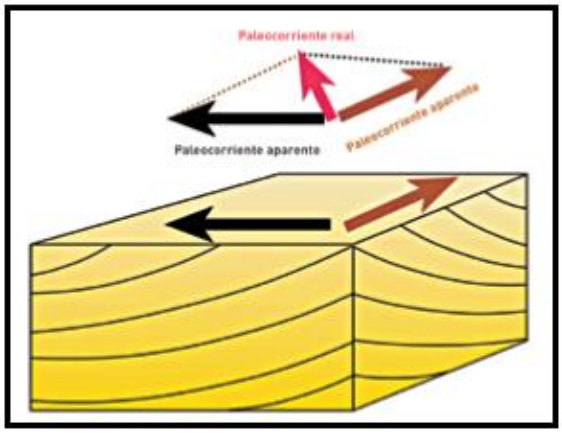


Figura 8.5. Esquema mostrando los dos vectores de paleocorriente aparente y la paleocorriente real en una estratificación entrecruzada tangencial. Extraído de Ponce *et al*. (2018).

Con el sistema de poca energía que caracteriza a la sucesión y con depósitos tan gruesos no resulta fácil encontrar la cantidad suficiente de datos de paleocorrientes que permitan inferir un tratamiento estadístico. Es importante mencionar que con los datos obtenidos en campo se pudo determinar que la dirección predominante del transporte de sedimentos es hacia el O-NO.

- PERFIL CHO-2

La zona donde se realiza este perfil no presenta rasgos característicos como el resto de los sectores donde se realizan los perfiles CHO-1 y CHO-3. Este sector tiende a ser homogéneo con alternancia de cuerpos arenosos canalizados, bancos arenosos extensos lateralmente y cuerpos tabulares de material fino (Fig. 8.6).

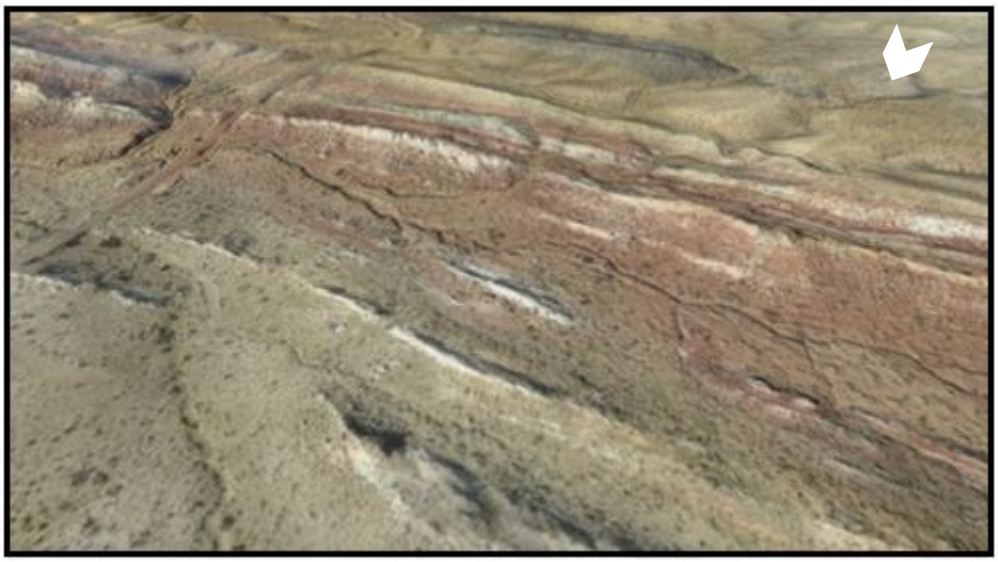


Figura 8.6. Imagen de modelo 3D realizado con drone en sector perfil CHO-2 (extraído de Legarreta, 2014).

- PERFIL CHO-3

La zona donde finaliza este perfil está caracterizada por un rasgo interesante que afecta a las unidades situadas por encima del límite propuesto para este trabajo, y es el emplazamiento de un filón que intruye la base de la Formación Vaca Muerta (Fig. 8.7). Además, el área presenta una falla que constituye el dique alimentador del filón. Por tal motivo, es importante mencionar que los rasgos están presentes y no afectan a los depósitos de la Formación Challacó, pero sí a las unidades suprayacentes. El sector presenta una complicación estructural que amerita a ser estudiada en un futuro.

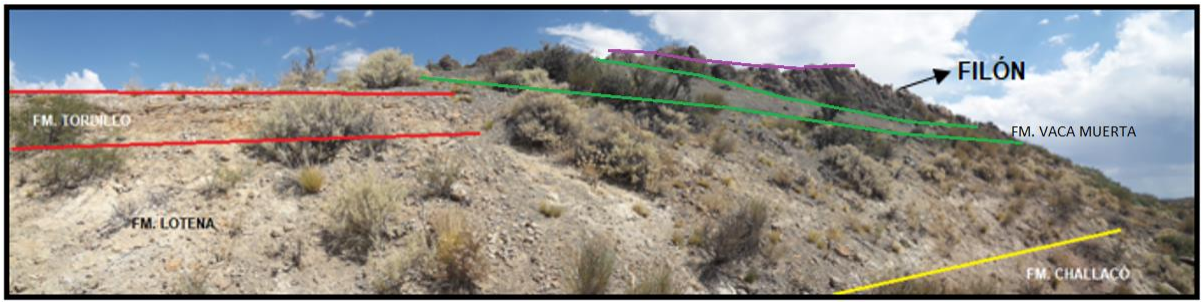


Figura 8.7. Imagen del filón intruyendo la base de la Formación Vaca Muerta.

De acuerdo a lo observado en el campo, las capas rojas que se encuentran por encima de los depósitos gravosos con que culminan los tres perfiles, alternan con depósitos finos color ocre y poseen un elevado contenido de restos fósiles de amonites (Fig. 8.8), que están presentes en la Formación Lotena y fueron descriptos por Garrido y Parent (2013).

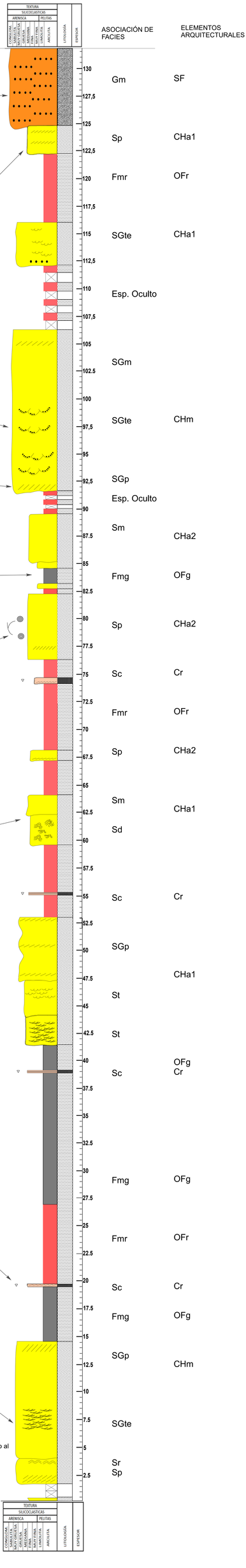
Por tal motivo se infiere que los estratos situados por encima de los conglomerados, que diversos autores proponen como la base de la Formación Lotena (ver citas en antecedentes), no tienen relación genética con los depósitos subyacentes ya que el ambiente sedimentario es distinto.

Un aspecto relevante de la Formación Lotena es su variación cromática en sentido lateral. Los depósitos pelíticos en el sector oriental del Arroyo Picún Leufú presentan tonalidades verdes pálidas, mientras que hacia el margen occidental presentan colores que varían de colores rojizos pálidos a rojo grisáceo (Garrido y Parent, 2013).

Figura 8.8. *Rehmannia patagoniensis (Weaver, 1931) transient, Picún Leufú, Z. Patagoniensis, Hz. Patagoniensis*. Macroconcha adulta completa, vista de la cara izquierda (LPB 1126), nivel PI-3. El asterisco indica el último septo. Tamaño natural (x1) (extraído de Garrido y Parent, 2013).

PERFIL CHO-1
Escala 1:100

Figura 8.9. Perfil CHO-1

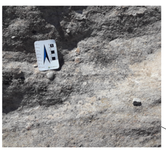


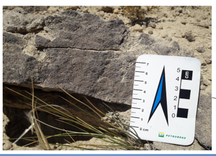
Banco arenoso asignado al techo de la Fm. Lajas

PERFIL CHO-2

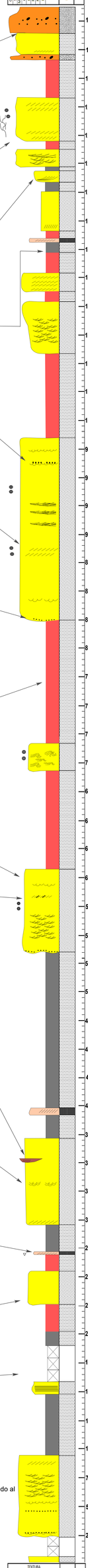
Esc: 1:100

Figura 8.10. Perfil CHO-2





Banco arenoso asignado al techo de la Fm. Lajas

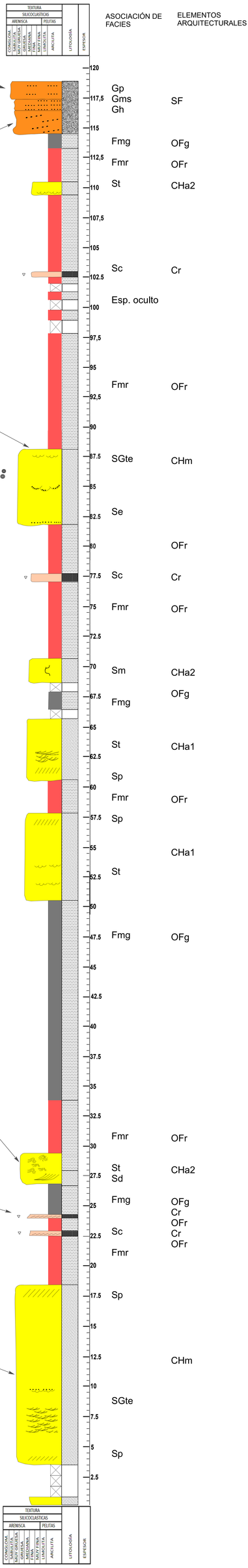


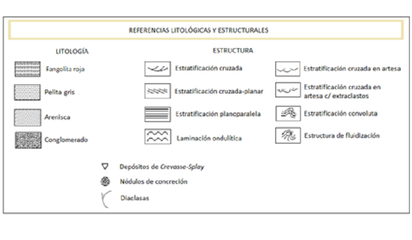
ASOCIACIÓN DE FACIES	ELEMENTOS ARQUITECTURALES
Gh	SF
SGm	CHa1
Gh	
Fmr	OFr
SGp	CHa1
SGte	CHa1
	CHa2
Fmg	OFg
Sp	CHa2
Sc	Cr
Fmg	OFr
Fmr	OFg
SGp	CHa1
SGte	CHa1
Fm	OFr
SGte	
	CHm
SGp	
Se	
Fmr	OFr
Sd	CHa1
Fmr	OFr
St	
Sp	CHa1
St	
Se	
Fmg	OFg
Sc	Cr
St	CHa1
Sp	
Fmg	OFg
Sc	Cr
Fmr	OFr
Sm	CHa2
Fmr	OFr
Fmg	OFg
Sh	CHa2
Fmg	OFg
SGp	
SGt	
	CHm
Se	
St	

PERFIL CHO-3
Esc: 1:100

Figura 8.11. Perfil CHO-3

Banco arenoso asignado al techo de la Fm. Lajas





5.1 INTRODUCCIÓN

En esta sección se describen las facies observadas en los perfiles levantados en el sitio de trabajo.

El concepto facies es aplicado para identificar a un cuerpo de roca sobre la base de las características específicas, representativas de un proceso en particular y un conjunto de condiciones de sedimentación (Reading y Levell, 1996).

Las facies corresponden a la división más básica que identifica distintos paquetes de roca y sus génesis específicas. El concepto inicialmente creado por Nicholas Steno en el siglo XVII fue después mejor elaborado por distintos autores, Gressly (1838), Teichert (1958) y Middleton (1973, 1978), como descripto por Walker (2006). El concepto usado considera las facies como: "*cuerpo de roca caracterizado por una combinación particular de litología y estructuras físicas y biológicas que imprimen un aspecto que es distinto de las rocas sobre, bajo y lateralmente adyacentes. Las características usadas para definir facies son generalmente aquellas que poseen un significado genético*" (Dalrymple, 2010). Naturalmente que muchas veces distintos ambientes de sedimentación pueden presentar condiciones hidrodinámicas muy parecidas y por eso facies semejantes. Por este motivo, el análisis individual de una facies no puede ser conclusivo cuánto al ambiente depositacional en que esta se ha formado. Así que, la interpretación de los ambientes sedimentarios asignables pasa por un análisis más amplio, que involucra las facies adyacentes (Tesis doctoral Silveira, 2007 y sus referencias citadas allí).

El siguiente estudio se encuentra basado en la nomenclatura litofacial propuesta por Miall (1985, 2014), para ambientes sedimentarios fluviales, adoptando su metodología descriptiva. Para el presente trabajo, es necesario modificar o incorporar nuevas facies que se ajusten a los datos obtenidos en el afloramiento para una mejor compresión e interpretación de los depósitos. No obstante, es importante destacar que los sistemas sedimentarios varían según la dinámica interna de los mismos. Es por esto que los sedimentos pueden no ajustarse estrictamente al código litofacial propuesto por Miall (1985, 2014).

Según el código las litofacies se caracterizan esencialmente por dos propiedades, el tamaño de grano representado a través de una letra mayúscula (G: Grava; S: Arena; F: Limo/Arcilla) y las estructuras sedimentarias representadas por una letra minúscula (m: macizo; t: estratificación entrecruzada en artesa; p: estratificación entrecruzada planar tabular; i: intraclastos; e: extraclastos; etc.). Por ejemplo, se pueden encontrar facies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa, cuya denominación adecuada sería St. Puede ocurrir que, en un mismo intervalo, la litología presente dos o más rasgos como extraclastos en la base (límite erosivo) y estratificación entrecruzada en artesa en la sección superior, siendo la denominación correcta Ste (S: Arenas; t: estratificación entrecruzada en artesa; e: extraclastos). Además, puede presentarse que la facies se componga de una mezcla de fracciones, una dominante y otra accesoria. En este caso, se emplean dos letras mayúsculas, donde la primera letra representa el tamaño predominante y la segunda letra la fracción minoritaria, una tercera letra es utilizada para las estructuras sedimentarias. Por ejemplo, una arenisca con gravas carente de estructura sedimentaria se la denomina "arenisca gravosa o arenisca conglomerádica masiva" y se indica como SGm.

Como resultado del análisis de las características litológicas (granulometría principalmente) y las estructuras sedimentarias presentes, fue posible identificar para el intervalo estudiado, 16 facies sedimentarias (Tabla 5), a partir de las cuales se pudieron caracterizar los procesos sedimentarios involucrados en la acumulación.

Facies	Litogía	Geometría	Estructuras Sedimentarias	Interpretación
Gm	Ortoconglomerado polimíctico	Tabular	Masiva-Imbricación de clastos	Constituyen las facies de canal desarrollados por corrientes fluidas, tractivas de bajo régimen y alta energía
Gms	Ortoconglomerado polimíctico	Tabular	Masiva-Clastos en posición vertical	Constituyen facies de canal alimentado por pulsos de material proveniente de abanicos aluviales. Flujo turbulento de bajo régimen y alta energía
Gh	Ortoconglomerado polimíctico	Tabular	Estratificación planoparalela difusa	Formado por flujos turbulentos, bajo régimen y alta energía. Posiblemente alimentado por pulsos de abanicos aluviales
SGp	Ortoconglomerado polimíctico	Tabular	Estratificación entrecruzada tabular planar	Flujos de corriente turbulenta de bajo régimen y alta energía
SGte	Arenisca Conglomerádica	Tabular	Estratificación entrecruzada en artesa-extraclastos	Migración de un tren de óndulas de cresta sinuosa impulsada por una corriente tractiva unidireccional de bajo régimen de flujo y alta energía
SGm	Arenisca Conglomerádica	Tabular	Masiva	Formado por flujos de bajo régimen y alta energía vinculados a la desaceleración de la corriente portadora de sedimentos
Sp	Arenisca de granulometría media a gruesa	Tabular-Lenticular	Estratificación entrecruzada tabular planar	Migración de formas de lecho (tren de óndulas de cresta recta) en un flujo de bajo régimen y tasa de despositación menor a la tasa de migración.
St	Arenisca de granulometría fina a media	Lenticular	Estratificación entrecruzada en artesa	Migración de formas de lecho subácuas tridimensionales de cresta sinuosa, en un flujo unidireccional de bajo régimen
Sm	Arenisca de granulometría fina a media	Lenticular	Masiva	Formado por flujos rápidos asociados a episodios de desbordamiento.
Sh	Areniscas de granulometría fina a media	Lenticular	Estratificación planoparalela	Formadas por corrientes fluidas de alto régimen.
Se	Extraclastos Líticos y Pelíticos de tamaños variables	Lenticular-Tabular	Asociados a la base de los depósitos y en planos de estratificación.	Flujos tractivos de alta energía que retrabajan depósitos de planicie de inundación fangosa (pelíticos) y niveles arenosos más gruesos (líticos)
Sr	Arenisca de granulometría fina a media	Lenticular	Laminación ondulítica	Migración de óndulas de cresta recta impulsadas por un flujo tractivo de bajo régimen y baja energía
Sd	Arenisca de granulometría fina a media	Lenticular	Laminación convoluta y estructuras de deformación por escape de fluidos	Procesos de deslizamientos de sedimentos plásticos y deformación por carga, asociados a una licuefacción parcial del material

Sc	Arenisca fina a media	Lenticular	Masivas-Estratificación cruzada tabular planar	Eventos de desborde en periodos de inundación de planicie
Fmr	Fangolitas rojas	Tabular	Masiva	Depósitos subácueos de baja energía producto de inundaciones y desborde de material fino mexclado con limos y arenas muy finas
Fmg	Lutitas grises	Tabular	Masiva	Depósitos producidos por decantación con participación de fitodetritos tamaño arcilla

Tabla 5. Litofacies fluviales identificadas en el área de estudio del presente trabajo.

A continuación, se describen las facies silicoclásticas registradas en la Formación Challacó comenzando desde las facies de granulometría más gruesa, culminando con las facies de granulometría más fina.

5.2 ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS

5.2.1 Ortoconglomerado polimíctico con imbricación de clastos (Gm)

Esta litofacies está compuesta por clastos de tamaño variable, en promedio granos desde 5 cm, alcanzando tamaños hasta 30-40 cm (Fig. 9.A). Los mismos están aglutinados por una matriz arenosa gruesa (principalmente cuarzo-feldespática), siendo fundamentalmente clasto sostén (Fig. 9.B). Según la primera clasificación de conglomerados propuesta por Pettijohn (1949, 1957) se define como ortoconglomerado. De acuerdo a su madurez y a la variabilidad de sus clastos se lo considera como polimíctico constituido principalmente por clastos de origen lítico y plutónico-volcánico. Sus clastos son subredondeados, con esfericidad alta y selección moderada a mala. Los mismos presentan una imbricación marcada hacia el O-SO (Fig. 9.C).

Interpretación: los cuerpos que contienen a esta clase de litofacies pueden ser asignados a canales proximales y están desarrollados por corrientes fluidas, principalmente tractivas de bajo régimen y de alta energía.

Figura 9. A) Clasto de 30 cm; B) Conglomerado polimíctico clasto sostén; C) Imbricación de clastos (O-SO 250°).

5.2.2 Ortoconglomerado polimíctico con estratificación planoparalela difusa (Gh)

Litofacies compuesta por granos de tamaño guija con promedio de 3 mm, aunque se encuentran granos de hasta 10 cm. Tiene selección mala, con clastos subredondeados y de alta esfericidad, cuya composición principal es lítica, con alguna participación minoritaria de origen volcánico. Este nivel se caracteriza por presentar dos pulsos (Fig. 10), la base caracterizada por una matriz sabulítica débil de composición cuarzo-feldespática, fundamentalmente clasto sostén y otro donde la matriz aumenta su participación de manera localizada, y la facies adquiere una textura matriz sostén, con una laminación horizontal difusa. La característica de esta litofacies es que se logra identificar una estratificación horizontal.

Interpretación: los conglomerados con estratificación horizontal se interpretan como depósitos generados durante estadios de bajo régimen de flujo, a partir de flujos fluidos y turbulentos. En este contexto, la acumulación a partir del desplazamiento de mantos gravosos desarrollaría una estratificación horizontal. Los grupos de clastos sabulíticos o gravosos representarían núcleos de granos temporariamente inmóviles, comúnmente desarrollados en capas planas de bajo régimen de flujo (Bridge y Demico, 2008). Estos depósitos pueden ser vinculados a corrientes poco profundas y desencauzadas (Miall, 1978).

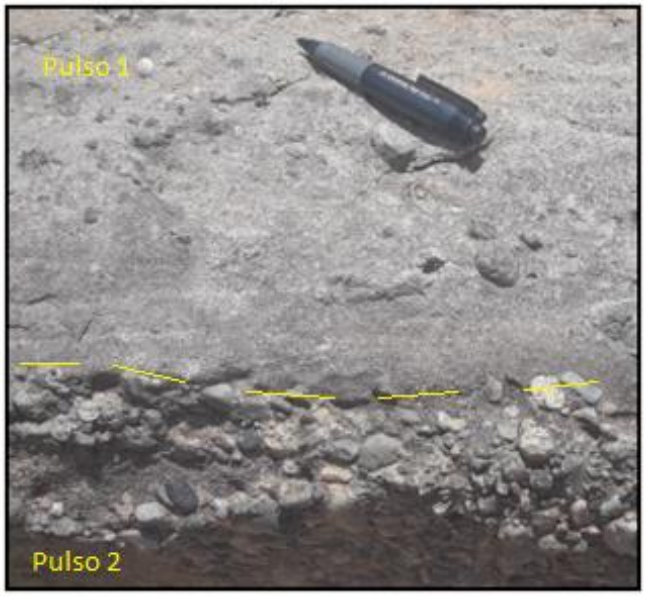


Figura 10. Nótese ambos pulsos, un pulso inferior clasto sostén y un pulso superior matriz sostén.

5.2.3 Ortoconglomerado polimíctico masivo (Gms)

Litofacies psefítica tamaño guija con promedio de grano de 1 cm, aunque se encuentran granos de hasta 4 cm. Presenta matriz arenosa fina, con textura fundamentalmente clasto sostén. Tiene una buena selección, con clastos subangulosos a subredondeados y de alta esfericidad, cuya composición principal es lítica y volcánica. Se destaca la ausencia de estratificación. Los clastos de disponen de manera caótica y en algunos casos se encontraron en posición vertical (Fig. 11).

Interpretación: se interpretan depósitos de conglomerados masivos como resultado de una deposición por parte de flujos turbulentos, con una alta proporción de carga de lecho y de poca profundidad, bajo condiciones de alto régimen de flujo. Depósitos con estas características fueron interpretados por Miall (1978) como el producto de carga de fondo. Debido a la presencia de clastos dispuestos de manera vertical se puede asumir que se encontraba en situaciones proximales tal vez asociados a abanicos aluviales.

Figura 11. Conglomerado con textura masiva. Nótese en el círculo rojo los clastos se disponen casi en manera vertical.

5.2.4 Arenisca conglomerádica con estratificación entrecruzada tabular planar (SGp)

Esta Litofacies comprende granos de tamaño guija con promedio de grano de 3 mm, alcanzando incluso los 2-3 cm. Los mismos están contenidos en una matriz sabulítica débil de composición cuarzosa y feldespática que actúa como sostén. Tiene selección buena a moderada, con clastos subredondeados y de alta esfericidad, cuya composición principal es lítica, con alguna participación minoritaria de origen volcánico. La facies se caracteriza por una estratificación entrecruzada tabular planar (Fig. 12), organizada en sets entrecruzados, cuyos planos de estratificación contienen clastos.

Interpretación: está formado por flujos de corriente de bajo régimen y alta energía. Estos conglomerados son interpretados como depósitos originados a partir del desarrollo de barras gravosas transversales (Hein y Walker, 1977; Bridge, 2003).

Figura 12. Nótese la estratificación entrecruzada planar con clastos en los planos de estratificación.

5.2.5 Arenisca conglomerádica con estratificación entrecruzada en artesa (SGte)

Esta facies está representada por areniscas muy gruesas tamaño sabulítico asociadas a láminas de tamaño grava mediana. Los clastos psefíticos no superan 1-2 cm y se disponen preferentemente en la base de los sets (varían entre 0,10 a 0,40 m de potencia), y en menor medida, sobre las caras frontales (Fig. 13.A). Las areniscas presentan una selección buena a moderada, textura clasto soportada, su composición es mayormente cuarzo-feldespática. Estas facies presentan estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 13.B). Suelen estar presentes nódulos de concreción.

Puede estar asociada a litofacies: SGp, SGm, St.

Interpretación: la facies se interpreta como depósitos de carga de lecho, vinculadas a la migración de un tren de óndulas de cresta sinuosa impulsada por una corriente tractiva unidireccional de bajo régimen de flujo y alta energía (Collinson *et al*., 2006).

Figura 13. A) Arenisca conglomerádica; B) Estratificación entrecruzada en artesa.

5.2.6 Arenisca conglomerádica masiva (SGm)

Litofacies compuesta por areniscas gruesas y en menor proporción sábulos dispersos. Las areniscas presentan selección moderada, con matriz arenosa media que actúa como sostén, clastos subredondeados. Los granos son subredondeados y de alta esfericidad. Los clastos de grava muestran tamaños de 10 mm y son pobremente seleccionados. La principal característica que define a esta facies es la ausencia de estructuras sedimentarias y la eventual presencia de nódulos de concreción (Fig. 14.A). La composición de las areniscas es principalmente cuarzo-feldespática con un tamaño de grano promedio de 2 a 3 mm (Fig. 14.B).

Interpretación: estos depósitos se interpretan como originados a partir de la desaceleración de flujos gravitatorios, ya sean flujos de detritos o flujos de granos pseudoplásticos hiperconcentrados, dentro del cual los componentes más gruesos son transportados por flotabilidad (Miall, 1978, 1996).

La carencia de estructuras sedimentarias en los bancos observados, puede deberse a varios factores tanto orgánicos como inorgánicos. Entre los causales inorgánicos la ausencia de estructuras sedimentarias primarias puede deberse a una rápida sedimentación, en general como resultado de la desaceleración de una corriente cargada de sedimentos (Reineck y Singh, 1973; Collinson *et al*., 2006).

Estos depósitos han sido generados por un flujo de bajo régimen y alta energía.

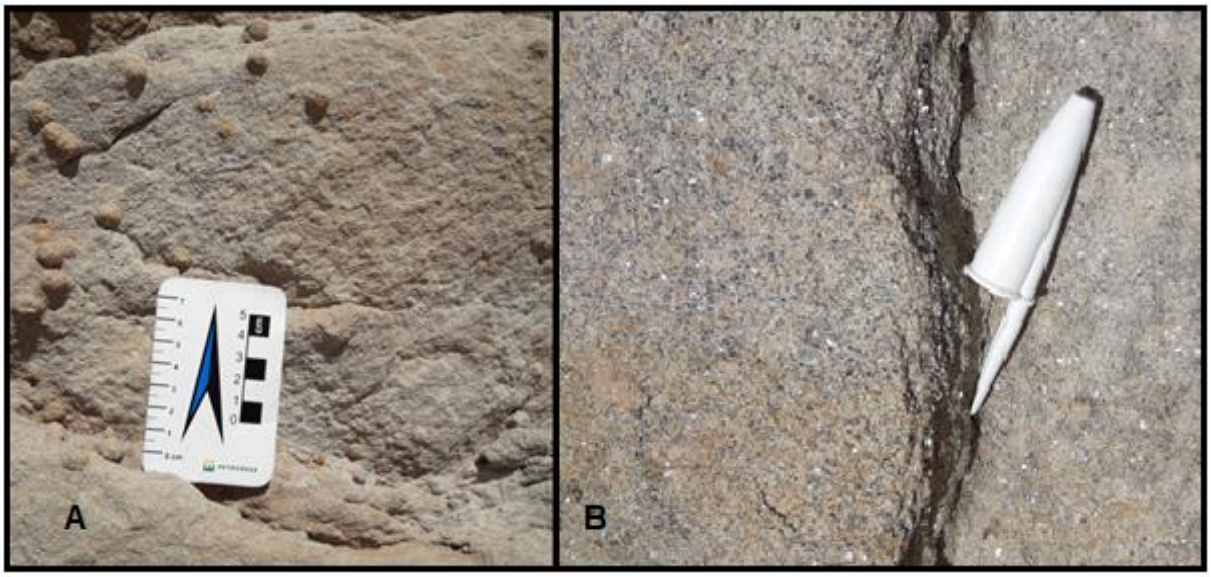


Figura 14. A) Estratificación masiva con nódulos de concreción; B) tamaño de grano sabulítico.

5.2.7 Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp)

Areniscas de granulometría media a gruesa, con buena selección, clastos redondeados y alta esfericidad. Ocasionalmente, los componentes granulométricos más gruesos son representados por fragmentos líticos. Se caracterizan por poseer estratificación entrecruzada tabular planar (Fig. 15.A). Generalmente estos cuerpos están acompañados de nódulos de concreción y suelen encontrarse en cuerpos de geometría lenticular y tabular. Se asocian comúnmente a facies St, Se y Sm.

Interpretación: la facies se interpreta como depósitos de carga de fondo generados a partir de la migración del tren de óndulas de cresta recta, en un flujo de bajo régimen (Reineck y Singh, 1973), con una tasa de depositación de sedimentos mucho menor a la tasa de migración de las formas de lecho (Rubin, 1987) (Fig. 15.B).

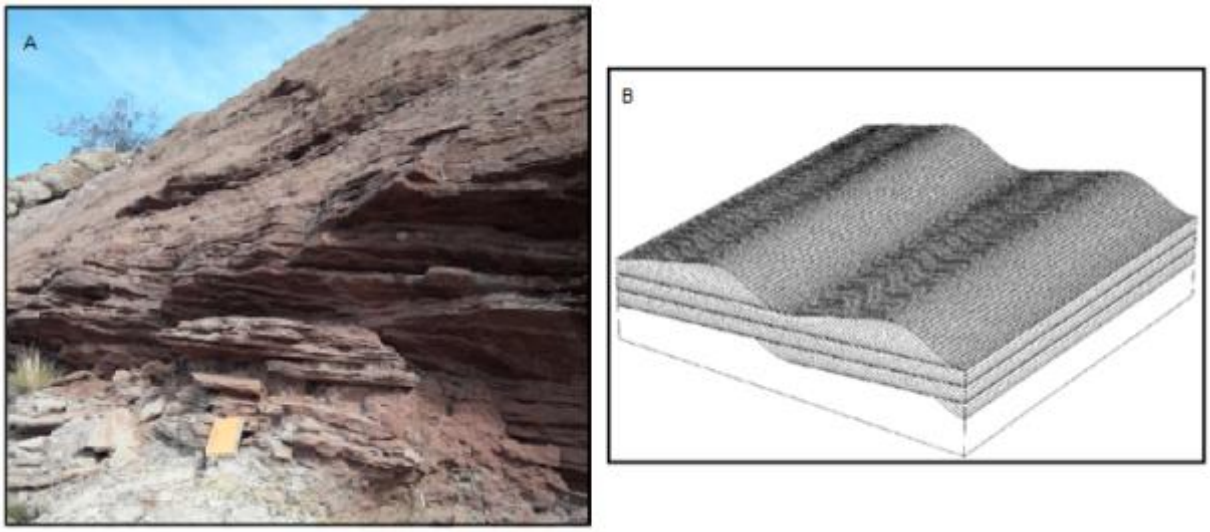


Figura 15. A) Estratificación tabular planar; B) Representación tridimensional de migración de formas de lecho de cresta resta (extraído de Reineck y Singh, 1973).

5.2.8 Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St)

Estas facies comprenden areniscas finas a medias. Composicionalmente son areniscas cuarzo-feldespáticas. Los clastos son redondeados a subredondeados. Estas rocas poseen una buena selección y ocasionalmente estos niveles portan intervalos sabulíticos aislados. Estas litofacies se caracterizan por la presencia de sets con estratificación entrecruzada en artesa de distintas escalas (Fig. 16 A y B).

Interpretación: las estructuras se deben a la migración de formas de lecho subácueas tridimensionales de cresta sinuosa, en un flujo unidireccional de bajo régimen (Reineck y Singh, 1973). Estas formas de lecho corresponden a óndulas y dunas dependiendo del tamaño de las artesas (Fig. 16.C).

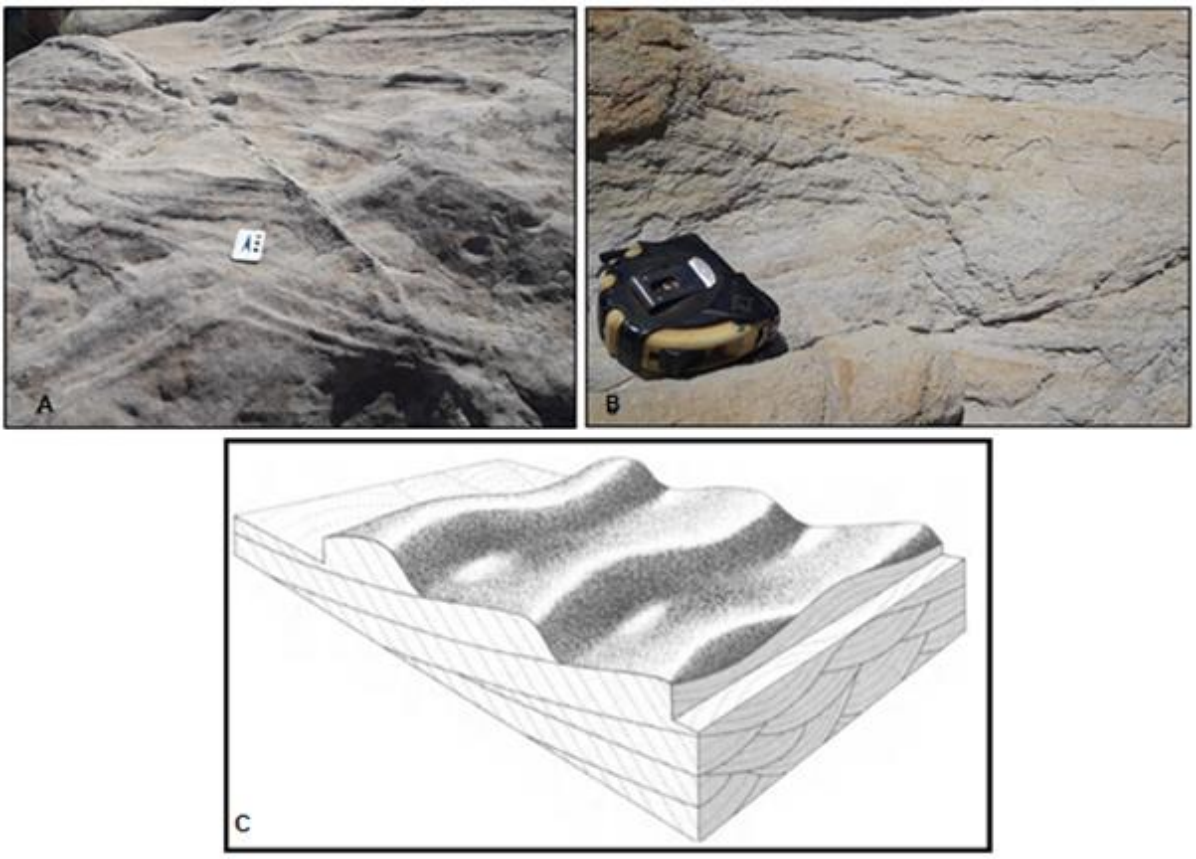


Figura 16 A y B) Distintas escalas de estratificación entrecruzada en artesa; C) Representación tridimensional de migración de formas de lecho tridimensional de cresta sinuosa (extraído de Reineck y Singh, 1973).

5.2.9 Areniscas masivas (Sm)

Facies con arena fina a media que exhibe una estructura maciza en toda su extensión y ocasionalmente cambia a una débil laminación horizontal. Su composición principalmente es cuarzosa, aunque se logran divisar granos de origen lítico.

Interpretación: Estos depósitos originalmente tenían una laminación primaria de alto régimen de flujo, pero debido a la meteorización o diagénesis, adquirieron una configuración maciza. Otra de las hipótesis para explicar la formación de estas facies es como depósitos generados a partir de la desaceleración de flujos gravitatorios subácueos hiperconcentrados (Miall, 1978; Collinson *et al.,* 2006).

5.2.10 Areniscas con estratificación planoparalela – horizontal a entrecruzada de bajo ángulo (Sh)

Constituido por areniscas finas a medias, bien seleccionadas. La composición de estas facies es cuarzo-feldespática. Las láminas de la estratificación son de escala milimétricas, teniendo un espesor aproximado de 2 mm. Las areniscas presentan estratificación horizontal o capa plana. La misma se encuentra definida a partir de la sucesión vertical de láminas de geometría tabular, internamente masivas, aunque en ocasiones presentan gradación normal y en su tope pueden mostrar lineación *parting* (Fig. 17).

Interpretación: se la interpreta como depósitos generados a partir de flujos fluidos y turbulentos, bajo condiciones transicionales entre moderado a alto régimen de flujo (Miall, 1977). Dichos depósitos se desarrollarían, de preferencia, en ambientes subácueos poco profundos y no canalizados.

Figura 17. Lineación *parting* de minerales máficos.

5.2.11 Areniscas con extraclastos (Se)

Litofacies compuesta por arena fina a media, con clastos bien redondeados, con selección buena. Compuesta principalmente por areniscas cuarzosas con presencia de granos líticos de 1 mm. El rasgo de esta litofacies es que desarrolla generalmente en su base extraclastos producto del retrabajo de los niveles subyacentes. Están contenidos en diversos cuerpos que varían en forma y extensión. Está generalmente interdigitada con litofacies Sm, St y Sp.

Interpretación: paquete arenoso depositado por flujos tractivos de alta energía que retrabajan niveles subyacentes. Se tratarían de depósitos residuales de fondo de canal.

5.2.12 Areniscas con laminación ondulítica (Sr)

Constituidas por arenas de grano medio a grueso, muy bien seleccionadas que se encuentran en cuerpos con desarrollo lateral muy extenso, pero de escasa potencia. Las areniscas se caracterizan por una laminación entrecruzada escalonada (Fig. 18), cuyos sets no superan los 4 cm. En los topes de las capas presentan laminación ondulítica de perfil asimétrico con crestas rectas.

Interpretación: estos depósitos de arena fina están formados por la migración de óndulas de cresta recta impulsadas por un flujo tractivo de bajo régimen y baja energía (Reineck y Singh, 1973).

Figura 18. Ondulitas asimétricas.

5.2.13 Areniscas con estructuras de deformación por carga (Sd)

Litofacies constituida principalmente por arenas finas a medias con cierta participación de fracción limosa. Arenas de buena selección, con granos bien redondeados de composición cuarzo-feldespática. El rasgo sobresaliente de este tipo de litofacies es la deformación sin-sedimentaria en el interior de las capas, como replegación convoluta a distintas escalas, o en sus bases, como deformación por carga (Fig. 19 A y B). La laminación convoluta es producida por una sucesión de láminas contorsionadas y replegadas (Collinson y Thompson, 1989). Es importante mencionar, que esta facies se encuentra contenida entre bancos sin deformación.

Interpretación: la génesis está relacionada con procesos de deformación por carga, asociados a una licuefacción parcial del material. Las estructuras convolutas generalmente están vinculadas a llanuras fluviales o a interpretados como canales ácueos con una elevada tasa de sedimentación (pérdida de fluido).

Figura 19. A) Deformación por carga; B) Laminación convoluta.

5.2.14 Arenisca con estratificación entrecruzada de bajo ángulo y *climbing ripples* (Sc)

Buena selección, principalmente de composición cuarzo-feldespática. Granos bien redondeados. Puede tener presencia en ciertos casos de, estratificación entrecruzada tabular planar, estratificación entrecruzada de bajo ángulo, *climbing ripples* o ser masiva. Se encuentran en cuerpos de forma lenticular delgados (Fig. 20.A). Constituidas en la base por areniscas medias y culminan con areniscas finas (Fig. 20.B).

Interpretación: depósitos de desborde del canal principal que se desarrolla en periodos de crecida.

Figura 20. A) Cuerpo lenticular arenoso asignado a un depósito de desborde; B) Granulometría decreciente del depósito de desborde.

5.2.15 Fangolitas rojas (Fmr)

Depósitos compuestos por fangolitas rojas con una participación considerable de arenas, y material limoso (Fig. 21.A). Las mismas presentan una variabilidad de colores, ya sean moradas o rojizas, aunque predominan los estratos de color rojizos. Presentan un aspecto masivo y conforman bancos de 1 a 20 m de espesor, geometría tabular, bases y techos netos.

Interpretación: ocurren en etapas de inundación, donde los depósitos finos son generados a partir de episodios de desborde. El material fino se acumula por procesos de decantación y son asignados a depósitos subácueos de baja energía. La ausencia de estructuras puede responder a gran cantidad de factores syn y post-sedimentarios.

5.2.16 Pelitas grises (Fmg)

Lutitas grises con fitodetritos tamaño arcilla, homogéneas. Presentan un aspecto masivo y conforman bancos de 1 a 20 m de espesor, geometría tabular, bases y techos netos.

Interpretación: estos depósitos finos pueden ser generados a partir de procesos de decantación y son asignados a depósitos subácueos de baja energía. La ausencia de estructuras puede responder a gran cantidad de factores sin y post-sedimentarios. Es posible que la coloración grisácea que adquieren estos cuerpos lateralmente extensos, sea producto de un ambiente en condiciones reductoras con cierto contenido de materia orgánica (fitodetritos) (Fig. 21.B).

Figura 21. A y B) Depósitos pelíticos rojizos y grisáceos.

6.1 INTRODUCCIÓN

Las asociaciones de facies consisten en combinaciones de facies genéticamente relacionadas que cuentan con un significado ambiental (Collinson, 1969). En el caso de los afloramientos estudiados en este trabajo, se analizaron las relaciones entre facies, geometría, arquitectura interna presentes en los depósitos y se definieron diferentes cuerpos sedimentarios.

En este sentido, las distintas organizaciones de facies fueron descriptas en términos de la distribución espacial de las facies presentes, de la geometría externa (lenticular, mantiformes, tabular, cuneiforme) y sus dimensiones (espesor, extensión lateral).

Dentro del marco del análisis arquitectural de los depósitos que componen a la Formación Challacó, se reconocieron 7 tipos de cuerpos/litosomas (Tabla 6.1).

SÍMBOLO	ELEMENTO ARQUITECTURAL	GEOMETRÍA	ASOCIACIÓN DE FACIES	INTERPRETACIÓN
SF	Estratoforma tabular gravosa	Tabular	Gm, Gms, Gh	Mantos dominado por carga de lecho gravo-arenosa
CHm	Canal amalgamado	Tabular	SGp, SGte, SGm, Se, Sp, St, Sr	Relleno de canales fluviales dominados por una carga mixta
CHa1	Canal aislado	Lenticular	SGte, SGp, Se, St, Sp, Sm, Sd	Canales intermedios de relación W/T
CHa2	Canal aislado	Lenticular	St, Sp, Sm, Sd	Canales finos y extensos de relación W/T menor a los CHa1
Cr	Lóbulo de desborde (Crevasse channel)	Lenticular	St, Sp, Sm	Lentes, similar al canal principal, pero con menor extension lateral. Pueden ser emplazadas en cuerpos peliticos
OFr	Depósitos finos de planicie	Tabular	Fm,Sc	Material fangolítico rojo macizo a debilmente laminado, con influencia de material limoso o arenoso muy fino
OFg	Depósitos finos de planicie	Tabular	Fm,Sc	Material pelítico gris, macizo a debilmente laminado

Tabla 6.1. Elementos arquitecturales y asociación de facies reconocidas en la Formación Challacó.

Los diferentes cuerpos identificados fueron clasificados en términos descriptivos de sus dimensiones (W/T, ancho real/espesor), geometría externa y arquitectura interna, de acuerdo a la terminología propuesta por Friend *et al*. (1979) y Gibling (2006). Ambos trabajos reconocen dos grupos principales en los cuales los cuerpos sedimentarios pueden ser descriptos como cintas *(ribbons)* y mantos *(sheets)*, diferenciables por su relación W/T menor o mayor a 15 respectivamente (Tabla 6.2).

ANCHO (m)	ESPESOR (m)	RELACIÓN ANCHO/ESPESOR (W/T)	ÁREA (Km²)
Muy ancho > **10.000**	Muy espeso > 50	Mantos muy anchos > 1.000	Muy grande > 10.000
Ancho > 1.000	Espeso > 15	Mantos anchos > 100	Grande > 1.000
Mediano > 100	Mediano > 5	Mantos angostos > 15	Mediano > 100
Angosto > 10	Fino > 1	Cintas anchas > 5	Pequeño > 10
Muy angosto < 11	Muy fino < 1	Cintas angostas < 1	Muy pequeño < 10

Tabla 6.2. Criterios dimensionales utilizados para la clasificación de cuerpos canalizados (modificado de Gibling, 2006).

6.2 ELEMENTOS ARQUITECTURALES Y ASOCIACIÓN DE FACIES

6.2.1 Depósitos de relleno de canal

Un cuerpo de canal puede ser definido en su forma tridimensional, compuesto por sedimento no consolidado o litificado, generado por procesos del sistema fluvial a través del tiempo. Esta idea surge de la comprensión realizada por Potter (1967), quien define a un cuerpo de arena como un ''cuerpo de arena mapeable e interconectado''. Incluye el término interconectado para mencionar los patrones de ramificación que suelen ocurrir en los cursos fluviales, y la superposición de cuerpos de arena que corresponden a diferentes ciclos.

Para la descripción de paleocauces es de útil ayuda describir las características de canales modernos, que pueden ser caracterizados en términos de su forma (ancho, profundidad, área de sección transversal, radio hidráulico, etc.) (Miall, 1985).

6.2.1.1 **Estratoforma tabular gravosa (Mantos de crecidas - SF**)

El cuerpo reconocido en el campo posee una geometría mantiforme con base fuertemente erosiva y tope neto. Posee un espesor promedio de aproximadamente 5-6 m (variable en cada sección), a partir de las relaciones W/T se clasifican según Gibling (2006) como mantos angostos a extensos (Tabla 6.2) (Fig.22). Está constituido internamente por diversos cuerpos que se amalgaman entre sí, constituyendo la estratoforma tabular. Cada cuerpo desarrolla particularmente una litofacies distintiva Gm, Gms, Gh. Internamente puede mostrar arreglos granocrecientes o decrecientes, que reflejan las fluctuaciones energéticas del sistema, ya sea aumentos o decrecimientos respectivamente.

Aunque los clastos de la base no presenten organización alguna, hacia sectores superiores del cuerpo manifiestan estratificación horizontal difusa y una tendencia de imbricación en los clastos. La dirección del flujo puede ser inferida a partir de la imbricación dominante hacia el O-SO (250º), aunque resulta difícil la definición del sentido del flujo.

Existen episodios en los que los canales activos son alimentados por sedimentos derivados de abanicos aluviales, deslizamientos de material, ocasionando un transporte de material mal seleccionado. Es por ello, que los horizontes gravosos de la sección superior contienen clastos

de hasta 50 cm (perfiles CHO-1), mientras que los cuerpos descriptos en las secciones CHO-2 y CHO-3 los clastos no superan los 5-10 cm (CHO-3).
Interpretación: la asociación de facies descripta se la interpreta como sistemas fluvio-aluviales. Este relleno sería producto de la acumulación a partir de flujos no encauzados, donde la ausencia de canales y barras señalan un posible desarrollo de mantos a partir de flujos de crecidas. El dominio de granulometría gruesa y la ausencia de macroformas, sugieren una rápida descarga clástica originada a partir de flujos con alta concentración de sedimentos (Garrido y Parent, *2013*).

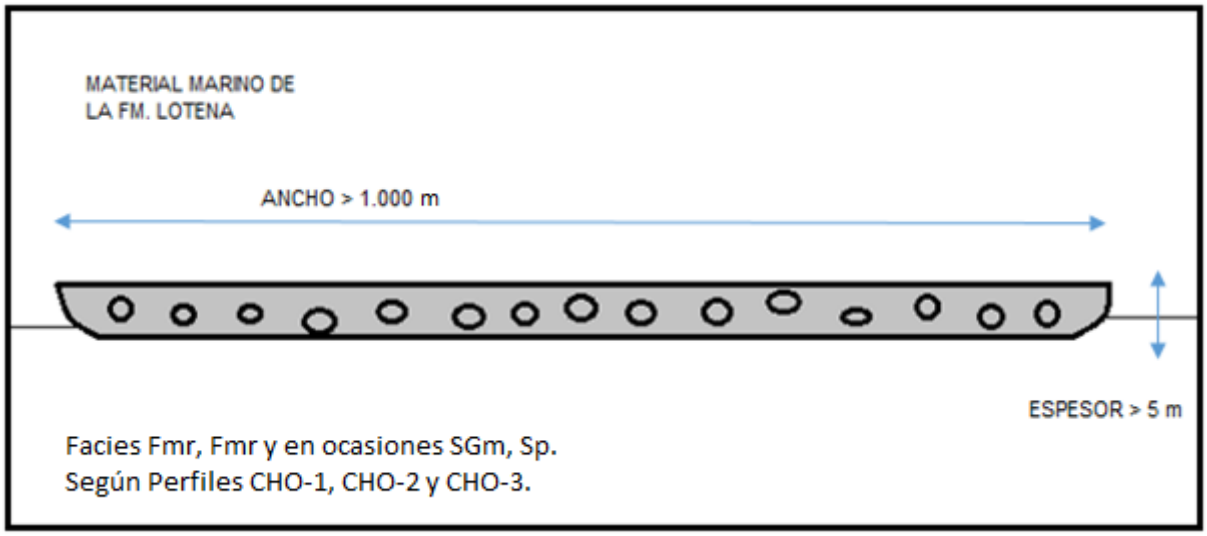


Figura 22. Esquema de mantos angostos y extensos lateralmente. Nótese que el cuerpo posee una extensión areal mayor a 1000 m.

6.2.1.2 **Canales amalgamados (CHm**)
Representan grandes cinturones de estratos amalgamados y son fácilmente reconocidos en campo. Estos sucesos ocurren ya que el sistema fluvial posee una dinámica interna en la cual los cauces migran sistemáticamente a medida que los depósitos adyacentes de la llanura de inundación se erosionan. En estos casos, la evolución del canal genera un cuerpo mucho más grande que el original (Gibling, 2006) (Fig. 23.1).
Este estilo de canales suele ser reconocido tanto por su geometría en aquellos casos en los que se encuentran sus bordes definidos, así como también por la asociación litofacial que presentan.
Se delimita por base erosiva y techo neto. Presenta una geometría tabular, con espesores variables de 15 m (perfil CHO-1, CHO-2) hasta 7 m (perfil CHO-3) y un arreglo grano decreciente representado en la base por areniscas gruesas con estratificación entrecruzada en artesa y base erosiva que gradan hacia estructuras masivas en el tope. En la base suelen encontrarse intraclastos pelíticos.
Los datos de paleocorriente medidos a partir de las caras frontales de las óndulas y ejes de artesas se orientan predominantemente hacia el O-NO con excepciones que indican orientación hacia el NE.
En general se trata de formas de lecho amalgamadas (barras) de un gran sistema que implica rellenos multiepisódicos y multilaterales (clasificación según Potter, 1967) en los que la disposición histórica de los canales depende del posicionamiento vertical y lateral (Fig. 23.2).

Su dimensión W/T es alta, posee grandes espesores (hasta 15 m), es continuo en la zona estudiada y excede a la misma en el orden de centenares de metros. Registra superficies erosivas en la base, evidenciando el retrabajo de sedimentos subyacentes.
Este litosoma se encuentra en la sección media superior de la sucesión sedimentaria y está caracterizado por diversas asociaciones de facies SGp, SGte, SGm, Se, Sp, St, Sr (Tabla 6.1) (Fig. 23.3).
Interpretación: la asociación de facies descripta ha sido interpretada como el relleno multiepisódico de canales fluviales dominados por una carga areno-gravosa. Este relleno habría estado representado principalmente por barras, las cuales habrían sido construidas a partir de la migración de megaóndulas y óndulas sobre el lecho del canal.
Los arreglos granodecrecientes reconocidos en los depósitos de relleno sugieren su acumulación asociada con la superposición de canales individuales.

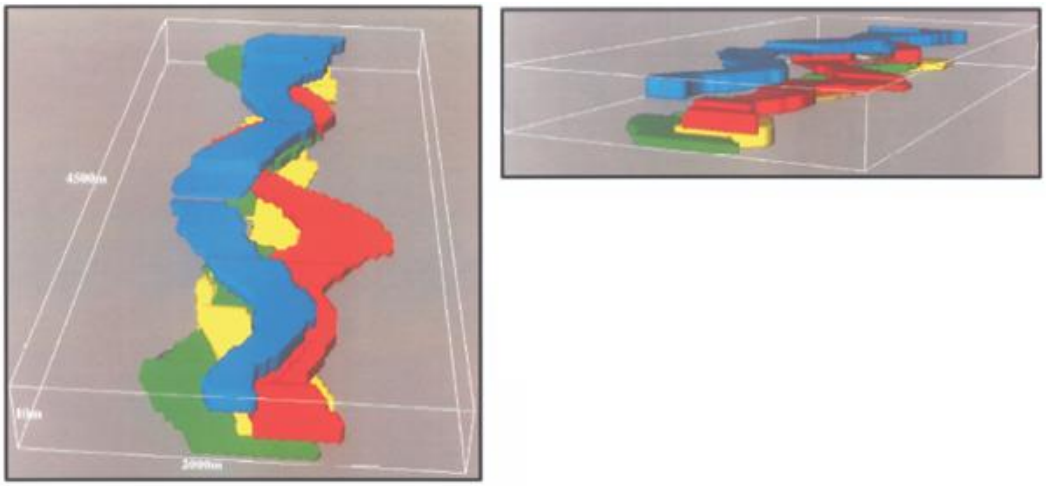


Figura 23.1. Modelo 3D ilustrativo para representar la conformación de cinturones de canales amalgamados (baja sinuosidad) (extraído de Walker, 2006).

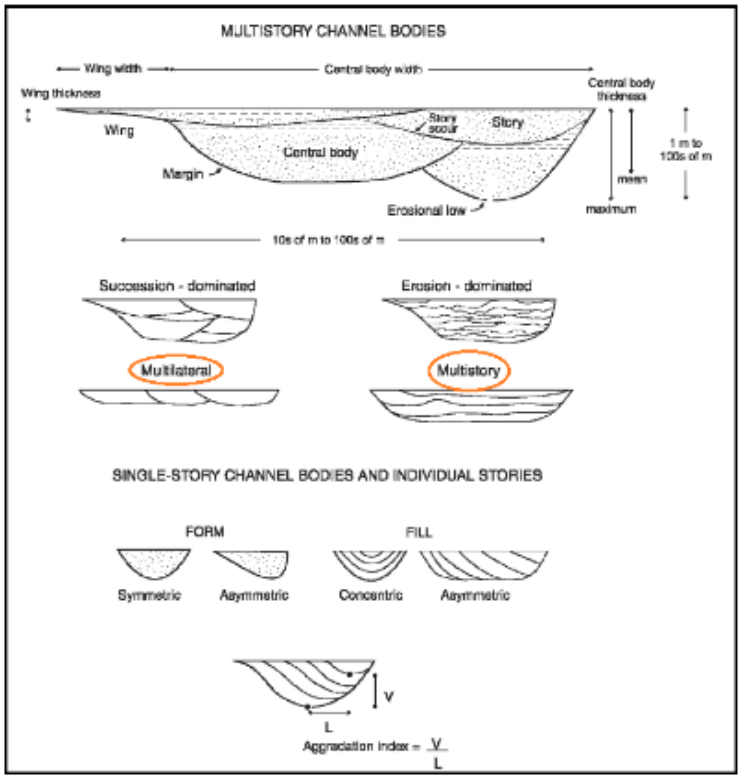


Figura 23.2. Terminología para describir la geometría de la sección transversal de un cuerpo canalizado (extraído de Gibling, 2006).

Figura 23.3. Disposición de cuerpos amalgamados.

6.2.1.3 **Canales aislados (CHa)**

Canales efímeros de pequeña envergadura con razón W/T variables. En general se caracterizan por ser cuerpos moderadamente potentes que poseen base erosiva bien marcada y presencia de extraclastos, seguido por facies tractivas SGt-SGp que denotan el fondo del cuerpo canalizado, St-Sp hacia secciones medias del cuerpo, para culminar con Sp y esporádicamente Sm, indicando el abandono gradual debido a procesos de avulsión fluvial. Estos cuerpos suelen emplazarse en bancos pelíticos correspondientes a la planicie de inundación.

6.2.1.3.i CH de escala intermedia-alta (CHa1)

Areniscas medias a gruesas que alcanzan hasta 10 m de potencia. Conforman cuerpos lenticulares de gran extensión lateral (hasta 20 m), poseen bordes definidos, bases erosivas con presencia de extraclastos y evidencias de retrabajo del sustrato, estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar (Fig. 24 A y B).

La asociación de facies diagnóstica es: SGte, SGp, St, Se, Sp, Sr, Sd (Tabla 6.1).

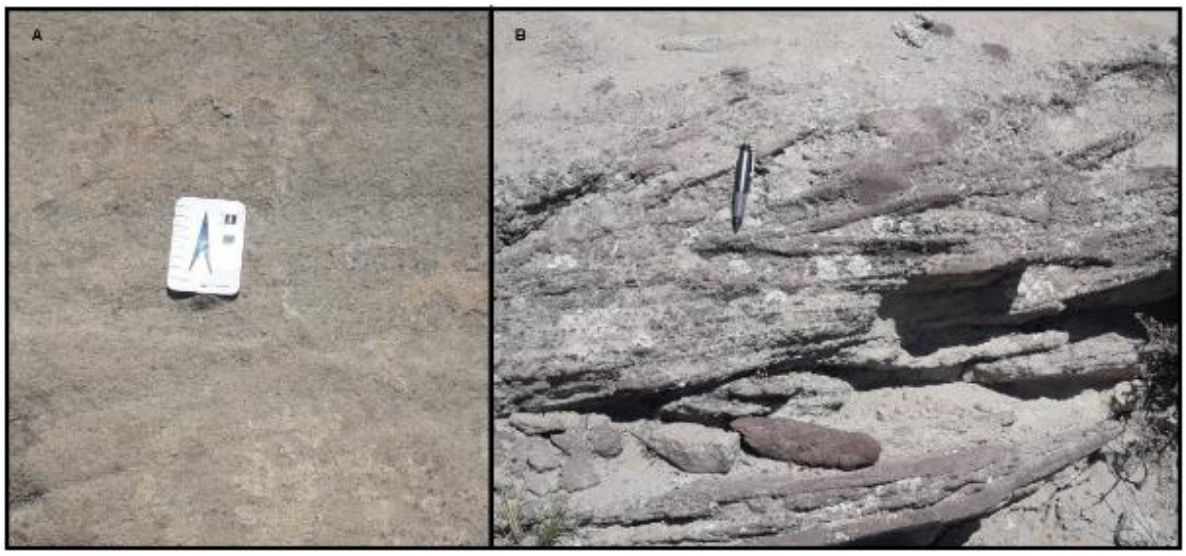


Figura 24. Estructuras sedimentarias tractivas presentes en cuerpos de la sección media, A) Facies Sp; B) Facies St.

6.2.1.3.ii CH de pequeña escala (CHa2)

Las dimensiones que caracterizan a estos cuerpos son menores en comparación a los descriptos anteriormente. Forman lentes que alcanzan espesores de 2 m, con excepciones de hasta 3 m (Fig. 25.A). La extensión lateral que abarcan es del orden de los 10 m. Constituyen cuerpos canalizados de pequeña escala. Las estructuras sedimentarias internas y asociación de facies son esencialmente similares a las encontradas en los cuerpos de tamaño intermedio (Fig. 25 B y C).

La asociación de facies diagnóstica es: Sm, St, Sp, Sd (Tabla 6.1).

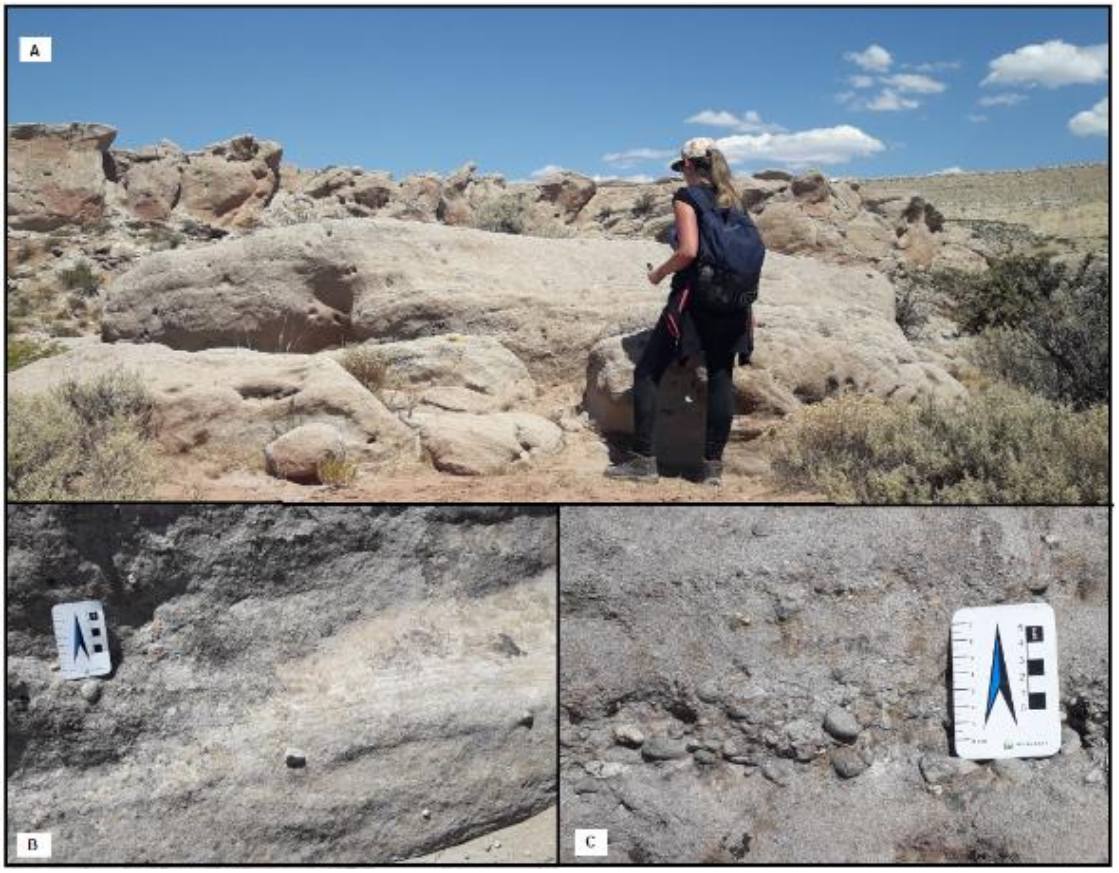


Figura 25.A) Forma lenticular del cuerpo; B) Facies Sp con estratificación entrecruzada tabular planar; C) Facies SGte.

6.2.2 **<u>Lóbulos de desborde – *Crevasse Splay* (Cr)</u>**

Estos cuerpos están conformados por areniscas de granulometrías finas a medias exhiben arreglos granodecrecientes y granocrecientes. Son cuerpos lenticulares de pequeña escala que desarrollan una relación W/T baja, con espesores de 70 cm y extensión lateral más acotada (hasta 10 m) (Fig.26 A y B). La asociación de facies que generalmente desarrolla es St, Sp, Sm (Tabla 6.1). En determinadas ocasiones puede presentar estratificación planoparalela, aunque la litofacies Sm es la que caracteriza al elemento, ya que muchas veces constituye gran parte del relleno de este.

Según Gibling (2006) se los considera por su relación W/T como cintas angostas.

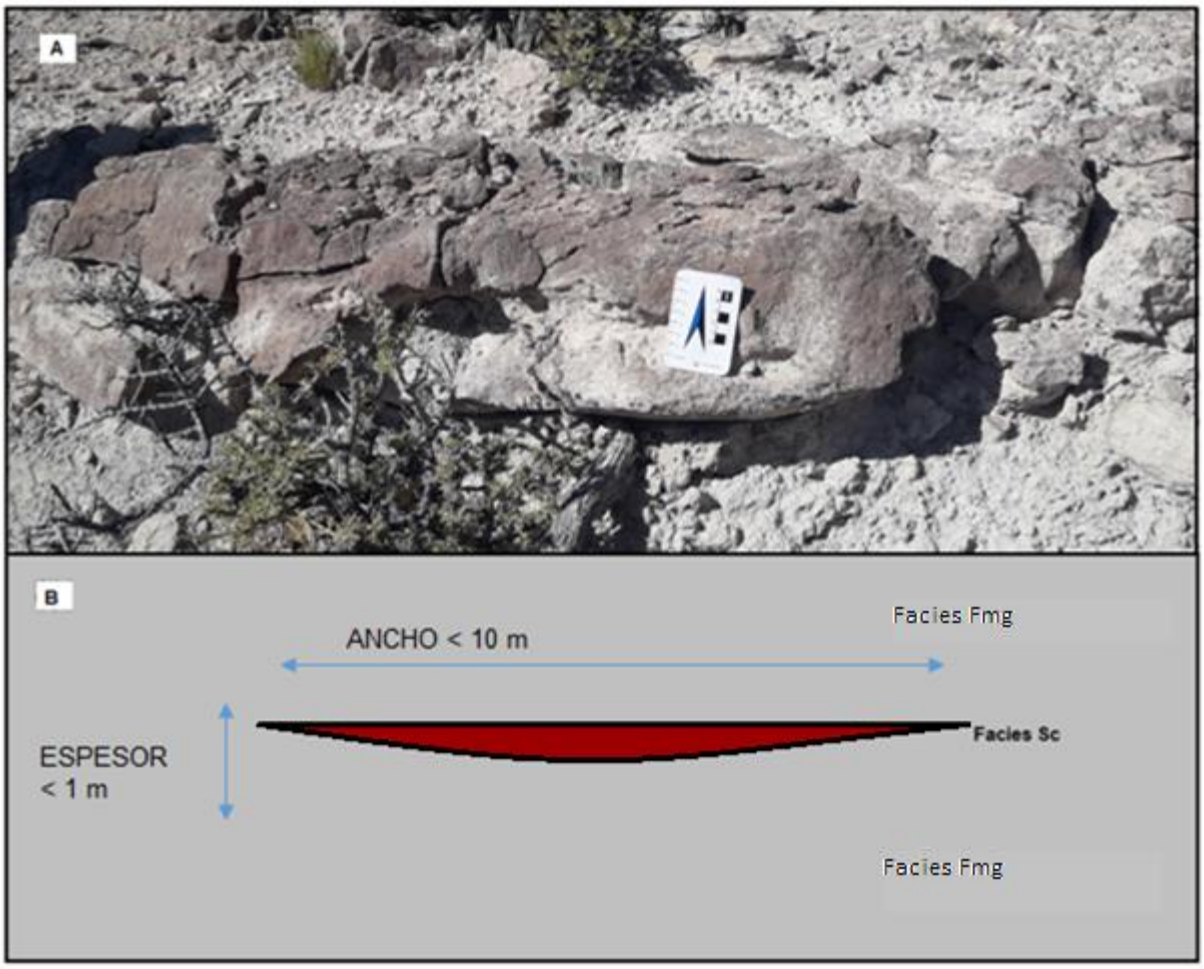


Figura 26. A) Depósito de desborde; B) Esquema de cintas angostas acotadas lateralmente. Nótese que el cuerpo posee una extensión areal muy pequeña ya que lateralmente se extiende no más de 10 m.

6.2.3 Depósitos finos de planicie de inundación (OFr y OFg).

Cuerpos constituidos por intervalos de coloración gris, compuestos por material pelítico representando la fracción fina (OFg) (Fig. 27.A). Por otra parte, se observan niveles de material granulométrico un poco más grueso, compuesto fundamentalmente por fangolitas rojas con alternancia de fracciones limosas o arenosas muy finas (OFr) (Fig. 27.B).

Conforman grandes cuerpos tabulares extensos del orden de cientos de metros. Esta facies se reconoce en intervalos con arreglos que van desde 4 m hasta 30 m de espesor. Es común la ausencia de estructuras sedimentarias. En este caso, es posible asumir que las estructuras primarias fueron obliteradas por acción de la meteorización física.

Es común observar que, dentro de los cuerpos tabulares de material fino, suelen emplazarse bancos arenosos vinculados a flujos efímeros del tipo *crevasse splay,* generados por eventos de desborde (Fig. 27.C). Los mismos poseen formas lenticulares y desarrollan espesores que alcanzan los 30 cm.

Asociación de facies: Fmr, Fmg, Sc (Tabla 6.1).

Interpretación: los depósitos finos representarían la acumulación a partir de episodios de desbordamiento en una planicie de inundación fluvial. Esta acumulación habría tenido lugar

durante eventos de inundaciones periódicas y asociados a condiciones de distinto grado de humedad.

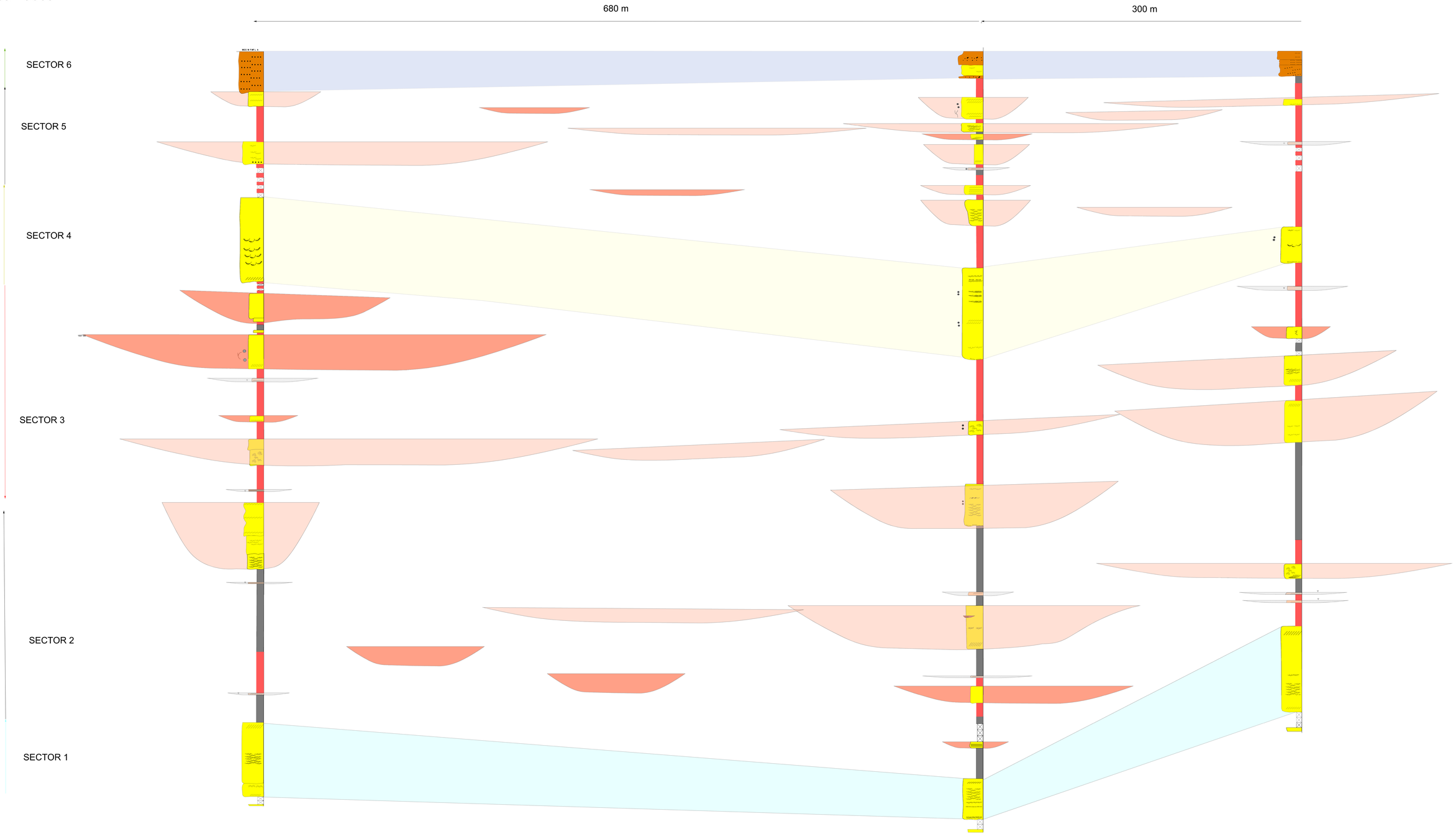
Las sucesiones grano y estratocrecientes areno-fangosas (alternancia entre facies finas y cuerpos arenosos *crevasse splay*), se interpretan como el resultado de la progradación de albardones o lóbulos de desbordamientos (Leopold *et al*., 1964; Brierley *et al*., 1997; Bridge, 2003) generados durante eventos de crecidas fluviales. Las capas arenosas serían producto de la acumulación durante la desaceleración de corrientes unidireccionales vinculadas a crecidas o inundaciones (Miall, 1996), con la posterior acumulación de finos a partir de la decantación de suspensiones.

Figura 27. A) Depósitos finos grisáceos; B) Estratos rojizos; C) Paquetes arenosos interdigitados en depósitos finos.

6.3 CORRELACION DE PERFILES

A partir del análisis de facies, asociaciones de facies y definición de elementos arquitecturales se correlacionó lateralmente los tres puntos de control analizados (perfil CHO-1, CHO-2 y CHO-3) (Fig. 28).

Figura 28. Correlación de los tres perfiles realizados



7.1 SISTEMAS DE ACUMULACIÓN SEDIMENTARIA

En base a la interpretación de las características del intervalo estudiado, en conjunto con la definición de asociaciones de facies y elementos arquitecturales, se establece que el sistema depositacional responsable del arreglo sedimentario que caracteriza a la Formación Challacó en inmediaciones al Arroyo Picún Leufú, tiene un contexto sedimentario continental fluvial y está representado mayormente por asociaciones de facies de rellenos de canales fluviales interdigitados con depósitos de planicie de inundación. Los mismos, poseen una vinculación tanto vertical como lateral.

De esta forma, a partir de la correlación de los perfiles CHO-1, CHO-2 y CHO-3, es posible definir cuatro ambientes de acumulación.

7.1.1 Sistema fluvial de carga mixta y sinuosidad moderada – Canales Aislados

Este sistema está caracterizado por la alternancia entre miembros finos y gruesos. El primero representa la sedimentación, principalmente por suspensión o eventos de desbordamiento en una llanura de inundación. El miembro grueso representa la sedimentación en los canales principales del sistema.

El miembro grueso está representado por facies arenosas y areno-gravosas que se agrupan en cuerpos lenticulares y representan los canales principales de alimentación del sistema. Por otra parte, en la fracción fina se reconocen facies pelíticas y fangolíticas que constituyen los depósitos de decantación y desbordamiento de la planicie de inundación y facies arenosas más finas representando lóbulos de desbordamiento *crevasse splay* o albardones (Fig. 29.1).

Los litosomas encontrados en este sistema predominantemente son del tipo Cha1 y en menor proporción CHa2. Las facies finas se encuentran representadas por cuerpos tabulares OF, mientras que los depósitos de desborde Cr se identifican mediante formas lenticulares. Dentro de este sistema fluvial de alta sinuosidad los canales se encuentran dispuestos en forma aislada dentro de las facies finas de la planicie de inundación, cuya proporción es importante. Las barras del sistema meandriforme son difícilmente reconocibles en este sector.

Este sistema puede ser descripto mediante el clásico modelo de sistemas meandriformes de carga mixta definidos por Miall (1985). Al no identificar superficies de acreción en los cuerpos y la proporción de finos/arenas es alta, se puede asumir que el sistema se encuentra en una posición distal o que la pendiente del sistema sea lo suficientemente elevada para que el cauce no desarrolle gran sinuosidad y pueda generar superficies de acreción.

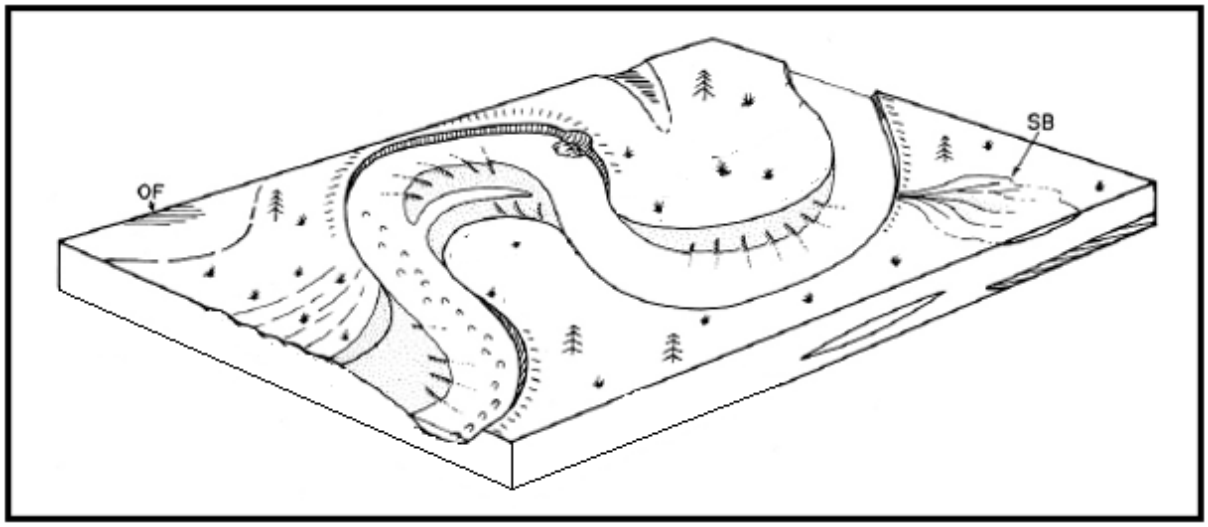


Figura 29.1. Clásico sistema meandriforme arenoso de carga mixta. SB- Formas de lecho arenosas; OF- Depósitos finos de llanura proximal (extraído de Miall, 1985).

7.1.2 Sistema de planicie de inundación

Los cuerpos que definen a este sistema se encuentran integrado por pelitas y fangolitas, son tabulares con extensión areal (litosoma OFr y OFg) y con comunicación lateral de facies de canal.

Dentro de este complejo están representados depósitos de granulometría muy fina que podrían interpretarse como producto de decantación en cuerpos de agua someros y efímeros. También están presentes fangolitas donde la carga en suspensión algo más densa permite transportar granos de limo y arena fina junto con las partículas de arcilla infiriéndose la acción de crecidas periódicas en sus áreas más alejadas de su punto de desborde.

7.1.3 Sistema fluvial de carga mixta y moderada sinuosidad – Amalgamación de canales

Al igual que el sistema anteriormente descripto, la fracción media a gruesa constituida por facies de areniscas conglomerádicas, areniscas finas y medias están caracterizadas mayoritariamente por litosomas agrupados en cuerpos tabulares del tipo CHm. La fracción fina se presenta en menor orden, apareciendo como delgadas intercalaciones.

Una sucesión arenosa se constituye por la alternancia de eventos individuales que se suman para constituir un cuerpo complejo. Los cuerpos de canales individuales comúnmente se amalgaman para formar un cuerpo mayor. Esto sucede cuando la dinámica interna del sistema fluvial cambia, y los canales más jóvenes se superponen sobre canales más antiguos (Miall, 1985). Pettijohn en el año 1972, propone el término “faja” para describir la fusión de cuerpos pequeños, formados por la migración lateral de los canales.

7.1.4 Sistema fluvial entrelazado gravoso y de baja sinuosidad, con alimentación de abanicos aluviales

Sistema constituido por facies predominantemente psefíticas, con una importante proporción de facies conglomerádicas y areno-gravosas. El elemento arquitectural diagnóstico es designado como SF, el cual contiene una asociación de facies variada del tipo Gm, Gms, Gh, SGt, SGm y SGp.

Este sistema está constituido por múltiples canales de baja sinuosidad con carga de lecho predominante. El sistema fluvial habría estado caracterizado por el desarrollo de barras gravosas en canales de muy poca estabilidad, sin bordes definidos (Veiga, 2002) (Fig. 28.2).
Según las macroformas encontradas, se reconoce que el sistema entrelazado está caracterizado por barras longitudinales macizas. Existen intervalos en los que los clastos se encuentran dispuestos de manera vertical, lo que indicaría que el ambiente de acumulación sufrió una modificación en el régimen de flujo, asociados posiblemente a pulsos provenientes de abanicos aluviales cercanos (Fig. 29.2). Las facies macizas indican un elevado régimen de flujo, mientras que las facies con estratificación horizontal difusa, representan condiciones de sedimentación con menor energía (Hein y Walker, 1977).
Finalmente, el modelo de sistemas entrelazados de Miall, 1985 (Fig. 29.2), está caracterizados por canales poco profundos de baja sinuosidad, cuyos cauces secundarios se unen, constantemente cambian de posición como resultado de la erosión del sustrato y migración de barras. La mayor parte de estos depósitos está caracterizada por cuerpos tabulares del elemento GB, que incluyen láminas de grava y barras longitudinales. Durante la etapa de fluctuación, los complejos de barras se vuelven emergentes y son atravesados por canales menores dentro de los cuales se forman depósitos SB.

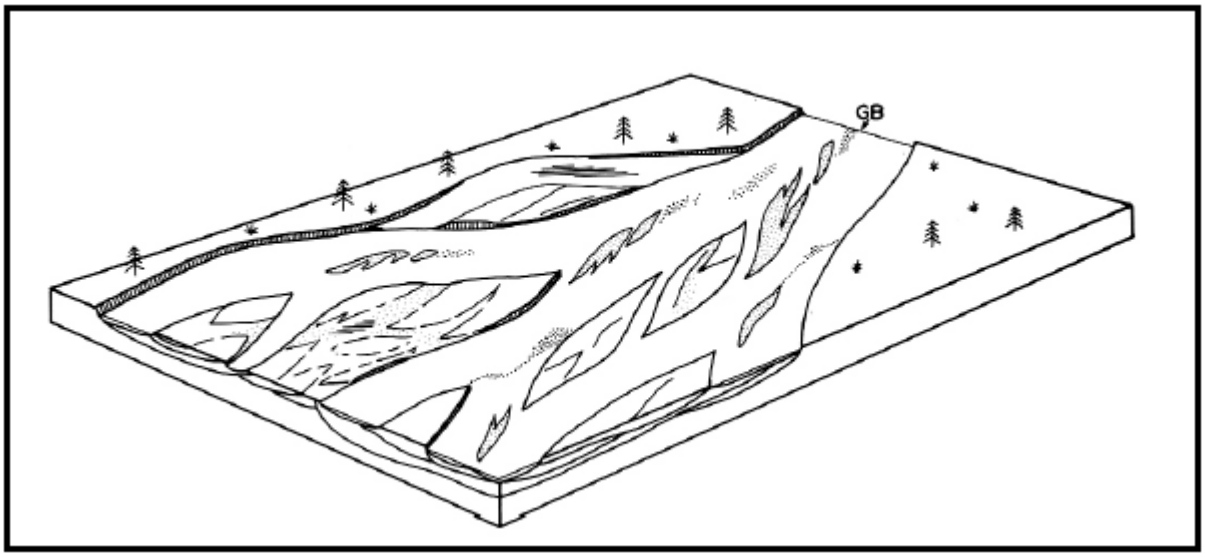


Figura 29.2 Modelo fluvial de sistemas entrelazados de baja sinuosidad (extraído de Miall, 1985).

El siguiente modelo propuesto por Miall (1985) es característico de regiones intermedias a distales de abanicos aluviales (Fig. 29.3), donde el equilibrio entre la tasa de meteorización del área de origen y las precipitaciones da como resultado abundantes flujos de detritos o *debris flows.* Hooke (1967), ha demostrado que la frecuencia de los flujos de detritos depende en gran medida de las características de la meteorización de la roca fuente, de modo que los abanicos adyacentes, pueden mostrar litofacies bastante diferentes.

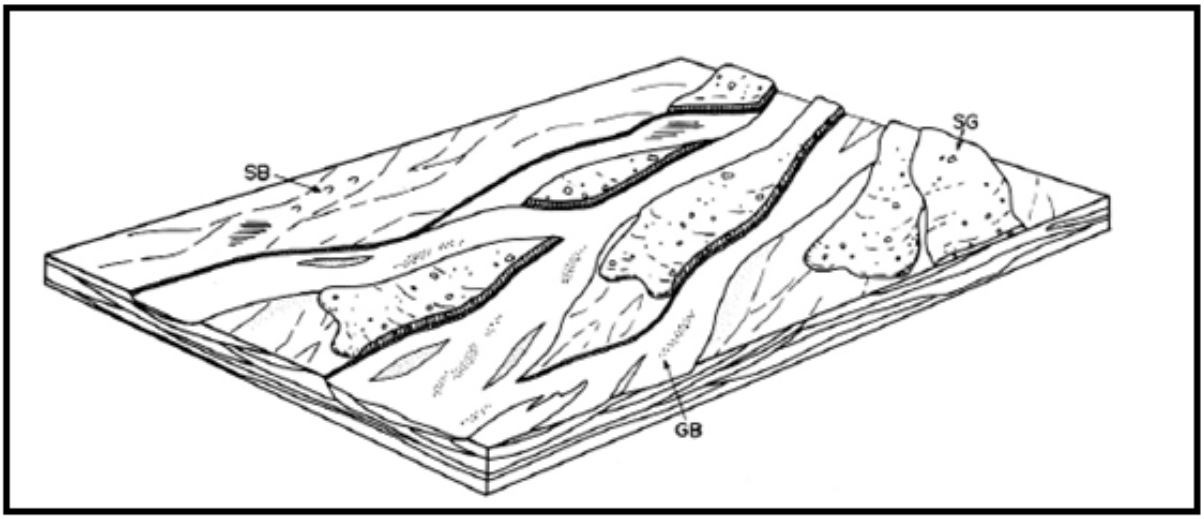


Figura 29.3. Modelo proximal de abanicos aluviales con sedimentos gravitatorios. GB- Barras y formas de lecho gravosas; SB- Formas de lecho arenosas; LA- Barras de acreción lateral (extraído de Miall, 1985).

7.2 EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL / MODELO EVOLUTIVO.

A partir del análisis de la distribución areal y temporal de los cuatro ambientes propuestos, se diferenciaron seis secciones/sector que presentan una secuencia distintiva responsable de la depositación de las sedimentitas de la Formación Challacó para el intervalo estudiado.

El modelo paleoambiental propuesto representa la relación de las litofacies contenidas en las tres secciones, observando la granulometría predominante, los patrones de apilamiento y las relaciones entre las fracciones arenosas/pelíticas en los ambientes propuestos.

Para representar de manera esquemática la evolución del sistema, se elaboran *blocks* diagrama generales que resultan de vincular la información obtenida en los tres perfiles.

7.2.1 SECCIÓN 1

Se caracteriza por un cuerpo arenoso de gran extensión lateral que se reconoció a lo largo de varios puntos de control e incluso continúa fuera del área de trabajo.

Está compuesto por facies de areniscas conglomerádicas y se caracteriza por ser un banco que desarrolla una potencia aproximadamente de 13 m y una gran extensión lateral.

Composicionalmente se trata de areniscas cuarzo-feldespáticas de granulometría media a gruesa la cual desarrolla internamente estratificación entrecruzada en artesa con extraclastos entre los planos de estratificación.

Estos depósitos arenosos se asignan al tope de la Formación Lajas y representan las facies de plataforma proximal de la formación o de transición entre subambientes de planicie deltaica y fluvial.

7.2.2 SECCIÓN 2

Los depósitos que caracterizan las secciones basales de la Formación Challacó yacen sobre facies asignadas a la Formación Lajas. El contacto entre ambas unidades formacionales es neto, evidenciado por una relación entre cuerpos arenosos de granulometría media a gruesa con cuerpos tabulares pelíticos extensos.

El sistema depositacional asignado para esta sección es un **sistema fluvial de carga mixta de moderada sinuosidad dominado por un clima húmedo**, caracterizado por una proporción de finos considerables y canales simples.

La fracción fina está compuesta por intervalos pelíticos grisáceos que contienen materia orgánica vegetal y en menor proporción, se encuentran intervalos de color morado que mayormente se asocian a cuerpos arenosos. El cambio de coloración en las facies pelíticas puede deberse a factores diagenéticos, la tonalidad grisácea se atribuye a la presencia de materia orgánica vinculada al desarrollo de cuerpos de agua efímeros y ambientes de reducción, la tonalidad morada se debe a fluidos que percolan desde la base de los canales y alteran la diagénesis de la roca de contacto.

Por otro lado, las fracciones más gruesas corresponden a canales arenosos de granulometría fina, media a gruesa que se sitúan dentro de las facies de planicie de inundación. Dichas formas canalizadas se presentan dispuestas de manera aislada, con un bajo grado de interconexión lateral o amalgamamiento. Suelen estar presentes rasgos de deformación por carga y esto puede deberse al gran contenido de agua intersticial generado por desplazamiento de fluidos. En ocasiones se asocian con lóbulos de desbordamiento delgados

La asociación de facies presente en la sección inferior de los tres perfiles es:

Perfil 1: SGp, St, Sc, Fmr, Fmg.

Perfil 2: St, Sp, Se, Sc, Sh, Sm, Fmr, Fmg.

Perfil 3: St, Sd, Sc, Fmr, Fmg.

Los elementos arquitecturales aquí dominantes son canales simples de granulometría media (CHa1 y CHa2), canales de desbordamiento y granulometría fina (Cr) y cuerpos tabulares pelíticos OF (Fig.30.1).

Para concluir, la presencia de materia orgánica en las secciones inferiores de los tres perfiles esbozados, junto con la gran extensión lateral y el desarrollo de espesores considerables, indica que el área receptora de sedimentos fue una zona sometida a un clima de variada humedad con una moderada descarga de sedimentos.

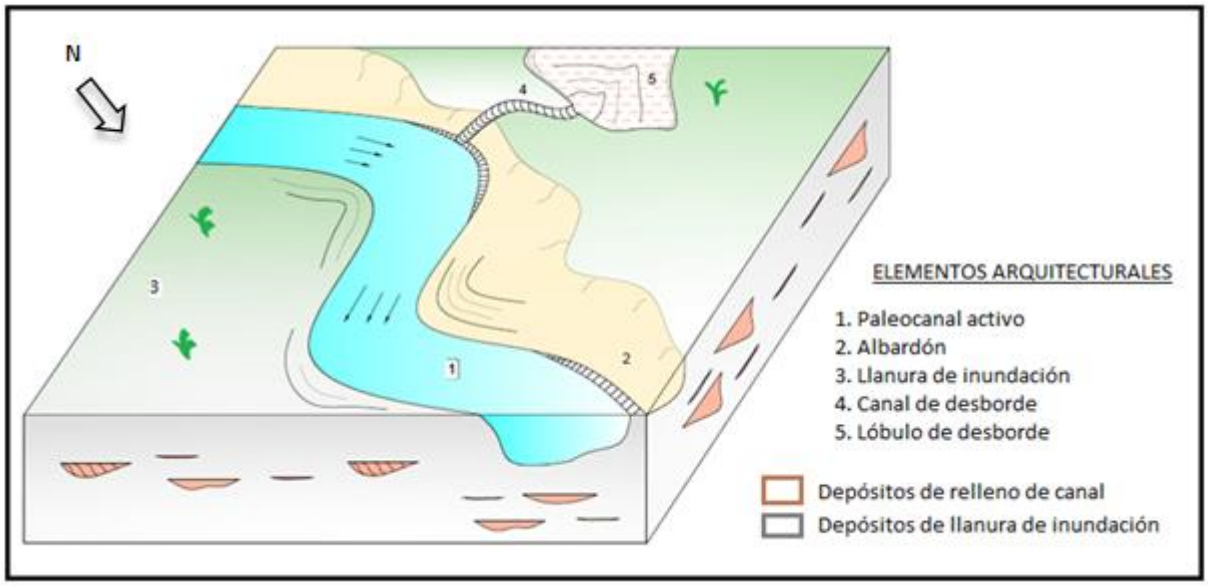


Figura 30.1. *Block* diagrama representativo del modelo evolutivo del sector.

7.2.3 SECCIÓN 3

Hacia la parte superior, este sistema pasa en forma transicional a un **sistema de carga mixta de moderada sinuosidad con menor proporción de finos de planicie de inundación y un mayor grado de interconexión de los depósitos de canal**.

Si bien las características entre el sistema fluvial anteriormente descripto y el que se menciona para esta sección son similares, ya que no se evidencian cambios en el sentido de las paleocorrientes (sentido de transporte predominante hacia el O-NO), para esta sección el sistema desarrolla un mayor grado de interconexión de canales.

Esta sección comienza con la aparición de fangolitas rojas que, a diferencia de las pelitas grises, constituyen las facies de llanura en este sector. El color rojo se debe a procesos de oxidación. La proporción de depósitos finos de la planicie de inundación es menor respecto a la proporción de depósitos gruesos.

Los cuerpos de la fracción gruesa poseen un mayor grado de interconexión de canales. Aquí los cuerpos dominantes son similares a los cuerpos aislados de la sección inferior. No obstante, entre los depósitos de planicie suelen desarrollarse de manera aleatoria cuerpos lenticulares efímeros que presentan contactos netos con las fangolitas rojas. Los cuerpos canalizados correspondientes a eventos de desborde son similares en composición, geometría y asociación de facies a los cuerpos identificados en la sección 2.

La asociación de facies para la sección es:

Perfil 1: Sd, Sp, Sm, Sc, Fmr, Fmg.

Perfil 2: Sd, Fmr, Fmg.

Perfil 3: St, Sp, Sm, Sc, Fmr, Fmg.

Los elementos arquitecturales aquí presentes son canales de granulometría gruesa amalgamados (CHm), canales de desborde (Cr), canales (CHa1 y CHa2) y cuerpos fangolíticos OF (Fig. 30.2).

A partir de lo descripto, la presencia de fangolitas rojas y la organización de cuerpos distribuidos de manera aleatoria sobre las facies de planicie son indicadores de un ambiente de formación de mayor aridez con una menor descarga de sedimento, lo que implica un aumento en la sinuosidad del sistema y una constante competencia por el escaso espacio disponible.

La formación de grandes cinturones continuos, para este sector, se genera debido a que el sistema posee una dinámica interna elevada lo que conlleva a la avulsión propia del sistema fluvial a través del tiempo desarrollando grandes arreglos multiepisódicos.

Si bien el sistema fluvial que caracteriza a las secciones 2 y 3 son similares, la variabilidad que experimenta hacia el sector 3 puede deberse a cambios en las condiciones climáticas o cambios producidos por influencia tectónica.

- La variación en los mecanismos climáticos está relacionada a la descarga de sedimentos, así en sector 2 los intervalos pelíticos grises se consideran episodios de mayor humedad del sistema con una mayor descarga de sedimentos. Sin embargo, para el sector 3 los intervalos rojizos se caracterizan por episodios de mayor aridez y de menor descarga del sistema.
- Los procesos tectónicos responsables de que un sistema de mayor energía (sector 3) se desarrolle sobre uno de menor energía (sector 2) puede deberse a que, el cambio

en la tasa de subsidencia, lo que genera que los depósitos que se desarrollaron en sectores más proximales sean abruptamente transportados hacia sectores más distales. En este caso el factor de menor grado de subsidencia en relación a áreas aledañas con mayor espesor de la unidad, podría alterar la relación de depósitos gruesos/finos ocasionando la configuración presente.

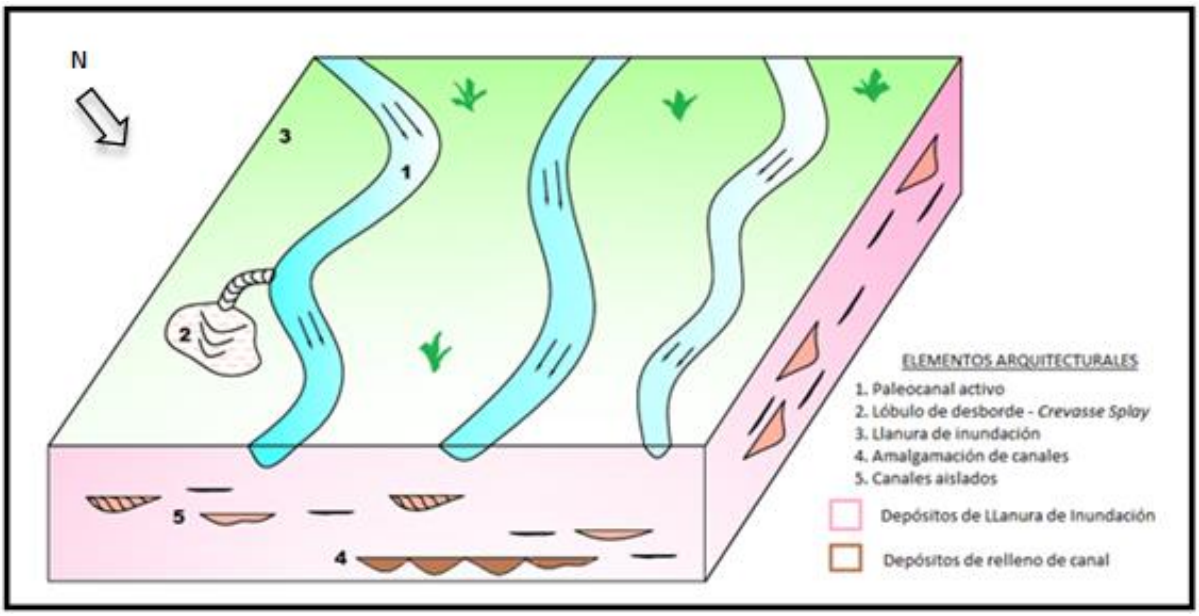


Figura 30.2. *Block* diagrama representativo del modelo evolutivo del sector.

7.2.4 SECCIÓN 4

La sección 4 queda limitada por la presencia de un cuerpo tabular de gran continuidad lateral y potencia, el cual se pudo correlacionar a lo largo de distintos puntos de control e incluso se pudo continuar fuera del área de trabajo.

Esta sección corresponde a un intervalo arenoso de granulometría gruesa, areno-gravoso o sabulítico, cuya extensión excede el área de trabajo. Constituye un sistema multiepisódicos donde el relleno de los canales conforma las barras de un **sistema entrelazado areno-gravoso.** Está compuesto por facies de areniscas conglomerádicas que marcan un contraste litológico muy marcado respecto a las secciones subyacentes debido a la formación de un banco arenoso multiepisódico que desarrolla una potencia de 15 m.

La organización de los elementos arquitecturales internos denota un cierto orden, que permite inferir el desarrollo de las barras propias del sistema que en periodos de bajo caudal quedan emergidas y sujetas a procesos erosivos, luego en periodos de estiaje son retrabajadas por la corriente. Además, la identificación de formas canalizadas responde a la formación de canales multiepisódicos. Los canales son de alta energía y relativamente proximales (Fig. 30.3).

La asociación de facies diagnóstica es:

SGp, SGte, SGm.

Los datos de paleocorriente indican direcciones hacia el O-NO.

El desarrollo de un sistema fluvial entrelazado sobre sistemas meandriformes denotan nuevas condiciones de sedimentación, que marcan un elevado grado de erosión y un aumento importante en el gradiente del sistema fluvial con el desarrollo de facies características de un ambiente más proximal.

La superposición de un sistema de mayor energía sobre un sistema de menor energía puede ser explicada por procesos tectónicos como rejuvenecimiento de áreas fuente.

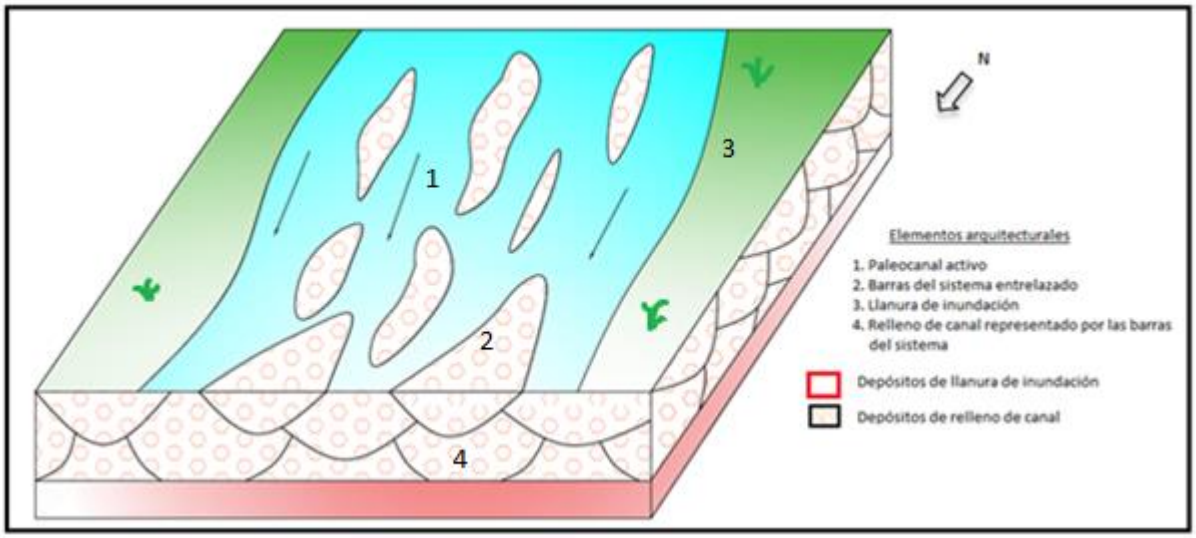


Figura 30.3. *Block* diagrama representativo del modelo evolutivo del sector.

7.2.5 SECCIÓN 5

Al igual que la sección 2, estos sectores están constituidos por cuerpos tabulares de la llanura de inundación en los que se interdigitan cuerpos canalizados de características similares a los encontrados en la sección basal, con excepción de su composición granulométrica más gruesa (Fig. 30.4).

El sistema depositacional asignado para esta sección es un **sistema de carga mixta de moderada sinuosidad con depósitos granulométricos más gruesos.**

La asociación de facies comúnmente encontrada es:

Perfil 1: SGte, Sp, Fmr.

Perfil 2: SGte, Sp, Sc, Fmr, Fmg.

Perfil 3: Sc-St-Fmr-Fmg.

Nuevamente se registra un cambio en las condiciones de depositación ya que se instaura un sistema meandriforme sobre un sistema entrelazado. Sin embargo, la reactivación de este sistema desarrolla facies arenosas más gruesas que son indicadoras de ambientes más proximales.

Se puede concluir que los factores que influyen en la sedimentación son principalmente climáticos y tectónicos, y ambos actúan en conjunto. La reactivación tectónica que sugirió el desarrollo de un sistema entrelazado (sección 4) actuó como barrera impidiendo una circulación fluida de vientos húmedos e inundaciones marinas generando una mayor aridez en el sitio. Este sistema se emplaza durante una época de calma tectónica.

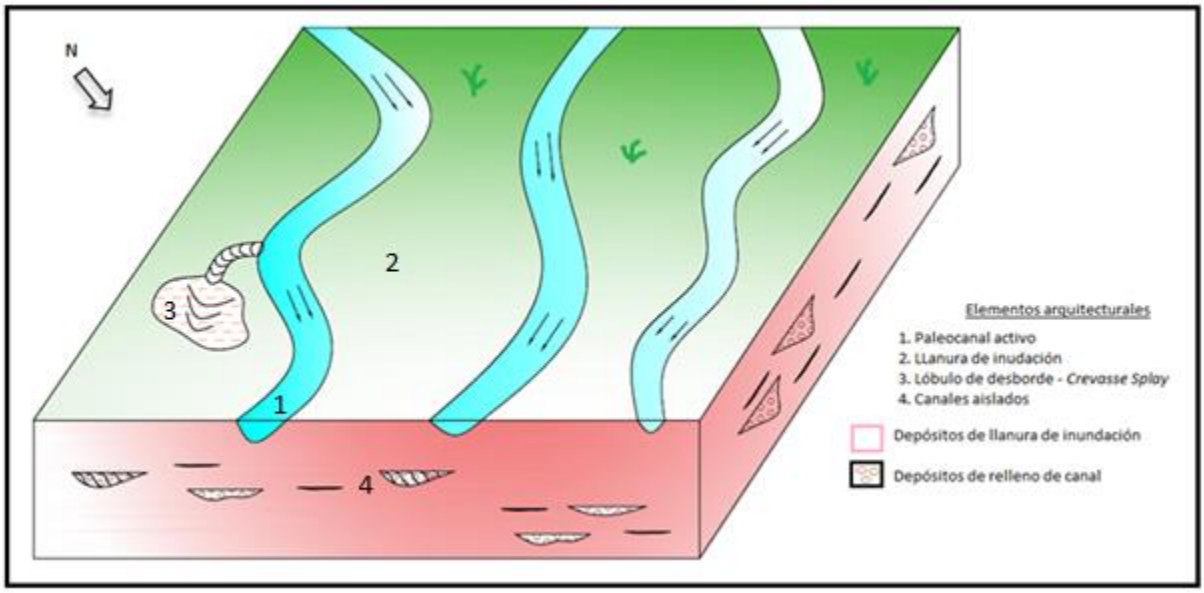


Figura 30.4. *Block* diagrama representativo del modelo evolutivo del sector.

7.2.6 SECCIÓN 6

Esta sección se caracteriza por la presencia de conglomerados gruesos clasto y matriz soportados, moderadamente consolidados, de tonalidades grisáceas. La distribución de estas facies más gruesas conforma cuerpos tabulares con gran continuidad, extensión lateral y reducido espesor general que progresivamente se adelgazan hacia el Oeste.

En la base de estos cuerpos, los clastos no ofrecen ningún tipo de ordenamiento y carecen mayormente de estructuras sedimentarias, lo que sugiere una descarga de sedimentos originada por flujos con alta concentración de sedimentos, cuyo origen se vincula a la acción de procesos aluviales relacionados con flujos no canalizados con dominio psefítico. Sin embargo, hacia la sección media del cuerpo se puede observar una leve estratificación horizontal difusa. Hacia el tope del cuerpo tabular los mismos manifiestan una leve imbricación hacia el O-SO.

Aunque resulte difícil, en estas estratoformas tabulares o mantiformes, identificar macroformas internas (canales y barras), que permitan describir un flujo encausado y bien organizado, se concluye que los depósitos representan el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado combinado con una alta tasa de descarga de sedimentos proveniente de abanicos aluviales, lo que explica la presencia de clastos de aproximadamente 50 cm.

Dado a que el cuerpo tabular no presenta una forma organizada en la base, pero adquiere cierto orden hacia el tope, se concluye que el sistema fluvial entrelazado habría estado caracterizado por la generación de barras gravosas en canales de poca estabilidad y con ausencia de márgenes definidos (Fig. 30.5).

La asociación litofacial encontrada es:

Gm, Gms, Gh.

A partir de los datos obtenidos, se puede determinar que el ambiente sedimentario responsable de la acumulación del intervalo conglomerádico es distinto a los ambientes sedimentarios que conforman las secciones subyacentes.

Se define para este sector **un sistema entrelazado gravoso con descarga de abanicos aluviales.**

Los datos de paleocorriente son distintos a los que se registran en los niveles subyacentes y arrojan valores de aproximadamente 250-270° hacia el SO, lo que sugiere que el área de aporte del sistema no fue la misma que alimentó a los sistemas anteriormente descriptos. Además, el cuerpo tabular se encuentra conformado por clastos heterogéneos y corta lateralmente tanto lutitas como areniscas.

Dadas las evidencias obtenidas, se puede concluir que la Dorsal de Huincul fue el rasgo estructural que obliga al sistema a tomar paleocorrientes distintas, generando un relieve positivo hacia el E-NE que funcionó como área fuente y permitió al sistema desarrollarse hacia el O-SO.

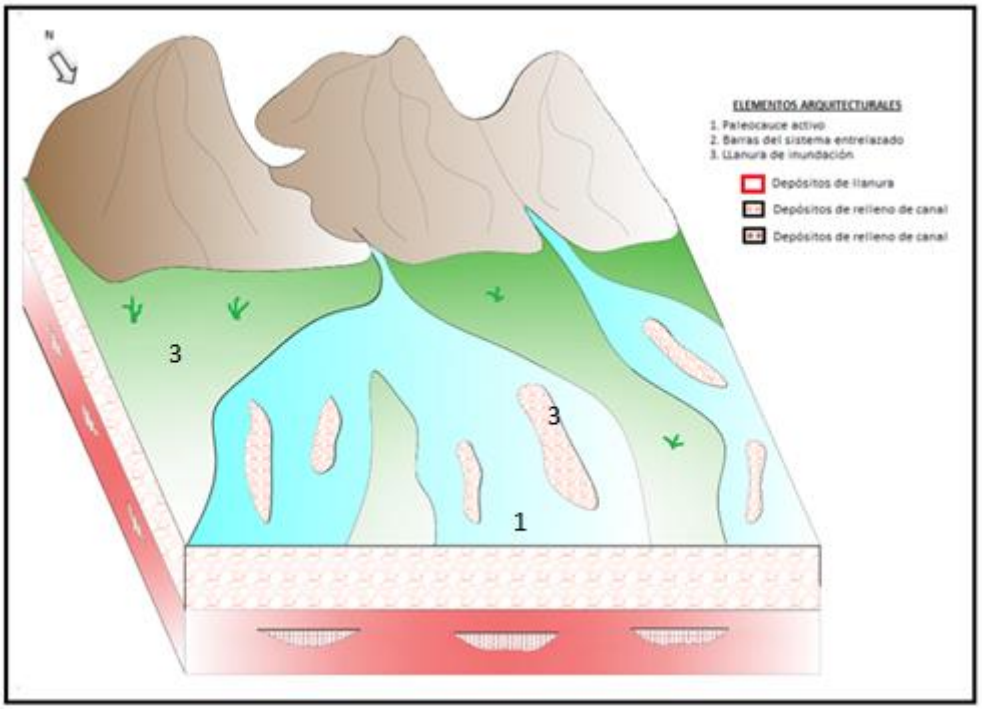


Figura 30.5. *Block* diagrama representativo del modelo evolutivo del sector.

8.1 DISCUSIÓN

8.1.1 Límite inferior (Formación Lajas – Formación Challacó)

El límite inferior corresponde al contacto entre las facies de plataforma de la Formación Lajas y las facies continentales de la Formación Challacó.

Como se describió anteriormente, los depósitos con los que culmina la Formación Lajas corresponden a un nivel areno-gravoso que desarrolla una gran extensión lateral y se extiende sin interrupción a lo largo de toda el área de estudio.

Autores como Leanza y Hugo (1997) indican que la Formación Challacó sucede gradualmente sobre los depósitos de la Formación Lajas, y definen el inicio de la unidad de estudio con las primeras apariciones de capas rojas.

Otros autores como Freije *et al*. (2002) proponen que la Formación Challacó en la base muestra una incipiente truncación sobre la unidad precedente (Formación Lajas) con una aparente paraconcordancia (Discordancia Intrabajociana).

Zavala y González (2001) reconocen en la zona de Bosque Petrificado que las sedimentitas de la Formación Challacó yacen en discordancia angular sobre los depósitos de plataforma de la Formación Lajas.

Veiga (2002) diferencia dos sectores con características particulares, en los que el contacto formacional entre las unidades Lajas y Challacó difiere. Define al primer sector como oriental, ubicado a 50 km de la localidad de Zapala y abarca localidades como Cerro Granito, Cerro Lotena y Rincón del Águila. En este sector afloran principalmente conglomerados y areniscas conglomerádicas en la base, mientras que hacia la parte superior se hacen más importantes las sedimentitas arenosas y pelíticas. El contacto basal de la Formación Challacó inicia con depósitos conglomerádicos que se encuentran separados de la Formación Lajas por una importante superficie de discontinuidad, que hacia el extremo oriental de afloramientos (Cerro Granito) se hace más evidente.

El sector occidental se localiza a unos 50 km al Sur de Zapala y comprende a un conjunto de afloramientos ubicados en el flanco Sur del Anticlinal de Picún Leufú y su prolongación hasta la Sierra de Chacaico. El contacto basal con los depósitos marinos de la Formación Lajas es neto en la porción más septentrional, mientras que hacia sectores más australes el contacto entre ambas es transicional.

En este trabajo (2020), restringido a un área muy acotada del flanco Sur del Anticlinal de Picún Leufú, se define el contacto formacional entre Formación Lajas y Formación Challacó como límite neto (tabla 7.1), evidenciado por un fuerte contraste entre facies de plataforma caracterizadas por un cuerpo tabular predominantemente arenoso, respecto de las facies continentales suprayacentes constituidas por pelitas grises con predominio de cuerpos arenosos lenticulares. Este cambio litológico abrupto, se adjudica al pase formacional entre ambas unidades.

	Leanza y Hugo (1997)	Freije *et al.* (2002)	Zavala y González (2001)	Veiga (1998,2000,2002)	Este trabajo (2020)
LÍMITE INFERIOR	Límite transicional	Límite abrupto - Truncación erosiva	Límite abrupto - Discordancia angular	Sector Oriental: Transicional Sector Occidental: Neto	Límite neto

Tabla 7.1. Determinación del límite inferior según distintos autores y el propuesto para este trabajo.

8.1.2 Límite superior (Formación Challacó – Formación Lotena).

El límite superior aquí descripto corresponde al contacto entre la unidad de estudio y la Formación Lotena.

Clásicamente, autores como Dellapé *et al.* (1978); Leanza (1990); Zavala (1996); Leanza y Hugo (1997), sugieren que en la región del Anticlinal de Picún Leufú, sobre las sedimentitas de la Formación Challacó yacen en discordancia los depósitos de la Formación Lotena. Dicha discordancia se describe a través de los movimientos Intracalovianos.

Veiga (1998) especifica que, en el sector oriental, por encima de la Formación Challacó apoya en discordancia la Formación Vaca Muerta comenzando con un nivel carbonático fosilífero con restos de invertebrados marinos. Por otra parte, en el sector occidental, en inmediaciones del Arroyo Picún Leufú, aparecen por encima de los depósitos de la Formación Challacó, facies de margas con invertebrados marinos del Caloviano medio a superior pertenecientes a la Formación Lotena.

Autores como Dellapé *et al*. (1978); Leanza (1990) consideran como parte de la Formación Lotena al intervalo psefítico que aparece por debajo de los niveles de margas. Sin embargo, Veiga en su trabajo propone incluir el intervalo conglomerádico en la Formación Challacó debido a que no encuentra evidencias suficientes de la presencia de una discordancia en la base de estos conglomerados (producto de movimientos Intracalovianos descriptos por autores mencionados anteriormente) y que los mismos, tienen un origen fluvial similar a los depósitos subyacentes.

A su vez, Garrido y Parent (2013), en base a los estudios realizados en inmediaciones al Arroyo Picún Leufú, proponen segregar al intervalo conglomerádico (considerado como la base de la Formación Lotena por autores arriba mencionados) y designan una nueva unidad litoestratigráfica, reteniendo el nombre Formación Lotena para las sedimentitas marinas con restos de invertebrados marinos que se sitúa por encima de este nivel e incorporando la denominación Formación Mutrucó para los conglomerados basales. No obstante, dicho autor considera que dentro del área de la localidad tipo de la Formación Mutrucó (Cañadón epónimo en adyacencias de la vertiente de aguas sulfurosas situado al este del Puente de Picún Leufú), en la base de dicha unidad existe la discordancia Loténica. La presencia de una superficie de discontinuidad queda evidenciada a través de un contacto erosivo sobre los depósitos de la Formación Challacó.

A los fines del presente trabajo (2020), se considera al intervalo conglomerádico como parte de la Formación Challacó (tabla 7.2). En el apartado 8.2 se detallarán los argumentos.

	Leanza y Hugo (1997)	Zavala (1993,1996)	Veiga (1998,2000,2002)	Garrido y Parent (2013)	Este trabajo (2020)
LÍMITE SUPERIOR (INTERVALO CONGLOMERÁDICO)	Base Fm. Lotena	Fm. Lotena	Fm. Challacó	Fm. Mutrucó	Fm. Challacó

Tabla 7.2. Determinación del límite superior según distintos autores y el propuesto para este trabajo.

8.1.3 Asignación estratigráfica

Como se menciona en el apartado 3.3 (Estratigrafía del Grupo Cuyo en Arroyo Picún Leufú), Zavala y Freije (2002), prestan especial énfasis en la subdivisión de la Formación Challacó.

Ambos autores, reconocen en el sector oriental, precisamente en la zona de Bosque Petrificado, que el Grupo Cuyo se compone por pelitas de plataforma que evolucionan a una potente sucesión de conglomerados que se encuentran afectados por una gran erosión. Sobre ellos se encuentra una discordancia angular importante sobre los que yacen los depósitos de la Formación Challacó (Zavala y González, 2001), los que a su vez son sucedidos en discordancia angular por pelitas y margas de la Formación Vaca Muerta.

La unidad de pelitas rojas asignadas a la Formación "Challacó" (Fig. 31), que en la presente contribución pertenece a las secciones 4 y 5 descriptos, corresponden a la secuencia JC7 de Zavala (1993), y han sido denominadas de esta manera por Zavala y González (2001) para diferenciarlas de las facies pertenecientes a la verdadera Formación Challacó. En este trabajo el Zavala y Gonzales (2001) proponen denominar a esta unidad como Formación Bosque Petrificado.

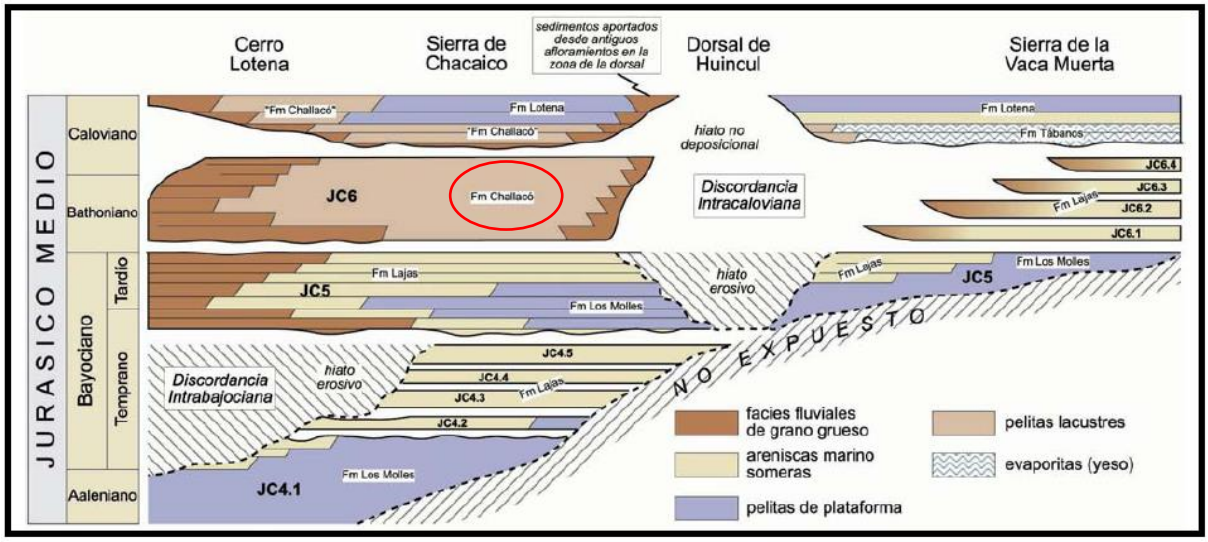


Figura 31. Carta cronoestratigráfica para el Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina. Se indican los hiatus erosivos (modificada de Zavala y González, 2001).

En el área del Anticlinal de Picún Leufú, sobre los depósitos de la Formación Lajas se disponen en contacto neto pelitas grises y fangolitas rojas que intercalan con niveles lenticulares correspondientes a la unidad de estudio. Sin embargo, los autores enunciados anteriormente modifican el esquema estratigráfico clásico propuesto.

Por otra parte, resulta difícil establecer una correlación que permita definir una continuidad lateral entre los depósitos de la zona de Bosque Petrificado y los depósitos de Anticlinal Picún Leufú, debido a que la unidad subyacente difiere litológicamente en ambos sectores.

En el sector de Bosque Petrificado la unidad subyacente está constituida por un conglomerado medio a grueso (Formación Lajas), mientras que en el área del Anticlinal Picún Leufú se constituye de fangolitas rojas.

Si bien Zavala y Gonzáles (2001) infieren que la sección en cuestión puede corresponder a la Formación Bosque Petrificado, debido a que el área de estudio de este trabajo exhibe

características distintas a la zona donde se define la unidad Bosque Petrificado, a efectos de este trabajo la asignación litoestratigráfica propuesta no se tomará en cuenta.
En el apartado 2.2.1 (Dorsal de Huincul su influencia sobre la Formación Challacó en el área de estudio) se menciona que, como resultado del emplazamiento de la Dorsal de Huincul, el área Sur de la cuenca evoluciona hacia un ambiente lacustre salobre (Zavala et al., 2018.).
Como se expresa precedentemente, la creación de una faja elongada habría desvinculado por un tiempo a la Subcuenca Picún Leufú (Hogg, 1993). En base a evidencias sedimentológicas y estratigráficas, Zavala y González (2001) ubican el inicio de esta desactivación parcial en el Bathoniano, interpretando a las capas rojas de la Formación Challacó como acumuladas en una cuenca de ambiente lacustre hasta marino salobre desarrollada al Sur de la dorsal, y desvinculada genéticamente de los depósitos marinos de plataforma (Formación Lajas) desarrollados de manera coetánea en la Sierra de la Vaca Muerta.
En este trabajo no se reconocen evidencias suficientes que permitan afirmar que entre las unidades Lajas y Challacó no existe una relación genética y a su vez que la Formación Challacó se deposita en un contexto lacustre. Además, los datos de paleocorriente que predominan en la secuencia son hacia el NO, lo que permite inferir que la Formación Challacó y la Formación Lajas mantienen sentidos similares de transporte de sedimento (Tabla 7.3).

	Leanza y Hugo (1997)	Zavala (1993,1996)	Zavala y Freije (2002)	Veiga (1998,2000,2002)	Este trabajo (2020)
UNIDAD DE ESTUDIO	Fm. Challacó	JC7	Fm. Bosque Petrificado	Fm. Challacó	Fm. Challacó
		JC6	Fm. Challacó		

Tabla 7.3. Denominación litoestratigráfica de los depósitos continentales con los que culmina el Grupo Cuyo según distintos autores y lo propuesto para este trabajo.

8.2 CONCLUSIONES

En base a los estudios sedimentológicos y estratigráficos realizados en los afloramientos, fué posible caracterizar a los depósitos de la Formación Challacó y de esta forma elaborar una reconstrucción paleogeográfica para dichos depósitos.
Se reconocen 16 litofacies fluviales que permiten reconstruir los diseños fluviales a partir de la disposición de los elementos arquitecturales que los componen.
En base a los datos obtenidos se definieron cuatro ambientes de acumulación y seis secciones en los que se determinaron los principales factores que controlaron la sedimentación. Además, se caracterizaron sus componentes y se infirió una correlación de los tres perfiles elaborados, lo que permitió definir una evolución aproximada de los sistemas depositacionales.
La sección 1, se caracteriza por un banco de areniscas gravosas que poseen una gran extensión lateral. Estos depósitos son asignados a la Formación Lajas y están en contacto neto con los depósitos suprayacentes de la Formación Challacó.
La sección 2, está caracterizada por un sistema fluvial de carga areno- fangosa (carga mixta) y sinuosidad moderada, en el que el estilo sinuoso no depende del factor tectónico, sino que está regulado principalmente por factores climáticos. Esto permitió una mayor descarga de sedimentos y condiciones de mayor humedad en el sistema, lo que favoreció a la formación de intervalos con mayor proporción de materia orgánica. En este sector es fácil visualizar cuerpos canalizados aislados que se vinculan lateralmente a cuerpos tabulares de material fino que corresponden a las facies de planicie de inundación.

La sección 3, formada por un sistema de características similares al que se desarrolla en la sección 2, comienza con la aparición de las primeras capas rojas. La ausencia de materia orgánica en las facies finas sugiere una aridización del sistema. Sin embargo, aquí se desarrollan cuerpos arenosos algo más extensos que no parecen haber sido afectados por la inferida aridización. Se sugieren dos posibles explicaciones de esta observación:

1. Existencia de zonas de mayor descarga locales que coinciden con el sector analizado.
2. El menor espesor de la unidad ya comentado con respecto al sector localizado al este de la ruta nacional N° 40 hace que volúmenes equivalentes de descarga se concentren en áreas proporcionalmente más pequeñas.

La sección 4 difiere notablemente en las condiciones de acumulación ya que la formación de un cuerpo areno-gravoso extenso y continuo lateralmente representa un cambio litológico importante respecto a los sectores subyacentes. Además de la potencia que desarrolla, la ausencia de material fino y la amalgamación de procesos multiepisódicos marcan un cambio de régimen abrupto y persistente para lograr un espesor considerable de depósitos gruesos.

Como ya fue mencionado, es importante resaltar que la actividad tectónica durante la evolución de la cuenca en el lapso del Jurásico Medio fue uno de los aspectos que controló la sedimentación.

La sección 5, está representado por un sistema de carga mixta de moderada sinuosidad con depósitos gruesos que se desarrolla durante episodios de calma tectónica. La generación de relieves positivos en etapas anteriores sirvió como barreras topográficas que impidieron la circulación de frentes húmedos llevando al sistema a una nueva etapa de aridización. El rejuvenecimiento de áreas fuente permitió al sistema desarrollar cuerpos granulométricamente más gruesos que los observados en la sección 2 y 3.

Finalizando, la sección 6 se caracteriza por un sistema entrelazado gravoso con participación de abanicos aluviales. Este sistema se caracteriza por desarrollar una dinámica muy particular ya que son depósitos conglomerádicos de mala selección, no muy consolidados y con una composición de clastos muy heterogénea. Esto sugiere que el ambiente que desarrolla este sistema posee particularidades excepcionales, tanto en cuanto a la capacidad de carga como a la proximidad del mismo.

En el contexto tectónico, el emplazamiento de la Dorsal de Huincul generó relieves positivos que otorgaron material epiclástico más grueso, lo que representaría el desarrollo de sistemas de menor sinuosidad. Dado los datos de paleocorriente obtenidos, se infiere que el área de aporte que alimentó al sistema se situaba hacia el E-NE.

Este intervalo conglomerádico es objeto de controversia ya que es señalado por muchos autores tanto en superficie (Dellapé *et al*. 1978, 1979; Gulisano *et al*. 1984b; Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez-Pleimling, 1995; Leanza, 1990, 2009; Leanza y Hugo 1997, 2001; Zavala y Freije, 2002) como en subsuelo (Vergani *et al*. 1995, Schiuma *et al*. 2002), como la base de la Formación Lotena. Otros autores como Garrido y Parent (2013) proponen definir al intervalo conglomerádico como una nueva unidad litoestratigráfica denominada Formación Mutrucó. Veiga (1998, 2000,2002) propone incorporar dicho intervalo como parte de la Formación Challacó.

A los fines de este trabajo y en base a los datos recogidos en campo, para el intervalo conglomerádico se plantean dos hipótesis:

Hipótesis 1:

Dadas algunas evidencias obtenidas en el campo, el intervalo conglomerádico podría no contemplarse dentro de las sedimentitas de la Formación Challacó. Las observaciones que pueden afirmar dicha hipótesis son:

1. La estratoforma tabular psefítica corta diferentes litologías a lo largo de su extensión lateral (Fig.32 A y B). Se observa una erosión tanto de depósitos fangolíticos como depósitos psamíticos. Esto podría ser evidencia de un periodo de no depositación y posteriormente la sedimentación del intervalo en cuestión.

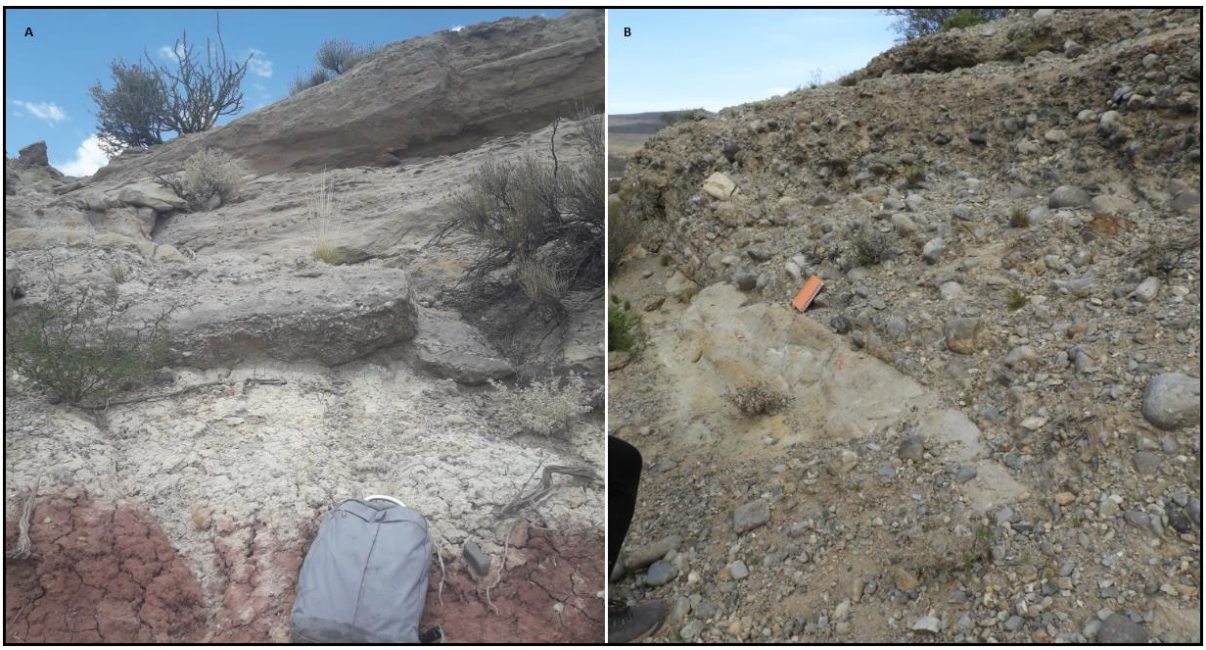


Figura 32. A) Nivel conglomerádico cortando intervalo pelítico; B) Nivel conglomerádico cortando intervalo psamítico.

2. El brusco cambio litológico respecto a los niveles subyacentes, sugieren un nuevo ambiente de depositación de características diferentes a los ambientes propuestos para los sectores inferiores.

3. En el sitio de estudio no se identifica una superficie de discontinuidad entre la Formación Challacó y la Formación Lotena que sugiera la presencia de la discordancia Intracaloviana. Sin embargo, estos conglomerados yacen sobre una superficie de incisión que marca un contacto erosivo con los depósitos infrayacentes.

4. En los sectores basales de las correlaciones se obtuvieron datos de paleocorriente que indican una dirección del flujo predominante hacia el O-NO, sugiriendo que las áreas fuente se situaban hacia el E-SE (Fig. 33). Sin embargo, los datos de paleocorriente en las secciones conglomerádicas del techo indican una dirección predominante hacia el O-SO sugiriendo las áreas fuente situada en el E-NE (probablemente del Cerro Lotena) (Fig. 33), contrastante ampliamente con los depósitos subyacentes.
   En el contexto tectosedimentario en el que se depositó la Formación Challacó, el emplazamiento de la Dorsal de Huincul fue un rasgo dominante que controló

fundamentalmente la sedimentación en el área de estudio, elevando relieves que actuaron como áreas fuente generando algunas variaciones en la orientación de las paleocorrientes.

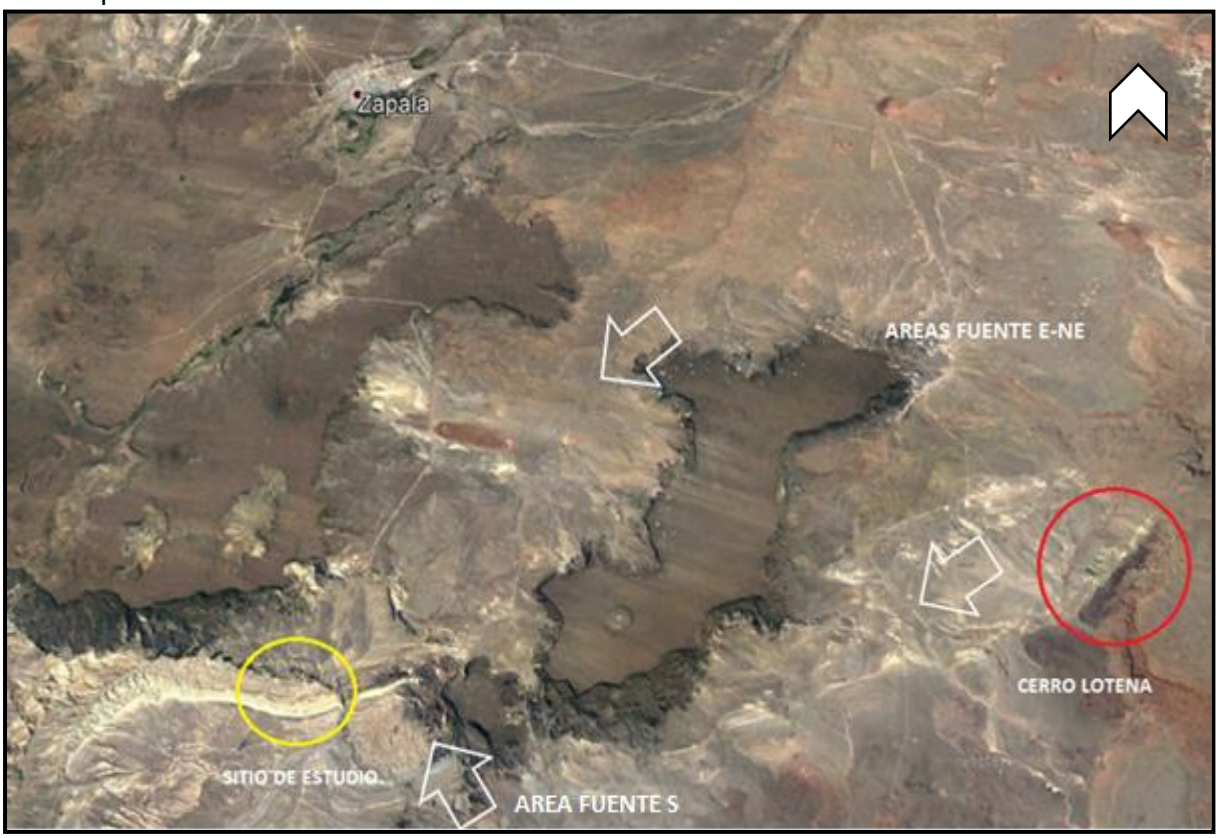


Figura 33. Imagen satelital (Google Earth, 2019) del sitio de estudio y las áreas fuente de sedimentos.

Sección 2 y 3: Datos de paleocorriente hacia el NO (Sistema de sinuosidad moderada).
Áreas fuente proveniente desde el SE.
Sección 4: Datos de paleocorriente NO-NE (Sistema de sinuosidad baja).
Áreas fuente proveniente desde el SE y SO.
Sección 5: Datos de paleocorriente hacia el NO (Sistema de sinuosidad moderada).
Áreas fuente proveniente desde el SE.
Sección 6: Datos de paleocorriente hacia el O-SO (Sistema de baja sinuosidad).
Áreas fuente proveniente desde el E-NE.

A través del estudio de imágenes satelitales (Google Earth) y de modelos de elevación (DroneXplora), se puede observar que los depósitos de la Formación Challacó desarrollan espesores mayores hacia sectores orientales y disminuyen progresivamente hacia sectores occidentales (sector de estudio).

Hipótesis 2:

Se propone incorporar al intervalo conglomerádico como parte de la Formación Challacó y definir para la base de la Formación Lotena a las lutitas rojizas que se encuentran por encima de los conglomerados con presencia de restos fósiles de amonites.

Las evidencias propuestas son:

1. El brusco cambio litológico y paleoambiental entre los depósitos sugieren que un nuevo sistema fue el responsable de la depositación de los niveles conglomerádicos. Sin embargo, aunque los conglomerados sean fundamentalmente clasto-soportados, moderadamente consolidados, clastos heterogéneos composicionalmente (vulcanitas, plutonitas, metamorfitas con predominio de rocas básicas), la matriz arenosa composicionalmente tiene afinidad con las areniscas descriptas en los sectores subyacentes, dominan granos de cuarzo y en menor proporción líticos.
   Por tal motivo se asume que, el intervalo psefítico es depositado por un sistema continental fluvial entrelazado, que en conclusión no deja de ser semejante, aunque de mayor energía, a los niveles fluviales inferiores.

2. Se puede observar claramente que la secuencia sedimentaria desde el inicio hacia el techo exhibe una tendencia de energía creciente, aunque con fluctuaciones.
   La Formación Challacó inicia con sistemas fluviales de sinuosidad moderada y culmina con sistemas fluviales entrelazados de mayor energía representados por la capacidad de carga.
   A escala un poco mayor que la del afloramiento, se puede percibir una ciclicidad en estos fenómenos. El inicio de la Formación Challacó comienza a partir de la aparición de capas rojas, las cuales se sitúan por encima del nivel areno-gravoso asignado a la Formación Lajas. El nivel areno-gravoso posee cierta afinidad litológica con el cuerpo continuo que se describe en la sección 4. A su vez, por encima de ambos cuerpos arenosos los sistemas que se desarrollan son fluviales sinuosos.
   Es por ello que se puede sugerir una tendencia cíclica en los fenómenos que componen a la sucesión.
   Además, la posible influencia de factores alogénicos y si esta recurrencia de sistemas (alta y baja acomodación) es reconocida en otros sectores podría ser un elemento de carácter fuertemente predictivo para las analogías que puedan surgir de estos trabajos.

3. Si bien en el área de estudio se observa un contacto neto entre la Formación Lajas y la Formación Challacó, Veiga (1998, 2000, 2002) considera a esta unidad como un equivalente lateral a las facies de plataforma de la Formación Lajas, y que la variación del nivel de base de los sistemas fluviales está relacionada a oscilación del nivel relativo del mar (Veiga, 1998).
   Aunque el fin del presente trabajo no es aplicar la estratigrafía de secuencias para comprender la depositación de los sistemas fluviales que caracterizan a la Formación Challacó, se puede observar que algunos sectores están fuertemente influenciados por la variación en el espacio de acomodación.

4. La sucesión estudiada (Fig. 34), exhibe una progresiva aridización o desertificación. En la sección basal el principal control sobre la sedimentación habría estado vinculado a factores climáticos (secciones 2 y 3). Factores tectónicos habrían controlado la sedimentación para la sección 4. La sección 5 habría sido depositada en episodios de

calma tectónica donde la sedimentación estuvo controlada por el clima. Finalmente, la tectónica (levantamiento) pudo ser el factor que indujo el desarrollo de un sistema de baja sinuosidad que caracteriza al tope de la secuencia.

Figura 34. Imagen área representativa de las secciones encontrados. Desde la base hacia el techo: celeste: sección 1; violeta: sección 2; amarillo: sección 3; rosa: sección 4; verde claro: sección 5; verde oscuro: sección 6 (extraído de Legarreta, 2014).

5. Para concluir, se reconocen una serie de fallas inversas synsedimentarias de escaso rechazo que afectan a los sedimentos del primer perfil. Estas fallas formadas posteriormente a la depositación permiten inferir que el área habría estado afectada sísmicamente en diferentes momentos de la historia de la cuenca.

6. Las variaciones de espesor documentadas implican un paleorrelieve o alguna relación entre tectónica y sedimentación. Observaciones preliminares aun no documentadas permiten deducir que estas variaciones de espesores también están presentes en otras unidades como en las formaciones Lotena y Tordillo.

Dadas las evidencias mencionadas precedentemente y al peso de las mismas, para este trabajo se considera que el nivel psefítico tiene mayor afinidad con las evidencias mencionadas en la hipótesis n°2. Aunque no se descarta la posibilidad de que este nivel corresponda a otra unidad litoestratigráfica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Arregui, C., Carbone, O., Leanza, H. 2011a. Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danielli, J. C. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: 29-36. Neuquén.

Arregui, C., Carbone, O., Martínez, R. 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano Medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J., Vallés, J. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Argentino: 77-89. Neuquén.

Astini, R. 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. Relatorio del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5, 509–526. Buenos Aires.

Baldwyn, H. 1942. Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. Boletín de Informaciones Petroleras 19(214): 37-50. Buenos Aires.

Beilinson, E. 2011. Estratigrafía secuencial de alta resolución y análisis arquitectural de cuerpos en sistemas fluviales de la Aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), Barrancas de Miramar. Mar del Plata. Tesis doctoral. Universidad Nacional de la Plata.

Bettini, F. 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 2: 163-169.

Bristow, C., Best, J. 1993. Ríos trenzados: perspectivas y problemas. En: Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), Braided Rivers. Geological Society Special Publication No. 75, p. 1-11.

Bodenbender, G. 1892. Sobre el terreno Jurásico y Cretáceo en los Andes argentinos entre el río Diamante y el río Limay. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 13: 5-44. Córdoba.

Boyd, R., Diessel, C., Wadsworth, J., Leckie, D., Zaitlin, B. A. 2000. Organization of non-marine stratigraphy. En: Boyd, R., Diessel, C. F. K., Francis, S. (eds.), Advances in the study of the Sydney Basin. Proceedings of the 34th Newcastle Symposium, University of Newcastle, Callaghan, New South Wales, Australia, p. 1–14.

Bridge, J., Demico, R. 2008. Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits. Cambridge University Press, p. 815.

Bridge, J. 2003. Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Publishing, Oxford, p. 491.

Brierley, G., Ferguson, R., Woolfe, K. 1997. What is a fluvial levee? Sedimentary Geology, 114 (1): 1-9.

Catuneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.

Catuneanu, O., Galloway, W., Kendall, C., Miall, A., Posamentier, P., Strasser, A., Tucker, M. 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Newsletters on Stratigraphy, Vol. 44/3, 173–245.

Cobbold, P., Rossello, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology, 20: 429–443.

Collinson, J., Thompson, D. 1989. Sedimentary structures, Second edition. Chapman y Hall, London. P. 207.

Collinson, J., Mountney, N., Thompson, D. 2006. Sedimentary Structures. Tercera Edición. Terra Publishing. Harpenden, England, p. 292.

Coe, A. 2003. The Sedimentary Record of Sea-Level Change. Cambridge University Press, New York, p. 287.

Cucchi, R., Leanza, H. 2006. Hoja Geológica 3972 - IV, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Boletín 357, 103 pp. Buenos Aires.

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 Sociedad Geológica Argentina 2(3): 256-283. Buenos Aires.

Dahle, K., Flesja, K., Talbot, M. y Dreyer, T. 1997. Correlation of fluvial deposits by the use of Sm-Nd isotope analysis and mapping of sedimentary architecture in the Escanilla Formation (Ainsa Basin, Spain) and the Statfjord Formation (Norwegian North Sea). Abstracts, Sixth International Conference on Fluvial Sedimentology, Cape Town, South Africa, pp. 46.

Dellapé, D., Pando, G., Uliana M., Musacchio, E. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. Relatorio del VII Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507. Buenos Aires.

Dellapé, D., Uliana, M. 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. Obra Centenario. Mus. La Plata, Paleontología, 5: 81-105. La Plata.

Emery, D., Myers, K. 1996. Sequence Stratigraphy. Oxford, U. K., Blackwell, p. 297.

Franzese, J., Spalletti, L. 2001. Late Triassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences 14: 257-270.

Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, I., Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). Journal of South American Earth Sciences, 16 (1): 81– 90.

Freije, H., Azúa, G., González, R., Ponce, J. 2002. Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas en CD ROM. Mar del Plata.

Friend, P., Slater, M., Williams, C. 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. Geological Society of London, Journal, 136: 39–46.

Garrido, A., Parent, H. 2013. Estratigrafía y fauna de amonites de los depósitos "Lotenianos" (Caloviano Medio-Oxfordiano Inferior) del anticlinal de Picún Leufú, Cuenca Neuquina, Subcuenca Picún Leufú, Argentina. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología 83: 35-68. Rosario, 27-12-2013. ISSN 1666-115X.

Garrido, A., Brambilla, L., Schweigert, G. 2019. Ammonites of the Subfamily Zapaliinae from the Lower Tithonian of Estancia María Juana, Vaca Muerta Formation (Portada Covunco Member), Neuquén Basin, Argentina. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 125(2): 433-448.

Gibling, M. 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. Journal of Sedimentary Research, 76 (5): 731–770.

Groeber, P. 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 18, Serie B (Geología): 1-81, Buenos Aires.

- 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58: 1-110. Buenos Aires
- 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1(3): 177-208. Buenos Aires.

Groeber, P., Stipanicic, P. 1953. Triásico. En: P. Groeber, Mesozoico. Geografía de la República Argentina, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 2(1): 13-141.

Gulisano, C. 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579- 592. Buenos Aires.

Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, A., Digregorio, R. 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 221-235. San Carlos de Bariloche.

- 1995. The Jurassic of Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Field Guide. Secretaría de Minería de la Nación y Asociación Geológica Argentina, Serie E, N° 2. 111 pp. Buenos Aires.

Hanneman, D., Wideman, C. 2010. Continental sequence stratigraphy and continental carbonates. En: Alonso-Zarza, A. M. y Tanner, L. H. (Eds.): Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications. Capítulo 5. Developements in Sedimentology, Vol. 62. Elservier, pp. 321

Haq, B., Hardenbol, J., Vail, P. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235 (4793): 1156-1167.

Hein, F., Walker, R. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. Canadian Journal of Earth Science, 14: 562-570.

Herrero Ducloux, A., Leanza, A. 1943. Sobre los amonites de la "Lotena Formation" y su significación geológica. Notas del Museo de La Plata, 8 (Paleont. 54): 281-304.

Hogg, S. 1993. Geology and hydrocarbon potential of the Neuquén Basin. Journal of Petroeloum Geology 16: 383- 396.

Hooke, R. 1967. Processes on arid-region alluvial fans. Geology, 75: 438-460.

Howell J., Spalletti L. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz (eds.): The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society London Special Publications 252: 1-14.

Hugo, C., Leanza, H. 2001a. Hoja Geológica 3969- IV, General Roca, provincias de Río Negro y Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina (escala 1: 250.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 308, 106 pp. Buenos Aires.

Jervey, M. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. En: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St.C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner (Eds): Sea Level Changes–An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42: 47 - 69.

Keidel, J. 1917. Über des Patagonischen Taffelland des Patagonische gerölle und ihre ziehungen zu den geologischen erscheinnungen in argentinische Andes gebiet und Littoral. Zeitschrift der Deutsche Wisensschaft Verlag, 3(5-6): 219-245. Stuttgart.

- 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minería y Geología, Publicación 8: 5-67. Buenos Aires.

Leanza, H., Blasco, G. 1990. Estratigrafía y ammonites pliensbachianos del área del arroyo Ñirecó, Neuquén, Argentina, con la descripción de Austromorphites gen. nov. Revista Asociación Geológica Argentina 45 (1-2): 159-174. Buenos Aires.

Leanza, H. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45(3-4): 272-299.

- 1999. The Jurassic and Cretaceous terrestrial beds from Southern Neuquén Basin, Argentina. Field Guide. Instituto Superior de Correlación Geológica. INSUGEO. Serie Miscelánea 4: 1-30. San Miguel de Tucumán.
- 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina, Argentina. SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2: 1-31. Buenos Aires.
- 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. Revista Museo Argentino Cienc. Nat., n.s. 11 (2) 145-184. Buenos Aires.

Leanza, H., Hugo, C. 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincia del Neuquén y Río Negro. Boletín Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR, 218: 1-135. Buenos Aires.

- 2001. Cretaceous red beds from southern Neuquén Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7: 111-122.
- 2004. Estratigrafía del Mesozoico. En: E.I. Rovere, A. Caselli, S. Tourn, H.A. Leanza, C.A. Hugo, A. Folguera, L. Escosteguy & S. Geuna, Hoja geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Boletín 298, 104 pp. Buenos Aires.
- 2006. Hoja Geológica 3769-31, Chorriaca, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 354: 1-93. Buenos Aires.

Legarreta, L., Gulisano, C. 1989. Análisis Estratigráfico Secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior – Terciario Inferior). En: Chebli G.A. & Spaletti, L.A. (Eds.): Cuencas sedimentarias argentinas. Serie de Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.

Legarreta, L., Uliana, M. 1996. The Jurassic succession in westcentral Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 120: 303-30.

Leopold, L., Wolman, M., Miller, J. 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. W. H. Freeman and Company, p. 522.

Limeres, M. 1996. Sequence Stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in Southern Neuquén: Implicance for Unraveling Synsedimentary Tectonics along the Huincul Wrench System. GeoResearch Forum 1-2: 275-284.

Llambías, E., Leanza, H. 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacay Melehue, Neuquén: evidencia de volcanismo jurásico en la cuenca neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (3): 552-558.

Martinez, M., Garcia, V., Quattrocchio, M. (2005). Análisis palinofacial de la Formación Challacó, Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina, Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 37(2), 2005, pp. 241-258.

Miall, A. 1977. A review of the braided river depositional model of alluvial stratigraphy: theory and aplication. Journal of Sedimentary Research, B65: 7-31.

Miall, A. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Fluvial Sedimentology, A. D. Miall (Ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 579-604.

Miall, A. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Sci Rev, 22: 261–308.

Miall, A. 1996. The geology of fluvial deposits. Springer Verlag, Berlín, 582 pp.

Miall, A. 1997**.** The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer-Verlag, 433 pp.

Miall, A. 2014. Fluvial depositional Systems. Springer Geology, Canada, 322 p.

Mitchum, R. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. En: Payton, C. E. (ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 205–212.

Mitchum, R., Van Wagoner, J. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. Sedimentary Geology 70, 131–160.

Mosquera, A., Ramos, V. 2005. Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, 28 p. Mar del Plata.

Mosquera, A., Ramos, V. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay D. & Ramos V. (eds.): Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S lat.) Geological Society of America Special Paper 407: 97-123.

Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V., Alarcón, M., Zubiri, M. 2011. La Estructura de la Dorsal de Huincul. Geología y recursos naturales de la Provincia de Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: 29-36. Neuquén.

Muto, T., Steel, R. 2001. Autostepping during the transgressive growth of deltas: Results from flume experiments: Geology, v. 29, p. 771–774.

Muto, T., Steel, R. 2004. Autogenic response of fluvial deltas to steady sea-level fall: Implications from flume-tank experiments, v: 32, p. p. 401–404.

Posamentier, H., Allen, G. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology No. 7, p. 210.

Posamentier, H., Vail, P. 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. En: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), Sea Level Changes – An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42, 125–154.

Ponce, J., Carmona, N., Montagna, A. 2018. Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas: descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigos corona y registros de imágenes de pozo. Buenos Aires, 165 p.

Potter, P. (1967). Sand bodies and sedimentary environments: a review. Am Assoc Petr Geol B 51:337–365.

Quirk, D. 1996. “Base profile”: a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. En: Howell, J. y Aitken. J. (Eds): High resolution sequence stratigraphy: Innovations and applications. Geological Society of London special Publication 104: 37 – 49.

Ramos, V. 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? IX Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Actas 2: 311-325.

Ramos V., Allmendinger, R., Mpodozis C. 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics 5. 855-880.

Ramos, V. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. Episodes 22(3): 183-190.

Rapalini, A. 2010. Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic. Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. Geological Acta, 8 (4): 349-371.

Reading, H., Levell, L. 1996. Controls on the sedimentary record. En: H. G. Reading, (Ed.), Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy: 5-35. Blackwell Science, Oxford.

Reineck, E., Singh, B. 1973. Depositional sedimentary enviroments with reference to terrigenous clastics. Springer-Verlag, Berlin, Germany. 453 pp.

Riccardi, A., Damborenea, S., Manceñido, M., Scasso, R., Lanés, S., Llanos, M. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilero de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52: 228–234.

Rodríguez, M., Leanza, H. 2007. Hoja Geológica 3969-II, Neuquén, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Boletín 370, 165 pp. Buenos Aires.

Rubin, D. 1987. Cross-bedding, bedforms and palaeocurrents. SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol., 1, p. 187.

Schumm, S. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. Journal of Geology 101: 279–294.

Silveira, M. 2017. Análisis estratigráfico secuencial de alta resolución y modelado geológico 3d en secciones sedimentarias transicionales y continentales del Jurásico Inferior a Medio del sector sur de la Cuenca Neuquina como análogo de la caracterización de reservorios de hidrocarburos. Tesis Doctoral.

Silvestro, J., Zubiri, M. 2008**.** Convergencia Oblicua: Modelo structural alternativo para la Dorsal 553 Neuquina (39°S) – Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(1): 49-64.

Shanley, K., MacCabe, P., Hettinger, R. 1992. Tidal influence in cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. Sedimentology 39:905-930.

Shanley, K., McCabe, P. 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, U.S.A. En: Flint, S. y Bryant, I. (Eds.): Quantitative Modeling of Clastic Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues. International Association of Sedimentologists Special Publication 15: 21–55.

Shanley, K., McCabe, P. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 78: 544 – 568.

Sloss, L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin, Vol. 74: 93–114.

Spalletti, L. 2007. Estratigrafía secuencial, aspectos sedimentológicos: ejemplos argentinos. Curso de especialización Universitat de Barcelona, Facultat de Geologia, 5 al 9 de febrero de 2007, Barcelona, España.

Suero, T. 1951. Descripción geológica de la Hoja 36c, Cerro Lotena (Neuquén). Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 76: 1-67. Buenos Aires.

Stipanicic, P. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. Revista de la Asociación Geológica Argentina 24 (4): 367-388.

Uliana, M., Legarreta, **L.** 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. Journal of Petroleum Geology.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Posamentier, H.W., Vail, P. R. 1987. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. En: Bally, A.W. (Ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy, volume 1. AAPG Studies in Geology 27, 11–14.

Vail, P. 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. En: Bally, A.W. (Ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy, vol. 27. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, p. 1–10.

Vail, P., Audemard, F., Bowman, S., Eisner, P., Perez, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (eds), Cycles and Events in Stratigraphy. Springer–Verlag, p. 617–659.

Veiga, G. 1998. Estratigrafía secuencial en series continentales: aplicación a los depósitos de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral (República Argentina). Revista de la Sociedad Geológica de España 11 (1-2): 95-109.

Veiga, G. 2000. Estratigrafía y Sedimentología de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP). 265 pp. (inédito).

Veiga, G. 2002. Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del jurásico medio en el sector austral de la Cuenca Neuquina, República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 9 (1): 83-108.

Vergani G., Tankard, A., Belotti, H., Welsink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin. En: A.J. Tankard, R. Suárez Sorucco & H.J. Welsink (eds.): Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleoum Geologist Memoir 62: 383-402.

Vicente, J. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(1): 221-250.

Volkheimer, W. 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaico y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra de Chacaico (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Lajas (Caloviano Inferior). Ameghiniana 10 (2): 105-109.

Walker, R., 2006. Facies models revisited. En: Facies Models Revisited. H. W. Posamentier y R. G. Walker (Eds.) SEPM Special Publication 84, 1-18.

Weaver, C. 1931 Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Universty of Washington. Memoir 1: 1-469. Seattle.

Windhausen, A. 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco). Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 10(1): 1-60. Buenos Aires.

Zapata, T., Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G. D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin, Argentina: A case study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publication 252: 37–56.

Zavala, C. 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis Doctoral. Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. 249 p.

Zavala, C. 1996. High-resolution sequence stratigraphy in the Middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquén Basin, Argentina. GeoResearch Forum, Advances in Jurassic Research. Vols. 1-2 (1996): 295-304. Transtec Publications, Switzerland.

Zavala, C., González, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior- Medio) en la Sierra de Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, año XVII, 65: 40-54.

Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Otharán, G. 2018. Jurassic uplift along the Huincul arch and its consequences in the stratigraphy of the Cuyo and Lotena groups.

Neuquen basin, Argentina. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.