

GEOLOGÍA DE PUERTA QUINTUCO, SECTOR SURESTE DE LONCOPUÉ, PROVINCIA DE NEUQUÉN, ARGENTINA.

JUAN IGNACIO LEDESMA



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y
NATURALES

Departamento de Ciencias Geológicas

DIRECTOR
Dr. ROBERTO A. SCASSO

2024

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar a mi familia: A mi mamá Maria, a mi papá Carlos, a mis hermanos Flor, Lucho y a mi tía Edit que me apoyaron en este sueño tan hermoso para lograr este objetivo tan importante en mi vida.

A ese pequeño soñador que miraba la Luna y se preguntaba sobre sus misterios.

A mis amigos y amigas de la vida que me dieron la geología, el CBC, Tecnópolis y los pasillos de esta hermosa facultad. Esos momentos de viajes, alegría, risas y esfuerzo los voy a guardar siempre.

A mi director Roberto Scasso por darme la oportunidad de realizar el viaje del campo, compartir sus conocimientos y aconsejarme en todas mis consultas. A Juani Musacchio por ayudarme en esta última etapa. A Diego Kietzmann y Vanesa Litvak por darme sus consejos con los cortes delgados.

A Rosa Espinosa y Misabel Méndez por darnos la posibilidad de compartir su hermosa estancia. Su hospitalidad es un ejemplo para cualquier persona de bien.

A Ernesto Cristallini y Jazmín Schencman por leer este trabajo, darme sus consejos y ayudar a enriquecerlo mucho más.

Por último y no menos importante, a la Universidad pública, gratuita y de calidad que continuamente forma a grandes profesionales. Ojalá que prontamente pueda retribuir a mi patria todo lo que me dio.

RESUMEN

En este Trabajo Final de Licenciatura se presenta el estudio geológico de la zona correspondiente a los alrededores de Puerta Quintuco, paraje ubicado al sureste de la localidad de Loncopué, provincia de Neuquén, República Argentina. Los objetivos fueron la caracterización sedimentológica, geomorfológica, estratigráfica, estructural y su evolución tectónica dentro del contexto regional de la Cuenca Neuquina. Este trabajo se sustentó en la observación y la comprensión geológica del lugar, complementariamente con la recopilación y el análisis de una gran cantidad de antecedentes, interpretación de imágenes satelitales y estudios petrológicos de muestras de roca obtenidas en dicha localidad.

La zona de estudio se encuentra comprendida dentro del sector oeste de la Cuenca Neuquina. La historia de la cuenca se inicia con una extensión generalizada durante el Triásico, relacionada al desmembramiento de Gondwana, que permitió la acumulación de una sucesión volcánico-sedimentarias de synrift. Luego, entre el Jurásico y el Cretácico Inferior, se registran secuencias marinas y continentales vinculadas a una fase de subsidencia tectónica, enmarcadas en una etapa de retroarco dentro de la evolución de la cuenca. A partir del Cretácico tardío se produce un cambio en el régimen tectónico, desarrollándose la primera fase compresiva Andina, dando lugar a la etapa de cuenca de antepaís, evidenciada por la continentalización de los registros sedimentarios y estructuración de la zona.

En el presente trabajo se estudiaron y caracterizaron las rocas que comprenden al Jurásico Superior y Cretácico dentro de la zona de estudio. Estos depósitos corresponden a las facies marinas profundas de la Formación Vaca Muerta y a las facies de plataforma mixta de la Formación Quintuco, compuesta en su sección basal por una unidad arenosa caracterizada como Miembro Huncal. Estos depósitos continúan con una notoria sucesión de conglomerados y areniscas de ambiente fluvial pertenecientes a la Formación Mulichinco, y luego, con los depósitos marinos poco profundos correspondientes a la Formación Agrio. Por último, existen una serie de intrusivos ácidos y básicos de edad Cretácica representados por los diques y stocks pertenecientes a la Formación Colipilli que intruyen a las unidades ya mencionadas.

Se realizó también un perfil sedimentario del Miembro Huncal con su correspondiente análisis de facies e interpretación paleoambiental cuyo resultado es el de una plataforma siliciclástica mixta con el desarrollo de varios lóbulos subácueos poco profundos con influencia fluvial. La descripción petrográfica al microscopio de muestras obtenidas en las diferentes unidades dentro de la zona de estudio permitió completar la descripción de las unidades que se reconocieron en el mapa geológico detallado del sector en estudio. Por último, se presenta un análisis de la estructura sobre la base del mapa geológico y de una sección estructural esquemática sustentada por mediciones de rumbo e inclinación en superficie que muestran la presencia de fallas, un anticlinal y sinclinales asociados con cambios de rumbo vinculado a una zona de transferencia en la zona. Estos aportes en su conjunto ayudaron a comprender mejor y reinterpretar la historia y evolución geológica de la región.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	6
1.1. Objetivos	6
1.2. Tareas realizadas	6
1.3. Metodología	6
1.4. Ubicación geográfica y accesos	7
2. ANTECEDENTES	9
2.1. Antecedentes generales	9
2.2. Columna sedimentaria de la cuenca	10
2.3. Grupo Mendoza (Tithoniano-Cretácico Inferior)	11
2.3.1. Definición	11
2.3.2. Características	12
2.3.3. Unidades	12
2.4. Grupo Naunauco (Maastrichtiano-Mioceno Inferior)	16
2.4.1. Definición	16
2.4.2. Características	16
2.4.3. Unidades	16
3. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO	18
Mesozoico	19
3.1. Formación Vaca Muerta	19
3.2. Formación Quintuco	21
3.2.1. Miembro Huncal	24
3.3. Formación Mulichinco	26
3.4. Formación Agrio	28
3.4.1. Miembro Pilmatué	28
3.5. Formación Colipilli	30
Cenozoico	32
3.6. Depósitos de pedimentos	32
3.7. Cubierta sedimentaria	32
3.8. Depósitos fluviales actuales	32
4. ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL	33
4.1. Litofacies	33
4.2. Facies	34
4.3. Asociación de facies	39
4.4. Evolución paleoambiental	41
5. ESTRUCTURA	45
5.1. Rasgos locales	45
5.2. Corte estructural	47
5.2. Rasgos regionales	48
6. GEOMORFOLOGÍA	52
6.1. Generalidades	52
6.2. Procesos exógenos	53
6.2. Procesos endógenos	55
7. HISTORIA GEOLÓGICA	57

7.1. Generalidades	57
7.2. Evolución Tectono-sedimentaria	58
7.2.1. Etapa de synrift (Triásico – Jurásico Inferior)	58
7.2.2. Etapa de postrift (Jurásico Inferior - Cretácico Inferior)	59
7.2.3. Etapa de antepaís (Cretácico Superior – Paleógeno)	61
7.3 Neotectónica	62
8. CONCLUSIONES	63
9. REFERENCIAS	64
10. ANEXOS	77
10.1. Anexo 1 - Mapa geológico	78
10.2. Anexo 2 - Perfil sedimentario	79
10.3. Anexo 3 - Cortes petrográficos	80
10.4. Anexo 4 - Sección estructural	97

1. INTRODUCCIÓN

El presente Trabajo Final de Licenciatura consiste en el estudio de la geología de la localidad llamada Puerta Quintuco, ubicada al sureste de Loncopué, Provincia de Neuquén, República Argentina, dentro de la Cuenca Neuquina.

1.1. Objetivos

El objetivo principal del trabajo fue la interpretación geológica de Puerta Quintuco y alrededores, a partir de la elaboración de un mapa geológico con su correspondiente corte estructural, la estratigrafía local incluyendo la descripción de las unidades aflorantes, el análisis petrográfico y el análisis paleoambiental sobre un perfil sedimentológico detallado del Miembro Huncal. Asimismo se apuntó a caracterizar la estructura, geomorfología y evolución geológica del sector. A su vez, este trabajo está acompañado de una recopilación bibliográfica que aporta un contexto geológico y tectónico regional. Por último, la finalidad de este trabajo es la obtención del título de grado de Licenciado en Ciencias Geológicas, otorgado por el Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, perteneciente a la Universidad de Buenos Aires, a partir de la aplicación de habilidades, conocimientos y metodologías adquiridas durante el periodo de formación de la carrera.

1.2. Tareas realizadas

En cuanto a la estratigrafía se reconocieron y describieron las diferentes unidades presentes en la zona de trabajo. Se obtuvieron una serie de muestras de los afloramientos más relevantes para un posterior análisis petrográfico al microscopio. Se desarrolló un análisis de litofacies, facies y asociación de facies, con el objetivo de determinar la evolución paleoambiental del Miembro Huncal.

Con respecto a la estructura, se identificaron los principales rasgos estructurales en las imágenes satelitales. Posteriormente, se corroboraron y corrigieron dichas observaciones en el campo, realizándose la interpretación, análisis y georreferenciación de los afloramientos y contactos de unidades presentes, el reconocimiento de fallas y otras estructuras, con el fin de realizar el mapa final y un corte geológico perpendicular a las principales estructuras.

En relación a la geomorfología se caracterizaron, de forma expeditiva, los principales rasgos y morfologías presentes, con el fin de confeccionar un mapa geomorfológico del lugar.

En cuanto a tectónica, a partir de información bibliográfica, se desarrolló una síntesis de la historia tectono-sedimentaria de la Cuenca Neuquina dentro de la cual se incluyeron las evidencias obtenidas en este trabajo.

1.3. Metodología

El desarrollo del presente estudio fue realizado en dos etapas que se detallan a continuación.

En primera instancia, se llevó a cabo el primer trabajo de gabinete que consistió en la búsqueda, recopilación y lectura de material bibliográfico referido a la zona de tesis y trabajos de índole regional abarcando la Cuenca Neuquina. Conjuntamente, se confeccionó un mapa preliminar de las unidades estratigráficas y estructuras presentes con imágenes proporcionadas por *Google Earth®*, teniendo como referencia el mapa geológico de la Hoja Geológica Zapala (Leanza et al. 2001) y otras publicaciones que incluyen el área de este trabajo.

Posteriormente se realizó una campaña de cuatro días a la zona de estudio, en donde las principales tareas que se realizaron fueron:

- La caracterización de las Formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco, Agrio, Colipilli y otras unidades presentes. Para esta tarea, se hizo una descripción de los afloramientos, medición de rumbo e inclinación con la brújula geológica y georreferenciación de puntos utilizando un GPS. Adicionalmente, se obtuvieron muestras de las formaciones para luego realizar un análisis petrográfico.
- La confección de un perfil sedimentario del Miembro Huncal. A partir de la descripción y la medición de espesores banco a banco con el Báculo de Jacob. Con un registro detallado de la litología, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero y geometría de los bancos en los afloramientos.
- La ejecución de un relevamiento estructural, a partir de la identificación de las principales estructuras presentes y de su orientación, y la medición del rumbo e inclinación utilizando la brújula geológica y un GPS para posicionar las observaciones en el mapa.

Para finalizar, con los datos obtenidos en el campo se confeccionó un mapa geológico a escala 1:36000 con el software *Qgis®*, conjuntamente con la realización del perfil sedimentario y el corte estructural utilizando el software *Inkscape®*. Y, por último, se elaboró el correspondiente informe.

1.4. Ubicación geográfica y accesos

El área de estudio está localizada al sureste de la localidad de Loncopué, pasando el Cajón de Almanza, al sur del Cerro Mulichinco. La zona se encuentra entre los 38°04' S a los 38°13' S y entre los 70°26'O a los 70°21'O ubicada dentro del departamento de Loncopué, Provincia de Neuquén, República Argentina (Figura 1.1).

El acceso al lugar desde la ciudad de Zapala es a través de la ruta nacional N° 40, donde se recorren aproximadamente 50 km hacia el noroeste, hasta llegar a la ciudad de Las Lajas. Luego, se toma la ruta nacional N° 242 y se transita unos 8 km en sentido oeste, cruzando el río Agrio, hasta llegar al empalme con la ruta provincial N° 21. En ese punto se debe recorrer la ruta en sentido norte aproximadamente 55 km hasta llegar a Loncopué. Por último se debe tomar la ruta provincial N° 33 en sentido sureste unos 10 km, pasando el Cajón de Almanza, hasta llegar a la zona de estudio.

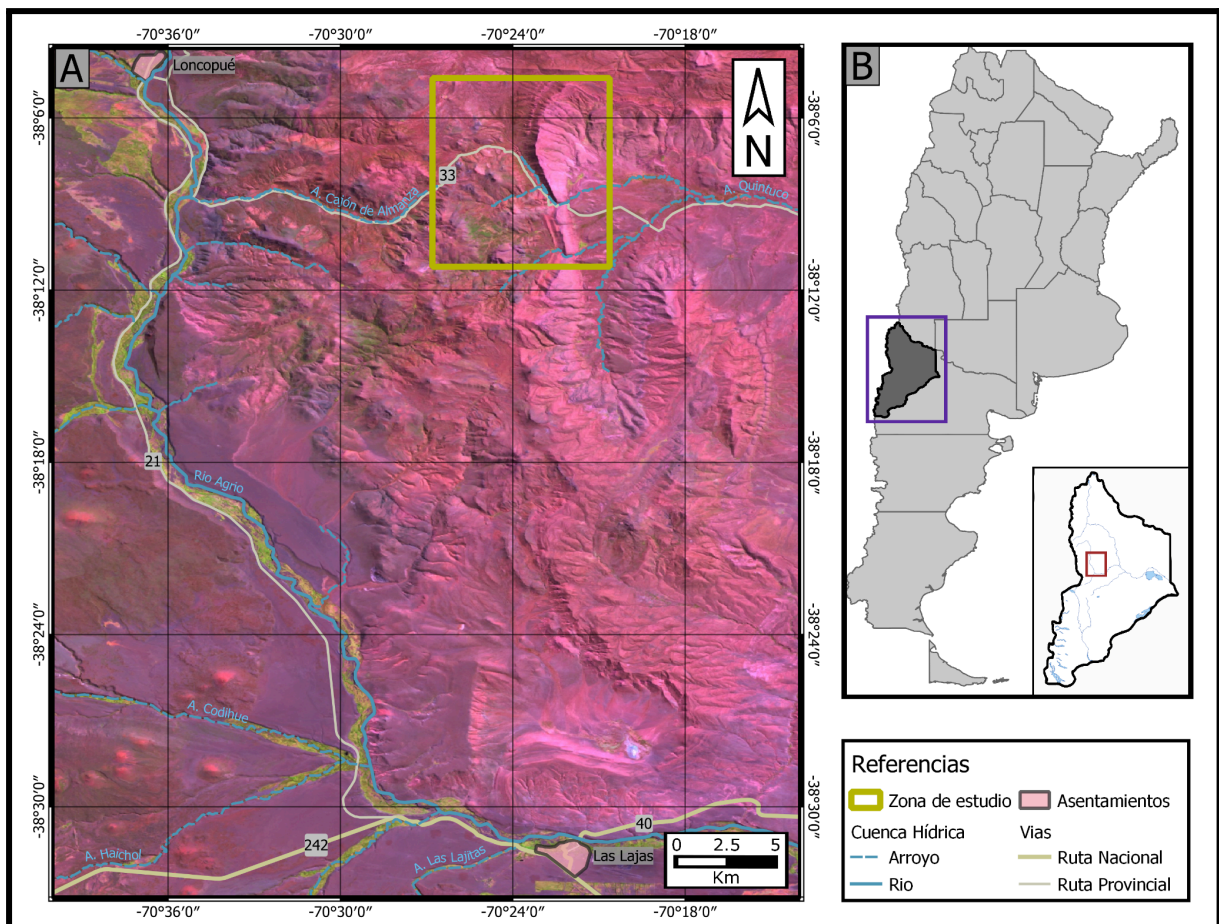


Figura 1.1: Ubicación de la zona de estudio. A) Mapa regional con coordenadas WGS84 que muestra asentamientos, configuración de la cuenca hídrica, rutas nacionales y provinciales sobre la imagen Landsat 2019. B) Mapa de la Argentina y de la provincia del Neuquén en donde se destaca un zoom regional. Se recuadra en color amarillo la zona de tesis, al este sureste de Loncopué.

2. ANTECEDENTES

2.1. Antecedentes generales

Numerosos investigadores han realizado trabajos en las zonas centro y centro-norte de Neuquén, una zona caracterizada por los afloramientos jurásicos y cretácicos de la Cuenca Neuquina. Dentro de los primeros cabe destacar las contribuciones paleontológicas, estratigráficas y estructurales por parte de Weaver (1931), como por ejemplo figuras que muestran, de forma sintetizada, la geología de la región (Figura 2.1). Contemporáneamente los trabajos realizados por Groeber, fueron de gran importancia para el entendimiento de la geología regional. Dichos aportes abarcan líneas esenciales de la geología de Neuquén, sur de Mendoza y zonas circundantes (Groeber, 1929 y 1946a), estudios sobre las glaciaciones y valles transversales (Groeber, 1927), síntesis sobre la geología de Neuquén (Groeber, 1938) y la geología del Mesozoico (Groeber, 1953), en donde definió las principales unidades estratigráficas. Revisiones posteriores efectuadas por Stipanovic (1969), Digregorio (1972), Digregorio y Uliana (1979), Legarreta y Gulisano (1989) y Legarreta y Uliana (1999), entre otros, que refinaron los esquemas originales y contribuyeron a una mejor comprensión de toda la Cuenca Neuquina.

Con respecto a la estructura Herrero-Doucloux (1946), con datos obtenidos por parte de geólogos de YPF, brinda un mapa geológico de Neuquén extraandino con datos estratigráficos y estructurales de la región. Décadas más tarde, las incertidumbres estructurales de la Patagonia fueron abordadas por Braccini (1968). Por otra parte, Freytes (1969) aporta una serie de perfiles levantados cercanos a la zona de Loncopué. Luego, Braccini (1970) y Ramos (1978) establecieron los lineamientos generales de la estructura del Neuquén extrandino a escala regional. En ese marco, la región que comprende la zona de estudio abarca un tramo de la Faja Plegada del Agrio.

Por otra parte, Leanza (1973) en su trabajo de tesis ha estudiado las problemáticas del límite Jurásico-Cretácico en la comarca. Además, Holmberg (1973) realizó la hoja geológica 34b "Loncopué" en un trabajo que él denomina como "expeditivo". Años más tarde, Llambías y Rapela (1989) describieron los cuerpos intrusivos ácidos que cortan las secuencias Mesozoicas dentro de la zona de estudio. Posteriormente, varios investigadores llevaron a cabo estudios tanto en el área de estudio como en zonas muy cercanas: Desde un punto de vista regional, Leanza et al. (2001) realizaron la Hoja Geológica 3969-I Zapala. Un año más tarde, Leanza et al. (2002) dan a conocer nuevas unidades litoestratigráficas en Neuquén, entre ellas se menciona al Miembro Huncal. Durante los siguientes años, el estudio de ese depósito arenoso (Mb. Huncal) quedó registrado diversos trabajos (Leanza, 2003; Spalletti et al. 2008; Kietzmann y Vennari, 2013; Naipauer et al. 2020). Con respecto al estudio de las unidades involucradas dentro de la zona de estudio, cabe destacar los trabajos de Schwarz (1999, 2003), Schwarz y Howell (2005), Howell et al. (2005), Schwarz et al. (2006, 2011), Spalletti et al. (2011b), Leanza et al. (2011), Wesolowski et al. (2018), Otharín et al. (2020) y Ravier et al. (2020) entre otros. Las contribuciones de Zamora Valcarce (2007) y Zamora Valcarce et al. (2006, 2009) ajustaron los eventos de deformación en base a la datación de las secuencias volcánicas de Colipilli que instruyen a la sedimentación mesozoica de la región. Por último, los trabajos de Rojas Vera et al. (2010, 2014) analizan la caracterización estructural y tectónica de la región.

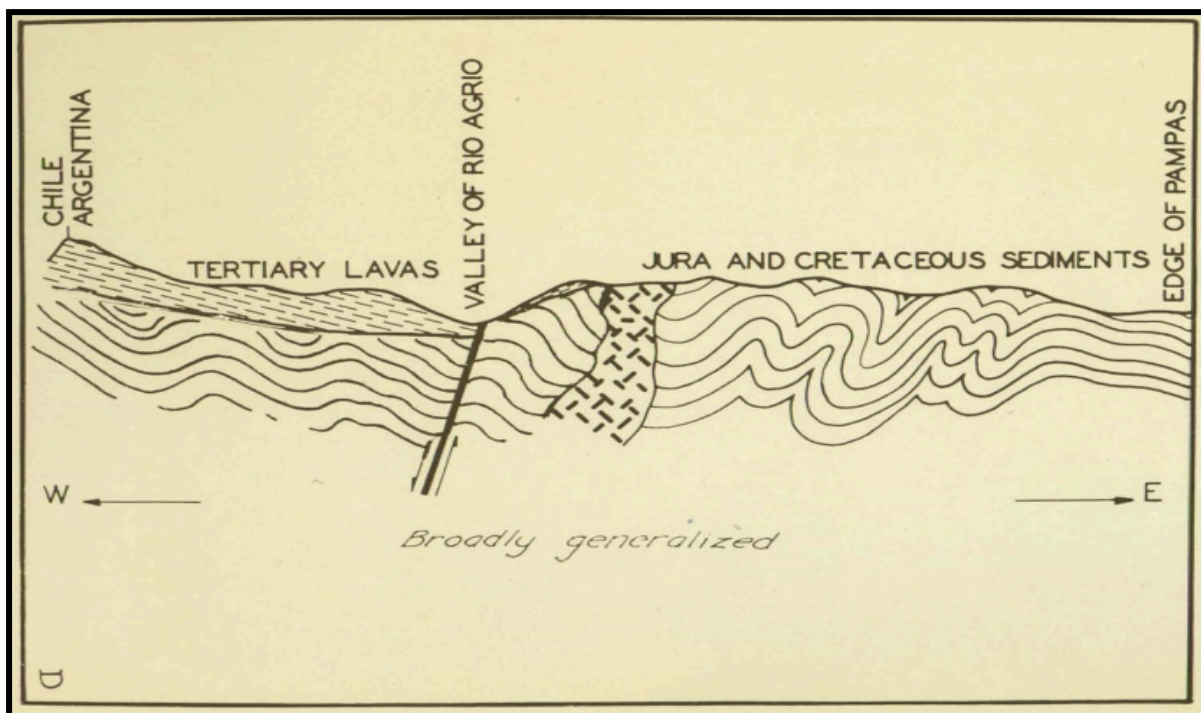


Figura 2.1: Sección este-oeste generalizada que sintetiza de forma muy sencilla la geología del sector centro-oeste de la Cuenca Neuquina (Tomado de Weaver 1931).

2.2. Columna sedimentaria de la cuenca

La Cuenca Neuquina posee un relleno sedimentario que comprende desde el Triásico Tardío hasta el Paleoceno. La misma se encuentra caracterizada por un basamento ígneo-metamórfico de edad Paleozoico Tardío hasta Triásico Temprano (Legarreta y Gulisano, 1989). Los primeros estudios estratigráficos de la cuenca, efectuados por Groeber (1946a), establecieron tres grandes ciclos de sedimentación a los que llamó “Jurásico”, Ándico y Riográndico (Figura 2.2). Dentro de ellos, también reconoció términos de menor orden como ciclos y subciclos (Cuyano, Loteniano-Chacayano, Mendociano, Rayosiano, Neuqueniano y Malalhueyano), que han sido generados en parte por la existencia de repetitivas transgresiones y regresiones marinas (Groeber, 1946a). Estos aportes representan los pilares fundamentales del entendimiento de la cuenca y su vigencia continua en la actualidad.

En las siguientes décadas, autores como Stipanovic (1969), Digregorio (1972), Digregorio y Uliana (1979), Legarreta y Gulisano (1989) y Legarreta y Uliana (1999), entre otros, contribuyeron para establecer el cuadro general de la cuenca que se ilustra en la Figura 2.2. Estos aportes, que se apoyan en una perspectiva estratigráfico-secuencial, generaron cambios con respecto a la configuración de las unidades litoestratigráficas correspondientes a la Cuenca Neuquina (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta et al., 1993). Con dicho criterio, los autores han diferenciado secuencias deposicionales o Supersecuencias, que a su vez se dividen en Mesosecuencias y por último en Secuencias. Cabe destacar que las Supersecuencias y Mesosecuencias (Figura 2.2) poseen correlación con los ciclos y subciclos establecidos por Groeber (1946a). Estos trabajos atribuyen como uno de los principales controles del desarrollo de las secuencias sedimentarias a los cambios eustáticos de escala global y local. No obstante, estudios posteriores han reconocido diversos eventos tectónicos, atribuyendo a la tectónica un control trascendental en la evolución estratigráfica (Zavala, 1993; Vergani et al. 1995; Fernández Seveso et al. 1996; Limeres, 1996; Burgess et al.

2000; Comínguez y Franzese, 2005; Kay y Ramos, 2006; Mescua et al. 2008; Barredo et al. 2008; Barredo y Stinco, 2010; Spalletti, 2013; Scivetti, 2017).

				Groeber (1946)	Denominación litoestratigráfica actual	Legarreta & Gulisano (1989)			
EDAD				Ciclos / Subciclos		Super. / Mesosec.			
TER.		Paleoceno	RÍO GRÁNDICO	MALAL- HUEYANO	GRUPO MALARGÜE	SUPERIOR	MALARGÜE		
	Tardío	Maastrichtiano						NEUQUENIANO	GRUPO NEUQUÉN
CRETÁCICO	Temprano	Albiano		ÁNDICO	HUITRINIANO		GRUPO RAYOSO	MEDIA	RAYOSO
		Aptiano			MENDOCIANO		GRUPO MENDOZA		HUITRÍN
		Barremiano	MENDOZA SUPERIOR						
		Hauteriviano	MENDOZA MEDIO						
		Valanginiano	MENDOZA INFERIOR						
		Berriasiano							
		Tardío	Tithoniano			Fm. Tordillo			INFERIOR
	Kimmeridgiano	LOTENIANO CHACAYANO	Fm. Auquileo Fm. La Manga Fm. Lotena		CUYO				
	Medio	Oxfordiano	CUYANO			GRUPO CUYO			
		Caloviano							
		Bathoniano							
Bajociano									
Aaleniano									
Toarciano									
Temprano	Pliensbaquiano								
	Sinemuriano								
	Hettangiano								
TRIÁSICO	Tardío			"Serie Porfíritica Supratríasica" o Choiyolitense	Fm Lapa y equivalentes		PRE - CUYO		

Figura 2.2: Cuadro estratigráfico del relleno de la Cuenca Neuquina. Super.: Supersecuencia; Mesosec.: Mesosecuencia; TER: Terciario. Tomado de Schwarz (2003).

2.3. Grupo Mendoza (Tithoniano-Cretácico Inferior)

2.3.1. Definición

El subciclo Mendociano fue definido en la Provincia de Mendoza, caracterizado como "facies uniformemente calcáreo-arcilloso-esquistosa" (Groeber, 1946a), representadas en el sector basal del ciclo Ándico. Por otra parte, en la Provincia de Neuquén, fueron descriptas las formaciones Vaca

Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio, por Weaver (1931) y representan el mismo intervalo de tiempo que las citadas por Groeber. Posteriormente, utilizando un criterio temporal, se definió el Grupo Mendoza (Stipanovic, 1969) agrupando a las unidades mencionadas y ajustándose al código estratigráfico. De esta manera, la sección tipo del Grupo Mendoza se localiza en la provincia del Neuquén, resultando su denominación poco adecuada como lo menciona Leanza et al. (1977).

2.3.2. Características

El Grupo Mendoza posee como límite inferior a la discordancia Araucánica (Intramálmica). Esta discontinuidad tiene como génesis un importante evento vinculado a la inversión tectónica de mayor envergadura registrado en la cuenca durante el límite Oxfordiano - Kimmeridgiano (Leanza, 2009). Por encima de este límite, la columna sedimentaria se encuentra integrada por las sedimentitas clásticas continentales de la Formación Tordillo (Stipanovic, 1966), las pelitas y calizas finas con alto contenido de materia orgánica de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco (Weaver, 1931) con la presencia de un intervalo arenoso denominado Miembro Huncal (Leanza et al. 2003), los depósitos continentales y marinos de la Formación Mulichinco (Weaver, 1931) y las sedimentitas principalmente pelíticas y carbonáticas de la Formación Agrio (Weaver, 1931). Como límite superior del Grupo Mendoza se dispone la discordancia Pampatrítica (Intrabarremiana), causada por una caída en el nivel relativo del mar, que da lugar a regresión forzada e incisión fluvial, produciendo un claro proceso de progradación (Leanza, 2009).

2.3.3. Unidades

Formación Tordillo

La unidad fue reconocida por Burckhardt (1900) y Gerth (1928) como areniscas coloradas y conglomerados del Malm, posteriormente Groeber (1946a) reconoció a estos depósitos como Tordillense en el área del río Tordillo, afluente del río Grande, en el sudoeste de la provincia de Mendoza. En zonas periféricas a la localidad de Loncopué, la unidad ha sido muy bien descrita por Lambert (1956) con la denominación de "Areniscas y conglomerados Lusitano-Kimmeridgianos". Luego, Stipanovic (1966) formalizó a esta unidad como Formación Tordillo para identificar a la sección basal del Ándico (o Pre Ándico) utilizando el criterio del código estratigráfico. Posteriormente, Leanza et al. (1977) consideraron a la Formación Tordillo como integrante del Supergrupo Ándico y, más tarde, Legarreta et al. (1981) y Leanza (1992, 1994) la incluyeron como unidad basal en el Grupo Mendoza. Holmberg (1973) identificó esta unidad hacia el margen este del río Agrio. Años más tarde Gulisano (1988) y Arregui (1993) realizaron un análisis de facies de esta unidad y Spalletti et al. (2011a) una síntesis sobre los conocimientos alcanzados sobre la unidad y sus equivalencias. Por último, Naipauer (2016) publicó dataciones de U-Pb de la Formación Tordillo que indican edades máximas de depositación entre 152 y 143 Ma, ubicando a la sedimentación entre los pisos Tithoniano y Berriasiano.

Formación Vaca Muerta

La Formación Vaca Muerta fue establecida por Weaver (1931). Luego, Fossa Mancini et al. (1938) sugirieron designarla como Formación de la Vaca Muerta en reemplazo de “Margas Bituminosas del Tithoniano”, término que ha sido muy utilizado en la literatura geológica en la década del 40 por geólogos de YPF (Baldwyn 1942; Herrero Ducloux 1946), y Groeber (1946a) las nombró como Vacamuertense. Posteriormente, Leanza (1973) incluyó en ella a las lutitas negras quintucoenses de Weaver (1931), designando como Formación Vaca Muerta a las sedimentitas en el depocentro de la cuenca (áreas de los cerros Mocho, Mulichinco y Huncal). Más tarde, Leanza (1973), estableció la sierra de la Vaca Muerta como la localidad tipo de la unidad. Sus afloramientos, según puede apreciarse en los levantamientos geológicos del SEGEMAR (Leanza y Hugo 1997; Leanza et al. 2001; Cucchi y Leanza 2006) se encuentran ampliamente extendidos en la Cuenca Neuquina. Los trabajos más recientes pertenecen a los análisis estratigráficos de Kietzmann et al. (2014a, b, 2016), Ukar et al. (2017) y Otharín et al. (2020) entre otros.

Formación Quintuco

Esta formación fue definida por Weaver (1931) a partir de la sección tipo en Puerta Quintuco. Respecto a la similitud litológica con los depósitos subyacentes de la Formación Vaca Muerta, Weaver (1931) señaló que es imposible determinar la línea que discrimina ambas formaciones. Sin embargo, el contenido fósil puede utilizarse para establecer relaciones de contacto entre las unidades (Groeber 1946a, 1953). A partir de la dificultosa diferenciación litológica en la zona centro y norte de la Cuenca Neuquina y el uso de criterios bioestratigráficos para definir una unidad litoestratigráfica con su posterior encuadre cronoestratigráfico, varios autores propusieron en el área central de la cuenca, que podría considerarse como una sola unidad litoestratigráfica bajo el nombre de Formación Vaca Muerta-Quintuco (Marchese 1971, Digregorio 1972) o extender a la Formación Vaca Muerta hasta la base de la Formación Mulichinco (Leanza 1973). Esta última consideración continuó vigente en trabajos posteriores (Leanza 1975, 1981; Leanza y Hugo 1977, Leanza y Wiedmann 1989, Leanza et al. 1977). A partir de 1980, los estudios estratigráfico-secuenciales asignan a la Formación Quintuco como un depósito Tithoniano-Valanginiano (Gulisano et al. 1984, Digregorio et al. 1984, Legarreta y Gulisano 1989, Uliana y Legarreta 1993), caracterizándose en zonas meridionales de la cuenca, como una sucesión carbonática, tanto en sus afloramientos como en los depósitos que se ubican en profundidad (Leanza 1973, Mitchum y Uliana 1985, Orchuela y Plozkiewicz 1984, Carozzi et al. 1993, Olmos et al. 2002, Olmos y Sommerfeld 2005, entre otros). Cabe remarcar que Leanza et al. (2011) asigna como Formación Quintuco s.s. al conjunto de sedimentitas silicoclásticas marinas de nearshore típicas en la sierra de la Vaca Muerta separándolas de las *Quintuco shales*. Otras contribuciones recientes de la Formación Quintuco en el sector central de la cuenca corresponden a Parent et al. (2013), Garrido y Parent (2017) y Olivo et al. (2016).

Miembro Huncal

La primera referencia asociada a esta unidad se debe a Legarreta y Uliana (1991). Estos autores identificaron un depósito arenoso de pequeño espesor y lo denominaron como “Huncal sandstones”. A partir de sus características litológicas y las de las unidades colindantes, que generan un resalto

muy distintivo con el entorno, Leanza et al. (2001, 2002, 2003) identificó y registró como Miembro Huncal en su localidad tipo (localidad de Huncal) y en los alrededores del Cerro Mulichinco, asociándolo a deslizamientos de depósitos turbidíticos. Años más tarde, Spalletti et al. (2008) caracterizó esta unidad en las localidades de Huncal y Rahueco, pero vinculando su génesis a procesos gravitacionales. Por otro lado, los estudios de los afloramientos del Miembro Huncal en la zona del Cerro Domuyo estuvieron a cargo de Kietzmann y Vennari (2013). Finalmente, los trabajos más recientes de esta unidad pertenecen a Otharán et al. (2020) con su mención en la zona del Arroyo Mulichinco y Naipauer et al. (2020) con su caracterización sedimentológica, datación y estudio de procedencia, y Musacchio et al. (2023).

Formación Mulichinco

Fue definida por Weaver (1931) quien analizando sus principales atributos sedimentarios y paleontológicos la describió como conformada mayormente por depósitos de origen continental compuesta por areniscas y areniscas calcáreas con fósiles marinos interpuesta entre su "Formación Quintuco" y la Formación Agrio, cuyo nombre formal proviene del cerro homónimo al norte del área de estudio. A partir de entonces esta unidad ha sido objeto de numerosas menciones y trabajos, entre otros por Baldwin (1942), Herrero Ducloux (1946), Digregorio (1972), Digregorio y Uliana (1979), Leanza (1973), Leanza et al. (1977), Leanza y Hugo (1977). Durante los siguientes años, se realizaron estudios que generaron una reducción en la distribución regional de esta unidad (Gulisano et al. 1984; Foucault et al. 1987; Leanza 1992, 1994; y Leanza y Hugo, 1997). De esta forma, la Formación Mulichinco quedaba comprendida como depósitos continentales y marinos que afloran desde el norte de la sierra de la Vaca Muerta hasta la región más septentrional de la provincia del Neuquén, por encima de la Discontinuidad Intravalanginiana (Mitchum y Uliana 1985; Legarreta y Gulisano 1989; Legarreta y Uliana 1991, 1999; Schwarz 2002, 2003; Schwarz y Howell 2005 y Schwarz et al. 2011).

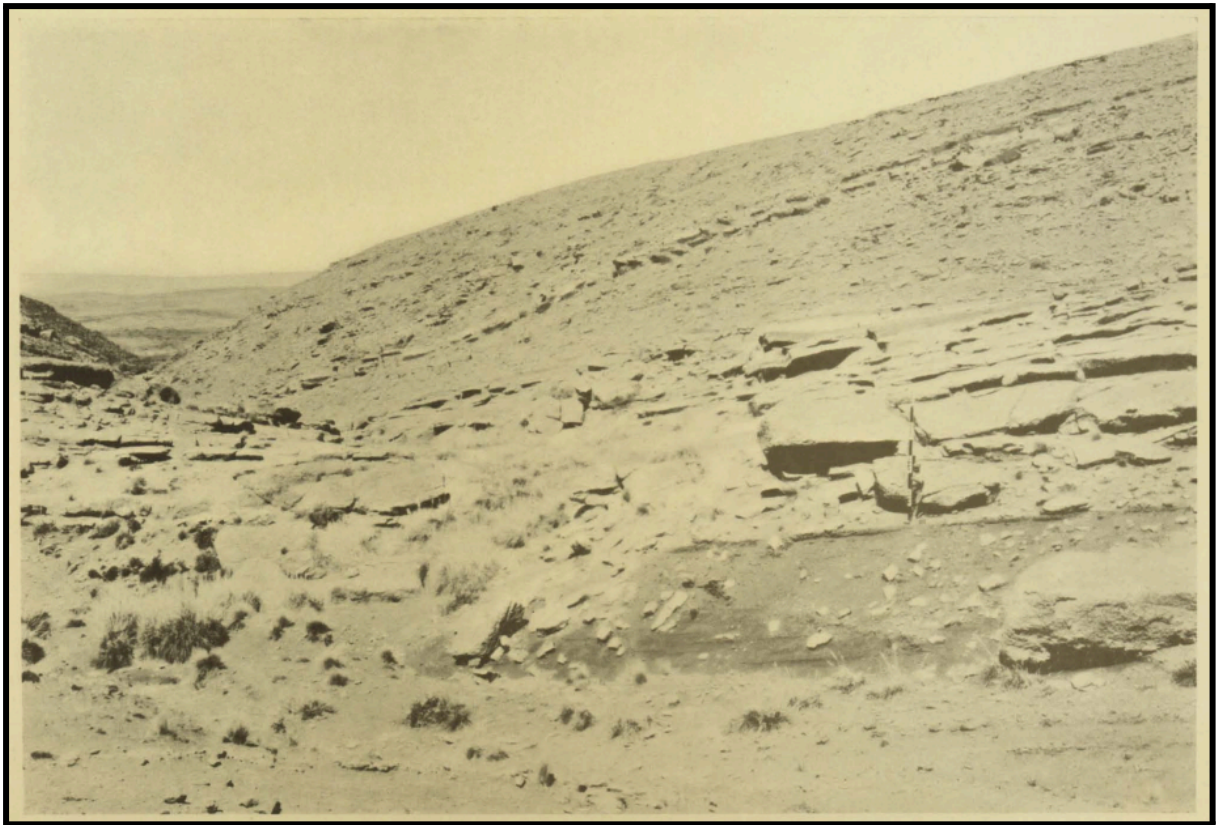


Figura 2.3: Figura del contacto entre las areniscas continentales y conglomerados de la Fm. Mulichinco sobre las pelitas de la Fm. Quintuco, 5 km al sureste del Cerro Candellero (Tomado de Weaver 1931).

Formación Agrio

El término de Formación Agrio se introdujo para representar a las sedimentitas marinas comprendidas por encima de la Formación Mulichinco (Weaver, 1931). Esta unidad corresponde a la más joven del Mendocino o Grupo Mendoza y su localidad tipo se encuentra a ambos márgenes del río Agrio. La Formación Agrio está clásicamente dividida en tres miembros: Miembro Agrio inferior, Miembro Avilé y Miembro Agrio superior. Posteriormente, Leanza et al. (2001) renombró formalmente los miembros Inferior y Superior de la Formación Agrio como miembros Pilmatué y Agua de la Mula, respectivamente. En la zona de estudio solo se encuentra representada el Miembro Inferior o Pilmatué y constituye una potente sucesión de sedimentitas marinas con un amplio desarrollo areal dentro de la Cuenca Neuquina (Spalletti et al., 2001b). Esta unidad cretácica inferior ha sido estudiada en afloramientos de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, particularmente desde Picún Leufú hasta la zona del río Agrio (Legarreta y Uliana 1991; Lazo 2007; Lazo et al., 2009). Las características faciales, paleoambientales y secuenciales del Miembro Pilmatué al este de la faja plegada y corrida son mucho menos conocidas debido a la relativa escasez de información de testigos de corona en el subsuelo en el Engolfamiento Neuquino. Los estudios más recientes de esta unidad corresponden a (Aguirre Urreta & Rawson 2001; Sagasti 2002; Lazo et. al 2009; Spalletti et al. 2011b; Veiga et al. 2011; Liberman et al., 2014; Olivo et al., 2016; Veiga y Schwarz 2017; Schwarz et al., 2018).

2.4. Grupo Naunauco (Maastrichtiano-Mioceno Inferior)

2.4.1. Definición

El Grupo Naunauco fue introducido por Llambías y Malvicini (1978) para las rocas aflorantes en la localidad homónima. Más tarde Llambías y Rapela (1987, 1989) las englobarían dentro de la provincia volcánica neuquino-mendocina, abarcando a todas las unidades descritas previamente entre los 38°30'S y los 34°S (Groeber 1946a, Yrigoyen 1972, Bettini 1982, Kozłowski et al. 1987, Haller et al. 1985). Estos autores propusieron mantener la denominación de Grupo Molle, separando las facies extrusivas como Formación Cayanta y las subvolcánicas como Formación Colipilli. Luego Llambías y Rapela (1987, 1989) caracterizaron geoquímicamente y realizaron dataciones K-Ar, asignándoles una edad Eoceno Inferior-Medio. Posteriormente, a partir de dataciones realizadas por Zamora Valcarce et al. (2006) y Zamora Valcarce (2007) propuso el nombre Grupo Naunauco para agrupar a la Formación Cayanta y la Formación Colipilli, que se restringen en la zona del sinclinal de Colipilli y alrededores, con el fin de englobar a las rocas ígneas de la región de edad cretácica superior-paleocena y desvincularlas del Grupo Molle.

2.4.2. Características

El Grupo Naunauco está constituido por rocas de arco, tanto intrusivas como extrusivas de edad terciaria que se corresponde a un gran campo volcánico, con excelentes afloramientos de las Formaciones Colipilli y Cayanta, las cuales fueron elevadas a la categoría de grupo (Zamora Valcarce et al. 2006). A continuación solo se describe la Formación Colipilli porque la Formación Cayanta no aflora en la zona de estudio y alrededores.

2.4.3. Unidades

Formación Colipilli

Esta unidad se encuentra representada por rocas volcánicas inicialmente descritas por Llambías y Malvicini (1978) en la zona de Colipilli. Posteriormente, Llambías y Rapela (1987, 1989) las incluyeron dentro de la provincia volcánica Neuquino-Mendocina (Groeber, 1946a, 1946b; Yrigoyen, 1972; Bettini, 1982., Kozłowski et al., 1987; Haller et al., 1985). Décadas más tarde, Narciso et al. (2001) agruparon a los intrusivos que afloran en las áreas de El Zampal, cerro Bayo de la Esperanza, Puntilla de Huincán, sierra Azul y sierra de Palauco, dentro de la Formación Colipilli, definida por Llambías y Rapela (1987, 1989) en el norte de Neuquén. Estas rocas constituyen cuerpos subvolcánicos de gran tamaño, en su mayoría filones capa y lacolitos (Narciso et al. 2001) que se alojan preferentemente en el Grupo Mendoza y en el Grupo Neuquén (Kozłowski et al. 1987). Los estudios más recientes de esta unidad fueron realizados por Zamora Valcarce et al. (2006), Mateo Fernandez Caso et al. (2011) y Spacapan et. al. (2018).

Cabe mencionar que Leanza et al. (2001) lograron mapear una serie de diques subparalelos de pequeño tamaño con una orientación E-O cercanos a la zona de estudio y los asignaron como una subunidad dentro de la formación Colipilli. Más tarde, Repol et al. (2002) ubicaron a los diques en la andesita Pichaihue y les asignaron una edad miocena basada en relaciones de campo y

correlaciones con otras rocas volcánicas del Mioceno en regiones adyacentes (Rovere y Rosello, 2001). Posteriormente Zamora Valcarce (2007), a partir de muestreos en las mismas rocas, obtuvo edades de 90 a 100 Ma (Albiano tardío-Turoniano) y consideró desligar esta unidad de la formación Colipilli asignándole el nombre de Basalto Cerro Mocho. Estos diques podrían estar presentes en el área de trabajo dado que se reconocieron, a partir de imágenes satelitales, diques con reducido tamaño y una orientación E-O.

3. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra caracterizada por la presencia de excelentes afloramientos que representan el Jurásico y Cretácico de la Cuenca Neuquina. En este capítulo, se mencionan las principales características de las unidades presentes en la región.

La característica principal de la zona es la presencia de gran parte del Grupo Mendoza, el cual se encuentra instruido por las vulcanitas ácidas del Grupo Naunauco. El registro más antiguo se encuentra representado por las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta. Por encima, se observa un resalto topográfico asociado al paquete de areniscas y coquinas del Miembro Huncal. Esta unidad, marca el inicio de la Formación Quintuco que mayormente está constituida por pelitas, margas y niveles de areniscas y calizas, finalizando la misma con la discordancia Huncálica. Esta discontinuidad da comienzo al espeso paquete de conglomerados fluviales que rematan en areniscas de la Formación Mulichinco. Hacia el lado este del cordón de Quintuco, la columna estratigráfica continua con el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, compuesta por pelitas negras y niveles de calizas fosilíferas. Por último, estas unidades se encuentran instruidas por numerosos cuerpos volcánicos ácidos de la Formación Colipilli que en gran medida son los responsables de la topografía del lugar.

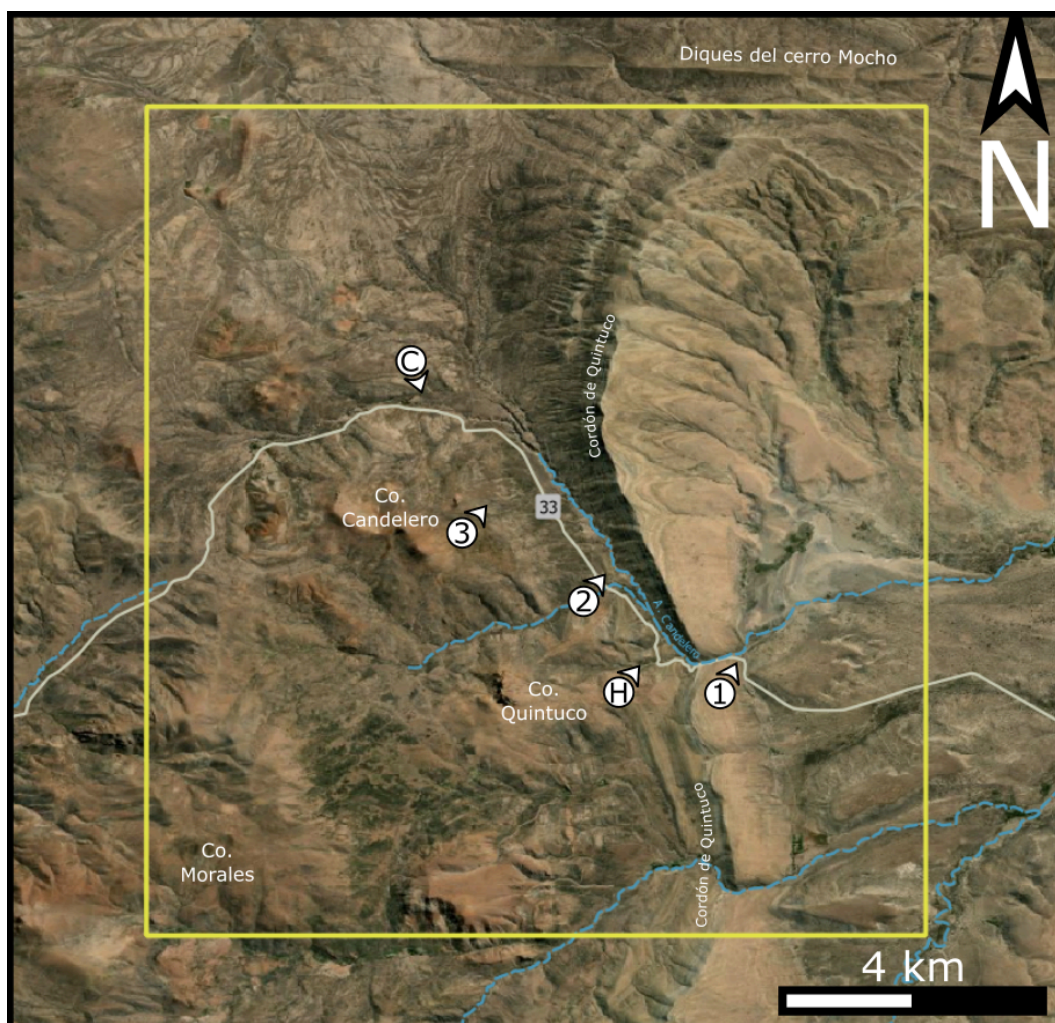


Figura 3.1: En amarillo se enmarca la zona de estudio, (C) Estancia Zanjón Hondo, (H) Perfil del Miembro Huncal. (1) Puerta Quintuco. (2) Estancia a orillas del A. Candeleros y (3) Base del Co. Candelerio.

Mesozoico

Grupo Mendoza

3.1. Formación Vaca Muerta

Distribución areal

La Formación Vaca Muerta se encuentra ampliamente representada en la Cuenca Neuquina, con numerosos afloramientos en el oeste de la misma. En el área que corresponde a este trabajo esta unidad se encuentra presente en toda la franja central y oeste (Figura 6.1). Hallándose frecuentemente cubierta por vegetación arbustiva o constituyendo las pendientes de los cerros ubicados al oeste del Cordón de Quintuco. Los mejores afloramientos (Figura 3.1), se encuentran restringidos en las pequeñas quebradas de los arroyos efímeros de la Base del Co. Candelero y en los bordes de la ruta provincial N° 33.

Litología

La Formación Vaca Muerta está compuesta predominantemente por una sucesión monótona de fangolitas arcillosas bituminosas intercaladas con fangolitas calcáreas y silíceas, con niveles de calizas interestratificados (Kietzmann et al., 2014a, b, 2016). En la zona de estudio, esta constituida sustancialmente por una sucesión de fangolitas finas y medias de color negro con laminación paralela, que en algunos casos intercala con niveles limosos milimétricos a centimétricos, masivos o con laminación paralela de color gris (Figura 3.2 A y B), con presencia de ammonites y restos vegetales y, hacia la base del Miembro Huncal, se observan niveles centimétricos de limolitas o areniscas muy finas. Además, adyacentemente a la ruta provincial N° 33 se observan bancos anaranjados que corresponden a dolomías (Figura 3.2 D), que también se reconocen a lo largo de las quebradas que corta la ruta. En esta zona también se pudieron identificar abundantes niveles de calcita fibrosa conformando estructuras tipo *beef in shale* (Figura 3.2 C) estudiadas por Rodrigues et al.(2009) y Cruset et al.(2021) en la zona de estudio y por Leanza et al., (2011) y Otharán et al., (2020) al norte, en el área del Arroyo Mulichinco y en la localidad de Huncal. Por último, en la estancia Zanjón Hondo y en el Cerro Candelero (Figura 3.1), se reconoce a la Formación Vaca Muerta como roca de caja hornfelizada producto de la intrusión de cuerpos subvolcánicos (Figura 3.2 E).

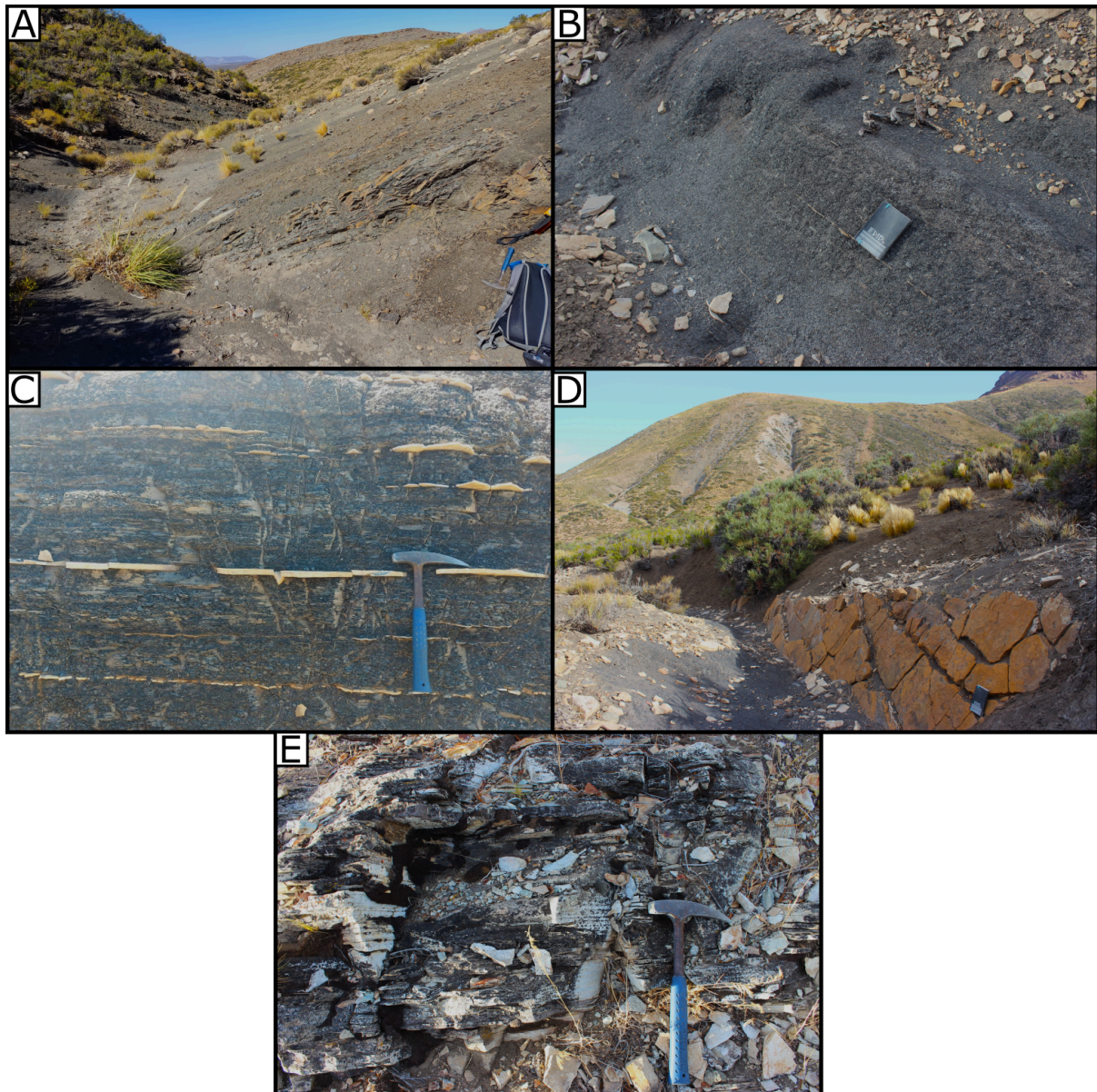


Figura 3.2: Afloramientos de la Fm. Vaca Muerta: A) Fangolitas negras a grises con intercalaciones de limolitas, estratigráficamente por debajo del Mb. Huncal. B) Monótona sucesión de fangolitas finas negras. C) Intercalación de vetillas de calcita fibrosa (Beef). D) Bancos de dolomías anaranjadas cercanas a la Ruta Provincial Nro. 33. E) Facies hornfelizadas de la Fm. Vaca Muerta producto de la intrusión de la Fm. Colipilli.

Ambiente de sedimentación

Los depósitos de la Formación Vaca Muerta podrían corresponder a un sistema de rampa homoclinal dominado por facies de rampa externa, en un ambiente de fondos anaeróbicos (Spalletti et al. 2000; Scasso et al. 2002, 2005; Kietzmann y Palma, 2009; Kietzmann y Vennari, 2013). Los depósitos finos se habrían acumulado a partir de procesos de decantación hemipelágica. Mientras que la depositación de los niveles de limolitas y areniscas finas estaría motorizada por flujos hiperpícnicos generados a partir de descargas directas provenientes de ríos en crecida (shelf-margin deltas) (Otharín et al., 2020).

Relaciones estratigráficas

La base de esta unidad, al norte de la dorsal de Huincul, está caracterizada por un contacto neto entre los depósitos continentales de la Formación Tordillo y la súbita aparición de una asociación de

lutitas negras de ambiente marino con arreglo retrogradante correspondientes a la Formación Vaca Muerta (Legarreta y Gulisano 1989; Leanza et al. 1977; Cruz et al. 1999, Leanza et al. 2011, entre otros.). La base aflora varios kilómetros al oeste del límite del mapa de la zona de trabajo, cerca del río Agrio. Con respecto al límite superior, la Formación Vaca Muerta presenta contacto neto con la Formación Quintuco, que se manifiesta a partir de la aparición de bancos de arenisca fina por encima de las pelitas laminadas (Véase Cap. 4).

Edad

La fauna de amonites indica que la edad de esta unidad es Tithoniano inferior alto a Berriasiano superior al norte de la dorsal de Huincul (Leanza et al. 2011).

3.2. Formación Quintuco

Distribución areal

La Formación Quintuco posee una distribución geográfica restringida, presentando exposiciones únicamente en el sector central de la provincia de Neuquén, destacando los afloramientos en la Sierra de la Vaca Muerta (Olivo et al., 2016). En el área de estudio, esta unidad se observa en los márgenes del Arroyo Candelero y en las quebradas que cortan a la ruta provincial N° 33. Los afloramientos se desarrollan en sentido norte-sur dentro de la franja central-oeste de la zona de trabajo (Figura 6.1).

Litología

Weaver (1931) describe a la Formación Quintuco en el Cerro Candelero como pelitas de color marrón a negro, que en la parte superior contiene limolitas y areniscas que están dispuestas por debajo de los conglomerados de la Formación Mulichinco. Leanza et al. (2011) considera como *Formación Quintuco* s.s al conjunto de sedimentitas silicoclásticas marinas grano y estratocreciente asociadas a un ambiente marino somero con abundancia de bivalvos, desarrolladas con dominio de oleaje, mareas o tormentas, localizadas por debajo de los conglomerados de la Formación Mulichinco. En el presente trabajo, la Formación Quintuco corresponde en su tramo basal a las areniscas con estructuras tractivas, intervalos pelíticos y calizas del Miembro Huncal (Véase Cap. 3) que continúan con sucesiones rítmicas de pelitas, margas, limolitas, wackestones y *phosclast-wackestones* (Trappe, 2001) (Figura 3.3 A, B y C) con un contenido visual de fosfatos de un 5%. En su tramo superior, hacia los márgenes del arroyo Candelero, se encuentra representado por depósitos arenosos con estructuras tractivas (**Sp**, **HCS** y **Sr**), paleocorrientes con rumbo 340°-0° y trazas del tipo *Gyrochorte*. Además, se encuentran areniscas conteniendo partículas fosfáticas (*phosolithoclasts* y *phosbioclasts* de Trappe, 2001) (su descripción microscópica puede verse en el Anexo3 - **L6**) e intercalaciones pelíticas y limolitas con alto contenido fosilífero de ammonites y bivalvos. Dicho intervalo se ubica en los últimos 100 metros por debajo de los conglomerados de la Formación Mulichinco (Figura 3.4).

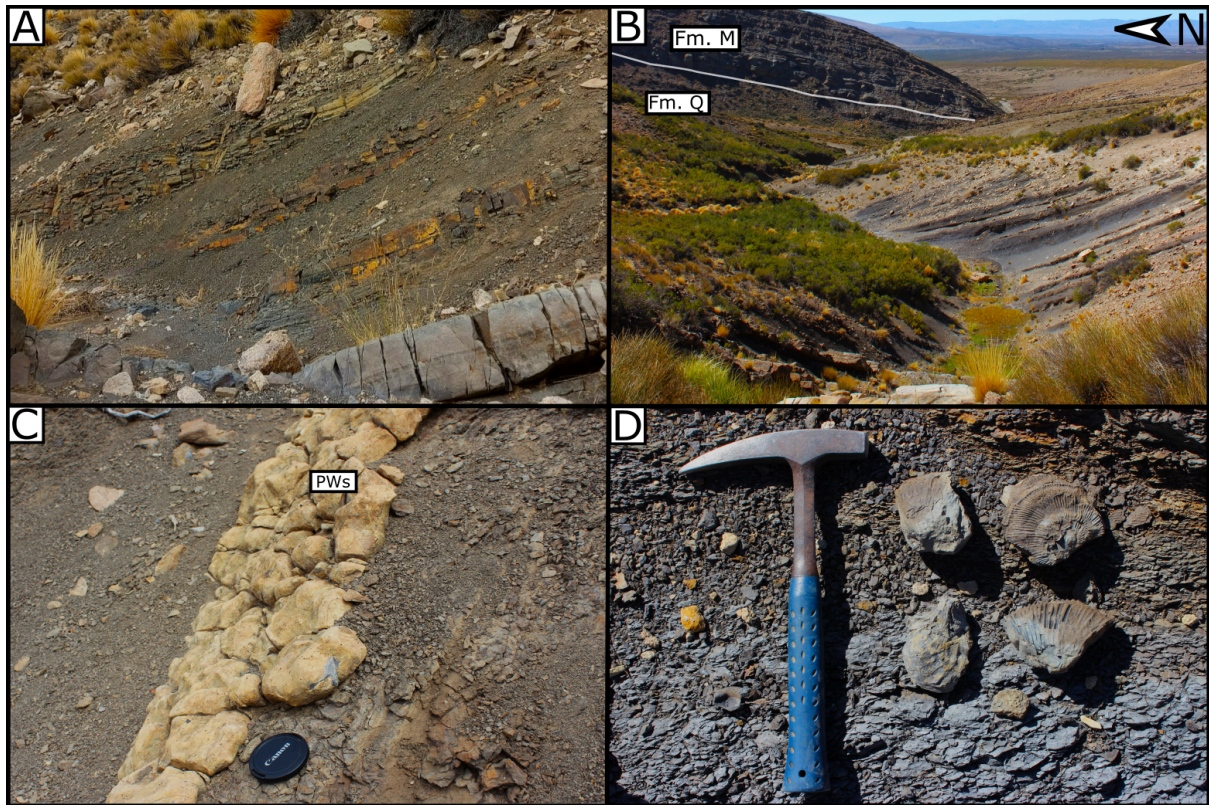


Figura 3.3: Afloramientos de la parte inferior de la Fm. Quintuco: A) Intercalación de niveles limolitas con estratificación paralela entre pelitas negras al oeste de la Ruta Provincial N° 33. B) Sucesiones rítmicas típicas de pelitas negras y limolitas estratigráficamente por encima del Mb. Huncal. C) Niveles de fosclast-wackestone en depósitos pelíticos. D) Registro de ammonites y bivalvos dentro de las sucesiones pelíticas. Referencias: (PWs) Phosclast-wackestone, (Fm. M) Formación Mulichinco, (Fm. Q) Formación Quintuco.

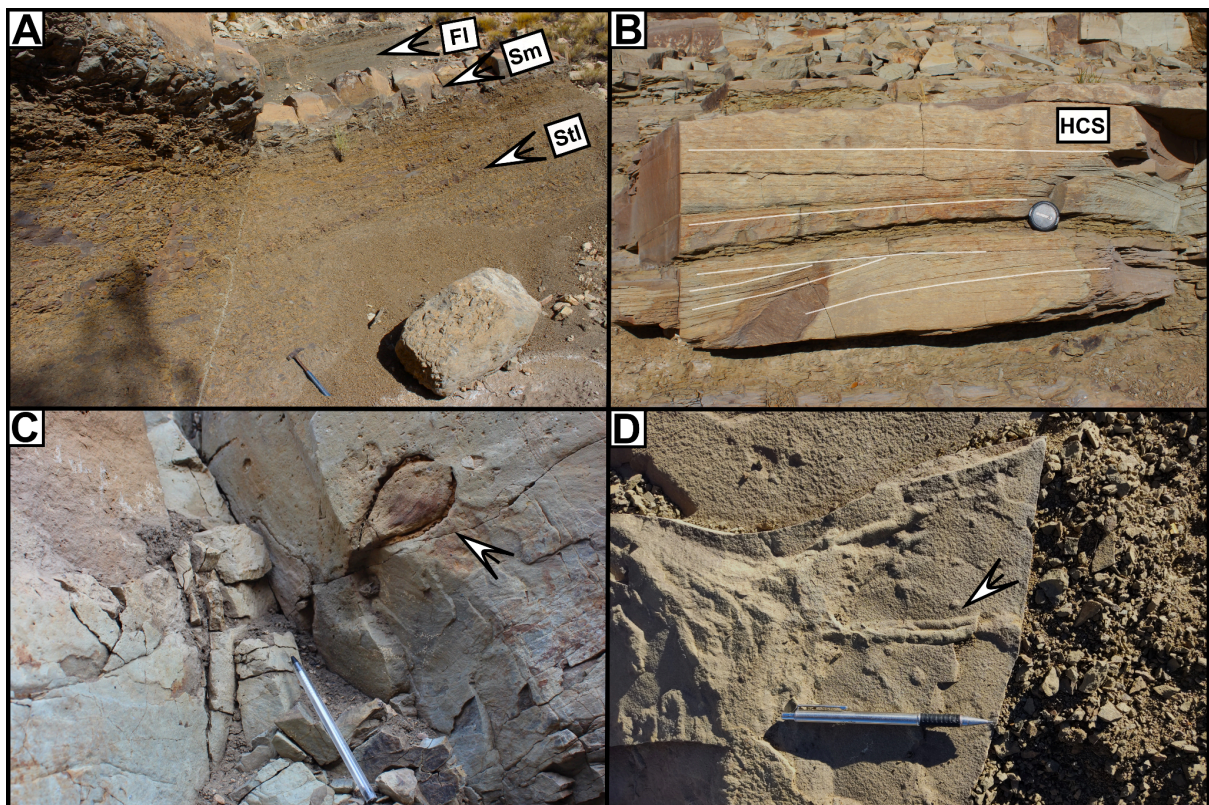


Figura 3.4: Afloramientos de la parte superior de la Fm. Quintuco: A) Niveles de limolitas con estratificación paralela, areniscas masivas y pelitas con estratificación paralela al oeste de la Ruta Provincial 33. B) Areniscas con estratificación tipo hummocky (HCS). C) Niveles de arenisca masiva con presencia de bivalvos. D) techo de areniscas con presencia de trazas del tipo Gyrochorte. Referencias: (Fl) Pelita laminada, (Sm) Arenisca masiva, (Stl) Limolita laminada.

Ambiente de sedimentación

El sistema ha sido interpretado una plataforma carbonática-siliciclástica mixta formada durante una ingresión marina proveniente del oeste, del Océano Pacífico que se extendió en toda la cuenca durante el Jurásico Superior (Legarreta y Uliana 1991; Leanza et al. 2011; Kietzmann et al. 2014a, 2016; Medina et al. 2016) con facies que van desde el *offshore* hasta el *nearshore*. Con respecto a las acumulaciones fosfáticas, estas representan un ambiente de baja tasa de sedimentación clástica y alta productividad biológica en un fondo marino anóxico o disódico producto del consumo de oxígeno a raíz de la degradación de la materia orgánica durante la eodiagénesis (Föllmi 1996). Dicho ambiente ha sido documentado en distintas etapas de la evolución de la cuenca (e.g. Scasso et al. 2005).

Relaciones estratigráficas

La base de la Formación Quintuco (Miembro Huncal) es neto con la Formación Vaca Muerta por la aparición de cuerpos arenosos por encima de las pelitas de la Formación Vaca Muerta (Véase Cap. 3). Con respecto al tope de la Formación Quintuco, se caracteriza por una discontinuidad de primer orden dentro del registro sedimentario del Cretácico temprano, la que ha sido identificada por varios autores (Weaver, 1931; Groeber, 1946a; Gulisano et al., 1984; Leanza, 2009; Schwarz y Howell, 2005). Esta discontinuidad marca el tope del Grupo Mendoza Inferior (Kimmeridgiano-Valanginiano temprano) y ha sido denominada discontinuidad Intravalanginiana (Gulisano et al. 1984), caracterizada por un notable cambio de facies por encima y debajo de la misma (Leanza, 2009 y Leanza et al., 2011). En la zona de Puerta Quintuco el límite de las formaciones Quintuco-Mulichinco es un contacto discordante y puede seguirse por el resalto producto del fuerte contraste litológico entre los conglomerados de la base de la Formación Mulichinco sobre las areniscas y limolitas de la Formación Quintuco (Figura 3.5).

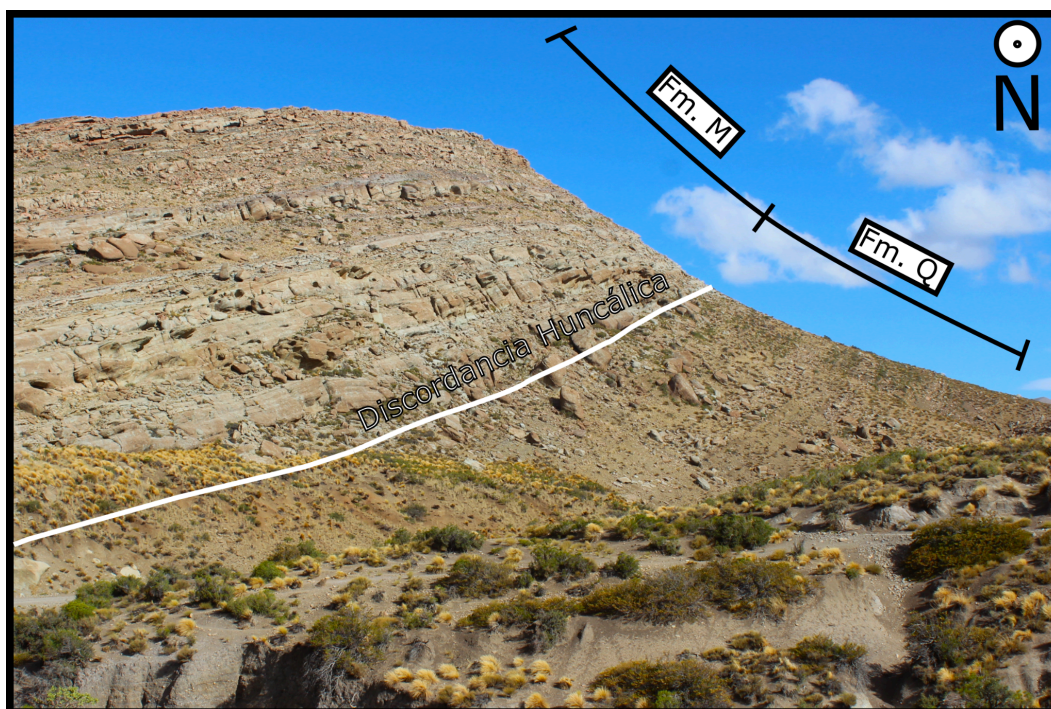


Figura 3.5: Vista desde el Sur del afloramiento cercano a la Ruta Provincial N° 33 que incluye el contacto (línea blanca) entre las Fms. Quintuco y Mulichinco. Referencias: (Fm. Q) Formación Quintuco, (Fm. M.) Formación Mulichinco.

Edad

Leanza et al. (2011) asigna a esta unidad una edad Berriasiano tardío-Valanginiano temprano. Por otra parte, estudios bioestratigráficos en la Sierra de la Vaca Muerta realizados por Garrido y Parent. (2017), atribuyen una edad Berriasiana para la Formación Quintuco, que podría extenderse hasta el Valanginiano temprano. Hacia las posiciones septentrionales de la cuenca, en el área de Pampa Tril (Parent et al. 2015) y Chacay Melehue (Capelli et al. 2021) la edad es Valanginiano temprano.

3.2.1. Miembro Huncal

Distribución areal

El tramo arenoso basal de la Formación Quintuco que corresponde al Miembro Huncal se encuentra bien desarrollado en el área circundante al Cerro Mulichinco, al norte de la zona de estudio. Estableciéndose como localidad tipo al área de Huncal. En lo que respecta al área de trabajo, estos depósitos arenosos constituyen un resalto reconocible tanto en imágenes satelitales como en la geografía de Puerta Quintuco, cuya geometría y distribución comprende una faja sinuosa en sentido norte-sur en el sector centro-este del área de estudio (Figuras 3.6 y 6.1).

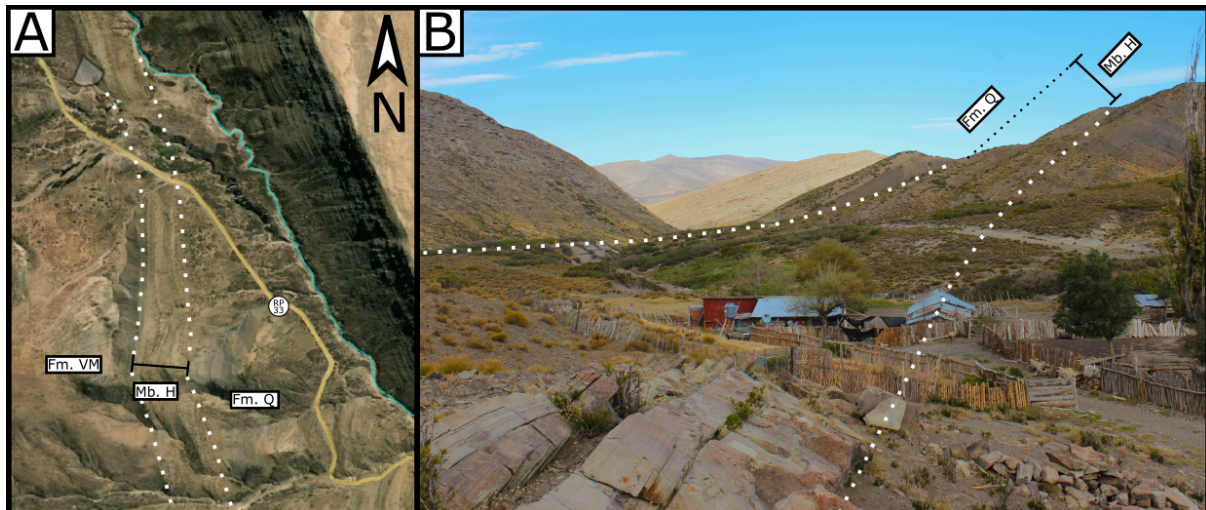


Figura 3.6: Afloramientos del Mb. Huncal: A) Figura satelital de la zona central del área de estudio generada por Bing . B) Vista panorámica hacia el sur de los resaltos topográficos generados por bancos arenosos del Miembro Huncal en Puerta Quintuco. Referencias: (Fm VM) Formación Vaca Muerta, (Fm. Q) Formación Quintuco, (Mb. H) Miembro Huncal.

Litología

Los depósitos correspondientes al Miembro Huncal están constituidos por sedimentos carbonáticos y siliciclásticos pelíticos, limosos y arenosos (Figura 3.7). Está constituido por dos intervalos arenosos/limosos separados por 15 m de fangolitas negras. El intervalo Inferior se caracteriza por 50 metros de intercalaciones de areniscas finas masiva, con estructura *ball and pillow*, estratificación paralela, entrecruzada tabular planar y hummocky, laminación ondulítica de corriente, y floatstones de entre 0,20 m y 1 m de espesor entre pelitas laminadas y bioturbadas. El intervalo superior del Miembro Huncal, corresponde a 25 metros que se inicia con pelitas y limolitas laminadas grano-estrato crecientes; le sigue una secuencia arenosa de 10 metros de espesor con estratificación tipo hummocky intercalados por delgados niveles limolíticos; continúa con bancos de areniscas masivas, con estructura entrecruzada tabular planar o laminación ondulítica de corriente de casi 1 m de espesor entre bancos pelíticos con laminación paralela. Por último, el intervalo superior termina

con un banco de areniscas con hummocky y la Formación Quintuco continúa con niveles carbonáticos de floatstones y rudstones entre pelitas laminadas (Figura 3.7B).

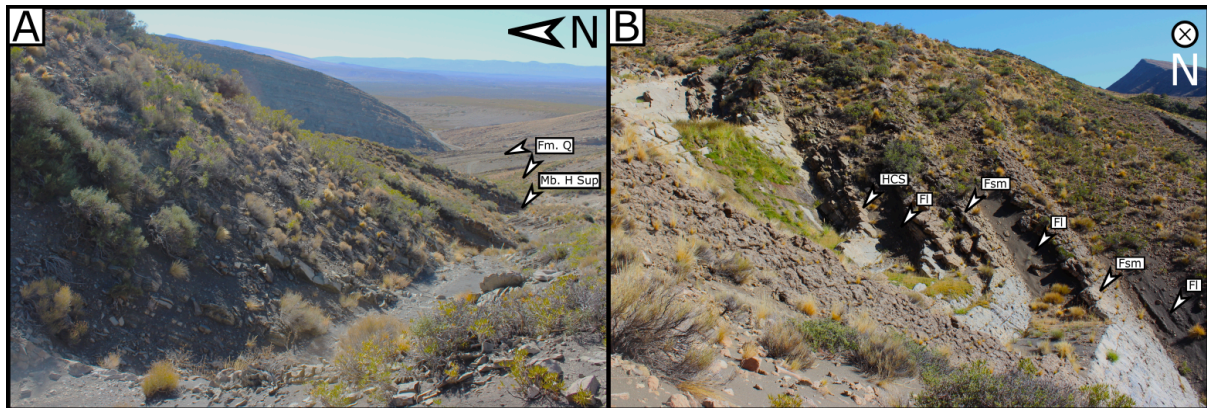


Figura 3.7: Afloramientos del Miembro Huncal: A) Vista hacia el oeste de la quebrada que expone los depósitos de la sección inferior del Miembro Huncal. B) Depósitos siliciclásticos del techo Miembro Huncal Superior que continúan con calizas de la Formación Quintuco. Referencias: (Fm. Q) Formación Quintuco, (Mb. H Sup) Miembro Huncal Superior, (HCS) estratificación entrecruzada tipo hummocky, (Fsm) floatstone masivo, (Fl) pelita laminada.

Ambiente de sedimentación

A partir de lo desarrollado en el capítulo 3 esta unidad ha sido caracterizada paleoambientalmente como un sistema de plataforma mixta siliciclástica/carbonática con el desarrollo de varios lóbulos asociados a una desembocadura fluvial. Cabe remarcar que en investigaciones de esta unidad en localidades aledañas se interpreta a los niveles de Huncal como facies de lóbulos turbidíticos (Leanza et al., 2003; Spalletti et al., 2008 y Naipauer et al. 2020)

Relaciones estratigráficas

La base del Miembro Huncal se caracteriza por un contacto neto con la aparición de un banco arenoso por encima de las pelitas monótonas de la Formación Vaca Muerta (Ver perfil estratigráfico en el Anexo 2). Con respecto al límite superior, también posee un carácter neto con la aparición de depósitos de rudstones entre pelitas laminadas.

Edad

En su localidad tipo, la presencia de los ammonites *Substeueroceras sp.* y *Aceveidites sp.* encontrados a 85 metros por debajo del Miembro Huncal y *Argentiniceras noduliferum* a 35 metros por encima indican , una edad berriasiana inferior (Leanza et al., 2003). Posteriormente, Naipauer et al. (2020) a partir de la integración de las faunas de ammonites, nanofósiles calcáreos y análisis U-Pb, asigna el Miembro Huncal al Berriasiano tardío.

En la zona de Rahueco y el margen sur del Río Neuquén, Spalletti et al. (2008) asignó a los intervalos de areniscas turbidíticas intercalados con lutitas de la Formación Vaca Muerta al Miembro Huncal. En ausencia de fósiles y debido a su posición estratigráfica, fueron asignados tentativamente al Berriasiano tardío - Valanginiano temprano.

Hacia posiciones más septentrionales, en el área de Cerro Domuyo, Kietzmann y Vennari (2013) y Kietzmann et al. (2014a, 2016) también incluyeron como Miembro Huncal a un intervalo de lutitas y areniscas calcáreas con estructuras de slumps. A partir de su contenido de amonites indican una

edad Tithoniana tardía. En lo que respecta a la zona de estudio, más precisamente en las cercanías donde se desarrolló el perfil de este miembro, se hallaron amonites correspondientes a la Zona S. Damesi por debajo y por encima del Miembro Huncal, que indica una edad berriasiana superior (Musacchio et al. 2023).

3.3. Formación Mulichinco

Distribución areal

La Formación Mulichinco, dentro de la Cuenca Neuquina, posee afloramientos que se extienden desde el norte de Zapala hasta el norte de Buta Ranquil y desde el este de Loncopué hasta el este de la Ruta Nacional N° 40. En lo que respecta a la zona de estudio, esta unidad abarca un franja ubicada en el sector oriental con desarrollo máximo, de aproximadamente 1,5 km, en los extremos norte y sur y una zona angosta central de 500 m, donde los arroyos Candellero y Las Toscas cortan a los depósitos Cretácicos. Recorriendo la Ruta Provincial N° 33 desde Loncopué a Quintuco se pueden observar los depósitos conglomerados de esta formación coronado el cordón de Quintuco que se dispone en sentido norte-sur (Figuras 3.8 y 6.1).

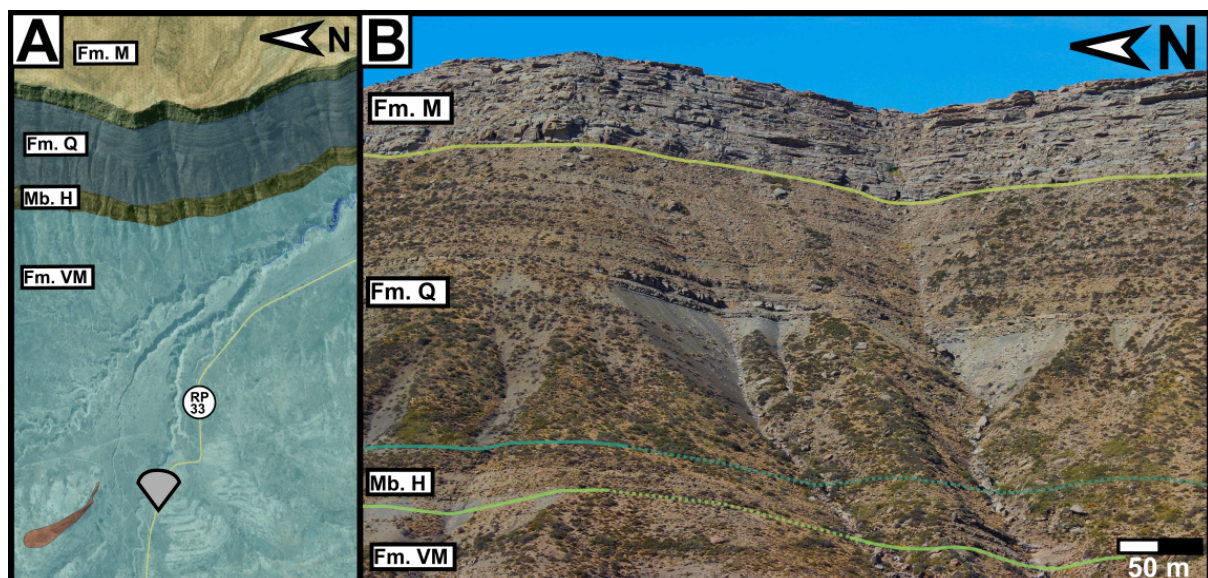


Figura 3.8: A) Vista en planta de los afloramientos Cretácicos en el cordón de Quintuco, frente al Cerro Candellero. B) Vista frontal del cordón de Quintuco en donde se observa los depósitos arenosos del Mb. Huncal, el segmento de areniscas en el intervalo superior de la Fm. Quintuco y el contraste litológico generado por los conglomerados de la Fm. Mulichinco. Referencias: (Fm. M) Formación Mulichinco, (Fm. Q) Formación Quintuco, (Mb. H) Miembro Huncal (Fm. VM) Formación Vaca Muerta, (Cono gris) vista de (B).

Litología

En Puerta Quintuco, la Formación Mulichinco presenta un marcado contraste litológico con el resto de la sucesión Cretácica (Figura 3.5), constituyendo un depósito con arreglo grano y estrato decreciente de sedimentitas continentales. Esta formación inicia con un banco de conglomerado bien seleccionado de aproximadamente 20 m de espesor, con textura grano-sostén. Las gravas son predominantemente vulcanitas ácidas y pórfiros (Figura 3.9 A). Estos bancos se encuentran intercalados por areniscas medias/gruesas con intraclastos y estructuras entrecruzadas (Figura 3.9 B). Al observar los afloramientos, que corresponden a los laterales de la puerta Quintuco, se aprecian

paleocorrientes hacia el noreste y norte. En esa zona se aprecia que esta formación continua, en su término medio, con areniscas gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (su descripción microscópica puede verse en el Anexo 3 - L7). Hacia el este, saliendo de Puerta Quintuco, se observa un tramo superior caracterizado por presentar paquetes de areniscas en bancos de hasta 5 m de espesor con intercalaciones de pelitas/limolitas de 1 a 3 m, las cuales se vuelven cada vez más dominantes en la parte cuspidal. Las areniscas son gruesas a muy gruesas y poseen un color castaño (su descripción microscópica puede verse en el Anexo 3 - L1). Los bancos inferiores exhiben estructuras tractivas como estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa, láminas de gránulos gruesos y clastos sabulíticos (Figura 3.9 C). Además, se caracterizan por presentar megaóndulas con longitudes de onda de 40 cm y dirección de migración hacia el norte. Por último, hacia términos superiores se presentan bancos de areniscas menos espesas, color castaño y aspecto nodular, con laminación paralela y ondulada e intraclastos (Figura 3.9 D).

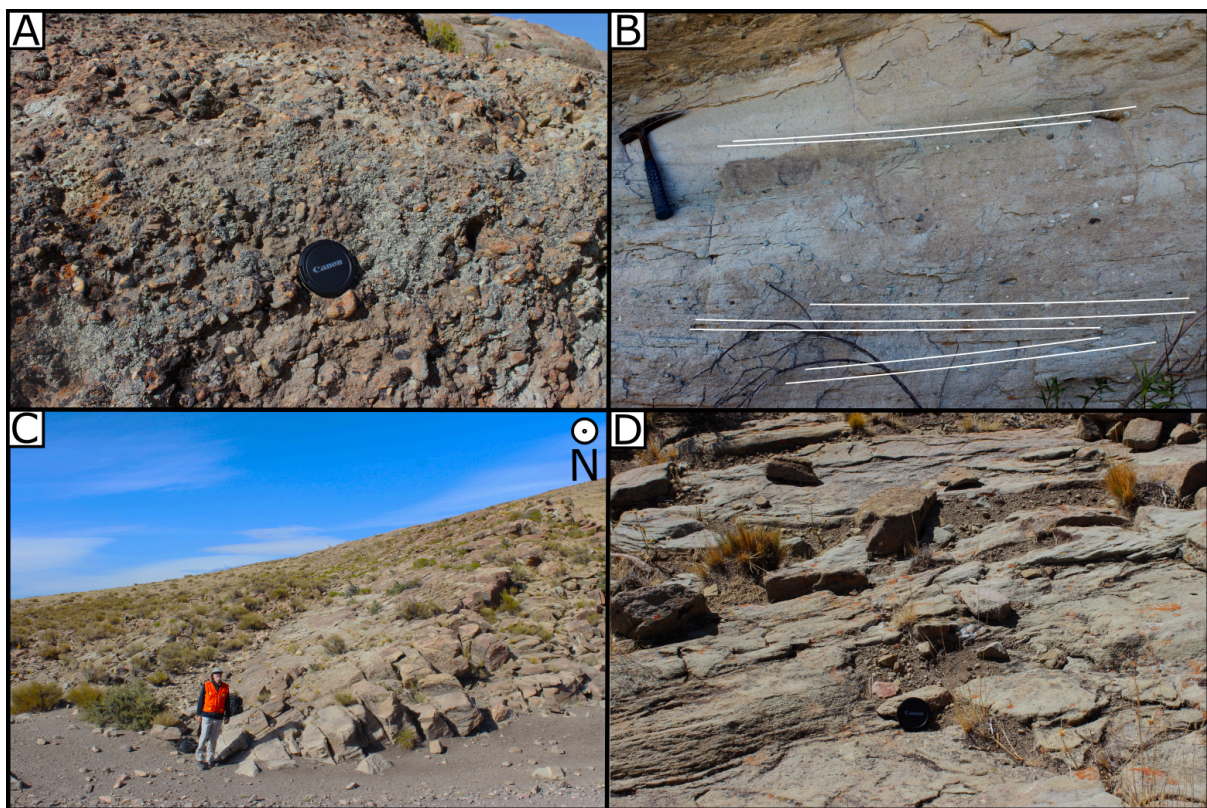


Figura 3.9: Afloramientos de la Fm. Mulichinco: A) Bancos conglomerados pertenecientes a la sección basal. B) Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar e intraclastos. C) Afloramientos de areniscas medias y gruesas del término superior. D) Areniscas gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar donde se obtuvo la muestra L1.

Ambiente de sedimentación

Los paquetes de conglomerados y arenas gruesas con estructuras tractivas conforman la amalgamación de relleno de canales fluviales vinculados a un sistema entrelazado. Las paleocorrientes medidas de estos paquetes registran direcciones hacia el noreste y norte principalmente. Los depósitos más gruesos representan la zona central del canal. Por encima, las areniscas gruesas con estructuras tractivas de corriente, estarían vinculadas a depósitos de canal distales. Dichas unidades canalizadas pasan en transición vertical a paquetes de limolitas y areniscas finas que son interpretadas como depósitos de planicie de inundación (Schwarz et al. 2011).

Relaciones estratigráficas

En relación al límite inferior, el pasaje es neto entre el conjunto de margas y areniscas de la Formación Quintuco que yacen por debajo de los conglomerados de la Formación Mulichinco. Con respecto al pasaje a la Formación Agrio es neto, y se ubica en la base de un paquete de calizas, portadora de restos de bivalvos y amonoideos correspondientes a la Zona de *Pseudofavrella angulatiformis* (Schwarz et al. 2011).

Edad

La edad de la Formación Mulichinco se determinó en base a fauna de amonoideos presentes en otros sectores de la cuenca (Schwarz, 2003). La mayor parte de sus afloramientos dentro de la región comprende la porción más alta de la Zona de *Lissonia riveroi* y la totalidad de la Zona de *Olcostephanus* (*Olcostephanus*) *atherstoni*. Esto le otorga a la Formación Mulichinco un intervalo temporal desde el Valanginiano temprano medio hasta el Valanginiano tardío bajo (Schwarz et al. 2011).

3.4. Formación Agrio

3.4.1. Miembro Pilmatué

Distribución areal

Los afloramientos del Miembro Pilmatué se encuentran dispuestos en una franja N-S dentro del sector oriental del área de estudio, al este del cordón de Quintuco (Figura 6.1). Esta unidad se halla intersectada en sentido E-O por los arroyos Candelerio, Quintuco y Las Toscas hasta alcanzar las inmediaciones de la ruta nacional N° 40 y sus depósitos se encuentran bien representados en el anticlinal del Agrio y del Salado.

Litología

Se caracteriza por la presencia dominante de pelitas y margas verdosas a gris oscuras de entre 1 y 20 m de potencia, con intercalaciones bioclásticas entre las que se destacan numerosos packstones, floatstones y grainstones (su descripción microscópica puede verse en el Anexo 3 - **L2**) centimétricos y con abundante fauna de invertebrados marinos como bivalvos, ammonites, gasterópodos, foraminíferos y briozoos (Figura 3.10 A, B e Figura 3.11 A y B). Hacia el oeste de la ruta provincial N° 33 se aprecia una sucesión de pelitas negras de varios metros de espesor con niveles fosilíferos centimétricos (Figura 3.10 C y D).

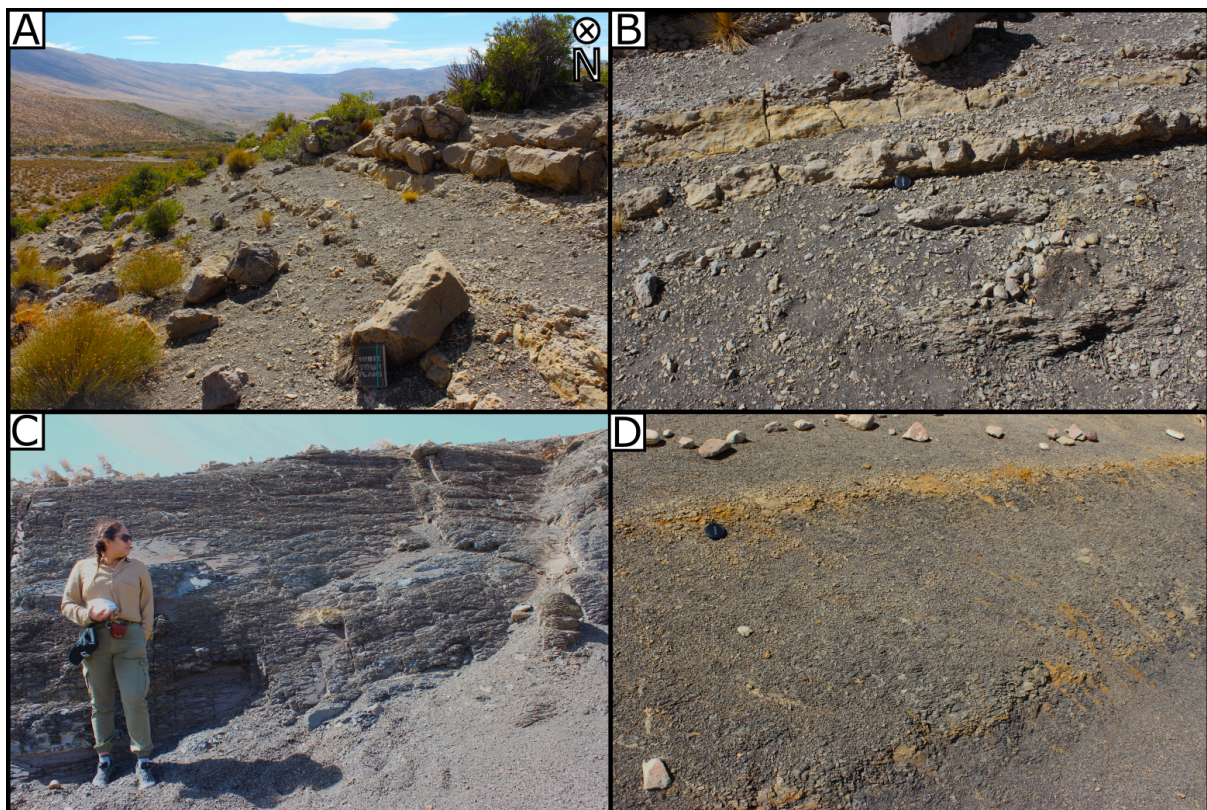


Figura 3.10: Afloramientos del Mb. Pilmatué: A) Intercalaciones de pelitas y margas con packstones y grainstones. B) Zoom de A. C) Secuencia de pelitas negras con abundantes ammonites. D) Niveles fosilíferos centimétricos en pelitas.

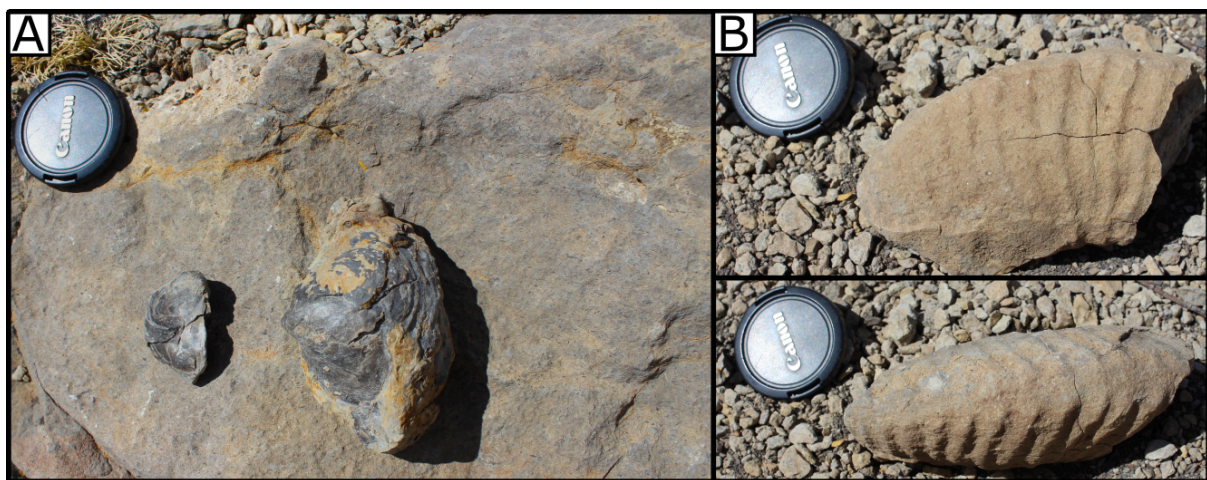


Figura 3.11: A y B) Restos de bivalvos y amonites del Mb. Pilmatue.

Ambiente de sedimentación

El Miembro Pilmatue se interpreta como facies marinas vinculadas a un ambiente de rampa con lenta subsidencia, depositados durante períodos transgresivos y de alto nivel eustático (Legarreta y Gulisano 1989; Legarreta y Uliana 1991). Presenta una sedimentación de offshore hasta shoreface, con dominio de acción de olas de buen tiempo y de tormenta (Spalletti et al. 2001a, 2001b). A partir del intervalo analizado de pelitas, margas, packstones y grainstones se interpreta un ambiente de transición al offshore por encima de la base de olas de tormenta. Los sedimentos finos estarían asociados a decantación en periodos de baja energía y los bancos de packstones y grainstones se vinculan a momentos más energéticos (tormentas) con alta movilización de sedimentos y partículas bioclásticas.

Relaciones estratigráficas

Este miembro se apoya concordantemente sobre la Formación Mulichinco, en el techo aparece una importante discontinuidad regional que representa la base de una nueva secuencia de segundo orden. Sobre dicho límite se apoyan los depósitos fluvio-eólicos del Miembro Avilé (Legarreta y Uliana 1991). Dentro de la zona de estudio el límite con la Formación Mulichinco se encuentra cubierto, aunque en imágenes satelitales se observa un cambio de coloración de las litologías. Por otra parte, el límite superior se encuentra hacia el oeste del área relevada. En Puerta Quintuco, esta unidad se encuentra cubierta de forma discordante con los depósitos de superficies pedimentadas.

Edad

La fauna de amonoideos ha permitido establecer un muy detallado cuadro con biozonas de asociación (Aguirre Urreta & Rawson 1997; Aguirre Urreta et al. 1999, 2005, 2007, 2008a, 2008b) a partir del cual se ha establecido la edad de la Formación Agrio y la de sus miembros constituyentes. El Miembro Inferior o Pilmatué abarca el intervalo Valanginiano Tardío a Hauteriviano Temprano alto en esta zona de la Cuenca Neuquina.

Grupo Naunauco

3.5. Formación Colipilli

Distribución areal

Los cuerpos intrusivos de esta formación constituyen buena parte de los resaltos topográficos en la parte central-oeste de Neuquén. En el sector central y oeste del área de estudio (Figura 3.11 A, B y C), donde las cumbres pueden alcanzar los 1.600 m s.n.m. en el cerro Candelerero, Quintuco y Morales (Figura 6.1).

Litología

El color general y superficial de estas rocas es predominantemente rojizo-anaranjado a castaño oscuro. Se obtuvieron dos muestras de esta unidad, una extraída de un filón capa en la Formación Vaca Muerta (Figura 3,11 D) y otra proveniente de los stocks del cerro Candelerero (Figura 3.11 A y B). Presentan rasgos litológicos muy diferentes entre sí: La muestra obtenida de los stocks (**L17**) es de una roca de color de meteorización rojizo y color de fractura fresca gris claro, con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa y hornblenda en una pasta afanítica. En corte delgado se identificaron fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo inmersos en una pasta afieltrada con anfíboles y agregados de cuarzo y feldespatos alcalinos (su descripción microscópica puede verse en el Anexo 3). En los filones capa, de donde se obtuvo la muestra **L15**, se observa una roca de color de meteorización gris oscuro a levemente rojizo y color de fractura fresca negra. Su textura es porfírica con fenocristales de augita, plagioclasa y cristales con forma esférica de color blanco. En corte delgado se caracteriza por una textura porfírica con fenocristales de olivina, plagioclasa y augita con una pasta de textura intergranular con plagioclasa, augita y minerales opacos (su descripción microscópica puede verse en el Anexo 3).

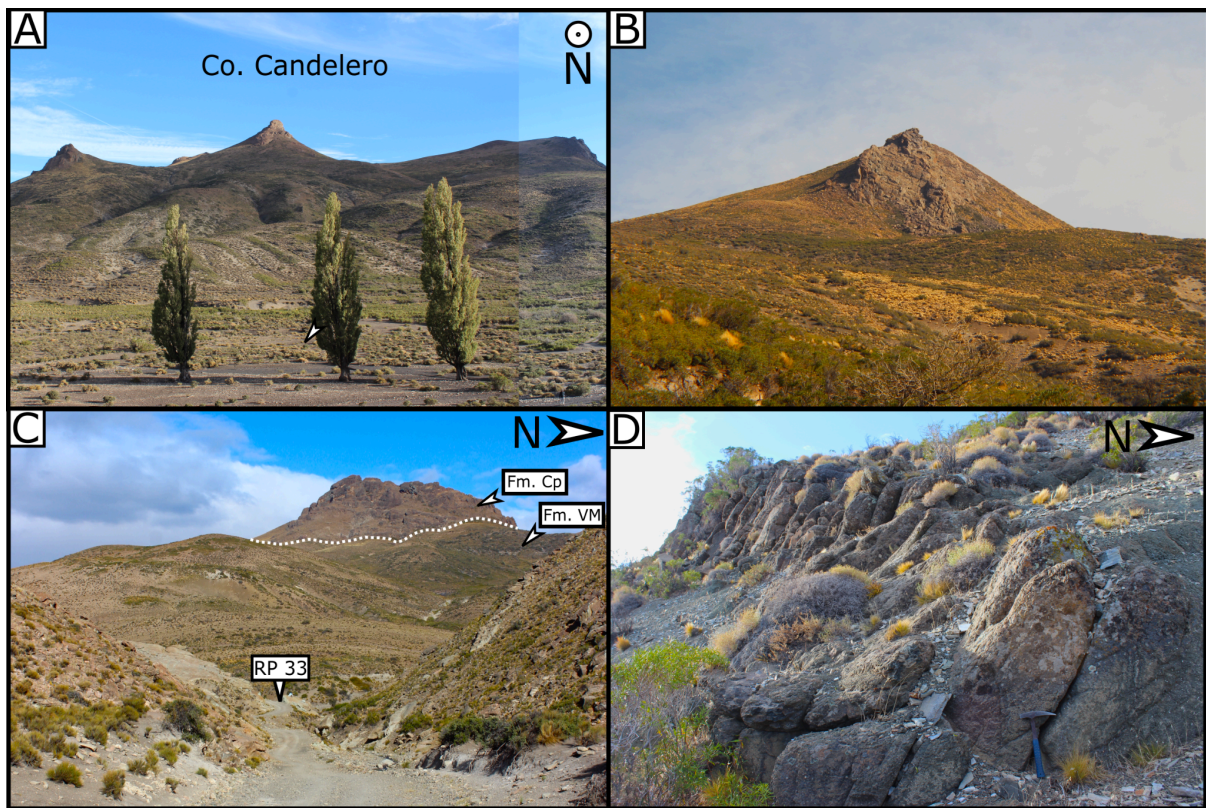


Figura 3.11: Afloramientos de la Formación Colipilli: A) Vista hacia el sur del cerro Candelero. B) Cúspide noroeste del cerro Candelero que presenta un fuerte diaclasado curvo. C) Stock que intruye a la Formación Vaca Muerta en el cerro Quintuco. D) Filón capa en la Formación Vaca Muerta, a pocos metros de la estancia Zanjón Hondo, en donde se obtuvo la muestra L15. Referencias: (Fm VM) Formación Vaca Muerta, (Fm. Cp) Formación Colipilli, (RP 33) Ruta provincial Nro 33.

Ambiente

A partir de datos geoquímicos obtenidos de las rocas de esta unidad por parte de Zamora Valcarce et al. (2006), se interpreta que corresponden a un magmatismo calcoalcalino de un ambiente de arco volcánico continental. La posición del mencionado arco en la región queda delineada por estas rocas, formadas durante los eventos tectónicos asignados al lapso Cretácico Superior-Paleoceno (Zamora Valcarce et al. 2006).

Relaciones estratigráficas

En el área relevada estos cuerpos intruyen preferentemente a la Formación Vaca Muerta, dejando impresas zonas de metamorfismo de contacto donde las pelitas aparecen fuertemente hornfelizadas (Figura 3.2 E). En menor medida, se observaron diques con orientación E-O y NO-SE intruyen de las formaciones Quintuco, Mulichinco y Agrio. Estos intrusivos podrían corresponder al Basalto Cerro Mocho, identificado por Zamora Valcarce (2007) al norte de la zona de estudio.

Edad

Rodriguez et al. (2009) a partir de numerosas dataciones Ar/Ar les otorga un intervalo Maastrichtiano-Mioceno temprano para los intrusivos dentro de la zona de estudio. Anteriormente dataciones Ar/Ar realizadas por Zamora Valcarce et al. (2006) y Zamora Valcarce (2007), arrojaron edades de aproximadamente 70 Ma en la zona de Colipilli.

Cenozoico

3.6. Depósitos de pedimentos

Estos depósitos representan delgadas cubiertas aluvio-coluviales compuestas por conglomerados, gravas y arenas subconsolidadas asociados principalmente a vulcanitas ácidas de color rojizo-anaranjado de la Formación Colipilli. Estos depósitos constituyen un importante rasgo dentro del paisaje, conformando una morfología sobresaliente en la región. Sus pendientes están homogéneamente inclinadas hacia sus respectivos niveles de base locales vinculados a bajos o valles adyacentes. Los mismos se ubican principalmente sobre las sedimentitas del Miembro Pilmatue y la cubierta sedimentaria holocena (Ver capítulo 6). Han sido mapeados con detalle en el sector oriental del área de trabajo, al este del cordón de Quintuco, en las márgenes de los arroyos Las Toscas y Quintuco (Figura 6.1), siendo muy característicos a lo largo del valle del arroyo Quintuco. Se infiere que la acción de estos episodios erosivos se ha iniciado en el Pleistoceno superior (Leanza et al. 2001).

3.7. Cubierta sedimentaria

Son depósitos de gravas, arenas, limos y arcillas, dominando generalmente la granulometría más fina. Están ampliamente distribuidos al este del cordón de Quintuco, como un manto que cubre las pendientes y las zonas más bajas (Figura 6.1). Los mismos han sido dispersados tanto por cursos de agua permanente o semipermanente (aluvio) o por acción de la gravedad (coluvios), mostrando granulometría decreciente a medida que la distancia desde el área de aporte aumenta (Leanza y Hugo et al. 2001).

3.8. Depósitos fluviales actuales

Constituyen los depósitos de materiales detríticos transportados por los cursos fluviales que conforman los rellenos de sus cauces y planicies de inundación, ubicándose en los márgenes de los arroyos de la zona de estudio, ya sea en los cursos del arroyo Las Toscas como de otros cursos menores (Figura 6.1). Están compuestos principalmente por gravas, arenas y limos. Se adjudican al Holoceno.

4. ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL

En este capítulo se presenta el análisis paleoambiental del Miembro Huncal, incluido dentro de la Formación Quintuco.

La sección estratigráfica analizada se encuentra ubicada en el área de Puerta Quintuco (Figura 3.1). La misma fue medida con báculo de Jacob, capa a capa de base a techo, y se describieron detalladamente todos aquellos atributos sedimentológicos reconocibles en los afloramientos, acompañando con un registro fotográfico de los rasgos más destacados. Posteriormente, se realizó la columna estratigráfica en forma digital mediante el uso del programa *Inkscape*.

Se elaboró una descripción de las litofacies basado en los criterios de Miall (1996) para el perfil sedimentario del Miembro Huncal (90 m), para luego establecer las facies y su respectiva interpretación. Finalmente se definieron las asociaciones de facies y se caracterizó la evolución paleoambiental del segmento en cuestión.

4.1. Litofacies

Código de litofacies	Descripción	Interpretación
<i>Fbm</i>	Floatstone bioclástico masivo	Producto de la erosión del fondo marino seguida de rápida acumulación (tempestitas proximales).
<i>Rbm</i>	Rudstone bioclástico masivo	Alternancia de condiciones hidrodinámicas y energéticas. Reelaboración asociada a flujos oscilatorios de tormentas y colonización del sustrato en periodos de baja energía.
<i>Gbm</i>	Grainstone bioclástico masivo	Producto de la rápida acumulación a partir de flujos unidireccionales fluidos del tipo de corrientes longitudinales.
<i>Sp</i>	Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar	Migración de megaóndulas de crestas rectas, con bajo régimen de flujo.
<i>Sm/Sth</i>	Areniscas masivas finas a medias/ limolitas laminadas	Rápida depositación por desaceleración de un flujo hiperconcentrado.
<i>Sh</i>	Areniscas con laminación horizontal	Lecho plano, bajo régimen de flujo.
<i>Src</i>	Areniscas con laminación ondulítica de corriente	Migración de ondulitas de corriente, bajo régimen de flujo.
<i>HCS</i>	Areniscas finas con estratificación entrecruzada tipo hummocky	Flujos fluidos combinados integrados por corrientes unidireccionales y corrientes oscilatorias generadas por tormenta que depositan carga de lecho generando domos (Hummocks)
<i>Sd</i>	Areniscas finas a medias con deformación post depositacional (Ball and pillow)	deformación por carga posterior a la rápida acumulación de un flujo hiperconcentrado.
<i>Fl</i>	Pelitas laminadas	Decantación episódica en un ambiente tranquilo.
<i>Fm</i>	Pelitas masivas	Decantación en un ambiente tranquilo por floculación.

Tabla 4.1. Código estratigráfico utilizado en este trabajo, modificado de Miall (1996).

4.2. Facies

Facies 1 (F1)

Descripción

La Facies 1 está caracterizada por una monótona sucesión de pelitas negras laminadas (**FI**) a masivas (**Fm**) (Figura 4.1 A), Esta facies está presente en el techo de la Formación Vaca Muerta, en el tramo medio del Miembro Huncal y por encima del mismo, caracterizándose por la presencia de restos de ammonoideos, bilvalvos (Figura 4.1 B) y concreciones, en donde se observa compactación diferencial.

Interpretación

Se interpreta que esta Facies tuvo una deposición producto de la decantación abundante material fino en suspensión en un medio de aguas tranquilas y de baja energía. Las concreciones se formaron durante la diagénesis temprana.

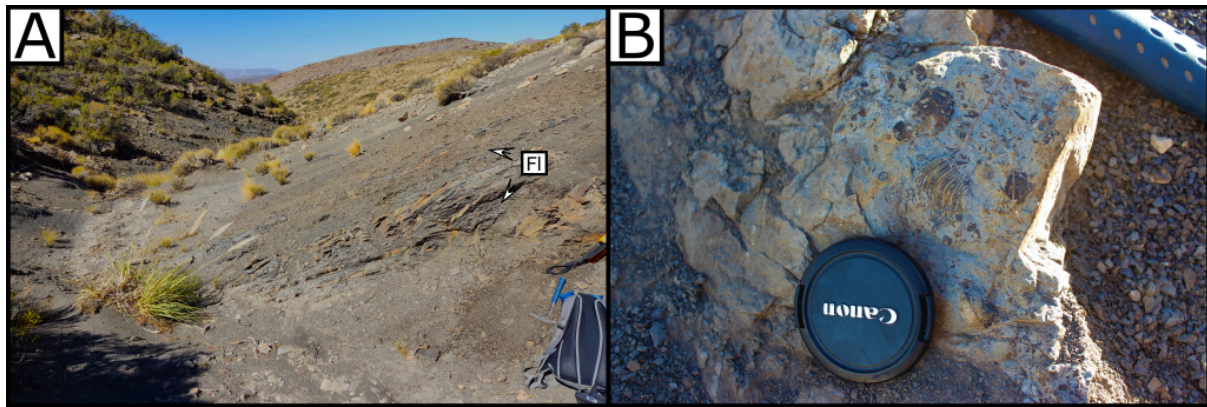


Figura 4.1: Facies 1 A) Afloramientos compuesto predominantemente por pelitas. B) Banco de mudstone calcáreo con restos aislados de ammonoideos y bivalvos. Referencias: (**FI**) Pelitas laminadas.

Facies 2 (F2)

Descripción

La Facies 2 (**F2**) está constituida por una intercalación de fangolitas, limolitas y areniscas finas que conforman ciclos granocrecientes. Cada uno de estos ciclos puede alcanzar un espesor de hasta 40 cm . Las fangolitas y limolitas de color negro a gris oscuro se presentan masivas (**Fm**) o con laminación paralela (**FI** y **Sth**) (Figura 4.2 A). Las areniscas registran estratificación paralela (**Sh**) (Figura 4.2 C), laminación ondulítica de corriente (**Src**) y en ocasiones masivas (**Sm**). Estos depósitos se caracterizan por su contenido de restos vegetales, micas y pequeños granos de calcita dispuestos de forma interlaminar (Figura 4.2 D). Esta facies se repite en varias partes del perfil, cubriendo a la Facies 1 (**F1**).

Interpretación

Los depósitos de sedimentos finos en **F2** se generaron a partir de la decantación de fango en suspensión, dentro de un ambiente de baja energía. Por otro lado, los bancos limosos y arenosos se

relacionan a perturbaciones ocasionales de más alta energía, vinculadas a flujos hiperpícnicos (Mulder et al. 2003).

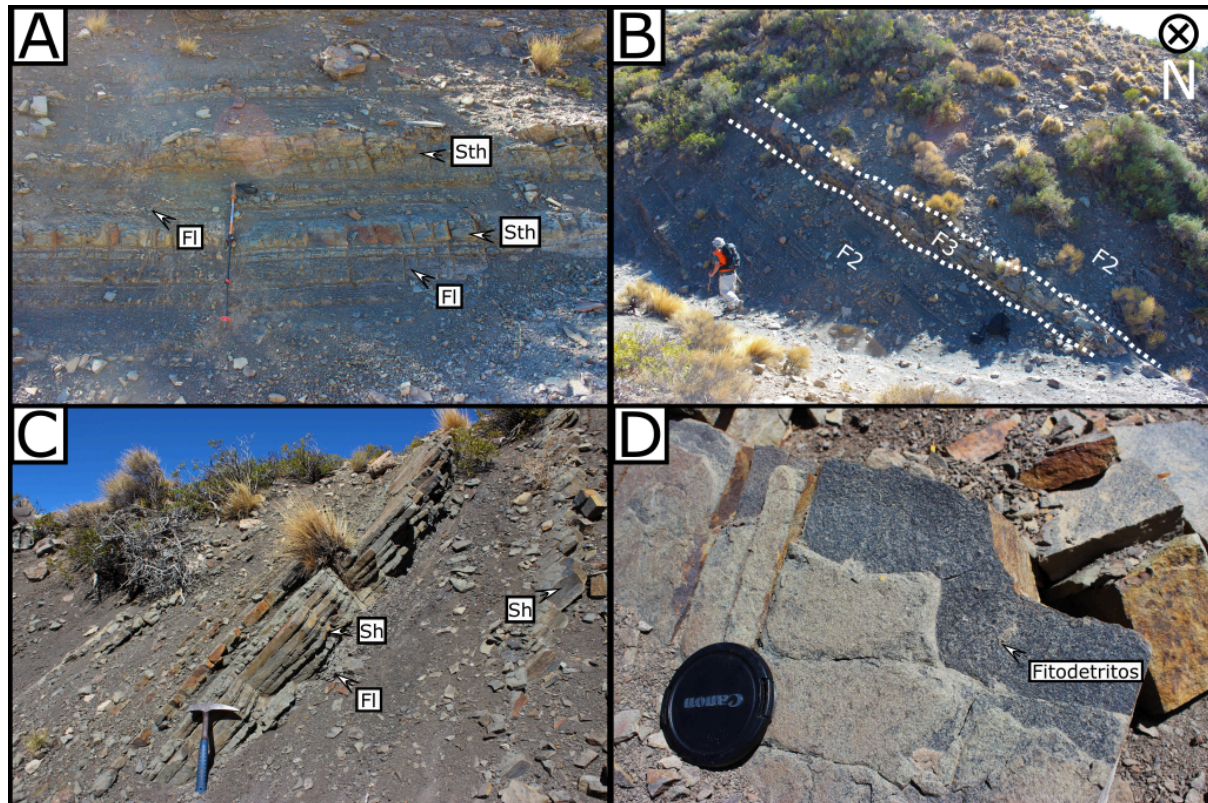


Figura 4.2: Facies 2 A) Arreglo grano y estrato crecientes. B) Figura general de las Facies 2 IF2) y 3 (F3). C) Bancos tabulares de arenisca con Sh. D) Banco de areniscas con abundantes fitodetritos. Referencias: (Fl) Pelitas laminadas, (Sh) Arenisca con laminación horizontal, (Sth) limolitas con laminación horizontal.

Facies 3 (F3)

Descripción

La Facies 3 está compuesta por una alternancia de fangolitas y areniscas finas con una amplia diversidad de estructuras sedimentarias: Fangolitas laminadas (Fl) y masivas (Fm) centimétricas (Figura 4.3 A, C y F) (Figura 4.4 A). Bancos de 0.5 o 1 m de espesor de areniscas finas masivas (Sm) (su descripción microscópica puede verse en el Anexo 3 - L8), que en algunos casos presenta deformación en la base (Figura 4.3 A). Areniscas con laminación ondulítica de corriente de cresta recta (Src) que en varias ocasiones se asocian a floatstones masivos (Fbm) (la descripción microscópica de la matriz puede verse en el Anexo 3 - L12) de la facies F6. Bancos de areniscas finas a medias de hasta 50 cm de espesor con estratificación entrecruzada tipo Hummocky (HCS) (su descripción microscópica puede verse en el Anexo 3 - L9 y L11) que presenta horizontes con valvas desarticuladas (Figura 4.3 C y E; Figura 4.4 A y C) y laminación paralela (Sh) (Figura 4.4 D). Tanto la base como el techo de las areniscas presentan estructuras biogénicas, identificadas como trazas fósiles de Gyrochorte y pistas horizontales (Figura 4.4 C y D).

Interpretación

Esta facies refleja un incremento en la energía respecto de F2. Las areniscas con estructuras masivas (Sm) podrían también podrían ser producto de una intensa bioturbación que eliminó

estructuras sedimentarias previas. Por otro lado, las que rematan en laminación ondulítica de corriente (**Src**) podrían haberse generado a partir de un flujo de tipo tractivo que llevó a la rápida deposición de sedimentos de la parte inferior y luego, en la parte superior del banco, a la formación de ondulitas que indican un bajo régimen del flujo. Por otra parte, las areniscas con laminación paralela (**Sh**) y pelitas laminadas (**Fl**) representan la deposición por decantación durante etapas de baja energía. Las areniscas con estratificación tipo Hummocky indican episodios de alta energía donde hay transporte y deposición de arena por flujos combinados, que se asocian a momentos de tormenta (Dott y Bougeois, 1982 y Dumas y Arnott, 2006). Es común, en esta facies, encontrar trazas del tipo Gyrochorte y pistas horizontales.

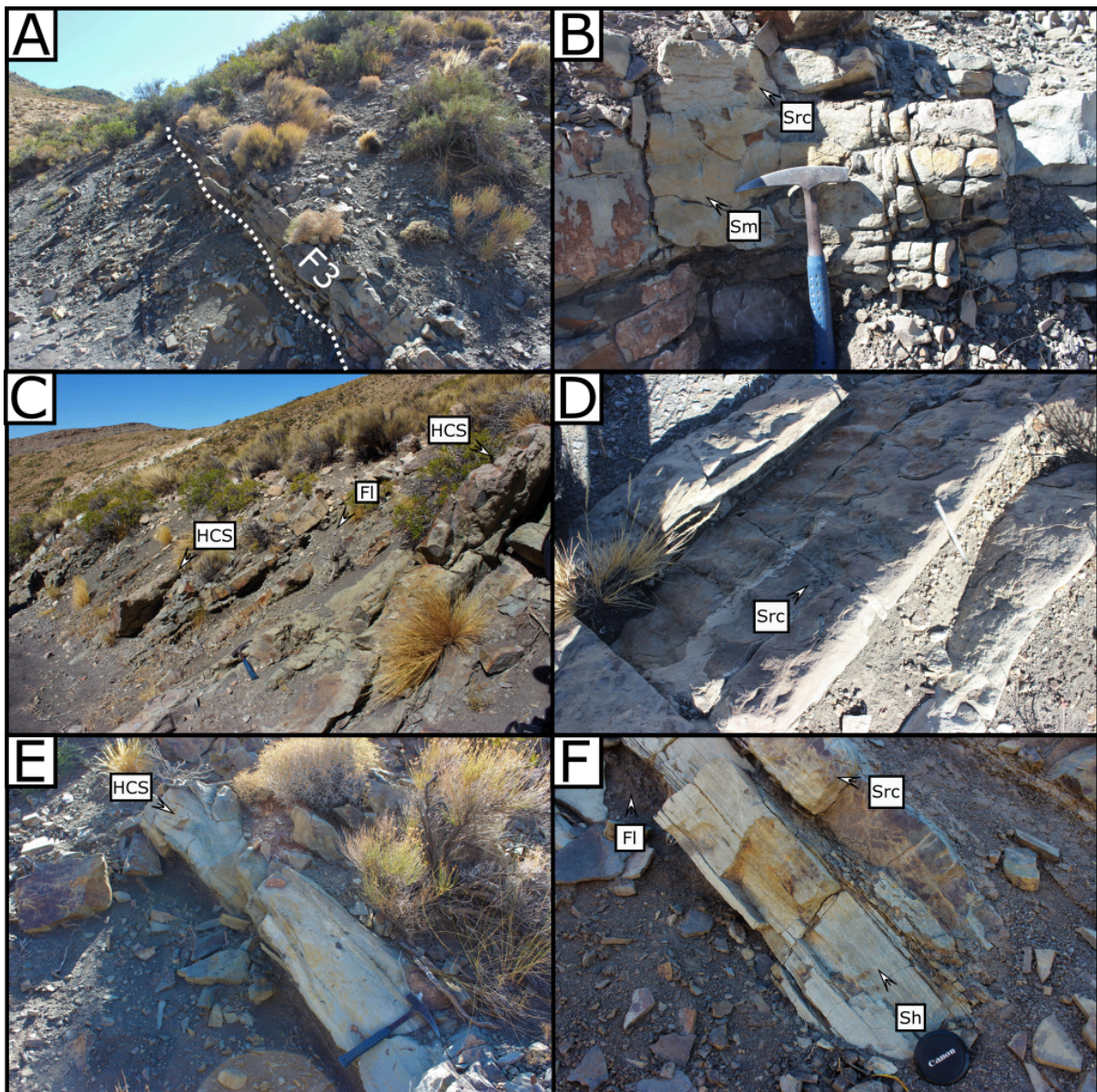


Figura 4.3: Facies 3 A) Base ondulada del banco arenoso. B) Arreglo de **Sm** en la base y **Src** hacia el techo. C) Afloramiento de areniscas con estratificación tipo hummocky (**HCS**) intercalados con pelitas laminadas (**Fl**). D) Techo de bancos arenosos con laminación ondulítica (**Src**) de cresta recta. E) Bancos arenosos centimetricos con estratificación entrecruzada tipo hummocky (**HCS**). F) Banco arenoso con laminación paralela (**Sh**) y con laminación ondulítica de corriente (**Src**). Referencias: (**Sm**) areniscas masivas, (**Src**) Arenisca con laminación ondulítica de corriente.

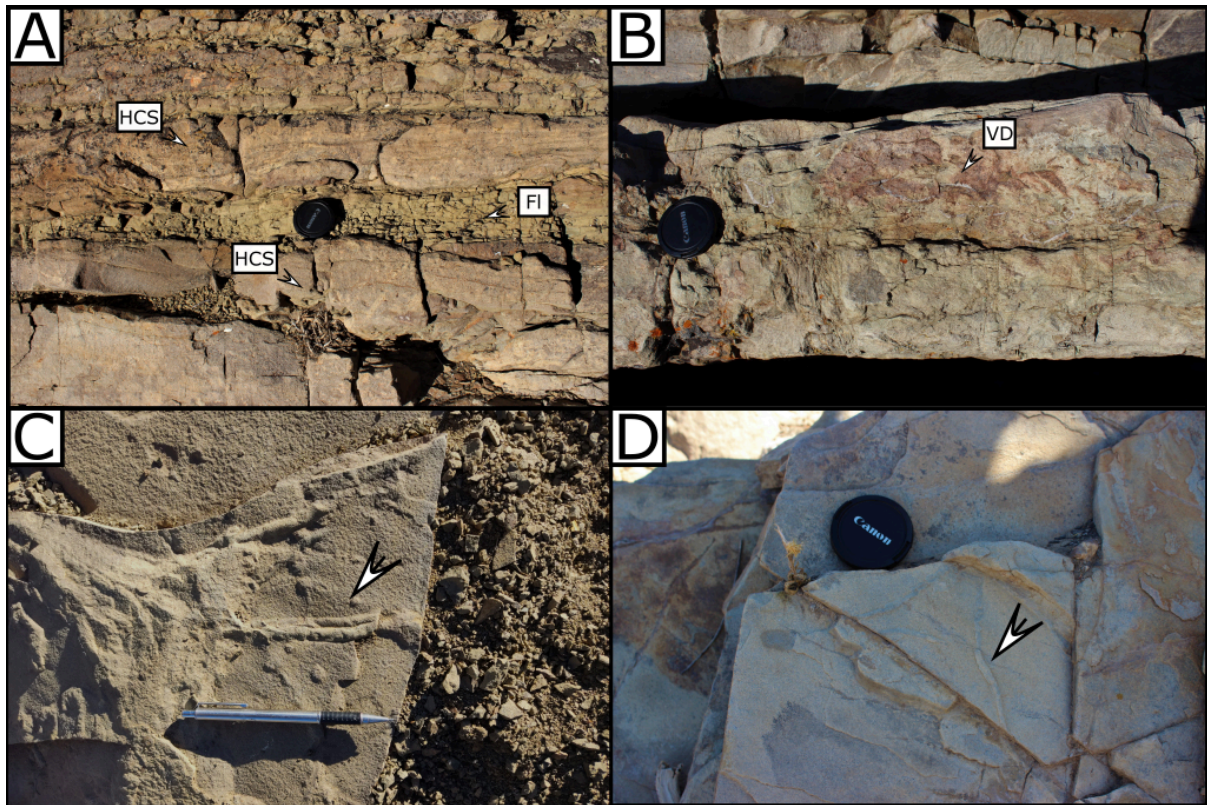


Figura 4.4: Facies 3 A) Bancos centimétricos de areniscas con estratificación entrecruzada tipo hummocky (HCS) intercalados con pelitas laminadas (FI). B) Areniscas del Miembro Huncal Superior con restos desarticulados de bivalvos (VD). C) Areniscas con traza de tipo Gyrochorte. D) Arenisca con trazas de pistas horizontales.

Facies 4 (F4)

Descripción

La Facies 4 (**F4**) incluye fangolitas y areniscas. Las fangolitas son laminadas (**FI**) con espesores centimétricos. Las areniscas son finas de hasta 50 cm de espesor y con fuerte deformación (**Sd**) *ball and pillow* (Figura 4.5).

Interpretación

Estas areniscas (**Sd**) indicarían deformación de sedimentos poco consolidados, posteriormente a la acumulación brusca de sedimentos por encima, en un evento de alta energía que impidió que el fluido escape de los poros. Como también puede desencadenarse por un evento sísmico.



Figura 4.5: Facies 4 A) Bancos arenosos con fuerte deformación post depositacional (**Sd**) (*Ball and pillow*).

Facies 5 (**F5**)

Descripción

Facies asociada a fangolitas laminadas y areniscas con laminación entrecruzada tabular planar (**Sp**) y laminación ondulítica de corriente (**Src**). Las areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (**Sp**) (su descripción microscópica puede verse en el Anexo 3 - **L10**) presentan un espesor de hasta 1 m, con paleocorrientes que registran un azimuth de 0° a 29° (Figura 4.5 B). Estos intercalan con fangolitas con laminación paralela (**Fl**) en estratos centimétricos (Figura 4.5 A) y areniscas con laminación ondulítica de corriente (**Src**) que en ocasiones presentan bioturbación en el techo (Figura 4.5 C y D).

Interpretación

Se interpreta que las principales características como la laminación cruzada tabular planar (**Sp**) y óndulas de corriente (**Src**) son el resultado de la migración de megaóndulas y óndulas asimétricas de variado tamaño respectivamente, producidas por flujos fluidos unidireccionales tractivos de bajo régimen. Estos procesos se encuentran enmarcados en un ambiente marino somero de energía relativamente baja, en el cual dominan las corrientes tractivas de baja intensidad.

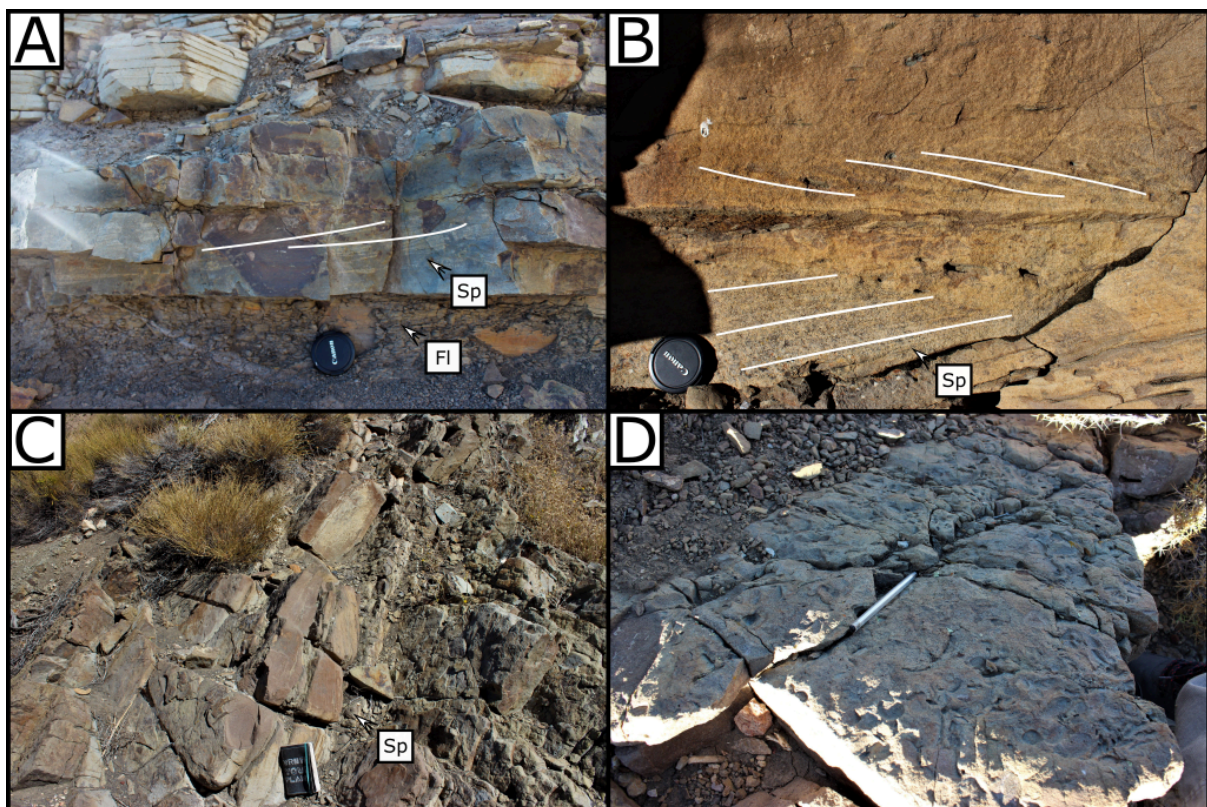


Figura 4.5: Facies 5 A) Bancos de pelitas laminadas (**Fl**) cubierto con un banco arenoso con estratificación entrecruzada tabular planar y B) Arenisca con dos sets de laminación entrecruzada tabular planar. C) Bancos de arenisca con laminación entrecruzada tabular planar (**Sp**). D) Techo de arenisca con bioturbación.

Facies 6 (**F6**)

Descripción

Esta facies está constituida por floatstones bioclásticos masivos (**Fbm**) y rudstone bioclásticos masivos (**Rbm**) (Figura 4.6 A y C), fuertemente asociados a **F1** (Figura 4.6 B), **F3** y **F5**. Los floatstones (**Fbm**) presentan un color castaño, espesores de hasta 50 cm con una matriz cuya

descripción microscópica puede verse en el Anexo 3 - L12 con bioclastos de *Gryphaea* sp. y *Trigonias* sp. de hasta 5 cm de diámetro (Figura 4.6 A) cuyas valvas se encuentran desarticuladas. También contienen nódulos calcáreos, partículas fosfáticas y trazas del tipo *Gyrochorte* en el plano de estratificación. Los rudstones (**Rbm**) poseen un color castaño, un espesor de hasta 50 cm, restos de valvas desarticuladas y fragmentos de corales ramosos, en algunos casos, dentro de horizontes con *shell hash* (Figura 4.6 C).

Interpretación

Esta facies probablemente están relacionadas a una marcada profundización del ambiente en este intervalo y una disminución en la sedimentación siliciclástica que permite desarrollar colonias de corales y la formación de partículas fosfáticas (Musacchio et al., 2023). En ese contexto se produjo la removilización de estos materiales en el fondo marino durante grandes tormentas, y su posterior acumulación como tempestitas proximales, como lo sugiere la alta fragmentación de bioclastos y la acumulación de valvas con orientaciones aleatorias (Kietzmann et al. 2014a).

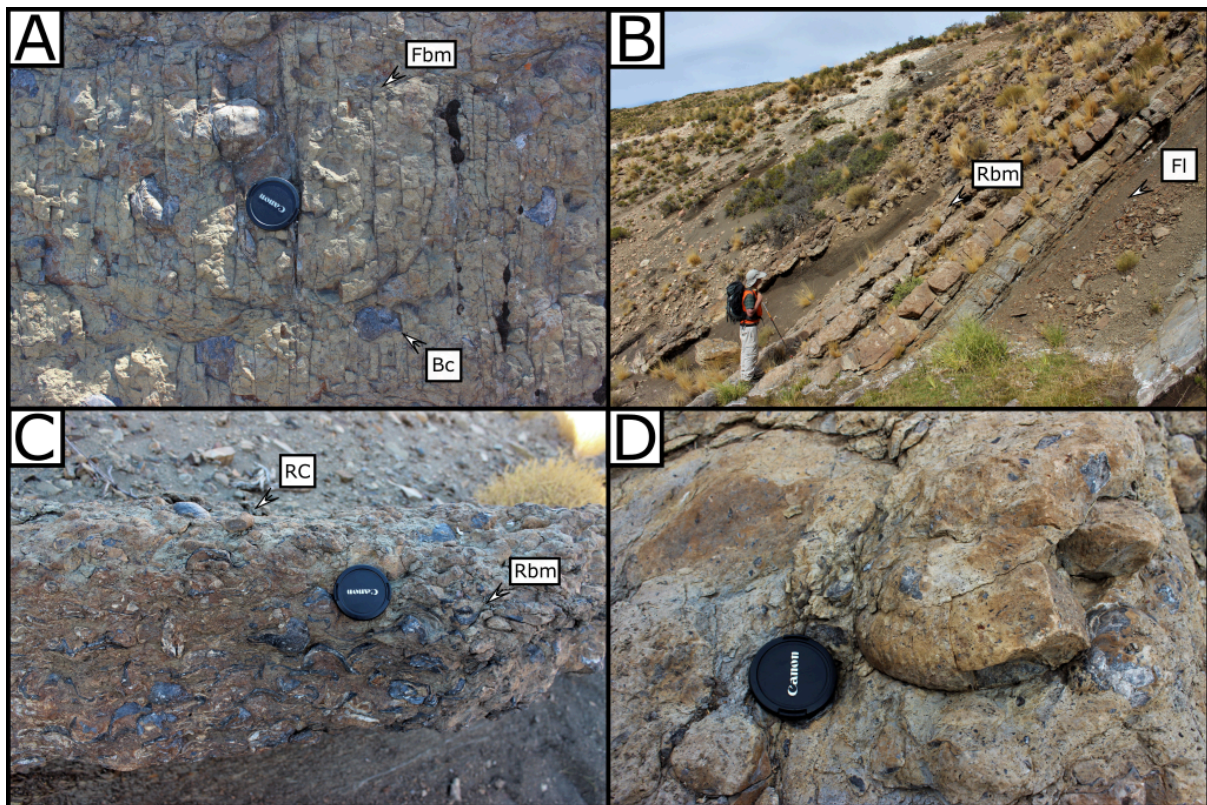


Figura 4.6: Facies 6 A) Vista del plano de estratificación de un floatstone (**Fbm**) con bioclastos de *Gryphaea* sp. (**Bc**) (B) Niveles de pelitas laminadas (**Fl**) cubiertos por rudstones (**Rbm**) en el Miembro Huncal Superior. C) Niveles de shell hash con restos de gryphaeas y escasos corales (**RC**). D) Ammonoideos del Miembro Huncal Superior dentro de rudstones (**Rbm**). Referencias: (**RC**) Restos de corales, (**Bc**) Bioclasto.

4.3. Asociación de facies

Asociación de Facies 1 (**AF1**): Offshore

Descripción

Asociación de facies constituida por espesas sucesiones pelíticas de color negro laminadas y masivas. Caracterizadas por la presencia de niveles con concreciones calcáreas y escasa fauna representada por ammonoideos y bivalvos (**F1**).

Interpretación

AF1 se interpreta como depositada en un ambiente de baja energía, principalmente por decantación de material fino en suspensión. **AF1** se formó debajo de la base de las olas de tormenta y, por lo tanto, estos depósitos no han sido modificados por tormentas. El color negro y la escasa presencia de fauna sugieren un fondo marino anóxico a disóxico.

Asociación de Facies 2 (**AF2**): Transición al offshore distal

Descripción

Esta asociación de facies se encuentra representada principalmente por una repetición de ciclos fango-limolíticos granocrecientes (**F2**) que pueden presentar capas centimétricas de areniscas con laminación paralela o masivas con arreglos grano-crecientes, intervalos de areniscas finas con laminación ondulítica de corriente (**Src**), bancos de arenisca fina con estratificación entrecruzada tipo Hummocky (**HCS**) (**F3**) y ocasionalmente areniscas con deformación (**F4**).

Interpretación

La dominante presencia de intervalos finos (**F2**) indican un ambiente de baja energía, en donde la decantación sería el principal mecanismo de depositación. Los segmentos limosos y arenosos indican perturbaciones ocasionales, generados por flujos hiperpícnicos (Mulder et al. 2003) que transportan y depositan material limoso/arenoso a grandes distancias. Las areniscas finas con estratificación entrecruzada tipo Hummocky indican transporte y depositación durante eventos de tormenta. Esta asociación de facies posiblemente representan facies distales de lóbulos debido a crecidas extraordinarias de los ríos que desembocaban en la cuenca, y que alternan con las condiciones marinas normales en un entorno por encima y cercano a la base del oleaje de tormenta, pero por debajo de la base de olas de buen tiempo, evidenciado por el predominio del depósito en suspensión de aguas tranquilas y en menor medida con depósito ocasional de tormentas.

Asociación de Facies 3 (**AF3**): Transición al offshore proximal

Descripción

AF3 se constituye principalmente por intervalos limosos (**F2**) y arenosos con estratificación entrecruzada tipo *Hummocky* (**HCS**), laminación ondulítica de corriente (**Src**), areniscas masivas (**F3**) y areniscas con deformación (**Sd**) (**F4**). En esta asociación los intervalos pelíticos se encuentran subordinados, representados por delgadas intercalaciones.

Interpretación

El incremento en la relación arenisca/pelita indica un ambiente más proximal y de mayor energía respecto de **AF2**, frecuentemente afectado por episodios de tormentas y que recibe el influjo de material clástico desde la desembocadura de ríos cercanos. El ambiente de sedimentación se encuentra por encima de la base de olas de tormenta y por debajo de la base del oleaje de buen tiempo. La presencia de *Gyrochorte* correspondiente a la icnofacies de Cruziana sugiere la colonización de lechos post tormenta por una comunidad de organismos oportunistas (MacEachern et al., 2008). Además, la baja diversidad y la escasa abundancia de trazas de fósiles, junto con la

presencia de materia carbonosa, se interpreta como evidencia de entrada de agua dulce a la costa (Pattison. 2005 y Pattison et al., 2007). El suministro de agua dulce en la plataforma, combinado con la fluctuación periódica de la descarga de agua dulce por inundaciones de los ríos y periodos de sequía, crea un ambiente estresante para los organismos marinos bentónicos (Pemberton y Wightman 1992; Pemberton et al., 2001). Las areniscas con deformación (**Sd**) indicarían la rápida acumulación de flujos hiperpícnicos sobre sedimentos poco consolidados. Esta asociación de facies posiblemente representan facies proximales de lóbulos fuertemente influenciadas por las crecidas de los ríos y por tormentas que alternan con las condiciones marinas normales.

Asociación de Facies 4 (**AF4**): Shoreface

Descripción

Asociación de facies vinculadas a secuencias arenosas con laminación entrecruzada tabular planar (**Sp**) y laminación ondulítica de corriente (**Src**) con intervalos centimétricos de fangolitas laminadas (**FI**) (**F5**).

Interpretación

AF4 se interpreta como depósitos shoreface, en donde la influencia del oleaje es predominante. Representando depósitos acumulados en zonas ubicadas por encima del nivel de oleaje de buen tiempo. En donde las areniscas se habrían acumulado en sistemas de barras y megaóndulas 2D-3D producidas por la acción de flujos unidireccionales.

Asociación de facies 5 (**AF 5**): Transición al offshore calcáreo

Descripción

AF5 presenta niveles de floatstones (**Fbm**) y rudstones (**Rbm**) (**F6**) con intercalaciones de fangolitas laminadas (**FI**) (**F1**).

Interpretación

AF5 se interpreta como un ambiente por encima de la base de olas de tormenta, pero por debajo de la base de olas de buen tiempo. Se encuentra constituida por episodios de alta energía, evidenciada por depósitos de tormenta (tempestitas proximales) y de periodos de baja energía (buen tiempo), en donde distintos organismos como bivalvos y corales pueden colonizar el sustrato (Garberoglio et al., 2013). Estas condiciones se pueden generar a partir de la avulsión de lóbulos que generaría un disminución del aporte siliciclástico como también a cambios en el suministro de sedimentos, posiblemente generados por fluctuaciones climáticas (Schwarz, 2012).

4.4. Evolución paleoambiental

El perfil analizado fue dividido en dos intervalos: Mb. Huncal Inferior (62 m) y Mb. Huncal Superior (28 m). El miembro inferior se compone por tres lóbulos: El primero (18m) compuesto por **AF 2, 3 y 4**; el segundo lóbulo (9 m) compuesto por **AF 2 y 3**; el tercer lóbulo (2 m) compuesto por **AF 5**. El miembro superior está constituido por un único lóbulo (13 m) integrado por **AF 2, 3, 4 y 5**.

El tramo superior de la Formación Vaca Muerta representa un ambiente de sedimentación marino, ubicado por debajo de la base del tren de olas de tormenta. Este intervalo se caracteriza por la presencia de fangolitas negras, depositadas en un ambiente de baja energía, donde dominaron procesos de sedimentación por decantación de material fino (**AF1**). Inmediatamente por encima, en contacto neto se observa un cambio litológico que corresponde a la base Miembro Huncal. Este miembro representa el desarrollo de un sistema progradante de lóbulos generados principalmente por flujos hiperpícnicos.

Como se indica más arriba, el Miembro Huncal puede dividirse en dos intervalos: Un Intervalo A (Mb. Huncal Inferior), constituido por el apilamiento de tres lóbulos con un arreglo retrogradacional (30, 8 y 2 m) (Figura 4.9 C) y un Intervalo B (Mb. Huncal Superior), constituido por un lóbulo (18 m) (Figura 4.8). Donde cada lóbulo internamente presenta un arreglo grano y estrato creciente. El primer lóbulo posee un tramo basal compuesto por una sucesión ciclos de fangolitas, limolitas y delgadas areniscas con abundantes partículas de micas y fitodetritos, que sugiere la presencia de la desembocadura de un curso fluvial “sucio” (Mulder y Syvitski 1995) (**AF2**). El tramo medio se caracteriza por una alternancia de delgados niveles fangolitas y areniscas finas con estructuras de HCS, Sh, Sm y Src. La alternancia de depósitos de baja y alta energía sugiere que el sistema estuvo sujeto a episodios de tormentas, entre los cuales organismos oportunistas colonizaron el sustrato (**AF3**). El tramo superior se

compone por bancos de areniscas medias con estratificación cruzada tabular planar, depositados por encima de la base del tren de olas de buen tiempo (**AF4**), indicando una somerización del ambiente producto de un nivel del mar bajo relativo. Coronando esta sucesión se presentan los floatstones constituidos por restos de bivalvos inmersos en una matriz calcárea a los que intercalan niveles fangolitas (**AF5**). La facies calcáreas evidencia una disminución en la tasa de sedimentación siliciclástica, posiblemente vinculada a la migración lateral del sistema y posterior subsidencia. El segundo lóbulo se constituye por un tramo basal de ciclos grano y estrato crecientes de fangolitas y limolitas con presencia de fitodetritos (**AF2**) que culmina con el término superior representado por

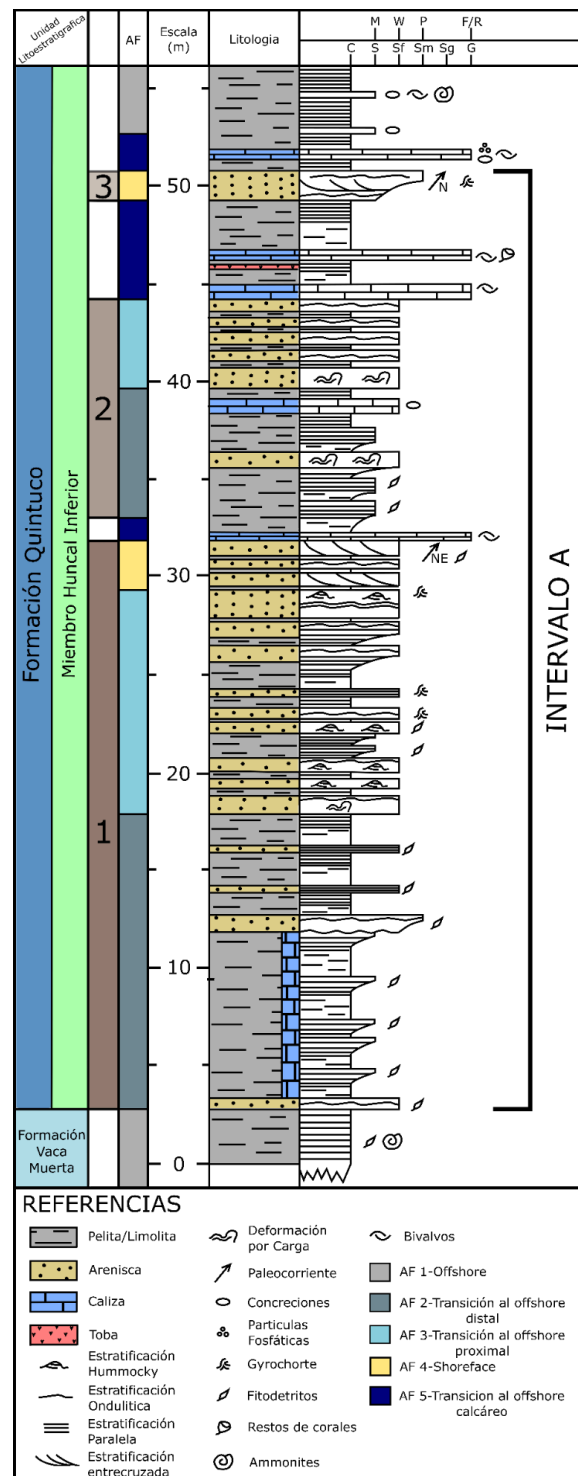


Figura 4.7: Perfil sedimentario del Mb. Huncal Inf. con sus respectivas asociaciones de facies y depósitos de lóbulos.

areniscas finas con Src y deformadas que representa una súbita pérdida de energía de flujos hiperpícnicos dentro de un ambiente influenciado por tormentas (**AF3**). Por encima se presenta un nivel calcáreo de 6 m de espesor de floatstones con restos de bivalvos y corales inmersos en una matriz calcárea que alterna con paquetes pelíticos (**AF5**). Nuevamente, esta facies calcárea evidencia una disminución en el aporte de sedimento siliciclástico en el sistema, asociada a la avulsión del lóbulo y posterior subsidencia. El tercer lóbulo se encuentra representado por un banco de areniscas de 2 m con Src y Sp (**AF4**) que culmina con niveles de floatstones y pelitas (**AF5**) que nuevamente evidencian una disminución del nivel del mar relativo. Por encima del intervalo A se encuentran un paquete de 10 m de fangolitas negras laminadas que separa ambos intervalos.

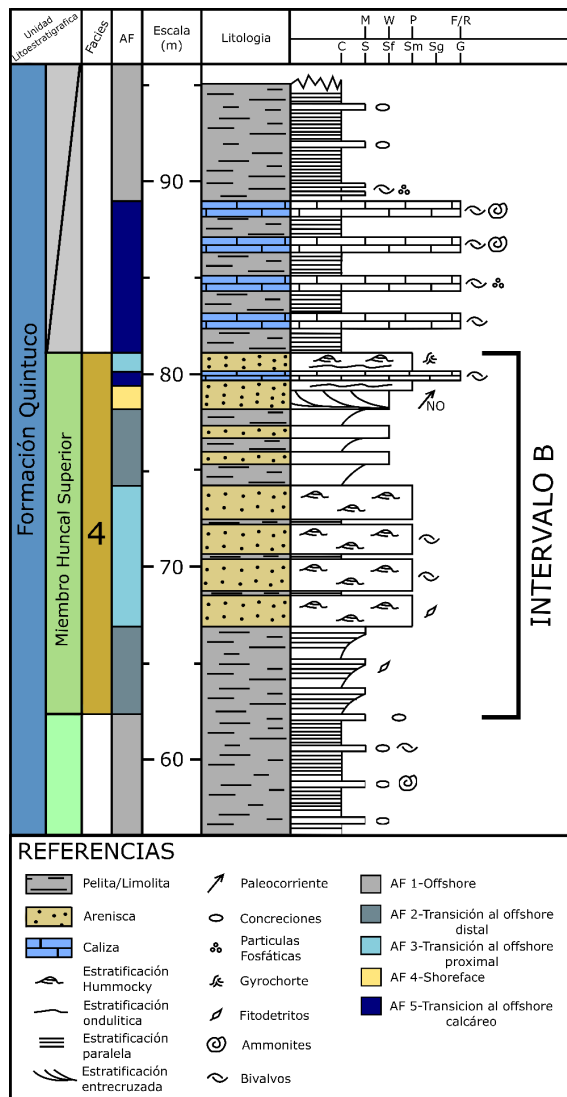


Figura 4.8: Perfil sedimentario del Mb. Huncal Sup. con sus respectivas asociaciones de facies y su depósito de lóbulo asociado.

El intervalo B (Miembro Huncal Superior) constituye un ciclo similar (Figura 4.8). Su tramo basal representa un ambiente de transición al offshore distal donde los depósitos de flujos hiperpícnicos son representativos (**AF2**). Por encima, la mayor relación de areniscas con estructuras HCS con respecto a las pelitas sugiere el pasaje a un ambiente más somero de transición al offshore proximal (**AF3**) que posteriormente pasa a un ambiente de transición al offshore distal (**AF2**) y continua con areniscas con estratificación entrecruzadas de shoreface (**AF4**). Este último lóbulo está coronado por facies calcáreas constituidas por bivalvos, evidenciando una disminución en el aporte siliciclástico. El Miembro Huncal Superior representa la fase final de la progradación del sistema de lóbulos (Naipauer et al., 2020).

Por encima del Miembro Huncal, la Formación Quintuco continúa con una marcada profundización del sistema evidenciada por un espeso paquete de pelitas negras con delgados niveles de limolitas de offshore (**AF1**) con intercalaciones de coquinas y margas. Conjuntamente, el registro fósil dentro de los depósitos calcáreos evidencian esta profundización con el aumento de restos de

ammonoideos y la disminución de bivalvos.

Para concluir, el estudio facial y paleoambiental del Miembro Huncal en Puerta Quintuco, a partir del registro de los principales atributos sedimentológicos y su posterior análisis, permitió describir e interpretar depósitos desarrollados en un ambiente de plataforma mixta siliciclástica-carbonática con el desarrollo de varios lóbulos formados principalmente a partir de flujos hiperpícnicos generados durante las grandes inundaciones durante tormentas en la desembocadura de un curso fluvial cercano. Estos depósitos están frecuentemente afectados por el oleaje marino de las tormentas

(Figura 4.9). Además, la reorganización paleogeográfica de las costas debido a eventos tectónicos pudo haber alterado el equilibrio relativo de los procesos fluviales y de olas, generando un ambiente propicio para el desarrollo de este sistema.

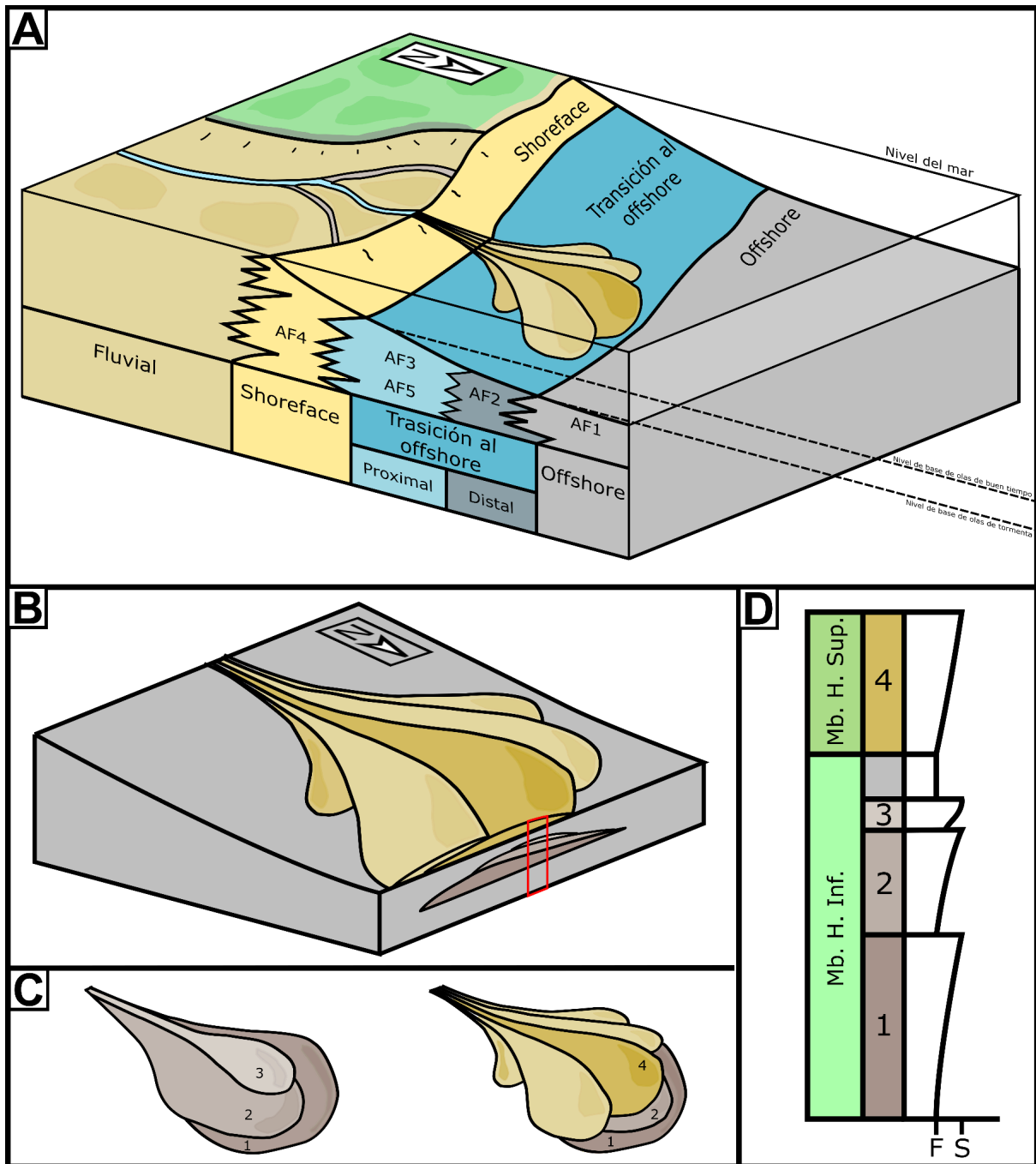


Figura 4.9: A) Block diagrama del ambiente de plataforma mixta con el desarrollo de lóbulos que representa el Miembro Huncal con sus respectivos subambientes. B) Block diagrama en donde se observa un paquete de lóbulos soterrado y otro sobre la plataforma (ampliación de "A"). C) Representación de los dos sistemas de lóbulos, el Mb. Huncal Inf. (Izquierda) y el correspondiente al Mb. Huncal Sup. (derecha). D) Perfil simplificado del Mb. Huncal con sus intervalos grano y estrato creciente asociado a cada depósito de lóbulos.

5. ESTRUCTURA

5.1. Rasgos locales

A partir de los datos de campo obtenidos durante la campaña, la información de trabajos previos, el análisis y procesamiento de imágenes satelitales fue posible reconocer y describir los rasgos estructurales más importantes.

Puerta Quintuco se caracteriza por la presencia de anticlinales, sinclinales, fallas de distinto tipo que deforman la columna estratigráfica jurásica – cretácica y una zona de transferencia asociada a cambios morfológicos de grandes estructuras. Los pliegues se desarrollan a ambos lados del cordón de Quintuco, las fallas reconocidas se ubican dentro del anticlinal Candelerero. Por último, la zona de transferencia se ubicaría en el sector noreste y será discutida en este capítulo.

El sector occidental del área de estudio está caracterizado por la presencia del anticlinal Candelerero, el mismo presenta un rumbo NO-SE con inclinaciones en su flanco oriental de $\sim 40^\circ$, y un núcleo constituido por las pelitas de la Formación Vaca Muerta que a su vez están intruidas por la Formación Colipilli (Figura 5.2). Al norte del zona de trabajo se reconocen, en imagen satelital, la nariz de un anticlinal buzante hacia el sur denominado anticlinal Zanjón Hondo y su sinclinal asociado ubicado al oeste, ambos con eje aproximadamente N-S. La zona oriental presenta el desarrollo de dos sinclinales: El más septentrional es el sinclinal del cerro Mulichinco (Zamora Valcarce, 2007), cuyo rumbo posee un quiebre, pasando de N-S a casi E-O (Figura 5.3). Hacia el sur se ubica el sinclinal de las Toscas con rumbo N-S e inclinaciones en su flanco occidental de $\sim 25^\circ$. Ambos sinclinales se caracterizan por un núcleo compuesto por las sedimentitas de la Formación Agrio, más precisamente del Miembro Pilmatué (Figura 5.1).

En relación a las fallas se pudieron identificar e interpretar varios tipos: Como observaciones de campo se reconoció una falla normal rotada y plegada dentro del Miembro Huncal con una extensión de decenas de metros, rumbo 140° y con un bloque hundido hacia el NE (Figura 5.4 A). Por otro lado, se observaron pequeñas fallas normales dentro de la Formación Vaca Muerta con rumbo 100° evidenciadas por desplazamientos de niveles limolíticos (Figura 5.4 B). Luego, a partir de datos de inclinaciones y observación de imágenes satelitales se infieren una serie de fallas en el sector central de la zona de estudio pero sin poder determinar su tipo ni cinemática. Entre ellas se destaca una falla de varios kilómetros de extensión en sentido NO-SE inferida a partir de la geomorfología del cordón de Quintuco y que se correlaciona con la trayectoria del arroyo Candelerero, la misma se puede observar en el perfil estructural (Figura 5.5).

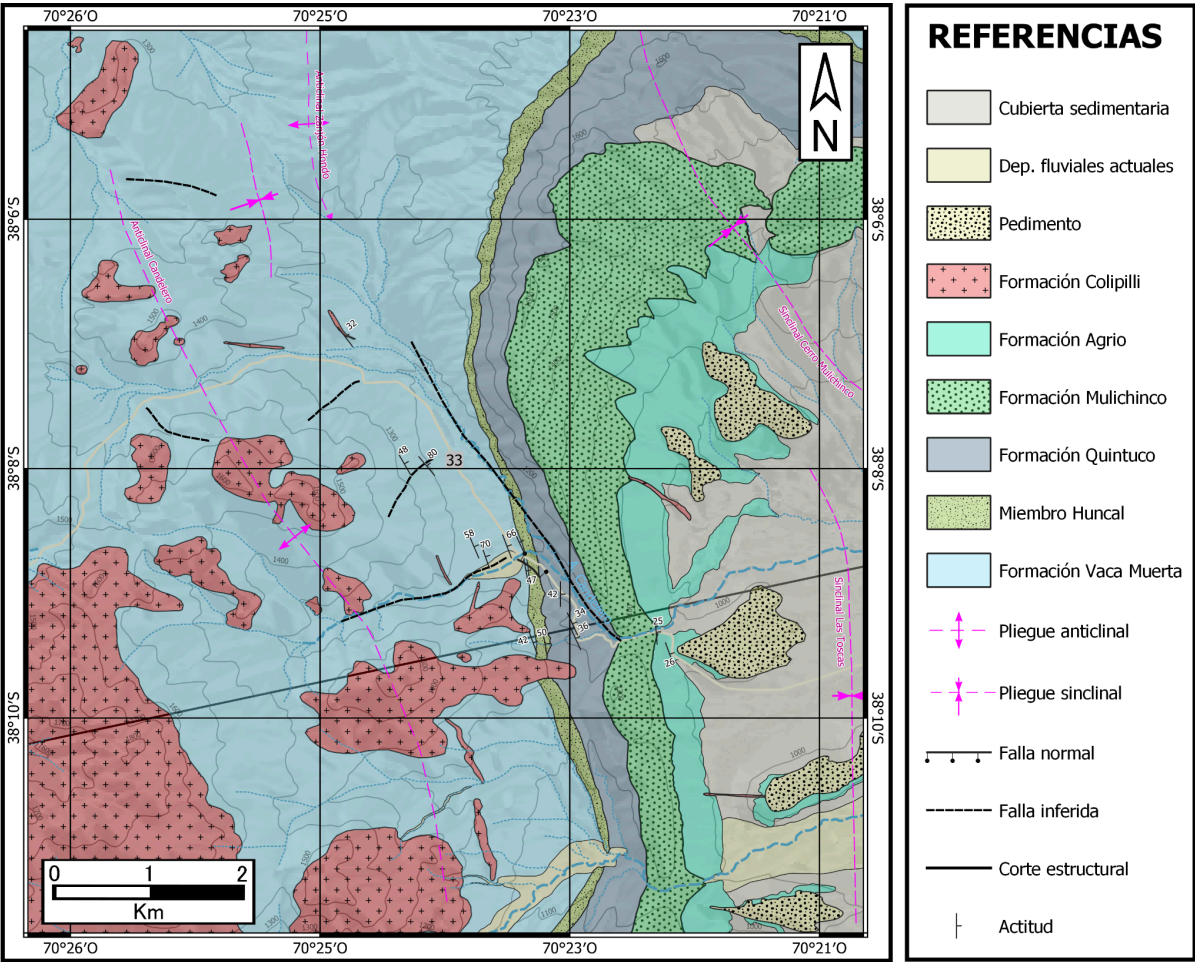


Figura 5.1: Mapa estructural del área de estudio.

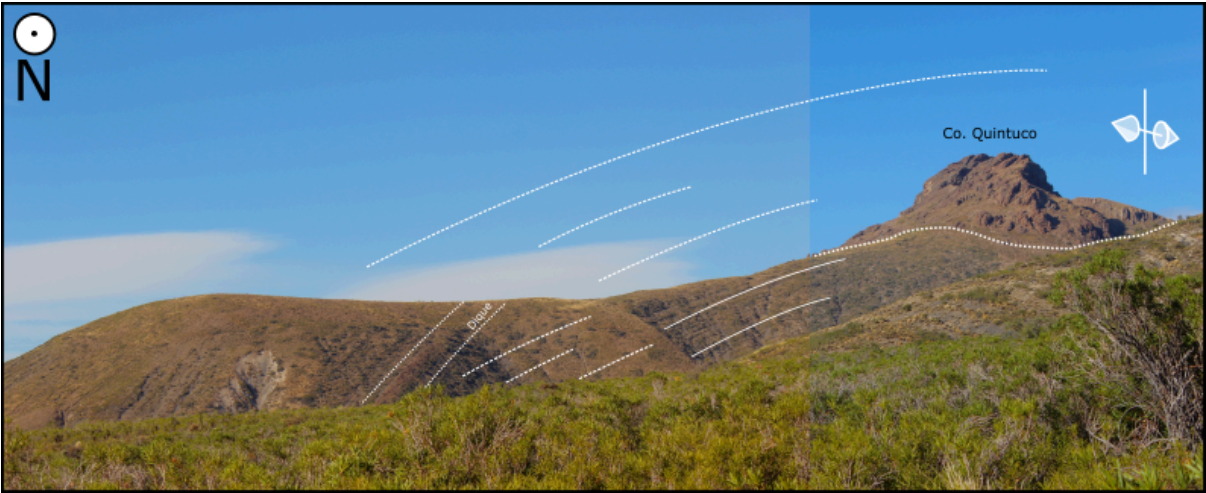


Figura 5.2: Vista panorámica del flanco oriental del anticlinal Candelerero constituido por sedimentitas de la Fm. Vaca Muerta e instruida por diques y stocks de la Fm. Colipilli.



Figura 5.3: Vista panorámica del eje y el flanco occidental del sinclinal del Cerro Mulichinco constituido por sedimentitas de la Fm. Agrio y la Fm. Mulichinco.

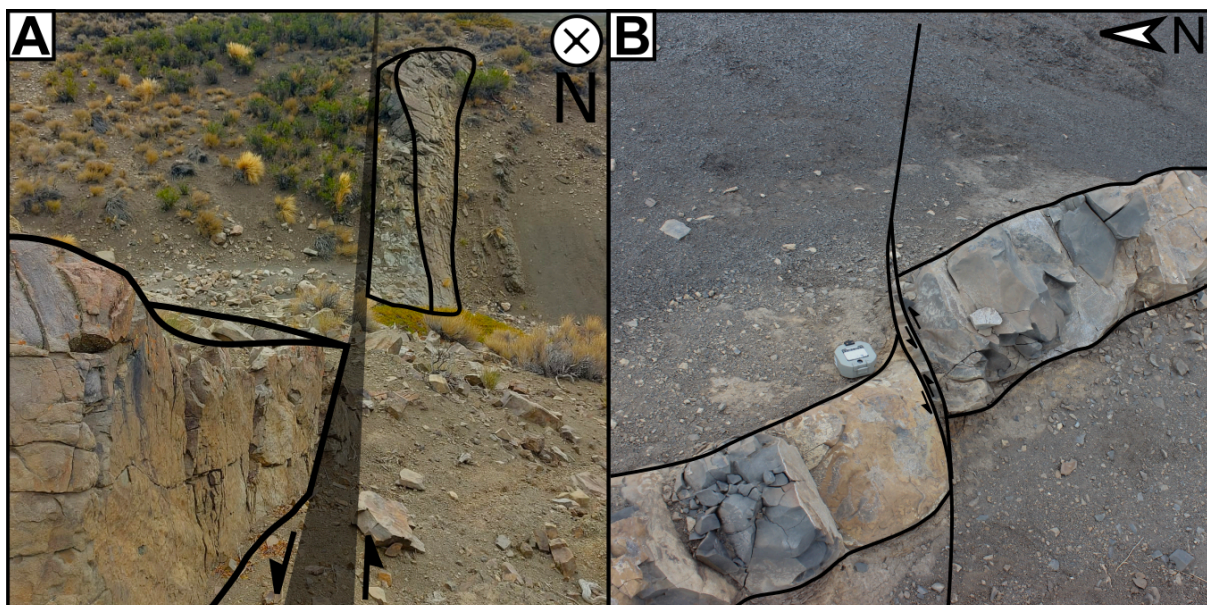


Figura 5.4: A) Vista norte de falla normal rotada y plegada en el Mb. Huncal. B) Niveles limolíticos de la Fm. Vaca Muerta con fallamiento normal.

5.2. Corte estructural

Con el objetivo de obtener una comprensión más detallada de la estructura en la zona de estudio, se llevó a cabo un corte estructural perpendicular al eje de las principales estructuras observadas en el terreno. Este perfil se realizó utilizando datos recopilados durante la campaña, los cuales incluyen espesores, rumbos e inclinaciones de las unidades aflorantes. Además, se emplearon como

referencia los estudios de Zamora Valcarce (2007) y Rojas Vera et al. (2014), quienes analizaron datos geofísicos en las inmediaciones de la zona de estudio.

El área se caracteriza por la presencia del anticlinal Candelero en el sector central y occidental, lo cual se confirmó mediante mediciones de campo en su flanco oriental y la interpretación de imágenes satelitales en el flanco occidental. Hacia el este, se encuentra el sinclinal asociado, conocido como sinclinal Las Toscas, nombrado así por la presencia del río homónimo que atraviesa su eje de sur a norte.

En este análisis se propone la presencia de una cuña de basamento en profundidad que dio origen a los pliegues de mayor desarrollo, así como de una falla principal invertida con inclinación oeste y vergencia hacia el este (Zamora Valcarce, 2007 y Rojas Vera et al. 2014) que se horizontaliza en la Formación Auquilco (incluida como Jurásico Indiferencia en la figura 5.5), la cual representa el nivel de despegue principal dentro de la Cuenca Neuquina. Por último, se infiere la presencia de una falla sintética de cinemática incierta que se enraíza en la falla principal, así como la intrusión de cuerpos ígneos de la Formación Colipilli.

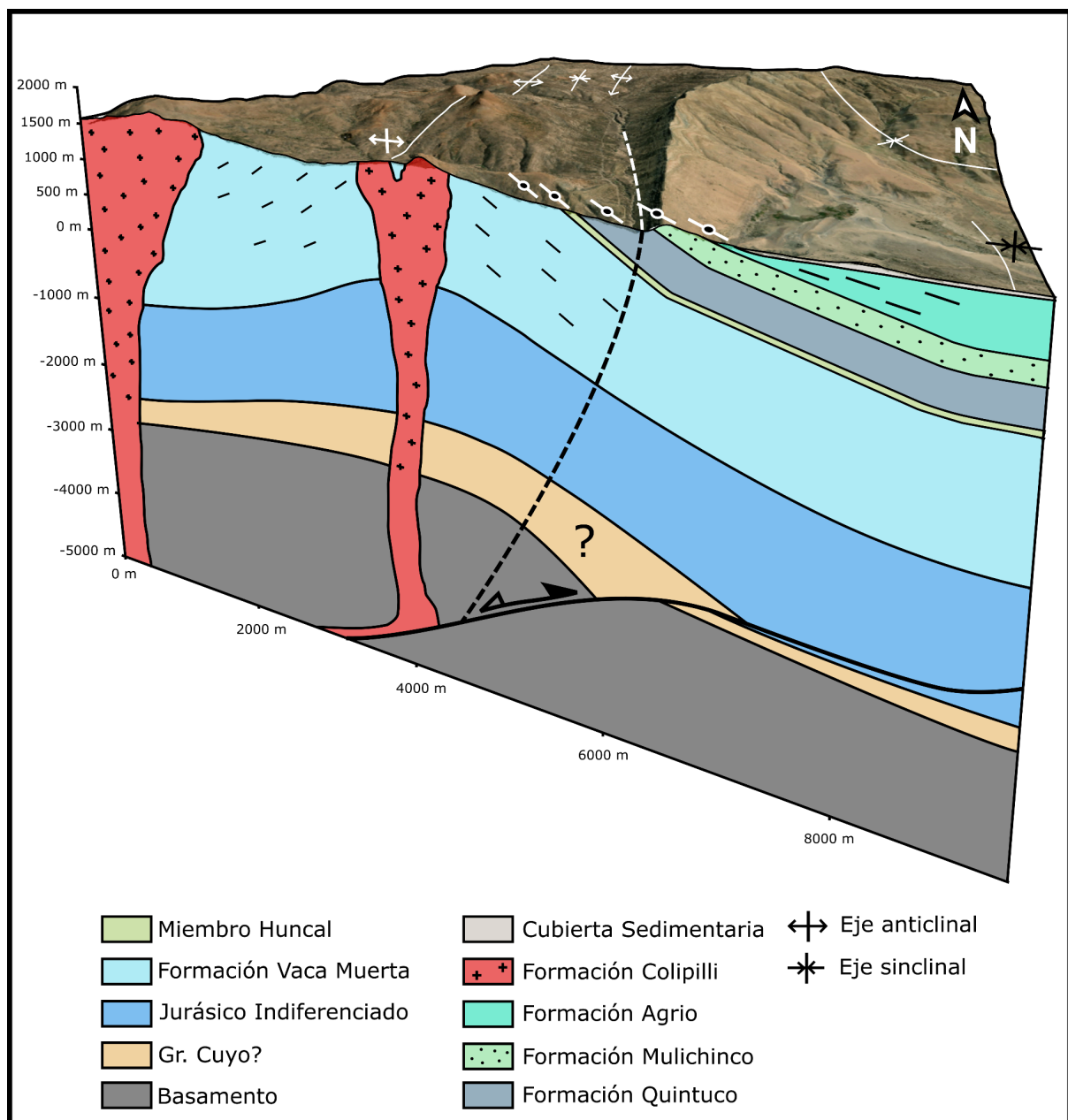


Figura 5.5: Block diagrama con corte estructural OSO-ENE perpendicular a las estructuras principales en el área de trabajo

5.2. Rasgos regionales

El sector centro-occidental de la provincia de Neuquén se encuentra constituido por diversas unidades morfoestructurales (Figura 5.6 A), estos elementos son evidencia de varios eventos tectónicos desarrollados dentro de la cuenca Neuquina. La zona de estudio se sitúa dentro de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, siendo este un elemento morfoestructural fundamental en la historia geológica de la región.

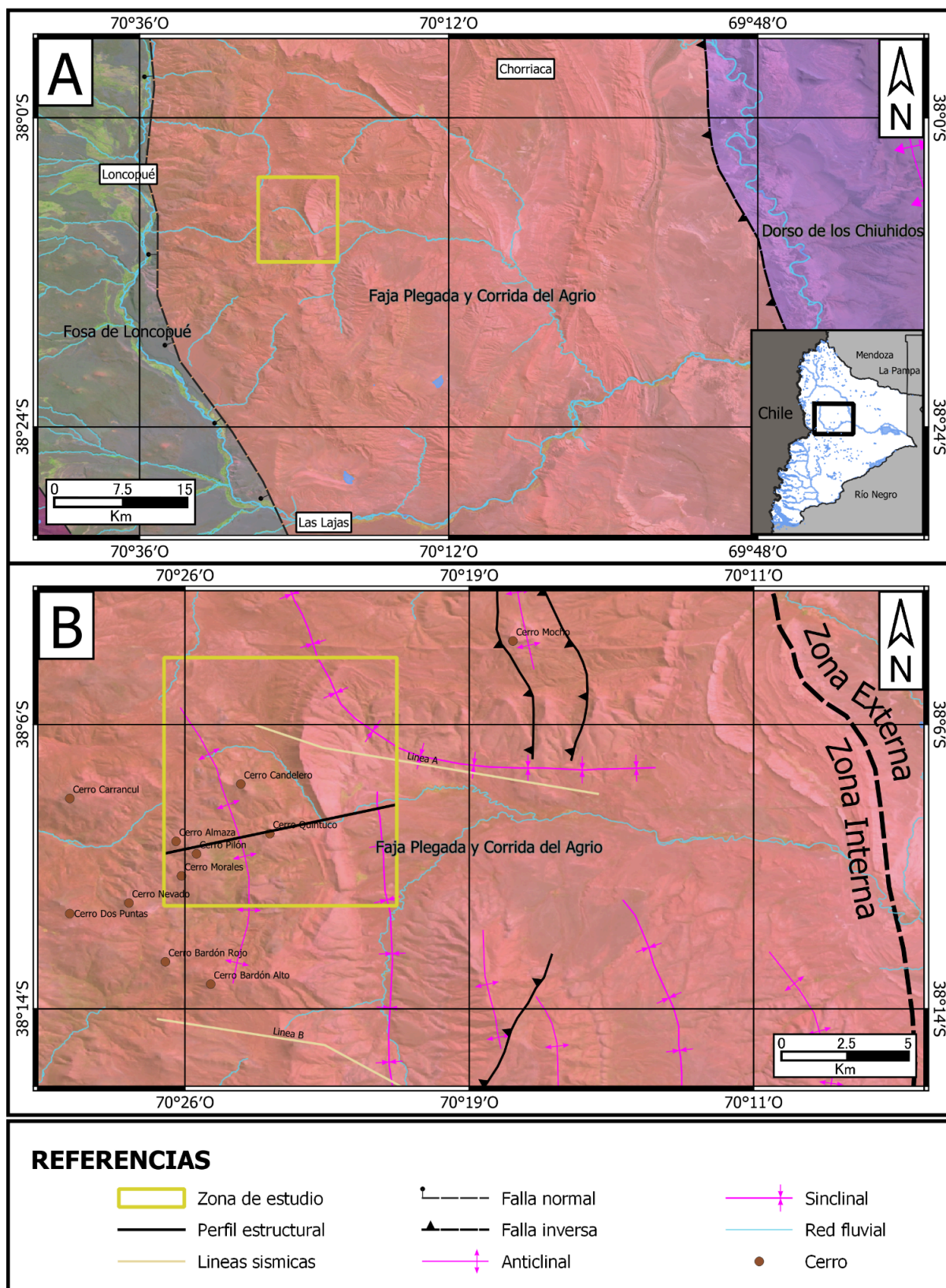


Figura 5.6: A) Mapa regional con las principales unidades morfoestructurales aledañas a la zona de estudio. B) Principales estructuras, fallas, trazado del perfil estructural (negro) y de líneas sísmicas (líneas castañas) cercanas al lugar de trabajo (recuadro amarillo).

Faja Plegada y Corrida del Agrio

Conocimientos previos

Los primeros esquemas estructurales de la Cordillera de los Andes en esta región fueron realizados por Groeber (1929, 1946a) y Weaver (1931), en donde se definieron los rasgos tectónicos principales. Posteriormente, Herrero Ducloux (1946) confeccionó una síntesis estructural a escala regional del sector extraandino de la cuenca. Más tarde, Freytes (1969) realizó una serie de perfiles en la región. Braccini (1970) y Ramos (1978) establecieron los lineamientos generales de la estructura del Neuquén extrandino a escala regional. Luego, autores como Ramos (1998), Zapata et al. (1999) y Zamora Valcarce et al. (2006) caracterizaron una zona interna con estructuración del basamento y una zona externa con deformación epidérmica. Zapata et al. (2002) a partir del análisis de la deformación del basamento diferenciaron dos etapas compresivas, una perteneciente al Cretácico tardío y otra de edad miocena. Por último, Zamora Valcarce et al. (2006, 2009) y Zamora Valcarce (2007) ajustaron los eventos de deformación en base a la datación de las secuencias volcánicas de Colipilli y a partir del estudio de los basaltos del cerro Mocho, identificaron un nuevo evento ígneo de 100 Ma y mediante fisión de apatitas, en el dorso de los Chihuidos, dataron eventos terciarios.

Delimitación y características generales

La faja plegada y corrida del Agrio se ubica en el sector centro-occidental de la provincia de Neuquén. Este elemento morfoestructural abarca desde la localidad de Las Lajas en el sur hasta su límite septentrional en la localidad de Chos Malal, hacia el oeste limita con la fosa de Loncopuè, en las inmediaciones del río Agrio, y hacia el este con el dorso de los Chihuidos (Figura 5.6 A). Actualmente es una faja plegada y corrida fósil, ya que el frente orogénico se ubica hacia el oeste, en los Andes, donde existe evidencia de neotectónica con depósitos sinorogénicos modernos (Folguera et al. 2011). La faja plegada y corrida del Agrio posee un buen desarrollo y deformación mixta con la presencia de dos dominios bien marcados. Una zona interna con asociado a grandes pliegues producto de la participación del basamento en la deformación, y una zona externa caracterizada por la presencia de estructuras epidérmicas alargadas en sentido norte-sur, separadas por amplias pampas que reflejan bloques de basamento parcialmente invertidos (Zapata et al. 1999). Cabe remarcar que la estructuración posee un aumento de complejidad en el subsuelo, ya que muchas de las estructuras aflorantes están condicionadas por la presencia y orientación de estructuras antiguas. El área comprendida en este trabajo se encuentra ubicada en la zona interna (Figura 5.6 B) en donde se caracteriza la presencia de los sinclinales del cerro Mulichinco, Las Toscas y los anticlinales Candelero y Zanjón Hondo.

La zona interna

La estructura de esta zona presenta un fuerte control del basamento (Zapata y Folguera 2006; Zamora Valcarce et al., 2006; Rojas Vera et al. 2014), caracterizado por antiformal de vergencia hacia el este con longitud de onda larga (hasta 10 km), que evidencian estructuras invertidas de hemigraben del Triásico al Jurásico.

Zona de transferencia

El desarrollo de las grandes estructuras de la zona interna de la faja plegada del Agrio está controlada por la presencia de estructuras previas que involucran el basamento. La disposición, morfología y tipo de conexión de estas estructuras (zonas de transferencia o rampas laterales) representa un factor fundamental en el estilo estructural de la zona (Figura 5.7). Así, la inversión de dos fallas de basamento conectadas por una rampa lateral, generaría un sinclinal de rumbo ortogonal a ambas estructuras. Como el caso del sinclinal del cerro Mulichinco, caracterizado por un quiebre hacia el sur donde el rumbo pasa de norte-sur a oeste-este (Figura 5.1).

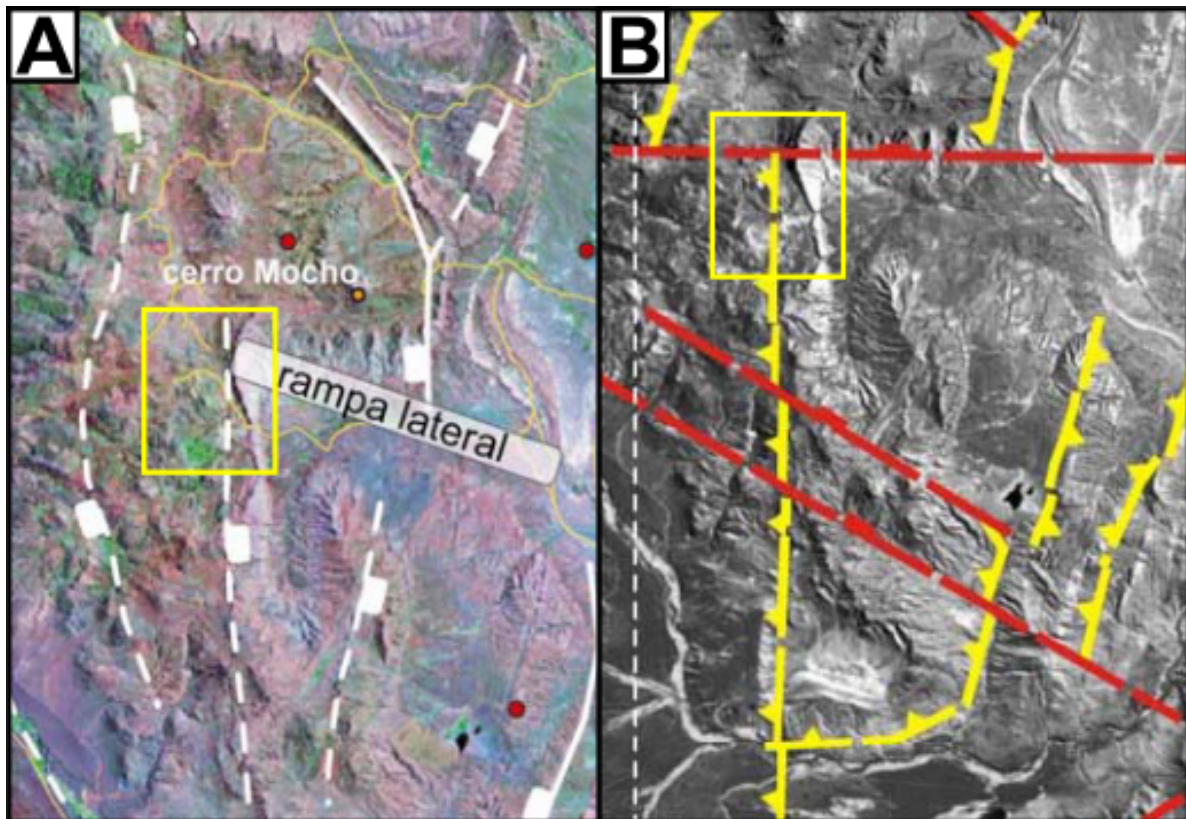


Figura 5.7: A) Mapa con la distribución inferida de los hemigrábenes que han participado en la estructuración de la faja plegada del Agrio (Zamora Valcarce, 2007). B) Modelo de Repol (2006) de fallas directas separadas por importantes fallas transpresivas. En amarillo, fallas normales reactivadas como inversas. En rojo, fallas transcurrentes reactivadas en el Terciario. El recuadro amarillo es la zona de este estudio.

6. GEOMORFOLOGÍA

6.1. Generalidades

El paisaje de Puerta Quintuco fue moldeado principalmente por procesos fluviales y volcánicos. El relieve de la zona es bajo, con alturas máximas que varían entre los 1.400 y 1.700 metros sobre el nivel del mar asociadas a los cerros Morales, Pillón, Almanza, Candeler y Quintuco. Por otro lado, el nivel más bajo registrado es de 1.100 metros sobre el nivel del mar, ubicado en un bajo labrado sobre rocas poco consolidadas de la Fm. Agrio, en el extremo este del mapa. El sector occidental, al oeste del cordón de Quintuco, corresponde a exposiciones de sedimentitas predominantemente de granulometría fina instruidas por volcánicas ácidas. En cuanto al sector oriental, se caracteriza por sedimentitas cretácicas, una cubierta sedimentaria, depósitos fluviales actuales y niveles de pedimentos (Figura 6.1).

La red de drenaje se compone por cursos fluviales de régimen efímero que resultan tributarios de los arroyos Candeler, Las Toscas y Cajón de Almanza. Los arroyos Candeler y Las Toscas, de carácter permanente, discurren hacia el este-noreste cortando las estructuras principales. Estos cursos presentan una hábito sinuoso y por tramos recto, empalmando hacia el este con el arroyo Quintuco.

Con respecto al clima, la zona de estudio se encuentra comprendida en un ambiente semi-húmedo a seco con una temperatura anual de 12° C. El régimen de precipitaciones es menor a los 200 mm anuales, la mayor frecuencia sucede en invierno y otoño mientras que ocasionalmente los grandes caudales se presentan en invierno, promovido por fuertes tormentas.

La vegetación refleja las condiciones climáticas de la región y se constituye principalmente de plantas de escasa altura, con raíces vigorosas y profundas de la familia de las gramíneas (*Stipa* sp. y *Festuca* sp.) debido a las escasas lluvias y fuertes vientos. Por otro lado, los únicos árboles presentes son grupos reducidos y aislados de álamos que han sido cultivados por los habitantes locales (Figura 6.3 A).

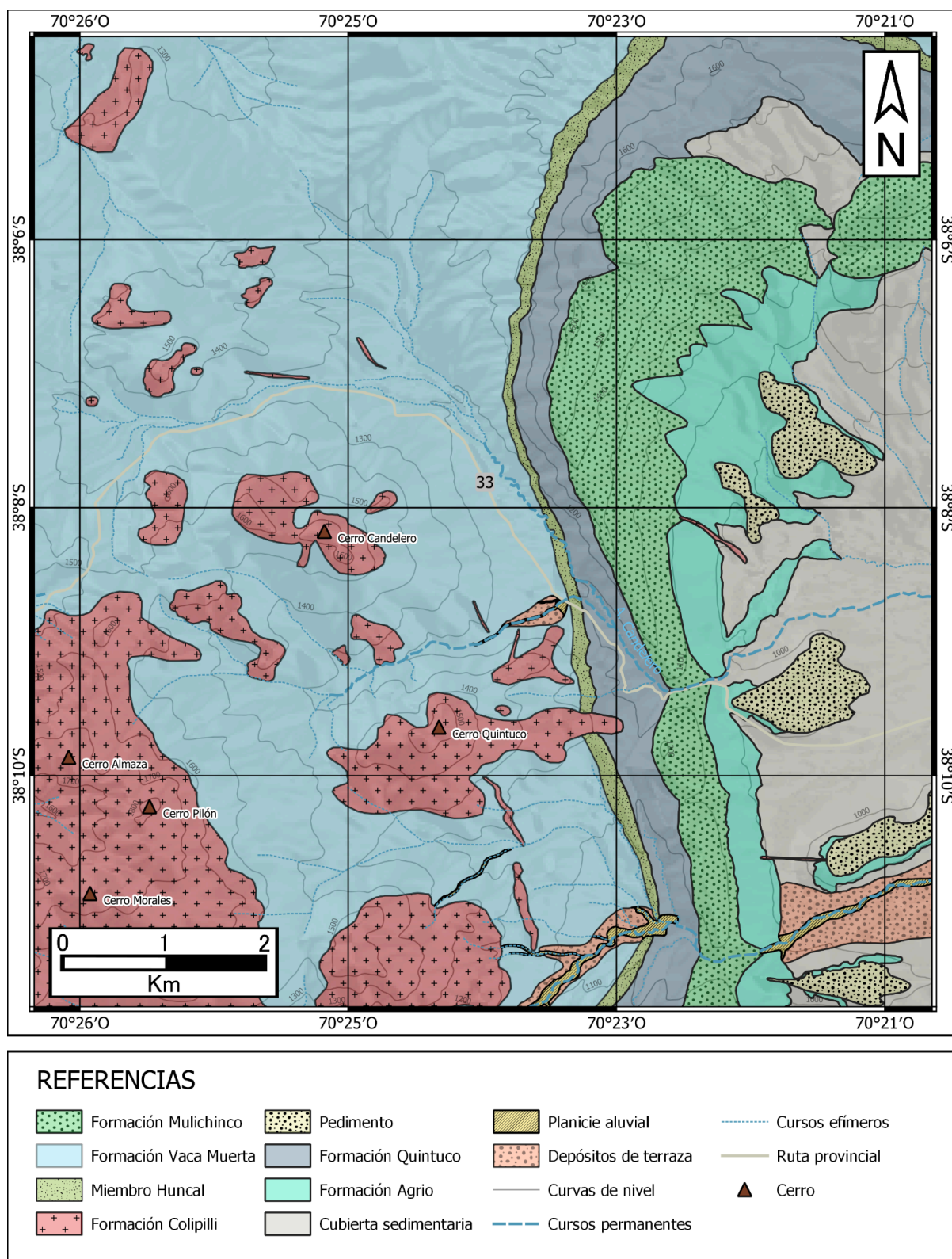


Figura 6.1: Mapa geomorfológico del área de estudio.

6.2. Procesos exógenos

La presencia de pliegues anticlinales y sinclinales posee una estrecha relación con los principales rasgos geomorfológicos de la zona. Se observa que los flancos de los sinclinales junto con el núcleo del anticlinal Candelero constituyen en general las mayores alturas, mientras que los núcleos de los

sinclinales son regiones más deprimidas debido a la erosión diferencial de los distintos tipos litológicos.

Procesos fluviales

Planicie aluvial actual

Está compuesta principalmente por depósitos limo-arenosos y en menor proporción gravas. Son transportados principalmente por el arroyo Las Toscas, ubicándose en las márgenes y por sectores a lo largo del curso (Figura 6.2).

Terraza fluvial

Las terrazas fluviales (Figura 6.2) se desarrollan en el sector sur, a orillas del arroyo Las Toscas, evidenciando un cambio en la actividad de este curso. Presenta una discontinua distribución a lo largo de su curso. Están constituidos por gravas y arenas, compuestos principalmente por clastos de vulcanitas ácidas.

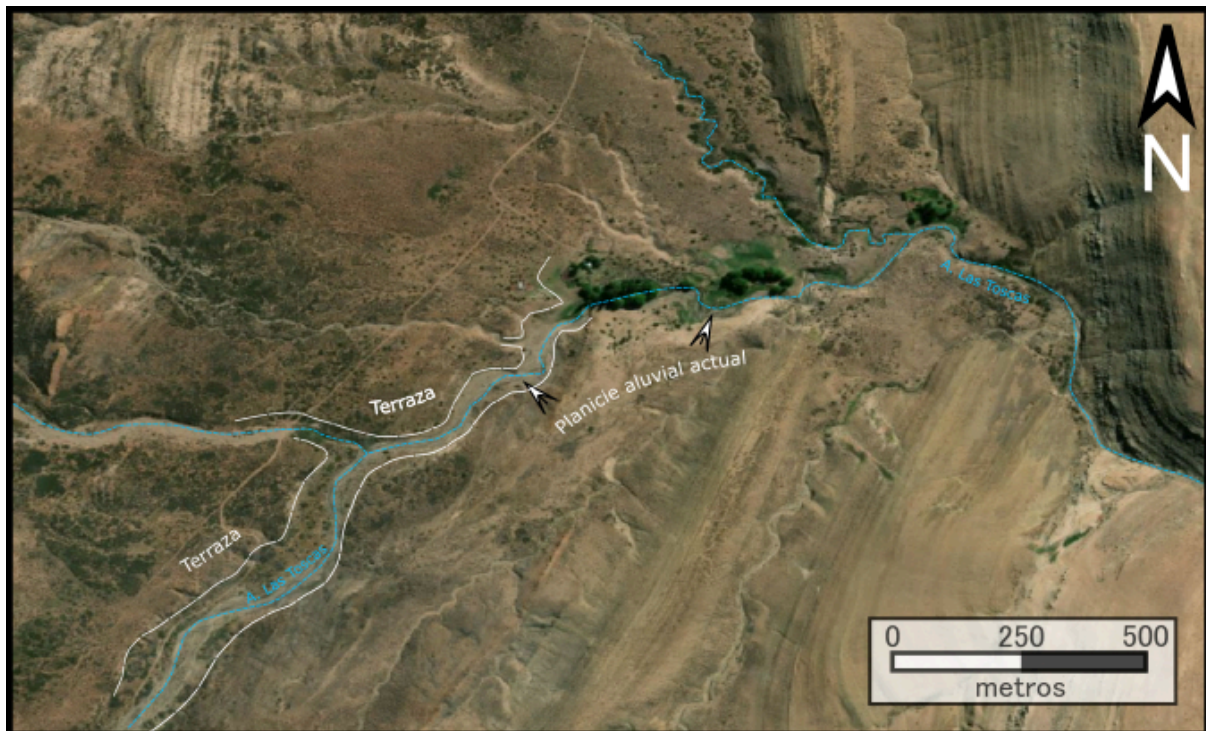


Figura 6.2: Nivel de terraza y planicie aluvial del arroyo Las Toscas. Figura satelital tomada de Bing.

Superficies pedimentadas antiguas

El término pedimento es utilizado aquí para distinguir una geoforma, plana y suavemente inclinada, que muestra en su superficie una cubierta aluvio-columial. Se considera que el nivel de base que condujo a la elaboración de estas superficies de pedimentación son los antiguos cursos fluviales. Estas superficies de erosión se encuentran por encima de la Formación Agrio y de la cubierta sedimentaria, sobre las que se depositó material compuesto por gravas y arenas subconsolidadas (Figura 6.3).

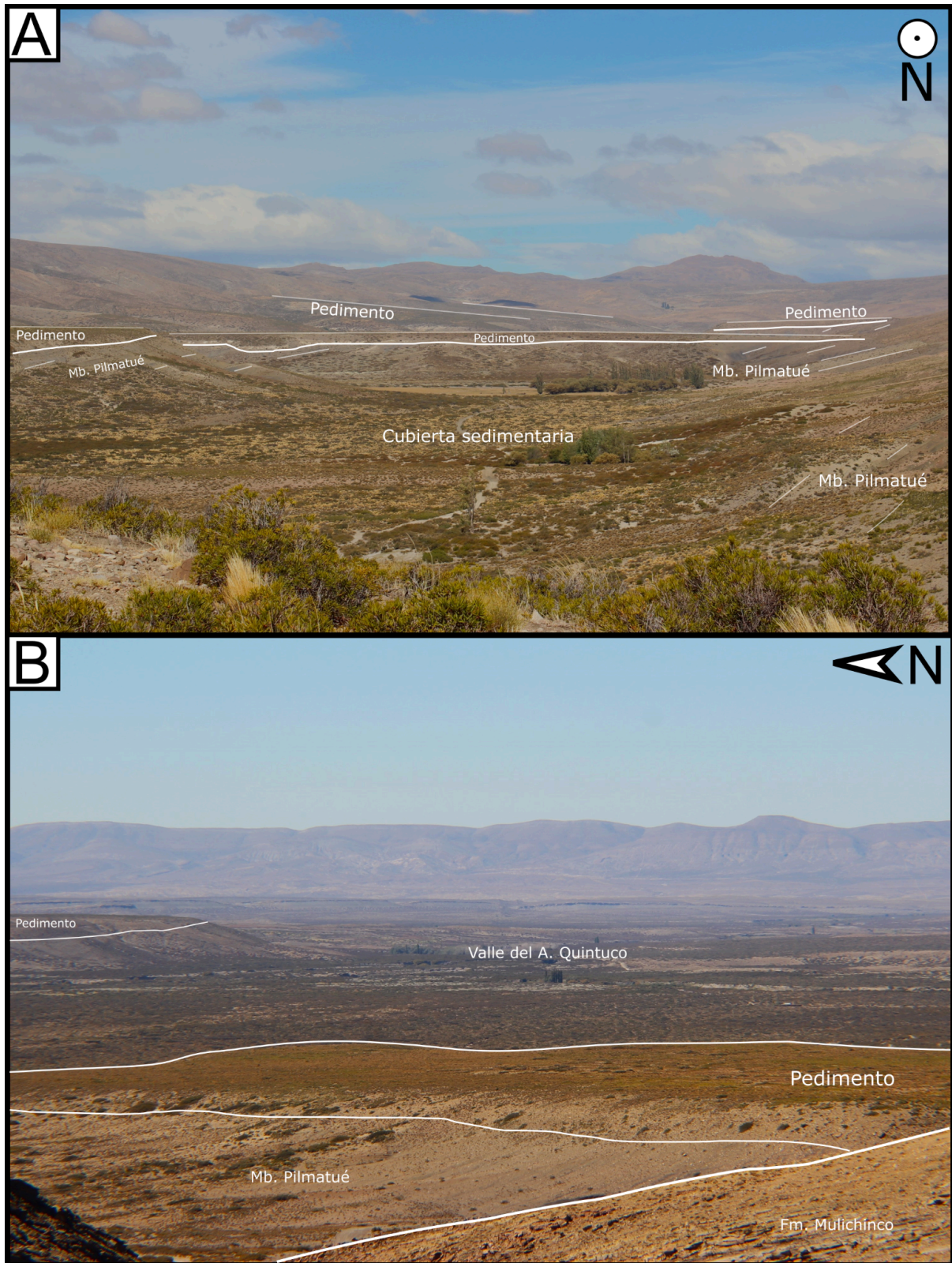


Figura 6.3: Vista panorámica de los diferentes niveles de pedimentos presentes en las inmediaciones de Puerta Quintuco. A) Área correspondiente al núcleo del sinclinal Las Toscas. B) Zona correspondientes al valle del Arroyo Quintuco.

6.2. Procesos endógenos

Proceso volcánico

El vulcanismo ocupa un lugar importante en la geomorfología del área. La clara evidencia es la presencia de vulcanitas ácidas de edad cretácica intruyendo sedimentitas de la Formación Vaca

Muerta, generando así marcados resaltos topográficos que por lo general coinciden con la posición de anteriores conductos de emisión de volcanes extintos, los que debido a mecanismos de erosión diferencial, sobresalen claramente en el relieve dada su mayor dureza relativa con respecto al material que los circunda (Figura 6.4).



Figura 6.4: Vista general de los principales resaltos topográficos de Puerta Quintuco asociados a la erosión diferencial de distintos tipos litológicos.

7. HISTORIA GEOLÓGICA

7.1. Generalidades

Puerta Quintuco se encuentra dentro de la Cuenca Neuquina y contiene evidencia de varios eventos característicos que se detallan más adelante. Esta cuenca se localiza al este de los Andes, al norte de la Patagonia, en la zona centro occidental de la República Argentina. Posee una morfología triangular y constituye un extenso engolfamiento que se abre hacia el oeste, abarcando una extensión de más de 120.000 km^2 (Yrigoyen, 1991). Sus límites se encuentran constituidos por el Macizo Norpatagónico al sureste y el Sistema de la Sierra Pintada al noreste, mientras que en el margen occidental de la cuenca se dispone el Arco Volcánico Andino (Figura 7.1). Esta cuenca contiene un registro estratigráfico excepcional de más de 6.000 metros de espesor, con edades que van desde el Triásico al Paleógeno. Sus depósitos sedimentarios incluyen facies continentales y marinas siliciclásticas, carbonáticas y evaporíticas, otorgando una excelente zona de estudio para la realización de análisis sedimentológico, estratigráfico secuencial y tectónico en detalle.

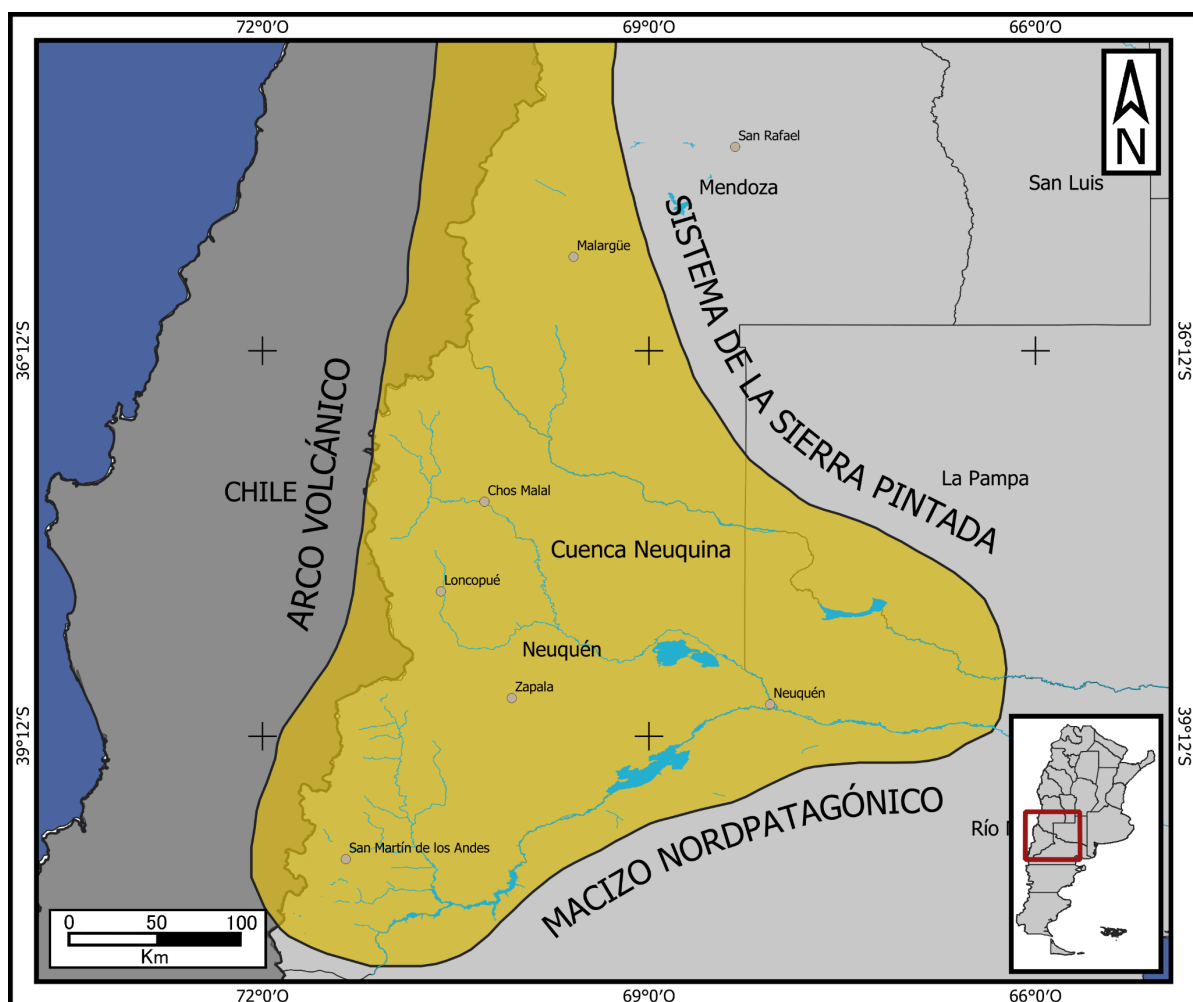


Figura 7.1: Ubicación de la Cuenca Neuquina.

7.2. Evolución Tectono-sedimentaria

La evolución mesozoica de la cuenca puede ser dividida en tres etapas en un intervalo de tiempo que abarca desde el Triásico tardío - Jurásico temprano hasta el Paleoceno, las cuales se

encuentran representadas en la zona de estudio. La primera etapa corresponde al *rifting*, donde el margen centro-oeste de la placa de América del Sur estuvo sometido a procesos tectónicos extensionales asociados al desmembramiento de Pangea durante el Triásico tardío. Este proceso se encuentra evidenciado por la formación de hemigrábenes de rumbo noroeste (Manceda y Figueroa, 1995; Vergani et al., 1995; Franzese y Spalletti, 2001). Luego, durante el Jurásico Temprano - Cretácico Temprano, se desarrolla la segunda etapa asociada al *postrift*, allí se restableció en el margen occidental de Gondwana un sistema de subducción, desarrollando el primer arco magmático mesozoico y la formación de cuencas de intraarco y retroarco. Finalmente una tercera etapa que abarca desde el Cretácico Tardío al Cenozoico, caracterizada por una somerización de la losa subductada que se traduce en una importante compresión hacia el antepaís y la generación de una faja plegada y corrida (Introcaso et al., 1992; Ramos, 1998,1999). El proceso de levantamiento cordillerano produjo el retiro definitivo de los mares del Pacífico y permitió la primera transgresión marina procedente del Atlántico durante el Cretácico Superior. Por último, la reactivación de la faja plegada y corrida durante el Mioceno marcó la culminación de la estructuración de la cuenca (Ramos, 1999; Ramos y Folguera, 2005).

7.2.1. Etapa de synrift (Triásico – Jurásico Inferior)

Sobre un basamento integrado por metamorfitas de bajo grado de edad silúrica y devónica (e.g. Formación Piedra Santa) y plutonitas y vulcanitas del Carbonífero-Triásico Inferior, incluidas en forma general dentro del Grupo Choiyoi, se desarrollaron pequeños depocentros aislados generalmente elongados en sentido NNO-SSE (Figura 7.2) (Legarreta y Uliana, 1999) que actuaron sobre zonas de debilidad previas (Franzese y Spalletti, 2001, Ramos y Folguera, 2005). Estos depocentros fueron rellenados sucesiones de syn-rift que contienen el registro de eventos volcánicos y depósitos epiclásticos del Triásico Superior-Jurásico Inferior que se agrupan bajo la denominación de ciclo Precuyano (Gulisano et al. 1984), las cuales exhiben geometrías sin-extensionales en líneas sísmicas (Gulisano y Pleimling, 1995). En la zona de estudio no se reconocen afloramientos pertenecientes a esta etapa, sin embargo la estructuración de los anticlinales y sinclinales en Puerta Quintuco y alrededores poseen un fuerte control del basamento.

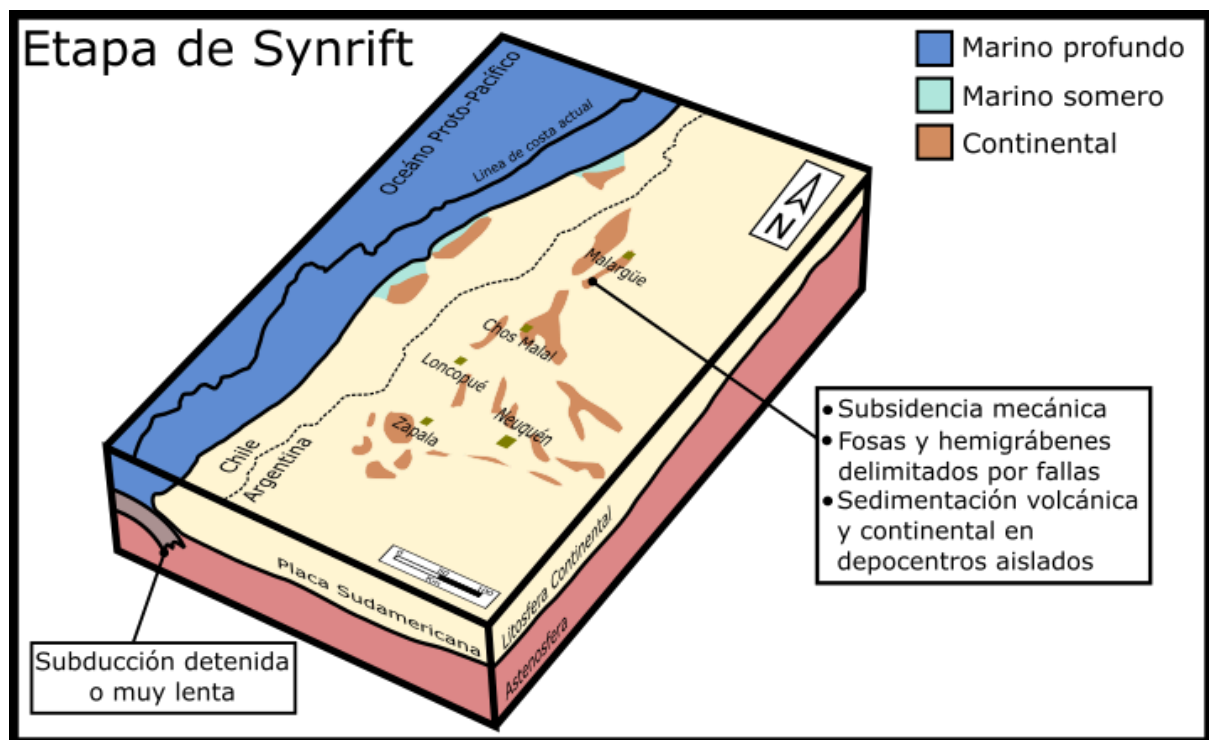


Figura 7.2: Etapa de synrift del engolfamiento Neuquino. Modificado de Howell et al. (2005).

7.2.2. Etapa de postrift (Jurásico Inferior - Cretácico Inferior)

Esta etapa tiene como principales eventos la instauración de una zona de subducción activa a lo largo del margen occidental Gondwanico (Franzese et al. 2003) y el desarrollo de un arco magmático durante el Jurásico Tardío (Figura 7.3). La subsidencia térmica en el retroarco condujo a un hundimiento generalizado a partir del Jurásico Temprano (Legarreta y Gulisano, 1989).

Dichas condiciones promovieron el desarrollo de varios ciclos transgresivos-regresivos que se dividen, siguiendo a Groeber (1946a y 1953), en dos grandes ciclos sedimentarios que alternan sedimentación marina y continental, representando diferentes condiciones climáticas dentro de la cuenca. El primero de estos corresponde al ciclo Jurásico, representado por el primer subciclo asociado al Grupo Cuyo (Pliensbachiano-Toarciense al Calloviano Medio), limitado en la base por la discordancia Rioatuelica (Stipanovich y Rodrigo, 1968) y por la discordancia Intracalloviana hacia el techo. Estos depósitos, actualmente expuestos en la vertiente oriental de los Andes (Gulisano, 1981; Suarez y Emparan, 1997), representan la primera ingresión marina de la cuenca y cubrieron al precuyoano en una variedad de facies, desde lutitas marinas distales y turbiditas de la Formación Molles, areniscas de plataforma hasta facies fluviales distales de la Formación Las Lajas y carbonáticas y evaporíticas de la Formación Tábanos. Estas secuencias evidencian, al menos parte, un control extensional similar a los paquetes volcánicos subyacentes (Vergani et al., 1995). Este ciclo termina con el subciclo vinculado al Grupo Lotena (Calloviano Medio a Oxfordiano Tardío) que comprende los depósitos entre la discordancia Intracalloviana (Dellapé et al. 1979), asociada a una reactivación tectónica (Leanza 1992), y la discordancia Intramálmica (Dellapé et al. 1979, Gulisano et al. 1984) en el techo. Estos depósitos representan un ciclo transgresivo-regresivo constituido por lutitas de la Formación Lotena que evidencian una transgresión marina generalizada, depósitos de calizas arrecifales de la Formación La Manga, que reflejan un déficit en el aporte clástico, y finaliza

con el registro de desecación de la cuenca asociado a las evaporitas de la Formación Auquilco. Los afloramientos correspondientes a esta etapa se ubican al noroeste de Puerta Quintuco, en los márgenes del Río Agrio, al norte y sur de la localidad de Loncopué (Zanettini et al. 2010). No obstante, la presencia de evaporitas de la Formación Auquilco en el subsuelo ocasiona la horizontalización de grandes fallas que afectan las inmediaciones de la zona de estudio.

El ciclo Andico constituye el segundo ciclo de la etapa de postrift y se desarrolló entre el Kimmeridgiano y el Albiano, luego de un importante cambio paleogeográfico producto del alzamiento y migración del arco volcánico (movimientos “Intramálmicos”), vinculado a la inversión tectónica de mayor envergadura registrada en la cuenca (Leanza, 2009) que anuló las conexiones de la cuenca con el Proto-Pacífico. Sobre la discordancia Intramálmica, se dispone el Grupo Mendoza que inicia con un período de sedimentación continental representado por facies aluviales, fluviales y eólicas de la Formación Tordillo. Luego se disponen pelitas oscuras de la Formación Vaca Muerta que representan la máxima extensión de la cuenca debido al elevado nivel del mar (Spalletti et al. 2000). Por encima, las lutitas, margas y areniscas mixtas de la Formación Quintuco representan un ambiente de plataforma mixta, evidenciando cambios en el nivel del mar y en el aporte clástico con presencia de intervalos arenosos vinculados a ambientes marinos someros y lóbulos turbidíticos del Miembro Huncal. Posteriormente, durante el Valanginiano temprano, se produce un importante descenso del nivel del mar, generando depósitos de facies clásticas continentales, transicionales y marinas de la Formación Mulichinco (Schwarz y Howell, 2005; Schwarz et al., 2011). En la zona de estudio, las mediciones de las paleocorrientes en las formaciones Quintuco y Mulichinco como también en el Miembro Huncal muestran un transporte y sedimentación hacia el N-NO durante el Berriasiano tardío-Valanginiano (Figura 7.3 B). Esto concuerda con estudios de las geometrías de quiebres de clinoformas del sistema Quintuco-Vaca Muerta (Dominguez et al. 2017). Por último, coronando el Grupo Mendoza, se disponen facies marinas de la Formación Agrio, que tienen una amplia representación tanto en superficie como en el subsuelo y abarcan un intervalo de tiempo entre el Valanginiano tardío y el Barremiano. Estos depósitos están constituidos por pelitas calcáreas, calizas y areniscas de ambiente marino del Miembro Pilmatué. Luego, durante el Hauteriviano ocurrió un breve episodio regresivo que interrumpió abruptamente la sedimentación, representado por la discordancia Coihuéquica (Leanza et al. 2001 y Leanza 2009) sobre la cual yacen los depósitos continentales del Miembro Avilé. Luego estos depósitos son a su vez cubiertos por un nuevo evento transgresivo que restablece las condiciones de sedimentación marina con la acumulación del Miembro Agua de la Mula (Veiga et al. 2011), el tramo superior de la Formación Agrio.

Finalmente, el ciclo Ándico se completa con la sedimentación del Grupo Bajada del Agrio, representado por sedimentitas continentales, marinas someras y evaporitas del Barremiano-Aptiano asignados a las formaciones Huitrín y Rayoso que evidencian una etapa de somerización y desconexión de margen Proto-Pacífico, dando lugar a depósitos de calizas, evaporitas y capas rojas (Arregui et al. 2011). Estos afloramientos se ubican en el Cerro Salado, al este de la zona de estudio.

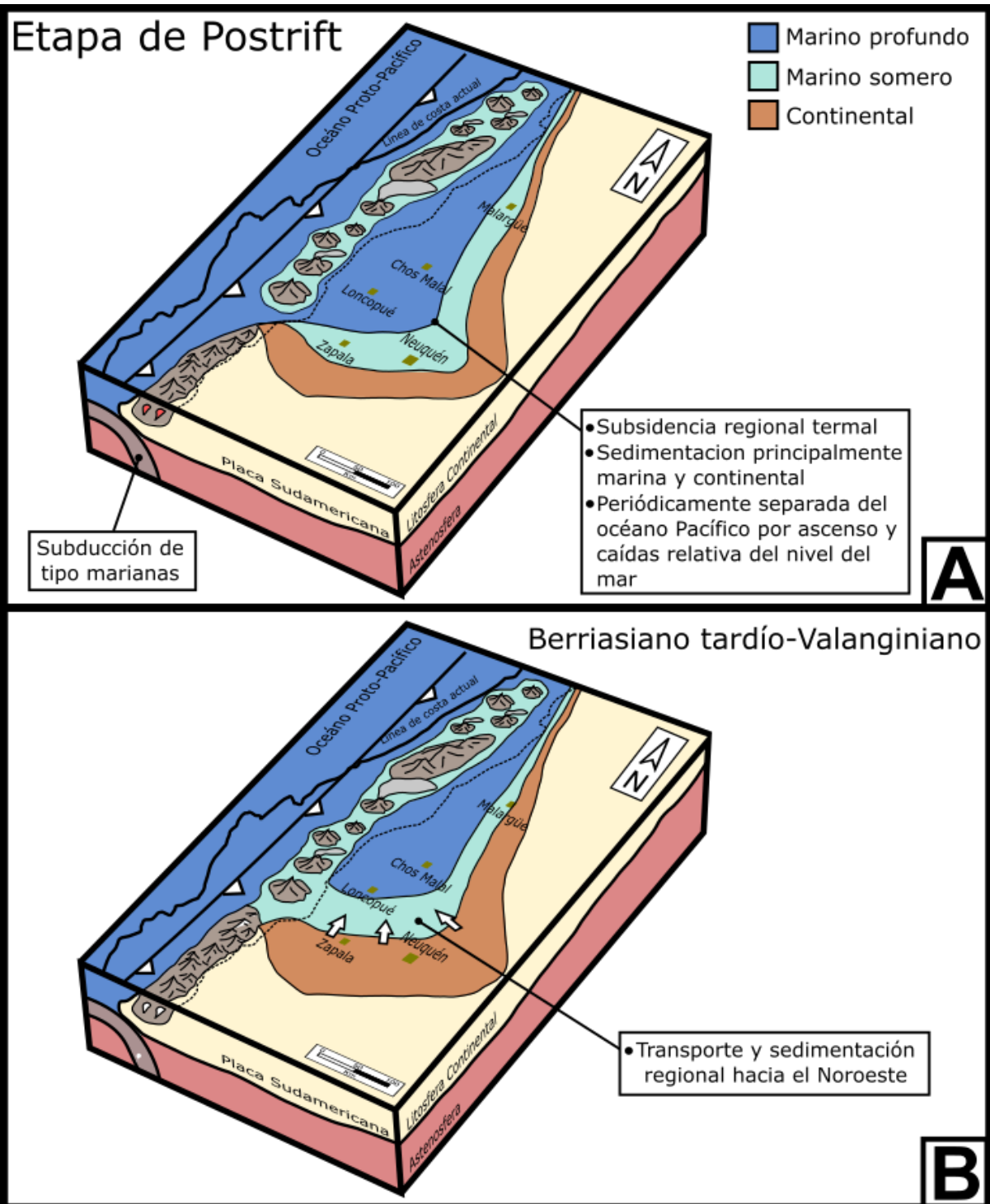


Figura 7.3: Etapa de postrift del engolfamiento Neuquino. Modificado de Howell et al. (2005).

7.2.3. Etapa de antepaís (Cretácico Superior – Paleógeno)

Durante este periodo la cuenca presenta un régimen compresivo asociado a un cambio de dirección de movimiento e incremento de velocidad de la placa Sudamericana con respecto de la placa Pacífica, en relación a la apertura del Atlántico Sur. Estas condiciones generaron el levantamiento de los Andes y la formación de la faja plegada y corrida del Agrio, generando una nueva fase de deformación denominada (movimientos "Intrasenonianos"). A partir de estudios en los diques subverticales y discordantes en el cerro Mocho, al norte de Puerta Quintuco, conjuntamente con dataciones y estudios paleomagnéticos de las vulcanitas del Grupo Naunaucó indican una edad

Cretácica Superior para el evento de deformación que habría sucedido en varios pulsos (Zamora Valcarce, 2007) acompañada con la instauración de un arco volcánico en el área.

Esta fase corresponde al ciclo Riográndico (Groeber, 1946a) y sus afloramientos se ubican al este del Cerro Salado. Está representado por sedimentitas continentales asignadas al Grupo Neuquén, cuyos depósitos sinorogénicos representan el fin de la etapa de subsidencia térmica y el comienzo de la etapa de antepaís (Tunik et al. 2010). Por encima se encuentra cubierto por las sedimentitas clásticas y carbonáticas de ambientes marinos someros del Grupo Malargüe, vinculado a la primera transgresión atlántica en la cuenca.

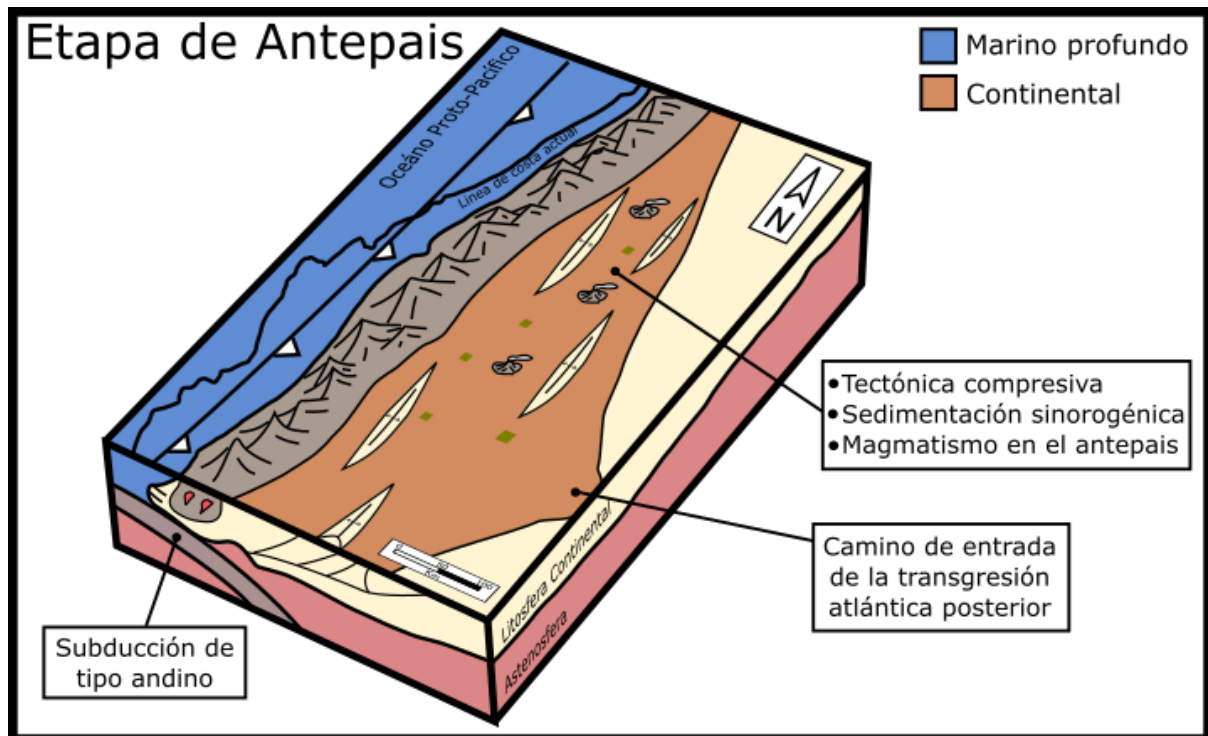


Figura 7.4: Etapa de antepaís del engolfamiento Neuquino. Modificado de Howell et al. (2005).

7.3 Neotectónica

Actualmente se considera a la zona del Agrio como una faja plegada fósil y en la zona abarcada por esta tesis no se han observado evidencias de neotectónica. Los trabajos más recientes sobre esta temática en los Andes Neuquinos se deben a Colavitto et al. (2020) y Jagoe et al. (2021). El frente de deformación actual se encuentra al oeste y noroeste de la zona de estudio en lo que se conocen como las fajas plegadas y corridas de Guañacos y de Aluminé (Folguera et al., 2011).

8. CONCLUSIONES

- Se confeccionó un mapa geológico escala 1:36000 del área correspondiente a Puerta Quintuco, al sureste de Loncopué. En el mismo se reconocen e ilustran las formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco, Colipilli, los miembros Huncal y Pilmatué, junto con depósitos de superficies pedimentadas, depósitos fluviales actuales y una cubierta sedimentaria. Además, se describieron las relaciones estratigráficas entre las mismas y sus atributos sedimentarios más importantes. Cabe destacar que en este trabajo se incluye al Miembro Huncal dentro de la Formación Quintuco.
- La presencia de las vulcanitas correspondientes a la Formación Colipilli constituye un factor fundamental en la evolución de la región desde el Cretácico tardío hasta la actualidad. La existencia del Basalto Cerro Mocho en las inmediaciones del área de estudio y el reconocimiento, a partir de imágenes satelitales, de intrusivos elongados en sentido E-O ameritan un estudio petrológico al sur de Puerta Quintuco para diferenciar estas dos unidades y caracterizar mejor los eventos deformacionales de la región.
- Mediante un perfil sedimentario en detalle del Miembro Huncal, se efectuó un análisis de facies que resultó en la definición de litofacies y de cinco asociaciones de facies (AF1, AF2, AF3, AF4 y AF5) que representan subambientes de *offshore*, transición al *offshore* proximal, distal, calcáreo y *shoreface* inferior respectivamente, dentro de un ambiente de plataforma marina mixta con el desarrollo de lóbulos por flujos hiperpícnicos asociado a depósitos limosos-arenosos, y bancos arenosos con fitodetritos que evidencian una marcada influencia fluvial.
- Con respecto a la estructura, la zona se caracteriza por la presencia de pliegues anticlinales y sinclinales, probablemente vinculados a la deformación del basamento en profundidad. Además se observó la presencia de fallas normales y fallas cuya cinemática no se pudo determinar. En particular se infiere una importante falla con rumbo NNO que controla la morfología del arroyo Candelerero. En el corte estructural propuesto, basado en la interpretación sísmica de autores previos, esta falla se enraiza en una falla inversa principal con vergencia este que aflora varios kilómetros al este de la zona de estudio. Por último, el cambio del rumbo en los sinclinales Cerro Mulichinco y Las Toscas estaría controlado por una zona de transferencia ubicada en el sector noreste del área de trabajo.
- La columna estratigráfica de la zona muestra evidencia de varios regímenes tectónicos durante el Mesozoico y parte del Cenozoico, caracterizados por un primer estadio extensional asociados a la depositación de grandes espesores sedimentarios y posteriormente uno compresivo, relacionados a la estructuración de la parte interna de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, que tuvo lugar en el Cretácico Tardío/Paleoceno, conjuntamente con el emplazamiento de cuerpos intrusivos de mediano y pequeño porte (lacolitos, stocks, filones capa y diques).

9. REFERENCIAS

- Aguirre Urreta, M.B. y Rawson, P. F. 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine*, 134(4), 449-458.
- Aguirre Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 2001. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: a Hauterivian *Olcostephanus* fauna. *Cretaceous Research* 22: 763-778.
- Aguirre Urreta, M.B., Concheyro, A., Lorenzo, M., Ottone, E.G. y Rawson, P.F. 1999. Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoecology and Palaeoclimatology* 150: 33-47.
- Aguirre Urreta, M.B., Rawson, P.F., Concheyro, G.A., Bown, P.B. y Ottone, E.G. 2005. Lower Cretaceous biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: 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 252: 57-81. Londres.
- Aguirre Urreta, M.B., Amaro Mourgues, F., Rawson, P.F., Bulot, L.G. y Jaillard, E. 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal* 42: 143-173.
- Aguirre Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M. y Litvak, V.D. 2008a. 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., Price, G.D., Ruffell, A.H., Lazo, D.G., Kalin, R.M. Ogle, N. y Rawson, P.F. 2008b. Southern Hemisphere Early Cretaceous (Valanginian-Early Barremian) carbon and oxygen isotope curves from the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 29: 87-99.
- Arregui, C. 1993. Análisis estratigráfico-paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 165-169. Mendoza.
- Arregui, C., Carbone, O., y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) 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, Buenos Aires (pp. 77-89).
- Baldwyn, H.L. 1942. Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 19 (214):37-50. Buenos Aires.
- Barredo, S. y Stinco, L. 2010. Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina. *Petrotecnia*, 2, 48-68.
- Barredo, S., Cristallini, E., Zambrano, O., Pando, G. y García, R. 2008. Análisis tectosedimentario del relleno de edad precuyana y cuyana inferior de la región septentrional del alto de Kauffman, Cuenca Neuquina. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 443-455.
- Bettini, F.H. 1982. Complejos efusivos Terciarios presentes en las hojas 30c y 32b (Puntilla de Huincán y Chos Malal, del sur de Mendoza y norte de Neuquén), Argentina, in V Congreso Latinoamericano Geológico, Argentina: Actas, V: 79–114

- Burckhardt, C. 1900. Coupes géologiques de la Cordillere entre Las Lajas et Curacautín.- Anales Museo La Plata, Sección Mineralogía y Geología 3:1-102, 20 láminas. La Plata.
- Burgess, P. M., Flint, S. y Johnson, S. 2000. Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata: An example from Jurassic strata of the Neuquén basin, Argentina. Geological Society of America Bulletin, 112(11), 1650-1666.
- Bracaccini, O. 1968. Panorama general de geología Patagónica. Tercera Jornada Geológica Argentina. Comodoro Rivadavia.
- Bracaccini, I. O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXV: 275-282.
- Capelli, I. A., Scasso, R. A., Cravero, F., Kietzmann, D. A., Vallejo, D., y Adatte, T. 2021. Late-diagenetic clay mineral assemblages in carbonatized ash beds of the Vaca Muerta Formation (Neuquén Basin, Argentina): Insights into the diagenetic formation of chlorite. Marine and Petroleum Geology, 132, 105207.
- Carozzi, A.V., Orchuela, I.A. y Rodríguez-Schelotto, M.L., 1993. Depositional models of the Lower Cretaceous Quintuco-Loma Montosa Formation, Neuquén Basin, Argentina. – Journal of Petroleum Geology 16: 421-450.
- Colavitto, B., Sagripanti, L., Jagoe, L., Costa, C., y Folguera, A. 2020. Quaternary tectonics in the southern Central Andes (37°-38° S): Retroarc compression inferred from morphotectonics and numerical models. Journal of South American Earth Sciences, 102, 102697.
- Comínguez, A. H. y Franzese, J. R. 2005. The deep seismic structure of the central Neuquén Basin, Argentina. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. Barcelona, España.
- Cruset, D., Vergés, J., Rodrigues, N., Belenguer, J., Pascual-Cebrian, E., Almar, Y., ... Messenger, G. 2021. U–Pb dating of carbonate veins constraining timing of beef growth and oil generation within Vaca Muerta Formation and compression history in the Neuquén Basin along the Andean fold and thrust belt. Marine and Petroleum Geology, 132, 105204.
- Cruz, C.E., F. Robles, C. Sylwan y H.J. Villar, 1999. Los sistemas petroleros jurásicos de la Dorsal de Huincul. Cuenca Neuquina, Argentina. IV° Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas I: 177-195. Mar del Plata.
- Cucchi, R. y Leanza H.A. 2006. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 357, 102 pp. Buenos Aires.
- Cucchi, R. J., Espejo, P. M., y González, R. 1998. Hoja Geológica 4169-I Piedra del Águila.
- Dellapé, D. A., Mombrú, C., Pando, G. A., Riccardi, A. C., Ulianka, M. A., y Westermann, G. E. 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza.
- Digregorio, J. H., 1972. Neuquén. En: A. F. Leanza (Ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 439-506. Córdoba.
- Digregorio, J. H. y M. A. Uliana, 1979. Cuenca Neuquina. En: J. C. M. Turner (Ed.), Geología Regional Argentina; Tomo II, Academia Nacional de Ciencias: 985-1032. Córdoba.

- Digregorio J.H., Gulisano G.A., Guitérrez Pleimling A.R. y Minniti S.A., 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. *Actas del Noveno Congreso Geológico Argentino* 2: 147-162.
- Domínguez, R. F., Reijenstein, H., Kohler, G., Sattler, F., Moreno, M. J., Rivarola, L. G., y Borgnia, M. 2017. Distribución regional de quiebres de clinoformas del sistema Vaca Muerta-Quintuco. In *XX Congreso Geológico Argentino* (pp. 38-45).
- Dott, R.H. y Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification; significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin* 93(8): 663-680.
- Dumas, S. y Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification—The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geological Society of America* 34 (12), 1073–1076.
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In *Classification of Carbonate Rocks—A Symposium* (ed. Ham, W. E.). The American Association of Petroleum Geologists: 108–121.
- Fernández Seveso, F, Laffitte, G. A. y Figueroa, D. 1996. Nuevos plays jurásicos en el engolfamiento neuquino, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas I*: 281 pp.
- Folguera, A., Vera, E. R., Spagnuolo, M., Orts, D., Sagripanti, L., Mariot, M., ... & Ramos, V. A. 2011. Los Andes Neuquinos. In *Relatorio Congreso Geológico. No. 18*, pp. 349-354.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E., y Yussen de Campana, J. C. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 15 (171):1-67. Buenos Aires.
- Föllmi, K.B. 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews* 40: 55-124.
- Foucault, J.E., Vaillard, C. y Viñez, R.F. 1987. Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del Río Limay, provincias del Neuquén y Río Negro, República Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas*: 139-142. San Miguel de Tucumán.
- Franzese, J. R., y Spalletti, L. A. 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(3), 257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, I. G., 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(1), 81-90.
- Freytes, E. 1969. Intervención de la tectónica gravitatoria en los fenómenos de inversión de las estructuras del noroeste de Neuquén, República Argentina. *Cuarta Jornada Geológica Argentina. Mendoza*.
- Garberoglio, R. M., Lazo, D. G., & Palma, R. M. 2013. An integrate analysis of an Hauterivian coral biostrome from the Agrio Formation, Neuquén Basin, west-central Argentina. *Cretaceous Research*, 43, 97-115.

- Garrido, A. C., y Parent, H. 2017. Lithofacies and age of the Quintuco Formation (Lower Cretaceous) in the Mallín Quemado area (Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén Basin, Argentina). Stratigraphic and depositional implications.
- Gerth, E., 1928. Estructura geológica de la Cordillera argentina entre los ríos Grande y Diamante, en el sud de la provincia de Mendoza. Actas Academia Nacional de Ciencias, 10:122-170. Córdoba.
- Groeber, P. 1927. Hoja Geológica 31c "Confluencia de los ríos Grande y Barrancas", escala 1: 200.000. Dirección de Minas y Geología.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58, 110 p. Buenos Aires..
- Groeber, P. 1938. Datos Geológicos. En "Aguas Minerales" de la República Argentina (Territorio del Neuquén). Dirección Nacional de Climatología y Agua Minerales (Ministerio del Interior).
- Groeber, P. 1946a. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70° 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1(3): 177-208. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. II: Hojas Domuyo, Mari-Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken: Asociación Geológica Argentina, Revista, v. 2, no. 4, p. 347-408.
- Groeber, P. 1953. Andico. 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. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita), 119 p., Buenos Aires
- Gulisano, C. A., y Pleimling, A. G. 1995. Guía de campo, el Jurásico de la Cuenca Neuquina: Provincia de Mendoza. Serie E Nro. 3. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, Argentina.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R., Digregorio, R.E. 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano- Valanginiense (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas I: 221-235. San Carlos de Bariloche.
- Haller, M., Nullo, F. E., Proserpio, C.A., Parica, P. D. y Cagnoni, M.C., 1985. Major element geochemistry of early tertiary volcanics. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. Comunicaciones, 35, p. 97-100.
- Herrero-Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras 22: 245-261.
- Holmberg, E. 1973. Descripción geológica de la Hoja 34b, Loncopué, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Informe preliminar, (inédito). Buenos Aires.
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., y Veiga, G. D. 2005. The Neuquén basin: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 252(1), 1-14.

- Introcaso, A., Pacino, M. C., y Fraga, H. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° and 35° S. *Tectonophysics*, 205(1-3), 31-48.
- Jagoe, L., Sagripanti, L., Colavitto, B., y Folguera, A. 2021. Landscape evolution in the Guañacos fold and thrust belt (37° S): Insights from geomorphological and morphometric analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103484.
- Kay, S.M., y Ramos, V.A. (eds.). 2006. Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35 Degrees-39 Degrees S Lat) (Vol. 407). Geological Society of America.
- Kietzmann, D.A., y Palma, R.M. 2009. Tafofacies y biofacies de Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana* 46, 321–343.
- Kietzmann, D.A., y Vennari, V.V. 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean geology*, 40(1), 41-65.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A.L., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V., Aguirre-Urreta, B., Depine, G., y Repol, D. 2014a. Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina. In Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, No. 9, Trabajos Técnicos: 269-288. Mendoza.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A.L., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V., Aguirre-Urreta, B., Depine, G., y Repol, D. 2014b. Variaciones de facies de las secuencias basales de la Formación Vaca Muerta en su localidad tipo (Sierra de la Vaca Muerta), Cuenca Neuquina. In Congreso de Exploración y de Hidrocarburos, No. 9, Trabajos Técnicos: 299-318. Mendoza.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A.L., Suriano, J., Alonso, M.S., González Tomassini, F., Depine, G., Repol, D. 2016. The Vaca Muerta-Quintuco system (Tithonian- Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: A view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin* 100 (5): 743-771.
- Kozlowski, E., Cruz, C. y Rebay, G. 1987. El terciario volcániclastico de la zona Puntilla de Huincán. Mendoza. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 229-232, San Miguel de Tucumán.
- Lambert, L. R. 1956. Descripción geológica de la Hoja 35 b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 83:1-93. Buenos Aires.
- Lazo, D. G. 2007. Análisis de biofacies y cambios relativos del nivel del mar en el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 44(1), 73-89.
- Lazo, D. G., Concheyro, G. A., Ottone, E. G., Guler, M. V., & Aguirre-Urreta, B. 2009. Bioestratigrafía integrada de la Formación Agrio en su localidad tipo, Cretácico Temprano de cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 322-341.
- Leanza, H. A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico - Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28 (2):97-132. Buenos Aires.
- Leanza H.A., 1975. Himalayites andinus n. sp. (Ammonitina) del Tithoniano superior de Neuquén, Argentina. – Actas del Primer Congreso Argentino de Paleontología y Estratigrafía 1: 581-588.

- Leanza H.A., 1981. The Jurassic-Cretaceous boundary beds in West Central Argentina and their ammonite zones.—Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 161: 62-92.
- Leanza, H. A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina, 45 (3-4):272-299. Buenos Aires.
- Leanza, H. A. 1994. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina, 48 (1):71-84. 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, 11(2), 145-184.
- Leanza H.A. y Hugo C.A. 1977. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° I.s, Cuenca Neuquina- Mendocina. – Revista de la Asociación Geológica Argentina 32: 248-264.
- Leanza H. A. y Hugo C. A. 1997. Hoja Geológica 3969-III - Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR. Boletín 218:1-135. Buenos Aires.
- Leanza H.A. & Wiedmann J. 1989. Nuevos amonites del Berriasiano/Valanginiano (Cretácico Inferior) de Neuquén, Argentina. In: J. Wiedmann (ed.): Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings Third International Cretaceous Symposium, Tübingen (1987), 793-810. Stuttgart.
- Leanza, H. A., Marchese, H. G. y Riggi, J. C. 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los Paralelos 35° y 40° LS, Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 32(3):190-208.
- Leanza, H.A., Hugo C. A. y Repol D. 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 275. 128 p. Buenos Aires.
- Leanza, H. A., Repol, D., Sruoga P. y Salvarredy Aranguren, M. 2002. Nuevas unidades estratigráficas del Mesozoico y Cenozoico de la comarca de Huncal, provincia del Neuquén, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 619-624. El Calafate.
- Leanza H.A., Hugo, C.A., Repol, D. y Salvarredy Aranguren, M. 2003. Miembro Huncal (Berriasiano Inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, cuenca Neuquina, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (2): 248- 254. Buenos Aires.
- Leanza, H. A., Sattler, F., Martinez, R. S., & Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío–Cretácico Temprano) en la Cuenca. Neuquina. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Neuquén. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 113-129.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: G. Chebli & L. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. 1991. Jurassic/Cretaceous marine oscillations and geometry of a back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: Mc Donald, D.I.M. (Ed.): Sedimentation, Tectonics and Eustacy. I.A.S. Special Publication, 12:429-450. London.

- Legarreta, L. y Uliana, M. A. 1999. Facies Sedimentarias. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: R. Caminos (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales Geología Argentina, Anales 29 (16): 399-432. Buenos Aires.
- Legarreta, L., Gulisano C. A. y Uliana, M. A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásicocretácicas. En: V. A. Ramos (Ed.), Geología y Recursos Minerales de Mendoza. Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 87-114.
- Legarreta, L., Koslowski E. y Boll, A. 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito del sur mendocino de la cuenca Neuquina. 8° Congreso Geológico Argentino, 3:389-409. Buenos Aires.
- Lieberman, A., Schwarz, E., y Veiga, G.D. 2014. "Caracterización paleoambiental y secuencial de reservorios de la Formación Mulichinco en el yacimiento Aguada del Chivato (sector nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina): su contribución para el desarrollo de un campo aún inmaduro", IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, p. 351-373. Mendoza, Argentina.
- Limeres, M. 1996. Sequence stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in southwestern Neuquen: implicance of unraveling synsedimentary tectonics along the Huincul wrench system. En A. C. Riccardi (ed.), Advances in Jurassic Research. GeoReserch Forum 1-2: 275-284.
- Llambías, E.J. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33(4): 257-276. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1987. Las vulcanitas de Colipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 249-251, San Miguel de Tucumán.
- Llambías, E. J. y Rapela, C. W. 1989. Las volcanitas de Colipilli, Neuquén (37°) y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. Revista Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4):224-236. Buenos Aires.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., 2008. The role of ichnology in refining shallow marine facies models. In: Hampson, G.J., Steel, R.J., Burgess, P.M., Dalrymple, R.W. (Eds.), Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy. SEPM Special Publication, vol. 90, pp. 73e116
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (Eds.) Petroleum Basins of South America. AAPG Memoirs, 62, 369-382.
- Marchese H. 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina. – Revista de la Asociación Geológica Argentina 26: 343-410.
- Mateo Fernández Caso, M. P., Montero, D. G., Leal, P. R., y Ramos, V. A. 2011. Petrografía y geoquímica del magmatismo cretácico superior-eoceno en el área de Pichaihue, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 68(2), 173-184.
- Medina, R. A., Scasso, R. A., y Medina, F. A. 2016. Geología y estratigrafía de los bancos fosfáticos del cretácico inferior en el área del Cerro Salado, Cuenca Neuquina, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 73(4), 520-537.

- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B. y Bechis, F. 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico Tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 512-519.
- Miall, A.D. 1996, *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*: Berlin, Springer-Verlag Inc., 582 p.
- Mitchum R. M. & Uliana M. A. 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. In: B.R. Berg & D.G. Woolverton (eds.): *Seismic stratigraphy, II. An integrated approach to hydrocarbon analysis*. – American Association of Petroleum Geologists Memoir 39: 255-274.
- Mount J F. 1985. Mixed siliclastic and carbonate sediments: A proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32(3): 435–442.
- Mulder, T., and Syvitski, J.P.M., 1995, Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans: *Journal of Geology*, v. 103, p. 285–299.
- Mulder, T., Syvitski, J. P. M., Migeon, S., Faugères, J.-C., & Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8), 861–882.
- Musacchio, J.I., Scasso, R.A., Bande, A., Cantera C., y Kietzmann D.A., 2023. Estratigrafía de los depósitos fosfáticos del Cretácico Inferior en la localidad Puerta Quintuco, Neuquén. XVIII Reunión Argentina de Sedimentología.
- Naipauer, M. 2016. Edades U-Pb en circones detríticos de la Formación Tordillo en la cuenca Neuquina, centro-oeste de Argentina: implicancias en la edad absoluta del límite Jurásico-Cretácico.
- Naipauer, M., Comerio, M., Lescano, M. A., Vennari, V. V., Aguirre-Urreta, B., Pimentel, M. M., y Ramos, V. A. 2020. The Huncal Member of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin of Argentina: Insight into biostratigraphy, structure, U-Pb detrital zircon ages and provenance. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102567.
- Narciso, V., Santamaría, G. y Zanettini, J.C. (2001). Hoja Geológica 3769-I, Barrancas, Provincia de Mendoza Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1:250.000. Boletín del SEGEMAR 253, Buenos Aires.
- Olivo, M. S., Schwarz, E., y Veiga, G. D. 2016. Modelo de acumulación y evolución secuencial del intervalo cuspidal de la Formación Quintuco en su área tipo: implicancias para las reconstrucciones paleogeográficas del margen austral de la Cuenca Neuquina durante el Valanginiano. *Andean geology*, 43(2), 215-239.
- Olmos M. y Sommerfeld V., 2005. Trampas características de la Formación Quintuco en la región de la Plataforma nororiental de la Cuenca Neuquina. In: E. Kozłowski, G. Vergani & A. Boll (eds.): *Las trampas de hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina*. – Actas del Sexto Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata): 225-237.
- Olmos M., Maretto H., Lasalle D., Carbone O. y Naidés C., 2002. Los reservorios de la Formación Quintuco. In: M. Schiuma, G. Hinterwimmer & G. Vergani (eds.): *Rocas Reservorios de las cuencas productivas argentinas*. – Actas del Quinto Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata): 359-382.
- Orchuela I.A. y Płoszkiewicz V. 1984. La Cuenca Neuquina. Relatorio del Noveno Congreso Geológico Argentino: 163-188.

- Otharán, G., Zavala, C., Arcuri, M., Meglio, M. D., Zorzano, A., Marchal, D., y Köhler, G. 2020. Análisis de facies en depósitos de grano fino asociados a flujos de fango. Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano), Cuenca Neuquina central, Argentina. *Andean geology*, 47(2), 384-417.
- Parent H., Garrido A.C., Schweigert G. y Scherzinger A., 2013. The Tithonian stratigraphy and ammonite fauna of the transect Portada Covunco-Cerrito Caracoles (Neuquén Basin, Argentina). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 269: 1-50.
- Parent, H., Garrido, A. C., Scherzinger, A., Schweigert, G., y Fözy, I. 2015. The Tithonian-Lower Valanginian stratigraphy and ammonite fauna of the Vaca Muerta Formation in Pampa Tril, Neuquén Basin, Argentina.
- Pattison, S.A.J. 2005. Storm-influenced prodelta turbidite complex in the lower Kenilworth Member at Hatch Mesa, Book Cliffs, Utah, U.S.A.: Implications for shallow-marine facies models. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 420–439.
- Pattison, S.A.J., Ainsworth, R.B. & Hoffman, T.A. 2007. Evidence of acrossshelf transport of fine-grained sediments: Turbidite-filled shelf channels in the Campanian Aberdeen Member, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentology*, 54, 1033–1063.
- Pemberton, S.G. and Wightman, D.M. 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration* (Ed. S.G. Pemberton), SEPM Core Workshop, 17, 141–167.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D. and Sinclair, I.K. 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. *Geol. Assoc. Can. Short Course Notes*, 15, 343 pp.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. 1987. *Sand and Sandstones*. New York: Springer-Verlag. 2nd ed.
- Ramos, V. A. 1978. Estructura. Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio del VII Congreso Geológico Argentino: 99-125. Neuquén.
- Ramos, V.A., 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires. *Actas* 2, 105-110.
- Ramos, V.A. 1999. Evolución Tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales*, 29, 715-759.
- Ramos, V. A., y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 15-35.
- Ravier, E., Martinez, M., Pellenard, P., Zanella, A., y Tupinier, L. 2020. The milankovitch fingerprint on the distribution and thickness of bedding-parallel veins (beef) in source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 122, 104643.
- Repol, D. 2006. Structural geology and tectonics in the southern extent of the Agrio fold and thrust belt, Neuquén Basin, Argentina. Department of Geology and Geophysics, University of Calgary. MSc thesis, 180 p.
- Repol, D., Leanza, H. A., Sruoga, P. y Hugo, C. A. 2002. Evolución tectónica del Cenozoico de la comarca de Chorriaca, Provincia del Neuquén, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. *Actas* v. 3, p. 200-205. El Calafate.

- Rodriguez, N., Cobbold, P. R., Loseth, H., & Ruffet, G. 2009. Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression. *Journal of the Geological Society*, 166(4), 695-709.
- Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Valcarce, G.Z., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Bottesi, G. y Ramos, V.A. 2010. Neogene to Quaternary extensional reactivation of a fold and thrust belt: The Agrio belt in the Southern Central Andes and its relation to the Loncopué trough (38°–39°S). *Tectonophysics* 492, 279–294.
- Rojas Vera, E. A. R., Folguera, A., Valcarce, G. Z., Bottesi, G., & Ramos, V. A. 2014. Structure and development of the Andean system between 36 and 39 S. *Journal of Geodynamics*, 73, 34-52.
- Rovere, E. I. y Rosello, E. 2001. Evolución Geológica durante el Miocene en la región del Cerro Columpios, 37°S. Andes neuquinos, Argentina. XI Congreso Latinoamericano, Montevideo, Uruguay.
- Sagasti, G. 2002. Estudio sedimentológico y de estratigrafía secuencial de las sedimentitas carbonáticas de la Formación Agrio (Cretácico inferior), en el sector surmendocino de la cuenca Neuquina, República Argentina. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Scasso, R.A., Alonso, M.S., Lanés, S., Villar, H.J. y Lippai, H. 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 143-159.
- Scasso, R.A., Alonso, S.M., Lanés, S., Villar, H.J. y Lippai, H., 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society of London, Special Publication, 252, pp. 207–229.
- Schwarz, E. 1999. Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco (Valanginiano). Cuenca Neuquina Septentrional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 6 (1-2):37-59. Buenos Aires.
- Schwarz, E. 2002. Estratigrafía, bioestratigrafía y secuencias de la Formación Mulichinco (Cretácico Inferior), Cuenca Neuquina, Argentina. ¿Nuevos enfoques? 15° Congreso Geológico Argentino. Formato CD Rom. El Calafate.
- Schwarz, E. 2003. Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en el sector septentrional de la provincia del Neuquén, cuenca Neuquina, Argentina.
- Schwarz, E., 2012. Sharp-based marine sandstone bodies in the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: remnants of transgressive offshore sand ridges. *Sedimentology* 59, 1478–1508.
- Schwarz, E., & Howell, J. A. 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a lowstand sequence set: the Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 109-138.
- Schwarz, E., Spalletti, L. A., & Howell, J. A. 2006. Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 53(1), 55-81.

- Schwarz, E., Spalletti, L. A., Veiga, G. D., Leanza, H., y Arregui, C. 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. In Relatorio del Congreso Geológico Argentino (Vol. 18, pp. 131-144).
- Schwarz, E., Echevarria, C., Veiga, G.D., Santiago, M., Fantín, M., Vallejo, M.D., ... López, S. 2018. Sedimentología y estratigrafía secuencial de alta resolución de reservorios no convencionales de origen deltaico del Miembro Pilmatué (Formación Agrio, Cuenca Neuquina). In Simposio Reservorios No Convencionales, 10 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina: Instituto Argentino del Petróleo (pp. 363-385).
- Scivetti, N. 2017. Análisis comparativo de los controles tectónicos y eustáticos sobre la estratigrafía de post-rift (Jurásico Inferior-Cretácico Inferior) en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina (Doctoral dissertation, Universidad Nacional de La Plata).
- Spacapan, J. B., Palma, J. O., Rocha Vargas, M. E., Leanza, H. A., D'Odorico, A., Rojas Vera, E. A., ... Cattaneo, D. M. 2018. Maduración de las Formaciones Vaca Muerta y Agrio ocasionado por el emplazamiento de un complejo intrusivo magmático en el sector sur mendocino de la Cuenca Neuquina.
- Spalletti, L. A. 2013. Influencia del arco magmático protoandino en la acomodación sedimentaria, la fisiografía y las características de los depósitos del Jurásico superior y Cretácico inferior en la Cuenca Neuquina. In Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Vol. 65, pp. 28-42).
- Spalletti, L. A., Franzese, J. R., Matheos, S. D., & Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian–Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 157(2), 433-446.
- Spalletti, L.A., Poiré, D.G., Schwarz, E. y Veiga, G.D. 2001a. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 609-624.
- Spalletti, L., Poiré, D., Pirrie, D., Matheos, S. & Doyle, P. 2001b. 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.A., Schwarz, E. & Franzese, J. 2008. Depósitos de flujos gravitacionales subácueos de sedimentos en el flanco activo de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico temprano. *Revista de la Asociación Argentina* 63 (3): 442-453.
- Spalletti, L. A., Arregui, C. D., Veiga, G. D., Leanza, H. A., Carbone, O., Danielli, J. C., y Vallés, J. M. 2011a. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. In *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 18 Congreso Geológico Argentino, Argentina: Asociación Geológica Argentina (pp. 99-111).
- Spalletti, L. A., Veiga, G. D., Schwarz, E., Leanza, H. A., & Arregui, C. 2011b. La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. In *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 145-160). Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina.
- Stipanovic, P. N. 1966. El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agazziz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (4), 403-478. Buenos Aires.

- Stipanovic, P. N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (4): 367-388.
- Stipanovic, P. N. y Rodrigo, F. 1968. The Jurassic and Neocomian diastrophism in Argentina and Chile. In XXII^o International Geological Congress.
- Suárez, M., y Emparan, C. 1997. Hoja Curacautin: Regiones de la Araucania y del Biobio. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Trappe, J. 2001. A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. *Sedimentary geology*, 145(1-2), 135-150.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., y Ramos, V. A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1-4), 258-273.
- Ukar, E., Lopez, R. G., Laubach, S. E., Gale, J. F., Manceda, R. y Marrett, R. 2017. Microfractures in bed-parallel veins (beef) as predictors of vertical macrofractures in shale: Vaca Muerta Formation, Agrio Fold-and-Thrust Belt, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 152-169.
- Veiga, G.D. y E. Schwarz, 2017. Facies characterization and sequential evolution of an ancient offshore dunefield in a semi-enclosed sea: Neuquén Basin, Argentina, *Geo-Marine Letters*, N° 37, p. 411-426.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Schwarz, E. 2011. Los depósitos continentales del Miembro Avilé de la Formación Agrio (Hauteriviano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. & Vallés, J. (Eds.): *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. Este volumen.
- Vera, E. A. R., Folguera, A., Valcarce, G. Z., Bottesi, G., & Ramos, V. A. 2014. Structure and development of the Andean system between 36 and 39 S. *Journal of Geodynamics*, 73, 34-52.
- Vergani, G., Tankard, A. J., Belotti, H. J., & Welsnik, H. J. 1995. Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén basin. En A. J. Tankard, R. Suárez Sorucco y H. J. Welsnik (eds.). *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir. 62, 383-402.
- Uliana M.A. & Legarreta L., 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. – *Journal of Petroleum Geology* 16: 397-420.
- Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina, vol. 1. *Memoirs of the University of Washington*, pp. 1–496.
- Wesolowski, L. J., Buatois, L. A., Mángano, M. G., Ponce, J. J., & Carmona, N. B. 2018. Trace fossils, sedimentary facies and parasequence architecture from the Lower Cretaceous Mulichinco Formation of Argentina: The role of fair-weather waves in shoreface deposits. *Sedimentary Geology*, 367, 146-163.
- Yrigoyen M.R. 1972. Cordillera Principal. En Leanza A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Centenario de la Academia Nacional de Ciencias 345-364, Córdoba.
- Yrigoyen, M. R. 1991. Hydrocarbon resources of Argentina. *Petrotecnia Edición Especial*, 38, 54.
- Zanettini, J. C. M., Leanza, H. A., Giusiano, A., Santamaría, G. R., & Franchi, M. 2010. Hoja Geológica 3972-II Loncopué.

-
- Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Tesis doctoral. 304pp. Universidad de Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En: Kay, S.M. & Ramos, V.A. (Eds.): Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° S), Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145. doi:10.1130/2006.2407(06).
- 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 (1): 192-203.
- Zapata, T. R., y Folguera, A. 2006. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina, in Veiga, G., Spalletti, L., Schwarz, E., and Howell, J., eds., The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics: Geological Society, London, Special Publications, 252, p. 37-56.
- Zapata, T. R., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. The role of the basement in the andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin, in McClay, K., ed., Thrust Tectonics 99, London 1999, Abstracts, p. 122-124.
- 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. V Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Actas electrónicas, artículo 10 p. Mar del Plata.
- Zavala, C. 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina. (Tesis Doctoral). Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. Inédita.

10. ANEXOS

En este apartado se presentan en forma de apéndices la información empleada durante la realización de este estudio.

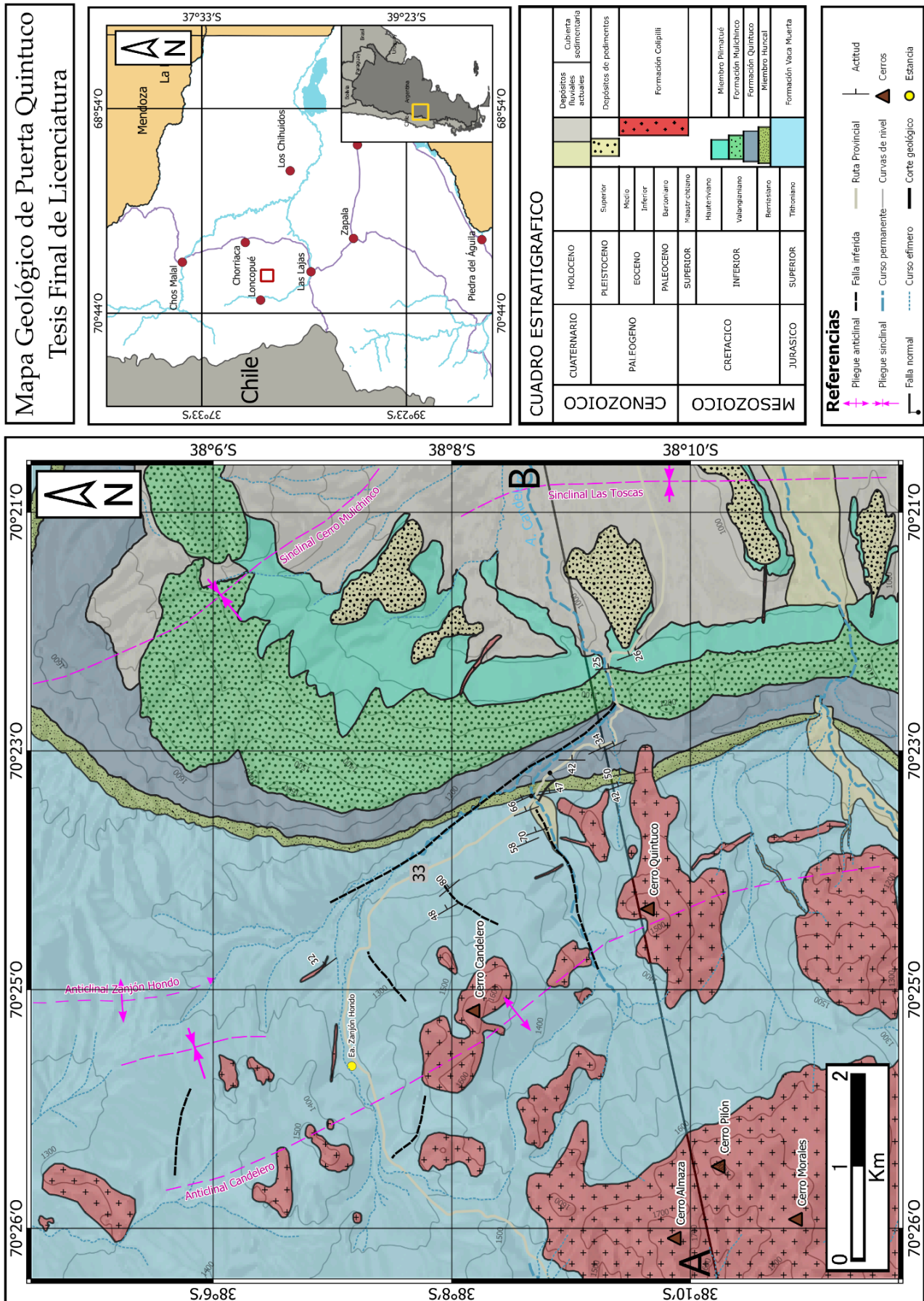
Anexo 1: Mapa Geológico del área.

Anexo 2: Perfil sedimentario del Miembro Huncal.

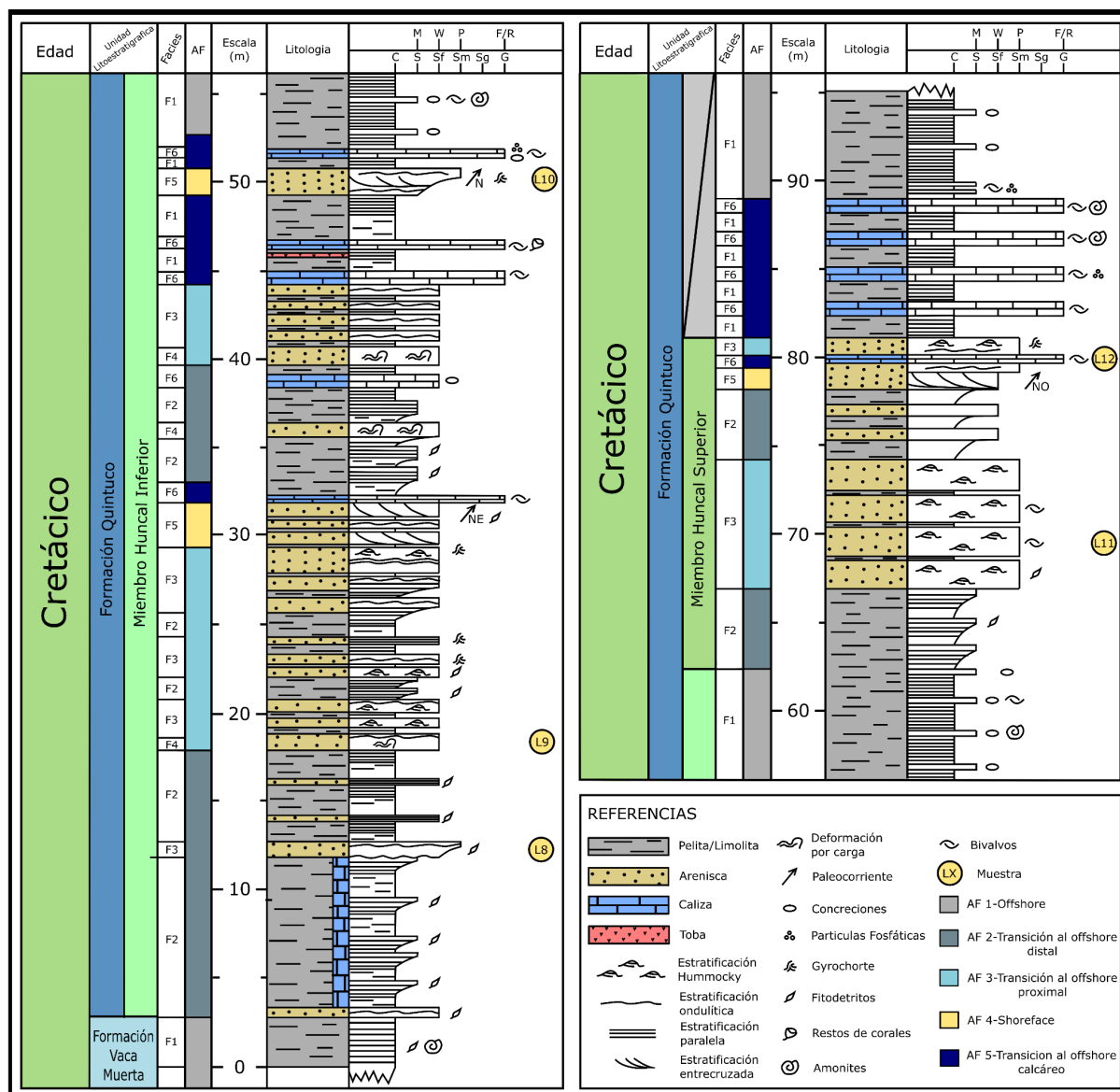
Anexo 3: Descripción petrográfica de cortes delgados

Anexo 4: Sección estructural de la zona.

10.1. Anexo 1 - Mapa geológico



10.2. Anexo 2 - Perfil sedimentario



10.3. Anexo 3 - Cortes petrográficos

La caracterización de las secciones delgadas se llevó a cabo con la siguiente metodología. En primer lugar, se realizó una tinción con ferricianuro y alizarina a las muestras de rocas sedimentarias, para determinar, a partir de la coloración, la presencia de calcita (rojo) y calcita ferrosa (azul). Posteriormente, se elaboró una breve descripción petrográfica convencional para cada corte, arribando luego a la clasificación de las mismas. Por último, se procedió a la toma de fotografías de alta resolución, para ilustrar los componentes principales de cada sección.

Muestra: L1 (Formación Mulichinco)

La muestra corresponde a una arenisca moderadamente seleccionada, multimodal. Se reconocen modas en arena mediana a gruesa (0.5mm), arena fina (0.15mm) y arena muy fina (0.1mm). El tamaño de grano máximo corresponde a arena muy gruesa (1mm). Presenta una textura clasto sostén con contactos rectos.

La fracción clástica (90%) de la muestra está compuesta por fragmentos líticos (40%), cuarzo (35%), feldespatos (20%), micas (4%) y minerales accesorios (1%).

Los fragmentos líticos (40%) poseen forma angulosa, los más abundantes corresponden a vulcanitas ácidas, con textura en mosaico microcristalino y presentan leve a nula alteración. Los líticos volcánicos básicos se componen de pequeñas tablillas de plagioclasa con alteración a arcilla y carbonatos en parches. En menor medida se aprecian líticos metamórficos asociados a una textura esquistosa.

El cuarzo (35%) tiene forma angulosa a subangulosa, un tamaño de 0,10 mm a 0,40 mm, con algunos individuos fracturados. La mayor parte de los clastos se observan limpios y con extinción recta, fragmentada u ondulada.

Los feldespatos (20%) poseen un tamaño de 0,10 mm a 0,20 mm. Principalmente se observan plagioclasas angulosas, macla polisintética y de Carlsbad. Subordinadamente se presentan clastos de feldespato potásico con macla en enrejado. Estos clastos se encuentran levemente alterados a arcillas y parcialmente reemplazados por carbonatos.

Las micas (4%) poseen un tamaño de 0,40 mm en dirección de la máxima elongación del clasto. Además, presentan moderada deformación por compactación y en algunos casos alteración a cloritas.

Por último, los minerales accesorios (1%) son pequeños clastos de circón, pellets de glauconita de color verdoso, redondeados, de 0,05 mm de diámetro, y dispersos minerales opacos.

El cemento (10%), es predominantemente arcilloso, en la que domina la clorita, de hábito acicular y color verde. Luego se observa un cemento castaño asociado a arcillas con hábito granular recubriendo los clastos. Por último, se aprecia un cemento silíceo con crecimiento secundario en continuidad óptica alrededor de los clastos de cuarzo.

No se han observado poros probablemente debido a la compactación en la roca.

De acuerdo con la clasificación Dott modificada por Pettijohn et al. (1987) esta muestra se clasifica como una Arenita volcánica.

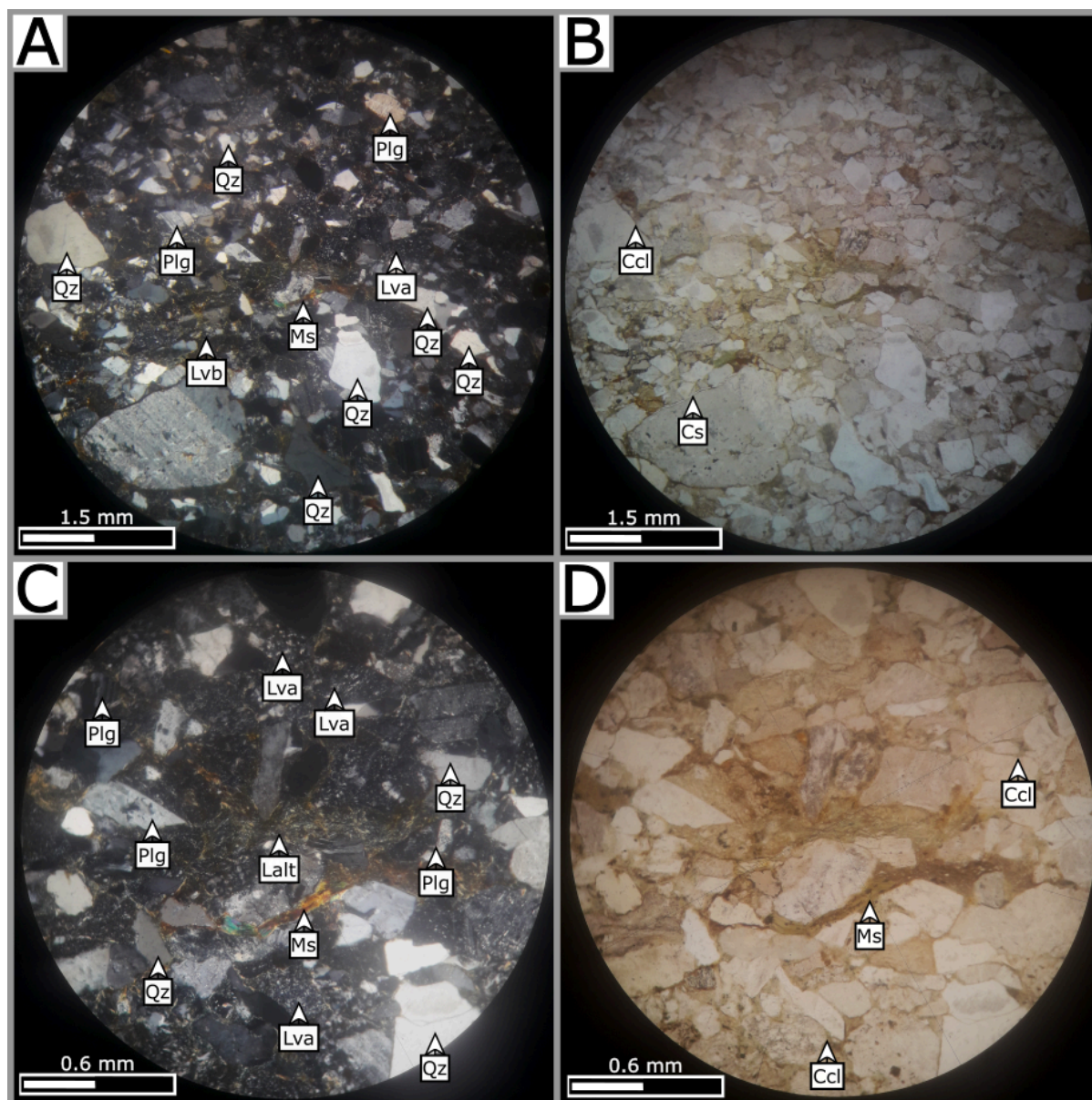


Figura 10.1: Sección delgada de Muestra L1 perteneciente a la sección superior de la Formación Mulichinco. (A) Nícoles Cruzados, (B) Nícoles paralelos, (C) Zoom de la parte central a nı́coles cruzados, (D) Zoom de la parte central a nı́coles paralelos. Referencias: (Ca) Cemento arcilloso, (Ccl) Cemento de clorita, (Cs) Cemento silíceo, (Lalt) Alterita, (Lva) Lı́ticos volcánicos ácidos, (Lvb) Lı́ticos volcánicos básicos, (Ms) Moscovita, (Plg) Plagioclasa y (Qz) Cuarzo.

Muestra: L2 (Formación Agrio)

Roca carbonática con textura grano-sostén, compuesta por un 90% de partículas y 10% de material ligante, las partículas están compuestas por bioclastos, peloides, terrı́genos y oolitas.

Los bioclastos (50%) corresponden a bivalvos, equinodermos, gasterópodos, serpúlidos, foraminı́feros, briozoos y espı́culas de esponjas. Los bivalvos se presentan como fragmentos rotos y desarticulados de conchillas, se encuentran recrystalizados a esparita (Figura 10.2 A), también preservan morfología interna y se asocian a ostras, con ejemplares que llegan a más de 5 mm de largo. Los gasterópodos presentan un tamaño de 0,25 mm a 0,50 mm, se observan recrystalizados y

rellenos por material peloidal, componentes terrígenos y fango carbonático. Los equinodermos poseen un tamaño de 0,25 mm a 0,75 mm, con forma rectangular redondeada y aspecto poroso. Además, se observan morfologías asociadas a serpúlidos de 0,5 mm a 3 mm, con forma tubular de color castaño a nicoles cruzados, buen desarrollo longitudinal, con morfología interna asociada a lineamientos (Figura 10.2 C). De forma muy minoritaria se observan foraminíferos de 0,25 mm recristalizados a esparita y relleno por fango carbonático. Por otro lado, se aprecian briozoos como pequeñas formas poligonales recristalizadas sobre las conchillas de bivalvos. Por último, en menor medida, se observan espículas de esponja como cuerpos de 0,03 mm de diámetro y con forma redondeada.

Las partículas peloidales (25%) constituyen como un material de aspecto discreto con respecto al material ligante. Poseen una morfología ovalada, con un tamaño de 0,05 mm a 0,10 mm y con un color ligeramente más castaño que el material ligante (Figura 10.2 C).

Los componentes terrígenos (20%) se constituyen por cuarzo monocristalino, plagioclasa y fragmentos líticos volcánicos. El cuarzo presenta un tamaño de 0,25 mm a 1, 00 mm de diámetro, limpio, con inclusiones y extinción principalmente recta a fragmentosa. Los feldespatos se componen principalmente de plagioclasa angulosas, tamaño de 0,25 mm, macla polisintética, con alteración a carbonatos y arcillas. Los fragmentos líticos volcánicos se componen de elementos de composición ácida con textura microcristalina con un tamaño de 0,20 mm.

Por último, los ooides (5%) se presentan como partículas circulares con bordes castaños rojizos (Figura 10.2 A), en algunos casos presentan un núcleo de partículas terrígenas u óxidos de hierro. Estas partículas se encuentran bien seleccionadas con un tamaño que va de 0,20 mm a 0,50 mm.

Con respecto al material ligante este representa un fango carbonático de color castaño homogéneo.

Todas las partículas y el material ligante poseen un color rosado en donde se realizó la tinción, indicando que es calcita.

De acuerdo con la clasificación de Dunham (1962) esta muestra se clasifica como un Grainstone.

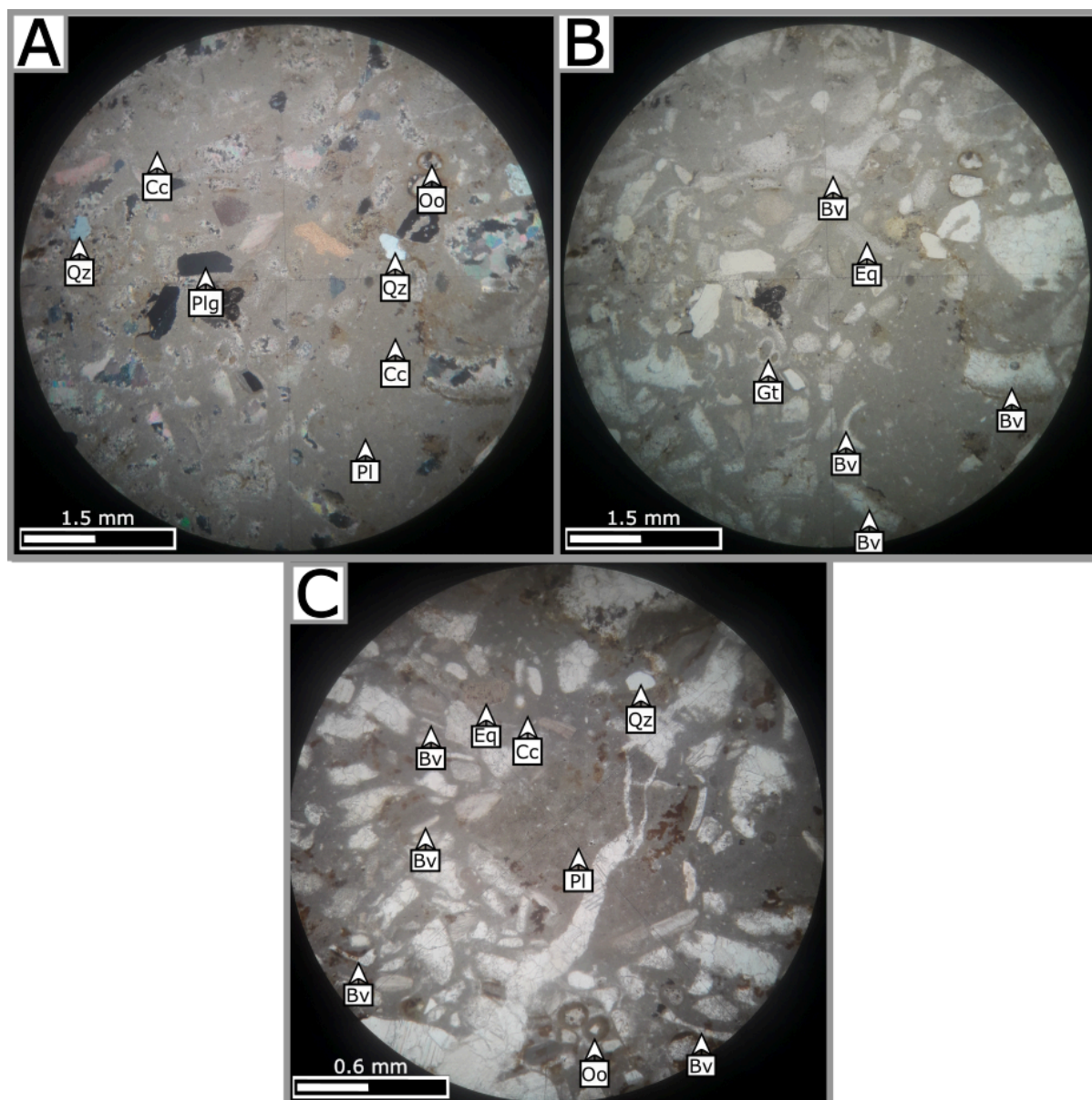


Figura 10.2: Sección delgada de Muestra L2 perteneciente al Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. (A) Nícoles Cruzados, (B) Nícoles paralelos, (C) Zoom de la parte central a nícoles paralelos. Referencias: (Bv) Fragmentos de bivalvos, (Cc) Cemento carbonático, (Eq) Fragmentos de equinodermos, (Gt) Gasterópodos, (Oo) Ooides, (Pl) Peloides, (Plg) Plagioclase, (Qz) Cuarzo.

Muestra: L6 (Formación Quintuco)

La muestra es una arenisca que presenta buena selección, con una moda principal en limo muy grueso (0,05 mm), clastos de 0,20 mm y partículas fosfáticas con un tamaño de entre 0,50 mm y 3,00 mm. La textura se caracteriza por ser clasto sostén y los contactos entre granos son rectos.

La fracción clástica (85%) está compuesta por cuarzo (35%), feldespatos (20%), fragmentos líticos (15%), minerales accesorios (12%), materia orgánica (10%), partículas fosfáticas (5%) y micas (3%).

El cuarzo (35%) se presenta subredondeado, con un tamaño de grano de 0,05 mm a 0,10 mm, aspecto limpio y extinción recta.

El feldespato (20%) es predominantemente plagioclase, subanguloso, macla polisintética y alteración a arcillas. Los clastos poseen parches de calcita ferrosa o en algunos casos se encuentran

totalmente alterados. Cabe destacar que los granos de mayor tamaño son plagioclasa con macla polisintética y de dos individuos.

Los fragmentos líticos (15%) poseen un pequeño tamaño y son difíciles de identificar, presentan una composición ácida con textura criptogranular sin alteración. También se observan líticos metamórficos con textura esquistosa.

Los minerales accesorios (12%) se observan como pequeños clastos opacos de 0,05 mm y también como motas en los clastos de plagioclasa, fosfatos y líticos volcánicos. En menor medida hay clastos de glauconita, de color verdoso, forma redondeada, y un tamaño de 0,05 mm de diámetro.

La materia orgánica (10%) se aprecia de forma isótropa y también con estructuras laminares que se acomodan entre los clastos, con un marcado color castaño oscuro.

Las partículas fosfáticas (5%) presentan un color castaño, un tamaño de 0,25 mm a 1,00 mm, generalmente de forma angulosa y en menor medida redondeada. Se componen principalmente de *phoslithoclasts* que internamente contienen clastos dispersos de cuarzo y plagioclasa pero también se observan completamente isótropos. En menor medida se observan *phosbioclasts* con formas de conchillas fragmentadas de bivalvos y de bioclastos de gasterópodos. Presentando internamente aglomerados de cristales opacos de óxido de hierro y algunos fosfatos poseen un halo oscuro asociado a óxidos producto del retrabajo.

Por último, las micas (3%) presentan dispersas con nula o moderada deformación, con un tamaño de 0,1 mm en el sentido de máxima elongación del clasto, no presenta fracturamiento ni alteración.

Con respecto al cemento es principalmente carbonático asociado a un fango carbonatado color levemente castaño y la porosidad no es posible distinguirla dentro de la muestra.

De acuerdo con la clasificación Dott modificada por Pettijohn et al. (1987) esta muestra se clasifica como una Arenita feldespática.

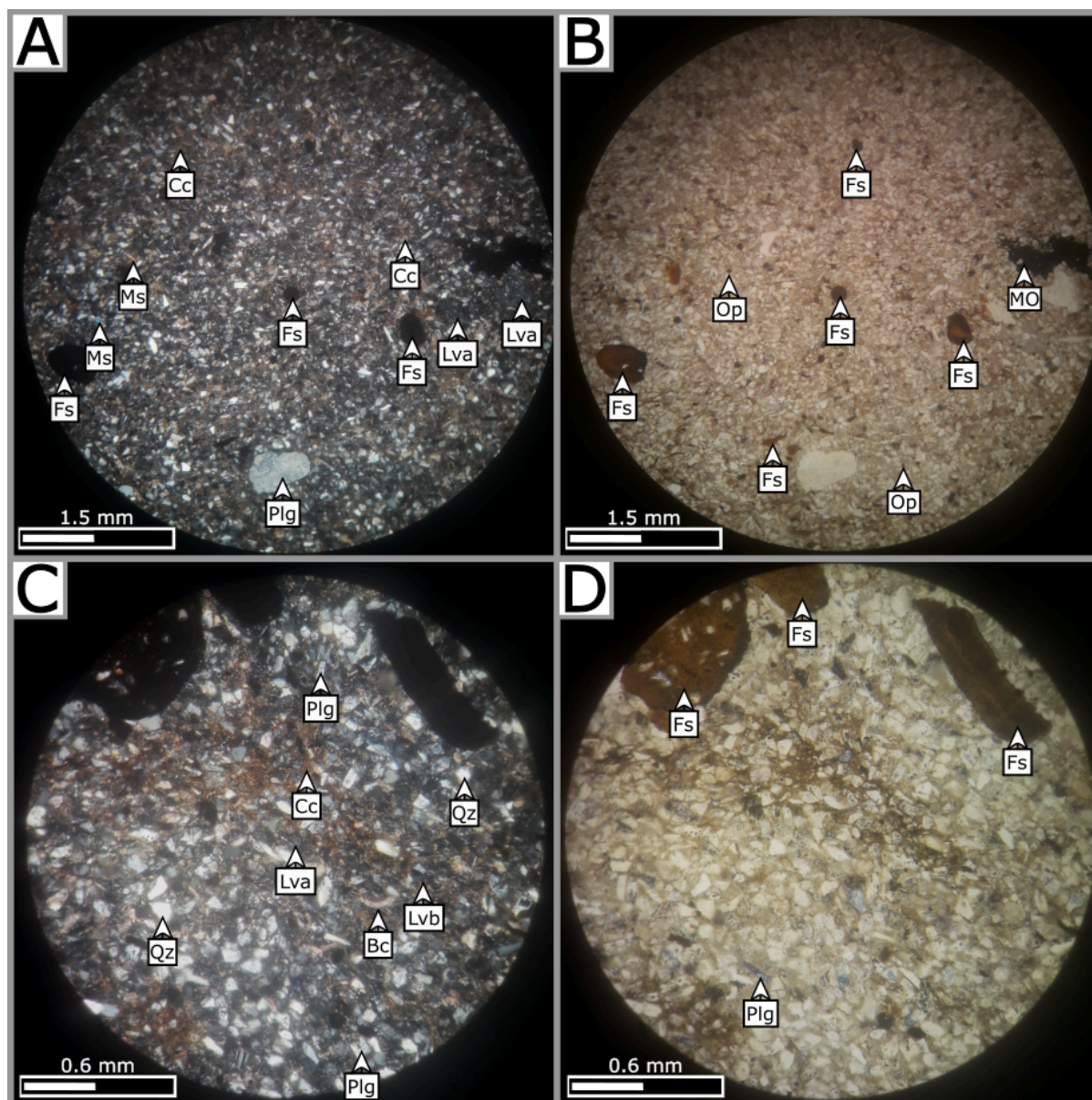


Figura 10.3: Sección delgada de Muestra L6 perteneciente a la Formación Quintuco. Referencias: (Bc) Bioclasto, (Cc) Cemento carbonático, (Fs) Partículas fosfáticas, (Ms) Muscovita, (Lva) Líticos volcánicos ácidos, (Lvb) Líticos volcánicos básicos, (MO) Materia orgánica, (Op) Opacos, (Plg) Plagioclasa, (Qz) Cuarzo.

Muestra: L7 (Formación Mulichinco)

La muestra es una arenisca con una textura clasto sostén, moderada selección con moda en la clase arena media (0,50 mm) y contactos predominantemente rectos.

La fracción clástica (95%) de la muestra está compuesta por fragmentos líticos (45%), cuarzo (35%), feldespatos (15%), minerales accesorios (4%) y micas (1%).

Los líticos (45%) se presentan subangulosos, con un diámetro promedio de 0,40 mm y con algunos clastos que superan los 1,5 mm. Generalmente son volcánicos ácidos, con textura microgranular con leve alteración a clorita y arcillas. Por otra parte, se observan líticos volcánicos de composición básica, dispuestos como un entramado de pequeñas tabillitas de plagioclasa y una mayor alteración a arcillas y clorita. Por último se aprecian líticos metamórficos asociados a una textura esquistosa.

El cuarzo (35%) se presenta subredondeado, tamaño de 0,25 mm a 0,50 mm, aspecto limpio y, en varias ocasiones, se encuentran fracturados con los espacios rellenos de sílice. Los clastos presentan extinción recta y fragmentada.

Los feldespatos (15%) presentan subangulosos, un tamaño de 0,20 mm a 0,40 mm, con leve alteración a arcillas, macla polisintética, de dos individuos y en arpillera. En algunos casos se encuentran fracturados y con los espacios rellenos de sílice.

Los minerales accesorios (4%) están representados por minerales opacos de 0,1 mm y clastos de glauconita de color verdoso y de 0,10 mm de diámetro.

Por último las micas representan un 1% de la fracción clástica, se observan con forma alargada, hábito laminar, un tamaño de 0,80 mm en la dirección máxima de elongación del clasto. Se presentan fracturados con leve deformación por compactación.

El cemento constituye el 5% de la muestra, con una composición principalmente de clorita de color verdoso y hábito fibroso. Luego se observa un cemento de tipo arcilloso recubriendo los clastos, de color castaño con motas negras asociados a óxidos de hierro.

Con respecto a la porosidad, no existe, dado que la compactación y el desarrollo que ha tenido el cemento, han eliminado todo el espacio poral primario.

De acuerdo con la clasificación Dott modificada por Pettijohn et al. (1987) esta muestra se clasifica como una Arenita volcánica.

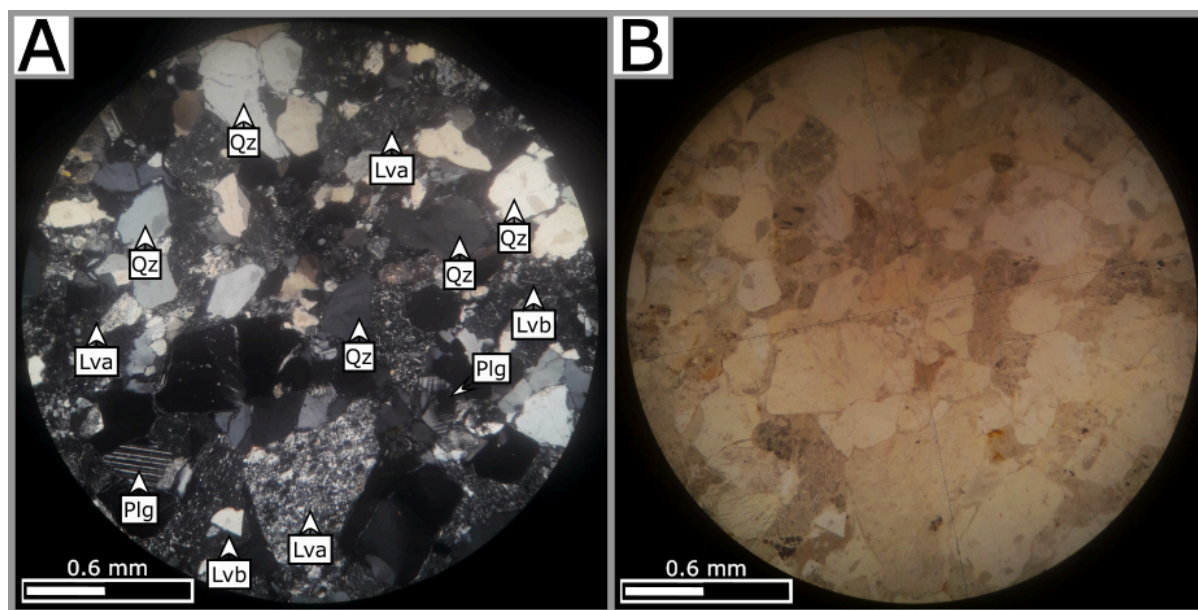


Figura 10.4: Sección delgada de Muestra L7 perteneciente a la sección superior de la Formación Mulichinco. Referencias: (Lva) Líticos volcánicos ácidos, (Lvb) Líticos volcánicos básicos, (Plg) Plagioclasa, (Qz) Cuarzo.

Muestra: L8 (Huncal Inferior)

La muestra corresponde a una arenisca que posee textura clasto sostén, buena selección, moda en la clase arena fina (0,15 mm), contactos tangenciales y en menor medida rectos (Figura 10.5).

La fracción clástica (65%) de la muestra está compuesta por líticos volcánicos (45%), cuarzo (25%), feldespato (15%), minerales accesorios (6%), restos orgánicos (5%) y micas (4%).

Los líticos volcánicos (45%) principalmente tienen composición ácida, subangulosos, textura microcristalina y poca alteración. Además, se observan clastos muy redondeados con una textura criptocristalina, a los que se denominan clastos silicificados y se contabilizan como líticos volcánicos ácidos. Los líticos volcánicos básicos son subangulosos y una textura representada por pequeñas tablillas de plagioclasa. Estos clastos tienen una mayor alteración a clorita y arcillas.

El cuarzo (25%) se presenta subangulosos y alcanza hasta unos 0,15 mm de diámetro, se observan limpios y con inclusiones. Presenta principalmente extinción recta, aunque también se observan granos con extinción fragmentosa.

Los feldespatos (15%) están representados por plagioclasa. Presentan subanguloso, con macla polisintética, de dos individuos y se encuentran alterados comúnmente a carbonatos y arcillas.

Los minerales accesorios (6%) se componen de minerales de glauconita, de 0,10 mm a 0,20 mm de diámetro con forma redondeada y de color verde. En menor medida se observan pequeños circones de 0,10 mm. Por último, los minerales opacos se componen por clastos con un tamaño que varía de 0,05 a 0,10 mm de diámetro.

Los restos orgánicos (5%) poseen un color oscuro amarronado, se presentan como cuerpos aislados en disposición de glomérulos y en capas, su tamaño varía de 0,20 mm hasta 2,00 mm de largo. Internamente presentan una morfología isótropa y en otros casos en una serie de láminas asociada a una estructura interna leñosa.

Las micas (4%) son subangulosas, se encuentran muy desarrolladas en el sentido de la máxima elongación del clasto con un tamaño de 0,20 mm y presentan muy poca deformación por compactación.

El cemento (34%) de esta muestra está compuesto predominantemente por carbonato microgranular. El carbonato se presenta con una coloración azulada producto de la tinción asociada a la presencia de calcita ferrosa, comúnmente en forma de parches.

Por último, no se ha observado porosidad, dado que el crecimiento que ha tenido el cemento ha obliterado todo el espacio poral primario.

De acuerdo con la clasificación Dott modificada por Pettijohn et al. (1987) esta muestra se clasifica como una Arenita volcánica.

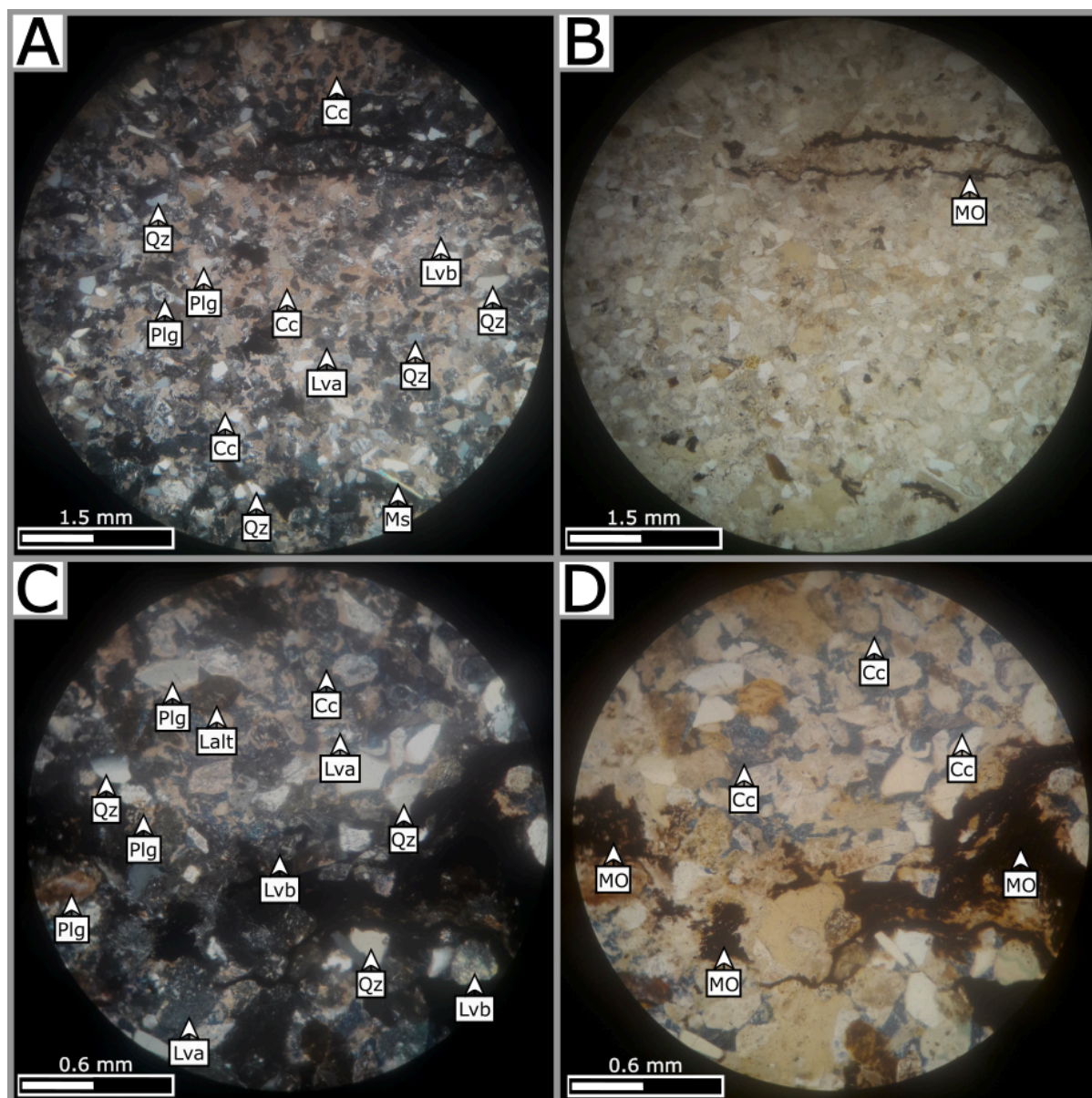


Figura 10.5: Sección delgada de Muestra L8 perteneciente a la sección basal del Miembro Huncal Inferior. Referencias: (Cc) Cemento carbonático, (Lalt) Alteritas, (Lva) Líticos volcánicos ácidos, (Lba) Líticos volcánicos básicos, (MO) Materia orgánica, (Plg) Plagioclase, (Qz) Cuarzo.

Muestra: L9 (Huncal Inferior)

La muestra es una arenisca con textura clasto sostén, muy buena selección, moda en la clase arena fina (0.15 mm), y contactos rectos (Figura. 10.6).

La fracción clástica (80%) está compuesta por fragmentos líticos (40%), cuarzo (25%), feldespatos (25%), accesorios (6%) y micas (4%).

Los fragmentos líticos (40%) son principalmente volcánicos y mayoritariamente una composición ácida (50%), poseen una textura microcristalina y se presentan subredondeados a subangulosos. Luego, los líticos básicos (30%), se caracterizan por presentar un entramado de tablillas de plagioclasas con alteración a arcillas. Por último, en menor medida, se observan alteritas (20%), estas poseen una marcada tonalidad verdosa y castaña, asociados a alteración a arcillas y cloritas, acompañado de pequeñas motas negras asociadas a óxidos de hierro.

El cuarzo (30%) se presenta prismático, anguloso a subanguloso, con abundantes inclusiones, y alcanza hasta 0,20 mm de tamaño. Presenta extinción recta, aunque también se observan clastos con extinción ondulosa.

Los feldespatos (25%) están compuestos casi en su totalidad por plagioclasa. Poseen macla polisintética y se encuentran alterados comúnmente a carbonatos y en menor medida a arcillas. Los carbonatos presentan una distribución en parches y las arcillas de forma dispersa en los clastos. En menor medida se observa feldespato potásico como granos subredondeados con macla en arpillera y de Carlsbad.

Los minerales accesorios (6%) están representados por minerales opacos, con forma subredondeada y con un tamaño de 0,10 mm. Además, se presentan clastos de glauconita de 0,10 mm de diámetro, con un color verdoso y forma subredondeada. Luego, se observan circones de 0,05 mm, forma redondeada y en menor medida pequeños clastos de apatito.

Por último, las micas (4%) se presentan laminadas, dispersas aleatoriamente por toda la fábrica clástica. Presentan un tamaño de 0,20 mm en la máxima dirección de elongación del clasto, no presentan deformación por compactación y algunos clastos presentan leve alteración a arcillas.

El cemento (20%) de esta muestra está compuesto predominantemente por carbonato microgranular, clorita y en menor medida sílice. El carbonato se presenta tanto incoloro como con una coloración azulada producto de la presencia de óxidos de hierro, en forma de parches. Por otro lado, se observa clorita con un hábito acicular, tangenciales a los granos y color verdoso. Por último se reconoce cemento silíceo en forma de crecimiento secundario alrededor de clastos de cuarzo (Figura 10.6)

Finalmente, no es posible observar porosidad óptica dado el crecimiento generalizado que ha tenido el cemento sobre la muestra.

De acuerdo con la clasificación Dott modificada por Pettijohn et al. (1987) esta muestra se clasifica como una Arenita volcánica.

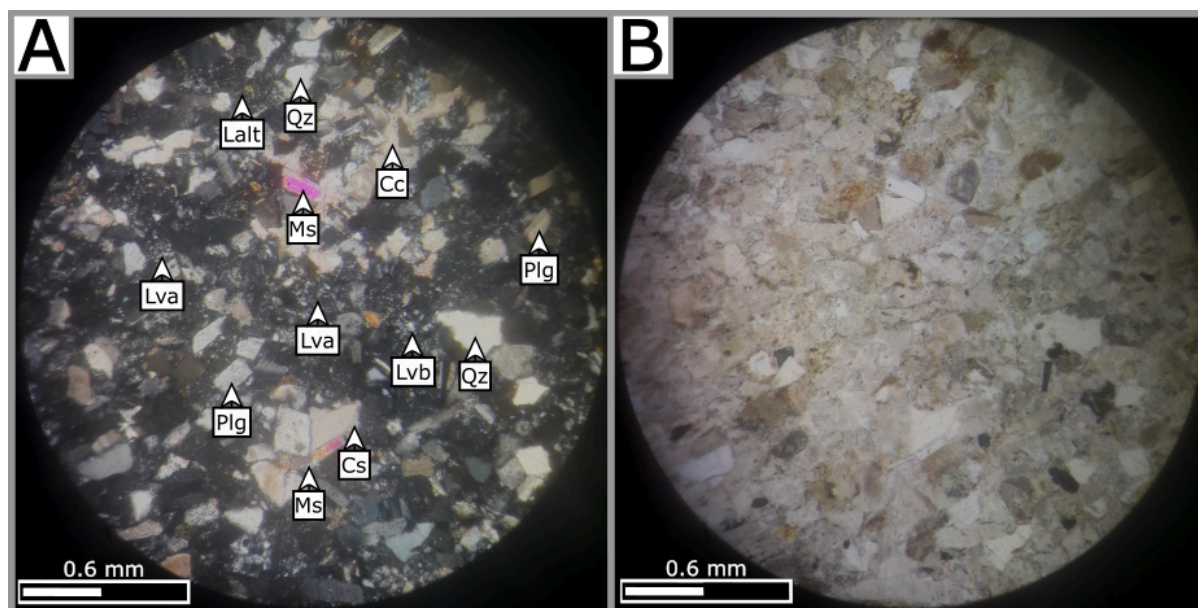


Figura 10.6: Sección delgada de Muestra L9 perteneciente a la sección basal del Miembro Huncal Inferior. Referencias: (Cc) cemento carbonático, (Cs) Crecimiento secundario silíceo, (Qz) Cuarzo, (Lalt) Alteritas, (Lva) Líticos volcánicos ácidos, (Lvb) Líticos volcánicos básicos, (Ms) Muscovita.

Muestra: L10 (Huncal Superior)

La muestra corresponde a una arenisca muy bien seleccionada, con moda en la clase de arena fina (0.20mm). Presenta una textura clasto sostén, con contactos predominantemente cóncavo-convexo y subordinadamente contactos rectos (Figura 10.7).

Dentro de la fracción clástica (85%) los fragmentos líticos son el componente mayoritario (45%), principalmente de composición ácida, subredondeados a redondeado y textura microgranular. Luego, en menor proporción, se observan fragmentos líticos de composición básica, subredondeados, asociados a un entramado de pequeñas tablillas de plagioclasa con alteración a arcillas.

El cuarzo (25%), se presenta anguloso a subanguloso, con aspecto limpio, con inclusiones, extinción normal, aunque algunos granos aislados presentan extinción ondulosa y fragmentosa.

Los feldespatos (20%) poseen un tamaño de 0,10 mm a 0,20 mm de largo. Los granos corresponden casi en su totalidad a plagioclasas, en general poseen forma subangulosa. Las plagioclasas poseen macla polisintética en algunos casos de dos individuos. Es común que se encuentren alterados a sericita y arcillas.

Las micas representan el 6% restante de la fracción clástica. Están compuestas por muscovita (80%) y biotita (20%) que se presentan como láminas de 0.10 mm hasta hasta 0.30 mm en la dirección de máxima elongación del clasto. Son subangulosos, y se encuentran fuertemente deformadas y comprimidas en el espacio intergranular. Presentan, en sus bordes, una alteración leve a clorita.

Finalmente como minerales accesorios (4%) se observa granos de glauconita con tonalidad verdosa de 0,10 a 0,20 mm de diámetro, circones de 0,10 mm de diámetro y minerales opacos, con un tamaño de 0,02 a 0,05 mm de diámetro.

El cemento (15%) está compuesto por dos tipos. El más significativo es el cemento carbonático microgranular y en forma de parches. Luego se observa cemento asociado a cloritas con forma acicular y color verdoso.

No se ha reconocido porosidad en la muestra.

De acuerdo con la clasificación Dott modificada por Pettijohn et al. (1987) esta muestra se clasifica como una Arenita volcánica.

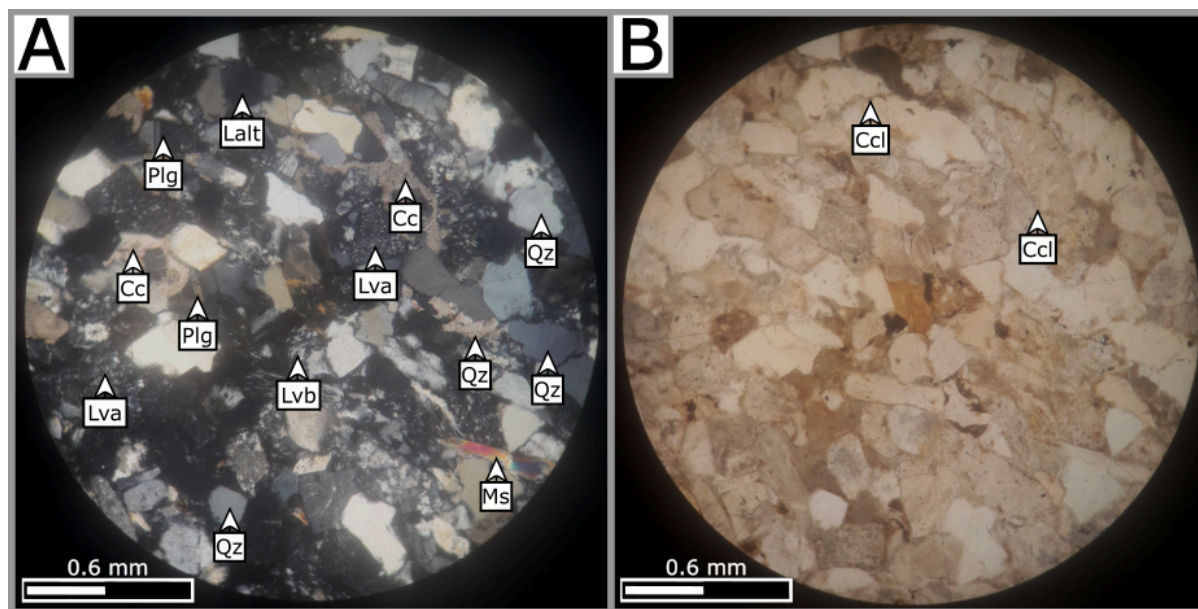


Figura 10.7: Sección delgada de Muestra L10 perteneciente a la sección basal del Miembro Huncal Superior. Referencias: (Cc) cemento carbonático, (Ccl) Cemento de clorita, (Qz) Cuarzo, (Lva) Líticos volcánicos ácidos, (Lvb) Líticos volcánicos básicos, (Lalt) Alteritas, (Ms) Muscovita.

Muestra: L11 (Huncal Superior)

El corte delgado de la muestra es grueso, generando colores de interferencia altos, su caracterización se hizo a partir de la observación de sus bordes, los cuales presentan un espesor adecuado para el reconocimiento de minerales.

La muestra corresponde a una arenisca muy bien seleccionada, con moda en arena fina (0.18mm) pero presenta plagioclasas de un tamaño de hasta 0,30 mm. La textura es clasto sostén con contactos de carácter recto (Figura 10.8).

Dentro de la fracción clástica (80%), los fragmentos líticos volcánicos son el componente mayoritario (45%), generalmente son de composición ácida cuya textura es un aglomerado microcristalino de sílice. Luego, en menor porcentaje, se observan líticos de composición básicas, compuestas por un conjunto de pequeñas tablillas de plagioclase. Estos clastos están frecuentemente alterados a arcillas y motas opacas asociadas a óxidos de hierro (pirita). Por último, se aprecian ejemplares de líticos metamórficos con textura microgranular esquistosa.

El cuarzo (25%), posee un tamaño de 0,10 mm de diámetro, anguloso, con algunos ejemplares con forma subangulosa. La extinción es recta, se observan limpios y en ocasiones con inclusiones.

Con respecto a los feldespatos (25%) presentan subangulosos, un tamaño de grano de 0,10 mm a 0,30 mm de largo. Las tabillas poseen macla polisintética y de dos individuos con alteración a arcillas. Los minerales accesorios (6%) están compuestos principalmente por pequeños minerales opacos y por clastos de glauconita de 0,08 mm de diámetro, de marcado color verdoso.

Luego, las micas (4%) se presentan subangulosos y con un tamaño de 0,30 mm en la dirección máxima elongación del clasto y con alteración a arcillas en los bordes. Por último, se observan pequeños clastos de circones de 0,05 mm de diámetro.

Con respecto al cemento es difícil de caracterizar en esta muestra. Principalmente posee un aspecto granular recubriendo los clastos. Se puede observar cemento silíceo asociado a fragmentos líticos y crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica. Luego se evidencia cemento carbonático, el cual está teñido de azul, lo que indica que es calcita ferrosa.

No se ha reconocido porosidad en la muestra.

De acuerdo con la clasificación Dott modificada por Pettijohn et al. (1987) esta muestra se clasifica como una Arenita volcánica.

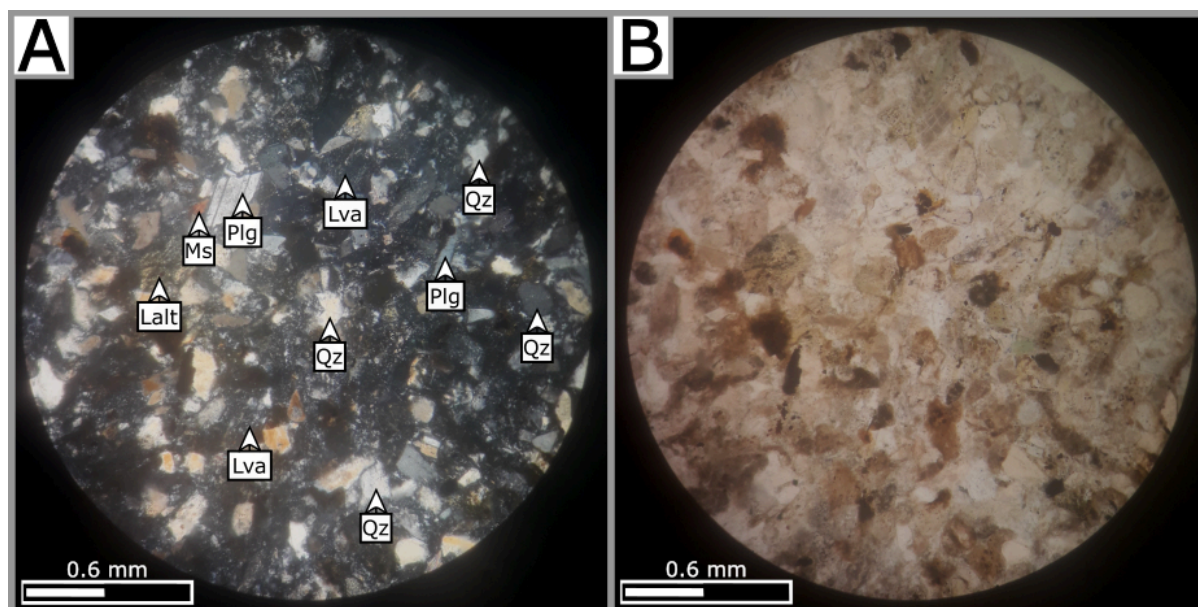


Figura 10.8: Sección delgada de Muestra L11 perteneciente al Miembro Huncal Superior. Referencias: (Qz) Cuarzo, (Lva) Líticos volcánicos ácidos, (Lalt) Alteritas, (Ms) Muscovita.

Muestra: L12 (Huncal Superior)

La muestra es una arenisca que presenta un textura clasto sostén, compuesta por un 90% de partículas y un 10% de material ligante. Las partículas están representadas por clastos siliciclásticos, bioclastos, peloides y oolitas.

Las partículas siliciclásticas (40%) poseen un tamaño de grano con moda en 0,10 mm, están constituidas principalmente por cuarzo (35%), anguloso, generalmente limpio pero hay ejemplares con inclusiones, con un tamaño promedio de 0,10 mm y extinción recta. Luego, el feldespato (30%) son subangulosos, con macla polisintética y frecuentemente se encuentra alterado a arcillas. Los líticos volcánicos (25%) se caracterizan por una composición principalmente ácida, con una textura

microcristalina, algunos casos presentan alteración a carbonatos y arcillas. También se pueden observar clastos redondeados recrystalizados a esparita que están asociados a fragmentos pumíceos recrystalizados (Figura 10.9 A). Los minerales accesorios (6%) se encuentran representados por minerales opacos asociados a óxidos de hierro y a clastos de glauconita con un marcado color verdoso. Por último, las micas (4%) son subangulosas y con nula deformación.

Los bioclastos (40%) corresponden a secciones de gasterópodos, bivalvos y equinodermos cuya disposición es aleatoria. Los bivalvos y gasterópodos poseen recrystalización a micrita y esparita. En la muestra principalmente se observan bivalvos desarticulados y fragmentados, los gasterópodos están rellenos por peloides, fango carbonático y partículas siliciclásticas, algunos moldes, cuya geometría es muy redondeada y se encuentran dispersos en la muestra. Por último se observan cortes longitudinales y transversales tubulares de serpúlidos con un tamaño de 1,00 mm a 3,00 mm, con una morfología interna asociada a lineamientos y color castaño oscuro.

Las partículas peloidales (18%) constituyen un material similar al material ligante, pero se los distingue por su contorno ovalado, con un tamaño de 0,05 mm a 0,10 mm y con un color ligeramente más castaño que el material ligante.

Las oolitas (2%) se observan como elementos circulares con morfologías concéntricas en algunos casos presentan un núcleo asociado a carbonatos o clastos siliciclásticos.

Con respecto al material ligante, consiste en fango carbonático, compuesto por micrita de color castaño y aspecto homogéneo.

Por último se destacan las fracturas rellenas con esparita, las cuales poseen una disposición aleatoria.

De acuerdo con la clasificación de Mount (1985) esta muestra se clasifica como una caliza aloquímica arenosa.

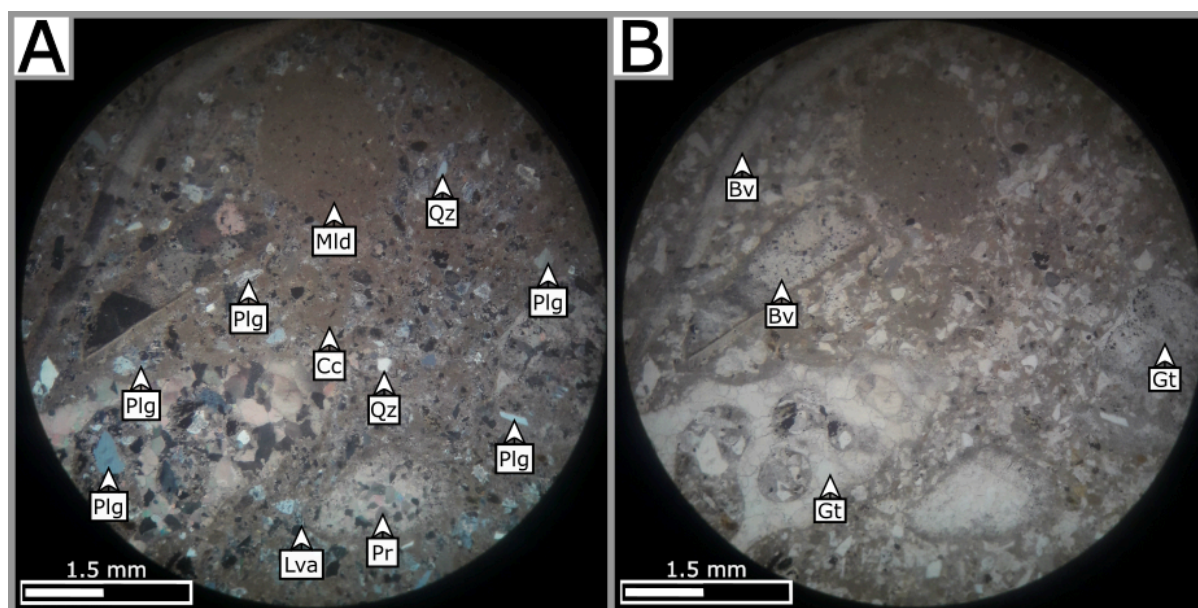


Figura 10.9: Sección delgada de Muestra L12 perteneciente al Miembro Huncal Superior. Referencias: (Bv) fragmento de bivalvo, (Gt) Gasterópodo, (Cc) Cemento carbonático, (Gt) Fragmento de gasterópodo, (Qz) Cuarzo, (Mld) Molde interno de bioclasto, (Lva) Líticos volcánicos ácidos, (Plg) Plagioclasa, (Pr) Fragmento pumicio recrystalizado.

Muestra: L15 (Formación Colipilli)

Roca volcánica holocristalina de textura porfírica con fenocristales (30%) de plagioclasa, olivina y piroxeno inmersos de una pasta (70%) de textura intergranular, compuesta por microlitos de plagioclasa, olivina, piroxeno y opacos.

Los fenocristales están representados por olivina (50%) euhedrales, de hábito prismático, inequigranulares con un tamaño de 0,50 a 3,00 mm, todos ellos con una marcada alteración a serpentinas en bandas de 0,05 mm de espesor.

Le siguen en abundancia el clinopiroxeno (40%), euhedrales, de hábito prismático e inequigranulares, los cuales presentan un tamaño desde 0,25 a 4,00 mm. Se observan limpios y se disponen en cristales individuales y en aglomeraciones de pequeños cristales.

En menor medida se presentan fenocristales de plagioclasa (10%) euhedrales, hábito tabular, macla polisintética y de Carlsbad. Son inequigranulares con tamaños que varían entre 0,20 a 1,00 mm sin presentar alteración.

Con respecto a la pasta su textura es intergranular. Está formada mayoritariamente por pequeñas tabillitas de plagioclasa (70%) con un tamaño de 0,05 a 0,15 mm, de aspecto fresco y maclas polisintética y de Carlsbad. Luego, se aprecian cristales de olivina (15%) euhedrales y subhedrales alterados a sericita. En menor proporción, la pasta se constituye por piroxeno (10%) euhedrales y subhedrales, con hábito prismático y con tamaños de 0,05 a 0,10 mm de longitud sin alteración. Por último se observan minerales opacos (5%) euhedrales de 0,02 a 0,15 mm.

Por último de forma secundaria se observan espacios vacíos rellenos con un mineral hábito fibroso y disposición radial, presentándose con un tamaño de 0,60 mm para cada unidad.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclasa (59%), olivina (25,50%), piroxeno (19%), minerales opacos (3,50%) .

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (A: 0%, Q: 0%, P: 100%, F: 0%) la roca se clasifica como un basalto/andesita del campo 10 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas. A partir del índice de color (48%) se clasifica como un basalto.

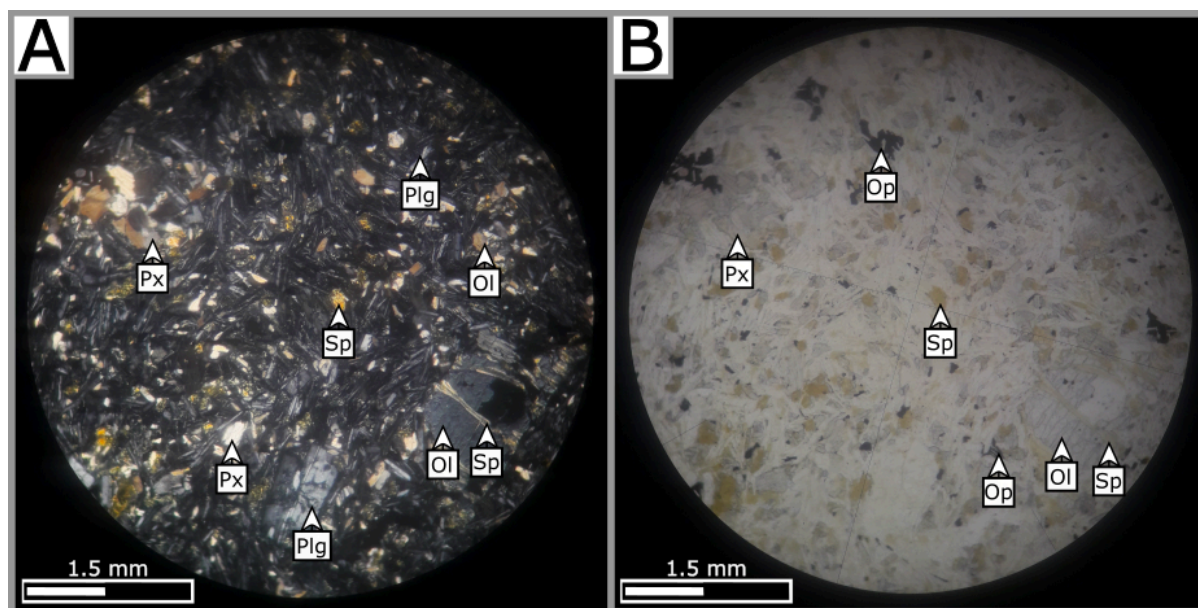


Figura 10.10: Sección delgada de Muestra L15 perteneciente a un filón capa de la Formación Colipilli. Referencias: (Ol) Olivina, (Plg) Plagioclase, (Px) Piroxeno, (Sp) Serpentina.

Muestra: L17 (Formación Colipilli)

Roca volcánica holocristalina de textura porfírica con fenocristales (45%) de plagioclase, anfíbol y cuarzo inmersos de una pasta (55%) de textura pilotaxica afieltrada compuesta por plagioclases, anfíboles y minerales opacos con agregados de cuarzo y feldespatos alcalino.

Los fenocristales están representados por plagioclase (75%) euhedrales y subhedrales de hábito tabular e inequigranulares, los cuales presentan un tamaño desde 0,50 a 4,00 mm, con maclas características como polisintéticas, Carlsbad y zonación. Se pueden encontrar tanto cristales individuales como glomérulos. Además, poseen un aspecto limpio como también levemente alterados a arcillas y en algunos casos presentan fracturas.

Le siguen en abundancia fenocristales de anfíbol (hornblenda) (20%) euhedrales, hábito prismático donde se observan cristales elongados y secciones basales, equigranulares con tamaños que varían entre 0,25 a 1,00 mm de largo, los cuales presentan principalmente bordes alterados y en otros casos se encuentran completamente reemplazados a minerales opacos.

Por último se aprecian cristales de cuarzo (5%) euhedrales a subhedrales. equigranulares con un tamaño promedio de 0,50 mm de diámetro y en varias ocasiones se encuentran engolfados.

Con respecto a la pasta su textura es pilotaxica afieltrada pero también se observa agregados de cuarzo y feldespato alcalino. Está formada mayoritariamente por pequeñas tablillas de plagioclase (60%) con un tamaño de 0,05 a 0,10 mm, de aspecto fresco y macla polisintética. Luego se aprecian agregados de cristales de cuarzo (15%) y feldespato alcalino (15%) con tamaños de 0,05 a 0,10 mm de diámetro. Por último, de forma minoritaria se observan minerales opacos (10%) euhedrales de 0,015 a 0,15 mm.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: plagioclase (66,75%), cuarzo (10,50%), anfíboles (9%), feldespato alcalino (8,25%) y opacos (5,50%).

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (A: 0%, Q: 12,28%, P: 88,33%, F: 11,67%) la roca se clasifica como una andesita del campo 9* de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas. A partir de la presencia de minerales máficos como hornblenda se clasifica como una andesita.

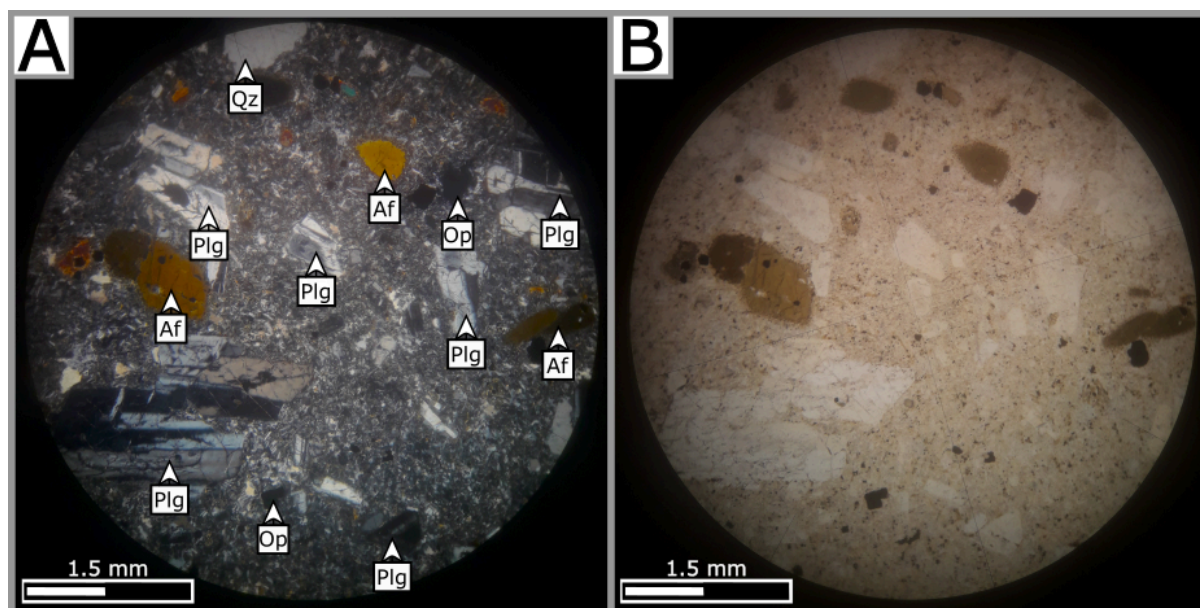


Figura 10.11: Sección delgada de Muestra L17 perteneciente a un stock de la Formación Colipilli. Referencias: (Af): Anfíboles, (Qz) Cuarzo, (Op) Opacos, (Plg) Plagioclasea.

10.4. Anexo 4 - Sección estructural

