



FaIn·UNCo
Facultad de Ingeniería
DEPTO. DE GEOLOGÍA Y PETRÓLEO

Trabajo Final de Licenciatura

Licenciatura en Ciencias Geológicas

**Estudio litoestratigráfico de la Formación Huitrín en los
afloramientos situados en la región de Bajada del Agrio,
Provincia del Neuquén**

Alumno: Pacher, Juan Sebastián

Legajo: ING-6301

DNI: 40909730

Director/a: Geól. Garrido, Alberto Carlos

Neuquén

Año 2024

RESUMEN

Durante el Cretácico Temprano, un importante cambio geotectónico en la Cuenca Neuquina condujo al crecimiento del arco volcánico y la consiguiente desconexión del área de sedimentación con el océano Pacífico. En este contexto, se observa en el registro estratigráfico una transición desde una sedimentación marina profunda hacia depósitos predominantemente continentales, que corresponden a las formaciones Huitrín y Rayoso del Grupo Bajada del Agrio.

Se llevaron a cabo relevamientos en campo donde se logró identificar y caracterizar litoestratigráficamente las unidades cretácicas aflorantes en los alrededores de Bajada del Agrio, Provincia del Neuquén, a fin de contribuir al entendimiento de la evolución paleoambiental de la Cuenca Neuquina durante el evento de desconexión final con el dominio del océano Pacífico. A partir del levantamiento de tres perfiles estratigráficos, se describieron sus atributos litofaciales y configuraciones de cuerpos sedimentarios, para luego establecer una evolución genética de la sucesión.

El análisis de facies y la correlación de los perfiles relevados permite interpretar para el tramo cuspidal del Miembro Agua de la Mula un mar somero donde se desarrolló una planicie de mareas surcada por cuerpos con estratificación inclinada heterolítica. Se destaca la alternancia recurrente de facies carbonáticas con material bioclástico retrabajado y niveles de dominio clástico con desarrollo de estructuras bidireccionales y paleocorrientes opuestas.

Suprayaciendo una superficie de exposición subaérea, se observaron canales fluviales efímeros de un sistema entrelazado. Sobre este cinturón, destaca un cuerpo tabular formado por rocas evaporíticas, ambas unidades asignadas al Miembro Troncoso. Se interpreta un extenso cuerpo de agua someros hipersalino, donde se produjo la precipitación de evaporitas rodeado por un *sabkha* costero

Una serie de cuerpos mantiformes carbonáticos del Miembro La Tosca sugieren un nuevo período de sedimentación netamente marina sin aportes clásticos. Estos estratos permiten inferir condiciones de aguas someras con salinidad anormal y una intensa evaporación

Finalmente, la desconexión del área de sedimentación con el océano Pacífico llevó al desarrollo de planicies de fango con una componente evaporítica, representadas por el Miembro Salina. De manera gradual, diversos pulsos de sedimentación clástica muy fina interdigitan en la columna estratigráfica, acusando mayores espesores hacia la parte superior de las transectas medidas, dando lugar a condiciones de planicie aluvial con una marcada red de avenamiento en las areniscas y fangolitas del Miembro Rincón, unidad basal de la Formación Rayoso.

Palabras claves: Formación Huitrín; litoestratigrafía; ambientes de transición; *sabkha*.

ABSTRACT

During the Early Cretaceous, a significant geotectonic change in the Neuquén Basin led to the growth of the volcanic arc and the subsequent disconnection of the sedimentary area from the Pacific Ocean. In this context, a transition from deep marine sedimentation to predominantly continental deposits is observed in the stratigraphic record, corresponding to the Huitrín and Rayoso formations of the Bajada del Agrio Group.

Field surveys were carried out to identify and lithostratigraphically characterize the Cretaceous units exposed in the surroundings of Bajada del Agrio, Neuquén Province, in order to contribute to the understanding of the paleoenvironmental evolution of the Neuquén Basin during the final disconnection event with the domain of the Pacific Ocean. Based on the survey of three stratigraphic profiles, their lithofacial attributes and sedimentary body configurations were described, followed by establishing a genetic evolution of the succession.

The facies analysis and the correlation of the surveyed profiles allow us to interpret the uppermost section of the Agua de la Mula Member as a shallow sea where a tidal flat developed with channeled bodies and inclined heterolithic stratification. The recurrent alternation of carbonate dominated facies with reworked bioclastic material and clastic dominated levels with the development of bidirectional structures and opposite paleocurrents stands out.

Overlying a subaerial exposure surface, ephemeral fluvial channels of a braided system were observed. Above this belt, a tabular body composed of evaporitic rocks, both units assigned to the Troncoso Member, stands out. This is interpreted as an extensive shallow hypersaline water body, where evaporites precipitated, surrounded by a coastal sabkha.

A series of mantiform carbonate bodies of the La Tosca Member suggest a new period of distinctly marine sedimentation without clastic contributions. These strata allow us to infer shallow water conditions with abnormal salinity and intense evaporation.

Finally, the disconnection of the sedimentary area from the Pacific Ocean led to the development of mudflats with an evaporitic component, represented by the Salina Member. Gradually, various pulses of very fine clastic sedimentation interdigitate in the stratigraphic column, showing greater thicknesses towards the upper part of the measured transects. This gave rise to alluvial plain conditions with a marked drainage network in the sandstones and mudstones of the Rincón Member, the basal unit of the Rayoso Formation.

Keywords: *Huitrín Formation; lithostratigraphy; transition environments; sabkha*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, un profundo agradecimiento a mi familia por haber sido un gran pilar a lo largo de mi vida. A mis padres y a mi hermano, les doy las gracias por ser un apoyo incondicional y por brindarme los medios para llegar hasta aquí.

Agradezco de corazón a mi pareja, Camila, por todo este tiempo de compañerismo y amor. Tu soporte ha sido invaluable al transitar en este camino y estoy muy agradecido por ello.

Mi gratitud también se extiende a mi director de tesis, Alberto Garrido, quien ha sido una orientación fundamental durante todo el proceso. Sus conocimientos y comentarios han servido como disparador para seguir aprendiendo.

Quiero agradecer también a mis amigos por tantos años de buenos momentos y compañía, haciendo esta etapa más amena.

A los miembros del jurado — Lic. Carlos Arregui, Lic. Jose Luis Vedia y Dr. Germán Otharán —, les doy las gracias por dedicar de su tiempo y conocimientos a revisar y mejorar mi trabajo.

A la Universidad Nacional del Comahue y al Estado Nacional por brindarme la oportunidad de lograr mi formación profesional.

ÍNDICE

RESUMEN	i
ABSTRACT.....	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
ÍNDICE.....	iv
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos generales.....	2
1.2 Objetivos específicos	2
1.3 Metodología	3
1.4 Localización del área de estudio	3
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	5
2.1 Cuenca Neuquina	5
2.2 Antecedentes	9
2.3 Estructura	11
3. ESTRATIGRAFÍA	13
3.1 Grupo Mendoza	14
3.2 Grupo Bajada de la Agrio	15
4. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS.....	31
4.1 Perfil 1.....	32
4.2 Perfil 2.....	36
4.3 Perfil 3.....	39
5. ANÁLISIS DE FACIES	43
5.1 Facies Clásticas.....	46
5.2 Facies Carbonáticas	54
5.3 Facies Evaporíticas	60
6. ASOCIACIONES DE FACIES Y CUERPOS SEDIMENTARIOS	65
7. MODELO DEPOSITACIONAL Y EVOLUCIÓN.....	77
8. DISCUSIONES.....	81
9. CONCLUSIONES	86
10. BIBLIOGRAFÍA	88

1. INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina es una depresión de la corteza continental situada en el centro-oeste de Argentina. Desarrollada entre los 34°S y 41°S, se extiende sobre las provincias de Neuquén, Mendoza, Río Negro y La Pampa. Con una geometría triangular, la cuenca se encuentra delimitada por el bloque San Rafael hacia el sector nororiental y por el Macizo Norpatagónico en una posición sudoriental. En el área occidental se encuentra limitada por la cadena orogénica de los Andes, la cual tuvo una influencia directa en la evolución final de la cuenca (Digregorio 1972; Digregorio y Uliana, 1980; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995; Vergani *et al.*, 1995).

Así definida, la Cuenca Neuquina cubre una superficie de más de 160.000 km², en la que se acumularon durante el Mesozoico hasta 7.000 m de sedimentos marinos y continentales, así como también depósitos volcánicos y volcanoclásticos. La génesis de la Cuenca Neuquina está intrínsecamente ligada a la extensión de intraplaca, resultado de la fragmentación del margen occidental de Gondwana. La configuración del margen activo y la geometría de la zona de subducción jugaron un papel crucial en la evolución geodinámica de la cuenca y en la compleja historia de su relleno (Digregorio *et al.*, 1984; Uliana y Biddle, 1988; Howell *et al.*, 2005; Mosquera y Ramos 2006).

Durante el Cretácico Inferior, a partir del Barremiano, se inicia un cambio significativo en la configuración de la cuenca, a partir del cual se observa una transición desde sedimentación marina profunda hacia depósitos predominantemente continentales. Las sedimentitas presentan facies continentales, marina restringida y marina marginal, las cuales se corresponden con las formaciones Huitrín y Rayoso, agrupadas por Méndez *et al.* (1995) en el Grupo Bajada del Agrio (Leanza 2003).

En las cercanías de la localidad de Bajada del Agrio (Fig. 1), las unidades litoestratigráficas presentes se exhiben con una marcada estructuración de orientación andina, pertenecientes a la unidad geotectónica de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Braccini 1970 en Ramos, 1978). Los afloramientos de estas sedimentitas de ambientes transicionales proporcionan valiosa información sobre la evolución del último evento regresivo relacionado con el océano Pacífico (Lazo *et al.*, 2017).

Dada la naturaleza mixta y transicional de las unidades presentes en estos afloramientos, a lo largo de los años, han surgido debates y controversias sobre sus límites estratigráficos y los ambientes de sedimentación asociados (Uliana *et al.*, 1975; Legarreta, 1985; Leanza, 2003; Gutiérrez Pleimling *et al.*, 2011; Zavala y Ponce, 2011). Por lo tanto, se propone realizar un estudio detallado de los

afloramientos de la Formación Huitrín en el área de estudio, con el objetivo de enriquecer el conocimiento sobre la evolución y la dinámica del relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano.

1.1 Objetivos generales

El propósito general de este trabajo final de licenciatura es presentar una caracterización litoestratigráfica de las unidades del Cretácico Inferior que afloran en los alrededores de la localidad de Bajada del Agrio, Provincia del Neuquén. Se pretende analizar la evolución tectosedimentaria de las sedimentitas de transición agrupadas con la denominación de Formación Huitrín. Con esta investigación se espera contribuir al entendimiento de la evolución paleoambiental de la Cuenca Neuquina durante el evento de desconexión final con el dominio del Océano Pacífico.

1.2 Objetivos específicos

Se plantearon una serie de objetivos específicos que guiarán el desarrollo de esta investigación:

- Identificar y caracterizar litoestratigráficamente a las sedimentitas del Cretácico Inferior aflorantes en el área de estudio, brindando atención a la configuración y tipología de los contactos que limitan a las diferentes sucesiones que las conforman.
- Realizar 3 perfiles litoestratigráficos de detalle (escala 1:100) y proceder a la descripción de sus atributos litofaciales, asociaciones de facies y configuración de los cuerpos sedimentarios presentes.
- Efectuar el análisis litofacial, a los fines de establecer un modelo deposicional para cada una de las unidades identificadas.
- Establecer la evolución genética de las sucesiones identificadas y proponer un modelo de evolución tectosedimentaria para el intervalo analizado

1.3 Metodología

En primer lugar, se realizó un análisis de material bibliográfico referido a la Cuenca Neuquina, y en particular, a las sedimentitas aflorantes en el área de estudio. Se hizo una recopilación de contribuciones científicas y cartografía geológica disponible en repositorios especializados, junto con material aportado por el director del trabajo y complementado con la interpretación de imágenes satelitales.

Una vez concluido el estudio preliminar del sector en estudio, se procedió a realizar el levantamiento geológico. Se logró una caracterización general de los afloramientos en los alrededores de Bajada del Agrio a partir de observaciones a gran escala, identificando cuerpos sedimentarios y unidades de orden mayor. Luego se llevó a cabo el levantamiento de tres perfiles estratigráficos a escala 1:100, a lo largo del faldeo occidental del anticlinal Río Agrio y parte del sinclinal Bajada del Agrio. Para esto se utilizó una libreta de campo, lupa de mano, comparadores granulométricos, de redondez y esfericidad, martillo geológico, brújula, GPS, báculo de Jacob y una cámara para el registro fotográfico. En cada uno de los perfiles se procuró realizar una descripción completa de las litofacies presentes, en función de la composición mineralógica, texturas y estructuras sedimentarias reconocidas.

En última instancia, se efectuó el análisis en gabinete, donde se integró e interpretó la información obtenida en las jornadas de campo. Las distintas representaciones gráficas se lograron mediante la utilización de programas de diseño (Corel Draw) y utilizando sistemas de información geográfica (Qgis). Se elaboraron tres columnas estratigráficas a escala para luego proceder con el análisis de facies, asociaciones de facies y cuerpos sedimentarios presentes. Los códigos empleados en la descripción de facies, corresponden a la nomenclatura propuesta por Miall (1985; 1996). Debido a la diversidad de ambientes sedimentarios presentes en el afloramiento, se ha considerado necesario ajustar o introducir nuevas facies para una comprensión e interpretación más precisa de los depósitos. Estos datos sirvieron como base para la formulación de un modelo genético y la construcción de un esquema evolutivo de la secuencia.

1.4 Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra en cercanías a la localidad de Bajada del Agrio, departamento Picunches, Provincia del Neuquén. La vía de acceso principal desde la ciudad de Zapala corresponde a la RN N°40, la cual se transita por 60 km en dirección noreste. Desde la intersección de la RN N°40 con la RP N°14, se transita esta última en dirección sureste por 12 km hasta llegar a la localidad de Bajada del Agrio.

Los afloramientos de interés se ubican hacia el sector sur y este de la misma (Fig. 1) y son observados en el faldeo occidental de una estructura con orientación meridional denominada anticlinal del Río Agrio, siendo este último parte de la faja corrida y plegada del Agrio.

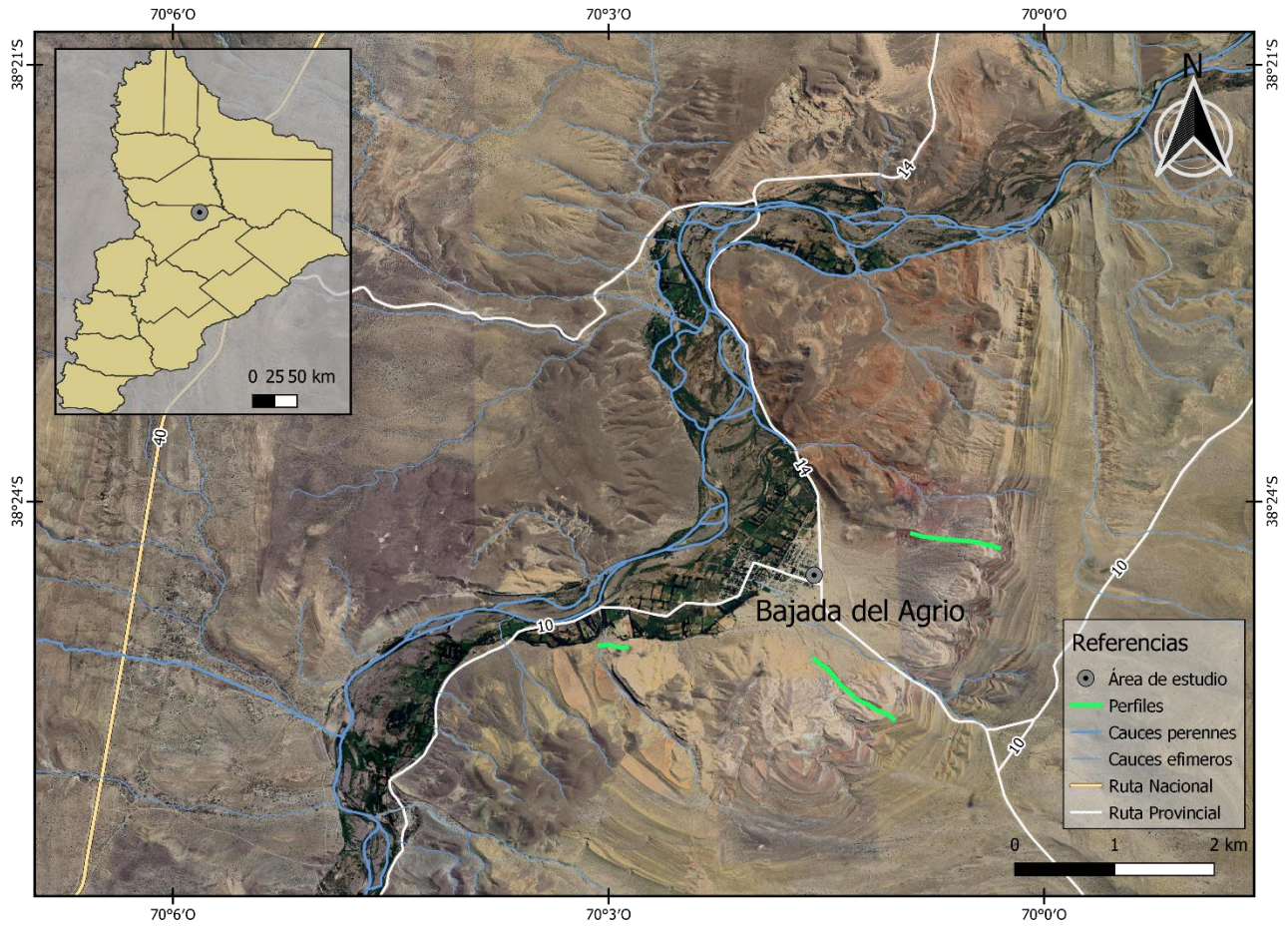


Figura 1. Mapa general del área de estudio con la ubicación de las transectas relevadas.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina ha sido reconocida como una depresión ensiálica que se encuentra en el suroeste de América del Sur. Esta cuenca se originó en el Triásico Tardío y acumuló hasta 7 km de sedimentos antes de colmatar en el Terciario Temprano (Uliana y Legarreta, 1993), con su extensión máxima abarcando entre 120,000 y 200,000 km² (Yrigoyen 1991, Gulisano y Gutiérrez-Pleimling 1995, Vergani *et al.* 1995).

En el sector occidental estuvo limitado durante gran parte de su historia geológica por un arco magmático asociado a un margen de placas convergentes, entre la placa oceánica proto-Pacífica y la placa Gondwánica (Sudamericana) (Fig. 2). El desarrollo del arco magmático occidental restringió de manera intermitente la comunicación abierta con el océano Pacífico generando intervalos de sedimentación marina y continental a través de un juego de combinación entre los movimientos tectónicos y las fluctuaciones eustáticas (Howell *et al.* 2005). El relleno mesozoico de la Cuenca de Neuquén contiene depósitos de varios ciclos de alta magnitud y baja frecuencia que resultaron, en el nivel bajo, en la deposición de depósitos no marinos en el centro de la cuenca predominantemente marina (Legarreta 2002).

La génesis de esta cuenca se relaciona con la fracturación y separación del margen occidental de Gondwana en el Triásico Medio a Tardío, y su evolución estuvo influenciada por la cinemática de las placas oceánicas y los cambios en los vectores de convergencia (Uliana y Biddle 1988, Uliana *et al.*, 1989; Ramos y Folguera, 2005; Mosquera y Ramos, 2006). El desmembramiento del supercontinente se tradujo en procesos de extensión intracontinental en un sector adyacente al margen occidental de la placa Sudamericana. En un contexto de subducción atascada, con una posición estacionaria del supercontinente y ausencia de evidencias de actividad en la región del arco, una anomalía astenosférica provocó una extensión regional y la intrusión de la Provincia Magmática Choiyoi (Ramos y Kay, 1991; Llambías & Stipanovic, 2002).

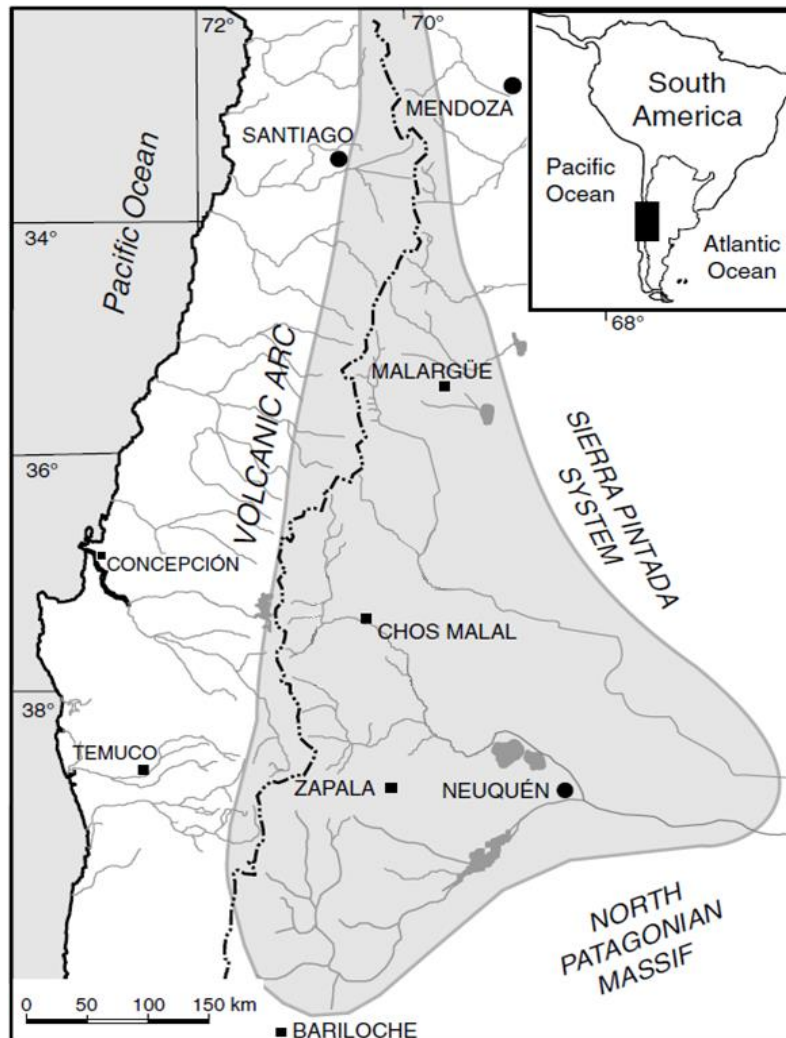


Figura 2. Ubicación general de la Cuenca Neuquina. Modificado de Veiga *et al.* (2005).

Posteriormente, la corteza engrosada experimentó el colapso del orógeno del Paleozoico superior dando inicio a la fase de *rifting* en la región. La extensión estuvo controlada por anisotropías en la fábrica del basamento vinculadas a suturas generadas a partir de la colisión de distintos terrenos durante el Paleozoico (Uliana y Biddle 1988; Uliana *et al.*, 1989; Franzese y Spalletti, 2001; Ramos y Kay 2006, Mosquera y Ramos 2006, Ramos *et al.* 2011b). Durante el Jurásico Temprano, la subsidencia térmica regional relacionada con el enfriamiento post-extensional de la litosfera colapsada resultó en el desarrollo de un amplio entrante marino en el margen sudoeste de Gondwana (Legarreta y Gulisano 1989; Legarreta y Uliana 1991).

La evolución de la Cuenca Neuquina se ha dividido en tres etapas geotectónicas principales (Fig. 3): *sin-rift* (Triásico Tardío – Jurásico Temprano), *post-rift* (Jurásico Temprano - Cretácico Temprano) y cuenca de antepaís (Cretácico Tardío - Cenozoico) (Howell *et al.*, 2005).

Etapa de Sin - rift (Triásico Tardío - Jurásico Temprano): Esta primera etapa se caracterizó por una extensión generalizada durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano. Se identifican dos familias de hemigrábenes con direcciones NO y ONO los cuales evolucionaron como depocentros aislados o parcialmente conectados, limitados por fallas normales lístricas y planares (Vergani *et al.*, 1995). Estas áreas de fallamiento activo fueron colmatadas con una secuencia de depósitos denominada "Precuyano" (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984), compuesta principalmente por un relleno sin tectónico por depósitos volcánicos y piroclásticos, con una menor contribución de facies sedimentarias. La presencia de discontinuidades y discordancias dentro de los depocentros señala periodos de reactivación tectónica que influyeron en la asimetría y distribución de las facies sedimentarias (Leanza, 2009).

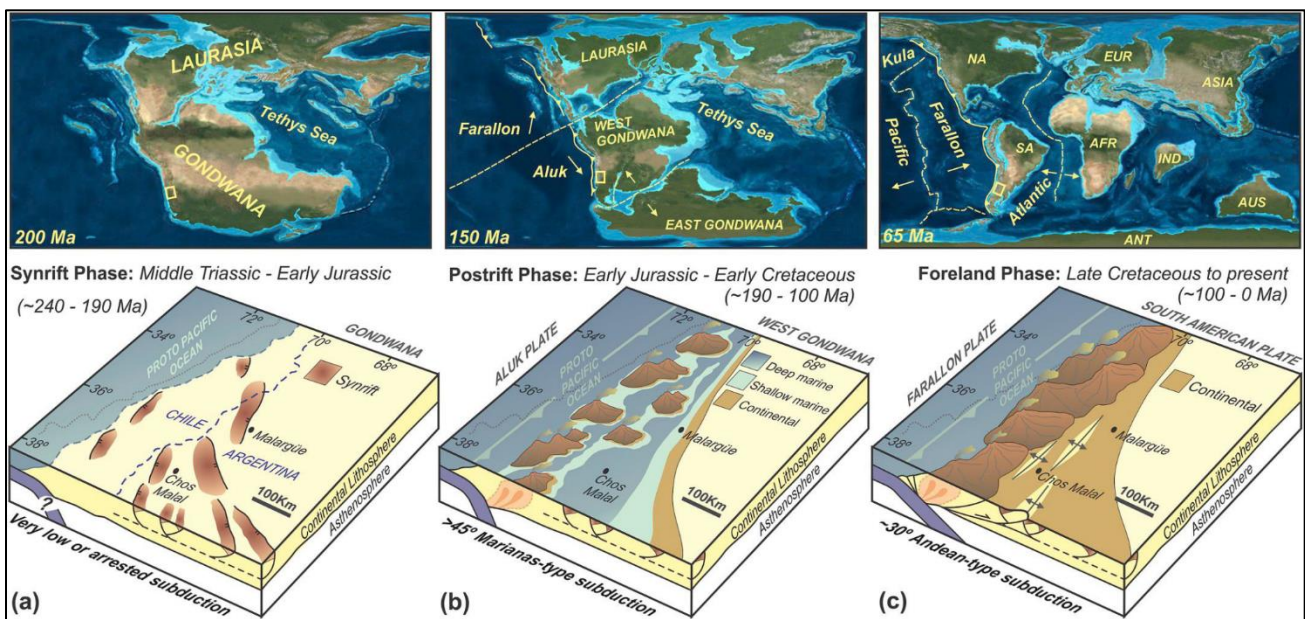


Figura 3: Evolución tectónica y paleogeográfica de la Cuenca Neuquina. Extraído de Turienzo *et al.*, (2020).

Etapa de Post - rift (Jurásico Inferior - Cretácico Inferior): Esta etapa estuvo marcada por el inicio de la subducción en el margen occidental de Gondwana, durante las etapas Aluk y Farallón Temprano (Mosquera y Ramos 2006). Durante la etapa de Post-rift, que abarcó desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Inferior, la Cuenca Neuquina alcanzó su máximo desarrollo como una cuenca marginal de retroarco ya que, de manera concomitante comienza a desarrollarse el arco magmático andino. Durante este período, hubo un aumento del nivel del mar a nivel global lo que resultó en el traslape de los hemigrábenes iniciales, dando lugar a grandes depocentros que estuvieron controlados por subsidencia térmica (Howell *et al.*, 2005).

Como resultado de una transgresión marina que tuvo lugar de manera diacrónica, se depositaron alrededor de 4.000 metros de sedimentos en forma de ciclos transgresivos y regresivos, los cuales estuvieron controlados por cambios en el nivel del mar, subsidencia térmica y procesos extensionales relacionados con el retroarco. Se destacan varias fases importantes de actividad tectónica que llevaron al desarrollo de depósitos continentales. Estas son las fases de inversión Intracalloviana (162 Ma), Intramálmica (158 Ma), Intravalanginiana (136 Ma) e Intrabarremiana (127 Ma), y se pueden observar en discordancias notables como la Loténica, Araucánica, Huancálica y Pampatrílica respectivamente (Leanza 2009).

Durante este intervalo de cuenca de retroarco se depositaron varias secuencias sedimentarias, incluyendo los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Bajada del Agrio (Howell *et al.*, 2005). Estos grupos registran en sus ciclos sedimentarios importantes cambios eustáticos a nivel local y global, así como variaciones climáticas y cambios en la tasa de subsidencia y aporte de sedimentos. Estas fluctuaciones eustáticas marcan momentos de conexión y desconexión de la cuenca con el océano Pacífico (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

Etapas de Compresión y Cuenca de Antepaís (Cretácico Tardío - Cenozoico): A finales del Cretácico Temprano, un cambio significativo en el régimen tectónico de la Cuenca Neuquina marcó el inicio de su tercera etapa de evolución. La horizontalización del ángulo de subducción resultó en una transición hacia un régimen tectónico compresivo (Ramos, 1999), lo cual generó la migración del arco magmático hacia el este, así como la estructuración del retroarco y la paulatina transición de la cuenca desde su condición marginal inicial hacia una cuenca de antepaís (Howell *et al.* 2005; Franzese *et al.*, 2003). Este cambio tuvo un profundo impacto en la cuenca, dando lugar a la inversión de muchas de las estructuras previamente extensionales (Vergani *et al.*, 1995). Este período se asocia con la etapa de subducción Farallón tardía y Nazca, como indican varios estudios (Mosquera y Ramos, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2009, 2011; Tunik *et al.*, 2010).

Cerca del límite Hauteriviano/Barremiano, estos cambios sustanciales en la estructura tectónica y los regímenes sedimentarios redujeron el intercambio de agua con el Pacífico (Veiga *et al.*, 2005). La Formación Huitrín representa una de las últimas etapas de esta fase y sugiere una reducción generalizada del nivel de base y una retracción del depocentro, marcando una transición hacia un entorno dominado por facies continentales (Leanza, 2003). Sin embargo, la falta de fósiles guías del Cretácico, como ammonites o inocerámidos, y la ausencia de dataciones radiométricas precisas

mantienen en debate la datación exacta de la retirada de las aguas del Pacífico y la acumulación de la Formación Huitrín.

Durante el Cretácico Superior, el alzamiento de la Cordillera de los Andes marcó la desconexión definitiva de la cuenca con el proto océano Pacífico (Arregui *et al.*, 2011). La deposición de sedimentos continentales del Grupo Neuquén estuvo relacionada con el inicio del proceso de antepaís de la cuenca, impulsado por el levantamiento de la Cordillera de los Andes en la región occidental (Tunik *et al.*, 2010). La discordancia Patagónica, Intercretácica, Intersenoniana o Miránica Principal (Keidel, 1925; Herrero Ducloux, 1946; Stipanovic *et al.*, 1968; Stipanovic y Rodrigo, 1970; Leanza, 2009) marca el inicio de esta fase de antepaís y la superposición de las mesosecuencias Neuquén y Malargüe durante el Cretácico Superior - Paleoceno (Legarreta y Gulisano, 1989). La primera mesosecuencia, de carácter continental, refleja la desconexión definitiva de la cuenca con el océano Pacífico, mientras que la segunda incluye sedimentitas de origen continental y marino, con evidencias de eventos de inundación desde el dominio atlántico (Legarreta y Uliana, 1996; Rodríguez, 2011).

2.2 Antecedentes

Los estudios regionales sobre la Formación Huitrín datan desde Groeber (1929). En esta oportunidad el autor designó el término “Yeso de Transición”, el cual se refiere a los sedimentos que marcan la evolución del régimen marino infra Cretácico al régimen terrestre supra Cretácico. Esta unidad comprende un conjunto de sedimentitas marinas, evaporíticas y continentales depositadas en el intervalo Barreamiano - Aptiano, aflorantes de manera casi continua a lo largo de 650 km de longitud en toda la zona andina, principalmente precordillerana, desde la latitud del cerro Aconcagua hasta en las cercanías de la ciudad de Zapala.

Weaver (1931) y Groeber (1933) proporcionaron más información sobre los aspectos geológicos de las denominadas “capas de transición”. Groeber (1936) describió afloramientos de sal gema incluidos en estas capas de transición tanto en Huitrín como en Chos Malal y Pampa de Tril. Loomis (1940), en una publicación inédita, denominó a este conjunto de sedimentitas transicionales que contienen bancos de sal y yeso-anhidrita como Formación Huitrín.

Más tarde Groeber (1946), en el relevamiento de la hoja Chos Malal, realizó los primeros estudios detallados de la Formación Huitrín y acuñó el término Huitriniano para estos estratos, dividiéndolos en Chorreadense, Troncosense, Tosquense, Salinense y Rinconense. Herrero Ducloux (1946) restringe la definición de la Formación Huitrín sólo a dos miembros identificados por dicho autor. Groeber

(1953) publicó una síntesis que actualizó los conocimientos sobre la estratigrafía a nivel regional, titulada "Ándico."

Investigadores posteriores como Marchese (1971) y Digregorio (1972), siguiendo normas de nomenclatura estratigráficas más recientes, formalmente designaron la Formación Huitrín. Además, Di Paola y Marchese (1970) estudiaron las relaciones estratigráficas entre el Grupo Rayoso (actualmente Grupo Bajada del Agrio) y las unidades basales del Grupo Neuquén.

Uliana *et al.* (1975a, 1975b) describieron la estratigrafía, distribución y génesis del Grupo Rayoso en las provincias de Neuquén y Mendoza. Propusieron un nuevo esquema litoestratigráfico e indicaron que los foraminíferos presentes en las intercalaciones arcillosas de los calcáreos tosquenses sugieren un medio con fuerte influencia marina. Brodtkorb *et al.* (1992), basados en observaciones entre Zapala y Curaco en Neuquén, destacaron que las evaporitas del Miembro Troncoso se habrían depositado en un ambiente supratidal subaéreo, mientras que las dolomías arcillosas con restos de bivalvos y foraminíferos del Miembro La Tosca corresponden a un ambiente carbonático subtidal sometido a condiciones de fuerte evaporación.

Ramos (1981), en su descripción geológica de la Hoja 33c Los Chihuidos Norte, propuso un nuevo esquema litoestratigráfico para la Formación Huitrín, restringiendo la misma a los Miembros Salina y La Tosca, ubicando al Troncoso como la unidad más joven de la Formación Agrio. Luego, Legarreta y Boll (1982) presentaron un modelo estratigráfico para el sector mendocino.

Legarreta (1985) llevó a cabo un de los estudios más destacados de la Formación Huitrín en términos de facies sedimentarias y estratigrafía secuencial en el extremo sur de Mendoza. Legarreta y Gulisano (1989), en su análisis sobre la estratigrafía secuencial de la Cuenca Neuquina, denominaron la Mesosecuencia Huitrín, sugiriendo acople del Miembro Chorreado al Grupo Mendoza, aunque sin modificar los esquemas litoestratigráficos clásicos.

Gutiérrez Pleimling (1991) brindó un estudio destacado sobre la Formación Huitrín, especialmente en la comarca de Chorriaca, donde aflora sobre la RN N° 40. En el mismo, el autor realizó acertadas observaciones sobre los ambientes y geometría de depositación del Miembro Chorreado.

Bengochea y Padula (1993) llevaron a cabo una evaluación geológica-económica del Proyecto Potasio Río Colorado, en la Provincia de Mendoza. Gabriele (1992; 1999; 2016) estudió las sales de potasio de la Formación Huitrín y describió la cuenca potásica huitriniana, con énfasis en el sector neuquino.

A partir del estudio de testigos, perfiles y su correlación con afloramientos, el autor definió un conjunto de electrofacies en el subsuelo de la Cuenca Neuquina.

Leanza *et al.*, (2001) con la publicación de la Hoja 3969-I Zapala, abordó con detalle las Formaciones Huitrín y Rayoso, destacando ciertas problemáticas relacionadas con el ordenamiento litoestratigráfico de estas unidades. Leanza (2003) llevó a cabo un análisis estratigráfico minucioso de las sedimentitas de las Formaciones Huitrín y Rayoso en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina.

Veiga *et al.*, (2005) realizó un análisis detallado de las facies de la cuña clástica de mar bajo del Miembro Troncoso Inferior, caracterizando el comportamiento de la misma en la transición a un sistema de antepaís.

2.3 Estructura

El término "Faja Plegada y Corrida del Agrio" (Bracaccini, 1970) refiere a un segmento de una faja plegada bien desarrollada, que actualmente se encuentra inactiva. Se extiende a lo largo de unos 50 km de ancho entre las latitudes 35° y 40° S y representa la región morfoestructural con la mayor deformación en la Cuenca Neuquina. Se divide en cuatro tramos, a saber, Malargüe, Chos Malal, Agrio y Aluminé.

Los límites de esta estructura están definidos de la siguiente manera: al norte, limita con el lineamiento de Cortaderas, que sigue una dirección NO-SE y corre a la altura del río Neuquén. Al oeste, su límite es la fosa de Loncopué, y hacia el sur, se cree que la Sierra de la Vaca Muerta actúa como un lineamiento similar al de Cortaderas. Por último, el límite oriental de la faja está conformado por la gran estructura denominada Dorso de los Chihuidos (Ramos, 1978; Vergani *et al.*, 1995; Zapata *et al.*, 1999; Mosquera y Ramos 2006).

Esta faja de deformación contiene estructuras que se formaron durante la orogenia andina y se dividen en una zona interna al oeste, caracterizada por deformación de piel gruesa, y una zona externa al este con deformación de piel fina y participación subordinada del basamento (Leanza *et al.*, 2001). En la zona interna; altos en el basamento han dado lugar a grandes braquianticlinales, mientras que la zona externa está caracterizada por pliegues de menor longitud de onda, despegados en las evaporitas de la Formación Auquilco y de la Formación Huitrín. Grandes pampas separan las estructuras de piel fina, reflejando bloques de basamento parcialmente invertidos con resaltos estructurales de hasta 1.000 metros (Leanza *et al.*, 2001).

En el área de estudio se reconocen cinco anticlinales con rumbo de norte a noreste, con vergencia hacia el este y el oeste (Fig. 4). Esta geometría de braquianticlinal con doble vergencia es característica de la mayoría de los anticlinales en la faja plegada y corrida del Agrio (Herrero Ducloux, 1946; Zapata *et al.*, 1999, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2009, 2011).

Anticlinal Río Agrio: El Anticlinal Río Agrio se extiende entre las localidades de Bajada del Agrio y Agrio del Medio, siendo atravesado por el Río Agrio en dirección este-oeste. Esto crea un corte natural que permite una excelente exposición de esta estructura. Su orientación principal es de norte a sur, con una ligera desviación hacia el norte-noroeste en su extremo septentrional. Su longitud alcanza aproximadamente 13 km en dirección norte-sur y 6 km en dirección este-oeste, mostrando en su núcleo la presencia del Miembro Pilmatué. Se trata de un braquianticlinal con inclinación tanto al norte como al sur, lo que lo convierte en una estructura bien definida que puede ser observada con claridad en imágenes satelitales.

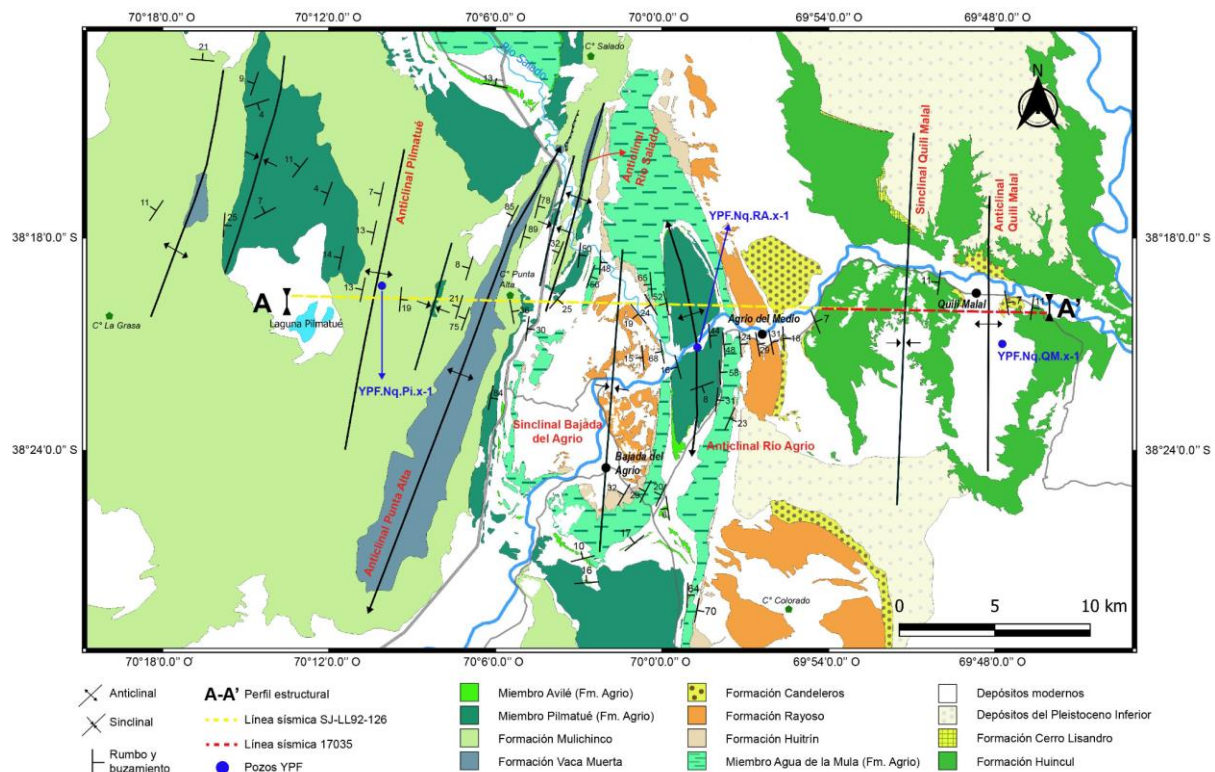


Figura 4: Mapa geológico del área bajo estudio indicando las estructuras principales observadas.

Extraído de Irastorza *et al.*, (2019).

En el terreno, se aprecia que la charnela del anticlinal es amplia y redondeada, con flancos que exhiben notables ángulos de inclinación. En el flanco oriental la Formación Agrio presenta buzamientos de

aproximadamente 40°-50° hacia el este, mientras que en el flanco occidental son de 60°-70° hacia el oeste, lo que señala una vergencia hacia el oeste de la estructura. Entre los anticlinales Río Agrio y Río Salado se configura el Sinclinal Bajada del Agrio, que se extiende alrededor de 18 km en dirección norte-sur. Este sinclinal es un pliegue amplio cuyo núcleo expone estratos rojizos de la Formación Rayoso con buzamientos suaves (~10-15°) en ambos flancos (Irastorza *et al.*, 2019).

3. ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de la Cuenca Neuquina se ha subdividido y estudiado en detalle a lo largo del tiempo por varios investigadores. El primer análisis estratigráfico completo de este relleno sedimentario fue elaborado por Groeber (1929, 1933, 1946, 1953). Basado en el reconocimiento de discordancias mayores e interrupciones en la sedimentación, Groeber (1946) definió tres ciclos de sedimentación de mayor escala: el "Jurásico," el "Ándico," y el "Riograndico." Dentro de ellos, también reconoció ciclos de orden menor o "subciclos" (Cuyano, Loteniano-Chacayano, Mendociano, Rayosiano, Neuqueniano y Malalhueyano), que interpretó en parte como generados por la existencia de repetitivas transgresiones y regresiones marinas. El "Ciclo Ándico," o "Super Grupo Ándico," se extiende desde el Kimmeridgiano hasta, posiblemente, el Cenomaniano Inferior. Estos límites se marcan con discordancias regionales que se asocian a fases diastólicas: la basal llamada Araucana (o "Movimientos Intermálmicos") y la cuspidal, Mirano principal (o "Movimientos Intersenonianos") (Leanza, 2009). Los lineamientos propuestos por este autor revisten aún hoy en día de significativa importancia. Revisiones posteriores acerca de todo el relleno de la Cuenca Neuquina han sido efectuadas por Digregorio (1972), Digregorio y Uliana (1980), Legarreta y Gulisano (1989), y Legarreta y Uliana (1999), entre otros.

En el análisis estratigráfico secuencial de Legarreta y Gulisano (1989), los autores dividieron este relleno sedimentario en secuencias depositacionales de distintos órdenes que se agrupan en la Megasecuencia Neuquina. A su vez, diferenciaron tres supersecuencias: una inferior que abarca desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Superior, una media entre el Kimmeridgiano y el Cenomaniano, y una superior que comprende desde el Cenomaniano hasta el Cenozoico Inferior. La supersecuencia media coincide parcialmente con el ciclo Ándico de Groeber (*op. cit*) y contiene los grupos Mendoza (Kimmeridgiano-Hauteriviano) y Bajada del Agrio (Barremiano-Albiano). En todos los casos, los límites de cada una de las secuencias se caracterizan por contactos netos o discontinuidades, resultantes de interrupciones o cambios abruptos en la sedimentación.

3.1 Grupo Mendoza

El Grupo Mendoza fue propuesto por Stipanovic *et al.* (1968), reemplazando al término Mendociano de Groeber (1946) y dándole el rango de Grupo. Incluye una variedad de formaciones tanto marinas como continentales y constituye una columna sedimentaria de gran espesor (Digregorio y Uliana 1980), que se encuentra delimitada en su base por la discordancia Intramálmica o Araucánica (154 Ma) y en su techo por la discordancia Intrabarremiana o Pampatrífica (127 Ma) (Leanza, 2009). La edad cronoestratigráfica de este grupo abarca desde el Kimmeridgiano hasta el Barremiano, marcando la desconexión de la cuenca con el océano (Leanza *et al.*, 1977; Aguirre Urreta y Rawson, 1997), Por encima del episodio de inversión del Kimmeridgiano, tuvo lugar la depositación de los conglomerados y areniscas fluviales y eólicas con participación volcánica de la Formación Tordillo. En el Tithoniano Temprano, una inundación catastrófica dio lugar a la máxima expansión marina en la Cuenca Neuquina y al inicio de la Formación Vaca Muerta. Depósitos de lutitas negras de cuenca interna son progradados en dirección noroeste por los carbonatos de la Formación Quintuco. Suprayaciendo este conjunto se encuentran los depósitos mixtos marino somero de la Formación Mulichinco. Por encima de esta unidad ocurrió otro evento de inundación y depositación de lutitas negras ricas en materia orgánica pertenecientes al tramo inferior de la Formación Agrio (Veiga *et al.* 2020; Legarreta y Uliana, 1991; Howell *et al.*, 2005)

3.1.1 Formación Agrio

La Formación Agrio, subdividida en los Miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula (Leanza *et al.* 2001), presenta niveles basales y cuspidales con una gran diversidad de invertebrados marinos, palinomorfos, peces y reptiles (Lazo *et al.* 2005, 2009; Spalletti *et al.* 2011). Durante el Hauteriviano tardío, la sedimentación marina del Miembro Pilmatué se interrumpió debido a una importante caída del nivel del mar, acumulando depósitos fluviales, eólicos y lacustres de espesor variable, correspondiente al Miembro Avilé (Veiga *et al.* 2011). Este miembro está a su vez cubierto por lutitas marinas del Miembro Agua de la Mula, representando una transgresión que se extiende hasta el Barremiano más basal, marcando el final de la acumulación del Grupo Mendoza.

Esta unidad presenta su mayor espesor hacia el interior de la cuenca, mientras que hacia el flanco oriental se acuña paulatinamente, cambiando gradualmente de facies, desde pelitas oscuras y calizas micríticas hasta *grainstones* y *packstones* esqueléticos oolíticos y finalmente a clásticos calcáreos y capas rojas (Legarreta, 1985).

En cuanto al límite superior del Grupo Mendoza, no existe un consenso generalizado entre los diferentes investigadores que han estudiado el tema. Weaver (1931), Loomis (1940), y otros autores ubican el límite justo debajo del Miembro La Tosca. Groeber (1946, 1953) situó el tope del Mendociano en la base del primero de los miembros de transición que apareciera en una determinada zona por encima de las pelitas negras de la Formación Agrio, ya sean estos arcillo-arenosos ("Chorreadense"), arenosos ("Troncosense") o calcáreo-yesosos ("Tosquense"). Sin embargo, como lo expresa Uliana *et al.* (1975 b), este pase es poco práctico para un estudio regional. De modo inverso, el deslinde tomado por Weaver (1931) es continuo en gran parte de la Cuenca Neuquina, pese a ser un límite arbitrario escogido en el espesor de la zona de transición, siendo asimismo identificable con facilidad en las fotografías aéreas e imágenes satelitales tanto como en los registros eléctricos de pozos.

Un tercer modelo interpretativo sobre el deslinde entre el Mendociano y el Huitriniano ha sido establecido por Legarreta y Boll (1982) en el sur de Mendoza y resulta bien aplicable en Neuquén hasta la latitud de Chorriaca. Según Legarreta y Boll (1982), la máxima discontinuidad de los términos huitrinianos se registra en la base del Miembro Troncoso inferior constituido por areniscas fluviales, el cual se asienta sobre las calizas del Miembro Chorreado o sobre pelitas del Miembro Agua de la Mula en áreas más australes de la provincia.

Por encima de estos importantes ciclos transgresivo-regresivos se deposita el Grupo Bajada del Agrio (Méndez *et al.*, 1995). Este grupo agrupa a las calizas, clásticos y evaporitas de la Formación Huitrín (Legarreta 1985, Leanza 2003) y a los sedimentos finos de origen continental de la Formación Rayoso (Herrero Ducloux 1947, Zavala y Ponce 2011), con la cual se completa la desconexión de la cuenca con el Océano Pacífico.

3.2 Grupo Bajada de la Agrio

Se propusieron varias denominaciones para este grupo a lo largo del tiempo. Inicialmente, Uliana *et al.* (1975a, b) lo llamaron Grupo Rayoso, mientras que Leanza y Leanza (1973) sugirieron el nombre Grupo Huitrín para las sedimentitas del mismo. Posteriormente, Méndez *et al.* (1995) propusieron cambiar la denominación de Grupo Rayoso a Grupo Bajada del Agrio. Esta decisión se basó en el hecho de que la localidad tipo de estas sedimentitas se encuentra en las inmediaciones de Bajada del Agrio, tanto en el flanco oriental como en el occidental del anticlinal Río Agrio. Herrero Ducloux (1946) y Uliana *et al.* (1975a, b) habían propuesto previamente esta localidad como referencia. En cumplimiento con el Código Argentino de Estratigrafía (1992, art. 31, inc. b), que establece que un

grupo no debe llevar el mismo nombre que alguna de las unidades litoestratigráficas contenidas en él, se optó por la denominación propuesta por Méndez *et al.* (1995).

El Grupo Bajada del Agrío incluye dos formaciones: Huitrín, que se extiende desde el Barremiano al Aptiano, y Rayoso, que abarca el tramo Aptiano - Albiano. Los límites inferiores y superiores de este grupo están delimitados por los Grupos Mendoza y Neuquén, respectivamente (Fig. 5).

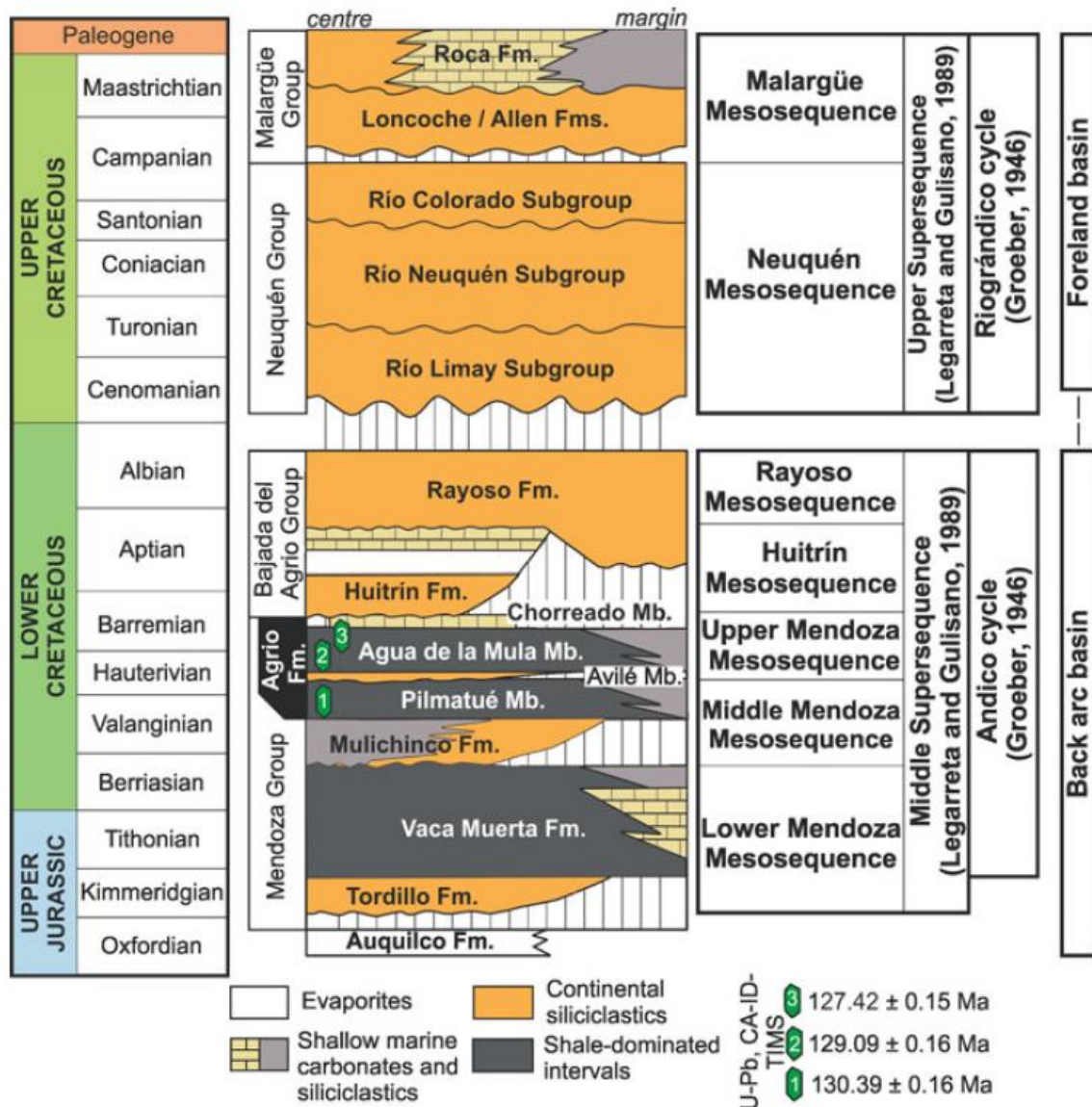


Figura 5: Carta tectoestratigráfica de los Grupos Mendoza, Bajada del Agrío y Neuquén.

Extraída de Heredia *et al.*, 2022.

El establecimiento del límite entre el Mendociano y el Huitriniano ha sido una fuente constante de controversia en la Cuenca Neuquina. El análisis directo de las capas en el campo ha permitido

identificar una serie de discordancias y discontinuidades estratigráficas significativas. Estas discordancias han proporcionado una valiosa herramienta para acotar edades y correlacionar las capas aflorantes en la región, y han sido cruciales para establecer los límites de las unidades convencionales utilizadas en el mapeo geológico (Leanza 2003).

En particular, las sedimentitas del Huitrinianas y el Rayosianas han sido afectadas por discordancias importantes, como la discordancia Miránica Inicial, que se sitúa en el Barremiano con una edad de 123 millones de años (Ma), la discordancia Miránica Intermedia, en el Aptiano con 117 Ma, y la discordancia Miránica Principal, que marca el límite Albiano/Cenomaniano y tiene una edad de 99 Ma (Stipanovic y Rodrigo, 1970a en Leanza 2009).

Sin embargo la presencia de superficies de discordancia o de paraconcordancia dentro de la sucesión huitriniana no implica necesariamente la existencia de fases diastólicas ya que, como se verá más adelante, éstas podrían llegar a ser el resultado de variaciones relativas del nivel del mar, ya sean de tipo local, regional o incluso global (Vail *et al.*, 1977), pudiéndose dar la superposición de estos fenómenos con los de tipo tectónico local de diferente envergadura, que no necesariamente ocurrieron en ese preciso "instante" geológico, sino que por el contrario, son de larga duración y sincrónicos con la sedimentación (Legarreta 1985).

En cuanto al Miembro Chorreado, desde que Groeber (1946) considerara al Miembro Chorreado como parte integral del Huitriniano, ha habido una evolución en la interpretación estratigráfica. En base a criterios de subsuelo se ha identificado un patrón sigmoidal con rumbo NNE-SSO que progresa hacia el NO (Gutiérrez Pleimling *et al.*, 2011). Las rocas de este miembro corresponden a un ambiente marino restringido y se depositaron en una rampa carbonática de suave pendiente (Fig. 6). Se han diferenciado dos secciones, informalmente denominadas Inferior y Superior. La sección Inferior se caracteriza por una alternancia típica de carbonatos, indicando un mayor flujo de energía cerca de la línea de costa, mientras que la sección Superior muestra un mayor predominio de evaporitas, lo que sugiere un ambiente de menor energía en aguas más profundas. La transición entre estas secciones es gradual y no presenta cambios abruptos en la sedimentación. Esta rampa carbonática se presenta adosada a la clinofoma sigmoidal externa de la Formación Agrio, por lo que, si bien se deposita a través de un límite de secuencia, se vincula genéticamente con el Grupo Mendoza (Gutiérrez Pleimling, 1991; Leanza 2003).

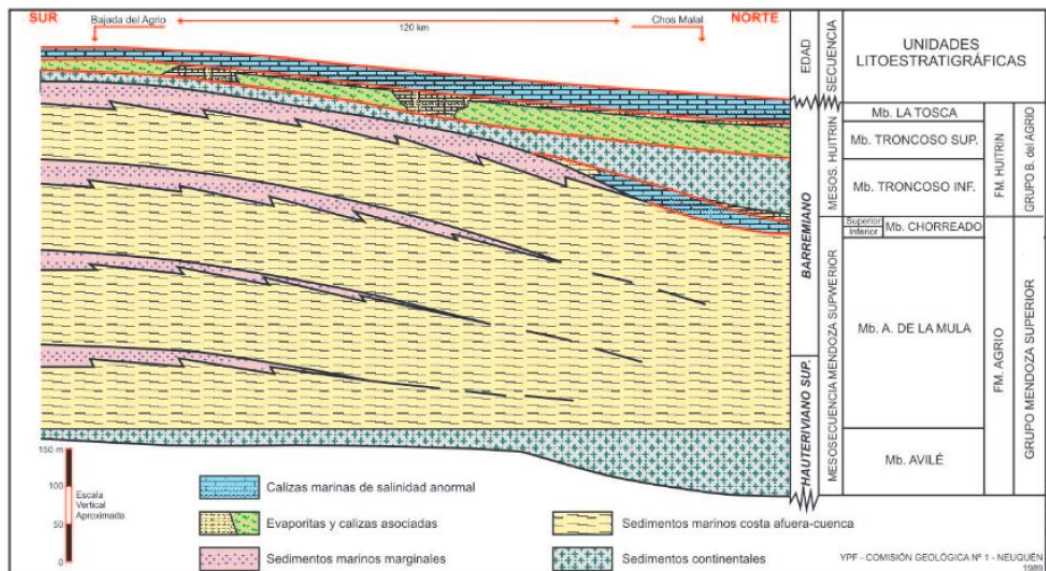


Figura 6: Esquema estratigráfico para las unidades cretácicas. Extraído de Gutiérrez Pleimling *et al.*, (2011).

Si bien Legarreta y Gulisano (1989) lo mantienen dentro de la Formación Huitrín, lo incluyen en la Mesosecuencia Mendoza Superior. En este sentido se lo relaciona más con una restricción del mar abierto que existía durante el tramo superior de la Formación Agrio que con la rápida continentalización que ocurrió en el Miembro Troncoso (Vergani et al, 2002).

3.2.1 Formación Huitrín

La Formación Huitrín, que corresponde al Cretácico Inferior, presenta afloramientos continuos en una franja que se extiende de norte a sur, cubriendo una distancia de más de 650 km, desde la latitud del Cerro Aconcagua en la Provincia de Mendoza hasta las proximidades de la ciudad de Zapala en la Provincia de Neuquén (Fig. 7). Esta formación ha sido subdividida en tres unidades distintas: el Miembro Troncoso (inferior y superior), el Miembro La Tosca y el Miembro Salina (Leanza 2003).

El Miembro Troncoso inferior consiste en una unidad clástica de origen continental compuesta por depósitos fluviales y eólicos, mientras que el Miembro Troncoso Superior se corresponde con una espesa secuencia evaporítica. El Miembro La Tosca está compuesto por depósitos marinos carbonáticos de aguas someras de plataforma protegida y salinidad anormal. El Miembro Salina está formado por arcilitas abigarradas con tonos claros a menudo intercaladas con bancos de yeso formadas en un ambiente supratidal, *sabkhas* marginales y extensas marismas (Uliana *et al.*, 1975).

Esta unidad descansa sobre una discontinuidad estratigráfica regional, erosionando el techo de las formaciones subyacentes. La misma implica un descenso relativo del nivel del mar, lo que produjo la

exposición de la plataforma y la migración del espacio de acomodación hacia el área meridional. De norte a sur va entrando en contacto con unidades progresivamente más antiguas, donde traslapan sectores marginales del Miembro Chorreado, hasta disponerse sobre facies marino profundas del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio en la zona del Río Salado y Bajada del Agrio en el centro Neuquino (Groeber, 1946; Uliana *et al.*, 1975a, b; Legarreta y Boll, 1982; Legarreta, 1985; Vergani, 2002).

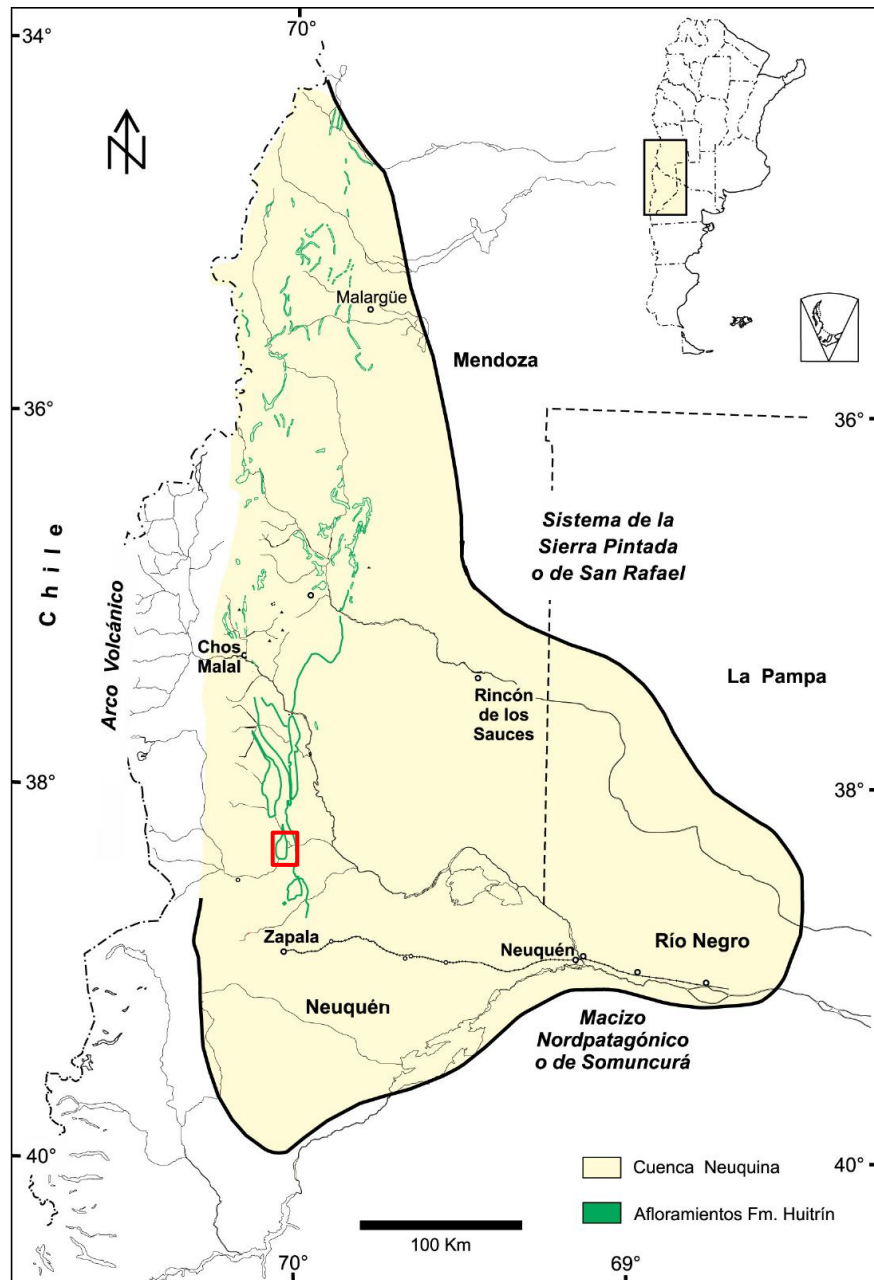


Figura 7. Afloramientos de la Formación Huitrín en la Cuenca Neuquina. El recuadro rojo indica el área de estudio para este trabajo. Modificado de Gabriele (2016).

En cuanto a su edad, la Formación Huitrín se encuentra suprayaciendo a la Formación Agrio y a su vez es sucedida por la Formación Rayoso. Tanto la rica fauna de invertebrados marinos en la parte superior de la Formación Agrio (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008, 2011; Spalletti *et al.*, 2011) como los palinomorfos en Miembro Quili Malal de la Formación Rayoso sugieren una edad Barremiana (Musacchio y Vallati, 2000; Vallati, 2002). Por lo tanto, la Formación Huitrín se ubica completamente en el Barremiano.

Miembro Troncoso

Antecedentes, Litología y Ambiente: Designado en primer lugar por Groeber (1946) como uno de los pisos del Huitriniano, el Miembro Troncoso se divide en una sección inferior clástica y otra superior de naturaleza evaporítica (Legarreta y Boll, 1982). La primera de las dos se constituye como una unidad de origen continental compuesta por depósitos fluviales y eólicos. Estos están ampliamente distribuidos en el centro y norte de la provincia del Neuquén (Fig. 8), y se caracteriza litológicamente por la presencia de areniscas de grano medio. Las mismas varían en coloración, oscilando entre tonos ocre, castaño amarillento y blanquecino (Veiga y Vergani 2011).

La sedimentación comenzó con sistemas fluviales que, en su proceso erosivo, se depositaron en discordancia sobre el Miembro Chorreado, o en su ausencia, sobre el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio. Este proceso llevó a la incorporación de pelitas y clastos carbonáticos en los depósitos fluviales. En lo que respecta a las areniscas que dominan la litofacies, su tamaño indica un predominio de la carga del lecho sobre la carga en suspensión, mientras que las estructuras sedimentarias primarias preservadas confirman un transporte de sedimentos por corrientes tractivas. La geometría de los cuerpos, su organización interna y la ausencia de pelitas indicarían un ambiente deposicional constituido por una extensa planicie arenosa surcada por cauces fluviales con diseño entrelazado (Legarreta 1985). La naturaleza bien clasificada de los depósitos fluviales en la parte superior de la sucesión fluvial puede sugerir que partes del sistema fluvial estaban activas durante la sedimentación eólica y retrabajaron localmente los depósitos de dunas texturalmente maduros (Veiga *et al.* 2005).

Estos sistemas progradan en dirección al noroeste, donde engranan con depósitos dominados por pelitas y fangolitas intercaladas por areniscas finas. Esta situación representa depósitos poco

canalizados de desborde en una planicie de inundación o barreal que ocupaba el centro del depocentro (Vergani *et al.*, 2002).

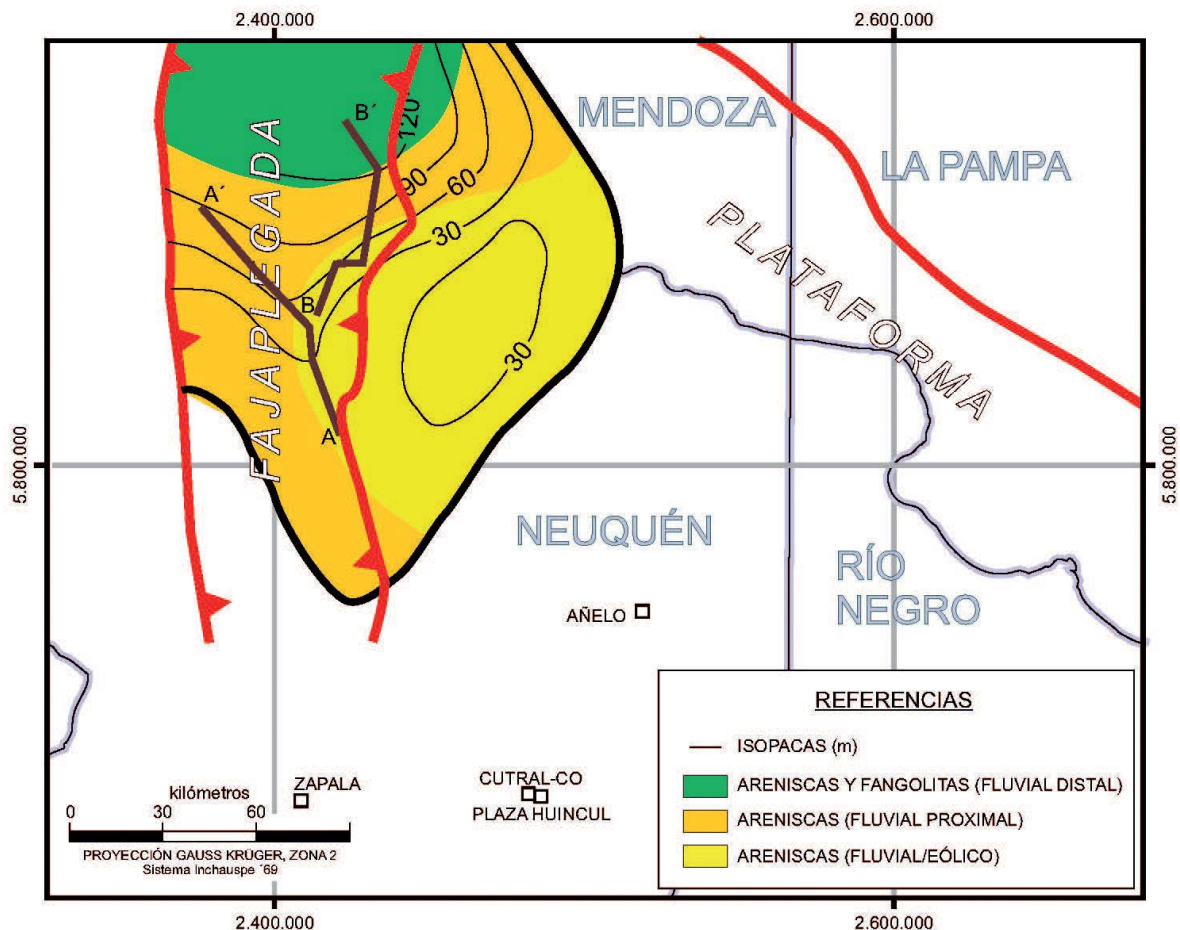


Figura 8: Distribución de facies para el Miembro Troncoso inferior. Extraído de Veiga y Vergani, 2011.

En forma relativamente abrupta, en todo el sector sur de afloramientos, los depósitos fluviales de la porción basal del Miembro Troncoso Inferior son reemplazados por depósitos de origen eólico. Este ciclo de relleno eólico presenta mayor expansión que el anterior y cubre áreas marginales que anteriormente estaban sujetas a erosión o no depositación como también zonas de interfluvios sobre la plataforma (Vergani *et al.*, 2002).

Los mismos están caracterizados por la presencia de grandes *sets* entrecruzados arenosos. En algunos sectores, en la transición entre ambos sistemas, aparece una sucesión compuesta también por depósitos eólicos, pero en *sets* delgados que estaría indicando una etapa intermedia de evolución, con importante actividad eólica, pero en condiciones subsaturadas debido a una disponibilidad de arena limitada. La transición hacia la sedimentación eólica señala un cambio hacia un clima más seco en la región. Su base neta y de continuidad regional permiten interpretar un origen alogénico para este evento que

desvincula ambas secciones. Este cambio climático permitió que el viento retrabajara los depósitos fluviales anteriores (Veiga y Vergani 2011).

Por sobre las dunas eólicas se produce una transgresión marina generalizada que da lugar a una sedimentación evaporítica. El contacto con las geoformas eólicas es irregular; en el mismo se han preservado la topografía de las dunas, y a su vez, depósitos retrabajados por la acción de olas y procesos de deformación sinsedimentaria (Strömbäck *et al.*, 2005; Veiga *et al.*, 2005; Argüello - Scotti y Veiga, 2015).

Durante este intervalo se instaló un ambiente marino restringido, hipersalino y somero, que permitió la generación de la extensa secuencia de evaporitas del Miembro Troncoso Superior (Fig. 9), el cual alcanza espesores notables, incluso superiores a 200 metros. Estas evaporitas se componen esencialmente por anhidrita en superficie, mientras que en subsuelo presenta secciones de halita con delgadas intercalaciones de sales de potasio, principalmente silvita (Gomez Figueroa, 2011).

La facies de anhidrita se caracteriza por presentar colores grisáceos a blanquecinos, los cuáles varían de acuerdo al contenido de insolubles, carbonatos y/o halita. Poseen láminas microcristalinas compuestas por pares de anhidrita-calcita, lo que indica una sedimentación pelágica en un entorno de baja energía, originadas en una extensa salina a partir de una salmuera perenne en el sector central de la cuenca. Las zonas marginales se caracterizaban por un ambiente de *sabkha* sujeto a eventos periódicos de inundación, donde se acumularon tapetes microbianos junto con sedimentos siliciclásticos. Se produjeron cambios sin-deposicionales a ligeramente post-deposicionales tanto en el entorno central como en el marginal. Se observa una transición gradual desde sectores centrales hacia las áreas *sabkha* costeras y supratidales. El arreglo de las facies está regulado por la distribución de salmueras que tienden a acumularse en las zonas más internas y deprimidas de la cuenca. En las áreas marginales y/o con una elevación paleotopográfica superior, las aguas con una menor concentración salina permiten el desarrollo de una biota bentónica de tipo algáceo (Legarreta, 1985).

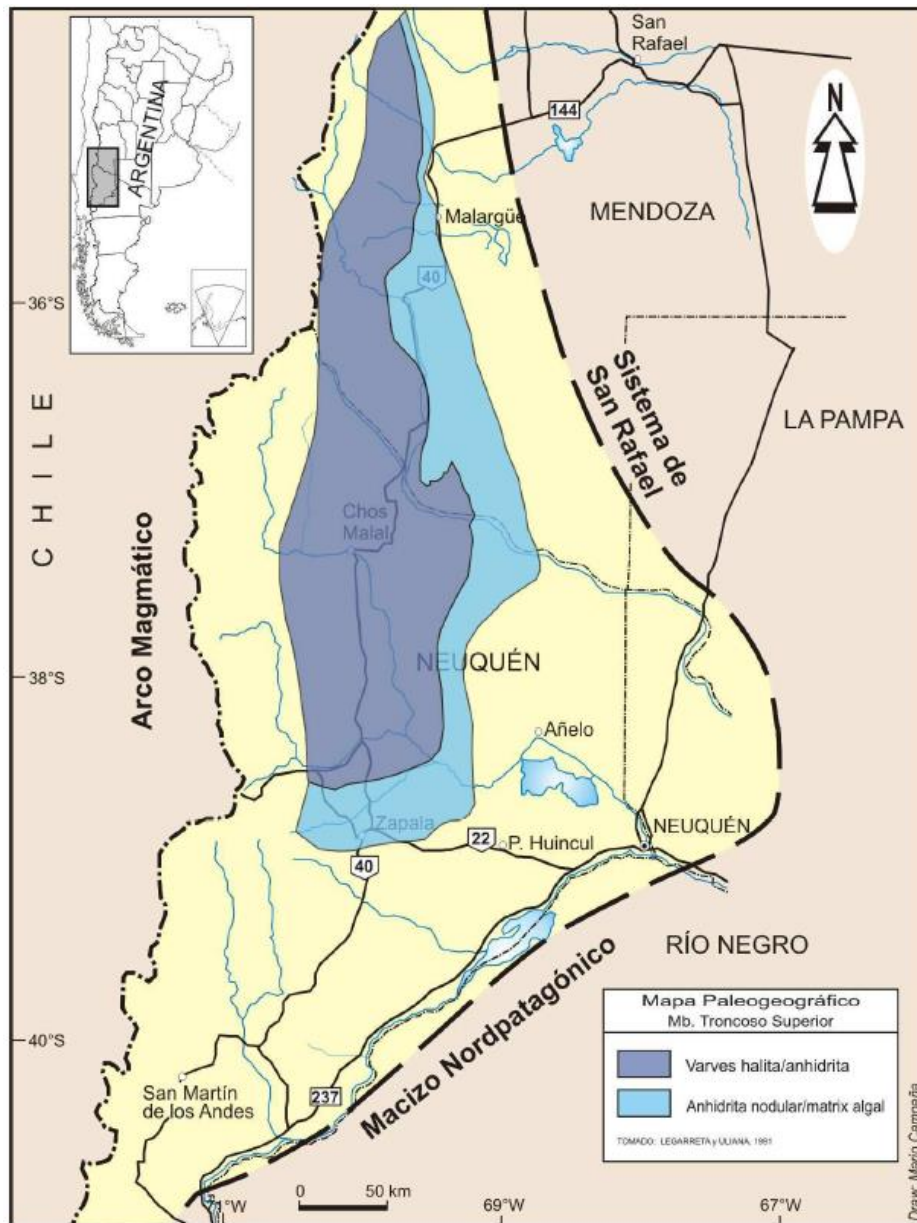


Figura 9: Mapa paleogeográfico del Miembro Troncoso Superior. Extraído de Gómez Figueroa, 2011.

Esta sección del miembro se depositó en un entorno marino restringido, lo que llevó a una elevada concentración salina. La alta tasa de evaporación y procesos repetitivos de concentración y dilución llevaron a la acumulación de los sulfatos y haluros en función de su grado de solubilidad, Las condiciones en esta etapa indican una elevada evaporación, lo que resultó en la desecación casi completa de la cuenca. Los espesores considerables de estas evaporitas señalan que estas condiciones evaporíticas se mantuvieron durante un periodo prolongado. La elevada concentración salina y la falta de circulación marina abierta se debieron en parte al crecimiento del arco magmático, que actuó como una barrera geográfica (Gabriele 2016).

Los depósitos descritos anteriormente se han interpretado como el resultado de una caída de segundo orden y un posterior aumento en el nivel relativo del mar (Legarreta y Gulisano 1989).

Relaciones estratigráficas: El Miembro Troncoso inferior está limitado en su base por una superficie neta y erosiva que apoya sobre sedimentitas del Miembro Chorreado o del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio. Este límite discordante lo desvincula genéticamente de las unidades subyacentes y es de carácter regional (Vergani *et al.* 2002). En el momento del máximo descenso del nivel del mar, el gradiente topográfico fue suficiente para permitir la incisión de canales de gran envergadura en áreas de la plataforma. Sin embargo, en sectores más australes la discontinuidad pierde su relieve erosivo (Legarreta y Uliana 1991).

Esta superficie se vincula a la Discordancia Miránica Inicial (Interbarreamiana) (Leanza 2009). Se interpretan a estos depósitos como una cuña de mar bajo acumulada a partir de un descenso relativo del nivel del mar de magnitud. En este contexto la superficie basal de esta unidad, caracterizada por erosión regional e incisión de las secuencias acumuladas previamente representa un límite de secuencia de baja frecuencia (Veiga *et al.* 2005).

Los depósitos siliciclásticos del Miembro Troncoso Inferior muestran una distribución más restringida que las evaporitas superiores que se extienden en una porción más amplia de la cuenca. Estas últimas sobrepasan la porción inferior de la Formación Huitrín o, en su ausencia, sobrepasan directamente los depósitos marinos de la Formación Agrio.

Por su parte, el pase de sedimentación fluvial a evaporítica coincide con un aumento relativo del nivel del mar. El tope de la unidad y el pasaje a las evaporitas del Miembro Troncoso Superior, representa una superficie transgresiva de carácter regional la que igualmente presenta evidencias de erosión subácea. El límite inferior de estas evaporitas se superpone de manera nítida con las capas inferiores, cubriendo la topografía de dunas subyacentes, evidenciando una inundación rápida (Strömbäck *et al.*, 2005).

En cuanto al límite superior, las evaporitas son sobrepuestas concordantemente por el Miembro La Tosca. El contacto entre ambos miembros es neto y de superficie irregular (Leanza, 2003).

Paleontología: Debido a la naturaleza clástica y evaporítica del Miembro Troncoso no se han hallado fósiles guías. El ambiente de depositación que caracteriza a esta unidad no es el más favorable para la preservación de fósiles que permitan inequívocamente una certera asignación cronológica.

Edad: El Miembro Troncoso se corresponde al Barremiano temprano. La presencia de registros de amonitas de la Zona *Paraspiticeras groeberi*, en el Miembro Superior de la Formación Agrio, indica una edad tan joven como Barremiano Inferior temprano (Aguirre Urreta. y Rawson 1993, 1997). Sobre la base de elementos micro florísticos, (Vallati 2001, en Leanza 2003) asignó la Zona de asociación de *Foraminisporis cf. variornatus* al Barremiano tardío. Este hecho se ve reforzado por el hallazgo de la Fáunula de “*Hergotella*” en el Miembro La Tosca suprayacente, también asignada al Barremiano por Simeoni (1988; 2000). Además, estudios recientes asignan una edad barremiana temprana a los nanofósiles calcáreos del Miembro La Tosca (Lescano *et al.*, 2015), lo que restringe la edad del Miembro Troncoso de la Formación Huitrín al Barremiano más basal.

Miembro La Tosca

Antecedentes, litología y ambiente: Definido originalmente como el piso Tosquense en el esquema de Groeber (1946), este miembro se caracteriza por una sucesión de bancos de dolomías y calizas grises, de tipo *wackestones* y *packstones* esqueléticas y *grainstones* oolíticas, densas, con fuerte olor fétido los cuales no superan los 45 metros de espesor (Leanza, 2003). Las mismas presentan estratificación tabular bien definida o bien ondulada, aunque la bioturbación intensa ha obliterado casi por completo las estructuras primarias. De forma subordinada, se encuentran depósitos de lutitas y margas interestratificadas, además de brechas de colapso por la disolución de las evaporitas subyacentes. Este conjunto litológico apunta a un sistema deposicional tipo rampa carbonática en un entorno marino restringido con fluctuaciones de salinidad, la cual registra una reconexión parcial al Océano Pacífico. Se concibe depositado en una rampa homoclinal extendida poco profunda en general con una suave pendiente hacia el norte y oeste, protegida y parcialmente aislada del mar abierto por el arco volcánico (Legarreta, 1985; Olea *et al.*, 2011).

Es posible reconocer distintas configuraciones ubicadas en un plano proximal - distal dentro de la rampa (Fig. 10), a saber: llanuras supramareales evaporíticas con depósitos tipo *sabkhas*; zonas intermareales caracterizadas por matas algales, brechas, evaporitas, *grainstones* y *packstones*; rampa interna media y exterior, representadas por *grainstones*, *packstones* y *wackestones*; y depósitos de cuenca profunda caracterizados por lutitas laminadas (Lazo y Damborenea 2011).

A medida que se avanza hacia el este, la cuenca disminuye gradualmente su profundidad, lo que lleva al nivel de base de las olas a interceptar el sustrato marino. Esto resulta en la movilidad de las partículas que componen los depósitos, con la contribución de corrientes generadas por las olas, tormentas y, posiblemente, corrientes de mareas. Estos procesos modelaron el fondo marino en la forma de bancos

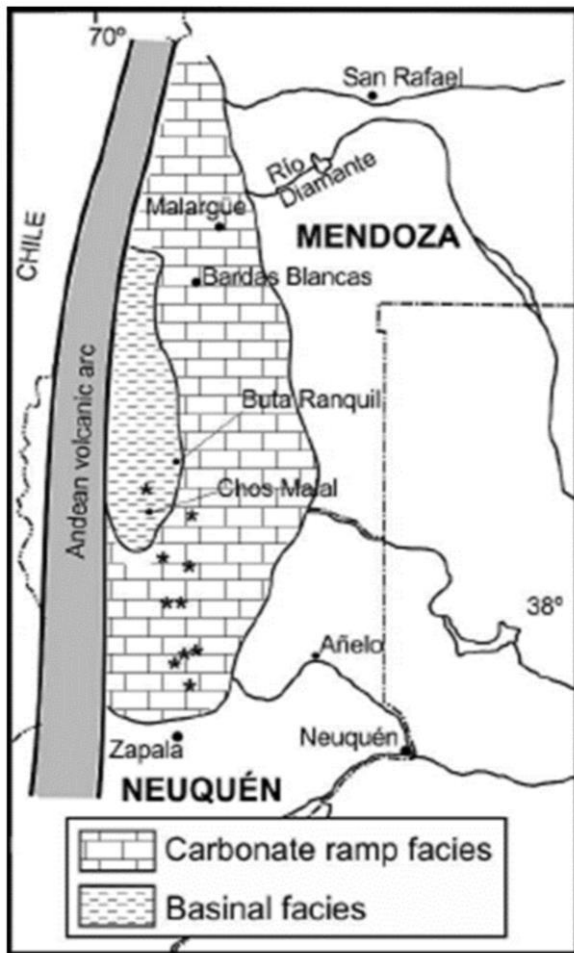
someros sumergidos y de bajo relieve, compuestos por peloides y oolitos. Además, la exposición subaérea de estos cuerpos debido a fluctuaciones del nivel del agua llevó a importantes modificaciones diagenéticas, como la generación de porosidad intraparticular en los bancos de *grainstone* peloidal-oolítico (Legarreta 1985).

La presencia de halita intercalada con los depósitos es indicativa de condiciones anómalas de salinidad en este ambiente marino. En última instancia, se puede afirmar que los carbonatos del Miembro La Tosca se acumularon durante un nivel del mar alto, marcado por una mejora en la circulación marina, en comparación al balance hidrológico negativo sustentado durante la sedimentación de la entidad infrayacente. Constituye un *highstand system tract* de tercer orden conformado por dos somerizaciones de cuarto orden, apilados con una disposición retrogradacional (Legarreta, 1985, 1986; Legarreta y Uliana, 1991).

Los afloramientos de la unidad en las provincias de Neuquén y Mendoza tienen sólo ligeras diferencias regionales en términos de litología y por lo tanto han sido considerados un horizonte marcador en la sucesión sedimentaria local cretácica. Finalmente, un rasgo interesante es la deformación que presenta este miembro, que se acentúa particularmente en presencia de depósitos evaporíticos tanto por encima como por debajo. Esta deformación es una respuesta a la compresión terciaria de una unidad competente encerrada entre rocas plásticas o incompetentes, en este caso, evaporitas o pelitas. Es común que en superficie se lo encuentre deformado, repetido o ausente debido a la tectónica de flujo, por participar de la zona de despegue junto a la sal del Miembro Troncoso superior.

Relaciones estratigráficas: El Miembro La Tosca apoya sobre los depósitos yesosos del Miembro Troncoso superior o las areniscas fluvio-eólicas del Miembro Troncoso inferior. Cuando estos litotipos y el mismo Miembro Chorreado faltan, puede apoyarse directamente sobre el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrío. En su sección basal, el Miembro La Tosca presenta un espesor reducido de pelitas verdes con poca expresión morfológica informalmente conocida como “Arcilla Guía” (Olea *et al.*, 2011). Su límite superior se caracteriza por la presencia de arcilitas vari colores yesíferas del Miembro Salina (Legarreta, 1985).

Es notable el tamaño reducido de la expansión marina a lo largo del eje del engolfamiento, tan bien desarrollada en el transcurso de eventos de inundación anteriores (Legarreta y Uliana 1991). Un posible mecanismo para explicar esta constricción paleogeográfica podría encontrarse en el desarrollo



de un domamiento periférico tal como sugiere el control de espesor regional (Uliana *et al.* 1975b). Se sugiere que este patrón de subsidencia peculiar podría haberse desarrollado mediante el reajuste de la geometría de subducción, desencadenado por la fase de rápida expansión global durante el Cretácico medio (Uliana y Biddle, 1988).

Paleontología: La fauna del Miembro La Tosca incluye palinomorfos, microfósiles como ostrácodos y foraminíferos, y macrofósiles como bivalvos, gasterópodos, serpúlidos y briozoarios. La presencia de estos organismos, en particular, bivalvos, gasterópodos y serpúlidos, es común y abundante en los planos de estratificación. La aparición de estos fósiles indica un ambiente marino marginal sometido a cierto estrés ambiental (Lazo y Damborenea, 2011; Lazo *et al.*, 2017; Cataldo *et al.*, 2019).

Figura 10: Mapa paleogeográfico del Miembro La Tosca. Extraído de Lazo *et al.*, 2011.

Uliana *et al.* (1975b) en su trabajo sobre la distribución y génesis de las sedimentitas Rayosianas consideraron que los foraminíferos presentes en las intercalaciones arcillosas de los calcáreos tosquenses indican un medio con fuerte influencia marina. Además, la presencia de trigonias en La Tosca es relevante dado que se trata de un grupo de certera filiación marina y que por lo tanto contradice, junto al hallazgo de serpúlidos y briozoarios, a las interpretaciones dulceacuícolas del respectivo paleoambiente. Los serpúlidos, en particular, son comunes en ambientes de baja energía. De todas maneras, cabe resaltar que el pequeño tamaño y la delicada conchilla de los ejemplares registrados en la Quebrada del Gastrópodo sugeriría que se trata de un ambiente marino marginal

sometido a cierto estrés ambiental (Lazo *et al.*, 2017). Recientemente, se recuperaron nanofósiles y microfósiles calcáreos (Lescano *et al.*, 2015).

Edad: La edad del Miembro La Tosca se ha estimado como Barremiano temprano, basándose en conjuntos de microfósiles y nanofósiles calcáreos (Lescano *et al.* 2021). Aunque no se han establecido dataciones absolutas, se considera que el Miembro La Tosca representa un intervalo de deposición breve. La continuidad faunística entre estas dos unidades es un indicativo de que no hubo extinción local de faunas en el Barremiano de la Cuenca Neuquina, sino más bien un recambio parcial de taxones (Lazo *et al.*, 2017).

Miembro Salina

Antecedentes, litología y ambiente: Groeber (1946) propuso el término “Salinense” para referirse a las sedimentitas ubicadas entre las calizas y dolomitas del “Tosquense” y las areniscas del “Rinconense”. El mismo sería equivalente a la “Rayosa Formation” denominada por Weaver (1931). Sin embargo, y pese de tener prioridad, el término cayó en desuso; ya que la Formación Rayoso en el sentido de Herrero Ducloux (1946) está ampliamente arraigada en la literatura para identificar capas ubicadas entre la Formación Huitrín y el Grupo Neuquén. Uliana *et al.* (1975b) reintroducen el “Salinense” con el rango de miembro. Leanza *et al.* (2001) y Leanza (2003) lo consideraron nuevamente para sus esquemas estratigráficos dentro de la Formación Huitrín.

El Miembro Salina está constituido por arcilitas y en menor medida por limolitas y areniscas, acompañadas por anhidrita y matas algales de extensión regional. Se disponen en estratos tabulares gruesos y la coloración es abigarrada, siendo las tonalidades más sobresalientes las rojizas, verdosas, amarillentas, y grises. Las acumulaciones de yeso conforman niveles de color blanco, con formas lenticulares, de poca extensión lateral y escasa potencia. La presencia de bancos de halita en el subsuelo es típica en este miembro.

Relaciones estratigráficas: Este miembro cubre concordantemente al Miembro La Tosca a través de un contacto neto y está cubierto paraconcordantemente por el Miembro Rincón de la Formación Rayoso. Esta última superficie puede paralelizarse con la Discordancia Miránica Intermedia (Intraptiana 117 Ma), siendo un importante límite de secuencia depositacional. El mismo presenta una leve angularidad entre los dos miembros reconocida en superficie y subsuelo, así como la existencia de un contacto paraconcordante en otros sectores (Musacchio y Vallati, 2000; Cobbold y Rossello, 2003; Ponce *et al.*, 2002; Leanza, 2003; Leanza, 2009).

Ponce *et al.* (2002) asociaron la discontinuidad existente entre el Miembro Salina y Miembro Rincón a un importante cambio climático. En este sentido se destaca que durante el Aptiano ocurrió un evento de extinción global (*Aptian Extinction Event*) con profundas implicancias en cambios climáticos y vegetacionales (Leanza 2003).

Paleontología: Los elementos paleontológicos disponibles de este Miembro corresponden a granos de polen estudiados por Volkheimer y Salas (1976) y Volkheimer *et al.* (1976) pertenecientes a la Asociación de *Cyclusphaera psilata* – *Classopollis*. Vallati (2001) reconoció en su “Sección G”, equivalente al Miembro Salina, algunos restos de palinomorfos pertenecientes a la Zona de asociación de *Foraminisporis cf. variornatus*.

Edad: Estudios micro florísticos de Volkheimer y Salas (1976) y Volkheimer *et al.* (1976), permitieron identificar en el Miembro Salina la asociación de *Cyclusphaera psilata* e *Inaperturopollenites limbatus* que atribuyeron al Aptiano - Albiano. Vallati (2001) reportó la aparición de primitivas angiospermas en el Miembro Quili Malal, las cuales fueron adscritas al Aptiano. En función de estas observaciones Leanza (2003) acotó la edad del Miembro Salina al Aptiano Inferior.

3.2.2 Formación Rayoso

Antecedentes, litología y ambiente: La denominación Formación Rayoso, definida por Herrero Ducloux (1946), fue asignada a una unidad clástica-evaporítica de hasta 1200 m de espesor y amplia distribución (15.000 km²) en la cuenca (Zavala y Ponce 2011). Las principales investigaciones en esta unidad formacional se deben a Herrero Ducloux (1946), Groeber (1946, 1953), Uliana *et al.* (1975a y b), Ramos (1981), Legarreta y Boll (1982), Legarreta (1985) y Ponce *et al.* (2002), entre otros. Leanza (2003) considera a la Formación Rayoso integrada por los Miembros Rincón, Quili Malal, Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra.

Corresponde a una unidad clástico-evaporítica (areniscas finas, pelitas rojas, carbonatos y evaporitas), acumulada en un medio predominantemente continental que marca la desconexión permanente de la Cuenca Neuquina con el océano Pacífico. El ambiente de depositación de esta formación ha sido asociado a sistemas fluviales efímeros por Uliana *et al.* (1975a y b). Así también, Zavala *et al.* (2001, 2006), y Ponce *et al.* (2002) interpretan para la Formación Rayoso un paleoambiente lacustre somero, perenne y de salinidad variable, con desarrollo de facies lacustres internas y periféricas.

Según Legarreta (1985), la Formación Rayoso, así como el Miembro Salina presentan dos conjuntos litogénicos distintivos, “evaporitas” y “clásticos rojos”. Las sedimentitas de los miembros Salina, Quili Malal y Cañadón de la Zorra corresponden al primero, mientras que las de los miembros Rincón y Pichi Neuquén corresponden al segundo. Con respecto al conjunto “evaporitas”, el componente principal de esta litofacies es anhidrita, con participación subordinada de pelitas rojas, calizas e intercalaciones de halita hacia el sector septentrional de la Provincia del Neuquén.

Relaciones estratigráficas: La Formación Rayoso cubre en paraconcordancia al Miembro Salina. A su vez, es cubierta en discordancia por la Formación Candeleros. Dicha Formación está limitada por la discordancia Miránica Intermedia (Intraptiana, 117 Ma) en la base del Miembro Rincón (Leanza y Hugo 1995) y la discordancia Miránica Principal (límite Albiano/Cenomaniano, 99 Ma) en la base de la Formación Candeleros.

Se hace notar que, en las Formaciones Huitrín y Rayoso en el ambiente proximal oriental, así como en algunos altos fondos reconocidos en el interior de la cuenca, pueden estar representadas por una sección reducida de pelitas. Este fenómeno estaría relacionado un proceso de condensación generalizada que provocó el acúñamiento de los depósitos hacia el interior de cuenca, con el consecuente cambio de facies desde ambientes marginales a zonas internas (Legarreta 1985).

Edad: Los restos de las más antiguas angiospermas en la Cuenca Neuquina fueron hallados por Volkheimer y Salas (1976) y Volkheimer *et al.* (1976) en estratos que bien pueden corresponder a algunos de los miembros inferiores constitutivos de la Formación Rayoso. Su edad más joven, en tanto, no puede superar a la Discordancia Miránica Principal por sobre la cual se deposita la Formación Candeleros en el Cenomaniano Inferior. Consecuentemente, se estima que la edad de la Formación Rayoso recae en el Aptiano Superior - Albiano (Leanza 2003).

4. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

El presente capítulo se centra en la descripción geológica de los perfiles relevados, abordando la caracterización litológica, los contactos, la evolución y los rasgos estructurales observados. El área de estudio se encuentra en el sector central de la Provincia del Neuquén, entre los alrededores de la localidad Bajada del Agrio. El acceso desde la ciudad de Zapala se encuentra a 90 km recorridos por la RN N°40 hacia el norte.

Esta secuencia se encuentra bien expuesta debido a la compleja historia de deformación multi episódica de la Faja plegada y corrida del Agrio, presentando una orografía marcada por serranías elongadas en dirección N-S. En las proximidades de los anticlinales, donde se realizaron los relevamientos, el relieve suele presentarse quebrado, pero saliendo de estos dominios se presenta con poca pendiente, conformando amplias pampas (Fig. 11).



Figura 11. Vista general del área de estudio con la ubicación de los perfiles relevados.

Imagen satelital extraída de Google Earth.

Es de destacar que, debido a la diferencia reológica existente entre los tipos litológicos estudiados, extensas áreas se encuentran fuertemente fracturadas, plegadas y deformadas. Las calizas presentes en el Miembro La Tosca presentan una deformación muy intensa ya que las capas infra y suprayacentes

presentan características de deformación plástica y han participado como niveles de despegue dentro de la FPC mencionada.

Se levantaron tres perfiles distanciados aproximadamente 2,5 km entre sí, en direcciones SW, SE y NE tomando como referencia la localidad de Bajada del Agrio. Las secciones estratigráficas estudiadas corresponden al tramo superior del Grupo Mendoza, abarcando los últimos metros de la Formación Agrio; y el Grupo Bajada del Agrio en forma parcial, prestando énfasis en la evolución sedimentaria de la Formación Huitrín y la base de la Formación Rayoso.

4.1 Perfil 1

El sector donde se realizó el perfil N°1 y sus adicionales se encuentra a 1,5 km al SE de Bajada del Agrio, en las inmediaciones de la RP N°14. La totalidad del perfil relevado es de 128 m. La sucesión aflorante se encuentra fuertemente estructurada, con un rumbo meridional y un buzamiento de 30°W, siendo parte del limbo occidental del anticlinal Río Agrio (Fig. 12). A medida que nos alejamos del eje del mismo los valores de buzamiento comienzan a disminuir progresivamente.



Figura 12: Vista hacia el norte del flanco occidental del Río Agrio. Con línea punteada roja se indica el contacto entre los Grupos Mendoza y Bajada del Agrio.

En la base de la sección relevada puede observarse una secuencia heterolítica de gran continuidad lateral, compuesta por depósitos clásticos pelíticos y psamíticos alternando con rocas carbonáticas. Localmente se observan estratos de geometrías lenticulares intercalados en la secuencia. Los mismos pertenecen al segmento cuspidal del Miembro Agua de la Mula. En superposición se desarrolla un manto de areniscas cuarzo líticas medianas a gruesas con estratificación cruzada desarrollada a gran escala, acusando un espesor que varía entre 1,5 m y 2,5 m.

Suprayaciendo las areniscas, se desarrolla un espeso manto evaporítico de coloración gris blanquecina, conformando una gran escarpa en el quiebre de la pendiente. Estas últimas unidades corresponden a los Miembro Troncoso inferior y superior.

Cuando nos alejamos del quiebre de ladera las evaporitas se encuentran fuertemente meteorizadas, presentando todos sus rasgos texturales obliterados y reemplazados por una cobertura diagenética (Fig. 13). Estas evaporitas se encuentran sucedidas por un paquete de considerable espesor de pelitas verdes. Estas últimas, debido a su pobre expresión morfológica, se encuentran cubiertas en la mayor parte del sector relevado, siendo visibles en las laderas de los cañadones labrados con un drenaje discurrente hacia el oeste.



Figura 13: Detalle de los metros cuspidales de la Formación Agrio suprayacida por la Formación Huitrín. Se indica el pase de formación con línea puntada roja.

A medida que avanzamos hacia poniente la sucesión aflorante continua con una secuencia carbonática de gran relieve y fuertes evidencias de deformación estructural, con abundantes pliegues y fallas afectando las mismas. Estas rocas se caracterizan por presentar una tonalidad grisácea, estrato fábrica tabular mediana a gruesa con frecuentes intercalaciones pelíticas a margosas y abundantes niveles con pavimentos bioclásticos de tamaño y variedad faunística reducida. Esta unidad corresponde al Miembro La Tosca, cuyas calizas presentan un resalto topográfico en los sectores donde la erosión fluvial efímera ha disectado los afloramientos.

Por último, ya en las áreas bajas de la serranía se observa que al techo de las últimas rocas carbonáticas se presenta un cuerpo yesífero nodular de un espesor que no supera los 6 m. Este se encuentra suprayacido por arcilitas abigarradas con delgadas intercalaciones de evaporitas y de areniscas limosas con laminación horizontal muy fina. Se interpreta este último segmento como los primeros metros del Miembro Salina. En la Figura 14 se presenta el perfil sedimentario levantado en campo.

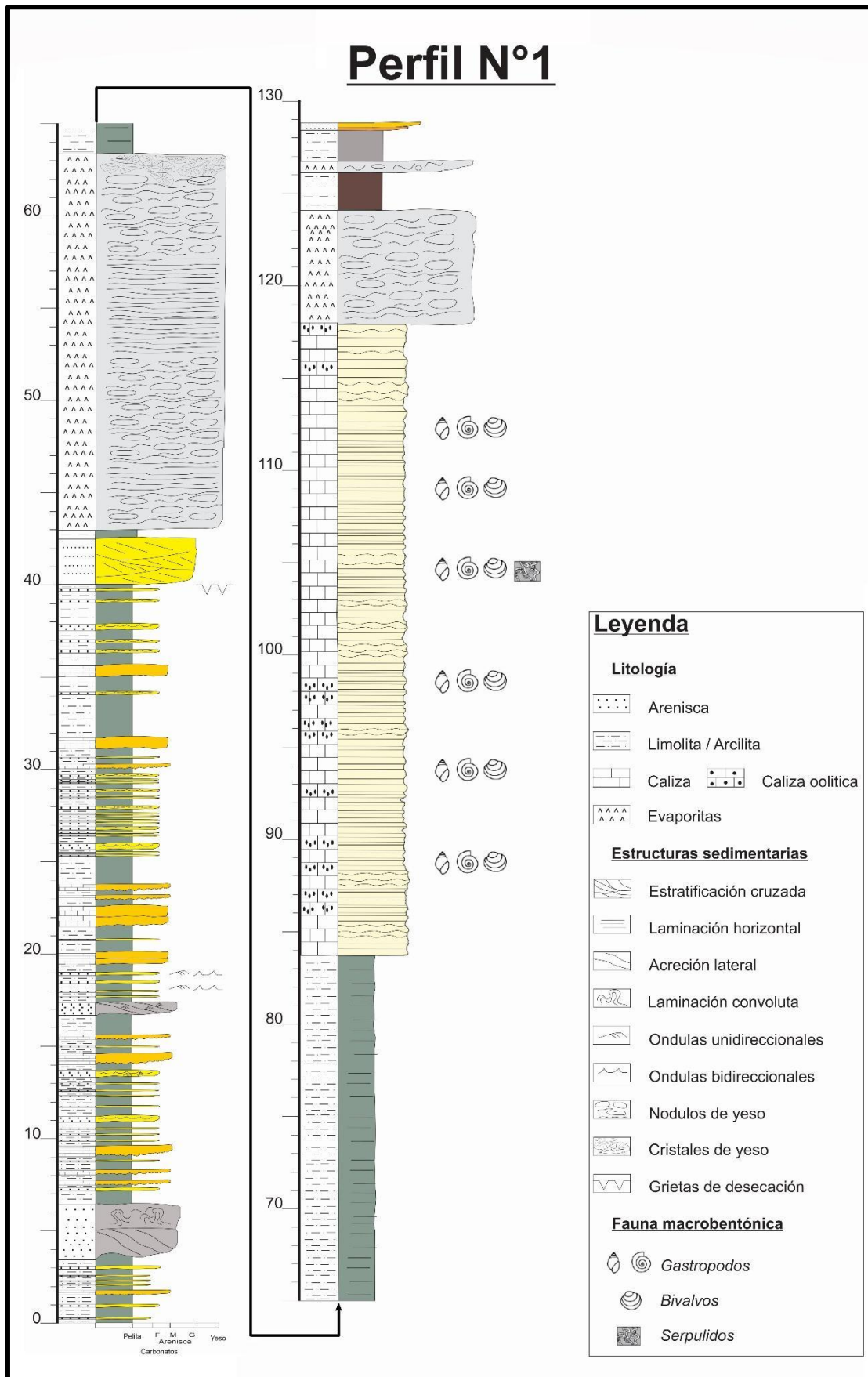


Figura 14: Perfil sedimentario n°1

4.2 Perfil 2

El área del segundo perfil se encuentra hacia el sector SW de la localidad, en una zona de chacras en la planicie del río Agrio. Luego de recorrer 2 km por la Av. de las Naciones se llega a un gran cauce seco por el cual se transitan 0,5 km hasta el área estudiada.

En este lugar la estructuración es más suave, siendo los afloramientos parte del flanco occidental del sinclinal Bajada del Agrio; de este modo, las unidades presentan un rumbo $N370^{\circ}/10^{\circ}E$. La transecta relevada sumaría un total de 78 m, presentando espesores parciales de las unidades al tope del perfil debido a una erosión por terrazas fluviales antiguas del Río Agrio.

En los primeros metros perfilados se observan lutitas y carbonatos pertenecientes al tope del Miembro Agua de la Mula, siendo superpuestos por un cinturón de areniscas cuarzo líticas con estratificación en artesa de gran escala y evaporitas del Miembro Troncoso (Fig. 15). Hacia el sureste este contacto puede seguirse por varios centenares de metros, produciendo este cinturón de areniscas un resalto litológico en las serranías adyacentes.



Figura 15: Lutitas y calizas del Miembro Agua de la Mula superpuestas por areniscas y evaporitas del Miembro Troncoso. Con línea punteada roja se indica el contacto entre unidades. Escala: 1,5 m

Inmediatamente por encima se encuentra el mismo manto evaporítico del Miembro Troncoso Superior, mediando entre dichas areniscas un delgado nivel de pelitas verdosas con una laminación incipiente. Esta unidad, debido a su solubilidad y fácil meteorización, se presenta con escaso relieve y pobre expresión morfológica (Fig. 16).



Figura 16: Pérdida de expresión morfológica de las pelitas verdes sobre el banco de anhidrita.

El perfil continúa con una secuencia pelítica verdosa coronada por un conjunto de rocas carbonáticas de coloración gris pardo con una marcada estratificación tabular. En este sitio, debido al buzamiento subhorizontal, el Miembro La Tosca se presenta sin plegamientos de gran envergadura que dificulten las tareas de perfilaje. Sin embargo, en algunos sectores del área levantada, se observan conglomerados pertenecientes a terrazas fluviales antiguas en discordancia sobre las calizas. En la Figura 17 se presenta el perfil sedimentario levantado en campo.

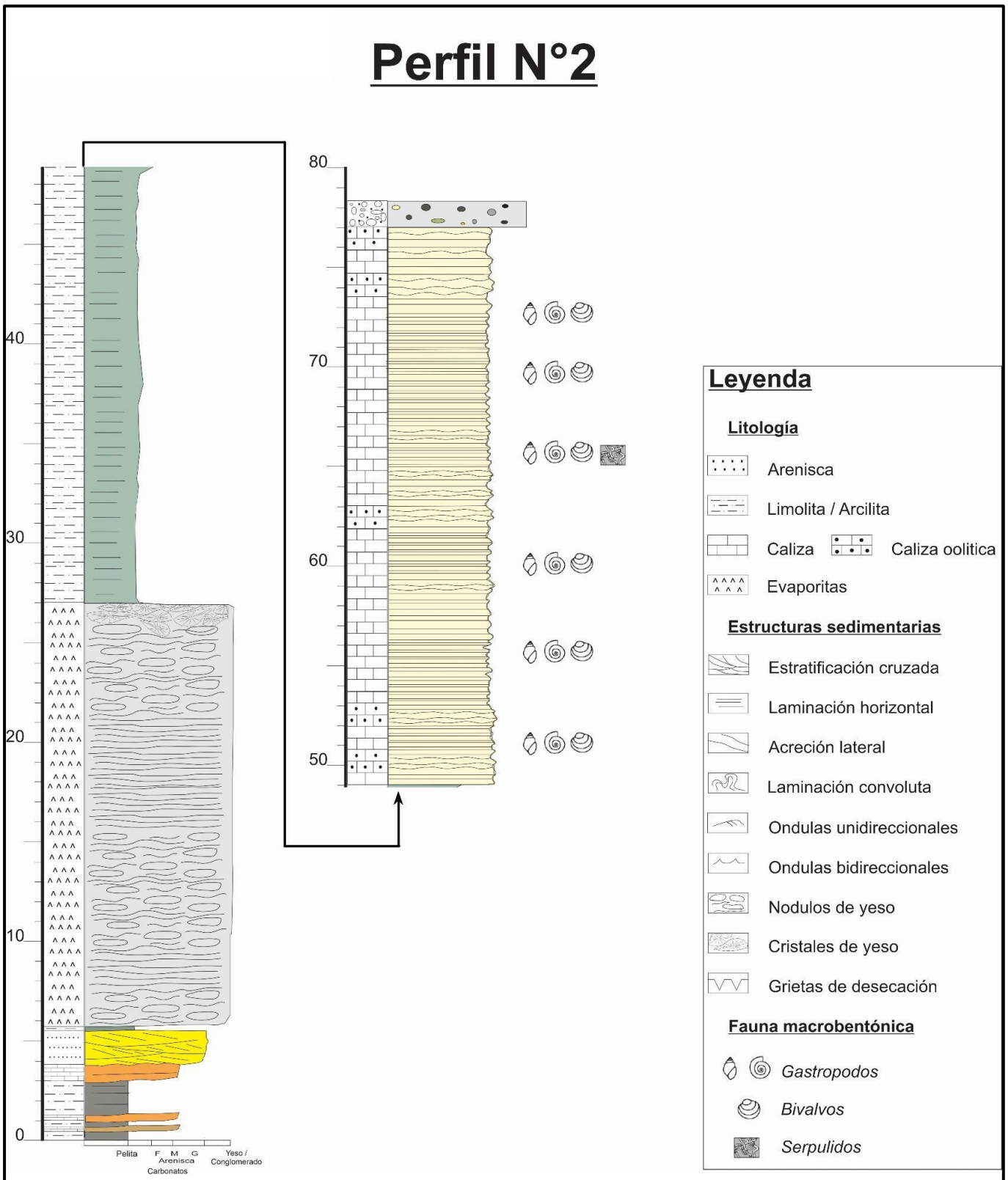


Figura 17: Perfil sedimentario n°2

4.3 Perfil 3

Por último, el tercer perfil se llevó a cabo en un sector al noreste de la localidad de Bajada del Agrio, en afloramientos del limbo occidental del anticlinal Rio Agrio. Para acceder al mismo se debe realizar un recorrido a pie de 2 km hasta llegar al área de afloramientos. De igual modo que ocurrió en la primera área relevada, los buzamientos son mayores en las cercanías del anticlinal y se suavizan hacia el oeste.

Esta transecta fue la de mayor longitud, totalizando 250 m perfilados. El tramo inferior presenta características similares al primer perfil analizado, con depósitos de gran extensión del Miembro Agua de la Mula, seguidos por los mantos de arenisca y evaporitas. En esta área, la deformación frágil que afectó las rocas de mayor resistencia reológica, como lo son las calizas del Miembro La Tosca, fue muy intensa. Se pueden observar pliegues tipo kink, con formación de brechas en las zonas internas de los pliegues. A su vez hay numerosos corrimientos y pliegues por propagación de falla que afectan la unidad, dificultando en gran medida las tareas de perfilaje (Fig. 18).

Por encima de esta unidad carbonática se puede apreciar un manto evaporítico con textura nodular gruesa que se encuentra infrayacente a un espeso paquete de arcilitas abigarradas con intercalaciones yesíferas y arenosas de escaso espesor. Esta unidad, de muy mala expresión morfológica se relaciona con el Miembro Salina.

Hacia los tramos finales de la transecta se puede observar un incremento en la participación psámica y una disminución del componente evaporítico, mediando el límite con la Formación Rayoso en donde las facies presentes en las areniscas evidencian un claro régimen fluvial. En la Figura 19 se presenta el perfil sedimentario levantado en campo.

Luego, en la Figura 20 se presenta una correlación lateral de los perfiles discutidos en este apartado. Para una mejor representación de la secuencia, se muestra una versión simplificada de la secuencia de fangolitas varicolores.



Figura 18: Intensa deformación en las calizas pertenecientes al Miembro La Tosca. Vista hacia el norte del limbo occidental del anticlinal Rio Agrio.

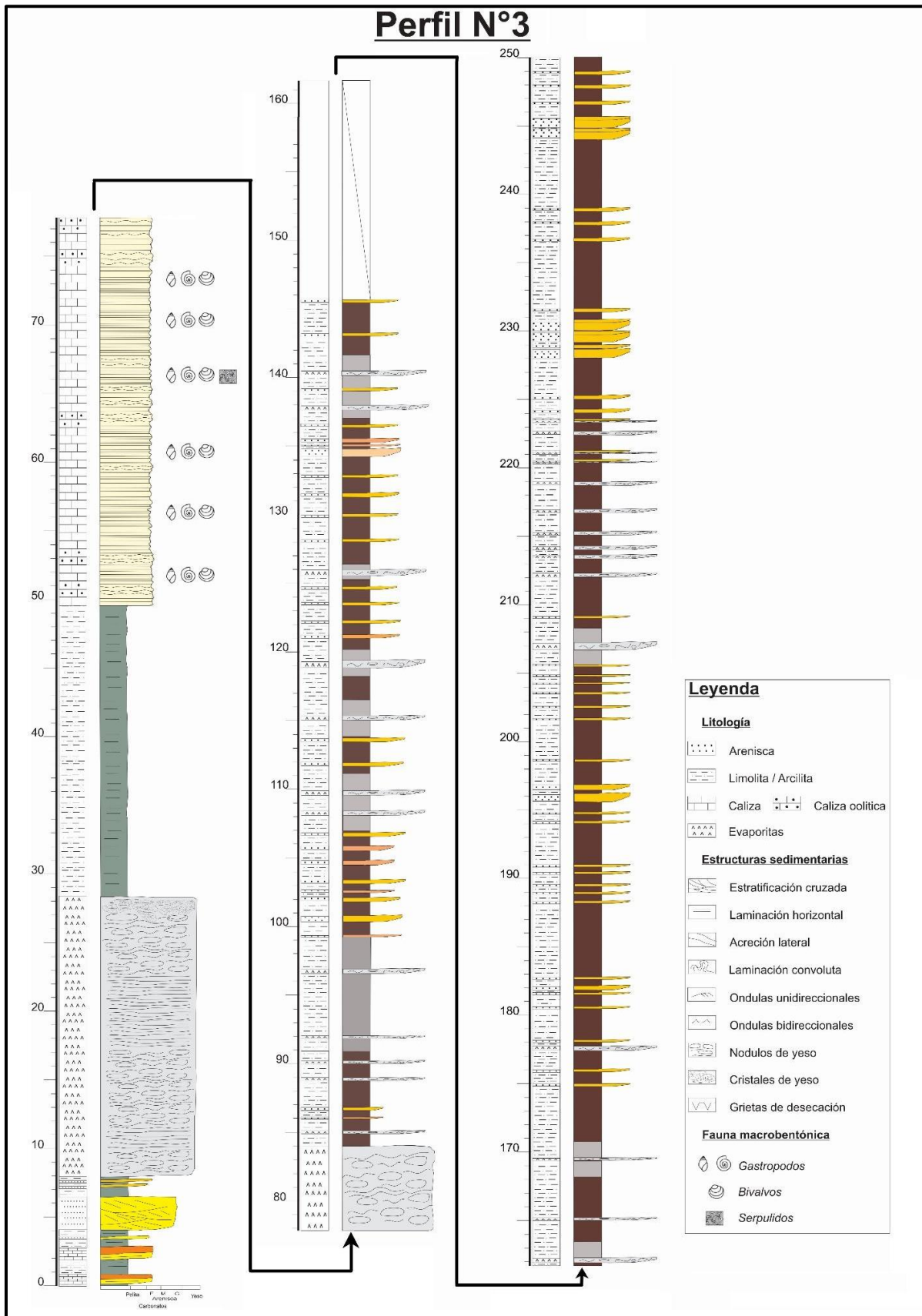


Figura 19: Perfil sedimentario n°3.

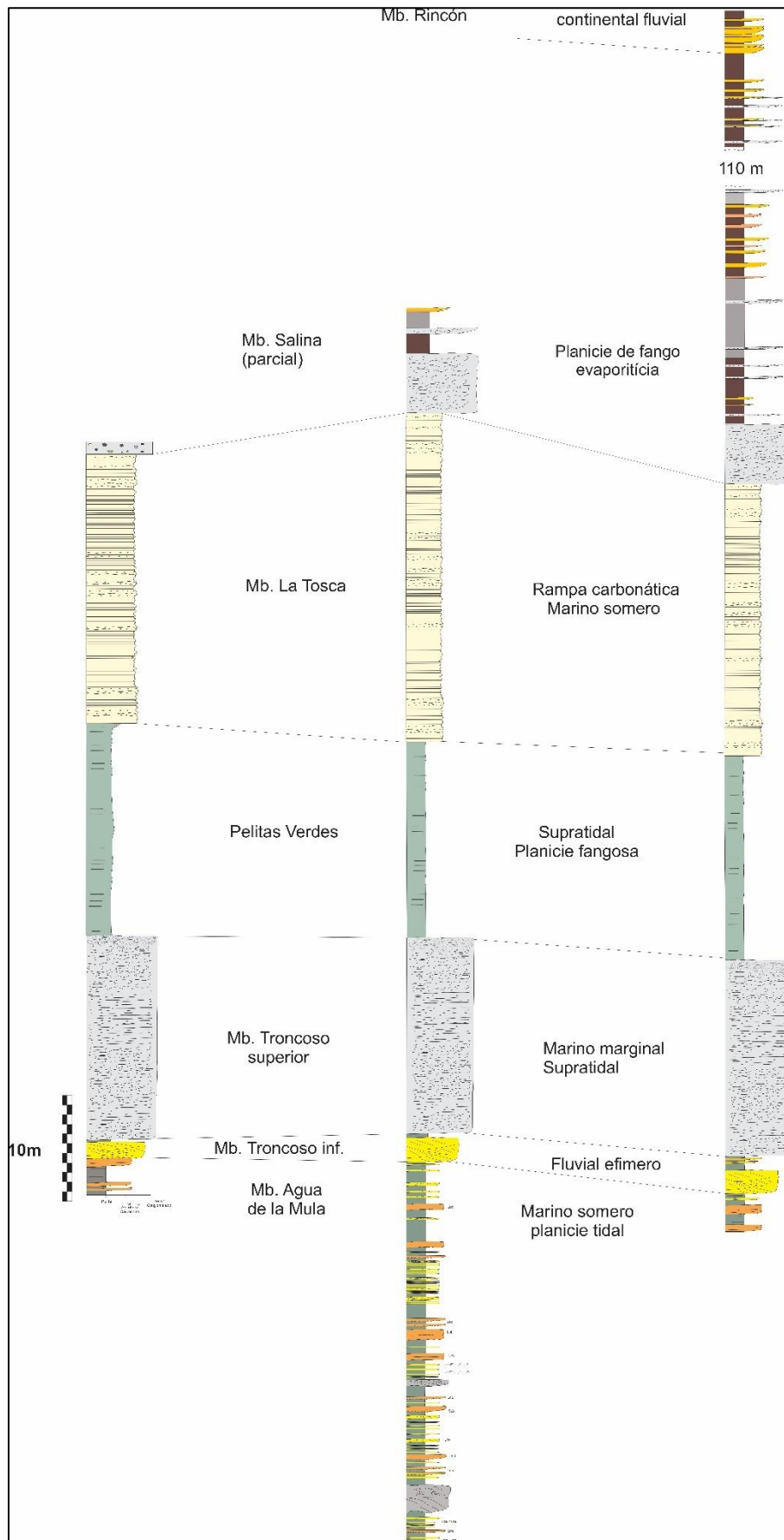


Figura 20: Correlación de los perfiles relevados. A fines de una mejor visualización se presenta una sección parcial del Miembro Salina.

5. ANÁLISIS DE FACIES

En esta sección, se detallan las facies identificadas en los perfiles muestreados en el área de estudio. Tras analizar las características litológicas y las estructuras sedimentarias presentes, se logró identificar 12 facies clásticas, 4 facies carbonáticas y 4 facies evaporíticas para el intervalo estudiado (Tabla 1). Estas facies proporcionan información crucial sobre los procesos de acumulación que tuvieron lugar. En la Tabla 2 se detalla la distribución de las facies en cada una de las unidades analizadas, lo que permite una mejor comprensión de la estratigrafía y la dinámica sedimentaria en el área de estudio. Luego se analiza en particular cada una de las mismas.

Código	Litología	Estructuras Sedimentarias	Interpretación
St	Areniscas medianas a sabulíticas	Estratificación cruzada en artesa	Migración de mega ondulaciones 3D en una corriente tractiva unidireccional. Bajo régimen y alta energía. Depósitos del lecho de canales arenosos.
Sp	Areniscas medianas a sabulíticas	Estratificación tabular planar	Migración de formas de lecho 2D. Bajo régimen de flujo y alta energía
Sh	Areniscas medianas a gruesas	Estratificación plano paralela	Corrientes fluidas. Depósitos de alto régimen de flujo
Sm	Areniscas medianas a finas	Macizas	Sedimentación rápida. Depósitos de desborde, flujos no confinados.
Sr	Areniscas medianas a finas	Laminación ondulítica	Migración de ondulaciones en un flujo tractivo unidireccional de bajo régimen.
Sw	Areniscas medianas a finas	Laminación ondulítica	Migración de ondulaciones en un flujo tractivo oscilatorio de bajo régimen.
Scr	Areniscas medianas a finas	Ondulaciones escalantes	Depósitos de tracción- decantación. Alta tasa de sedimentación en un flujo unidireccional
Scl	Areniscas medianas a finas	Laminación convoluta	Deformación de la estructura original por aumento de presión poral. Depósitos saturados en agua.
SFl	Areniscas limosas	Laminación horizontal	Depósitos por decantación en aguas de baja energía asociado a una planicie de inundación
SFm	Areniscas limosas	Macizas	Depósitos por rápida sedimentación en aguas de baja energía asociado a una planicie de inundación.
Fl	Lutitas y fangolitas	Tabulares laminadas	Depósitos de baja energía producto de tracción y decantación suspensiva.
Fm	Lutitas y fangolitas	Tabular macizas	Depósitos de baja energía producto de decantación suspensiva. Estructuras primarias obliteradas por bioturbación.
Lb	Caliza bioclástica	Tabulares	Depósitos de calizas marinas con abundante bioclasto retrabajado.
Lo	Caliza oolítica	Tabulares - contactos ondulados	Depósitos carbonáticos de bancos oolíticos bajo acción del oleaje. Estructuras sedimentarias primarias difusas
Lm	Caliza <i>wackestone</i>	Tabular macizas	Depósitos producto de elevada productividad carbonática
LFl	Margas	Laminación horizontal	Depósitos de baja energía producto de decantación clástica en un ambiente con elevada productividad carbonática
En	Yeso/ anhidrita	Nodular masivo / <i>chicken wire</i>	Precipitación por saturación en aguas someras. Recristalización diagenética
El(a)	Yeso/ anhidrita	Laminación algal	Precipitación por saturación. Laminación criptoalgal alternante con pátinas carbonáticas
En(l)	Yeso/ anhidrita	Nodular estratificado	Precipitación por saturación. Recristalización diagenética y crecimiento desplazativo del yeso oblitera la laminación original
Ey	Yeso/ anhidrita	Mosaico cristalino	Precipitación por saturación. Recristalización en diagénesis temprana

Tabla 1: Facies descritas en el intervalo bajo estudio.

Código	AGRIO	MTI	MTS	LA TOSCA	SALINA
St		X			
Sp		X			X
Sh	X	X			X
Sm	X	X			X
Sr	X				X
Sw	X				
Scr					X
Scl	X				
SFl					X
SFm					X
Fl	X		X		X
Fm	X		X		X
Lb	X			X	
Lo	X			X	
Lm	X			X	
LFl				X	
En					X
El(a)			X		
En(l)			X		
Ey			X		X

Tabla 2: Distribución de facies en las unidades reconocidas.

5.1 Facies Clásticas

5.1.1 Areniscas con estratificación cruzada en artesa (St)

Esta facies se distingue por de la presencia de arena mediana a gruesa, incluso con granos sabulíticos, subangulares a subredondeados y moderada selección. De composición cuarzo feldespática, exhibe un color amarillo blanquecino en afloramiento y muestra una estructura cruzada en artesa de mediana a gran escala, con *sets* de dimensiones métricas y espesores máximos que no superan los 80 cm (Fig. 21. 1-3). Si bien cada uno de estos *sets* presenta una geometría cuneiforme, se encuentran amalgamados formando un cuerpo de geometría externa tabular de gran continuidad lateral. Es frecuente encontrar una concentración de clastos de mayor tamaño en las caras de avalancha, junto con la presencia de intraclastos pelíticos. Por lo general, cuerpos de areniscas sabulíticas están suprayaciendo las areniscas medianas, sobreponiéndose a estas últimas a través de superficies de reactivación.

Interpretación: Estos depósitos se originan como carga de fondo, resultado de la migración de dunas a mega dunas 3D o crestas sinuosas. Son el producto de una corriente tractiva unidireccional de bajo régimen de flujo, pero alta energía y capacidad erosiva.

5.1.2 Areniscas con estratificación tabular planar (Sp)

Esta facies se caracteriza por presentar areniscas de grano mediano, ocasionalmente gruesa a sabulítica, con granos subangulares a subredondeados y bien seleccionados. En su composición predominan los clastos cuarzosos, feldespatos y líticos. En afloramiento se presenta con un color amarillo blanquecino, posee estructura cruzada planar de bajo a medio ángulo y de mediana y a gran escala, con *sets* del orden métrico (Fig. 20. 2-4). Se observan acumulaciones de intraclastos pelíticos en las caras de avalancha. No se presenta aislada, sino en relación con las facies St, y Sh, formando un cinturón de areniscas tabular de gran extensión areal.

Interpretación: Depósitos de carga de fondo, resultado de la migración aguas abajo de dunas 2D. Son originadas por flujos diluidos tractivos de bajo régimen y alta energía. El poder erosivo del flujo permite el transporte por tracción de intraclastos y la generación de formas de lecho

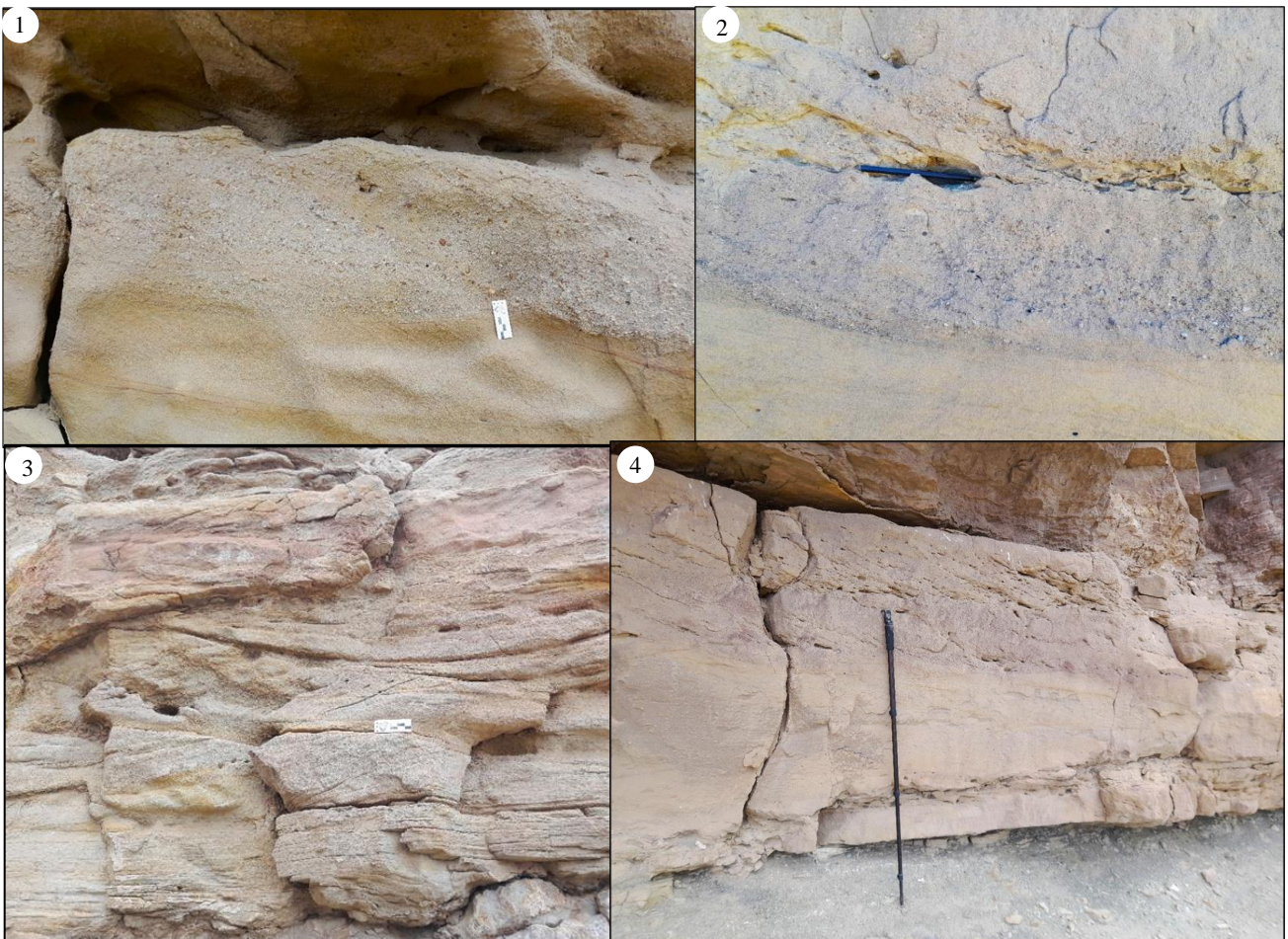


Figura 20: 1) Areniscas sabulíticas con entrecruzada en artesa. 2) Arenisca sabulítica con cruzada planar. Nótese la acumulación de clastos de mayor granulometría en las caras de avalancha. 3) Areniscas con cruzada en artesa. 4) *Sets* de areniscas con estratificación cruzada planar y acumulación de intraclastos pelíticos en las caras de avalanchas. Escala: 1,5 m

5.1.3 Areniscas con estratificación plano paralela (*Sh*)

Se caracterizan por ser areniscas cuarzo feldespáticas de color blanquecino, de grano fino a mediano y bien seleccionadas. Se presenta con estratificación horizontal definida por láminas tabulares de escala milimétrica (Fig. 21). Estas facies suelen estar presentes en cuerpos de delgado espesor y geometría externa tabular.

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



Figura 21: Areniscas bayas con estratificación horizontal bien desarrollada.

5.1.4 Areniscas macizas (Sm)

Son areniscas de grano fino a mediano de estructura masiva, se encuentran bien seleccionadas, generalmente subredondeados y de alta esfericidad. Se disponen en cuerpos inferiores al metro de espesor de geometría externa tabular y contactos netos e irregulares. Poseen colores blanquecinos a grisáceos, en ocasiones con colores amarillentos. La principal característica que define a esta facies es la ausencia de estructuras sedimentarias (Fig. 22) y ocasionalmente cambia a una débil laminación.

Interpretación: estos depósitos se interpretan como originados a partir de la desaceleración de flujos gravitatorios. 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. Estos depósitos han sido generados por un flujo de bajo régimen y alta energía.



Figura 22. Areniscas masivas de base neta irregular depositadas sobre fangolitas abigarradas con laminación incipiente. Escala: 40 cm

5.1.5 Areniscas con laminación ondulosa (S_r y S_w)

Son areniscas medianas a finas con coloraciones que varían de gris blanquecinas a rojizas. Se presentan con granos redondeados y moderadamente bien seleccionados. Presentan laminación ondulítica como rasgo más notorio cuyas crestas varían entre rectas a lingüoides. En ocasiones el perfil asimétrico de las mismas indicaría un medio con un flujo unidireccional; en otras con perfil simétrico se interpreta un medio de depositación con flujo oscilatorio bidireccional. (Fig. 23. 1-4).

Interpretación: formados por migración de ondulitas, depositadas en condiciones de bajo régimen de flujo y baja energía en corrientes de muy poca profundidad.

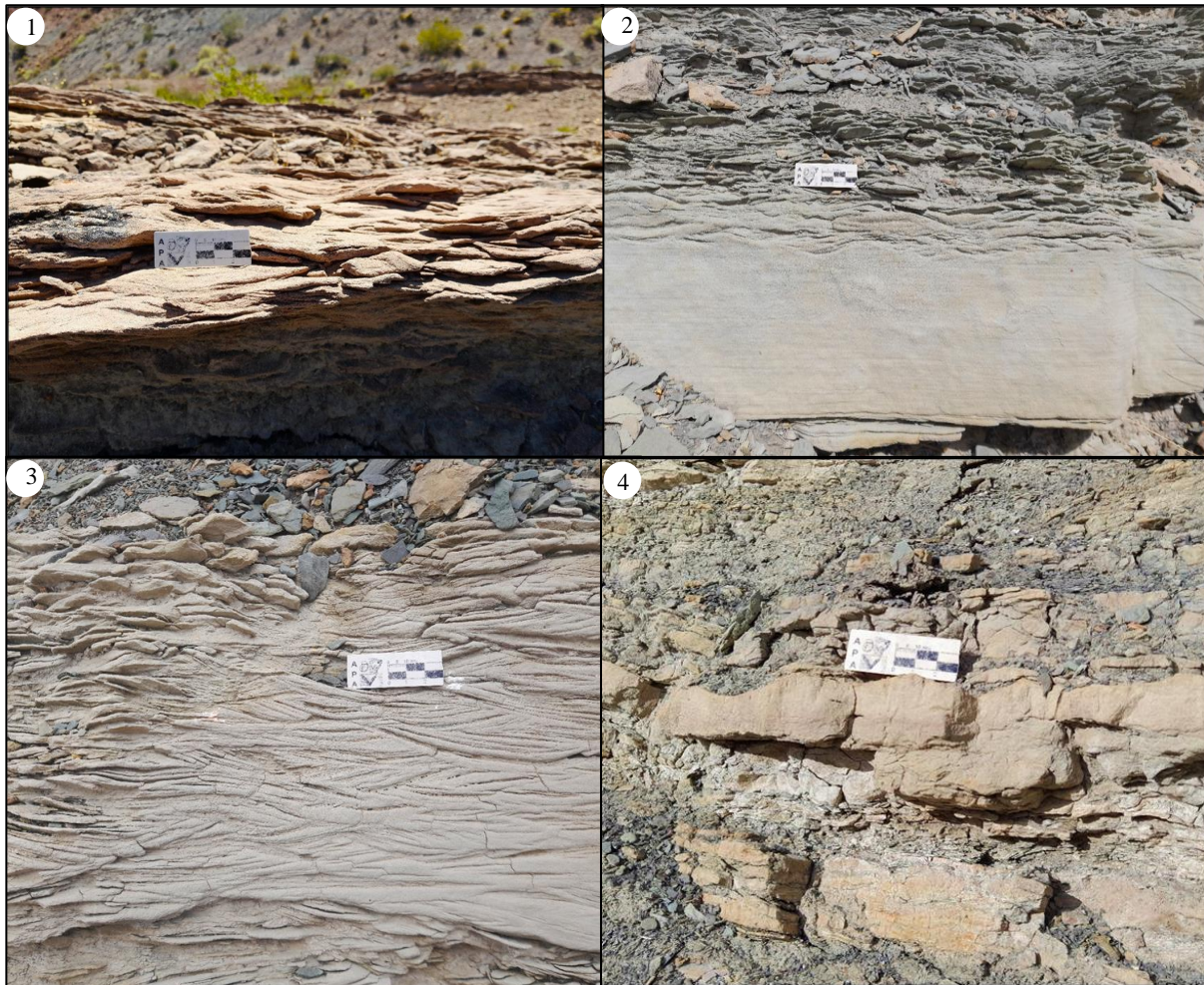


Figura 23. 1) Laminación truncada de ola desarrollada en areniscas rojizas. 2) Areniscas grisáceas con laminación horizontal que hacia el tope muestra evidencias de retrabajo por acción de olas. 3) Laminación ondulítica de perfil simétrico a pequeña escala con estructuras en chevron. 4) Arenisca masiva retrabajada por acción de olas al techo.

5.1.6 Areniscas con ondas escalantes (*Scr*)

Areniscas medianas finas de coloración rojiza, con granos redondeados y bien seleccionados. Presentan una laminación ondulítica escalante (*climbing ripples*). Estas facies están presentes en cuerpos de geometría externa tabular a lenticular (Fig. 24. 1-2).

Interpretación: estructuras del tipo tracción-decantación característica de corrientes unidireccionales con carga de sedimento en suspensión, formadas en un bajo régimen de flujo con condiciones de energía variable.

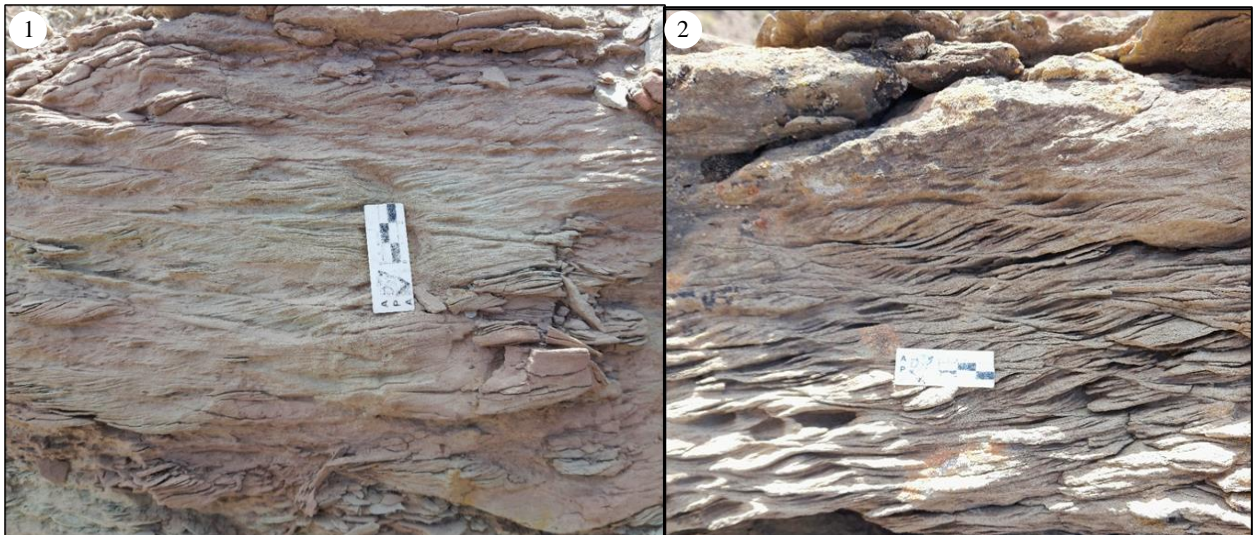


Figura 24. 1) Laminación ondulítica escalante en areniscas rojizas. 2) Estructura de laminación ondulítica escalante subcrítica. Nótese que la pendiente de escalonamiento es menor a la pendiente de barlovento, por lo que se infiere que los procesos de tracción dominaban sobre los de decantación.

5.1.7 Areniscas con laminación convoluta (Scl)

Litofacies constituida principalmente por arenas finas a medias de coloraciones grisáceas con cierta participación de fracción limosa. Presentan una buena selección, con granos bien redondeados de composición cuarzo feldespática. El rasgo sobresaliente de este tipo de litofacies es la deformación sinsedimentaria en el interior de las capas, como replegación convoluta a distintas escalas dado por una sucesión de láminas contorsionadas y replegadas (Fig. 25).

Interpretación: relacionada con procesos de deformación por carga, asociados a una licuefacción parcial del material, posiblemente originada por variaciones en la carga hidrodinámica en sustratos completamente saturados en agua.



Figura 25. Deformación sinsedimentaria. Desarrollo de laminación convoluta de mediana escala.

5.1.8 Areniscas limosas con laminación horizontal (SFl)

Esta litofacies se compone por arenas finas de coloraciones grisáceas a ocres acompañadas por una matriz limosa. Se observa principalmente en estratos delgados de geometría tabular a lenticular, con espesores del orden de 15 cm y una gran continuidad lateral. Internamente pueden presentar una fina laminación horizontal a escala milimétrica, paralela a ondulada (Fig. 26. 1-2). En otros casos esta laminación puede estar ausente o muy difusa, dando un aspecto masivo al estrato. La ocurrencia de esta facies generalmente se encuentra ligada a depósitos fangosos, donde ocurre interestratificado entre pelitas.

Interpretación: esta estructura de sedimentación primaria producida por un régimen tractivo unidireccional asociado a la llanura de inundación de un sistema fluvial. Se encuentra en relación a flujos no confinados, producidos por avenidas mantiformes de baja energía.

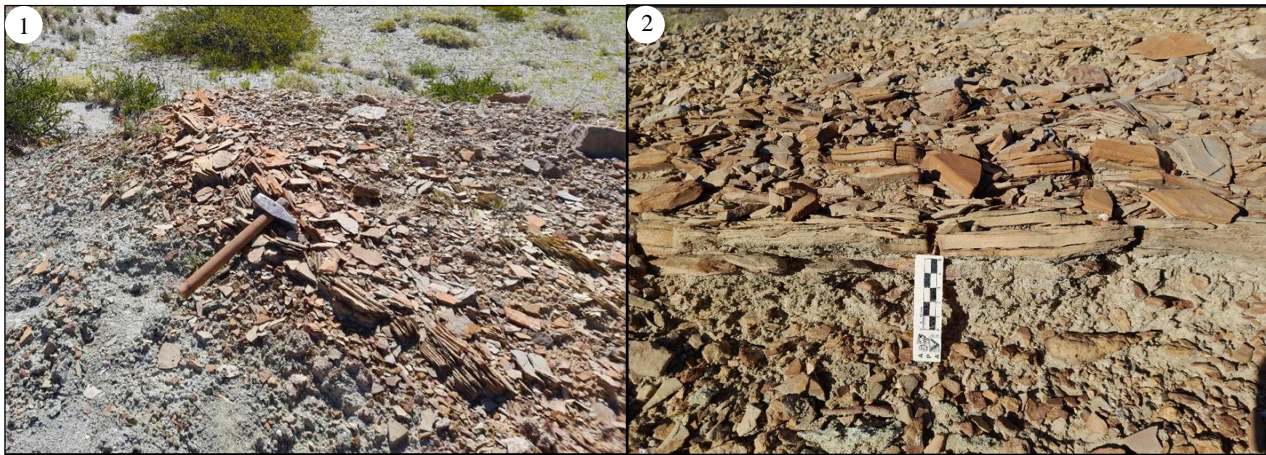


Figura 26. 1) Delgado paquete de areniscas finas con laminación horizontal desarrollada entre fangolitas grises. 2) Areniscas rojizas desarrollando laminación horizontal ligeramente ondulada.

5.1.9 Areniscas limosas macizas (SFm)

Facies con arena muy fina y matriz limosa, que exhibe una estructura maciza en toda su extensión y ocasionalmente cambia a una débil laminación milimétrica. Presenta granos de cuarzo feldespáticos y líticos. Se presenta principalmente como delgados cuerpos tabulares con espesores que oscilan entre los 5 a 10 cm (Fig. 27. 1-2).

Interpretación: Son depósitos que originalmente tenían una laminación primaria de alto régimen de flujo, pero debido a perturbaciones posteriores adquirieron una configuración maciza. Fueron generados por flujos rápidos asociados a desbordamientos no confinados



Figura 27. 1) Areniscas limosas alternando en depósitos de fangolitas laminadas. Escala: 15 cm 2) Areniscas finas a limosas en paquetes intercaladas entre fangolitas grises. Escala: 40 cm

5.1.10 Lutitas y fangolitas laminadas (Fl)

Esta facies se caracteriza por pelitas de color verde, gris verdoso a gris oscuro, las cuales poseen una laminación muy fina, en ocasiones con fisilidad. En paquetes tabulares de gran espesor, se presentan cubiertas por una intensa superficie de meteorización. Sin embargo, en corte fresco es posible reconocer una alternancia composicional entre láminas (Fig. 28. 1-2).

Interpretación: depósitos formados por decantación a partir de material en suspensión en cuerpos de agua someros. Representan eventos de mínima energía en el sistema sedimentario.

5.1.11 Lutitas y fangolitas macizas (Fm)

Presente en asociación con la litofacies anterior, estas fangolitas masivas poseen variedad de colores e incluso gradan de unos a otros dentro de la gama de los “gley” gris verdosos hasta los rojizos. Su principal característica es el aspecto masivo a blocoso de las fangolitas

Interpretación: depósitos de planicies distales formados en ambiente de muy baja energía. Sedimentación por decantación en barreales o cuerpos de agua efímeros.

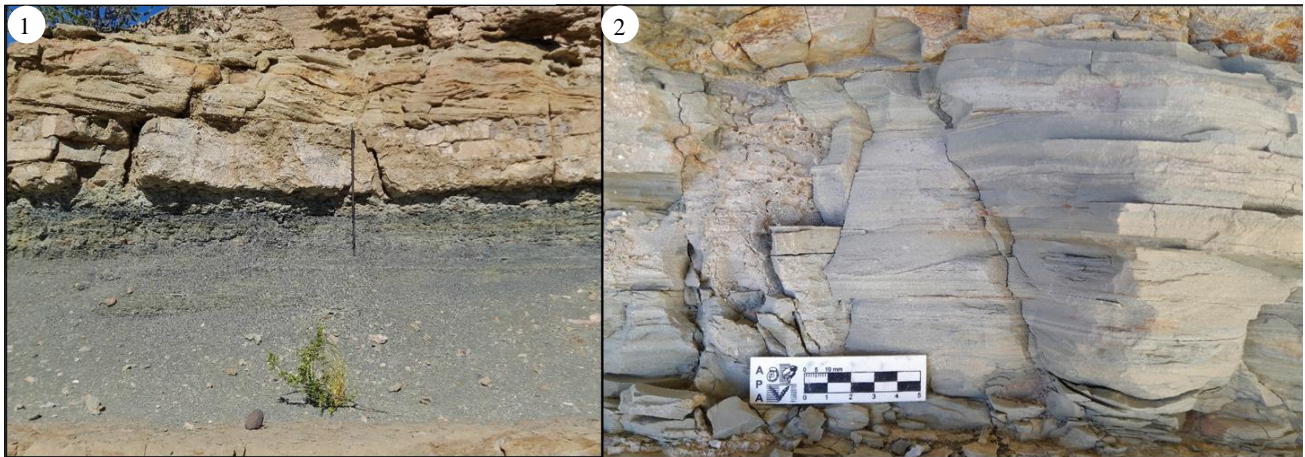


Figura 28. 1) Lutitas gris oscuro con fina laminación horizontal. Escala: 1,5 m. 2) Fangolitas y limolitas laminadas de color verde oliva presentando variaciones composicionales milimétricas.

5.2 Facies Carbonáticas

5.2.1 Caliza bioclástica (Lb₁)

Calizas de coloración ocre, en las cuales las partículas dominantes son los peloides menores de 0,5 mm. Le siguen en abundancia relativa restos esqueléticos muy fragmentarios, principalmente de pelecípodos (Fig. 29). Los fragmentos fósiles se presentan en variados tamaños, con promedios de 5 a 8 cm y valvas de varios mm de espesor, generalmente dispuestos aleatoriamente. La disposición interna

caótica de estas calizas bioclásticas indica una depositación en masa con un intenso retrabajo del contenido fósil. Presentan una estratofábrica tabular con espesores entre 30 y 40 cm con contactos netos irregulares a erosivos.

Interpretación: El predominio de materiales de composición carbonática masiva permite inferir una precipitación subácuea. La presencia de fósiles retrabajados de afinidades marino normales dispuestos de manera caótica permite interpretar eventos de alta energía, con depositación en masa relacionados episodios de tormentas.

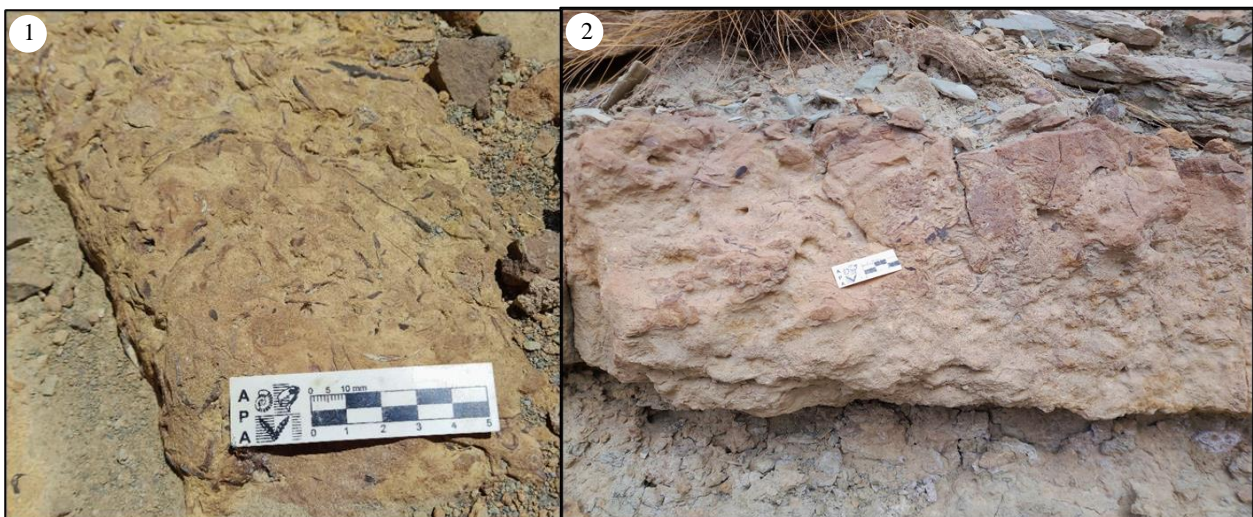


Figura 29. 1) Caliza bioclástica de color ocre con bioclastos de gran tamaño y espesor dispuestos de manera caótica. 2) Caliza bioclástica ocre presentando un contacto basal irregular a erosivo. Bioclastos se presentan muy mal preservados y en disposiciones caóticas.

5.2.2 Caliza bioclástica (*Lb₂*)

Calizas de coloración gris claro, en las cuales las partículas dominantes son los peloides menores de 0,5 mm. Le siguen en abundancia relativa pequeños restos esqueléticos de pelecípodos y gasterópodos (Fig. 30. 1). Los fósiles se presentan hasta 3 cm, con valvas muy finas, articulados o desarticulados, enteros o rotos, por lo general dispuestos subparalela a la estratificación. Las calizas muestran una estratofábrica tabular delgada compuesta por una sucesión monótona de capas finas a medianas con espesores entre 5 a 20 cm. Los mismos presentan contactos netos planares a suavemente ondulados (Fig. 30. 2). Internamente pueden presentarse masivos o con una estratificación paralela fina a muy fina. Entre los estratos carbonáticos participan intercalaciones delgadas (1 a 10 cm) de margas gris verdosas, laminadas. A partir de las observaciones detalladas en campo y en muestras de mano bajo lupa binocular, se interpreta que esta litofacies se asemeja a la definición de “*packstone* bioclástico” brindada por Legarreta (1985) y Cabaleri y Armella (1993).

Interpretación: El predominio de carbonatos fango-sostén, los restos fósiles y el tipo de partículas no esqueléticas, presentes en las capas con estrato fábrica tabular delgada, indican un medio enteramente subácueos, situado por debajo del nivel de base de las olas y con circulación restringida, en un ambiente no profundo

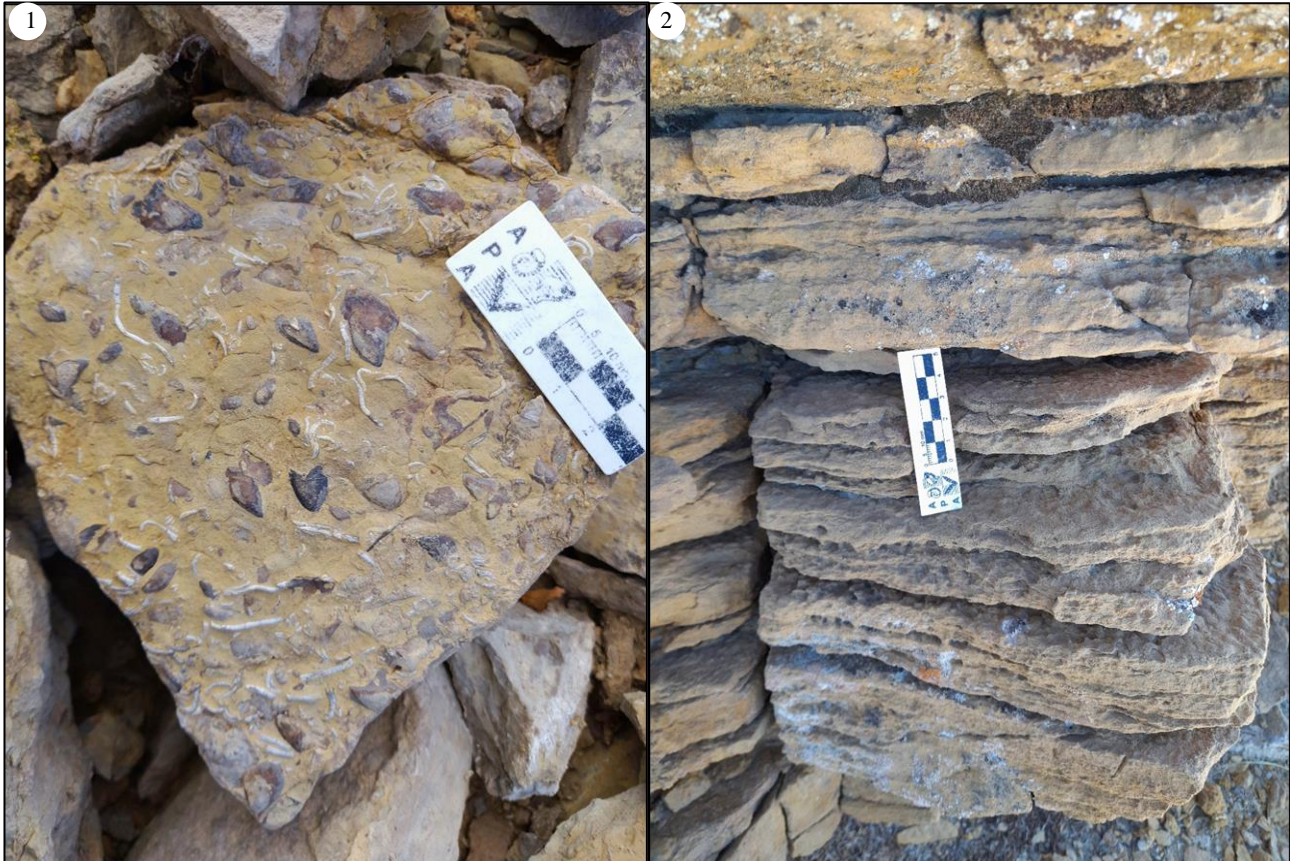


Figura 30. 1) Calizas bioclásticas con valvas y tubos de serpúlidos bien preservados. 2) Paquetes delgados de calizas bioclásticas desarrollando pavimentos fosilíferos al tope de cada estrato.

5.2.3 Caliza oolítica (Lo)

Calizas grano sostén de coloración ocre a gris claro donde las partículas que más abundan son las oolitas con un diámetro de hasta 2 mm y bien redondeadas (Fig. 31. 1-2). En algunos casos, donde la erosión permite ver su interior, se observan con una estructura concéntrica de varias láminas con cristales radiales. El contenido esquelético está dado por pelecípodos pequeños (menores de 3 cm) de valvas finas a medianas, gasterópodos y tubos de anélidos, en general todos fragmentarios. Estas calizas oolíticas se presentan con una estratofábrica tubular, integrada por capas finas a medianas de 5 a 30 cm y de contactos netos planares a fuertemente ondulados. Es común observar los estratos con una gradación inversa, mostrando mayor abundancia de oolitas hacia el tope, o como un delgado

recubrimiento de algunos centímetros sobre estratos de calizas bioclásticas (Fig. 32. 1-2). Internamente, son masivos o con entrecruzamiento de pequeña a mediana escala.

Además, se observan niveles discretos con una porosidad intraparticular abundante reconocida en afloramientos. Se han detectado niveles con elevada porosidad producto de la disolución total a parcial de los componentes esqueléticos y no esqueléticos (Fig. 33. 1-2), siendo las oolítas la fracción más atacada por los procesos de disolución. De igual modo preservan su estrato fábrica tabular de contactos ondulados y relictos de estructuras de depositación primarias.

Interpretación: La génesis de los oolítos está vinculada a un medio marino somero de aguas agitadas con elevada productividad carbonática. En este caso, las calizas granosostén integran bancos con laminación entrecruzada, por lo que se puede inferir que el sustrato se mantuvo movilizado por corrientes tractivas de tipo oscilatorias. Este tipo de unidades están asociadas a un medio de acumulación conformado por numerosos bancos sumergidos ("*shoals*") de roca con expresión morfológica sobre el fondo marino. Se puede inferir una relación de esta litofacies con la definición de "*grainstone oolítica*" de Legarreta (1985).

Los eventos de disolución de dichos componentes serían consecuencia de fenómenos de exposición subaérea, los cuales trajeron aparejados importantes modificaciones diagenéticas de los carbonatos. La circulación de aguas subsaturadas en carbonatos dentro de una zona vadosa meteórica produjo la disolución de los componentes esqueléticos y no esqueléticos de las calizas. En particular las oolitas fueron más atacadas en estos eventos diagenéticos por su composición

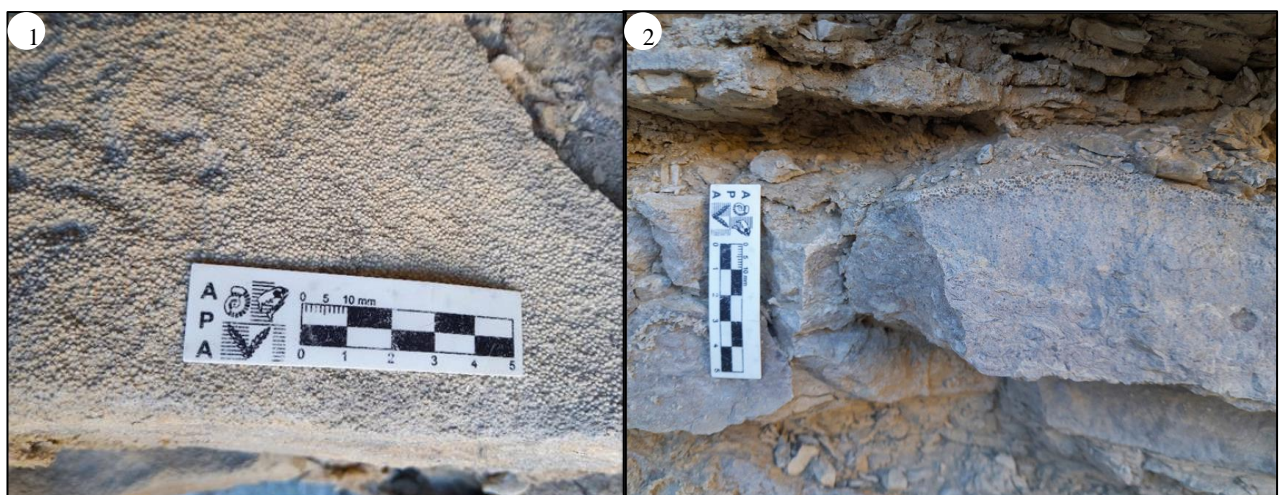


Figura 31. 1) Calizas grano sostén compuesta en su totalidad por oolitas. 2) Vista lateral de un paquete de calizas bioclásticas con acumulación de oolitas hacia el tope.



Figura 32. 1) Calizas oolítica con desarrollo de ondulas simétricas de mediana escala. 2) Vista a detalle de las oolitas acumuladas en el tope del estrato.

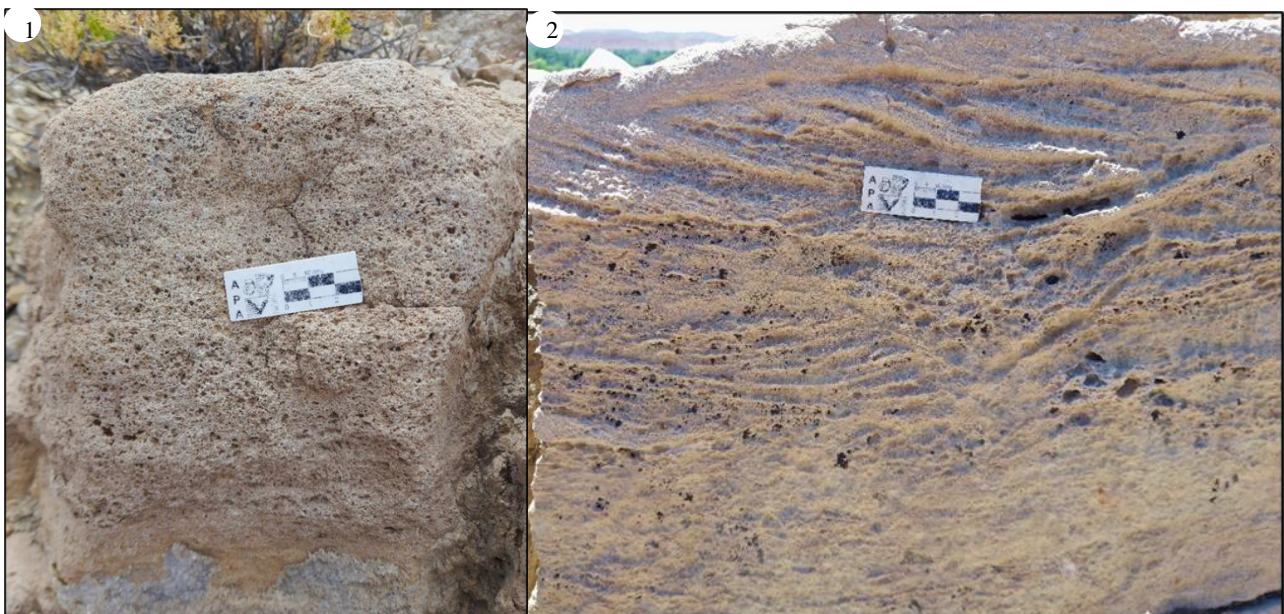


Figura 33. 1) Calizas con una textura fenestral producto de la disolución de sus componentes no esqueléticos. 2) Vista a detalle de calizas porosas donde se han preservado estructuras cruzadas.

5.2.4 Caliza macizas (Lm)

Calizas de coloración gris claro con un dominio de cemento carbonático y escasa participación de elementos esqueléticos y no esqueléticos. Entre estos se observan pequeños pellets y restos de pelecípodos desarticulados de hasta 3 cm con orientaciones aleatorias. Muestran una estratofábrica tabular delgada compuesta por una sucesión monótona de capas finas a medianas con espesores entre 2 a 15 cm (Fig. 34. 1-2). Los mismos presentan contactos netos planares a suavemente irregulares e internamente se observan masivos. Entre los mismos participan intercalaciones delgadas (1 a 10 cm) de margas gris verdosas, laminadas y con una débil fisilidad. Es de destacar que estas rocas calizas presentan en corte fresco un notorio olor fétido, relacionado a una deposición con circulación restringida.

Interpretación: estos carbonatos tipo fango-sostén, con escasa participación de restos fósiles y partículas no esqueléticas evidencian un medio de acumulación enteramente subácueos, situado por debajo del nivel de base de las olas y con circulación restringida, en un ambiente somero. A partir de las observaciones detalladas en campo y en muestras de mano bajo lupa binocular, se interpreta que esta litofacies se asemeja a la definición de “*wackestone*” brindada por Legarreta (1985) y Cabaleri y Armella (1993).

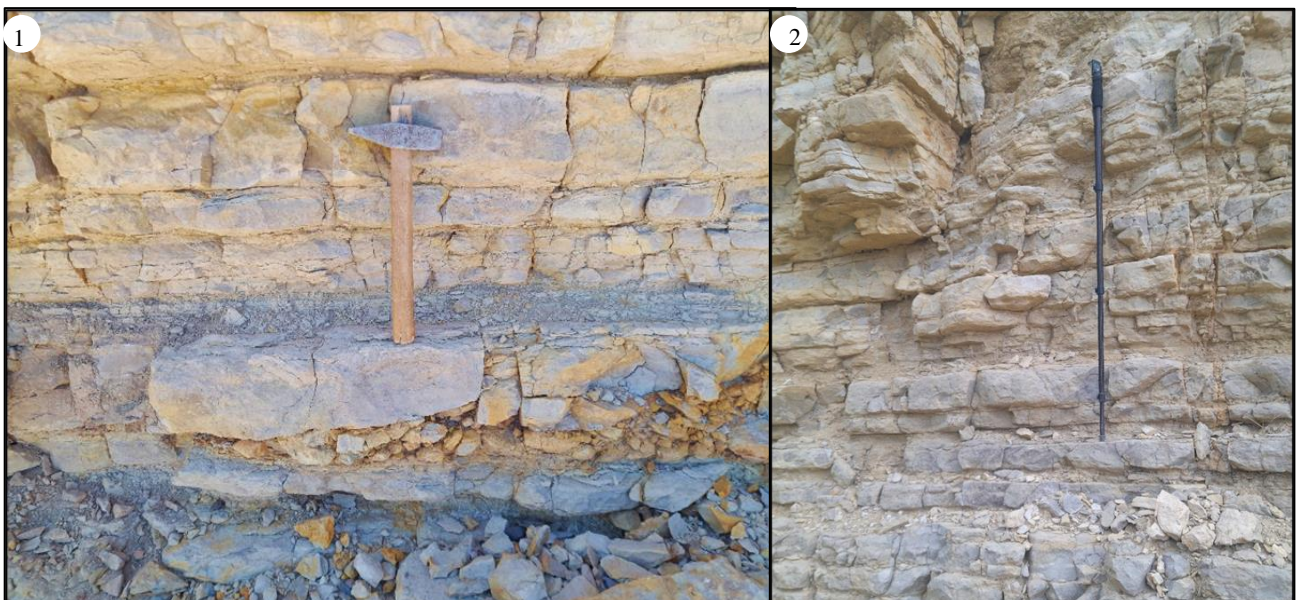


Figura 34. 1) Calizas masivas de contactos netos con intercalaciones de margas gris verdosas. Escala: 40 cm. 2) Vista de un afloramiento dominado por calizas masivas. Se observan contactos netos a ligeramente ondulados y proporciones variables de margas. Escala: 1,5 m.

5.2.5 Margas laminada (LFI)

Esta facies está compuesta por depósitos de carácter mixto calcáreo y silicoclástico en su fracción más fina. Se observan coloraciones que van del gris pálido a gris verdosas y se presentan como delgados estratos tabulares entre 1 a 10 cm de potencia. Internamente poseen una fina laminación de escala milimétrica con fisilidad (Fig. 35).

Interpretación: depósitos por decantación en un sistema mixto de baja energía, con participación clástica fina y elevada productividad carbonática. La coloración gris con la fina laminación podría indicar condiciones de circulación restringida



Figura 35. Nivel dominado por margas de coloración gris verdosa presentando una fina laminación.

Escala: 40 cm.

5.3 Facies Evaporíticas

5.3.1 Yeso laminación algal (El(a))

Esta litofacies está compuesta por anhidrita laminar y se caracteriza por presentar color blanquecino en superficie de meteorización y castaño claro en fractura fresca, se dispone en capas tabulares

medianas a finas, con laminación paralela gruesa que oscila de mediana a fina y que pueden ser planas a ligeramente crenulada. Estas láminas de sulfatos se intercalan con películas carbonáticas de características similares y colores oscuros, variando localmente la proporción entre ambas (Fig. 36. 1-2).

Interpretación: esta estructura es el resultado de la precipitación y acumulación de sulfato en condiciones marinas hipersalinas. Cada lámina de anhidrita se origina a partir de lo que podría describirse como una "lluvia" de partículas, particularmente cristales de sulfato, en su mayoría yeso. A medida que transcurre el tiempo, y bajo la influencia de la sobrecarga debida al soterramiento en el subsuelo, el yeso sufre un cambio de fase para convertirse en anhidrita, como consecuencia de la pérdida de agua. Adicionalmente, las laminaciones crenuladas se forman debido a la acción de las algas que, en un entorno hipersalino bajo el agua, atrapan los cristales de sulfato de calcio con sus filamentos. Este fenómeno acontece en la zona fótica del medio acuático. La alternancia de capas de sulfato (blanco) y carbonato (gris) da origen a una apariencia semejante a los varves evaporíticos. Esta formación se encuentra asociada a variaciones estacionales del clima, con la precipitación de yeso durante los veranos, cuando la evaporación es intensa, y la implantación de un tapiz de algas durante los inviernos, cuando la tasa de evaporación disminuye.

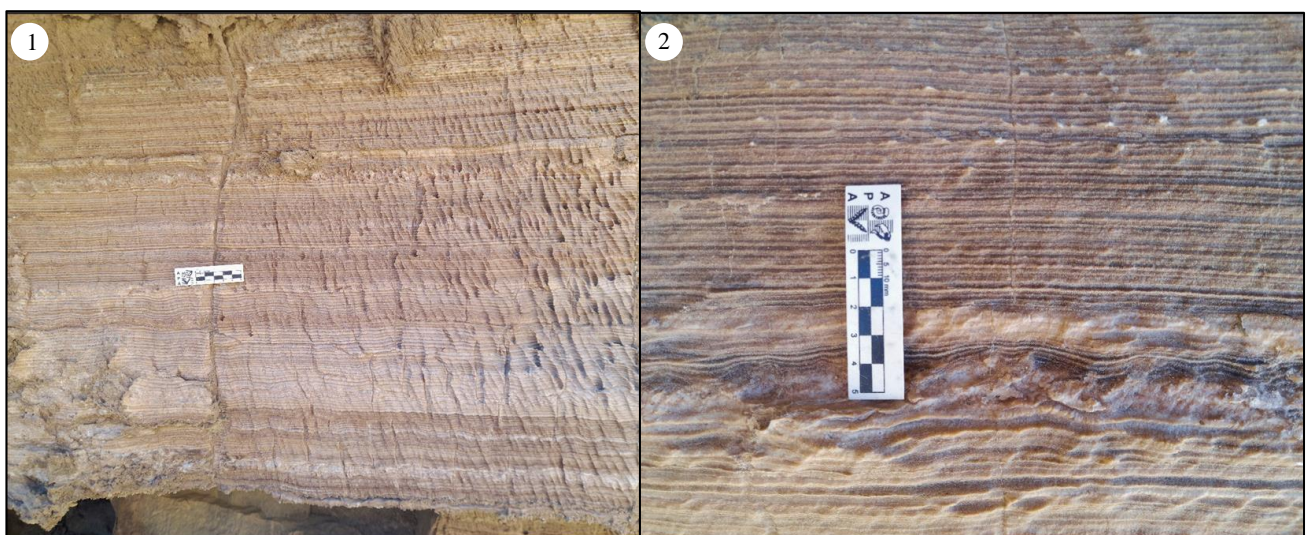


Figura 36. 1) Yeso laminado con fina estratificación milimétrica de sulfatos y carbonatos alternantes. 2) Detalle de las evaporitas.

5.3.2 *Yeso nodular estratificado (En(I))*

Esta litofacies se caracteriza por presentar nódulos de yeso con una forma ovoidal que varía entre 3 y 8 cm de diámetro, dispuestos en capas paralelas. Estos nódulos pueden coalescer lateralmente o

aparecer ligeramente aislados, lo que confiere un aspecto estratificado a los nódulos con una matriz compuesta por anhidrita laminar (Fig. 37. 1-2).

Interpretación: La formación de los nódulos de anhidrita ocurrió en un ambiente de *sabkha*, desarrollado en un sustrato formado por anhidrita bandeada. Durante los periodos de exposición subaérea de los sedimentos acumulados en este ambiente, se produjo un crecimiento desplazativo de anhidrita en la zona capilar, dando lugar a la formación de los nódulos. Estos eventos intermitentes de exposición subaérea, marcados por fluctuaciones en el nivel del agua de un cuerpo hipersalino, generaron una estructura nodular estratificada que indica la repetición de procesos diagenéticos. La distorsión de las láminas de anhidrita laminar por parte de los nódulos sugiere un periodo prolongado de alternancia entre acumulación marina somera y exposición subaérea, durante el cual los procesos diagenéticos polifásicos modificaron la estructura interna de la roca hospedante (Legarreta, 1985). Este desarrollo de nódulos de anhidrita indica un entorno costero, aunque similar al que originó la anhidrita laminada, lo que sugiere una evolución interrelacionada de las litofacies.

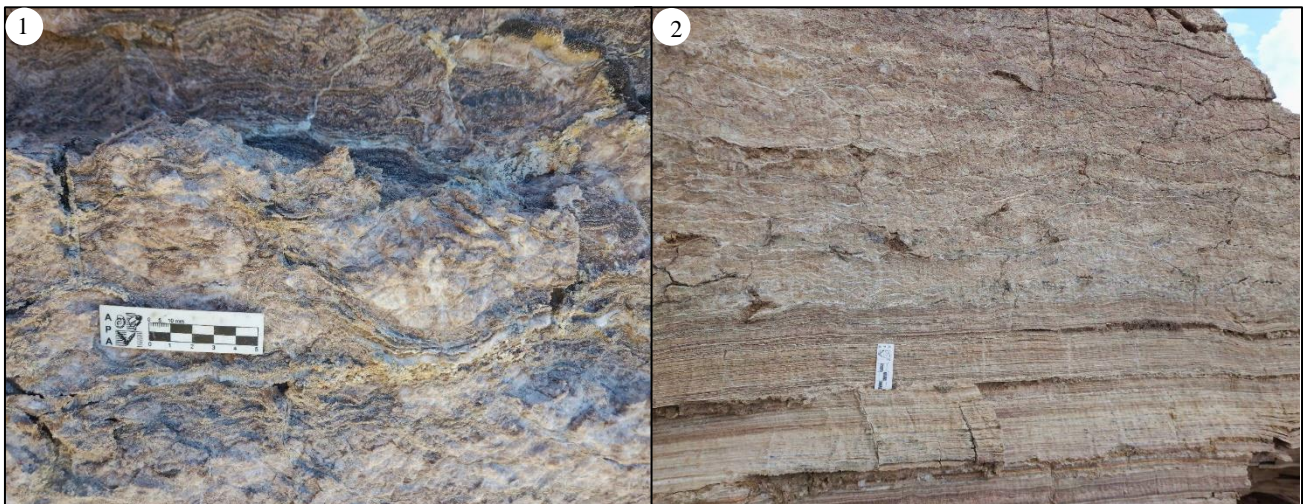


Figura 37. 1) Nódulos de yeso ovoidales separados por una matriz de yeso laminado. 2) Vista de un afloramiento donde se observa un cambio de facies con dominio bandeado en la parte inferior y nodular estratificado en la sección superior

5.3.3 Yeso nodular (En)

Similar a la litofacies anterior, esta presenta nódulos de yeso con geometrías ovoidales, aunque con mayor tendencia a la coalescencia. Se caracterizan por sus tonos blanquecinos y una estructura interna masiva, desarrollándose en una matriz principalmente fangosa. En algunos sectores, delgadas láminas

de esta matriz pelítica recubren los nódulos, formando texturas tipo *chicken-wire*. Sin embargo, en su mayor proporción, la coalescencia de estos ha obliterado completamente el sustrato en el que se desarrollaron, otorgándoles una apariencia de estratos de yeso masivos de geometría externa tabular (Fig. 38. 1-3).

Interpretación: estos nódulos se han formado en un ambiente de *sabkha*, desarrollados en un sustrato fangoso, como resultado del crecimiento desplazativo de anhidrita en la zona capilar (Pinchat *et al.*, 2019). La generación de una estructura nodular masiva sugiere un periodo de repetición de los eventos diagenéticos.



Figura 38. 1) Yeso nodular coalescente. Nótese el aspecto masivo del afloramiento con escasa a nula participación de matriz fangosa. Escala: 1,5 m. 2) Vista a detalle del yeso nodular masivo. 3) Nódulos de yeso inmersos en una matriz fangosa. Escala: 40 cm.

5.3.4 Yeso mosaico cristalino (*Ey*)

Esta litofacies se distingue por la presencia de cristales de yeso (selenita) de considerable tamaño, alcanzando varios centímetros de longitud. Específicamente concentrados en los niveles más superficiales del depósito evaporítico, con geometrías externas tabulares a lenticulares (Fig. 39. 1-2).

Estos cristales fibrosos exhiben una textura porfidoblástica, con un crecimiento centrípeto que los agrupa en formas ovales, similares a "rosetas". Esta estructura cristalina gruesa también se conoce como yeso secundario selenítico (Gindre-Chanu *et al.*, 2014).

Interpretación: La formación de este yeso selenítico sugiere un origen secundario. Los cristales crecen y precipitan en todas las direcciones dentro de la matriz una vez que se ha generado porosidad por la disolución de la misma. Este proceso implica una serie de fases de hidratación, permitiendo un lento crecimiento de cristales de yeso de grano grueso a través de sitios de nucleación libres y aislados dentro de una roca huésped porosa.



Figura 39. 1) Cristales de yeso/selenita de gran desarrollo, habito fibroso con crecimiento concéntrico/radial. 2) Vista del desarrollo estratificado de los cristales. Escala: 40 cm.

6. ASOCIACIONES DE FACIES Y CUERPOS SEDIMENTARIOS

Se analizaron detalladamente las relaciones entre las diferentes facies, su geometría y la arquitectura interna de los depósitos, lo que condujo a la definición de diversos cuerpos sedimentarios. En este contexto, se describieron las distintas organizaciones de facies en función de su distribución espacial, su geometría y sus dimensiones. Estas facies identificadas se agruparon vertical y lateralmente en 5 asociaciones con subdivisiones internas (Tabla 3) que representan diversas condiciones y procesos de acumulación reflejando un marcado corte regresivo en una serie de sistemas sedimentarios. A continuación, se procede a la descripción de las mismas:

Cuerpo sedimentario	Código	Geometría	Asociaciones de facies	Interpretación
Cuerpo canalizado	AF1a	Lenticular	Sr - Sw - Scl - Fm - Fl	Canal mareal - IHS y depósitos de relleno de canal
Cuerpos mantiformes heterolíticos	AF1b	Tabular	Sm - Sr - Sw - Scl - SFm - SL - Lo - Lb ₁ - Fm - Fl	Planicie de mareas subtidal a intertidal
Barras de acreción frontal	AF2	Lenticular - Tubular a escala de afloramiento	St - Sp - Sh - Sm	Migración de barra arenosa de acreción frontal. Faja fluvial entrelazado efímero con alto grado de amalgamación.
Cuerpos mantiformes de pelitas verdes	AF3a	Tabular	SFm - Fm - Fl	Planicies fangosas supratidal
Cuerpos mantiforme evaporítico	AF3b	Tabular	El(a) - En(l) - En - Ey	<i>Sabkha</i> evaporítico - precipitación por saturación en ambiente supratidal con aporte terrígeno restringido
Cuerpos mantiforme carbonático	AF4	Tabular	Lo - Lb ₂ - Lm - LFl	Precipitación carbonática en mar somero
Cuerpos mantiformes de pelitas abigarradas	AF5a	Tabular	Fm - Fl	Planicie de fango salina
Cuerpos evaporíticos	AF5b	Lenticular	En - Ey	Lentes evaporíticos. Precipitación en cuerpos lagunares, aguas pandas
Cuerpo mantiforme arenosos	AF5c	Tabular	Sm - SFh - Sr	Avenidas mantiformes. Depósitos de abanicos distales

Tabla 3. Asociaciones de facies descriptas para la sucesión bajo estudio.

6.1 AF1a Cuerpo canalizado

Se identifican en afloramiento una serie de cuerpos canalizados de gran tamaño, con una sección aparente en el orden de la decena de metros y un espesor de 2 m, compuestos por una sucesión de barras de acreción lateral heterolíticas y depósitos residuales de relleno de canal (Fig. 40. 1-2). Estos cuerpos están caracterizados por litofacies Sr, Sw, Scl, Sm, Fm y Fl. El canal se presenta de geometría lenticular, con la base del mismo incisa en un conjunto de depósitos heterolíticos. Las estructuras predominantes en este cuerpo son ondulaciones de flujos bidireccionales, seguidas por episodios repetidos de deformación sin sedimentaria, representados por laminaciones convolutas de mediana a gran escala. Respecto a las barras, muestran relaciones variables entre sus componentes, por lo que van desde netamente heterolíticas hasta netamente psamíticas.

Lateralmente se observa el desarrollo de *Inclined Heterolithic Stratification* a gran escala. Este elemento arquitectural está formado por una repetición rítmica entre duplas de areniscas y pelitas depositado en barras de acreción lateral de un canal dominado por mareas (Thomas et al., 1987; Fernández y Pazos, 2012; Pelletier *et al.*, 2016). Gracias a la calidad del afloramiento, es posible observar la transición lateral desde las barras de acreción hasta depósitos de relleno de canal, incluyendo localmente geometrías de derrumbamiento en las barras, lo que resulta en la deformación y plegamiento de los sedimentos dentro del canal.

Se ha identificado esta asociación de facies repetida en dos intervalos del afloramiento, hacia la base y la sección media del mismo. Se encuentra interestratificada dentro de los mantos heterolíticos de la asociación siguiente lo que en conjunto sugiere la presencia de una planicie mareal surcada por una serie de canales mareales con barras de acreción heterolíticas asociadas.



Figura 40. 1) Cuerpo canalizado arenoso con desarrollo de barras de acreción y depósitos de fondo de canal inmerso en un paquete de lutitas y pelitas grises. 2) *Inclined Heterolithic Stratification* desarrollado en el mismo nivel estratigráfico que el cuerpo canalizado. Escala: 1,5 m.

6.2 AF1b Cuerpo mantiforme heterolítico

En esta asociación se evidencia una extensión lateral considerable de depósitos heterolíticos, tanto clásticos como carbonáticos. Estos depósitos muestran una alternancia en paquetes con espesores del orden métrico (Fig. 41). Los depósitos psamíticos exhiben una variedad de facies que incluyen Sm, Sr, Sw, Scl, SFm, Fm y Fl, con predominio de estructuras tractivas de flujo bidireccional de longitud centimétrica. Una característica notable es la gradación en las tonalidades de las lutitas de la base al tope de la sección bajo análisis, que van desde tonos gris oscuro con alta fisilidad en los primeros metros hasta tonos verde oliva predominantes en la parte superior.

En cuanto a las facies carbonáticas, se presentan principalmente como litofacies Lb₁ y Lo, con contactos netos irregulares y un alto grado de retrabajo bioclástico. Estos cuerpos tabulares muestran una fuerte cementación con tonalidades ocre y, en algunos casos, contienen una fracción psamítica. Aunque los fósiles presentes en el intervalo son fragmentarios, indican condiciones marinas normales, con valvas que pueden alcanzar diámetros mayores a 8 cm y un espesor de aproximadamente 4 mm. La presencia de estos intervalos bioclásticos de contactos irregulares podría indicar eventos de tormentas con el consiguiente retrabajo del material. A su vez, los niveles carbonáticos indicarían episodios transgresivos y una disminución del aporte clástico (Fernández y Pazos, 2012).

Dada la morfología tabular y la extensa continuidad lateral de los depósitos sumada a la repetición de facies heterolíticas y carbonáticas, los canales mareales con *IHS* y evidencia de estructuras tractivas bidireccionales, además de la presencia de facies con deformación sin sedimentaria permiten interpretar la asociación como parte de una planicie de mareas. Los intervalos clásticos podrían estar desarrollados en un ambiente intermareal mientras que los episodios carbonáticos indicarían condiciones submareales.



Figura 41. Alternancias de paquetes arenosos y carbonáticos entre mantos pelíticos. Nótese el intervalo con grandes barras de acreción lateral en la sección inferior. Miembro Agua de la Mula coronado por el Miembro Troncoso. Escala: 1,5 m

6.3 AF2 Barras de acreción frontal

La asociación se compone principalmente de areniscas gruesas a sabulíticas, con tonalidades amarillas claras. Estas areniscas se caracterizan por las litofacies St, Sp, Sh y Sm donde las estructuras tractivas dominantes incluyen la estratificación cruzada planar y en artesa (Fig. 42. 1). Se presentan en *sets* de 30 a 80 cm de espesor, con una alta amalgamación lateral entre ellos. A escala de afloramiento, se reconoce como un estrato tabular con espesores que varían entre 2 y 3 metros y una gran continuidad lateral aparente, dada por el elevado grado de amalgamación entre *set*.

Es importante destacar que esta faja forma un resalto litológico en las serranías perfiladas, y en algunos lugares se pudo observar ampliamente el contacto basal, donde se preservó una extensa red de grietas de desecación (Fig. 42. 2). Esto sugiere episodios de exposición subaérea de los depósitos fangolíticos en un contexto de clima árido, antes del evento de sedimentación psamítica.

Aunque no se han conservado depósitos de planicie en el intervalo, estas barras presentan numerosos intraclastos pelíticos, tanto en la base como en las caras de avalancha. Las paleocorrientes medidas en las capas frontales de la estratificación cruzada planar muestran una distribución unimodal del flujo principal hacia el cuadrante noroeste

En conjunto, tanto las características litológicas, estructuras sedimentarias y paleocorrientes medidas permiten sugerir la presencia de un sistema fluvial entrelazado, compuesto por barras de acreción *downstream* que rellenan una serie de canales de baja sinuosidad aguas abajo (Veiga *et al.*, 2005).





Figura 42. 1) Barras de acreción frontal de dominio psamítico a sabulítico coronadas por un extenso manto evaporítico. Miembro Troncoso. Escala: 1,5 m. 2) Red formada por grietas de desecación preservadas a la base de las areniscas. Escala: 50 cm.

6.4 AF3a Cuerpo mantiforme de pelitas verdes

El cuerpo mantiforme de pelitas verdes se compone principalmente de depósitos fangosos, caracterizados por las litofacies SFm, Fm y Fl, con tonalidades que van desde el gris verdoso hasta verde oliva (Fig. 43). En superficie, estos depósitos suelen presentarse meteorizados o cubiertos, pero al analizarlos en un corte fresco, es posible distinguir una fina laminación milimétrica y ocasionalmente cuerpos delgados de areniscas muy finas con matriz limosa intercalados entre el fango.

Es importante destacar que esta asociación no está limitada a un intervalo específico dentro de la sucesión, sino que está en una estrecha relación genética con los depósitos de barras psamíticas y los mantos evaporíticos que se encuentran por encima. En este contexto, se puede visualizar un medio de acumulación similar a un *sabkha* costero, donde una llanura supratidal fangosa albergó una red de

avenidas efímeras con aportes de material clástico desde el sureste, y se desarrollaron cuerpos de agua hipersalina en las áreas más bajas.



Figura 43. Extenso cuerpo de pelitas gris verdosas coronadas por una sucesión de estratos carbonáticos pertenecientes al Miembro La Tosca. Vista hacia el sur.

6.5 AF3b Cuerpo mantiforme evaporítico

El cuerpo mantiforme evaporítico se distingue por su marcada expresión morfológica, extendiéndose lateralmente con un espesor promedio de unos 20 metros. Principalmente compuesto por yeso y anhidrita, se caracteriza por presentar litofacies como El(a), En(l), En y Ey. En esta unidad, se pueden observar una serie de procesos sedimentarios y modificaciones diagenéticas, destacándose la laminación algal de espesor milimétrico, donde se alternan capas de sulfatos y carbonatos precipitados cíclicamente en un medio subacuático. Además, ciertos segmentos dentro de este cuerpo evidencian episodios de exposición subaérea, dando lugar al crecimiento desplazativo de nódulos de yeso y contribuyendo así a una textura nodular estratificada hasta coalescente en la unidad.

Se puede inferir a partir de las facies y estructuras presentes, un medio de acumulación marino restringido relacionado a un *sabkha* costero evaporítico. El escaso a nulo aporte de material terrígeno y las condiciones cálidas y áridas permitieron la precipitación por saturación de las evaporitas

6.6 AF4 Cuerpo mantiforme carbonático

De amplia extensión regional, se compone de una sucesión carbonática alternante de estratos tabulares que varían entre 5 y 30 centímetros, con contactos netos que van desde irregulares hasta ondulados. Los mismos están separados por *partings* de margas friables con espesores que oscilan entre 0,1 y 10 centímetros (Fig. 44). La unidad se caracteriza por litofacies como Lo, Lb₂, Lm y LFI, donde la precipitación carbonática es predominante, con un contenido clástico escaso a nulo. El contenido fosilífero es abundante, desarrollando pavimentos bioclásticos hacia el tope de los estratos, con una diversidad faunística limitada principalmente a bivalvos, gasterópodos y serpúlidos, todos de pequeño tamaño y con valvas delgadas y frágiles. Además, se destaca la presencia de niveles de calizas grano sostén, principalmente formadas por oolitos, con desarrollo de ondulaciones de mediana escala con longitudes de onda de 50 centímetros.

A partir del análisis de esta asociación, se puede inferir un medio marino somero con una pendiente escasa y sujetos a condiciones de estrés ambiental. Las variaciones litofaciales sugieren un área de alta energía donde se formaron barras oolíticas, proporcionando así una zona protegida del oleaje para la proliferación de la fauna. Además, las evidencias de procesos diagenéticos por disolución en múltiples ocasiones dentro de la unidad sugieren fluctuaciones menores en el nivel del cuerpo de agua.



Figura 44. Estratos tabulares de calizas intercaladas con delgadas láminas de margas friables. Miembro La Tosca. Escala: 1,5 m.

6.7 AF5a Cuerpo mantiforme de pelitas abigarradas

El cuerpo sedimentario se presenta como una vasta planicie fangosa, donde las litofacies predominantes son Fm y Fl. Estos depósitos se extienden en amplios paquetes tabulares con espesores aproximados de 3 metros, exhibiendo un marcado bandeamiento abigarrado que se distingue por tonalidades que van desde rojizas hasta gamas de grises, verdes y azuladas (Fig. 45). Este cuerpo mantiforme, de más de un centenar de metros de espesor, no se presenta de forma aislada, sino que está estrechamente vinculado al desarrollo de las asociaciones de facies siguientes.

A lo largo de los perfiles, se observan niveles yesíferos con geometrías lenticulares de cierta extensión lateral, pero de escaso espesor. Del mismo modo, delgados estratos de areniscas finas comienzan a intercalarse en la sucesión, aumentando progresivamente en potencia y participación en el perfil. Se puede interpretar entonces para esta asociación, el desarrollo de una gran planicie de fango salina.



Figura 45. Bandeamiento abigarrado de las fangolitas, presentando intercalaciones de cuerpos evaporíticos y delgados paquetes arenosos. Visual hacia el este desde la base del Miembro Salina.

6.8 AF5b Cuerpos lenticulares evaporíticos

Los cuerpos lenticulares evaporíticos se desarrollan dentro de la extensa planicie previamente descrita. Estos cuerpos se caracterizan por sus texturas, clasificándose los sulfatos en evapofacies En y Ey. Con la excepción del primer cuerpo evaporítico de la sección, que alcanza un espesor de 6 metros y presenta un color blanquecino con una estructura nodular masiva, la mayoría de los lentes evaporíticos tienen un grosor promedio de alrededor de 0,5 metros.

Según las características texturales observadas, se interpreta que estos cuerpos se formaron en un ambiente de lagunas someras, donde la alta concentración de iones favorecía la precipitación y el crecimiento desplazativo de los sulfatos en la zona vadosa. Es importante señalar que estos cuerpos tienen una mayor presencia en los tramos inferiores del perfil, seguido de una transición gradual desde el dominio evaporítico al clástico en la planicie fangosa.

6.9 AF5c Cuerpos mantiformes arenosos

Compuestos por las litofacies Sr - St - Sm - SFh, inicialmente se presentan como delgados paquetes de areniscas limosas con tonalidades rojizas y ocres, exhibiendo una laminación horizontal incipiente. Aunque no son muy gruesos, muestran una notable continuidad lateral. Se observa un progresivo aumento tanto en la granulometría como en el espesor de los estratos a medida que se avanza en la secuencia. Conforme avanzan, las estructuras tractivas de pequeña escala, como las ondulaciones de flujo unidireccional de cresta recta a lingüoide con longitudes de onda de alrededor de 10 cm, comienzan a predominar en estos cuerpos arenosos. Hacia el final de la transecta levantada, estos cuerpos de areniscas alcanzan espesores de hasta 80 cm y muestran estructuras tractivas de mediana escala.

Un análisis de la evolución vertical en esta asociación sugiere una progradación gradual de un sistema de abanicos aluviales distales sobre la planicie de fango evaporítico. Esto implica que flujos no confinados de psamitas muy finas se interdigitan en la sucesión. Los últimos metros de la secuencia muestran evidencia clara de un régimen fluvial neto, con estructuras sedimentarias características de un ambiente fluvial.

7. MODELO DEPOSITACIONAL Y EVOLUCIÓN

En este capítulo, se pretende analizar la evolución vertical de las unidades estudiadas a fin de establecer una relación genética entre las mismas. El propósito es relacionar las facies y las geometrías observadas en campo para obtener una interpretación del ambiente depositacional y su evolución en el tiempo. En base a la interpretación de las características del intervalo estudiado, en conjunto con la definición de las asociaciones de facies y elementos arquitecturales, se establece un modelo evolutivo para la secuencia del Cretácico Inferior.

Durante el análisis, se observaron características de influencia mareal en el Miembro Agua de la Mula, con variaciones entre ambientes submareal e intermareal. Destaca la presencia de una extensa planicie heterolítica con intervalos arenosos y carbonáticos bien definidos. Además, se identificaron geometrías acuñadas correspondientes a canales incisos en depósitos heterolíticos. Lateralmente, en el mismo intervalo estratigráfico se observan superficies inclinadas conformadas por pares de areniscas y pelitas presentando una alternancia rítmica. Internamente presentan evidencias de estructuras tractivas bidireccionales y paleocorrientes opuestas, así como también niveles con estructuras de deformación

sinsedimentaria (Fernández y Pazos, 2012). Este arreglo se interpreta como una canal con influencia de mareas y desarrollo de barras de acreción lateral heterolíticas que lateralmente gradan a depósitos de fondo de canal deformados. El desarrollo bien preservado de este canal mareal con *IHS*, las características heterolíticas y cíclicas de la sucesión, sumado a el desarrollo de estructuras con paleocorrientes opuestas y de deformación sin sedimentaria permiten esbozar un ambiente de planicie mareal que oscilaba entre submareales de dominio carbonatico e intertidales de dominio clástico (Tunik *et al.*, 2009).

Hacia los últimos metros del Miembro Agua de la Mula se observa una transición hacia un ambiente de sedimentación supratidal fangoso, evidenciado por la presencia de fangolitas con grietas de desecación en el contacto con la unidad suprayacente. Estas grietas, preservadas en la base del Miembro Troncoso inferior, permiten indicar escasa capacidad erosiva de los canales fluviales entrelazados depositados por encima de la discordancia Interbarreamiana para esta área de la cuenca.

Al analizar el modelo regional, estos depósitos se pueden interpretar como una cuña de mar bajo acumulada a partir de un descenso relativo del nivel del mar de gran magnitud (Veiga *et al.*, 2005). Con un relleno inicial progradante, los términos más antiguos de la cuña se depositaron al pie y sobre el quiebre de pendiente heredado, restringiéndose a la región septentrional de la cuenca. Este estadio es continuado por un ciclo de relleno fluvio-eólico de características retrogradantes, cubriendo áreas marginales que anteriormente estaban sujetas a erosión o no deposición como también zonas de interfluvios sobre la plataforma (Vergani *et al.*, 2002).

Considerando la distribución paleogeográfica del Miembro Troncoso Inferior, podemos reconocer que los afloramientos bajo estudio corresponden con el área de sedimentación más austral, y por consecuencia, más joven. En este sentido, el contacto entre las fangolitas verdes y el cinturón de areniscas con grietas de desecación en la base, corresponde a un hiato temporal donde la región habría experimentado exposición subaérea.

La depositación de evaporitas por sobre el sistema clástico evidencia una transgresión marina generalizada. En algunas regiones este contacto preserva la topografía de las dunas, lo que sugiere una inundación drástica de la cuenca (Strömbäck *et al.*, 2005; Veiga *et al.*, 2005). Se visualiza un extenso cuerpo de agua con condiciones de salinidad elevadas y restringida circulación, lo que condujo a la continua precipitación de un gran paquete evaporítico agrupado en el Miembro Troncoso Superior. El espesor y uniformidad litológica indica que las condiciones de hipersalinidad se mantuvieron por un

periodo de tiempo sin interrupciones de sedimentación clástica, por lo que se infiere un área de aporte de bajo relieve con relativa calma tectónica (Legarreta, 1985).

Internamente el cuerpo evaporítico presenta variaciones texturales que reflejan oscilaciones en el cuerpo de agua. El crecimiento de matas algales en la zona fótica propició el desarrollo de una fina laminación a escala milimétrica, caracterizada por estructuras paralelas y crenuladas. Además, destaca la presencia de nódulos de yeso con geometrías ovoides cuyo crecimiento desplazativo ha deformado las laminaciones mencionadas anteriormente. Este crecimiento diagenético ocurrido en la zona vadosa sugiere un ambiente de *sabkha* costero cercano al nivel freático, en contraposición a las condiciones de aguas someras que permitieron el desarrollo de las matas algales y laminaciones evaporíticas (Kendall, 1978; Legarreta, 1985). Hacia el metro cuspidal del manto evaporítico se observó un paquete de cristales de yeso de gran tamaño frecuentemente maclados en punta de flecha. Para este caso se interpreta un proceso de disolución y recristalización diagenética en el tope del cuerpo evaporítico.

Por encima del manto de evaporitas, se distingue un extenso cuerpo pelítico de coloración gris oliva, cuya débil expresión morfológica dificulta su identificación. Este paquete, con un espesor aproximado de 20 metros, se interpreta como una planicie fangosa desarrollada posterior a la retracción del engolfamiento hipersalino que favorecía la precipitación de rocas químicas. Al observar este cuerpo pelítico en corte fresco, se aprecia una alternancia fina entre fangolitas y limolitas, con delgados niveles de areniscas muy finas y con desarrollo de estructuras tractivas incipientes.

Por encima del manto pelítico, se desarrollan extensos cuerpos carbonáticos de marcada prominencia morfológica, caracterizados por geometrías tabulares con contactos que varían entre irregulares y ondulados. Estos estratos, predominantemente grises, albergan una fauna poco diversa y de reducido tamaño, con valvas que raramente superan los 4 cm de diámetro. En fractura fresca, las calizas emiten un olor fétido, indicando condiciones reductoras durante su génesis. En numerosas ocasiones, se observan acumulaciones grano sostén compuestas principalmente por oolitas. Estos niveles exhiben una ondulación simétrica de mediana a gran escala, lo que sugiere la presencia de corrientes tractivas bidireccionales. Es destacable el desarrollo de una porosidad secundaria intraparticular en estas rocas, generando una fábrica móldica. Estas características permiten inferir procesos diagenéticos relacionados con un ambiente de zona vadosa, donde la disolución por aguas con bajo contenido de carbonatos provocó la rápida disolución de las oolitas.

Estas unidades, con un espesor aproximado de 30 metros en conjunto, se agrupan dentro del Miembro La Tosca. Se sugiere la existencia de un mar somero con circulación limitada y condiciones de salinidad anómalas. Los cuerpos de calizas grano sostén corresponden a bancos oolíticos móviles que disiparon la energía del oleaje, proporcionando un entorno de aguas tranquilas para la proliferación de la fauna. La gran continuidad lateral de los estratos y la escasa variación lateral en las facies sugieren un lecho marino con una pendiente muy baja. La ausencia de una fracción clástica en la sucesión indica una gran estabilidad en las áreas de aporte, en concordancia con las observaciones realizadas para las unidades químicas subyacentes (Lazo y Damborenea, 2011). En los niveles más altos del Miembro La Tosca, se destacan estratos de calizas oolíticas con estructuras cruzadas de bajo ángulo que muestran una disolución total de sus componentes no esqueléticos, generando una textura fenestral. Dada su posición estratigráfica, este evento diagenético puede relacionarse con un proceso de regresión marina, exponiendo paulatinamente las rocas carbonáticas a la acción de aguas continentales.

Sobre las calizas porosas, se distingue un cuerpo yesífero de varios metros de espesor con una textura nodular masiva. Este marca el inicio de un amplio proceso de sedimentación mixta agrupado en el Miembro Salina, con un grosor aproximado de unos 150 metros. El suave gradiente que predominó durante la sedimentación del miembro anterior favoreció el desarrollo de una extensa planicie de fango evaporítica, con depósitos de *sabkha* costero y salinas asociadas (Uliana *et al.*, 1975b; Warren, 2016). Extensos cuerpos de fangolitas abigarradas con gran continuidad lateral se encuentran intercalados por delgados cuerpos de clásticos finos y evaporitas. Las evaporitas se presentan en cuerpos que suelen acuñarse lateralmente. A medida que se producía la retracción del mar afloró una vasta planicie fangosa donde las evaporitas precipitaban tanto en cuerpos de agua pandas con geometrías lenticulares como a través del desplazamiento diagenético en la zona vadosa.

Posteriormente, comienzan a observarse flujos mantiformes que alcanzan la planicie en forma de areniscas finas con laminación horizontal. Los mismos se interpretan como flujos no confinados desarrollados en los sectores más distales de lóbulos provenientes de una progradación fluvial inicial. La ausencia de contactos erosivos en su base sugiere un área de aporte madura con bajo relieve y relativa calma tectónica, indicando un proceso de domamiento periférico (Uliana *et al.*, 1975b; Moscariello, 2017).

Estas areniscas experimentan un crecimiento progresivo en espesor y tamaño de grano. Las estructuras tractivas, que al principio eran incipientes, se vuelven de escala mediana y grande, evidenciando un transporte neto en un sistema fluvial bien desarrollado y con escasa influencia evaporítica. Se define

así una planicie aluvial baja de dominio arcilloso, donde se produce un aumento progresivo del régimen de flujo de la red de avenimiento. En estas etapas de sedimentación fluvial neta, se interpreta el cambio a la Formación Rayoso, donde el ambiente de deposición es predominantemente continental.

La interpretación vertical de la secuencia de asociaciones revela un proceso de sedimentación donde ocurre una progresiva retracción del ambiente marino. Caracterizado por geometrías tabulares, sugiere que el retroceso marino se produjo a partir de un extenso engolfamiento de aguas someras con escasa pendiente. La estabilidad tectónica con mínima subsidencia impidió la circulación a gran escala en el cuerpo marino, permitiendo el predominio de acumulaciones químicas con escaso aporte detrítico. La gradual retracción del cuerpo de agua dio lugar a su reemplazo por una llanura supralitoral donde coexistieron *sabkhas*, lagunas salinas y extensos barreales de fangolitas abigarradas.

8. DISCUSIONES

La Formación Huitrín del Cretácico, en el centro-oeste de Argentina, marca la última conexión de la Cuenca Neuquina con el Océano Pacífico. Esta formación presenta una variedad de sedimentos, desde continentales hasta marginales marinos, que se depositaron detrás de un arco volcánico andino en condiciones paleoclimáticas cálidas y áridas (Lazo y Damborenea, 2011).

Un aspecto crucial en la historia geológica de esta región es el significativo cambio geodinámico que ocurrió cerca del límite Hauteriviano-Barremiano y que resultó en el crecimiento del arco volcánico. La cuenca experimentó transformaciones en los regímenes tectónicos y sedimentarios, marcando la transición desde un ambiente extensional de retroarco a uno compresivo relacionado a una subducción tipo andina. Esta modificación en la dinámica del margen activo tuvo un impacto en la hidrodinámica, inhibiendo el intercambio de aguas con el Océano Pacífico (Veiga *et al.*, 2005).

Estos cambios tectosedimentarios generaron una variedad de ambientes sedimentarios en la Formación Huitrín. Se desarrollaron facies continentales (fluviales a eólicas), ambientes marinos restringidos (rampas carbonáticas submareales y lagunas someras) y ambientes marino marginales (como *sabkhas* costeros y llanuras de fango salino).

Dada la naturaleza de transición de las sedimentitas cretácicas inferiores, a lo largo del tiempo han surgido discrepancias e incertidumbre en las interpretaciones sobre sus límites y ambientes de sedimentación. Tradicionalmente, los ambientes sedimentarios ubicados en la parte superior de la

Formación Agrio han sido interpretados como una rampa marina abierta, mixta de carbonato-siliciclástica dominada por tormentas. En el centro y norte de Neuquén, el ambiente de la Formación Agrio fue interpretado como de *shoreface* y plataforma interna a media-externa (Spalletti *et al.*, 2001; Lazo *et al.*, 2005).

Sin embargo, durante las jornadas de trabajo en campo, se identificaron para los metros cuspidales de dicha formación características de ambientes someros intermareales como la presencia de depósitos heterolíticos truncados por cuerpos canalizados de geométrica lenticular con desarrollo de *Inclined Heterolithic Stratification* (Thomas *et al.*, 1987) y estructuras tractivas bidireccionales. Estas observaciones están en línea con los trabajos de Fernández y Pazos (2012), quienes describen en sus trabajos un ambiente marginal-marino dominado por mareas en función de distintos indicadores, como la presencia de barras de acreción lateral heterolítica y formas de lecho con paleocorrientes opuestas, además de un análisis sistemático del registro icnológico. En un área más al interior de cuenca 50 km hacia el norte de los afloramientos analizados, en la comarca del Cerro Rayoso, Tunik *et al.*, (2009) reconoce para niveles equivalentes en el tope de la formación, la predominancia de ambientes marinos marginales dominadas por acción de mareas y desarrollo de planicies homónimas. En dicho trabajo identificaron ciclos de facies subtidales con bancos dolomitizados y facies intertidales a supratidales con desarrollo de bioturbación y grietas de desecación. Además, Pazos *et al.*, (2012) y Heredia *et al.*, (2022) han documentado la presencia de huellas de dinosaurios, evidenciando intervalos muy someros hasta de exposición subaérea en los metros cuspidales del Miembro Agua de la Mula. Es interesante destacar que este conjunto de evidencias paleoambientales marino marginales indican el fin de un ciclo deposicional a escala de cuenca y permiten inferir que la etapa final de la deposición del Grupo Mendoza presenta escasas diferencias batimétricas entre el borde de la cuenca y las áreas basinales, indicando una cuenca con escaso gradiente (Pazos *et al.*, 2020).

En cuanto al contacto con la unidad suprayacente, la Formación Huitrín, representa un cambio significativo en la jerarquía litoestratigráfica y marca el límite entre los Grupos Mendoza y Bajada del Agrio. Estudios regionales han permitido caracterizar esta superficie como una discontinuidad regional erosiva de edad interbarreamiana. El Miembro Troncoso inferior se dispone en discordancia mediante una incisión labrada en los términos superiores de la Formación Agrio, especialmente desarrollada hacia el norte de la provincia del Neuquén (Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza, 2003). En referencia a esta discordancia, Vergani *et al.* (2002) postula la desvinculación genética de las unidades subyacentes y el carácter regional de la misma.

Sin embargo, en el sitio relevado la situación observada presenta algunas particularidades que justifican considerarse en el análisis. El rasgo más relevante en este tópico es el reconocimiento de grietas de desecación en la base de los mantos de areniscas pertenecientes al Miembro Troncoso inferior. La preservación de este rasgo permite inferir periodos de exposición subaérea en el segmento cuspidal de la Formación Agrio, así como la nula capacidad erosiva de estas arenas que rellenaron las grietas. Estas observaciones permiten identificar un hiato temporal en dicho contacto donde la región estuvo sometida a condiciones subaéreas.

Análisis e interpretaciones realizadas por Legarreta y Uliana (1991) atestiguan que el gradiente topográfico en el momento del máximo descenso del nivel de base fue suficiente para producir la incisión de canales en lugares de plataforma externa y pendiente superior, pero más atrás en la plataforma, la discontinuidad estratigráfica parecería carecer de relieve erosivo. En este sentido, si bien el contacto representa una discordancia regional ampliamente reconocida en la cuenca, localmente se la interpreta carente de una erosión significativa.

A lo largo de los años, han surgido controversias sobre los límites estratigráficos y los ambientes asociados a las unidades de sedimentación mixta presentes en estos afloramientos (Fig. 46). En torno al Miembro Salina, una de las discusiones centrales refiere a su inclusión dentro de la Formación Rayoso, en el sentido original tal como fue descrito por Herrero Ducloux (1946). En esta corriente de análisis, Zavala *et al.* (2001, 2006), y Ponce *et al.* (2002), interpretan para la Formación Rayoso, un paleoambiente lacustre de salinidad variable, restringido y de tipo perenne con desarrollo de facies lacustres internas y periféricas, sometido a interacción de sistemas eólicos marginales. Según consideraron, la existencia de estromatolitos con extensión regional presentes en esta unidad, así como en los miembros Quili Malal y Cañadón de la Zorra, sería incompatible con sedimentación característica en ambientes fluviales perennes o efímeros.

Los autores proponen una subdivisión interna de la Formación Rayoso en tres secuencias deposicionales, integradas por cortejos de expansión y contracción (véase Zavala y Ponce, 2011). En este sentido el Miembro Salina corresponde a la primera de las secuencias (R1) desarrollada en un contexto de lago restringido, bajo condiciones climáticas áridas y con sistemas fluviales menores que aportan principalmente pelitas y areniscas subordinadas. Las sales presentes serían incorporadas en solución a través del nivel freático, y concentradas por evaporación dentro del lago.

Weaver (1931)	Groeber (1946)	Herrero Ducloux (1946)	Uliana, Dellapé y Pando (1975)	Legarreta y Boll (1982)	Leanza (2003)	Zavala et al., (2006)													
Fm. Carranza	Neuqueniano	Formación del Neuquen	Grupo Neuquén	Grupo Neuquén	Grupo Neuquén	Grupo Neuquén													
Fm. Ranquiles	Diamantino	Formación Rayoso	Fm. Cañadón de la Zorra	Fm. Rayoso	Sección Clásica	Mb. Cañadón de la zorra	Formación Rayoso	Mb. Pichi Neuquén	Mb. Quili Malal	Mb. Rincón	Formación Rayoso	Secuencia R3							
Fm. Neuquen	Rinconense		Fm. Huitrín										Mb. Salina	Miembro La Tosca	Miembro Troncoso	Miembro Troncoso	Formación Huitrín	Miembro La Tosca	Miembro Troncoso
Fm. Rayosa	Salinense		Fm. Agrio										Formación Agrio	Fm. Huitrín	Miembro Troncoso	Miembro Troncoso			
Fm. Agrio	Tosquense																Yeso de transición	Miembro La Tosca	Miembro Troncoso
	Troncosense	Fm. Agrio	Formación Agrio	Fm. Huitrín	Miembro Troncoso	Miembro Troncoso	Formación Agrio	Formación Agrio											
	Chorreadense								Formación Agrio	Fm. Huitrín	Miembro Troncoso	Miembro Troncoso	Formación Agrio	Formación Agrio					
Agrioense	Formación Agrio	Formación Agrio	Formación Agrio	Formación Agrio	Formación Agrio	Formación Agrio	Formación Agrio												

Fig. 46: Equivalencias de nomenclaturas para las unidades del Cretácico. Modificado de Leanza (2003), Gutiérrez Pleimling *et al.* (2011) y Zavala y Ponce (2011).

Por encima de este cortejo de contracción se deposita una asociación de espesos bancos arenosos correspondientes a la base de la segunda secuencia. El inicio de las secuencias R2 y R3 se relacionaría con un importante cambio climático (Ponce *et al.*, 2002). A consecuencia del mismo, volúmenes importantes de agua y sedimentos re trabajado de los sistemas eólicos marginales, serian transferidos hacia la cuenca por sistemas fluviales canalizados La existencia de ciclos climáticos de larga duración habría controlado significativamente la sedimentación, resultando en el desarrollo de intervalos evaporíticos y clásticos, cada uno de ellos con espesores de centenares de metros.

Estudios paleoambientales y regionales previos de la Formación Rayoso propusieron para esta unidad un origen relacionado a sistemas fluviales efímeros inmersos en extensas llanuras de inundación o barreales, con canales principalmente meandriformes (Uliana et al., 1975b; Legarreta, 1985; Leanza, 2003). Los autores, en sus esquemas estratigráficos, proponen que las asociaciones de facies corresponden a un medio de agua panda, periódicamente sujeto a la exposición subaérea, con asociación de lagunas someras, *sabkhas* marginales y barreales extensos, desarrollados en una superficie de escaso gradiente que permitía el acceso de aguas desde el continente y, en ocasiones, desde el mar. Musacchio y Vallati (2000) y Vallati (2001) estudiaron palinomorfos y microfósiles

calcáreos del intervalo analizado e indicaron afinidades marinas de foraminíferos en las fangolitas abigarradas.

Bajo la perspectiva de lo analizado en las jornadas de campo, y en coincidencia con esta última interpretación, el Miembro Salina podría tener una relación más estrecha con la Formación Huitrín, al tratarse de una secuencia de evaporitas genéticamente relacionadas formadas en un mismo ambiente de depositación. Si bien las facies de pelitas abigarradas con gran continuidad lateral e intercalaciones de sulfatos se repiten en la Formación Rayoso, la presencia de lentes evaporíticos compuestos por sal gema es característico del Miembro Salina. En este sentido, la precipitación de cloruros podría indicar una vinculación esporádica al mar aún durante el Aptiano Temprano (Leanza, 2003). Se interpreta una llanura con ambientes de *sabkha* costero a continental y *mudflats* donde se desarrollaron lagunas someras de agua salada entre grandes mantos de arcilitas varicolores y delgadas areniscas.

En cambio, para la Formación Rayoso, las evidencias observadas en cuanto a composición litológica, estructuras sedimentarias y coloración permiten reforzar la propuesta de un ambiente depositacional netamente continental. Se puede interpretar una progresiva evolución desde el ambiente marginal presente en el Miembro Salina hacia las condiciones de planicie aluvial con una marcada red de avenimiento en las areniscas y fangolitas del Miembro Rincón. La elección de este contacto facilita enormemente las tareas de mapeo y no por casualidad ha sido elegido también en levantamientos regionales previos de otros colegas (Uliana *et al.*, 1975b; Ramos, 1981; Legarreta, 1985; Leanza, 2003).

El deslinde entre la Formación Huitrín y la Formación Rayoso implica la definición de ambientes sedimentarios en sistemas mixtos y de transición, donde algunas veces la tarea de asignar límites entre las unidades se torna algo difusa. Este tópico reviste gran interés y requiere de una investigación a escala regional para lograr un mejor entendimiento de los procesos que gobernaron la sedimentación durante el aislamiento total de la Cuenca Neuquina.

9. CONCLUSIONES

En función de los estudios realizados en campo, se procedió a la caracterización litoestratigráfica de las unidades del Cretácico Inferior aflorantes en la comarca de Bajada del Agrio, Provincia del Neuquén. Esta secuencia se encuentra bien expuesta en las serranías de la Faja plegada y corrida del Agrio, presentando una marcada orografía elongada en dirección N-S.

Se realizó un análisis sedimentológico y estratigráfico a lo largo de tres transectas, totalizando 450 m de perfil relevado a detalle. En dicha labor se pudieron reconocer 20 litofacies distribuidas en unidades clásticas (12), carbonáticas (4) y evaporíticas (4). A partir de la integración de estas litofacies, junto con las geometrías y arquitecturas de los depósitos, se indicaron 5 asociaciones de facies que caracterizan distintos cuerpos sedimentarios y subambientes.

En primer lugar, las asociaciones de facies fueron interpretadas como parte de una extensa planicie de mareas de carácter mixto, con alternancias entre sedimentación clástica y carbonática. El desarrollo de canales con barras de acreción lateral heterolíticas, las estructuras de flujo bidireccional con paleocorrientes opuestas y los episodios de laminación convoluta permiten inferir un medio marino somero con influencia de mareas. Estas unidades se correlacionan con el tramo cuspidal del Miembro Agua de la Mula.

Suprayaciendo a estos depósitos se encuentra un cinturón de areniscas formado por barras de acreción en un sistema fluvial entrelazado, asignadas al Miembro Troncoso inferior. Esta sedimentación clástica continental corresponde a una cuña de mar bajo producto de la caída del nivel de base regional, lo que habría dejado expuesta gran parte de la plataforma. A escala regional la sedimentación de esta unidad se dio de manera diacrónica, por lo que las areniscas presentes en el área bajo estudio son más jóvenes y presentan un espesor reducido que aquellas depositadas en áreas del depocentro de la cuenca (Veiga y Vergani, 2011).

Sobre este último miembro, se destaca la presencia de un gran cuerpo tabular formado por rocas evaporíticas asignadas al Miembro Troncoso Superior. Se interpreta un extenso cuerpo de agua someros hipersalino, donde se produjo una precipitación continua de evaporitas rodeado por un *sabkha* costero a continental. En un contexto paleoclimático de *greenhouse*, se albergaron una variedad de ambientes que reflejan condiciones de aridez extrema, fuertemente controladas por la actividad en la región del arco volcánico situado en el margen occidental de la cuenca.

En niveles suprayacentes, las asociaciones de facies permitieron caracterizar una serie de cuerpos mantiformes carbonáticos, los cuales reflejan un nuevo período de sedimentación netamente marina somera, sin aportes clásticos. La gran continuidad lateral de los estratos y la escasa variación lateral en las facies sugieren un lecho marino con una pendiente muy baja. Estos estratos evidencian condiciones de aguas someras con salinidad anormal y una intensa evaporación, en línea con el clima árido prevaleciente.

Finalmente, la desconexión del área de sedimentación con el océano Pacífico llevó al desarrollo de una amplia planicie supralitoral, donde se formaron extensos barreales con un marcado componente evaporítico, expresado en depósitos de geometría lenticular en su sección inferior. De manera gradual, diversos pulsos de sedimentación clástica muy fina comenzaron a interdigitarse en la columna estratigráfica, acusando mayores espesores hacia la parte superior de las transectas perfiladas. Se puede interpretar una progresiva evolución hacia las condiciones de planicie aluvial con una marcada red de avenimiento en las areniscas y fangolitas del Miembro Rincón.

El análisis consecutivo de las unidades litológicas revela que, a pesar de las notables diferencias en composición, los distintos términos del Grupo Bajada del Agrio forman un complejo sedimentario donde los procesos de deposición no sufrieron interrupciones significativas.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre Urreta, M. B. y P. F. Rawson, 1993.** The Lower Cretaceous ammonite *Paraspiticeras* from the Neuquén basin, west central Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 188: 51-69. Stuttgart.
- Aguirre Urreta, M. B. y P. F. Rawson, 1997.** The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine* 134 (4) : 449-458. London.
- Aguirre-Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning C.M. y Litvak, V.D. 2008.** First U-Pb shrimp age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 91-99.
- Aguirre-Urreta, M.B, Lazo, D.G., Griffin, M., Vennari, V., Parras, A.M., Cataldo, C.S., Garberoglio, R. y Luci, L. 2011.** Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*, Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, p. 465-488.
- Argüello Scotti, A. and Veiga, G.D., 2015.** Morphological characterization of an exceptionally preserved eolian system: The Cretaceous Troncoso Inferior Member in the Neuquén Basin (Argentina). *Lat. Am. J. Sed. Basin Anal.*, 22, 29–46.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H.A. 2011.** Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 29-36, Neuquén.
- Bengochea J.D. y V. Padula, 1993.** Evaluación Geológica - Económica del Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza, Argentina. 6° Congreso Nacional de Geología Económica y 1° Congreso Latinoamericano de Geología Económica. *Actas*: 253-261, San Juan.
- Braccacini, I.O., 1970.** Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las Provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(2): 275–284.
- Brodtkorb M.K. de; J.C. Danieli, R.E. De Barrio, R.O. Etcheverry y A. Giusiano, 1992.** Los Yacimientos de celestina - baritina, yeso, halita y sales de potasio relacionados a las Sedimentitas Cretácicas de la Cuenca Neuquina, República Argentina. En Brodtkorb M.K. De y J. Ferreira De Sousa (Eds.), *Recursos Minerales y Energéticos del Cretácico de América Latina* *Actas*:1-24.

- Cabaleri, N. y C. Armella, 1993.** Microfacies y modelo deposicional del Miembro La Tosca (Albiano), Formación Huitrín en el área de Pampa de la Cueva y Cerro Campana, Zapala, provincia del Neuquén, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 241-248. Buenos Aires.
- Cataldo, C., Lazo, D.G., Luci, L., Aguirre-Urreta, M., 2019.** New Barremian Macroinvertebrates from the Huitrín Formation, Mendoza Province (Argentina) and Their Paleocological Implications. AMEGHINIANA. 56. 10.5710/AMGH.04.09.2019.3244
- Cobbold, P y E.A. Rosello. 2003.** Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology 20: 429-443.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1993.** Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie 20 (Didáctica y Complementaria): 1-64. Buenos Aires.
- Digregorio, J. 1972.** Neuquén. En: A.F. Leanza (ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. 439–506.
- Digregorio, J. y Uliana, M., 1980.** Cuenca Neuquina. En: J.C. Turner (ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. 985–1032
- Digregorio, R.E., Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Minniti, S.A. 1984.** Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas 2: 147-162. San Carlos de Bariloche.
- Di Paola, E. y H. G. Marchese, 1970.** Relaciones estratigráficas entre las Formaciones Rayoso, Candeleros y Huinul, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25: 111-120. Buenos Aires.
- Fernández, D.E. y Pazos, P.J. 2012.** Ichnology of marginal marine facies of the Agrio Formation (Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina) at its type locality. Ameghiniana, 49, 505–524.
- Franzese J. y Spalletti L., 2001.** Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: Tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South America Earth Sciences 14: 257-270.
- Franzese J., Spalletti L., Gómez Pérez I. y 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: 81-90
- Gabriele, N. A., 1992.** Sales de Potasio de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), provincias de Mendoza y Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (3) : 305-316. Buenos Aires.

Gabriele, N. A., 1999. Cuenca Potásica Huitriniana, Neuquén. En Zappettini, E.O. (Ed.). Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR Anales 35:1083-1089, Buenos Aires.

Gabriele, N. A., 2016. Evapofacies del Miembro Troncoso superior de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, Argentina): paleoambientes, evolución y controles. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 23 (1), 35-69.

Gindre-Chanu, L., Warren, J. K., Puigdefabregas, C., Sharp, I. R., Peacock, D. C., Swart, R., Poulsen, R., Ferreira, H. y Lourenco, H., (2014). Diagenetic evolution of Aptian evaporites in the Namibe Basin (south-west Angola). *Sedimentology*. 62: 204-233.

Gómez Figueroa, J., Monardez, C., y Balod, M., 2011. El Miembro Troncoso superior de la formación huitrín (cretácico temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 189–198, Neuquén.

Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín 58, 109 pp.

Groeber, P., 1933. Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, 38: 1-72. Buenos Aires.

Groeber, P., 1936. Viaje de estudio al Norte del Neuquén. Buenos Aires, Ministerio de Agricultura. Dirección de Minas y Geología. 13p

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1: 177–208.

Groeber, P., 1953. Ándico. En: Groeber, P.: *Mesozoico. Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2 (1): 349-536. Buenos Aires.

Gulisano, C.A. 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.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 1: 236 259. Buenos Aires.

Gulisano C.A. y Gutiérrez-Pleimling A., 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. *Publicaciones de la Asociación Geológica Argentina, Serie E (Guías de Campo)* 2: 1-111

- Gutiérrez Pleimling, A. R., 1991.** Estratigrafía de la Formación Huitrín: un estudio puntual sobre la ruta nacional n° 40, provincia del Neuquén. Boletín de Informaciones Petroleras. Volumen Septiembre:85 –100. Buenos Aires
- Gutiérrez Pleimling, A.R., Olea, G., Suárez, M. y Valenzuela, M. 2011.** El Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 175-180, Neuquén.
- Heredia, A.M., Pazos, P.J. y Fernández, D.E., 2022.** Unusual sauropod slipping tracks preserved on a biostabilized tidal flat from the Lower Cretaceous of northern Patagonia, Argentina; Geological Society; Geological Society of London Special Publication: 522, 1-47.
- Herrero Ducloux, A., 1946.** Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras 23(226): 1–39.
- Howell J.A., Schwarz E., Spalletti L.A. & Veiga G.D., 2005.** The Neuquén Basin: an overview. In: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell & E. Schwarz (eds.): The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society London Special Publications 252: 1-14.
- Irastorza A., Turienzo M., Peralta F., Irastorza M., Zavala C. y Sánchez N., 2019.** La estructura del frente de deformación de la faja plegada y corrida del Agrio a los 38°20'S, Cuenca Neuquina, Revista de la Asociación Geológica Argentina: Vol. 76 (3), 213-228.
- Keidel, J., 1925.** Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas y Geología, 8: 5-67. Buenos Aires.
- Kendall, A.C., 1978.** Facies Models 11. Continental and Supratidal (sabkha) evaporites. Geoscience Canada, 5, 66–78.
- Lazo, D.G., Cichowolski, M., Rodríguez, D.L. y Aguirre-Urreta, M.B. 2005.** Lithofacies, palaeoecology and palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 252, 295–315.
- Lazo, D.G. 2007.** Early Cretaceous bivalves of the Neuquén Basin, west-central Argentina: notes on taxonomy, palaeobiogeography and palaeoecology. Geological Journal 42: 127–142.

Lazo, D.G., Concheyro, A., Ottone, E.G., Guler, M.V. y Aguirre Urreta, M.B. 2009. Bioestratigrafía integrada de la Formación Agrio en su localidad tipo, Cretácico Temprano de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65: 322- 341.

Lazo, D.G. y Damborenea, S.E. 2011. Barremian bivalves from the Huitrín Formation, west-central Argentina: taxonomy and paleoecology of a restricted marine association. Journal of Paleontology 85: 719–743.

Lazo, D.G., Cataldo, C.S., Luci, L., y Aguirre-Urreta, M.B. 2017. Groeber y los invertebrados fósiles del Miembro La Tosca, Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina: una historia de controversias paleontológicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 74: 19–39.

Leanza A. F. y Leanza, H. A., 1973. Pseudofavrella gen. nov. (Ammonitina) del Hauteriviano de Neuquén, sus diferencias con Favrella R. Douv. (1909) del Aptiano de Patagonia Austral y una comparación entre el geosinclinal andino y el geosinclinal magallánico. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 50 (1-4): 127-145. Córdoba.

Leanza, H., Marchese, H.G. y Riggi, J.C., (1977). Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° L.S. Cuenca Neuquina - Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 32 (3), 190-208.

Leanza, H.A. y Hugo, C.A., 1995. Revisión estratigráfica del Cretácico inferior continental en el ámbito sudoriental de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4) : 30-32. Buenos Aires.

Leanza, H.A., 2003. Las sedimentitas Huitrinianas y Rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas - Geología 2: 1-31. Buenos Aires.

Leanza, H.A., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie 11 (2): 145–184.

Leanza, H. A., Hugo, C. A. y Repol, D., 2001. Hoja Geológica 3969-I - Zapala, provincia del Neuquén. Boletín Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR, Boletín 275: 1-128. Buenos Aires.

Legarreta, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 197 págs. (inédito). Buenos Aires

- Legarreta, L., 2002.** Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: Depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. 5° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Versión CD Rom, 20 págs. Mar del Plata.
- Legarreta, L. y A. Boll, 1982.** Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito). Buenos Aires.
- Legarreta, L. y C.A. Gulisano. 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En: G.A. Chebli & L.A. Spalletti (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991.** Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En MacDonald, D.I. (ed.) Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea level Changes at Active Plate Margins. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 429-450, Oxford.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996.** The Jurassic succession in westcentral Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 120: 303-330.
- Lescano, M., Lazo, D., Cataldo, C., Aguirre-Urreta, M.B., Concheyro, A., 2015.** Primer hallazgo de nanofósiles calcáreos en el Miembro La Tosca, Formación Huitrín, Sierra de Cara Cura, Mendoza. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina (Mar del Plata), Resúmenes, pp. 71–72.
- Lescano, M., Caramés, A., Concheyro, A., Cataldo, C., Lazo, D.G., Luci, L., y Aguirre-Urreta, B. 2021.** Early Cretaceous calcareous nannofossils and foraminifera from the Huitrín Formation (La Tosca Member), Neuquén Basin, Argentina, and their biostratigraphic and paleoecological implications. *Journal of South American Earth Sciences*: 1-16.
- Loomis, H.P., 1940.** Informe sobre la región de Chos Malal. YPF, (inédito), Buenos Aires.
- Llambías, E.J. & P.N. Stipanovic. 2002.** Grupo Choiyoi. En: P.N. Stipanovic & C. Marsicano (eds.), *Léxico Estratigráfico de la Argentina*. Volumen 8, Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 26: 89- 91.
- Marchese H.G., 1971.** Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 343-410.
- Méndez, V., E. Zappettini, E. y J. C. Zanettini, 1995.** Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Secretaría de Minería. *Anales* 23: 1-190. Buenos Aires.

Miall, A.D., 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews*, 22, 261-308.

Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer, Berlin. 582

Moscariello, A., 2017. Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geo-energy exploration and development. *Geological Society, Special Publications 440*: 215-243.

Mosquera A. y Ramos V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. In: 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.

Musacchio, E. A. y P. Vallati, 2000. La regresión del Barremiano-Aptiano en Bajada del Agrio, Neuquén (Argentina). 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 230-234. Puerto Varas.

Olea, G., Suárez, M., y Valenzuela, M. 2011. El Miembro La Tosca de la Formación Huitrín (Cretácico temprano). In: H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli, and J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, p. 199–203.

Pazos, P.J., Lazo, D.G., Tunik, M.A., Marsicano, C.A., Fernández, D.E. y Aguirre-Urreta, M.B., 2012. Paleoenvironmental framework of dinosaur track-sites and other ichnofossils in Early Cretaceous mixed siliciclastic-carbonate deposits in the Neuquén Basin, northern Patagonia (Argentina). *Gondwana Research*, 22, 1125–1140.

Pazos, P.J., Comerio, M., Fernández, D.E., Gutiérrez, C., González Estebenet, M.C. y Heredia, A.M. 2020. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Agrio Formation (Late Valanginian–earliest Barremian) and the closure of the Mendoza Group to the north of the Huincul High. In: *Opening and closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Kietzmann, D., Folguera, A. (eds.). Springer Earth System Science. Springer, Cham, pp. 237–265.

Pelletier, J., Abouessa, A., Schuster, M., Düringer, P. y Rubino, J.-L. (2016). Hierarchy of tidal rhythmites from semidiurnal to solstitial cycles: Origin of inclined heterolithic stratifications (IHS) in tidal channels from the Dur at Talah Formation (upper Eocene, Sirte Basin, Libya) and a facies comparison with modern Mont-Saint-Michel Bay deposits (France). In: *Contributions to Modern and Ancient Tidal Sedimentology: Proceedings of the Tidalites 2012 Conference* (Eds B. Tessier and J.-Y. Reynaud), IAS SP, 47, 203–216.

Pichat, A., Hoareau, G., Callot, J.P. y Ringenbach, J.C., 2019. Characterization of oligomiocene evaporite-rich minibasins in the Sivas basin, Turkey. *Mar. Petrol. Geol.* 110, 587–605.

Ponce, J. J., C. Zavala, V. Marteau y D. Drittanti, 2002. Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico inferior) en la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas (Versión en CD Rom). El Calafate.

Ramos, V.A. 1978. Estructura. En Yrigoyen M. R. (ed.) *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Relatorio: 99-118

Ramos, V. A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182: 1-103. Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. Evolución tectónica de la Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales Geología Argentina, Anales 29 (24): 715-784

Ramos V.A. y Folguera A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. In: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell & E. Schwarz (eds.): *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, London Special Publication 252: 25-35.

Ramos, V.A. y Kay, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91, Boulder.

Ramos, V.A. y Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.). *Evolution of the Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S Latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 1-17, London.

Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 335-348, Neuquén.

Rodríguez, M.F., 2011. El grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 245-264, Neuquén.

Simeoni, M. 1988. Foraminíferos del Cretácico Inferior de la Formación Agrio en el perfil Villa del Agrio, Cuenca del Neuquén, Argentina. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Mendoza), Actas 3: 147–162.

Simeoni, M., 2000. Cambios paleobiológicos próximos al límite Jurásico/Cretácico basados en microfósiles calcáreos de la Patagonia septentrional. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. (inédito). Comodoro Rivadavia.

Spalletti, L., Poiré, D., Pirrie, D., Matheos, S. y Doyle, P. 2001. Respuesta sedimentológica a cambios de nivel de base en una secuencia mixta clástica – carbonática del Cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina. Revista de la Sociedad Geológica de España 14: 57-74.

Spalletti, L.A., Veiga, G.D. y Schwarz, E. 2011. La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 145-160, Neuquén.

Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L. y Martínez, C. G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Norpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (2): 67-98. Buenos Aires.

Stipanovic, P. N. y F. Rodrigo, 1970. El diastrofismo Eo- y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los Movimientos Jurásicos de la Patagonia. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 337-352. Buenos Aires.

Strömbäck, A., Howell, J. y Veiga, G.D., 2005. The transgression of an erg sedimentation and reworking/soft-sediment deformation of aeolian facies: the Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina. In: Veiga, G. D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society Special Publication, vol. 252, pp. 163–183.

Thomas, R. G., Smith D. G., Wood, J. M., Visser, J., Calverley-Range, A. y Koster, E. H., 1987. Inclined Heterolithic Stratification - Terminology, Description, Interpretation and Significance. Sedimentary Geology 53, 123-179.

Tunik, M.A., Pazos, P.J., Impiccini, A., Lazo, D. y Aguirre-Urreta, M.B., 2009. Dolomitized tidal cycles in the Agua de la Mula Member of the Agrio Formation (Early Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. Latin American Journal of Basin Analysis 16, 29–43.

Tunik M., Folguera A., Naipauer M., Pimentel M. y Ramos V., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from UPb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.

Turienzo M., Sánchez N., Lebinson F., Peralta F., Araujo V., Irastorza A. y Dimieri L. 2020. Basement-cover interaction in the mountain front of the Northern Neuquén fold and thrust belt (37°10' – 37°40' S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 100.

Uliana M.A. y Biddle K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18: 172- 190.

Uliana M.A., Biddle K.T. y Cerdan J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine Sedimentary Basins. In: Tankard A.J. & Balkwill H.R. (eds.): *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.

Uliana, M. A., D. A. Dellapé y G. A. Pando, 1975a. Distribución y génesis de las sedimentitas Rayosianas. (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 151-176. Buenos Aires.

Uliana, M. A., D. A. Dellapé y G. A. Pando, 1975b. Estratigrafía de las sedimentitas Rayosianas. (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 177-196. Buenos Aires.

Uliana M.A. y Legarreta L., 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16: 397- 420.

Vail, P. R., R. M. Mitchum y S. Thomson, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, 26: 83-97. Tulsa.

Vallati, P. 2001. Bioestratigrafía (Palinología) del Cretácico temprano y medio en la Patagonia septentrional y central. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias naturales. Universidad Nacional de la Patagonia «San Juan Bosco». Comodoro Rivadavia.

Vallati, P., 2002. Asociaciones palinológicas en el Cretácico temprano y medio de la Patagonia septentrional: algunas consideraciones paleobiogeográficas. 6° Simposio sobre o Cretáceo do Brasil, Actas: 57-161. Sao Pedro.

Veiga, G.D., Howell, J.A., y Strömbäck, A. 2005. Anatomy of a mixed marine-non-marine lowstand wedge in a ramp setting. The record of a Barremian–Aptian complex relative sea-level fall in the central Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society of London Special Publications* 252: 139–162.

Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Schwarz, E. 2011. El Miembro Avilé de la Formación Agrio (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. *Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 161-173, Neuquén.

Veiga G.D. y G.D. Vergani, 2011. El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: 181-188. Buenos Aires.

Vergani, G., G. Selva y D. Boggetti, 2002. Estratigrafía y modelo de facies del Miembro Troncoso inferior, Formación Huitrín (Aptiano), en el noroeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas (Versión en CD Rom). El Calafate.

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

Volkheimer, W. y A. Salas, 1976. Estudio palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la Cuenca Neuquina, en su localidad tipo. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 433-543. Bahía Blanca.

Volkheimer, W., M. Quattrocchio, A. Salas. y E. Sepúlveda, 1976. Caracterización palinológica de Formaciones del Jurásico superior y Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina (República Argentina). 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 593-608. Bahía Blanca.

Warren, J. K., 2016. Sabkhas, Saline Mudflats and Pans. In *Evaporites: A Geological Compendium*; Warren, J. K., Ed.; Springer International Publishing: Cham, Switzerland; pp 207–302.

Weaver, Ch., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. *Memoir University of Washington* 1: 1-469. Seattle.

Yrigoyen M.R., 1991. Hydrocarbon resources of Argentina. *World Petroleum Congress* (Buenos Aires). *Petrotecnica Special Issue* 13: 38-54.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T. Ramos, V.A., Rodríguez, F. y Bernardo, L.M., 2009. Evolución tectónica del Frente Andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 192-203. Buenos Aires.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T. y Ramos, V.A., 2011. La faja plegada y corrida del Agrio. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 367- 374.

Zapata, T.R., Brissón, I. y Dzelalija, F., 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, año 16(60): 112-121.

Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F., y Zamora Valcarce, G., 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas digitales.

Zavala, C., Ponce, J. y Marteau, M., 2001. Origin, Sequence Stratigraphy and Hydrocarbon Potential of the Rayoso Formation (Aptian-Albian) in the Central Neuquén Basin (Argentina). American Association of Petroleum Geologists Hedberg Conference «New Technologies and New Play Concepts in Latin America», Abstracts: 35-36. Mendoza.

Zavala, C., Ponce, J., Drittanti, D., Arcuri, M., Freije, H. y Asensio, M., 2006. Ancient Lacustrine Hyperpycnites: a Depositional Model from a Case Study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-Central Argentina: Journal of Sedimentary Research, 76: 41-59.

Zavala, C. y Ponce, J., 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 205–222.