



Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura

“Análisis petrofísico de la Formación Tordillo en el margen oriental de la Cuenca Neuquina”

Autor: Facundo Martin Luchetta

Director: Dr. Luis P. Stinco

Co directora: Dra. Silvia P. Barredo

Año 2024

Índice

Resumen	4
Agradecimientos	5
Capítulo 1. Introducción.....	6
1.1. Objetivos	6
1.2. Metodología de trabajo.....	6
1.3. Ubicación y vías de acceso.....	7
1.4. Clima, hidrografía, geomorfología, vegetación y edafología.....	10
Capítulo 2. Marco Geológico	14
2.1. Marco Regional.....	14
2.2. Evolución Tectónica.....	17
Capítulo 3. Estratigrafía	19
3.1. Mesozoico	20
3.1.1. Triásico-Jurásico inferior	20
3.1.1.1. Grupo Precuyo.....	20
3.1.2. Jurásico inferior – Jurásico medio.....	20
3.1.2.1. Grupo Cuyo.....	20
3.1.3. Jurásico superior – Cretácico temprano	21
3.1.3.1. Grupo Mendoza.....	21
3.1.3.1.1. Formación Tordillo	21
3.1.3.1.2. Formaciones Quintuco y Vaca Muerta.....	23
3.1.4. Cretácico temprano – Cretácico superior	24
3.1.4.1. Grupo Mendoza Superior	24
3.1.4.1.1. Formación Centenario	24
3.1.5.1. Grupo Rayoso.....	24
3.1.5.1.1. Formación Rayoso.....	24
3.1.6.1. Grupo Neuquén (Stipanovic et al. 1968).....	25
3.1.6.1.1. Subgrupo Limay (Ramos 1981)	25
3.1.6.1.2. Subgrupo Río Neuquén (Ramos 1981)	25
3.1.6.1.3. Subgrupo Río Colorado (Ramos 1981).....	26
3.2. Mesozoico - Cenozoico	27
3.2.1. Grupo Malargüe (Uliana y Dellapé 1981).....	27
3.2.1.1. Campaniano superior – Maastrichtiano inferior.....	27
3.2.1.1.1. Formación Allen.....	27
3.2.1.1.2. Formación Jagüel	27
3.2.1.1.3. Formación Roca	27

3.2.1.1.4. Formación Vaca Mahuida	28
3.2.1.1.5. Formación Chinchinales.....	28
3.2.1.1.6. Formación Barranca de los Loros	28
3.2.1.1.7. Formación El Palo.....	28
3.2.1.1.8. Formación Bayo Mesa	28
Capítulo 4. Geología estructural.....	29
4.1. Análisis estructural, área Entre Lomas.....	29
Capítulo 5. Sistema Petrolero.....	31
5.1. Marco energético de la Cuenca Neuquina.....	31
5.2. Fundamentos teóricos.....	34
5.2.1. Hidrocarburos, clasificación y análisis de calidad	34
5.2.2. Elementos de un sistema petrolero.....	39
5.3. Sistema petrolero de la Cuenca Neuquina en la región de la plataforma oriental	43
5.3.1. Roca generadora.....	43
5.3.2 Roca reservorio	45
5.3.2.1 Análisis de facies e interpretación del ambiente sedimentario.....	50
5.3.3. Roca sello	56
5.3.4. Trampa	57
5.3.5. Roca de carga geostática	60
5.3.6. Procesos del sistema petrolero	61
5.3.7. Análisis de registros a pozo abierto de los pozos presentados	62
5.3.7.1. Análisis de registro Gamma Ray y litología.	63
5.3.7.2. Análisis de los registros SP, sísmico, de resistividad y conductividad, porosidad y permeabilidad.....	64
Capítulo 6. Resultados y discusiones	82
Capítulo 7. Conclusiones.....	84

Resumen

El objetivo del trabajo final de licenciatura aquí presentado es realizar un estudio petrofísico de la Formación Tordillo en la zona correspondiente al eje noroeste-sureste de yacimientos conocidos como El Caracol, Entre Lomas, Piedras Blancas y Charco Bayo (Figura 1.3), sector donde se conoce como Formación Sierras Blancas y Formación Catriel. Posteriormente, se detalla el *play* petrolero que la involucra.

En primer lugar, se realizó el encuadrado de la zona de estudio para confeccionar un mapa geológico a escala 1:43500 de la región, junto con la confección de un perfil estratigráfico. Al tratarse de un trabajo que involucra formaciones que no afloran en la región de estudio, fue necesario el uso de datos de pozo para la confección de un perfil sedimentológico de tipo Selley, con un subsiguiente análisis de facies e interpretación de ambientes sedimentarios, el cual se determina como un ambiente de bajada aluvial intermitente, con sistemas fluviales efímeros desarrollados sobre el mismo.

En base a estos datos recopilados y la información obtenida, se procede a realizar un análisis detallado del *play* petrolero del yacimiento de interés. Se propone la Formación Vaca Muerta como roca generadora, la Formación Sierras Blancas como roca reservorio y la Formación Catriel como roca sello, y se utilizaron imágenes sísmicas para el análisis y clasificación de la trampa del sistema. A partir de datos petrofísicos tomados a partir de perfilajes obtenidos gracias a la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la Provincia de Neuquén, se incluyen datos petrofísicos como porosidad y permeabilidad a diferentes profundidades, las cuales se correlacionan con las profundidades del perfil Selley realizado, y además se utilizan datos presentados por otros autores para confirmar los resultados obtenidos.

Finalmente se incluyen, a modo de anexo, valores de producción de hidrocarburos de la zona de estudio, obtenidos a partir de la base de datos de producción de gas y petróleo provisto por el Estado Nacional Argentino “Capítulo IV – Pozos”.

Agradecimientos

Para mamá y papá: Laura y Daniel, mi hermano Juan, y Yaya, mi abuela. Por su paciencia, su apoyo, su ayuda, su amor y sus consejos, tanto en los momentos lindos como en los momentos feos. Sin ustedes, nada de esto hubiese sido posible.

Para mis amigos: Julieta, Agustín, Federico, Ramiro y Andrés. Con ustedes compartimos años dentro de la facultad, y como siempre les he dicho: nunca hubiese llegado hasta este lugar. Este mérito es tanto mío como de ustedes.

Para Luis y Silvia, mis directores. Por su guianza, su experiencia y su paciencia durante todo este proceso.

Para la Universidad de Buenos Aires: pública, gratuita y de la más alta calidad, características las cuales siempre debe continuar honrando.

Capítulo 1. Introducción

1.1. Objetivos

Este trabajo final de licenciatura tiene como objetivo realizar un estudio petrofísico de la Formación Tordillo, ubicada dentro de la estratigrafía de la Cuenca Neuquina, para los sectores que representan la plataforma nororiental, donde existe su equivalente llamado Formación Sierras Blancas.

Específicamente, los objetivos de este trabajo son:

1. Confeccionar un mapa regional a escala 1:43500 en la zona de estudio (adjunto) en base a observaciones de campo y bibliografía (Rodríguez *et al.* 2007).
2. Levantar un perfil Selley detallado en base a descripciones de campo de coronas obtenidas de un pozo de interés (EL.xp-63) y en base al mismo confeccionar un análisis paleoambiental.
3. Analizar registros del pozo estudiado y también de aquellos aledaños de la región, obtenidos de la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la Provincia de Neuquén.
4. En base a la información recopilada, el perfil Selley confeccionado y el análisis de los registros de perfilaje, estudiar la respuesta de cada uno: valores de permeabilidad y porosidad, registros SP y GR y de resistividad profunda y somera, para identificar posibles intervalos de interés en términos de explotación hidrocarburífera.
5. Describir el *play* petrolero presente y aportar datos nuevos para la reinterpretación de la Formación Tordillo, para mejorar los métodos de recuperación secundaria.

1.2. Metodología de trabajo

En primer lugar, el trabajo consistió en limitar la zona de estudio al área de interés, comprendida entre 38°S y 68,57°O y 38,51°S y 67,89°O, utilizando el software *Google Earth Pro*, sector que posteriormente se utilizó para generar el mapa regional.

Luego se procedió con una breve recopilación de trabajos geológicos y petrofísicos de la zona. Algunos de los trabajos utilizados con frecuencia fueron aquellos presentados en el 18° Congreso Geológico Argentino como los de Arregui *et al.* (2011a), (2011b), (2011c), Carbone *et al.* (2011), Ramos *et al.* (2011a), entre varios otros. A su vez, se utilizó la Hoja Geológica 3969-II “Neuquén” y la Hoja Geológica 3969-I “Zapala”, y trabajos varios de la Dra. Silvia Barredo y el Dr. Luis Stinco (Barredo y Stinco 2014, Stinco y Barredo 2014a, 2014b, entre otros). Se confeccionó el marco teórico de lo que es un sistema petrolero y se ahondó en la descripción del *play* que existe en la plataforma nororiental de la Cuenca Neuquina. Dentro de esta etapa se realizó un viaje hacia Neuquén capital, en donde se buscó información pertinente a varios pozos de la zona de interés en la base de datos disponibles de la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de Neuquén, como registros de perfilaje en formato de archivo “.las” y datos de producción.

Luego se elaboró un perfil de tipo Selley a partir de la descripción de una corona obtenida del intervalo de estudio, donde se denota la litología, las estructuras sedimentarias, impregnaciones de hidrocarburo y otros detalles de interés. El gráfico presentado se elaboró con el programa de diseño gráfico *Inkscape* de acceso libre. En paralelo se confeccionó el mapa geológico a escala 1:43500 utilizando los softwares *Google Earth Pro* y *QGIS* a partir de la Hoja Geológica HG 3969-II, Neuquén (Rodríguez *et al.* 2007).

Finalmente, se realizó el análisis de los registros de perfilaje GR, SP, de resistividad, de porosidad y permeabilidad obtenidos de la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de Neuquén. Para el análisis se obtuvo un software desarrollado por Nicolás Fandos de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires llamado *Pyrophysics*. Este software permite abrir y operar en base a archivos “.las” de manera simple y confeccionar rápidamente registros de perfiles como los que se observan en este trabajo final de licenciatura. En base a los gráficos obtenidos se llevó a cabo la interpretación y análisis final.

1.3. Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio de este trabajo corresponde al sector oriental de la Cuenca Neuquina, dentro de la provincia de Neuquén, en el área hidrocarburífera Entre Lomas (Figura 1.3), correspondiente al sector oriental a nororiental del Engolfamiento Neuquino, ubicada entre las coordenadas: 38°00' Sur y 68°34' Oeste, y 38°30' Sur y 67°53' Oeste (Figura 1.1). La Cuenca Neuquina, o Engolfamiento Neuquino (Braccacini 1970, Uliana y Legarreta 1993, Ramos 2000, Howell *et al.* 2005), se ubica dentro de la región extrandina en el sector sur de Mendoza y la mayor parte de Neuquén, dentro de la provincia geológica de la Cordillera Principal (Yrigoyen 1972). Esta provincia se encuentra limitada al noreste por el bloque sanrafaélico, al sur por la Cordillera Patagónica, el macizo norpatagónico se encuentra hacia el sureste y la Cordillera Frontal hacia el norte.

El Engolfamiento Neuquino es un área triangular de aproximadamente 115.000 kilómetros² (Yrigoyen 1991, Barredo y Stinco 2014). Está caracterizado por afloramientos de depósitos continentales de edad cretácica tardía como los grupos Neuquén y Mendoza, y algunos escasos remanentes de los depósitos marinos del Maastrichtiano-Daniano (Braccacini 1970, Ramos 1999b) de la primera transgresión marina procedente del océano Atlántico (Windhausen 1925, Weaver 1927). De manera suprayacente se encuentran depósitos cenozoicos, principalmente en la región del Añelo. En el subsuelo, el engolfamiento presenta los dos ciclos marinos del Jurásico y Cretácico inferior (Digregorio y Uliana 1980) procedentes del océano Pacífico, aflorando en las fajas plegadas y corridas pertenecientes a la Cordillera Principal. Estos pliegues se encuentran tanto en el sector sanjuanino (Cristallini *et al.* 1995, Ramos *et al.* 1996), el sector normendocino (Yrigoyen 1976, Ramos 1985) y el sector sur (Riccardi *et al.* 1997).

Mosquera y Ramos (2006) definen al sistema Entre Lomas como una serie de anticlinales de rumbo noroeste ubicada aproximadamente a 100 kilómetros hacia el norte de la ciudad de Neuquén, e interpretan al sector como una cuenca de antepaís deformado o antepaís fragmentado. El área presenta una extensión de 742,5 kilómetros² y se ubica en las provincias de río Negro y Neuquén (Maretto *et al.* 2002). Los límites de este sistema se dan hacia el norte con los flujos volcánicos de Auca Mahuida, hacia el oeste se extiende hasta las colinas de Lihuel Calel, hacia el sur con la Dorsal de Huincul y hacia el este se encuentra separado del Dorso de los Chihuidos a partir de la cuenca del bajo de Añelo. Estos anticlinales, conocidos como Entre Lomas, Charco Bayo, Loma Montosa y La Jarrilla, son angostos (5-15 kilómetros), elongados (30-70 kilómetros) y simétricos, de bajo relieve y están relacionados principalmente a fallas que involucran basamento. Se encuentra separado del Dorso de los Chihuidos, ubicado hacia el oeste de la cuenca del Bajo de Añelo, como se puede observar en la Figura 1.1.

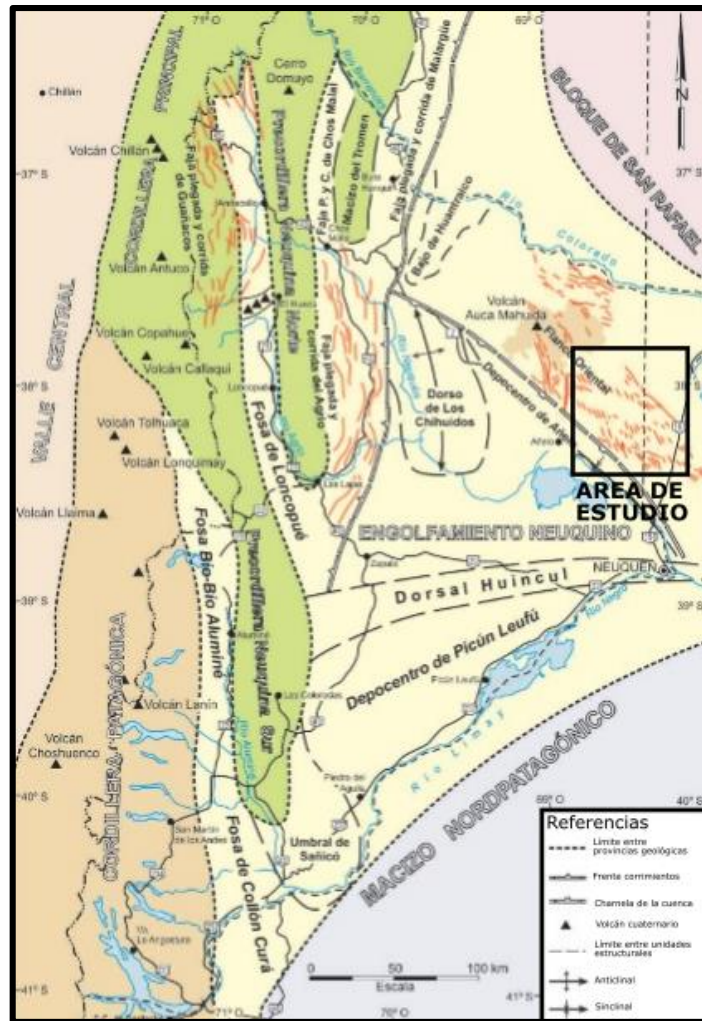


Figura 1.1. Mapa morfotectónico de la zona del Engolfamiento Neuquino y sus principales características, entre 36°S-41°S y 67°O-72°O (modificado de Ramos *et al.* 2011b).

La principal vía de acceso al área general de Entre Lomas es la Ruta Nacional 151, conectando la zona de estudio (Figura 1.2) directamente con la capital de Neuquén hacia el sur, y las ciudades de Catriel y 25 de Mayo, hacia el norte. Es posible también acceder al área desde Añelo y Cutral Co mediante la Ruta Provincial 17, la cual se conecta con la Ruta Provincial 8 que es paralela a la Ruta Nacional 151 bordeando el margen occidental.

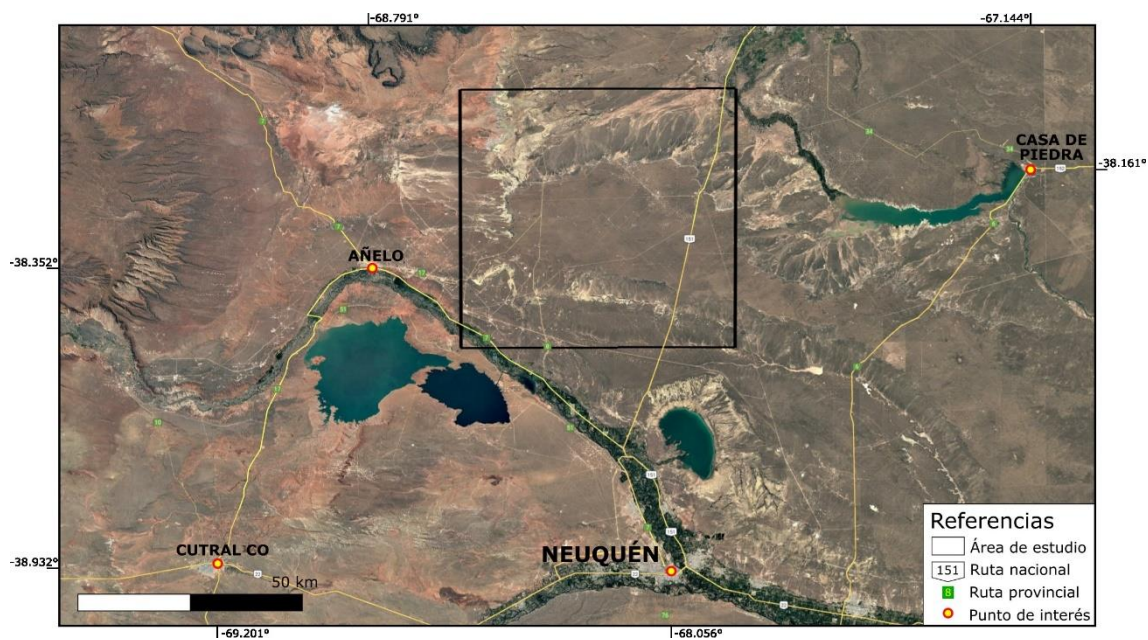


Figura 1.2: Ubicación de la zona de estudio.

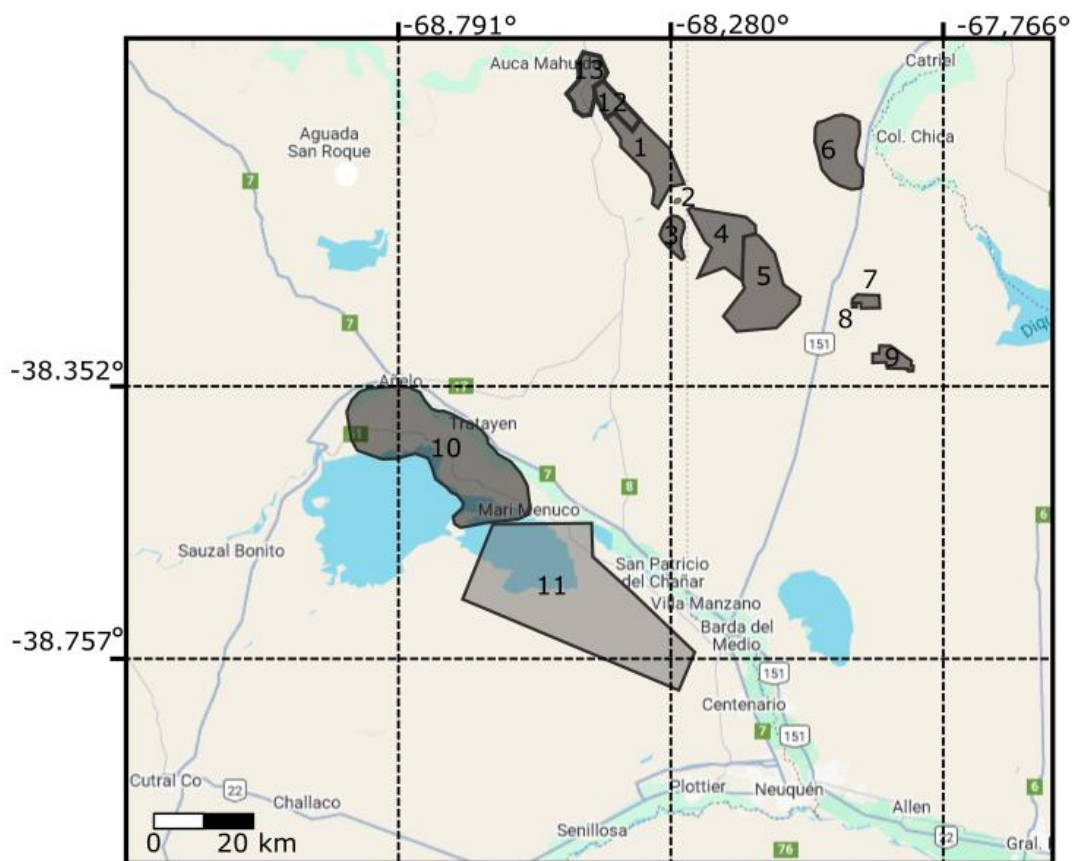


Figura 1.3: Ubicación de los yacimientos mencionados en este trabajo. Referencias: 1- Entre Lomas. 2- Los Álamos. 3- Borde Mocho. 4- Piedras Blancas. 5- Charco Bayo. 6- El Medanita. 7- La Barda. 8- Agua Salada. 9- La Jarilla. 10- Loma La Lata. 11- Lindero Atravesado. 12- Lomas de Ocampo. 13- El Caracol.

1.4. Clima, hidrografía, geomorfología, vegetación y edafología.

La provincia de Neuquén presenta una gran variedad climática según la región debido al cambio de relieve y altura que se puede encontrar de este a oeste. En la zona que compete a este trabajo, la región extrandina en el noreste de la provincia, se puede encontrar un clima subhúmedo seco a árido (Giusiano y Deza 1997, ONU FAO 2015), cuyas precipitaciones varían entre 300 milímetros y 150 milímetros anuales (Giusiano y Deza 1997, ONU FAO 2015). En términos de temperatura, la media anual presenta un rango entre 10°C y 14°C (Basaldúa 2018), y las máximas medias entre 16°C y 23°C (Giusiano y Deza 1997), con gran amplitud diurna típica de sectores continentales. Los veranos pueden llegar a temperaturas máximas de 42,3°C, mientras que en invierno se llega a mínimas de -12,8° centígrados (ONU FAO 2015). La figura 1.4 muestra en mayor detalle las precipitaciones medias anuales y las temperaturas medias anuales. La humedad relativa media anual es del 30%, con variaciones de amplitudes entre 40% en verano y 70% en invierno.

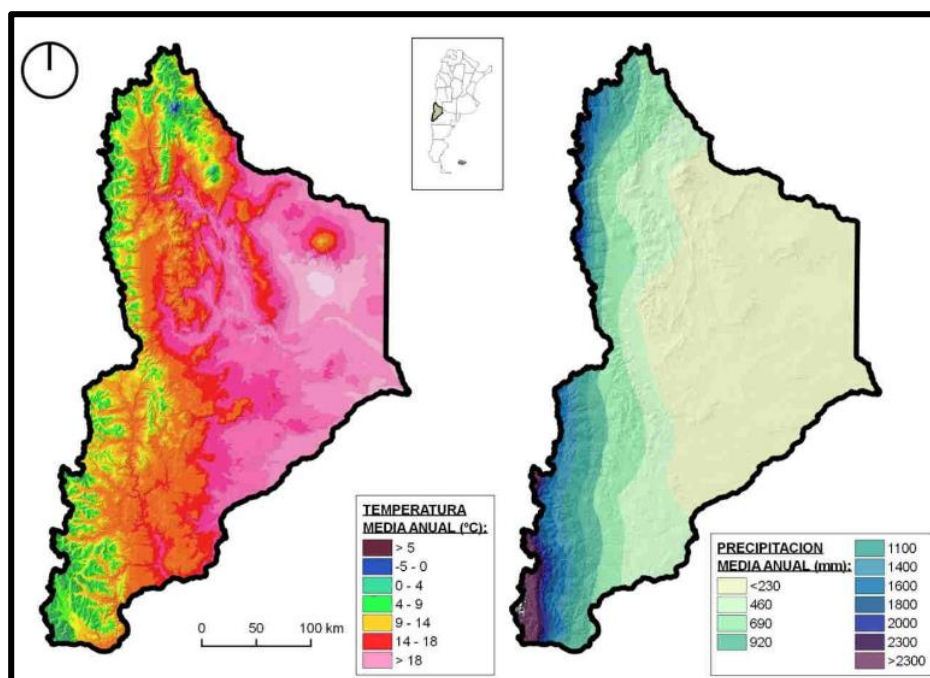


Figura 1.4. Temperatura media anual y precipitaciones medias anuales de la Provincia Neuquina (tomado de Aspectos Físicos: Suelo, Clima y Agua, Provincia de Neuquén, ONU FAO 2015).

Los vientos, provenientes del oeste y el sudoeste, son fuertes y frecuentes, brindando un factor adicional de aridez a la región. En promedio son más intensos durante el verano que el invierno, variando de 8 kilómetros por hora en julio a 16 kilómetros por hora en diciembre (ONU FAO 2015).

En la zona se registra una vegetación predominantemente arbustiva o de estepa. Los arbustos son bajos y espinosos, y se identifican el neneo, matasebo y el cactus, y los pastos están endurecidos por la rigurosidad climática (Ardolino y Franchi 1996, ONU FAO 2015, Basaldúa 2018). Respecto a la fauna, se reconocen especies como el ñandú, el guanaco, la liebre europea, la mara, vizcachas, el zorro colorado, mulitas, entre otros (ONU FAO 2015).

La provincia de Neuquén está dividida en cinco cuencas hidrográficas: Cuenca del río Neuquén, Cuenca del río Limay, Cuenca del río Colorado, Cuenca del lago Lacar y la

Cuenca del Bajo de Añelo. Las primeras cuatro son cuencas exorreicas, de las cuales las del río Neuquén, Limay y Colorado desaguan en el Océano Atlántico, mientras que la del lago Lacar desagua en el Océano Pacífico. La última cuenca, la del Bajo de Añelo, es endorreica y la más baja de la provincia, ubicada entre 250 y 295 metros sobre el nivel del mar. Dos de estas cuencas se hallan en el área de estudio: la del río Neuquén y la del Bajo de Añelo. La provincia está conformada por tres ríos permanentes principales: el río Colorado, definiendo el límite con la provincia de Mendoza, el río Limay y el río Neuquén, los cuales definen límites con Río Negro. El río Neuquén nace al norte de la provincia homónima y recorre 540 kilómetros de distancia desde su nacimiento hasta su confluencia con el río Limay, el cual nace en el extremo oriental del lago Nahuel Huapi y recorre 500 kilómetros en dirección noreste. Finalmente, el río Colorado nace a partir de la confluencia de los ríos Grande y Barrancas en el noroeste neuquino, recorriendo 910 kilómetros en dirección noroeste-sureste hasta llegar a su desembocadura en el océano Atlántico (ONU FAO 2015).

Neuquén presenta un territorio con fuertes variaciones altitudinales. El 91% del territorio queda limitado por debajo de los 2000 metros sobre el nivel del mar. El sector oriental de la provincia corresponde a un paisaje estructural mesetiforme, el central a valles sinclinales y anticlinales, y la zona occidental es montañosa, con sistemas fluviales y glaciarios. Para mayor detalle véase Ferrer *et al.* (2006).

La unidad geomorfológica que domina la zona de estudio (Figura 1.5) es el paisaje mesetiforme. Coronada por mantos de gravas de la Formación Bayo Mesa, abarcando localidades como Bajo de los Cajones, Piedras Blancas, Borde del Pinche, Sierra Blanca, etcétera. En su superficie se hallan también afloramientos del Grupo Malargüe y de las formaciones Barranca de los Loros y El Palo, y sus límites están bordeados por superficies de pedimentación con niveles de base a los ríos mencionados (Rodríguez *et al.* 2007). Diversos autores han estudiado e interpretado la génesis de esta unidad, como por ejemplo De Ferrariis (1966), Uliana (1979), Fauqué (1996), Hugo y Leanza (2001a, 2001b) y Folguera *et al.* (2005).

Rodeando a la meseta, existen geoformas de pedimentos, los cuales presentan tres posibles niveles de base: el río Colorado, el bajo de Añelo (Fauqué 1996) y niveles de base locales (Rodríguez *et al.* 2007). Hacia el norte de la zona de estudio se encuentran planicies y abanicos aluviales. Rodríguez *et al.* (2007) agrupa depósitos fluviales y abanicos aluviales bajos o en el sector distal de las superficies de pedimentación. Dentro de la zona de estudio, es posible observarse en Pampa del Medanito, Lomas de Ocampo, Los Barriales y cercano a Lomas Coloradas.

Finalmente, hacia el sur de la zona de estudio se encuentran depósitos fluviales antiguos de los ríos Neuquén y Negro, particularmente las terrazas más antiguas. Según Rodríguez *et al.* (2007), todas estas superficies están cubiertas por mantos de rodados, remanentes de las viejas planicies aluviales.

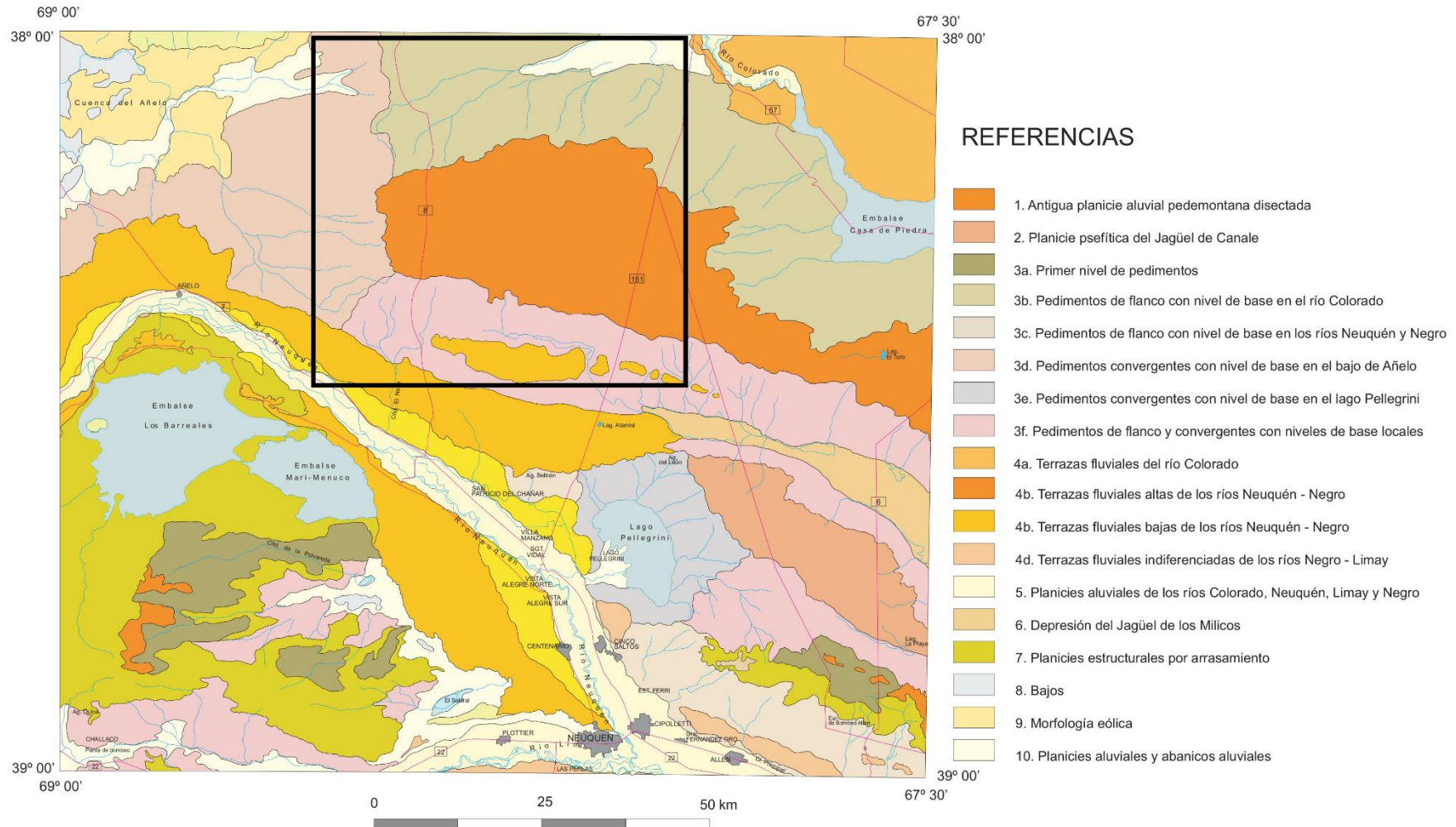


Figura 1.5: Mapa geomorfológico de la región de estudio, delimitada mediante el cuadrado color negro (modificado de Rodríguez *et al.* 2007)

En lo que respecta a la edafología, la provincia Neuquina se puede dividir en dos zonas: la andina y la extrandina, que es la que contiene a la región de estudio (Figura 1.6). Estas zonas se definen en base a su distribución geográfica, clima y procesos pedogenéticos (Ferrer *et al.* 2006). La zona andina se encuentra en el sector occidental y se encuentra fraccionada en una subregión húmeda montañosa y subhúmeda montañosa, y sus suelos presentan regímenes térmicos de tipo méxico, de regiones altas y frías, con temperaturas entre 8°C y 15° a 50 centímetros de profundidad. La zona extrandina, por otro lado, abarca el 85% del territorio, y el régimen térmico de sus suelos es térmico, cuya temperatura promedio varía entre 15°C y 22°C, con una diferencia entre medias de verano superior a 5°C a 50 centímetros de profundidad (ONU FAO 2015).

Los suelos neuquinos abarcan varios regímenes de humedad, como arídicos, xéricos, údicos, ácuicos, crícos, méxicos y térmicos. Según los criterios del sistema Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff 1999), se reconocen 8 Ordenes taxonómicos en la región neuquina: entisoles, aridisoles y andosoles, los cuales ocupan en total alrededor del 80% de la superficie de la provincia en cuestión. Le siguen los aridisoles y andosoles que conforman superficies casi iguales y finalmente, una porción muy reducida del 1% de la superficie está conformada por vertisoles, inceptisoles e histosoles (Ferrer *et al.* 2006).

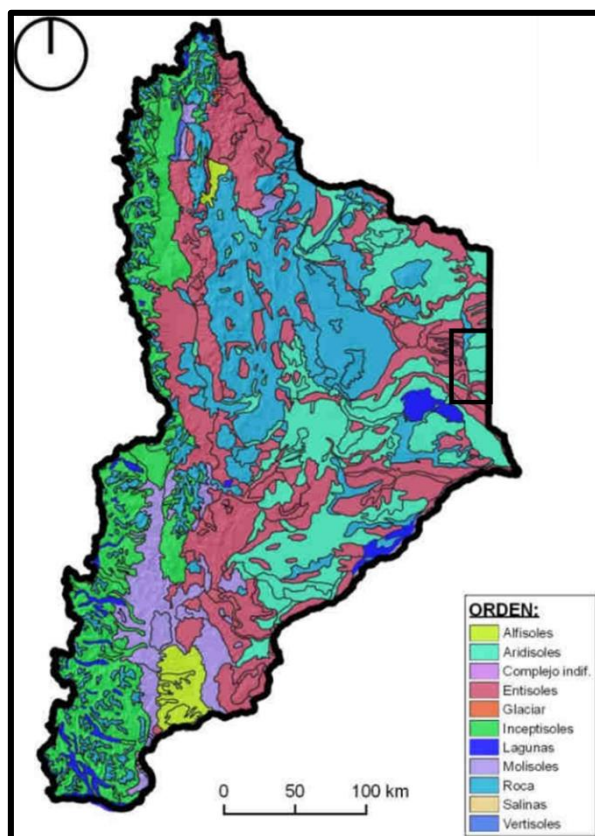


Figura 1.6: Mapa edáfico de la provincia de Neuquén. Nótese como en la región occidental de la provincia aparecen inceptisoles, la región central contiene roca, entisoles y aridisoles, y hacia el este se encuentran únicamente entisoles y aridisoles. Aridisoles y entisoles son los suelos de la región de estudio, señalada mediante un cuadrado (modificado de ETR-FAO-Neuquén y Río Negro en base a datos del INTA / Instituto Geográfico Nacional 2015).

Capítulo 2. Marco Geológico

2.1. Marco Regional

Ramos (1984, 1986, 1999), Franzese y Spalletti (2001), Rapalini (2005), Ramos *et al.* (2011a), entre varios otros, han descripto la geología estructural de la zona en detalle. La provincia de Neuquén se caracteriza por estar conformada por acreción de terrenos: Cuyania (Ramos 1995, Ramos *et al.* 1998), acrecionado durante el Ordovícico medio. Chilenia (Ramos 1984; 1986, Ramos y Basei 1997, Rapalini 2005), incorporado durante el Devónico Tardío, y Patagonia (Windhausen 1931, Ramos 1984, Ramos 2002, Rapalini 2005) hacia el Pérmico inferior (Figura 2.1). Por lo tanto, la Cuenca Neuquina presenta controles de basamento complejos (Chernicoff y Zappetini 2004). En particular, el área de estudio está controlada por fábricas de basamento que se desarrollaron durante la acreción de Cuyania (Mosquera y Ramos 2006). Otro rasgo estructural de importancia es la Dorsal de Huincul (de Ferrariis 1947) que divide la Cuenca Neuquina en dos depocentros: norte, que contiene la zona de estudio, y otro sur (Figura 2.2). Esta dorsal es una estructura de primer orden de rumbo este-oeste de 300 kilómetros de longitud, que representa la sutura de la colisión entre Patagonia y Gondwana Occidental (véase Mosquera y Ramos 2006, Ramos 2008 y Mosquera *et al.* 2011).

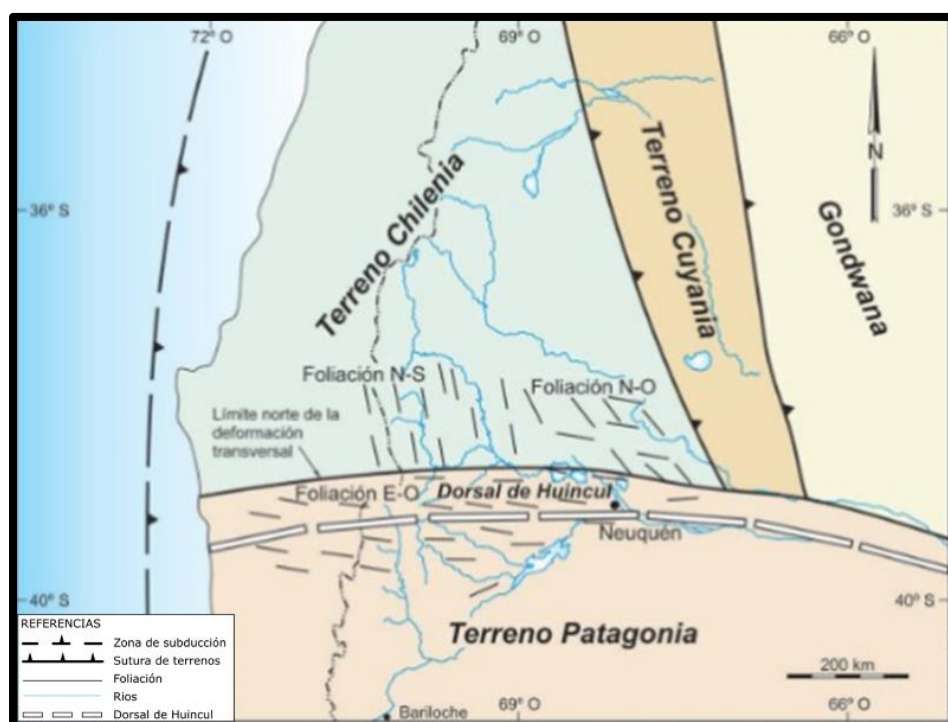


Figura 2.1: Terrenos acrecionados al margen Gondwánico occidental, conformando el actual centro-oeste de Argentina y Chile (tomado de Ramos *et al.* 2011a).

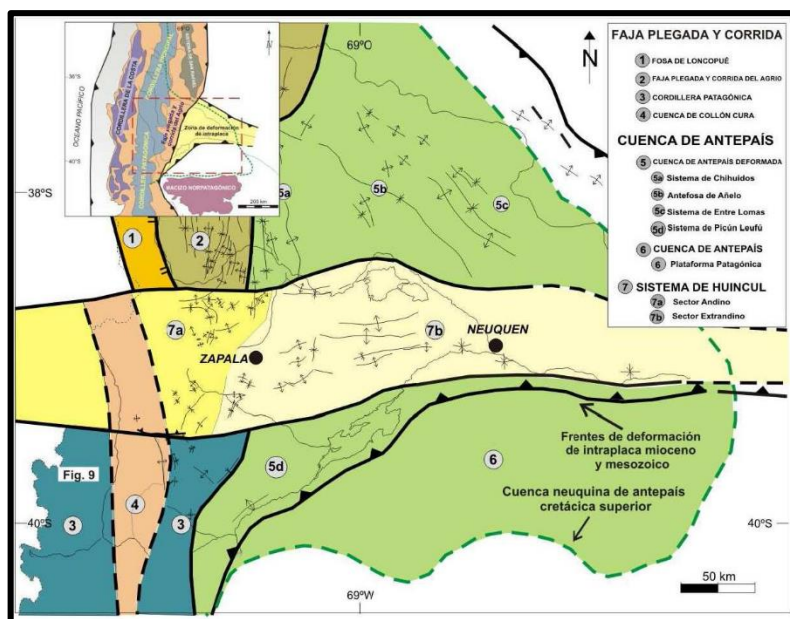


Figura 2.2: Mapa de unidades morfoestructurales. El sistema 7 representa la Dorsal de Huincul, que divide al Engolfamiento Neuquino en dos depocentros, uno norte y uno sur. (tomado de Mosquera *et al.* 2011).

A su vez, se hallan estructuras epidérmicas como pliegues suaves controlados por el basamento (Figura 2.3) (Ramos 1999b, Ramos *et al.* 2011b). Algunos ejemplos son la faja plegada y corrida del Agrio (Braccacini 1970, Ramos 1978, Kozłowski *et al.* 1996, Zamora Valcarce 2006), o la faja plegada y corrida de Malargüe, (Kozłowski *et al.* 1993), ubicada al sur de Mendoza, asociada a estructuras de plegamiento por fallamiento compresivo y basamento involucrado por combinaciones de inversión tectónica y transiciones frágiles dúctiles (Ramos y Kay 2006).

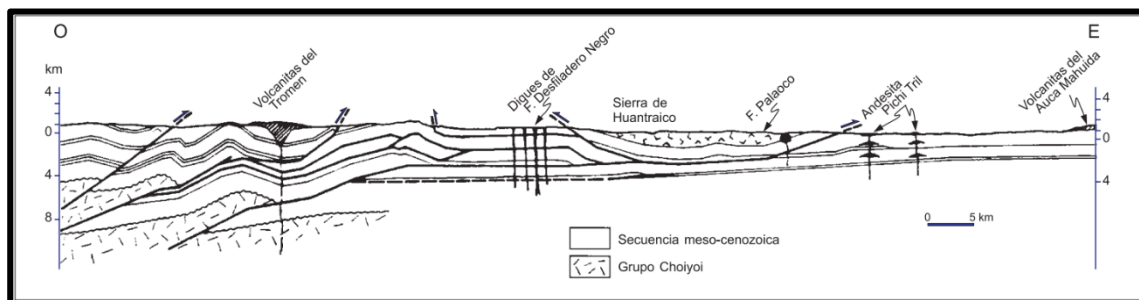


Figura 2.3: Sección estructural representativa de la región norte del Engolfamiento Neuquino. Obsérvese como la porción oriental contiene estructuras epidérmicas. (tomado de Ramos 1999b).

Arregui *et al.* (2011a) presentan un breve resumen del desarrollo evolutivo estratigráfico de la Cuenca Neuquina. El Engolfamiento Neuquino comienza con un basamento ígneo-metamórfico, con unidades aflorantes de edades silúrico-devónicas (Cingolani *et al.* 2011), asociadas con la fase Chánica. También se encuentran rocas volcanosedimentarias del Grupo Andacollo del Carbonífero (Zöllner y Amos 1973, Llambías *et al.* 2007, Turienzo *et al.* 2018). Posteriormente se lleva a cabo la orogenia sanrafaélica, que resultó en el emplazamiento del Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó (Llambías *et al.* 2007), asociado con plateaus riolíticos y flujos ignimbríticos (Llambías y Sato 1990, 1995, 2011) del Grupo Choyoi, de edades permotriásicas (Kay *et al.* 1989, Ramos *et al.* 2011a, Arregui 2019). Este magmatismo continúa hacia el Triásico tardío y Jurásico

temprano, asociados a la ruptura de Pangea (Gulisano *et al.* 1984, Mosquera y Ramos 2006).

A partir del Triásico tardío, la Cuenca Neuquina presenta un registro sedimentario de aproximadamente 7000 metros de espesor acumulados durante los períodos Jurásico y Cretácico, conformados por ciclos sedimentarios que marcan alternancias de sedimentación marina y continental en la zona. Durante el Jurásico se produjo la depositación del Grupo Cuyo (Dellapé *et al.* 1978, Gulisano *et al.* 1984, Legarreta y Gulisano 1989, Arregui *et al.* 2011b), constituyendo la primera ingresión marina de la cubeta. Por encima se deposita el Grupo Lotena (Groeber 1946, Gulisano *et al.* 1984, Legarreta y Gulisano 1989, Riccardi y Gulisano 1992) entre el Jurásico medio y el Jurásico inferior, el cual conforma una secuencia completa de regresión marina representada por espesores importantes de areniscas y conglomerados, seguida por el desarrollo de plataformas carbonáticas durante la máxima expansión del mar, y finalmente evaporitas correspondientes a una nueva regresión marina (Arregui *et al.* 2011c).

Posteriormente, durante el Tithoniano y el Valanginiano, se desarrolla un nuevo ciclo marino representado por el Grupo Mendoza (Groeber 1946, Stipanovic *et al.* 1968, Digregorio 1972, Digregorio y Uliana 1980, Leanza 1973, 1980, 1981a, 1981b, Gulisano *et al.* 1984, Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991, 1999, Spalletti *et al.* 2011, Leanza *et al.* 2011, entre otros). Se caracteriza por una sedimentación resultante de dos etapas de transgresión marina y dos etapas continentales. Es dentro de esta sucesión que se encuentra la Formación Tordillo de origen continental, equivalente a la Formación Sierras Blancas, objetivo de estudio de este trabajo. Por encima del Grupo Mendoza, a partir del Aptiano-Albiano, se depositan las formaciones continentales Huitrín y Rayoso. Superpuestos se encuentran los depósitos del Grupo Neuquén, del Cretácico tardío, y el Grupo Malargüe, del Maastrichiano al Paleógeno, ambos continentales. Este último, sin embargo, contiene un episodio de transgresión marina atlántica del Maastrichiano-Daniano. Es durante esta edad que el frente orogénico avanza y canibaliza los términos basales, elevando bloques del basamento y fragmentando el antepaís (Ramos *et al.* 2011a).

2.2. Evolución Tectónica

La evolución tectónica de la zona de estudio se basa en afloramientos preservados en la Cordillera de la Costa, la Cordillera Patagónica Norte, la Precordillera Neuquina Norte y la Dorsal de Huincul, involucrando tanto el ciclo Famatiniano Paleozoico como el ciclo Gondwánico del Paleozoico tardío (Ramos *et al.* 2011a).

Del primer ciclo mencionado se encuentran esquistos verdes de basamento como la Ectinita de la Piedra Santa (Digregorio y Uliana 1980, Franzese 1995) con edades de 364 Ma (Ramos *et al.* 2010), la Ectinita Guaraco Norte (Zappettini *et al.* 1987), con edades de sedimentación silúrico-devónicas y de metamorfismo entre 372-311Ma, Devónico superior a Carbonífero (Franzese 1995) y la Formación Colohuincul (Turner 1965, Cingolani *et al.* 2011), cuyo pico metamórfico es de 360 Ma (Basei *et al.* 2005). En la Cordillera Patagónica de Neuquén se hallan granitoides de arco magmático en San Martín de los Andes y el lago Lolog, con edades de alrededor de 400 Ma, cuyo origen se encuentra en discusión (Véase Pankhurst *et al.* 2006, Ramos 2008).

Posteriormente, centrándose en el Ciclo Gondwánico, Ramos *et al.* (2011a) propone dos períodos. El periodo inicial está caracterizado por un régimen extensional debido al comienzo de subducción en el Carbonífero medio a lo largo del margen occidental (Ramos 2010) y se depositan las formaciones pertenecientes al Grupo Andacollo. El régimen extensional cesa en el Pérmico, se inicia la orogenia sanrafaélica en un sistema convergente, y se emplaza el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (Llambías *et al.* 2007), que abarca unidades como la Formación La Premia (Méndez *et al.* 1995), Granito Huingancó (Digregorio 1972) (Figura 2.4). Este período abarca el momento posterior a la subducción horizontal, cuando la zona se normaliza y la losa vuelve a inclinarse.

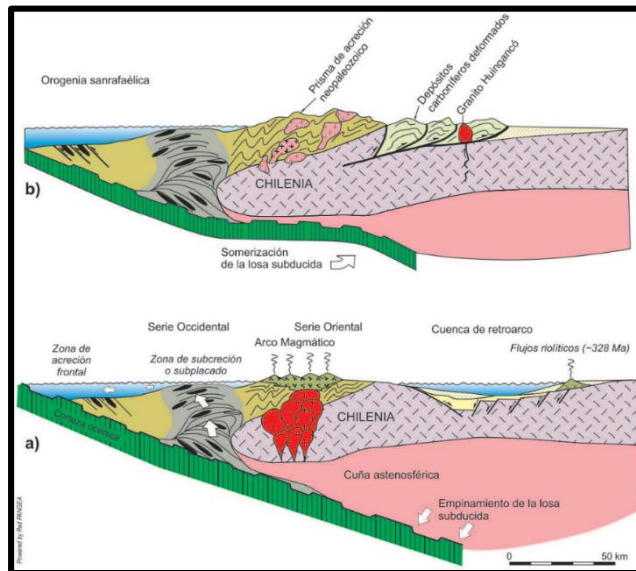


Figura 2.4: Representación visual de la evolución tectónica del Carbonífero-Pérmico de la Cordillera Principal. a). Período de extensión por inicio de subducción, se puede observar el arco magmático (Grupo Andacollo) en un sector más occidental; b). Fase sanrafaélica, se someriza la losa oceánica subductada, deformando el Grupo Andacollo, generando fajas plegadas y corridas y migrando el arco magmático hacia el este (Granito Huingancó) (tomado de Ramos *et al.* 2011a).

El segundo período comienza con una nueva inclinación de la losa. Se trata de un período de extensión donde los controles estructurales están asociados a reactivación de fábrica paleozoica o la fábrica resultante de la colisión de Cuyania y Chilenia (véase Uliana *et al.* 1989, Ramos y Kay 1991, Uliana y Legarreta 1993, Franzese y Spalletti 2001, Ramos *et al.* 2011a y Carbone *et al.* 2011).

En el Jurásico temprano el régimen tectónico cambia y el período de rift finaliza, dando lugar a una etapa de postrift y enfriamiento térmico (Uliana y Legarreta 1993, Franzese y Spalletti 2001, Giambiagi *et al.* 2008). Berdini *et al.* (2004) lo interpreta como una transición entre un episodio de rift a uno de subsidencia generalizada. Se inicia la subducción andina en el margen continental (Franzese y Spalletti 2001) y se desarrolla una zona de extensión controlada por la velocidad de Gondwana occidental con dirección noroeste, junto con África (Ramos 1999a, 2010, 2011). Durante este período se depositan el Grupo Cuyo, Grupo Lotena y Grupo Mendoza, todos representando ciclos de transgresión marina desde el oeste (Stipanovic *et al.* 1968, Dellapé *et al.* 1978, Leanza *et al.* 2011, Arregui *et al.* 2011b, 2011c), y posteriormente hacia el Cretácico tardío el Grupo Bajada del Agrio, indicando el fin de la transgresión marina (Arregui *et al.* 2011a).

A partir del Cretácico superior hasta el Cuaternario, tienen lugar dos períodos de compresión y dos de extensión. En primer lugar, hacia los 100 Ma, se establece un margen subductivo convergente (Windhausen 1914, Keidel 1925) debido a la ruptura final de Gondwana occidental y la apertura del océano Atlántico (Ramos 2010). Es en este momento que la Cuenca Neuquina pasa de una etapa de sag a una etapa de antepaís, y se inicia la sedimentación de depósitos como el Grupo Neuquén y el Grupo Malargüe (Stipanovic *et al.* 1968, Uliana y Dellapé 1981, Ramos 2011). Hacia fines del Cretácico superior se registra una nueva fase compresiva que da lugar a la orogenia Incáica (Cobbald y Rossello 2003, Aguirre Urreta *et al.* 2010, Llambías y Aragón 2011). Esta compresión es la que da lugar a la construcción de las primeras estructuras compresivas, como la faja plegada y corrida de Malargüe (Folguera *et al.* 2015), y la faja plegada y corrida del Agrio (Rojas Vera *et al.* 2015).

En el Oligoceno-Mioceno se produce una nueva etapa extensional producto del empujamiento de la losa subductada por *slab pull* (Ramos y Folguera 2005, Fennell *et al.* 2020). A este proceso le sigue una nueva compresión en el Mioceno, conocida como la orogenia quechua (Steinmann 1910, Cobbald y Rossello 2003, Ramos y Folguera 2005) producto de una nueva somerización de la losa (Ramos y Folguera 2005), en donde el frente orogénico migra hacia el este y estructura varias fajas plegadas y corridas, como la de Aconcagua, Malargüe, Chos Malal y Agrio (Rojas Vera *et al.* 2015). La historia de la Cuenca Neuquina finaliza en el cenozoico tardío, entre el plioceno-cuaternario, cuando la placa oceánica vuelve a inclinarse, provocando la retirada del frente magmático (Ramos y Folguera 2005).

Capítulo 3. Estratigrafía

La secuencia estratigráfica de la zona del engolfamiento neuquino ha sido ampliamente estudiada por una gran cantidad de autores a lo largo de más de un siglo. Entre ellos, se encuentran estudios pioneros como los de Doering (1882), Bodenbender (1892), Keidel (1925), Wichmann (1916, 1924, 1927, 1934), Windhausen (1914, 1922), Herrero Ducloux (1939, 1946, 1947), Groeber (1945, 1956, 1959), de Ferrarís (1968), Cazau y Uliana (1973), Digregorio (1972), Ramos (1981), Digregorio y Uliana (1980), Legarreta y Gulisano (1989), Leanza *et al.* (2001a, 2001b), etcétera.

En este trabajo se presenta una muy breve síntesis de la estratigrafía de la región. Trabajos útiles para entrar en detalle son los de Arregui (1993, 1996, 2005, 2011a, 2011b, 2011c), Cruz *et al.* (2002), Maretto *et al.* (2002), Mosquera *et al.* (2008), Rodríguez *et al.* (2007), Carbone *et al.* (2011), Spalletti *et al.* (2011) y Leanza *et al.* (2011).

La región de Entre Lomas contiene una estratigrafía similar a la que se encuentra en las zonas centrales de la Cuenca Neuquina, pero debido a un levantamiento del flanco occidental del sistema de Entre Lomas, existe un registro sedimentario condensado y parcial (Mosquera y Ramos, 2006). Cruz *et al.* (2002) y Mosquera *et al.* (2008), por ejemplo, realizaron estudios estratigráficos en la plataforma de Catriel (Hogg 1993), ubicada hacia el este de la Cuenca Neuquina, y han aportado cartas cronoestratigráficas que permiten entender mejor la sedimentación de la zona.

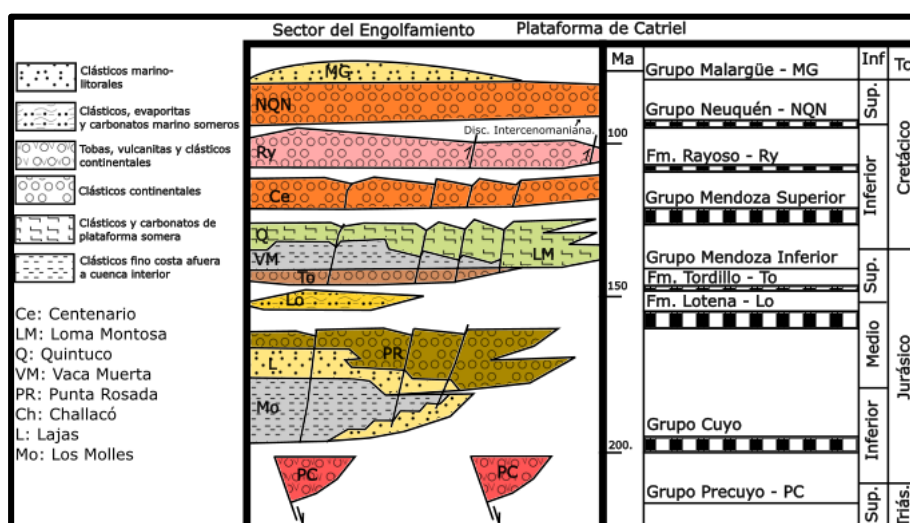


Figura 3.1: Carta cronoestratigráfica que describe la estratigrafía, a grandes rasgos, de la zona del Engolfamiento Neuquino y la Plataforma de Catriel. Puede observarse como las unidades disminuyen en espesor hacia la plataforma, y algunas formaciones no se encuentran (modificada de Mosquera *et al.* 2008).

En la zona de estudio, no existen afloramientos de los grupos y las formaciones jurásicas y cretácicas, que son las de interés, por lo que este trabajo se basa en información de subsuelo.

3.1. Mesozoico

3.1.1. Triásico-Jurásico inferior

3.1.1.1. Grupo Precuyo.

Antecedentes

Los depósitos del Ciclo Precuyano (Gulisano 1981) fueron descriptos por autores como Digregorio (1978), Digregorio y Uliana (1980), Legarreta y Gulisano (1989), Riccardi *et al.* (1988), Riccardi y Gulisano (1990) entre varios otros. En este trabajo se describen brevemente las formaciones del Grupo Precuyo halladas en la zona de Catriel, al este del lineamiento de Estancia Vieja-La Jarilla-Entre Lomas, adosado a este eje estructural, descripta según Carbone *et al.* (2011).

Formación Vulcanitas Medanito

Definida por Robles (1970) para la zona de la plataforma de Catriel, donde documentaron rocas plutónicas, de composición granítica asignadas al basamento.

Formación Barda Alta

Definida por Robles (1970), describe una sucesión alternante de piroclastitas, conglomerados, areniscas finas a gruesas y limoarcilitas, con espesores entre 50 y 350 metros y edades obtenidas a partir de granos de gimnospermas (*Alisporites sp.* y monocolpados) del Triásico.

Formación Planicie Morada

Definida por Digregorio (1965), describe areniscas de cuarzo redondeado, finas a medianas, con matriz arcillosa y colores castaño claros, y también tobas blanquecinas con escasos conglomerados de porfiritas. Esta unidad, junto con la Formación Punta Rosada, fue asignada originalmente al Ciclo Cuyano por Digregorio y Uliana (1980), aunque en trabajos posteriores estos mismos autores la asignaron como equivalente a la Formación Remoredo.

3.1.2. Jurásico inferior – Jurásico medio

3.1.2.1. Grupo Cuyo

Formación Punta Rosada

La Formación Punta Rosada (Digregorio 1972) está conformada por areniscas, conglomerados y pelitas rojas por presencia de material ferruginoso y verdosas de ambiente fluvio-aluvial (Veiga *et al.* 1999, Malone *et al.* 2002), asignándosele una edad del Bajociano tardío al Calloviano temprano.

3.1.3. Jurásico superior – Cretácico temprano

3.1.3.1. Grupo Mendoza

3.1.3.1.1 Formación Tordillo

La Formación Tordillo fue reconocida por primera vez por Groeber (1946) como Tordillense para describir areniscas rojas que previamente habían sido descriptas por Burckhardt (1900) y Gerth (1928) como Areniscas Coloradas y Conglomerados del Malm. Stipanovic (1966) denomina a la Formación Tordillo como tal. Otros autores de interés son Lambert (1956), Digregorio (1972), Leanza *et al.* (1978), Gulisano (1985), Leanza (1994), Maretto *et al.*, (2002), entre varios otros debido a la gran importancia de esta formación en la Cuenca Neuquina.

Digregorio (1972) la ha dividido, según criterios petrofísicos, en dos subformaciones para la región noreste de la cuenca: una inferior llamada Formación Sierras Blancas y una superior llamada Formación Catriel. Esta división resulta útil para este trabajo ya que se estudiará a la Formación Tordillo en base a estos parámetros.

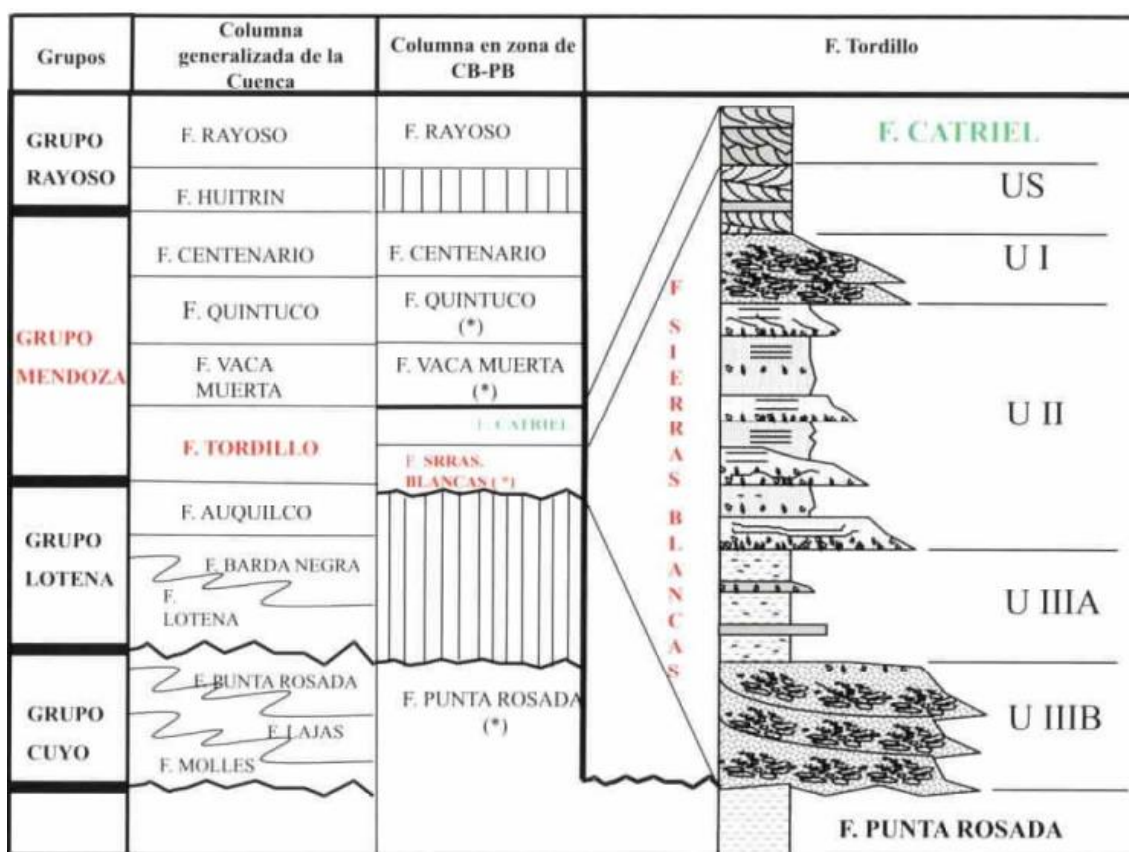


Figura 3.2: Columna estratigráfica local en Charco Bayo (Tomado de Maretto *et al.* 2002)

La Formación Sierras Blancas está constituida por areniscas líticas de grano fino, bien seleccionadas, areniscas gruesas rojizas, rosadas y verdosas, piroclastitas y conglomerados polimícticos gruesos a muy gruesos, con espesores de 5 a 40 metros (Arregui 1993, Maretto *et al.* 2002). En la zona nororiental, de interés en este trabajo, se hallan conglomerados y areniscas volcaniclasticas en capas tabulares y lenticulares, con laminación horizontal, estratificación entrecruzada y niveles masivos (Spalletti *et al.* 2011).

Maretto *et al.* (2002) describe al sector base como una unidad fluvial generada por flujos ácueos de alta energía no encausados y de alta movilidad lateral. Por encima, se encuentra un ambiente de barreales con participación eólica. Luego se interpretan sistemas fluviales con flujos ácueos no canalizados de alta velocidad y efímeros. Las rocas suprayacentes se depositan mediante acción de flujos en manto no encausados con alta variación de la energía del depósito. Finalmente, hacia el techo se encuentra un depósito eólico que finalmente grada hacia la Formación Catriel.

Spalletti *et al.* (2011) interpreta de manera similar y define dos asociaciones. La primera asociación es de tipo fluvial, conformada por los conglomerados y areniscas volcanoclásticas en capas tabulares y lenticulares, y es lo que Maretto *et al.* (2002) describe como la Formación Sierras Blancas en la Figura 3.2. La gradación hacia el sector oriental está interpretada como un pasaje a un sistema fluvio-aluvial, con flujos hiperconcentrados y corrientes de densidad. La segunda asociación, conformada por las areniscas finas a medianas bien seleccionadas, la interpreta como una asociación eólica, y está conformada por depósitos de dunas eólicas, interdunas secas e interdunas húmedas, y mantos de arena, descriptos previamente en tres sectores. Los depósitos de conglomerados de la zona oriental de la cuenca los interpretan como depósitos fluvio-aluviales.

Arregui (1993), además de describir las facies fluviales y eólica, incluye una facies de playa lacustre, compuesta por arcilitas, limolitas, y areniscas de tipo wacke, muy finas a medianas, con algunas capas de conglomerados finos. Las areniscas y limolitas contienen estratificación horizontal hasta entrecruzada de bajo ángulo, mientras que las pelitas son masivas o irregularmente laminadas, y los conglomerados presentan estratificación horizontal. El autor la define como la parte media a distal de un sistema de abanico aluvial o un medio fluvial efímero, con desarrollo de depósitos no canalizados y cuerpos de agua somera donde se depositaron las pelitas.

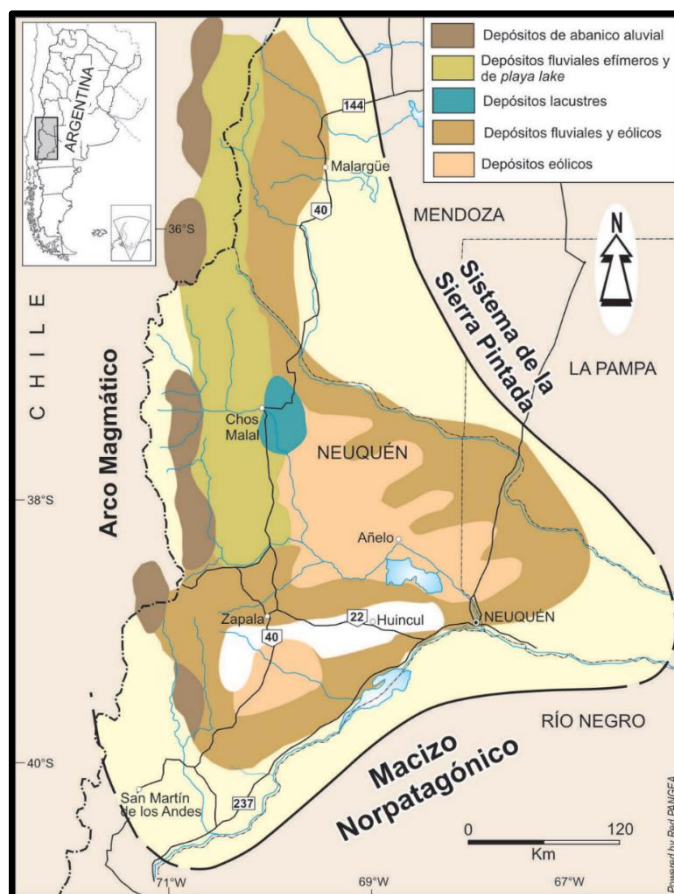


Figura 3.3: Distribución de depósitos kimmeridgianos en la Cuenca Neuquina. Nótese que para la zona de estudio los depósitos incluyen tanto facies fluviales como eólicas (tomado de Spalletti 2011).

3.1.3.1.2 Formaciones Quintuco y Vaca Muerta

La Formación Vaca Muerta (Weaver 1931) está compuesta por pelitas euxínicas y calizas de tipo mudstone y wackestone oscuros. Predominan rocas como arcilitas, arcilitas micríticas, micritas arcillosas y micritas, todas ellas con una gran cantidad de materia orgánica bituminosa. Corresponde a un ambiente marino de *off-shore* con alto contenido de materia orgánica (Leanza *et al.* 2011). El contenido fosilífero es amplio (véase Weaver 1931, Leanza 1980, Leanza *et al.* 2011, Kietzmann y Vennari 2013, entre varios otros).

La Formación Quintuco (Weaver 1931) *sensu stricto*, por su parte, es considerada el conjunto de sedimentitas silicoclásticas acumuladas en segmentos de *nearshore* durante el Berriasiano tardío al Valanginiano temprano. Se interpreta como un cinturón de plataforma marina mixta, carbonática, y terrígena clástica que rodea la ingresión marina de la Formación Vaca Muerta (Olmos *et al.* 2002, Olmos y Sommerfeld 2005, Rodríguez *et al.* 2007).

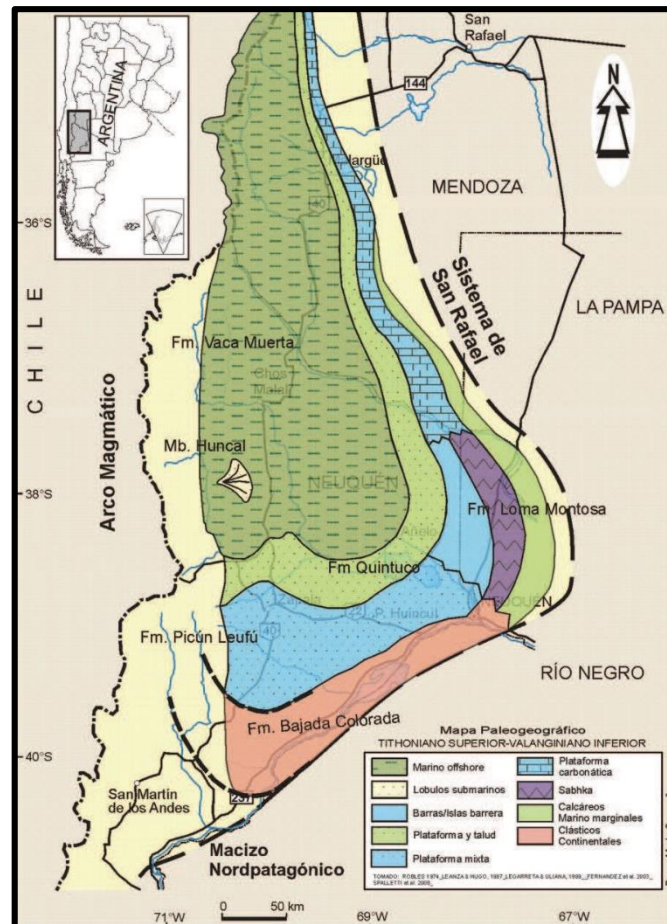


Figura 3.4: Mapa paleogeográfico del Grupo Mendoza entre el Tithoniano y Valanginiano. Nótese como Formación Vaca Muerta se encuentra en el centro de la cuenca como un marino *off-shore*, mientras que la Formación Quintuco la rodea, representando una plataforma marina (tomado de Leanza *et al.* 2011).

3.1.4. Cretácico temprano – Cretácico superior

3.1.4.1 Grupo Mendoza Superior

3.1.4.1.1 Formación Centenario

La Formación Centenario (Digregorio 1972) corresponde a pelitas, pelitas y areniscas alternantes, conglomerados rojizos y arcilitas. Su ambiente de depositación corresponde a ambientes de litoral, deltaico y fluvial que pasan luego a terrígeno continental. Se han encontrado icnofacies como contenido paleontológico. (véase Cabaleiro *et al.* 2002, Cevallos y Rivero 2014, Iñigo *et al.* 2019, entre otros).

3.1.5.1 Grupo Rayoso

3.1.5.1.1 Formación Rayoso

La Formación Rayoso (Weaver 1931, Herrero Ducloux 1947) está compuesta por areniscas finas a medias, lutitas, limolitas, calizas estromatolíticas, mudstones, y evaporitas. (Leanza *et al.* 2001 y Zavala y Ponce, 2011). Zavala y Ponce (2011) definen al ambiente como uno lacustre hipersalino limitado por períodos de aporte clástico esporádico y agua dulce por sistemas fluviales (véase Musacchio y Palamarcuk 1975, Musacchio 1993, Vallati 1995, Marteau 2002, etcétera). Volkheimer y Salas (1976) y Volkheimer *et al.* (1976) encontraron angiospermas antiguas del Aptiano superior al Albiano.

3.1.6.1. Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.* 1968)

3.1.6.1.1. Subgrupo Limay (Ramos 1981)

3.1.6.1.1.1. Formación Candeleros

La Formación Candeleros (Keidel en Wichman 1927c, Di Paola 1973, Ramos 1981) está compuesta principalmente por areniscas finas a gruesas, conglomerados polimícticos, grauvacas con matriz fangosa, y algunos horizontes tobáceos. Los depósitos se interpretan como producto de sistemas fluviales entrelazados arenosos y gravoso-arenosos, llanuras aluviales, playa lake, dunas eólicas y abanicos terminales (Garrido 2010, 2011). Su edad corresponde al Cenomaniano (Orchuela y Ploszkiewickz 1984, Leanza y Hugo 1997). Véase Gazzera y Spalletti (1990), Leanza y Hugo (1995, 1997), Leanza *et al.* 2001 y Garrido (2010, 2011).

3.1.6.1.1.2. Formación Huincul

La Formación Huitin (Ramos 1981) está conformada por areniscas de tamaños variables, con poca matriz, cemento carbonático y colorees amarillos debido a la presencia de óxido férrico. También presenta tobas y tufitas. Corresponde a ambiente fluvial entrelazado arenoso a gravo-arenoso (Garrido 2010, 2011). En base a contenido microflorístico y datos radimétricos (Vallati 2001, Corbella *et al.* 2004) se establecen edades del Albiano tardío y Coniaciano temprano. Véase Leanza y Hugo (1995, 1997), Ardolino y Franchi (1996) y Garrido (2010, 2011).

3.1.6.1.2. Subgrupo Río Neuquén (Ramos 1981)

3.1.6.1.2.1. Formación Cerro Lisandro

La Formación Cerro Lisandro (Ramos 1981) presenta fangolitas rojas principalmente, alternadas con limolitas y areniscas finas poco consolidadas (Leanza *et al.* 2001, Rodríguez *et al.* 2007). La depositación es atribuida a sistemas fluviales sinuosos de carga fangosa dominante (Garrido 2000, 2010 y Salgado *et al.* 2009). El registro paleontológico es abundante (véase Garrido 2000, Salgado *et al.* 2009, Coria *et al.* 2006, entre otros).

3.1.6.1.2.2. Formación Portezuelo

La Formación Portezuelo (Ramos 1981) está compuesta por areniscas medianas y pelitas interestratificadas, con concreciones teñidas por óxidos de hierro (Garrido 2010, 2011). El ambiente de depositación sugerido es fluvial, de canales sinuosos meandriformes de carga arenosa (Garrido 2000, Salgado *et al.* 2009). La edad de la formación es del Turoniano tardío al Coniaciano temprano (Hugo y Leanza 2001a, Leanza *et al.* 2004) y el contenido fosilífero corresponde a reptiles, tetrápodos, saurópodos, entre otros (Novas 1996, Calvo *et al.* 2004, 2007, etcétera).

3.1.6.1.2.3. Formación Los Bastos

La Formación Los Bastos (Garrido 2010) consiste en fangolitas rojas similares a las de la Formación Cerro Lisandro, areniscas finas bien seleccionadas y limolitas. El ambiente de depositación interpretado se asocia a un sistema fluvial de monocanales sinuosos, con carga mixta a fangosa. La edad propuesta es del Coniaciano temprano a medio, pero se carecen de dataciones absolutas y no hay un buen registro paleontológico (Garrido 2010, 2011).

3.1.6.1.2.4. Formación Sierra Barrosa

La Formación Sierra Barrosa (Garrido 2010) está conformada por areniscas medianas a finas, con poca matriz y cemento carbonático escaso. Es similar a la Formación Portezuelo y se la interpreta como un ambiente de depositación fluvial de alta sinuosidad y carga arenosa dominante (Garrido 2010, 2011). No existen dataciones de estos depósitos pero en base a sus relaciones estratigráficas se la ubica en el Coaciano medio-tardío.

3.1.6.1.2.5. Formación Plottier

La Formación Plottier (Ramos 1981) (Figura 3.5) está compuesta casi exclusivamente por pelitas e intercalaciones de limolitas y areniscas finas. Son frecuentes las concreciones carbonáticas (Garrido 2010, 2011). El ambiente de depositación se interpreta como depósitos fluviales sinuosos de carga mixta a fangos a dominante (Salgado *et al.* 2009, Garrido 2010 y 2011). Se encontraron microfósiles del Coniaciano-Santoniano (Musacchio 2006), y los primeros dinosaurios de Neuquén (Bonaparte y Gasparini 1980).

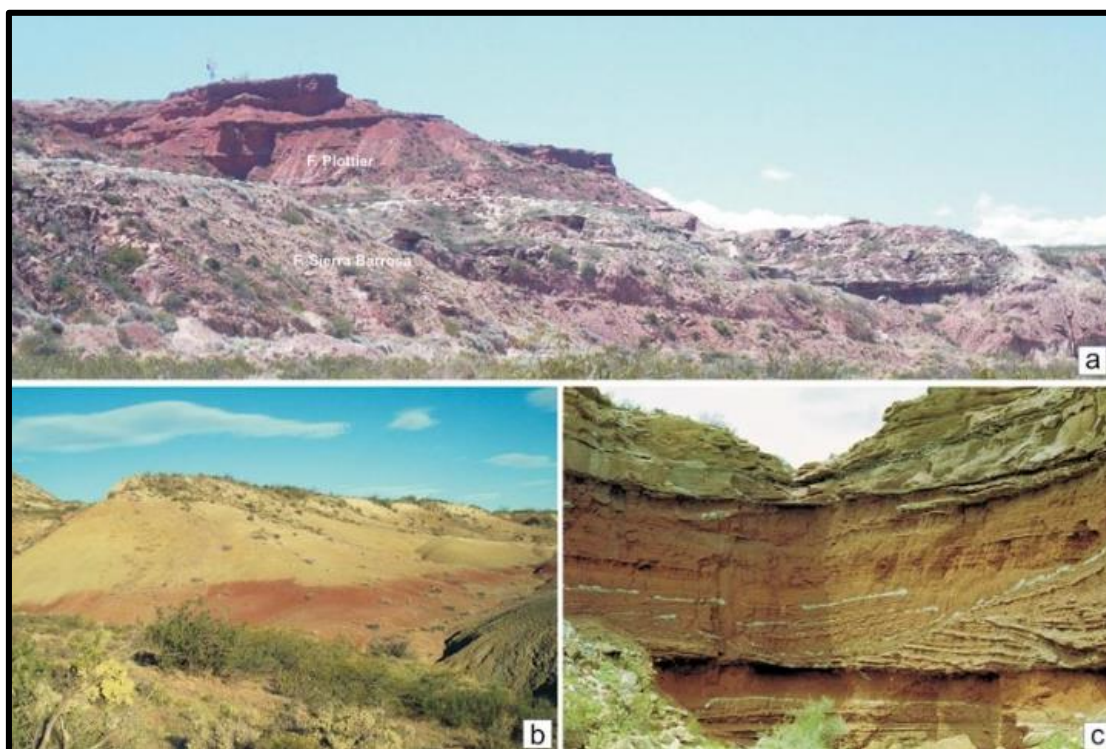


Figura 3.5: a). Formaciones Plottier (pelítica) y Sierra Barrosa (arenítica). b) Pelitas y areniscas finas de la Formación Plottier. c). Macroformas de acreción lateral heterolíticas de Formación Plottier (tomado de Garrido 2010).

3.1.6.1.3. Subgrupo Río Colorado (Ramos 1981)

3.1.6.1.3.1. Formación Bajo de la Carpa

La Formación Bajo de la Carpa (Ramos 1981) consiste en depósitos continentales areníticos con intercalaciones de pelitas, con poca matriz y escaso cemento carbonático (Garrido 2010). Los bancos son tabulares o lenticulares y presentan rosetas de yeso y geodas de calcita (Rodríguez *et al.* 2007). Se interpreta como depósitos fluviales con participación de sedimentitas eólicas, entrelazados con dunas y mantos eólicos en los sectores distales de la planicie de inundación (Calvo *et al.* 1997, Garrido y Calvo 2004,

Garrido 2010, entre otros). Legarreta y Gulisano (1989), Hugo y Leanza (2001a) y Garrido (2010) sugieren una edad dentro del Santoniano. Hay registros de cocodrilos, ofidios, quélidos, saurópodos (Smith-Woodward 1896, Gazzera y Calvo 1991, Calvo *et al.* 1997, entre otros), y quélidos (Lapparent de Broin y de la Fuente 2001).

3.1.6.1.3.2. Formación Anacleto

La Formación Anacleto (Ramos 1981) consiste en depósitos pelíticos a areníticos finos, areniscas grauváquicas y grauvacas, y conglomerados extraformacionales. (Cazau y Uliana 1973, Rodríguez *et al.* 2007, Garrido 2010, 2011). La formación se interpreta como un ambiente fluvial de baja energía que da a lugar a amplias llanuras aluviales (Cazau y Uliana 1973, Ramos 1981, Hugo y Leanza 2001a, Rodríguez *et al.* 2007). Dingus *et al.* (2009) le atribuye una edad entre 79,5 y 74,5Ma. La unidad es rica en contenido fósil, con terópodos, saurópodos, lagartos, mamíferos, entre otros, véase Garrido (2010).

3.2. Mesozoico - Cenozoico

3.2.1 Grupo Malargüe (Uliana y Dellapé 1981)

3.2.1.1. Campaniano superior – Maastrichtiano inferior

3.2.1.1.1. Formación Allen

La Formación Allen (Uliana y Dellapé 1981) incluye areniscas medianas a gruesas, arcilitas bentoníticas con yeso, y estratos de yeso blanco con calizas asociadas a arcilitas, y se la asocia a depósitos continentales que gradan a marnio-marginales, representando la primera transgresión marina proveniente del océano Atlántico (Rodríguez *et al.* 2007, Rodríguez 2011). Otras descripciones e interpretaciones son las de Casadío 1994, Ardolino *et al.* 1996, Hugo y Leanza (2001a), etcétera. La edad se establece entre el Campaniano tardío y el Maastrichtiano inferior (Ballent y Carignano 2008). El registro paleontológico es vasto: véase Wichman (1924, 1927a), Uliana (1979) y Uliana y Dellapé (1981), entre otros.

3.2.1.1.2. Formación Jagüel

La Formación Jagüel (Windhausen 1924, 1927) incluye arcilitas, limolitas y limoarcilitas calcáreas (Rodríguez 2011) y las interpretaciones son varias. Uliana y Dellapé (1981) proponen un ambiente marino abierto de baja energía con poco aporte detrítico. Scasso *et al.* (2005) la interpreta como depósitos de tempestitas que incluye el límite K-P, entre otras interpretaciones (véase Rodríguez 2011). En base a micropaleontología, Náñez y Concheyro (1996) y Náñez (2002) le asignan edades del Maastrichtiano tardío al Daniano. Otros estudios paleontológicos son los de Casadío (1998), Caba *et al.* (1998), entre otros.

3.2.1.1.3. Formación Roca

La Formación Roca (Ihering 1903, Uliana 1979, Uliana y Dellapé 1981) está compuesta por calizas fosilíferas y margas en su parte inferior, calizas, dolomitas y limolitas en la parte media y finalmente yeso blanco y limolitas en la parte superior. La formación se interpreta como un ambiente marino somero con regresión hacia el techo (Ardolino *et al.* 1996), o un ambiente de plataforma que pasa a facies má someras con influencia de ola, véase Uliana y Dellapé (1981) y Rodríguez *et al.* (2007). En base a nanofósiles y microfauna se le ha atribuido una edad del Daniano tardío (Náñez y Concheyro 1993, 1996,

Concheyro y Nández 1994) o Maastrichtiano (Parras y Casadío 1999). Véase Rodríguez *et al.* (2007) para el contenido paleontológico.

3.2.1.1.4. Formación Vaca Mahuida

La Formación Vaca Mahuida (Uliana y Camacho 1975) corresponde a limolitas tobáceas y areniscas gruesas con estratificación entrecruzada y en artesa. Hacia su techo hay conglomerados finos con matriz arenosa y cemento carbonático (Rodríguez *et al.* 2007). Corresponde a un ambiente marino somero submareal a intermareal que transiciona a lacustre (Uliana y Camacho 1975, Uliana 1979) o fluvial (Rodríguez *et al.* 2007) hacia el techo. Uliana y Camacho (1975) definen a la formación entre el Eoceno y el Mioceno medio. Véase a estos mismos autores para información del contenido paleontológico.

3.2.1.1.5. Formación Chinchinales

La Formación Chinchinales (Doering 1882) consiste en limolitas tobáceas e intercalaciones de paquetes arenosos medianos a gruesos (Ardolino *et al.* 1996, Rodríguez *et al.* 2007). Se interpretan como ambientes fluviales de escaso gradiente y lagunas a pantanos (Uliana 1979) y depósitos de mallines para las tobas y limos tobáceos (Weber 1972). Para más interpretaciones véase Rodríguez *et al.* (2008). Su edad se extiende hasta el Mioceno medio (Pascual *et al.* 1984).

3.2.1.1.6. Formación Barranca de los Loros

La Formación Barranca de los Loros (Uliana y Camacho 1975) corresponde a fangolitas macizas y laminadas que forman estratos gruesos con concreciones calcáreas. Alternan limolitas tobáceas y areniscas finas con estratificación entrecruzada y base de corte y relleno (Uliana 1979, Rodríguez *et al.* 2007). La formación se interpreta como un sistema fluvial de bajo gradiente, con extensas llanuras de inundación y cuerpos de agua con peces, anuros y bivalvos (Uliana 1979). Flynn y Swisher (1995) ubican a la formación en el Frianense. Otros autores que trabajaron en esta unidad son Padula (1951), Barrio *et al.* (1989), Ardolino *et al.* (1996) y Espejo y Silva Nieto (2004). Casamiquela (1963) expande sobre los fósiles encontrados.

3.2.1.1.7. Formación El Palo

La Formación El Palo (Uliana 1979) está conformada por areniscas gruesas hasta conglomerádicas, con clastos de basaltos, que presentan estratificación entrecruzada en artesa y bases de corte y relleno con intraclastos. Hay también fangolitas y calizas impuras. La formación corresponde a depósitos fluviales de energía variable, de ríos anastomosados y llanuras aluviales. Se data entre el Mioceno tardío a Plioceno temprano (Hugo y Leanza 2001b). Autores de interés son Franchi *et al.* (1984), Ardolino *et al.* (1996), Hugo y Leanza (2001a, 2001b), entre otros.

3.2.1.1.8. Formación Bayo Mesa

La Formación Bayo Mesa (Uliana 1979) conforma conglomerados con fragmentos de basalto, cuarzo y otras rocas volcánicas. La unidad se interpreta como producto de la acción de procesos marinos, fluviales y/o glaciarios (Fidalgo y Riggi 1970, Rodríguez *et al.* 2007). Se le atribuye una edad post Plioceno medio debido a mamíferos de edad Huayqueriense (Uliana 1979), o Plio-Pleistoceno (Franchi *et al.* 1984, Ardolino *et al.* 1996).

Capítulo 4. Geología estructural

4.1. Análisis estructural, área Entre Lomas.

El sistema Entre Lomas está conformado por una serie de anticlinales simétricos con orientación generalizada hacia el noroeste y con estructuras asociadas de orientaciones este-oeste (Mosquera y Ramos 2006). Presenta alrededor de 200 kilómetros de norte a sur y 100 kilómetros de este a oeste. Los anticlinales son angostos, elongados y simétricos, con anchos de 5-15 kilómetros y longitudes de 30-70 kilómetros, y de relieves de hasta 100 metros (Mosquera y Ramos 2006). Cristallini *et al.* (2009) describen que los pliegues están asociados a varias familias de fallas (Figura 4.1) con diferentes direcciones azimutales, que dan lugar a la formación de grabenes y hemigrabenes, generan espacio y permiten la migración y acumulación de hidrocarburos.

El depocentro Entre Lomas corresponde a un hemigraben asimétrico (Arregui *et al.* 1996, 2005) generado posterior al Triásico durante la ruptura de bloques basamentales a través de fallas normales (Arregui *et al.* 1996, Veiga *et al.* 2020). El mismo presenta un relleno de 1500 a 2000 metros de espesor de sedimentos continentales y piroclásticos (Arregui *et al.* 1996). El depocentro recibe la primera transgresión marina durante el Jurásico temprano (Arregui *et al.* 2005, Veiga *et al.* 2020) representada por el Grupo Cuyo el cual genera un *onlap* visible.

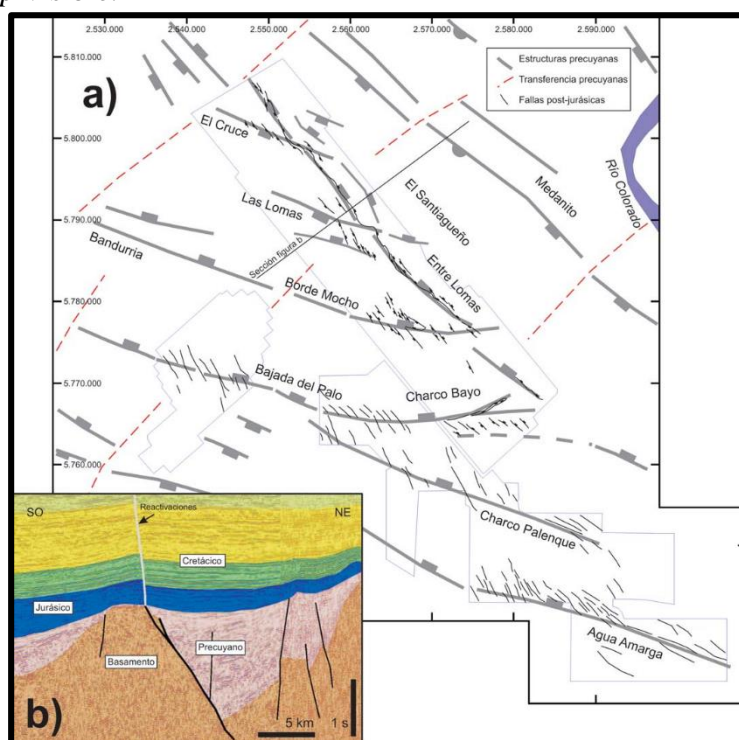


Figura 4.1 a) Mapa estructural de la región Entre Lomas con fallas precuyanas (gris) y fallas normales jurásico-cretácicas (negro). b). Sección sísmica de la estructura Entre Lomas (tomado de Cristallini *et al.* 2009)

Hacia el Jurásico tardío se produce un período de inversión de la Cuenca Neuquina (Vergani *et al.* 1995, Mosquera y Ramos 2006, Veiga *et al.*, 2020) el cual afecta al sistema de Entre Lomas, generando deformación por contracción debido a la instalación de un sistema transpresivo que afecta los depósitos del Grupo Precuyo y levanta el flanco oeste del sistema de Entre Lomas. Esto se puede observar en los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza en la zona, que presentan una geometría en cuña en la que se reducen 2000

metros de espesor sedimentario en una distancia de 20 kilómetros por *onlap* y truncamiento. Mosquera y Ramos (2006) definen al sistema de Entre Lomas para esta época como un sistema de fallas de rumbo sinistral en donde los *half*-graben se han invertido por transpresión. Arregui *et al.* (2005) describe para este momento la depositación de los sedimentos pertenecientes a la Formación Lotena y la Formación Auquilco. Por encima, luego de la discordancia intramálmica, se encuentran las formaciones continentales conocidas como formaciones Sierras Blancas y Catriel (Formación Tordillo) las cuales fueron cubiertas por las margas bituminosas de la Formación Vaca Muerta y los tres miembros de la Formación Quintuco. Por encima se encuentran en discordancia las areniscas y conglomerados de la Formación Centenario (800 metros) y Rayoso (50-80 metros), y también en discordancia se encuentran las sedimentitas del Grupo Neuquén (800 metros).

Hacia fines del Cretácico temprano, la zona se caracteriza por una inversión de los sistemas de *half*-graben mucho más intensa y generalizada que la etapa previa del Jurásico tardío. Se forman anticlinales angostos y simétricos y los *half*-graben con orientación noroeste se invierten. Sus topografías atraviesan una etapa de peneplanicie durante la disconformidad intercenomaniana. El Cretácico tardío se caracteriza por poca actividad tectónica en la zona de estudio (Mosquera y Ramos 2006), mientras que, en la etapa Miocena, la nueva etapa de deformación producto del levantamiento Andino, conocido como la orogenia quechua (Arregui *et al.* 1996, Ramos 2011) genera una reactivación del proceso de inversión tectónica, deformación del Grupo Neuquén y la disconformidad intercenomaniana. Finalmente, hacia el Cenozoico tardío, se produce un nuevo colapso extensional (Ramos 2011) el cual, en la zona de estudio, produce extensión de varios cientos de metros (Arregui *et al.* 1996). Se depositan entonces los sedimentos del Grupo Malargüe adjudicados a la ingresión marina atlántica, y se registran también depósitos fluviales y lacustres del Terciario y conglomerados del Cuaternario (Arregui *et al.* 2005).

Capítulo 5. Sistema Petrolero

5.1. Marco energético de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina se ubica en la provincia homónima, Mendoza, Río Negro y La Pampa. Abarcando un área de 115.000 kilómetros² (Yrigoyen 1999, Howell *et al.* 2005, Barredo y Stinco 2014), se caracteriza por presentar más de 6000 metros (Veiga *et al.* 2020) de espesor sedimentario correspondiente a rocas marinas y continentales del Triásico Superior al Paleoceno (Howell *et al.* 2005). Se encuentra limitada por la Cuenca Cuyana hacia el norte y hacia el sur por la Cuenca del golfo de San Jorge, ambas productivas. Hacia el este se hallan las cuencas de Macachín y del Colorado, no productivas (Figura 5.1).

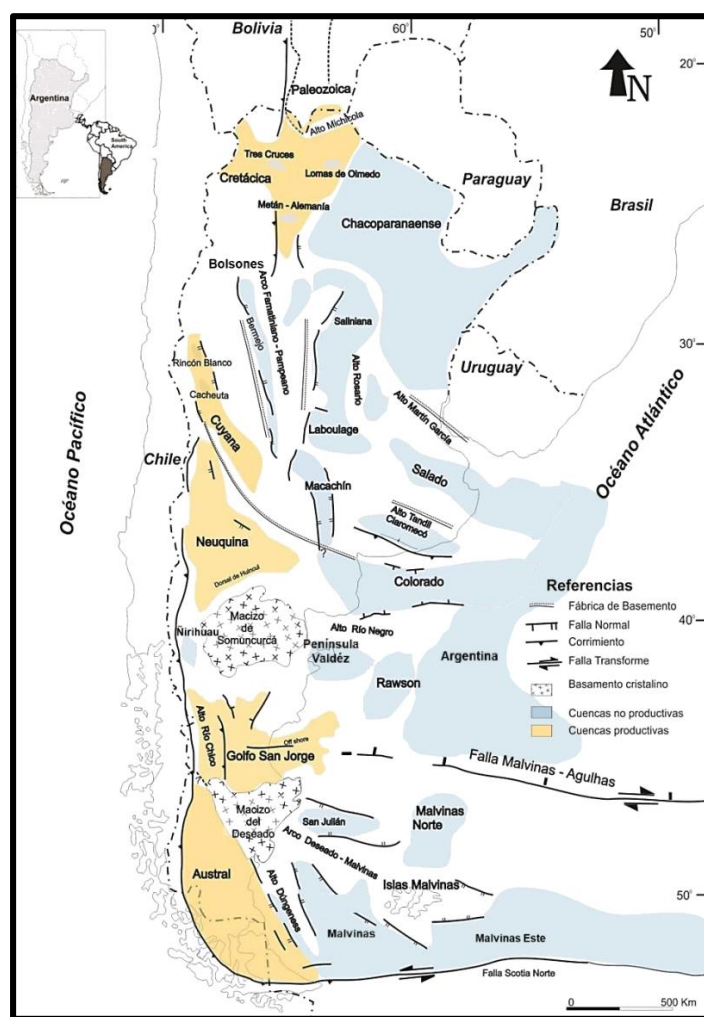


Figura 5.1: Cuencas sedimentarias de la República Argentina (tomado de Barredo y Stinco 2014).

La Cuenca Neuquina es una de las cuencas productivas más importantes del país, ya que concentra un gran porcentaje de la producción total, llegando a acumular hasta un 44,61% de la producción de petróleo y un 58,68% de la producción de gas entre enero del 2009 y enero del 2023 (Tabla 1, Figura 5.2).

2009-2023	Producción de petróleo (m3)	Producción de Gas (miles de m3)
Cuenca Neuquina	196202997,7	373108168,9
Golfo San Jorge	197585034,7	69615591,31
Noroeste	6359093,664	42764077,12
Cuyana	21810945,52	754877,191
Austral	17884841	149632338,2
Total	439842912,6	635875052,7

Tabla 1: Producción de petróleo y gas por cuenca y total, entre enero 2009 a enero 2023 (Datos tomados de la Secretaría de Energía de la Nación).

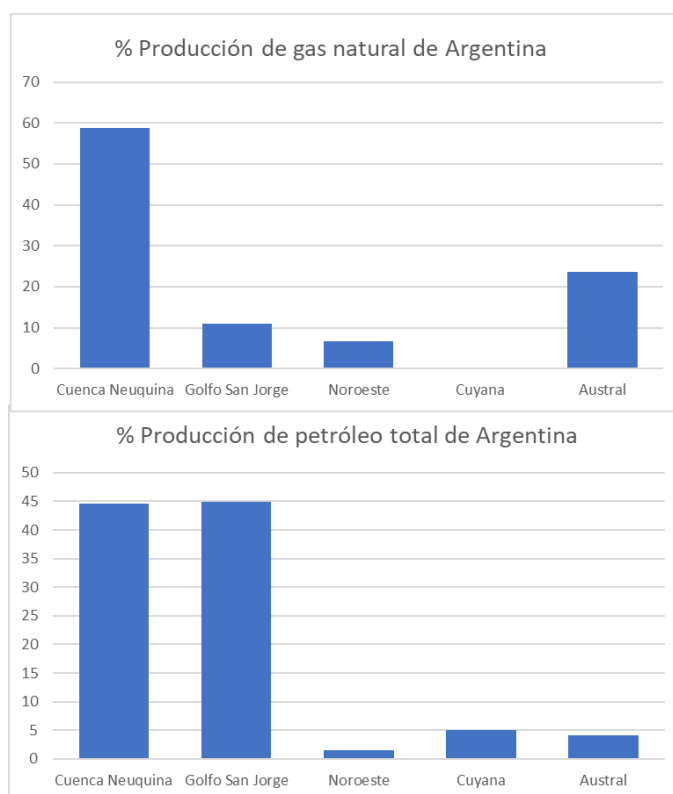


Figura 5.2: Producción de petróleo y gas por cuenca en porcentaje, entre enero 2009 y enero 2023 (Datos tomados de la Secretaría de Energía de la Nación).

La Cuenca Neuquina comenzó a ser explotada en el año 1918 y a lo largo de su historia productiva ha aportado más de 934 millones de metros cúbicos de petróleo equivalente (Mendiberri *et al.* 2005). Recopilaciones de varios estudios (Legarreta *et al.* 2005, Schmidt *et al.* 2013, Barredo y Stinco 2014, Legarreta y Villar 2015) permiten estimar aproximadamente recursos recuperables no descubiertos del orden de 14370 millones de barriles de petróleo, 1075076 millones de metros cúbicos de gas, y 482 millones de barriles de gas natural líquido entre los sistemas petroleros totales de Los Molles, Vaca Muerta y Agrio.

Sobre la base de datos de producción, se graficó la evolución de la producción de gas y petróleo de la Cuenca Neuquina. La figura 5.3 se realizó a partir de datos de producción de gas y petróleo anual de la Cuenca Neuquina (Tabla 2) tomados de la Secretaría de Energía de la Nación, y muestra que entre el 2006 y el 2022 la extracción de gas y petróleo se mantuvo. Si bien la producción de petróleo cayó entre los años 2008 y 2017, y la del

gas entre el 2008 y el 2013, desde el 2018 continúa aumentando, lo que indica que la cuenca es productiva.

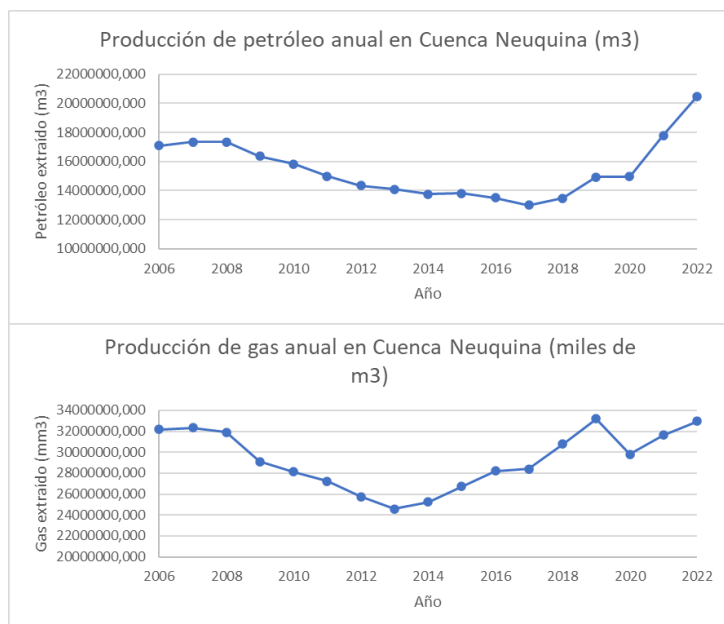


Figura 5.3: Producción de gas y petróleo anual de la Cuenca Neuquina entre los años 2006 y 2023.

Año	Producción petróleo (metros cúbicos)	Producción gas (miles de metros cúbicos)	Producción petróleo (barriles)
2006	17079654,617	32167320,355	107427782,4
2007	17332961,699	32334391,439	109021035,8
2008	17332423,649	31911208,478	109017651,6
2009	16349425,609	29098528,576	102834780,7
2010	15840142,996	28130467,126	99631489,82
2011	14993417,348	27237807,781	94305746,37
2012	14329699,655	25768601,081	90131088,19
2013	14088116,024	24586950,050	88611573,05
2014	13744724,815	25249147,044	86451707,59
2015	13799988,720	26732825,245	86799307,05
2016	13499325,190	28185680,441	84908190,57
2017	12994702,719	28379140,852	81734211,11
2018	13484648,048	30762240,247	84815874,14
2019	14921819,058	33178912,509	93855406,73
2020	14950823,611	29802303,550	94037839,86
2021	17790034,440	31617016,379	111895936,5
2022	20440314,796	32974051,527	128565696,4

Tabla 2: Producción de petróleo (metros cúbicos y barriles) y gas (miles de metros cúbicos) de la Cuenca Neuquina entre los años 2006 y 2022 (Datos tomados de la Secretaría de Energía de la Nación).

En la Cuenca Neuquina, existen un gran número de áreas o concesiones, compuestas por varios yacimientos que a su vez están conformados por pozos. El área de Entre Lomas (Figura 1.3), por ejemplo, ha producido 7799325,075 metros cúbicos de petróleo y 4755616,450 miles de metros cúbicos de gas entre enero del 2006 y enero del 2023. De interés también por su cercanía a la zona de estudio, se encuentran Loma La Lata (Figura 1.3), con 11420256,246 metros cúbicos de petróleo y 96569310,450 miles de metros

cúbicos de gas para el mismo periodo de tiempo. El Medanito (Figura 1.3), con 2071614,899 metros cúbicos de petróleo y 522721,567 miles de metros cúbicos de gas. Lindero Atravesado (Figura 1.3), con 1833861,069 metros cúbicos de petróleo y 9744193,558 miles de metros cúbicos de gas, entre varios otros (Sistema de Consulta Capítulo IV de la Secretaría de Energía de la Nación).

5.2. Fundamentos teóricos.

5.2.1. Hidrocarburos, clasificación y análisis de calidad

Un hidrocarburo es una sustancia química orgánica compuesta por carbono, hidrógeno, oxígeno, nitrógeno y azufre (Amyx *et al.* 1988) originado a partir de materia orgánica preservada en sedimentos. Existen más de 1200 tipos de petróleos, donde la mayoría contienen entre 1 y 40 átomos de carbono. Es posible clasificarlos en siete fracciones: gases (1 a 4 átomos de carbono), gasolinas (5 a 10), kerosén (11 a 13), diesel (14 a 18), gasoil pesado (19 a 25), lubricantes (26 a 40) y parafinas (más de 40 átomos de carbono).

La materia orgánica a partir de la cual se originan estos hidrocarburos se encuentra en sedimentos, y se puede hallar de tres maneras: Como humus, a partir de degradación de plantas, de poca preservación y principal constituyente del carbón. También se puede hallar como turba, la primera etapa de la transformación de vegetación en carbón, acumulado en pantanos y ciénagas. Finalmente, se puede encontrar como sapropel, dentro de sedimentos finos acumulados en el fondo de cuerpos de agua con baja oxigenación (Stinco y Barredo 2014c). La materia orgánica se mide como carbono orgánico total (COT): definido como el carbono orgánico presente expresado en porcentaje en peso (wt. %) de una roca, el cual se determina en laboratorios (Jarvie 1991, Law 1999, Brisson 2015).

Para que se forme una roca con materia orgánica que eventualmente produzca hidrocarburos, es decir, una roca generadora, esta requiere que a medida que se depositan los sedimentos existan altas tasas de bioproductividad en condiciones anóxicas que eviten la degradación de la materia orgánica, y que la sedimentación no sea demasiado alta como para diluirla (Demaison y Moore 1980, Merrill 1991, Brisson 2015). Una vez que los sedimentos enriquecidos en materia orgánica son sepultados, se llevan a cabo cambios fisicoquímicos que generan kerógenos, una sustancia oscura e insoluble en solventes orgánicos, producto de alteración por actividad bacteriana y compuesto por materiales orgánicos como algas, polen, madera, entre otros (Tissot y Welte 1984, Law 1999). Los kerógenos maduran cuando se ven sujetos a altas temperaturas durante un tiempo prolongado (catagénesis y metagénesis). En estas condiciones, las moléculas se rompen producto de la descomposición termal en moléculas más pequeñas de petróleo y gas (Stinco y Barredo 2014c).

En función de la presencia de hidrógeno, oxígeno y carbono en el kerógeno, se pueden definir campos de tipos de kerógenos: I, II, III y IV (Van Krevelen 1961, Welte 1969, Tissot y Welte 1984) (Figura 5.4).

Es también útil la metodología de tipificación del maceral, que según el *International Committee for Coal & Organic Petrology, ICCP 1975*, lo define como un constituyente orgánico de los carbones con propiedades físicas y químicas propias que son reconocibles microscópicamente. Cada grupo maceral está definido en función de su composición química, y existen tres grupos principales. La liptinita, rica en hidrógeno, la vitrinita, rica

en oxígeno y la inertinita, rica en carbono. Así, se pueden ubicar estas dentro del diagrama van Krevelen (Figura 5.4) y asociarlas a un tipo de kerógeno en particular.

La madurez de las rocas generadoras se evalúa mediante la reflectancia de la vitrinita, medida como el porcentaje de luz que se refleja de la superficie de partículas de vitrinita cuando se sumergen en petróleo. Se expresa como un porcentaje de la reflectancia en petróleo %Ro (de Jager *et al.* 2020). A medida que este valor crece, se interpreta que aumenta la madurez, los compuestos orgánicos complejos se rompen y dan lugar a petróleo o gas. Valores menores a 0,55 de Ro indican rocas inmaduras, entre 0,55 y 0,80 se da la ventana de generación de petróleo, entre 0,80 y 1,40 se genera gases y condensados, entre 1,40 y 2,90 se genera gas seco. Por encima de este valor, la roca generadora se considera sobremadura, por lo que no genera hidrocarburos. Dado que el material orgánico precursor de la vitrinita se origina durante el Ordovícico, en caso que se tenga una roca más antigua, es necesario optar por otros valores de reflectancia equivalentes.

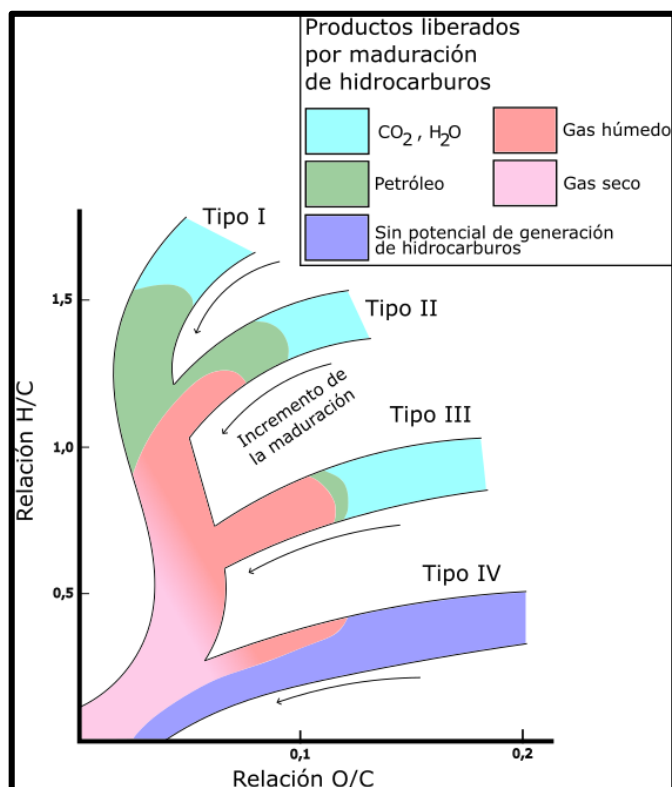


Figura 5.4: Diagrama van Krevelen donde se destacan los diferentes tipos de kerógeno. Nótese como las relaciones de carbono con hidrógeno u oxígeno de la roca que lo contiene permiten agruparla en diferentes campos que indican el tipo de producto que esa roca es propensa a generar (modificado de Allix *et al.* 2011).

Teniendo en cuenta que los tipos de kerógeno pueden definirse por producto generado, por relación H/C-O/C, y por tipificación de maceral, es posible entonces resumir cada tipo de kerógeno encontrado según la tabla 3.

Grupo Maceral	Tipo de kerógeno	Precursor orgánico	Producto	Contenido de hidrógeno	Ambiente de deposición típico
Liptinita	I	Algas de agua dulce	Petróleo	Abundante	Ambientes lacustres
	II	Algas marinas, esporas, polen, cutículas de plantas, resinas, savia, lípidos	Petróleo y gas	Moderado	Ambientes marinos
Vitrinita	III	Tejido leñoso	Gas	Poco	Ambientes transicionales a terrestres, como pantanos o sectores anegados.
Inertinita	IV	Material retrabajado oxidado, carbonoso	Vitrinita y material inerte	Principalmente metano	Ambientes costeros, bosques incendiados, material retrabajado alrededor de sistemas fluviales

Tabla 3: Tipos de kerógeno, precursores orgánicos, productos, contenido de hidrógeno y ambientes de deposición donde éstos se pueden formar (modificado de de Jager 2020).

Otra metodología para evaluar la roca madre es mediante pirólisis por Rock-Eval (Espitalié *et al.* 1977, Tissot y Welte 1984, Merrill 1991, Law 1999, Behar *et al.* 2001, Peters *et al.* 2012, de Jager *et al.* 2020). El proceso de pirólisis consiste en calentar de manera progresiva una muestra de roca de 70 miligramos (Behar *et al.* 2001) que contiene kerógeno, es decir, una roca generadora, o 30 a 50 miligramos de carbón (Behar *et al.* 2001) en un horno entre 550 y 800 grados centígrados, en una atmósfera inerte compuesta por helio o nitrógeno (Behar *et al.* 2001).

En primer lugar, a medida que la muestra del horno se calienta hasta llegar a los 300 grados centígrados, los hidrocarburos ya presentes, llamados hidrocarburos libres (Behar *et al.* 2001) se volatilizan. Esta cantidad de hidrocarburos previos se mide en miligramos de hidrocarburo por gramo de roca y se registran como el pico S_1 (Figura 5.5). Conforme la temperatura aumenta hasta 550 grados centígrados, los kerógenos presentes en la muestra generan hidrocarburos y compuestos similares, lo cual se anota como el pico S_2 como miligramos de hidrocarburo por gramo de roca. Estos hidrocarburos generados a esta temperatura representan aquellos que potencialmente podrían ser generados una vez que la roca generadora madure (Behar *et al.* 2001). A su vez, se registra la temperatura a la cual S_2 llega a su máximo como $T_{m\acute{a}x}$, valor utilizado como un parámetro de madurez de la materia orgánica fósil (Behar *et al.* 2001).

Posterior a la pirólisis, se realiza combustión de la roca residual hasta temperaturas de 850 grados centígrados bajo aire artificial. Durante la pirólisis y la combustión, se libera CO y CO₂, monitoreados de manera continua mediante métodos infrarrojos en los equipos más nuevos como Rock-Eval 6 (Behar *et al.* 2001). El CO₂ liberado durante la pirólisis se registra como S_3 en miligramos de CO₂ por gramo de roca. En general, estos datos permiten determinar el contenido de carbono tanto mineral como orgánico de las muestras, llamados MinC (*mineral carbon content*) y TOC (contenido orgánico total).

Finalmente, también se toma en cuenta el carbono residual en la muestra, anotándose como S_4 en miligramos de carbono sobre gramo de roca (Merrill 1991, Law 1999).

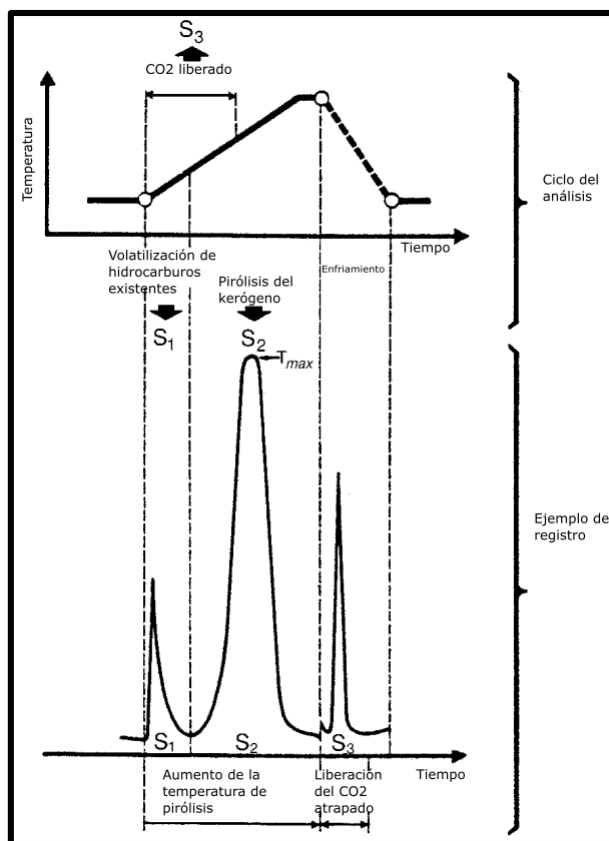


Figura 5.5. Diagrama que representa un ejemplo tipo de los resultados de un análisis de Rock-Eval mediante pirólisis. El gráfico superior muestra el proceso de calentamiento de la muestra a través del tiempo y su posterior enfriamiento. El gráfico inferior denota los picos S_1 , S_2 y S_3 en el tiempo al que se llegan (modificado de Law 1999).

A partir de este análisis y el registro de los picos S_1 , S_2 y S_3 , es posible calcular varios parámetros de interés. Uno de ellos es el %COT, y su unidad es wt%.

$$\%COT = [0,082 * (S_1(mg/g) + S_2(mg/g)) + S_4(mg/g)]/10$$

Existen más parámetros útiles a la hora de clasificar una roca generadora. Dos de ellos son el índice de hidrógeno “HI” (*hydrogen index*) e índice de oxígeno “OI” (*oxygen index*), útiles a la hora de realizar diagramas Van Krevelen para ubicar diferentes tipos de kerógenos:

$$HI = \frac{S_2 * 100}{TOC} \left(mg \frac{HC}{g} TOC \right)$$

$$OI = \frac{(S_3 * 100)}{TOC} \left(mg \frac{CO_2}{g} TOC \right)$$

Es frecuente también el cálculo del índice de producción PI (*production index*), útil para caracterizar la madurez de una roca generadora:

$$PI = \frac{S_1}{S_1 + S_2} \left(mg \frac{HC}{g} roca \right)$$

Tecnologías más nuevas, como Rock-Eval 6 (Behar *et al.* 2001), permiten obtener una mayor cantidad de parámetros. El método básico para rocas generadoras comienza de manera similar, sometiendo una muestra a temperaturas de 300 grados centígrados para volatilizar a los hidrocarburos libres (pico S_1). Posteriormente se aumenta la temperatura entre 300 y 600 grados, provocando que los kerógenos maduren y generen hidrocarburos (pico S_2).

El CO_2 liberado durante la pirólisis se divide en S_3 , correspondiente a CO_2 liberado al mismo tiempo que el pico S_1 sumado a lo obtenido entre 300 y 400 grados centígrados con un origen orgánico, y S_3' , que corresponde a lo medido entre 400 grados centígrados y el final de la medición, de origen mineral. Para el CO liberado durante la pirólisis se hace lo mismo, definidos como S_3CO para el obtenido desde 300 grados centígrados, de origen orgánico, y $S_3'CO$ para el contenido liberado entre 400 grados centígrados y el final de la medición, de origen mineral.

Durante el estadio de la oxidación, posterior a la pirólisis, se mide S_4CO como el contenido de CO liberado desde el principio hasta el final. Todo el carbono contenido en este tipo de CO es de origen orgánico. A su vez, se mide S_4CO_2 correspondiente a la cantidad de CO_2 generado entre 300 grados centígrados y la temperatura correspondiente a un punto mínimo de producción entre 550 y 720 grados centígrados. Este parámetro corresponde a origen orgánico, mientras que finalmente, S_5 corresponde a la contraparte mineral. Cada uno de estos picos van acompañados con parámetros correspondientes a la temperatura en el cual llegan a sus máximos. Así, TpS_2 corresponde la temperatura máxima del pico S_2 , TpS_3' a la temperatura máxima del pico S_3' , TpS_3CO a la temperatura máxima del pico S_3CO , y TpS_5 a la temperatura máxima del pico S_5 .

En base a esta cantidad de parámetros medidos, se pueden calcular nuevos parámetros útiles (tabla 4).

Parámetro calculado	Unidad	Fórmula	Nombre
PC	wt%	$\frac{[(S1 + S2) * 0,83] + \left[S3 * \frac{12}{44}\right] + \left[\left(S3CO + \frac{S3'CO}{2}\right) * \frac{12}{28}\right]}{10}$	Carbono orgánico pirolisable
RC CO	wt%	$\frac{S4CO * \frac{12}{28}}{10}$	Carbono orgánico residual (CO)
RC CO ₂	wt%	$\frac{S4CO2 * \frac{12}{44}}{10}$	Carbono orgánico residual (CO ₂)
RC	wt%	RC CO + RC CO ₂	Carbono orgánico residual
TOC	wt%	PC+RC	Carbono orgánico total
S1/TOC	mg HC/g TOC	$\frac{S1 * 100}{TOC}$	-
OI CO	mg CO/g TOC	$\frac{S3CO * 100}{TOC}$	Índice de oxígeno (CO)
PyroMinC	wt%	$\frac{\left[S3' * \frac{12}{44}\right] + \left[\left(\frac{S3'CO}{2}\right) * \frac{12}{28}\right]}{10}$	Carbono mineral pirólisis
OxiMinC	wt%	$\frac{S5 * \frac{12}{44}}{10}$	Carbono mineral oxidación
MinC	wt%	PyroMinC + OxiMinC	Carbono mineral

Tabla 4: Parámetros calculables a partir del método básico, con sus unidades y ecuaciones. Nótese que las ecuaciones de parámetros como el índice de producción, los índices de hidrógeno y oxígeno, y %COT no se muestran ya que son las mismas que las previamente desarrolladas (modificado de Behar *et al.* 2001).

5.2.2. Elementos de un sistema petrolero

El concepto de sistema petrolero fue introducido en la década del 70 por Levorsen (1973) quien sostuvo la idea que para poder referirse a un yacimiento petrolífero era necesario entenderlo como un sistema compuesto por una roca reservorio, es decir, un cuerpo poroso y permeable, y una trampa, entendido como tal una barrera ya sea estructural, estratigráfica o combinada, que provoque que los hidrocarburos se acumulen en el reservorio. Más adelante, Magoon y Dow (1994) amplían ese concepto a una serie de elementos esenciales interdependientes entre sí: una roca generadora o roca madre, la roca reservorio, el sello, la trampa y la carga geostática. Sumado a estos elementos, se agregan los procesos necesarios para la formación de hidrocarburos, como la formación de la trampa y la generación, migración y acumulación de los hidrocarburos. Con este nuevo esquema, los sistemas petroleros quedan identificados por el nombre de la roca madre fuente de los hidrocarburos y el reservorio que los contiene (en Veiga *et al.* 2002). A continuación, se presenta una breve síntesis de los elementos de un sistema petrolero:

- Roca generadora: Se le llama roca generadora, o roca madre, a una roca enriquecida en material orgánico de una composición apropiada presentes en cantidades suficientes que permita generar hidrocarburos durante la diagénesis

(Tissot y Welte 1984, Law 1999, Hyne 2001, Peters *et al.* 2012, Stinco 2013, Brisson 2015).

- Roca reservorio: Se le denomina roca reservorio, o reservorio, a toda aquella litología porosa y permeable que permita el almacenamiento y flujo de fluidos, hidrocarburos en este caso, a través de ella (Hyne 2001, Selley y Sonnenberg 2014, Brisson 2015, de Jager *et al.* 2020). En la mayoría de las cuencas petroleras, las rocas reservorio corresponden a areniscas y carbonatos (Stinco y Barredo 2014a). Asimismo, las rocas ígneas pueden constituirse en reservorios si están fracturadas o erosionadas (Koning 2007) y también rocas piroclásticas como las tobas (Yang *et al.* 2017).
- Roca sello: Se le llama roca sello a una roca que impide la migración de hidrocarburos a través de ella (Downey 1994, Hyne 2001, Peters *et al.* 2012, Selley y Sonnenberg 2014, De Jager *et al.* 2020). En general se trata de rocas impermeables, de gran extensión geográfica y espesor para una mayor efectividad. Es importante la ductilidad del sello, al aumentar el intervalo de fractura y evitar la formación de fallas (Downey 1994).
- Trampa: Una trampa (Orton 1889) es un arreglo tridimensional de rocas que permite la acumulación de hidrocarburos en el subsuelo. Está conformada por la roca reservorio, el sello, los fluidos involucrados y el arreglo geométrico tridimensional (Figura 5.6) (Biddle y Wielchowsky 1994, Peters *et al.* 2012, De Jager *et al.* 2020). Se clasifican en tres tipos, según Levorsen (1967):
 - Trampas estructurales: Producto de la deformación de estratos de manera sin/postdeposicional.
 - Trampas estratigráficas: Producto de variaciones en la estratigrafía es el elemento confinante en un reservorio.
 - Trampas combinadas: Formadas por una combinación de los dos tipos previos.

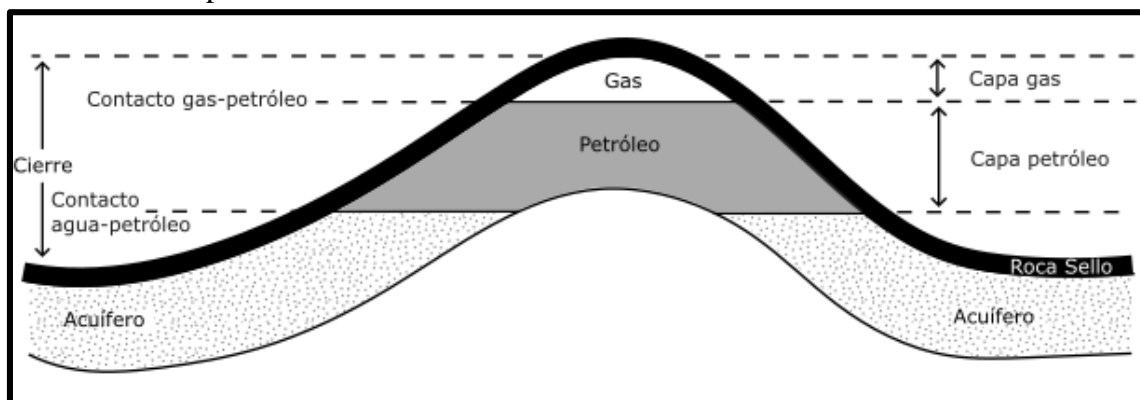


Figura 5.6: Corte estructural de una trampa anticlinal simple donde el reservorio contiene gas, petróleo y agua, y la roca sello actúa como barrera impermeable (modificado de Selley y Sonnenberg 2014).

- Carga geostática: Refiere a la columna sedimentaria, el volumen de roca que rellena la cuenca donde se encuentra el sistema reservorio, emplazado sobre las rocas madre, reservorio y sello (Deming 1994, Stinco 2012, 2013). Provee presión, compactación, induce el aumento de la temperatura en la roca generadora y contribuye a la maduración térmica de la materia orgánica presente (Deming 1994, Peters *et al.* 2012).

- **Migración y acumulación:** La expulsión consiste en el movimiento de los fluidos desde la roca madre producto del aumento de la presión interna de la roca generadora al producirse los hidrocarburos. La migración refiere al movimiento de estos hidrocarburos hacia otros sectores. Esto puede ser hacia una roca reservorio donde se acumula, o puede involucrar más pasos de acumulación y migración (Stinco y Barredo 2014c).

El sistema petrolero requiere de una evolución temporal apropiada de manera tal que el desarrollo de cada proceso y elemento del mismo resulte, en última instancia, en una acumulación de hidrocarburos que pueda ser explotada. La Figura 5.7 representa un ejemplo de escala temporal con todos los procesos, en donde en primer lugar se forma la roca generadora, luego la roca reservorio y la roca sello, contemporáneos con la generación de la carga geostática. La trampa se forma posteriormente y una vez la roca generadora comienza a producir hidrocarburos producto del aumento de la temperatura y la presión, estos migran y se acumulan. Es en ese momento que comienzan a preservarse. Es importante aclarar que esta descripción representa un caso posible de un ejemplo de sistema petrolero convencional. Es posible que la roca generadora comience a producir hidrocarburos previo al evento que resulta en la formación de una trampa, por lo que estos hidrocarburos migran y se pierden, o simplemente se acumulan en algún lugar como una migración primaria, y luego migren a otro sector producto de una migración secundaria. Otro caso es el de los reservorios no convencionales, donde la roca generadora actúa como roca reservorio, por lo que la roca generadora y la roca reservorio forman parte del mismo evento, y no existe migración de hidrocarburos.

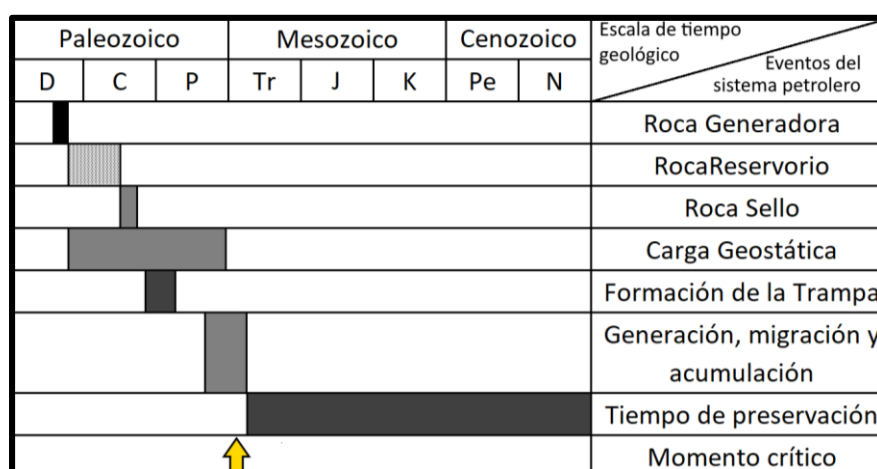


Figura 5.7: Escala temporal de los eventos que conforman un sistema petrolero de tipo convencional (modificado de Magoon y Dow 1994).

Todos estos elementos y procesos fueron definidos para sistemas petroleros de tipo convencional (Figura 5.8), es decir, sistemas petroleros donde los hidrocarburos se encuentran en trampas estratigráficas o estructurales bien delimitadas, con contacto de agua-hidrocarburo (De Jager 2020). A medida que se avanzó sobre la investigación de otras acumulaciones de petróleo y gas, se descubrieron nuevos sistemas donde no necesariamente se encuentran todos y cada uno de estos elementos esenciales antes descritos. Así, rocas reservorio y rocas generadoras comúnmente se las definen como dos unidades estratigráficas diferentes en el sistema petrolero convencional, pero esto no ocurre en algunas acumulaciones no convencionales, como las acumulaciones *shale oil*, *shale gas* y *coalbed methane* (CBM), en las cuales la misma unidad estratigráfica actúa

como roca madre y roca reservorio (Zhao *et al.* 2019). Por otro lado, las trampas, entendidas como esenciales en el sistema petrolero convencional, no son necesarias y hasta poco efectivas en la formación en las acumulaciones CBM, *shale oil* y *shale gas*. Muchos de estos reservorios no convencionales además presentan la cualidad de no necesitar sello ya que la misma roca generadora y reservorio, al ser impermeable, actúa como sello (Zhao *et al.* 2019). Este es el caso también de los reservorios *tight* y *ultra-tight*, en los que la permeabilidad es muy baja, del orden de microdarcies o nanodarcies.

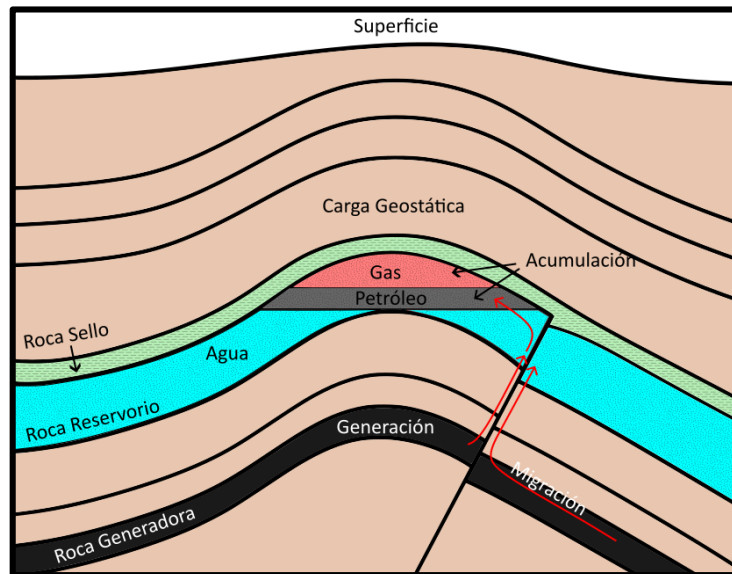


Figura 5.8: Elementos esenciales de un sistema petrolero convencional. La generación del hidrocarburo se lleva a cabo en la roca generadora. La migración se lleva a cabo a través de *carriers*, como un sistema de falla o a través de la roca reservorio misma, y la acumulación se produce en la roca reservorio por la presencia de la trampa anticlinal. El hidrocarburo no continúa migrando debido a la presencia de la roca sello que actúa como barrera.

5.3. Sistema petrolero de la Cuenca Neuquina en la región de la plataforma oriental

5.3.1. Roca generadora

En toda la región de la Cuenca Neuquina se han documentado cinco intervalos que han sido categorizados como rocas generadoras producto de su enriquecimiento en materia orgánica (Figura 5.9). El más antiguo corresponde al Pre-Cuyo, y los posteriores están asociados a ambientes marinos (en general) bajo condiciones restringidas, la Formación Los Molles, la Formación Vaca Muerta, y las formaciones Agro Inferior y Superior (Legarreta y Villar 2012). En la región nororiental de la Cuenca Neuquina, correspondiente al distrito Catriel (Legarreta *et al.* 2008), un sector de orientación noroeste-sureste, la generación de hidrocarburos se vincula mayormente con la Formación Vaca Muerta y de manera secundaria con la Formación Los Molles.

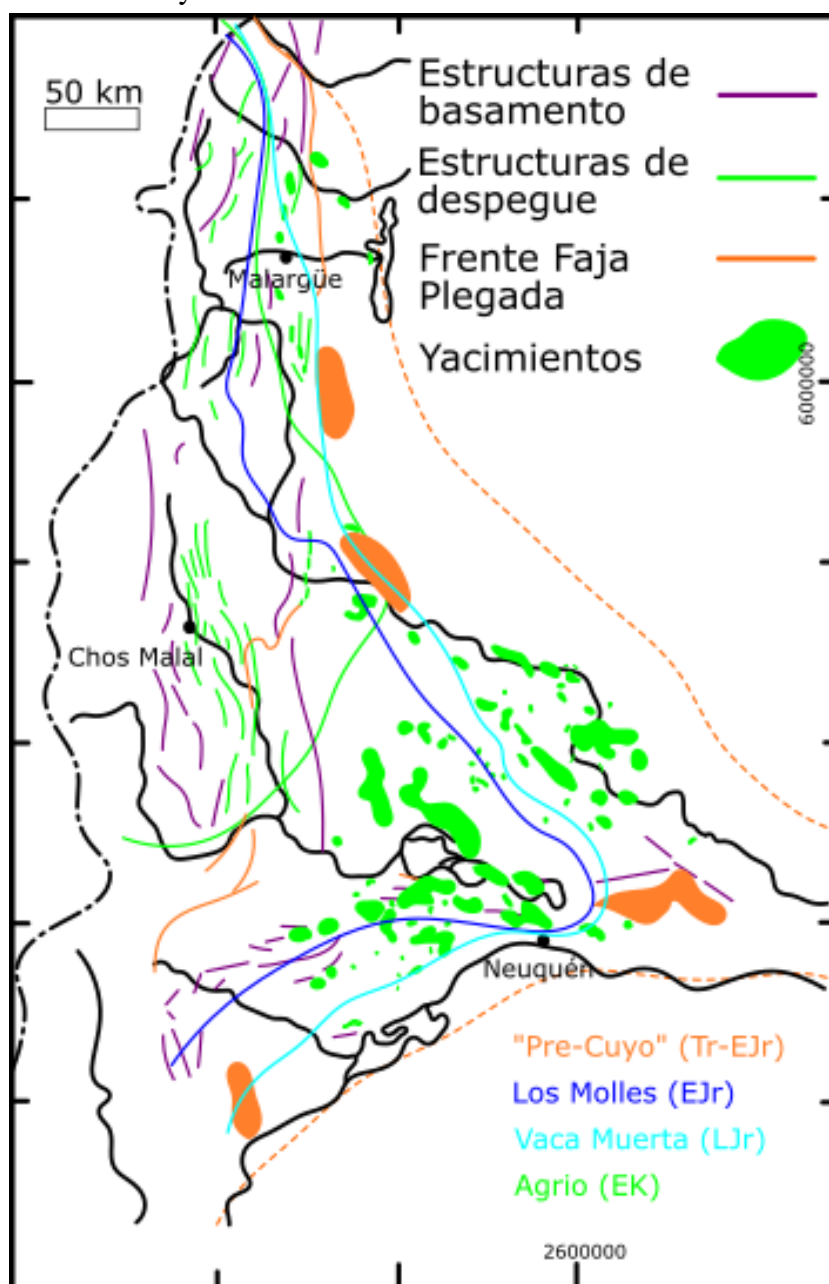


Figura 5.9: Distribución de rocas generadoras dentro de la región neuquina (modificado de Legarreta y Villar 2012).

- Formación Vaca Muerta

La Formación Vaca Muerta fue descripta por primera vez por Bodenbender (1892) y posteriormente denominada como tal por Weaver (1931) y Fossa Mancini *et al.* (1938). Fue ampliamente estudiada por geólogos exploradores, como Baldwyn (1942), Herrero Ducloux (1946) o Groeber (1946) como Vacamuertense, y Leanza (1972). Corresponde a lutitas bituminosas, limolitas oscuras, margas grises y oscuras, interestratificada con *mudstones* y *wackestones* oscuros (Arregui *et al.* 1996, Rodríguez *et al.* 2007) producto de la inundación marina del Jurásico superior, que forzó un ambiente de fondo restringido y anóxico, favoreciendo entonces la acumulación y preservación orgánica (Arregui *et al.* 1996, Legarreta y Villar 2012). La Formación Vaca Muerta es la principal roca generadora de la Cuenca Neuquina (Cruz *et al.* 2002, Stinco y Barredo 2014a; 2014b, Barredo y Stinco 2014, Brisson 2015), con una sección muy rica en materia orgánica en su base la cual disminuye a medida que se asciende en la columna estratigráfica debido a aporte clástico continental (Brisson 2015). Es esta formación la cual aporta hidrocarburos al reservorio de la Formación Sierras Blancas (Arregui *et al.* 1996, Cruz *et al.* 2002, Arregui *et al.* 2005, Mosquera *et al.* 2008).

Las facies generadoras de esta unidad presentan un espesor que oscila entre 25 y 400 metros (Legarreta y Villar 2012). Con respecto a la geoquímica de la unidad, contiene un COT entre 2% y 8%, (Alonso *et al.* 2011, Legarreta y Villar 2012, Stinco y Barredo 2014a; 2014b, Barredo y Stinco 2014, Brisson 2015) con picos de hasta 10 a 12% (Villar *et al.* 1998, Legarreta y Villar 2012). Sus valores de HI varían entre 400 y 800 mgHC/COT (Stinco y Barredo 2014a; 2014b, Barredo y Stinco 2014, Borbolla *et al.* 2014) y potenciales generadores elevados (S1+S2: 6,11 a 35,31 miligramos HC/g roca), asociados a kerógenos de alta calidad propensos a generar petróleo (Stinco y Mosquera 2003, Borbolla *et al.* 2014). El kerógeno se clasifica como amorfo marino de tipo I-II, vinculado a presencia de algas y muy poca participación de elementos terrestres (Arregui *et al.* 1996, Stinco y Mosquera 2003, Legarreta y Villar 2012, Stinco y Barredo 2014a; 2014b, Barredo y Stinco 2014). Es buen generador de hidrocarburo líquido, evidenciado por los índices de hidrógeno y oxígeno que presenta (Figura 5.10) (Legarreta y Villar 2012, Stinco y Barredo 2014a; 2014b).

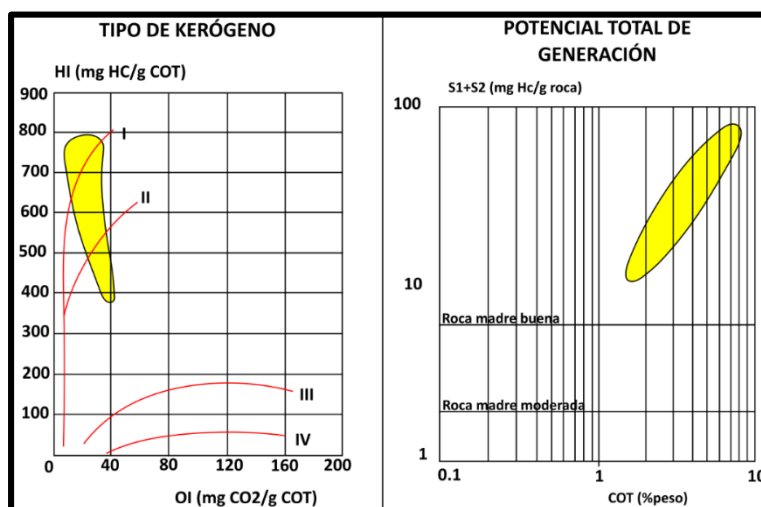


Figura 5.10: Características de la roca generadora de la Formación Vaca Muerta. Izquierda: Diagrama de Van Krevelen con valores promedio. Derecha: Diagrama del potencial total de generación con valores promedio (modificado de Legarreta y Villar 2012).

La madurez térmica de la roca generadora disminuye de oeste a este, teniendo valores de reflectancia de la vitrinita (R_o) mínimos de 0,5% y máximos de 2,2% (Arregui *et al.* 1996, Alonso *et al.* 2011, Barredo y Stinco 2014). En el bloque Entre Lomas, por ejemplo, se llega a un valor de reflectancia de la vitrinita de 0,56%, ubicada dentro de los estadios tempranos de generación (Kugler 1987, Arregui *et al.* 1996, Cruz *et al.* 2002). Borbolla *et al.* (2014) registra, para la Plataforma de Catriel, una baja madurez térmica y limitada conversión a hidrocarburos en base a los parámetros bajos de $T_{máx}$ de pirólisis (419 a 423°C) y de índice de producción (PI: 0,03 a 0,10). En este sector, los valores de reflectancia de la vitrinita y VRE (reflectancia de la vitrinita equivalente, a partir de estimaciones de TAI – *Thermal Alteration Index*) rondan el orden de 0,5 a 0,6%. En términos de densidad del hidrocarburo, Mosquera *et al.* (2008) describe petróleos de la Formación Vaca Muerta acumulados en los reservorios de las formaciones Sierras Blancas y Loma Montosa ubicados en La Barda, La Jarilla, Agua Salada (Figura 1.3), entre otros, y registra petróleos y condensados con API que varían entre 18,3° a 65,9°.

5.3.2 Roca reservorio

En la región de estudio se reconocen varios reservorios de producción comprobada. Los más profundos corresponden a los niveles de la Formación Punta Rosada, seguidos por la Formación Sierras Blancas y finalmente las progradaciones calcáreas de la Formación Quintuco (Arregui *et al.* 2005). La Formación Sierras Blancas está conformada por rocas clásticas eólicas, fluviales-lacustres efímeras y de ambiente de barreales con participación eólica (Arregui 1993, 1996, 2005, Maretto *et al.* 2002, López *et al.* 2005, Spalletti *et al.* 2011). Considerando el marco regional, posiblemente se trate de un ambiente intermontano de bajada aluvial (Pecuch *et al.* 2005).

Para caracterizar una roca reservorio, resulta necesario estudiar y definir ciertos parámetros petrofísicos de la misma: la porosidad y la permeabilidad. Estos valores describen como responderá la roca a los fluidos. Si permitirá que se almacenen dentro de la misma o no, y si permitirá que estos fluyan.

La porosidad refleja la capacidad de almacenamiento que una roca presenta (Fraser 1935, Muskat 1936, Law 1999, Selley y Sonnenberg 2014, de Jager *et al.* 2020). Representa los espacios que se encuentran entre las partículas que conforman una roca, llamados espacios porales, los cuales están ocupados por fluidos, sean líquidos o gaseosos (Tiab y Donaldson 2015) como agua connata, petróleo o gas. La porosidad, en términos matemáticos, se define como la relación entre el espacio poral con respecto a la totalidad del volumen de roca, expresada en porcentaje, de manera tal que:

$$\begin{aligned} \text{Porosidad } (\phi) &= \frac{\text{Volumen de roca} - \text{Volumen de grano}}{\text{Volumen de roca}} * 100 \\ &= \frac{\text{Volumen poral}}{\text{Volumen de roca}} * 100 \end{aligned}$$

Esta ecuación representa todos los espacios que contiene una unidad estratigráfica, estén conectados entre sí o no. La porosidad efectiva, en cambio, define la relación entre el espacio interconectado en la roca respecto al volumen de roca, por lo que describe el espacio poral ocupado por fluidos móviles. Esto no incluye el agua higroscópica, que es el agua adherida fuertemente a las partículas del suelo por fuerzas superficiales. Existen dos tipos principales de porosidad: la porosidad primaria, conformada por los espacios

porales generados al momento de la depositación, y la porosidad secundaria, producto de procesos diagenéticos como compactación, cementación, disolución, entre otros.

Por otro lado, la permeabilidad (k) se define como la capacidad de una roca de transmitir fluidos como agua, gas o petróleo (Muskat 1936, Hyne 2001, Peters *et al.* 2012). Se mide en unidades Darcy, cuyo nombre se debe a los estudios de Darcy (1856). La ley de Darcy, adaptada por Muskat y Botset (1931) y Muskat (1936) se define como:

$$Q = \frac{K(P_1 - P_2)A}{\mu L}$$

En donde Q es el caudal de flujo de agua, K es la permeabilidad, $(P_1 - P_2)$ indica la caída de presión a través de la muestra, A indica el área de la sección transversal de la muestra y L su largo, y μ es la viscosidad del fluido.

Los valores de permeabilidad de los reservorios pueden variar desde 1 miliDarcies a varios Darcies. La tabla 5 representa reservorios hipotéticos caracterizados según su permeabilidad y su porosidad, y le atribuye una calidad al reservorio (Tissot y Welte 1984). Así, por ejemplo, un reservorio con porosidad entre 10 y 15% y permeabilidad entre 1.0 y 10 miliDarcies es un reservorio de calidad media.

Porosidad (%)	Permeabilidad (miliDarcies)	Calidad del reservorio
0-5	-	Muy mala
5-10	-	Mala
10-15	1.0-10	Mediana
15-20	10-100	Buena
20-25	100-1000	Muy buena

Tabla 5: Calidad de reservorios hipotéticos según su porosidad y permeabilidad (modificado de Tissot y Welte 1984).

La Formación Sierras Blancas, a lo largo del Eje Charco Bayo – El Caracol, es alcanzada en los yacimientos Charco Bayo – Piedras Blancas, Los Álamos, Entre Lomas, y también en regiones periféricas, como puede ser el yacimiento Bordo Mocho (Figura 1.3) (Arregui *et al.* 2005).

En el yacimiento Charco Bayo – Piedras Blancas, la Formación Sierras Blancas es considerada la principal unidad productora. Se interpreta como depósitos fluviales que gradan a eólicos. Las sedimentitas eólicas son areniscas finas de muy buena selección granulométrica cuarzo-feldespática con estratificación entrecruzada planar a horizontal, con valores de porosidad que varían entre 10 y 21%, y permeabilidades entre 10 a 250 miliDarcies. Por otro lado, los depósitos fluviales están conformados por areniscas finas a gruesas, conglomerádicas y conglomerados polimícticos gruesos, con porosidades totales oscilando entre 10 a 17% y permeabilidad entre 0,05 y 200 miliDarcies, reflejando la gran variedad granulométrica de estas formaciones (Arregui *et al.* 2005). Por otro lado, Maretto *et al.* (2002) presenta la tabla 6 para caracterizar el yacimiento:

Datos petrofísicos	Yacimiento tipo Charco Bayo – Piedras Blancas		-
-	Máximo	Mínimo	Promedio
Porosidad (%)	25	8	16
Tipo de porosidad	Primaria	-	Disolución
Permeabilidad (miliDarcy)	40	1	15
Espesor total (metros)	-	-	90
Espesor neto (metros)	50	2	20
Saturación de agua (%)	75	35	55

Tabla 6: Datos petrofísicos de un yacimiento tipo en la región de Charco Bayo – Piedras Blancas (modificado de Maretto *et al.* 2002).

La fracción fina de la Formación Sierras Blancas en este yacimiento presenta arcilla (clorita e illita) como matriz primaria (Arregui 1993, Maretto *et al.* 2002), y es común la presencia de arcilla clorítica autigénica de textura microgranular. El cemento, por lo general, es carbonático y/o anhidrítico, y es frecuente el crecimiento secundario de cuarzo y feldespatos. El desarrollo de arcillas dispersas en el espacio poral, el crecimiento secundario y los episodios de cementación ocluyen la porosidad primaria (Maretto *et al.* 2002, de Galacho *et al.* 2014). Es frecuente entonces que los intervalos de mejor calidad de reservorio presenten porosidad secundaria generada por procesos de disolución (de Galacho *et al.* 2014) o en las porciones eólicas, donde hay poca matriz arcillosa y escaso cemento (Maretto *et al.* 2002).

En el yacimiento Entre Lomas, la Formación Sierras Blancas presenta las mismas facies eólicas y fluviales de interacción, y presenta valores de porosidad de 14 y 18% y 1 a 10 miliDarcies de permeabilidad. Desde este sector hacia el noroeste, las características petrofísicas de la formación empeoran, y se observan escasos a nulos niveles permeables delgados (Arregui *et al.* 2005). A través de la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de Neuquén, se pudieron acceder a diferentes datos de pozo del área Entre Lomas, específicamente los pozos EL-64, EL-65. También se obtuvieron datos del pozo LA-3, ubicado en el área Entre Lomas, yacimiento Los Álamos (Figuras 1.3 y 5.11).

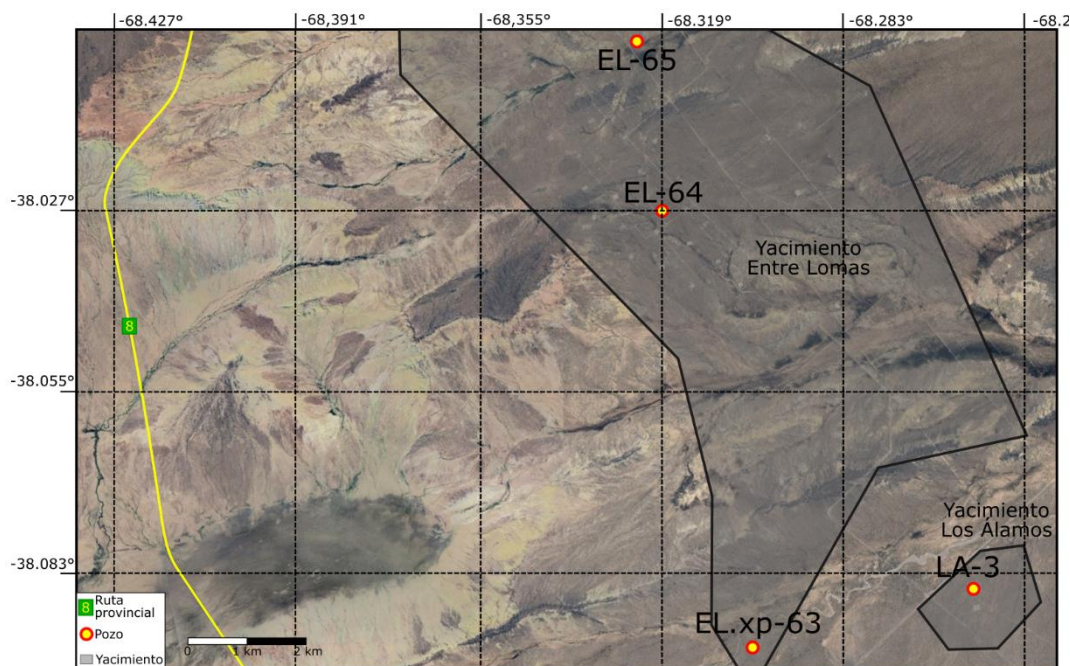


Figura 5.11 Ubicación de los pozos estudiados. Las áreas grises indican los dos yacimientos (Entre Lomas y Los Álamos) en donde se encuentran los pozos mencionados.

La Formación Sierras Blancas en este área presenta un espesor entre 136 metros (EL-65) a 68 metros (EL-64). Hacia el techo está conformada por areniscas medias a finas de grano subredondeado, moderadamente seleccionadas, matriz arcillosa blanca, escaso cemento calcáreo y de porosidad visual baja. Hacia la base, las arenas son de tamaño grueso a muy grueso mal seleccionadas, subangulares, con matriz escasa roja, con escaso cemento calcáreo y sin porosidad visual. Para el yacimiento Los Álamos, los datos de pozo indican valores de porosidad en promedio de un 17%, mientras que la permeabilidad absoluta es de 4 miliDarcies. En el pozo LA-3, la Formación Sierras Blancas consiste en areniscas medias a finas subredondeadas a subangulares, moderadamente seleccionadas, con escasa a moderada matriz arcillosa y moderada porosidad visual hacia el tope, mientras que hacia la base está conformada por areniscas y conglomerados mal seleccionados, con abundante matriz arcillosa y sin porosidad visual. El valor de la porosidad es de 15% y la permeabilidad efectiva de 2 miliDarcies. Dentro de las acumulaciones periféricas de la región, la Formación Sierras Blancas se encuentra en el yacimiento Borde Mocho, localizado al suroeste y sobre el flanco regional del eje anticlinal de Charco Bayo – Piedras Blancas. En este sector, la formación está constituida por areniscas feldespático-líticas con laminación paralela y estratificación entrecruzada planar, y se les atribuye un origen eólico de desarrollo de mantos de arena *sand sheets*. En términos de valores petrofísicos, la formación presenta valores de porosidad entre 14 y 18% y permeabilidades de 7 a 10 miliDarcy (Arregui *et al.* 2005).

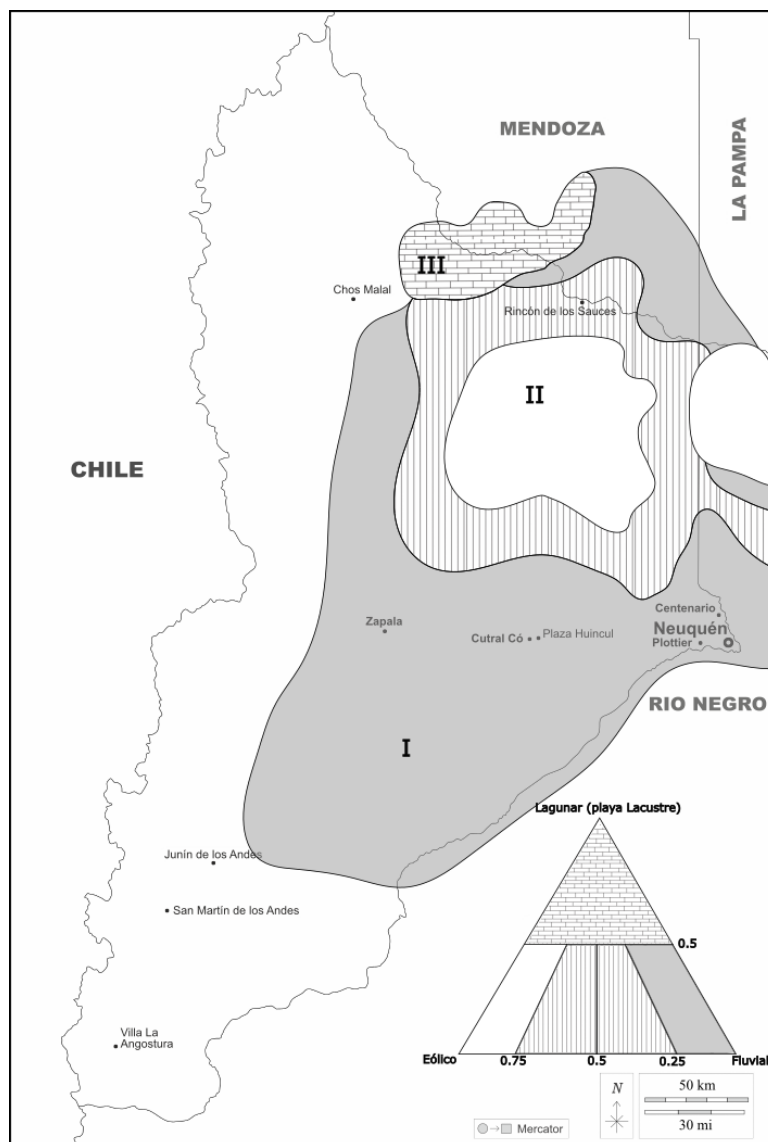


Figura 5.12: Asociaciones de facies en la Cuenca Neuquina de la Formación Tordillo. Nótese que la zona de estudio (Figura 1.2) se encuentra en una zona de transición entre la asociación puramente eólica y la asociación fluvial, lo cual indica un posible sistema de interacción eólico-fluvial (modificado de Arregui 1993).

Al analizar los valores de permeabilidad y porosidad de la Formación Sierras Blancas para la región de Charco Bayo – El Caracol, se puede observar que las porosidades en general oscilan entre 10 y 20%, valores atribuibles a reservorios de calidad mediana a buena. Por otro lado, la permeabilidad presenta la mayor varianza, con valores entre 0,05 a 250 miliDarcies. La razón posiblemente esté relacionada al ambiente sedimentario de la formación, un ambiente de bajada aluvial intermontano, donde existen interacciones fluviales-eólicas (Figura 5.12) que generan depósitos de ambos tipos. Para definir el ambiente de sedimentación del pozo estudiado se confeccionó un perfil Selley (adjunto) y luego un análisis de facies junto con interpretación ambiental, los cuales se presentan a continuación.

5.3.2.1 Análisis de facies e interpretación del ambiente sedimentario

El análisis del ambiente sedimentario se llevó a cabo en base a estudios realizados sobre 78 metros de corona extraídas a lo largo del intervalo de interés, afloramientos e información publicada por diferentes autores.

El estudio de las coronas permite describir varias unidades multiepisódicas dominadas por conglomerados, areniscas y, en menor medida, pelitas. Hacia la parte superior de la formación, estas unidades son sustituidas por niveles de areniscas y pelitas laminadas mejor preservadas. Los colores de las unidades varían entre verdes, verdes grisáceos, rojos, rojos grisáceos, grises y verde botella.

Las litologías dominantes consisten en conglomerados gruesos hasta areniscas finas, ambos compactos y disparmente cementados. Los clastos que componen a la roca son en general subangulosos a angulosos, representados por riolitas, tobas, ignimbritas, cuarzo, feldespatos potásico y fragmentos de pómez, dispuestos de manera caótica en el registro. Las estructuras sedimentarias más comunes son la estratificación y laminación horizontal y de bajo ángulo, imbricación, estructuras masivas y estratificaciones entrecruzadas. Se observan evidencias de alteración química en algunos clastos, y halos de cemento carbonático o de yeso en otros.

La sección media y superior del perfil representan una disminución de la energía del sistema. Están conformados por areniscas finas a medianas, bien seleccionadas y con clastos redondeados, que alternan con niveles finos de arcilla. Estos niveles presentan geometrías tabulares, y dentro de estas porciones de la corona es común la existencia de laminaciones de bajo ángulo, laminaciones horizontales y estratificaciones entrecruzadas tanto tabular planar como en artesa.

Se observa que los depósitos no están cementados de manera uniforme. Algunas unidades de conglomerados y areniscas gruesas a medianas frecuentemente presentan un buen desarrollo del cemento carbonático o de yeso, mientras que en otros niveles se observa porosidad debido a la ausencia de los mismos. En algunos estratos se registran impregnaciones de hidrocarburos.

FACIES SEDIMENTARIAS

Las facies sedimentarias se describieron a partir de la litología y las estructuras sedimentarias primarias, utilizando la metodología de litofacies propuesta por Miall (1977), modificada por Miall (1996) (Tabla 7). Sobre la base de las características de cada facies, se proponen los procesos que les dieron origen, y mediante el análisis de las facies asociadas, se plantean los ambientes sedimentarios que definen la región de investigación.

Conglomerados:

Los conglomerados representan la litología más abundante en la columna estudiada. Pueden aparecer tanto al inicio de cuerpos, como relleno de canales, y también pueden presentarse como intercalaciones dentro de litologías más finas, en la forma de trenes de grava. Cuatro litofacies de conglomerados fueron definidas: conglomerados masivos matriz-soportados (Gmm), conglomerados masivos clasto-soportados (Gcm), conglomerados con estratificación horizontal o de bajo ángulo (Gh) y conglomerados imbricados (Gi). Los conglomerados masivos, tanto matriz-soportados como clasto-soportados, son los más abundantes y no presentan estructuras sedimentarias. Por lo

general, los clastos se disponen de manera caótica, y son angulosos. En algunos bancos, los conglomerados exhiben disposiciones granodecrecientes hacia facies más finas, como areniscas conglomerádicas o areniscas, y en otros casos se encuentran intercalados con areniscas. Es común también la presencia de *rip-up clasts*: clastos con orientación sub-vertical que pueden sobresalir en el límite del estrato. En muchos casos, los clastos de estos depósitos están imbricados con los ejes elongados paralelos a la dirección del flujo. Pueden interpretarse como barras gravosas longitudinales, en condiciones de alto régimen de flujo y canales muy poco profundos (Williams y Rust 1969, Smith 1974, Rust 1978 1997).

En el caso que haya presencia de *rip-up clasts*, sin embargo, los conglomerados masivos se interpretan como flujos altamente cargados (Rust 1972, Ramos y Sopeña 1983, Veiga 1997) depositados súbitamente. Cuando se trata de conglomerados matriz-soportados se interpreta que los flujos que los originan posiblemente son del tipo cohesivo, conocidos como flujos de detritos, en los cuales el transporte se da por la resistencia de la matriz. Por otro lado, si los conglomerados son clasto-soportados, los flujos fueron no cohesivos o granulares donde la presión dispersiva generada por colisiones entre los clastos es lo que produce el transporte. Los conglomerados con estratificación horizontal o de bajo ángulo están relacionados principalmente con depósitos de alto régimen de flujo y de tope de barras (Tripaldi y Limarino 2008), y finalmente los conglomerados imbricados con el eje mayor paralelo al flujo, por su parte, son interpretados como acumulaciones de fondo de canales poco profundos.

Litofacies	Descripción	Posible interpretación
Gmm	Conglomerados masivos matriz-soportados	Flujos concentrados cohesivos y barras longitudinales de canales poco profundos
Gcm	Conglomerados masivos clasto-soportados	Flujos concentrados no cohesivos y barras longitudinales de canales poco profundos
Gi	Conglomerados imbricados	Acumulaciones de fondo de canal
Gh	Conglomerados con estratificación horizontal/bajo ángulo	Depósitos de alto régimen de flujo, tope de barras
Sh	Areniscas con laminación horizontal	Depósitos en canales poco profundos de corrientes de alto régimen de flujo / Migración de ondulas eólicas o depósitos de caída de granos sobre sombras de arena o zibars
Sm	Areniscas masivas	Depósitos de flujos hiperconcentrados o de decantación o depósitos bioturbados. / Depósitos de mantos eólicos, interduna, o el interior de la duna eólica.
Sp	Areniscas con estratificación entrecruzada planar	Barras transversales 2D / Migración de dunas crecientes de crestas rectas
St	Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa	Barras transversales 3D / Migración de dunas crecientes de crestas sinuosas
Sl	Areniscas con laminación entrecruzada de bajo ángulo	Barras de poco relieve / Migración de ondulas eólicas o depósitos de caída de granos sobre sombras de arena o zibars
Sr	Areniscas con laminación ondulítica	Óndulas subácueas
Fm	Pelitas masivas	Depósitos de decantación subácuea bioturbados
Fl	Pelitas laminadas	Depósitos de decantación subácuea

Tabla 7: Código de litofacies utilizado en este trabajo (modificado de Miall 1996).

Areniscas

Las facies arenosas están conformadas por areniscas de tamaños gruesos y medianos y, en cantidades menores, areniscas sabulíticas. En términos de litofacies, las areniscas estudiadas se dividen en varios tipos: areniscas con laminación horizontal (Sh), generalmente encontradas por encima de facies conglomerádicas macizas, representando el tope de una barra gravosa longitudinal en sistemas fluviales (Harms y Fahnestock 1965, Veiga 1997) o asociadas a la migración de ondulas eólicas, depósitos de caída de granos sobre sombras de arena o zibars, aunque en este caso se ven acompañadas por gradación interna. Se reconocen también bancos de areniscas masivas (Sm), que podrían ser

interpretadas como areniscas con estructuras sedimentarias que sufrieron procesos de bioturbación, relictos de barras longitudinales (Miall 1977, Ramos *et al.* 1986, Veiga 1997, Tripaldi 2002, Tripaldi y Limarino 2008) o flujos concentrados (Tripaldi 2002, Tripaldi y Limarino 2008). En sistemas eólicos se asocian a depósitos de mantos eólicos, migración de óndulas eólicas o dunas, o depositación dentro de la interduna. Se observan también areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) en cantidades menores, asociadas a caras de avalancha de barras transversales 2D (Cant y Walker 1978, Bluck 1979, Veiga 1997) y areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St), interpretadas como depósitos de barras transversales 3D (Collison 1970, Veiga 1997) o migración de dunas eólicas crecientes de crestas sinuosas. Se reconocen areniscas con laminación horizontal de bajo ángulo (Sl), producto de la depositación de corrientes de poca profundidad que forman barras arenosas de escaso relieve (Tripaldi 2002, Tripaldi y Limarino 2008). Son frecuentes también como producto de migración de ondulas eólicas, o depósitos de caída de granos sobre sombras de arena o zibars. Por último, la presencia de areniscas con laminación ondulítica (Sr) se interpreta como producto de la depositación en condiciones de bajo régimen de flujo en corrientes de muy poca profundidad (Tripaldi 2002, Tripaldi y Limarino 2008).

Pelitas

Las facies pelíticas se encuentran en proporciones reducidas, conformando aproximadamente el 10% de la corona. Generalmente se presentan como intercalaciones de poco espesor entre areniscas, o en bancos heterolíticos. Se interpretan como depósitos de decantación en medios subácuos de sistemas fluviales efímeros (Veiga 1997, Tripaldi 2002, Tripaldi y Limarino 2008), o también como sedimentos depositados durante los últimos estadios de una inundación (Miall 1992).

ASOCIACIÓN DE FACIES

El perfil sedimentario levantado es destaca por 5 asociaciones de facies interpretadas en base a las características que presentan, como tamaño de grano, relación entre litofacies, ciclicidad de los niveles y las estructuras sedimentarias que las componen.

Asociación de facies 1

La asociación 1 se caracteriza por la presencia de abundantes facies de conglomerados finos a gruesos masivos tanto clasto-soportados (Gcm) como matriz-soportados (Gmm). Ambos depósitos están caracterizados por selección pobre, clastos angulosos, caóticos y sin ningún tipo de orden interno. Estos conglomerados se interpretan como los depósitos resultantes de flujos viscosos no canalizados y altamente concentrados, los cuales remueven una gran cantidad de material y bajan de la zona montañosa producto de pulsos de lluvias en un ambiente semiárido. Frecuentemente, estos conglomerados gradan a depósitos de areniscas masivas (Sm) de fracción mediana a gruesa, lo que indican una posible fluidización de los flujos. En muchos casos se pueden encontrar presencia de areniscas con laminación horizontal (Sh), típico de flujos fluidos de alto régimen.

Esta asociación de facies se vincula entonces a flujos hiperconcentrados que descienden del área montañosa como pulsos más viscosos a más fluidos (Smith 1986, Blair y McPherson 1994, Muravchik *et al.* 2013). Es posible encontrar lentes de areniscas masivas dentro de los conglomerados masivos en esta asociación de facies, los cuales se explican como flujos hiperconcentrados que al encontrar irregularidades como pozos depositan los granos finos.

Asociación de facies 2

En la asociación 2 predominan conglomerados masivos y areniscas con estratificación o laminación horizontal, estratificación entrecruzada e imbricación. El ciclo ideal de la asociación comienza con una base de conglomerados imbricados (Gi), con evidencia de canalización en muchos casos, seguido por conglomerados masivos (Gm), conglomerados con estratificación horizontal o de bajo ángulo (Gh) que pueden contener intraclastos. Posteriormente, suelen gradar a litologías más finas, como areniscas masivas (Sm), con laminación horizontal (Sh) o de bajo ángulo (Sl), con estratificación entrecruzada planar (Sp) o también en artesa (St). En algunos casos se observan areniscas con laminación ondulítica (Sr). Esta asociación presenta mejor selección que la anterior, y la granulometría no es tan variada. Los conglomerados por lo general son finos y dominan los tamaños de grano areníticos.

Esta asociación de facies se vincula a flujos fluidos de muy alto régimen que logran producir canales de muy bajo relieve, generando barras longitudinales gravosas a arenosas (Hein y Walker 1977, Veiga 1997). Cada ciclo corresponde al relleno de un canal.

Asociación de facies 3

La asociación de facies 3 incluye bancos de areniscas con laminación horizontal (Sh) e intercalaciones de limolitas con laminación horizontal (Fl). Estos depósitos se interpretan como facies de desborde y de planicie de inundación (*sensu* Veiga 1997) y también incluyen la presencia de cuerpos de agua someros aislados entre los canales (*ponds*).

Asociación de facies 4

La asociación 4 está compuesta principalmente por areniscas con laminación horizontal (Sh) y con laminación fina de muy bajo ángulo (Sl), dentro de las cuales se observa gradación (*grainfall* y *grainflow*), y también areniscas masivas (Sm) que cada tanto contienen clastos *random* de areniscas sabulíticas que caen por la pendiente. Es común también la presencia de pelitas masivas (Fm).

La asociación 4 se interpreta como depósitos de mantos eólicos o zonas de interduna, con presencia también de geoformas como dunas y ondulitas eólicas, formados durante los intervalos en los cuales el sistema fluvial efímero de la bajada aluvial no se encuentra activo y por ende domina la acción del viento. Se encuentran también depósitos de areniscas masivas, que se interpretan como el producto de una súbita depositación de dunas eólicas que no producen entonces estructuras sedimentarias, debido a una disminución brusca de la velocidad del agente eólico y por ende pérdida de capacidad de transporte.

Asociación de facies 5

La asociación de facies 5 conforma la última porción del perfil y está compuesta por areniscas finas y bien seleccionadas que se observan con laminación horizontal (Sh) y con estratificación entrecruzada en artesa (St). Esta asociación se interpreta como un pasaje transicional a un campo de dunas de crestas sinuosas, representado por las areniscas en artesa, con preservación de depósitos de interduna evidenciado por la presencia de areniscas con laminación horizontal.

MODELO PALEOAMBIENTAL

El análisis sedimentario se realiza en base a 78 metros de corona donde se registran cinco asociaciones de facies que representan la evolución de un ambiente de bajada aluvial intermontano semiárido, en donde el tipo de sedimentación está sujeta al agente de transporte dominante. Estos ambientes están sometidos a lluvias estacionarias cortas e intensas, que promueven la removilización del sedimento de manera súbita hacia los sectores más bajos del paisaje. Como resultado, puede removerse y transportarse una gran cantidad de material en masa desde la zona montañosa pendiente abajo, generando flujos hiperconcentrados que se frenan una vez que pierden su agua. Estos depósitos están conformados por un rango granulométrico amplio desde conglomerados gruesos hasta areniscas finas, de muy mala selección, altamente caótico y con pocas estructuras sedimentarias observables, conformando la asociación de facies 1, registrada al inicio del perfil levantado. Esta unidad posiblemente corresponda con lo que Spalletti *et al.* (2011) definen como un pasaje a términos fluvio-aluviales. Al tratarse de depósitos de flujos hiperconcentrados, su selección es pobre, presentan gran heterogeneidad de los valores de los parámetros petrofísicos de las litofacies que los componen, y su depositación es caótica y sin dirección debido a la pérdida de agua. Por estos motivos no se los consideran objetivos de buena calidad (Gao *et al.* 2021). Los sedimentos mal seleccionados en general pierden su porosidad rápidamente una vez sepultados debido a la compactación mecánica durante el soterramiento (Revil *et al.* 2002, Gao *et al.* 2020 y 2021). Además, esta asociación de facies presenta varios casos de cementación, la cual comienza desde el instante de la depositación, lo que disminuye considerablemente los valores de los parámetros petrofísicos.

El ambiente evoluciona posteriormente a sistemas fluviales efímeros de canales muy someros, generados también por las lluvias intermitentes sobre el frente montañoso, suministrando así el agua y la carga sedimentaria del sistema. Estas corrientes se desarrollan dentro de un régimen de flujo alto, generando rasgos depositacionales típicos, como facies de relleno de canal, barras longitudinales, flujos fluidos de desbordamiento no canalizados, y cuerpos de agua someros aislados, todos incluidos dentro de las asociaciones de facies 2 y 3. Es común que la energía de la corriente de estos sistemas fluviales efímeros disminuya de manera súbita, por lo que es común que además de las facies de relleno de canal, existan delgados niveles de limos y arcilla coronando cada ciclo efímero. Esta asociación de facies se corresponde con la que autores como Arregui (1993), Maretto *et al.* (2002), López *et al.* (2005) y Spalletti *et al.* (2011) atribuyen a sistemas fluviales de alto régimen y escaso confinamiento para el depocentro oriental de la Cuenca Neuquina. En estas asociaciones de facies, se destacan como objetivo de exploración las facies de relleno de canal arenoso, al presentar buena selección y un espesor alto dentro del intervalo medio a superior del perfil. Además de la mejor calidad textural, es en esta sección donde se observan evidencias de impregnaciones de hidrocarburos en areniscas y pelitas, lo que aumenta aún más el potencial de este intervalo.

Hacia el sector superior de la corona, la sedimentación del ambiente registra un pasaje desde un sistema fluvial efímero a uno predominantemente eólico, donde la acción del viento actúa como agente de transporte principal. Por ende, las geoformas desarrolladas en este sector son de tipo eólico, como dunas, zonas de interduna y mantos eólicos, representados por las asociaciones de facies 4 y 5. Estas asociaciones de facies corresponden a los depósitos de dunas eólicas, interdunas secas y húmedas y mantos de arena descriptos por autores como Arregui *et al.* (1993), Maretto *et al.* (2002), López *et al.* (2005) y Spalletti

et al. (2011). Las asociaciones de facies eólicas conforman objetivos de muy alto interés para la explotación de hidrocarburos, ya que presentan selección granulométrica muy buena y espesores altos. Su calidad textural buena se ve representada en valores altos de porosidad y permeabilidad, que pueden llegar a ser de 20% y entre cientos de miliDarcy a varios Darcy (Arregui *et al.* 2005).

5.3.3. Roca sello

El sello del reservorio de la Formación Sierras Blancas para los yacimientos descritos en el capítulo de reservorios es la Formación Catriel, y el mismo constituye un sello de extensión regional (Arregui *et al.* 2005). Los sellos regionales favorecen la concentración de hidrocarburos cuando cubren reservorios que drenan vastas áreas de roca madre hacia zonas de acumulación. Algunos ejemplos son las evaporitas de las formaciones Auquilco y Huitrín, pelitas de las formaciones Vaca Muerta y Agrio, y los niveles del miembro Catriel y la base del Grupo Neuquén (Brisson 2015).

En el yacimiento Charco Bayo – Piedras Blancas, la Formación Catriel está compuesta por areniscas eólicas verdes de grano fino a muy fino cuya porosidad se encuentra completamente obliterada por presencia de arcillas autigénicas, principalmente clorita e illita (Arregui *et al.* 1996, 2005), similar a lo hallado en los yacimientos de Los Álamos y Entre Lomas según datos de los pozos LA-3, EL-64 y EL-65, donde también se reporta cemento calcáreo. La roca presenta una porosidad de 8% y permeabilidad de 0,002 miliDarcy (Arregui *et al.* 2005), altamente impermeable, y en general su espesor es entre 30 y 60 metros, en base a datos de los pozos LA-3, EL-64 y EL-65.

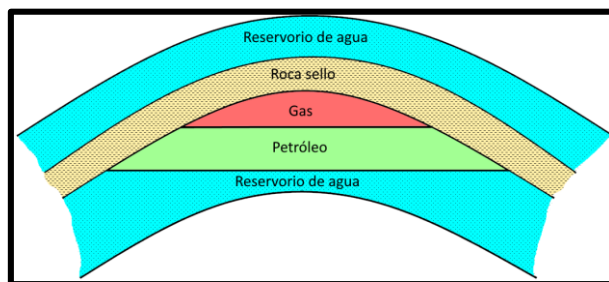


Figura 5.13: Diagrama de una roca sello sobre un reservorio.

Para migrar a través de las rocas, los hidrocarburos necesitan ejercer presión sobre los fluidos existentes en los poros para poder desplazarlos y ocupar esos espacios. En el caso de una roca sello, la presión que deberán vencer es la presión capilar de esta misma, conocida como presión capilar de entrada. La presión capilar se define como (Purcell 1949):

$$P_d = 2\gamma \cos(\theta)/R$$

Donde P_d es la presión capilar, γ es la tensión superficial entre fluidos, θ indica la medida inversa de mojabilidad y R es el radio de la garganta poral más grande. La presión capilar que deberán vencer los hidrocarburos migrando por flotabilidad es la presión capilar de la roca sello, o presión capilar de entrada. Basándose en la ecuación de Purcell (1949), esta presión capilar aumentará si los radios de las gargantas porales son pequeños, la mojabilidad disminuye, y la tensión superficial aumenta. La figura 5.13 representa un diagrama esquemático de un reservorio conteniendo gas, petróleo y agua, con un sello por encima. La flotabilidad de los hidrocarburos no puede vencer la presión capilar de entrada del sello, por lo que se acumulan en la roca reservorio.

En el yacimiento Charco Bayo – Piedras Blancas, la presión de flotabilidad de los hidrocarburos en la base de la Formación Catriel es de 69 psi en Piedras Blancas y 55 psi en Charco Bayo, mientras que la presión capilar de entrada de la formación es de 76 psi en Charco Bayo y 230 psi en Piedras Blancas (Arregui *et al.* 2005). En conclusión, la Formación Catriel se define como una roca de suficiente espesor, impermeable, de extensión regional considerable y con una presión de entrada suficiente para ser considerado un sello del sistema petrolero.

5.3.4. Trampa

El eje Charco Bayo – El Caracol es un elemento estructural de rumbo noroeste-sudeste compuesto por 6 anticlinales principales, todos con rumbo dominante noroeste-sudeste también, dentro de los cuales se encuentran los anticlinales Charco Bayo, Piedras Blancas y Entre Lomas. En los yacimientos Charco Bayo - Piedras Blancas, la estructuración es producto de esfuerzos diferenciales que generaron una falla maestra de rumbo noroeste-sureste, la cual recorre más de 25 kilómetros de distancia. La deformación resulta en dos grandes pliegues anticlinales, llamados Charco Bayo y Piedras Blancas, fallados con bloque bajo al Noreste. El rechazo varía entre unos pocos metros hacia el borde de las estructuras, y 60 a 70 metros en la zona central de las mismas. Como se puede ver en las Figuras 5.14 y 5.15, el rechazo es suficiente para que la Formación Sierras Blancas esté en contacto con la Formación Catriel y parte de la Formación Vaca Muerta (Arregui *et al.* 2005).

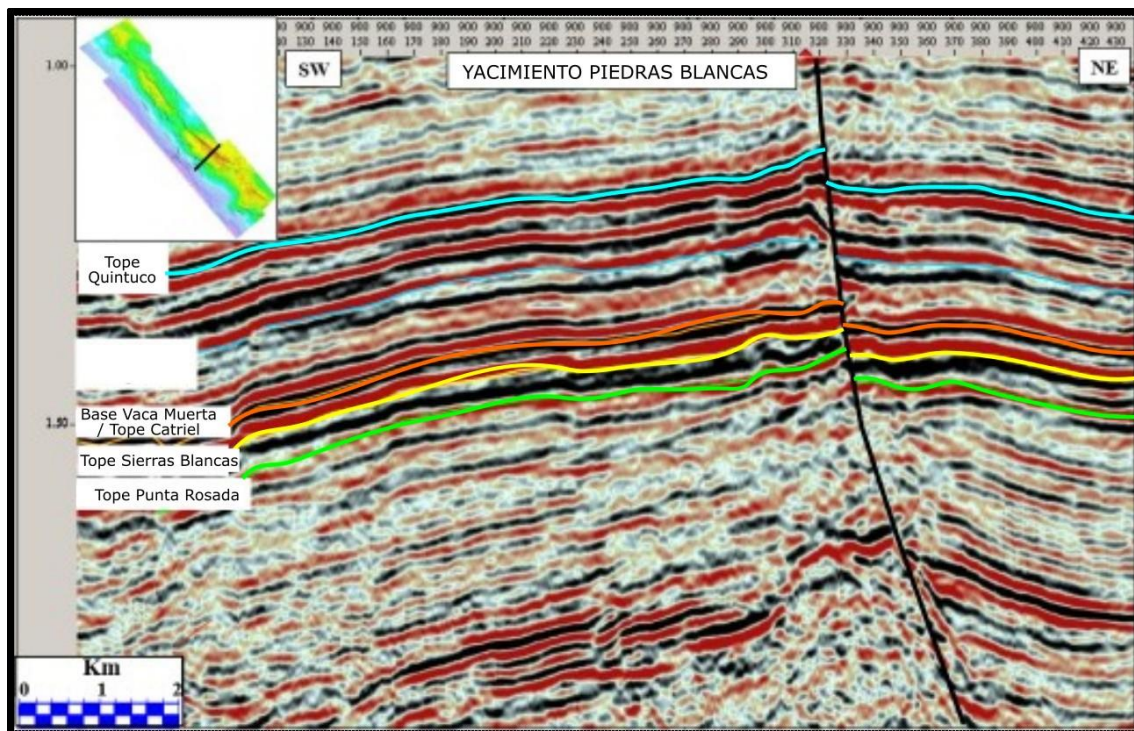


Figura 5.14: Imagen sísmica del Yacimiento Piedras Blancas, donde se puede observar el anticlinal Piedras Blancas. El mapa en la esquina superior izquierda indica la dirección noreste-suroeste de la imagen sísmica. Nótese como la Formación Sierras Blancas en el bloque suroeste se encuentra en contacto con las formaciones Catriel y Vaca Muerta del bloque noreste (tomado de Arregui *et al.* 2005).

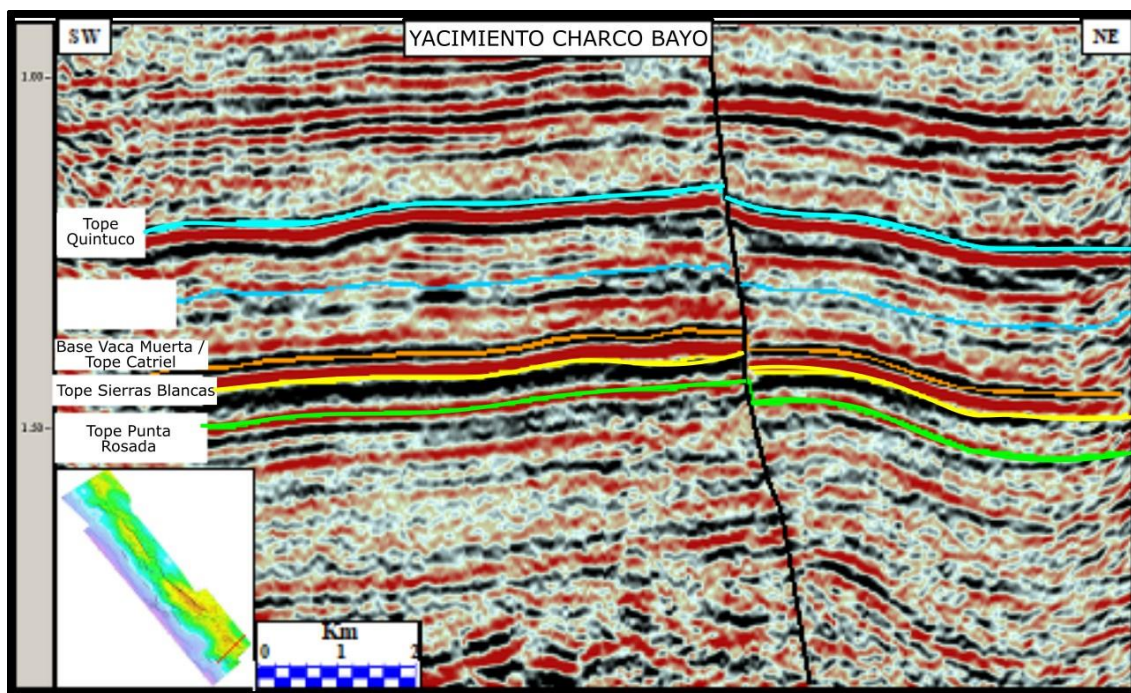


Figura 5.15: Imagen sísmica del Yacimiento Charco Bayo. El mapa en la esquina superior izquierda indica la dirección noreste-suroeste de la imagen sísmica. En este caso se observa el anticlinal Charco Bayo, cuyas características son similares a Piedras Blancas (tomado de Arregui *et al.* 2005) .

Según la clasificación de Levorsen (1967), la trampa de estos yacimientos se considera de tipo estructural (Maretto *et al.* 2002). Arregui *et al.* (2005), según la clasificación de Vincelette *et al.* (1999), la caracteriza como una trampa estructural, de régimen de pliegue, y de clase anticlinal local limitado por falla.

La estructuración en el yacimiento Entre Lomas (Figuras 5.16 y 5.17) se genera por la elevación de un bloque mediante una falla maestra extensional de basamento, provocando un pliegue anticlinal por arrastre de 12 kilómetros de largo y 1 kilómetro de ancho, donde el máximo relieve se genera en la zona de mayor rechazo, entre 90 y 100 metros. El bloque alto genera un entrapamiento primario pendiente arriba, con un sello contra la falla, y es en este bloque donde se confina la producción principal de petróleo del yacimiento en la Formación Quintuco. El bloque bajo contiene producciones de gas situadas en la formación Punta Rosada, y dentro de este bloque en el sector de Lomas de Ocampo (Figura 1.3) existen producciones de petróleo en la formación Quintuco (Arregui *et al.* 2005). Como se puede observar en las figuras 5.16 y 5.17, nuevamente en este sector se ponen en contacto la Formación Sierras Blancas con porciones de las formaciones Vaca Muerta y Catriel. Según la clasificación de Levorsen (1967) esta trampa se considera de tipo estructural, tanto para los sistemas del bloque alto y del bloque bajo. Arregui *et al.* (2005), según Vincelette *et al.* (1999), clasifica a la trampa del bloque alto como estructural, provocada por un régimen de falla, de clase normal, familia extensional, y subfamilia *fault forced fold*. El bloque bajo, por otro lado, es estructural, de régimen de fallas antitéticas, clase normal, familia extensional y subfamilia anticlinal por *rollover*.

El yacimiento Borde Mocho es similar al modelo de entrapamiento de las zonas previamente descriptas. Consiste en dos anticlinales escalonados, con cierres en sus cuatro direcciones originados a expensas de fallas antitéticas a la estructuración regional directas de rumbo noroeste-sudeste. Los pliegues se forman sobre el bloque alto, sobre el

hombro de la falla, del estilo *fault forced fold*. El bloque alto, ubicado en ambos casos hacia el suroeste, es de 1,8 kilómetros de largo y 0,7 kilómetros de alto en el anticlinal norte, y de 1,4 kilómetros de largo y 0,4 kilómetros de ancho para el anticlinal sur. El rechazo máximo es de 35 metros para la Formación Sierras Blancas, y enfrenta lateralmente y verticalmente a esta formación con la Formación Catriel del bloque bajo, conformando el sello de la trampa (Arregui *et al.* 2005). Según la clasificación de Levorsen (1967) la trampa es de origen estructural, y según Vincelette *et al.* (1999) se trata de una trampa estructural, de régimen de falla, clase normal, familia extensional y subfamilia *fault forced fold* (Arregui *et al.* 2005).

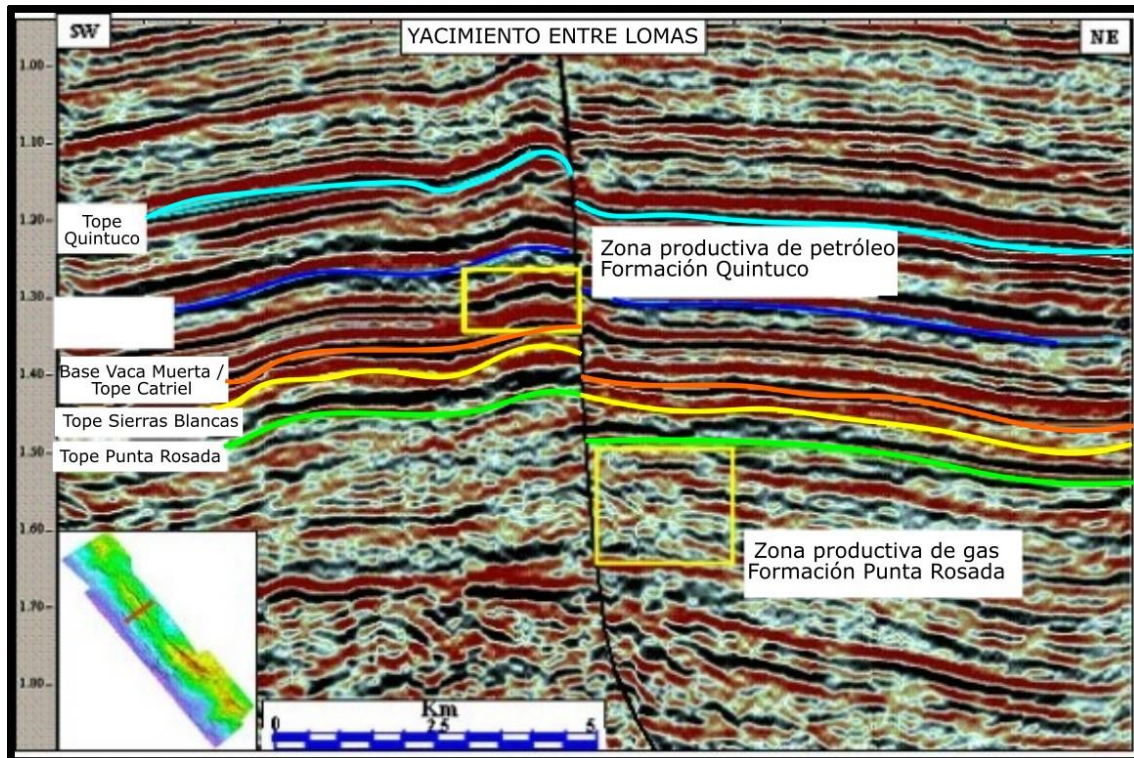


Figura 5.16: Imagen sísmica del Yacimiento Entre Lomas. El mapa en la esquina inferior izquierda indica la dirección noreste-suroeste de la imagen sísmica. El anticlinal por arrastre se genera en el bloque alto hacia el suroeste, y es en ese lugar donde se encuentra la producción de petróleo. En el bloque noroeste se encuentra una zona productiva de gas (tomado de Arregui *et al.* 2005).

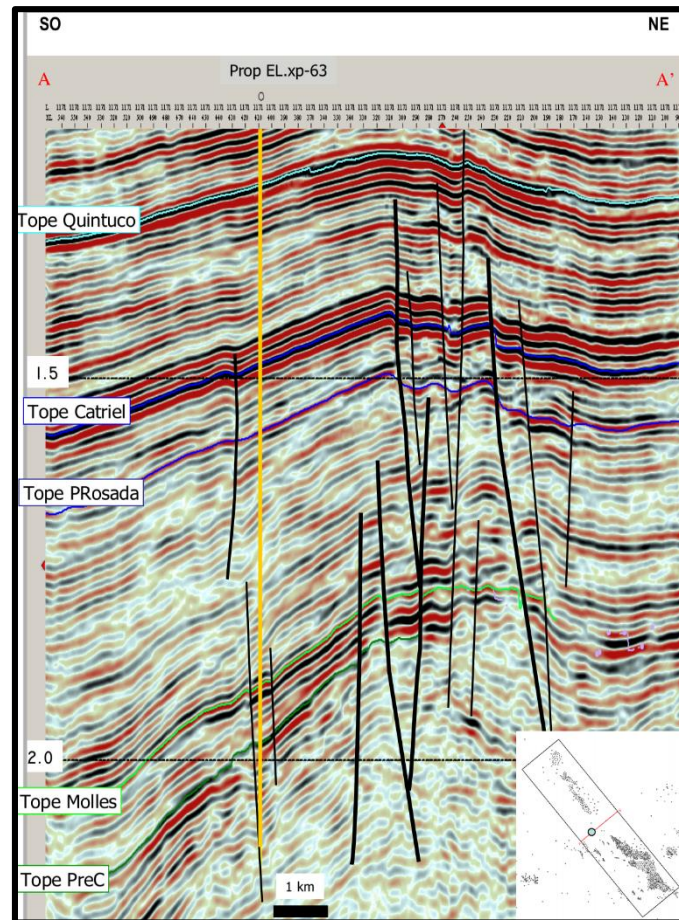


Figura 5.17: Imagen sísmica del yacimiento Entre Lomas a la altura del pozo EL.xp-63. El mapa en la esquina inferior derecha indica la dirección noreste-suroeste de la imagen sísmica. Se pueden observar fallas extensionales que provocan la estructuración del yacimiento. Imagen tomada de la propuesta de perforación de la empresa PELSA, obtenida a través de la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de Neuquén.

5.3.5. Roca de carga geostática

En la región de estudio, se considera roca de carga geostática a todas las rocas por encima de la Formación Vaca Muerta. Según la información provista por los pozos EL-64, EL-65 para el yacimiento Entre Lomas, y el pozo LA-3 para el yacimiento Los Álamos, esto corresponde a 746 metros de rocas del Grupo Neuquén, seguidas por 250 metros de espesor de la Formación Rayoso, 844 metros de rocas de la Formación Centenario y finalmente 384 metros correspondientes a la Formación Quintuco antes de llegar al techo de la Formación Vaca Muerta.

5.3.6. Procesos del sistema petrolero

- Generación, migración y acumulación

La Formación Vaca Muerta comenzó a generar y expulsar petróleo hace unos 80 millones de años (Cruz *et al.* 2002, Stinco y Mosquera 2003). Dentro de la Formación Sierras Blancas en la región nororiental, los hidrocarburos volumétricamente más importantes son petróleos producidos por la Formación Vaca Muerta en una ventana de generación media de petróleo, de reflectancia de la vitrinita entre 0,7 y 1,0%, denominados “negros” (Cruz *et al.* 2002, Arregui *et al.* 2005) o de “plataforma nororiental” (Figura 5.19) (Villar *et al.* 1998, Legarreta *et al.* 1999). A su vez, existen contribuciones menores de petróleos también de la Formación Vaca Muerta en estadios de madurez térmica mayor, llamados de tipo “engolfamiento” (Legarreta *et al.* 1999, Cruz *et al.* 2002), provenientes del centro de cuenca.

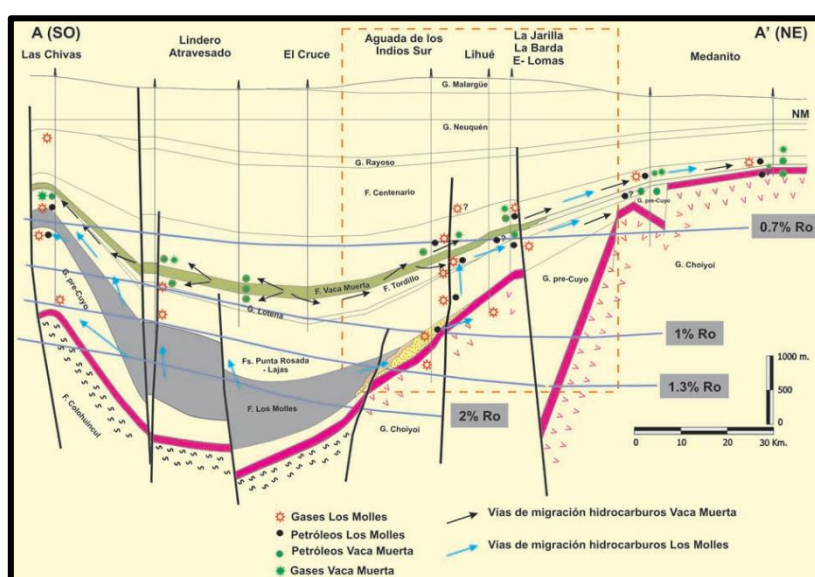


Figura 5.18. Sección estructural esquemática que muestra la migración de los hidrocarburos generados por las formaciones Vaca Muerta y Los Molles. Nótese la migración lateral de los petróleos de la Formación Vaca Muerta originados en el centro de cuenca hacia el noreste a través de la Formación Tordillo (tomado de Mosquera *et al.* 2008).

Los hidrocarburos expulsados en las regiones centrales de la Cuenca Neuquina tienen acceso a vías de migración a través de las formaciones Sierras Blancas y Quintuco, las cuales presentan excelentes condiciones petrofísicas en la mayoría de los casos (Arregui *et al.* 2005), permitiendo que migren hacia los sectores de la plataforma nororiental ubicados a 70 kilómetros de distancia (Cruz *et al.* 2002, Stinco y Mosquera 2003, Mosquera *et al.* 2008). Estos hidrocarburos finalmente se acumulan en la Formación Sierras Blancas en los yacimientos previamente descriptos, conformando el sistema petrolero de Vaca Muerta y Sierras Blancas.

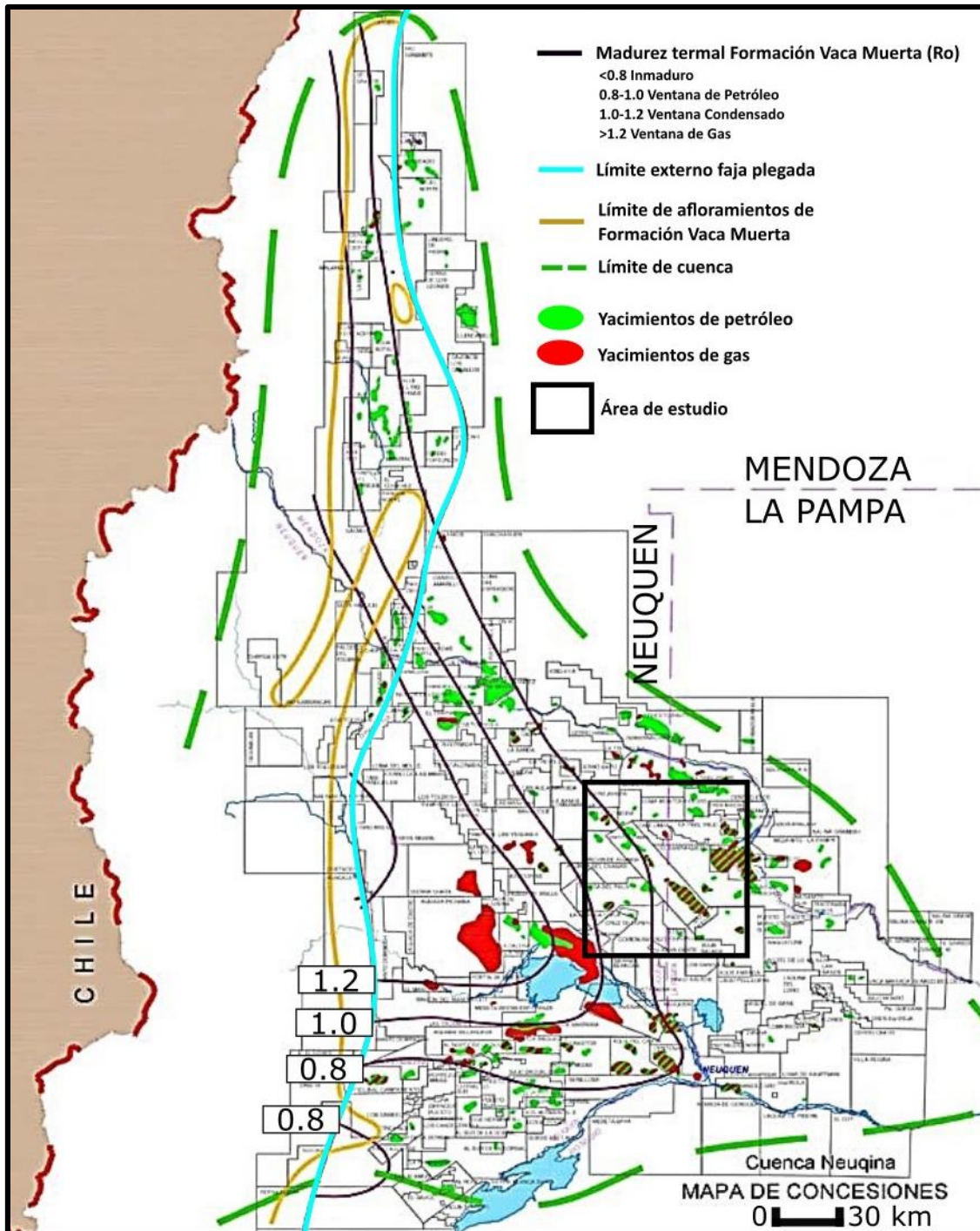


Figura 5.19. Mapa de madurez térmica de la Formación Vaca Muerta y distribución de campos petroleros y de gas. Nótese como en la zona de estudio la madurez térmica se encuentra entre las curvas de 0,8 o menor y 1, características de los petróleos “nororientales”, mientras que hacia el centro de la cuenca la madurez térmica aumenta (modificado de Stinco y Barredo 2014a).

5.3.7. Análisis de registros a pozo abierto de los pozos presentados

Debido al carácter subsuperficial de las formaciones de interés, es necesario recurrir a estudios de técnicas petrofísicas como registros de perfilajes de pozo abierto para poder conocer las características de interés de las rocas y los fluidos que atraviesan al mismo. Estos registros luego se comparan con el perfil Selley para caracterizar el intervalo levantado, y luego sacar conclusiones respecto a niveles particulares de interés.

Para los fines de este trabajo, se dispone de varios datos. En primer lugar, se cuenta con varios registros de pozo abierto para la caracterización. Registros como Gamma Ray (GR, GRCORE), SP (SPEDIT_NRM), resistividad profunda (RESD), conductividad profunda (CILD) y registro sónico de onda compresional (DT) (Figura 5.20). Además, se cuentan con registros de pozos aledaños para poder realizar correlaciones con el pozo estudiado.

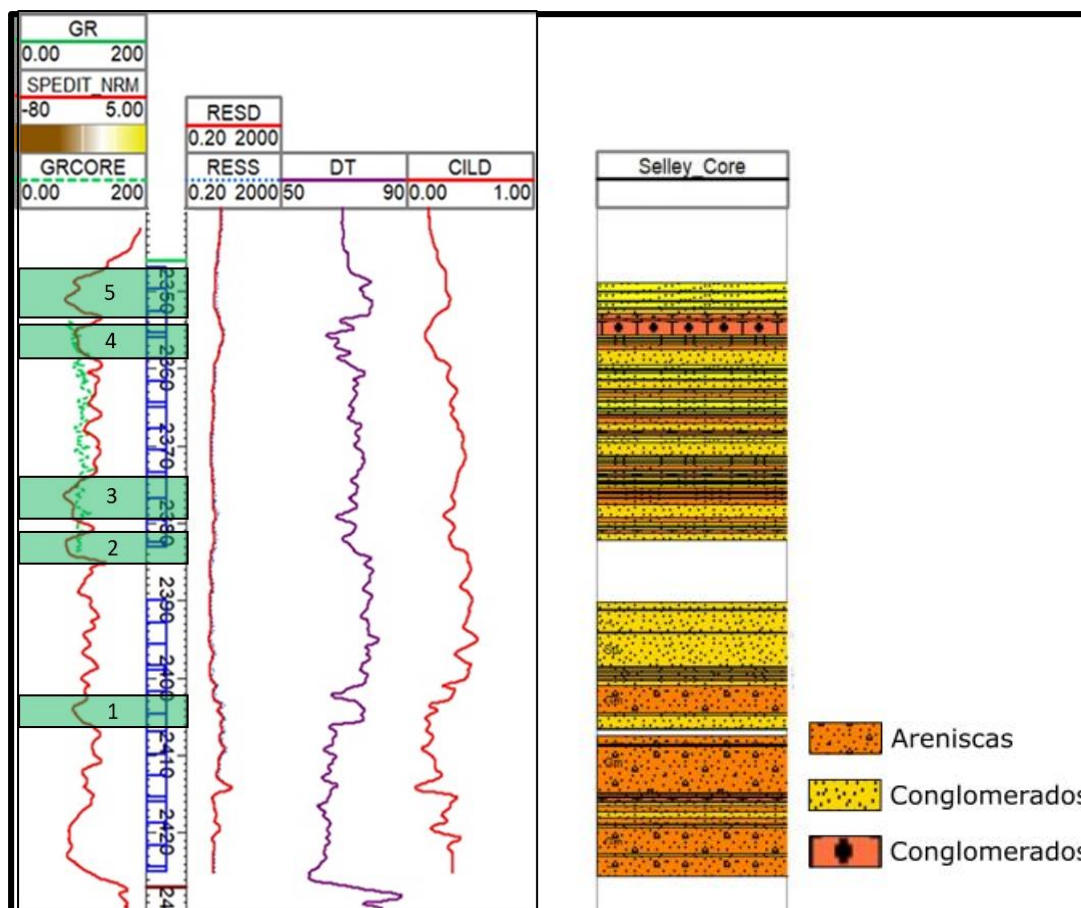


Figura 5.20: Registros GR, SP, RESD, RESS, DT y CILD tomados del pozo de estudio, junto con un perfil Selley. Todos estos registros se hacen en pozos abiertos.

Posteriormente, se incluyen varias mediciones de porosidad y permeabilidad de las formaciones a diferentes profundidades del pozo (Figura 5.23), y con estos valores se confeccionaron gráficos (*crossplot*) de permeabilidad versus porosidad en función del tipo de roca muestreada (Figura 5.24). Finalmente, se cuenta con cinco muestras a las cuales se le realizaron estudios de difracción de rayos X (DRx), por lo que se cuenta con valores de componentes de la roca total como cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa, calcita, dolomita, anhidrita, piritita y arcillas (Tabla 8).

5.3.7.1. Análisis de registro Gamma Ray y litología del pozo EL.xp-63.

El método de perfilaje Gamma Ray (GR) fue introducido a fines de 1930 como el primer método de registro no eléctrico e inmediatamente fue considerado de gran utilidad para distinguir formaciones con bajo contenido de arcilla (limpias) de formaciones más arcillosas. La metodología se basa en detectar la radiación gamma natural de la formación a partir del decaimiento de isótopos radiactivos como el ^{40}K , ^{232}Th y ^{238}U , los cuales tienden a concentrarse en ciertos minerales. La medición se hace bajando una herramienta como por ejemplo un detector de centelleo por el pozo y registrando la variación de los

rayos gamma con la profundidad. Cuando un rayo gamma es detectado, la herramienta genera un centelleo de luz ultravioleta lo cual se traduce como un pulso eléctrico el cual es ‘contado’ por la herramienta. Normalmente, se utilizan unidades API, que se basan en una formación patrón irradiada artificialmente, construida en la Universidad de Houston (Ellis y Singer 2008). El perfil GR se ha utilizado principalmente para correlacionar formaciones entre pozos, identificar litologías, y para hacer una estimación aproximada del volumen de arcillas presentes en una formación.

La mayor fuente de radiación dentro de las formaciones es el potasio. En rocas sedimentarias, los minerales que lo contienen incluyen evaporitas como la Silvina, la Kainita, la Langbeinita, feldespatos potásicos, micas, Illita y Glauconita. Los minerales conteniendo uranio y torio, por otro lado, son más raros, producto de la precipitación de sales de uranio, mientras que el torio normalmente se asocia a minerales pesados, como Monacita y Zircón (Ellis y Singer 2008). Una roca de arcilla promedio, por ejemplo, contiene 6 ppm uranio, 12 ppm torio y 2% potasio (Bateman 2015). A continuación, se presenta un gráfico de un registro GR teórico en donde se pueden ver las respuestas esperadas de cada tipo de roca (Figura 5.21).

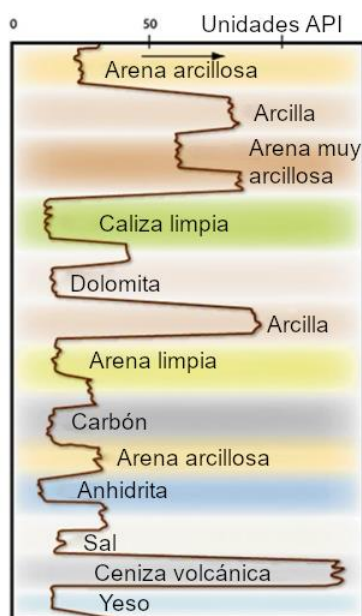


Figura 5.21: Registro GR teórico donde se muestra la respuesta del perfilaje frente a diferentes litologías (tomado de Bateman 2015).

El perfilaje GR y GRCORE del pozo de estudio se realizó únicamente entre los 2354 metros bajo boca de pozo (mbbp) y los 2384 mbbp, no abarca todo el perfil realizado. La escasa variabilidad en el registro indica que la sección correspondiente al testigo corona tiende a ser muy homogénea.

5.3.7.2. Análisis de los registros SP, sínico, de resistividad y conductividad, porosidad y permeabilidad.

El registro SP (*spontaneous potential*), o de potencial espontáneo, es una medida de tipo pasiva de voltaje dentro del pozo producto de la diferencia de salinidad que existe entre el agua de formación (R_w) y la del lodo de perforación (R_{mf}). El procedimiento consiste en bajar un electrodo por el pozo y medir los cambios de voltaje relativos a un electrodo en la superficie, con unidades en milivoltios. Se analizan las deflexiones de la curva, ya

que están asociadas a las características de permeabilidad y porosidad de la roca. A su vez, los trayectos rectos implican que en esa zona la formación es impermeable. Observando un registro teórico (Figura 5.22), se puede notar como partiendo de una arcilla impermeable, durante la transición a una formación permeable con agua dulce, la curva se deflecta hacia la derecha, es decir, a valores más altos de SP, producto de la alta resistividad de la misma. En cambio, si la transición es hacia una formación permeable con agua con mayor salinidad que el lodo, la curva se desplaza hacia la izquierda.

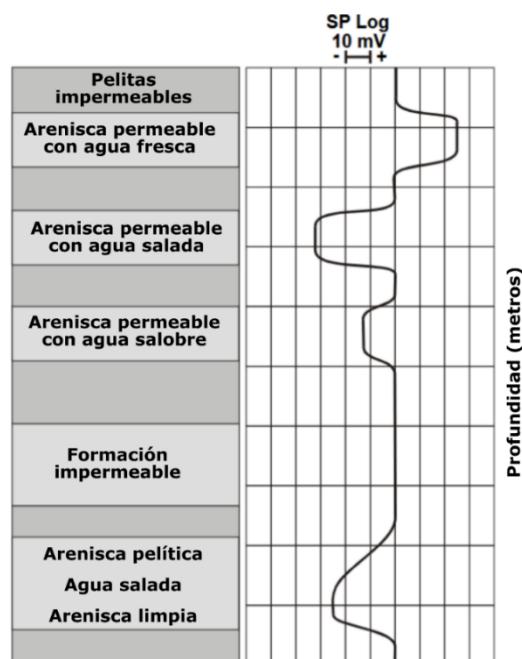


Figura 5.22: Registro SP teórico ideal conformado por pelitas impermeables y areniscas permeables con diferentes fluidos, y sus efectos en la curva de potencial espontáneo.

Generalmente, previo a la interpretación de un registro SP se define una línea de base de arcillas, que indica un nivel típico de SP para este tipo de rocas que se determina comparando el registro de SP con el de GR. Este tipo de registros son útiles para correlacionar entre diferentes pozos, es un indicador de litologías, permite inferir la calidad de las rocas con respecto a la porosidad y permeabilidad, y también determinar la resistividad del agua de formación para estimar la salinidad de la misma.

Respecto al perfil SP del pozo de estudio presentado en este trabajo, resulta complejo un análisis en comparación al registro de GR ya que este último solamente se realizó dentro de un rango acotado, entre 2354 mbbp y 2384 mbbp. Las deflexiones de la curva del perfil SP en la figura 5.20 indican varios bancos permeables, como hacia 2405 mbbp, 2383 mbbp, 2377 mbbp, y hacia el tope del pozo en 2355mbbp y 2350mbbp, marcando 5 secciones posibles. En todos estos sectores el registro SP presenta deflexiones marcadas. Además, si se observa el perfil Selley de esa misma figura, se puede notar que todos coinciden con bancos de areniscas, posiblemente limpios y permeables.

El registro sísmico o acústico (DT) es un tipo de registro en donde un instrumento, conocido como transmisor, emite una señal (onda) la cual atraviesa la formación de estudio y luego es detectada por un receptor. Entre los tipos de ondas detectadas se diferencian las ondas compresionales, las ondas de *shear* y las ondas Stoneley. El dato que se obtiene es el tiempo que demoran las ondas en realizar el viaje a través de la

formación, o ΔT . La velocidad compresional de una onda acústica en un fluido es menor que la velocidad de esa misma onda en una roca. Si existe un espacio poral en la roca relleno por un fluido, la energía acústica tardará más tiempo en llegar desde el transmisor hasta el receptor. La velocidad de la onda registrada es un valor que combina las velocidades a través de la parte sólida de la formación, como la roca o la matriz, y el fluido poral. A su vez, el tiempo de viaje (ΔT) está influenciado por la litología de la formación y la presión poral de confinamiento.

El registro sísmico puede ser utilizado como indicador de porosidad mediante una relación empírica conocida como la ecuación de Wyllie (Wyllie *et al.* 1958), la cual relaciona el tiempo de tránsito de ondas compresionales con la porosidad:

$$\varphi_s = \frac{\Delta T_{log} - \Delta T_{ma}}{\Delta T_{fl} - \Delta T_{ma}}$$

- φ_s indica porosidad derivada del registro sísmico.
- ΔT_{log} es el tiempo de tránsito por intervalo en la formación en $\mu\text{seg/pie}$.
- ΔT_{ma} es el tiempo de tránsito por intervalo en la matriz en $\mu\text{seg/pie}$.
- ΔT_{fl} tiempo de tránsito por intervalo en el fluido de formación en $\mu\text{seg/pie}$.

Si se calculan los diferentes tiempos de tránsito por intervalos, formación, matriz y fluido de formación, es posible entonces calcular la porosidad a partir del registro sísmico. En este trabajo se toman los siguientes valores para realizar los cálculos:

- $\Delta T_{ma} = 55 \mu\text{seg/pie}$
- $\Delta T_{fl} = 189 \mu\text{seg/pie}$ (utilizada para fluidos de perforación frescos)

Finalmente, se utiliza el registro sísmico referenciado en la figura 5.20 para obtener los valores de ΔT_{log} en las secciones previamente mencionadas: 2405 mbbp (1), 2383 mbbp (2), 2377 mbbp (3), 2355 mbbp (4) y 2350 mbbp (5), y se calculó la porosidad en cada uno de esos niveles, dando como resultado porosidades de 15,84%, 12,99%, 12,85%, 7,13% y 14,98% respectivamente.

Es posible también correlacionar el registro sísmico con el registro de resistividad y por ende su inversa, el registro de conductividad. El registro de resistividad consiste en caracterizar la impedancia al flujo de corriente eléctrica de una formación. Los registros de resistividad brindan información sobre la porosidad de una formación, la saturación en agua y la presencia de hidrocarburos. Una roca porosa que contiene hidrocarburos o agua dulce, por ejemplo, presentará una resistividad alta y conductividad baja, ya que no contiene sal disuelta en sus fluidos de formación. Por otro lado, si esa misma roca contiene agua salada, el resultado será opuesto. Finalmente, si la roca no es porosa, su resistividad será alta debido a que no hay fluidos que conduzcan el flujo eléctrico.

En la figura 5.20 se puede observar hacia los 2355 mbbp una disminución del ΔT y un aumento de la resistividad, los cuales coinciden con un banco de conglomerados en el perfil Selley local. Lo mismo ocurre en la parte basal del perfil: son mayoritariamente conglomerados, y en los registros los valores de ΔT y de conductividad son bajos con relación a niveles más altos donde comienzan a aparecer areniscas. Una posible interpretación es que las rocas compuestas por conglomerados presenten porosidades menores que las de areniscas.

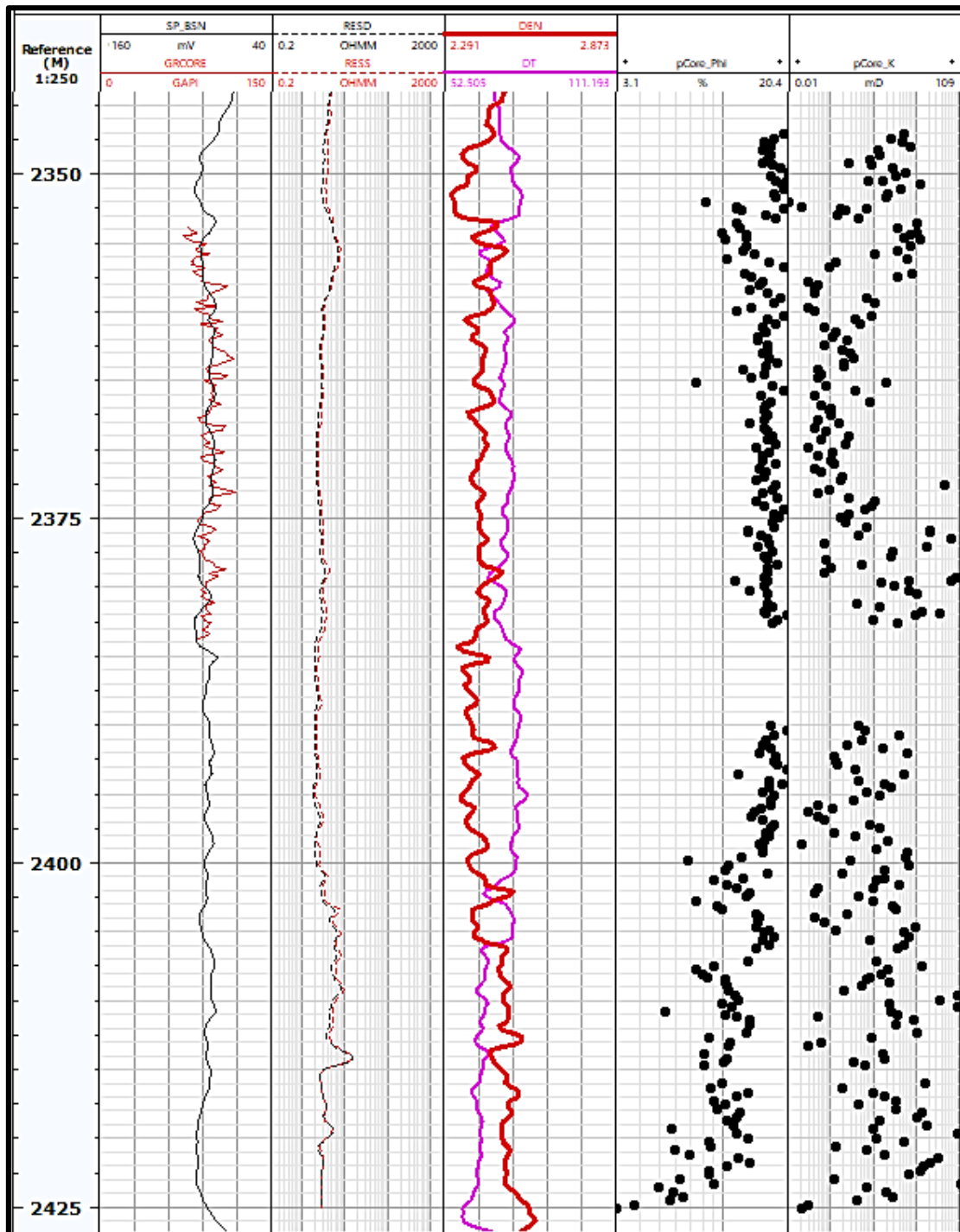


Figura 5.23: Registro SP, GR, RESD, DEN, DT, y valores medidos de porosidad y permeabilidad a diferentes profundidades.

La figura 5.23 incluye valores de porosidad y permeabilidad calculados a diferentes profundidades del pozo de estudio. La porosidad en los sectores más profundos del perfil presenta valores bajos. Hacia los 2400 mbbp la misma asciende y toma sus valores máximos. Por lo tanto, la interpretación realizada previamente en base al registro acústico, de resistividad y de conductividad es correcta, los bancos de conglomerados son en general menos porosos. Además, los valores de porosidad de la figura 5.23 se correlacionan bien con aquellos calculados mediante la ecuación de Wyllie. La permeabilidad, por otro lado, comienza con valores dispersos hasta los 2375 mbbp. Luego

los valores se vuelven consistentemente bajos, y vuelven a aumentar hacia los 2360 mbbp en adelante. Este intervalo coincide con bancos alternados de areniscas y conglomerados.

Se puede además realizar un gráfico (*crossplot*) de permeabilidad vs porosidad, y se incluye el dato de la litología en cada punto graficado (Figura 5.24).

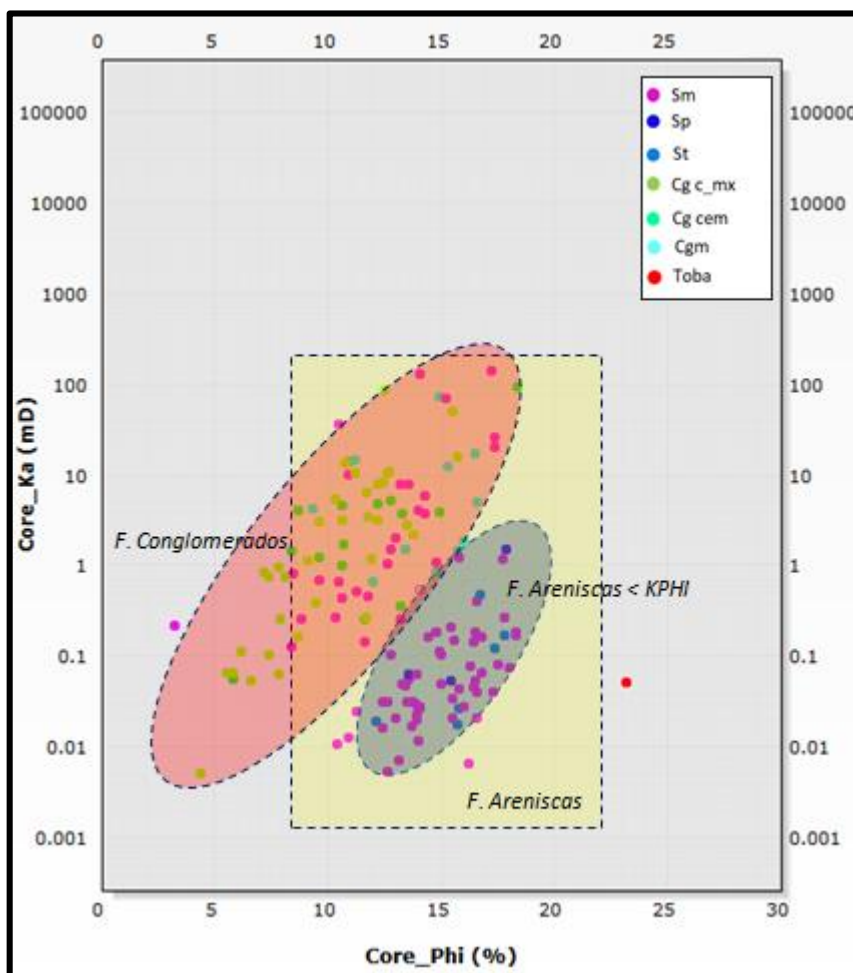


Figura 5.24: Gráfico de porosidad (eje x) versus permeabilidad (eje y) del pozo de estudio con litología referenciada para cada punto del gráfico. Sm: arenisca masiva. Sp: arenisca con estratificación entrecruzada tabular planar. St: arenisca con estratificación en artesa. Cg c_mx: Conglomerado matriz-soportado. Cg cem: Conglomerado clasto-soportado (cemento). Cgm: conglomerado masivo.

Como se observa en la figura 5.24, los valores de porosidad varían entre 5% y 20%, concordantes con lo obtenido mediante la ecuación de Wyllie, mientras que los valores de permeabilidad en general varían entre los 0,01 y 100 miliDarcies, con la mayoría de los puntos entre 0,1 y 10 miliDarcies. En general, los parámetros son consistentes con los obtenidos por otros autores en estudios petrofísicos de la Formación Sierras Blancas en la región de Entre Lomas, y también con los datos de pozo obtenidos de la Secretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de Neuquén (véase Capítulo 5.3.2.). Se puede observar que, si bien los conglomerados (F. Conglomerados) presentan una mayor variabilidad en su permeabilidad, los porcentajes de porosidad se encuentran en un rango menor comparativamente a las facies de areniscas, consistente con el análisis de registro sísmico, de resistividad y conductividad. Las areniscas, por otro lado, presentan un comportamiento bimodal de la permeabilidad. Las más permeables (F. Areniscas < KPHI) tienen también mayor porosidad, en tanto que las menos permeables (F. Areniscas)

registran valores menores de porosidad. No obstante, las facies de areniscas se caracterizan por presentar porosidades iguales o mayores que el valor medio de los conglomerados.

Es también importante tener en cuenta los tipos y porcentajes de arcilla y cemento que se encuentran en los diferentes niveles del pozo analizado (Tabla 8). La porosidad puede verse obliterada por cementación y la presencia de arcillas que ocupan el espacio poral. La permeabilidad, por su parte, puede disminuir producto de la presencia de illita.

Muestra	# Carrera	Profundidad (m)	Prof. Sugerida (m)	% Roca Total (%)								% Arcillas (%)						
				Qz	Fd	Plg	Calcita	Dolomita	Anhidrita	Pirita	Arcillas	Caolinita	Clorita	Illita	Esmeclita	I ll/Sm	Micas	Ceolitas
1.00	9	2349,60	2349,50 - 2349,60	2349,55	22	46	17	1	5		9		45	55				
2.00	12	2350,50	2350,43 - 2350,57	2350,50	17	33	25	1	15		9		35	65				
3.00	15	2351,40	2351,35 - 2351,44	2351,39	26	43	12		7		12		57	43				
5.00	28	2355,57	2355,53 - 2355,63	2355,58	37	29	9	5	12		8		57	43				
7.00	107	2379,66	2379,63 - 2379,74	2379,68	22	11	6	12	46		3		44	56				

Tabla 8: Resultados de DRx en cinco muestras tomadas sobre el pozo de estudio

La muestra 7.00, tomada a 2379,68 mbbp, presenta un 3% de contenido de arcilla total y coincide con los valores de permeabilidad mayores (Figura 5.23). El resto de las muestras, tomadas por encima de los 2355,58 mbbp, presentan valores comparativamente mayores de arcilla total y valores de permeabilidad menores. Por ende, la mayor proporción de minerales arcillosos, principalmente illita, afecta los valores de permeabilidad de manera negativa. A su vez, el ambiente sedimentario de la formación de interés corresponde a una bajada aluvial, donde los procesos de diagénesis como la cementación se inician inmediatamente después de la depositación de los sedimentos, lo que puede provocar una disminución de los parámetros petrofísicos debido a la oclusión de poros por cementación. Esto resulta claro al ver los porcentajes de roca total en la tabla 8; la anhidrita y la calcita presentan valores elevados en todos los casos.

A continuación, se muestran los perfilajes de interés de los pozos EL-64, EL-64 y LA-3. Los datos de estos pozos fueron obtenidos a partir de la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de Neuquén

EL-64

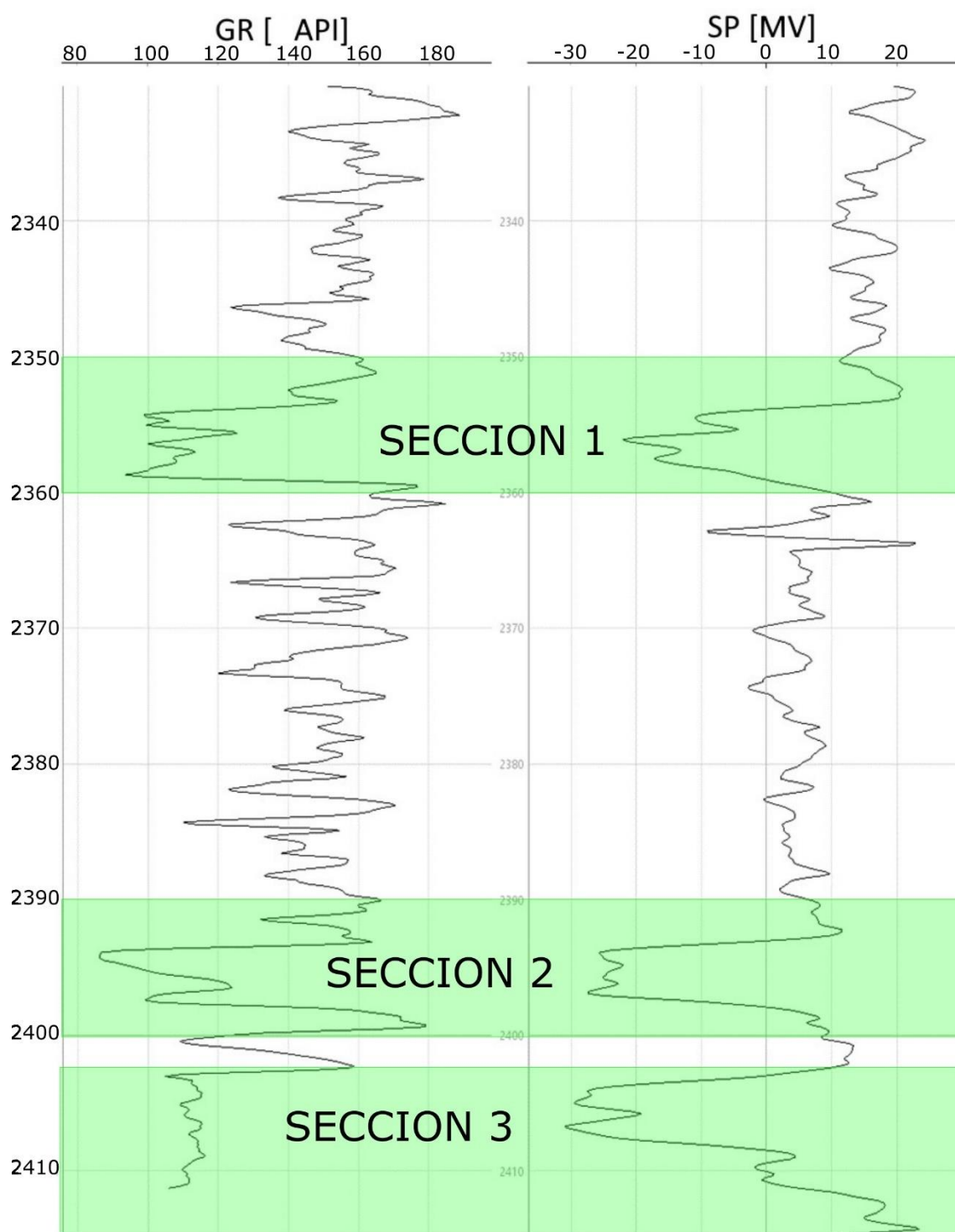


Figura 5.28: Registros GR y SP del pozo EL-64. El perfil GR indica tres secciones de litología limpia, es decir, con valores API comparativamente bajos. En estos tres intervalos, el voltaje disminuye a valores de hasta -20 milivoltios lo que indica posible presencia de agua salada.

El perfil GR (Figura 5.28) se caracteriza por presentar inflexiones con valores API que varían entre 180 y 90. Esto sugiere que se hallan litologías arcillosas y limpias en este tramo bien delimitadas, ya que las inflexiones son claras.

Se notan tres diferentes niveles de interés: Entre 2350mbbp y 2360mbbp (Sección 1), entre 2390mbbp y 2400mbbp (Sección 2), y 2402mbbp en adelante (Sección 3). En todos estos intervalos se nota caída de los valores API lo que estaría indicando presencia de litología arenosa. A su vez, el gráfico de permeabilidad (Figura 5.30) únicamente presenta valores altos de hasta 6 miliDarcy para esos sectores, y lo mismo ocurre con la porosidad la cual aumenta con la profundidad. El resto del perfil presenta permeabilidades muy bajas, por lo cual se descarta desde un punto de vista de interés petrofísico.

Esos tramos mencionados coinciden con sectores donde el voltaje del perfil SP (Figura 5.28) presenta valores negativos, lo cual indica que los poros de estos niveles arenosos están rellenos por agua salada. Los gráficos de resistividad (Figura 5.29) para los intervalos analizados presentan valores de resistividad entre 3 ohm*m y 7 ohm*m. Estos son bajos y corresponden a agua salada.

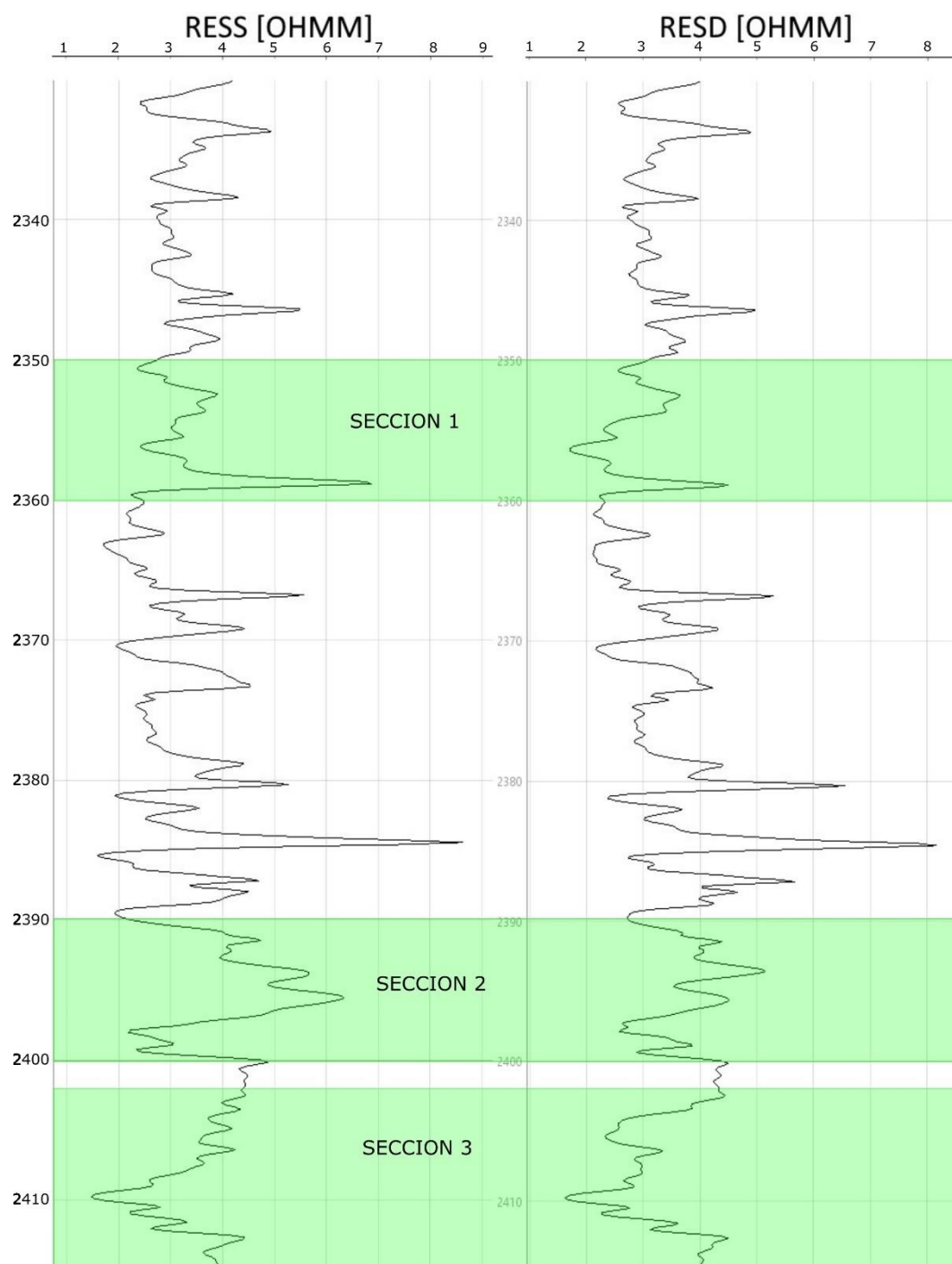


Figura 5.29: Registros de resistividad somera (RESS) y resistividad profunda (RES D) en el pozo EL-64. En las tres secciones analizadas la resistividad somera y la profunda presentan leves diferencias de valores $\text{ohm} \cdot \text{m}$. Considerando la buena porosidad y permeabilidad de estos niveles (Figura 5.30) es posible que sean evidencia de invasión de lodo.

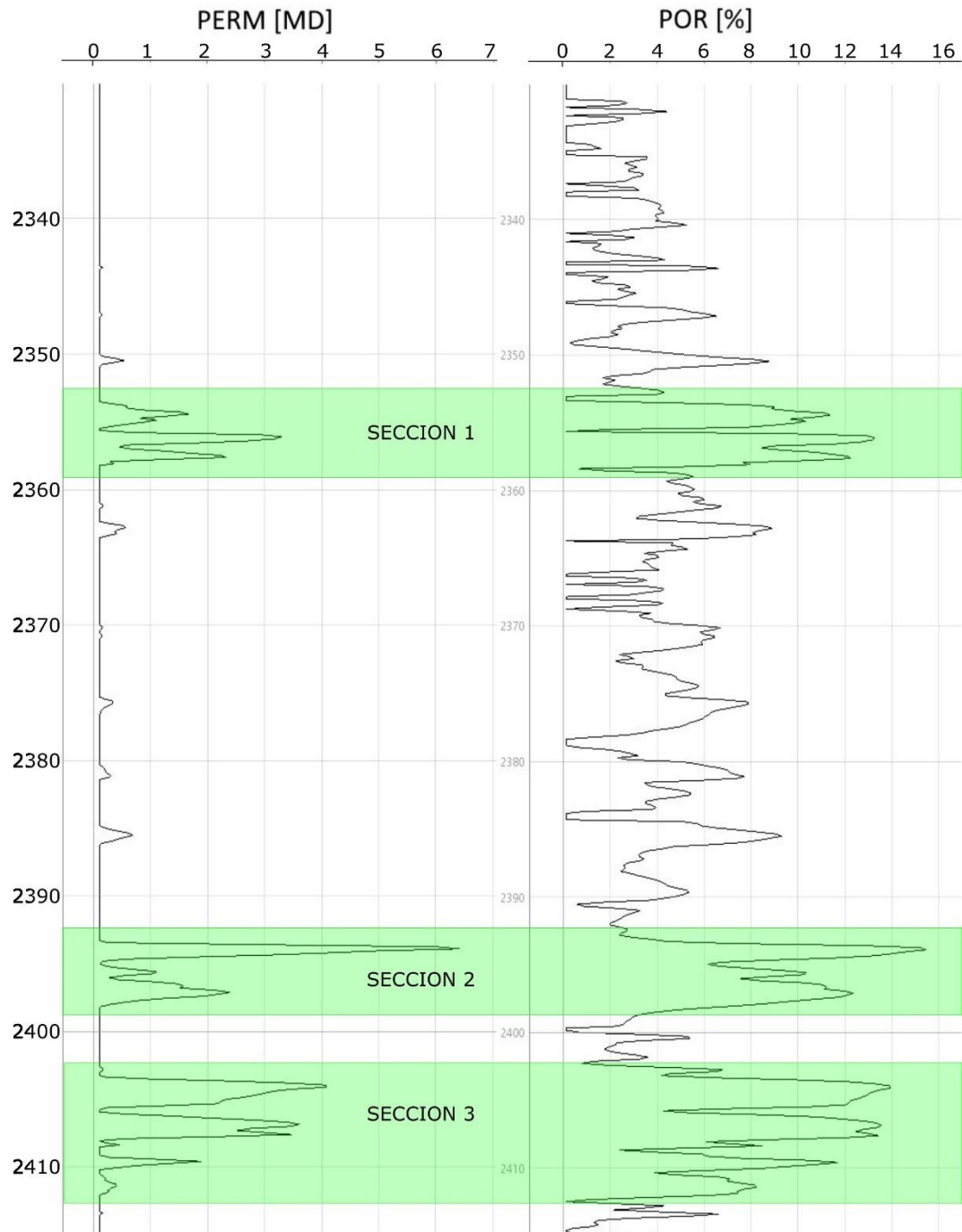


Figura 5.30: Registros de permeabilidad y porosidad efectiva del pozo EL-64. Tanto la porosidad y la permeabilidad son máximas en los intervalos analizados, apoyando la interpretación de que son bancos de areniscas.

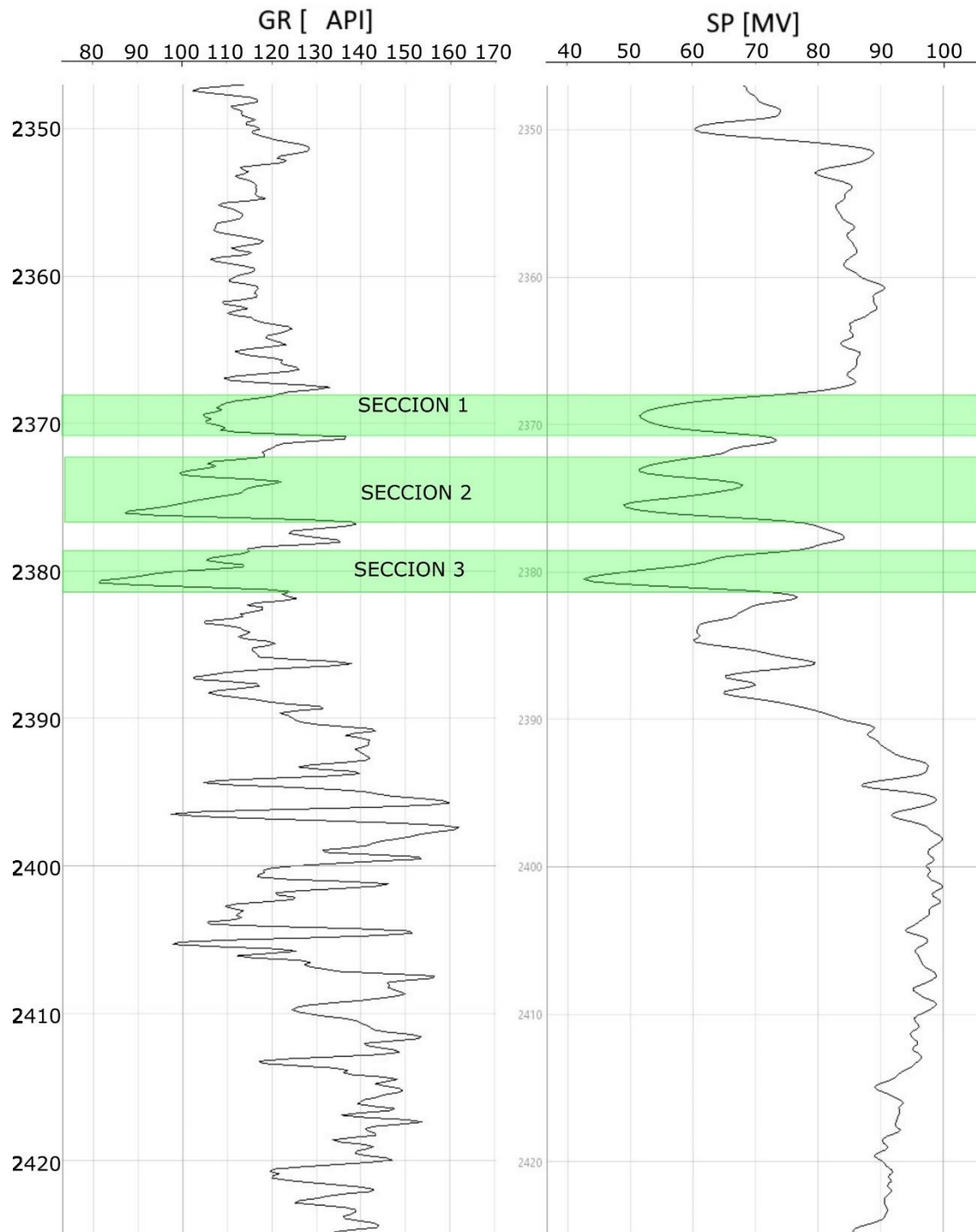
EL-65

Figura 5.31: Registros GR y SP del pozo EL-65. El perfil GR indica tres secciones de interés donde se observa la presencia de litología limpia. El perfil SP indica que en esos tres intervalos el milivoltaje disminuye en comparación con el resto del perfil.

Los valores de GR (Figura 5.31) aumentan progresivamente con la profundidad lo que indicaría un pasaje hacia litologías donde las arcillas son más preponderantes. El registro SP (Figura 5.31) inicia con valores de 70 milivoltios los cuales ascienden entre 2350mbbp y 2368mbbp. Decrecen entre 2370mbbp y 2380mbbp y finalmente ascienden progresivamente hasta sus valores máximos de 100 milivoltios.

En base los perfiles GR y SP se registran tres intervalos de interés: el primero entre 2368mbbp y 2371mbbp (Sección 1), el segundo entre 2372mbbp y 2376mbbp (Sección 2) y el tercero entre 2379mbbp y 2381mbbp (Sección 3). En todos estos niveles se registran litologías limpias (valores API bajos) y la curva SP se deflecha hacia valores menores de hasta 50 milivoltios lo que indica presencia de aguas saladas. A su vez, si se analizan los gráficos de permeabilidad y porosidad (Figura 5.33) todos estos niveles coinciden con picos de permeabilidad, llegando hasta valores de 9 miliDarcy, y consecuentemente lo mismo ocurre con la porosidad: las secciones marcadas indican picos de porosidad de hasta 20%.

En lo que respecta a la resistividad, el perfil somero y el profundo presentan diferencias desde el tope del perfil hasta 2390mbbp, lo que indicaría invasión de fluidos. Esto es consistente con los perfiles de permeabilidad.

Ambos perfiles de resistividad presentan picos notables entre 2395mbbp y 2405mbbp llegando hasta 12 ohm*m. Para esos intervalos la permeabilidad es mínima, cercana a 0 miliDarcy, y la porosidad varía entre 0% y 8%. Al considerarse como un banco impermeable y teniendo en cuenta que los valores API crecen con la profundidad (Figura 5.31) entonces se refuerza la interpretación que la litología es arcillosa.

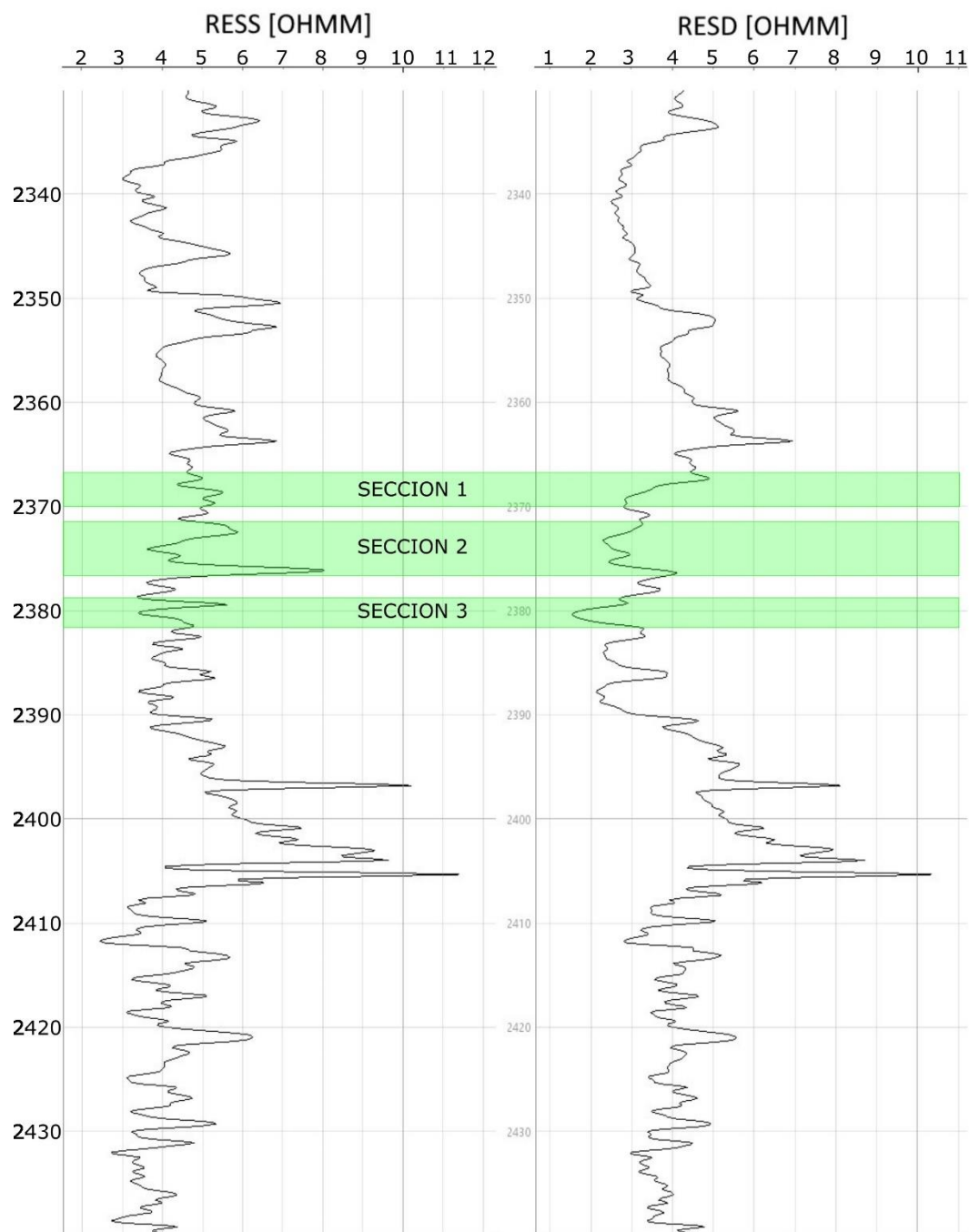


Figura 5.32: Registros de resistividad somera (RESS) y resistividad profunda (RESL) en el pozo EL-65.

En las secciones analizadas el perfilaje de resistividad somero y el profundo son diferentes, siendo menores en el último. Una posible interpretación es que haya existido invasión de lodos.

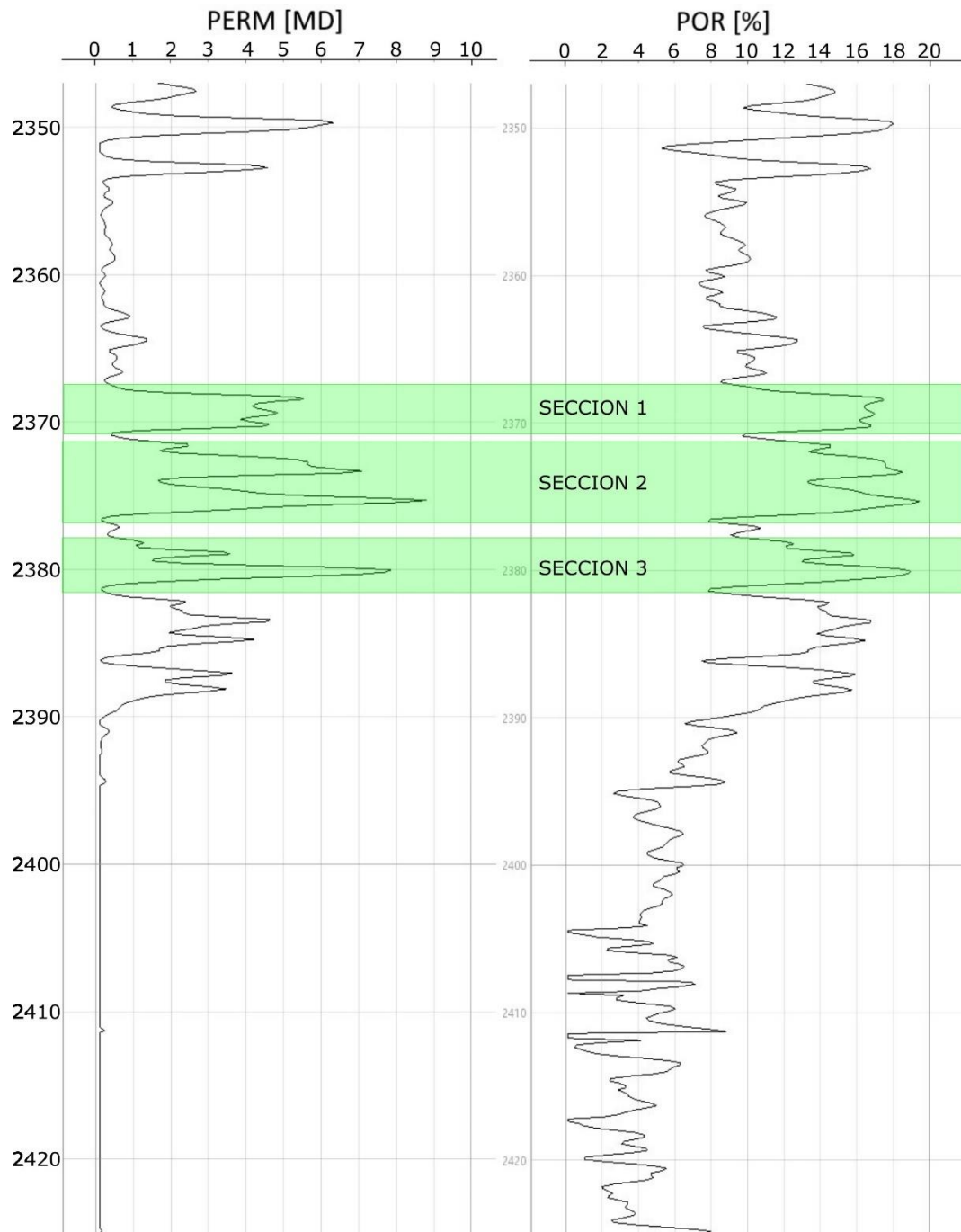


Figura 5.33: Registros de permeabilidad y porosidad efectiva del pozo EL-65. Tanto la permeabilidad como la porosidad toman valores máximos en los intervalos de interés seleccionados. Como se mencionó en la figura de los perfiles de resistividad, la alta permeabilidad podría haber permitido invasión de lodos.

LA-3

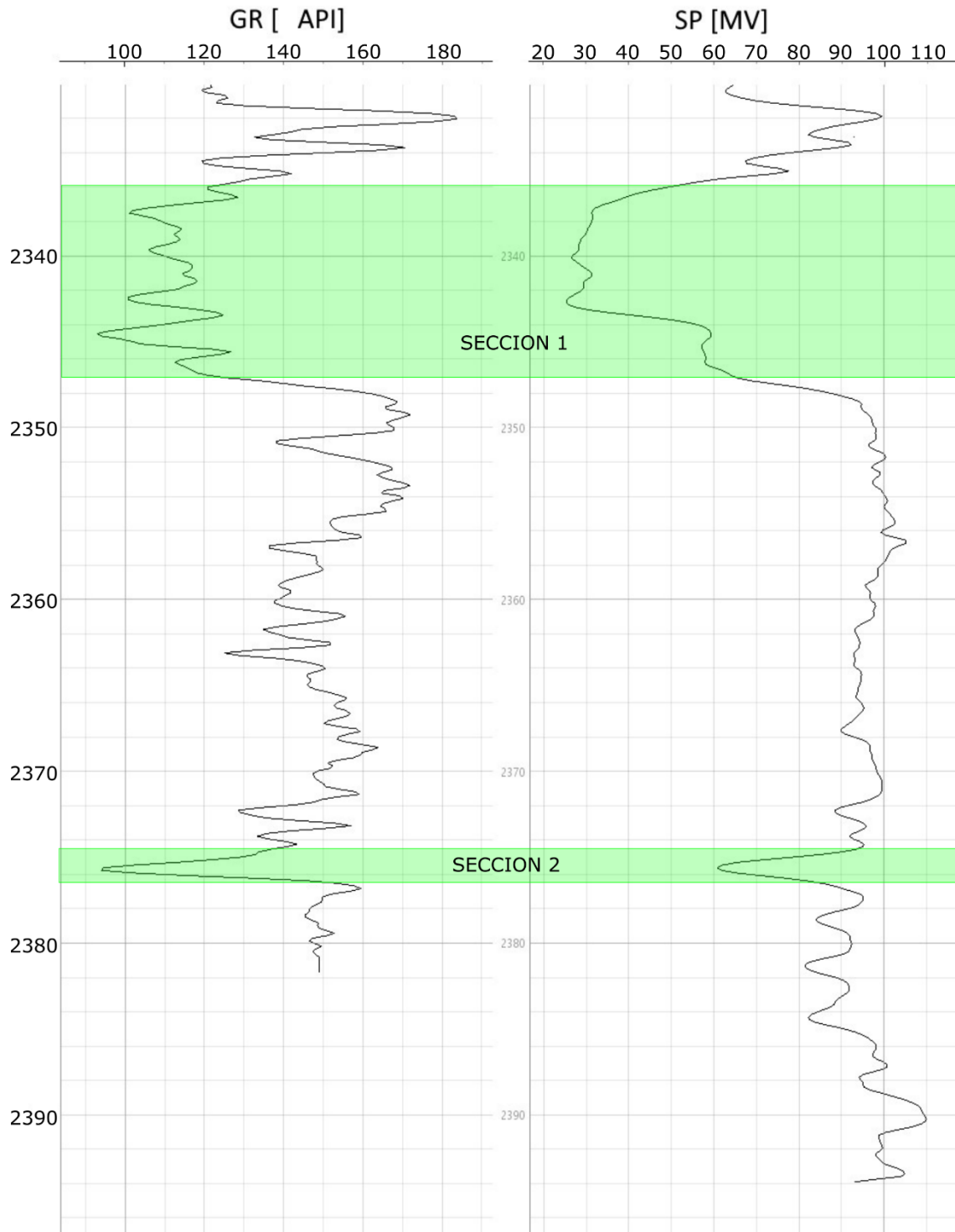


Figura 5.34: Registros GR y SP del pozo LA-3. El perfil GR indica la presencia de un banco limpio entre 2336mbbp y 2346mbbp que coincide con una inflexión hacia valores menores del perfil SP, lo cual podría estar indicando presencia de aguas salobres.

El perfil GR (Figura 5.34) presenta una curva en la cual se observan dos intervalos con valores API mínimos, es decir, donde se podrían hallar litologías limpias como areniscas. El primer nivel somero se sitúa entre 2336mbbp y 2347mbbp (Sección 1) y coincide con valores del voltaje (Figura 5.34) que descienden hasta 30 milivoltios. El segundo nivel se ubica entre 2374mbbp y 2376mbbp (Sección 2) y nuevamente se registra una deflexión de la curva SP hacia valores de voltaje menores.

La sección 1 registra valores $\text{ohm}\cdot\text{m}$ bajos (Figura 5.35) excepto un pico entre 2344mbbp y 2345mbbp, donde llega hasta 32 $\text{ohm}\cdot\text{m}$ en la resistividad somera y 16 $\text{ohm}\cdot\text{m}$ en la profunda. Inmediatamente por debajo, entre 2346mbbp y 2350mbbp se observa un pico menor de 10 $\text{ohm}\cdot\text{m}$. La sección 2 por otra parte presenta valores de resistividad constantes de 4 $\text{ohm}\cdot\text{m}$.

Finalmente, analizando los gráficos de porosidad y permeabilidad (Figura 5.36) se puede observar que, si bien ambas secciones son permeables y porosas, la sección 1 alcanza valores de hasta 8,5 miliDarcy y 19% de porosidad, mientras que la sección 2 reporta valores de permeabilidad de 1 miliDarcy y 12% de porosidad.

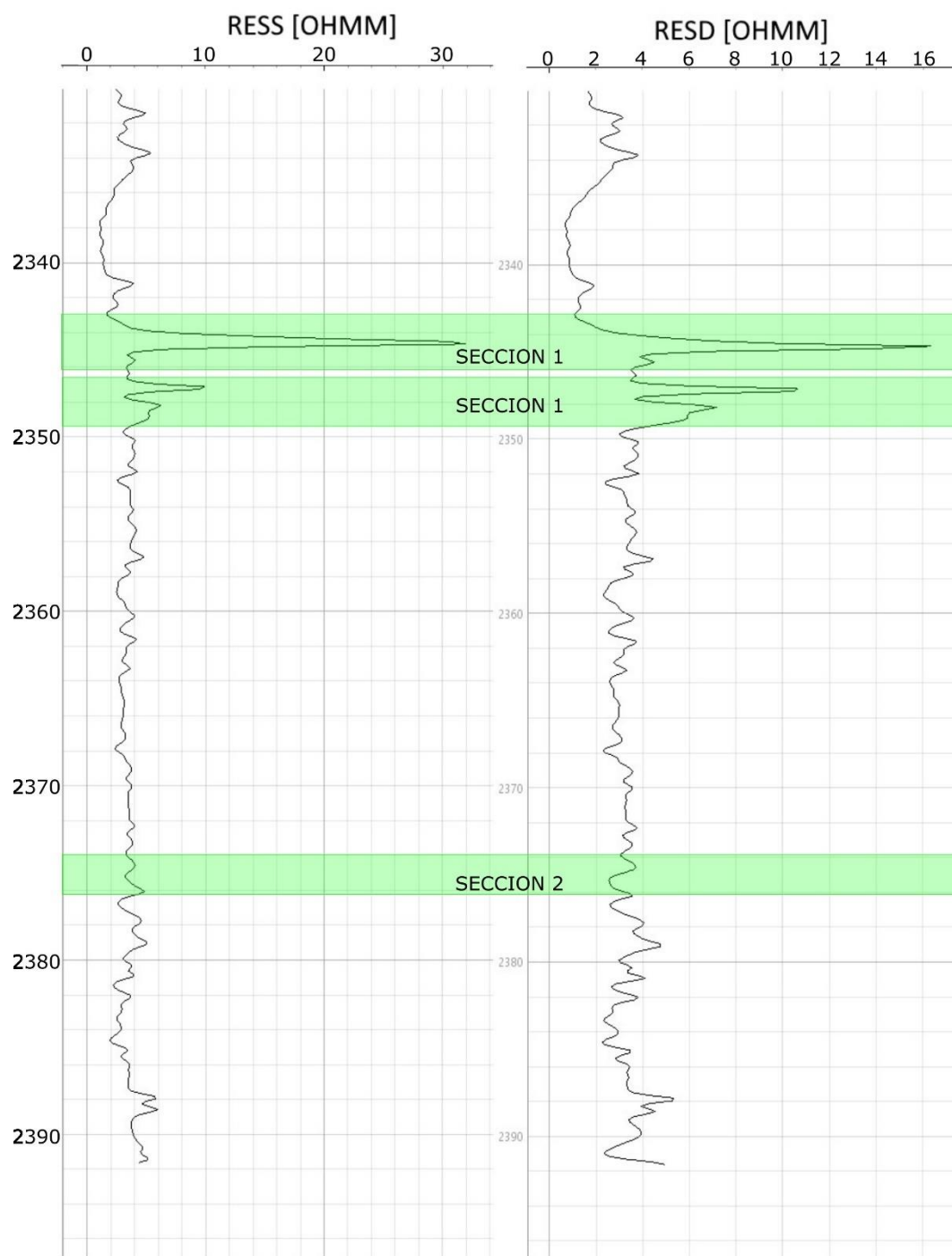


Figura 5.35: Registros de resistividad somera (RESS) y resistividad profunda (RESL) en el pozo LA-3. En la sección 1 se notan dos picos de resistividad: el menos profundo marca en un valor de 32 ohm*m en el perfilaje de resistividad somero y 16 en el de resistividad profundo lo cual indicaría una posible zona de invasión de lodos.

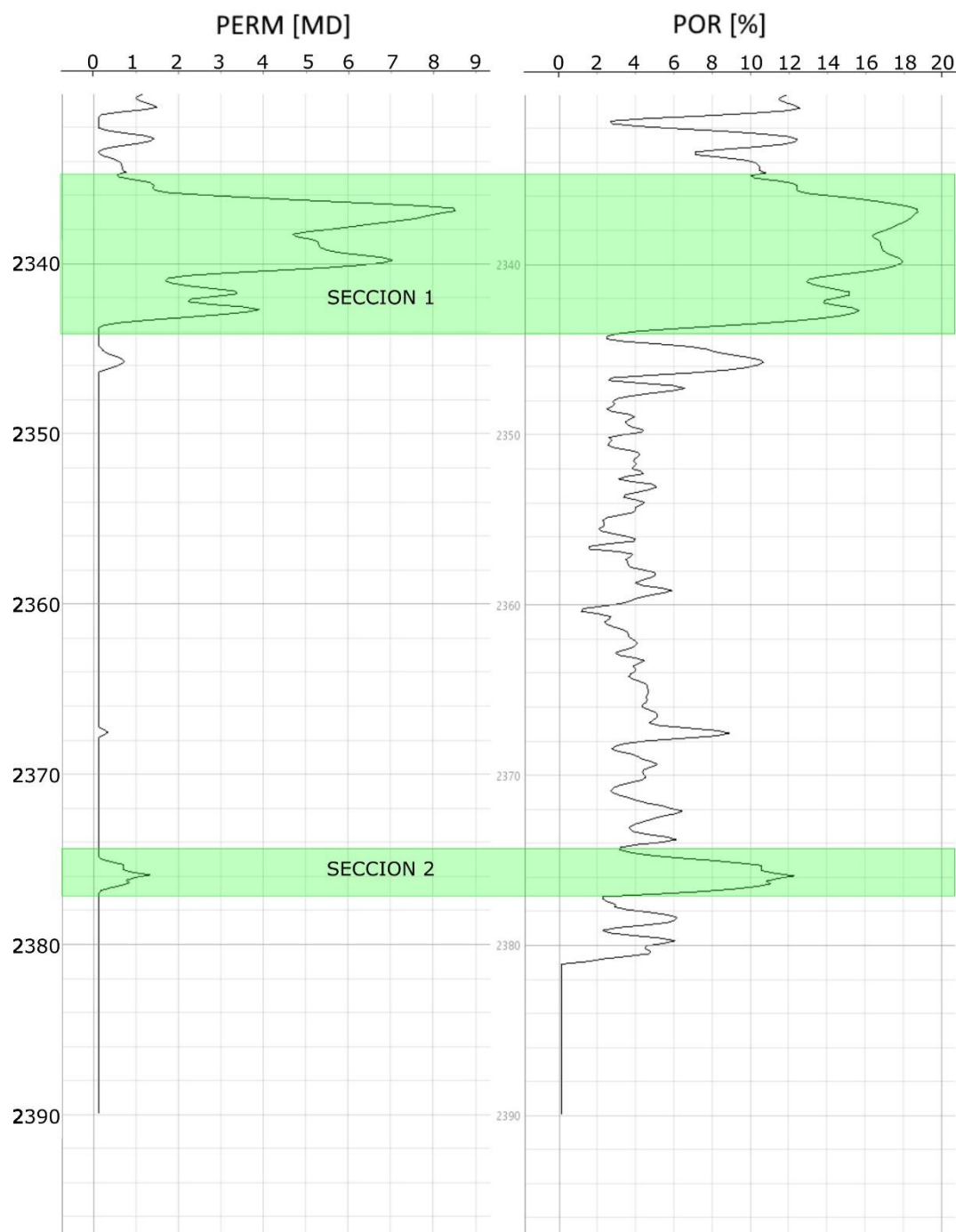


Figura 5.36: Registros de permeabilidad y porosidad efectiva del pozo LA-3. En las dos secciones de interés se observan aumento de tanto la porosidad como la permeabilidad, aunque los valores son más altos en el intervalo más somero. Como se mencionó en la figura de los perfiles de resistividad, la alta permeabilidad en la sección 1 podría haber permitido invasión de lodos.

Capítulo 6. Resultados y discusiones

En base a las características de la corona representada por el perfil Selley anexado, se interpretan 5 asociaciones de facies: La asociación 1, conformada por conglomerados con pobre selección, representan flujos hiperconcentrados provenientes de áreas montañosas. La asociación 2, integrada por conglomerados masivos y areniscas con estructura interna, se deposita mediante flujos fluidos de alto régimen que producen canales de bajo relieve. La asociación 3, compuesta por areniscas y pelitas laminadas, se interpreta como cuerpos de agua someros aislados, facies de desborde y planicies de inundación. La asociación 4 está integrada por areniscas con laminación horizontal y laminación fina de muy bajo ángulo, con evidencia de gradación, y se explica como producto de mantos eólicos e interdunas o dunas. Finalmente, la asociación 5 está compuesta por areniscas finas, bien seleccionadas con laminación horizontal y estratificación en artesa se interpreta como un pasaje a un campo de dunas.

Considerando las asociaciones de facies definidas, se concluye que el intervalo analizado del pozo de estudio representa la evolución de un ambiente de bajada aluvial intermontano semiárido, conformado por las asociaciones de facies 1. Posteriormente, el ambiente evoluciona a sistemas fluviales efímeros de canales muy someros, representado por las asociaciones de facies 2 y 3. Hacia el techo de la corona, se pasa a un sistema predominantemente eólico evidenciado por las asociaciones de facies 4 y 5. Debido a las características típicas litológicas de las rocas como su selección o tamaño de grano se sugiere que los rellenos de canal arenoso y las asociaciones de facies eólicas pueden resultar horizontes de interés para el desarrollo de actividades petroleras. Estudios previos de zonas aledañas describen modelos paleoambientales similares, registrando ambientes aluviales, fluvio-aluviales efímeros y eólicos. Se destacan Arregui (1993), Arregui *et al.* (1996, 2005), Maretto *et al.* (2002), López *et al.* (2005), Pecuch *et al.* (2005) y Spalletti *et al.* (2011) (véase Capítulo 5.3.2.), lo que apoyan lo interpretado para este sector.

La interpretación de los registros a pozo abierto brinda información litológica, mineralógica, y también permiten calcular valores de porosidad y permeabilidad para el intervalo de interés perteneciente a la Formación Tordillo (véase Capítulo 5.3.7). En el pozo EL.xp-63, la porosidad varía entre 5% y 20%, mientras que la permeabilidad varía entre 0,01 y 100 miliDarcies, con promedio entre 0,01 y 10 miliDarcies. En los pozos aledaños (EL-64, EL-65 y LA-3), la porosidad presenta valores similares entre 0% y 20% y la permeabilidad presenta valores máximos de 9 miliDarcies. Estudios petrofísicos previos, como por ejemplo Arregui *et al.* (2005), presentan valores de porosidad que llegan hasta 21% y permeabilidades con valores entre 0,05 y 250 miliDarcies dentro de las zonas de Entre Lomas y Charco Bayo-Piedras Blancas. Maretto *et al.* (2002), por otro lado, presenta para la Formación Tordillo dentro de la región de Charco Bayo-Piedras Blancas valores de porosidad entre 8 y 25% y permeabilidades entre 1 y 40 miliDarcies, con un promedio de 16 miliDarcies.

En conclusión, el *play* petrolero presentado y analizado en este trabajo reúne las condiciones necesarias para ser considerado de interés para estudios subsiguientes. Si bien los parámetros son favorables, el sistema aún no dispone de yacimientos que lleguen a los valores que presenta el Yacimiento Loma La Lata.

Un punto notable a discutir son los valores medianos de permeabilidad. Una hipótesis sugerida es que sean producto de la rápida diagénesis y cementación que sufren los sedimentos. Como se puede ver en la tabla 8, las muestras están conformadas por porcentajes altos de arcillas, calcita y anhidrita, los cuales obliteran los canales porales, disminuyendo entonces la facilidad de flujo de fluídos a través de la roca. Esto es concordante con el ambiente interpretado, ya que en los sectores de bajada aluvial intermontana semiárida, la cementación se inicia de manera casi instantánea posterior a la depositación de los sedimentos, provocando la presencia de minerales como anhidrita y calcita (tabla 8). A su vez, los análisis DRx han hallado presencia de illita la cual disminuye notablemente la permeabilidad.

Capítulo 7. Conclusiones

A través del análisis paleoambiental y el estudio de registros a pozo abierto presentados en este trabajo final de licenciatura, se puede concluir que dentro de la zona de estudio existe un *play* petrolero en el cual la Formación Sierras Blancas (Tordillo) actúa como reservorio.

- El análisis sedimentológico de la formación se concluye interpretando al ambiente como uno de bajada aluvial intermontano semiárido, el cual evoluciona de flujos hiperconcentrados aluviales a un sistema eólico. El análisis del perfil Selley indica que existen litologías y asociaciones de facies las cuales pueden ser consideradas potencialmente reservorios.
- El estudio e interpretación de los registros presentados en este trabajo ha permitido identificar a la Formación Tordillo en este pozo como un posible reservorio en base a la respuesta de los métodos utilizados y los valores de porosidad y permeabilidad calculados. Los mismos se sitúan entre 5 y 20% y 0,01 y 10 miliDarcies.
- El *play* petrolero también está constituido por la Formación Vaca Muerta, que actúa como roca generadora, la Formación Catriel que toma el rol de roca sello del *play* petrolero gracias al crecimiento de arcillas autigénicas que obliteraron la porosidad de las areniscas eólicas que la conforman. El sistema de anticlinales con rumbo NO-SE que incluye al eje Charco Bayo – El Caracol actúa como una trampa efectiva, permitiendo entonces la acumulación de hidrocarburos. A su vez, el fallamiento reactivado y el rechazo producido por la compresión es suficiente para que la Formación Sierras Blancas esté en contacto lateral con la Formación Vaca Muerta y la Formación Catriel, dando las condiciones para la migración y acumulación de hidrocarburos.
- La generación de hidrocarburos comenzó hace 80 millones de años, y estos migran alrededor de 70 kilómetros de distancia hacia la región nororiental a través de las formaciones Quintuco y Sierras Blancas. Esta última recibe entonces los llamados petróleos “negros”, con una reflectancia de la vitrinita entre 0,7 y 1,0%, los cuales no continúan su migración debido a la estructuración y la Formación Catriel que actúa como sello, completando así el *play* petrolero presentado en este trabajo.
- En este trabajo se aportan datos nuevos de interpretación paleoambiental y parámetros petrofísicos que tienen como objetivo una reinterpretación de la Formación Tordillo para estudios de métodos de recuperación secundaria.

Bibliografía

- Aguirre Urreta, M.B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M. y Ramos, V.A. 2010. Malargüe Group (Maastrichtian – Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research*.
- Alonso, J., Giusiano, A. E., Chebli G. y Ibáñez G. 2011. 'Shale Gas en la Provincia de Neuquén.' Secretaría de Hidrocarburos, Energía y Minería de la Provincia del Neuquén y Phoenix Oil & Gas S.A.
- Amyx, J., Bass, D. y Whiting, R. 1988. Petroleum Reservoir Engineering. Physical Properties. Mc Graw-Hill Textbook Reissue, 610pp.
- Ardolino, A. y Franchi, M. 1996. Geología y Recursos Minerales del Departamento Añelo, provincia del Neuquén, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 25. Buenos Aires.
- Ardolino, A., Franchi, M. y Fauqué, L. 1996. Geología. En: Ardolino, A. y Franchi, M. (Eds.): Geología y Recursos Minerales del Departamento Añelo, provincia del Neuquén, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, y Dirección General de Minería de la provincia del Neuquén, Anales 25:9-106.
- Arregui, C. 1993. Análisis estratigráfico-paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 165-169. Mendoza.
- Arregui, C., Benotti S. y Carbone, O. 1996. Sistemas petroleros asociados en los yacimientos Entre Lomas. Provincia del Neuquén. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 287-306. Buenos Aires.
- Arregui, C., Gazzera, C., Seguí, C., Carbone, O. y Quiroga, J. 2005. Las trampas del eje Charco Bayo – El Caracol, en E. Kozłowski, G. Vergani y A. Boll. (Eds.). Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina, Simposio del VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, p. 239-260. Buenos Aires.
- Arregui, C. Carbone, O. y Leanza, H.A. 2011a. Contexto tectosedimentario. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 29-36. Neuquén.
- Arregui, C. Carbone, O. y Martínez, R. 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 77-89. Neuquén.
- Arregui, C. Carbone, O. y Sattler, F. 2011c. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 91-98. Neuquén.

- Arregui, C. 2019. *Knología de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Grupo Cuyo, Cuenca Neuquina*. Tesis doctoral, 263p. Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- Baldwyn, H.L. 1942. Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 19 (214): 37-50. Buenos Aires.
- Ballent, S.C. y Carignano, A.P. 2008. Morphological abnormalities in Late Cretaceous and early Paleocene foraminifer tests (northern Patagonia, Argentina). *Marine Micropaleontology* 67: 288-296.
- Barredo, S. y Stinco, L.P. 2014. Unconventional Reservoir Geology of the Neuquén Basin Argentina. En: *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, SPE 170905. Amsterdam.
- Barrio, C.A., Carlini, A.A. y Goin, F.J. 1989. Litogénesis y antigüedad de la Formación Chichinales de Paso Córdova (Río Negro, Argentina). 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 4: 149-156. Mendoza.
- Basaldúa, A. 2018. Geología del sector de la Sierra Auca Mahuida, departamentos de Añelo y Peuhenchés, provincia del Neuquén. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Basei, M.A.S., Varela, R., Passarelli, C., Siga Jr., O., Cingolani, C.A., Sato, A.M. y González, P.D. 2005. The crystalline basement in the north of Patagonia: isotopic ages and regional characteristics. *Gondwana* 12, Abstracts. Academia Nacional de Ciencias, p. 62. Córdoba.
- Bateman, R.M. 2015. *Cased-Hole Log Analysis and Reservoir Performance Monitoring*. 2da edición. Springer. Nueva York.
- Behar, F., Beaumont, V., Pentead, H.L. De B. 2001. Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. *Oil & Gas Science and Technology*. 56(2). Pp. 111-134.
- Berdini, O. Arregui, C. y Pimentel M.M. 2004. Evolución tecto-sedimentaria de la estructura Río Neuquén, Cuenca Neuquina, República Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD. El Calafate.
- Biddle, K.T. y Wielchowsky, C.C. 1994. Hydrocarbon Traps. En: Magoon, L.B. y Dow, W.G. (Eds.). *The Petroleum System – From Source to Trap*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 60, pp. 219-235.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 64: 450-489.
- Bluck, B.J. 1979. Structure of coarse grained stream alluvium. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 70: 181-221.
- Bodenbender, G. 1892. Sobre el terreno Jurásico y Cretácico de los Andes Argentinos, entre el Río Diamante y el Río Limay. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*. 13: 5-44. Córdoba.

- Bonaparte, J.F. y Gasparini, Z. 1980. Los Saurópodos de los grupos Neuquén y Chubut, y sus relaciones cronológicas. VIIº Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 393-406.
- Borbolla, M.C., Cruz, C.E., Villar, H.J., Annizzotto, N., D'Odorico Benites, P. y Cattaneo, D. 2014. Formación Vaca Muerta: Variación lateral de facies y su implicancia en los cambios de espesor hacia el borde de cuenca. Perspectivas exploratorias en Shale Oil en la plataforma de Catriel, Cuenca Neuquina, Argentina. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. pp. 315-339. Mendoza.
- 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(2): 275-284. Buenos Aires.
- Brisson, I. 2015. Sistemas petroleros de la Cuenca Neuquina. En: Ponce, J.J., Montagna, A.O. y Carmona, N. (Eds.). Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros - Una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo. 1ª ed. pp. 22-35.
- Burckhardt, C. 1900. Coupes géologiques de la Cordillere entre Las Lajas et Curacautín. Anales Museo La Plata, Sección Mineralogía y Geología 3:1-102, 20 láminas. La Plata.
- Caba, R., Leanza, H.A. y Manceñido, M.O. 1998. Finding of Late Cretaceous brachiopods in the Southwest of La Pampa Province. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, 3: 480. Buenos Aires.
- Cabaleiro, A., Cazau, L., Lasalle, D., Penna, E. y Robles, D. 2002. Los reservorios de la Formación Centenario. En: Schiuma M., Hinterwimmer G. y Vergani G. (Eds.). Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. pp. 407-426. Mar del Plata.
- Calvo, J.O., Engelland, S., Heredia, S. y Salgado, L. 1997. First record of dinosaur eggshells (¿Sauropoda-Megaloolithidae) from Neuquén, Patagonia, Argentina. Gaia 14: 23-32.
- Calvo, J.O., Rubilar-Rogers, D. y Moreno, K. 2004. A new Abelisauridae (Dinosauria: Theropoda) from northwest Patagonia. Ameghiniana 41(4): 555-563.
- Calvo, J.O., González Riga, B. y Porfiri, J.D. 2007. A new titanosaur sauropod from the Late Cretaceous of Neuquén, Patagonia, Argentina. Arquivos do Museu Nacional 65 (4): 485-504. Río de Janeiro.
- Cant, D.J. y Walker, R.J. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. Sedimentology 25: 625-648.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18º Congreso Geológico Argentino. Relatorio 63-76. Neuquén.
- Casadío, S. 1994. Estratigrafía y paleontología del intervalo Maastrichtiano-Daniano en el occidente de la provincia de La Pampa, Argentina. Universidad Nacional de Córdoba, Tesis doctoral inédita, 420p. Córdoba.

- Casadío, S. 1998. Las ostras del límite Cretácico – Paleógeno en la Cuenca Neuquina (Argentina). Su importancia bioestratigráfica y paleobiogeográfica. *Ameghiniana* 35: 449-471.
- Casamiquela, R. 1963. Sobre un par de anuros del Mioceno de Río Negro (Patagonia), *Wawelia gerholdi* n. gen. et sp. (Cerotophrydidae) y *Gigantobatrachus parodii* (Leptodactylidae). *Ameghiniana*, 3 (5): 141-160. Buenos Aires.
- Cazau, L.B. y Uliana, M.A. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca
- Cevallos, M. y Rivero, M. 2014. El proceso de exhumación neógeno y sus consecuencias en las acumulaciones de hidrocarburos del borde noreste de la Cuenca Neuquina, Argentina. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Tomo 1: 155-178, Mendoza.
- Chernicoff, C.J. y Zappettini, E.O. 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in south-central Argentina. *Gondwana Research* (7): 1105-1116.
- Cingolani, C.A. Zanetti, J.C.M. y Leanza, H.A. 2011. El basamento ígneo y metamórfico. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 37-47. Buenos Aires.
- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A. 2003. Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20(5): 429-443.
- Collison, J.D. 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. *Geogr. Am. Serv. A.* 52: 31-56.
- Concheyro, A. y Nández, C. 1994. Microfossils and biostratigraphy of the Jagüel and Roca Formations (Maastrichtian-Danian), Province of Neuquén. *Ameghiniana*, 31 (4): 397.
- Corbella, H., Novas, F.E., Apesteguía, S. y Leanza, H.A. 2004. First fision-track age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Revista del Museo de Ciencias Naturales, Nueva Serie* 6(2): 227-232. Buenos Aires.
- Coria, R.A., Currie, P.J. y Paulina Carabajal, A. 2006. A new abelisauroid theropod from northwestern Patagonia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43: 1283-1289.
- Cristallini, E., Mosquera, A. y Ramos, V.A. 1995. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina. Revista* 49(1-2)(1994): 165-183.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles Precuyanos en la Estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 248-264.
- Cruz, C.E., Condat, E., Kozłowski, E., y Manceda, R. 1989. Análisis estratigráfico secuencial del Grupo Neuquén (Cretácico superior) en el valle del río Grande, Provincia de Mendoza. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos. *Actas* 2: 689-714. Mar del Plata.

- Cruz, C. E., Boll, A., Gómez Omil R., Martínez E.A., Arregui, C., Gulisano, C.A., Laffitte, G.A. y Villar, H.J. 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Actas CD-ROM, 20p, Buenos Aires.
- Darcy, H. 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris.
- Dellapé, D.A. Pando, G.A. Uliana, M.A. y Musacchio, E.A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 489-507. Buenos Aires.
- 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(3): 256-283.
- De Ferrariis, C. 1966. Estudio estratigráfico de la Formación Río Negro de la provincia de Buenos Aires. Sus relaciones con la región nordpatagónica. Anales de la Comisión Científica de la provincia de Buenos Aires, 5(7): 85-116. La Plata.
- De Ferrariis, C. 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3°s Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 121-144. Buenos Aires.
- De Galacho, M.C., Grasso, D.S. y Legarreta, A.E. 2014. Identificación y explotación de “sweet spots” remanentes en un yacimiento de baja permeabilidad y alta saturación de agua en la Cuenca Neuquina. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. pp. 397-414.
- De Jager, J. 2020. Concepts of conventional petroleum systems. En: Scarselli, N., Adam, J., Chiarella, D., Roberts, D.G. y Bally, A.W. (Eds.). Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis (2ª ed.). pp 687-720.
- Demaison, G.J. y Moore, G.T. 1980. Anoxic Environments and Oil Source Rock Bed Genesis. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64, 1179-1209.
- Deming, D. 1994. Overburden rock, temperature and heat flow – essential elements of the petroleum system. En: Magoon, L.B. y Dow, W.G. (Eds.). The Petroleum System – From Source to Trap. American Association of Petroleum Geologists Memoir 60, pp.
- Digregorio, J. H. 1965. Corte El Caracol, Loma Montosa Oeste, DosCerritos, Planicie Morada, Señal Centro, Señal Picada y Valla Verde - Zona Catriel, provincias de Río Negro y Neuquén. YPF. Buenos Aires. Informe Inédito.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: A.F. Leanza (Ed.): Geología Regional Argentina. Centenario de la Academia Nacional de Ciencias 439-506. Córdoba.
- Digregorio, J.H. 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 37-49. Neuquén.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032. 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 in the Anacleto Formation at Auca Mahuevo (Campanian, Neuquén Province, Argentina). En: Barry Albright III, L. (Ed.): Papers on Geology, Vertebrate Paleontology, and Biostratigraphy in Honor of Michael O. Woodburne. Museum of Northern Arizona Bulletin 65: 237-258.
- Di Paola, E. 1973. Caracterización litoestratigráfica de la Formación Neuquén. 5° Congreso Geológico Argentino, 3: 197-206. Buenos Aires.
- Doering, A. 1882. Geología. En: Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia) realizada en los meses de Abril, Mayo y Junio de 1879, bajo las órdenes del General Julio A. Roca. 3a parte, Geología: 299-530. Buenos Aires.
- Downey, M.W. 1994. Hydrocarbon seal rocks. En: Magoon, L.B. y Dow, W.G. (Eds.). The Petroleum System – From Source to Trap. American Association of Petroleum Geologists Memoir 60, pp. 159-164.
- Ellis, D.V. y Singer, J.M. 2008. Well Logging for Earth Scientists. 2da edición. Springer, Berlin.
- Espejo, P.M. y Silva Nieto, D.G. 2004. Hoja Geológica 3966-I, Gobernador Duval, provincia de La Pampa. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. (Escala 1: 250.000). Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, informe inédito.
- Espitalié, J., Laporte, L., Madec, M., Marquis, F., Leplate, P., Pault, J. y Boutefeu, A. 1977. Methode rapid de caracterisation des rocks meres, de leur potential petrolier et leur degre devolution. Rev. Inst. Fr. Petrol. 32:23-42.
- Fauqué, L. 1996. Geomorfología. En: Ardolino A. y Franchi M. (Eds.), Geología y Recursos Minerales del Departamento Añelo, provincia del Neuquén, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico y Dirección General de Minería de la Provincia del Neuquén, Anales 25: 111-128. Buenos Aires.
- Fennell, L., Naipauer, M., Borghi, P., Sagripanti, L., Pimentel, M. y Folguera, A. 2020. Early Jurassic intraplate extension in west-central Argentina constrained by U-Pb SHRIMP dating: Implications for the opening of the Neuquén basin. Gondwana Research. 87.
- Ferrer, J.A. Irisarri J. y Mendiá J.M. 2006. Suelos de la provincia del Neuquén. Escala 1:500.000. INTA-CFI-UN del Comahue: 224 pp. Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J.C. 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 430-443. Buenos Aires.
- Flynn, J.J. y Swisher, C.C. 1995. Cenozoic South American Land Mammal Ages: correlation to global geochronologies. SEPM Special Publication, 54: 317-333.

- Folguera, A. Zárate, M. y Ramos, V.A. 2005. La cuenca de antepaís neógeno del río Negro asociada con el levantamiento de los Andes de Neuquén. 16° Congreso Geológico Argentino, 2: 29-36. La Plata.
- Folguera, A., Bottesi, G., Duddy, I., Martín-González, F., Orts, D., Sagripanti, L., Rojas Vera, E. y Ramos, V.A. 2015. Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences* (in press).
- 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(171): 1-67. Buenos Aires.
- Franchi, M., Nullo, F., Sepúlveda, E. y Uliana, M.A. 1984. Las sedimentitas terciarias. 9° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 1 (9): 215-266. Buenos Aires.
- Franzese, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico Neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*, 22(2): 93-202. Santiago.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Fraser, H.J. 1935. Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments. *The Journal of Geology*, 43(8): 910-1010.
- Garrido, A.C. 2000. Estudio estratigráfico y reconstrucción paleoambiental de las secuencias fosilíferas continentales del Cretácico Superior en las inmediaciones de Plaza Huincul, provincia del Neuquén. Escuela de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Trabajo Final para el Título de Grado. 78 pp. Inédita.
- 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 (2).
- Garrido, A.C. 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 231-244. Neuquén.
- Garrido, A.C. y Calvo, J.O. 2004. Reasignación litoestratigráfica de los niveles portadores de *Megaloolithus patagonicus* Calvo *et al.* (Dinosauria: Sauropoda) en las bardas de la ciudad de Neuquén. *Ameghiniana* (Suplemento) 41(4): 47R.
- Gao, C., Ren, Y., Liu, B., Ji, Y., Sun, Y., Zhang, Y., Zhang, X., He, S. 2020. Reservoir variations and heterogeneities under valley-monadnock palaeogeomorphology in hinterland area of the Junggar Basin, northwestern China: sedimentary characteristics and diagenetic alterations. *Geol. J.* 1-35.

- Gao, C., Ren, Y., Wang, J., Ji, Y., Liu, B., Xiong, L., Sun, Y., Wang, K y Liu, K. 2021. Palaeohydraulic reconstruction and depositional model of the episodic flooding channels developed in the modern arid alluvial fan: Implications for the exploration target of the heterogeneous alluvial fan reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 205.
- Gazzera, C. E. y Spalletti, L.A. 1990. Modelo de sedimentación arenosa y fangosa en canales fluviales: Grupo Neuquén inferior, Cretácico, Argentina occidental. *Revista Geológica de Chile*, 17 (2):131-151.
- Gazzera, C.E. y Calvo, J.O. 1991. Asignación de los estratos de la formación la balsa a la Formación Río Colorado, Senoniano de la Cuenca Neuquina. *Ameghiniana* 28(3-4): 408.
- Gerth, E. 1928. Estructura geológica de la Cordillera argentina entre los ríos Grande y Diamante, en el sud de la provincia de Mendoza. *Actas Academia Nacional de Ciencias*, 10:122-170. Córdoba.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S., Tunik, M., García, V., Suriano, J. y Mescua, J. 2008. Formación y evolución Triásico-Jurásica del depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, Prov. de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 520-533.
- Giusiano, A. y Deza, M. 1997. Geología y recursos minerales del Departamento Zapala, provincia del Neuquén, República Argentina. *Boletín de la Dirección Provincial de Minería*, 2: 1-50. Zapala.
- Groeber, P. 1945. Larámico, Capas de La Balsa y de Chichinales en la balsa sobre el río Negro frente a General Roca. *Notas del Museo de La Plata*, 10 (38): 107-111. La Plata.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1(3): 177-208. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1956. Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuartario. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10 (4): 234-262. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1959. Supracretácico. En: *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 2ª parte: 1-165. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino. 3: 573-592. San Luis.
- Gulisano, C. A. 1985. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires, (inédito). 247p. Buenos Aires
- Hartmann, D.J. y Beaumont, A.B. 1999. Predicting Reservoir System Quality and Performance. En: Beaumont, E.A. y Foster, N.H. (Eds.). *Exploring for oil and gas traps – Treatise of Petroleum Geology/Handbook of Petroleum Geology*. American Association of Petroleum Geologists. pp. 9-1 – 9-125. Tulsa, Okla.
- Heidsiek, M., Butscher, C., Blum, P. y Fischer, C. 2020. Small-scale diagenetic facies heterogeneity controls porosity and permeability pattern in reservoir sandstones. *Environmental Earth Sciences*. 79.

- Hein, F.J. y Walker, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 14: 562-570.
- Herrero Ducloux, A. 1938. Reconocimiento geológico de la zona situada entre la vía férrea, el río Neuquén y el meridiano de Plaza Huincul. Informe inédito. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Gerencia de Exploración. Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A. 1939. Estratigrafía tectónica de los Estratos con Dinosaurios del Neuquén. En: 2º Reunión de Geólogos y Geofísicos de YPF. Boletín de Informaciones Petroleras 16(180): 16-17. Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras, 23 (226): 245-281. Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A. 1947. Los depósitos terrestres del Cretácico medio y superior del Neuquén y sur de Mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras, 24: 171-178. Buenos Aires.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L., y Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin: An overview. Geological Society London Special Publications. 252. 1-14.
- Hugo, C.A. y Leanza, H.A. 2001a. Hoja Geológica 3969-IV, General Roca, provincias de Río Negro y Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina (escala 1: 250.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín N° 308, 106 pp. Buenos Aires.
- Hugo, C.A. y Leanza, H.A. 2001b. Hoja Geológica 3966-III, Villa Regina, provincia de Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina (escala 1: 250.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín N° 309, 72 pp. Buenos Aires.
- Hyne, N.J. 2001. Nontechnical Guide to Petroleum Geology, Exploration, Drilling and Production. 2nd edition. Penn Well Corp. Tulsa.
- Ihering, H., von. 1903. Les mollusques fossiles du terrains crétaciques supérieurs de l'Argentine orientale. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires, Serie 3*(2): 193-229.
- Iñigo, J.F.P., Pazos, P.J., Novara, M.E., Comerio, M., 2019. The Lower Cretaceous Centenario Formation: A subsurface unit in the northeastern border of the Neuquén Basin revisited. *Journal of South American Earth Sciences* 92, 598-608.
- Jarvie, D.M. 1991. Total Organic Carbon (TOC) Analysis. En: Merrill, D.K. (Ed.). *Treatise of Petroleum Geology, Handbook of Petroleum Geology, Source and Migration Processes and Evaluation Techniques*. AAPG Press. Tulsa, 113-118.
- Kay, S. M. Ramos, V.A. Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17(4): 324-328.
- Keidel, J. 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del territorio del Neuquén. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación 8: 1-67. Buenos Aires.

- Kietzmann, D. A. y Vennari, V. V. 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology*, 40(1). 41-65. Santiago.
- Koning, T. 2007. Remember basement in your oil and gas exploration: examples of producing basement reservoirs in Indonesia, Venezuela and USA. AAPG Search and Discovery Article #90168. CSPG/CSPE GeoConvention 2007. Calgary, Alberta, Canada.
- Kozlowski, E. Manceda, R. y Ramos, V.A. 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1(18): 235-256. Buenos Aires.
- Kozlowski, E. Cruz, C.E. y Sylwan, C.A. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 1: 15-26. Buenos Aires.
- Kugler, R. 1987. Regional Petrologic Variation, Jurassic and Cretaceous Sandstone and Shale, Neuquén Basin, West-Central Argentina. Doctoral Thesis. University of Texas at Austin.
- Lambert, L. R. 1956. Descripción geológica de la Hoja 35 b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 83:1-93. Buenos Aires.
- Lapparent de Broin, F. y de la Fuente, M.S. 2001. Oldest world Chelidae (Chelonii, Pleurodira), from the Cretaceous of Patagonia. *Comptes Rendues Académie des Sciences de Paris* 333: 463-470.
- Law, C.A. 1999. Evaluating Source Rocks. En: Beaumont, E.A. y Foster, N.H. (Eds.). Exploring for oil and gas traps – Treatise of Petroleum Geology/Handbook of Petroleum Geology. American Association of Petroleum Geologists. pp. 6-1 – 6-41. Tulsa, Okla.
- Leanza, H. A. 1972. Acantholissonia, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 17 (4):63-70. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico – Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28 (2): 97-132. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. 1980. The Lower and Middle Tithonian ammonite fauna from Cerro Lotena, province of Neuquén, Argentina. *Zitteliana* 5: 1-49. München.
- Leanza, H.A. 1981a. The Jurassic/Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonite zones. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*. 161: 62-92. Stuttgart.
- Leanza, H.A. 1981b. Faunas de ammonites del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (Eds.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur 2: 559-597. Buenos Aires.

- Leanza, H. A. 1994. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 48 (1):71-84. Buenos Aires.
- Leanza, H. A. y Hugo, C.A. 1995. Revisión estratigráfica del Cretácico inferior continental en el ámbito sudoriental de la Cuenca Neuquina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4):30-32. 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., Marchese, H.G. y Riggi, J.C. 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 32 (3):190-208. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A. y Repol, D. 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina (escala 1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín N°275: 1-128. Buenos Aires.
- Leanza, H. A., Apesteguía, S., Novas, F.E. y de la Fuente, M.S. 2004. Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages. *Cretaceous Research* 25: 61-87.
- 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: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 113-129. Neuquén.
- 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. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back arc basin fill, Central Argentine Andes. En: Macdonald, D.I.M. (Ed.): Sea level changes at active plate margins: process and product. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 12: 429-450. Oxford.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (16): 399-432, Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Villar, H.J. 2012. Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina. *Petrotecnia* 4, pp. 14-39
- Legarreta, L. y Villar, H.J. 2015. The Vaca Muerta Formation (Late Jurassic–Early Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina—Sequences, facies, and source rock

characteristics, in Unconventional Resources Technology Conference, San Antonio, Texas, July 20–22, 2015, Proceedings: Unconventional Resources Technology Conference, Paper URTeC:2170906, 15 p.

Legarreta, L., Laffitte, G. y Minniti, S. 1999. Cuenca Neuquina: múltiples posibilidades en las series Jurásico-cretácicas del depocentro periandino. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas I: 145-175. Mar del Plata.

Legarreta, L., Cruz, C., Vergani, C., Laffite, G.A. y Villar, H.J. 2005. Petroleum Mass-Balance of the Neuquén Basin, Argentina: A comparative assessment of the productive districts and non-productive trends: American Association of Petroleum Geologists, Search and Discovery Article No. 10080, 7p.

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 distintos productivos de la Cuenca Neuquian, Argentina. En: Cruz, C.E., Rodríguez, J.F., Hechem, J.J. y Villar, H.J. (Eds.). Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas. Simposio del 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. IAPG, pp. 79-108. Buenos Aires.

Levorsen, A.I. 1967. Geology of Petroleum. 1ra edición. W.H. Freeman and Co., 724p. San Francisco.

Levorsen, A.I. 1973. Geología del Petróleo. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 452p. Buenos Aires.

Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1990. El Batolito de Colangüil (29-31°S) cordillera frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile 17 (1): 89-108.

Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4): 111-131. Buenos Aires.

Llambías, E.J. Leanza, H.A. Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. Revista Asociación Geológica Argentina 62 (2): 217-235.

Llambías, E.J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 265-274. Neuquén.

Llambías, E.J. y Sato, A.M. 2011. Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 53-62. Neuquén.

López, S., Bojarski, G., Net, L. y Fortunato, G. 2005. Análisis de facies de la Formación Tordillo a través de imágenes microresistivas FMI, Bloque Anticlinal Campamento, Cuenca Neuquina. 6° Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.

- Magoon, L.B. y Dow, W.G. 1994. The Petroleum System. En: Magoon, L.B. y Dow, W.G. (Eds.). The Petroleum System – From Source to Trap. American Association of Petroleum Geologists Memoir 60: 3-24.
- Malone P., Saavedra, C., Vergani, G., Ferrero, J. C., Limeres, M. y Schiuma, M. 2002. Los reservorios del grupo Cuyo Superior. En: Schiuma M., Hinterwimmer G. y Vergani G. (Eds.). Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. pp. 277-302. Mar del Plata.
- Maretto, H. Carbone, O. Gazzera, C. y Schiuma, M. 2002. Los reservorios de la Formación Tordillo. En: Schiuma, M. Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (Eds.): Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas Argentinas. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 335-358. Mar del Plata.
- Marteau, V.M. 2002. Los reservorios de la Formación Rayoso. En: Schiuma, M., Hinterwimer, G., y Vergani, G. (Eds.): Rocas reservorio de las Cuencas Productivas Argentinas. V° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 511-528. Mar del Plata.
- Méndez, V., Zanettini J.C.M., y Zappettini, E.O. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional de Servicio. Geológico, Anales 23, 190 p., Buenos Aires.
- Mendiberri, H.O., Giusiano, A.E., y Valdéz, A.H. 2005. Cuenca Neuquina, reservas y recursos hidrocarburíferos. Secretaria de Estado y Energía y Minería. Provincia de Neuquén.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. Earth Science Reviews 13: 1-62.
- Miall, A.D. 1992. Alluvial deposits. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.),
- Miall, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits. Springer Verlag, Berlín, 582pp.
- Mombrú, C.A. y Uliana, M.A. 1978. Esquema tectosedimentario de la cuenca mesozoica de Mendoza y Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 239-256.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay S. y Ramos, V. (Eds.): Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). En: Geological Society of America, Special Paper 407: 97-123.
- Mosquera, A., Alonso, J., Boll, A., Alarcón, M., Zavala, C., Arcuri, M. y Villar, H.J. 2008. Migración lateral y evidencia de hidrocarburos cuyanos en yacimientos de la plataforma de Catriel, Cuenca Neuquina. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 491-524. Mar del Plata.
- Mosquera, A. Silvestro, J. Ramos, V.A. Alarcón, M. y Zubiri, M. 2011. La estructura de la Dorsal de Huincul. Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. 385-397.

- Muravchik, M., Bilmes, A., D'Elia, L. y Franzese, J.R. 2013. Alluvial fan deposition along a rift depocentre border from the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentar Geology* 301: 70-89.
- Musacchio, E. 1993. Sistemas lacustres cretácicos en Patagonia septentrional. *Conferencias de Limnología*. La Plata.
- Musacchio, E.A. 2006. Charophyta del Cretácico Tardío y el Paleoceno del centro oeste de Argentina. *Revista Brasileira de Paleontología* 9(1): 93-100.
- Musacchio, E. y Palamarcuk, S. 1975. Microfósiles calcáreos de la Formación Ranquiles (Cretácico Inferior) en la provincia de Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 12: 315-321.
- Muskat, M. 1936. The flow of homogenous fluids through porous media. McGraw-Hill book Company, Nueva York, 1937.
- Muskat, M. y Botset, H.G. 1931. Flow of gas through porous materials. *Physics*, 1, pp: 27-47.
- Náñez, C.A. 2002. Informe micropaleontológico sobre una muestra de la Hoja Neuquén. Informe inédito. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.
- Náñez, C. y Concheyro, G.A. 1993. Micropaleontología de las Formaciones Jagüel y Roca, cuenca de Añelo, provincia del Neuquén. El límite Cretácico-Paleógeno. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Informe interno.
- Náñez, C. y Concheyro, G.A. 1996. Límite Cretácico – Paleógeno. En: Ardolino, A. y Franchi, M. (Eds.): *Geología y Recursos Minerales del Departamento de Añelo, provincia del Neuquén, República Aargentina*. Dirección Nacional del Servicio Geológico y Dirección General de Minería de la provincia del Neuquén, *Anales* 25: 129-149. Buenos Aires.
- Novas, F.E. 1996. Anatomy of *Patagonykus puertai* (Theropoda, Aviale, Alvarezsauridae). *Journal of Vertebrate Paleontology* 17: 137-166.
- Olmos, M., Maretto, H., Lasalle, D., Carbone, O., y Naidés, C. 2002. Los reservorios de la Formación Quintuco. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. and Vergani, G. (Eds.), *Rocas reservorio de las cuencas productivas argentinas*. IAPG, V Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos: 359-382, Mar del Plata.
- Olmos, M. y Sommerfeld, V. 2005. Trampas características de la Formación Quintuco en la región de la Plataforma nororiental de la Cuenca Neuquina. En: Kozlowski, E., Vergani, G. y Boll, A. (Eds.): *Las trampas de hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina*. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, *Actas* 225-237. Mar del Plata.
- Orchuela, I. y Ploszkiewicz, V. 1984. La Cuenca Neuquina. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino: 163-188. Buenos Aires.
- Orton, E. 1889. The Trenton limestone as a source for petroleum and inflammable gas in Ohio and Indiana. *U.S. Geological Survey Annual. Rep.* 8. 475-662.

- Padula, E. 1951. Informe preliminar del levantamiento zona Auca Mahuida y Bajo de Añelo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76:235-257.
- Parras, A. y Casadío, S. 1999. Paleogeografía del sector septentrional de la Cuenca Neuquina durante el intervalo Campaniano – Daniano. 7ª Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas 261-268.
- Pascual, R., Bondesio, P., Vucetich, M.G., Scillato Yané, G., Bond, M. y Tonni, E.P. 1984. Vertebrados fósiles cenozoicos. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino, 2 (9): 439-461. Buenos Aires.
- Pecuch, D., LaSalle, D. y Larriestra, C. 2005. Modelo predictivo de propiedades petrofísicas basado en la integración no lineal de datos sísmicos y de pozo. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Actas en CD. Mar del Plata.
- Peters, K.E., Curry, D.J. y Kacwicz, M. 2012. An overview of basin and petroleum system modelling: Definitions and Concepts. En: Peters, K.E., Curry, D.J. y Kacwicz, M. (Eds.). *Basin Modelling: New Horizons in Research and Applications*. AAPG Hedberg Series (4), pp. 1-16.
- Purcell, W.R. 1949. Capillary Pressure – Their Measurement Using Mercury and the Calculation of Permeability Therefrom. *J. Pet. Technol.* 1. 39-48.
- Ramos, A. y Sopena, A. 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En: Collinson, J.D. y Lewis, J. (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 301-312.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En: Rolleri, E.O. (Ed.): *Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén*. 7º Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Relatorio: 9-24. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Servicio Geológico Nacional, Boletín N°182: 1-103. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Actas 2: 311-325.
- Ramos, V.A. 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno. Actas 1(2): 104-118. Antofagasta.
- Ramos, V.A. 1986. El diastrofismo Oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el Noroeste Argentino. *Revista Instituto Ciencias Geológicas*, 6: 13-28. Jujuy.
- Ramos, V.A. 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6: 24-29. Buenos Aires.

- Ramos, V.A. 1999a. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera, Episodes 22(3): 183-190.
- Ramos, V.A. 1999b. Las provincias geológicas del territorio Argentino. En: Caminos, R. (Ed.). Geología Argentina, 29(3), pp. 41-96.
- Ramos, V.A. 2000. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(3): 41-96. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2002. Evolución Tectónica. En: Haller, M.J. (ed): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires, Relatorio, 15° Congreso Geológico Argentino, 365-387.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A paleozoic continente adrift? Journal of South American Earth Sciences, 26(3): 235-251.
- Ramos, V.A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present settings as a key for the Mesozoic regimes. Geological Journal 45: 2-25.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Harmon, R. S. y Rapela, C. W. (eds.) Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91, Boulder.
- Ramos, V.A. y Basei, M. 1997. The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. Symposium on Terrane dynamics '97, New Zealand, Christchurch, 140-143. Nueva Zelanda.
- Ramos, V.A. Dallmeyer, R.D. y Vujovich, G. 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, central Argentina. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, Publicación Especial (142): 143-158. Londres.
- Ramos V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 2006. Overview of the Tectonic Evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35-39°S latitude). Geological Society of America, Publicación Especial 407: 1-18.
- Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., Cegarra, M., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Loforte, G.L., Pereyra, F. y Pérez, D. 1996. Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Anales 24: 1-510. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., García Morabito, E., Hervé, F. y Fanning, C.M. 2010. Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: Constrains from U-Pb/SHRIMP ages

from detrital zircons. International Geological Congress on the Southern Hemisphere (GEOSUR 2010). Bollettino de Geofisica 51 (Suplement): 42-44. Mar del Plata.

Ramos, V.A. Mosquera, A. Folguera, A. y García Morabito, E. 2011a. Evolución tectónica de los Andes y del engolfamiento neuquino adyacente. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 335–344, Neuquén.

Ramos V.A. Folguera A. y García Morabito E. 2011b. Las provincias geológicas del Neuquén. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds). Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 317-326, Buenos Aires.

Rapalini, A. 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Palaeozoic: Some palaeomagnetic constraints. Publicación Especial (246): 305-328. Londres.

Revil, A., Gauls, D. y Brevart, O. 2002. Mechanical compaction of sand/clay mixtures. J. Geophys. Res. 107, 2293.

Robles, D.E. 1970. Informe sobre el Grupo Choiyoi y la Formación Planicie Morada localizadas en el sector noreste de la Cuenca Neuquina. YPF. Informe Inédito. Buenos Aires.

Rodríguez, M.F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico tardío-Paleógeno temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés, J.M. (Eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 245-264. Neuquén.

Rodríguez, M.F. Leanza, H. y Salvarredy Aranguren, M. 2007. Hoja Geológica 3969-II, NEUQUÉN, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Argentino, Boletín 370. Buenos Aires.

Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T.P., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D. y Ramos, V.A. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: insights from structural analysis and apatite fission track dating. Journal of South American Earth Sciences 64: 418-433.

Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.A. y Ballent, S. 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en la Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 359-373. Santiago de Chile.

Riccardi, A.C. y Gulisano, C.A. 1992. Unidades limitadas por discontinuidades: Su aplicación al Jurásico andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45(3-4): 346-364. Buenos Aires.

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 (2): 228-234. Buenos Aires.

Rust, B.R. 1972. Structures an process in a braided river. Sedimentology 18: 221-245.

- Rust, B.R. 1978. Depositional models for braided alluvium. En: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 605-625.
- Salgado, L., Canudo, J.I., Garrido, A.C., Ruiz-Omeñaca, J.I., García, R.A., de la Fuente, M.S., Barco, J.L y Bollati, R. 2009. Upper Cretaceous vertebrates from El Anfiteatro area, Río Negro, Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 30: 767-784.
- Scasso, R.A., Concheyro, A., Kiessling, W., Aberhan, M., Hecht, L., Medina, F. y Tagle, R. 2005. A tsunami deposit at the Cretaceous/Paleogene boundary in the Neuquén Basin of Argentina. *Cretaceous Research* 26: 256-280.
- Schmidt, N.G., Alonso, J.C. y Giusiano, A. 2013. Assessment of Vaca Muerta Formation shale oil—Production decline—curve analysis. En: Workshop on Unconventional Reservoirs, Ministry of Energy, Neuquén Province, Argentina, Abril 17, 2013: Workshop on Unconventional Reservoirs, 31 p.
- Scivetti, N. 2017. Análisis comparativo de los controles tectónicos y eustáticos sobre la estratigrafía de Post-Rift (Jurásico inferior - Cretácico inferior) en el Sector Central de la Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis doctoral, 187p. Universidad Nacional de la Plata
- Selley, R.C. y Sonnenberg, S.A. 2014. The Reservoir. En: Selley, R.C. y Sonnenberg, S.A. (Eds.). *Elements of Petroleum Geology*. 3ra edición. Elsevier, Ámsterdam. 507 p.
- Smith, N.D. 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology* 82: 205-224.
- Smith, G.A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment – terminology and depositiona process. *Geological Society of America Bulletin* 97: 1-10.
- Smith-Woodward, A.S. 1896. On two Mesozoic crocodilians *Notosuchus* nov. gen. and *Cynodontosuchus* nov. gen. from the red sandstones of the Territory of Neuquén (Argentina). *Anales del Museo de la Plata*. Paleontología 4: 1-20.
- Soil Survey Staff. 1999. Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys, 2nd edition. Natural Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 436.
- Spalletti, L.A., Arregui, C. y Veiga, G.D. 2011. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. En: Leanza H. Arregui C. Carbone O. Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 99-111. Neuquén.
- Steinmann, G. 1910. Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Sudamerikas. *Geologische Rundschau*. 1: 13-35.
- Stinco, L.P. 2013. Cómo son los reservorios no convencionales en la Argentina. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas. *Petrotecnia* 3, pp. 63-71.
- Stinco, L. y A. Mosquera, 2003. Estimación del contenido total de carbono orgánico a partir de registros de pozo para las formaciones Vaca Muerta y Los Molles, Cuenca Neuquina, Argentina. 2° Congreso de Hidrocarburos, IAPG, Buenos Aires, Argentina.

- Stinco, L.P. y Barredo, S. 2014a. Características geológicas y recursos asociados con los reservorios no convencionales del tipo shale de las cuencas productivas de la Argentina. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas. Petrotecnia 5, pp. 44-66.
- Stinco, L.P. y Barredo, S. 2014b. Vaca Muerta Formation: an Example of Shale Heterogeneities Controlling Hydrocarbons Accumulations. Unconventional Resources Technology Conference (URTeC). American Association of Petroleum Geologists. Denver, Estados Unidos.
- Stinco, L.P. y Barredo, S. 2014c. Geología del Petróleo y Gas. Apuntes.
- 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 (4): 403-478. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpataagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (2): 367-388. Buenos Aires.
- Tiab, D. y Donaldson, E.C. 2015. Petrophysics – Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties. 4ta edición. Gulf Professional Publishing.
- Tissot, B.P. y Welte, D.H. 1984. Petroleum Formation and Occurrence. 2nd Edition. Springer-Verlag. Berlin. 699 p.
- Tripaldi, A. 2002. Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos, su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 363pp. (inédito).
- Tripaldi, A. y Limarino, C.O. 2008. Ambientes de Interacción Eólica-Fluvial en Valles Intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis. 15: 43-66.
- Turienzo, M. Sánchez, N. Lebinson, F. y Dimieri, Luis. 2018. The Structure of the Southern Central Andes (Chos Malal Fold and Thrust Belt). En: Folguera *et. al.* (eds) The evolution of the Chilean–Argentinean Andes: 419-451. Springer. New York.
- Turner, J.C.M. 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 44(1-4): 5-51. Córdoba.
- Uliana, M.A. 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias del Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral, 117p. Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- Uliana, M.A. y Camacho, H.H. 1975. Estratigrafía y paleontología de la Formación Vaca Mahuida, provincia de Río Negro. 1er Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 2: 357-373. San Miguel de Tucumán.
- Uliana, M.A. y Dellapé, D.A. 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión eoterciaria del Engolfamiento Neuquino. (Patagonia septentrional). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711.

- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-613, Tulsa.
- Uliana, M.A. y Legarreta, L. 1993. Hydrocarbon habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *J. Pet. Geol.*, 16(4): 397-420.
- Vallati, P. 1995. Presencia de Afropollis (Polen de Angiospermas) en el Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina. 6° Congreso Geológico Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas: 277-290. Trelew.
- Vallati, P. 2001. Middle Cretaceous microflora from the Huincul Formation ("Dinosaurian Beds") in the Neuquén Basin, Patagonia, Argentina. *Palynology* 25: 179-197.
- Van Krevelen, D.W. 1961. *Coal Typology Chemistry Physics Constitution*, Elsevier Publishing Company. Amsterdam.
- Veiga, G.D. 1997. Influencia de factores extrínsecos en la evolución de una planicie aluvial: sedimentología de la Formación Challacó en el Cerro Lotena, provincia del Neuquén, República Argentina. *AAS Revista* 4: 111-128.
- Veiga, R. 2002. Migración de hidrocarburos y sistemas petroleros cuyanos en el ámbito central de la Cuenca Neuquina – Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata.
- Veiga, R., Lara, M.E. y Bruveris, P. 1999. Distribución de hidrocarburos sobre el margen externo en una cuenca de trans-arco. Ejemplos en la Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera época. Año 16, N° 60: 142-164. Buenos Aires
- Veiga, R., Vergani, G., Brisson, I., Macellari, C., y Leanza, H. 2020. The Neuquén Super Basin. *AAPG Bulletin*. 104.
- Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J. y Welsink, H. J. 1995. Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A. J., Suárez S, R. y Welsink, H. J. *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir* 62, pp. 383-402.
- Villar, H.J., Laffitte, G.A. y Legarreta, L. 1998. The source rocks of the Mesozoic Petroleum Systems of Argentina: a comparative overview on their geochemistry, paleoenvironments and hydrocarbon generation patterns, ABGP/AAPG International Conference & Exhibition. Pp. 186-187. Río de Janeiro, Brasil. Republicado en: 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Tomo II, pp. 967-968. Buenos Aires.
- Vincelette, R.R., Beaumont, E.A. y Forster, N. 1999. Classification of Exploration Traps. En: Beaumont, E.A. y Foster, N.H. (Eds.). *Exploring for oil and gas traps – Treatise of Petroleum Geology/Handbook of Petroleum Geology*. American Association of Petroleum Geologists. pp. 2-1 – 2-42. Tulsa, Okla.

- Volkheimer, W. y Salas, A. 1976. Estudio palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la Cuenca Neuquina, en su localidad tipo. Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 1:433-543. Bahía Blanca.
- Volkheimer, W., Quattrocchio, M., Salas, A. y Sepúlveda, E. 1976. Caracterización palinológica de Formaciones del Jurásico superior y Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina (República Argentina). Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 1:593-608. Bahía Blanca.
- Weaver, CH. 1927. The Roca Formation in Argentina. American Journal of Science, 5(13): 417-434.
- Weaver, Ch. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. Memoir University Washington, 1:1-469. Seattle.
- Weber, E. 1972. Descripción geológica de la Hoja 35f, Jagüel de los Milicos, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. 118 págs. Buenos Aires. (Informe inédito).
- Welte, D. H. 1969. Organic Geochemistry of carbon. En: Handbook of Geochemistry. Berlin-Heidelberg-New York: Springer. II/1. 6L1-6L.30.
- Wichmann, R. 1916. Las Capas con Dinosaurios en la costa sur del río Negro frente a General Roca. Physis. 2(11): 258-262. Buenos Aires.
- Wichmann, R. 1924. Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquén y en el territorio de Río Negro. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología (Sección: Geología), Publicación 2: 3-22. Buenos Aires.
- Wichmann, R. 1927. Sobre la Facies Lacustre Senoniana de los Estratos con Dinosaurios y su fauna. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 30: 383-405. Córdoba.
- Wichmann, R. 1934. Contribución al conocimiento de los territorios del Neuquén y Río Negro. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Boletín N° 39: 1-27. Buenos Aires.
- Williams, P.F. y Rust, B.R. 1969. The sedimentology of a braided river. Journal of Sedimentary Petrology 39: 649-679.
- Windhausen, A. 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco). Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Minería y Mineralogía, Anales 10(1): 1-60, Buenos Aires.
- Windhausen, A. 1922. Estudios geológicos en el valle superior del Río Negro. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 29 (Serie B): 1-89. Buenos Aires.
- Windhausen, A. 1925. Las antiguas conexiones de la Patagonia. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 28: 213-250, Córdoba.
- Windhausen, A. 1931. Geología Argentina. II parte. Geología Histórica y regional del territorio argentino. Editorial Peusser. Buenos Aires.

- Yang, C., Hou, L., Yang, F., Luo, X. y Wang, J. 2017. Controlling factors of volcanic hydrocarbon reservoirs in Bohai Basin, China. *J. Nat. Gas. Geosci.* 2, 219-228.
- Yrigoyen, M.R. 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional Ciencias, 345-364. Córdoba.
- Yrigoyen, M.R. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. 1° Congreso Geológico Chileno. Actas I: 168-190. Santiago.
- Yrigoyen, M. R. 1991. Hydrocarbon resources of Argentina. En: World Petroleum Congress, No. 13. *Petrotecnia, Publicación Especial*: 38-54. Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G. Zapata, T. Del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En: Kay, S.M. 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. *Publicación Especial*:407: 125-145.
- Zappettini, E.O., Méndez, V. y Zanettini, J.C.M. 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 42(1-2): 206-207. Buenos Aires.
- Zavala, C.A. y Ponce, J.J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén* (Eds: H.A. Leanza *et al.*). 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 205-222, Neuquén.
- Zhao, JZ, Li, J., Wu, WT., Cao, Q., Bai, YB y Chuang, E. 2019. The petroleum system: a new classification scheme based on reservoir qualities. *Pet. Sci.* 16, 229-251.
- Zöllner, W. Amos, A.J. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal (Prov. Neuquén), Bull. 143. 91 pp. Servicio Geológico Minero Argentina. Buenos Aires.

Esta tesis posee un archivo anexo, disponible en:

http://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO00001194_Luchetta_anexo