



**UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES**  
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES  
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLOGICAS

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

Análisis paleoambiental de testigos  
corona del yacimiento “Loma Negra NI”  
(Formación Lajas), Dorsal de Huincul,  
Neuquén, Argentina.

**Tesista:** Luciana Ayelen Cappa

**Director:** Dr. Pablo José Pazos

Año 2016

## RESUMEN

En el presente trabajo final de licenciatura se realiza la caracterización paleoambiental de la Formación Lajas, intervalo estratigráfico del Grupo Cuyo, en base a tres coronas ubicadas a distintas profundidades del pozo YPF.Nq.LN.xp-36, el cual se encuentra en el yacimiento "Loma Negra NI" en las inmediaciones al norte de la dorsal de Huincul. Aquí la formación Lajas se corresponde con un reservorio de tipo convencional. Para poder caracterizar su paleoambiente se realizaron análisis de facies, petrografía sedimentaria y análisis mineralógico de arcillas. Además se realizó un mapa isopáquico del Grupo Cuyo que en conjunto con datos sísmicos se utilizó para analizar el marco depositacional y la estructura de la zona estudiada. Esta última se encuentra dominada por *horst* y grábenes con fallas que mantienen una orientación NE-SO y NO-SE. En la columna estratigráfica no se observan el suprayacente Grupo Lotena ni la Formación Tordillo, unidad basal del Grupo Mendoza, debido a la erosión o no depositación dada la cercanía de la dorsal de Huincul que había sido un alto depositacional y había estado tectónicamente activa durante la sedimentación. En el estudio se reconocen 5 asociaciones de facies que permitieron definir un ambiente deltaico donde se reconocen 2 subambientes, diferenciándose planicie deltaica subaérea, dominada por descargas fluviales y planicie deltaica subacua, donde domina acción mareal. En sentido vertical se observa la progresiva continentalización del sistema depositacional.

**INDICE:**

1.	Introducción.....	1
1.1.	Ubicación del área de estudio	1
1.2.	Metodología de trabajo	3
1.3.	Historia hidrocarburífera del área.	6
2.	Marco geológico.....	7
2.1.	Geología de superficie	11
3.	Descripción de las unidades estratigráficas.....	13
3.1.	Grupo Choiyoi	13
3.2.	Ciclo Precuyano	15
3.3.	Grupo Cuyo	17
3.3.1.	Antecedentes	17
3.3.2.	Formación Los Molles	18
3.3.3.	Formación Lajas	18
3.3.3.a.	Antecedentes	18
3.3.3.b.	Litología	19
3.3.3.c.	Distribución areal	19
3.3.3.d.	Paleontología	20
3.3.3.e.	Ambiente	21
3.3.3.f.	Relaciones estratigráficas	22
3.4.	Grupo Mendoza	23
3.4.1.	Formación Vaca Muerta	24
3.4.2.	Formación Quintuco	24
3.4.3.	Formación Mulichinco	25
3.4.4.	Formación Centenario	25
3.5.	Grupo Bajada del Agrio	26
3.6.	Grupo Neuquén	26
4.	Estructura.....	28
4.1.	Dorsal de Huinca	28
4.2.	Yacimiento Loma Negra NI	31

5. Análisis paleoambiental de los testigos corona.....	40
5.1. Definición e interpretación de facies	40
5.2. Definición e interpretación de las asociaciones de facies	55
5.3. Correlación biopalinioestratigráfica	59
6. Sistema petrolero.....	61
7. Historia geológica.....	65
7.1. Marco geotectónico	65
7.2. Evolución geológica del área	65
8. Discusión y conclusiones.....	67
9. Agradecimientos.....	68
10. Referencias.....	69

## 1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo final de licenciatura tiene como objetivo general la caracterización de la Formación Lajas en el yacimiento “Loma Negra NI”, al oeste de la localidad de Cutral Có, en el sector sur de la provincia de Neuquén a partir de datos de subsuelo provenientes del pozo YPF.Nq.LN.xp-36. Con respecto al subsuelo, la zona de estudio se ubica en la dorsal de Huincul, por lo que presenta una complejidad estructural que será analizada. Teniendo en cuenta que el trabajo es de detalle a partir de información de coronas en subsuelo, la geología de superficie será brevemente descripta basándose en la interpretación de imágenes satelitales y la hoja geológica correspondiente a la zona estudiada (Hoja Geológica Zapala, Hoja 3969-I, 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín, 275)

El trabajo se complementa con una correlación de la Formación Lajas entre el yacimiento Loma Negra NI y el yacimiento Guanaco, ubicado 10 km. en dirección noreste.

A partir de la información disponible en las coronas y secciones sísmicas se interpreta el paleoambiente depositacional de la Formación Lajas. Para ello se tomaron muestras de las coronas, realizándose cortes delgados y difracción de rayos X.

Se analiza, además, la discusión que implica la definición de los límites entre la Formación Los Molles y la Formación Lajas, y ésta con la Formación Lotena y las implicancias de la dorsal de Huincul sobre el armazón estratigráfico de la zona estudiada.

El objetivo final de este trabajo es contribuir al conocimiento y entendimiento de la Formación Lajas en la zona de estudio. Las analogías realizadas en este trabajo se hicieron con trabajos previos de superficie ya que el yacimiento estudiado no constituye una zona donde se conozcan aportes importantes de subsuelo.

### 1.1 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se sitúa en el yacimiento Loma Negra NI, el cual está ubicado en las inmediaciones de la localidad de Cutral Có, en el departamento de Confluencia, en el sector centro-oeste de la Provincia de Neuquén (Fig 1.1). A la zona se accede desde la ciudad de Cutral Có, luego de recorrer 13.5 km por la ruta provincial n°22 y 4.5 km hacia el norte por caminos provinciales (Fig.1.2).

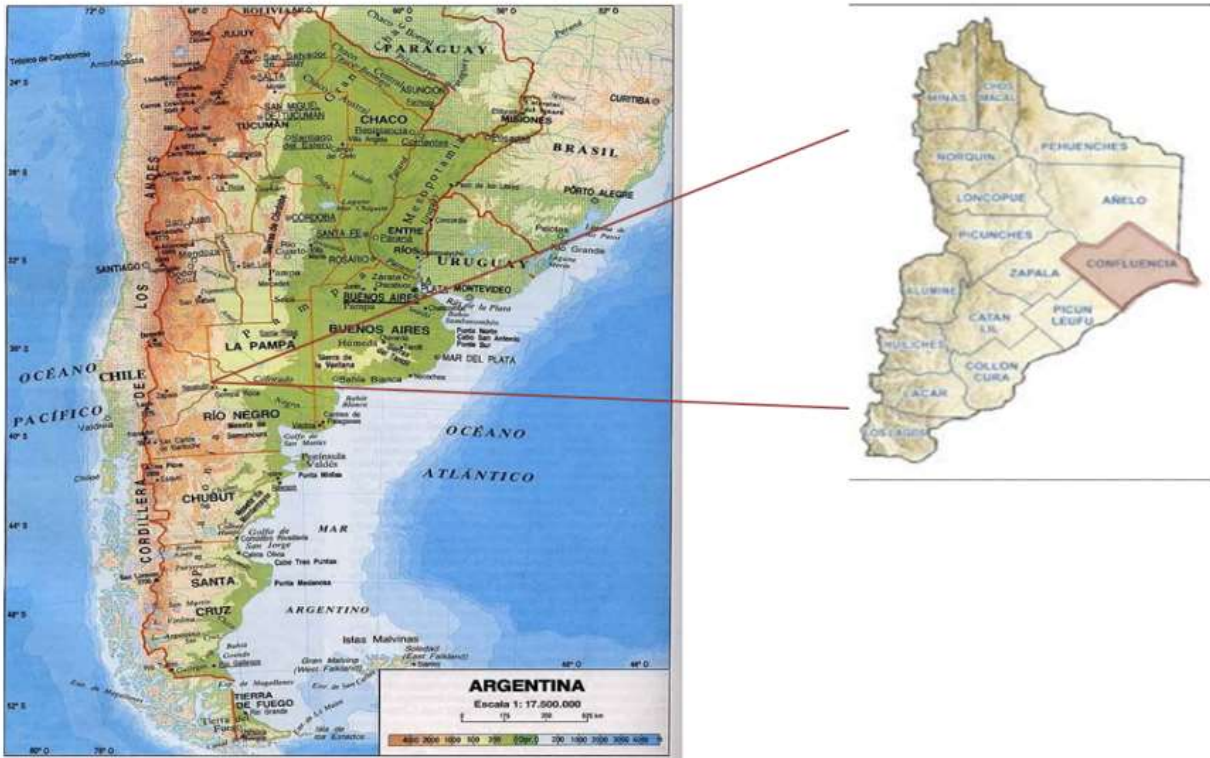


Fig. 1.1: Ubicación del departamento de Confluencia en la provincia de Neuquén, República Argentina.

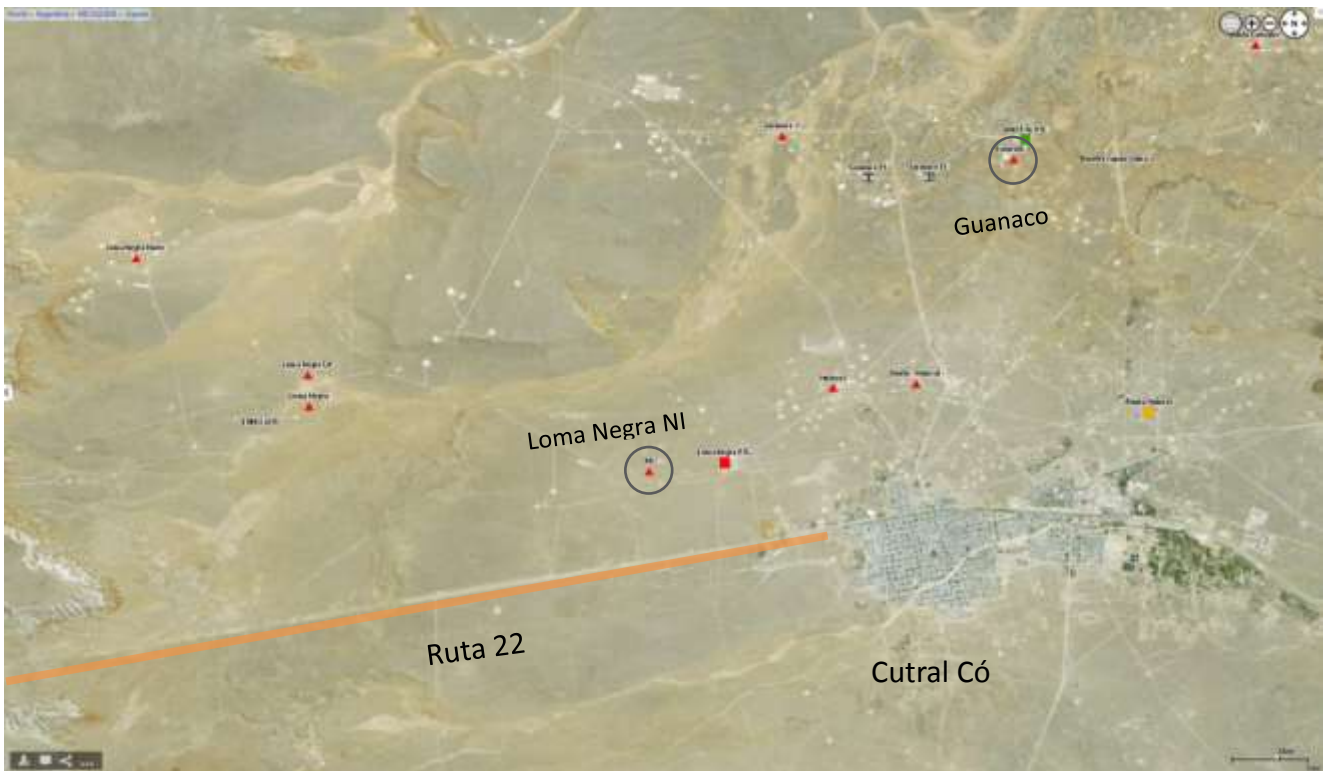


Fig. 1.2: Ubicación de las ciudades de Cutral C6 y Plaza Huincul y los yacimientos estudiados.

## 1.2 Metodología de trabajo

- En una primera etapa se realizó una recopilación bibliográfica sobre la zona a estudiar y sobre la cuenca Neuquina en general.
- Luego se procedió a realizar un perfil tipo Selley de detalle en base a las descripciones y observaciones de las coronas del pozo YPF.Nq.LN.xp-36, las cuales cubren 23 m. Para realizar el perfil se utilizaron los softwares SedLog® y CorelDraw®. Los colores de las mismas se tomaron de *Geological Rock-color Chart* (Munsell, 2009).
- Para inferir las edades de los estratos estudiados se utilizó un estudio biopalinioestratigráfico del POZO 1, en el yacimiento Guanaco, el cual pudo interpolarse mediante la sísmica entre dicho yacimiento y el estudiado. Dicho pozo se encuentra a aproximadamente 15 km en dirección NE desde el pozo YPF.Nq.LN.xp-36.
- Se interpretaron 3 líneas sísmicas tomadas arbitrariamente del cubo "03D\_CollónCura\_2013", en sentido N-S, E-O y SO-NE para poder analizar la estructura de la zona y mostrar la estratigrafía regional.
- Se realizó un mapa isopáquico del Grupo Cuyo con el software IHS Kingdom®. Dicho mapa posee coordenadas en Campo Inchauspe. Para realizar el mapa isopáquico se utilizó una grilla de la base de la Formación Vaca Muerta, realizada por Valeria Sissini en el marco de un proyecto de desarrollo de YPF, la cual estaba ubicada en tiempo y fue convertida a profundidad mediante el módulo *Dynamic Depth Conversion*, el cual realizó la conversión utilizando leyes de velocidad de 13 pozos seleccionados según su ubicación para cubrir el área de forma más abarcativa. Se utilizó también una grilla del tope del Ciclo Precuyano. Para realizarla, se fijó el perímetro del mapa y se interpretaron *inlines* y *crosslines* cada 150 m. aproximadamente para luego utilizar el módulo "*3D hunt*", el cual mediante múltiples iteraciones completó la interpretación a la sección completa. Posteriormente este horizonte interpretado se llevó a una grilla, que se realizó mediante el algoritmo "*flex gridding*" y luego se aplicó un suavizado. Finalmente, con las dos grillas ya ubicadas en profundidad se realizó la resta de las mismas para obtener el espesor vertical del Grupo Cuyo. El algoritmo utilizado es *bilinear sampler* para regrillar el resultado.
- Para ver los rasgos geológicos de superficie se procedió a colocar la Hoja Geológica Zapala, Hoja 3969-I, 1: 250.000. (Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín, 275) en superposición con la imagen satelital de Google Earth®.

- La Formación Lajas fue estudiada a partir de 3 coronas tomadas en el pozo YPF.Nq.NL.xp-36, en el año 1984. De aquí en más se referirá a la corona 1, a aquella ubicada entre 864 y 873 metros, la corona 2, con una profundidad entre 1035 y 1044 metros, y la corona 3, situada entre 1058 y 1063.5 metros. Estas profundidades fueron ajustadas luego del perfilaje geológico, aunque no se corrió perfil de rayos gamma a las carreras para ubicarlas precisamente. Para analizar el ambiente de depositación se realizaron tres perfiles tipo Selley en cada una de las coronas. Se tomaron además once muestras, de las cuales a nueve se le realizaron cortes petrográficos. Las imágenes de los cortes delgados fueron tomadas con un microscopio LEICA DM 750 P y una cámara MC 120 HD.

Mediante difracción de rayos X (DRX), en el laboratorio CETMIC, se estudiaron en detalle dos muestras representativas de la litofacies limoarcillosas masivas tanto en roca total, junto con los correspondientes análisis cuantitativos, como así también, a través de ensayos de rutina para estudiar la composición mineralógica de la fracción limo y arcilla. Cabe destacar que las muestras en su totalidad pertenecían a rocas limo arcillosas.

Se tomaron aproximadamente 15 gramos de material el cual fue molido a través de un molino de anillos (Herzog-HM 100), con un tiempo de molienda de 3 segundos por muestra, alcanzando así un polvo fino impalpable al tacto. Se efectuó la DRX de los polvos orientados al azar (roca total) en un goniómetro Philips 3020, equipado con filtro de Niquel y radiación  $\text{CuK}\alpha$  a 35 kV, 40 mA, sin monocromador secundario. Los barridos se realizaron a un tiempo de paso de 2 seg/paso con un ancho de  $0.04^\circ$  entre  $3$  a  $70^\circ 2\theta$ .

El estudio de la fracción arcilla (ensayos de rutina) se realizó a partir de la preparación de dispersiones diluidas en una relación de 2 gramos de la muestra previamente molida por cada 100 ml. Las muestras se agitaron manualmente y se complementó su dispersión con ultrasonido (Qsonica) durante 10 minutos. Las suspensiones fueron transferidas a probetas de 100 ml y se pipeteó el material en suspensión a 3 cm de profundidad y después de 3 horas-36 minutos, tiempo durante el cual, a temperatura standard ( $25^\circ\text{C}$ ) deja en suspensión la fracción menor a los  $2\ \mu\text{m}$  de acuerdo a las especificaciones dadas por Carver (1971).



## Ensayos de rutina (Holtzapffel 1985):

### 1) Muestra Natural

- Se procedió al montado sobre porta objeto de vidrio (dimensiones de 3 x 5 cm aproximadamente) de una delgada película de la dispersión que se dejó secar a temperatura ambiente.

### 2) Muestra Glicolada

- La muestra se somete a vapores de etilenglicol durante 24 horas a 50 °C en un desecador. Dicho tratamiento es sumamente útil para la identificación de argilominerales con propiedades expandibles ya que las moléculas orgánicas penetran en la posición interlaminar causando un aumento en el espaciado interatómico basal de la serie de reflexiones  $d(00l)$ , a diferencia de otros como la illita, la caolinita y el filosilicato clorita que no sufren ninguna variación.

### 3) Muestra Calcinada

- El preparado se calienta en una mufla durante 2 horas a temperatura constante de 550 °C afectando de manera diferente la estructura de los filosilicatos. La caolinita presenta colapso de su estructura, los interestratificados (illita/esmectita = I/S) pierden el agua de inter-lámina y el espaciado atómico  $d(001)$  pasa a 9.5 o 9.9Å sumándose al de la illita.

Los barridos se realizaron a una velocidad angular de 2 seg/paso con un ancho de paso de  $0.04^\circ 2\theta$  entre 3 a  $32^\circ 2\theta$  para ensayo natural y el ensayo glicolado. Para el caso de las muestras calcinadas, los barridos se realizaron de 3 a  $15^\circ 2\theta$ . El contenido de capas illíticas en los interestratificados illita/esmectita (I/S) se estimó a partir del cálculo en las diferencias  $\Delta 2\theta$  de las reflexiones basales específicas de en muestra glicolada (cuadro 8.3, página 273 en Moore y Reynolds, 1997).

Una vez conocidas las fases minerales presentes se procedió al análisis cuantitativo mediante los programas FULLPROF (Rodríguez Carvajal, 2001; versión Jan. 2011) de acceso libre y a través del Siroquant-XRD (Taylor 1991) bajo licencia. Tales programas incluyen al método de Rietveld (Rietveld, 1969) el cual no requiere el uso de estándares externos (véase Bonetto *et al.*, 2003 y referencias allí citadas) a través del cual se calcularon los porcentajes en peso de las fases minerales presentes a partir de los difractogramas de roca total.

### 1.3 Historia hidrocarburífera del área.

La exploración de hidrocarburos en la provincia de Neuquén comenzó a finales del siglo XIX, en la zona del Cerro Lotena y arroyo Covunco, donde se localizaron las primeras manifestaciones de petróleo, y continuó en el siglo XX, con las primeras perforaciones realizadas por empresas privadas. A partir de la década de 1910 la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología de la Nación, comenzó la exploración tomando como base los trabajos de geología de superficie realizados por Windhausen (1913) en la zona Challacó - Huincul, obteniendo como resultado el descubrimiento de hidrocarburos en el pozo N°1 en la localidad de Plaza Huincul, el 29 de octubre de 1918, posteriormente denominado Campamento Uno. En las siguientes dos décadas, los principales trabajos fueron geológicos de superficie para la ubicación de los pozos exploratorios. A partir de 1940 se comenzaron a incorporar los primeros registros geofísicos y perfiles eléctricos, lo cual permitió detectar zonas potencialmente de interés y evaluar con mayor certeza las rocas perforadas. Esto conlleva al descubrimiento de nuevos yacimientos en zonas aledañas al Octógono Fiscal en Plaza Huincul, durante las décadas de 1950 y 1960. Estos descubrimientos continuaron durante los años 1970 y 1980, los cuales llevaron a desarrollar el yacimiento Loma Negra NI, con la perforación de su primer pozo exploratorio en el año 1984. Dicho yacimiento hasta el día de hoy posee alrededor de 75 pozos perforados. Además la evolución del conocimiento geológico condujo al descubrimiento de las primeras trampas combinadas y estratigráficas (Giusiano *et al.*, 2011) lo cual propició el desarrollo de dicho yacimiento.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

En la provincia de Neuquén se reconocen tres grandes provincias geológicas: la Cordillera Principal, la Cordillera Patagónica y el Engolfamiento Neuquino. La zona en estudio se encuentra emplazada en la provincia geológica Engolfamiento Neuquino (Braccacini, 1970) de la cuenca Neuquina. Esta provincia comprende la región extrandina del Neuquén. Está caracterizada por un plegamiento de las secuencias mesozoicas y terciarias, descritas magistralmente por Herrero Ducloux (1946). Su límite occidental está dado por la Cordillera Principal, siguiendo la propuesta de Irigoyen (1979) en Ramos *et al.* (2011a) quien incluye en esta unidad las estribaciones montañosas asociadas al volcán Tromen y su proyección hacia el sur hasta la sierra de la Vaca Muerta. El límite nororiental está dado por el borde de la cuenca Neuquina en su contacto con el basamento del Bloque San Rafael y su proyección hacia el sur. El límite sudoriental coincide nuevamente con el de la cuenca Neuquina y su basamento constituido por las estribaciones del Macizo Norpatagónico o de Somuncurá.

En el engolfamiento existe un rasgo de primer orden que segmenta la cuenca en dos subcuencas, producto de la reactivación de un lineamiento transversal que corta a todo el continente (Turner y Baldis, 1978), conocido como dorsal de Huincul, y que correspondería al antiguo límite del continente paleozoico de Patagonia (Bettini 1984; Ramos *et al.* 2004). Esta dorsal fue definida como tal por De Ferrariis (1947), la que divide la cuenca Neuquina en dos subcuencas, la principal hacia el norte y la subcuenca de Picún Leufú hacia el sur. La zona de estudio está ubicada en las inmediaciones al norte de la dorsal de Huincul (Fig. 2.1).

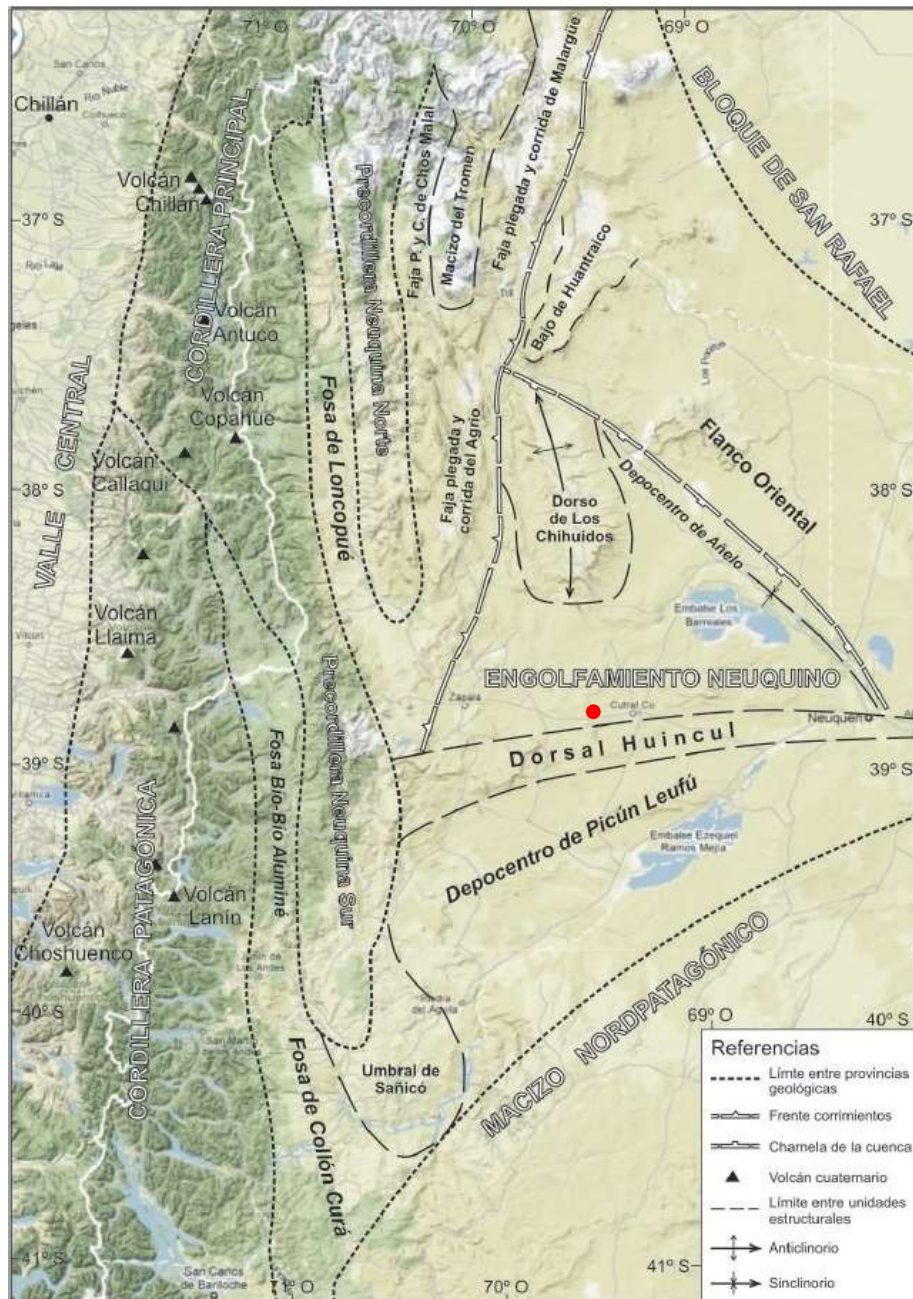


Fig. 2.1: Topografía de la provincia del Neuquén y regiones aledañas. Las estribaciones extrandinas se han agrupado tradicionalmente en el Engolfamiento Neuquino. Se observa la dorsal de Huincul dividiendo dos subcuencas, en sentido O-E. Tomado de ramos *et al.*, 2011b. La marca roja indica la zona de estudio.

Esta cuenca ha sido definida como una cuenca de retroarco multiepisódica, desarrollada sobre corteza continental en el margen oeste de Sudamérica y originada por el colapso termo-tectónico detrás de un arco magmático estacionario durante el Triásico tardío (Mpodosis y Ramos, 1989). El basamento corresponde al Grupo Choiyoi, con litologías tales como volcanitas e intrusivos del Carbonífero superior (Llambías *et al.*, 1993) y sus depósitos fueron acumulados en tres etapas principales

(Canale *et al.*, 2015) dando lugar a un registro estratigráfico continuo de aproximadamente 7.000 metros de espesor, integrado por rocas sedimentarias acumuladas en medios marinos y continentales del Triásico Superior al Paleoceno (Arregui *et al.*, 2011). Durante la primera etapa (Triásico Tardío-Jurásico Temprano), se produce la acumulación de materiales volcánicos y volcanoclásticos del Ciclo Precuyano (Fig. 2.2), cuyos espesores y distribución regional están controlados por la presencia de hemigrábenes (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984a). La segunda etapa (Jurásico Temprano - Jurásico Tardío), se encuentra integrada por depósitos marinos y continentales, mayormente de origen clástico, correspondientes a los Grupos Cuyo y Lotena (Gulisano, 1981). Zavala y González (2001) sugieren que estos depósitos se acumularon sobre un relieve irregular debido a cambios tectónicos y del nivel de base, los cuales habrían provocado un marcado control en la distribución de facies y geometría de las unidades. La tercera etapa (Jurásico Tardío-Cretácico Tardío) se compone por una espesa sucesión marina y continental correspondiente a los Grupos Mendoza, Bajada del Agrío y Neuquén. Estos depósitos son los que presentan la mayor distribución areal en la cuenca y su arreglo interno resulta por cambios del nivel de base y, en menor medida, por la actividad tectónica (Gulisano *et al.*, 1984a; Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995). Hacia el Cretácico Tardío, el cambio en el régimen de subsidencia en el margen continental activo, produjo el ascenso del arco magmático y su progresiva transformación en una cuenca de antepaís, que perduró hasta el Cenozoico (Spaletti *et al.*, 2005; Tunik *et al.*, 2010). Dentro de este contexto evolutivo, el Grupo Cuyo (Jurásico Temprano a medio) representa el primer episodio de sedimentación marina generalizada en la cuenca Neuquina (Groeber, 1946).

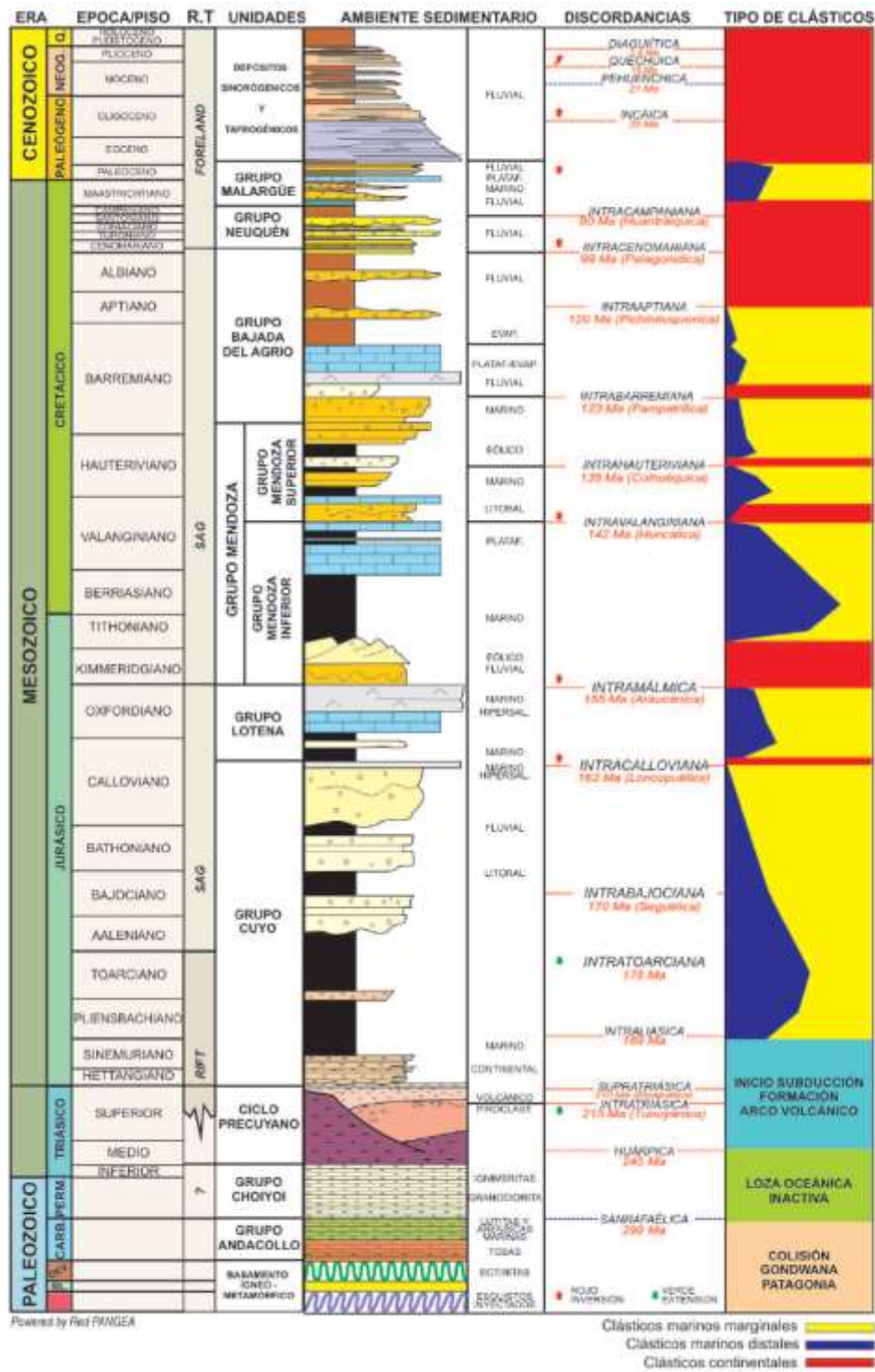


Fig. 2.2: Columna estratigráfica generalizada del sector sur de la cuenca Neuquina , con indicación de régimen tectónico, ambiente sedimentario, principales discordancias y tipo de clásticos. Tomado de Arregui *et al.*, 2011 a.

## **2.1 Geología de superficie**

Para analizar la geología en superficie, se utilizó la Hoja Geológica Zapala, Hoja 3969-I, 1: 250.000. (Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín, 275) en superposición a la imagen satelital de Google Earth®, observándose para la zona del yacimiento de Loma Negra NI (Fig. 2.3) afloramientos de las Formaciones Huincul (Cenomaniano) y Cerro Lisandro (Turoniano), ambas correspondientes al Grupo Neuquén representando un ambiente continental. Se observan también depósitos que cubren niveles de pedimentos, relacionados con niveles de base de bajos locales, tales como conglomerados, gravas y arenas y depósitos de igual granulometría, que cubren superficies pedimentadas de flanco, correspondientes al Pleistoceno Superior.



Fig. 2.3: Hoja geologica Zapala 3969 I, en superposicion con la imagen satelital de Google Earth



### 3. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DE SUBSUELO.

La estratigrafía de la zona de estudio comprende desde el Grupo Choiyoi hasta el Grupo Neuquén, exceptuando el Grupo Lotena y las sedimentitas eólicas de la Formación Tordillo, pertenecientes a la unidad basal del Grupo Mendoza, las cuales no se encuentran representadas. Esto denota el fuerte control paleogeográfico asociado a la estructuración de la dorsal de Huincul. En el presente capítulo se detalla la estratigrafía de las unidades prestando mayor interés en la Formación Lajas, la cual constituye el principal objetivo de este trabajo.

#### 3.1 GRUPO CHOIYOI

La provincia magmática Choiyoi (Kay *et al.*, 1989) se formó durante el máximo de actividad magmática del ciclo Gondwánico. Su gran extensión, >500.000 km<sup>2</sup>, es un rasgo destacable debido a que su composición es mesosilícica a silícica. Su edad abarca desde el Carbonífero Tardío al Triásico Temprano y se desarrolló en varias provincias geológicas situadas en el margen continental activo de Gondwana. Por su extensión podría ser comparada con las grandes provincias ígneas (LIP= *large igneous province*) que abarcan >100.000 km<sup>2</sup>. Sin embargo, el tiempo transcurrido entre el comienzo y la finalización de este evento magmático, de más de 30 millones de años, es considerablemente mayor que el de las LIPs, cuyo desarrollo es de unos pocos millones de años (Coffin y Eldholm 1992; 1993; Peate, 1997). En la definición de estos autores se contemplaba una concentración y disipación de energía muy rápida, atribuida a una vigorosa superpluma térmica que afectaba la estabilidad de los continentes. Con posterioridad, el tiempo de formación de una LIP se amplió (Bryan y Ernest, 2008) desvirtuándose el concepto de la definición original. Por este motivo y de acuerdo con la definición original, no se incluye a la provincia Choiyoi entre las LIPs, porque su tiempo de formación es tan largo que equivale al del emplazamiento de un batolito y a la evolución de un cinturón orogénico, lo cual no involucra una elevada concentración de energía ni tampoco su rápida disipación. El hecho que las rocas del Grupo Choiyoi hayan sido reunidas en una provincia ígnea ya está expresando por sí mismo su gran extensión. (Llambías y Sato, 2011). La denominación de Choiyoi ha cambiado respecto a la definición original de Groeber (1929; 1946), quien utilizó el término Choiyoilitense para las rocas volcánicas del Triásico Tardío. Groeber (1929) distinguió en el centro de Argentina dos series eruptivas con composiciones mesosilícicas a silícicas en el lapso comprendido entre el Pérmico y el Jurásico Temprano: 1) serie eruptiva suprapérmica a infratriásica, a la cual no le asignó un nombre específico y 2) serie supatriásica a infrajurásica, que posteriormente denominó Choiyoilitense en reemplazo de la “serie porfirítica supatriásica” (Groeber,

1946), por tener como área tipo el cordón de Choiyoi Mahuida (sierra de la Llaretta) o cordillera del Viento. Según Groeber (1929) la serie eruptiva suprapérmica a infratriásica se extendía por la Cordillera Frontal, el Bloque San Rafael y la provincia de La Pampa, mientras que la serie supatriásica a infrajurásica afloraba en Neuquén y noroeste de Patagonia.

Los investigadores que trabajaron en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael comenzaron a denominar a las rocas volcánicas pérmicas como Formación Choiyoi, la cual adquirió un uso generalizado a partir de la síntesis realizada sobre esta unidad por Rolleri y Criado Roqué (1970), desvirtuando el término original acuñado por Groeber (1946) para referirse a la serie eruptiva supatriásica. Sin embargo, algunos de los trabajos realizados en Neuquén continuaron llamando a las volcanitas supatriásicas como Choiyoi (Digregorio 1972; Leanza, 1992, entre otros), por lo cual en numerosas ocasiones surge cierta confusión en cuanto al significado específico del término. Las series volcánicas supatriásicas a infrajurásicas, junto con las unidades sedimentarias estrechamente relacionadas a ellas fueron incluidas dentro del Ciclo Precuyano (Gulisano *et al.*, 1984), por infrayacer al ciclo Cuyano. De esta manera las unidades constitutivas del antiguo término Choiyoilicense pasaron a integrar las unidades volcánicas del Ciclo Precuyano y las rocas ígneas pérmicas, denominadas Formación Huechulafquen por Turner (1965a; b), que en numerosas localidades constituyen el basamento de las unidades del Ciclo Precuyano, fueron consideradas como la prolongación austral de las intrusiones pérmicas de la Cordillera Frontal (véase Turner y Cazau, 1978). En consecuencia, la Formación Huechulafquen se puede incluir en el Grupo Choiyoi sensu Rolleri y Criado Roqué (1970). La actividad magmática del Grupo Choiyoi comenzó en el Carbonífero tardío, pero alcanzó su máximo desarrollo entre el Cisuraliano, y el Triásico temprano. A este período de intensa actividad magmática también se lo denomina ciclo magmático Choiyoi (Llambías *et al.*, 1993) y el área que incluye sus afloramientos fue denominada provincia Choiyoi por Kay *et al.* (1989). En la zona de la dorsal de Huincul el Cerro Granito es la única localidad donde aflora un plutón de granodiorita que cuenta con dos dataciones por el método K-Ar, que arrojaron edades de  $252 \pm 20$  y  $291 \pm 20$  MA (Stipanovic y Linares, 1969) y sobre el cual se apoya una delgada secuencia de conglomerados volcanogénicos atribuidos al ciclo Precuyano. En los testigos de dos de las perforaciones de pozos ubicados en el yacimiento Anticlinal Campamento, pocos kilómetros al norte de cerro Granito, Schiuma y Llambías (2008) realizaron dataciones en cristales únicos de circonio de una granodiorita por el método U-Pb, obteniendo edades de  $286,5 \pm 2,3$  MA y en uno de los diques andesíticos comagmáticos con la granodiorita cuya edad es  $284,0 \pm 1,3$  MA. En esta perforación la granodiorita y

los diques andesíticos fueron cubiertos por mantos de volcanitas, atribuidos al ciclo Precuyano, que estos mismos autores dataron en  $199,0 \pm 1,5$  MA y  $203 \pm 0,26$  MA. Al igual que en Cordillera del Viento y en Cerro Chachil la cobertura por mantos volcánicos presupone una fuerte erosión que permitió la exhumación de los intrusivos con anterioridad a la depositación de estos mantos. (Llambías y Sato, 2011).

### 3.2 CICLO PRECUYANO

El Ciclo Precuyano fue definido por Gulisano (1981) con el fin de describir a depósitos de naturaleza piroclástica, clástica y volcánica comprendidos entre el basamento cristalino de la cuenca Neuquina y la primera ingresión marina jurásica del Grupo Cuyo. Esta definición principalmente litoestratigráfica agrupaba bajo un solo nombre a todos los depósitos limitados por dichos contactos, que a causa de su desconexión geográfica y variada composición litológica poseían diferente denominación. Hacia fines del Paleozoico superior el borde occidental del cinturón plegado gondwánico es fragmentado permitiendo el desarrollo de un campo riolítico Permo-Triásico. Sobre esta estructura se impuso un evento distensivo de gran intensidad que generó una serie de fosas para el Triásico Tardío - Jurásico Temprano dando nacimiento a la sedimentación mesozoica. Esta unidad referida a los depósitos de la zona de la sierra de Reyes, agrupada bajo el nombre de Formación Remoredo (Gulisano, 1981) pasó a englobar informalmente a los distintos intervalos pertenecientes a los niveles basales del mesozoico neuquino, cuyo rasgo común era su geometría en cuña, sus variaciones de espesor en cortas distancias y su compleja naturaleza volcaniclástica. Los aportes de Spalletti *et al.* (1991) junto a los de Riccardi *et al.* (1997) entre otros, contribuyeron a caracterizar estas unidades, mientras que los trabajos de síntesis regional de Franzese y Spalletti (2001) permitieron deslindar el ciclo magmático de basamento de los depósitos volcaniclásticos de rift del oeste neuquino.

Digregorio (1978) fue quién incluyó en este intervalo en las Formaciones Paso Flores y Chacaico, las que habían sido asignadas al Rético, por Lambert (1946) y Parker (1965), respectivamente. Más tarde Digregorio y Uliana (1980) extendieron a las Formaciones Los Menucos (Miranda, 1969) y Chihuidos Superior-Llantenes (Bohem, 1935) como equivalentes de este ciclo. Los depósitos clásticos rojos en la localidad de la Sierra de Reyes, reconocidos con el nombre de Formación Remoredo (Gulisano, 1981) fueron agrupados como Ciclo Precuyano, si bien esta definición litoestratigráfica, implicaba un concepto temporal acotando este complejo entre el basamento y la primera ingresión del Grupo Cuyo. Luego Gulisano *et al.* (1984) incluyeron esta unidad como parte del "Jurásico" de Groeber (1946), limitado hacia la

base por la discordancia Supratriásica (Rioatuélica) y hacia el tope por la discordancia Intraliásica (Pliensbachiano temprano), quedando así este intervalo restringido al Hettangiano-Sinemuriano e incorporando a las Formaciones Piedra del Aguila (Ferello, 1946), Sañico (Galli, 1953), Lapa (Groeber, 1958) y Planicie Morada (Digregorio, 1965). A partir de los hallazgos faunísticos efectuados por Riccardi *et al.* (1988a) en el río Atuel, Legarreta y Gulisano (1989) proponen la Mesosecuencia Precuyo, extendiendo el límite basal al Triásico tardío. Riccardi y Gulisano (1990) al definir el Subsistema Sañico (equivalente al Precuyano) acotaron su duración desde el Triásico Tardío al Hettangiano temprano. Esta extensión estuvo corroborada por trabajos posteriores de Spalletti *et al.* (1991). Más tarde, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) describen este ciclo como el relleno de hemigrábenes con sedimentos continentales con fuerte participación volcanoclástica, en la que abanicos aluviales gradan a barreales (*playa-lake*) e incorporan como depósitos equivalentes a las sedimentitas lacustres del Engolfamiento Neuquino (Formación Puesto Kauffman). Postulan, también, que para toda la secuencia, la actividad volcánica va disminuyendo hacia los términos superiores. Los aportes de Riccardi *et al.* (1997) en la zona del Atuel con el descubrimiento del Triásico marino (Formación Arroyo Malo) por debajo de la Formación El Freno, podrían restringir aún más la extensión del Ciclo Precuyano. Finalmente en trabajos de integración cuencal Franzese y Spalletti (2001) reconocieron un ciclo magmático de zócalo separado del relleno volcanoclástico de los hemigrábenes. Recientes contribuciones sobre la estructura del *sinrift* en la plataforma nororiental, fueron realizadas por Cristallini *et al.* (2009). En la zona de la dorsal de Huincul (Yacimiento Cerro Bandera) hacia el Triásico Superior y el Jurásico Inferior se generaron numerosas cubetas independientes asociadas a fallas normales que afectaron el basamento pre-Triásico Superior. (Gulisano y Pando, 1981; Uliana y Biddle, 1988; Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani, 1995; Veiga *et al.*, 2001 a y b; Pángaro *et al.*, 2002 a y b). La base del Precuyano se puede asignar al Triásico Superior (Rético) hasta el Jurásico Inferior (Hettangiano-Sinemuriano) según propuestas de correlación con otros depocentros y datos de superficie existentes (Bermúdez *et al.*, 2005). En el sector norte de la cuenca Neuquina, faunas de amonites del Hettangiano asignadas al Grupo Cuyo (Riccardi *et al.*, 1988b) sugieren una edad triásica superior para los depósitos precuyanos. Mediante dataciones radimétricas obtenidas en el yacimiento Medanito - 25 de Mayo (Corbera y Kraemer, 2001) se determinaron dos edades para depósitos correlativos con las volcanitas precuyanas de Cerro Bandera de 219 y 182 MA. (Noriano tardío y Toarciano respectivamente) Estos datos permiten inferir un fuerte diacronismo para esta unidad lo cual encaja en un

marco geotectónico de tipo extensional caracterizado por la presencia de depocentros (*half-grabens*) controlados por fallas de basamento (Bermúdez *et al.*, 2005).

### 3.3 GRUPO CUYO

#### 3.3.1 Antecedentes

La existencia de depósitos marinos de edad jurásica en el territorio de Neuquén es conocida desde los primeros estudios realizados por geocientistas europeos entre los que se destaca Bodenbender (1892). Posteriormente Groeber (1918, 1929) realiza los primeros intentos en organizar la estratigrafía del Jurásico hasta que en 1946 define el término Cuyano para identificar la sección inferior del Jurásico Andino de origen marino que «comprende los pisos Hettangense hasta Bajocense medio a superior en ocasiones tal vez hasta el Batonense», Groeber (1953) discriminó el Cuyano inferior que “abarca prácticamente todo el Liásico hasta el final de Lías”, y designando al Cuyano superior al intervalo que comienza con la zona de *Leioceras opalinum* y termina con la de *Witchellia romani*“, y que corresponde al Jurásico Medio (Dogger). Otros autores como Weaver (1931), Suero (1951), Stipanovic (1969) y Leanza (1992) realizaron importantes contribuciones al conocimiento de la estratigrafía del Jurásico. El término Grupo Cuyo fue propuesto por Dellapé *et al.* (1978) para identificar una secuencia sedimentaria evolutiva limitada en su base y techo por las discordancias Intraliásica (Rioatuélica) e Intracalloviana respectivamente. Los depósitos de este ciclo han sido también designados como Subsistema Cuyo (Riccardi y Gulisano, 1990). Los trabajos de Gulisano *et al.* (1984a), Legarreta y Gulisano (1989), Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995), Zavala (1993), Limeres (1996) y posteriormente Legarreta y Uliana (1996) han contribuido a dividir este intervalo estratigráfico en unidades de diferente rango jerárquico basándose en los principios difundidos por la estratigrafía de secuencias depositacionales. El particular comportamiento tectónico de las distintas regiones morfoestructurales en que se divide la cuenca Neuquina (Mosquera y Ramos, 2005) genera respuestas sedimentarias específicas que dejan una fuerte impronta en los depósitos del Jurásico. Se reconocen en toda la cuenca una gran cantidad de unidades formacionales basadas en criterios litoestratigráficos, muchas de las cuales representan particularidades locales ocurridas durante los distintos ciclos de avances y retrocesos de la línea de costa o eventos arealmente restringidos que ocurrieron durante la etapa de transición entre la subsidencia localizada dentro de depocentros parcial o totalmente desconectados, o etapa de rift y la subsidencia generalizada o etapa de sag. En la zona de la dorsal debido a la actividad tectónica se reconocen depocentros que superan los 2000 metros para el Grupo Cuyo (Arregui *et al.*, 2011).

### 3.3.2 Formación Los Molles

Weaver (1931) la definió originalmente como “Los Molles Formation”, interpretando a la misma como un conjunto de sedimentitas marinas que en su desarrollo vertical abarcan las zonas de amonites de *H. falciferum*, *D. comune*, *L. jurensis* y *L. opalinum*, es decir, comprendiendo el lapso del Toarciano al Aaleniano, inclusive. La localidad tipo de la entidad fue establecida por Volkheimer (1973) en el curso del arroyo Maihuén, donde se conocen también perfiles levantados por Fernández (1943) y Groeber *et al.* (1953). Riccardi (1993) ha realizado una revisión de los antecedentes que se disponen de esta unidad. Está integrada mayormente por pelitas grises y gris oscuras con variable contenido orgánico que alternan con areniscas finas hasta gruesas y conglomerados (arroyo La Jardinera o Mb. Cutral-Có en el subsuelo de Plaza Huincul). Forma parte del núcleo de la dorsal de Huincul en la comarca del cerro Lotena y en el subsuelo de la cuenca, apoya sobre el Complejo Plutónico Chachil, Caliza Chachil en el oeste, o las Formaciones Piedra Pintada por el sur y La Primavera en el extremo norte (Chos Malal) y sobre el Grupo Choiyoi o el Ciclo Precuyano en el subsuelo (Arregui *et al.*, 2011). Es cubierta por las Formaciones Lajas o Tábanos o por el Grupo Lotena. Posee espesores variables, con máximos en la región central de la cuenca que superan los 2.000 m, especialmente documentados en el área de la dorsal de Huincul (Barda Colorada Este) (Gómez Omil *et al.*, 2002). Se le asigna un ambiente de sedimentación marina de baja energía donde intercalan cuerpos arenosos producto de flujos de densidad. De acuerdo con la cantidad de pirita diseminada, restos de vegetales y su contenido fosilífero, se interpreta como desarrollada en un ambiente marino de plataforma (Arregui *et al.*, 2011). Corresponde al primer ciclo de sedimentación marina ocurrido durante el Jurásico en el centro y sur de Neuquén (Leanza y Hugo, 2001a). La edad para este intervalo abarca desde el Pliensbachiano-Toarciano temprano (Zona de *Dactyloceras*) hasta el Aaleniano-Bajociano temprano (Zona de *Emileia giebeli*), las primeras reconocidas en la zona de Chacaico y para la zona de Chacay Melehuee las últimas. El contenido fosilífero de esta unidad es muy amplio habiendo sido documentados amonites y bivalvos (Riccardi *et al.*, 1988b Riccardi, 2008; entre otros), ictiosaurios y plesiosaurios (Gasparini *et al.*, 1992), como también microfósiles (Ballent, 1987; Kielbowicz, 1987).

### 3.3.3 Formación Lajas

#### 3.3.3.a Antecedentes

La Formación Lajas fue definida originalmente por Weaver (1931) del siguiente modo: “En el cerro Lotena, y localidades de Picún Leufú y Los Molles, las

areniscas calcáreas aparecen interestratificadas con areniscas estrictamente continentales. Contienen abundantes pelecípodos y gasterópodos, usualmente bien preservados aunque no así amonites”. Si bien este autor no designó localidad tipo, la misma puede estimarse que corresponde a la región que se extiende desde la sierra de la Vaca Muerta hasta el sur de Zapala. Weaver (1931) interpretó que en la región al sur de Zapala la Formación Lajas era transicional hacia la Formación Lotena, Establecida la edad calloviana de los amonites presentes en esta última unidad (Herrero Ducloux y Leanza, 1943), se la consideró por mucho tiempo como la facies final de la transgresión calloviana y sobre la base de elementos sedimentológicos algunos autores la integraron con la Formación Lotena (Marchese, 1971). Se debe a Dellapé *et al.* (1978) el reconocimiento de que la Formación Lajas integra con las Formaciones Challacó y Tábanos el tramo final de la secuencia regresiva del Grupo Cuyo, en tanto que la Formación Lotena corresponde a otro ciclo de sedimentación (Loteniano-Chacayano) (Leanza y Hugo, 2001a).

#### **3.3.3.b Litología**

La litología dominante está compuesta por areniscas grises de grano fino a grueso, con cemento calcáreo, con laminación paralela y entrecruzada, con bancos de escasos centímetros hasta 10 metros de potencia, con excelentes desarrollos en algunos sectores de barras litorales (Leanza y Hugo, 2001a). Existen intercalaciones de conglomerados, coquinas, pelitas, y tufitas así como numerosas capas lenticulares delgadas de carbón y arcillas carbonosas. Las coquinas son de color marrón oscuro, poseen matriz arenosa gruesa, siendo muy abundantes en la parte inferior y media de la unidad. La presencia de tufitas se incrementa hacia su parte superior. En conjunto, predominan las tonalidades amarilla, verdosa y rojiza. Contiene troncos de árboles silicificados, corales, gasterópodos y bivalvos de conchilla gruesa. El espesor de la Formación Lajas en el arroyo Covunco alcanza los 680 metros en tanto que en el arroyo Mulichinco el espesor estimado para esta unidad es de 550 metros (Leanza y Hugo, 2001a).

#### **3.3.3.c Distribución areal**

Esta unidad está ampliamente representada en el faldeo occidental de la sierra de la Vaca Muerta, y es particularmente visible al pie del cerro Manzano Grande, desde la intersección de la ruta nacional 22 con el arroyo Covunco hasta el cordón de Curymil, donde constituye el núcleo del anticlinal homónimo (Leanza y Hugo, 2001a).

### 3.3.3.d Paleontología

De acuerdo a Leanza y Hugo (2001a), la Formación Lajas está caracterizada por depósitos costeros. Presenta una fauna de invertebrados marinos de aguas templado-cálidas, principalmente compuesta por bivalvos, gasterópodos y corales.

Weaver (1931) describió en la Sierra de la Vaca Muerta los siguientes bivalvos: *Ctenostreon chilense* Philippi, *Modiolus imbricatus* (Sowerby), *Modiolus contortus* Gottsche, *Arcomya elongata* d'Orbigny, *Isognomon americanus* (Forbes), *Gervillaria leufuensis* (Weaver), *Ctenostreon neuquensis* Weaver, *Chlamys* sp. y *Amussium* sp. A su vez, tal como estudiaran Lambert (1944) y Leanza (1933) abundan los bivalvos trigónidos, entre los que se destacan las especies *Trigonia corderoi* Lambert, *T. mollesensis* Lambert, *Neuquenitrigonia huenickeni* (Leanza y Garate), *Scaphorella leanzai* (Lambert), *Andivaugonia radixscripta* (Lambert) y *A. covuncoensis* (Lambert).

En cuanto a los gasterópodos, Weaver (1931) destaca la presencia de *Natica* aff. *N. catanilensis* Weaver, *Nerinea* cf. *N. decorata* Piette y *Cerithium* sp.

Morsch (1991, 1995) fue quien describió y revise la taxonomía de los corales scleractínidos presentes en la Formación Lajas, entre los que se encuentran *Araucanastrea minuscula* Morsch, *A. majuscula* Morsch, *Garateastrea bardanegrensis* Morsch, *Kobyastrea louisae* Morsch, *Pseudocoeniopsis* cf. *wintoni* (Wells), *Cyathophylliopsis delabechei* Milne Edwards y Haime, *Neuquinosmilia gerthi* Morsch, *N. lospazonensis* Morsch *Complexastreopsis caracolensis* (Steinmann), *C.* sp., *Mapucheastrea andina* Morsch, *Astraea* cf. *fungiformis* Negus y Beauvais, *Stephanastraea ramulifera* (Etallon), "*Convexastrea*" *weaveri* Gerth y *Montlivaltia koby* Beauvais. Los palinomorfos presentes en esta unidad fueron estudiados por Volkheimer (1978), entre los cuales se encuentran *Microcachrydites castellanosi* Menéndez, *Equisetosporites menendezii* Volkheimer, *Cycadopites punctuatus* Volkheimer, *Osmundacites diazi* Volkheimer e *Ischyosporites volkheimeri* Filatoff. Archangelsky (1978) asignó a la Formación Lajas una tafoflora anteriormente asignada a la Formación Lotena *sensu lato*, entre la que se reconocen *Dictyophylum*, *Cladophlebis*, *Sphenopteris*, *Sagenopteris*, *Otozamites*, *Ptilophylum*, *Dictyozamites* y *Williamsonia* (en Leanza y Hugo, 2001a).

Por último, Riccardi (2008) a partir de los estudios del contenido de amonites, pudo establecer una zonación que luego sería utilizada para calibrar la edad de los ciclos de variaciones de la línea de costa propuestas por Gulisano *et al.* (1984) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995).



### 3.3.3.e Ambiente

La Formación Lajas comienza con condiciones marinas litorales representadas por cuerpos arenosos que muestran facies intermareales y submareales con características estructuras sedimentarias (sigmoides, estratificación flaser, herringbone, etc.). Seguidamente se forman depósitos representativos de un período fluvial deltaico que fuera estudiado con detalle por Gulisano y Hinterwimmer (1986) en la región de puesto Seguel, sobre el flanco norte del anticlinal del Picún Leufú. Rosenfeld y Volkheimer (1979) también investigaron el ambiente de depositación de la Formación Lajas en el área de Chacaicó, concluyendo que en su parte basal se desarrolla un típico ambiente de delta. En el área de la dorsal de Huincul se reconocen ambientes marinos profundos, fan deltas, deltas y sistemas fluviales, comprendidas entre el Pliensbachiano y el Bathoniano (Leanza y Hugo, 2001a). Las mismas presentan importantes cambios de facies y espesores, (Fig. 3.1) relacionados a aporte variable, cambios eustáticos y control local de una tectónica activa tanto distensiva como compresiva (Gómez Omil *et al.*, 2002).

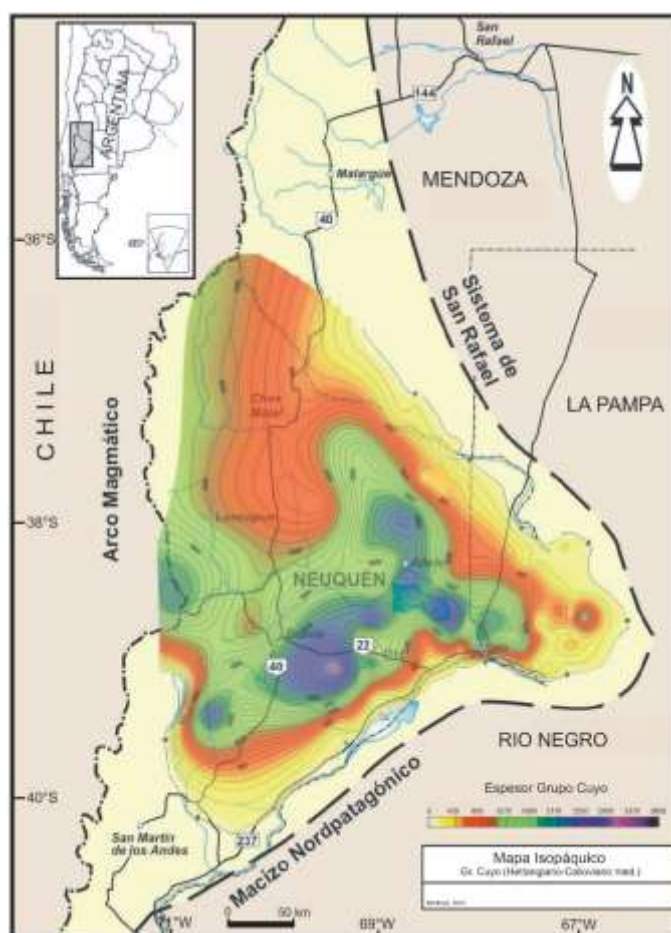


Fig. 3.1: Mapa de espesores Grupo Cuyo en la Cuenca Neuquina donde se reconocen espesores desde 400 m en color naranja, hasta más de 2000 en color violeta. Tomado de Arregui *et al.* (2011).

### 3.3.3.f Relaciones estratigráficas

Los eventos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior tienen gran expresión en sectores al norte de la dorsal de Huincul, pero al acercarse a ella, las superficies limitantes tienden a coalescer. Principalmente en el Kimmeridgiano se produjo la mayor supresión de la columna jurásica por la truncación de las formaciones Barda Negra, Lotena y Lajas a medida que uno se acerca a la dorsal desde el norte. A su vez, las unidades continentales que suceden a este evento de erosión regional (discordancia Intramálmica) están escasamente representadas en la dorsal de Huincul, acentuando la pérdida de columna estratigráfica. (Cevallos, 2005). En la zona estudiada se observa a la Formación Lajas en contacto neto erosivo con la Formación Vaca Muerta (Figs. 3.2 y 3.3).

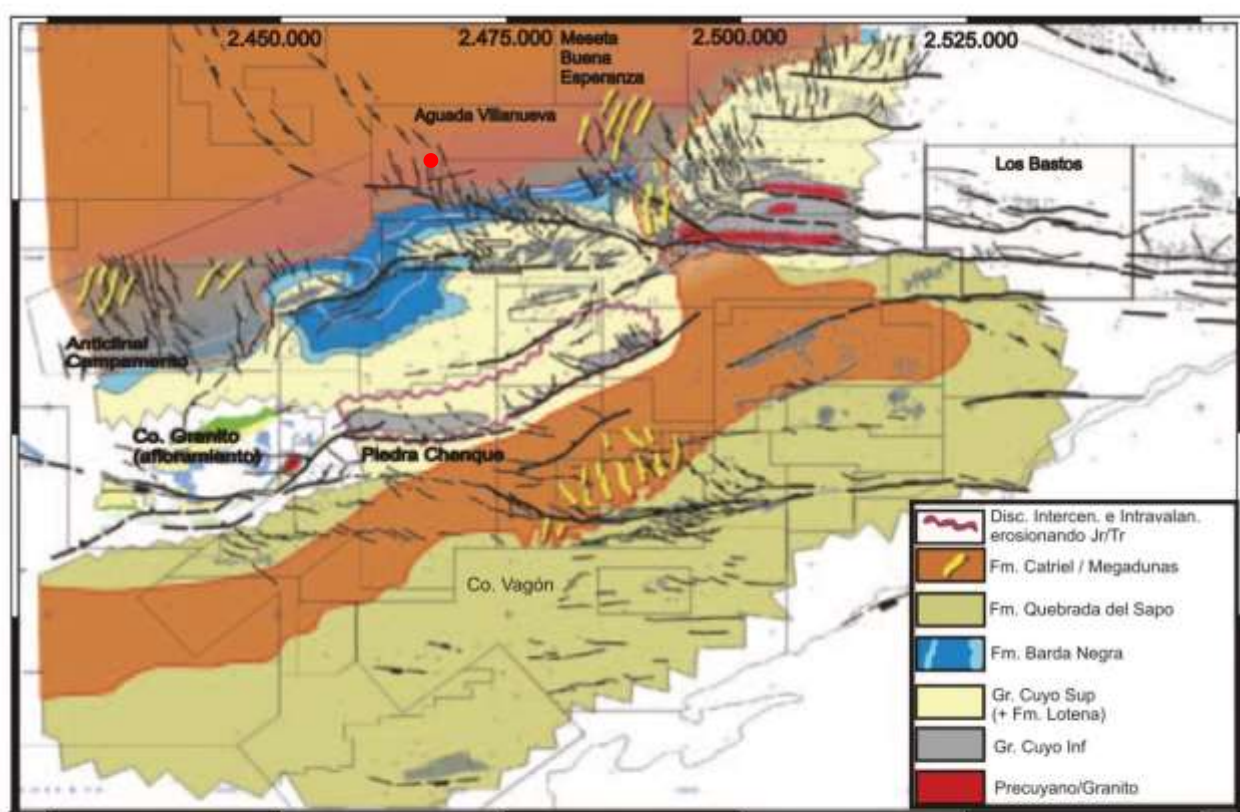


Fig. 3.2: Mapa de subafloramiento debajo de la inundación Tithoniana. Tomado de Cevallos (2005). La marca en rojo sitúa el lugar de estudio.

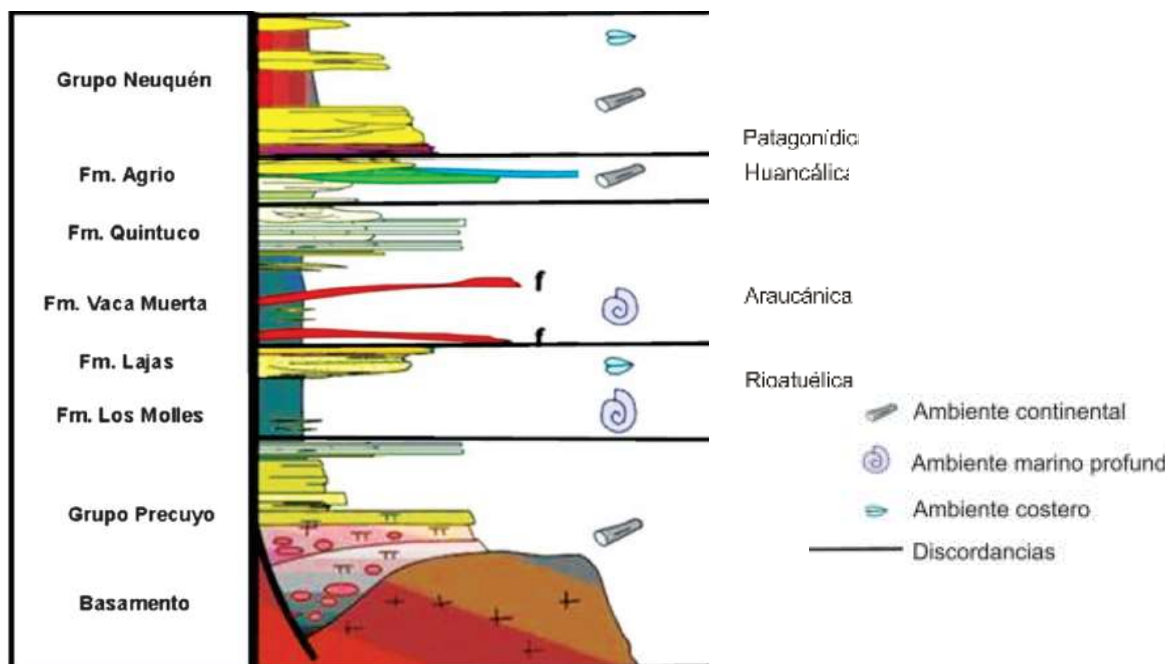


Fig. 3.3: Columna estratigráfica del área de Cutral Có, a pocos km al SO de la zona de estudio, para la cual también aplica. No a escala. Tomado de Hlebszevitsch (2014).

### 3.4. GRUPO MENDOZA

Groeber (1946) estableció el término Mendociano, junto con el Huitriano, como parte de su Ciclo Andico. Agrupó además al Vacamuertense, Quintucoense, Mulichincoense y Agrioense con carácter de pisos estratigráficos, unidades que habían sido previamente reconocidas por Weaver (1931) como entes formacionales.

Stipanovic et al. (1968) renombraron de acuerdo a la nomenclatura estratigráfica vigente de la época el término Mendociano, estableciendo por primera vez la denominación de Grupo Mendoza. En lo que respecta a la Formación Tordillo (o Tordillense de Groeber, 1946) su adscripción estratigráfica sufrió variaciones a lo largo del tiempo de acuerdo a los distintos autores que se consideren. A partir de Stipanovic y Mingramm (en Groeber et al., 1953) se comenzó a considerar estas sedimentitas como los depósitos iniciales (Preándico) del Ciclo Andico, y a ubicar esta unidad por encima de la discordancia Intramálmica o Araucánica (Stipanovic 1966, 1969; Leanza et al., 1978; Orchuela y Ploszkiewicz, 1984; Riccardi y Gulisano, 1992, Leanza 2009, entre otros). Legarreta y Gulisano (1989) dividieron al Mendociano en tres tramos: Mesosecuencia Mendoza Inferior, la cual incluía a la Formación Tordillo, Mesosecuencia Mendoza Medio, y Mesosecuencia Mendoza Superior. Desde entonces se considera a la Formación Tordillo como parte del Grupo Mendoza (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995; Leanza y Hugo, 1997; Leanza et al., 2001;

Vergani et al., 1995; Cruz et al., 1999, entre otros). Estas mesosecuencias están basadas en agrupaciones tectosedimentarias limitadas por discordancias (Gulisano et al., 1984 a y b). La Mesosecuencia Mendoza Inferior se encuentra entre las discordancias Intramálmica e Intraivalanginiana (base de la Formación Mulichinco), la Mesosecuencia Mendoza Media quedó acotada entre esta y la Intrahauteriviana (base del Miembro Avilé) y, finalmente, la Mesosecuencia Mendoza Superior, entre esta discordancia y la que se encuentra en la base del Miembro Troncoso Inferior (Formación Huitrín).

Posteriormente, los siguientes estratígrafos siguieron estos criterios y el Grupo Mendoza quedó finalmente dividido en tres secciones: Grupo Mendoza Inferior, Grupo Mendoza Medio y Grupo Mendoza Superior (Leanza, 2009). Sin embargo, subsiste aún una fuerte indefinición del tramo estratigráfico conocido como “Formación Quintuco”, ya que posee disimiles acepciones tanto en superficie como en subsuelo.

#### **3.4.1 Formación Vaca Muerta**

Weaver (1931) definió a la Formación Vaca Muerta, recomendación de Fossa Mancini *et al.* (1938) de utilizar la denominación de Formación (de la) Vaca Muerta en reemplazo de “Margas Bituminosas del Tithoniano”. Dicho término ha sido profusamente usado en la literatura geológica en la década de 1940 por geólogos de YPF (Baldwyn, 1942; Herrero Ducloux, 1946, entre otros). Está compuesta por margas, lutitas y calizas, las cuales alternan rítmicamente constituyendo un sistema de rampa homoclinal dominado por facies de rampa externa (Spalletti *et al.*, 2000; Scasso *et al.*, 2002, 2005; Kietzmann *et al.*, 2008; Kietzmann y Palma, 2009 a), organizado en varias secuencias depositacionales cuyas facies proximales progradan hacia el oeste (ej., Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Gulisano, 1989).

#### **3.4.2. Formación Quintuco**

Con respecto a la Formación Quintuco, en el subsuelo de la cuenca, en la industria petrolera se aplicó el nombre de Formación Quintuco (ex Formación-Cálcarea, de Ferrariis, 1947) para describir todas las sedimentitas suprayacentes a la Formación Vaca Muerta hasta la base de la Formación Mulichinco, quedando allí englobadas litologías muy variadas, desde areniscas calcáreas, calizas oolíticas y micríticas, pelitas calcáreas, anhidritas y dolomías correspondientes a un ambiente marino somero. (Leanza *et al.*, 2011). En este trabajo se utilizará este concepto ya que se focalizará la atención en la Formación Lajas. En lo que hace a sus relaciones estratigráficas, al igual que en la sierra de la Vaca Muerta, en la región de la Dorsal de Huincul, la Formación Quintuco suprayace en concordancia a la Formación Vaca

Muerta y es cubierta, discordancia Intravalanginiana mediante, por la Formación Mulichinco (Leanza *et al.*, 2001).

La Formación Quintuco junto a la Formación Vaca Muerta integra la sección media del Grupo Mendoza, abarcando la sedimentación del tramo Tithoniano inferior-Valanginiano inferior. El Ciclo Vaca Muerta-Quintuco conforma un evento transgresivo-regresivo que cubre toda la cuenca, representando un contexto depositacional de cuenca marina con fondo euxínico, circundada por un cinturón nerítico sometido a sedimentación carbonática y terrígena. Hacia el sector norte de la cuenca limita con la Formación Tordillo mientras que en el área de la dorsal lo hace con el Grupo Cuyo en la base y hacia el tope con la discordancia Intravalanginiana (Olmos *et al.*, 2002).

### 3.4.3 Formación Mulichinco

La sucesión de la Formación Mulichinco en la región austral se interpreta como un ambiente mayormente continental, en el cual la energía disminuía hacia el noreste y este. Por su parte, las asociaciones de facies presentes registran una continua transición desde planicies entrelazadas iniciales, pasando por planicies con dominio de cursos meandrosos, hasta la instalación de una planicie costera fangosa asociada al desarrollo de bahías poco profundas y de baja energía. Esta evolución se interpreta como el resultado de una continua reducción del gradiente fluvial asociado a una transgresión de largo término (Schwarz *et al.*, 2011).

La edad de la Formación Mulichinco se basa en los modernos esquemas estratigráficos desarrollados a partir de la fauna de amonoides, pero integrando información de Schwarz (2003). La unidad, en la mayor parte del área aflorante en la provincia del Neuquén, comprende la porción más alta de la Zona de *Lissonia riveroi* y la totalidad de la Zona de *Olcostephanus (Olcostephanus) atherstoni*. (Schwarz *et al.*, 2011). Esto significa que la Formación Mulichinco abarca desde el Valanginiano temprano medio hasta el Valanginiano tardío bajo. En tiempo absoluto, esta asignación cronoestratigráfica se extiende aproximadamente entre los 139.5 y 137.5 MA según la escala geológica de tiempo de Ogg *et al.* (2004) (en Schwarz *et al.*, 2011).

### 3.4.4 Formación Centenario

Es una unidad de subsuelo, correlativa a la Formación Agrio en afloramientos hacia el margen sudeste de la cuenca. Sus depósitos abarcan desde el Valanginiano superior hasta el Aptiano inferior. Su nombre deriva del yacimiento Centenario, vecino a la ciudad homónima ubicada a unos 100 km. del lugar de estudio del presente trabajo. Fue definida por Digregorio (1972) para englobar a potentes secuencias de sedimentitas terrígenas clásticas rojizas que se distribuyen de manera amplia

principalmente en el Engolfamiento Neuquino y zonas aledañas a la dorsal de Huincul (Fig. 2.1). Para este intervalo puede reconocerse una secuencia de transgresión-regresión correspondiente a la sección inferior seguida por depósitos de mar bajo y finalmente una transgresión y depósitos de mar alto en la sección superior (Cabaleiro, 2002).

### 3.5 GRUPO BAJADA DEL AGRIO

Estos depósitos se corresponden con un ambiente de progresiva continentalización ya que a partir de ese entonces la cuenca se desconecta completamente del Océano Pacífico (Arregui *et al.*, 2011). Leanza y Leanza (1973) habían sugerido designar a estas sedimentitas con el nombre de Grupo Huitrín, mientras que Uliana *et al.* (1975 a y b) propusieron identificar al mismo tramo sedimentario con el nombre de Grupo Rayoso. El Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica del año 1993 considera que el nombre del Grupo no debe ser el mismo que el de las unidades formacionales que lo integran por lo que Méndez *et al.* (1995) propusieron el nombre de Grupo Bajada del Agrio. Comprende las sedimentitas depositadas entre el tope del Grupo Mendoza y base de Grupo Neuquén durante el Barremiano tardío-Aptiano (Spalleti *et al.*, 2011). Se incluyen en este grupo las Formaciones Huitrín y Rayoso. La Formación Huitrín fue depositada en un contexto de cuenca cerrada con conexión restringida al océano abierto. Altas tasas de evaporación provocaron condiciones hipersalinas, que dieron lugar a la depositación de evaporitas (Lazo y Damborenea, 2011). La Formación Rayoso fue propuesta con un origen relacionado a sistemas fluviales efímeros inmersos en extensas llanuras de inundación o barreales, con canales principalmente meandriformes (Uliana *et al.*, 1975b; Legarreta, 1985; Leanza, 2003 en Zavala y Ponce, 2011). Zavala y Ponce (2011) proponen que el origen de estos depósitos ha sido relacionado a un sistema lacustre perenne de salinidad variable, afectado por descargas hiperpícnicas.

### 3.6. GRUPO NEUQUÉN

Bajo la denominación de Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.*, 1968), se reúne a una sucesión de depósitos continentales (“Capas Rojas” o “Estratos con Dinosaurios”) desarrollados durante gran parte del Cretácico Superior, conformando los afloramientos mesozoicos de mayor distribución areal dentro de la cuenca Neuquina (Cazau y Uliana, 1973). Dicha sucesión se encuentra limitada en su base por la discordancia Patagónica (Keidel, 1917, 1925; Leanza, 2009) y en su techo por la discordancia Huantraíquica (Méndez *et al.*, 1987; Leanza, 2009) ubicadas respectivamente en la base del Cenomaniano (Leanza, 2009; Tunik *et al.*, 2010) y en

el Campaniano medio (Dingus *et al.*, 2009). Genéticamente estos depósitos son vinculados a un origen predominantemente fluvial, con intercalaciones de episodios eólicos y lacustres someros (Cazau y Uliana, 1973). Este grupo presenta abundancia de fósiles vertebrados, tales como dinosaurios saurópodos y terópodos, cocodrilos, reptiles esfenodonotes así como también icnitas (Calvo *et al.*, 2011).

El esquema litoestratigráfico del Grupo Neuquén ha sufrido a lo largo del tiempo múltiples modificaciones, destacándose en este sentido los trabajos Wichmann (1927), Herrero Ducloux (en Fossa Mancini *et al.*, 1938), de Ferrariis (1968), Cazau y Uliana (1973), Ramos (1981), Leanza (1999) y Leanza y Hugo (1997, 2001b). La aparente monotonía que exhibe la secuencia en determinados lugares de la cuenca, sumada a su marcada variación lateral de facies; ha tornado en muchos casos dificultosa la correlación e identificación de sus unidades. En el reciente esquema litoestratigráfico expuesto por Garrido (2010), se propuso la incorporación de dos nuevas unidades formacionales. Desde entonces el Grupo Neuquén está conformado por tres subgrupos y nueve formaciones.

## 4. ESTRUCTURA

### 4.1 Dorsal de Huincul

La zona de estudio se encuentra en las proximidades de la dorsal de Huincul, por lo que la zona está afectada por la estructuración de dicha dorsal. Presenta una compleja historia de deformación multiepisódica asociada a una línea de debilidad de basamento que ha sido interpretada como resultado de la acreción del terreno Patagonia en el Cisuraliano (Mosquera y Ramos, 2006). Este rasgo estructural fue interpretado primariamente como un alto estructural formado por fallamiento extensional que se hundía tanto al norte como hacia el sur. Esta definición perduró hasta las propuestas de Orchuela *et al.* (1981), Orchuela y Ploszkiewicz (1984) y Ploszkiewicz *et al.* (1984), quienes interpretaron esta estructura como producto de una zona de transcurrencia denominada Falla de Huincul donde los pliegues pequeños y oblicuos al rumbo de la dorsal fueron considerados como pliegues de arrastre de un sistema dextrógiro, que en conjunto constituirían una estructura en flor positiva en territorio neuquino, que hacia el este pasaría a una flor negativa dominada por estructuras extensionales, al cambiar el rumbo de la dorsal de noreste a este-oeste.

Las estructuras de la dorsal fueron interpretadas posteriormente como resultado de la inversión tectónica de fallas extensionales previas por Eisner (1991) y Vergani *et al.* (1995). Estudios detallados llevados a cabo tanto en subsuelo como en superficie llevaron a interpretar la estructura de la dorsal como una sumatoria de eventos de deformación con esfuerzos cambiantes a lo largo del tiempo (Vergani *et al.*, 1995), siendo primero extensionales, y luego compresivos con una orientación que rotaba desde noroeste a este oeste y sudoeste de acuerdo al vector de convergencia entre la placa de Farallón y Nazca y la placa Sudamericana (Mosquera y Ramos, 2005). Esta rotación hacía alternar la generación de estructuras en la dorsal de *horst* y grábenes en el Triásico Superior a Jurásico Inferior; a estructuras de inversión tectónica positiva en el Jurásico Superior; a estructuras transpresivas a trastensivas en el Cretácico y el Cenozoico (Mosquera y Ramos, 2006).

Estas hipótesis fueron actualizadas por Silvestro y Zubiri, (2008) quienes plantean un esquema alternativo caracterizado por el desarrollo de corredores transcurrentes, estructuras relacionadas a inversión oblicua de hemigrábenes previos y la generación de estructuras compresivas sin influencia de los rasgos extensionales anteriores. Reconocen tres orientaciones preferenciales (Fig. 4.1). En dirección NE hacia el sector occidental, con lineamientos relacionados a fallas inversas de



basamento con rechazo vertical muy importante, con escaso desplazamiento de rumbo y vergencia SE. En dirección NO hacia el sector norte y oriental con zonas dominadas por transpresión y E, de menor distribución areal, con anticlinales relacionadas a fallas de basamento.

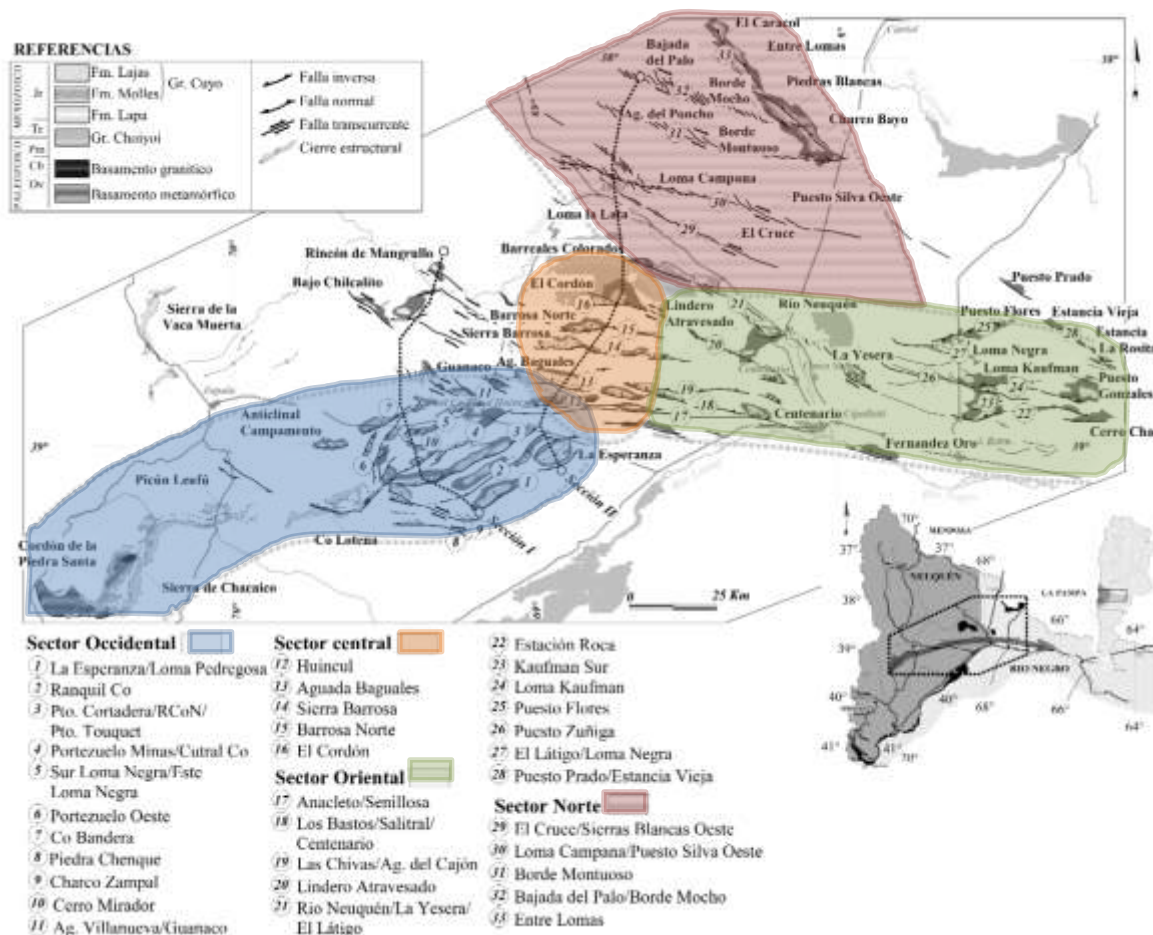


Fig. 4.1: Lineamientos estructurales principales de subsuelo y afloramientos, relacionados a la dorsal neuquina. Tomado de Silvestro y Zubiri (2008).

Con respecto a la evolución de la deformación se reconocen tres estadios de máxima deformación: el más antiguo durante el Toarciense, hacia el sector sur (Yacimiento “Loma Negra NI”), el siguiente durante el Kimmeridgiense y finalmente el último durante el Valanginiense, los cuales marcan una tendencia desde el sector interno hacia el externo (Figs. 4.2 y 4.3).

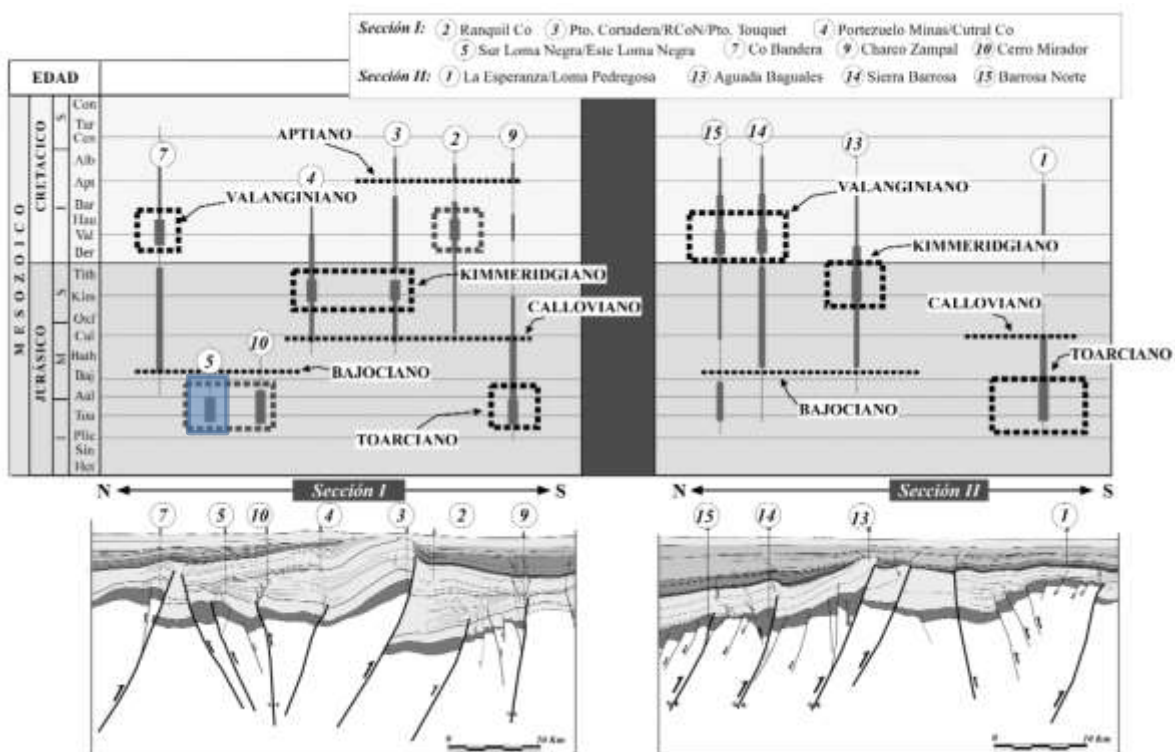


Fig. 4.2: Esquema de la posición estudiada y zonas aledañas con sus respectivos pulsos de la deformación. Tomado de Silvestro y Zubiri (2008).

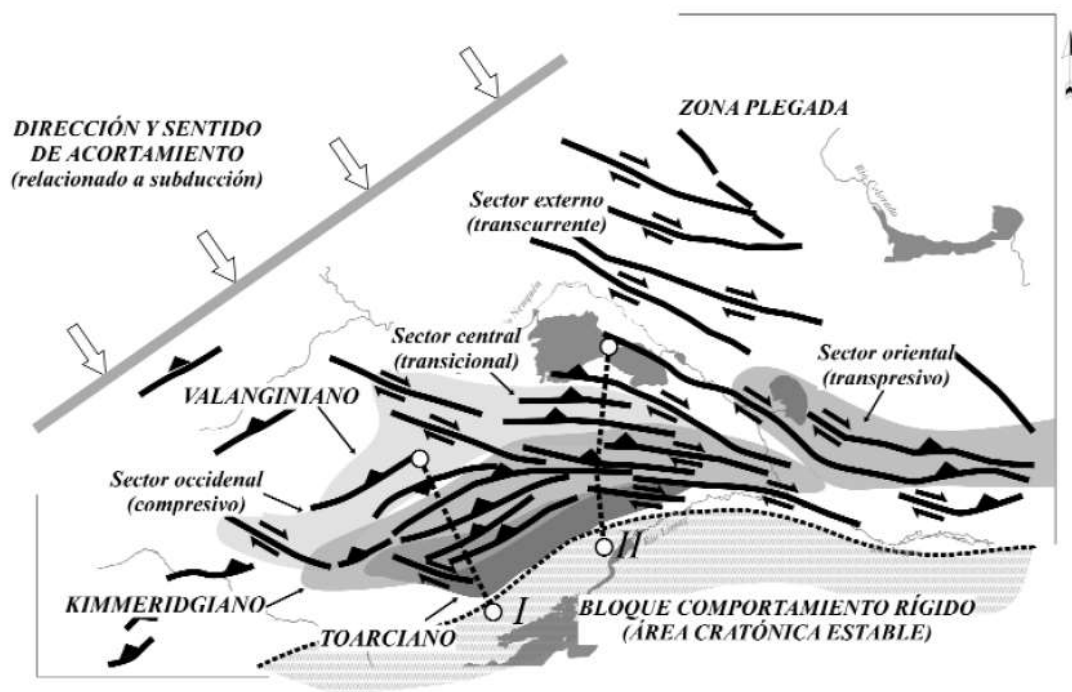


Fig. 4.3: Mapa de los lineamientos reconocidos con la ubicación de los tres estadios reconocidos de máxima deformación y límite aproximado entre el sector de comportamiento rígido y el sector plegado. Tomado de Silvestro y Zubiri (2008).

Si bien se acepta la teoría de un modelo transpresivo, Pángaro *et al.* (2006, 2009) plantean un modelo compresivo puro sin inversión tectónica.

#### 4.2 Yacimiento Loma Negra NI

Para analizar la estructura en la zona de estudio, se procedió a interpretar 3 líneas tomadas arbitrariamente en un cubo sísmico, una en sentido N-S, O-E y otra perpendicular a la orientación de las fallas principales (Fig. 4.4). Cabe destacar que el cubo sísmico utilizado fue registrado con la finalidad de adquirir mejor visualización hacia objetivos profundos. Debido a eso a medida que se observan horizontes someros estos pierden calidad de resolución. Los horizontes detallados son:

Reflectores	
Violeta	Tope Basamento
Rosa	Tope Ciclo Precuyano
Amarillo	Discordancia Intrabajociana
Celeste	Base Vaca Muerta
Naranja	Tope Quintuco

Tal como se mencionó en el capítulo anterior, la Formación Vaca Muerta suprayace a la Formación Lajas. Esto se evidencia en las líneas sísmicas mostradas a continuación así como también se registra en los informes del pozo estudiado donde se tomaron muestras de los recortes durante la perforación del mismo.

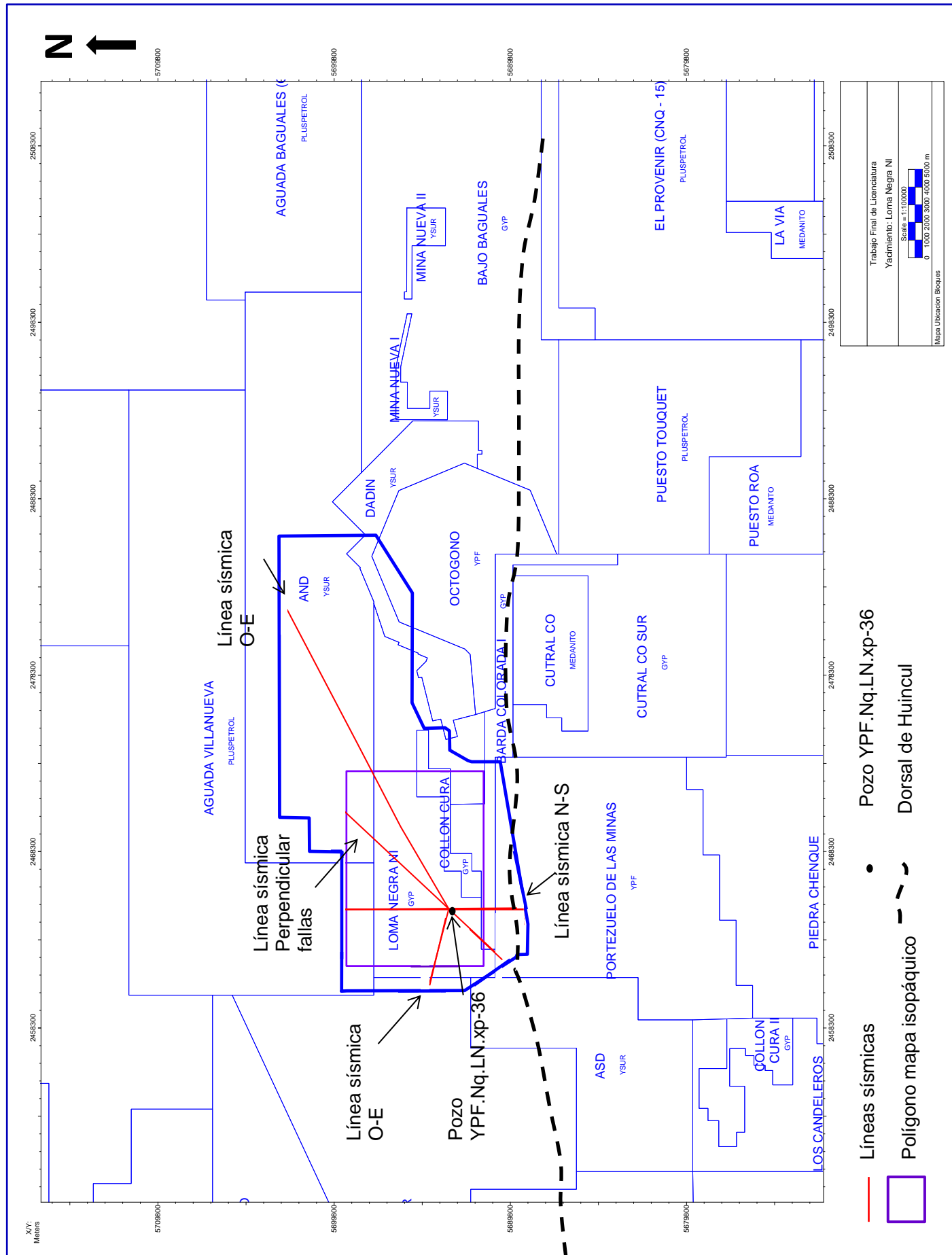


Fig. 4.4: Ubicación del polígono del mapa isopáquico y de las líneas tomadas arbitrariamente para analizar la estructura. Escala 1:100000.

La Figura 4.5 indica la línea sísmica en sentido N-S, la cual abarca 10 km. Se observa la línea roja mostrando la ubicación del pozo YPF.NQ.NL.xp-36 estudiado. Puede notarse el alto estructural, levantado por dos fallas principales, con un pliegue asociado hacia el sur flexionando los horizontes marcados. El sector sur presenta un mayor espesor sedimentario que el sector norte. Puede verse además sobre el tope de la Formación Quintuco en el alto estructural, un truncamiento de la Formación Mulichinco.

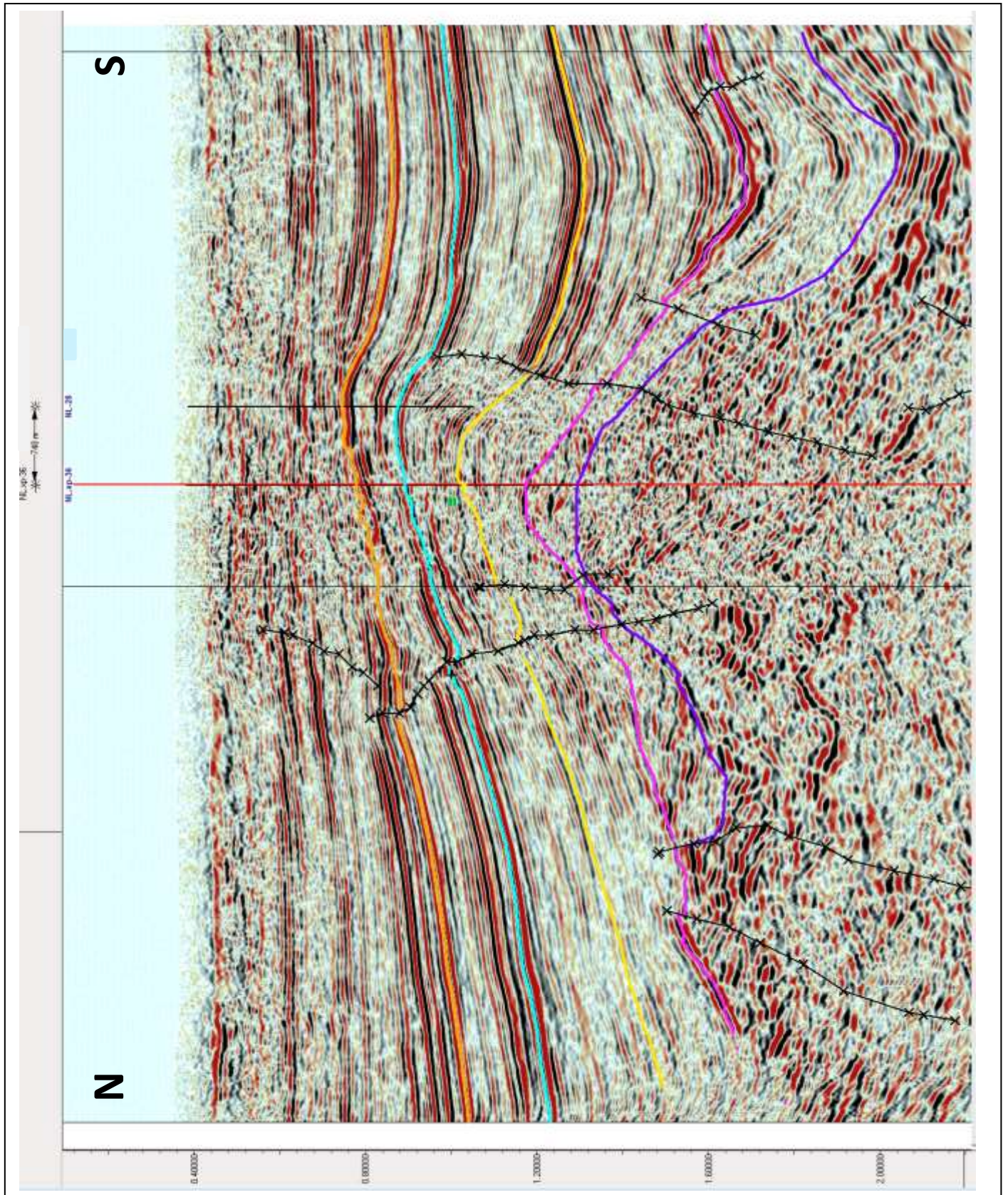


Fig. 4.5: Línea sísmica tomada arbitrariamente en sentido N-S. Escala en segundos.

En sentido perpendicular a las fallas principales la línea sísmica posee 12 km de largo, que de izquierda a derecha posee una orientación SO - NE (Fig. 4.6). Se observa el alto estructural y solo hacia el NE una falla más superficial que afecta a la sedimentación por encima de la discordancia Intrabajociana. Hacia el NE aumenta el espesor de los sedimentos, ya que allí hay un depocentro local. Al observar una línea sísmica en sentido perpendicular a las fallas se interpreta mejor la sedimentación debido a que en este sentido no predominan eventos de estructuración.

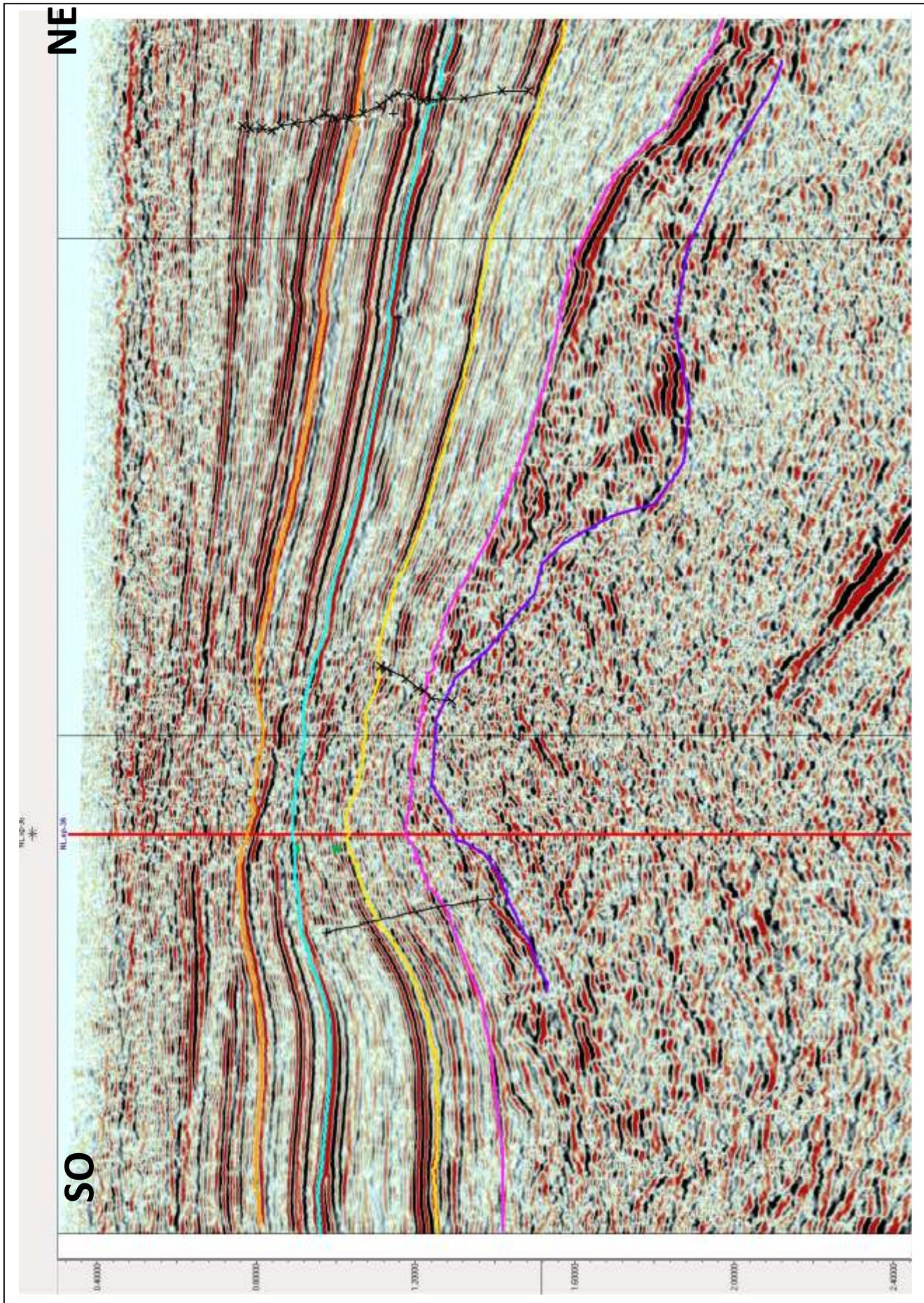


Fig. 4.6: Línea sísmica tomada arbitrariamente en sentido perpendicular a las fallas. Escala en segundos.



La línea sísmica en sentido O-E abarca 24 km, tal como lo muestra la figura 4.7. Su extensión es desde el yacimiento Loma Negra NI hasta el yacimiento Guanaco. Desde el O hacia el E se observa el alto estructural de Loma Negra y un importante depocentro entre Loma Negra y Guanaco siguiendo con la estructuración de dicho yacimiento. Se presentan fallas que afectan tanto basamento como más superficiales a partir de la discordancia Intrabajociana. Esto puede verse también en el mapa isopáquico del Grupo Cuyo (Fig. 4.8) de la región, donde se observa el mayor espesor hacia el sector NE coincidiendo con el importante depocentro entre el yacimiento Guanaco y Loma Negra NI. El menor espesor corresponde al alto estructural de Loma Negra donde se encuentra el pozo estudiado, y que también se evidencia en la línea sísmica de la figura 4.5. Los espesores varían entre 550 m y 1690 m. En cuanto a las fallas se observan dos dominios principales, uno en dirección NO- SE y otro NE-SO. Las fallas con orientación NE-SO se encuentran hacia el sector sur del mapa mientras que en dirección NO-SE abarcan más territorio.

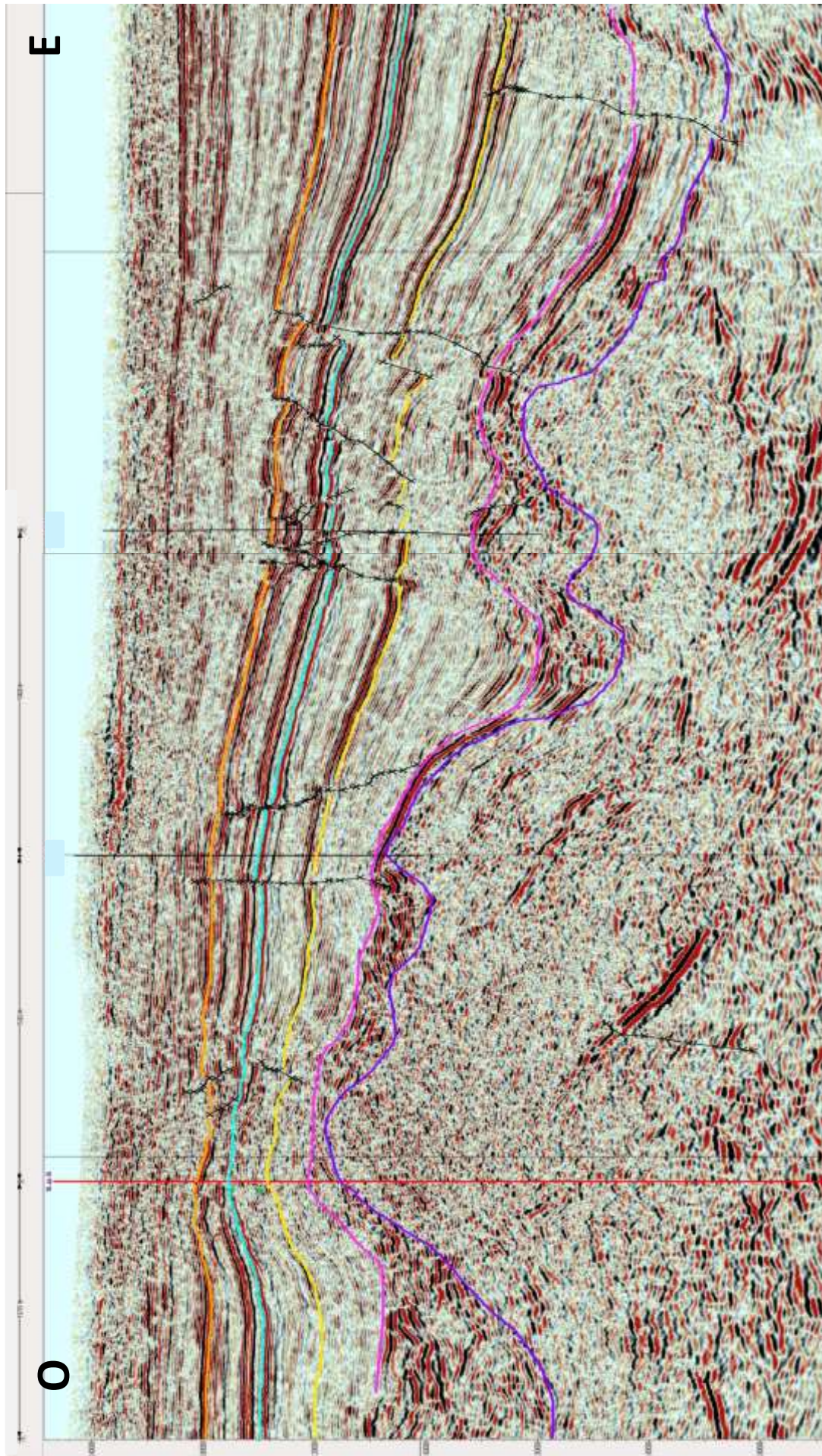


Fig. 4.7: Línea sísmica tomada arbitrariamente en sentido O-E. Escala en segundos. Hacia el oeste se encuentra el yacimiento Loma Negra y hacia el este el yacimiento Guanaco.

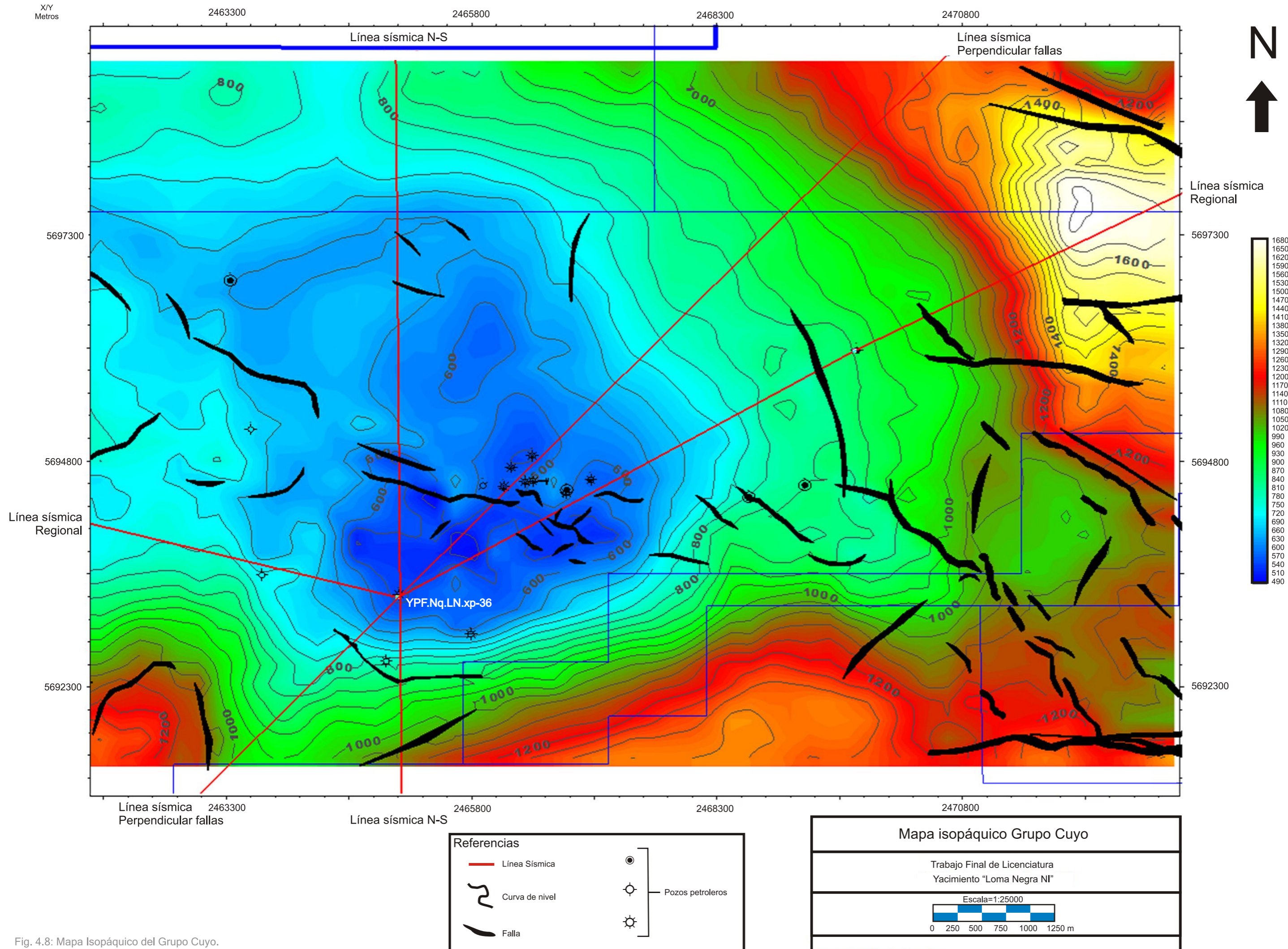


Fig. 4.8: Mapa Isopáquico del Grupo Cuyo.

## 5. Análisis paleoambiental de los testigos corona.

En base a las observaciones y la posterior confección de los perfiles Selley correspondientes a cada una de las tres carreras (Fig. 5.1), se construyó un esquema de facies y asociación de facies para interpretar el ambiente depositacional de la Formación Lajas en la zona de estudio. Para ello se partió de la definición de litofacies para luego definir 9 facies, las cuales se describen a continuación.

### 5.1 Definición e interpretación de facies.

Litofacies	Litología	Estructura - textura	Proceso de transporte y depositación
Gbp	<i>Grainstone</i>	Bio - peloidal	Retrabajo de material carbónico
Gcm	Conglomerado	Masivo clasto sostén	Flujo fluído de alto regimen de flujo. Migración de barras
Gcp	Conglomerado	Estratificación entrecruzada	Flujo fluído de alto regimen de flujo. Migración de barras
Gch	Conglomerado	Mala estratificación horizontal	Flujo fluído de alto regimen de flujo. Migración de barras
Gmm	Conglomerado	Masivo matriz soportado	Flujo de sedimentos por gravedad
Sh1	Arenisca	Laminación horizontal	Flujo fluído de bajo regimen de flujo
Sh2	Arenisca	Mala laminación horizontal	Flujo fluído de bajo regimen de flujo
Sht1	Arenisca	Laminación heterolítica horizontal	Flujo fluído de bajo regimen de flujo - decantación
Sht2	Arenisca	Laminación heterolítica entrecruzada	Flujo fluído de bajo regimen de flujo - decantación
Sm	Arenisca	Masiva	Bioturbación - Súbita pérdida de competencia y rapida depositacion
Sp	Arenisca	Estratificación entrecruzada	Flujo fluído de bajo regimen de flujo. Migración de barras
Fht	Pelita	Laminación heterolítica	Alternancia de procesos de suspensión y decantación y migración de óndulas
Fm	Pelita	Masiva	Decantación
C	Carbón	Masiva	Decantación

Cuadro 5.1: Descripción de litofacies (Modificado de Miall, 1996 y Dunham, 1962).



Las facies descritas a continuación se resumen en el siguiente cuadro:

Facies 1	Conglomerados clasto sostén
Facies 2	Conglomerados matriz sostén
Facies 3	Areniscas masivas
Facies 4	Areniscas con laminación horizontal
Facies 5	Areniscas con estratificación entrecruzada
Facies 6	Areniscas y limolitas con laminación heterolítica
Facies 7	Limolitas masivas
Facies 8	Grainstone bio-peloidal terrígeno
Facies 9	Carbón

Cuadro 5.2: Resumen facies analizadas en el trabajo.

#### Facies 1: Conglomerados clasto sostén.

Facies compuesta mayoritariamente por conglomerados finos a medios, algunos llegan a ser gruesos, masivos y con difusa estratificación color castaño. Poseen un espesor de 20 cm, aunque pueden llegar hasta 1.7 metros. Todos los bancos mantienen una tendencia granulométrica granodecreciente (Fig. 5.2a). Pueden presentarse con base neta o erosiva (Fig 5.2b). En la base de los bancos suelen observarse intraclastos pelíticos. Ocasionalmente presentan materia orgánica deformada.

Interpretación: Esta facies es depositada por corrientes tractivas de flujos fluidos de alto régimen. Puede considerarse esta facies como depósitos de relleno de canal, constituyendo núcleos de barras longitudinales. La granulometría conglomerádica indica zona de alta energía.

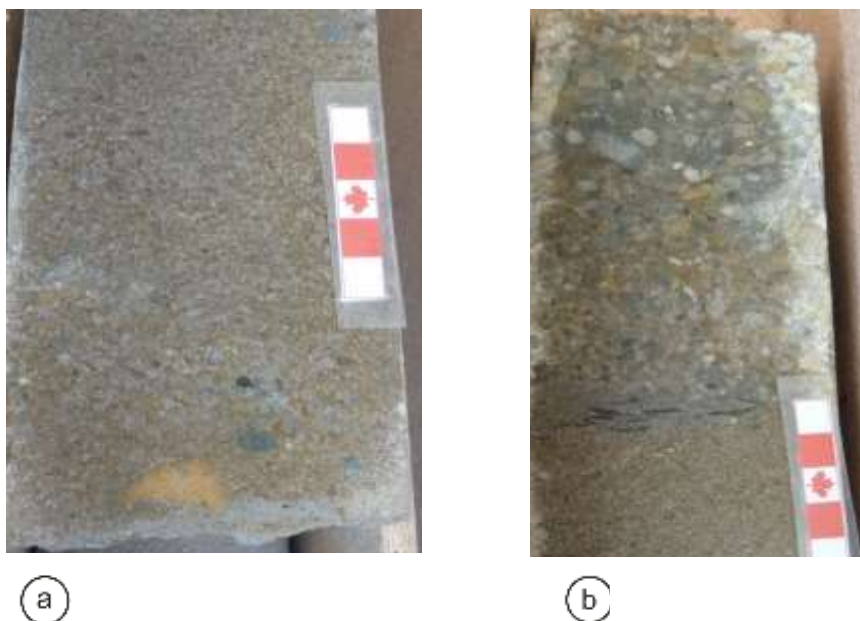


Fig. 5.2a: Conglomerado clasto sostén con tendencia granodecreciente. Fig. 5.2b: Sector inferior arenisca conglomerádica, En contacto erosivo se observan conglomerados hacia el tope.

### Facies 2: Conglomerados matriz sostén

Facies ubicada hacia la profundidad de 1036 m. Posee un espesor de 25 cm y está compuesta por conglomerados matriz sostenidos, color gris claro que gradan a gris verdoso oscuro. Se encuentra hacia el tope de bancos conglomerádicos clasto sostén. Los clastos que la conforman poseen una disposición caótica y son subredondeados a redondeados (Fig. 5.3).



Fig. 5.3: conglomerado matriz sostenido (Gmm).

Interpretación: Esta facies fue depositada por flujos No-Newtonianos como resultado de la ocurrencia de flujos gravitacionales. Según GEMMA (2007) y Mulder y Alexander (2001), debido a los clastos conglomerádicos inmersos en la matriz, podría corresponderse con un flujo de detritos.

### Facies 3. Areniscas masivas.

Facies compuesta por areniscas finas y medias, pudiendo llegar a gruesas, masivas color gris, en sectores con tonalidades más verdosas. Se presentan con materia orgánica deformada en su interior (Fig 5.4). Pueden contener fracturas rellenas con el mismo material y presentar moteados más castaños.



Fig. 5.4: Areniscas limosas masivas con materia orgánica deformada en su interior (Sm).

En corte delgado, la muestra M2 (Fig 5.5 a y b) representa esta facies. Se observan granos de cuarzo subangulosos y angulosos y también granos de feldespatos, la mayoría alterado a arcillas. La materia orgánica deformada, principalmente entre los clastos. Se observan granos de pirita euhedrales, los cuales indican un medio con condiciones reductoras, el cual pudo haberse formado singenéticamente con las areniscas o durante la diagénesis. En base a la descripción la muestra se clasifica como una litoarenita feldespática (Folk, 1970).



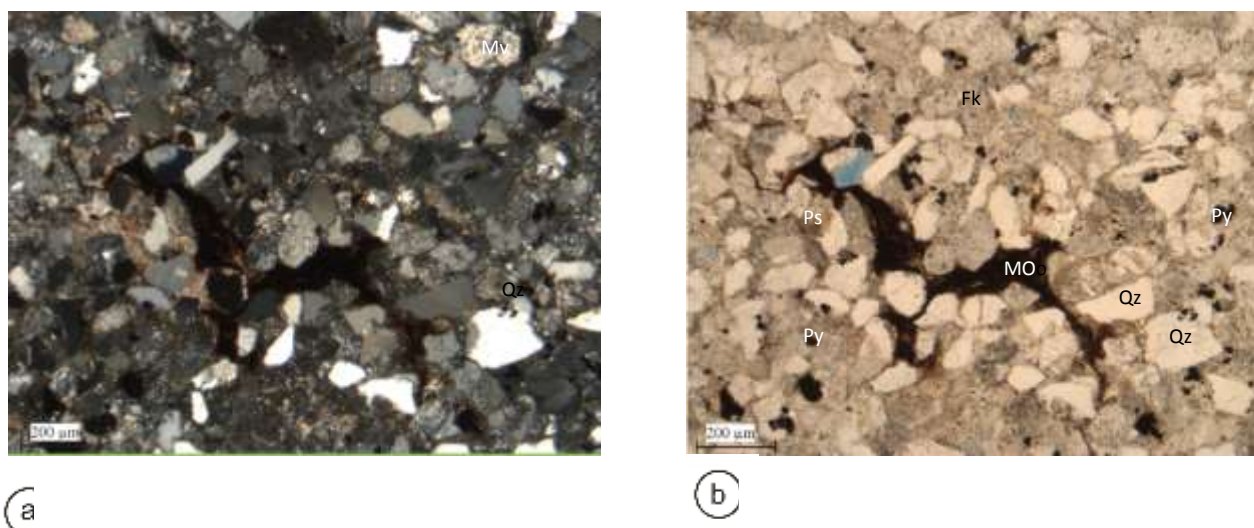


Fig 5.5: corte petrográfico de la muestra M2. a: con nicols cruzados. b: con nicols paralelos. Se observan mayoritariamente granos de cuarzo angulosos (Qz) y granos de feldespatos (Fk) alterados a arcillas y muscovita (Mv). Hacia el sector medio se presenta materia orgánica preservada (MO) entre los clastos. Entre los clastos se encuentra pseudomatrix (Ps) y de manera diseminada granos de piritita (Py).

**Interpretación:** Esta facies es producto de depósitos causados por súbita pérdida de competencia del flujo o bien por pérdida de laminación producto de retrabajo de los sedimentos por bioturbación (Collinson y Thompson, 1989).

#### Facies 4: Areniscas con laminación horizontal

Esta facies está compuesta por areniscas medias a gruesas color gris, en sectores más castaños. Poseen un espesor en promedio de 20 cm., aunque pueden alcanzar 70 cm. hacia los 1041 m. Se observan bancos que mantienen su granulometría y también con tendencia granodecrecientes. A su vez, se observa una cicladidad interna en cada uno de los bancos, con láminas que poseen la misma tendencia granodecreciente. En sectores pueden tener materia orgánica intercalada (Fig. 5.6). La mayoría de los bancos presenta contactos netos, ocasionalmente puede presentar contactos erosivos en tope y base.

En la carrera 1, ubicada entre 864 y 872 metros, los bancos poseen intensa bioturbación, epistratal y abundante cantidad de materia orgánica. En sectores pueden observarse fracturas rellenas con arenas posiblemente silicificadas.

Esta facies está representada por la muestra M4 (Fig. 5.7 a, b). El corte delgado presenta una composición mayormente cuarzosa. Los granos de cuarzo presentan contactos suturados, lo cual indica fuerte presión durante la diagénesis. Se observan también clastos de chert y granos de feldespatos alterados a arcillas y muscovita. No

menos importante es la presencia de pseudomatriz. La muestra tiene baja porosidad y puede verse en pequeñas cantidades granos euhedrales de pirita y opacos. Según Folk (1970) la muestra se clasifica como sublitoarenita.

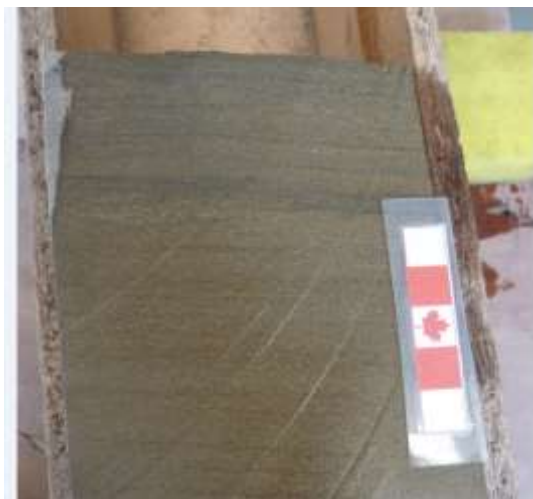
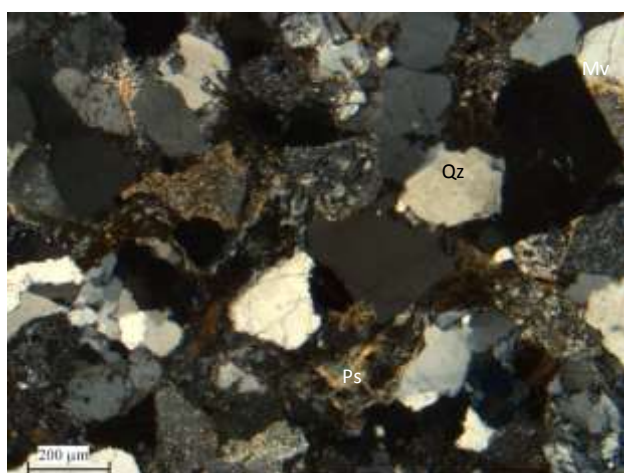
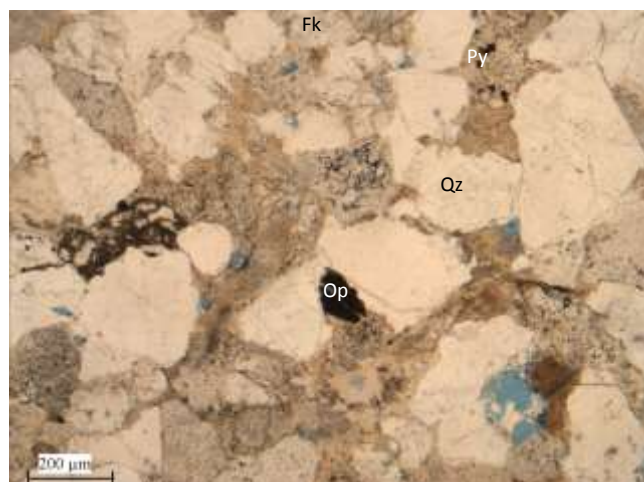


Fig. 5.6: Arenisca con laminación horizontal (Sh1).



(a)



(b)

Fig. 5.7: corte petrográfico de la muestra M2. a: Con nicols cruzados. b: con nicols paralelos.

Se presentan granos cuarzosos (Qz) con contactos suturados. Se observan feldespatos alterados a arcillas y muscovita (Mv). También pseudomatriz (Ps) y opacos (Op) y pirita (Py) en menor cantidad.

La muestra M9 (Fig. 5.8 a, b), la cual también representa esta facies, en corte delgado, presenta clastos subangulosos de cuarzo, con contactos netos y ondulados, presentan clastos de chert, cristales de feldespato alterados a arcillas y otros con

reemplazo carbonático. Los granos de cuarzo suelen presentar crecimiento secundario. Los contactos entre cristales son netos principalmente y ondulosos. El cemento presente es carbonático, y su porosidad es moderada, secundaria y por disolución del mismo. Pueden notarse granos euhedrales de pirita dispersos. Se clasifica como una sublitoarenita (Folk, 1970).

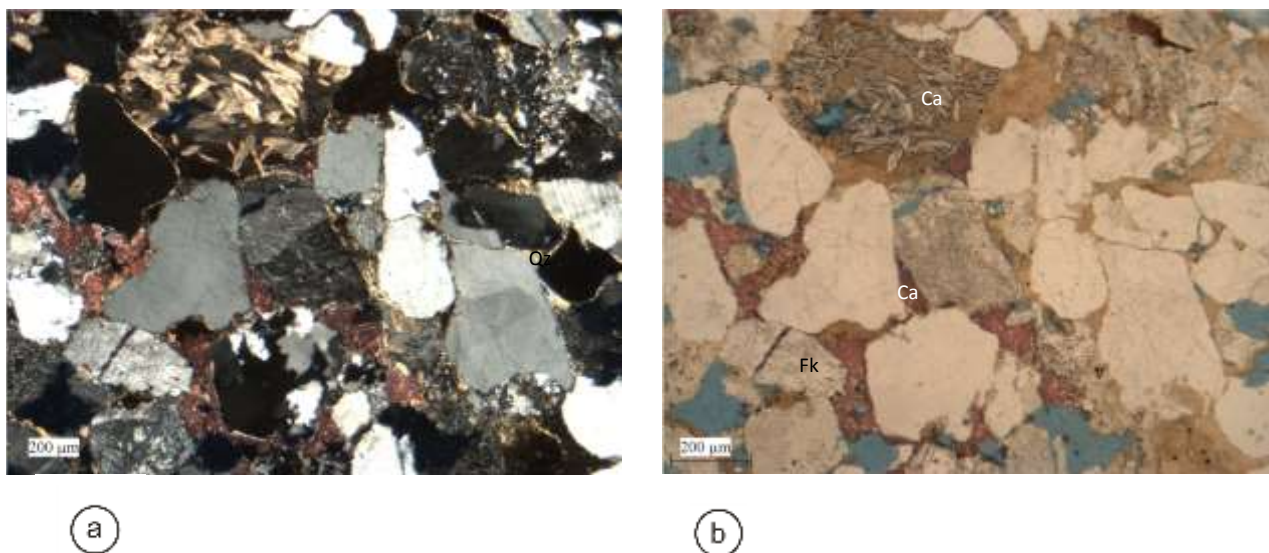


Fig. 5.8: corte petrográfico de la muestra M9. a: Con nicoles cruzados. b: con nicoles paralelos. Se observa principalmente granos cuarzosos (Qz), algunos con crecimiento secundario. El carbonato (Ca) se presenta como cemento y en reemplazo de otros minerales. Los feldespatos observados se encuentran en su mayoría alterados a arcillas.

Interpretación: Esta facies fue depositada por flujos tractivos de bajo régimen de flujo en un lecho plano.

#### Facies 5: Areniscas con estratificación entrecruzada

Esta facies está compuesta por areniscas medias a gruesas con estratificación entrecruzada de color castaño (Fig. 5.9a), en sectores con tonalidades más moradas. Poseen un espesor entre 10 cm y 70 cm. La corona 1 donde muestra los mayores espesores. Se presentan los bancos, ocasionalmente, con fracturas rellenas por el mismo material. En la corona 3, ubicada entre 1058 y 1063.5 m, se observa mayor participación carbonosa en las caras frontales de avalancha. Se observan cosets en direcciones opuestas, tal como lo muestra la Figura 5.9b. Pueden presentarse contactos netos o erosivos, aunque menos frecuentes. Se presentan varios pulsos dentro de un mismo banco, todos ellos con un arreglo granodecreciente. Esta facies en corte delgado es representada por la muestra M7 (Fig. 5.10 a y b). Está dominada por cuarzo monocristalino y policristalino (chert). Se observan también granos de

plagioclasas, algunos alterados a arcillas. Presenta granos subangulosos y pseudomatrix intersticialmente y se observa abundante crecimiento secundario de cuarzo. En menor cantidad se observan opacos y óxidos dispersos. Se clasifica como una sublitoarenita (Folk, 1970).



Fig 5.9a: Arenisca media a gruesa con estratificación entrecruzada con posibles impregnaciones de hidrocarburos (HC). Fig 5.9b: Areniscas con estratificación entrecruzada, sus caras de avalancha son carbonosas. Se observan cosets en direcciones opuestas.

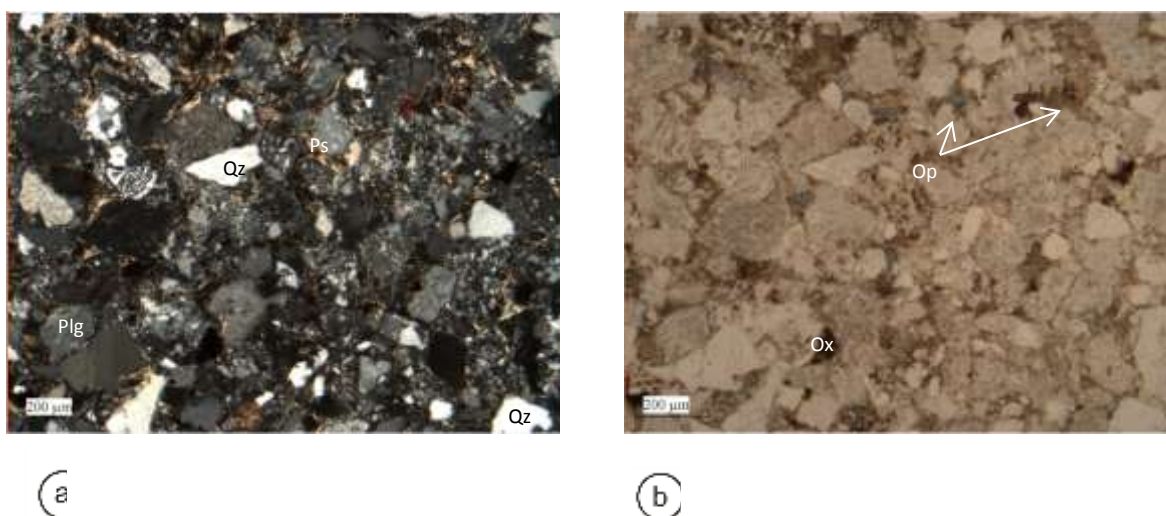


Fig. 5.10: corte petrográfico de la muestra M7. a: Con nicols cruzados. b: con nicols paralelos. Se observa principalmente granos cuarzosos monocristalinos y policristalinos (chert) (Qz), algunos con crecimiento secundario. Las plagioclasas (Plg) presentes pueden estar alteradas a arcillas. Se observa pseudomatriz (Ps) intersticialmente entre los clastos. Con nicols paralelos se identifican óxidos (Ox) y opacos (Op) dispersos.

**Interpretación:** Esta facies se produce por depositación por corrientes tractivas, de bajo régimen de flujo y generación de óndulas de crestas sinuosas hasta linguoides.

#### Facies 6: Areniscas y limolitas con laminación heterolítica

Esta facies está compuesta por limolitas y areniscas, que varían desde grises oscuras hasta castañas, y sectores con tonos más verdosos con laminación heterolítica lenticular (Fig. 5.11a) Suele encontrarse bioturbada (tubos) y posee briznas carbonosas (Fig. 5.11b). Hacia los 1041.6 m. uno de los bancos presenta 3 ciclos internos. En la Figura 5.12 se observa un ejemplo de la laminación heterolítica de tipo flaser con trazas fósiles horizontales y verticales. Hacia los 865 m. se observa laminación heterolítica entrecruzada, a diferencia del resto de los bancos, donde suele ser horizontal. Suelen encontrarse también granos de muscovita hacia el tope de algunos bancos.



(a)



(b)

Fig. 5.11a: Limolitas con laminación heterolítica lenticular. Fig. 5.11b: Briznas carbonosas en la base de la muestra.



Fig 5.12: Areniscas con laminación heterolítica flaser con niveles pelíticos con trazas horizontales y verticales.

Interpretación: Esta facies fue depositada por alternancia de procesos de tracción y decantación. La presencia de muscovita evidencia los procesos de decantación, ya que al ser un mineral poco resistente, se desagrega fácilmente.

### Facies 7: Limolitas masivas.

Está compuesta por limolitas masivas color gris oscuro-negro, aunque en sectores también verdosas. Los bancos que la componen poseen un espesor entre 10 cm. y un metro aproximadamente. En ocasiones presentan fracturas rellenas por el mismo material así como también poseen restos carbonosos (Fig. 5.13) y oquedades aparentemente silicificadas. Excepcionalmente contienen marcas de raíces. A la profundidad de 864.5 metros se presenta un banco con pelitas con posibles arcillas expandibles ya que la corona en este sector posee un mayor diámetro que el resto de muestras. A su vez se muestra con lodo de perforación adherido (Fig. 5.14). En su base se presentan con contactos netos y hacia el tope pueden tener topes netos o erosivos.



Fig. 5.13 (izquierda): Limolitas masivas con fracturas rellenas con material carbonoso.

Fig. 5.14 (derecha): Banco de pelitas con posibles arcillas expandibles (ar). Contiene lodo de perforación (lp)

Esta facies puede verse en el corte delgado de la muestra M6 (Fig. 5.15 a, b). Se observan mayoritariamente arcillas, opacos, y muy pocos granos de cuarzo, aunque no logran distinguirse con claridad la mineralogía de los granos. También se presentan pequeños granos de pirita. Una de las características importantes de esta muestra son las fracturas conjugadas ( $90^\circ$  una de otra). Al ser una roca lábil esta registra con mayor facilidad los esfuerzos que se han producido en la zona estudiada.

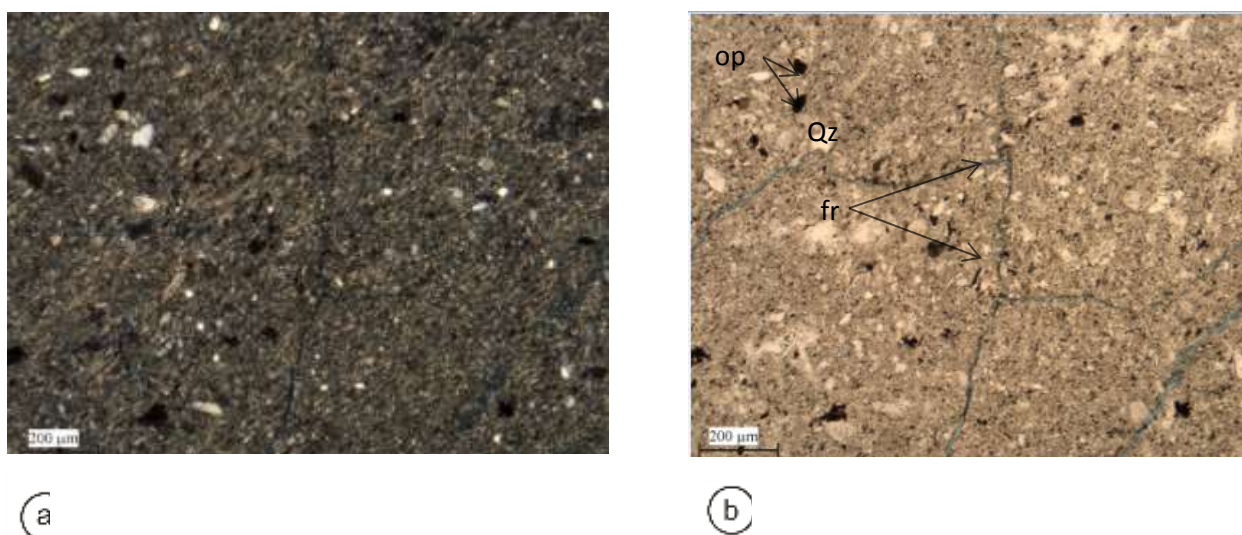


Fig. 5.15: corte petrográfico de la muestra M6. a: Con nicoles cruzados. b: con nicoles paralelos. Se distinguen arcillas, opacos (op) y granos cuarzosos (Qz). Hacia el centro se ubican fracturas conjugadas (fr)

#### Análisis de difracción de Rayos X

En esta facies se tomaron dos muestras a las cuales se le realizaron análisis de difracción de rayos X. La muestra D3 se ubica hacia los 1041.8 m y la muestra D5 hacia los 1036.5 m. Los resultados obtenidos indican las proporciones mineralógicas obtenidas a partir de la cuantificación de los difractogramas de roca total siendo estas, en orden de importancia, cuarzo (entre 30 - 40%), filosilicatos (entre 40 - 50%), feldespatos calco-sódicos (oligoclasa-andesina) y alcalinos (< 15%). Dentro de los filosilicatos, las bandas de difracción en 4.88Å, 2.56Å, 1.65 Å y 1.50 Å corresponden a aluminosilicatos con estructura 2:1 (mica, illita, e interestratificados I/S), y caolinita (Fig. 5.16). Por su parte, el contenido de pirita muestra valores contrastantes entre 3 y 10%. El contenido de calcita es muy bajo y no supera el 2%. (Cuadro 5.3).

Muestra	Cuarzo	Plagioclasa	K-feld	ill+I/S	Caolinita	Pirita	Calcita
5	39.10	8.26	6.23	24.82	17.88	2.61	1.10
3	29.01	5.32	4.72	26.63	22.41	10.71	1.20

Cuadro 5.3: Porcentajes en peso (%) con las fases minerales identificadas, obtenidos a partir de la cuantificación de los difractogramas de roca total. No se considera la desviación estándar del método (Rietveld 1969).



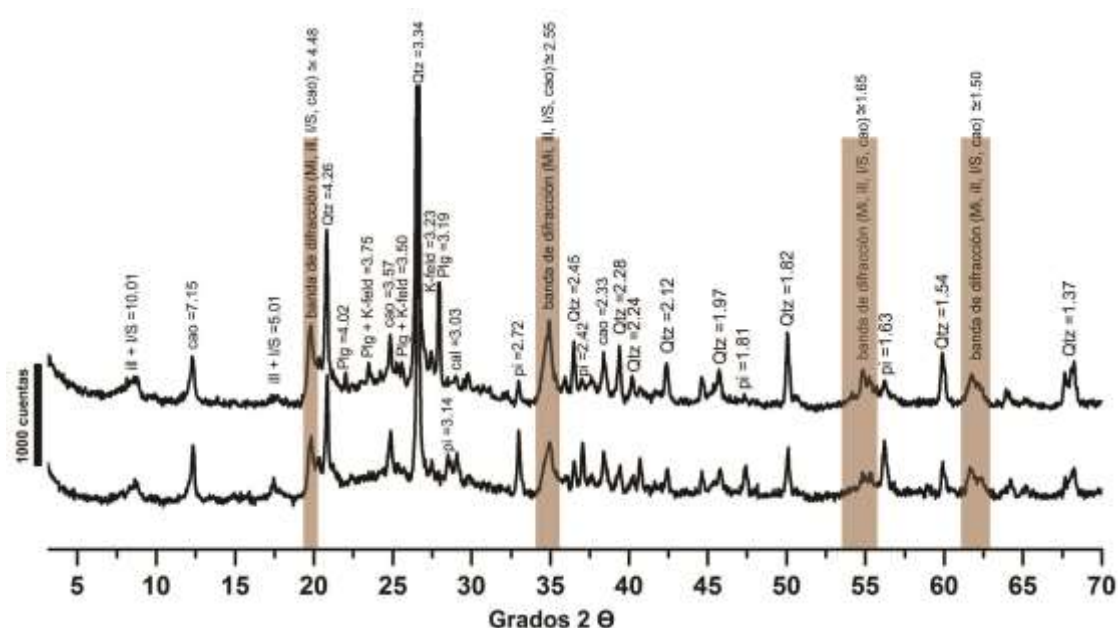


Fig. 5.16: Difractogramas de roca total (orientados al azar) de la litofacies limoarcillosas masivas. Referencias: Qtz (cuarzo); Plg (plagioclasa); K-feld (feldespato alcalino); pi (pirita); cal (calcita); 2:1 Al-Min: Mi (mica), ill (illita), I/S (interestratificado illita/esmectita); cao (caolinita).

Los valores son expresados en Ångström (Å). La muestra inferior corresponde a D3 y la superior a D5.

Los resultados de los ensayos de rutina en muestras orientadas (fracción menor a  $2\ \mu\text{m}$ ) muestran las líneas de reflexión de illita e interestratificados I/S (con capas expansivas inferiores al 15%) y caolinita (Fig. 5.17). Se observa una participación considerable de I/S ordenados, con la línea de reflexión correspondiente al  $d_{(001)}$  próximo a los  $9^\circ\ 2\theta$  (entre  $8.85$  a  $8.94^\circ\ 2\theta$ ) fuertemente asimétrica hacia los bajos ángulos. Los resultados de los ensayos glicolados no muestran un desdoblamiento de dicha reflexión, aunque si un leve corrimiento en su posición hacia ángulos más altos. Dicho valor es coincidente con los aportados por Moore y Reynolds (1997), en donde se toman en cuenta la posición de las reflexiones I (001)/S(002) y I (002)/S(003). De esta manera se trataría de interestratificados con ordenamiento Reichweite R3 I (90)/S(10), es decir, con menos de 10% de capas expansivas.

Por su parte, la caolinita representa una fase mineral predominante, la cual se reconoce según las líneas de reflexión caolinita-001 ( $7.15\ \text{Å}$ ) y caolinita-002 ( $3.57\ \text{Å}$ ), simétricas y agudas. El ensayo de muestra calcinada muestra una destrucción de dichas líneas de reflexión.

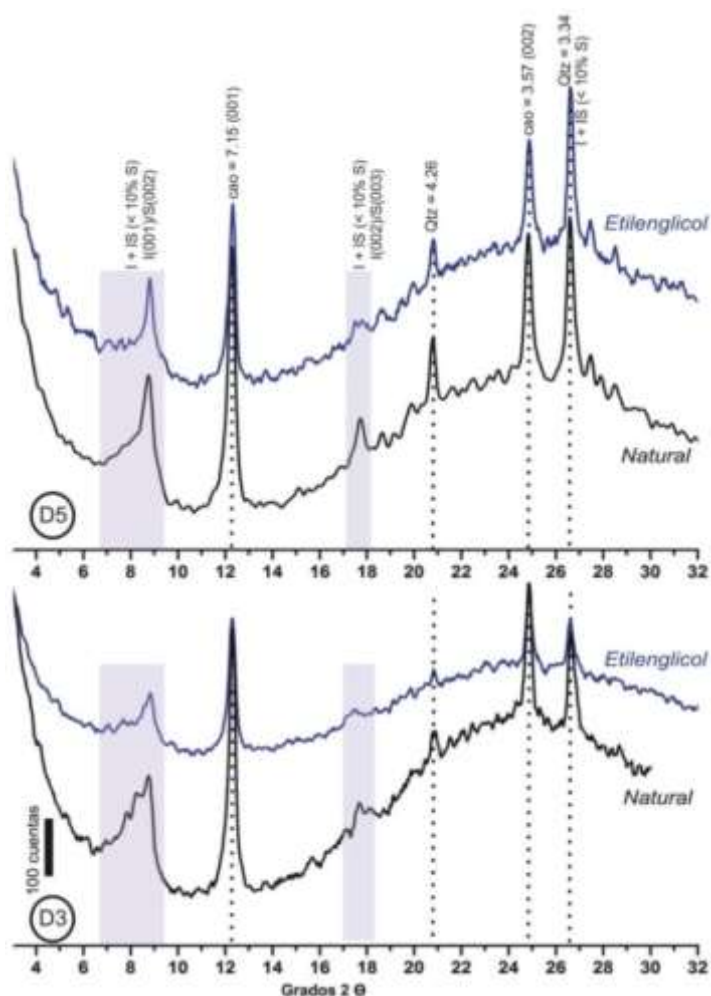


Fig. 5.17: Difractogramas de muestras orientadas (ensayo natural, glicolado y calcinado de la fracción <math>< 2 \mu\text{m}</math>) de las facies limoarcillosas masivas. Referencias: Qtz (cuarzo), I (illita), I/S (interestratificado illita/esmectita con menos de 10% de capas expansivas) y Cao (caolinita). Los valores son expresados en Ångström (Å).

Interpretación: esta facies fue depositada por decantación de finos en suspensión, en un ambiente calmo. El alto contenido de Illita, I/S, caolinita y feldspatos en ambas muestras indican un incremento del aporte terrígeno, lo cual es acorde al sector estudiado de la cuenca. La diferencia significativa entre ambas radica en el contenido de pirita, siendo mayor en la muestra D3, lo que significa un incremento en la deficiencia de oxígeno (Spalletti *et al.*, 2015).

#### Facies 8: Grainstone bio-peloidal terrígeno

Esta facies se encuentra únicamente en la corona 3, ubicada a los 1062.2 m. Posee un espesor de 10 cm aproximadamente, con base erosiva. Contiene *Ostroida* (bivalvos de aguas marinas someras) (Fig.18a) y peloides aglutinados mediante matriz (Fig. 5.18b). Litológicamente se clasifica como un *grainstone* bio-peloidal terrígeno. Se observa frecuente matriz en los conjuntos cálcareos y contenido de aporte terrígeno,

mayoritariamente granos cuarzosos. Esta facies pudo ser descripta únicamente en base a la muestra M1 de corte delgado.

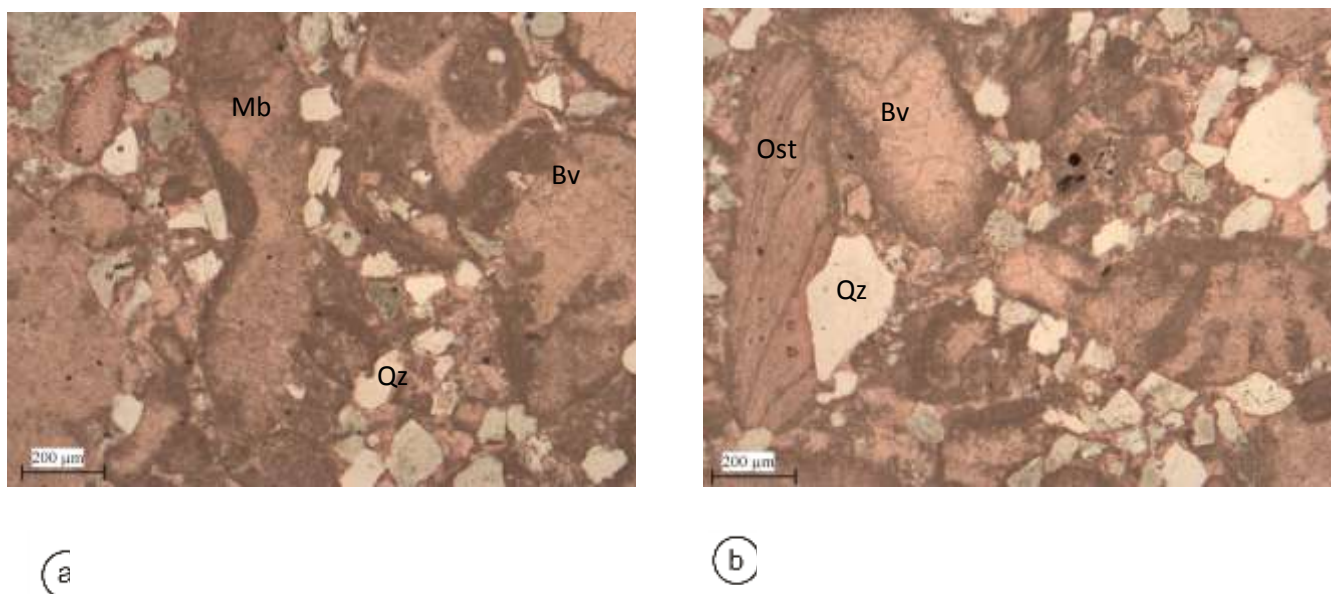


Fig. 5.21a: Corte petrográfico de la muestra M1 *Grainstone* bio-peloidal terrígeno con predominio de peloides aglutinados. Fig. 5.21 b: Corte petrográfico de la muestra M1 *Grainstone* bio-peloidal terrígeno con ostreidos (ost), microbiolitas (Mb) y otros bivalvos (Bv). La muestra posee también aporte terrígeno evidenciado por granos cuarzosos (Qz).

Interpretación: esta facies fue depositada por retrabajo de material carbonático en un ambiente marino marginal evidenciado por la fauna y los peloides.

### Facies 9: Carbón.

Esta facies posee un espesor de aproximadamente 30 cm. Se encuentra en la carrera 3 en la profundidad de 1059 m. Está compuesta por restos carbonosos y rastros de azufre.

Interpretación: Esta facies fue depositada por decantación de materia orgánica en un medio anóxico.

## 5.2 Definición e interpretación de las asociaciones de facies.

Las facies definidas en el apartado anterior pueden agruparse en 5 asociaciones de facies (Fig. 5.1).

### Asociación de facies A:

Está compuesta por las facies 3, 4, 5, 6 y 7 (ver Cuadro 5.2). Domina en su mayoría la facies 5. Inicia con contactos erosivos aunque se observa en excepciones

contactos netos. La asociación culmina con la facies 7. El espesor de la asociación varía entre 70 cm., y 1.5 m. Se observan dos arreglos distintos para esta asociación de facies. En las carreras 1 y 2, la granulometría suele ser mayor y cada ciclo tiene un mayor espesor (40 cm) a diferencia de la carrera 3 donde los ciclos poseen un espesor menor (20 cm) y contienen abundante materia orgánica y moderada bioturbación hacia el tope de los bancos.

Interpretación: La tendencia observada en esta asociación de facies es el inicio de la misma con la facies 5 o 4, que indican flujos tractivos y su culminación con la facies 6 o 7, en algunos casos con abundante bioturbación.

Esta asociación se interpreta como canales distributarios arenosos. Son producto de flujos tractivos y se los reconoce debido a su tendencia granodecreciente, estructuras de flujo y las facies de abandono del canal por la presencia de pelitas, las cuales indican decantación, y la bioturbación presente, en facies más finas, evidencia lapsos de tiempo calmos para que esta se desarrolle.

#### Asociación de facies B:

Está compuesta por las facies 1, 2, 3, 4 y 5 (ver Cuadro 5.1). Se observa en las coronas 1 y 2, con mayor representación en la corona 2. Se inicia con base neta o erosiva. En todos los casos comienza con la facies 1 y finaliza con la facies 4 o 7. El arreglo es granodecreciente. En la corona 1 presenta un espesor de 2.3 metros aproximadamente y en la corona 2 de 4.5 metros. La diferencia principal entre ambas es que la corona 2 se presentan 6 de estos arreglos en forma amalgamada, con 1 m. de espesor el mayor de ellos, y en la corona 1 solo se observa 1 arreglo de manera aislada.

Interpretación: Se interpreta esta asociación de facies como canales distributarios conglomerádicos, producto de flujos tractivos, aunque de mayor energía que la asociación de facies A. Esto se debe a que las facies correspondientes a la avulsión de los canales se corresponden en mayor medida a areniscas, a diferencia de la asociación de facies A donde son pelitas las facies que corresponden al abandono de canal. En el caso de la corona 1 se observa que el abandono de canal es de manera más repentina que en los otros casos, debido a la diferencia granulométrica entre depósitos. La presencia de depósitos matriz sostenidos indican mayor energía y proximidad con la fuente de proveniencia de los clastos. En todos los casos se observa la tendencia granodecreciente característica de los canales (Fig. 5.1).

### Asociación de facies C:

Está compuesta por las facies 3, 6, 7 y 9 (ver Cuadro 5.1). Esta asociación se encuentra presente en las 3 coronas. En las coronas 1 y 2 el espesor es parcial ya que los depósitos están ubicados hacia la base y tope de las carreras. En la carrera 3, se observa un banco completo de 1 metro de espesor. En todos los casos domina la facies 7. Esta asociación de facies se caracteriza por poseer rasgos pedogenéticos, evidenciado por marcas de raíces principalmente y escasas marcas de bioturbación horizontales y verticales. En este trabajo se adopta un criterio conservador respecto a la interpretación de las trazas fósiles ya que al poder analizar solo una cara de la muestra no es posible saber a ciencia cierta las icnofacies que la componen. Se observa también carbón y materia orgánica preservada en las facies más pelíticas.

Interpretación: Esta asociación de facies se interpreta como planicie interdistributaria ya que dominan los procesos de suspensión, decantación y posible pedogénesis, evidenciado por las marcas de raíces. McIlroy (2007) para las facies de planicie de inundación asociada a canales fluviales en la Formación Lajas reconoce pocas trazas fósiles y abundantes paleosuelos con sistemas de raíces alóctonas. Sin embargo, estas facies no han sido exhaustivamente descritas en cuanto a icnofacies hasta el momento.

### Asociación de facies D:

Está compuesta por las facies 3, 5 y 6 (ver Cuadro 5.1). Se encuentra hacia los 1061 m. Está dominada por la facies 5 y se caracteriza por poseer sets de estratificación bidireccionales de hasta 30 cm., las cuales conforman cosets de hasta 1 m. En menor jerarquía se observa la facies 6, con un espesor que no supera los 25 cm. La facies 3 se ubica hacia los 1063.5 m. con un espesor de hasta 10 cm.

Interpretación: Las tres facies que constituyen esta asociación fueron depositadas en un ambiente subacuático. Se interpreta un ambiente de relleno de canales distributarios distales con influencia mareal, ya que dominan las estructuras bidireccionales, indicando flujos en direcciones opuestas. La facies 3, areniscas masivas, en este caso de granulometría gruesa, se encuentra ubicada entre bancos de areniscas más finas con estructuras bidireccionales. En este contexto se interpreta a estos depósitos como flujos hiperpícnicos. Según Zavala *et al.* (2001) esto se podría corresponder con dichos flujos ya que, poseen una granulometría mayor en comparación con los bancos subyacentes y suprayacentes y son de carácter masivo. Los autores reconocen a los flujos hiperpícnicos como una extensión subacuática del sistema fluvial por lo que puede recorrer hasta cientos de km. Luego de su

desembocadura, siendo innecesaria una alta pendiente para que estos flujos ocurran. Esta facies es reconocida como consecuencia de pérdida de capacidad del flujo y es típica en partes medias a distales del sistema, tal como se lo ubica en este trabajo.

#### Asociación de facies E:

Esta facies está compuesta únicamente por la facies 8. Se ubica a los 1062.2 m. y está asociada a la asociación de facies 3.

Interpretación: Debido a la presencia de peloides, ostreidos y bivalvos, se puede interpretar a esta asociación de facies como un ambiente marino marginal, con procesos de retrabajo. Se encuentra asociada a un ambiente mareal por lo que por el contexto se puede asumir que en esta posición al momento de la depositación hubo un pelo de agua más alto localmente.

#### Interpretación general

Las asociaciones de facies descritas anteriormente y el arreglo vertical de las mismas, se corresponden con la existencia de un ambiente deltaico mixto (Rossi y Steel, 2016). Las carreras 1 y 2 se interpretan como depósitos de planicies deltaicas subaéreas (Fig. 5.21). En la corona 2 hay evidencias de mayor energía, ya que sus depósitos presentan una mayor granulometría. Esto puede indicar una mayor participación de avenidas fluviales con respecto a la corona 1 que es más somera, donde los canales son arenosos y se observan facies de abandono de canal más pelíticas. La corona 3, la más profunda, se subdivide en dos ambientes. Desde 1058.5 m hasta 1061 m también se interpreta como una planicie deltaica subaérea, (Fig. 5.21) debido a la bioturbación y marcas de raíces. Desde 1061 m hasta 1064 m se la considera una planicie deltaica subacua, influenciada por mareas. Dicha interpretación es sostenida por las evidencias de flujos bidireccionales, estratificación heterolítica (Steel *et al.*, 2016) y la asociación con un nivel carbonático, el cual indica depositación en un ambiente marino marginal, dado su contenido de fósiles y peloides, vinculados con un nivel de pelo de agua más alto localmente.

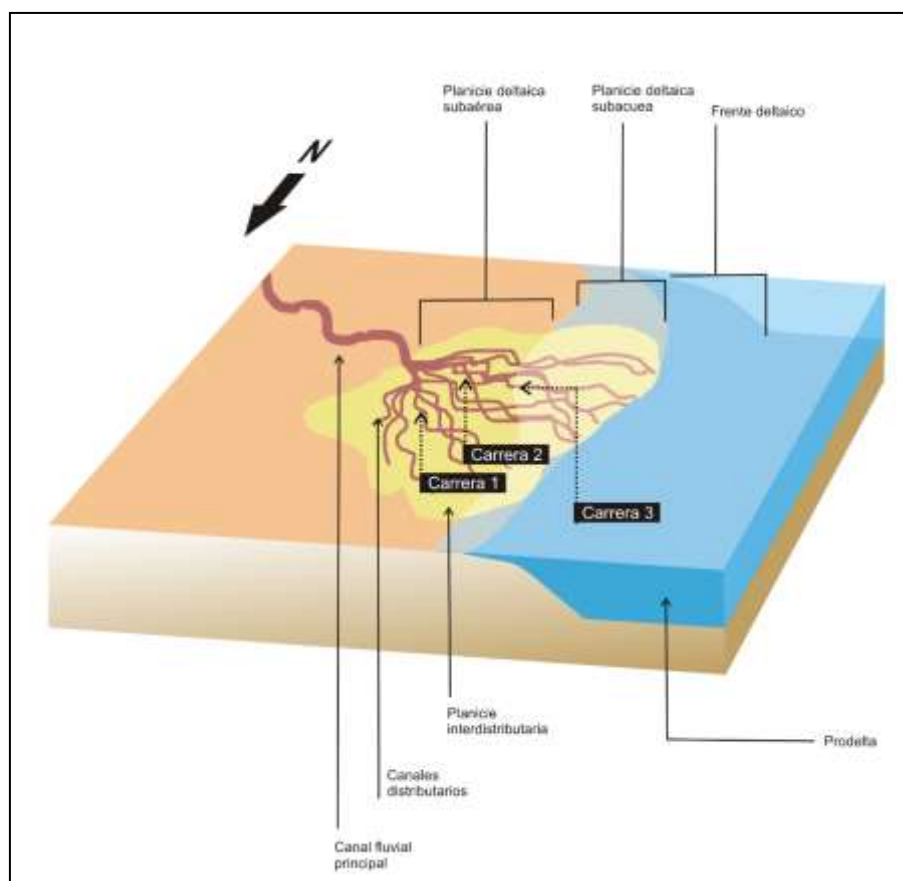


Figura 5.21: Esquema subambientes en un sistema deltaico con la respectiva localización de los testigos corona.

### 5.3 Correlación biopalinioestratigráfica.

Utilizando un estudio biopalinioestratigráfico de consultoría interno (Sikora, 2011) hecho en el POZO 1, ubicado a 10 km. en sentido ENE (Fig. 4.7), debido a su cercanía con el pozo estudiado, se puede sugerir la edad del intervalo analizado. Las edades fueron definidas en base a foraminíferos y palinomorfos recuperados en 55 muestras de *cutting* entre los 405 y 2990 metros bajo boca de pozo. Para la Formación Los Molles se indica una edad toarciana, según microfósiles, tales como foraminíferos, micromoluscos, radiolarios (*Orbiculiformella* sp. y *Praeconocaryomma whiteavesi*) y escasos dinoflagelados (*Maturodinium inornatum*, *Mancodinium semitabulatum*, *Parvocysta* spp. y *Parvocysta nasuta*). Raramente pueden observarse granos de polen (*Callialasporites dampieri* y del género *Gleicheniidites*) y esporas, lo cual también es compatible con la edad sugerida.

La Formación Lajas está interpretada como de edad toarciana superior en su base y caloviana superior para el tope en sus facies más continentales. Se destaca la presencia de polen (*Callialasporites*) y esporas (*Gleicheniidites*, *Matonisporites*).

Por encima de esta, se encuentra la Formación Vaca Muerta, la cual presenta mayoritariamente foraminíferos calcáreos bentónicos, entre los cuales se encuentran, *Epistomina omnino-reticulata*, *Indeterminate Ceratobuliminidae*, *Reinholdella epistominoidea*, *Reinholdella cf. Macfadyeni*, *Epistomina spp.* y *Reinholdella cf. Epistominoidea*. Estos denotan una edad kimmeridgiana temprana (Sikora, 2011) aunque está en discusión ya que la Formación Vaca Muerta se considera de edad tithoniana temprana (Kietzmann *et al.*, 2008, Leanza *et al.*, 2011, Spalleti *et al.*, 2015).

En cuanto a la caracterización del ambiente, para la Formación Los Molles se propone un ambiente marino de aguas restringidas, oligotróficas e hipóxicas con influjos de sedimentos marinos transicionales (Sikora, 2011). Según trabajos realizados en superficie, se le asigna un ambiente de sedimentación marina de baja energía donde intercalan cuerpos arenosos de flujos de densidad. De acuerdo con la cantidad de pirita diseminada, restos de vegetales y su contenido fosilífero, se interpreta como desarrollada en un ambiente marino poco profundo (menor a 400 m) (Arregui, 2011). Hacia el tope, el contacto con la Formación Lajas es gradacional, ya que no se observa un pase definido, se reconoce un ambiente marino normal con menor presencia de sedimentos fluvio/deltaicos en su base (Sikora, 2011), tal como podría correlacionarse con la carrera 3. Debido a la fauna reconocida se indica un clima húmedo. Hacia el tope de la Formación Lajas gradada a un ambiente fluvio/deltaico tal como se observa en las carreras 1 y 2. Estudios realizados en superficie por Veiga (2002) en afloramientos del Cerro Lotena y Picún Leufú concuerdan con la interpretación realizada en subsuelo ya que reconoce un ambiente fluvial entrelazado alternando con otro de carga mixta y abundantes planicies aluviales. El pase a la Formación Vaca Muerta se da, caracterizado por la presencia de los foraminíferos mencionados anteriormente, hacia un ambiente marino altamente restringido, con una capa de agua hipersalina resultante en una columna de aguas anquilosadas y anóxicas (Sikora, 2011). En superficie, en afloramientos de arroyo Loncoche, Kietzmann *et al.*, 2008 reconocen un ambiente de rampa con subambientes de cuenca, rampa externa y rampa media.

En base al estudio biopalinestratigráfico y a la interpretación sísmica realizada (Fig. 4.7), se pueden asociar las edades definidas en el pozo A con la posición del pozo estudiado en este trabajo. Por lo tanto, se sugiere, para la carrera 1 una edad caloviana inferior. La carrera 2, se ubica en estratos de edad aaleniana inferior y por último la corona 3, puede asignarse al Toarciano superior.



## 6. Sistema petrolero

El yacimiento Loma Negra NI se encuentra en las proximidades al norte de la Dorsal de Huincul, por lo que su evolución en cuanto al sistema petrolero esta ligada a la historia de eventos que sufrió la dorsal. Esta posee una estructura compleja, con sistemas compresivos, transpresivos y trastensivos asociados. A su vez, tuvo varios episodios de reactivación compresiva con una componente de rumbo subordinada. La estratigrafía aquí, presenta numerosas discordancias erosivas y un fuerte control de las estructuras sobre las facies de algunas de las unidades estratigráficas (Fig. 6.1) lo que denota la influencia de la tectónica activa sobre las mismas (Pángaro *et al.*, 2005) Si bien hubo inversión tectónica en esta zona, hacia el sector oriental de la cuenca ya se presentaban zonas relativamente elevadas que limitaron el ingreso marino de la Formación Los Molles (Barredo y Stinco, 2010).

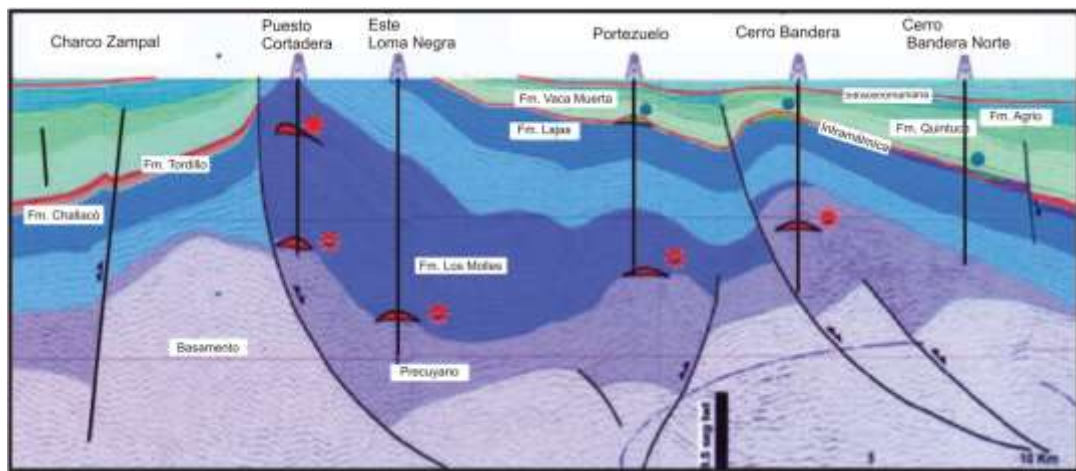


Fig. 6.1: Corte sísmico N-S que muestra las principales unidades y discordancias en el ámbito de la dorsal de Huincul. Tomado de Pángaro *et al.* (2005)

Las formaciones generadoras de los sistemas petroleros presentes son Los Molles y Vaca Muerta. Las trampas presentes en la zona estudiada se relacionan con fallas compresivas, donde las fracturas extensionales son frecuentes y dan lugar a la compartimentación de las acumulaciones o incluso generan entrampamientos arealmente más restringidos (Pángaro *et al.*, 2005). Existen también trampas estructurales, debido al acuñamiento de algunas unidades sobre el flanco de estructuras que se desarrollaron simultáneamente con la sedimentación y, en otros casos, originados por truncamientos de los reservorios. Los principales reservorios los componen las areniscas de Lajas, Challacó/Punta Rosada, Lotena y Tordillo, cuando están presentes. Los conglomerados y areniscas del Miembro Cutralcó (Formación Los Molles) y las rocas volcánicas del Ciclo Precuyano proveen reservorios de

segunda importancia para la acumulación de hidrocarburos del área, principalmente gas. Algunos niveles clásticos y otros calcáreos de la Formación Quintuco así como las areniscas de la Formación Centenario, alojan petróleo y gas en trampas compartimentadas, que pueden ser importantes localmente (Legarreta *et al.*, 2008).

El principal sello del área es la Formación Vaca Muerta. Esta desvincula a los reservorios pre-kimmeridgianos de la Formación Centenario y el Grupo Neuquén y sella las fallas que atraviesan la columna. No menos importantes son los sellos laterales, los cuales están dados principalmente por fallas y, en menor medida, por cambios de facies en los reservorios (Pángaro *et al.*, 2005). En lo que respecta a reservorios del Ciclo Precuyano, y de la Formación Lajas, la Formación Los Molles, actúa también como roca sello.

Como sistema generador, la Formación Los Molles, en la zona de la dorsal de Huincul, involucra un querógeno mixto, marino - terrestre, categorizable como II/III (Fig 6.2) depositado en ambientes subóxicos a moderadamente reductores, con potencialidad sesgada hacia la generación de hidrocarburos livianos y gas; su parte inferior registra habitualmente tramos enriquecidos en materia orgánica amorfa lipídica con el consiguiente aumento del carácter petrolífero. En el área restringida de la dorsal de Huincul, el querógeno de las pelitas de Los Molles ha alcanzado la maduración necesaria para su conversión a petróleo (Legarreta *et al.*, 2008). El querógeno allí es mezcla de 70% del tipo II IFP\*<sup>1</sup> y 30 % tipo III IFP\*<sup>1</sup> con un Carbono Orgánico Total (COT) Inicial de 3 % (Reporte Inédito interno). La movilización de estos hidrocarburos hacia la trampa es predominantemente vertical (Cruz *et al.*, 2002) a través de sistemas de fallas que conectan las cocinas generadoras con las estructuras. El desplazamiento lateral de media larga distancia, aunque no queda excluido, se ve limitado por la baja calidad de los *carriers* del sistema (Legarreta *et al.*, 2008).

El sistema generador de Vaca Muerta, responde a un querógeno II típico (Fig. 6.3) (fuerte componente marino algal, contribución continental mínima a nula, y condiciones anóxicas de depositación), incluyendo variaciones de subfacies entre cuencal (más arcillosa) y de plataforma (más carbonática), distribuidas desde el flanco norte de la Dorsal de Huincul hacia el centro de cuenca (Legarreta *et al.*, 2008). De hecho, las pelitas de la Formación Vaca Muerta sobre la misma dorsal, sino fueron erosionadas, están térmicamente inmaduras a marginalmente maduras para generación substancial de cualquier tipo de hidrocarburos. En este marco, los hidrocarburos movilizados desde la cocina generadora hacia las estructuras de la dorsal remiten a una amplia área de drenaje caracterizada por migraciones laterales de pocos kilómetros a decenas de kilómetros. En este contexto, las variaciones de

\*<sup>1</sup>IFP: Instituto Francés del Petróleo.

improntas organofaciales y de madurez térmica del petróleo pueden ser muy significativas (Legarreta *et al.*, 2008).

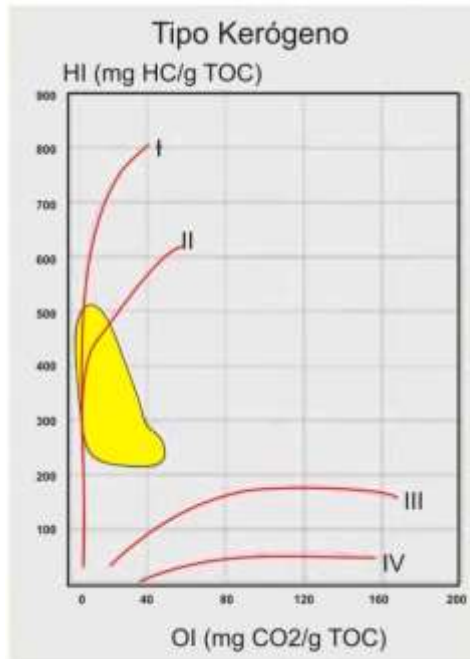


Figura 6.2: Diagrama Van Krevelen de la Fm. Los Molles. (Tomado de Legarreta y Villar, 2012)

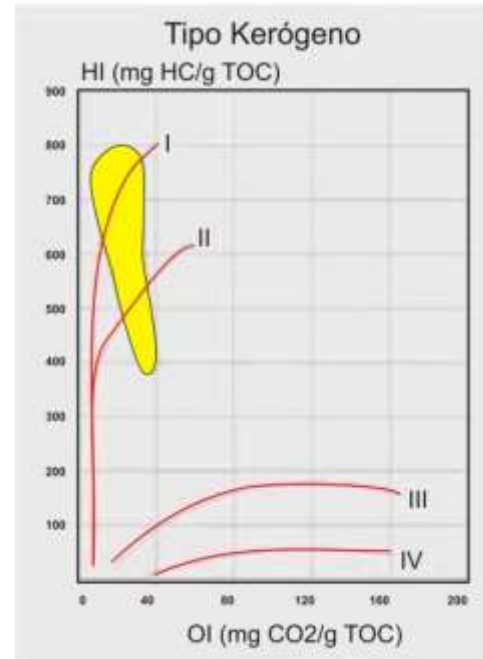


Figura 6.3: Diagrama Van Krevelen de la Fm. Vaca Muerta. (Tomado de Legarreta y Villar, 2012)

En cuanto a los reservorios del Grupo Cuyo, se presentan dos reservorios principales: los pertenecientes al Grupo Cuyo inferior, y los asociados al Grupo Cuyo superior, en los que predominan los depósitos litorales a continentales (Pángaro *et al.*, 2006). En general, las trampas del Grupo Cuyo inferior son estructurales (tanto por pliegue como por falla), en el yacimiento Loma Negra NI dominan las trampas por pliegue en tanto que en el yacimiento Guanaco dominan por falla. Por su parte, las trampas que involucran al Grupo Cuyo superior se caracterizan por un mayor control estructural sobre la sedimentación, asociado a las estructuras antiguas de la dorsal y un control estratigráfico asociado al *pinch-out* de los reservorios contra la Discordancia Intramálmica (Fig. 6.1).

En lo que respecta a la calidad de la Formación Lajas como reservorio en el pozo estudiado, según estudios petrofísicos mencionados en reportes internos, se lo caracteriza como areniscas de tipo convencional (Halliburton, 2012), con una

porosidad inferior al 12% y una permeabilidad entre 0.1 y 6 mD. Sin embargo en los yacimientos hacia el centro de cuenca, como Loma La Lata - Sierra Barrosa, se lo reconoce como reservorio del tipo “*tight gas*” (reservorios de baja permeabilidad). Esto implica una compleja y variada historia diagénética, alteró las propiedades físicas y químicas de las rocas, donde la cementación (como relleno intergranular, parches y elementos de reemplazo, de una distribución y composición extremadamente heterogénea, tales como arcillas autigénicas, caolín, carbonato de calcio, silicatos y óxidos de hierro), la presencia de carbón/bitumen (que ocupa los espacios porales intergranulares y microfracturas) y la compactación diferencial son los factores predominantes de estos procesos diagenéticos (Licitra *et al.*, 2012).

## 7. Historia geológica

### 7.1 Marco geotectónico

La historia tectónica de la cuenca Neuquina está controlada por los cambios en los movimientos de las placas tectónicas ubicadas en el margen occidental de Gondwana. El basamento de dicha cuenca es variable según la ubicación en la que se esté. La zona estudiada se ubica en la dorsal de Huincul, rasgo que se genera por la colisión del terreno Patagonia con Cuyania y Chilenia, por lo que la cuenca en este sector se ubica en el Terreno Patagonia (Ramos *et al.*, 2011a).

Puede considerarse en su evolución una primera etapa desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano donde este margen estuvo caracterizado por grandes sistemas de fallas transcurrentes. Esto conlleva a la tectónica extensional y el origen de aislados depocentros en la cuenca Neuquina (Howell *et al.*, 2005). Luego, hacia el Jurásico Temprano-Cretácico Temprano se desarrolla una zona de subducción activa con un arco magmático asociado a lo largo del margen oeste. Debido a esto se produce un régimen de subsidencia en la cuenca Neuquina, siendo esta de retroarco (Howell *et al.*, 2005). Este estadio postrift genera la depositación de más de 4000 metros de relleno sedimentario en depocentros determinados (Vergani *et al.*, 1995). Las unidades estudiadas se depositaron en el Jurásico Medio, quedando enmarcadas en este contexto geotectónico. Hacia el Cretácico tardío, la cuenca Neuquina evoluciona desde una típica cuenca de retroarco controlada por subsidencia termal durante el Aptiano-Albiano hacia una cuenca de antepaís en el Cenomaniano temprano (Tunik *et al.*, 2010). Esto se da por el desarrollo de una zona de subducción normal y la estructuración de los Andes generando así compresión y subsidencia flexural. En consecuencia de la formación de la cuenca de antepaís, se interrumpe la conexión con el Océano Pacífico provocando una depositación que implica progresiva continentalización (Howell *et al.*, 2005).

### 7.2 Evolución geológica del área.

La historia geológica en la zona estudiada es analizada desde el inicio de la sedimentación ocurrido entre el Triásico Superior hasta el Kimmeridgiano. El área de análisis (yacimiento "Loma Negra NI") se encuentra hacia el sur de la cuenca Neuquina (Ver Fig. 2.1) donde estuvo fuertemente influenciada por la dorsal de Huincul, que actuó como alto topográfico al momento del inicio de la sedimentación en el Triásico Superior, cuando comenzó a depositarse el Ciclo Precuyano sobre el Grupo Choiyoi, de edad carbonífera superior, y el cual constituye el basamento de la cuenca.

Tal como fuera mencionado en el capítulo 4, la sedimentación de dicho ciclo fue considerablemente mayor en los grábenes que en los sectores altos topográficamente. La tectónica activa de la dorsal de Huincul, que implicó un continuo levantamiento desde el Jurásico hasta el Cretácico Inferior, tuvo impacto en la estructura y sedimentación, principalmente del Grupo Cuyo, donde en las inmediaciones de dicha dorsal, se registraron los mayores espesores en toda la cuenca (Fig 3.1). En lo que respecta a los esfuerzos, tuvieron dos orientaciones predominantes, con fallamientos en dirección NO-SE y NE-SO para el momento de la depositación del Grupo Cuyo. Su sedimentación se registró a partir del Toarciano inferior con la ingesión marina representada por la Formación Los Molles, y a partir del Toarciano superior se depositó la Formación Lajas hasta el Caloviano donde se produjo la progradación deltaica desde un subambiente de planicie subacua con dominio mareal hasta un subambiente de planicie subaérea con dominio fluvial y área de aporte cercana (Fig.5.21).

Al ser la dorsal de Huincul un rasgo topográfico de primer orden, y actuar como un alto topográfico, el Grupo Lotena y la Formación Tordillo no fueron depositados o bien fueron erosionados al momento de la ingesión kimmeridgiana que depositó a la Formación Vaca Muerta.

## 8. Discusión y conclusiones.

Las unidades estratigráficas presentes en la zona estudiada son: Grupo Choiyoi, Ciclo Precuyano, Grupo Cuyo, Grupo Mendoza, Grupo Bajada del Agrio y Grupo Neuquén. Al estar en las proximidades de la dorsal de Huincul, y tener un fuerte control paleotopográfico tanto el Grupo Lotena como la Formación Tordillo no fueron depositadas o bien fueron erosionadas. Esto sin embargo es tema de discusión en la actualidad ya que para muchos geocientistas suelen estar presentes, al menos la Formación Lotena. Al revisar los informes de los recortes de perforación no se revistieron diferencias significativas entre lo que serían las posibles formaciones, por lo que en este trabajo se las incluye como la Formación Lajas. Algo similar ocurre con la Formación Los Molles, ya que la zona de estudio presenta litologías parecidas a la Formación Lajas, y solo puede diferenciarse mediante estudios palinológicos que caractericen el ambiente.

En el yacimiento Loma Negra NI, mediante información sísmica, se reconoce un alto estructural, el cual tiene rumbo este-oeste y vergencia hacia el SE. La estructura de la zona comprende dos orientaciones preferenciales siendo estas: NE-SO hacia el sur y NO-SE ubicadas en las inmediaciones de la zona de análisis.

Tal como fuera mencionado por Arregui *et al.* (2011), quienes sugieren espesores del Grupo Cuyo para la zona estudiada de hasta 2000 metros se comprueba mediante el mapa isopáquico realizado (Fig. 4.8) que para esta zona estos llegan hasta casi 1700 metros.

Teniendo en cuenta la cercanía con la dorsal, Silvestro y Zubiri (2008) sugieren el inicio de la deformación para la zona estudiada en el Toarciano inferior. En este trabajo se comprueba que los depósitos del Grupo Cuyo, los cuales inician su depositación en el Toarciano y llegan hasta el Caloviano posiblemente, son afectados por esa deformación. La Figura 4.7 demuestra esto ya que en los sectores altos hay menor espesor de sedimentos y el mismo aumenta hacia los flancos en la zona de grábenes. Regionalmente, mediante correlaciones sísmicas, el Grupo Cuyo se incrementa en espesor hacia el sur y el este del yacimiento Loma Negra NI.

Finalmente se concluye que la Formación Lajas en el intervalo estudiado se corresponde con un ambiente deltaico mixto con dos subambientes presentes: planicie deltaica subaérea y planicie deltaica subacua (Fig.5.21). La presencia de canales conglomerádicos evidencia zonas de alta energía y en conjunto con la existencia de altas cantidades de arcillas tales como illita, e I/S indican cercanía con la fuente de sedimentos.

## 9. Agradecimientos

Agradezco en primer lugar al Doctor Pablo José Pazos por haber aceptado ser mi director, por su constante dedicación y paciencia durante la elaboración de este trabajo.

Es importante mencionar que este trabajo se realizó gracias a las empresas GyP e YPF, quienes me permitieron utilizar su información de subsuelo.

Agradezco especialmente a Muriel Miller, quien desde un principio me apoyó para que pudiera formalizar este trabajo, a Manuela Rivero, por las enseñanzas, críticas y consejos sobre el mismo. A Guillermo Azpiroz, porque la paciencia desde un principio explicándome sobre pozos y sismica hoy da sus frutos. Estoy muy agradecida también con el resto de mis compañeros de trabajo, que de manera informal, con la mejor predisposición, de una manera u otra contribuyeron a mi conocimiento y a que pudiera realizarse este trabajo.

Quiero agradecer a los docentes del Departamento de Geología, quienes durante todos estos años, contribuyeron a mi formación como geóloga.

A mis amigos y compañeros, porque sin ellos el camino hubiese sido más largo. Les agradezco haberme acompañado durante todo este tiempo.

A mi familia, quienes fueron un apoyo incondicional desde el principio, y estuvieron siempre que los necesité.

A mi viejo principalmente, porque con su magia de diseñador gráfico, me ayudó a darle forma a mis ideas y que pudiera plasmarlo en este trabajo.

Por último, y no menos importante, agradezco a mi país por haberme brindado educación gratuita.



## 10. Referencias

Archangelsky, S., 1978. Megafloras fósiles. Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino: 178-192. Buenos Aires.

Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H. A. 2011. Contexto tectosedimentario. En: H. A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. C. Danieli, y J. M. Vallés (Eds.), 18° Congreso Geológico Argentino, pp. 29-36.

Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico temprano-Medio) en la cuenca Neuquina. En Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: Buenos Aires, 18° Congreso Geológico Argentino pp. 77-89.

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

Ballent, S. 1987. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico Inf. de la Argentina. Revista Museo La Plata (n.s.) Paleontología 9: 43-130.

Barredo, S. P. y Stinco, L. P. 2010. Geodinámica de las cuencas sedimentarias. Petrotecnia. pp. 48-68.

Bermúdez, A., Delpino, D. y Pángaro, F. 2002. Volcanismo de arco asociado a procesos de subducción-extensión durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior (Precuyano). Área Cerro Bandera, cuenca Neuquina, Argentina. En Congreso de Exploración y Desarrollo en Hidrocarburos (No. 5). Actas en CD-ROM, Mar del Plata.

Bettini, F.H. 1984. Pautas sobre cronología estructural en el área del cerro Lotena, cerro Granito y su implicancia en el significado de la dorsal del Neuquén, provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 163-169.E

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

Bohem, E.K. 1935. Informe al mapa geológico-topográfico 1:25.000 de la zona de Chiguiú (Chihuido) YPF. Bs As. Informe Inédito.

Bonetto, R.D. Zalba, P.E., Conconi, M..S., Manassero, M. 2003. *The Rietveld Method applied to quantitative phase analysis of minerals containing disordered structures*. Revista Geológica de Chile 30, pp. 85-97

Bracaccini, O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 275-284. Buenos Aires.

Bryan, S.E. y Ernst, R.E. 2008. *Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs)*. *Earth-Science Reviews* 86: 175-202.

Cabaleiro, A., Cazau, L., Lasalle, D., Penna, E. y Robles, D., 2002. Los reservorios de la Formación Centenario. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio "Rocas Reservorio de las cuencas productivas argentinas", pp. 407-425. Mar del Plata.

Calvo, J. O., Porfiri, J. D., Pol, D., González Riga, B. J., de la Fuente, M., y Rougier, G. W. 2011. Vertebrados continentales Mesozoicos. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino. Neuquén,. pp. 539-556.

Canale, N., Ponce, J. J., Carmona, N. B., Drittanti, D. I., Olivera, D. E., Martínez, M. A., y Bournod, C. N. 2015. Sedimentología e lcnología de deltas fluvio-dominados afectados por descargas hiperpícnicas de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean geology*, 42:114-138.

Carbone, O; Franzese, J; Limeres, M; Delpino, D. y Martínez, R. El Ciclo Precuyano (Triásico tardío-Jurásico temprano) en la cuenca Neuquina. 2011. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino. Neuquén. pp. 63-76.

Carver, R.E. 1971. *Procedures in sedimentary petrology*. *Wiley-Interscience*, 653 pp.

Cazau, L.B. y Uliana, M.A. 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163. Buenos Aires.

Cevallos, M. F. 2005. Análisis estratigráfico de alta frecuencia del límite kimmeridgiano-tithoniano en el subsuelo de la Dorsal de Huinul, Cuenca Neuquina. *Petrotecnica*: 1-35.

Coffin, M.F. y Eldholm, O. 1992. *Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces*. En: Storey, B.C., Alabaster, T., y Pankhurst, R.J., (Eds.): *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. *Geological Society of London Special Publication* 68: 17-30.

Coffin, M.F. y Eldholm, O. 1993. *Large igneous provinces*. *Scientific American* 269, 42-49.

Collinson, J.D. y Thompson, D.B. 1989. *Sedimentary structures*. Routledge, 207 p.

Corbera, R. y P. Kraemer; 2001. Aplicación de sísmica 3D en un reservorio no convencional de rocas ignimbríticas, cuenca Neuquina, Argentina. EXITEP, Segunda Exposición Internacional de Tecnología Petrolera. D. F., México.

Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles precuayanos en la estructura de la cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65: 248-264.

Cruz, C. E., A. Boll, R. Gómez Omil, E. A. Martinez, C. Arregui, C.A. Gulisano, G. A. Laffitte y H. J. Villar, 2002, Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina, 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Actas CD-ROM, 20p, Buenos Aires.

De Ferrariis, C.1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3 Jornadas Geológicas Argentinas, 121-144.

De Ferrariis, C. 1947. Edad del Arco o Dorsal Antigua del Neuquén Oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 2: 256- 283.

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

Digregorio, J. 1965. Corte El Caracol, Loma Montosa Oeste, Dos Cerritos, Planicie Morada, Señal Centro, Señal Picada y Valla Verde - Zona Catriel, provincias de Río Negro y Neuquén. YPF. Bs. As. Informe Inédito.

Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: Leanza A.F., (Ed.): Geología Regional Argentina. Centenario de la Academia Nacional de Ciencias: 439-506. Córdoba.

Digregorio J.H. 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. 7º Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio. Neuquén.

Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. Geología Regional Argentina. Vol. 2. Córdoba.

- Dingus, L., Garrido, A.C., Scott, G.R., Chiappe, L.M., Clarke, J. y Schmitt, J.G. 2009. *The litho-, bio-, and magnetostratigraphy of titanosaurian nesting sites En the Anacleto Formation at Auca Mahuevo (Campanian, Neuquén Province, Argentina)*. En: Barry Albright III, L. (Ed.): *Papers on Geology, Vertebrate Paleontology, and Biostratigraphy En Honor of Michael O. Woodburne. Museum of Northern Arizona Bulletin* 65: 237-258.
- Dunham, R. J. 1962. *Classification of carbonate rocks according to depositional textures*.
- Eisner, P. 1991. *Tectonostratigraphic evolution of Neuquén Basin, Argentina. Master Thesis, Rice University*, 56 p. Houston.
- Ferello, R. 1946. Estudio geológico de la región de Piedra del Aguila, Neuquén. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Fernandez, A., 1943. La serie Jurásica de la parte central y meridional de la sierra de Chacaico y sus relaciones con los terrenos que la soportan. Museo de La Plata, Tesis 6, 103 p. La Plata.
- Folk R, L., Andrews P.B., y Lewis D. W. 1970. *Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand journal of geology and geophysics*, 13: 937-968.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E y Yusen de Campana, J.C. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras 15:1-67. Buenos Aires.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. *Late Triassic-early Jurassic continental extension En southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences*. 14: 257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. *Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.
- Galli, C.A. 1953. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-liásicas de la Patagonia Septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 8: 220-235.
- García Morabito, E. 2010. Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38° 15' y los 40° S. Tesis doctoral, 284 p. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Garrido, A.C. 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (República Argentina): Nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie*, 12:121-177.

Garrido, A. C. 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico tardío) en la Cuenca Neuquina. En H. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. Danielli, y J. Vallés (Eds.), *En relatorio 18° Congreso Geológico Argentino*. Pp. 231-244.

Gasparini, Z., Fernández, M.S. y de la Fuente, M. 1992. Reptiles marinos jurásicos de la Cuenca Neuquina. I.G.C. *Project 322. First Field Conference* 1: 13-14. La Plata.

GEMMA (Grupo de estándares para movimientos en masa) 2007. *Movimientos en masa en la región andina: una guía para la evaluación de amenazas*. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. Publicación Geológica Multinacional 4, 404 p., Vancouver.

Giusiano, A., Mendiberri, H., y Carbone, O. 2011. Introducción a los Recursos Hidrocarburíferos. En *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires (pp. 639-644).

Gómez Omil, R., Schmithalter, J., Cangini, A., Albariño, L. y Corsi, A. 2002. El Grupo Cuyo en la Dorsal de Huincul, consideraciones estratigráficas, tectónicas y petroleras. Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.

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

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

Groeber, P. 1958. Acerca de la edad del Sañicolitense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11: 281-292.

Groeber, P., P.N. Stipanovic y Mingramm, A. 1953. Jurásico. En: Groeber, P. (Ed.): Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2: 143-347. Buenos Aires.

Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino 3: 573-592. San Luis.

Gulisano, C.A. y Pando, G.A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia de Neuquén. 8º Congreso Geológico Argentino 3: 553-577. San Luis.

Gulisano, C. A., y Hinterwimmer, G. 1986. Facies deltaicas del Jurásico medio en el oeste de Neuquén. Boletín de Informaciones Petroleras, 8: 2-31.

Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995. *The Jurassic of Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Field Guide*. Secretaría de Minería de la Nación y Asociación Geológica Argentina, Serie E, N° 2. 111 pp. Buenos Aires.

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

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R.E. 1984b. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta-Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221-235. Buenos Aires.

Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras 23: 1-39. Buenos Aires.

Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín Informaciones Petroleras 23: 245-281, Buenos Aires.

Herrero Ducloux, A. y Leanza, A. F. 1943. Sobre los ammonites de la Lotena Formation y su significación geológica. Impr. Coni.

Hlebszevitsch, J. C., y Corbera, R. 2014. Área Cutral Có - Dorsal de Huincul - Cuenca Neuquina 64 años de producción, nuevas interpretaciones, nuevos paradigmas. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. pp. 375-396. Mendoza.

Holtzapffel, T. 1985. *Les Minéraux Argileux. Préparation, Analyse diffractométrique et détermination. Societe Geologique du Nord, Publication 12, 136 p.*

- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2005. *The Neuquén Basin: an overview*. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study En Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, *Special Publications* 252: 1-14.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. *Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to Middle Proterozoic in North America?* *Geology* 17: 324-328, Boulder.
- Keidel, J. 1917. *Über das patagonische Tafelland und ihre ziehungen zu den geologischen ercheinungen* En: *den Argentinischen Anden gebiet und Litoral*. *Zeitschrift der Deutsche Akademie Wiessenschaft* 3: 219-245. Stuttgart.
- Keidel, J. 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minería y Geología, Publicación 8: 5-67. Buenos Aires.
- Kielbowicz, A.A. 1987. Foraminíferos del Toarciano inferior y del Aaleniano-Bajociano de la Fm. Los Molles, cuenca Neuquina, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 139-141. San Miguel de Tucumán.
- Kietzmann, D.A.; Palma, R.M. 2009. Tafofacies y biofacies de la Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana* 46: 321-343.
- Kietzmann, D.A.; Palma, R.M.; Bressan, G.S. 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del Arroyo Loncoche-Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 696-713.
- Lambert, L. R. 1944. Algunas trigonias del Neuquén. Impr. Coni.
- Lambert, L.R. 1946. Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacay Co (Neuquén). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, pp. 231-252.
- Lazo, D. G. y Damborenea, S. E. 2011. *Barremian bivalves from the Huitrín Formation, west-central Argentina: taxonomy and paleoecology of a restricted marine association*. *Journal of Paleontology*, 85: pp. 719-743.
- Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 272-299.

Leanza, H. A. 1993. *Jurassic and Cretaceous trigoniid bivalves from west-central Argentina. Bulletin of American Paleontology* 105: 1-95.

Leanza, H.A. 1999. *The Jurassic and Cretaceous terrestrial beds from Southern Neuquén Basin, Argentina. Field Guide*. Instituto Superior de Correlación Geológica. INSUGEO. Serie Miscelánea 4: 1-30. San Miguel de Tucumán.

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

Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie* 11: 145-184. Buenos Aires.

Leanza H.A. y Hugo, C.A. 1978. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° I.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 32: 248-264. Buenos Aires.

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. y Hugo, C. 2001a. Hoja Geológica Zapala, Hoja 3969-I, 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín, 275.

Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 2001b. *Cretaceous red beds from southern Neuquén basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. 7th International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7: 117-122. Buenos Aires.

Leanza, H.A., Llambías, E.J. Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del Viento y la Sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo. Versión CD-ROM. Mar del Plata.

Leanza, H. A., Sattler, F., Martinez, R. S., y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico tardío-Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En 18º Congreso Geológico Argentino. pp. 113-129.

Leanza, A. F. y Leanza, H. A. 1973. *Pseudofavrella* gen. nov.(Ammonitina) del Hauteriviano de Neuquén, sus diferencias con *Favrella* R. Douvillé, 1909, del Aptiano



de Patagonia austral y una comparación entre el geosinclinal andino y el geosinclinal magallánico. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 50, 127-145. Córdoba.

Legarreta L. 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), provincia de Mendoza Tesis Doctoral (Inédita), 247 p. Universidad de Buenos Aires.

Legarreta, L. y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Superior), Argentina. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds): Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie de Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.

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

Legarreta, L., Villar, H. J., Cruz, C. E., Laffitte, G. A., y Varadé, R. 2008. Revisión integrada de los sistemas generadores, estilos de migración-entrapamiento y volumetría de hidrocarburos en los distritos productivos de la Cuenca Neuquina, Argentina. En 7º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas). pp. 79-108.

Licitra, Diego T., Bravín Nelo E, Montagna Aldo O., Gutierrez F., Martinez Cal y Porras, Juan C. 2012. Caracterización petrofísica de la Formación Lajas en el yacimiento Lajas *Tight Gas*, a partir de la definición de tipos de rocas y unidades hidráulicas de flujo. Area Aguada Toledo - Sierra Barrosa, cuenca Neuquina. Petrotecnia. Pp. 48-71.

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

Llambías, E.J., Caminos, R. y Rapela, C.W. 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. En Ramos V.A. (Ed.) Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 85-117.

Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A. 1993.- El magmatismo Gondwánico. En V.A. Ramos (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Mendoza. 1: 53-64.

Llambías, E.J y Sato, A.M, 2011. Ciclo Gondwánico: La provincia magmático Choiyoi en Neuquén Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino. Neuquén. pp. 53 - 62.

- Macdonald, D., Gómez Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. y Paton, D. 2003. *Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. Marine and Petroleum Geology* 20: 287-308.
- Marchese, H. G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 26:343-410. Buenos Aires.
- McIlroy, Duncan, 2006. *Ichnology of a macrotidal tide-dominated deltaic depositional system: Lajas Formation, Neuquén Province, Argentina*. Publicación especial-SEPM. Vol. 88, p. 195.
- Méndez, V., Zanettini, J.C. y Zappettini, E.O. 1987. Aspectos geológicos del Orógeno Andino Central de la República Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 181-184.
- Méndez, V., Zanettini, J. C., y Zappettini, E. O. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno andino central, República Argentina (No. 23). Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico. Publicación especial, 190 pp., Buenos Aires.
- Miall, A. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer eds. 582 p.
- Miranda, J. 1969. Reconocimiento geológico de la zona situada entre Meseta de Rentería, Sierra Colorada, Los Menucos, Maquinchao y Chasicó (Río Negro). YPF. Buenos Aires. Informe Inédito. 40 p.
- Mitchum, R.M.; Uliana, M. 1985. *Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina*. En: *Seismic Stratigraphy 2. An integrated approach to hydrocarbon analysis*. En: Berg, B.R.; Woolverton, D.G.(Eds). *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 39: 255-83. Tulsa.
- Moore, D.M., Reynolds, R. C., Jr. 1997. *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*, Oxford, New York, 378 p.
- Morsch, S. M., 1991. *Un nouvel agencement trabéculaire chez Scleractinia jurassique d'Argentine: Neuquinosmilia lospozonensis gen. n., sp. n. Bulletin Museum National d'Historie Naturelle*, 13:139-155. Paris.

- Morsch, S. M., 1995. *Les coraux Scléactinaires jurassiques d' Argentine (Bassin de Neuquén). Systématique et paléoenvironnement*. Tesis doctoral Universidad Poitiers, *Sciences de la Terre, Spécialité: Paléontologie*, 124 p. Poitiers.
- Mosquera, A., y Ramos, V. A. 2005. *Intraplate foreland deformation En the Neuquen embayment*. En 5° Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata, Argentina (archivos electrónicos).
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. *Intraplate deformation En the Neuquén Basin*. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (Eds.): *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. *Geological Society of America, Special Paper 407*: 97-124.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989. *The Andes of Chile and Argentina*. En: Ericksen, G.E., Cañas Punochet, M.T. y Reinemund, J.A. (Eds.): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific for Energy and Mineral Resources Earth Sciencies Series 11*: 59-90. Houston.
- Munsell Color, 2009. *Geological Rock-color Chart with Genuine Munsell Color Chips*.
- Mulder, T y Alexander, J. 2001. *The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits*. *Sedimentology*, 48: 269-299.
- Ogg, J.G., Agterberg, F.P., Gradstein, F.M., 2004. *The Cretaceous Period*. En: *Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.): A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 344-383.
- Olmos, M., Mareto, H., Lasalle, D., Carbone, O. y Naidés, C., 2002. Los reservorios de la Formación Quintuco. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio "Rocas Reservorio de las cuencas productivas argentinas", pp. 359-382. Mar del Plata.
- Orchuela, I. A., Ploszkiewicz, J. V., y Viñes, R. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada Dorsal Neuquina. En 8° Congreso Geológico Argentino. pp. 281-293.
- Orchuela, I.A. y Ploszkiewicz, J.V. 1984. La Cuenca Neuquina. Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino. Pp. 163-188. Buenos Aires. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Trabajos Técnicos, Versión CD ROM, Mar del Plata, Argentina.

- Pángaro, F., Veiga, R., y Vergani, G. 2002a. Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. En 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Trabajos Técnicos en versión CD-ROM. Mar del Plata.
- Pángaro, F., Corbera, R., Carbone, O., y Hinterwimmer, G. 2002b. Los reservorios del Precuyano. En M. Schiuma, G. Hinterwimmer, y G. Vergani (Eds.), Rocas Reservorio. 5° Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos. pp. 229-254.
- Pángaro, F., Melli, A. T., Malone, P., Cevallos, M., Soraci, A., Mosquera, A., y Kim, H. J. 2005. Modelos de entrapamientos de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. En E. Kozlowski, G. Vergani, y A. Boll (Eds.), E. Kozlowski, G. Vergani y A. Boll, Las trampas de hidrocarburos en las Cuencas Productivas Argentinas. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (pp. 331-368).
- Pángaro F., Pereira, M., Silvestro, J.L., Raggio, F., Pioli, O., Zubiri M. y Gozávez, G. 2006. *Tectonic Inversion of the Huincul High, Neuquen Basin, Argentina: An Endangered Species. Stratigraphic Evidences of It's Disappearance*. 9° Simposio Bolivariano *Petroleum Exploration En the Subandean Basins*, Actas: 9 pp. Cartagena.
- Pángaro, F., Pereira, D.M. y Micucci, E. 2009. El sinrift del ámbito de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: su evolución y control sobre el registro estratigráfico del Jurásico y la evolución estructural del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 265-277.
- Parker, G. 1965. Relevamiento geológico a escala 1:25.000 entre el arroyo Picún Leufú y Catán Lil a ambos lados de la ruta 40 YPF. Bs. As. Informe Inédito.
- Peate, D.W., 1997. *The Paraná-Etendeka Province*. En: Mahoney J.J.y Coffin M.F., (Eds.): *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism... Geophysical Monograph* 100: 217-245.
- Ploszkiewicz, J. V., Orchuela, I. A., Vaillard, J. C., y Viñes, R. F. 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huincul. Estructuras asociadas. Provincia del Neuquén. En 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 163-169. Buenos Aires.
- Riccardi 2008. (Ed.), *Advances En Jurassic Research* (Riccardi, AC; editor). *Transtec Publications, Geo Research Forum* (pp. 1-2).
- Ramos, V.A. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182: 1-103. Buenos Aires.

- Ramos, V.A., Zapata T., Cristallini, E. y Introcaso, A. 2004. *The Andean thrust system: latitudinal variations En structural styles and orogenic shortening*. En: McClay, K. (Ed.): *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82*: 30-50.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. *Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constrains derived from de magmatic arc and foreland deformation*. En: Veiga, G., Spalletti, L. y Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin, Argentina: A case study En sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society, London, Special Publications 252*: 25-35.
- Ramos, V. A., Mosquera, A., Folguera, A., y García Morabito, E. 2011a. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, pp. 335-348. Buenos Aires
- Ramos, V.A; Folguera, A; García Morabito, E. 2011b. Las provincias geológicas del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino. Neuquén. 317-326.
- Riccardi, A. C., 1993. Formación Los Molles. En Riccardi, A. C. y S. Damborenea (Eds.): *Léxico estratigráfico de la Argentina. Volumen 9: Jurásico*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21:239-243. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C. 2008 El Jurásico de la Argentina y sus Amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 625-643.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.A. y Ballent, S. 1988a. Hettangiano y Sinemuriano marinos en la Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 359-373. Santiago de Chile.
- Riccardi, A.C., Westermann, G.E.G. y Elmi, S. 1988b. Zonas de amonites del Bathoniano - Calloviano inferior de los Andes Argentino-Chilenos. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (C): 415-425. Santiago de Chile
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C. 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurasico Andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45: 346-364.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52 228-234. Bs As.

- Rietveld, H.M. 1969. *A profile refinement method for nuclear and magnetic structures*. *J. Appl. Crystallogr.* 2, 65-71.
- Rodríguez Carvajal, J. 2001. *Recent development of the Program FULLPROF*. *Commission on Powder Diffraction (IUCr), Newsletter* 26, 12-19.
- Rolleri, E.O. y Criado Roqué, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4o Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60.
- Rosenfeld, U., y Volkheimer, W. 1979. *Types of paleoenvironments of the middle Jurassic Lajas formation (Neuquén Basin, Argentina)*. En *4 International Gondwana Symposium*.
- Rossi, V. M., y Steel, R. J. 2016. *The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina)*. *Sedimentology*. Vol 63, 824:864.
- Scasso, R.A.; Alonso, S.M.; Lanés, S.; Villar, H.J.; Lippai, H. 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita margacaliza 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.; Lippai, H. 2005. *Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite En the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history*. En *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study En Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* En: Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E. Eds. *The Geological Society, Special Publications* 252: 207-229. London.
- Schiuma, M. y Llambías, E.J. 2008. *New ages on Lower Jurassic volcanism En the dorsal de Huincul, Neuquén*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 644-652.
- Schwarz, E. 2003. Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en el sector septentrional de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 303 pp. Inédita.
- Schwarz, E., Spalletti, L. A. y Veiga, G. D. 2011. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina. La Formación Mulichinco (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*, 131-144.

Sikora, P.J., 2011. *Chronostratigraphic and Paleoenvironmental Analyses of the 405-2990 m Section of the Pioneer Pi.Nq.Gu-xx Well, Neuquen Basin, Onshore Argentina*. Reporte interno inédito Apache S.R.L. 20 p.

Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39° S), Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 49-64.

Spalletti, L.A., Arrondo, O.G., Morel, E. y Ganuza, D.G. 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico, Prov. Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46: 167-172.

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: 433-446.

Spalletti, L.A.; Franzese, J.R.; Veiga, G.D.; Schwarz, E. 2005. *The Mesozoic evolution of the Neuquén Basin and its relationship with the history of Western Gondwana*. En *Gondwana Conference*, No. 12, *Abstracts*. p. 343. Mendoza.

Spalletti, L. A., Veiga, G. D., y Schwarz, E. 2011. La Formación Agrio (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*. pp. 145-160. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina.

Spalletti, L., Pirrie, D., Veiga, G. D., Schwarz, E., Rollinson, G., Shail, R. Haberlah, D. y Butcher, A. 2015. Análisis mineralógico integrado (QEMSCAN y DRX) de lutitas negras: Los depósitos tithonianos basales de la Formación Vaca Muerta (cuenca Neuquina, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 22(1).

Stipanovic, P.N. 1966. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 20: 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: 367-388. Buenos Aires.

Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Bauliés O.L y Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23: 367-388. Buenos Aires.

Stipanivic, P.N. y Linares, E. 1969. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. Boletín Academia Nacional Ciencias Córdoba. 47: 51-96. Córdoba.

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

Taylor J.C. 1991. *Computer programs for standardless quantitative analysis of minerals using the full powder diffraction profile. Powder Diffraction 6*, pp. 2-9.

Tunik, M.A., Folguera, A. Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V. 2010. *Early uplift and orogenic deformation En the Neuquén basin: Constraints on the andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. Tectonophysics 489*: 257-273.

Turner, J.C.M. 1965a. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 44: 5-51, Córdoba.

Turner, J.C.M. 1965b. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20: 153-184.

Turner, J.C.M. y Baldis, B.A.J. 1978. La estructura transcontinental del límite septentrional de la Patagonia. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 225-238. Buenos Aires.

Turner, J.C.M. y Cazau, L.B. 1978. Estratigrafía del prejurásico. En Geología Recursos Naturales del Neuquén, 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 25-36, Buenos Aires.

Uliana, M. A. y K. T. Biddle. 1988. *Mesozoic-Cenozoic Paleogeographic And Geodynamic Evolution Of Southern South America*. Revista Brasileira de Geociencias. 48: 172 - 190.

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

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



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

Veiga R. D., J. Hechem, N. Bolatti, P. Agraz, E. Sánchez, C. Saavedra, F. Pángaro, D. García y E. Moreira; 2001a. *Syn-rift deposits as a new play concept in the central portion of the Neuquen Basin: future perspectives from the analysis of physical models. Hedberg Conference AAPG, Mendoza. Program with abstracts.*

Veiga R. D., J. Hechem, N. Bolatti, P. Agraz, E. Sánchez, C. Saavedra, F. Pángaro, D. García y E. Moreira; 2001b. *Syn-rift deposits as a new play concept in the central portion of the Neuquén Basin: future perspectives from the analysis of physical models. Cuarta Conferencia Internacional Conjunta AMGP - AAPG. 4 - 7 de Noviembre, Veracruz, México. Program with abstracts.*

Vergani, G., Tankard, A.J., Belotti, H.J., y Welsnik, H.J. 1995. *Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén basin.* En: Tankard, A.J., Suárez Sorucco, R. y Welsnik, H.J. (Eds.): *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.*

Volkheimer, W., 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacai Co y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacai Co (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Las Lajas (Caloviano inferior). *Ameghiniana*, 10:105-109. Buenos Aires.

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

Wei, X., Steel, R. J., Ravnås, R., Jiang, Z., Olariu, C. y Li, Z. 2016. *Variability of tidal signals in the Brent Delta Front: New observations on the Rannoch Formation, northern North Sea. Sedimentary Geology*, 335, 166-179.

Wichmann, R. 1927. Los Estratos con Dinosaurios y su techo en el este del Territorio del Neuquén. Dirección nacional de Minería, Geología e Hidrogeología, Publicación 32: 1-22.

Williams, K. 2012. Halliburton. Reporte interno.

Windhausen, A. 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Rio Negro y Neuquén con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco). *Anales del Ministerio de Agricultura. Tomo 10. Número 1.*

Yrigoyen, M. R., 1979. Cordillera Principal. En J. C. M. Turner (ed.). Segundo Simposio Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias I: 651-694, Córdoba.

Zavala, C.A. 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. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. 259 pp.

Zavala, C. y González, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico Inferior-Medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras 65: 52-64.

Zavala, C. y Ponce, J. J. 2011 La Formación Rayoso (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén (pp. 2-6).

Zavala, C., M. Arcuri, M. Di Meglio, H. Gamero Diaz, and C. Contreras, 2011. *A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits*. En: R. M. Slatt and C. Zavala (Eds.) *Sediment transfer from shelf to deep water—Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology* 61, p. 31-51.