

TESIS DOCTORAL
2026

**ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS Y
MICROESTRUCTURAS FRÁGILES APLICADO A UN
RESERVORIO NO CONVENCIONAL DE TIPO 'TIGHT'.
IMPLICANCIAS EN LA EXPLORACIÓN Y DESARROLLO
DE LA FORMACIÓN QUINTUCO, EN EL ÁREA
LOMA LA LATA, CUENCA NEUQUINA.**

MAGDALENA TETTAMANTI

DIRECTORES:

DR. JUAN R. FRANZESE

DRA. MICAELA R. GARCÍA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Facultad de Ciencias
Naturales y Museo



C I G
CONICET
U N L P

*Diseño de portada por
Manuela Tettamanti*

**ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS Y
MICROESTRUCTURAS FRÁGILES APLICADO A UN
RESERVORIO NO CONVENCIONAL DE TIPO 'TIGHT'.
IMPLICANCIAS EN LA EXPLORACIÓN Y
DESARROLLO DE LA FORMACIÓN QUINTUCO,
EN EL ÁREA LOMA LA LATA, CUENCA NEUQUINA.**

LICENCIADA MAGDALENA TETTAMANTI

DIRECTORES:

DR. JUAN R. FRANZESE

DRA. MICAELA R. GARCÍA

**FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA**



**UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA**



A la Ba.

*A mi familia, a mis amigas, a mis amigos
que tanto me inspiran y a quienes quiero inspirar.*

*“Pero esto era como si la naturaleza
me hubiera encerrado con llave
en su propia habitación...
me había habituado a considerarla
un poco como otro cielo.”*

Victoria Ocampo

INDICE

AGRADECIMIENTOS	I
RESUMEN.....	III
ABSTRACT	VI
CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 2 – MARCO GEOLÓGICO	5
2.1. Geodinámica regional de la Cuenca Neuquina	6
2.2. Estratigrafía.....	9
2.3. Unidades morfoestructurales de la Cuenca Neuquina	12
2.3.1. <i>Dominio del Engolfamiento Neuquino: Yacimiento Loma La Lata</i>	15
2.3.2. <i>Dominio de la Faja Plegada y Corrida del Agrio: Anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta.</i>	15
2.3.3. <i>Dominio de la Dorsal de Huincul: Anticlinal de Picún Leufú</i>	16
CAPÍTULO 3 - METODOLOGÍA	18
3.1. Selección de afloramientos análogos al reservorio.	18
3.2. Análisis estructural.....	19
3.2.1. <i>Análisis geométrico y cinemático</i>	19
3.2.2 <i>Análisis temporal: cronología relativa y termocronología</i>	21
3.3. Análisis paramétrico de las fracturas naturales	23
3.3.1. <i>Medición directa y sistemática a mesoescala en subsuelo y afloramientos</i>	23
3.3.2 <i>Análisis microestructural</i>	27
3.4. Análisis de estratigrafía mecánica	29
3.4.1. <i>Perfiles sedimentarios</i>	29
3.4.2 <i>Medición directa de densidad de fracturas naturales de mesoescala</i> ..	31

3.4.3. <i>Medición directa e indirecta de propiedades elásticas e inelásticas...</i>	33
CAPÍTULO 4 – ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DEL RESERVORIO	35
4.1 Análisis de facies de la Formación Quintuco (miembros Inferior- Medio) ...	35
4.1.1 <i>Facies Carbonáticas</i>	37
4.1.2. <i>Facies Mixtas</i>	39
4.2.3. <i>Facies Silicoclásticas</i>	39
4.2. Análisis de facies de la Formación Picún Leufú.....	41
4.2.1. <i>Facies Carbonáticas</i>	41
4.2.2. <i>Facies Mixtas</i>	44
4.2.3. <i>Facies Silicoclásticas</i>	46
4.3. Asociación de facies del intervalo.....	46
CAPÍTULO 5- ANALISIS MULTIESCALAR Y TEMPORAL DE LAS FRACTURAS NATURALES EN EL RESERVORIO	51
5.1 Análisis meso - microestructural de Fracturas Naturales en el yacimiento Loma La Lata.....	51
5.2. Análisis meso - microestructural de Fracturas Naturales en la Sierra de la Vaca Muerta	56
5.3. Análisis meso - microestructural de Fracturas Naturales en el Anticlinal de Picún Leufú	63
CAPÍTULO 6 - ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL SISTEMA DE FRACTURAS NATURALES	70
6.1. Análisis paramétrico de Fracturas naturales en el ámbito del Engolfamiento Neuquino	70
6.2. Análisis paramétrico de Fracturas Naturales en la Sierra de la Vaca Muerta	77
6.2.1 <i>Análisis de la distribución espacial de fracturas naturales</i>	85
6.2.2. <i>Topología de fracturas naturales en Sierra de la Vaca Muerta</i>	89

6.3. Análisis paramétrico de Fracturas naturales en el Anticlinal de Picún Leufú	91
6.3.1 Análisis de la distribución espacial de fracturas naturales.....	97
6.3.2. Topología de fracturas naturales en el anticlinal de Picún Leufú.....	101
CAPÍTULO 7-ANÁLISIS GEOMECÁNICO DEL RESERVORIO	102
7.1. Unidades mecánicas de la Formación Quintuco en el Engolfamiento Neuquino.....	102
7.1.1. Caracterización mecánica a partir de registros directos	103
7.1.2. Caracterización de propiedades elásticas a partir del análisis dinámico	105
7.2. Análisis de la distribución de fracturas naturales en las formaciones Quintuco y Picún leufú	107
7.2.1. Distribución de fracturas naturales a partir de mediciones indirectas en unidades mecánicas dinámicas	107
7.2.2. Distribución de Fracturas Naturales a partir de mediciones directas	109
7.2.3. Síntesis de la distribución de Fracturas Naturales.....	112
7.3. Integración de resultados geomecánicos	113
CAPÍTULO 8 – INTEGRACIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	117
8.1. Génesis y evolución del sistema de fracturas en las formaciones Quintuco-Picún Leufú	117
8.1.1. Formación Quintuco: características y origen de las fracturas en subsuelo.....	117
8.1.2. Formación Picún Leufú: características y origen de las fracturas en afloramientos.....	122
8.1.3 Controles mecánicos en la génesis y distribución de fracturas	125
8.2. Análisis temporal y espacial del sistema de fracturas del reservorio heterogéneo de las Formaciones Quintuco – Picún Leufú	129
8.2.1. Evolución tectónica del sistema de fracturas	129

8.2.2. <i>Contraste mecánico y su influencia</i>	137
8.3 Modelo evolutivo de las facies fracturadas del reservorio heterogéneo de las formaciones Quintuco- Picún Leufú	140
CAPÍTULO 9 – CONCLUSIONES	145
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	149

AGRADECIMIENTOS

Durante el camino que he recorrido para llegar a escribir esta tesis doctoral he aprendido que el sentido está en compartirlo con personas que inspiran, sostienen y acompañan con cariño. Por ello, quiero agradecer a todas aquellas personas que han confiado en mí y me han guiado no solo hacia un logro profesional, sino también en la búsqueda de siempre ser siempre una mejor persona.

En estos tiempos desesperanzadores, la ciencia y la educación son y seguirán siendo los faros que iluminan el camino para construir un futuro mejor. Es por eso por lo que quiero agradecer a la Universidad Nacional de La Plata, universidad pública, gratuita y de calidad; a mi casa de estudios, la Facultad de Ciencias Naturales y Museo; y al CONICET, por darme la posibilidad de crecer profesionalmente; al Centro de Investigaciones Geológicas, por abrirme las puertas para desarrollar este trabajo y por permitirme formar parte de un grupo humano que siempre lleva la camiseta puesta, por y para el futuro de la ciencia. A toda esta gran comunidad, que me convoca a trabajar de lo que me gusta en pos de un país soberano, mi más sincero agradecimiento.

En especial a mi familia por el apoyo incondicional, por la confianza en cada nueva etapa. A mi Mamá por la libertad para elegir cada paso que me lleve a un lugar mejor, gracias por festejar todos los momentos felices y ser un refugio los días tristes. A mi Papá a quien extraño todos los días, por aprender conmigo, por enseñarme a ser mejor hija, mejor hermana y por darme la fortaleza para poder transitar hasta los momentos más duros, sé lo orgulloso que estabas por esta tesis. A mis hermanos, hermanas, Andre y Mariano, por ser siempre sostén, gracias por tantas risas, alegrías, abrazos y por tanto amor, sigamos creando recuerdos! A Félix y Amelia ojalá algún día pueda inspirarlos tanto como ustedes me inspiran a mí. Gracias a mis Tíos, Tías, Abuelo, Abuelas, Primas y Primos todos tan queridos. A la Ba, gracias por todos y cada uno de tus días cerca de los míos, por ser para siempre mi persona favorita. A Donatellito, compañero y coautor espiritual de este y cada trabajo. A Leo por el amor, la inmensa compañía y las tantas alegrías juntos!

A Mica, por cada momento compartido, por la paciencia, la confianza, el compromiso con que toma cada una de mis ideas y ayudarme a darles un salto de calidad; gracias por compartir la pasión por este trabajo (y por todos que vendrán). Pero, sobre todo, nada valoro más que tu amistad, siempre gracias!

A Juan por abrirme las puertas a este trabajo que tanto disfruto, gracias por la oportunidad, la confianza y el apoyo. Gracias por recordarme que lo más importante es transitar y elegir los proyectos que den felicidad.

A los jurados de esta tesis, Gustavo Vergani, Laura Giambiagi y Matías Ghiglione, quienes se tomaron el tiempo de leerla detenidamente y realizar aportes significativos que

contribuyeron a mejorar la calidad de este trabajo. Gracias por la dedicación, las observaciones precisas y el compromiso puesto en la evaluación.

A mis compañeros de oficina, Manu, Tobi y Dam, gracias por tanto aguante, gracias por ser de los amigos que siempre empujan para adelante, gracias por estar cerca sosteniendo con tanto cariño. A mis amigas y amigos del CIG, a Cami, Lucas, Joaco, Manu, Rodri, Vicky, Mer, Euse, Lara, Tomi, Mari, gracias por compartir estos años, por tantos mates, almuerzos, charlas, son ustedes los y las que hacen que ir a trabajar sea siempre con alegría. A mis increíbles amigas, Cintia, Estefi, Emi, Cami gracias por tantos años de amistad, por ser siempre un lugar feliz.

A Mer Mancino, Rita Irazabal, Nelly, Carolina Aguirre, Loana Bello, Juan Sanabria, Victor Liegl, Luis Vigiani, Germán Kurten, Pablo García, Daniel Martire, Celeste D'Andrea, y a todo el personal técnico y administrativo del CIG, por estar siempre a disposición dando una mano. A Rocío Wlasiuk, gracias para siempre Rusa!

A la Cátedra de Geología Estructural, a mis compañeros y compañeras con quienes comparto esta hermosa vocación, gracias por el apoyo de siempre.

A quienes brindaron su apoyo en este trabajo durante las campañas, en el gabinete y en los laboratorios. Gracias nuevamente a mis amigos Cintia Palacios y Lucas Mon por el aguante y la colaboración en el campo y el laboratorio. A Mariana Olivo, por su generosidad, paciencia y constante apoyo; gracias por estar siempre presente y darme una mano cuando la necesitaba. Gracias también a Gabriela Buchanan por su valiosa colaboración profesional y personal, y por el respaldo que me permitió llevar adelante este trabajo junto con cada uno de los que han colaborado y transitado por el equipo Quintuco. A Lucía, Daniel y grupo, por su colaboración y por brindarse siempre a una charla. A la empresa nacional YPF S.A. e Y-Tec a por colaborar con los datos necesarios para realizar esta tesis. También agradecerles los institutos LAMIR (UFPR) y CEQUINOR (UNLP) por su colaboración.

Finalmente, quiero agradecer a las políticas públicas que fomentan el crecimiento científico, tecnológico y educativo de la Argentina, que hoy se encuentran en peligro. Nadie nos hará creer jamás que el conocimiento es en vano.

A todos y todas ustedes, que creen como yo, que la ciencia y la educación son herramientas soberanas para la transformación social:

¡GRACIAS!

RESUMEN

Las fracturas naturales son estructuras frágiles de meso y microescala que desempeñan un rol clave en reservorios de hidrocarburos, especialmente en aquellos no convencionales de tipo *tight*, donde la conectividad y la movilidad de fluidos dependen de la permeabilidad secundaria. Su geometría, cinemática y distribución espacial están determinadas por la interacción entre los esfuerzos que las generan y las propiedades de las rocas de caja. En reservorios heterogéneos, como el intervalo Titoniano–Berriasiano de las formaciones Quintuco y Picún Leufú en la Cuenca Neuquina, estas interacciones adquieren particular relevancia al controlar tanto el almacenamiento como la migración de fluidos.

El presente trabajo consiste en realizar un estudio integral del sistema de fracturas naturales de dicho intervalo estratigráfico, mediante un enfoque multiescalar y multidisciplinario que permite caracterizar su génesis, geometría, cinemática, distribución espacial y vinculación con los procesos de generación y migración de hidrocarburos.

La metodología combinó trabajos de campo, gabinete y laboratorio en afloramientos y subsuelo. En testigos de perforación y perfiles eléctricos se efectuaron mediciones sistemáticas, análisis petrográficos, estudios microestructurales y determinaciones de propiedades geomecánicas. En las estaciones de afloramiento de la Sierra de la Vaca Muerta y el anticlinal de Picún Leufú, en la provincia de Neuquén se realizaron relevamientos estructurales, estudios paramétricos de fracturas, análisis de estratigrafía mecánica y termocronología relativa de rellenos. Esta integración permitió vincular la geometría y cinemática de las fracturas con el marco tectónico regional y las propiedades mecánicas de las facies sedimentarias.

Los resultados sedimentológicos permitieron identificar diecisiete facies agrupadas en cuatro asociaciones de facies de plataforma carbonática. Se definieron tres facies geomecánicas: competentes de alta (CAR) y baja resistencia (CBR), y no competentes (NC). En Loma La Lata (Fm. Quintuco) se reconocieron

tres sets principales de fracturas, mientras que en Sierra de la Vaca Muerta y Picún Leufú (Fm. Picún Leufú) se describieron cuatro sets más un grupo no sistemático. Los sets de fracturas discretas y sistemáticos muestran orientaciones N–S, NE–SO, E–O y NO–SE, con cinemáticas híbridas de apertura y cizalla. Los análisis estadísticos muestran que, la conectividad individual de las fracturas es baja mientras que los análisis topológicos evidencian índices de interconexión intermedios a altos, lo que sugiere una red bien conectada a escala local. A su vez, los contrastes de competencia entre facies controlan la nucleación, geometría y densidad de fracturas, con mayor intensidad en facies competentes delgadas (CBR) y menor en intervalos masivos (CAR), mientras que las litologías finas no competentes (NC) concentran fracturas de compactación y sobrepresión.

La evolución temporal se sintetiza en cuatro eventos: fracturación por compactación (Evento I, Cretácico Inferior), fracturación por sobrepresión (Evento II, Cretácico Superior, 80–89 Ma), fracturación sintectónica inicial (Evento III, Paleoceno, 61 Ma) y reactivación sintectónica tardía (Evento IV, Mioceno Medio–Superior, 17–8,5 Ma). Los Eventos I y II se asocian a la maduración y expulsión primaria de hidrocarburos, mientras que los Eventos III y IV controlan la migración secundaria, con evidencias de rellenos carbonáticos e hidrocarburos.

En síntesis, la Cuenca Neuquina durante el Titoniano–Berriasiano constituye un sistema de reservorios heterogéneos donde la fracturación natural resulta de la interacción simultánea y compleja entre procesos diagenéticos y tectónicos, modulados por las propiedades mecánicas de las facies sedimentarias. La evolución tectónica y las propiedades geomecánicas de las facies están estrechamente vinculadas a las condiciones que controlan tanto el almacenamiento como la movilidad de los fluidos. En este marco, el sistema de fracturas se organiza en torno a dos variables críticas: (i) los mecanismos de fracturación, asociados a compactación, sobrepresión y esfuerzos diferenciales; y (ii) la distribución heterogénea de fracturas en las distintas facies geomecánicas. La interacción de estos factores define la conectividad, densidad, orientación y distribución de las fracturas, condicionando directamente la migración primaria y secundaria de fluidos dentro del reservorio.

El sistema de reservorios heterogéneos puede describirse considerando que las facies no competentes de asociaciones marino profundo e interbarra actuaron como rocas generadoras, cuya maduración se vinculó a la diagénesis de soterramiento y culminó con la expulsión de hidrocarburos durante el Evento II, asociado a fracturación por sobrepresión. Por su parte, los reservorios se desarrollaron en interfaces competentes de baja y alta resistencia ubicadas en los bordes de lóbulos y barras carbonáticas, donde el sistema de fracturas presenta buena conectividad local y porosidad secundaria capaz de incrementar hasta en un 10 % la porosidad primaria. Esta relación intrínseca entre geomecánica, tectónica y dinámica de fluidos constituye la base para comprender la complejidad del sistema y sustenta los modelos interpretativos desarrollados en este trabajo.

ABSTRACT

Natural fractures are brittle structures at meso- and micro-scales that play a key role in hydrocarbon reservoirs, particularly in unconventional tight reservoirs, where fluid connectivity and mobility depend on secondary permeability. Their geometry, kinematics, and spatial distribution are determined by the interaction between the stresses that generate them and the properties of the host rocks. In heterogeneous reservoirs, such as the Tithonian–Berriasian interval of the Quintuco and Picún Leufú formations in the Neuquén Basin, these interactions are particularly relevant as they control both fluid storage and migration.

The present work consists in carrying out a comprehensive study of the natural fracture system of the stratigraphic interval, through a multiscale and multidisciplinary approach that allows the characterisation of its genesis, geometry, kinematics, spatial distribution, and connection with hydrocarbon generation and migration processes.

The methodology combined fieldwork, desk studies, and laboratory analyses in both outcrop and subsurface settings. Borehole cores and electric logs were used for systematic measurements, petrographic analyses, microstructural studies, and determinations of geomechanical properties. In the stations of the outcrop, at the Sierra de la Vaca Muerta and the Picún Leufú anticline, structural surveys, parametric fracture analyses, mechanical stratigraphy, and relative thermochronology of fracture infills were carried out. This integration enabled the linkage of fracture geometry and kinematics with the regional tectonic framework and the mechanical properties of sedimentary facies.

Sedimentological analyses identified four carbonate platform facies associations. Three geomechanical facies were defined: high-resistance competent (CAR), low-resistance competent (CBR), and non-competent (NC). In Loma La Lata (Fm. Quintuco), three main fracture sets were recognised, whereas in the Sierra de la Vaca Muerta and Picún Leufú (Fm. Picún Leufú), four systematic sets plus a non-systematic group of discrete fractures were described. Systematic

fracture sets display N–S, NE–SW, E–W, and NW–SE orientations with hybrid opening and shear kinematics. Statistical analyses indicate that, although individual fracture connectivity is low, topological analyses reveal intermediate-to-high interconnection indices, suggesting a well-connected network at the local scale. Contrasts in facies competence control fracture nucleation, geometry, and density, with higher intensity in thin competent facies (CBR) and lower intensity in massive intervals (CAR), whereas fine-grained non-competent facies (NC) concentrate compaction- and overpressure-related fractures.

The temporal evolution of fracturing is synthesised in four events: compaction-related fracturing (Event I, Lower Cretaceous), overpressure-related fracturing (Event II, Upper Cretaceous, 80–89 Ma), early syntectonic fracturing (Event III, Paleocene, 61 Ma), and late syntectonic reactivation (Event IV, Middle–Upper Miocene, 17–8.5 Ma). Events I and II are associated with primary hydrocarbon maturation and expulsion, whereas Events III and IV controlled secondary migration, with evidence of carbonate and hydrocarbon-filled fractures.

In summary, the Neuquén Basin during the Tithonian–Berriasian constitutes a heterogeneous reservoir system where natural fracturing results from the simultaneous and complex interaction of diagenetic and tectonic processes, modulated by the mechanical properties of sedimentary facies. Fracture systems are controlled by both the mechanisms of fracturing—compaction, overpressure, and differential stresses—and the heterogeneous distribution of fractures within mechanical facies. This interaction determines fracture connectivity, density, orientation, and distribution, directly influencing primary and secondary fluid migration. Non-competent facies in deep marine and interbar environments acted as source rocks, maturing during burial diagenesis and expelling hydrocarbons during Event II, while reservoirs developed in competent interfaces at lobes and carbonate bars, displaying good local connectivity and secondary porosity of up to 10%. Secondary migration occurred in two continuous stages: first during the Paleocene towards the west, and then during the Miocene. This intrinsic relationship between geomechanics, tectonics, and fluid dynamics provides the

foundation for understanding the complexity of the system and supports the interpretative models developed in this work.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN



CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN

Las fracturas naturales son estructuras de meso y microescalas asociadas a mecanismos de deformación frágil que han sido objeto de estudio desde hace varias décadas debido a que desempeñan un rol clave en reservorios de hidrocarburos (Pollard y Aydin, 1988; Nelson, 2001; Gale et al., 2014; Ahmed, 2019). Las mismas, se consideran particularmente relevantes en reservorios no convencionales de tipo *tight*, donde la movilidad de fluidos en la matriz es muy baja o nula y la conectividad depende de la permeabilidad secundaria, como fracturas o *vugs* (Nelson, 2001; Ahmed, 2019). El comportamiento de las fracturas naturales está definido por la orientación y magnitud de los esfuerzos que las generan y las características de las rocas de caja, condicionando así su geometría, cinemática y distribución espacial (Nelson, 2001). En este contexto, las redes de fracturas son determinantes para la productividad del reservorio y, según su configuración geométrica y distribución, pueden incrementar o disminuir las propiedades petrofísicas del mismo (Aydin, 2000; Gale et al., 2014; Ukar et al., 2017; Ahmed, 2019).

En reservorios con anisotropías internas, como ocurre en secuencias mixtas, las propiedades petrofísicas están condicionadas por factores litológicos, el espesor de los estratos y la diagénesis. En estos casos, la distribución de la porosidad y la permeabilidad se distribuye de manera heterogénea, generando sectores del reservorio con propiedades hidráulicas favorables para su desarrollo y otros donde la movilidad del fluido queda restringida (Nelson, 2001; Ahmed, 2019). A los reservorios heterogéneos, donde la conectividad hidráulica principal depende de fracturas naturales (dentro de los sectores de baja permeabilidad, así como entre las diferentes zonas), se los clasifica como reservorios naturalmente fracturados (Nelson, 2001; Ahmed, 2019). Los mismos, son frecuentes en sistemas con facies sedimentarias de condiciones petrofísicas primarias variables, incluyendo aquellos que alternan carbonatos, lutitas y areniscas compactas (Nelson, 2001; Ahmed, 2019). En este sentido, determinar la abundancia de fracturas, su conectividad y su influencia sobre la porosidad de la matriz, resulta

clave para el estudio de los reservorios heterogéneos naturalmente fracturados (Sanderson y Nixon, 2015). Comprenderlos y analizarlos requiere de enfoques multidisciplinarios y multiescalares que permitan mejorar la resolución de las observaciones de estas estructuras de escalas subsísmicas (Howell et al., 2014).

Buenos ejemplos de reservorios heterogéneos se encuentran en la Cuenca Neuquina, Argentina. Esta cuenca está ubicada al este de la Cordillera de los Andes, en Argentina y el centro de Chile, entre los 32° y 40° S de latitud y corresponde a una de las principales cuencas productoras de hidrocarburos de Sudamérica (Fig. 2.1). Cubre un área de más de 120.000 km² y contiene un registro estratigráfico continuo que abarca el Mesozoico y Cenozoico (Yrigoyen, 1991; Vergani et al. 1995; Howell et al., 2005).

En el sector central de la cuenca, la Formación Quintuco (Titoniano–Valanginiano temprano), particularmente, sus miembros inferior y medio (Titoniano–Berriasiano), conforma yacimientos de petróleo y gas, compuesto por depósitos mixtos, con alternancia de capas carbonáticas y facies silicoclásticas de grano fino (Carozzi et al., 1993; Maretto et al., 2002; Marlats et al., 2016). Estos miembros han sido interpretados como depositados en un ambiente de plataforma somera a deltaica (Weaver, 1931; Leanza et al., 1997; Schwarz et al., 2006; Olivo et al., 2016; Leanza et al., 2020).

En el sector occidental, dentro de la cordillera andina, se exponen rocas correlativas al intervalo estratigráfico Titoniano-Berriasiano de la plataforma mixta que permiten observar unidades asimilables a la Formación Quintuco en superficie. Los afloramientos corresponden a la Formación Picún Leufú (Titoniano–Berriasiano; Leanza et al., 2011; Zeller et al., 2015). Esta unidad está compuesta por facies mixtas carbonático-silicoclásticas acumuladas durante el episodio transgresivo desarrollado entre el Jurásico tardío y el Cretácico temprano (Leanza et al., 2011; Leanza et al., 2020).

El intervalo estratigráfico Titoniano–Berriasiano (miembros inferior-medio de la Formación Quintuco y Formación Picún Leufú), incluye facies con excelentes propiedades petrofísicas de reservorio (Marlats et al., 2016), pero también contiene

facies de baja permeabilidad (con particularidades asociadas a reservorios de tipo “tight”) caracterizadas por la presencia de fracturas dentro de un sistema sobrepresurizado que incrementan la conductividad hidráulica del reservorio (Marlats et al., 2016; Domanico, 2023). Estas particularidades son relevantes para su estudio integrado como un reservorio heterogéneo naturalmente fracturado (Domanico, 2023). A su vez, paleoestructuras berriasianas controlan las trampas petroleras que son rellenadas por una migración temprana y posteriormente afectada por la estructuración cenozoica de la cuenca vinculada con la tectónica andina actual moderna (Veiga et al., 2001).

Trabajos enfocados en el análisis del yacimiento en subsuelo indican la presencia de fracturas naturales irregularmente distribuidas con diferentes génesis (Marlats et al., 2016; Monti et al., 2022; Tettamanti et al., 2022): (I) de compactación (i.e. estilolitas, bandas de compactación, bandas de deformación); (II) de sobrepresión (i.e. *bed parallel veins*); y (III) fracturas discretas rellenas de carbonato de calcio. Este sistema de fracturas en subsuelo (Loma La Lata, Engolfamiento Neuquino) ha sido temporalmente asignado al periodo abarcado entre el Cretácico Superior y el Paleógeno (Monti et al., 2022). Sin embargo, los factores que controlan la distribución espacio-temporal de estas estructuras, vinculados a las heterogeneidades del reservorio y a su evolución en el contexto tectónico, constituyen una vacancia de conocimiento en el campo disciplinar. El desarrollo de reservorios heterogéneos fracturados que evolucionan en conjunto con los procesos de expulsión y migración, y su estudio, requieren ser abordados mediante enfoques multidisciplinarios y multiescalares (Nelson, 2001; Ahmed, 2019; Tavakoli, 2020). En este sentido, el análisis de afloramientos podría funcionar como complemento de la cobertura espacial, limitada, de los abordajes previos en el subsuelo (Howell et al., 2014; Ukar et al., 2019; Liu et al., 2022).

Este trabajo pretende explorar la problemática del reservorio naturalmente fracturado del intervalo Titoniano-Berriasiano de las formaciones Quintuco-Picún Leufú, a través de los siguientes interrogantes: (I) ¿Cómo se distribuyen, organizan y que características presentan las fracturas naturales dentro de las anisotropías del reservorio heterogéneo?; (II) ¿Cómo pueden integrarse las características

relevantes de las fracturas naturales en subsuelo y afloramientos para comprender las heterogeneidades del reservorio?; (III) ¿Qué variables litológicas y qué eventos tectónicos controlan la génesis, geometría y conectividad del sistema de fracturas naturales?; (IV) ¿De qué manera se relacionan los eventos de fracturación con los procesos de expulsión y migración de fluidos en el reservorio de la Formación Quintuco en la Cuenca Neuquina?

Sobre la base de estos interrogantes, se establece como objetivo general el estudio integral de las fracturas naturales del reservorio heterogéneo - fracturado del intervalo estratigráfico Titoniano-Berrasiano de la Cuenca Neuquina a partir de un análisis de multi-aproximación y escala, haciendo énfasis en las variables que condicionan a la génesis, características geométricas y cinemáticas y distribución de las estructuras, contemplando información de subsuelo y superficie.

Para aproximarse al objetivo general y profundizar en la temática analizada, el trabajo se centra en los siguientes alcances y objetivos específicos:

- Análisis multiparamétrico de las fracturas naturales en subsuelo y en afloramientos, que permita considerar su expresión mesoscópica, microscópica y relaciones estructurales, así como también la paragénesis de los rellenos de fracturas.
- Análisis de las características sedimentarias del reservorio heterogéneo que contribuyen al modelado de la distribución espacial, evaluando también las propiedades mecánicas de las rocas.
- Integración multi-escala y multi-aproximación de los resultados, junto con modelos teóricos y antecedentes de la historia geológica de la Cuenca Neuquina, con el propósito de discutir sus implicancias en la exploración y desarrollo del reservorio heterogéneo - fracturado

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO



CAPÍTULO 2 – MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina se ubica en el flanco oriental de los Andes, en Argentina y el centro de Chile, entre los 32° y 40° S de latitud (Fig. 2.1). Cubre un área de más de 120.000 km² y contiene un registro estratigráfico continuo de hasta 4000 m de espesor, que abarca desde el Triásico tardío hasta el Cenozoico temprano (Yrigoyen, 1991; Vergani et al. 1995; Howell et al., 2005). Su historia geotectónica es altamente compleja y estuvo en gran medida controlada por los cambios en la tectónica del margen occidental de Gondwana (Howell et al., 2005; Mosquera y Ramos, 2006).

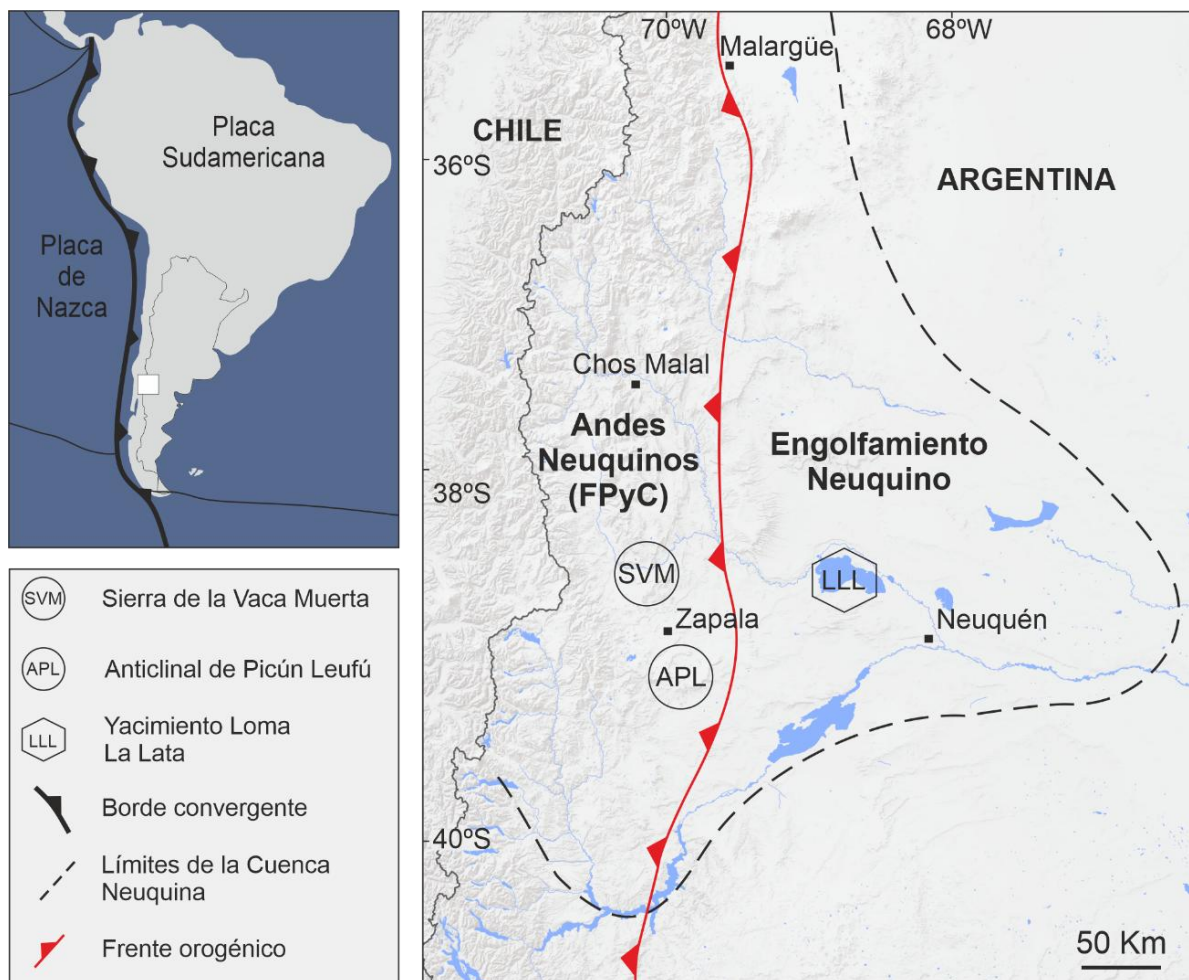


Figura 2.1. Mapa regional de la Cuenca Neuquina dentro del territorio argentino y la Placa Sudamericana. A su vez se indica las regiones del Engolfamiento Nequino y los Andes Neuquinos (FPyC: Faja Plegada y Corrida) y la ubicación de las localidades estudiadas. Los círculos indican localidades en afloramientos, mientras que los hexágonos indican localidades en subsuelo.

La cuenca presenta una morfología triangular, limitada al noreste por el macizo de Sierra Pintada, al sur por el Macizo Norpatagónico, y al oeste por el arco magmático andino, emplazado en el margen activo de la placa Gondwánica–Sudamericana. Desde el punto de vista morfoestructural, se distinguen dos regiones principales (Fig. 2.1): (I) Los Andes Neuquinos, hacia el oeste, donde la deformación del Cretácico tardío–Cenozoico dio lugar al desarrollo de una serie de fajas plegadas y corridas con rumbo N–S (Aconcagua, Malargüe y Agrio), que ofrecen excelentes afloramientos de las sucesiones mesozoicas; (II) el Engolfamiento Neuquino, hacia el este, que presenta algunos de los yacimientos hidrocarburíferos más prolíficos de Sudamérica. La región se encuentra desarrollada al este de la Cordillera Principal de Neuquén como una compleja cuenca de retroarco–antepaís durante el Mesozoico y el Cenozoico, (Howell et al., 2005; Mosquera y Ramos 2006). El área de estudio comprende la parte centro- sur y centro-este de la cuenca, correspondiente tanto a la sucesión expuesta del sector sur de los Andes Neuquinos, como al subsuelo del Engolfamiento Neuquino.

2.1. Geodinámica regional de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina es el resultado de sucesivas fases de deformación, desde el Paleozoico en adelante, que afectaron tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria que le imprime una configuración que puede ser subdividida en regiones morfoestructurales (Fig. 2.2.A). La historia tectónica de la cuenca se encuentra ampliamente estudiada por diversos autores, quienes proponen que la geodinámica regional estuvo controlada por debilidades preexistentes, la geometría de la subducción del margen pacífico-protopacífico y, finalmente, el desarrollo de la cadena andina (Yrigoyen, 1991; Vergani et al., 1995; Howell et al., 2005; Franzese y Spalletti, 2001; Mosquera y Ramos, 2006; García Morabito, 2010; García Morabito y Ramos 2012). Los ciclos de evolución geodinámica y de sedimentación se dividen en tres etapas principales (Groeber, 1946; Gulisano et al., 1984; Vergani et al., 1995; Howell et al., 2005; Franzese et al., 2006; D’Elia et al., 2015): (I) una fase extensional vinculada al colapso del orógeno gondwánico durante el Triásico tardío–Jurásico temprano, que generó el calentamiento anómalo

del manto superior, y favoreció el debilitamiento cortical, durante el desmembramiento de la placa. En consecuencia el desarrollo de grábenes y hemigrábenes NO–SE y E–O, generaron depocentros aislados (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese et al., 2003); (II) la amalgamación de estos depocentros aislados como resultado de la subsidencia térmica, que dio origen a una cuenca unificada durante el Jurásico medio al Cretácico Inferior (Vergani et al., 1995); y (III) fases contraccionales impulsadas por la orogenia andina, que se extendieron desde el Jurásico tardío hasta el Neógeno (Vergani et al., 1995; Howell et al., 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Ramos, 2010).

Estas estructuras fueron condicionadas por un régimen de desplazamiento de rumbo sub-paralelo al margen oeste (Vergani et al., 1995; Franzese y Spalletti, 2001), y subducción activa al sur de la cuenca del margen de Gondwana durante el Triásico Tardío- Jurásico Temprano (Franzese y Spalletti, 2001; Oliveros et al., 2020). Diversos trabajos indican que las geometrías de los depocentros se configuraron a partir de debilidades del basamento de edad carbonífero-pérmica, las cuales controlaron posteriormente el relleno de las etapas subsiguientes (e.g., Franzese y Spalletti, 2001; García, 2020; Rapela et al., 2024). Esta fase extensional, desarrollada durante el Triásico tardío–Jurásico temprano y caracterizada por extensión mecánica, es precursora de la fase de post-rift, en la cual los depocentros aislados comienzan a amalgamarse como consecuencia de la subsidencia térmica, dando lugar a una cuenca integrada (Vergani et al., 1995). No obstante, algunos autores señalan la participación de mecanismos de subsidencia más complejos, vinculados a basculamiento litosférico y topografía dinámica asociados a la subducción activa en el margen suroccidental de Gondwana durante el Jurásico medio–tardío (Scivetti y Franzese 2019).

Durante el Jurásico tardío - Cretácico temprano, continúa de manera dominante el régimen extensional de la cuenca de retroarco (Ramos et al., 2011), donde se desarrollan depósitos sin-sedimentarios mixtos y a su vez se registran localmente los primeros pulsos de inversión tectónica. El inicio de los primeros registros de fases compresiva (Vergani et al., 1995; Howell et al., 2005) o Fase Aluk (Mosquera y Ramos, 2006), están vinculados a la subducción del margen sur de Gondwana

(Franzese y Spalletti, 2003; Vergani et al., 1995; Howell et al., 2005), con un vector de convergencia NNO de la placa Aluk (Mosquera y Ramos, 2006). Durante este episodio, se destaca por el desarrollo de nuevas estructuras E-O y NE-SO y la reactivación de estructuras preexistentes E-O y NO-SE, con cinemática dextral, concentradas regionalmente en el sector central de la cuenca (Mosquera y Ramos, 2006). En este esquema, hacia el sur de la cuenca se destaca la estructuración del sistema de la Dorsal de Huincul (Fig. 2.2.A) durante el Jurásico tardío y el Cretácico temprano, el cual se encuentra caracterizado por lineamientos E-O y NE, con claras evidencias de reactivación de las fallas de alto ángulo (E-O y NO-SE) y desplazamientos de carácter transpresivo dextral (Zavala y Freije, 2001; García Morabito, 2010; Silvestro y Zubiri, 2008; Naipauer et al., 2012; Zavala et al., 2008). Al mismo tiempo, se desarrollan depósitos sin-sedimentarios mixtos, en el retroarco, que se limitan durante la culminación de la Fase Aluk en la discordancia Huancálica o Intravalanginiana (Mosquera y Ramos, 2006).

La Fase Farallón temprana (Zonenshayn et al., 1984, 1987) se ubica temporalmente entre el Cretácico temprano y el Cretácico tardío, y se caracteriza por ser una transición entre la fase extensional de retroarco y la consolidación del margen Andino (Ramos, 2010; Horton, 2018). En esta etapa, el vector de convergencia del margen Nazca-Farallón rota en sentido antihorario con un sentido desde el extremo NO (Mosquera y Ramos, 2006). Esta configuración reduce la tasa de deformación dentro de las estructuras de inversión generadas en el Jurásico Superior, mientras que hacia el centro y norte de la cuenca se intensifica con el inicio del acortamiento en el retroarco, con el desarrollo de una faja plegada y corrida (Fig. 2.2.A) y la migración de los depocentros hacia el este (Franzese y Spalletti, 2001; Howell et al., 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Marchal et al., 2020). Durante el Cretácico tardío continúa la Fase Farallón tardía (Zonenshayn et al. 1984, 1987), se intensifica el acortamiento en el retroarco y se desarrolla la cuenca de antepaís (Tunik et al., 2010; Horton, 2018). Hacia el final de esta fase la región del antepaís registra depósitos tabulares que indican disminución de la deformación hacia el extremo NE (Mosquera y Ramos, 2006).

Hacia el Paleógeno se define la Fase de Nazca, que corresponde a la ruptura de la placa de Farallón en las placas de Cocos y Nazca (Pardo Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). La subducción de la placa de Nazca, hacia este período, presentaba un vector de convergencia desde el O-ONO a lo largo del margen andino, donde la subducción presenta una inclinación de ($\sim 30^\circ$), que generó estructuras de acortamiento con rumbo N-S, y la inversión de estructuras con rumbo E-O y a fallas de desplazamiento de rumbo de cinemática dextral (Howell et al., 2005; Tunik et al., 2010; Ramos et al., 2011; Horton, 2018). En este contexto, se destaca el levantamiento de las estructuras N-S en la región de la Faja Plegada y Corrida (Fig.2.2.A) que sucede en dos pulsos diacrónicos de norte a sur y de oeste a este. La dinámica del el sector interno de la Faja Plegada y Corrida iniciada en la región interna de los andes neuquinos durante el Paleoceno, se expandió hacia el antepaís en el Mioceno, migrando el frente orogénico hacia el este (Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce et al., 2006; Sánchez et al., 2024) De manera local, durante la Fase de Nazca se registraron procesos extensiones limitados a estructuras de desplazamiento de rumbo E-O y N-S y a procesos de relajación cortical (Rojas Vera et al., 2015), sincrónicas con la depositación de depósitos basálticos en el centro y sur de la cuenca (Burns et al., 2006; Folguera et al., 2006; Franzese et al., 2018; Lebinson et al., 2020).

2.2. Estratigrafía

La Cuenca Neuquina presenta un registro de 7000 m que abarca desde el Triásico tardío hasta el Cenozoico temprano e incluye depósitos continentales y marinos de composiciones silicoclásticas, carbonáticas y evaporíticas (Fig. 2.2.B; Howell et al., 2005). El desarrollo de los ciclos de sedimentación estuvo estrechamente vinculado con la historia geotectónica de la cuenca (*ver cap. 2.1*; Groeber, 1946; Howell et al., 2005) y puede resumirse en tres grandes ciclos: sinrift, postrift de cuenca de trasarco y ándico, principalmente asociados a cuencas de antepaís. El ciclo sinrift recibe el nombre de Grupo Precuyo y Cuyo inferior y se caracteriza por depósitos volcanoclásticos y clásticos que rellenan el basamento de la cuenca de rift (Triásico tardío – Jurásico temprano; Gulisano et al., 1984). El ciclo

de post-rift de cuenca de trasarco incluye el Grupo Cuyo superior, el Grupo Lotena y el Grupo Mendoza. Estos depósitos reflejan tres ciclos de transgresión marina y somerización de la cuenca, con ingresiones desde el Pacífico (Jurásico Medio – Cretácico temprano; [Groeber, 1946](#); [Howell et al., 2005](#)). El ciclo Ándico, correspondiente a la etapa de antepaís, comprende los grupos Bajada del Agrio – Rayoso, Neuquén y Malargüe (Cretácico temprano – Paleógeno; [Groeber 1946](#); [Aguirre-Urreta et al. 2011](#)), dominados por depósitos continentales con ingresiones marinas episódicas desde el Atlántico. Finalmente, se incluyen los depósitos sinorogénicos del Paleógeno – Neógeno ([Groeber 1946](#); Fig. 2.2.B), asociados a la fase de deformación andina.

La unidad de estudio se encuentra incluida dentro del Grupo Mendoza ([Stipanovic et al. 1968](#)) que abarca desde el Kimmeridgiano al Barremiano e incluye a las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Picún Leufú, Quintuco, Bajada Colorada, Mulichinco y Agrio (en orden estratigráfico; Fig.2.2.C). La Formación Quintuco fue definida por [Weaver \(1931\)](#) para referir al grupo de lutitas y calizas que se encuentran por encima de la Formación Vaca Muerta. Posteriormente, [Leanza et al. \(2011\)](#) acotaron a la Formación Quintuco S.S. (*Sensu Stricto*) a las sedimentitas silicoclásticas arenosas de edad Berriasiano que concluyen en la discordancia Intravalanginiana ([Schwarz et al., 2006](#); [Olivo et al., 2016](#)), excluyendo los depósitos de plataforma mixtos carbonático-siliciclásticos (miembros inferior y medio) que fueron asignados entonces a la Formación Picún Leufú (Titoniano – Berriasiano). De esta manera, en las áreas central-occidentales de la cuenca, la Formación Picún Leufú se encuentra por debajo de la Formación Quintuco. La Formación Picún Leufú presenta una transición lateral con la Formación Vaca Muerta en las partes central y sur de la cuenca, donde las sucesiones de plataforma mixtas carbonático-siliciclásticas progradan sobre los estratos de la cuenca, volviéndose progresivamente más jóvenes hacia el centro de la misma (Fig.2.2.C; [Mitchum y Uliana, 1985](#); [Carozzi et al., 1993](#); [Leanza et al., 2011](#); [Zeller et al., 2015](#); [Leanza et al., 2020](#)).

Litológicamente, la Formación Quintuco está caracterizada en el subsuelo como una unidad mixta carbonática-silicoclástica, que junto con la Formación Vaca

Muerta constituyen una rampa mixta desarrollada durante el evento transgresivo del Titoniano-Valanginiano (Carozzi et al., 1993). Teniendo en cuenta el análisis de subsuelo, se reconoce a la Formación Quintuco como conformada por tres miembros (Maretto et al., 2002). El miembro inferior comprende depósitos carbonáticos-silicoclásticos con características progradantes y depósitos proximales de plataforma interna con mayor contenido arenoso y calcáreo de textura gruesa. Este intervalo de 120 m se denomina PreQ y está limitado por una superficie con rasgos de exposición subaérea. Por encima del PreQ, el sistema es nuevamente transgresivo, conformando un importante sello de carácter regional. El miembro medio presenta una variación de las geometrías progradacionales a agradacionales con patrones de apilamiento tabulares. Las litofacies predominantes son *grainstones* y *packstones* oolíticos y oolítico-esqueletales, asociadas a barras carbonáticas de orientación NO-SE de alta energía (Nivel Q; Maretto, 2005). Por último, el miembro superior corresponde a facies de fangolitas calcáreas limosas que gradan a *grainstones* y *packstones* oolíticos con estilolitas subhorizontales rellenas de materia orgánica (Marlats et al. 2016).

En el sector centro-sur de la cuenca aflora la Formación Picún Leufú (Leanza et al. 2011), que incluye al conjunto de calizas intercaladas con arcilitas y areniscas que se disponen de manera concordante a la Formación Vaca Muerta. Esta unidad se encuentra aflorando en la Sierra de la Vaca Muerta y en su localidad tipo en el flanco sur del Anticlinal de Picún Leufú (Fig. 2.3). Las calizas se clasifican en *grainstones*, *floatstones* y *rudstones* con importantes restos fosilíferos que forman barras tidales e incluso islas de barrera (Leanza et al. 2011; Zeller et al., 2015), e intercalan con depósitos pelíticos arcillo-limosos (Leanza et al. 2011). En la Sierra de la Vaca Muerta, la secuencia finaliza en contacto directo con la Formación Quintuco S.S. (Leanza et al. 2011; Zeller et al., 2015), que corresponde a depósitos silicoclásticos marino marginales (Olivo et al. 2016; Leanza et al. 2011).

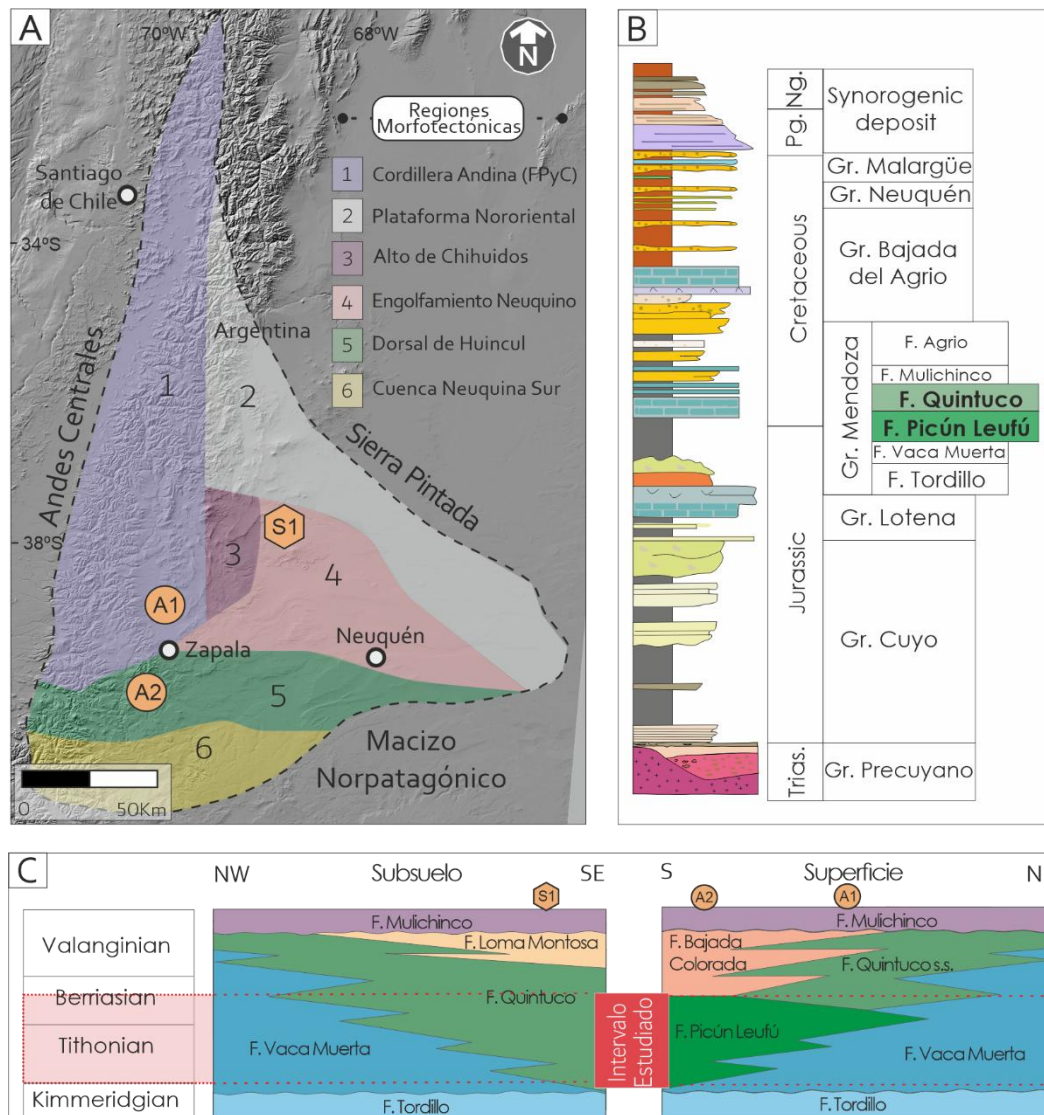


Figura 2.2. A) Mapa de la Cuenca Neuquina con los límites de las regiones Morfoestructurales. B) Columna estratigráfica de la Cuenca Neuquina modificado de [Brisson y Veiga \(1999\)](#), Modificado de [Maretto et al \(2002\)](#). C) Disposición estratigráfica en secuencia (modificada de [Zeller et al. 2015](#)). S1: Yacimiento de Loma La Lata; A1: Sierra de la Vaca Muerta; A2: Anticlinal de Picún Leufú.

2.3. Unidades morfoestructurales de la Cuenca Neuquina

La dinámica de la tectónica regional (*ver cap. 2.1*) imprime una configuración estructural y morfológica heterogénea que ha sido dividida en unidades morfoestructurales con una historia tectónica definida para cada región (Fig.2.2.A; [Howell et al. 2005](#); [Mosquera y Ramos 2006](#); [Marchal et al. 2020](#)). Actualmente la cuenca se divide en Andes Neuquinos al oeste, donde se encuentran expuestos los depósitos mesozoicos y cenozoicos dentro de fajas plegadas y corridas de orientación N-S y, por otro lado, el Engolfamiento Neuquino hacia el este, región en

la que se encuentran los grandes yacimientos de hidrocarburos con relativamente baja deformación de las unidades mesozoicas.

En términos morfoestructurales se han propuesto diferentes unidades (Vergani et al. 1995; Mosquera y Ramos 2006; Ramos et al. 2011) donde el relleno de la cuenca se estructura como consecuencia de eventos de deformación que configuran geológicamente a cada región (Fig. 2.2.A):

1. **Faja Plegada y Corrida:** región de orientación N-S que incluye las fajas plegadas y corridas de Aconcagua, Chos Malal, Malargüe y Agrio que configuran el límite este de la Cuenca Neuquina.
2. **Plataforma Norte:** ubicada en el límite NE de la cuenca que limita al norte con el macizo de la Sierra Pintada.
3. **Dorso de los Chihuidos:** alto central que limita el Engolfamiento Neuquino con la Faja Plegada y Corrida del Agrio.
4. **Engolfamiento Neuquino:** ubicado en el centro de la Cuenca Neuquina limitado por el Dorso de los Chihuidos al este, la Dorsal de Huincul al SE y la Plataforma Norte al NE.
5. **Dorsal de Huincul:** al sur de la cuenca con una orientación E-O que divide al Engolfamiento Neuquino de la Plataforma Sur
6. **Plataforma Sur:** subcuenca ubicada al S de la Dorsal de Huincul y limitada por el borde SE de la Cuenca Neuquina con el Macizo Norpatagónico.

Los Miembros inferior y medios de la Formación Quintuco (*ver cap. 2.2*) se define en el dominio correspondiente al subsuelo del Engolfamiento Neuquino y los afloramientos correlativos (Formación Picún Leufú) se encuentran bien expuestos en la Faja Plegada y Corrida del Agrio dentro de la Sierra de la Vaca Muerta (Fig. 2.3.A) y en el ámbito de la subcuenca de Picún Leufú en el anticlinal homónimo (Fig. 2.3.B) que representa la expresión superficial de la Dorsal de Huincul (Leanza et al. 2011; Olivo et al. 2016). Los eventos que configuran las principales estructuras de estas tres regiones (Dorsal de Huincul, Faja Plegada y Corrida y Engolfamiento Neuquino) son de relevancia para este trabajo y se detallan en particular dentro de este capítulo.

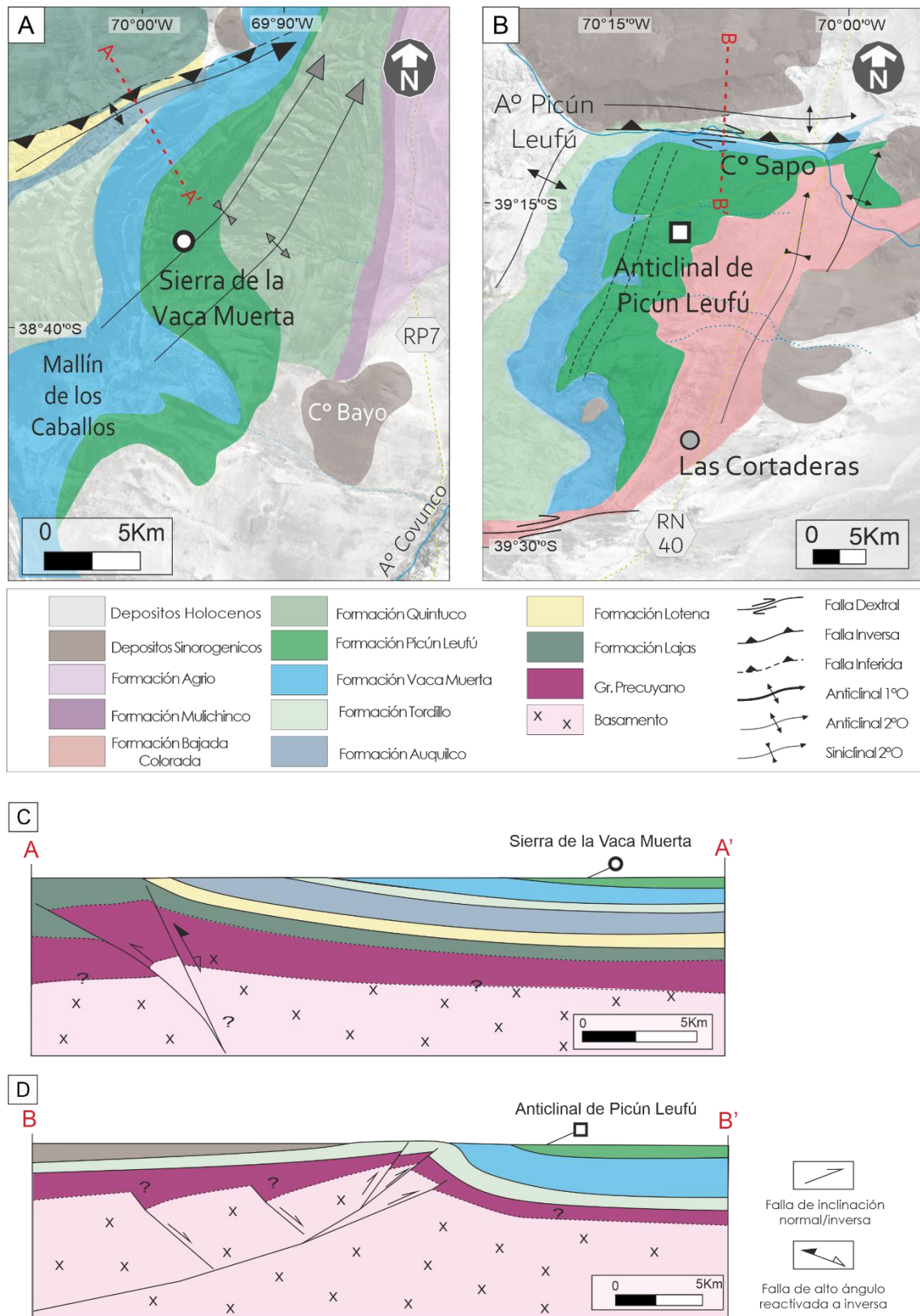


Figura 2.3. **A)** Mapa geológico de la Sierra de la Vaca Muerta, en verde se indican los afloramientos la Fm. Picún Leufú. **B)** Mapa geológico del Anticinal de Picún Leufú, en verde los afloramientos de la Fm. Picún Leufú. **C)** Perfil esquemático A-A' de la estructura interpretada del Anticinal de la Sierra de la Vaca Muerta. Modificado de [Repol \(2006\)](#). **D)** Perfil esquemático B-B' de la estructura interpretada del Anticinal de Picún Leufú. Modificado de [Naipauer et al. \(2012\)](#).

2.3.1. Dominio del Engolfamiento Neuquino: Yacimiento Loma La Lata

El Engolfamiento Neuquino se ubica entre los 36°-41°S, en el sector centro-este de la Cuenca Neuquina, limitado por la Dorsal de Huincul al sur, el Dorso de los Chihuidos al oeste y el macizo de Sierra Pintada al noreste. Esta región forma parte del retroarco y antepaís andino con episodios de levantamiento y deformación desde el Jurásico temprano hasta el Cretácico tardío (Mosquera y Ramos 2006). El Engolfamiento Neuquino presenta un espesor sedimentario total de 7.000 m, guardando el registro de la historia de subsidencia desde el Triásico hasta el Terciario, donde se conservan las estructuras normales de grábenes y hemigrábenes de orientación NO-SE y plegamientos suaves asociados a inversiones andinas más recientes (Mosquera y Ramos 2006). El distrito Loma La Lata tiene como uno de sus principales reservorios a la Formación Quintuco. Presenta trampas combinadas estratigráfico-estructurales vinculadas a una paleoestructura cretácica temprana, luego afectada por la estructuración cenozoica, y asociadas a un sistema de fracturas naturales por sobrepresión (Veiga et al. 2001; Maretto 2005).

2.3.2. Dominio de la Faja Plegada y Corrida del Agrio: Anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta.

La Faja Plegada y Corrida del Agrio (Bracaccini 1970) es una estructura con desarrollo alargado N-S, que abarca desde los 37° a los 39° de latitud sur dentro del sector centro-oeste de la provincia de Neuquén, ubicada entre el lineamiento Cortaderas al norte, el Dorso de los Chihuidos al este y la Dorsal de Huincul al sur. Esta estructura se encontró activa desde el Cretácico temprano-Cretácico tardío (Howell et al. 2005; Mosquera y Ramos 2006; Marchal et al. 2020) y constó de pulsos de actividad que concluyeron en el Mioceno tardío (Cobbold y Rossello 2003; Mosquera y Ramos 2006; Marchal et al. 2020).

La estructuración ha sido dividida en una zona interna y una zona externa (Ramos, 1999; Zapata y Folguera 2005; Zamora Valcarce et al. 2006). La primera se

caracteriza por un estilo de deformación de piel gruesa, compuesta por una serie de altos de basamento producto de inversión tectónica, lenta y controlada por estructuras heredadas desde el Cretácico tardío al Eoceno, que genera en la cobertura una serie de braquianticlinales. Por otro lado, la zona externa se caracteriza por estructuras de piel fina, de edad miocena media a superior, controladas por reactivaciones de fallas heredadas y propagaciones en secuencia con pliegues menores y despegue en las evaporitas de la Formación Auquilco (Zamora Valcarce et al. 2006; Repol 2006; Sánchez et al. 2024).

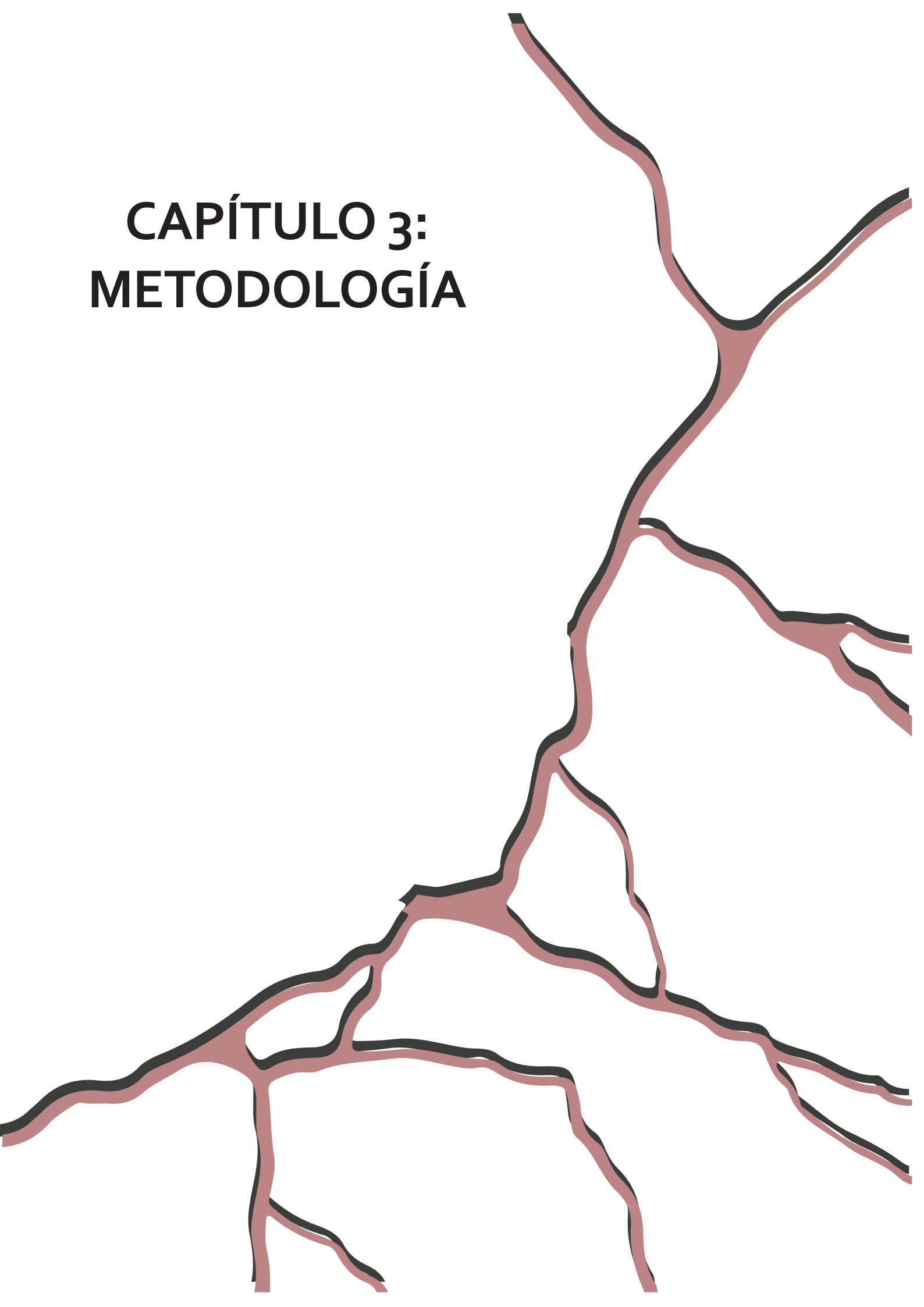
Hacia el sur de la zona externa, al norte del arroyo Covunco, se desarrolla el anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta que corresponde a una expresión superficial de la zona de transición entre los dominios Faja Plegada y Corrida y la Dorsal de Huincul y está controlada por un sistema de fallamiento de alto ángulo de orientación ENE-OSO reactivado con una componente inversa (Fig. 2.3.A; 2.3.C; Leanza et al. 2011; Repol 2006; Correa Luna et al., 2022). El anticlinal por su parte cuenta con una orientación NE-SO, con una vergencia NO y un eje buzante hacia el NE, oblicua a la Faja Plegada y Corrida, que indica una fuerte influencia de la estructuración E-O o ENE asociadas a la Dorsal de Huincul. El mismo se desarrolló en dos pulsos compresivos: el primero durante el Eoceno y el segundo durante el Mioceno (Repol 2006). En el flanco SE, se desarrolla con una inclinación suave donde se destacan amplios afloramientos de la Formación Picún Leufú (Localidad A1; Fig. 2.3.A; Leanza et al. 2011) y plegamientos superpuestos de segundo orden (Repol 2006; Correa Luna et al., 2022).

2.3.3. Dominio de la Dorsal de Huincul: Anticlinal de Picún Leufú

La Dorsal de Huincul es una megaestructura de orientación E-O al sur de la Cuenca Neuquina a los 39°S con una extensión de 300 km. Este lineamiento se configuró como resultado de múltiples eventos de inversión de los hemigrabenos formados en la etapa extensional de cuenca durante el Triásico Superior – Jurásico Inferior (Groeber, 1946; Franzese y Spalletti, 2001; Mosquera y Ramos, 2006; Pángaro et al., 2009; Mosquera et al., 2011).

Hacia el occidente se destaca la región precordillerana del sistema de Huinul, caracterizado por lineamientos E-O y NE-SO, que se encuentran invertidos con importantes rechazos verticales y componentes de rumbo dextral (Silvestro y Zubiri 2008). Algunas de las principales estructuras reconocidas en superficie son la falla de La Jardinera y el Anticlinal de Picún Leufú (al sur y norte de la Localidad A2 respectivamente; Fig. 2.3.B; 2.3.D; Naipauer et al. 2012; García Morabito 2010). El anticlinal de Picún Leufú presenta una extensión de 20 km paralela al valle del río homónimo con un eje de orientación E-O y vergencia sur (Fig. 2.3.B; Leanza et al., 1997; García Morabito, 2010; Naipauer et al., 2012). El anticlinal se encuentra asociado a un sistema de fallas desarrollado principalmente en el subsuelo, que aflora parcialmente al norte del núcleo del anticlinal, en el valle del río afectando a unidades del Grupo Cuyo. En el extremo occidental del anticlinal de Picún Leufú, se expresa la terminación septentrional de la Falla de La Jardinera (Silvestro y Zubiri 2008; García Morabito 2010). Esta estructura de primer orden presenta una orientación E-O y evidencias de reactivación de fallas de alto ángulo con desplazamiento de rumbo dextral e inverso. Este comportamiento cinemático indica un ambiente transpresivo (Fig. 2.3.D; Silvestro y Zubiri, 2008; García Morabito, 2010), que genera el plegamiento escalonado del Anticlinal de Picún Leufú, ocurrido en el lapso comprendido entre el Jurásico tardío y el Cretácico temprano (García Morabito 2010; Naipauer et al. 2012; Zavala et al. 2008; Zavala y Freije 2001).

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA



CAPÍTULO 3 - METODOLOGÍA

Con el fin de realizar un análisis integrado del tramo estratigráfico de las formaciones Quintuco – Picún Leufú (Titoniano–Berriasiano), se ideó y desarrolló un flujo de trabajo que contempló las dificultades y resaltó las virtudes del estudio de fracturas naturales en reservorios heterogeneos. Las tareas para este trabajo se desarrollaron en campo, gabinete y laboratorio, abarcando diferentes escalas de observación. Los análisis detallados a continuación se diseñaron con el fin de vincular las características descriptivas de las fracturas naturales, la geomecánica de la roca de caja y el contexto geodinámico de la Cuenca Neuquina, para generar un modelo integrado del tramo estratigráfico que corresponde al reservorio de la Formación Quintuco (miembros inferior y medio) y la Formación Picún Leufú. Todos los datos de subsuelo que se enumerarán en esta tesis como testigos corona, perfiles eléctricos, cortes petrográficos, entre otros, fueron proporcionados por la empresa argentina de gestión público-privada YPF S.A.

3.1. Selección de afloramientos análogos al reservorio.

La selección de afloramientos análogos complementa el estudio de las fracturas naturales en reservorios heterogeneos, definiendo como aspectos clave la historia evolutiva y génesis de fracturación y la estratigrafía mecánica ([Laubach et al. 2009](#); [Ukar et al. 2019](#)). En este caso, para seleccionar análogos del intervalo Titoniano–Berriasiano de Formación Quintuco (miembros inferior y medio en el reservorio del Engolfamiento Neuquino), se predefinieron variables observadas en el subsuelo, como la composición litológica, la textura y estructura sedimentaria de las rocas, la geometría de los litosomas y la historia geológica.

Para validar los afloramientos equivalentes, se consideró que las variables fueran sustancialmente coincidentes, a fin de que los datos obtenidos en subsuelo y afloramientos pudieran ser relativamente comparables. En caso de existir inconsistencias, marcadores fácilmente identificables homologaron las condiciones del reservorio, apartando las diferencias entre el análogo de

afloramiento y la formación en subsuelo (e.g., [Strijker et al., 2012](#), [Ukar et al. 2019](#));. Los aspectos equiparados fueron, por un lado, la naturaleza mixta de alternancia carbonática-silicoclástica de la estratigrafía y, por otro, la historia geológica asociada a la evolución tectónica de la Cuenca Neuquina desde el Valanginiano en adelante.

En el extremo sur de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, se encuentra aflorando la Formación Picún Leufú (Titoniano–Berriasiano) dentro del flanco sureste del anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta, con litologías que alternan entre composiciones carbonáticas y silicoclásticas. Las fracturas naturales forman parte de los elementos distintivos observados en las rocas aflorantes. De igual manera, en el extremo occidental de la Dorsal de Huincul, la Formación Picún Leufú se encuentra en superficie en el flanco austral del anticlinal homónimo con características similares a las mencionadas para la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Fig. 2.2.A) Ambos afloramientos presentan litologías homologables e historias geotectónicas diferentes a las que se registran en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino, en el intervalo Titoniano–Berriasiano de la Formación Quintuco, por lo cual, se utilizaron la génesis, relaciones de corte, geometrías y orientaciones de las estructuras como marcadores para discriminar y comparar los eventos ocurridos en cada región morfoestructural ([Howell et al., 2005](#))

3.2. Análisis estructural

Con el fin de vincular las variables tectónicas al tramo estratigráfico analizado en las diferentes regiones morfoestructurales (Fig. 3.1.A), se realizó un análisis geométrico y cinemático de las estructuras de micro y meso escala reconocidas (Cap. 5). Para una correcta interpretación según los eventos ocurridos, se analizaron las discontinuidades estructurales temporalmente.

3.2.1. Análisis geométrico y cinemático

Para el análisis geométrico y cinemático, se realizó un mapeo preliminar en gabinete de las estructuras de macroescala en las localidades de Sierra de la Vaca

Muerta (Fig. 3.1.B) y el Anticlinal de Picún Leufú (Fig. 3.1.C), utilizando imágenes ráster en sistema de referencia WGS 84 / UTM zona 19S, código EPSG:32719 de los sensores Landsat 7 (tomadas del USGS) y Sentinel 2 (código abierto del programa Copérnicus-UE). Estas imágenes fueron procesadas con el software libre QGIS.

Además, se realizaron mapeos de detalle en trabajos de campo durante 3 campañas, utilizando las mismas imágenes satelitales, brújula tipo Brunton y *tablet* (Samsung A10) a través del soporte digital de la aplicación libre *FieldmoveTM* versión 1.5.2 de *Petroleum Experts*.

Sobre el mapa construido, se seleccionaron estratégicamente 15 estaciones de medición (9 en Sierra de la Vaca Muerta y 6 en Anticlinal de Picún Leufú), donde se tomaron datos sistemáticos de orientaciones e inclinaciones de fracturas naturales con $N > 30$. Los datos fueron proyectados en el *software* especializado *Steronet* (Allmendinger et al. 2013), donde también se rebatieron las capas del anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta para corregir las orientaciones del set previo al plegamiento.

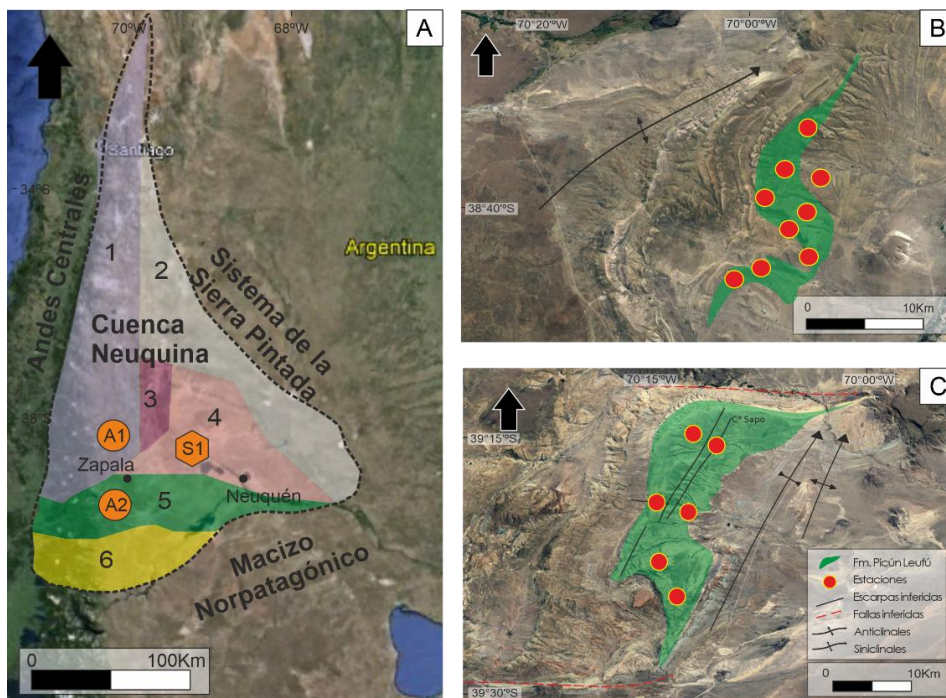


Figura 3.1. A) Imagen satelital interpretada con la ubicación regional de las localidades **S1**: Engolfamiento Neuquino, **A1**: Faja Plegada y Corrida del Agrio y **A2**: Dorsal de Huincul dentro de la Cuenca Neuquina. **B)** Localidad A1. Afloramientos de la Formación Picún Leufú dentro de la Sierra de la Vaca Muerta donde

se indican las 9 estaciones de muestreo. **C)** Localidad A2. Afloramientos de la Formación Picún Leufú dentro del Anticlinal de Picún Leufú donde se distribuyeron las 6 estaciones de toma de datos.

A su vez, se obtuvieron datos sobre sus características cinemáticas, las cuales fueron clasificadas según sus Modos Cinemáticos para fracturas o discontinuidades estructurales (Pollar y Aydin, 1988; Schultz y Fossen 2008). La clasificación considera: Modo I (Apertura), Modos II y III (Cizalla) y Modo IV (Cierre). Asimismo, cuando fue posible, dichas fracturas se vincularon en gabinete con estructuras de meso- a macroescala (como el anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta o el anticlinal de Picún Leufú), considerándolas subsidiarias respecto de la orientación del eje de los pliegues. Según esta relación, pueden clasificarse como longitudinales, transversales u oblicuas (Twiss y Moore, 1992). El conjunto de estas características permitió discriminar los distintos sets de fracturas.

A partir de los resultados obtenidos, se desarrollaron modelos integrando las diferentes escalas de análisis con el marco estructural regional, lo que permitió inferir los procesos responsables de la generación de las fracturas y su vinculación con estructuras de mayores escalas.

3.2.2 Análisis temporal: cronología relativa y termocronología

Para establecer la cronología relativa de los sets de fracturas en las tres localidades analizadas, se consideraron las relaciones de corte y las terminaciones de las estructuras. Este análisis se llevó a cabo mediante la descripción de las interacciones entre las fracturas y sus rellenos en afloramientos, coronas y cortes delgados. Se tuvieron en cuenta dos escenarios, (I) que las fracturas de un set terminaran de manera abrupta contra otro set anterior, o bien que, (II) las fracturas de un set se vieran cortadas y desplazadas por un set posterior. En este análisis, el orden cronológico se estableció de manera relativa entre los sets de una misma localidad.

Para vincular temporalmente las estructuras de las diferentes localidades y ubicarlas dentro del marco tectónico de la Cuenca Neuquina, se realizaron estudios de isótopos estables de oxígeno sobre 8 muestras de diferentes sets de fracturas de las localidades de superficie (Sierra de la Vaca Muerta y Anticlinal de Picún Leufú). Los análisis isotópicos fueron realizados en el Instituto LAMIR -

Laboratorio de Análisis de Minerales y Rocas, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Federal de Paraná, Brasil.

Las muestras analizadas corresponden a 0,2 gramos de polvo extraídas del centro del relleno no alterado de las estructuras. De las mismas se extrajo CO₂ en estado gaseoso a través del preparador de Gases *GasBench II – Thermo Fisher Scientific*, que fue analizado por un espectrómetro de masas *Delta V Advantage – Thermo Fisher Scientific*.

A partir de los datos obtenidos de $\delta^{18}O$ (‰ VPDB; Tabla 3.1), se realizaron los cálculos pertinentes para obtener las temperaturas de cristalización del fluido mineralizante.

Muestra	$\delta^{18}O$ (‰ VPDB)	Orientación	Localidad
1	-9.45	NE	SVM
2	-10.48	N-S	APL
3	-13.04	NNE	SVM
4	-10.8	E-W	SVM
5	-11.59	N-S	APL
6	-10.81	NW	SVM
7	-10.11	E-W	SVM
8	-8.95	NE	SVM

Tabla 3.1. Datos de $\delta^{18}O$ (‰ VPDB) de los rellenos calcícticos de las fracturas naturales de Sierra de la Vaca Muerta (SVM) y del Anticlinal de Picún Leufú junto con sus respectivas orientaciones.

Luego, se calculó la temperatura de fracción isotópica aplicando la fórmula de [Fritz y Smith \(1970; Fórmula 1\)](#), asumiendo que $\delta^{18}O_w$ para aguas de diagénesis profunda de cuenca es -0,5‰ (VPDB; [Wang et al. 2023](#)).

$$1) \quad T=31.9-5.55(\delta^{18}O-\delta^{18}O_w)+0.7(\delta^{18}O-\delta^{18}O_w)^2$$

Por último, se interpretaron las temperaturas de cristalización del fluido vinculándolas con las profundidades estimadas a partir del gradiente geotérmico actual de cada localidad ([Sigismondi y Ramos, 2009](#)). Si bien este gradiente pudo variar a lo largo del tiempo, se considera el valor más representativo para la

evolución geodinámica regional. Estas profundidades se compararon con las curvas de subsidencia del área de estudio (Ukar et al., 2019; Brisson et al., 2020), lo que permitió acotar los rangos de edad de la mineralización en sistemas que se encontraban en equilibrio térmico con la roca de caja.

3.3. Análisis paramétrico de las fracturas naturales

Teniendo en cuenta la complejidad de los análogos de afloramientos y las características de fractalidad de las fracturas naturales (Laubach et al. 2009; Gale et al. 2014; Ukar et al. 2019) se predefinieron parámetros de medición que contemplan diferentes escalas meso y microscópicas y muestreos de subsuelo y superficie.

Las tareas desarrolladas se realizaron en testigos corona del yacimiento Loma La Lata, y afloramientos de la Sierra de la Vaca Muerta y Anticlinal de Picún Leufú en la Provincia de Neuquén. Las mediciones fueron directas y sistemáticas, y se obtuvieron muestras orientadas para el análisis bajo microscopio óptico y espectrometría Raman.

3.3.1. Medición directa y sistemática a mesoescala en subsuelo y afloramientos

La recolección de datos sistemáticos permite analizar las características de las fracturas naturales y ponderarlas respecto a otros parámetros. Las mediciones se dividieron en parámetros cualitativos y cuantitativos, siendo cualitativos la cinemática, terminación, forma y rugosidad de las caras y tipo de relleno (Fig.3.2.A). Por otro lado, los parámetros cuantitativos medidos fueron frecuencia, espaciado, longitud, altura, apertura cinemática, apertura hidráulica y ángulo de *rake* (Fig. 3.2.B).

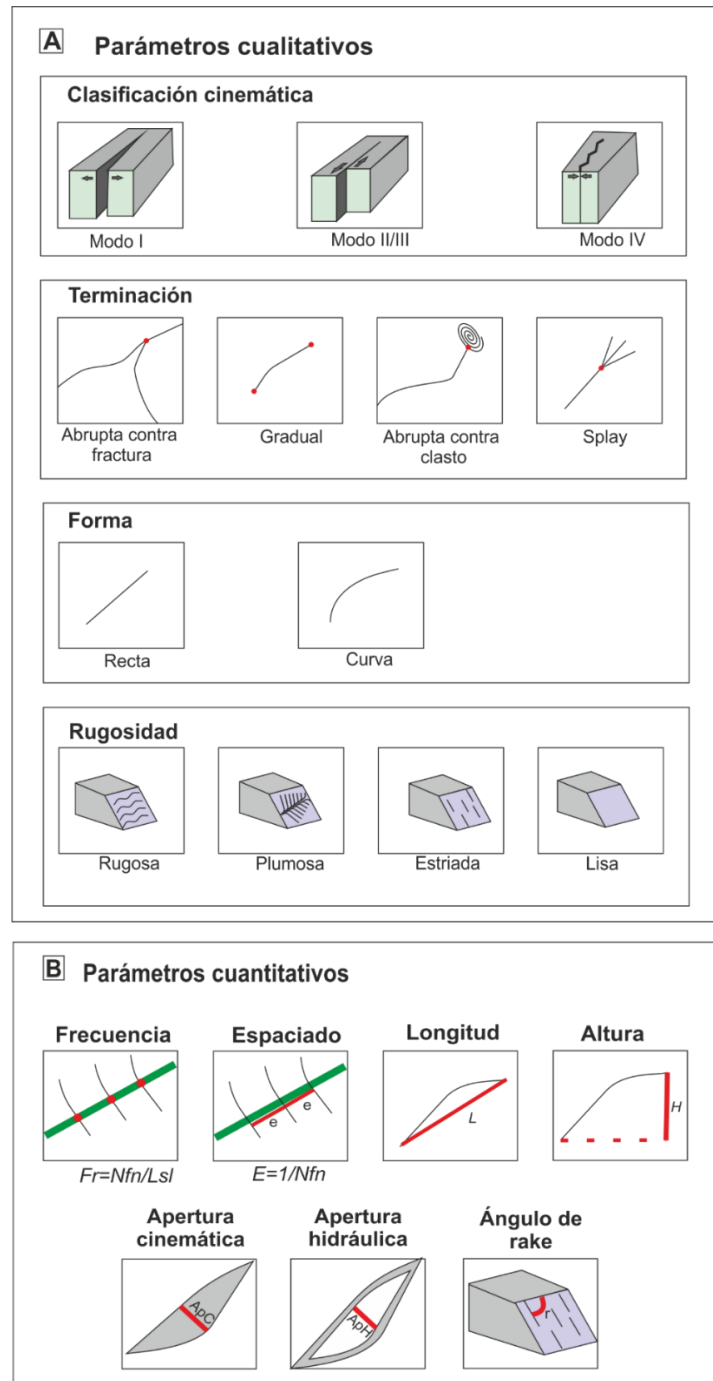


Figura 3.2. A) Modelos de clasificación de parámetros cualitativos como modo cinemático de apertura (Modo I), deslizamiento (Modo II/III) y cierre (Modo IV); terminación abrupta entre fracturas, gradual, abrupta a clasto y en *Splay*; forma curva y recta; y rugosidad de las caras internas como rugosa, plumosa, estriada y lisa. **B)** Modelos de clasificación de parámetros cualitativos frecuencia, espaciado (*e*), longitud (*L*), altura (*h*), apertura cinemática (**ApC**), apertura hidráulica (**ApH**) y ángulo de *rake* (*r*).

Las mediciones se realizaron en seis testigos corona (1; 2a y 2b; y 3c, 3d y 3f) sin orientación de tres pozos del Yacimiento Loma La Lata, correspondientes a los niveles inferior (PreQ) y medio (Q) de la Formación Quintuco, con un total de 4774

fracturas medidas. Para el levantamiento de los datos se realizó una línea de muestreo paralela al eje de la corona utilizando cinta métrica, lupa y comparador de apertura cinemática. Este método tiene dos limitaciones: por un lado, no es posible conocer la orientación de los planos medidos debido a que las coronas no se encuentran orientadas, por lo tanto, se midieron los ángulos de desvío de las estructuras respecto al eje de la corona y; por otro lado, solo es posible analizar una dimensión puntual de la corona, por lo que las terminaciones y longitud de las estructuras se ven limitadas al ancho del testigo (Fig. 3.3.A). Las orientaciones de las fracturas se obtuvieron a través de imágenes de pozo del P7, procesadas por la [Lic. Gabriela Buchanan](#) (Informe técnico inédito YPF S.A., 2025).

En el caso de los afloramientos se tomaron mediciones de orientación de fracturas para definir los diferentes sets (3.3.B). Luego, en sectores de la localidad A2 (Anticlinal de Picún Leufú), donde los afloramientos son amplios, se utilizaron *scanlines* orientados perpendicularmente a los diferentes sets de fracturas a fin de definir características de las estructuras (Fig. 3.3.D). Para aquellos afloramientos de superficie limitada (localidad A1 y localidad A2), se trazaron estaciones circulares de muestreo para evitar el sesgo de orientación, con un diámetro mínimo de 1m donde se contabilizaron y describieron todas las estructuras presentes ([Rohrbaugh et al., 2002](#); [Correa Luna et al., 2022](#); Fig. 3.3.D). En ambos casos, se utilizó cinta métrica, comparador de apertura cinemática y se definió la composición de los rellenos utilizando lápiz de dureza y ácido clorhídrico. En las estaciones areales y *scanlines* de superficie se midieron un total de 1454 fracturas.

Con los datos recolectados, se realizó un análisis multiparamétrico de las estructuras de subsuelo y afloramientos en escala mesoscópica y a través de diagramas *Log-Log* con el fin de evaluar su distribución estadística. A partir de la normalización de parámetros de aperturas cinemáticas, longitudes y alturas se construyeron curvas de frecuencia acumulada normalizada para cada set. Las mismas, fueron modelizados mediante funciones exponenciales y leyes de potencia, considerando además el porcentaje de datos descartados (de aperturas menores a 1mm) necesario para obtener ajustes significativos. Con los resultados obtenidos, se interpretó la distribución de los parámetros de los sets que

permitieron predecir comportamientos de las estructuras a diferentes escalas de observación (Marrett et al., 1999).

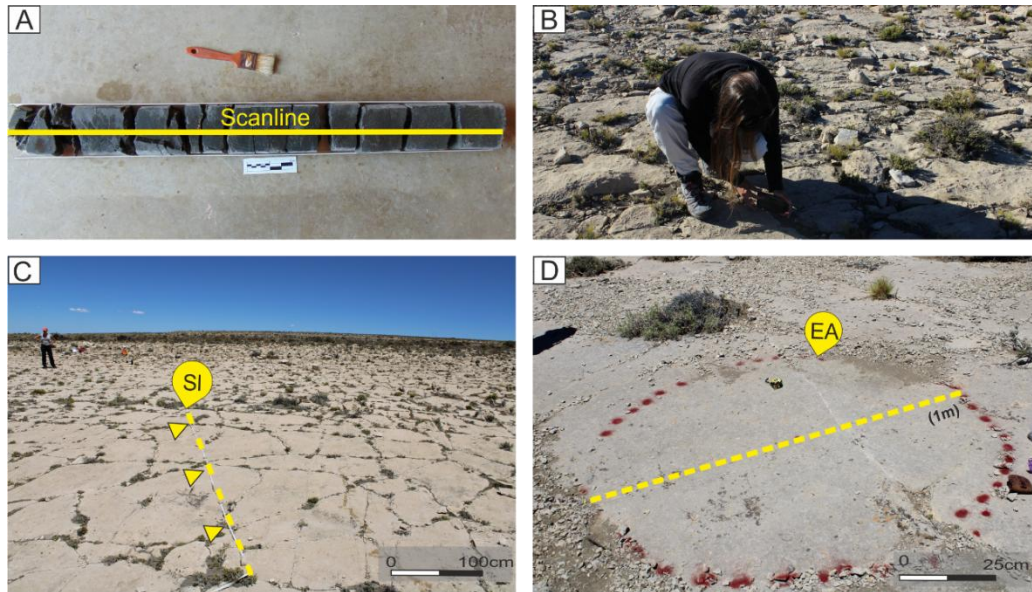


Figura 3.3. A) *Scanline* en testigo corona paralelo al eje. B) Medición sistemática de orientación e inclinación de estructuras en afloramientos utilizando brújula tipo Brunton. C) *Scanline* perpendicular a la orientación del set señalado donde se tomaron datos paramétricos. D) Estación areal de 1m de diámetro que incluyen todos los sets de fracturas del afloramiento para medir sus parámetros. SI: *Scanline*; EA: Estación Areal

Por otra parte, se realizó un análisis de la distribución espacial de fracturas mediante enfoques unidimensionales (NCC, CV; Marrett et al., 1999) y bidimensionales (NCC2D; Correa et al., 2022). En los testigos de Loma La Lata se aplicó el *Correlation Count* normalizado para calcular las curvas de NCC y compararlas con distribuciones aleatorias simuladas. En afloramiento, los *scanlines* y áreas circulares de la Sierra de la Vaca Muerta y Picún Leufú se evaluaron con CV y NCC, mientras que el análisis bidimensional se aplicó a los baricentros digitalizados en fotografías y áreas circulares. Las curvas de NCC2D se calcularon con ponderación por la longitud de fracturas en cada ventana, lo que permitió reducir el sesgo de zonas de baja densidad. Los cálculos y simulaciones se realizaron mediante rutinas en *Python* y *R*, con apoyo en la digitalización de fracturas en *QGIS*. Los parámetros calculados permiten discriminar entre patrones aleatorios, regulares o agrupados.

El análisis topológico de las redes de fracturas se realizó a partir de imágenes fotográficas de afloramientos, interpretadas en *QGIS* y procesadas con *Fractopo* a través del código libre *Python* (Ovaskainen et al., 2022; Ovaskainen, 2023). La interpretación siguió el enfoque de Sanderson y Nixon (2015) para caracterizar nodos conectados, bifurcaciones e intersecciones. Durante el procesamiento, se descartó un porcentaje significativo de ramas en algunas estaciones debido a fracturas pequeñas o de baja conectividad: 62 - 84 % en Sierra de la Vaca Muerta, mientras que en el Anticlinal de Picún Leufú solo se descartó el 2,7 %. A pesar de estos descartes, la cantidad de segmentos válidos fueron suficiente para realizar un análisis robusto de la topología de las redes. Se evaluaron los tipos de nodos (I, X, Y) y de conexiones (II, IC, CC) mediante diagramas ternarios, así como los índices de conectividad (CL) y de conexión topológica (Cb), permitiendo caracterizar la estructura y coherencia de las redes de fracturas en cada estación.

3.3.2 Análisis microestructural

En las tres localidades estudiadas se obtuvieron muestras orientadas de fracturas naturales y de las rocas de caja de las Formaciones Quintuco y Picún Leufú. A partir de estas, se realizaron 51 cortes delgados en el taller de cortes del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG-CONICET-UNLP), por los Técnicos Pablo García, Daniel Martire y Celeste D'Andrea. Posteriormente fueron analizados bajo microscopio óptico de polarización binocular ZEISS Axiolab 5 y fotografiadas mediante una cámara fotográfica digital Axiocam 208 color, acoplada al microscopio en el Laboratorio de Microscopía del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG-CONICET-UNLP). El objetivo de la metodología aplicada consistió en el análisis petrográfico y paragenético del relleno de las fracturas, donde se midió la porosidad, cinemática y terminaciones de las estructuras.

En el mismo sentido, se describieron diferentes patrones morfológicos de los cristales que dan indicios de eventos de cristalización del fluido circundante, así como también del modo cinemático (Bons et al. 2012), teniendo en cuenta que, en las fracturas naturales Modo I, son característicos los rellenos sintaxiales, donde la

cristalización de los minerales es sincinemática a la estructuración. En ellas es característica la textura acicular, drusiforme o de cristales orientados donde es posible observar el crecimiento perpendicular desde las paredes hacia la sutura media (Fig.3.4. A). En el caso de las venas sintaxiales de Modo II/III, los rellenos sincinemáticos presentan crecimiento de cristales elongados, oblicuos o escalonados que evidencian el sentido del desplazamiento de los bloques (Fig.3.4.B). En el caso de que exista más de un evento de cristalización, los cristales presentan sobrecrecimiento de reactivación hacia la sutura media, siendo el último evento el central (Fig.3.4.C). Las texturas granulares son frecuentes en fracturas con rellenos postcinemáticos, donde no es posible asignar un sentido al fluido mineralizante (Fig.3.4.D) o en ambientes de alta saturación de fluidos. En cuanto a las estructuras de cierre o Modo IV, se observan en corte delgado como bandas de compactación, suturas o estilolitas rellenas por resistatos insolubles o fragmentos triturados, donde los bordes de clastos de la roca de caja se encuentran disueltos o molidos.

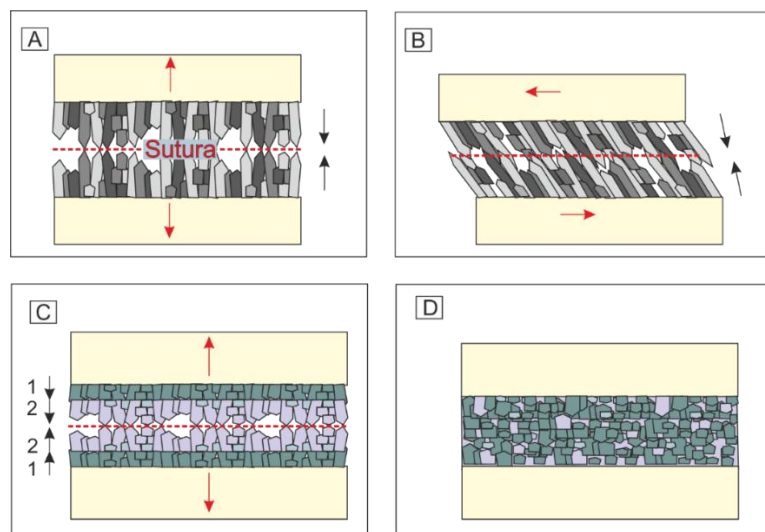


Figura 3.4. Patrones morfológicos de crecimiento de cristales sintaxiales, donde se indica en flechas negras el sentido del crecimiento de los cristales y en flechas rojas la cinemática de las fracturas. **A)** Crecimiento de cristales sincinemáticos aciculares perpendiculares al frente de apertura de fracturas Modo I en un solo evento. **B)** Crecimiento de cristales sincinemáticos aciculares oblicuos al frente de apertura de fracturas Modo II/III en un solo evento. **C)** Crecimiento de cristales sincinemáticos aciculares perpendiculares al frente de apertura de fracturas Modo I en dos eventos. **D)** Crecimiento de cristales postcinemáticos granulares sin orientación preferencial.

Se seleccionaron cortes orientados para ser analizadas en el taller de espectroscopia Raman del Centro de Química Inorgánica (CEQUINOR-CONICET-UNLP) bajo la supervisión técnica del Lic. Gustavo Pozzi con un equipo Microespectrómetro Raman HORIBA Jobin Yvon T64000 de la misma institución. El objetivo del análisis fue observar y reconocer tipos de rellenos de diferentes pulsos de fluidos mineralizantes y compararlos con los descritos en informes técnicos de Y-Tec (Ruiz, 2022).

3.4. Análisis de estratigrafía mecánica

Para la caracterización de la estratigrafía mecánica se tuvieron en cuenta tres dimensiones de análisis: las características de composición, textura y estructura sedimentaria, la densidad de fracturas y las propiedades elásticas de las rocas.

3.4.1. Perfiles sedimentarios

Se tomaron datos de textura, estructuras sedimentarias y composición de la litología de testigos corona de tres pozos (P1, P2 y P3) del yacimiento de Loma La Lata y se definieron los tipos de rocas carbonáticas según Dunham (1962; Fig. 3.5.A). Por otro lado, se analizaron perfiles eléctricos de cuatro pozos (P4, P5 y P6) de la misma localidad (Fig. 3.5.B). Todos los perfiles se complementaron con datos de registro de Rayos Gamma donde se discretizaron los diferentes volúmenes de arcillas en tercios: alta proporción de arcilla (Silicoclástico), media proporción de arcilla (Mixto) y baja proporción de arcilla (Carbonático; Tabla 3.2).

En los afloramientos se realizaron tres perfiles verticales, dos en la Sierra de la Vaca Muerta y uno en el Anticlinal de Picún Leufú, utilizando cinta métrica, comparador textural y báculo de Jacob (Tucker, 2003; Fig. 3.5.C). En ellos se describió a la roca según su textura, estructura sedimentaria y composición, y, a su vez, se extrajeron muestras para realizar posteriores análisis de laboratorio.

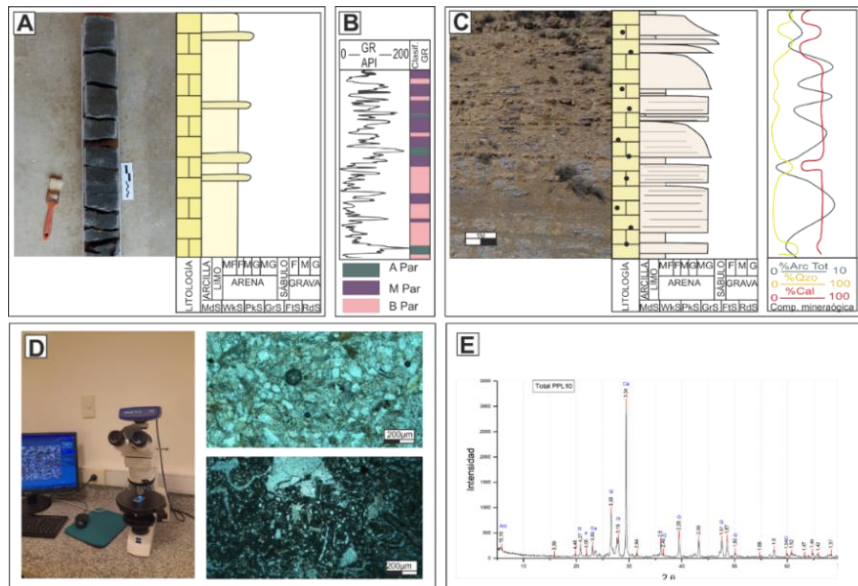


Figura 3.5. **A)** Perfiles sedimentarios construidos a partir de la caracterización litológica de testigos corona. **B)** Registro de Rayos Gamma (en API) y clasificación de proporción de arcilla en tercios en alta proporción de arcilla (**A**Par; Silicoclástico), media proporción de arcilla (**M**Par; Mixtos) y baja proporción de arcilla (**B**Par; Carbonáticos). **C)** Perfiles sedimentarios construidos utilizando báculo de *Jacob* en afloramientos junto con curvas de porcentajes mineralógicos obtenidos con DRX. **D)** Análisis de microfacies en cortes delgados dentro del laboratorio de microscopía del CIG-UNLP-CONICET. **E)** Resultado del espectro de difracción de rayos X obtenidos en el laboratorio de DRX del CIG-UNLP-CONICET.

Dentro de los trabajos de laboratorio, se realizaron cortes delgados para el análisis petrográfico bajo microscopio óptico (*ver cap. 3.2.2*) donde se describieron las microfacies (Fig. 3.5.D). Por otro lado, se semi-cuantificó la mineralogía a partir de patrones de difracción de rayos X (DRX; Fig. 3.5.E) de 41 muestras de roca completa pulverizadas, en montajes de orientación aleatoria desde 0 a 37°. El procedimiento fue realizado con el apoyo técnico del Dr. Germán Kürten y el Lic. Luis Vigiani con un difractómetro modelo *X'Pert PRO* de *PANalytical*, en el laboratorio del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG-CONICET-UNLP), utilizando radiación Cu/Ni y configuraciones de generación de 40 kV y 40 mA. Luego de la descripción y análisis, se clasificaron las rocas de caja según [Dunham \(1962\)](#). A su vez, a partir de los resultados y de una pseudo-comparación con los datos de Rayos Gamma, se clasificaron según su composición mineralógica ([Lazar et al., 2015](#); [Remirez et al., 2022](#)) en facies carbonáticas (C), mixtas(M) y silicoclásticas (S; Tabla 3.2.).

Facies y composición	Carbonático	Mixto	Silicoclástico
GR log (API)	<46	46-92	>92
Calcita en DRX	>66%	66-33%	<33%

Tabla 3.2. Rangos de valores de Rayos Gamma para las categorías baja proporción de arcilla (carbonático), media proporción de arcilla (Mixto) y alta proporción de arcilla (Silicoclástico)

3.4.2 Medición directa de densidad de fracturas naturales de mesoescala

La caracterización de afloramientos abarcó un total de 1103 fracturas medidas en 174 metros de perfiles (APL-P1, SVM-P1, SVM-P2), en testigos corona (subsuelo) se registraron 77 fracturas (únicamente fracturas discretas) en 82 metros entre los pozos 1, 2 y 3, y en imágenes de pozo de los pozos 4, 5 y 6 (200 m por pozo) se detectaron 77 fracturas en total (informe técnico de YPF S.A. inédito de [Buchanan, 2025](#)). Para cada estructura medida con medición directa (afloramientos y testigos corona) se describieron sistemáticamente sus atributos geométricos, cinemáticos y de relleno de los sets discretos.

Para la medición de la abundancia de las estructuras se tuvo en cuenta el enfoque de [Dershowitz y Herda \(1992\)](#) y [Sanderson y Nixon \(2015\)](#), quienes desarrollaron y modificaron un método que cuantifica la intensidad de las fracturas como “ P_{ij} ”, donde P indica la persistencia de la fractura, i la dimensionalidad de la medición y j la dimensionalidad de las fracturas (Fig.3.6.A).

Para el análisis de estratigrafía mecánica fue precisa la cuantificación de las fracturas sin tener en cuenta sus parámetros dimensionales. Por lo tanto, en superficie se realizó el cálculo del P10 para cada capa del perfil. Para ello se utilizaron *scanlines* subhorizontales paralelos a techo y base de cada capa con una longitud de un metro, y se contabilizaron todas las fracturas que lo interceptaron (Fig. 3.6.B).

Por otro lado, a partir de los datos recolectados de testigos corona de tres pozos del Yacimiento Loma La Lata (*ver cap. 3.2.1*), se consideró como densidad de

fracturas naturales al número de fracturas puntuales existentes en cada estrato medido (Fig. 3.6.C). Si bien es posible realizar el cálculo del P10 en cada capa utilizando *scanlines* paralelos a la capa con una longitud de 10 cm (ancho de corona), la observación puntual a esa escala es sesgada para el cálculo de intensidad.

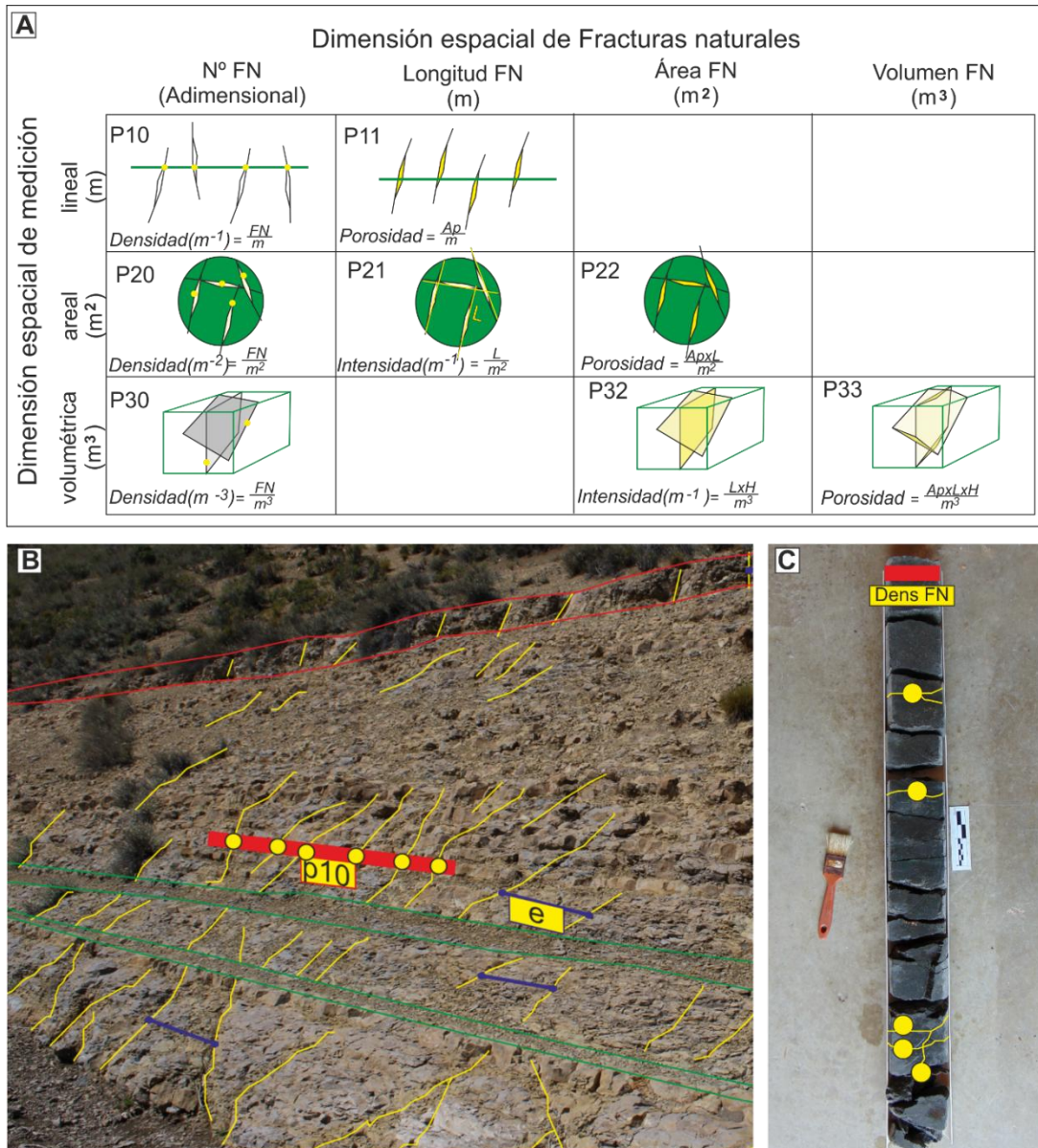


Figura 3.6. A) Clasificación de densidades e intensidades de fracturas naturales (modificado de [Dershowitz y Herda 1992](#)). **B)** Medición de P10 y espaciado (e) en afloramientos. **C)** Medición puntual de densidad de fracturas en testigos corona.

3.4.3. Medición directa e indirecta de propiedades elásticas e inelásticas

Luego de la descripción sedimentaria y la cuantificación de fracturas naturales en subsuelo, se calcularon las propiedades inelásticas y elásticas de las rocas a partir de mediciones directas en testigos corona o con mediciones indirectas utilizando datos de perfiles eléctricos.

Se utilizó la técnica de *Scratch* para la medición de resistencia de las rocas en los testigos corona en el laboratorio de geomecánica de Y-Tec (YPF-CONICET). Esta metodología consiste en el rayado del material con un punzón mecánico, aplicando un esfuerzo constante y luego midiendo la profundidad del surco para obtener datos de dureza (Schei et al., 2000; Richard et al., 2012) o, en este caso, traducidos a Resistencia a la Compresión Simple (UCS; por sus siglas en inglés *Unconfined Compressive Stress*). Esta técnica presenta la ventaja de ser una prueba rápida y no destructiva que proporciona información clave sobre las propiedades mecánicas del material. La Resistencia a la Compresión Simple es la capacidad de un material para soportar esfuerzo uniaxial sin confinamiento lateral. Estudios previos proponen que rocas poco resistentes, como las pelitas, areniscas finas a muy finas o arcillas, presentan valores de resistencia menores a los 50 MPa, mientras que las rocas de mayor resistencia, como los carbonatos, conglomerados o areniscas medias a gruesas, superan los 65 MPa (Zoback, 2007). Con los datos obtenidos, se generaron tres categorías: Alta Resistencia (AR), Media Resistencia a la Compresión Simple (MR) y Baja Resistencia a la Compresión Simple (BR; Tabla 3.3).

Por otro lado, en los pozos P4, P5 y P6 se utilizaron los perfiles eléctricos para calcular los módulos elásticos dinámicos (Fórmulas 4, 5 y 6; Mavko et al., 2009) y la relación de Poisson (Fórmula 8; Zoback, 2007), a partir de los datos de velocidad (V_p y V_s ; Fórmula 2; Telford et al., 1990) y de densidad (Fórmula 3; Schlumberger, 1989).

$$2) \quad V \left(\frac{m}{s} \right) = 304800 / DT \left(\frac{us}{ft} \right)$$

$$3) \quad Dens \text{ (Kg/m}^3\text{)} = RHOB * 1000$$

$$4) \quad Gdyn \text{ (Gpa)} = \left(13474.45 * \frac{Dens}{Vs^2} \right)$$

$$5) K_{dyn} (Gpa) = \left(13474.45 * \frac{Dens}{Vp^2} \right) - \frac{4}{3} G_{dyn}$$

$$6) E_{dyn} (Gpa) = \frac{9 * G_{dyn} * K_{dyn}}{G_{dyn} + 3 * K_{dyn}}$$

$$7) RP_{dyn} = \frac{1 \left(\frac{Vp}{Vs} \right)^2 - 2}{2 \left(\frac{Vp}{Vs} \right)^2 - 1}$$

Dentro de los datos calculados, se utilizaron, para el análisis, los valores de Módulo de Young y la Relación de Poisson. El Módulo de Young (E_{dyn} ; Fórmula 6) es una medida de la rigidez de un material en respuesta a cargas dinámicas o vibraciones, describiendo la relación entre el esfuerzo y la deformación en un material. La Relación de Poisson (RP_{dyn} ; Fórmula 7), en cambio, es el coeficiente entre la deformación transversal (perpendicular a la dirección de la carga aplicada) y la deformación axial (paralela al esfuerzo aplicado), que indica la deformabilidad maleable de un material.

A partir de las curvas obtenidas como resultado, se realizó un perfil mecánico dinámico donde se clasificaron los valores de alta (AR), media (MR) y baja resistencia (BR) según los Módulos de Young dinámicos (Tabla. 3.3), por equivalencia con las categorías de UCS (Zoback, 2007). Por último, se utilizaron las categorías propuestas por Gercek, (2007) para caracterizar las rocas analizadas según los valores de la Relación de Poisson calculada (Tabla 3.3).

Categoría de resistencia	UCS	Módulo de Young	Relación de Poisson
Muy baja resistencia	-	-	>0,4
Baja resistencia	<50MPa	<14GPa	0,3-0,4
Media resistencia	50-65MPa	14-18GPa	0,2-0,3
Alta resistencia	>65MPa	>18GPa	0,1-0,2
Muy alta resistencia	-	-	<0,1

Tabla 3.3. Rangos de valores para las categorías de resistencia de Muy baja resistencia a Muy alta resistencia de UCS (Resistencia a la compresión simple), Modulo de Young y Relación de Poisson (Zoback, 2007; Gercek, 2007)

**CAPÍTULO 4:
ANÁLISIS
ESTRATIGRÁFICO DEL
RESERVORIO**



CAPÍTULO 4 – ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DEL RESERVORIO

El análisis estratigráfico realizado en este capítulo pretende describir las facies que componen al reservorio de la Formación Quintuco y su equivalente en el tramo inferior y medio, Formación Picún Leufú, con la finalidad de caracterizar la roca de caja de las fracturas naturales y evaluar sus características comparativamente tanto en subsuelo como en afloramientos. A partir de observaciones realizadas en testigos corona de tres pozos (miembros Inferior y Medio Formación Quintuco) se definieron facies sedimentarias basadas en textura, estructuras sedimentarias y composición (Dunham, 1962; Folk et al., 1970). Estos datos fueron complementados con la descripción de facies aflorantes en perfiles tipo Selley (Formación Picún Leufú) adicionando sus atributos arquitecturales. A su vez, a partir del análisis de DRX y cortes petrográficos de las facies, se clasificaron según su composición mineralógica (ver cap. 3.3.1; Lazar et al., 2015; Ramirez et al., 2022) en facies carbonáticas (C), mixtas (M) y silicoclásticas (S; Tabla 3.2.). Con los resultados obtenidos se integraron las facies en asociaciones de facies para el intervalo estratigráfico de las Formaciones. Quintuco inferior y medio - Picún Leufú (Wilson 1967; Flügel 2004).

4.1 Análisis de facies de la Formación Quintuco (miembros Inferior-Medio)

Se analizaron 5 perfiles de tres pozos (Figs. 4.1; 4.2.A), construidos a partir del análisis de testigos de coronas y registros geofísicos. Se logró establecer una continuidad vertical de facies con detalles de variaciones texturales y composicionales de 84 m. Esta información permitió identificar cambios entre facies, relevantes para la evaluación del comportamiento del reservorio.

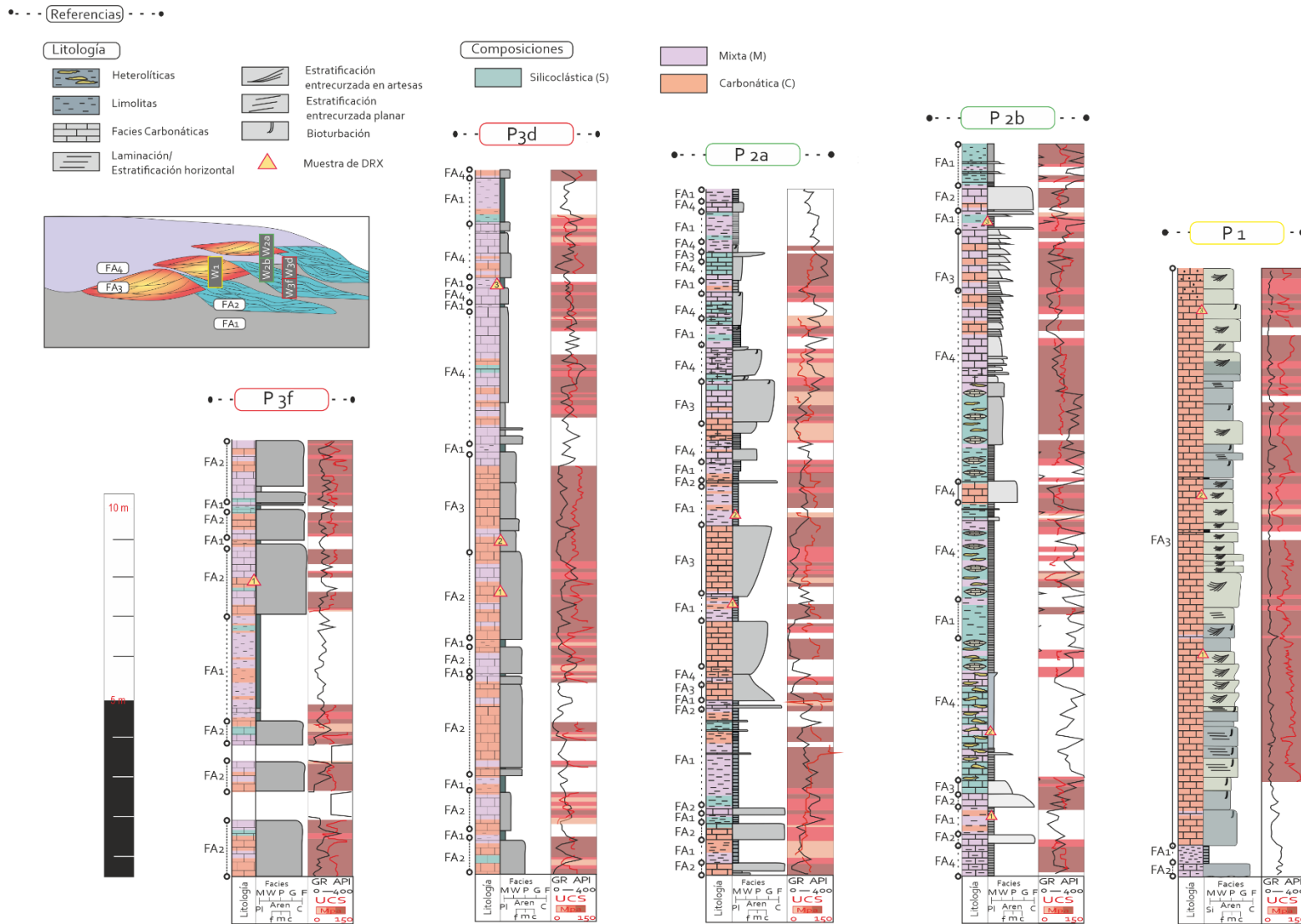


Figura. 4.1. Secciones de los pozos P1, P2 y P3, del Bloque Loma La Lata, que indican asociaciones de facies, facies composicionales, registros de Rayos Gamma y UCS (Unconfined Compressive Stress). A su vez, se indica la disposición interpretativa de cada pozo dentro de la secuencia

4.1.1 Facies Carbonáticas

Las facies carbonáticas (C) fueron determinadas a partir de análisis de semi-cuantificación mineralógica por DRX (Tabla 4.1) y la baja proporción de arcillas medidos con Rayos Gamma (<46 API). Los resultados obtenidos indican que la mineralogía de las facies C en subsuelo presenta medias composicionales de porcentajes de roca total (%p/p) por Calcita (%79), Cuarzo (%9,8), Plagioclasas (%6,7), Arcillas (%3,5), Feldespatos potásicos (<%1), Apatita (<%1) y Pirita (<%1).

Perfil	Muestra	Facies	Ca	Qtz	Pl	FK	Ap	Py	Lm	An	FIS
W1	1	CGa	96	3	1	0	Tr	0	0	0	0
	2	CGa	94	4	2	0	0	0	0	0	Tr
	3	CPm	98	1	Tr	0	1	0	0	0	Tr
W2a	1	SSL	11	18	26	5	Tr	3	0	Tr	37
	2	SSL	18	25	23	4	1	2	0	0	27
W2b	1	SSL	28	20	23	4	1	2	1	0	21
	2	MSL	41	11	33	3	Tr	Tr	3	0	9
	3	SSL	17	26	24	4	1	2	0	0	26
W3d	1	SSL	24	19	30	5	1	3	0	0	18
	2	CWm	68	8	18	Tr	1	2	0	0	3
	3	CPm	73	7	11	1		2	0	0	6
W3f	1	CFh	71	18	4	Tr	Tr	1	0	0	6

Tabla 4.1. Resultados de semi-cuantificación mineralógica a través de DRX. Los resultados se indican en porcentajes de roca total. Las muestras fueron tomadas de las coronas de los pozos P1, P2 y P3. En la tabla se indica como **Ca**: Calcita; **Qtz**: Cuarzo; **Pl**: Plagioclasa; **FK**: Feldespato potásico; **Ap**: Apatita; **Py**: Pirita; **Lm**: Laumontita; **An**: Analcima; **FIS**: Filosilicatos (de composición Illita y Clorita)

A partir del análisis granulométrico y de estructuras sedimentarias se definen siete facies carbonáticas las cuales presentan variaciones en la proporción de matriz respecto a componentes aloquímicos y en su mineralogía. Las facies de grano fino se caracterizan por *Mudstones* micríticos grises (CMm; Fig. 4.2.B) y *Wackestones* bioclásticos (CWm) que contienen óxidos de hierro férrico diseminados y esparitización, en algunos casos formando cúmulos de calcita

visibles a mesoescala. Ambas facies presentan estructuras masivas con evidencias de bioturbación (*Thalassinoides* y *Skolithos*). Los componentes alóctonos de las facies CWm, corresponden a fragmentos de valva reemplazados por esparita en bloques de hasta 100 micrones. Las Facies CWm presenta Calcita (%68), Plagioclasas (%18), Cuarzo (%7), Filosilicatos (%3), Pirita (%2) y Apatita (%2) y proporciones traza de Feldespato K.

Por otra parte, se describen facies con más del 5% de componentes alóctonos como *Packstones* y *Grainstones* bioclásticos con ooides y peloides, estructuras masivas y bioturbación. Los *Packstones* (CPm; Fig. 4.2. C) presentan reemplazos por calcita en bloques dentro de la matriz y componentes alóctonos con bordes micritizados. La mineralogía de esta facies (por DRX) es Calcita (%85), Cuarzo (%4), Plagioclasas (%6), Pirita (%1), Apatita (%1) y Filosilicatos (%3). De manera similar, los *Grainstones* (CGm) exhiben cemento esparítico en bloques y reemplazos por calcita en los bioclastos. También, fueron descritos *Grainstones* oolíticos con bioclastos que presentan estratificación entrecruzada planar y entrecruzada en artesas (CGa y CGp; Figs. 4.2. D y 4.2. E, respectivamente). Tanto en los *Grainstones* como en los *Packstones* los núcleos de los ooides corresponden a granos de elementos terrígenos (cuarzo o plagioclasas) o fragmentos de componentes esqueletales de tamaño arena fina. En las facies de CGa, sus análisis por DRX indican la presencia de Calcita (%95), Cuarzo (%3) y Plagioclasas (%2).

Por último, las facies gruesas están definidas por *Floatstones* bioclásticos con estratificación horizontal (CFh; Fig. 4.2.F), cuyos bioclastos, predominantemente procedentes de bivalvos, se encuentran desarticulados y dispersos en una matriz micrítica de textura fina con accesorios de elementos terrígenos como cuarzo. Los elementos esqueletales se encuentran parcialmente reemplazados por calcita en bloques dejando espacios vugulares. La composición de esta facies determinada a través de DRX indica la presencia de Calcita (%71), Cuarzo (%18), Arcillas (%6), Plagioclasas (%4), Pirita (%1) y proporciones trazas de Feldespato K y Apatita.

4.1.2. *Facies Mixtas*

Las facies mixtas (M) fueron determinadas a partir de análisis de semi - cuantificación mineralógica por DRX (Tabla 4.1) y por su proporción intermedia de arcillas, medidos con Rayos Gamma (46 - 92 API). Los resultados obtenidos en subsuelo indican que la mineralogía de las facies M en roca total (%p/p) es de Calcita (%41), Cuarzo (%26), Plagioclasas (%11), Arcillas (%9), Feldespatos potásicos (%3), Laumontita (%3), Pirita (<%1) y Apatita (<%1).

Considerando sus texturas, estructuras sedimentarias y petrografía bajo microscopio óptico, se definieron cuatro facies de composiciones intermedias. Las facies finas, incluyen limolitas calcáreas laminadas (MSl) con componentes terrígenos como plagioclasa, cuarzo y óxidos diseminados y cemento calcáreo analizado bajo microscopio óptico. Por otra parte, se describen, areniscas calcíticas laminadas, de grano fino a muy fino (MAI), con clastos de cuarzo, plagioclasas y óxidos diseminados. Facies con la misma petrografía y textura también se presentan con estratificación entrecruzada planar (MAp) y masivas con bioturbación (MAm). En la mayoría de los casos, los techos de las capas se muestran con contactos transicionales lo que también refleja una variación gradual de las proporciones de arcillas que se observan en los Rayos Gamma.

4.2.3. *Facies Silicoclásticas*

Las facies silicoclásticas (S) se clasifican a través de análisis de semi - cuantificación mineralógica por DRX (Tabla 4.1) y por su proporción alta de arcillas, medidas con Rayos Gamma (>92 API). A su vez, la observación con microscopio óptico y la descripción mesoscópica de textura y estructuras sedimentarias permite dividir las facies en dos facies que alternan con las facies mixtas y carbonáticas. Las facies S presentan grano fino y corresponden a pelititas grises (SSl; Fig. 4.2.I). Las mismas presentan componentes fitodetríticos dispuestos comúnmente paralelos a las láminas. Por otro lado, se observan sucesiones heterolíticas onduladas (SHw; Fig. 4.2.J), compuestas por areniscas y limolitas de grano fino a muy fino, en ambos casos en paquetes de hasta 1 m de espesor. Al igual que las facies mixtas, estas

facies presentan transiciones verticales y laterales, graduales o abruptas, hacia facies carbonáticas. En subsuelo se realizó una semi-cuantificación mineralógica de las facies SSL. Los resultados obtenidos indican que la mineralogía en roca total (%p/p) es de Calcita (%24), Plagioclasas (%30), Arcillas (%18), Cuarzo (%19), Feldespatos potásicos (%5), Pirita (%3) y Apatita (%1)

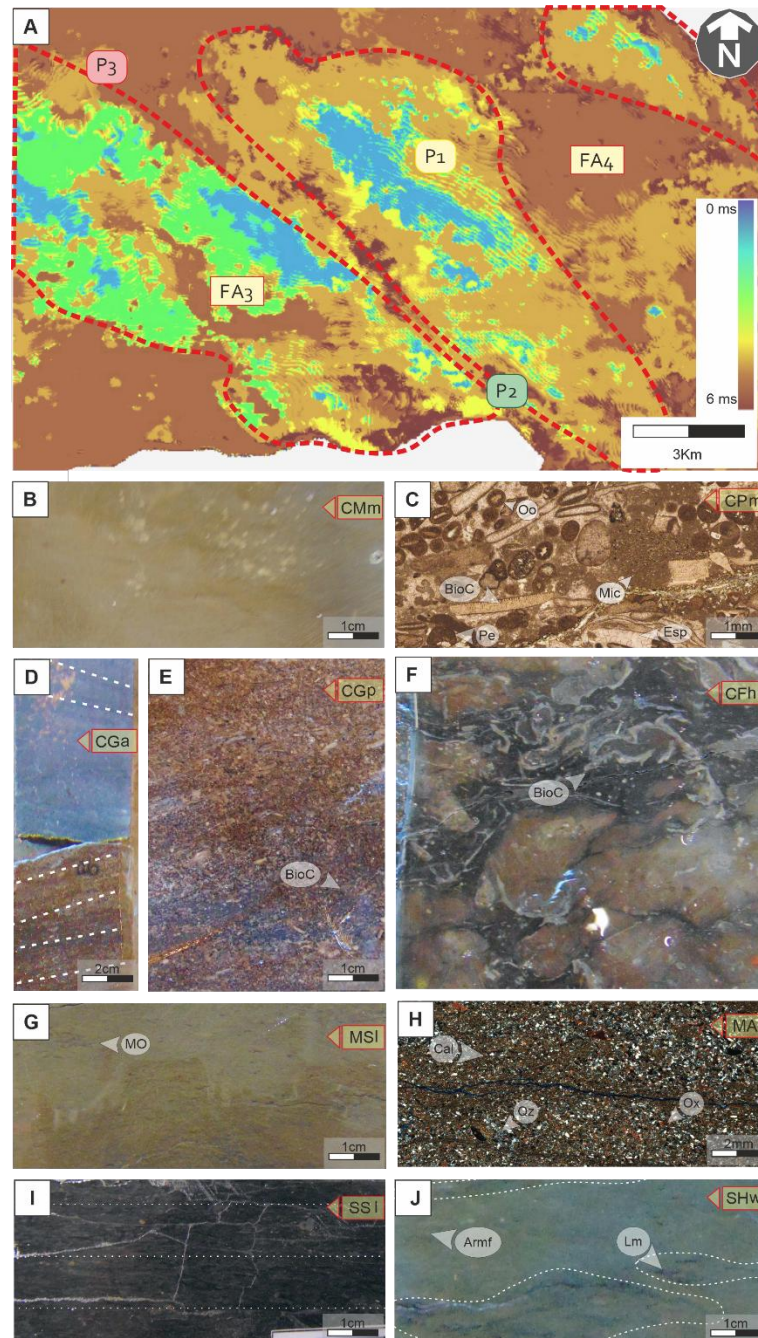


Figura 4.2. A) Mapa de atributos sísmicos del Yacimiento Loma La Lata (la ubicación Latitud-Longitud reservan la confidencialidad para YPF S.A.) que muestra los cuerpos lenticulares de barras de zona de

oleaje (*shoreface*) correspondientes a la Asociación de Facies 3 (FA3), interdigitados con la Asociación de Facies 4 (FA4), correspondiente a facies interbarra. Se indican las ubicaciones de los pozos P1, P2 y P3. Los colores cian brillante corresponden a regiones de mayor resistividad dentro del interior de la barra. **B)** Detalle de *mudstones* masivos (CMm) donde se observan los cúmulos moteados de calcita. **C)** *Packstones* bioclásticos con ooides y peloides (CPm) en corte delgado. **D)** *Grainstones* oolíticos con estratificación en artesas (CGa), se observan las variaciones de inclinación en testigo corona. **E)** *Grainstones* bioclástico con estratificación entrecruzada planar (CGp) en detalle de testigo corona. **F)** Detalle de *floatstones* bioclásticos (CFh) en testigo corona. **G)** Limolitas calcáreas laminadas (MSI) donde se observa materia orgánica (MO) como fitodetritos. **H)** Detalle de limolitas grises laminadas (SSI) en testigos corona. **I)** Depósitos heterolíticos de estratificación ondulada (SHw) en coronas.

4.2. Análisis de facies de la Formación Picún Leufú

Se analizaron tres perfiles verticales (un total de 175 m) de la Formación Picún Leufú en el anticlinal de Picún Leufú y en el anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta (Fig. 4.3). El análisis de los afloramientos permitió observar directamente la geometría tridimensional de los cuerpos sedimentarios y sus relaciones de contacto, así como atributos arquitecturales que escapan a la resolución del subsuelo (Fig. 4.4. A). En los perfiles tipo realizados en el campo se reconocieron estructuras sedimentarias mesoscópicas y variaciones laterales en facies que complementan y enriquecen la interpretación obtenida de los datos de pozo.

4.2.1. Facies Carbonáticas

A partir de las descripciones realizadas en afloramientos y las muestras analizadas bajo microscopio óptico se definieron nueve facies carbonáticas (C), de las cuales seis de ellas se corresponden con las facies C descritas en subsuelo (CMm, CWm, CGa, CGm, CPm, CFh). Dentro de las facies finas, además de las facies CMm (Fig. 4.4.B) y CWm (Fig. 4.4.C) descritas en subsuelo, se reconocieron *Mudstones* y *Wackestones* con laminación (CML y CWL). Los análisis de semi – cuantificación mineralógica indica que las facies carbonáticas en superficie presentan Calcita (>%90), Cuarzo (%0-10) y Filosilicatos (%0-15). Particularmente, las facies CGa (Fig. 4.4.D), CGm, CPm y CFh, en superficie presentan Calcita en un %99,9. Las facies finas de *Mudstones* y *Wackestones*, por su parte presentan Calcita (%83,3), Cuarzo (%11,9) y Arcillas (%4,8).

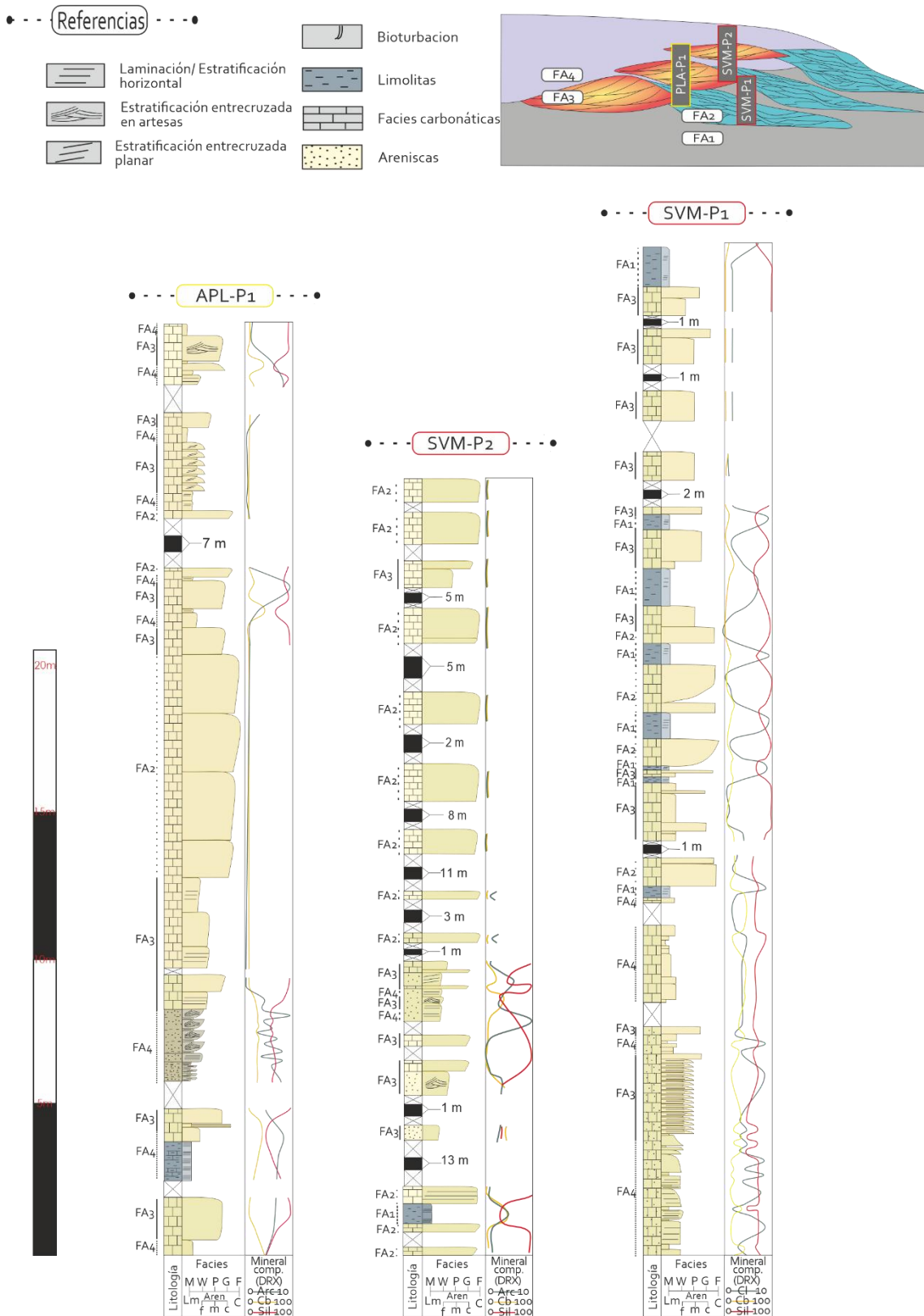


Figura. 4.3. Secciones de los pozos APL-P1, SVM-P2 y SVM-P1, de afloramientos del Anticlinal de Picún Leufú y del anticlinal de Sierra de la Vaca Muerta, que indican asociaciones de facies y curvas composicionales. A su vez, se indica la disposición interpretativa de cada perfil dentro de la secuencia.

A partir de las geometrías de las capas analizadas en afloramientos, fue posible reconocer que las facies comprendidas por *Grainstones* y *Packstones* (CGp, CGa, CGm y CPm) presentan morfologías lenticulares con espesores en el centro de hasta 1,5 m, los cuales intercalan con facies finas carbonáticas o mixtas en bordes netos. Por su parte, los *Floatstones* (CFh; Fig. 4.4.E) se presentan como cuerpos tabulares a lobulados, con techos cóncavos hacia abajo, bases erosivas y espesores superiores a los 0,5 m que intercalan con facies finas silicoclásticas o mixtas (Fig. 4.4 A).

Localidad	Muestra	Facies	Ca	Qtz	Pl	FK	Arc
APL	1	MSl	47,2	26,5	11,5	10,4	4,4
	2	CMm	66,3	14,5	7,4	5,8	6,0
	3	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	4	MCm	56,6	23,8	7,2	7,7	4,8
	5	MCm	43,2	30,1	10,1	8,5	8,1
	6	MAI	55,4	24,9	9,0	7,4	3,4
	7	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	8	MAI	58,3	22,1	8,2	5,5	5,9
	9	MCm	65,3	17,0	6,6	5,8	5,4
	10	MAM	59,9	19,3	13,7	4,7	2,3
	11	MAM	53,0	23,6	9,4	8,5	5,6
	12	CGm	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	13	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	14	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	15	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	16	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	17	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	18	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	19	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	20	CPm	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	21	CPm	62,3	35,9	0,0	0,0	1,8
	22	CGm	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0

	23	CWm	83,3	11,9	0,0	0,0	4,8
	24	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	25	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
	26	CFh	99,9	0,0	0,0	0,0	0,0
SVM	1	CFh	92,2	4,2	3,4	0	0
	2	SHw	25,7	47,3	22,7	0	4,1
	3	CFh	99,9	0	0	0	0
	4	SHw	31,5	38,8	15,8	10,8	2,9
	5	CFh	99,9	0	0	0	0
	6	CFh	99,9	0	0	0	0
	7	MAI	67,2	7,7	8,9	2,1	13,9
	8	MAI	43,7	29,7	20,9	2	3,6
	9	MAI	29,4	36,2	30,6	0	3,8
	10	CFh	99,9	0	0	0	0
	11	MAM	46,8	19,6	26,9	0	6,6
	12	MAM	56,1	17,4	23,5	0	2,9
	13	CFh	99,9	0	0	0	0
	14	CFh	99,9	0	0	0	0

Tabla 4.2. Resultados de semi-cuantificación mineralógica a través de DRX. Los resultados se indican en porcentajes de roca total. Las muestras fueron tomadas de los perfiles del Anticlinal de Picún Leufú (**APL**) y de la Sierra de la Vaca Muerta (**SVM**). En la tabla se indica como **Ca**: Calcita; **Qtz**: Cuarzo; **Pl**: Plagioclasa; **FK**: Feldespato potásico; **Arc**: Arcillas de composición Illita y Clorita

4.2.2. Facies Mixtas

Del mismo modo que las facies carbonáticas, se reconocieron las facies mixtas para los afloramientos del intervalo analizado en SVM y APL, a partir de descripciones en perfiles sedimentarios y muestras en corte delgado y DRX. Las facies de composición intermedia en superficie están representadas por MSI, MAI, MAp y MAM. A su vez, se describen areniscas calcáreas con estratificación entrecruzada en artesa (MAa). Las facies MAI (Fig. 4.4. F) están conformadas por Calcita (%51), Cuarzo (%24), Plagioclasas (%15), Feldespato potásico (%3) y Arcillas (%6).

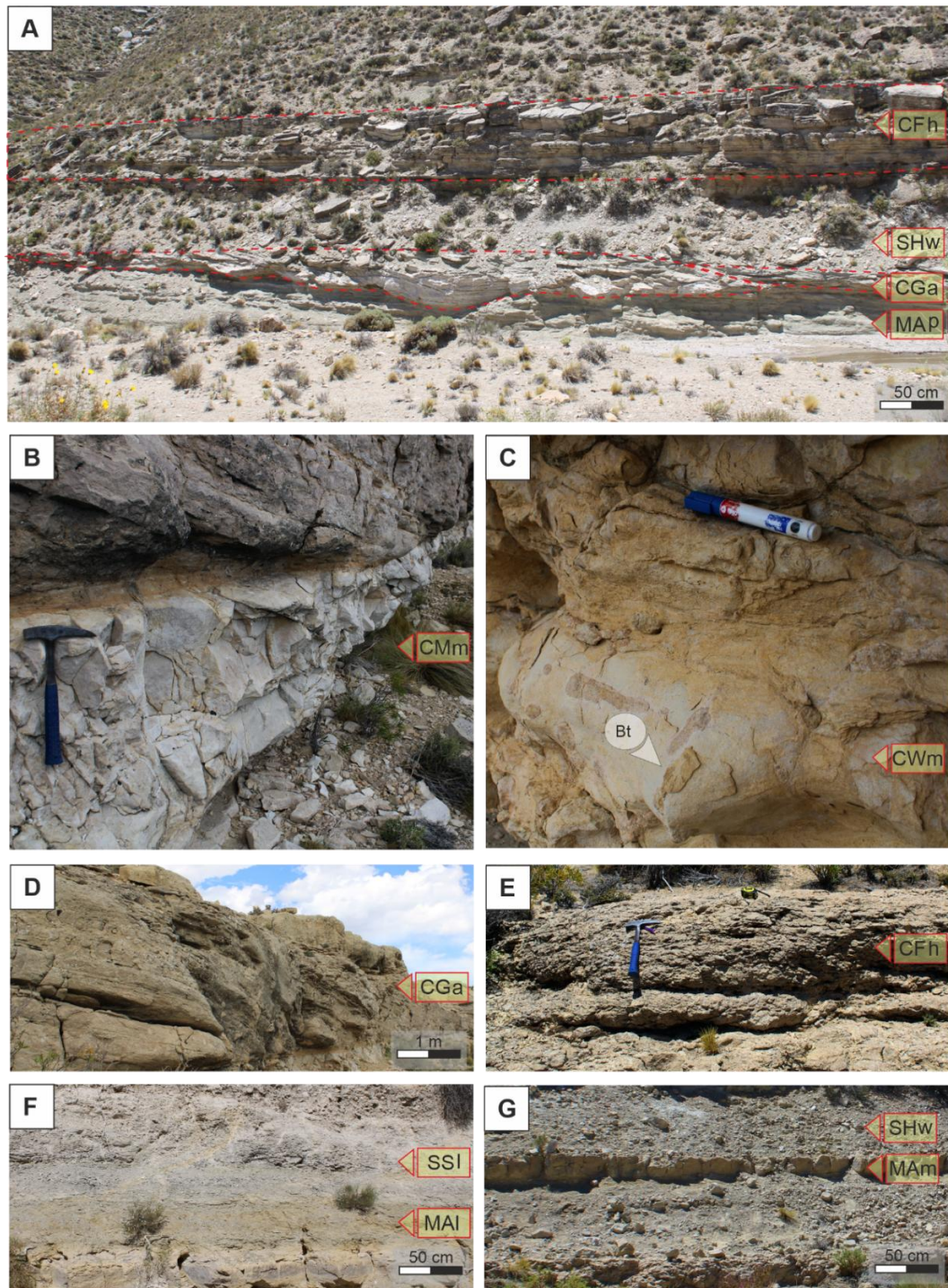


Figura 4.4. **A)** Imagen de panel de un segmento del APL-P1, en el anticlinal de Picún Leufú, donde se observan la distribución vertical y lateral de las facies descriptas. **B)** Detalle de *mudstones* masivos (CMm) en afloramientos. **C)** *Wackestones*, masivos y bioturbados (*Thalassinoides* sp.; CWm). **D)** *Grainstones* oolíticos con bioclastos que muestran estratificación entrecruzada en artesas (CGa) en afloramiento. **E)** Detalle de *floatstones* bioclásticos (CFh) con estratificación planar en afloramiento, donde se observa la geometría lobular del estrato. **F)** Areniscas de grano fino con cemento calcítico laminadas (MAI), intercaladas en contacto transicional con depósitos de limolitas finas laminadas (SSI). **G)** Areniscas de grano fino con cemento calcítico (MAm), intercaladas en contacto transicional con depósitos heterolíticos de estratificación ondulada (SHw)

Las areniscas calcáreas masivas (MAM; Fig. 4.4. F) se componen de Calcita (%54), Cuarzo (%20), Plagioclasas (%18), Feldespato potásico (%3) y Arcillas (%4). Por su parte, dentro de la secuencia aflorante se describen conglomerados bioclásticos con matriz pelítica y estructuras masivas (MCm), las mismas presentan Calcita (%55), Cuarzo (%23), Plagioclasas (%8), Feldespatos potásicos (%7) y Arcillas (%6).

Las facies MSI se desarrollan en espesores de hasta 1 m que intercalan con facies mixtas y carbonáticas. Las mismas presentan una composición de Calcita (%47), Cuarzo (%26), Plagioclasas (%11), Feldespato potásico (%10) y Arcillas (%4). Las areniscas (MAL, MAp, MAM y MAa) corresponden a estratos con morfología tabular y espesores que rondan los 0,5 m. En cuanto a los conglomerados bioclásticos (MCm) masivos, presentan geometrías tabulares a lobuladas con bases erosivas y techos cóncavos de hasta 0,5 m.

4.2.3. Facies Silicoclásticas

Las facies silicoclásticas conservan características similares a las descritas en los perfiles de subsuelo del intervalo analizado (SSL y SHw). En afloramientos, las facies SSL (Fig. 4.4. E) están compuestas por Cuarzo (%47), Calcita (%26), Plagioclasas (%23) y Arcillas (%4). En cuanto a las facies de estructuras heterolíticas (SHw; Fig. 4.4. F), presentan Cuarzo (%29), Calcita (%43), Plagioclasas (%19), Feldespato potásico (%5), Arcillas (%3). Estas facies se observan en paquetes de hasta 1 m de espesor, con pases verticales y laterales transicionales a facies carbonáticas o mixtas (Figs. 4.4. A; 4.4. F; 4.4. F)

4.3. Asociación de facies del intervalo

Los análisis de facies combinados revelan que la sucesión estratigráfica estudiada está compuesta por una alternancia de facies carbonáticas (C), siliciclásticas (S) y mixtas (M) que tienen rasgos comunes en subsuelo y afloramientos. Las diecisiete facies de la sucesión Tithoniana-Berriasiana se

agruparon en cuatro asociaciones de facies (FA) interpretadas para ambientes de plataforma carbonática, de acuerdo con [Wilson \(1967\)](#) y [Flügel \(2004\)](#); Tabla 4.3)

La Asociación de Facies 1 (FA1) comprende facies silicoclásticas de grano fino (SSI). FA1 se presenta en intervalos tabulares de hasta 0,6 metros de espesor (Fig. 4.4. F), con contactos inferiores y superiores netos respecto de las facies carbonáticas subyacentes y suprayacentes. Las pelitas laminadas y la ausencia de fauna bioturbadora indican que FA1 se acumuló por decantación subácea de sedimentos finos en un ambiente de baja energía. La presencia de fitodetritos sugiere una fuente fluvial para los sedimentos. FA1 se interpreta como depósitos de plataforma externa de grano fino ([Stow, 1985](#)).

La Asociación de Facies 2 (FA2) consiste en facies carbonáticas de grano grueso, que incluyen *floatstones* bioclásticos (CFh) y facies mixtas de grano grueso representadas por conglomerados bioclásticos (MCm). Los atributos geométricos de ambas facies, típicamente en bancos tabulares o lobulados con base erosiva (de hasta 0,50 m de espesor; Fig. 4.4. E), sumados a las características masivas de las facies MCm, se asimilan a condiciones de flujos densos cohesivos sostenidos por matriz, de alta energía, asociados a lóbulos submareales desarrollados en el talud del margen de la plataforma ([Flügel, 2004](#)).

Cod. Facies	Facies	%CaCO ₃ (DRX)		Asociaciones de facie	Características	Subambiente (<i>Wilson 1973 modif.</i> <i>Fügel 2004</i>)
		Superficie	Subsuelo			
SSI	Limolitas laminadas		20%	FA1	Depósitos subacuáticos bajo condiciones de baja energía	Plataforma externa de grano fino
CFh	Floatstones bioclásticos con estratificación horizontal	99%	71%	FA2	Flujos densos de alta energía con matriz soportada	Lóbulos submareales del margen del talud
MCm	Conglomerados bioclásticos masivos con matriz limolítica	55%				
CPm	Packstone bioclástico masivo	81%	85%	FA3	Flujos de tracción unidireccionales	Barras submareales en <i>shoal</i> marginal
CGm	Grainstone bioclástico masivo	99%				
CGp	Grainstone oolítico-bioclástico con estratificación entrecruzada planar					
CGa	Grainstone oolítico-bioclástico con		95%			

estratificación entrecruzada			
en artesa			
MAa	Arenisca calcítica con estratificación entrecruzada en artesa		
MAp	Arenisca calcítica con estratificación entrecruzada en artesa		
CMm	Mudstone masivo	66%	
CWm	Wackestone masivo	83%	68%
CMI	Mudstone laminado		
CWI	Wackestone laminado	83%	
MAI	Arenisca calcárea laminada	50%	
MAm	Arenisca calcítica masiva	54%	
MSI	Limolita calcárea laminada	47%	41%
SHw	Heterolita ondulada	28%	

FA4

Energía moderada y
circulación
restringida

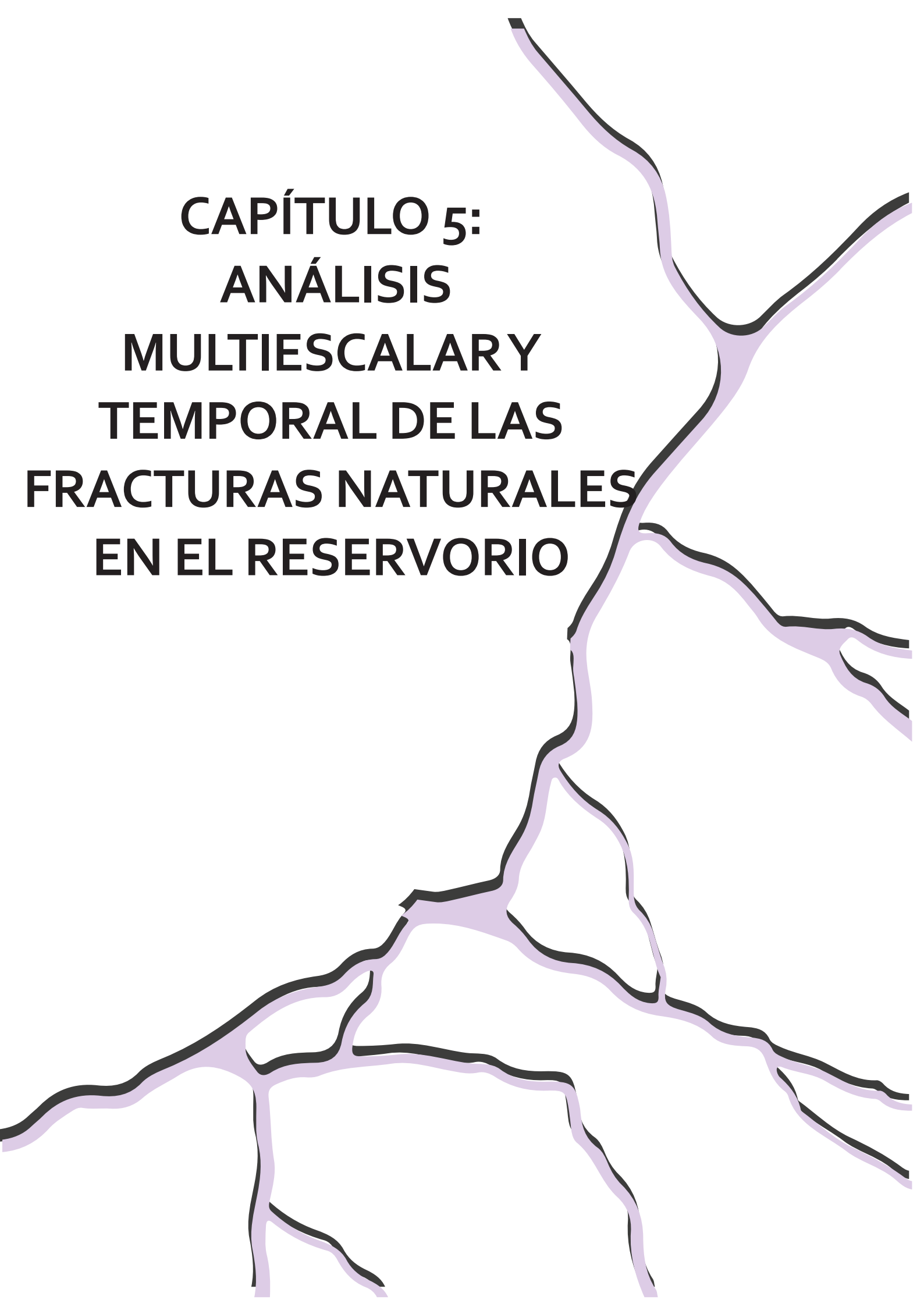
Depósitos de interbarra. Plataforma
somera

Tabla 4.3. Resumen de las descripciones de facies y la interpretación de subambientes de asociaciones de facies (según Wilson, 1967, modificado por Flügel, 2004) para el intervalo Quintuco Inferior y Medio - Picún Leufú, incluyendo la proporción del mineral calcita (en %CaCO₃ - DRX)

Por otro lado, la Asociación de Facies 3 (FA3) se caracteriza por facies carbonáticas clasto sostén (CPm, CGm, CGp y CGa) y mixtas de textura tamaño arena (MAm, MAa, MAp). Las características geométricas de morfología lenticular de los cuerpos compuestos por estas facies, de hasta 1 m de espesor (Fig. 4.4.A), amalgamados en subsuelo alcanzan dimensiones de hasta cientos de metros de extensión de orientación NO-SE (Fig. 4.2.A). Los grandes cuerpos lenticulares compuestos por *grainstones*, *packstones* y areniscas calcáreas, dominados por estratificación entrecruzada planar y entrecruzada en artesas, sugieren la acumulación de barras submareales elongadas, generadas por corrientes tractivas de alta energía en el borde de la plataforma (Zeller et al., 2015).

Finalmente, la Asociación de Facies 4 (FA4) incluye facies carbonáticas matriz sostén (CMm, CWm, CMI y CWI), facies mixtas de grano fino (MSI), así como areniscas calcáreas (MAL, MAm) y facies silicoclásticas están representadas por depósitos heterolíticos ondulados (SHw). Dentro de la FA4 se intercalan las facies entre sí de manera transicional y también con los depósitos lenticulares de FA3, mediante contactos netos o erosivos. Los *mudstones*, *wackestones* y areniscas calcáreas muy finas laminadas indican acumulación en un ambiente marino somero, de baja a moderada energía, con bajas tasas de sedimentación y circulación restringida del agua. Estas facies carbonáticas y mixtas, intercaladas con facies silicoclásticas heterolíticas con estratificación ondulada, sugieren que FA4 podría representar depósitos interbarra desarrollados en la plataforma somera (Flügel, 2004; Figs. 4.2.A; 4.4.A).

**CAPÍTULO 5:
ANÁLISIS
MULTIESCALARY
TEMPORAL DE LAS
FRACTURAS NATURALES
EN EL RESERVORIO**



CAPÍTULO 5- ANALISIS MULTIESCALAR Y TEMPORAL DE LAS FRACTURAS NATURALES EN EL RESERVORIO

5.1 Análisis meso - microestructural de Fracturas Naturales en el yacimiento Loma La Lata

El análisis de estructuras en subsuelo se realizó en el sector centro-oeste del Engolfamiento Neuquino, dentro del yacimiento Loma La Lata. Desde el punto de vista estratigráfico, todas las observaciones se concentran en la Formación Quintuco, la cual se presenta en el subsuelo con una disposición regional subhorizontal, sin evidencias claras de deformaciones mayores en el intervalo analizado. El análisis realizado se focaliza en la caracterización cualitativa y se llevó a cabo sobre seis testigos corona pertenecientes a tres pozos no orientados (1, 2a-2b y 3c-3d-3f) de los miembros inferior y medio.

A partir de los análisis mesoscópicos de fracturas naturales en coronas del yacimiento Loma La Lata en la Formación Quintuco, se describieron 3 sets de fracturas según su modo cinemático y geometría. Las fracturas naturales que componen al Set A corresponden a estructuras planares de cierre (Modo IV), como bandas de compactación (BC; Fig. 5.1.A) y estilolitas (S; Fig. 5.1.B-C). En ambos casos se caracterizan por presentar indicios de reducción del volumen a través de molienda y disolución. Las mismas presentan resistatos compuestos de óxidos, material molido, calcita relleno porosidades e hidrocarburo (Fig. 5.1.B) con inclinaciones verticales y horizontales respecto del eje de los testigos corona analizados. El relleno calcítico observado muestra cristales fibrosos aciculares cuyas orientaciones son perpendiculares a las paredes de las estructuras de cierre (Fig. 5.1.B) indicando ser posteriores a la molienda y disolución. Las bandas de compactación son las estructuras más abundantes dentro de los perfiles analizados y se encuentran predominantemente en facies silicoclásticas o mixtas, mientras que las estilolitas se encuentran restringidas a rocas carbonáticas. Las

estructuras del set A presentan terminaciones graduales, abruptas, a bioclastos o acopladas a fracturas del set C.

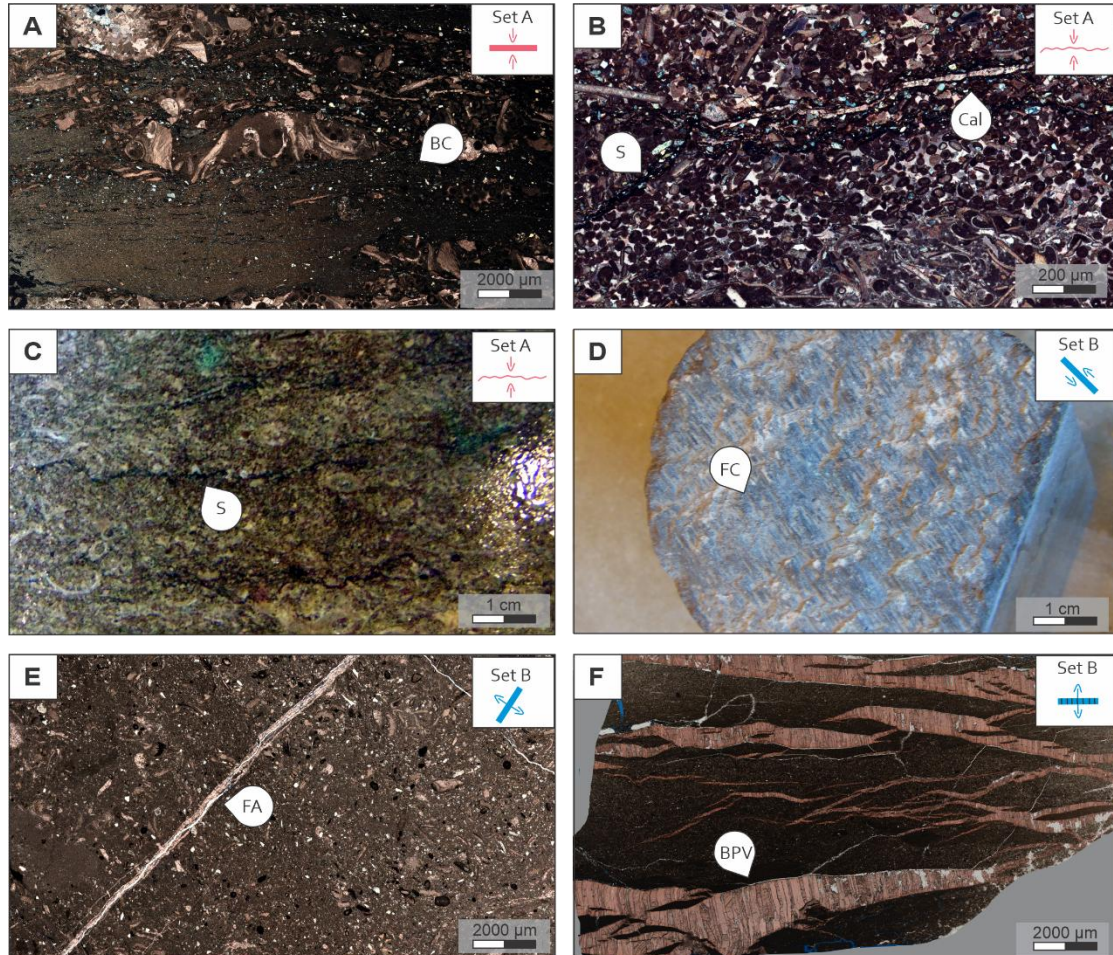


Figura 5.1 Imágenes mesoscópicas y microscópicas de fracturas naturales. **A)** Banda de compactación (**BC**) asociada al Set A, observada bajo microscopio óptico. **B)** Microfotografía de una estilolita (**S**) del Set A; se observan además microfracturas de apertura con relleno de calcita fibrosa. **C)** Estilolitas en testigo corona, representativas del Set A, en vista mesoscópica. **D)** Fractura de cizalla (**FC**) del Set B en testigo corona, con estriado cinemático visible en superficie. **E)** Fractura de apertura (**FA**) del Set B, con relleno de calcita granular. **F)** Microfotografía de venas paralelas al estrato (**BPV**) del Set B, con relleno de calcita fibrosa.

El Set B son fracturas discretas de cizalla, apertura o híbridas sistemáticas (FC; FA; Fig. 5.1.D-E), de apertura no sistemáticas (FR) y venas paralelas a la estratificación (*Bed Parallel Veins*; BPV; Fig. 5.1.F). Las fracturas de cizalla presentan inclinaciones de 30° y se reconocen por sus superficies escalonadas y estriadas con *rake* de 80° (considerando el eje de la corona vertical), sin relleno o

relleno calcítico. Las fracturas tensionales presentan dos tipos morfológicos, por un lado, fracturas de apertura (FA) con geometría planar, rectas, rellenas por calcita granular, longitudes mayores a 10 cm, de inclinación vertical o subhorizontal o bien como fracturas dispuestas aleatoriamente (FR) únicamente en la matriz fina de facies de *floatstones*. Estas últimas (FR) son las más abundantes dentro de este Set y presentan longitudes menores a 5 cm, terminaciones graduales, superficies irregulares, rellenos calcíticos granulares y aperturas finas. Por otro lado, si bien el modo cinemático de las estructuras no puede ser distinguido en imágenes de pozo, las fracturas discretas sistemáticas de cizalla (FC) y de apertura (FA) presentan cuatro orientaciones preferenciales: N-S, E-O y, con menor frecuencia, NE-SO y NO-SE (Fig. 5.2.A), inferidas a partir de imágenes de pozo del P7 (Informe técnico inédito de [Buchanan, 2025](#) para YPF S.A.; Fig. 5.2.B). En cuanto a las estructuras tipo BPV, son fracturas paralelas a la estratificación, desarrolladas en los bordes de las zonas de deformación o bien en los bordes de bioclastos y presentan dos tipos de morfologías de relleno, con fibras perpendiculares a las paredes u oblicuas a las mismas indicando cinemática híbrida (apertura y cizalla) y sobrepresión (Fig. 5.1.F).

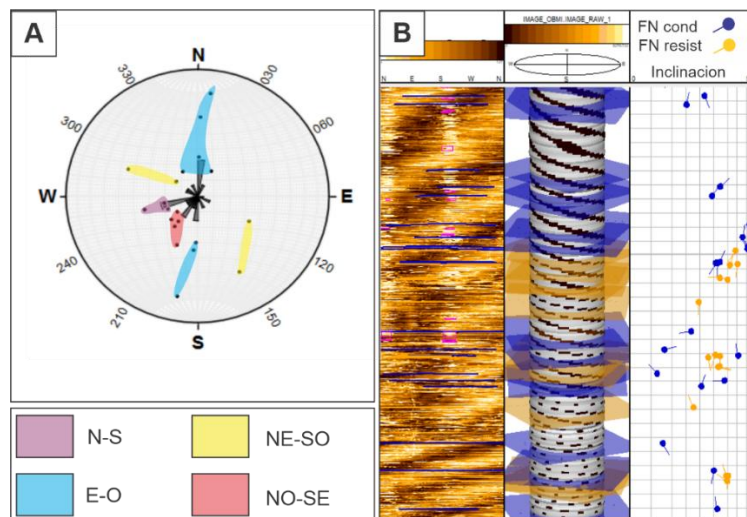


Figura 5.2. A) Diagrama de rosas con las orientaciones preferenciales de polos de fracturas naturales del Set B **B)** Registros de imágenes de pozo (RBZ) provenientes de un informe técnico inédito de YPF S.A. ([Buchanan, 2025](#)).

Por último, el set C corresponde a las zonas de deformación (ZD; Fig. 5.3.A) que son estructuras tabulares, irregulares, con cinemáticas mixtas de Modo IV y Modo II/III (Fig. 5.3.B) que se conforman por material molido, clastos orientados con disolución por presión, suturas y concentraciones de bitumen. Las mismas son cortadas por fracturas del set B de tipo FR (5.3.A) y en los bordes y centro se observan fracturas con relleno de calcita fibrosa tipo BPV (Fig. 5.3.C-D).

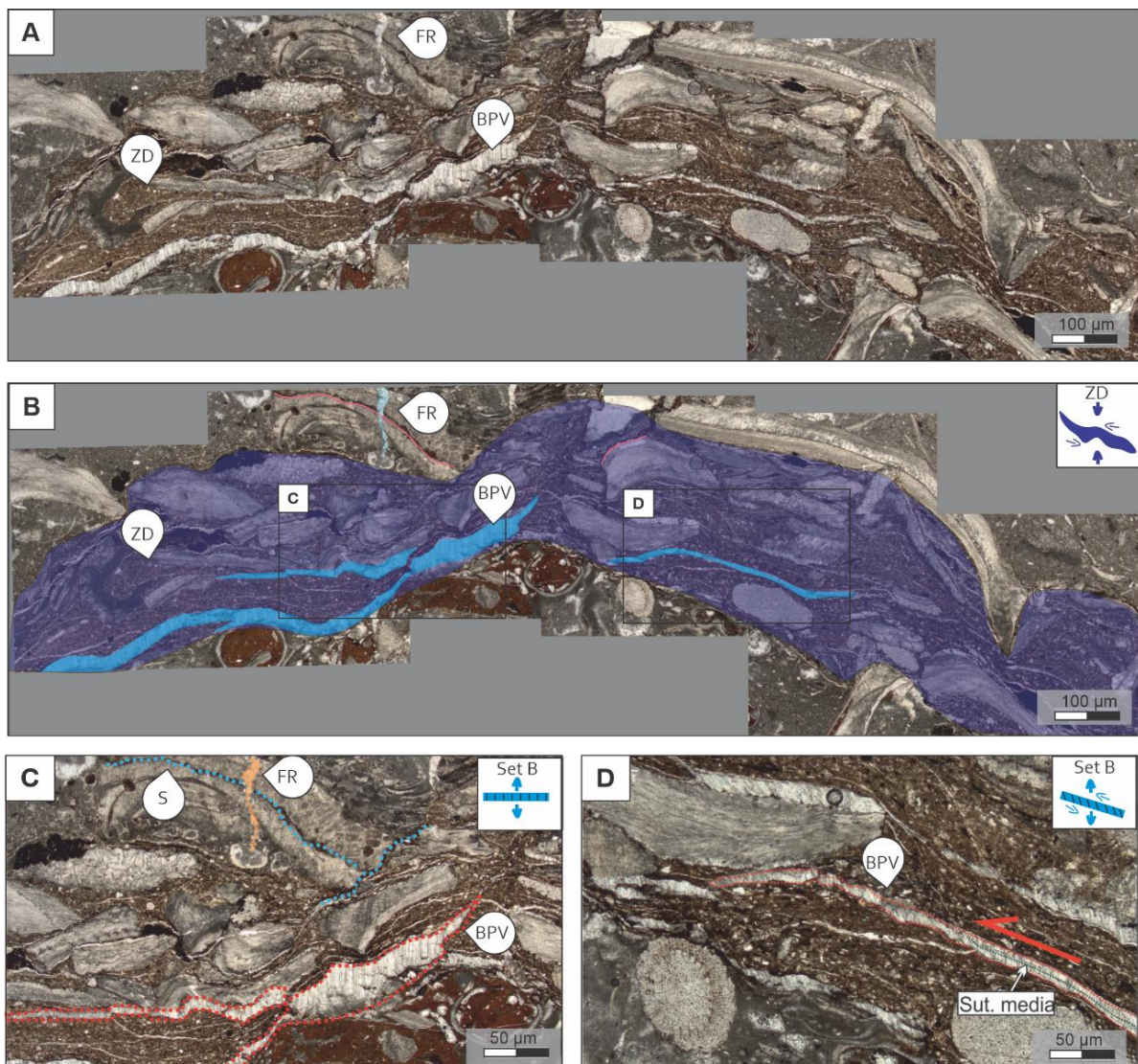


Figura 5.3. **A)** Micromosaico de una zona de deformación (ZD), correspondiente al Set C. Se identifican venas paralelas al estrato (BPV) del Set B que cortan el material deformado. **B)** Delimitación de la zona de deformación con sombreado para resaltar su extensión y geometría interna. Se observa el relleno compuesto por material fragmentado, atravesado por estructuras del Set B (BPV). Se indican además las áreas correspondientes a los detalles mostrados en C y D. **C)** Detalle microscópico de la ZD, donde se reconoce una BPV desarrollada en el borde de la zona deformada. También se observan estilolitas (S) que cortan la ZD y fracturas de apertura aleatorias (FR) que afectan a todas las estructuras previas. **D)**

Microfotografía de una BPV del Set B con evidencias cinemáticas: la textura fibrosa del relleno calcítico muestra una orientación oblicua a las paredes, interpretada como indicadora de desplazamiento.

Complementariamente, se reinterpretaron los datos de inclusiones fluidas publicados por [Monti et al., \(2022; Fig. 5.4.A\)](#), obtenidos sobre fracturas correspondientes a los mismos sets y en los mismos testigos corona, con el fin de obtener profundidades de cristalización de los fluidos y sus edades relativas. Los resultados se recalcularon considerando un gradiente geotérmico de 51 °C/km, correspondiente al intervalo Titoniano-Berriasiano en el Engolfamiento Neuquino ([Sigismondi y Ramos 2009](#)). Según estos resultados, el relleno carbonático póstumo del set A presenta una temperatura de cristalización de 125 °C; las fracturas tipo BPV del set B, de 157 °C; y las fracturas de apertura (FA) sistemáticas del set C, de 114 °C. Estas temperaturas se corresponden con profundidades estimadas de 2,45 km, 3,07 km y 2,23 km, respectivamente. Al ubicarlas dentro de la curva de subsidencia propuesta por [Brisson et al. \(2020; Fig. 5.4.B\)](#), se obtienen edades aproximadas de 89 Ma para la apertura por sobrepresión del set A, 80 Ma para las BPV del set B, y 23 Ma para las FA del set C.

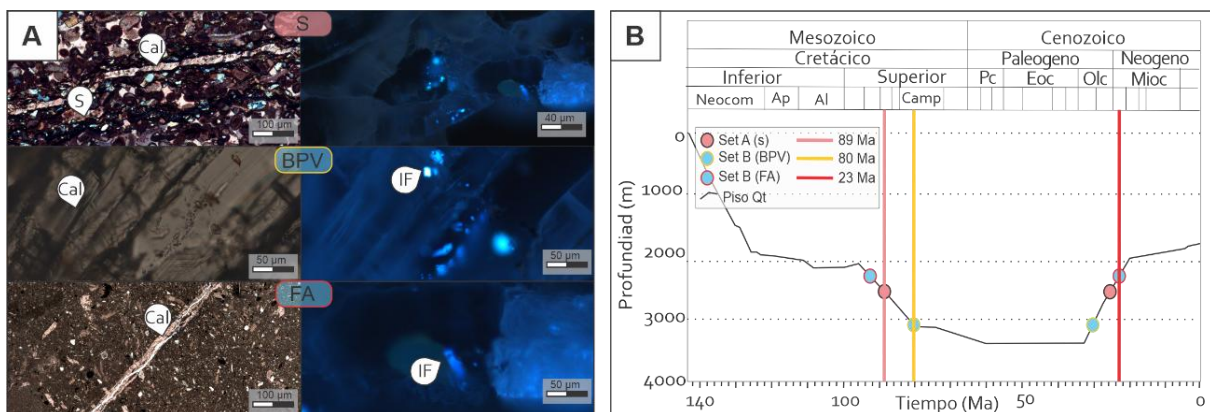


Figura 5.4. A) Microfotografías de fracturas naturales observadas en microscopio óptico (izquierda) y en microscopía de fluorescencia de inclusiones fluidas (derecha), correspondientes al Set A (S: estilolitas) y al Set B (BPV: venas paralelas al estrato; FA: fracturas de apertura). Tomado de [Monti et al. \(2022\)](#). **B)** Curva de subsidencia del piso de la Fm. Quintuco (piso Qt; modificado de [Brisson et al. 2020](#)), indicando la profundidad de formación estimada para los diferentes sets de fracturas. Se incluyen

además las edades relativas inferidas para el Set A-S (89 Ma), el Set B–BPV (80 Ma) y el Set B–FA (23 Ma).

5.2. Análisis meso - microestructural de Fracturas Naturales en la Sierra de la Vaca Muerta

El análisis de fracturas naturales en el ámbito de la Faja Plegada y Corrida del Agrio se desarrolló en el sector sur de la Sierra de la Vaca Muerta. La morfología de la sierra está controlada por una falla inversa-dextral de primer orden (Repol 2006; Fig. 5.5.A), con orientación ENE-OSO e inclinación alta hacia el SSE. En el labio levantado de dicha falla se generó un plegamiento, también de primer orden, cuyo eje presenta un rumbo general NNE. Sobre el flanco sur del anticlinal homónimo afloran niveles de la Formación Picún Leufú, en estratos con inclinaciones que varían entre 8° y 25°. Este flanco está compuesto, además, por una serie de replegamientos de segundo orden con ejes de orientación promedio N20°/15°, lo que define una geometría compleja a escala de afloramiento.

Las estaciones de relevamiento se distribuyeron a lo largo de esta zona, dentro de los afloramientos de la Formación Picún Leufú, registrándose más de 30 mediciones por estación, en un total de nueve sitios (Fig. 5.5.A). Se identificaron cuatro sets de fracturas naturales, donde el Set I corresponde a las de orientación N–S (con variación NNE), que son cortadas por fracturas de orientaciones NE–SO (Set II), ENE–OSO (variando a E–O u ONO; Set III) y NO–SE (Set IV; Fig.5.5.B). Estos sets presentan variaciones en función de su posición estructural dentro del anticlinal. Las relaciones de corte permiten interpretar que las fracturas del Set I son anteriores a la estructuración del anticlinal de la sierra, y por tanto previas a las estructuras locales. En consecuencia, se procedió al recálculo de sus orientaciones originales considerando el eje de los pliegues secundarios y el buzamiento de las capas (Fig.5.5.B).

Con el fin de relevar sus características, en las estaciones 4 y 8 se realizaron muestreos en áreas circulares (en facies de *floatstones* y *grainstones*), registrando datos cualitativos y cuantitativos que permitieron analizar la variabilidad interna de los sets dominantes. Complementariamente a las relaciones de corte, se llevó a

cabo un análisis temporal relativo de las fracturas, integrando observaciones geométricas y temperaturas de cristalización de los rellenos.

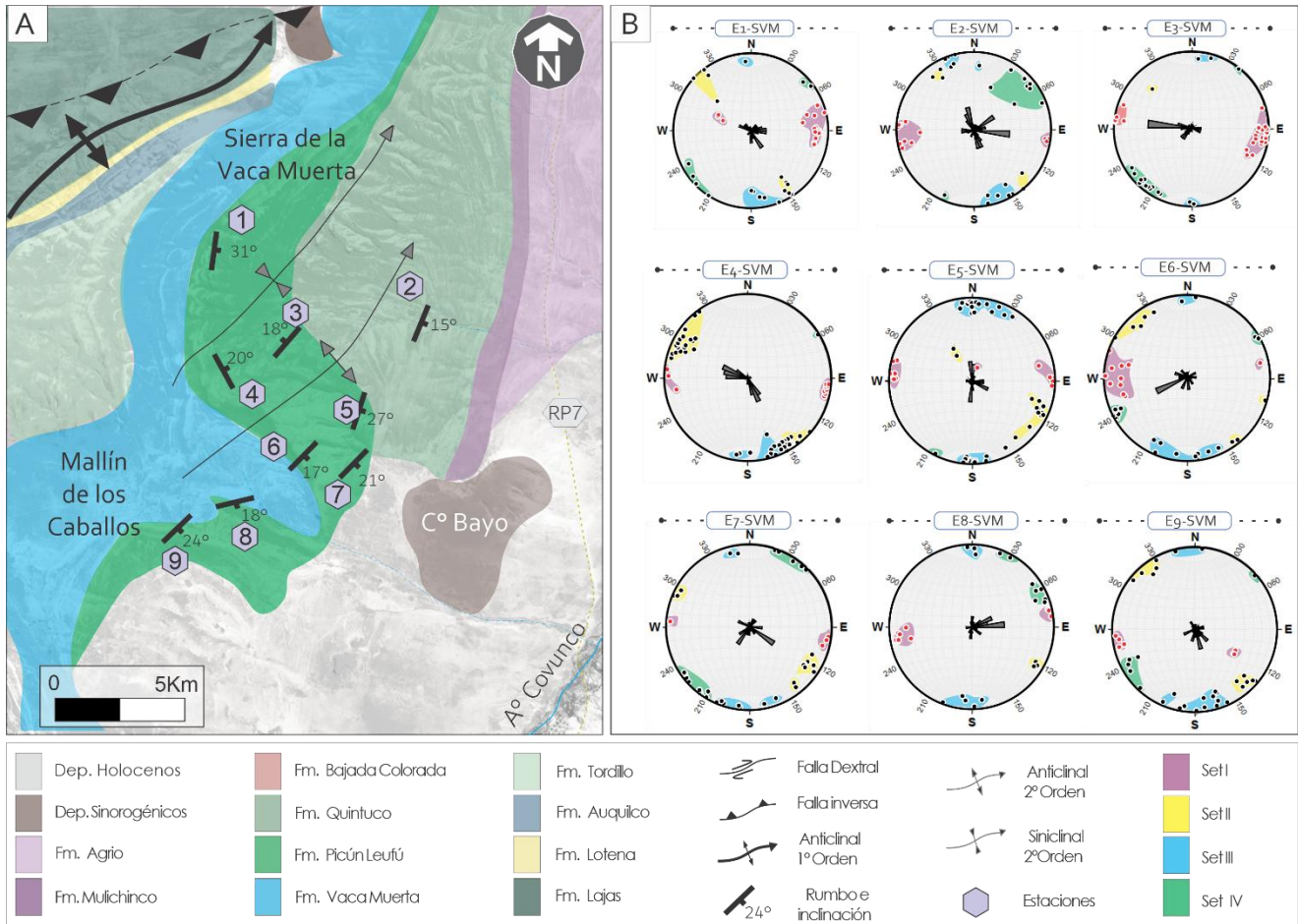


Figura 5.5. A) Mapa geológico de la Sierra de la Vaca Muerta donde se indican las estaciones de medición. **B)** Diagramas de rosas que muestran los polos de las orientaciones de fracturas naturales registradas en las nueve estaciones de análisis estructural de la Sierra de la Vaca Muerta (E1 a E9). Los polos en rojo corresponden a las orientaciones rebatidas del Set I.

El Set I, presenta orientación predominante N-S a NNE e inclinaciones entre 60° y 90°, con buzamientos hacia el E- O ó ESE (Fig.5.5.B). Las estructuras frecuentemente presentan geometría *en echelón*, cinemática de Modo I y relleno calcítico (Fig. 5.6.A). En E4 y E8 se registraron aperturas de hasta 20 cm y 5 cm, respectivamente, con porosidades de hasta 5 %. En algunos sectores (E4 y E8), las fracturas presentan evidencias de reactivación por parte del Set II generando sigmoides con cinemática dextral (Fig.5.6.B). Las orientaciones y buzamientos son

consistentes en todas las estaciones, con leves variaciones (N-S en E1, NNE en E3, E4, E5 y E7, y NNO en E6 y E8).

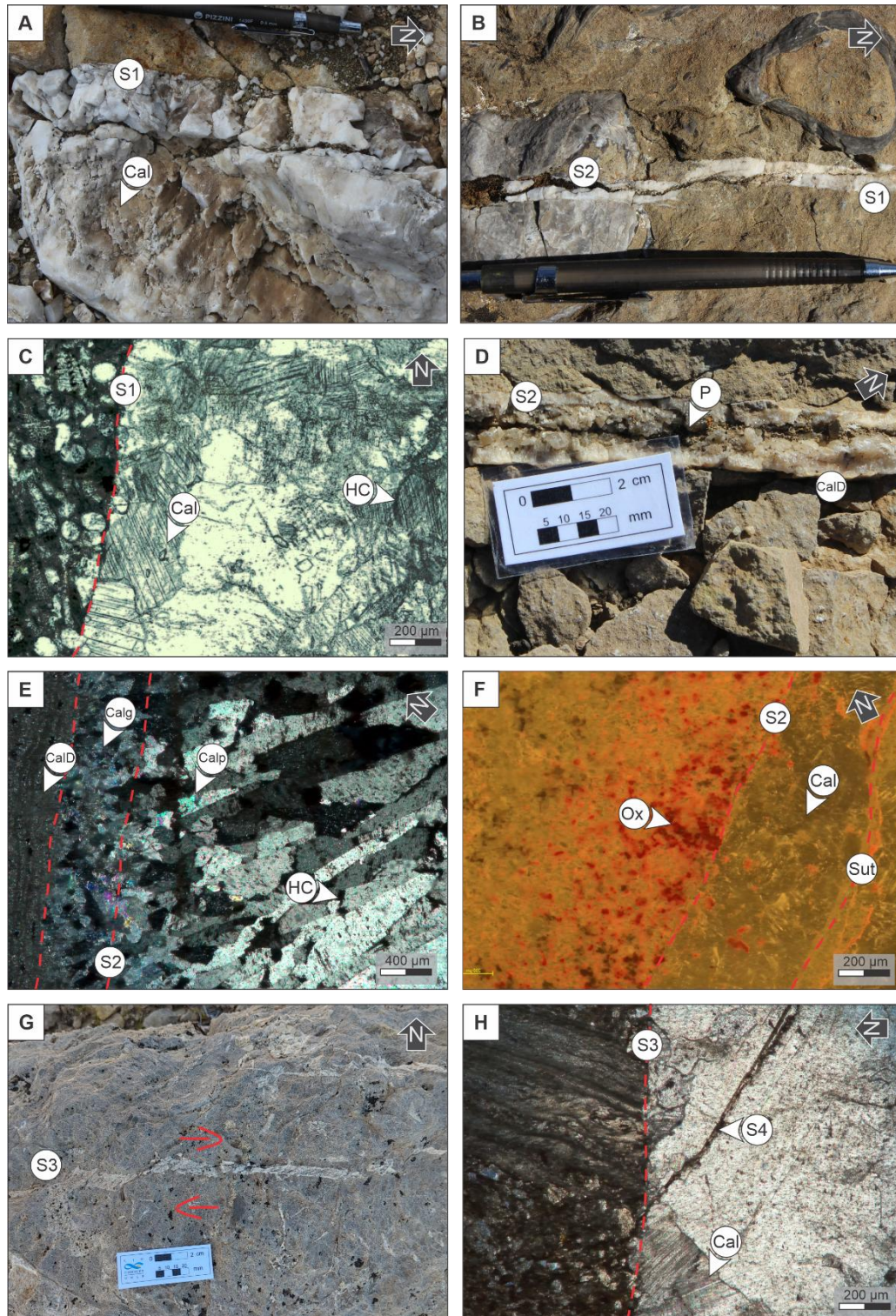


Figura 5.6. Imágenes de meso- microescala de fracturas naturales relevadas en afloramientos de la Sierra de la Vaca Muerta. **A)** Fotografía de afloramiento correspondiente al Set I, donde se observa una fractura rellena con calcita granular (**Cal**). **B)** Imagen de afloramiento que muestra la reactivación de una fractura del Set I por parte de una del Set II. **C)** Microfotografía del Set I con relleno de calcita granular (**Cal**) e

hidrocarburo (**HC**) entre los cristales, observado en sección delgada con luz polarizada. **D)** Imagen de afloramiento del *Set* II con relleno de calcita fibrosa (**CalD**) de bordes prismáticos hacia la sutura donde además se observa la porosidad (**P**). **E)** Microfotografía del *Set* II, donde se distinguen tres zonas de relleno: calcita drusiforme (**CalD**) en los bordes, calcita granular (**Calg**) en posición intermedia, y calcita prismática (**Calp**) en cercanía de la sutura con luz polarizada. **F)** Microfotografía en luz reflejada del *Set* II con presencia de óxidos (**Ox**) en el relleno de la fractura y en la roca de caja. **G)** Imagen de afloramiento en planta del *Set* III con indicadores cinemáticos de tipo dextral. **H)** Microfotografía de una fractura del *Set* III con relleno de calcita granular (**Cal**); se observa además una fractura del *Set* IV que corta al *Set* III.

En corte delgado, el relleno está compuesto por calcita en bloques en un pulso, con cristales de grano ecuanes de entre 100 y 200 μm , tanto en los bordes como hacia el centro, sin desarrollo de porosidad remanente (Fig. 5.6.C). Entre los cristales y como pátinas se encontró hidrocarburo detectado a través de microespectrometría Raman (Informe técnico inédito de YTEC; Ruiz, 2022).

El *Set* II, con rumbo NE-SO, muestra una distribución más restringida y variable (Fig.5.5.B), con cinemática híbrida entre Modo II/III y Modo I. Sus fracturas tienen inclinaciones altas, buzando hacia el SE o el NO, y muestran rellenos de calcita y óxidos. En estaciones como E4, E8 y E9, se observaron sigmoides con cinemática dextral o sinestral, e incluso reactivaciones de fracturas del *Set* I, generando desplazamientos o *vugs*. El mismo presenta aperturas de hasta 3 cm y porosidades de hasta 5 % (Fig. 5.6.D). Este *set*, está escasamente representado en E3, E4 y E5. En corte delgado presentan relleno calcítico con características drusiformes hacia las paredes y cristales prismático-aciculares hacia la sutura (Fig. 5.6.E). Estos cristales crecen progresivamente en tamaño, comenzando como ecuanes. La diferencia entre ambos tipos de relleno indica un pulso con descenso progresivo de la tasa de cristalización (de acicular a prismático) y más de un pulso mineralizante (granular y prismático-acicular). En los bordes se observan óxidos, como hematita, visibles principalmente con luz reflejada dentro de las fracturas y como alteración de la roca de caja (Fig.5.6.F). Además, en los cristales de calcita se detectaron rastros de hidrocarburos mediante espectroscopía Raman (Informe técnico inédito de YTEC; Ruiz 2022). Los cristales prismáticos dejan espacios que evidencian apertura hidráulica en la zona de la sutura.

El Set III, con orientación E–O a ENE–OSO, está presente en la mayoría de las estaciones (Fig.5.5.B), con cinemática híbrida de cizalla (Modo II/III) y apertura (Modo I). Las fracturas tienen inclinaciones altas y buzamientos hacia el N, a veces con leve dispersión hacia el SSE y NNO. Se caracterizan por relleno calcítico, aperturas que pueden superar los 20 cm, y porosidades de hasta 10 %. En algunas estaciones (E4 y E8), se identificaron patrones de terminación en splay y cinemática dextral (Fig. 5.6.G). Se registró visiblemente la interconexión con otras fracturas, lo que favorece la formación de *vugs* y aumento de apertura efectiva. El análisis en corte delgado indica que se trata de fracturas con escasa apertura cinemática, relleno de calcita de un solo pulso con morfología en bloques (Fig. 5.6.H) y sin indicadores claros de movimiento. Presentan aperturas cinemáticas continuas y cristales ecuanes, sin desarrollo de porosidad ni evidencia de múltiples eventos de mineralización.

El Set IV, con rumbo NO–SE (Fig.5.5.B), presenta cinemática de Modo II/III con componente de Modo I. Las fracturas presentan buzamientos altos hacia el NE o SO, con geometrías más rectilíneas, relleno calcítico y porosidad baja, del orden del 2 % (Fig. 5.7.A). Las mismas presentan indicadores cinemáticos dextrales (Fig. 5.7.A-B). En estaciones como E2, E3, E7 y E9, se presenta con mayor claridad, aunque con baja frecuencia en comparación con los otros sets. Este Set es el de distribución más discontinua con baja representación en E4 y E8 y mayor expresión en sectores asociados a valles NO-SE (Fig. 5.5).

El análisis bajo microscopio óptico indica que las fracturas del Set IV presentan una notable variabilidad en tamaño y apertura, desde algunos micrones hasta estructuras con aperturas de hasta 3,3 mm. Se identifican fracturas híbridas con cinemática dextral y desplazamientos tanto a escala micro como mesoscópica. El relleno está constituido por calcita en bloques en un solo pulso, o con morfologías granulares y prismáticas. Los cristales prismáticos no presentan crecimiento oblicuo respecto a las paredes, lo que impide inferir una dirección sincinemática a esa escala (Fig. 5.7.C).

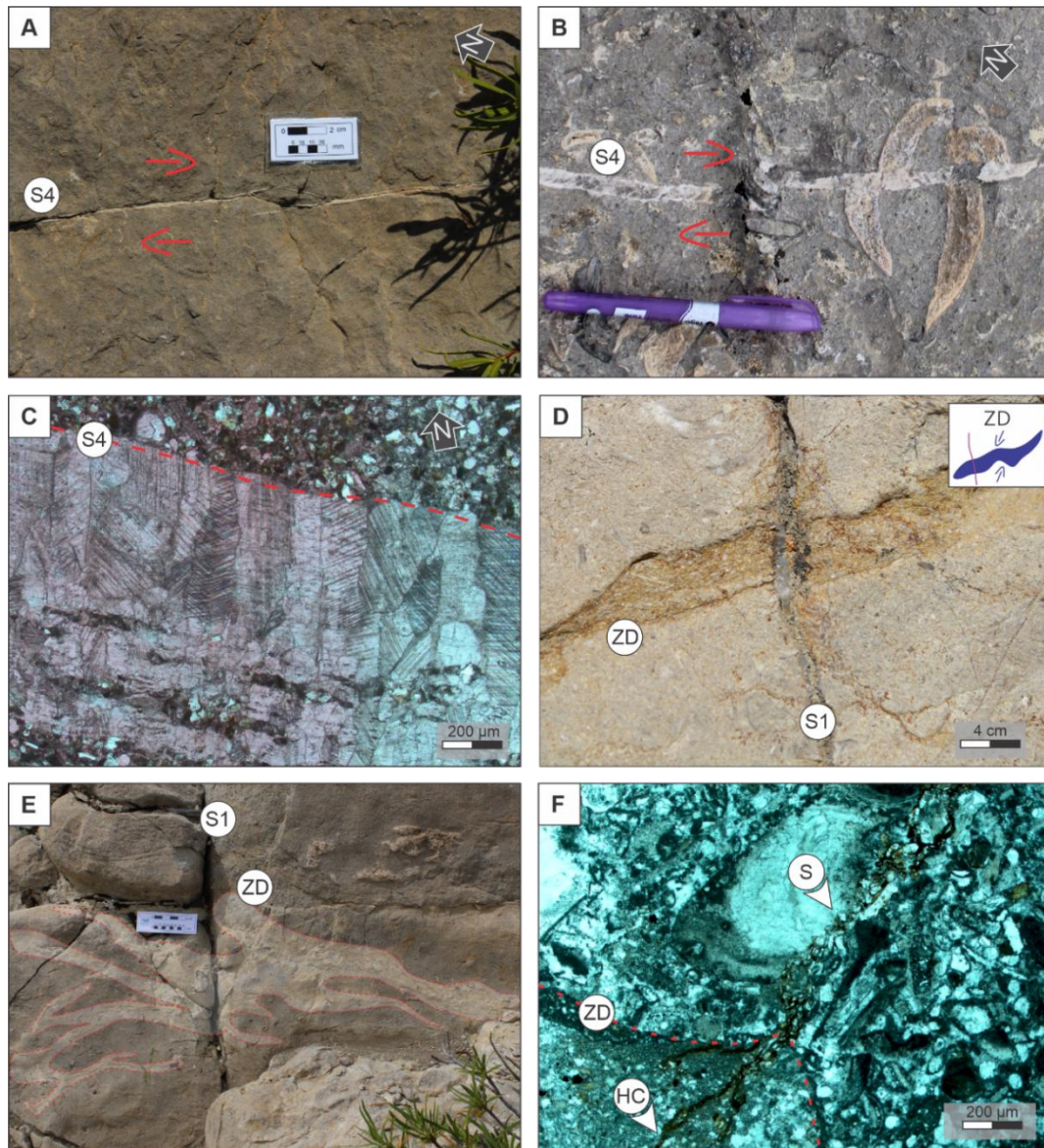


Figura 5.7. Imágenes de meso y microescala de fracturas naturales y zonas de deformación observadas en afloramientos de la Sierra de la Vaca Muerta. **A)** Imagen de campo del Set 4, donde se observa una fractura con relleno calcítico y marcadores cinemáticos de desplazamiento dextral. **B)** Fotografía del Set 4 con relleno de calcita prismática y estrías que indican cinemática dextral. **C)** Microfotografía del relleno de una fractura del Set 4, compuesto por calcita prismática. **D)** Imagen de mesoescala de una zona de deformación (**ZD**) con relleno cataclástico, cortada posteriormente por una fractura del Set 1. **E)** Fotografía de afloramiento que muestra la morfología irregular de una zona de deformación (**ZD**) afectada por una fractura del Set 1. **F)** Microfotografía de una **ZD** donde se observa que la deformación culmina en una estilolita (**S**) y presenta relleno con rastros de hidrocarburos (**HC**).

Además de las fracturas sistemáticas, se identificaron fracturas no sistemáticas de morfología tabular. Estas estructuras forman zonas de deformación subhorizontales (Fig. 5.7.D) ubicadas en la matriz de los *floatstones*, con morfología ondulada y bordes suturados o estilolitizados, especialmente

evidenciado en cortes delgados. En su interior presentan molienda, óxidos, pirita, hidrocarburo y orientación preferencial de fragmentos (como valvas y clastos). Los espesores de estas zonas oscilan entre 15 cm a 0,265 mm (Fig. 5.7.E). A su vez, se observó que las fracturas sistemáticas tienden a cortar y mineralizar estas zonas con carbonato de calcio (Fig. 5.7 A-B). En corte delgado, se pueden observar disoluciones en los bordes de las zonas y estilolitización o suturas hacia los extremos. Los rellenos observados corresponden a resistatos de material molido, óxidos y rastros de hidrocarburo (Fig. 5.7.F) detectado a través de microscopía de espectro Raman (y en informe técnico inédito Y-Tec; Ruiz, 2022). Estas estructuras se encuentran cortadas por las fracturas sistemáticas (Sets I-IV).

En conjunto, el análisis mesoscópico en las nueve estaciones permitió identificar con claridad los cuatro sets principales de fracturas naturales sistemáticas y las zonas de deformación no sistemáticas, registrándose variaciones espaciales en cuanto a frecuencia, geometría, relleno y cinemática. Los cuatro sets descritos se encuentran cortando a las zonas de deformación. A su vez, el Set I es el más representado y es cortado o reactivado por el resto de los sets sistemáticos. El set III es el siguiente más abundante continuado por los Sets II y IV los cuales muestran mayor variabilidad en distribución, aunque todos los sets evidencian interacción.

Con base en mediciones de campo y cálculos de temperatura de cristalización del relleno calcítico a partir de isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$; ver Cap. 3.2.2), se propuso una cronología relativa para los sets I, II y III (Fig. 5.8). Las temperaturas estimadas fueron: 211,6 °C para el Set I (N-S a NNE), 133,2 °C para el Set II (NE-SO) y 156,6 °C para el Set III (ENE/ONO; Fig. 5.8.B). Suponiendo un gradiente geotérmico de 55 °C/km, característico de la faja plegada y corrida del Agrio (Sigismondi y Ramos, 2009), estas temperaturas corresponden a profundidades aproximadas de 3,84 km, 2,3–2,5 km y 2,7–3 km, respectivamente.

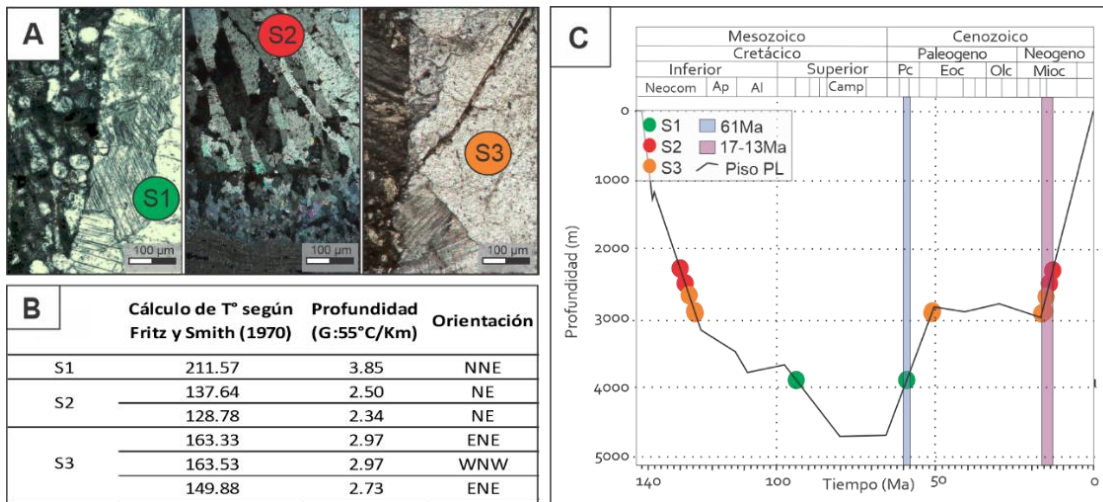


Figura 5.8. A) Microfotografías de los sets de fracturas I (S2), II (S2) y III (S3), en cuyas calcitas de relleno se realizaron análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$. **B)** Tabla de resultados del cálculo de temperatura de formación de los minerales de fractura, a partir de $\delta^{18}\text{O}$ según la ecuación de Fritz y Smith (1970), con estimaciones de profundidad basadas en un gradiente geotérmico de 55 °C/km. Se indican también las orientaciones de cada set muestreado. **C)** Curva de subsidencia para el piso de la Fm. Picún Leufú (**piso PL**) en el área de estudio (tomada de Ukar et al. 2019). Se indican las edades estimadas de formación de los sets I (61 Ma) y II-III (17–13 Ma).

Con apoyo en las curvas de subsidencia publicadas por Ukar et al., (2019; Fig. 5.8.C) para sectores cercanos al área de estudio, asumiendo la cristalización en equilibrio con el entorno se infieren las edades a las que las estructuras se generan según la ubicación de la Formación Picún Leufú. Esto indica que las fracturas del Set I se formaron aproximadamente a los 94 Ma o 61 Ma; las del Set II a los 128 Ma o 13 Ma; y las del Set III a los 126 Ma, 52 Ma o 17 Ma. Dado el carácter tectónico de estas fracturas y las relaciones de corte vistas en campo, se considera más razonable vincular su generación a eventos de levantamiento. Por lo tanto, se proponen como edades más probables: 61 Ma para el Set I, 13 Ma para el Set II y 17 Ma para el Set III

5.3. Análisis meso - microestructural de Fracturas Naturales en el Anticlinal de Picún Leufú

El análisis de fracturas naturales en el ámbito de la Dorsal de Huincul se llevó a cabo sobre el anticlinal de Picún Leufú, considerado una expresión superficial del dominio morfoestructural de dicha dorsal. Las estaciones de muestreo se localizan

dentro de un bloque estructural de rumbo ENE–OSO (Fig. 5.9.A), limitado al norte por la Falla Picún Leufú y al sur por la Falla de la Jardinera. Las capas del bloque presentan un buzamiento general hacia el ENE con inclinaciones menores a los 10° en la Formaciones Picún Leufú, y se prolonga hacia el oeste en el anticlinal de la Sierra de Chacaico. Las fallas de Picún Leufú y La Jardinera son estructuras de primer orden con cinemática de rumbo dextral. La Falla de Picún Leufú, presenta a su vez componente inversa. En el interior de este bloque se desarrollan estructuras de segundo orden de rumbo NNE–SSO. Hacia el este se identifican replegamientos que afectan a la Formación Bajada Colorada. En el sector occidental del área (E 2; Fig.5.9.A), se registraron lineamientos y resaltos topográficos con posible cinemática normal o de rumbo, aunque no se pudieron recolectar datos que lo confirmen debido al grado de meteorización de las estructuras.

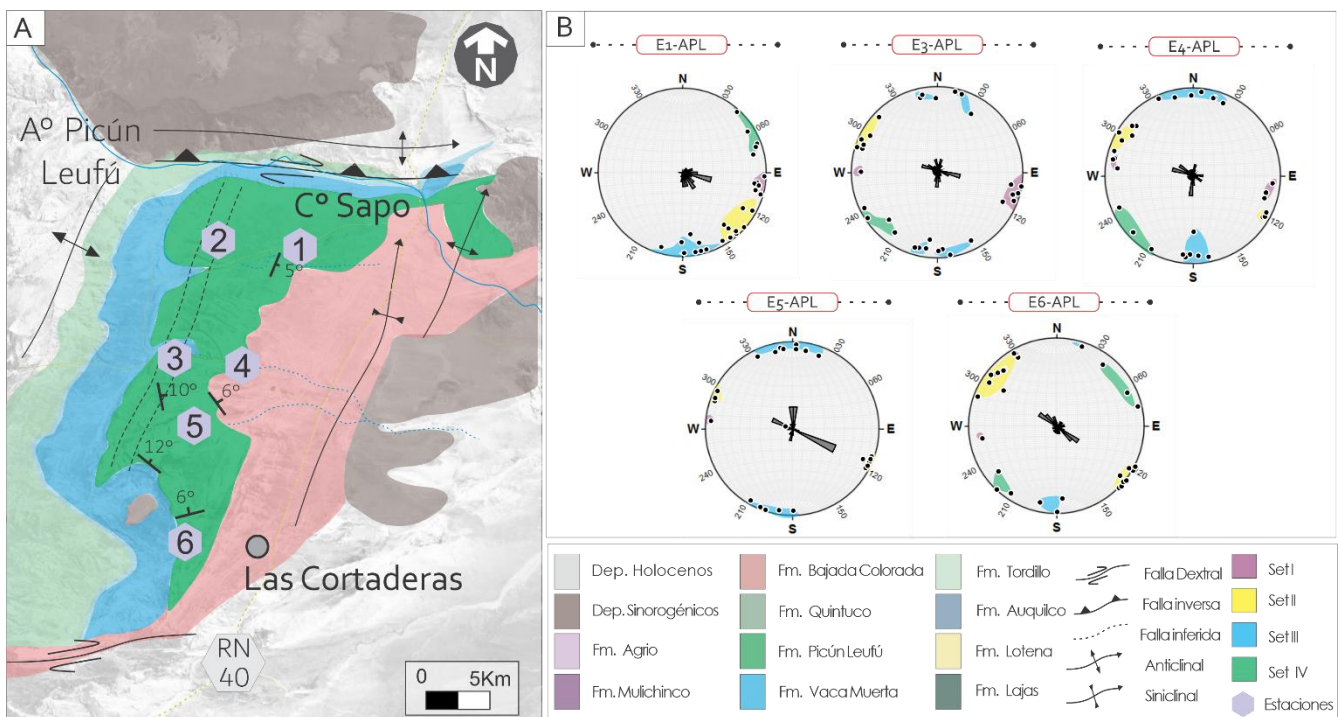


Figura 5. 9. A) Mapa geológico simplificado del anticlinal de Picún Leufú, donde se identifican estructuras de primer y segundo orden junto con la zona de falla muestreada (E2). **B)** Diagramas de rosas que muestran las orientaciones de los polos de las fracturas naturales registradas en seis estaciones (E1 a E6) del anticlinal de Picún Leufú. La Estación 2 no se encuentra representada debido a que corresponde a una zona de falla donde no fue posible obtener datos confiables de orientación.

Con el objetivo de identificar sets preferenciales, en cada estación se midieron las orientaciones de fracturas naturales y, además, en las estaciones 1 y 5 se realizaron un *scanline* y una estación de muestreo areal circular, respectivamente (sobre facies de *grainstones* y *floatstones*), a fin de relevar parámetros geométricos y cinemáticos de los diferentes sets de fracturas naturales (ver Cap. 3). En estas mismas estaciones se tomaron muestras para su posterior análisis petrográfico en microscopía óptica.

A partir del análisis de datos de orientación se identificaron cuatro sets principales de fracturas. El Set I, con rumbo general NNE–SSO (Fig.5.9.B), es consistente en todas las estaciones, las mismas presentan cinemática híbrida entre Modo I y Modo II/III. Sus fracturas presentan buzamientos subverticales hacia el ONO y en algunos casos hacia el E (como en E5 y E6). En este Set, se identificaron patrones en *echelón*, y relleno calcítico (Fig. 5.10.A) con una porosidad estimada según el porcentaje de relleno entre 3 % y 5 %. Hacia el centro del anticlinal (E4), las estructuras muestran inclinación hacia el O y leve dispersión del rumbo al NE, mientras que hacia el sur (E6), se observa una leve rotación hacia NO–SE, aunque se mantiene la coherencia regional del Set. En corte delgado, se observan aperturas que varían desde el orden micrones hasta 1cm (Fig. 5.10.B). Presentan terminaciones graduales y paredes simétricas, con relleno de calcita granular en bloques sin evidencias de más de un pulso de cristalización. En algunos casos, estas fracturas están acompañadas por estructuras subsidiarias de menor apertura. El relleno no muestra porosidad y, en ciertos sectores, contiene óxido e hidrocarburo.

El Set II presenta mayor variabilidad en orientación y cinemáticas híbridas de Modo II/III y Modo I. Su rumbo general es NE–SO, con variantes hacia NNE–SSO (E3) o más próximas al E (E4; Fig.5.9.B). Presenta inclinaciones altas al NO o SE. Las fracturas presentan relleno calcítico, y en varios casos evidencian reactivación de estructuras previas. Este Set muestra apertura hidráulica estimada entre 5 % y 15 %, terminaciones en *splay* y desplazamientos con cinemática dextral y sinistral. En ocasiones presenta una dispersión hacia el N y evidencias de reactivación del Set I (Fig. 5.10.C). A escala microscópica se observa el relleno calcítico fino y en un

pulso, con aperturas del orden de pocos micrones. En los cortes observados, estas fracturas interceptan a las del Set I, rellenando porosidades o reactivando estructuras previas. El relleno es de calcita granular, sin evidencias de cinemática asociada a la mineralización. Su geometría y las relaciones de corte sugieren un desarrollo posterior a las estructuras del Set I, donde se identifica la formación de *vugs* (Fig. 5.10.D).

El Set III es el segundo más representado en el área, con orientación general ENE–OSO y E–O, aunque localmente puede variar al ONO–ESE (Fig.5.9.B). En todas las estaciones, presenta inclinaciones subverticales hacia el N o S según la localidad. Estas fracturas presentan cinemática híbrida Modo II/III y Modo I con sigmoides de dextrales y porosidad de hasta un 10 % (Fig. 5.10), con relleno calcítico fino a muy fino y, en algunos casos, óxidos (E1, E5). En general, este Set mantiene una geometría coherente a lo largo de todas las estaciones. En corte delgado se reconocen estructuras que también interceptan a las del Set I. El relleno es de calcita granular, sin zonación ni porosidad visible, y no se registran evidencias de relleno sincinemático a esta escala (Fig. 5.10.F). Estas fracturas presentan aperturas hidráulicas del orden de decenas de micrones, con terminaciones graduales, o bien se encuentran abiertas sin relleno a escala mesoscópica.

El Set IV, con rumbo NO–SE a NNO–SSE, es el menos representado (Fig.5.9.B). Las estructuras muestran buzamientos altos hacia el NE o SO, con cinemática Modo II/III predominante y geometrías sigmoides con cinemática dextral y óxidos en las terminaciones (como en E1). Las fracturas alcanzan porosidades de hasta un 15 %, basado en el porcentaje de relleno de las estructuras (Fig. 5.10.G). Bajo microscopio óptico muestran relleno calcítico homogéneo con cristales de calcita granular ecuante y muy fino (Fig. 5.10.H) y óxidos hacia los bordes, generando alteraciones en la roca de caja. Presentan terminaciones graduales o abruptas hacia otras fracturas. Las aperturas varían desde decenas de micrones hasta aproximadamente 200 μm , y el relleno de calcita no evidencia porosidad.

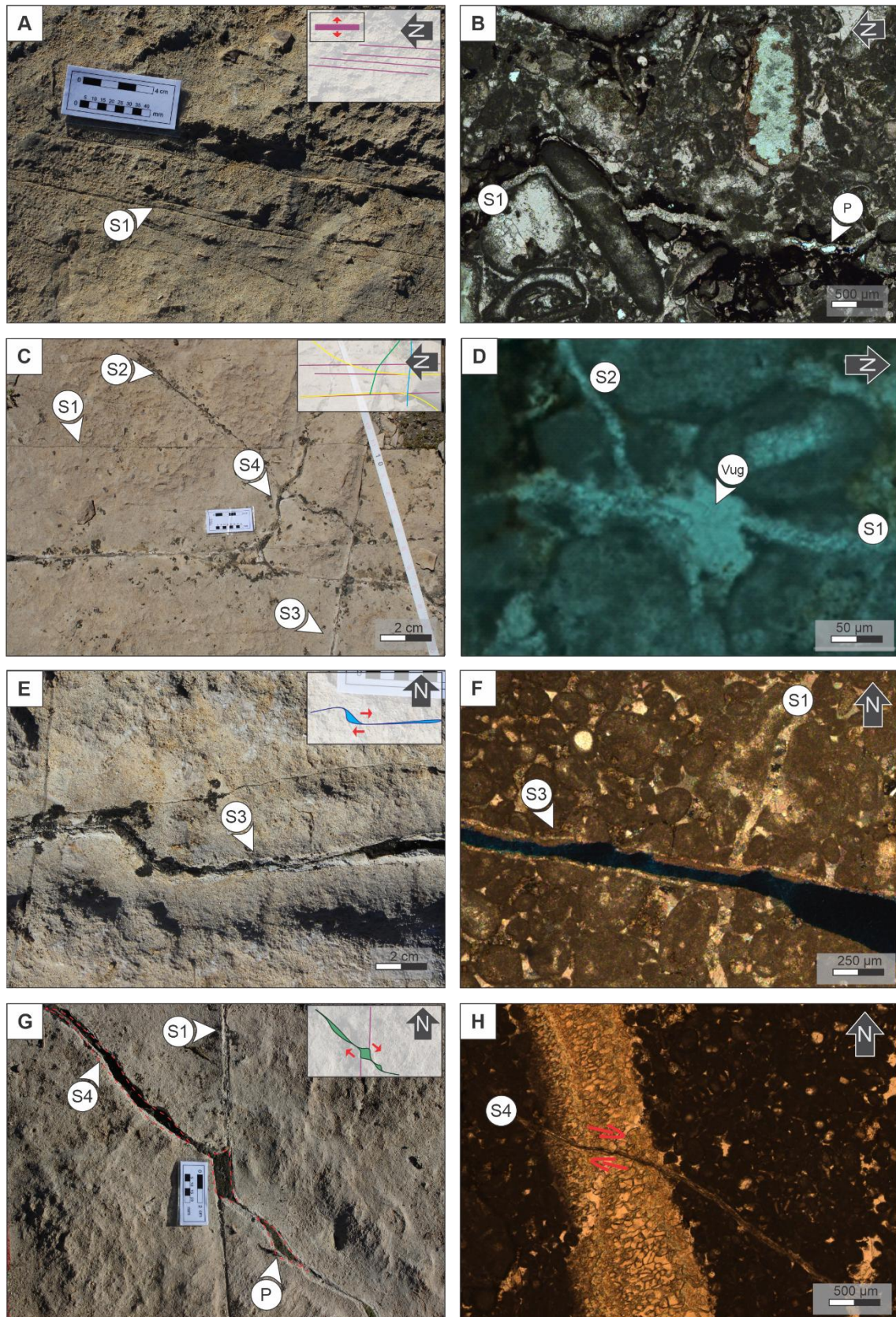


Figura 5.10. Imágenes de meso y microescala de fracturas naturales observadas en afloramientos del anticlinal de Picún Leufú. **A)** Fotografía de campo del Set I, donde se observa un patrón *en echelon*, característico del Modo I. **B)** Microfotografía del Set I, en la que se distingue porosidad (**P**) asociada a fracturas con apertura (Modo I). **C)** Imagen de afloramiento donde se observa la intersección y relaciones

de corte entre los cuatro sets de fracturas: el Set I es cortado por los Sets II, III y IV, y estos últimos también se cortan entre sí. **D)** Microfotografía que muestra una fractura del Set II intruyendo una del Set I, con desarrollo de un poro tipo *vug* en el punto de contacto. **E)** Imagen de campo de una fractura del Set III con forma sigmoidea e indicadores cinemáticos de tipo dextral; corta estructuras del Set I. **F)** Microfotografía de detalle del Set III cortando al Set I, con rellenos de calcita en ambas fracturas. **G)** Fotografía de campo del Set IV, que corta y desplaza dextralmente al Set I, generando porosidad asociada a sigmoides. **H)** Microfotografía del Set IV que muestra el desplazamiento dextral de un bioclasto, indicando cinemática de cizalla.

En conjunto, el análisis del sistema de fracturas realizado entre las estaciones E1 y E6 permite definir con claridad cuatro sets sistemáticos en el Anticlinal de Picún Leufú. El Set I es el más continuo y consistente, tanto en orientación como en geometría, y se encuentra reactivado por fracturas de todos los demás sets, reconocido por la presencia de rellenos tardíos. El Set III también exhibe una distribución estable, con características estructurales homogéneas, mientras que los sets II y IV presentan mayor variabilidad espacial, cinemática y de relleno calcítico fino a medio y de morfología granular.

En el borde norte de la zona de estudio, se observan planos de falla con una orientación $125^{\circ}/80^{\circ}$ (RBZ), de rumbo paralelo al Set I. Sobre las fallas NNE (E2), se tomaron muestras para análisis de isótopos estables, a partir de los cuales se calcularon las temperaturas de cristalización del relleno calcítico (*ver Cap. 3*) en fracturas de orientación NNE (Set I), que presentan zonas de alteración en los bordes de la roca de caja (Fig. 5.11.A). Las temperaturas estimadas se ubican entre 157°C y 179°C (Fig. 5.11.B), valores que exceden las temperaturas esperables respecto del contexto térmico del área, considerando un gradiente geotérmico promedio de $50^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ (según [Sigismondi y Ramos 2009](#), para la zona de Picún Leufú) y una profundidad máxima de subsidencia de 2,5 km ([Brisson et al. 2020](#); Fig.5.11.C), lo cual correspondería a una temperatura máxima de $\sim 125^{\circ}\text{C}$. Esta discrepancia sugiere que las fracturas del Set I podrían haberse rellenado con fluidos de mayor temperatura.

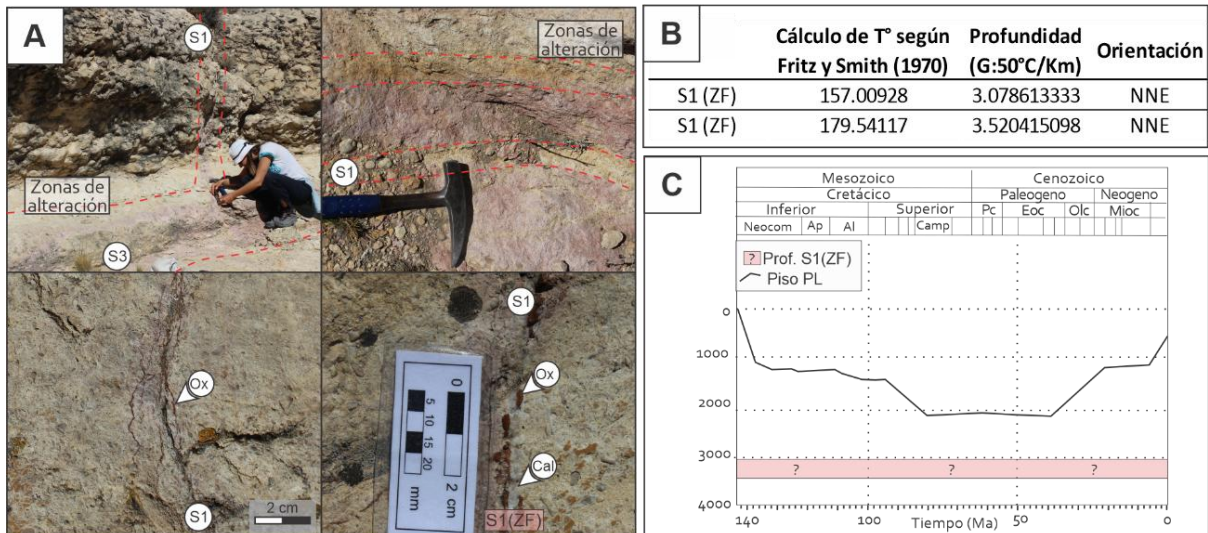


Figura 5.11. A) Fotografías de detalle de la zona de falla muestreada. Se observan fracturas naturales del Set I (**S1**), con relleno de calcita (**Cal**), bordes oxidados (**Ox**) y zonas de alteración hacia la roca de caja. **B)** Tabla con los resultados del cálculo de temperatura a partir de $\delta^{18}\text{O}$, según [Fritz y Smith \(1970\)](#), con profundidades estimadas para un gradiente geotérmico de 50 °C/km y orientaciones correspondientes al Set I. **C)** Curva de subsidencia del piso de la Fm Picún Leufú (**piso PL**) en el área de Picún Leufú (modificada de [Brisson et al., 2020](#)). Se indica la profundidad estimada de formación del Set I (ZF) según el cálculo isotópico donde se observa que no encontraría equilibrio con la capa intruida.

**CAPÍTULO 6:
ANÁLISIS ESTADÍSTICO
DEL SISTEMA DE
FRACTURAS NATURALES**



CAPÍTULO 6 - ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL SISTEMA DE FRACTURAS NATURALES

6.1. Análisis paramétrico de Fracturas naturales en el ámbito del Engolfamiento Neuquino

Con el objetivo de caracterizar cuantitativamente el desarrollo de fracturas naturales en el subsuelo, se llevó a cabo un análisis paramétrico sobre seis testigos correspondientes a los pozos 1, 2 (2a y 2b) y 3 (3c, 3d y 3f) del yacimiento Loma La Lata. En cada uno se relevaron fracturas pertenecientes a distintos *sets* (*ver Cap. 5*), determinando la frecuencia lineal de fracturas naturales por cada metro (fn/m), longitud y apertura cinemática representados en diagramas de dispersión (longitud vs apertura cinemática) e histogramas de frecuencias (aperturas cinemáticas).

El Set A está representado en todas las coronas, con una frecuencia promedio de 48,8 fn/m. Las frecuencias por pozo oscilan entre un mínimo de 22,8 fn/m en P3f y un máximo de 115,7 fn/m en P2a. Los histogramas de frecuencia de aperturas (Fig. 6.1.A) muestran una clara predominancia de valores finos y un patrón relativamente homogéneo en la mayoría de las coronas (P1, P2b y P3f), con concentraciones principales en valores finos (~0,05–0,075 mm) y colas hacia aperturas mayores. En una única corona (P2a) se ve una diferencia significativa en valores más altos, alcanzando 1,75 mm en nueve fracturas.

La relación longitud-apertura (Fig. 6.1.B) muestra una tendencia positiva débil a moderada en todas las coronas. Las relaciones longitud–apertura muestran tres tendencias principales. En la mayoría de las coronas (P1, P3c, P3d y P3f-LLL) se observa una correlación positiva, con variaciones en el grado de dispersión. En P2a la tendencia también es positiva, aunque con mayor dispersión en los datos. En cambio, P2b se diferencia por presentar una correlación más débil y menos consistente. En conjunto, el patrón sugiere un acoplamiento geométrico coherente, aunque no fuertemente marcado.

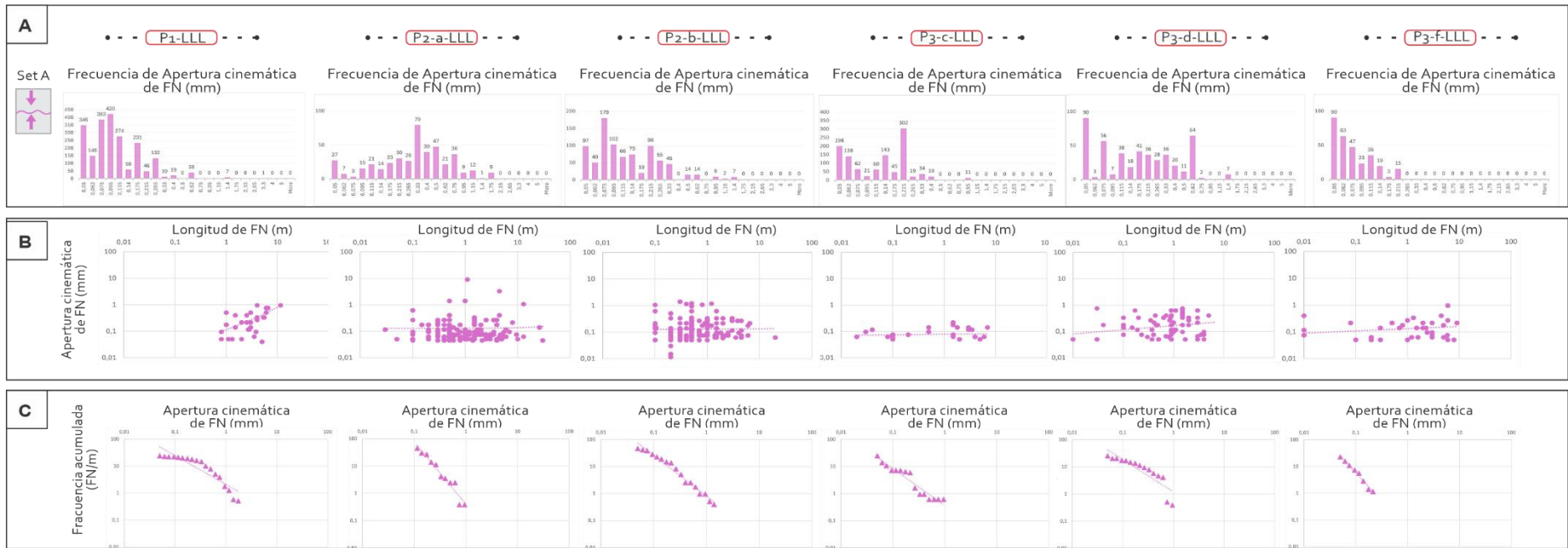


Figura 6.1. Gráficos estadísticos de las fracturas naturales del Set A correspondientes a seis coronas de testigo de subsuelo en Loma La Lata. Para cada corona (P1-LLL, P2-a-LLL, P2-b-LLL, P3-c-LLL, P3-d-LLL y P3-f-LLL) se presentan: **A)** histogramas de frecuencia de aperturas cinemáticas, **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala *log-log*, y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas.

En cuanto a los modelos de ajuste, las curvas acumuladas del Set A (Fig. 6.1.C) son reproducidas con buenos resultados por ambas funciones, aunque los modelos leyes de potencia tienden a ofrecer correlaciones más consistentes en la mayoría de los casos (R^2 entre 0,86 y 0,99; Tabla 6.1), sin necesidad de filtrado. Los modelos exponenciales logran correlaciones altas (R^2 entre 0,77 y 0,99; Tabla 6.1) con pendientes b de entre 2,5 y 18,7 (Tabla 6.1), aunque en algunos casos requieren descartar datos para mejorar el ajuste.

Corona	Set	% desc (Exp)	Ecuación Exponencial	R^2 Exp	b Exp	% desc (PL)	Ecuación de ley de potencia	R^2 PL	b PL
1	A	0%	$y = 27.7 \cdot e^{-2.56x}$	0.98	2.56	12.4%	$y = 1.76 \cdot x^{-1.45}$	0.77	1.45
	B	0%	$y = 0.25 \cdot e^{-1.24x}$	0.62	1.24	0%	$y = 0.07 \cdot x^{-0.96}$	0.74	0.96
2-a	A	0%	$y = 54.01 \cdot e^{-5.7x}$	0.93	5.7	0%	$y = 0.4 \cdot x^{-2.28}$	0.96	2.28
	B	0%	$y = 3.87 \cdot e^{-9.16x}$	0.88	9.16	0%	$y = 0.01 \cdot x^{-2.00}$	0.794	2
	C	0%	$y = 0.14 \cdot e^{-0.74x}$	0.37	0.74	0%	$y = 0.09 \cdot x^{-0.18}$	0.614	0.18
2-b	A	0%	$y = 10.62 \cdot e^{-6.39x}$	0.92	6.39	0%	$y = 0.14 \cdot x^{-1.77}$	0.99	1.77
	B	—	—	—	—	—	—	—	—
3-c	A	24.3%	$y = 8.3 \cdot e^{-3.7x}$	0.88	3.7	0%	$y = 0.36 \cdot x^{-1.37}$	0.93	1.37
3-d	A	0%	$y = 30.12 \cdot e^{-4.45x}$	0.92	4.45	0%	$y = 1.19 \cdot x^{-1.19}$	0.86	1.19
	B	0%	$y = 0.50 \cdot e^{-1.3x}$	0.8	1.3	0%	$y = 0.53 \cdot x^{-1.02}$	0.87	1.02
	C	0%	$y = 0.44 \cdot e^{-1.16x}$	0.64	1.16	0%	$y = 0.13 \cdot x^{-1.12}$	1.02	1.12
3-f	A	0%	$y = 47.66 \cdot e^{-18.76x}$	0.98	18.76	0%	$y = 0.36 \cdot x^{-2.14}$	0.94	2.14
	B	0%	$y = 0.69 \cdot e^{-4.49x}$	0.72	4.49	0%	$y = 0.04 \cdot x^{-1.23}$	0.85	1.23
	C	0%	$y = 2.14 \cdot e^{-0.14x}$	0.73	0.14	0%	$y = 1.95 \cdot x^{-0.34}$	0.58	0.34

Tabla 6.1. Ecuaciones de ajuste exponencial y leyes de potencia aplicadas a los datos de frecuencia acumulada de aperturas de fracturas naturales por corona y set. Se indican los porcentajes de descarte aplicados a cada distribución, los coeficientes de determinación (R^2), y los valores del parámetro de pendiente (b) para ambos modelos.

El Set B, identificado en todas las coronas, se caracteriza por una baja frecuencia promedio (1,53 fn/m; Fig. 6.2.A). Su distribución está dominada por el valor elevado de P2a (5,31 fn/m; con una moda principal cercana a 0,1 mm), mientras que en los demás pozos las frecuencias son mucho menores ($\leq 0,6$ fn/m).

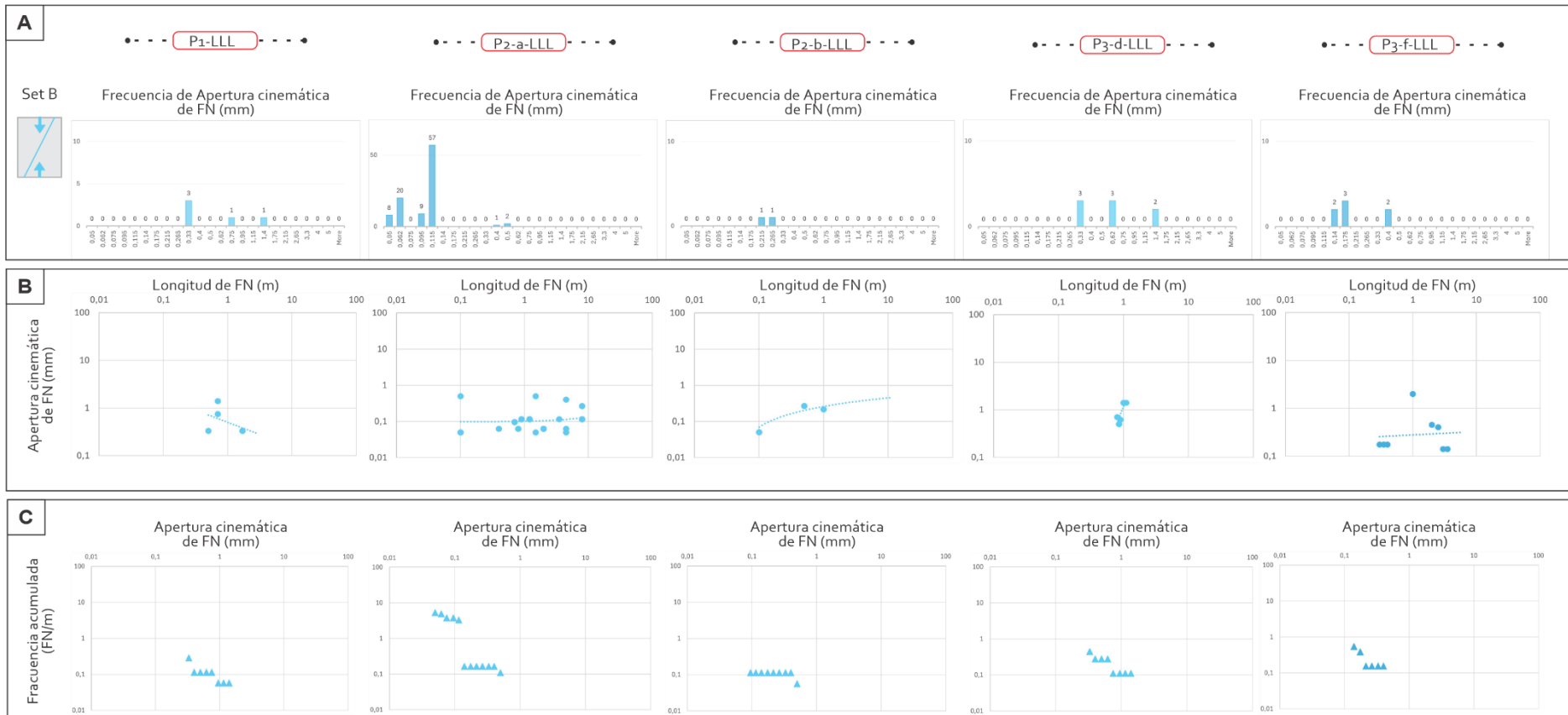


Figura 6.2. Gráficos estadísticos de las fracturas naturales del Set B correspondientes a seis coronas de testigo de subsuelo en Loma La Lata. Para cada corona (P1, P2-a, P2-b, P3-d y P3-f) se presentan: **A)** histogramas de frecuencia de aperturas cinemáticas (fila superior), **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala *log-log* (fila central), y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas (fila inferior).

Este patrón discontinuo se refleja en los histogramas de apertura, donde la mayoría de las coronas muestran pocos eventos distribuidos en una o dos clases y eventualmente con colas hacia valores mayores (Fig. 6.2.A).

En conjunto, el Set B muestra predominio de aperturas finas, pero con capacidad de registrar eventos discretos de mayor apertura, sin embargo, debido a la baja densidad de datos, la relación longitud–apertura del Set B resulta poco definida con tendencias neutras a positivas (Fig. 6.2.B), incluso se observa una pendiente negativa en P1. Aun así, los ajustes estadísticos resultan relativamente adecuados (Fig. 6.2.C): en P1, el modelo exponencial explica moderadamente la variación ($R^2 = 0,62$; $b = 1,24$), aunque el ajuste por potencias mejora la correlación ($R^2 = 0,74$; Tabla 6.1). En P2a, P3d y P3f, ambos modelos alcanzan correlaciones buenas (R^2 entre 0,72 y 0,88 para exponencial y entre 0,79 y 0,87 para el potencial; Tabla 6.1). Aunque los valores de pendiente son menores que en el set A, los modelos leyes de potencia logran representar las distribuciones sin necesidad de filtrar datos.

Por último, el Set C fue identificado en las coronas 2a, 3d y 3f, con frecuencia baja (promedio 0,53 fn/m; Fig. 6.3.A). A pesar de su escasa representación, se destaca por la mayor magnitud de las aperturas, siendo que en P2a y en P3d se concentran alrededor de 5 mm, y en P3f predominan aperturas cercanas a 3,3 mm. En los diagramas de dispersión se observa una tendencia positiva entre longitud y apertura, especialmente en fracturas de mayor longitud (en P2a y P3d; Fig. 6.3.B), mientras que en P3f la relación es más difusa y ligeramente negativa, con pocos datos disponibles. Los modelos estadísticos reflejan esta diferencia: en P2a y P3d, los ajustes son moderados ($R^2 = 0,37-0,64$ para exponencial; $R^2 = 0,61-0,64$ para leyes de potencia; Fig. 6.3.C), mientras que en P3f la pendiente es muy baja ($b = 0,14$) y los ajustes son moderados a bajos ($R^2 = 0,58-0,73$; Tabla 6.1). En conjunto, el Set C se caracteriza por fracturas de gran apertura y una tendencia al comportamiento aleatorio.



Figura 6.3. Gráficos estadísticos de las fracturas naturales del Set C correspondientes a seis coronas de testigo de subsuelo en Loma La Lata. Para cada corona (P2-a, P3-d y P3-f) se presentan: **A)** histogramas de frecuencia de aperturas cinemáticas, **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala *log-log*, y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas.

Por otro lado, a partir de los datos obtenidos en las mediciones de los testigos de corona se realizó un análisis unidimensional (Marret et al. 1999) con el objetivo de evaluar la distribución espacial del Set A. Debido a la baja densidad de datos obtenidos los Sets B y C no fueron analizados en este sentido.

El análisis unidimensional muestra evidencias de agrupamiento de fracturas significativo en varios pozos (Fig. 6.4). En el pozo 2a, se registró un valor máximo de $NCC = 5.28$ a una escala de 0.010 m, acompañado de valores superiores a 2 entre 0.015 y 0.45 m. En el pozo 2b, se observó un valor máximo de $NCC = 2.90$ a 0.021 m, con varios picos adicionales por encima del umbral en escalas entre 0.02 y 0.3 m lo que también indica agrupamiento en escalas subdecimétricas en ambos casos.

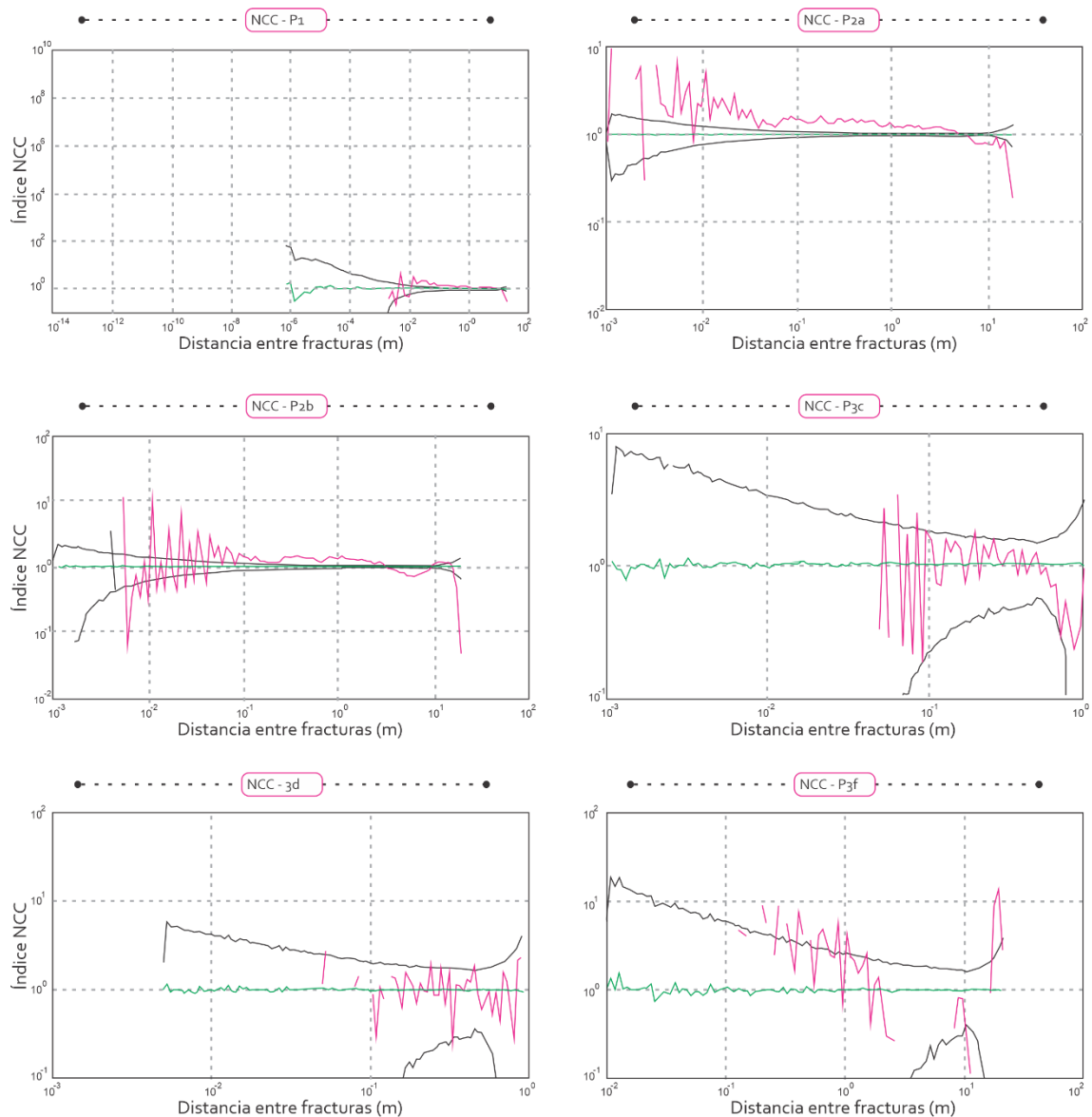


Figura 6. 4. Gráficos de *Normalized Correlation Count* (NCC) calculados para las fracturas del Set A en los seis testigos de coronas de testigo de los pozos de Loma La Lata. En cada gráfico se representa la curva de conteo de correlación normalizado (línea fucsia) en función de la escala (distancia interfRACTURA), junto con los límites de confianza (envolvente en gris) obtenidos por simulaciones aleatorias (Poisson) y la línea base esperada para una distribución aleatoria (línea verde). La desviación de la curva NCC por fuera de la envolvente indica la existencia de patrones de distribución espacial no aleatorios, como agrupamiento (límite superior) o regularidad (límite inferior), a escalas específicas.

En el pozo 3c, el valor máximo de NCC alcanza 7.50 a 0.010 m, con múltiples picos entre 0.016 y 0.2 m, indicando una agrupación en escalas locales y distribución regular en términos generales. El pozo 3d presenta un valor máximo de NCC = 2.36 a 0.89 m, aunque con escasa repetición en otras escalas, lo que sugiere un agrupamiento puntual en el extremo superior del dominio. Por su parte, el pozo

3f exhibe un NCC máximo de 26.22 a 0.010 m, aunque este valor extremo está aislado y aparece junto con varios tramos sin datos. Sin embargo, se observa un patrón moderadamente agrupado entre 0.02 y 0.2 m, los valores oscilan entre 2 y 5.

El pozo 1 presenta un valor máximo de $NCC = 10.25$ a 0.005 m, con picos adicionales entre 0.02 y 0.07 m (por ejemplo, $NCC = 5.36$ a 0.022 m, y $NCC = 3.67$ a 0.033 m), lo que indica un agrupamiento significativo en escalas milimétricas a centimétricas, siendo que a escalas mayores tiende a acercarse a distribuciones regulares.

En conjunto, estos resultados indican que el Set A presenta un agrupamiento a escalas menores de 0.2m, aunque con distinta intensidad según el pozo. Los pozos 1, 2a y 2b presentan un patrón de agrupamiento marcado y repetitivo en varios intervalos, mientras que los pozos 3c, 3d y 3f muestran un agrupamiento más acotado, puntual o acompañado de intervalos con valores <1 , lo que sugiere combinaciones de sectores agrupados y distribuciones más regulares. En ningún caso el patrón observado resulta plenamente compatible con una distribución puramente aleatoria.

6.2. Análisis paramétrico de Fracturas Naturales en la Sierra de la Vaca Muerta

A partir de los atributos estructurales relevados en las estaciones E4 y E8 del sector sur de la Sierra de la Vaca Muerta, se realizó un análisis comparativo por set con el fin de identificar diferencias espaciales y patrones de distribución. Los parámetros cuantitativos analizados incluyeron espaciado, frecuencia, longitud y apertura para cada uno de los sets presentes en las áreas de muestreo circulares AC1, AC2 y AC3 de la estación E4, y AC1 y AC2 de la estación E8 (Fig. 5.5).

El Set I presenta una distribución relativamente constante de sus espaciados en E4, con valores de 0,16 m en AC1 y AC2, y un espaciado más amplio en AC3 (0,27 m). En E8, el espaciado varía notablemente entre AC1 (0,36 m) y AC2 (0,06 m), lo que sugiere una marcada concentración local en esta última. Las aperturas cinemáticas presentan variaciones tanto entre áreas como en la forma de sus distribuciones (Fig. 6.5.A).

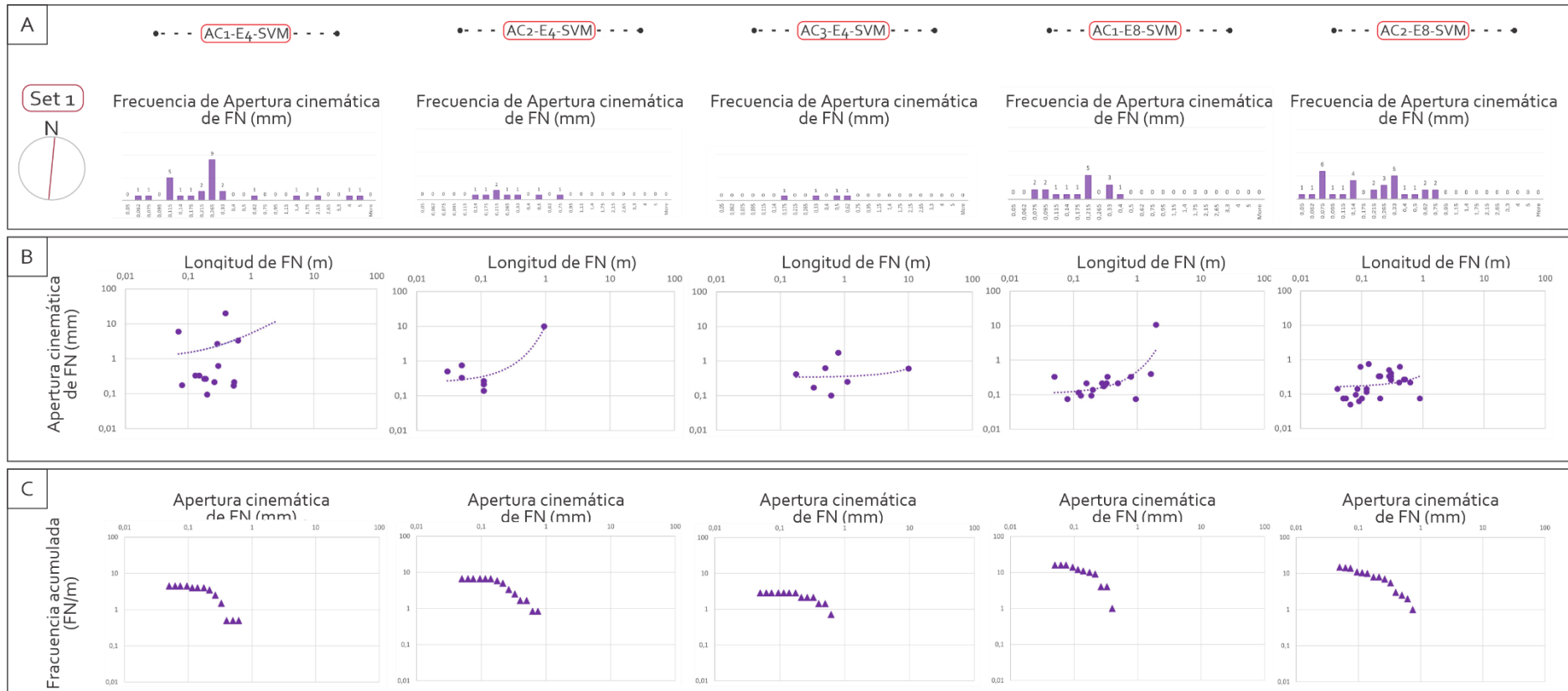


Figura 6.5. Gráficos estadísticos correspondientes a las fracturas del Set 1 en áreas circulares (AC) de las estaciones E4 y E8 de la Sierra de la Vaca Muerta. Para cada área (AC1, AC2 y AC3 de E4; AC1 y AC2 de E8), se presentan: **A)** histogramas de frecuencia de apertura cinemática, **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala *log-log*, y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas.

Las frecuencias de aperturas presentan variaciones en la E4 con una distribución homogénea en las áreas AC2 y AC3 y un pico definido en AC1 a los 0,265 mm (Fig. 6.5.A). En E8-AC1, se observa un pico en el intervalo de 0,215 mm similar a la estación mencionada anteriormente y una distribución más amplia en AC2, con valores que van de 0,05 a 0,75 mm con frecuencias en 3 modas 0,075, 0,14 y 0,33 mm. Las aperturas máximas del Set I alcanzan los 5 mm en la estación E4-AC1.

Las longitudes del Set I son relativamente dispersas, considerando que las longitudes máximas se encuentran limitadas por el diámetro de muestreo. En la mayoría de los casos (E4-AC2, E8-AC1-2) se observa una tendencia positiva en la relación apertura-longitud (Fig. 6.5.B), siendo la E4-AC2 la estación de mayor pendiente. En la AC3 de la estación E4, la dispersión de los datos no permite observar una pendiente positiva contundente, aunque es aceptable. Los ajustes estadísticos de las curvas de frecuencia acumulada (Fig. 6.5.C) muestran una disminución progresiva del ajuste con el aumento de la apertura en todas las áreas analizadas. En ambas estaciones, los ajustes son buenos siendo el exponencial favorable (siempre $R^2 > 0,90$; Tabla 6.2) respecto al de potencias ($R^2 = 0,74-0,96$), que a su vez requiere el descarte de datos (hasta 9,09%).

Estación	Set	% desc. (Exp)	Ecuación Exponencial	R ² Exp	b Exp	% desc. (PL)	Ecuación	R ² PL	b PL
							Leyes de potencia		
E4-AC1	1	9,09 %	$y = 8,54 \cdot e^{-5,23x}$	0.91	5.23	9,09 %	$y = 0,22 \cdot x^{-1,54}$	0.74	1.54
	2	2,76 %	$y = 49,08 \cdot e^{-4,31x}$	0.91	4.31	2,76 %	$y = 2,02 \cdot x^{-1,37}$	0.72	1.37
	3	0 %	$y = 32,43 \cdot e^{-4,35x}$	0.94	4.35	0 %	$y = 0,66 \cdot x^{-1,89}$	0.68	1.89
	4	0 %	$y = 6,24 \cdot e^{-2,93x}$	0.94	2.93	7,41 %	$y = 0,30 \cdot x^{-1,48}$	0.89	1.48
E4-AC2	1	0 %	$y = 9,05 \cdot e^{-3,51x}$	0.94	3.51	0 %	$y = 0,54 \cdot x^{-1,35}$	0.96	1.35
	2	0 %	$y = 51,23 \cdot e^{-5,44x}$	0.89	5.44	0 %	$y = 0,99 \cdot x^{-1,76}$	0.87	1.76
	3	0 %	$y = 20,05 \cdot e^{-6,62x}$	0.91	6.62	6,67 %	$y = 0,17 \cdot x^{-0,79}$	0.79	0.79
	4	56,52 %	$y = 4,36 \cdot e^{-2,84x}$	0.81	2.84	0 %	$y = 0,34 \cdot x^{-1,25}$	0.98	1.25
E4-AC3	1	0 %	$y = 4,16 \cdot e^{-2,54x}$	0.92	2.54	0 %	$y = 0,74 \cdot x^{-0,71}$	0.87	0.71
	2	0 %	$y = 25,89 \cdot e^{-4,90x}$	0.74	4.9	0 %	$y = 1,05 \cdot x^{-1,28}$	0.56	1.28

	3	0 %	$y = 8,98 \cdot e^{-4,96x}$	0.94	4.96	5,26 %	$y = 0,21 \cdot x^{-1,65}$	0.78	1.65
	4	0 %	$y = 8,75 \cdot e^{-3,66x}$	0.97	3.66	0 %	$y = 0,44 \cdot x^{-1,30}$	0.94	1.3
	1	0 %	$y = 32,26 \cdot e^{-7,57x}$	0.94	7.57	0 %	$y = 0,64 \cdot x^{-1,37}$	0.83	1.37
E8-AC1	2	0 %	$y = 11,04 \cdot e^{-4,40x}$	0.96	4.4	17,86 %	$y = 0,27 \cdot x^{-1,72}$	0.78	1.72
	3	0 %	$y = 11,68 \cdot e^{-4,51x}$	0.97	4.51	0 %	$y = 0,24 \cdot x^{-1,90}$	0.85	1.9
E8-AC2	1	0 %	$y = 17,15 \cdot e^{-3,74x}$	0.98	3.74	0 %	$y = 1,41 \cdot x^{-0,90}$	0.89	0.9
	3	0 %	$y = 15,36 \cdot e^{-6,14x}$	0.97	6.14	15,38 %	$y = 0,28 \cdot x^{-1,52}$	0.94	1.52

Tabla 6.2. Ecuaciones de ajuste exponencial y leyes de potencia aplicadas a los datos de frecuencia acumulada de aperturas de fracturas naturales por set en las estaciones E4 y E8. Se indican los porcentajes de descarte aplicados a cada distribución, los coeficientes de determinación (R^2), y los valores del parámetro de pendiente (**b**) para ambos modelos.

El Set II se caracteriza por presentar los menores espaciados entre fracturas, con valores de 0,05 m en AC1, 0,04 m en AC2 y 0,12 m en AC3 (todas en E4), lo cual indica una elevada densidad de fracturación. En E8, se encuentra presente únicamente en AC1, donde se registró un espaciado promedio de 0,12 m. Las aperturas muestran una clara concentración en AC1 de E4, con una alta frecuencia de fracturas en el intervalo de 0,235 a 0,255 mm (Fig. 6.6.A), acompañado de una distribución simétrica y colas hacia ambos lados. En AC2 y AC3, la frecuencia disminuye marcadamente, entre las aperturas 0,14 y 0,62 mm, y una distribución más homogénea y menos definida. En E8-AC1, la mayor frecuencia se registra en el intervalo de 0,215 mm (7 FN), con colas hacia los extremos de la distribución, particularmente hacia los valores de 0,33 y 0,4 mm.

Las longitudes del Set II se agrupan en torno a valores bajos (menores a 0,2 m), particularmente en E4-AC1 y AC3, con aperturas también reducidas, la dispersión de los datos no presenta una tendencia clara (Fig. 6.6.B). En AC2, la nube de puntos es más dispersa y se sugiere una pendiente creciente, aunque débil. En E8-AC1, se observa una buena distribución de puntos y una clara pendiente creciente entre longitud y apertura. En cuanto a las curvas de frecuencia acumulada (Fig. 6.6.C) tienden a mostrar mayor dispersión, especialmente en E4-AC1 y AC3. El ajuste exponencial es aceptable en todos los casos ($R^2 = 0,91-0,95$; Tabla 6.2), con pendientes variables entre 3,51 y 6,62, y sin descarte en la mayoría de los casos. El

modelo leyes de potencia tiene peor desempeño en general, con R^2 más bajos (0,68–0,79) y pendientes más suaves.

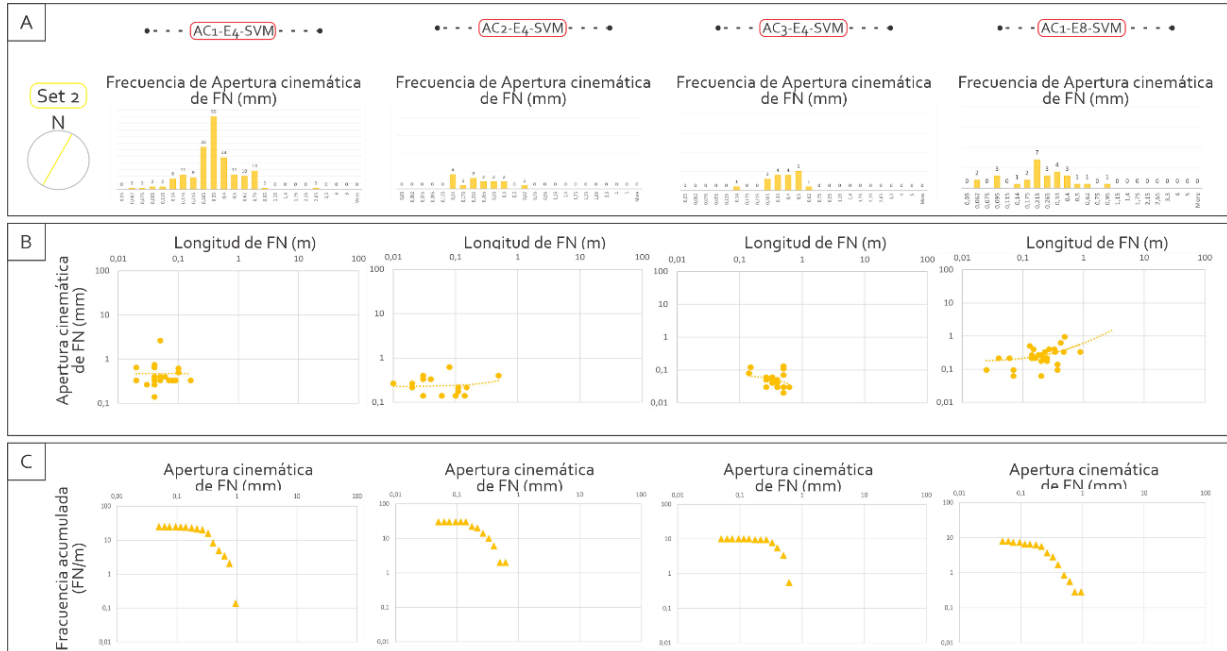


Figura 6.6. Gráficos estadísticos correspondientes a las fracturas del Set 2 en áreas circulares (AC) de las estaciones E4 y E8 de la Sierra de la Vaca Muerta. Para cada área (AC1, AC2 y AC3 de E4; y AC1 de E8), se presentan: **A)** histogramas de frecuencia de apertura cinemática, **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala $\log\text{-}\log$, y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas.

El Set III se encuentra presente en todas las estaciones de muestreo con espaciados de entre 0,11 m y 0,23 m en E4, y de 0,26 m a 0,08 m en E8. A su vez, sus aperturas en E4-AC1, se destacan en el intervalo de 0,265 a 0,33 mm, lo que constituye una de las máximas intensidades, y a su vez, presenta la máxima apertura 2,65 mm del conjunto. En AC2 y AC3 de la estación E4, si bien las frecuencias son menores, se mantiene una distribución centrada en los mismos intervalos (Fig. 6.7.A), con colas hacia aperturas mayores. En E8, AC1 presenta frecuencias bajas, con una fractura en los intervalos de 0,14 y 0,95 mm, mientras que en AC2 las frecuencias se mantienen entre 3 y 5 fracturas en los intervalos más bajos, sin un pico definido, pero con una clara concentración en aperturas menores a 0,215 mm.

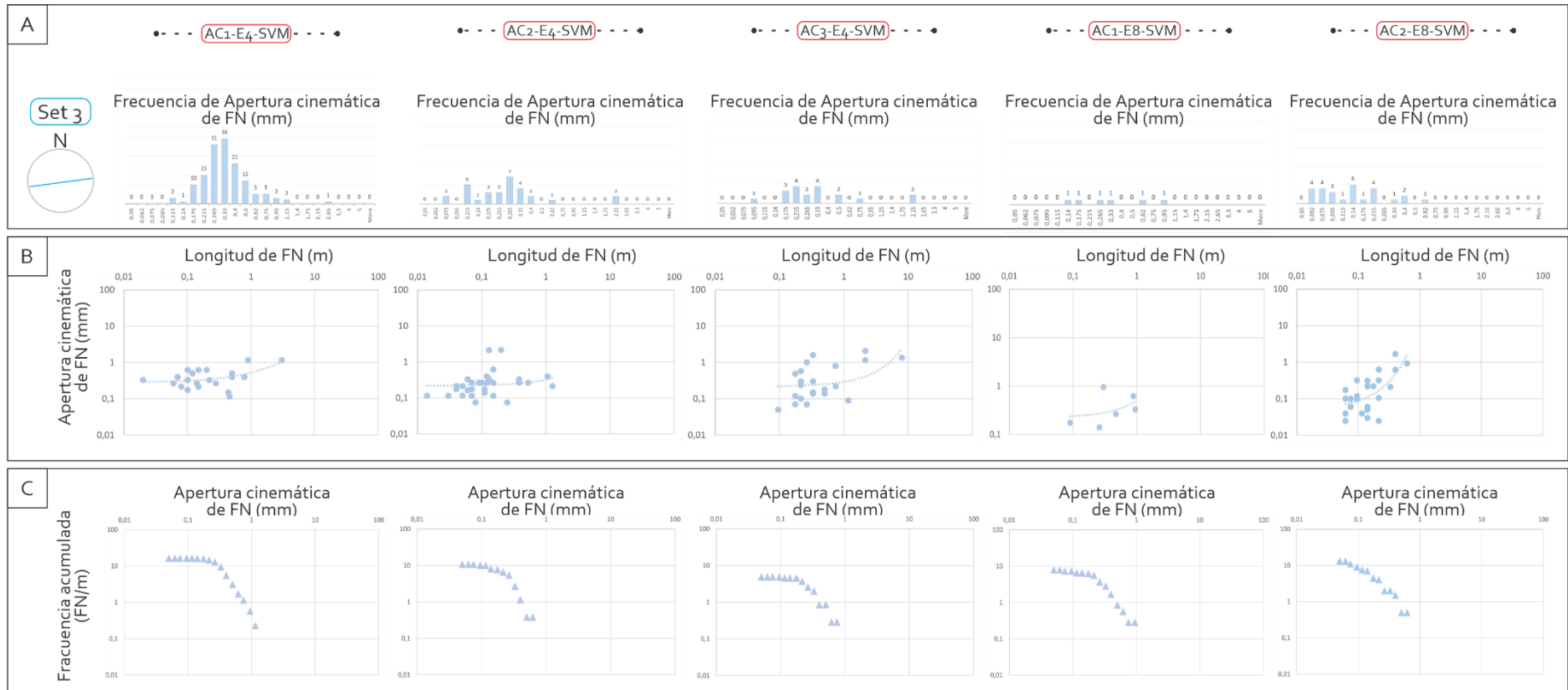


Figura 6.7. Gráficos estadísticos correspondientes a las fracturas del Set 3 en áreas circulares (AC) de las estaciones E4 y E8 de la Sierra de la Vaca Muerta. Para cada área (AC1, AC2 y AC3 de E4; y AC1 y AC2 de E8), se presentan: **A)** histogramas de frecuencia de apertura cinemática, **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala *log-log*, y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas.

Las longitudes en este Set son más dispersas que en los anteriores con fracturas que presentan longitudes de entre 0,01 y 10 m. En E4-AC2 y AC3 se registra una tendencia más evidente al incremento de la apertura con la longitud (Fig. 6.7.B), mientras que en AC1 esta relación es menos marcada, aunque las pendientes tienden a ser claramente positivas. En E8, la correlación positiva es evidente en AC2, con un rango más amplio de aperturas y longitudes que en AC1, donde los datos están más agrupados y la pendiente es más suave.

El ajuste exponencial es consistente en todas las áreas, con R^2 entre 0,91 y 0,97 (Fig. 6.7.C; Tabla 6.2), y pendientes que oscilan entre 3,66 y 6,14. No fue necesario eliminar datos en ninguna de las curvas. En cambio, los ajustes de las leyes de potencia son más débiles, con R^2 entre 0,56 y 0,89, y pendientes inferiores. En particular, en la estación E4-AC3, el R^2 cae a 0,56, lo que indica una dispersión significativa. Las curvas acumuladas reflejan este comportamiento, con mayor regularidad en la porción central de la distribución y algunas anomalías en los extremos, asociadas probablemente a las aperturas mayores.

El Set IV se encuentra registrado únicamente en las áreas de muestreo de E4, con espaciados que oscilan entre 0,08 m y 0,16 m (AC1 y AC3 respectivamente). Las aperturas cinemáticas presentan las mayores frecuencias en AC1 (Fig. 6.8.A), con un pico en el intervalo de 0,265 mm (9 fracturas), mientras que en AC2 y AC3 la frecuencia se encuentra distribuida de forma más uniforme, con entre 1 y 5 fracturas en los intervalos menores a 0,265 mm. En este Set, las aperturas máximas se presentan en la AC1 de la estación E4, donde la apertura alcanza los 5 mm. En cuanto a las longitudes presentan una baja dispersión, con puntos mayormente agrupados por debajo de 1 m de longitud. Existe una tendencia positiva perceptible entre apertura y longitud en el área AC1 (Fig. 6.8.B) mientras que las nubes de las áreas AC2 y AC3 se concentran en una nube de puntos sin una tendencia definida.

Las curvas acumuladas presentan comportamientos variables (Fig. 6.8.C). En AC1 y AC2 se logran buenos ajustes exponenciales ($R^2 = 0,91$; Tabla 6.2), con pendientes de 3,83 y 3,51 respectivamente, sin necesidad de eliminar datos. Sin embargo, en AC3 se observó una marcada dispersión en los datos finos, lo que motivó el descarte del 56,52 % de las observaciones para lograr un R^2 aceptable

(0,81). Esta situación sugiere una menor robustez estadística del Set IV en esta área, probablemente asociada a la escasa cantidad de datos y su distribución sesgada hacia aperturas finas. En cuanto al ajuste leyes de potencia, los resultados fueron regulares a muy buenos para el modelo exponencial, con R^2 entre 0,60 y 0,91.

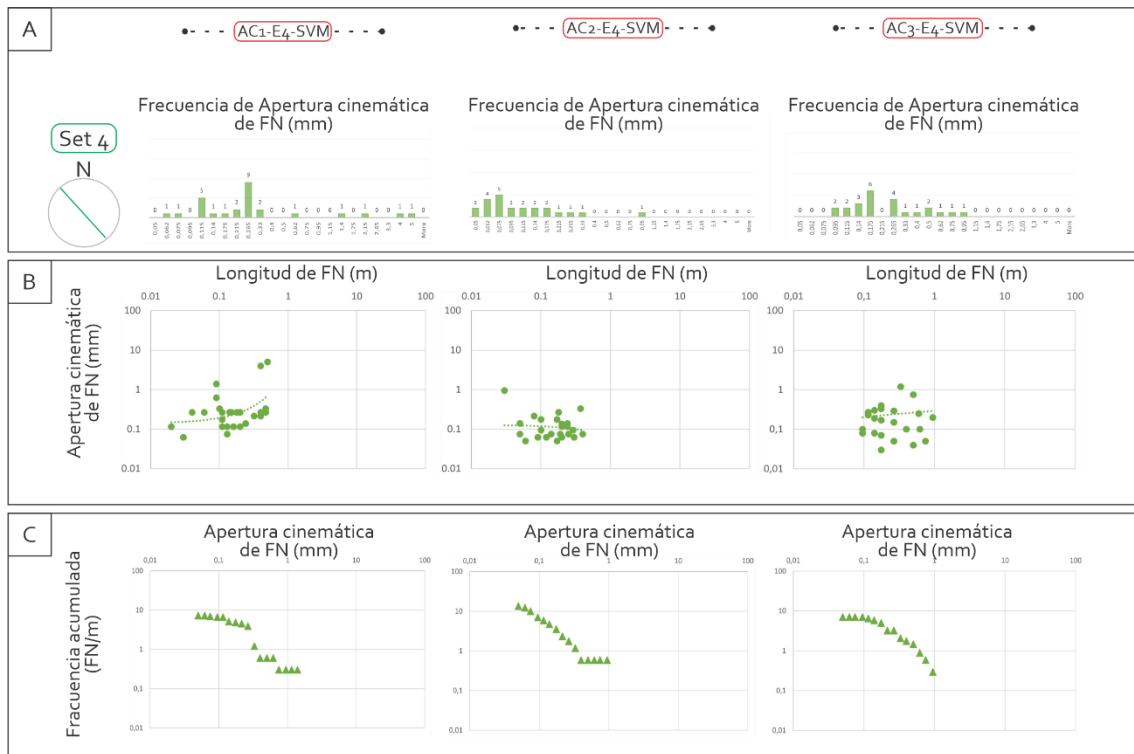


Figura 6.8. Gráficos estadísticos correspondientes a las fracturas del Set 4 en áreas circulares (AC) de las estaciones E4 de la Sierra de la Vaca Muerta. Para cada área (AC1, AC2 y AC3 de E4), se presentan: **A)** histogramas de frecuencia de apertura cinemática (fila superior), **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala log-log (fila central), y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas (fila inferior).

En términos generales, los espaciados analizados indican que las fracturas se concentran a distancias menores de 0,35 m. El Set I presenta el mayor espaciado en todas las estaciones, principalmente en la estación E8, mientras que el Set II registra el menor (0,04 m). Por su parte, las áreas relevadas en la estación E4, ubicada en el replegamiento del flanco sur del anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta (Fig. 5.5.A), muestran mayores intensidades (menor espaciado) que las de la estación E8. Por otra parte, los diagramas bivariados permiten identificar una

tendencia consistente al incremento de la apertura con el aumento de la longitud. Esta relación se manifiesta con mayor claridad en los Sets I, II y III, particularmente en las áreas donde se midieron longitudes superiores a 0,2 m. El Set IV, en cambio, presenta una nube de puntos más homogénea, con poca variabilidad y sin una pendiente clara, lo que podría reflejar un menor grado de relación geométrica apertura vs. longitud. En conjunto, los ajustes exponenciales resultaron ser más robustos y consistentes para describir la distribución de aperturas en los cuatro Sets, siendo preferidos en la mayoría de los casos. El modelo de leyes de potencia sólo mostró mejor desempeño puntual en algunas áreas (como E8-AC1 para el Set I), pero en general se vio limitado por la necesidad de eliminar una porción significativa de los datos, particularmente aquellos correspondientes a aperturas finas.

6.2.1 Análisis de la distribución espacial de fracturas naturales

A partir de los datos obtenidos en las áreas circulares y en las fotografías del área, se realizó un análisis unidimensional (Marret et al., 1999) y bidimensional (NCC2D; Correa et al., 2022) de la distribución espacial de los baricentros de las fracturas en las estaciones E4 y E8, con el objetivo de evaluar la distribución espacial y la presencia de agrupamiento en cada set medido.

En el análisis unidimensional (Fig. 6.9.A-B), se observó que el Set I en la Sierra de la Vaca Muerta presenta un coeficiente de variación (CV) mayor a 1 en todas las áreas de E4 (AC1, AC2 y AC3) y en E8-AC1, con un valor máximo de 2,32 en E4-AC1. En esta última, además, se registró un desvío estándar elevado, lo que indica un marcado agrupamiento de las fracturas. El Set II presenta un CV máximo de 1,61 en E8-AC1, única estación donde el valor supera 1, indicando agrupamiento. En el Set III, los coeficientes de variación sugieren agrupamiento en todas las áreas, excepto en E4-AC2 y AC3. El valor máximo se registró en E8-AC2, con un CV de 2,20. Por último, el set IV, presente únicamente en la estación E4, muestra que los coeficientes de variación se encuentran en el rango de 0,99 a 1,14, valores que sugieren un patrón de regular a agrupado (Fig. 6.9.B).

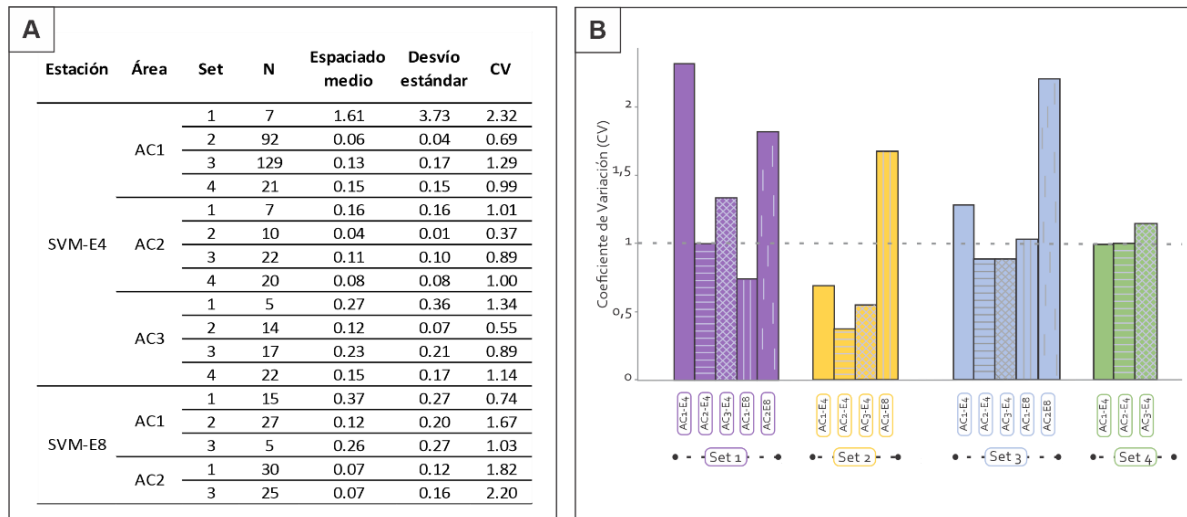


Figura 6.9 A) Tabla con los resultados del análisis unidimensional de espaciado de fracturas naturales por set y área circular (AC) en las estaciones E4 y E8 de la Sierra de la Vaca Muerta. Se presentan: el número de fracturas (N), el espaciado medio (en metros), el desvío estándar y el coeficiente de variación (CV). **B)** Gráfico de barras que muestra la variación del coeficiente de variación (CV) para cada set en las distintas áreas. La línea punteada representa el umbral de aleatoriedad (CV = 1): valores por encima de 1 indican patrones agrupados, mientras que valores por debajo sugieren una distribución regular. Se observa que los Sets I y II tienden a mostrar mayor variabilidad espacial entre áreas, con patrones no aleatorios en varias de ellas.

El análisis de datos de la correlación normalizada en dos dimensiones (NCC2D; Fig. 6.10.A) indica que todos los sets presentan baricentros de máximo agrupamiento en distancias menores a 3 m, tanto en la estación E4 como en la E8. En la estación E8, las curvas ponderadas y no ponderadas muestran tendencias similares para todos los sets, con excepción del Set I, cuyas curvas aparecen claramente desacopladas.

A pesar de ello, en ambos casos (ponderado y no ponderado), el máximo agrupamiento ocurre en distancias menores a 2 m, analizados en radios de 5 a 6 m. En este análisis, las curvas ponderadas fueron calculadas en función de la longitud total de fracturas en cada ventana, lo que permite considerar la contribución relativa de cada segmento al patrón espacial. Esta ponderación permite atenuar el efecto de zonas con baja densidad o escasa longitud acumulada sobre la curva global (Correa et al., 2022).

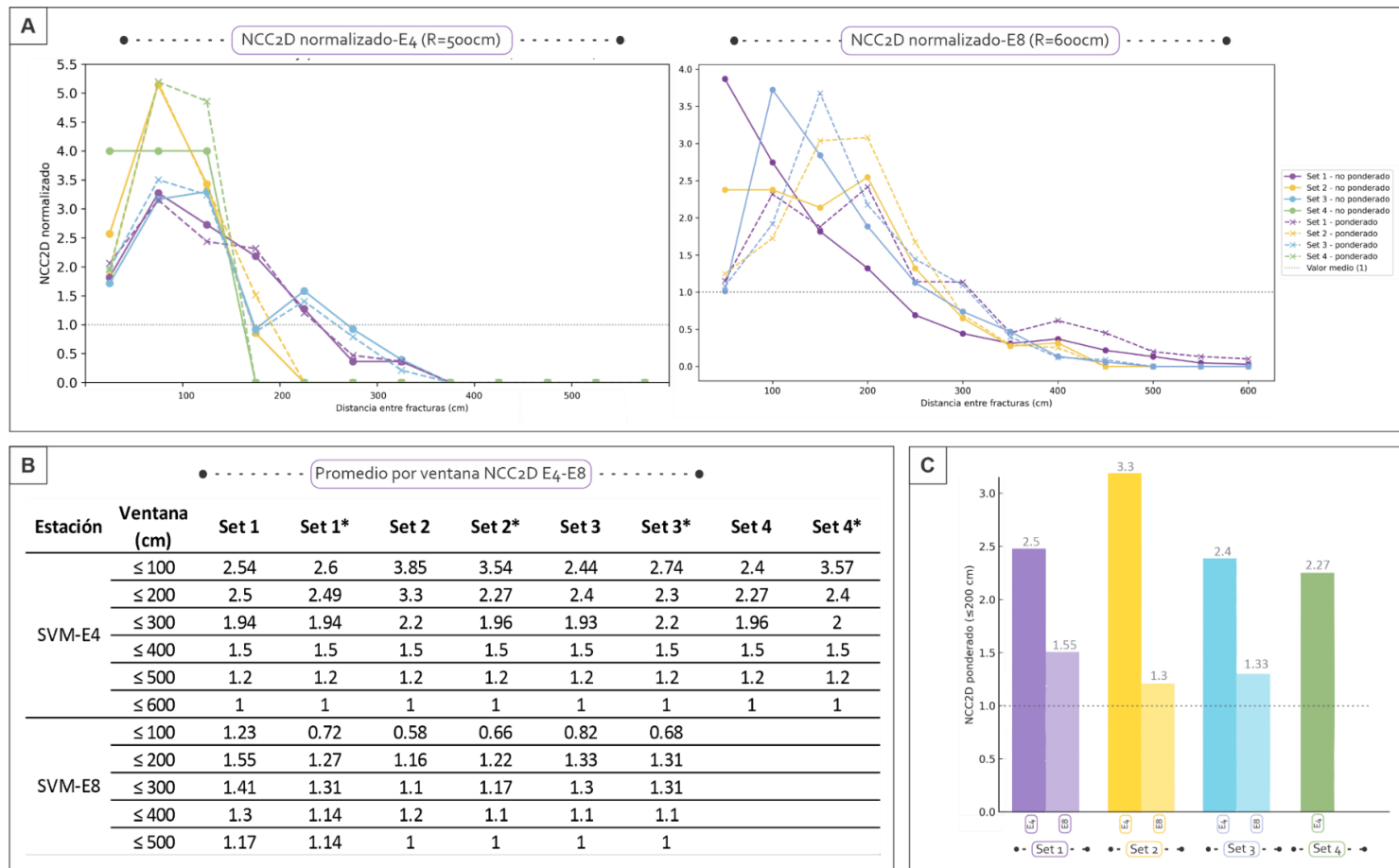


Figura 6.10. A) Gráficos de NCC2D normalizado en función de la distancia entre fracturas para los sets I a IV en las estaciones E4 y E8. Se presentan las curvas ponderadas y no ponderadas para cada set. La línea horizontal punteada representa el valor medio esperado para una distribución aleatoria (NCC2D = 1). Tabla con los valores promedio de NCC2D por ventanas de distancia (≤ 100 , ≤ 200 , ≤ 300 , ≤ 400 , ≤ 500 y ≤ 600 cm), para ambas estaciones. Se indican los valores ponderados con un asterisco (*).

BC) Gráfico de barras con los valores de NCC2D ponderado para las ventanas ≤ 200 cm, comparando la intensidad de agrupamiento entre sets. Se observa que el Set II muestra el valor más alto (3.3), seguido por los Sets I, IV y III.

El análisis por ventanas de distancia (Fig. 6.10.B) muestra que, en general, el agrupamiento persiste hasta la ventana de 5 m en E4. En E8, los Sets II y III tienden a valores cercanos a 1 (aleatorio) a partir de la ventana de 4 m, lo que sugiere que la agrupación espacial de fracturas es más restringida a escalas menores en esa estación. Considerando los valores promedio ponderados de NCC2D en ventanas ≤ 2 m (Fig. 6.10.C), el Set II en la estación E4 presenta el mayor grado de agrupamiento (NCC2D = 3.3), seguido por el Set I (2.5), el Set IV (2.27) y el Set III (2.4). En comparación, todos los sets de E8 muestran valores notablemente más bajos, con un rango entre 1.22 y 1.55, indicando una distribución más cercana al patrón aleatorio.

Tomando los datos obtenidos en el análisis unidimensional (1D) y bidimensional (2D) de las mismas estaciones, es posible observar que los valores del coeficiente de variación (CV) y del índice NCC2D coinciden en la caracterización del patrón espacial de fracturación para la mayoría de los Sets (Tabla 6.3). Sin embargo, en la estación E4 se identifican discrepancias para los Sets II y IV. En el Set II, el patrón 1D sugiere una distribución aleatoria (CV = 0.694), mientras que el NCC2D indica un patrón fuertemente agrupado (NCC2D = 3.3).

Estación	Set	CV (1D)	Patrón 1D	NCC2D	NCC2D*	Patrón 2D
SVM-E4	1	2.318	Agrupado	2.5	2.49	Agrupado
	2	0.694	Aleatorio	3.3	2.27	Agrupado
	3	1.285	Agrupado	2.4	2.3	Agrupado
	4	0.992	Regular	3	2.4	Agrupado
SVM-E8	1	0.74	Regula	1.55	1.27	Agrupado
	2	1.67	Agrupado	1.16	1.22	Agrupado
	3	2.2	Agrupado	1.33	1.31	Agrupado

Tabla 6.3. Resumen de los resultados del análisis unidimensional (1D) y bidimensional (2D) de la distribución espacial de fracturas naturales en las estaciones E4 y E8 de la Sierra de la Vaca Muerta. Se

indican los valores del coeficiente de variación (CV) para el análisis 1D y del índice NCC2D para el análisis 2D, junto con la interpretación del patrón espacial en cada caso (aleatorio, regular o agrupado).

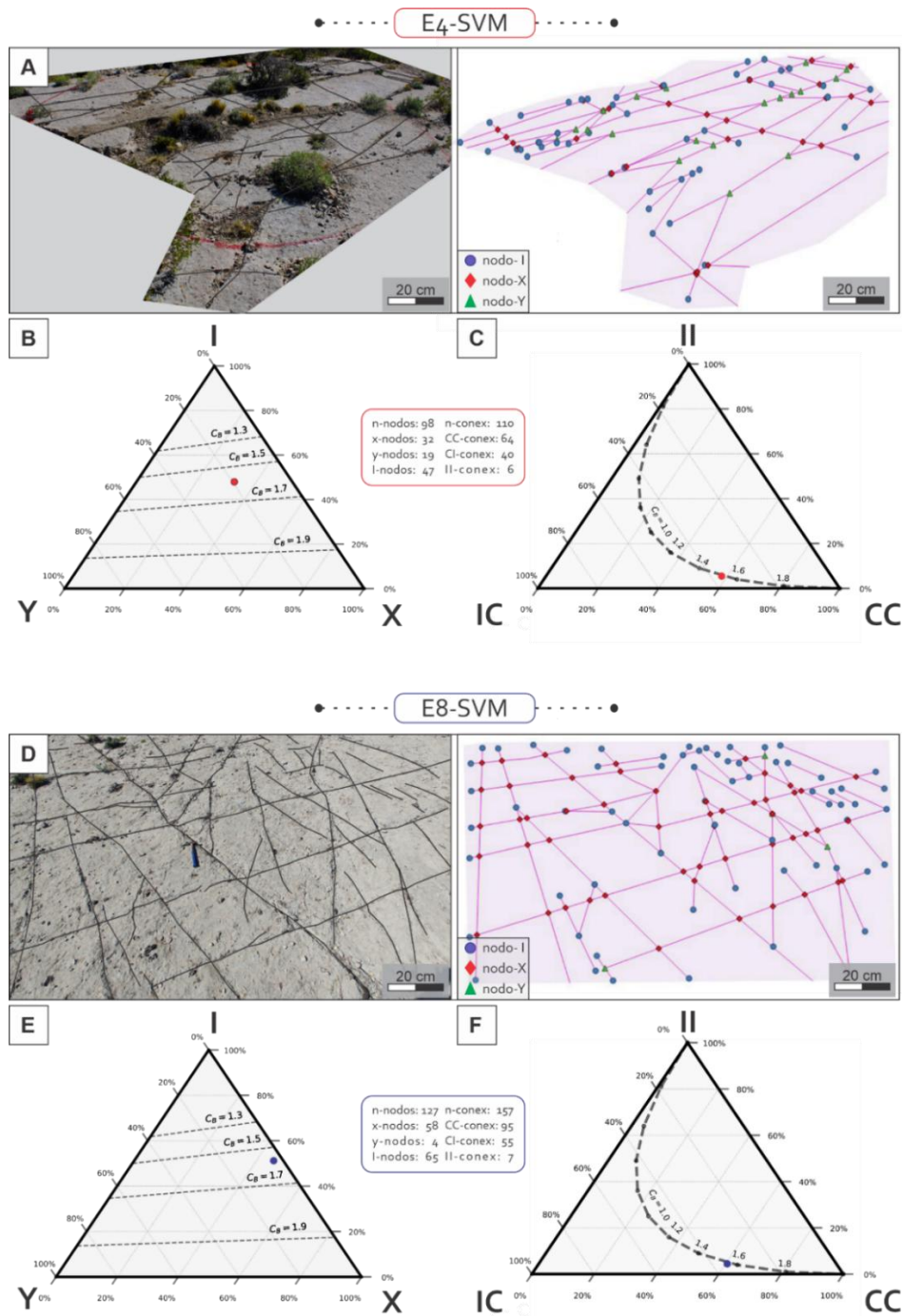
Por otro lado, en el Set IV, el CV es cercano a 1 ($CV = 0.992$), lo que sugiere una distribución regular, pero el análisis 2D también revela una tendencia agrupada ($NCC2D = 3$). Estos resultados indican que todos los Sets de la Sierra de la Vaca Muerta presentan evidencia de agrupamiento al menos en alguna dimensión de análisis y en escalas locales, aunque los Sets II y IV de la estación E4 muestran diferencias metodológicas que reflejan la necesidad de considerar ambas escalas (1D y 2D) para caracterizar correctamente la distribución espacial de fracturas.

6.2.2. Topología de fracturas naturales en Sierra de la Vaca Muerta

El análisis topológico en la Sierra de la Vaca Muerta se realizó en las estaciones E4 y E8. En la estación E4-SVM (Fig. 6.11.A), se identificaron 98 nodos, de los cuales el 48 % corresponde a nodos terminales (tipo I), el 33 % a intersecciones (tipo X) y el 19 % restante a bifurcaciones (tipo Y).

El índice de interconexión (C_b) resultante es de 1.59, lo que indica una red bien conectada (Fig. 6.11.B). En términos de conectividad, se registraron 64 conexiones entre nodos centrales (C-C), 40 conexiones entre nodos extremos y centrales (C-I), y 6 conexiones entre nodos extremos (I-I). Estos valores reflejan una conectividad intermedia a alta, dominada por conexiones tipo C-C (Fig. 6.11.C).

En la estación E8-SVM (Fig. 6.11.D), se reconocieron 127 nodos, distribuidos en un 51 % de nodos terminales (I), 46 % de intersecciones (X) y un 3 % de bifurcaciones (Y). El índice de interconexión (C_b) fue de 1.55, también indicativo de una red bien conectada (Fig. 6.11.E). En cuanto a las relaciones entre nodos, se observaron 95 conexiones C-C, 55 conexiones C-I y 7 conexiones I-I, lo cual, al igual que en E4, sugiere una conectividad general intermedia a alta sustentada principalmente por la alta proporción de conexiones entre nodos centrales (Fig. 6.11.F).



Figuras 6.11. Análisis topológico de las redes de fracturas naturales en las estaciones E4 y E8 . **A)** Fotografía de campo de la red de fracturas en la estación E4, junto con el mapa de nodos y conexiones para su análisis topológico. **B)** Diagrama ternario que representa la proporción relativa de los tipos de nodos en E4: nodos I (terminales), X (intersecciones) y Y (bifurcaciones). Se incluye la posición del punto correspondiente a la red analizada y curvas de isovalores del índice de conexión topológica (C_b). **C)** Diagrama ternario de tipos de conexiones para E4: II (entre nodos I), IC (entre nodos I y centrales), y CC (entre nodos centrales). Se indican curvas de isovalores del índice de conectividad (CL), junto con el número total de nodos y conexiones. **D)** Fotografía de campo de la red de fracturas en la estación E8, junto con el mapa de nodos y conexiones sobre el afloramiento para su análisis topológico. **E)** Diagrama

ternario de tipos de nodos en E8, con distribución relativa de nodos I, X e Y. Se muestran las curvas de Cb, **F)** Diagrama ternario de tipos de conexiones en E8, incluyendo el punto de la red analizada y las curvas de CL. Los datos reflejan una predominancia de conexiones entre nodos centrales (CC), lo que contribuye a una red estructuralmente conectada.

6.3. Análisis paramétrico de Fracturas naturales en el Anticlinal de Picún Leufú

A partir de los atributos estructurales relevados en las estaciones del área del anticlinal de Picún Leufú se analizaron el espaciado, frecuencia, longitud y apertura para cada uno de los sets presentes en las *scanlines* ortogonales de la estación E1 y en el área de muestreo circular de la estación E5.

En base a estos datos, se determinó que el Set I presenta un espaciado promedio de 0,2 m y una frecuencia de 3,5 fn/m en la estación E1, mientras que en la estación E5, presenta un espaciado promedio en esta área de 0,04 m. Las aperturas cinemáticas medidas presentan un pico entre 0,175 y 0,215 mm, con una cola hacia valores mayores que alcanza los 3,3 mm en la estación E1 (Fig. 6.12.A). En E5, el máximo se encuentra en el intervalo de 0,175 mm (14 fracturas), con colas hacia ambos extremos.

Las longitudes registradas para este set presentan un promedio de 0,24 m en E1 y de 0,13 m en E5, siendo notoria la reducción de longitud en la estación de muestreo circular. Teniendo en cuenta la relación entre apertura y longitud (Fig. 6.12.B), se elaboraron diagramas bivariados, donde se observa una tendencia general al incremento de la apertura con el aumento de la longitud. Esta relación es particularmente clara en E1, donde se registran las mayores longitudes y aperturas.

Las curvas de frecuencia acumulada (Fig. 6.12.C) muestran una disminución progresiva con el aumento de la apertura en ambas estaciones. En la estación E1, la curva se ajusta de forma consistente a una función exponencial con un R^2 de 0,98 (Tabla 6.5) y una pendiente $b=2,75$, sin necesidad de descarte de datos. El ajuste tipo leyes de potencia presenta un R^2 de 0,95, aunque requiere descartar el 16,2 %

de las fracturas registradas, las cuales corresponden a una apertura menor a 0,1 mm.

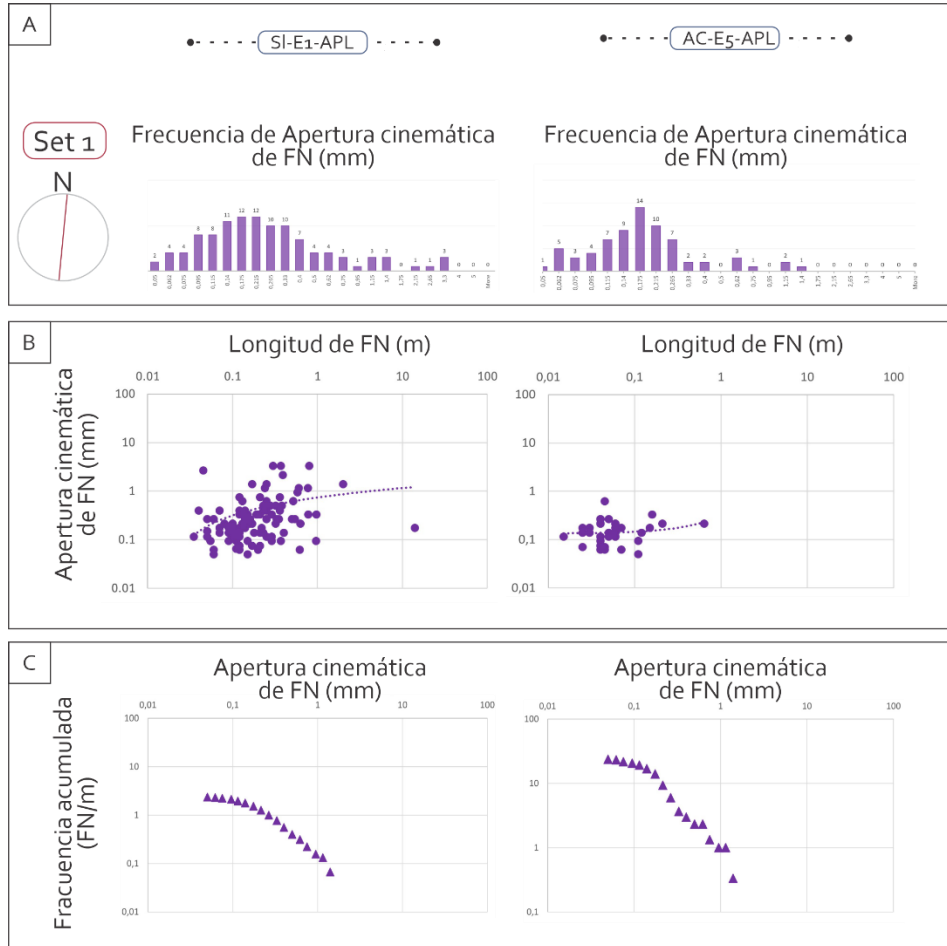


Figura 6.12. Gráficos estadísticos correspondientes a las fracturas del Set I en *scanlines* de la estación E1 y áreas circulares (AC) de la estación E5 del Anticlinal de Picún Leufú. **A)** histogramas de frecuencia de apertura cinemática, **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala *log-log*, y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas.

En la estación E5, el comportamiento es similar en la distribución exponencial con una pendiente algo más pronunciada ($b=3,14$) y un leve descenso en el coeficiente de ajuste ($R^2=0,94$). Sin embargo, el modelo de leyes de potencia en este caso presenta mejor ajuste ($R^2=0,97$) eliminando los datos finos que puedan afectar al análisis (descarte del 18,3 %).

Estación	Set	% desc. (Exp)	Ecuación Exponencial	R ² Exp	b Exp	% desc. (PL)	Ecuación Leyes de potencia	R ² PL	b PL
E1	1	0 %	$y = 2,3 \cdot e^{-2.75x}$	0.98	2.75	16,20 %	$y = 0,1 \cdot x^{-1.32}$	0.95	1.32
	2	0 %	$y = 7,6 \cdot e^{-1.99x}$	0.95	1.99	20,60 %	$y = 0,9 \cdot x^{-1.05}$	0.93	1.05
	3	0 %	$y = 2,2 \cdot e^{-2.41x}$	0.96	2.41	25,36 %	$y = 0,1 \cdot x^{-1.32}$	0.93	1.32
	4	0 %	$y = 1,9 \cdot e^{-4.07x}$	0.98	4.07	32,90 %	$y = 0,1 \cdot x^{-1.48}$	0.96	1.48
E5	1	0 %	$y = 20,2 \cdot e^{-3.14x}$	0.94	3.14	18,30 %	$y = 0,9 \cdot x^{-1.5}$	0.97	1.5
	2	9,09 %	$y = 0,2 \cdot e^{-5.23x}$	0.91	5.23	9,09 %	$y = 0,2 \cdot x^{-1.54}$	0.74	1.54
	3	2,17 %	$y = 71,2 \cdot e^{-5.58x}$	0.88	5.58	2,17 %	$y = 0,8 \cdot x^{-1.95}$	0.63	1.95

Tabla 6.5. Ecuaciones de ajuste exponencial y leyes de potencia aplicadas a los datos de frecuencia acumulada de aperturas de fracturas naturales por set en las estaciones E4 y E8. Se indican los porcentajes de descarte aplicados a cada distribución, los coeficientes de determinación (R²), y los valores del parámetro de pendiente (b) para ambos modelos.

El Set II presenta un espaciado de 0,5 m en E1 y un espaciado promedio de 0,06 m en E5. En cuanto a las aperturas cinemáticas, en E1 el Set II muestra un mayor número de fracturas con apertura de 0,175 mm (14 fracturas), mientras que en E5 el máximo se encuentra en el intervalo de 0,175 a 0,33 mm (7 fracturas en las máximas, 0,215 y 0,33 mm; Fig. 6.13.A). En ambas estaciones, las frecuencias disminuyen progresivamente hacia los extremos de la distribución.

Las longitudes presentan promedios de 0,20 m en E1 y de 0,18 m en E5, sin diferencias significativas entre ambas estaciones. En los diagramas bivariados (Fig. 6.13.B), se observa una tendencia general al incremento de la apertura con el aumento de la longitud, con dispersión moderada y pendiente positiva clara, especialmente en E1.

Las curvas de frecuencia acumulada (Fig. 6.13.C) presentan una mayor dispersión en ambas estaciones. En E1, el ajuste exponencial alcanza un R² de 0,95 con b=1,99 (Tabla 6.5), sin descarte de datos, mientras que el modelo leyes de potencia exige eliminar el 20,6 % de los valores para obtener un R² de 0,93. En la estación E5, el comportamiento es similar, aunque con una pendiente exponencial más pronunciada (b=5,23) y un leve descenso en el coeficiente de ajuste (R²=0,91).

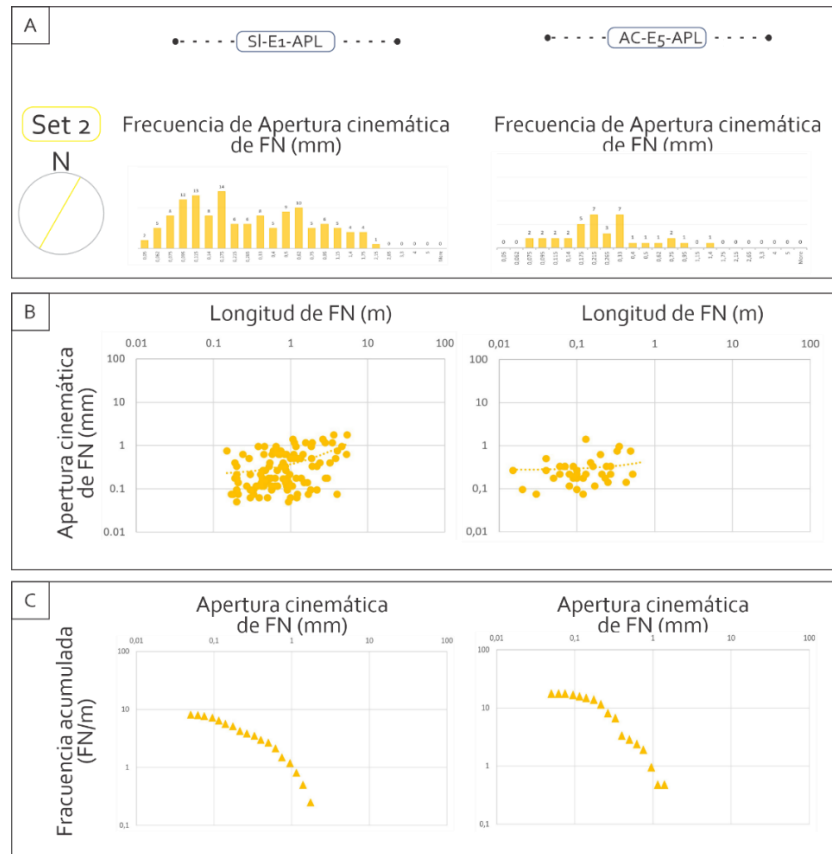


Figura 6.13. Gráficos estadísticos correspondientes a las fracturas del Set II en *scanlines* de la estación E1 y áreas circulares (AC) de la estación E5 del Anticlinal de Picún Leufú. **A)** histogramas de frecuencia de apertura cinemática, **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala *log-log*, y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas.

En la estación E1, el Set III presenta un espaciado de 0,5 m mientras que en la estación E5, el espaciado promedio registrado es de 0,07 m. Las aperturas predominantes se encuentran en E1 en los intervalos de 0,175 y 0,33 mm, mientras que en E5, las aperturas con mayor frecuencia son 0,175 mm y 0,4 mm (Fig. 6.14.A). Este Set presenta una cola hacia los valores gruesos, alcanzando aperturas máximas de 3,3 mm en E1.

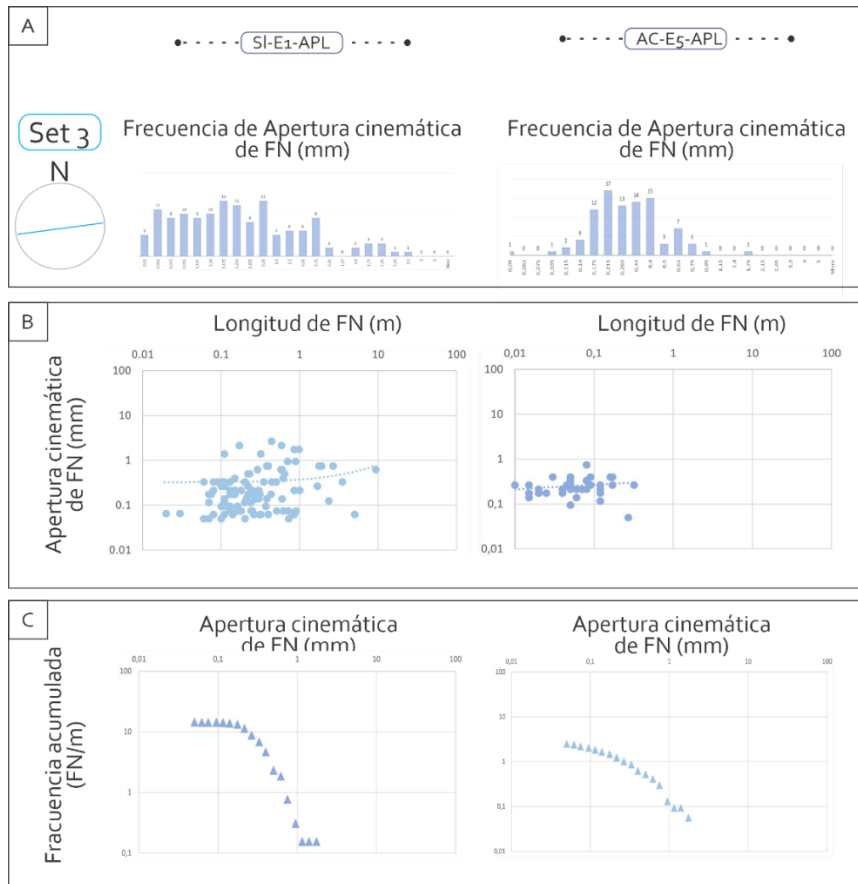


Figura 6.13. Gráficos estadísticos correspondientes a las fracturas del *Set III* en *scanlines* de la estación E1 y áreas circulares (**AC**) de la estación E5 del Anticlinal de Picún Leufú. **A)** histogramas de frecuencia de apertura cinemática, **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala *log-log*, y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas.

Las longitudes promedio registradas son de 0,50 m en E1 y 0,12 m en E5, lo cual indica una diferencia significativa entre ambas estaciones. En los diagramas bivariados (Fig. 6.14.B), se observa una clara relación positiva entre apertura y longitud, especialmente en E1, donde los valores son más elevados.

En cuanto a las curvas de frecuencia acumulada (Fig. 6.14.C), en E1 la pendiente exponencial es $b=2,41$ con un R^2 de 0,96 y sin eliminación de datos (Tabla 6.5). El ajuste leyes de potencia requiere descartar el 25,36 % de las observaciones para alcanzar un R^2 de 0,93. En E5, la pendiente de la función exponencial se incrementa ($b=5,58$), aunque con un ajuste más bajo ($R^2=0,88$) y un descarte del 2,17 %.

Por último, el Set IV se registró únicamente en la estación E1, con un espaciado promedio de 0,11 m y una frecuencia de 8,39 FN/m. Las aperturas máximas se encuentran en el intervalo de 0,175 mm (12 FN), con una disminución hacia ambos extremos (Fig. 6.15.A).

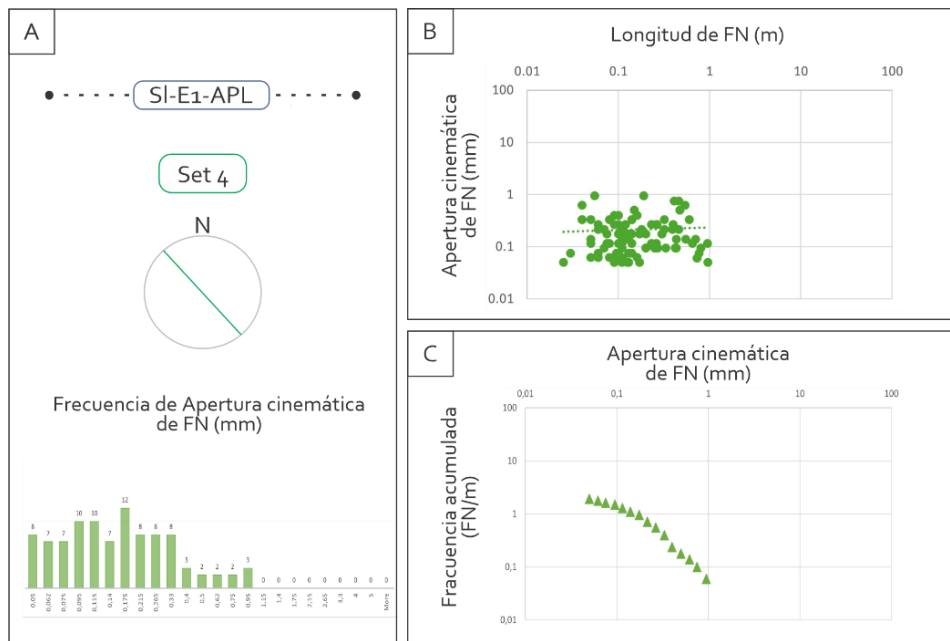


Figura 6.14. Gráficos estadísticos correspondientes a las fracturas del Set IV en *scanlines* de la estación E1 y áreas circulares (AC) de la estación E5 del Anticlinal de Picún Leufú. **A)** histogramas de frecuencia de apertura cinemática, **B)** gráficos de dispersión entre longitud y apertura cinemática en escala *log-log*, y **C)** curvas de frecuencia acumulada de aperturas cinemáticas.

La longitud promedio registrada para este Set es de 0,42 m. En el análisis bivariado (Fig. 6.15.B), la relación entre apertura y longitud es más débil que en los otros sets, y se observa poca dispersión de los datos. En cuanto a las curvas de frecuencia acumulada (Fig. 6.14.C) muestran que la función exponencial se ajusta con $R^2=0,98$ y una pendiente $b=4,07$, sin eliminación de datos. El ajuste por leyes de potencia presenta un $R^2=0,96$, con un descarte del 32,9 % (Tabla 6.5).

En términos generales, los espaciados analizados indican que las fracturas se concentran a distancias menores de 0,5 m. El Set I presenta el mayor espaciado en la estación E1, mientras que el Set II registra el menor (0,06 m). En la estación E5, ubicada en el sector occidental y más cercano al eje del anticlinal de la Sierra de

Chacaico (Fig. 5.5.B), se observa una mayor intensidad de fracturas (menor espaciado) en comparación con la estación E8. Los diagramas bivariados muestran una tendencia consistente de incremento de la apertura con el aumento de la longitud. Esta relación es más clara en los Sets I y II, mientras que los Sets III y IV presentan una nube de puntos más homogénea y con baja variabilidad. En conjunto, los ajustes exponenciales resultaron más robustos y consistentes para describir la distribución de aperturas en los cuatro Sets, siendo el modelo preferido en la mayoría de los casos. En contraste, el modelo de ley de potencia sólo mostró un mejor desempeño puntual en algunas áreas, pero resultó muy limitado en los Sets II y III, donde los ajustes presentaron la peor calidad ($R^2 = 0,63-0,74$) y requirieron eliminar entre el 9,09 y el 25,36 % de los datos, reflejando una mayor dispersión interna.

6.3.1 Análisis de la distribución espacial de fracturas naturales

A partir de los datos obtenidos en *scanlines* (E1), áreas circulares (E5) y fotografías de alta resolución (E1), se realizaron análisis unidimensionales y bidimensionales con el objetivo de evaluar la distribución espacial de las fracturas y la presencia de patrones de agrupamiento por set. El análisis unidimensional se aplicó a los *scanlines* de la estación E1 mediante el cálculo del coeficiente de variación (CV) y del índice de correlación lineal (NCC).

En la estación E5 (Tabla 6.6), se observó que el Set I presenta coeficiente de variación (CV) cercano a 1 (0,925) lo que indica una tendencia a la aleatoriedad. El Set II presenta espaciados entre 0,058 m, con un CV de 1,22 indicando agrupamiento. El Set III se caracteriza por un espaciado promedio que varía entre 0,06 m. En este caso, el coeficiente de variación sugiere agrupamiento en todas las áreas, con un CV de 1,96.

Set	Espaciado medio	Desvío estándar	CV	Patrón 1D
1	0.046	0.042	0.925	Aleatorio
2	0.058	0.071	1.224	Agrupado

3	0.06	0.117	1.957	Agrupado
---	------	-------	-------	----------

Tabla 6.6. Resultados del análisis unidimensional de espaciado de fracturas naturales en la E5 del anticlinal de Picún Leufú. Se indican el espaciado medio, el desvío estándar y el coeficiente de variación (CV) para cada set, junto con la interpretación del patrón espacial. El Set I presenta una distribución aleatoria ($CV \approx 1$), mientras que los Sets II y III exhiben patrones agrupados, con $CV > 1.2$.

En el análisis unidimensional (Fig. 6.15) de la estación E1, se observó que, en el Set I, se identificó un valor de NCC = 3.96 a una escala de aproximadamente 0.09 m, que excede el límite superior del intervalo de confianza del 95 %, indicando un agrupamiento estadísticamente significativo a escala subdecimétrica. En el Set II, se observaron dos picos de NCC (2.92 y 2.76) en torno a los 0.1 m, también por encima del límite superior del 95 %. En ambos Sets se evidencia un patrón regular con agrupamiento significativo a escalas centimétricas (Fig. 6.15).

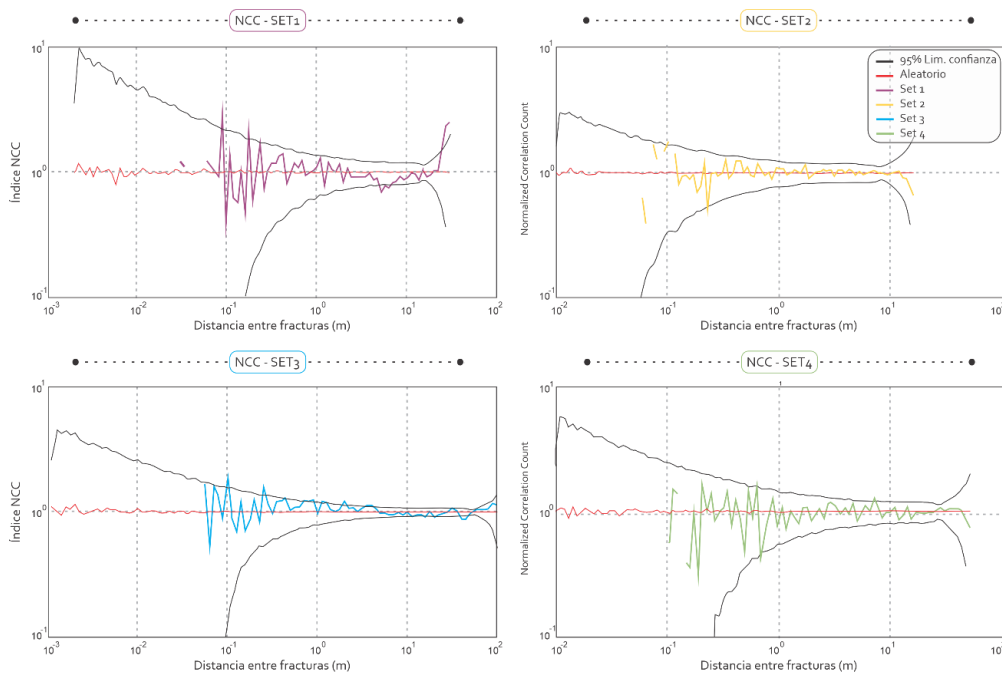


Figura 6.15. Gráficos de conteo de correlación normalizado (NCC) para los sets I, II, III y IV de la E1 del anticlinal de Picún Leufú. Cada gráfico muestra la curva de NC), la curva teórica esperada para una distribución aleatoria (línea roja horizontal) y el límite de confianza del 95 % derivado de simulaciones aleatorias de Poisson (en gris). Las desviaciones de la curva NCC por fuera del intervalo de confianza indican patrones espaciales no aleatorios.

El Set III presenta agrupamiento significativo en dos escalas puntuales: una cercana a los 9 cm y otra por debajo de los 5 cm. En ambas, los valores de NCC superan el intervalo de confianza, lo que sugiere un agrupamiento local desde escalas milimétricas hasta subdecimétricas. El Set IV muestra una única señal de agrupamiento significativa, con un pico de $NCC = 2.76$ a una escala de aproximadamente 10 cm, que supera el límite superior del 95 % (Fig. 6.15). En todos los sets, aunque la mayor proporción de escalas se mantienen dentro del rango esperado para un patrón aleatorio, esta anomalía puntual podría reflejar un proceso local de coalescencia de fracturas o un evento de nucleación.

En cuanto al análisis bidimensional realizado en la estación E4 (Fig. 6.16.A), los datos de NCC2D indican que todos los sets presentan baricentros de máximo agrupamiento en distancias menores a 6 m, tanto en las curvas ponderadas como no ponderadas.

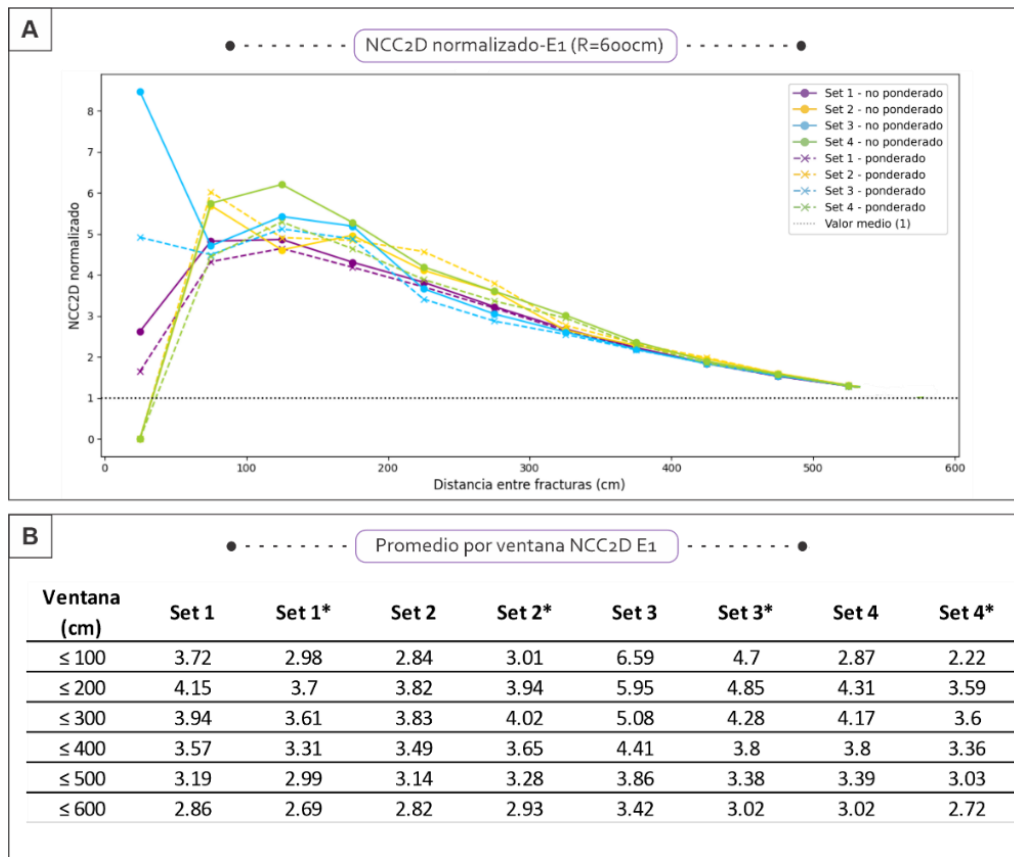


Figura 6.16. Análisis bidimensional de la distribución espacial de fracturas en la E1 del anticlinal de Picún Leufú, a partir del índice normalizado de conteo de correlación (NCC2D). A) Gráfico de curvas NCC2D

normalizadas para los sets I a IV, con una distancia de referencia de 600 cm. Se presentan tanto las curvas ponderadas como no ponderadas, junto con el valor medio esperado para una distribución aleatoria (línea horizontal a $NCC2D = 1$). B) Tabla de valores promedio de $NCC2D$ por ventanas de distancia (≤ 100 a ≤ 600 cm), para cada set y su versión ponderada (*).

Las tendencias son similares, excepto para el Set III, cuyas curvas aparecen claramente desacopladas en distancias menores a 1 m. No obstante, incluso en este Set, el máximo agrupamiento ocurre en distancias menores a 2 m, evaluadas dentro de un radio de análisis de 6 m. El análisis por ventanas de distancia (Fig. 6.16.B) confirma este patrón, indicando que el agrupamiento es máximo en la ventana de 2 m y tiende hacia valores aleatorios a partir de los 5 m, lo que sugiere que la agrupación espacial de fracturas está restringida a escalas menores en esta estación.

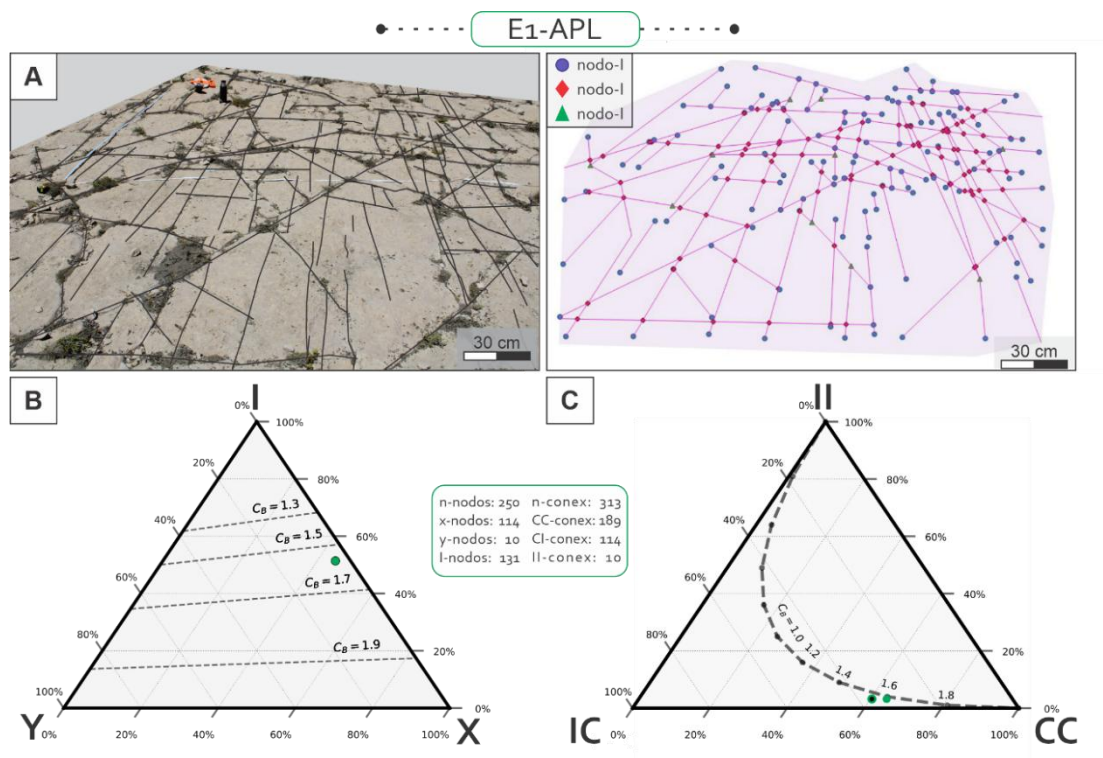
Al integrar los resultados de los análisis unidimensionales (1D; CV y NCC) y bidimensional (2D; $NCC2D$) de las estaciones E1 y E5 (Tabla 6.7), se observa una coherencia en la caracterización del patrón espacial de fracturación para todos los Sets, con excepción del Set I, que presenta una distribución aleatoria en el análisis 1D realizado en la estación E5. Estos resultados indican que todos los sets del anticlinal de Picún Leufú muestran evidencia de agrupamiento en escalas locales y en al menos en alguna dimensión de análisis.

Set	CV (E5)	Patrón 1D (E5)	NCC (E1)	Patrón 1D (E1)	NCC2D (Pond;E1)	NCC2D (Nopond;E1)	Patrón 2D (E1)
1	0.93	Aleatorio	3.96	Agrupado	2.5	2.49	Agrupado
2	1.22	Agrupado	2.92	Agrupado	3.3	2.27	Agrupado
3	1.96	Agrupado	2.1	Agrupado	2.4	2.3	Agrupado
4			2.76	Agrupado	3	2.4	Agrupado

Tabla 6.7. Síntesis de los patrones espaciales de fracturación natural en el anticlinal de Picún Leufú, a partir del análisis unidimensional (1D) y bidimensional (2D). Se incluyen los valores del coeficiente de variación (CV) para la E5, los valores de NCC obtenidos a partir de análisis 1D en la E1, y los valores de $NCC2D$ (ponderado y no ponderado) para la misma estación. Se indica el patrón espacial correspondiente (aleatorio, regular o agrupado) en cada caso.

6.3.2. Topología de fracturas naturales en el anticlinal de Picún Leufú

En la estación E1-APL (Fig. 6.17.A), se identificaron 250 nodos, de los cuales el 52 % corresponde a nodos terminales (tipo I), el 34 % a intersecciones (tipo X) y el 14 % restante a bifurcaciones (tipo Y). El índice de interconexión (C_b) resultante es de 1.43, lo que refleja una red con conectividad funcional y organización estructural (Fig. 6.17.B). En cuanto a los tipos de conexión entre nodos, se registraron 88 conexiones entre nodos centrales (C-C), 144 entre nodos extremos y centrales (C-I) y 20 entre nodos extremos (I-I), evidenciando una conectividad moderada sustentada principalmente por enlaces mixtos (Fig. 6.17.C)



Figuras 6.17. Análisis topológico de las redes de fracturas naturales en la estación E1 del Anticlinal de Picún Leufú. **A)** Fotografía de campo de la red de fracturas en la estación E4, junto con el mapa de nodos y conexiones para su análisis topológico. **B)** Diagrama ternario que representa la proporción relativa de los tipos de nodos en E1: nodos I (terminales), X (intersecciones) y Y (bifurcaciones). Se incluye la posición del punto correspondiente a la red analizada y curvas de isovalores del índice de conexión topológica (C_b). **C)** Diagrama ternario de tipos de conexiones para E1: II (entre nodos I), IC (entre nodos I y centrales), y CC (entre nodos centrales). Se indican curvas de isovalores del índice de conectividad (C_l), junto con el número total de nodos y conexiones.

**CAPÍTULO 7:
ANÁLISIS
GEOMECÁNICO DEL
RESERVORIO**



CAPÍTULO 7-ANÁLISIS GEOMECÁNICO DEL RESERVORIO

Para este análisis, se emplean parámetros como el Módulo de Young, el Coeficiente de Poisson y la Resistencia a la Compresión Uniaxial (UCS) a fin de establecer relaciones entre el comportamiento mecánico de las rocas, la composición de las facies sedimentarias y su arquitectura, y los patrones de fracturación a meso y microescala (Zoback, 2007; Laubach et al., 2009; McGinnis et al., 2017; Ukar et al., 2019; Liu et al., 2022). Este enfoque integrador resulta particularmente relevante para comprender la distribución heterogénea de fracturas discretas en secuencias estratigráficas complejas, como las que conforman las Formaciones Quintuco y Picún Leufú en la Cuenca Neuquina. Dentro del análisis se tuvieron en cuenta las fracturas sistemáticas del Set B (BPV, FA y FC) y Sets I a IV (ver Cap. 5).

7.1. Unidades mecánicas de la Formación Quintuco en el Engolfamiento Neuquino

El análisis mecánico de la Formación Quintuco en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino se realizó mediante un enfoque que integró mediciones de Resistencia a la Compresión Uniaxial (UCS por sus siglas en inglés *Unconfined Compressive Stress*) con el análisis dinámico de propiedades elásticas e inelásticas (Módulo de Young y Coeficiente de Poisson). La técnica de *scratch* fue aplicada en los perfiles P1, P2 y P3 y proporcionó los valores de UCS, mientras que las propiedades elásticas derivaron de perfiles eléctricos en los pozos P4, P5 y P6 (ver Cap. 3.3.3). Esta combinación metodológica permite correlacionar la resistencia intrínseca de las rocas con su comportamiento bajo esfuerzos y a su vez asociarla a características litológicas como composición, textura y estructuras sedimentarias.

En todos los pozos analizados se observa una marcada variabilidad en los parámetros, lo que lleva a simplificar y correlacionar a las mediciones en tres

unidades mecánicas principales según los valores de UCS, Módulo de Young y Coeficiente Poisson: Alta Resistencia (AR), Media Resistencia (MR) y Baja Resistencia (BR). Estas clasificaciones se vinculan a su vez con las características de las facies y asociaciones de facies (*ver Cap. 4.3*).

7.1.1. Caracterización mecánica a partir de registros directos

Dentro de los perfiles analizados (Fig. 7.1) se realizó una medición continua de UCS, lo que permitió identificar a las tres unidades mecánicas (AR, MR y BR) y analizar su relación con las facies mixtas carbonáticas-silicoclásticas de la Formación Quintuco.

Las unidades mecánicas AR presentan valores medios de resistencia a la compresión simple de 80,39 MPa. Se caracterizan principalmente por facies carbonáticas (C), con alta densidad de componentes bioclásticos y diversas estructuras, incluyendo estructuras masivas, estratificación entrecruzada planar y en artesa (CPm, CGp, CGa y CFh). Estas unidades tienen un espesor promedio de 0,36 m, con un rango que varía entre 0,03 y 4 m. Corresponden a las facies carbonáticas de los lóbulos submareales en la Asociación de Facies FA2 (CFh; FA por sus siglas en inglés *Facies Association*) y a las barras carbonáticas en FA3. Dentro de estos cuerpos, los valores más altos de UCS se registran en el centro de los lóbulos o lentes.

Las unidades mecánicas de media resistencia (MR) presentan un valor medio de UCS de 59,20 MPa. Se caracterizan por facies mixtas de textura fina, con composición intermedia (M) y estructuras masivas o laminadas. Además, presentan baja densidad de componentes bioclásticos (MAM) o una alta proporción de matriz (MCm). Tienen un espesor promedio de 0,18 m, con valores entre 0,02 y 2,5 m. Estas facies corresponden a lóbulos subacueos en FA2 (MCm) o a las interbarras en FA4 (MAM).

Las unidades mecánicas BR, con una resistencia media de 35,98 MPa, están compuestas principalmente por facies silicoclásticas (S) o intermedias (M) de textura fina. Se reconocen por la presencia de estructuras laminadas y depósitos heterolíticos, además de su baja densidad de componentes bioclásticos (MSl, SHw y SSl). Su espesor promedio es de 0,37 m, con un rango entre 0,04 y 2,5 m. Estas facies se asocian a ambientes de grano fino típicos de interbarra en FA4 (MSl, SHw) y de la plataforma externa en FA1.

Las tres unidades mecánicas se distribuyen de manera intercalada entre sí. Gracias a la continuidad de las mediciones, es posible observar en los testigos 3f, 2a y 2b que la transición entre unidades mecánicas no es abrupta ni está necesariamente determinada por los límites de capa. Los intervalos sin datos coinciden con valores de Rayos Gamma que corresponden a facies C y M. En algunos casos, estas secciones sin datos reflejan la presencia de fracturas (en facies C), mientras que en otros casos se corresponden con facies carbonáticas y mixtas de grano fino (CWm y MSl), ambas pertenecientes a la asociación de facies FA4.

Estos valores de UCS, permiten clasificar unidades y correlacionarlas directamente con las litologías descritas, sin embargo, no captan completamente la respuesta mecánica de las rocas y en litologías de grano fino la técnica utilizada puede subestimar valores o no registrarlos por falta de cohesión interna. Para complementar el análisis, se analizaron las propiedades dinámicas, como se detalla en el apartado subsiguiente, derivadas de perfiles eléctricos del mismo tramo estratigráfico en pozos vecinos.

7.1.2. Caracterización de propiedades elásticas a partir del análisis dinámico

En el tramo analizado a partir de perfiles eléctricos, se observa una relación inversa entre el Módulo de Young y los valores de Rayos Gamma (Fig.7.2) que refuerza la tendencia observada en el análisis directo de propiedades mecánicas: en las facies carbonáticas y mixtas, que muestran valores bajos de Rayos Gamma,

corresponden a unidades de alta y media rigidez (AR-MR), mientras que las facies silicoclásticas, con mayores valores de Rayos Gamma (en API), se asocian a zonas de baja a media rigidez (BR-MR).

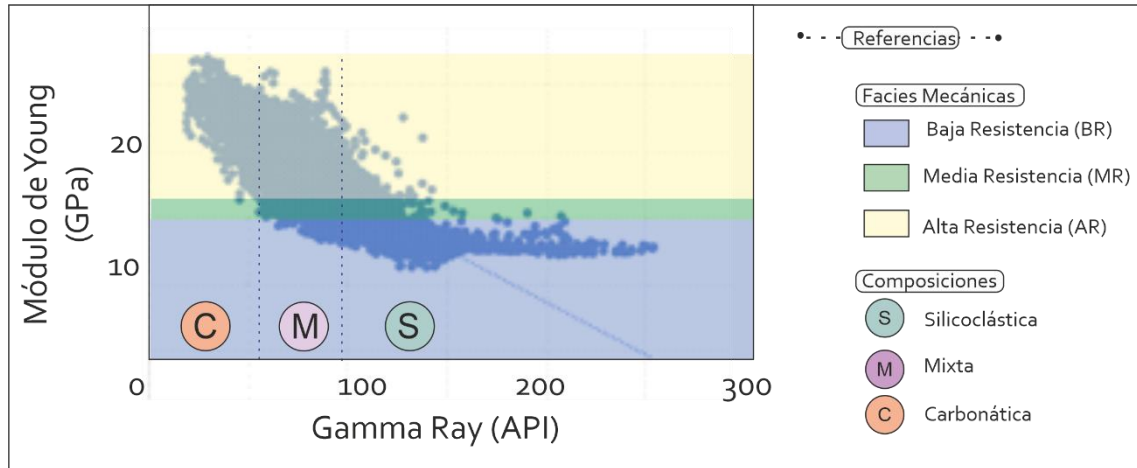


Figura. 7.2. Diagrama de dispersión de Rayos Gamma (API) versus Módulo de Young (GPa) para los pozos P4, P5 y P6, indicando las composiciones de facies (C, M y S) frente a las facies geomecánicas (BR, MR y AR).

Teniendo en cuenta esta correlación, se observa que los parámetros elásticos guardan correspondencia con las unidades mecánicas definidas a partir de la resistencia uniaxial. Las facies C de Alta Resistencia (AR, UCS: 80,39 MPa) presentan valores elevados del Módulo de Young (entre 18 y 25 GPa). En contraste, las facies S, pertenecientes a unidades de Baja Resistencia (BR, UCS: 35,98 MPa), muestran los valores más bajos de rigidez, con un Módulo de Young de hasta 10 GPa.

En cuanto a los coeficientes de Poisson, estos oscilan entre 0,2 y 0,35. Al compararlos con los valores de resistencia, se observa que corresponden principalmente a facies de tipo AR, MR y BR. Las facies AR, caracterizadas por baja deformabilidad, presentan coeficientes de Poisson cercanos a 0,2, Módulos de Young entre 13 y 18 GPa (MR-AR), y composiciones desde carbonáticas hasta intermedias (C y M). Por otro lado, las facies BR con coeficientes de Poisson de hasta 0,35 muestran composiciones silicoclásticas a mixtas (predominantemente silicoclásticas) y valores de Módulo de Young que abarcan desde los propios de AR hasta los de BR.

7.2. Análisis de la distribución de fracturas naturales en las formaciones Quintuco y Picún leufú

El estudio integrado de fracturas naturales en las formaciones Quintuco y Picún Leufú permite analizar que su distribución espacial responde a una compleja interrelación de factores mecánicos, litológicos y estratigráficos. Los análisis realizados mediante estaciones de muestreo, *scanlines* en afloramientos y el estudio de testigos corona e imágenes de pozo en subsuelo muestran patrones heterogéneos en la distribución de fracturas en las asociaciones de facies.

Esta base de datos evidencia cómo las propiedades intrínsecas de las rocas (como su composición, textura, estructura, propiedades mecánicas y leyes elásticas) interactúan con su posición estratigráfica para controlar la densidad y distribución de fracturas. Particularmente, los espesores de las facies y su competencia mecánica relativa emergen como factores determinantes en la formación y preservación de sistemas de fracturas. Los siguientes apartados profundizan en los controles específicos que modulan los patrones de fracturación.

7.2.1. Distribución de fracturas naturales a partir de mediciones indirectas en unidades mecánicas dinámicas

El análisis de los datos de perfiles eléctricos en 200 metros de cada pozo (P4, P5 y P6; Fig. 7.3.A) permitió correlacionar los valores del Módulo de Young y Coeficiente de Poisson con la distribución de fracturas detectadas mediante imágenes de pozo (Informe técnico inédito de [Buchanan, 2025](#)). Los resultados revelan patrones diferenciados en cada pozo analizado.

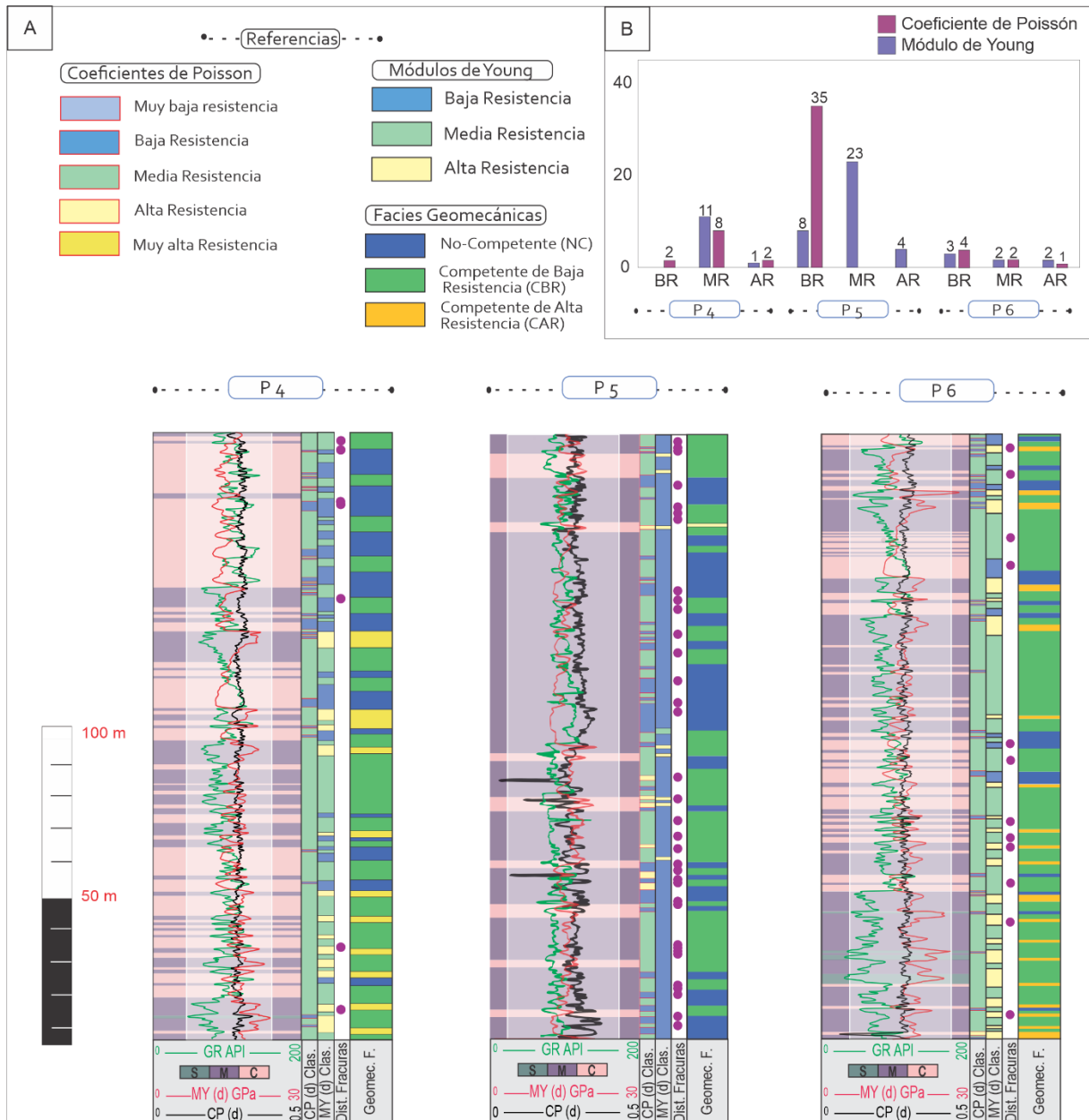


Figura 7.3 A) Perfiles de pozos (P4, P5, P6): Rayos Gamma (GR en API) y perfiles dinámicos de Módulo de Young (MY en GPa) y coeficiente de Poisson (CP) junto con la distribución de fracturas detectadas por imágenes de pozo. A su vez se interpretan las facies geomecánicas de cada perfil. **B)** Histograma de frecuencias de fracturas por pozo según sus facies mecánicas (BR: baja resistencia, MR: Media resistencia, AR: Alta resistencia) para Módulos de Young (bordó) y Coeficiente de Poisson (violeta).

En el pozo P4, se observó mayor densidad de fracturas asociada a unidades con valores intermedios de Módulo de Young (MR; 4 fracturas) y Coeficiente de Poisson medio (MR; 8 fracturas; Fig. 7.3.B). El pozo P5 mostró predominio de fracturas en zonas con Módulo de Young medio (MR; 23 fracturas; Fig. 7.3.B) y Coeficiente de Poisson alto (BR 35 fracturas). Por su parte, el pozo P6 presentó

mayor concentración de fracturas en facies con valores bajos de Módulos de Young (BR; 3 fracturas) y a su vez de Coeficiente de Poisson bajos (BR; 4 fracturas; Fig. 7.3.B).

En el análisis de la relación entre los parámetros elásticos y la fracturación se observa que: (I) Las unidades de resistencia media (MR) presentan la mayor densidad de fracturas cuando se considera la rigidez (Módulo de Young); (II) La concentración de fracturas se desplaza hacia unidades de baja resistencia al analizar el Coeficiente de Poisson.

7.2.2. Distribución de Fracturas Naturales a partir de mediciones directas

De las 77 fracturas naturales registradas en testigos corona de los pozos P1, P2 y P3 (Fig. 7.1), el 61,33% se desarrolla en facies carbonáticas (C; *ver Cap. 4*), con un total de 46 fracturas distribuidas en las cinco secciones. Las facies con mayor densidad corresponden a CGm, con 13 fracturas, seguidas por CFh (11 fracturas), CGp (7), CPm (7), CWm (5) y CGa (3). En segundo lugar, el 30,67% de las fracturas se localiza en facies mixtas (M; *ver Cap. 4*), con 25 estructuras: 13 en MSl, 6 en MAm y 6 en MAp. Finalmente, las facies silicoclásticas (S; *ver cap. 4*) concentran el 8% de las fracturas descriptas, principalmente correspondientes al las de tipo BVP (*ver cap. 5*). En este caso, las seis fracturas identificadas se ubican en la facies SSL.

Orden	Facies	Esp medio	Frec
1	CFh	0,9	31,2
2	MAI	0,4	26,0
3	CGm	0,5	22,1
4	MSl	1,4	20,0
5	MAa	0,6	19,5
6	CMm	0,6	18,5
7	Mam	0,5	18,3
8	MCm	0,4	17,0
9	Map	0,6	16,0

10	CWm	0,7	12,4
11	CPm	0,3	11,0
12	Cga	0,6	10,8
13	SHw	0,6	10,0
14	CWl	0,1	7,3
15	SSL	0,6	5,7
16	CMI	0,2	2,5

Tabla 7.1. Orden de las facies según su frecuencia, determinada a partir de mediciones directas en afloramientos. Se indican el espesor medio de cada facies (en metros) y la frecuencia de fracturas naturales asociada a cada una.

En afloramientos, el 71,70% de las fracturas analizadas (Fig. 7.4) se distribuye en facies carbonáticas (C). Dentro de este grupo, la facies CFh presenta una intensidad de 31,2 fn/m (Tabla 7.1) y un espesor promedio de 0,9 m, siendo la de mayor grosor dentro de las facies C. Esta litología se caracteriza por clastos gruesos (mayores a 2 cm) dispersos en matriz micrítica, lo que genera variabilidad en la competencia entre el esqueleto y la matriz. En las facies mixtas se observa el 23,54% de las fracturas, siendo la facies MAI la que presenta la mayor frecuencia, con 26 fn/m. Estas facies representan la segunda mayor intensidad de fracturas del sistema (Tabla 7.1) y poseen un espesor promedio de 0,35 m, inferior al promedio del conjunto de facies mixtas. Por último, las facies silicoclásticas concentran solo el 2,99% de las fracturas (Tabla 7.1), con frecuencias de 5,6 fn/m en SSL y 10 fn/m en SHw. Los espesores promedios de estas facies son de 0,59 m y 0,62 m, respectivamente

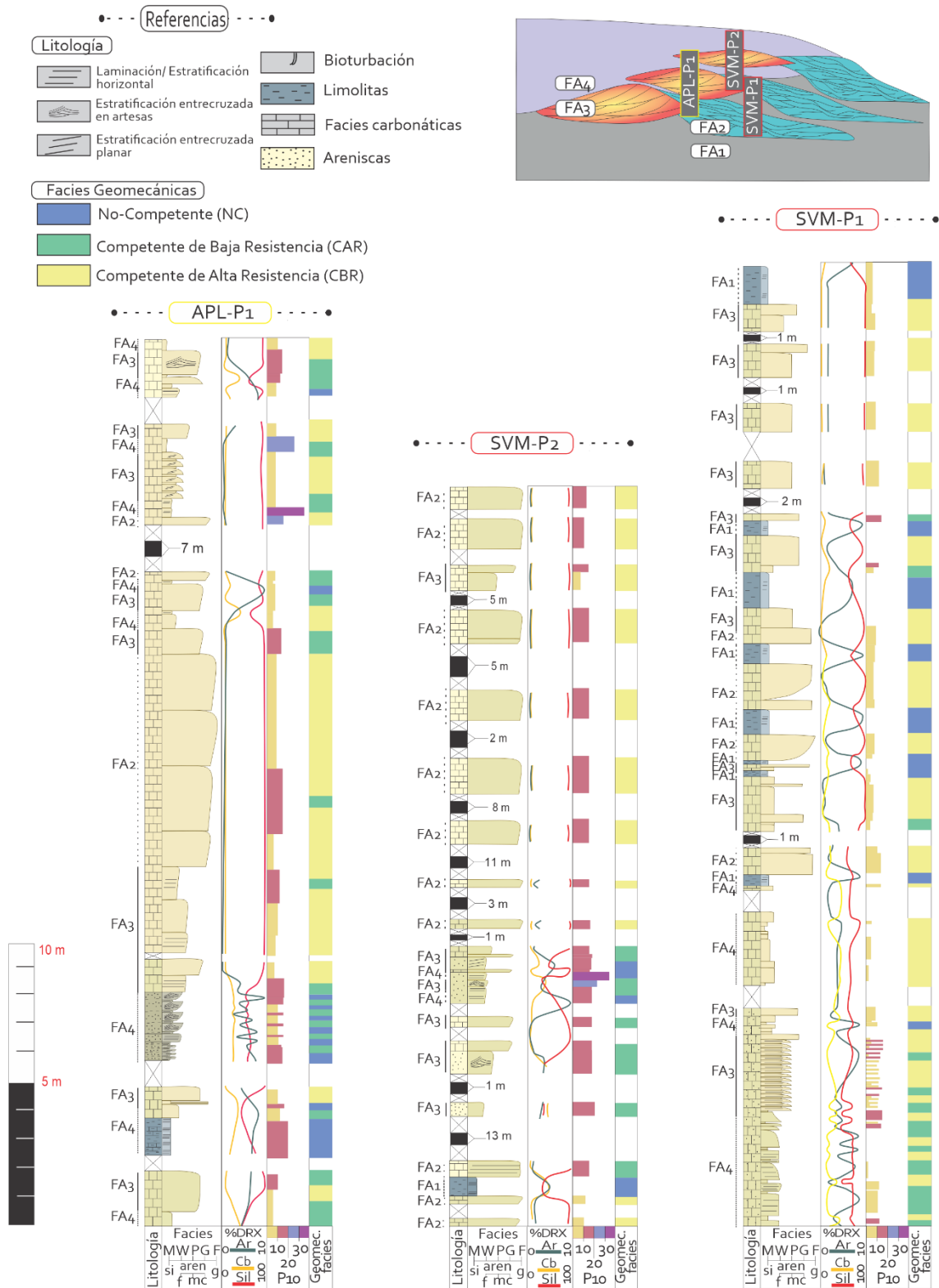


Figura 7.4. Secciones del Anticlinal Picún Leufú (PLA-P1) y de la Sierra de la Vaca Muerta (SVM-P1; SVM-P2), donde se indican las asociaciones de facies, registros de DRX, intensidad de fracturas naturales (P10 en fn/m) y facies geomecánicas. A su vez, se indica la disposición interpretativa de cada perfil dentro de la secuencia.

7.2.3. Síntesis de la distribución de Fracturas Naturales

Considerando que las facies se agrupan en asociaciones de facies, los datos indican que, en el subsuelo, hay una mayor abundancia de fracturas naturales en la FA3, interpretada como barras submareales, las cuales representan el 46,75% de las fracturas del sistema, seguidas por la FA4 de facies de interbarra (31,17%), luego lóbulos submareales (FA2; 14,23%) mientras que las facies de depósitos de plataforma externa de grano fino en la FA1 representan solo el 7,79% de las fracturas (Tabla 7.2).

Teniendo en cuenta los resultados de los análisis de distribución en afloramientos, la asociación de facies FA4, caracterizada por depósitos finos de interbarra presenta la mayor intensidad de fracturas, con un 46,35%, seguida por la FA3 compuestas por facies de barra (31,95%). Además, la FA2, correspondiente a facies de lóbulos submareales presenta un 19,43%, mientras que la asociación de facies de ambiente marino profundo (FA1) exhibe el valor más bajo, con solo un 2,26% (Tabla 7.2).

Asociación de Facies	%FN subsuelo	%FN Superficie	Geometrías	Características	Subambiente
FA1	7,79%	2,26%	Tabular	Sedimentación subacuosa en baja energía	Plataforma externa de grano fino
FA2	14,23%	19,43%	Lobular/ tabular	Flujos densos de alta energía (matriz)	Lóbulos submareales en margen de plataforma
FA3	46,75%	31,95%	Lenticular	Flujos de tracción unidireccionales	Barras submareales en shoal marginal
FA4	31,17%	46,35%	Tabular	Energía moderada y circulación restringida	Laguna de plataforma interior

Tabla 7.2 Distribución porcentual de fracturas naturales (%FN) en subsuelo y superficie según asociaciones de facies (FA1–FA4). Se indican las geometrías características, las principales características sedimentarias y el subambiente interpretado para cada asociación (*ver cap. 4*).

La naturaleza heterogénea de las facies mixtas que integran las FA4 y FA3, a través de la alternancia de componentes carbonáticos y silicoclásticos, genera contrastes de competencia que, adicionalmente, favorecen el desarrollo de discontinuidades. Este análisis se refuerza con la distribución preferencial de fracturas en las facies mixtas (M) de mediana resistencia MR de los perfiles eléctricos de los pozos P4, P5 y P6 (35 fracturas en facies M; Fig. 7.4.A). En este sentido, teniendo en cuenta la correlación entre las propiedades mecánicas de las unidades y su composición, es posible analizar que las facies de composición intermedia (M) con Módulos de Young de mediana resistencia MR, presentan sistemáticamente la mayor intensidad de fracturación en los tramos estudiados (e.g. FA3, FA4). Este comportamiento a su vez se complementa con características de Coeficientes de Poisson (0,2-0,4) intermedias a altas que indican condiciones de mayor expansibilidad durante la deformación por la presencia de arcillas para las litologías de composición intermedia y textura de fina a gruesa matriz sostén.

7.3. Integración de resultados geomecánicos

En base a los resultados obtenidos y la integración de datos de subsuelo y afloramientos, es posible analizar los controles mecánicos que condicionan la deformación en sucesiones mixtas carbonáticas-silicoclásticas ([Lézin et al. 2009](#); [Liu et al. 2022](#)). Identificar los factores de control de la intensidad de fracturas naturales en el marco de la estratigrafía mecánica y de fracturas (e.g. [Laubach et al. 2009](#); [Ukar et al. 2019](#); [Liu et al. 2022](#); [Lucca et al. 2024](#)) permite reconocer patrones de fracturas asociados a las diferentes facies geomecánicas y cómo se distribuyen en ellas.

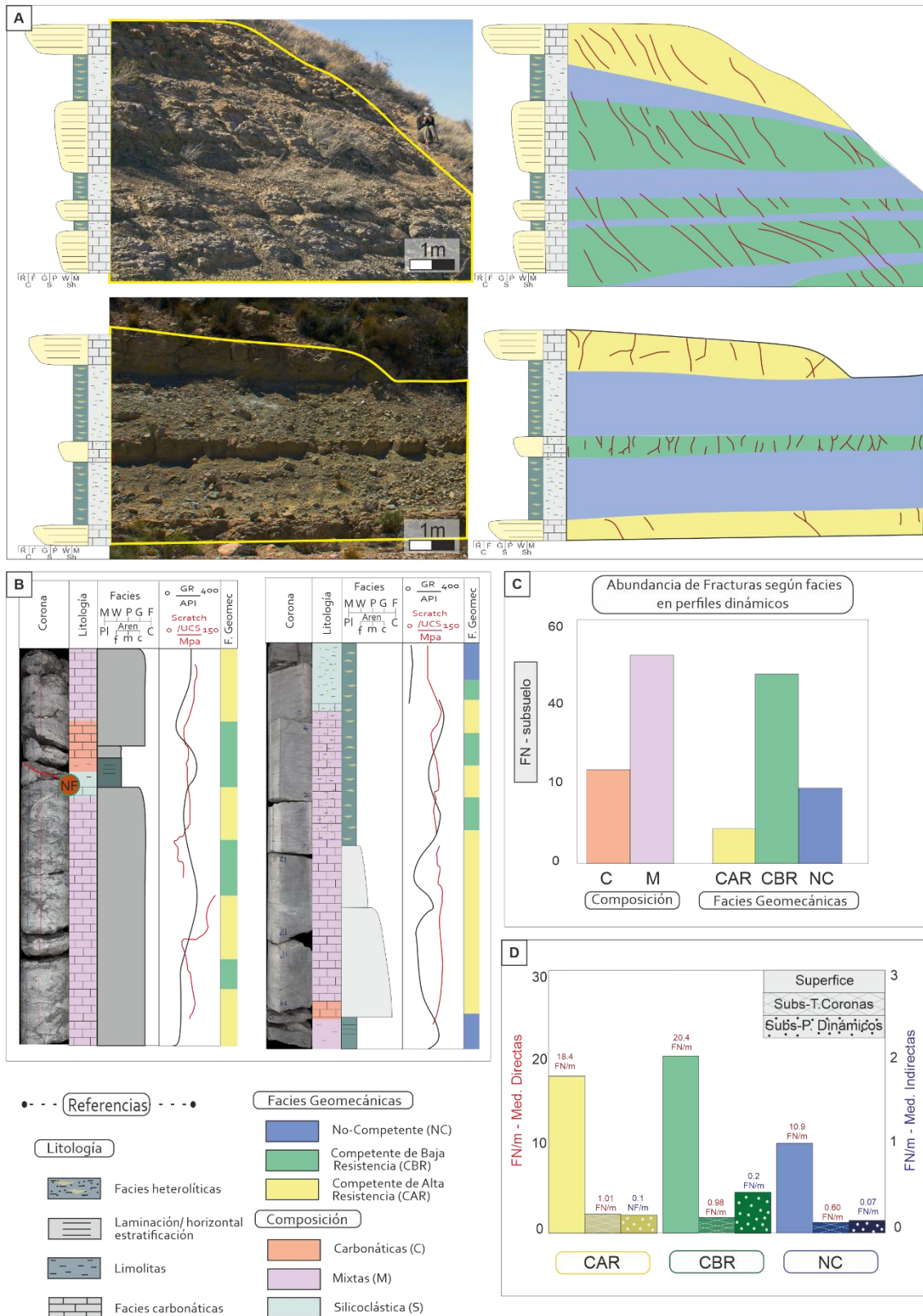


Figura 7.5. A) Imagen detalle en afloramiento de la intercalación de facies CAR, CBR y NC, donde se observa que las facies CBR presentan una mayor frecuencia de fracturas, con terminaciones abruptas y en *splay* hacia los límites de las capas NC. Además, se registra un aumento en la densidad de fracturas hacia los bordes de las facies CAR. **B)** Detalle de la intercalación de facies geomecánicas en el subsuelo, donde también se muestran variaciones en las curvas de Rayos Gamma y UCS. La figura destaca una fractura natural (FN) en facies CBR que se origina en el borde de la capa. **C)** Histograma de abundancia de FN medidas a partir de

mediciones indirectas en los pozos P4, P5 y P6 teniendo en cuenta, por un lado, la composición y, por otro lado, la facies geomecánica. **D)** Histograma de intensidades de frecuencia de FN (en FN/m) por facies geomecánicas, en afloramiento y en subsuelo (mediciones directas e indirectas).

De acuerdo con las características composicionales y texturales, las estructuras sedimentarias (*ver Cap. 4*), los parámetros mecánicos y la frecuencia de fracturas, se discriminaron tres facies geomecánicas: (I) Facies Competente de Alta Resistencia (CAR), (II) Facies Competente de Baja Resistencia (CBR); y (III) Facies No Competente (NC).

Las facies CAR presentan alta resistencia (valores de UCS, Módulo de Young y Coeficiente de Poisson consistentes con las unidades AR) e incluyen litologías con contenido carbonático medio a alto y una proporción baja o nula de arcillas. Las mismas pueden asociarse a FA2 y FA3 particularmente a facies carbonáticas (CPm, CGe, CGa, CGm y CFh; Fig. 7.5.A; 7.5.B) y facies mixtas clasto sostén (MAp y MAa) con bajo contenido de arcilla. El espesor de los estratos es significativo y, dentro de cuerpos lobulados y lenticulares, tienden a ocupar la porción media. Comúnmente, se presentan en intervalos intercalados con facies CBR. En el subsuelo, la frecuencia de fracturas de las CAR es, en mediciones directas, de 1,01 fn/m. En mediciones indirectas, se observa una abundancia de 4 fracturas en los pozos P4, P5 y P6 (Fig. 7.5.C), siendo la frecuencia igual a 0.07 fn /M. En superficie, el espesor promedio de estos estratos es de 0,57 m, con una frecuencia de fractura de 18,42 fn /m (Fig. 7.5.D).

Las facies CBR exhiben resistencia media, con valores promedio de UCS, Módulo de Young y Coeficiente de Poisson consistentes con MR. Estas facies geomecánicas se componen de rocas carbonáticas o mixtas con contenido intermedio de arcillas. En este caso, la matriz y los bioclastos están presentes en proporciones iguales o pueden presentar una textura matriz sostén. En este sentido es destacable que las facies mixtas pueden presentar Coeficiente de Poisson asimilable a los de las unidades mecánicas de BR (Fig. 7.3.B). Esto indica que si bien la facies puede ser de rigidez intermedia la presencia de arcillas genera expansibilidad durante la deformación previa a la ruptura del material. Por otro lado, en las facies CBR el espesor de los estratos es menor que en las CAR y aparecen en

capas delgadas o en los márgenes de cuerpos lobulados o lenticulares. Las facies CBR están presentes en FA2 (MCm), FA3 (CPm y CGa) y FA4 (CMm, MAI y MAM; Fig. 7.5.A, 7.5.B), alternando verticalmente con las facies CAR y ubicándose en los bordes de las mismas como una interfaz entre litologías de mayor y menor competencia. En el subsuelo, la frecuencia de fracturas naturales a partir del análisis de testigos es de 0,98 fn /m, mientras que en perfiles dinámicos se observaron 34 fracturas en los 600 m analizados (Fig. 7.5.C), con una frecuencia de 0.11FN/m. En los afloramientos el espesor promedio de estos estratos es de 0,42 m, con una frecuencia de fractura de 20,44 FN/m (Fig. 7.5.D). La interacción y transición entre las facies CBR y CAR revelan que la geometría de las terminaciones de fracturas varía según la naturaleza del contacto. La variación en la resistencia provoca que las terminaciones hacia capas de menor resistencia formen *splays* o ramificaciones, incrementando así la intensidad de fracturas en esas facies.

Finalmente, las facies NC presentan baja resistencia, con valores de Módulos de Young y Coeficientes de Poisson consistente con las unidades de BR. Estas facies comprenden litologías carbonáticas, mixtas y silicoclásticas con contenido medio a alto de arcillas. Las texturas son de grano fino y matriz sostén, con baja o nula presencia de bioclastos. Estas facies están presentes en FA1 (SSI) y FA4 (MSI, SHw, CMm, CMI y CWI; Fig. 7.5.A, 7.5.B). Las facies NC están ampliamente representadas, formando capas con un espesor promedio de 0,59 m y hasta 3 m. Se intercalan principalmente con facies CBR mediante superficies abruptas. En el subsuelo, la frecuencia de fractura es de 0,6 fn /m. En las mismas facies de los pozos P4, P5 y P6 se observaron 14 fracturas (Fig. 7.5.C) con una frecuencia de 0,06 fn /m mientras que en los afloramientos el P10 es de 10,9 fn /m (Fig. 7.5.C).

La relación entre las facies no competentes (NC) y las competentes (CAR y CBR) genera, en términos mecánicos, una superficie discreta que induce fracturas con terminaciones abruptas en los bordes de las capas competentes o terminaciones graduales dentro del interior de las capas.

CAPÍTULO 8: INTEGRACIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN



CAPÍTULO 8 – INTEGRACIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

Los análisis realizados permiten integrar distintas escalas de observación para el reservorio conformado por los Miembros Inferior y Medio de la Formación Quintuco, en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino. Esta unidad se puede considerar como un sistema heterogéneo y naturalmente fracturado apoyado en interpretaciones de los resultados de este trabajo y de trabajos realizados por otros autores (Veiga et al., 2001; Marlats et al., 2016; Ukar et al., 2020; Domanico, 2023). En este marco, la selección de afloramientos equivalentes en el sur de la Faja Plegada y Corrida del Agrio y en el sector occidental de la Dorsal de Huinul, particularmente los de la Formación Picún Leufú, resultó adecuada para destacar las anisotropías propias de asociaciones de facies mixtas carbonáticas y silicoclásticas, que alojan fracturas naturales con rasgos comparables en cuanto a geometría, relleno, cinemática, relaciones de corte y distribución espacial.

Las aproximaciones metodológicas multiescalares aplicadas y los resultados obtenidos permiten integrar las características del reservorio heterogéneo-fracturado correspondiente al intervalo Titoniano–Berriasiano de la Cuenca Neuquina, poniendo énfasis en las variables que controlan la génesis, evolución, intensidad y conectividad de las fracturas. Esta integración contempla de manera conjunta la información de subsuelo y de superficie, y articula las propiedades mecánicas de las facies con los mecanismos de fracturación.

8.1. Génesis y evolución del sistema de fracturas en las formaciones Quintuco-Picún Leufú

8.1.1. Formación Quintuco: características y origen de las fracturas en subsuelo

A partir de los resultados obtenidos en el yacimiento Loma La Lata, se definieron tres Sets de fracturas (Tabla 8.1; Sets A, B y C) según sus modos cinemáticos, geometría y relaciones microestructurales. La génesis cinemática de

estas estructuras es interpretada ponderando tres tipos de mecanismos: (I) compactación, (II) sobrepresión de fluidos y (III) esfuerzos tectónicos.

Set A y Set C- estructuras de compactación:

Las fracturas de los Sets A y C (Tabla 8.1), corresponden a fracturas planares de modo IV, que se generan en litologías de textura fina (SSL, MSI; FA1 o FA3) o en la matriz de facies gruesas (CFh, MCm; FA2). Las fracturas descritas en el Set A corresponden a estilolitas y bandas de compactación de Modo IV, el Set C corresponde a zonas de deformación que además de compactación (Modo IV) registran componente de cizalla (Modo II/III). Estas estructuras se asocian a mecanismos de disminución de volumen mediante procesos de compactación físicos (molienda en bandas de compactación) o químicos (disolución y suturas en estilolitas; [Fletcher y Pollard, 1981](#); [Schultz y Fossen, 2008](#); [Marlats et al., 2016](#)). Las mismas están compuestas por resistatos y, en algunos casos, presentan microfracturas de apertura con relleno de calcita fibrosa, cuyas fibras se disponen en forma sintaxial y perpendicular a las paredes ([Bons et al., 2012](#)).

La morfología generada por las microfracturas de apertura en el interior de las bandas de compactación y estilolitas representa mecanismos vinculados a la sobrepresión de fluidos. En este caso, y a diferencia de las fracturas de sobrepresión descritas en la bibliografía (e.g. [Cobbold y Castro, 1999](#); [Bons et al., 2012](#); [Cobbold et al., 2013](#); [Zanella et al., 2015](#); [Ukar et al., 2019](#); [Cruset et al., 2021](#)), las geometrías no presentan una disposición paralela a la estratificación (morfología típica de fracturas por sobrepresión, como los *beef* o BPV), sino que se asocian a la geometría propia de las estructuras de los Sets A y C. La nucleación de microfracturas de apertura dentro de estructuras de cierre sugiere una marcada interacción entre disolución química y sobrepresión localizada, que habría favorecido la reapertura subcrítica en planos previamente debilitados y saturados de fluidos contemporáneos a la compactación, consistente con los patrones de fracturación penetrativa ([Hooker et al. 2023](#)) caracterizados por una elevada cementación sincinemática. Este análisis se sustenta con la reinterpretación de la profundidad obtenida a partir de inclusiones fluidas que indican una profundidad de 2,45 Km y una temperatura de cristalización de 125°C (Tabla 8.1).

Localidad	Set	Tipo	Orientación / Inclinación*	Modo cinemático	Relleno	Ajuste estadístico	Mecanismo de fracturación	T°C	Profundidad (Km)	Edad relativa
Loma La Lata	A	BC	horizontal/ vertical	M IV	Material molido, hidrocarburo y óxidos	Potencial- Exponencial	Diag. soterramiento- compactación		hasta 3km	Cretácico Inferior a Cretácico Superior
		S	horizontal/ vertical	M IV	Óxidos, materia orgánica, hidrocarburo	Potencial- Exponencial	Diag. soterramiento- compactación		hasta 3km	Cretácico Inferior a Cretácico Superior
	B	BPV	horizontal	M I	Calcita fibrosa	Tendencia aleatoria	Sobrepresión	125- 157°	2,5-3km	80-89 Ma (Cretácico Superior)
		FR	aleatorio	M I	Calcita granular	Tendencia aleatoria	Sobrepresión		~3km	Cretácico Superior
		FA	subvertical	M I	Calcita granular	Tendencia aleatoria	Tectónicas	114°	2,2km	23 Ma (Mioceno Inferior)
		FC	30°-60°	M II/III- M I	Calcita granular	Tendencia aleatoria	Tectónicas		~2k m	Mioceno Inferior
	C	ZD	0°-30°	M IV-II/III	Material molido, hidrocarburo, óxidos y calcita fibrosa	Tendencia aleatoria	Compactación- tectónica - sobrepresión		~3km	Cretácico Superior
Sierra de la Vaca Muerta	N/S	ZD		M IV-II/III	Material molido, hidrocarburo y óxidos	Aleatorio	Compactación- tectónica		~3km	Cretácico Superior
	I	FN discret	N-S a NNE	M I- M II/III	Calcita en bloques con hidrocarburo	Exponencial	Tectónicas	211°	3,8km	Paleoceno Medio
	II	FN discret	NE-SO	M II/III- M I	calcita drusiforme, prismática y granular con hidrocarburo	Exponencial	Tectónicas	128- 137°	2,3-2,5km	13 Ma (Mioceno Medio)
	III	FN discret	ENE-E-O	M II/III- M I	Calcita en bloques	Exponencial	Tectónicas	149- 128°	2,7-3km	17 Ma (Mioceno Medio)

	IV	FN discret	NO-SE	M II/III- M I	Calcita prismática y granular	Potencial	Tectónicas		~2km	Mioceno Medio
Anticlinal de Picún Leufú	I	FN discret	N-S a NNE	M I- M II/III	Calcita en bloques, granular con óxidos e hidrocarburos	Exponencial	Tectónicas	157-179°C	~1km	Mioceno Superior (Reactivación)
	II	FN discret	NE-SO	M II/III- M I	Calcita granular	Exponencial	Tectónicas		~1km	Mioceno Superior
	III	FN discret	ENE a E-O	M II/III- M I	Calcita granular	Exponencial	Tectónicas		~1km	Mioceno Superior
	IV	FN discret	NO-SE	M II/III- M I	Calcita granular	Exponencial	Tectónicas		~1km	Mioceno Superior

Tabla 8.1. Características comparativas de los sets de fracturas reconocidos en Loma La Lata (Formación Quintuco), Sierra de la Vaca Muerta y anticlinal de Picún Leufú (Formación Picún Leufú). Se detallan el set, tipo, orientación, modo de fracturación, relleno, ajuste estadístico, mecanismo, condiciones de temperatura y profundidad estimadas, y edad relativa. *Los sets de Loma La Lata presentan inclinaciones relativas considerando el eje de la corona vertical. **N/S:** no sistemático

Para el Set A, los modelos estadísticos de ajuste muestran una buena correlación con una ley de potencias, lo que indica una jerarquía sin escalas dominantes y con un crecimiento progresivo de nucleaciones de fracturas (Marrett et al., 1999; Ortega et al., 2006; Bonnet et al., 2001; Ukar et al., 2019; Hooker et al., 2023). Las distribuciones de apertura versus longitud presentan una tendencia positiva y las correlaciones normalizadas (NCC; Marret et al. 2018) confirman agrupamientos consistentes a todas las escalas de análisis, que junto con las características microestructurales permiten interpretar el Set A como un ejemplo intermedio entre las facies de fracturación multiescala y microfracturación penetrativa (Hooker et al. 2023). En contraste, el Set C no ajusta a ningún modelo estadístico, lo que refleja su carácter no sistemático e irregular.

Set B- fracturas de sobrepresión y tectónicas:

El Set B corresponde a fracturas discretas, planares (Schultz y Fossen, 2008) y rellenas por calcita, diferenciadas según su mecanismo de fracturación en fracturas de sobrepresión (FR y BPV) y fracturas tectónicas (FA y FC; Tabla 8.1). Dentro de las fracturas asociadas a sobrepresión, las fracturas tipo BPV, se distribuyen en facies de textura fina (SSL, MSI; FA1 o FA4), y se interpretan como producto de sobrepresión de fluidos ya que la morfología de los rellenos fibrosos sintaxiales indican condiciones de soterramiento profundo por fracturación subcrítica, compatibles con mecanismos de apertura progresiva en un pulso de cementación lento y sincinemático (Cobbold y Castro, 1999; Bons et al., 2012; Cobbold et al., 2013; Zanella et al., 2015; Fortunatti y Rainoldi, 2019). Por su parte, las fracturas FR, (asociadas a matriz micrítica CFh. MCm; FA2), también sugieren un origen por fracturación subcrítica penetrativa, en un pulso de cristalización rápida en cristales granulares. Ambas corresponden con la facies de fracturación penetrativa de ambiente profundo descriptas por Hooker et al. (2023). Las profundidades de génesis interpretada son congruentes con los datos obtenidos a partir de la reinterpretación de inclusiones fluidas que indican una profundidad máxima de la fracturación a los 3,07 Km y una temperatura de cristalización de 157°C (Tabla 8.1).

El segundo mecanismo de fracturación reconocido genera estructuras sistemáticas de apertura (Modo I a Modo II/III; FA) y cizalla (Modo II/III a Modo I; FC; Tabla 8.1) y su génesis se interpreta como asociada a esfuerzos diferenciales regionales o locales, de origen tectónico. Su estilo de relleno granular sugiere cementación rápida de un solo pulso, en condiciones de alta saturación de fluidos, sin participación significativa de fracturación subcrítica. Por lo tanto, son compatibles con la facies de fracturación por exhumación o levantamiento definida por [Hooker et al. \(2023\)](#), característica de ambientes intermedios, debido a la saturación de rellenos calcíticos pero con ausencia de nucleación jerárquica. En este sentido la reinterpretación de los datos de inclusiones fluidas indica que estas fracturas son las más someras del sistema, generadas a una profundidad de 2,23 Km y una temperatura de cristalización de 114°C (Tabla 8.1)

El análisis estadístico del Set B se realizó en conjunto y, debido a la baja densidad de datos disponibles, los resultados no permiten realizar interpretaciones concluyentes y tienden a presentar distribuciones aleatorias.

8.1.2. Formación Picún Leufú: características y origen de las fracturas en afloramientos

El sistema de fracturas de la Formación Picún Leufú, se compone de fracturas no sistemáticas (solo en la Sierra de la Vaca Muerta) y cuatro Sets de fracturas sistemáticas (Tabla 8.1). Las fracturas no sistemáticas, corresponden a fracturas híbridas de modo IV (cierre) y modos II/III (cizalla; [Fossen y Schultz, 2008](#)), descritas aquí como zonas de deformación (ZD; en la matriz de las facies CFh y MCm; FA2). Las características de los rellenos (Tabla 8.1) indica que presentan indicios de compactación tanto por procesos físicos (molienda) como químicos (disolución por presión). Estos rasgos permiten compararlas con el Set C del Engolfamiento Neuquino, las cuales se generan en condiciones de soterramiento profundo y se vinculan con mecanismos de sobrepresión de fluidos y fracturación subcrítica ([Cobbold y Castro, 1999](#); [Bons et al., 2012](#); [Cobbold et al., 2013](#); [Zanella et al., 2015](#); [Fortunatti y Rainoldi, 2019](#); [Hooker et al., 2023](#)).

Las fracturas naturales sistemáticas de cinemáticas híbridas (Modo I con Modo II/III: *Set I*; o Modo II/III con Modo I: *Sets II, III y IV*; Tabla 8.1) de la Sierra de la Vaca Muerta y del Anticlinal de Picún Leufú se agrupan en cuatro *Sets* principales definidos por sus orientaciones predominantes: (*Set I*) N–S con dispersiones al NNE–SSO; (*Set II*) NE–SO; (*Set III*) ENE- E–O con dispersiones al y ONO; y (*Set IV*) NO–SE. El *Set III* es el más representado en ambas localidades, seguido por el *Set I* en la Sierra de la Vaca Muerta y el *Set II* en el Anticlinal de Picún Leufú. El *Set IV* presenta distribución secundaria en afloramientos y se encuentra concentrado de manera local en diferentes sectores de los anticlinales. Estas fracturas híbridas muestran en algunos casos indicadores tanto de cizalla dextral como sinistral (*Sets I*), o predominancia de cinemática dextral (*Sets III, IV*).

En la Sierra de la Vaca Muerta los rellenos se componen principalmente de calcita (drusiforme, prismática y en bloques; Tabla 8.1), al igual que en el Anticlinal de Picún Leufú donde la cementación es menor y está dominada por cristales granulares medios a muy finos. En ambos casos se reconoció la presencia de hidrocarburo y óxidos en la roca de caja (*Set I* en Anticlinal de Picún Leufú), o entre cristales (*Set I y II* en Sierra de la Vaca Muerta). Las porosidades de las fracturas varían entre 2 % y 10 %, siendo el *Set I* el que presenta mayores aperturas cinemáticas, mientras que los *Sets II–IV* muestran las mejores aperturas hidráulicas. En zonas reactivadas del Anticlinal de Picún Leufú, especialmente en el *Set I*, se detectaron mayores concentraciones de calcita, óxidos en zonas alteradas e hidrocarburo, lo que indica un incremento en la circulación de fluidos (Rainoldi et al., 2015) probablemente de mayor temperatura en desequilibrio con la caja.

Las características descritas indican que estas fracturas sistemáticas son generadas por esfuerzos diferenciales regionales o locales, en ambos casos de origen tectónico (Schultz y Fossen, 2008). Las morfologías observadas en los rellenos sugieren una cementación rápida a intermedia bajo condiciones de alta saturación de los fluidos en la Sierra de la Vaca Muerta y baja saturación de fluidos en el Anticlinal de Picún Leufú. Por lo tanto, estas fracturas son compatibles con la facies de fracturación por exhumación o levantamiento, sin una participación

significativa de procesos de fracturación subcrítica, típica de ambientes de profundidad intermedia a baja (Hooker et al., 2023).

En este sentido, los datos de profundidad obtenidos a partir del cálculo de la temperatura mediante isótopos estables (Fritz y Smith, 1970), en la Sierra de la Vaca Muerta, validan una génesis a profundidades intermedias para los Sets II y III, entre 2,34 km y 2,97 km a temperaturas de entre 128° y 163°C, siendo el Set III ligeramente más profundo y de mayor temperatura que el Set II. En cuanto a las fracturas del Set I, los datos indican profundidades intermedias a profundas, alcanzando hasta 3,85 km. Así mismo, en el Anticlinal de Picún Leufú, las dataciones relativas analizadas con el mismo método no permiten establecer de manera concluyente la profundidad de formación de las fracturas. Considerando la presencia de alteraciones en la roca de caja, es posible vincular la génesis de dichos fluidos con cuerpos ígneos intrusivos reconocidos en el área (Franzese et al., 2018), que desencadenen la migración de fluidos calcínicos de mayor temperatura.

Los resultados cuantitativos indican que, en términos generales, en los Sets I, II, III y IV los ajustes estadísticos evidencian una mejor calidad de ajuste para el modelo exponencial (Tabla 8.1), con variaciones puntuales entre las estaciones y ambas áreas. El Set IV en la Sierra de la Vaca Muerta, muestra un ajuste aceptable también al modelo de ley de potencias (Tabla 8.1), mientras que en el Anticlinal de Picún Leufú dicho ajuste resulta aceptable en todos los Sets. Esta dualidad en los modelos sugiere que, aunque el sistema está dominado por fracturas estrechas y con baja conectividad individual (particularmente los Sets I, II y III), existe una fracción significativa de fracturas (principalmente del Set IV) que podrían actuar como vías de interconexión (Marrett et al., 1999; Gale et al., 2007; Laubach et al., 2009; Ukar et al., 2019; Correa Luna, 2022), especialmente en la Sierra de la Vaca Muerta.

A pesar de que los análisis indican una baja conectividad individual, los análisis unidimensional (CV y NCC) y bidimensional (NCC2D) muestran que las fracturas del sistema en la Sierra de la Vaca Muerta y el Anticlinal de Picún Leufú presentan patrones variables entre Sets, con distribuciones agrupadas en escalas locales (CV

> 1 en Set I y III; NCC en rangos decimétricos y NCC2D con baricentros agrupados en rangos < 6 m en todos los Sets) hasta distribuciones regulares o aleatorias ($CV \sim 1$; Sets I, II y IV), lo que refleja una marcada heterogeneidad en sus distribuciones espaciales. Aunque la mayor parte del espectro analizado mediante las diferentes metodologías y escalas se encuentra dentro del rango de distribuciones no-agrupadas, se observaron agrupamientos en escalas locales, posiblemente vinculados a procesos de coalescencia de fracturas (Marrett et al., 1999; Gale et al., 2007; Laubach et al., 2009; Marrett et al., 2018; Ukar et al., 2019).

Por su parte, en el análisis topológico de las redes de fracturas se evidencian propiedades que no son capturadas por el análisis geométrico. Las redes presentan una proporción significativa de nodos conectados (mayoritariamente de tipo X) y un índice de interconexión en el rango de conectividad intermedia a alta (Cb: 1,43-1,59), de un sistema con una red parcialmente conectada (Sanderson y Nixon 2015). Estos valores sugieren que, si bien las fracturas muestran limitada conectividad individual, su interacción e integración con otros Sets contribuye a mejorar sustancialmente la conectividad del sistema en su conjunto.

Por último, las interpretaciones alcanzadas permiten resaltar similitudes en cuanto a las geometrías y génesis con las fracturas descritas en subsuelo, particularmente las zonas de deformación de la Sierra de la Vaca Muerta con el Set B, el Set I con FA y los Sets II, III y IV con FC. A su vez, estructuras de similares orientaciones y geometrías han sido descritas en trabajos previos en la zona central y norte de la Faja Plegada y Corrida del Agrio y dentro del Engolfamiento Neuquino, en la unidad subyacente correspondiente a la Formación Vaca Muerta (e.g., Branellec et al., 2015; Hernández-Bilbao, 2016; Ukar et al., 2017, 2020; Giacosa, 2020; Correa Luna et al., 2022) y en el núcleo del anticlinal de Picún Leufú, dentro del Grupo Cuyo (Giacosa 2020).

8.1.3 Controles mecánicos en la génesis y distribución de fracturas

A partir de los resultados obtenidos y su integración se puede interpretar que existe un vínculo entre las variaciones de composición, textura y estructuras sedimentarias, y las propiedades elásticas y mecánicas, que controlan a su vez, la

distribución de las fracturas. En este sentido, el análisis de las fracturas y la geomecánica de la roca de caja permite reconocer patrones litológicos asociados a distintos tipos de mecanismos de fracturación y a sus distribuciones.

Trabajos previos han mostrado que, en sucesiones puramente carbonáticas, el contenido de carbonato de calcio, la relación esparita/micrita, y la abundancia y tamaño de bioclastos se asocian a un aumento de la resistencia de la roca (Lézin et al. 2009; Liu et al. 2022). De manera similar, en facies silicoclásticas, una alta cementación, bajo contenido de minerales arcillosos, textura gruesa y elevada proporción esqueleto/matriz incrementan significativamente la resistencia del material. Sin embargo, en facies mixtas carbonato-siliciclásticas, estos controles mecánicos han sido escasamente analizados.

El intervalo Titoniano–Berriasiano estudiado presenta una composición mixta, constituida por cuerpos tabulares, lenticulares y lobulados (*ver Cap. 4*). Esta heterogeneidad composicional y geométrica influye notablemente en el comportamiento mecánico de las rocas mixtas, como lo evidencian las relaciones entre el Módulo de Young, la resistencia a compresión uniaxial (UCS) y la composición, junto con la variabilidad de los coeficientes de Poisson (Chang y Zoback, 2006; Zoback, 2007). Estos parámetros, intrínsecamente vinculados, permiten caracterizar la competencia de la roca: a mayor UCS y Módulo de Young, y menor Coeficiente de Poisson, mayor es la resistencia a la fracturación de la roca.

No obstante, es fundamental considerar que las rocas sedimentarias son medios naturalmente anisótropos, presentando variaciones internas de cohesión, resistencia y deformabilidad (Zoback 2007). Así, los datos de propiedades mecánicas constituyen una base robusta para caracterizar su resistencia como se ha realizado en estudios anteriores (e.g., Chang y Zoback 2006; Laubach et al. 2009; Gale et al. 2014). A partir de análisis realizados en trabajos previos, se han establecido categorías de resistencia pseudo-comparables (AR: Alta resistencia; MR, Media resistencia; BR: Baja resistencia) en función de la litología descripta (Chang y Zoback 2006; Zoback 2007). Particularmente, el reservorio heterogéneo de los miembros Inferior y Medio de la Formación Quintuco exhibe variaciones espaciales claras en la distribución de las categorías de resistencia (*ver Cap. 7*). En

este caso, las asociaciones de facies (FA1 y FA4) de facies de grano fino de (MSL, SHw, SSL) se asocian principalmente a unidades BR, mientras que las facies de FA2 y FA3 (CPm, CGp, CGa, CFh, Mam, MCm) oscilan entre MR y AR. Así, las unidades AR se concentran en los centros de los litosomas (FA2 y FA3), mientras que lateralmente, hacia los bordes, la resistencia disminuye, transicionando a facies BR. A su vez, reforzado por los valores de Módulo de Young dinámico que presentan una correlación negativa con el registro de Rayos gamma, indicando que un mayor contenido de arcillas reduce la rigidez del material lo que sucede en las facies de BR como FA1 y FA4 (Chang y Zoback 2006; Zoback 2007). Es destacable que el aspecto composicional de las litologías se ve impactado en los valores altos de coeficiente de Poisson (BR) en rocas de composición silicolcásticas, las que a su vez pueden presentar valores altos de Modulo de Young (AR). Esta asimetría observada en las facies con altos coeficientes de Poisson respecto a la resistencia sugiere una elevada deformabilidad, lo cual concuerda con el mayor contenido de arcilla de las facies S evidenciado por la respuesta del Rayos Gamma, independientemente de su resistencia a la fracturación. Este endurecimiento (que se ve reflejado en el alto Módulo de Young) puede asociarse a facies finas con cemento calcítico (i.e. MAI, MSI, MAm).

El análisis geomecánico permite extrapolar la distribución de la resistencia mecánica entre subsuelo y afloramientos, ayudando a identificar similitudes dentro de sus contextos geológicos (Zoback 2007; Laubach et al. 2009; Gale et al. 2014; Ukar et al. 2017). Este enfoque posibilita caracterizar las facies como competentes o incompetentes dentro del campo de deformación frágil. En rocas competentes, la fracturación ocurre al superar la resistencia (baja fracturación subcrítica), mientras que en rocas incompetentes la deformabilidad predomina, impidiendo la fracturación mediante compactación o reorganización mineral (Fig. 7.5.C; Friedman et al. 1994; Cooke et al. 2006). Este comportamiento incompetente fue identificado principalmente en las facies NC, caracterizadas por una baja intensidad de fractura tanto en subsuelo (0,07NF/m y 0,6 NF/m) como en afloramientos (10,9 NF/m). En contraste, las facies CAR y CBR (Competentes de Alta Resistencia y Competentes de Baja Resistencia) exhiben mayor competencia,

con las mayores densidades de fracturas registradas (hasta 20,4 fn/m en afloramientos; *ver Cap. 7*). La extrapolación directa entre variables mecánicas - densidad de fracturas en subsuelo y afloramientos parece válida entre facies incompetentes o no-competentes. En cambio, en rocas competentes, es necesario ponderar variables geológicas adicionales, como el espesor de los estratos, la textura y la distribución de las facies en dos dimensiones, tal como se realiza en el análisis de superficie, para conocer las facies de mayor población de fracturas naturales (Lézin et al. 2009; Liu et al. 2022).

En función de los resultados presentados, la caracterización de las facies geomecánicas indican que su expresión está fuertemente influenciada por la relación vertical y lateral entre unidades mecánicas, en concordancia con el concepto de estratigrafía mecánica (e.g., Laubach et al. 2009; Lézin et al. 2009; McGinnis et al. 2017; Ukar et al. 2019; Lucca et al. 2024). En unidades mixtas carbonático-siliciclásticas, los medios anisótropos facilitan la propagación de fracturas intraestratales, con disipación de energía en las interfaces mecánicas como sucede en los contactos netos de las asociaciones de facies de barra e interbarra (FA3-FA4; Gross et al. 1993; Cooke et al. 2006). En otros casos estas interfaces resultan de contrastes graduales en las anisotropías mecánicas de las rocas y afectan la intensidad y geometría de las estructuras analizadas según la estratigrafía de fracturas (Laubach et al. 2009; Liu et al. 2022). En sucesiones heterogéneas, estos contrastes pueden ser graduales o abruptos, requiriendo un análisis integrado de la estratigrafía geomecánica y de las fracturas para comprender plenamente el sistema y sus heterogeneidades en los reservorios. A su vez, el modelado a partir de estas interpretaciones permite predecir, las características geométricas de las fracturas naturales y en reservorios heterogéneos y en particular el de la Formación Quintuco.

8.2. Análisis temporal y espacial del sistema de fracturas del reservorio heterogéneo de las Formaciones Quintuco – Picún Leufú

En vista de las interpretaciones realizadas, se reconoce que el sistema se organiza en función de dos variables principales: (I) los mecanismos de fracturación y su génesis asociados a procesos de diagénesis y tectónica; y (II) la distribución heterogénea de fracturas en las facies geomecánicas. Estas variables condicionan las relaciones temporales, la geometría y la intensidad de las fracturas naturales. En este sentido, la construcción de modelos predictivos de reservorios fracturados (*ver Cap. 8.3*) parte de la interpretación de la configuración tectónica vinculada a la génesis de las fracturas (*ver Cap 8.2.1*), así como de la arquitectura de las características geomecánicas que controlan su distribución (*ver Cap 8.2.2; Nelson, 2001; Laubach et al., 2009; Gale et al., 2014; Tavakoli, 2020; Ahmed, 2019*).

8.2.1. Evolución tectónica del sistema de fracturas

A partir de los resultados obtenidos y sus interpretaciones genéticas es posible analizar que la génesis y orientaciones de las estructuras está condicionadas principalmente por la orientación y magnitud de los esfuerzos que las generan (*Nelson, 2001*). Considerando las geometrías y tipos de relleno, se identificaron dos mecanismos principales de fracturación responsables de las estructuras analizadas, en el tramo Quintuco–Picún Leufú (*Fig. 8.1*): (I) procesos de compactación, que originaron estructuras de cierre (BC y S; Bandas de compactación y estilolitas) y, bajo condiciones de sobrepresión, microfracturas de apertura (FR) y BPV (*Bed parallel veins*), en facies no-competentes (NC); (II) esfuerzos diferenciales de origen tectónico, responsables de fracturas discretas (FA, FC; fracturas de apertura y fracturas de cizalla; y los Sets I, II, III y IV), principalmente en facies competentes (CAR-CBR). Adicionalmente, se reconocen mecanismos combinados de compactación y tectónica activa que dieron lugar a

estructuras híbridas tabulares (Set C- ZD; Zonas de deformación) en Loma La Lata y en la Sierra de la Vaca Muerta.

Mecanismos de fracturación	LLL	SVM	APL	Pre-K↑	K↑	PI	Mio	Evolución de mecanismos
Compactación y sobrepresión	BC ¹ S BPV ² FR							
Sobrepresión y cizalla	ZD	ZD						
Tectónica Local	FA	S1 ³	S1 ⁷					
Tectónica Regional	FC ⁴	S2 ⁵ S3 ⁶ S4	S2 S3 S4					

- Datación relativa de la cristalización del relleno en el Yacimiento Loma La Lata
- Datación relativa de la cristalización del relleno en Sierra de la Vaca Muerta
- Datación relativa de la cristalización del relleno en el Anticlinal de Picún Leufú

Figura 8.1. Cuadro resumen de los mecanismos de fracturación en las diferentes localidades (**LLL**: Loma La Lata; **SVM**: Sierra de la Vaca Muerta; **APL**: Anticlinal de Picún Leufú), las fracturas que se reconocen, su correlación temporal y la evolución de los mecanismos de fracturación. Los superíndices en las fracturas refieren al relleno de la estructura en que se realizó la datación relativa indicada en los rombos, triángulos y cuadrados. (las flechas indican el movimiento relativo de los bloques).

BC: Banda de Compactación **S**: estilolitas; **BPV**: *Bed parallel veins*; **FR**: Fracturas de apertura no-sistemáticas; **ZD**: Zona de deformación; **FA-S1**: Fractura de apertura; **FC-S2-S3-S4**: Fracturas de cizalla.

En términos temporales, la evolución inicia durante la diagénesis profunda en zonas de mayor espesor sedimentario, especialmente hacia el centro de cuenca y progresa a niveles someros impulsada por procesos tectónicos. En este sentido, las fracturas naturales del tramo analizado registran cuatro eventos de deformación consecutivos definidos temporalmente a partir de relaciones de corte y cronología relativa (Fig 8.1.): (I) fracturación temprana durante la diagénesis de compactación, de edad Cretácico Inferior a Superior; (II) fracturación por sobrepresión durante el Cretácico Superior (80–89 Ma); (III) fracturación sintectónica inicial durante el

Paleoceno (61 Ma); y (IV) reactivación y fracturación sintectónica tardía durante el Mioceno Inferior a Superior (17–8,5 Ma).

Las estructuras de compactación se generaron entre la depositación y el Cretácico Superior (Evento I), alcanzando condiciones de sobrepresión a los 80–89 Ma (Evento II), edades obtenidas mediante la reinterpretación de inclusiones fluidas. Estos eventos están temporal y genéticamente vinculados a una diagénesis tectónica profunda asociada a esfuerzos de carga litostática (esfuerzo principal máximo vertical; Fig. 8.2; e.g. Rainoldi et al., 2015; Fortunatti y Rainoldi, 2019), las cuales también fueron descritas en localidades y unidades adyacentes (e.g. Cobbold y Castro, 1999; Bons et al., 2012; Cobbold et al., 2013; Zanella et al., 2015; Fortunatti y Rainoldi, 2019; Ukar et al. 2020). Estos eventos son dominantes en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino (yacimiento Loma La Lata), donde la subsidencia alcanzó profundidades >3000 m y se mantuvo a esa profundidad desde el Cretácico Superior hasta el Oligoceno (Mosquera y Ramos 2006; Marlats et al., 2016; Brisson et al., 2020), favoreciendo la génesis y preservación de fracturas de modo IV y de sobrepresión.

Dentro del Evento II las ZD (Zonas de Deformación) registraron indicadores cinemáticos que evidencian tectónica activa, en la fase final, marcando los primeros pulsos de deformación compresiva de la unidad, registrados tanto en el subsuelo como en la Sierra de la Vaca Muerta (*ver Cap. 5*). La ausencia de estructuras de Modo IV y ZD en la localidad del Anticlinal de Picún Leufú (Dorsal de Huincul) se explica por la condensación de facies y la menor profundidad de soterramiento (<2100 m), a su vez vinculada con la reactivación de la dorsal correspondiente temporalmente al inicio de la fase Farallón tardía (Mosquera y Ramos, 2006). Ambas condiciones son insuficientes para alcanzar las presiones requeridas para la sobrepresión de fluidos.

Los Eventos subsiguientes (Eventos III y IV) corresponden a la fracturación sintectónica. Durante el Evento III se desarrollaron fracturas híbridas de apertura con cizalla subordinada, generadas por esfuerzos diferenciales (*ver Cap. 5*), las cuales tienen correspondencia con estructuras que han sido reconocidas en sectores cercanos al área de estudio en trabajos previos (e.g., Branellec et al., 2015; Ukar, 2017, 2020; Giacosa, 2020; Correa Luna et al., 2022). Estas estructuras

corresponden a fracturas de orientación N-S a NNE (Set I), presentes con mayor densidad en la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Sierra de la Vaca Muerta) y con una disminución progresiva hacia el este (Engolfamiento Neuquino) y hacia el sur (Dorsal de Huincul).

En Sierra de la Vaca Muerta las estructuras del Evento III fueron datadas relativamente en 61 Ma (Paleoceno Medio) mediante la correlación de la temperatura de cristalización de fluidos a partir de isótopos estables y por relaciones de corte que indican que son anteriores al resto de las estructuras discretas. En este contexto, la génesis de las fracturas de apertura y longitudinales se encuentra vinculada a la distensión local (Twiss y Moore, 1992; Tavani et al., 2015), en este caso, generada en el rumbo N-S a NNE (Set I) de los ejes de los anticlinales del sector interno-externo de la Faja plegada y Corrida del Agrio. Este plegamiento inicia para la Sierra de la Vaca Muerta, en un nivel estructural profundo cercano a los 4000 m y durante el Paleoceno Medio (~ 61 Ma). La misma configuración de estructuras ha sido descrita en el norte y centro de la Faja Plegada y Corrida, en trabajos previos (e.g. Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Zamora Valcarce et al., 2006; Rainoldi et al., 2015; Fortunatti y Rainoldi, 2019; Sánchez et al. 2024). Esta estructuración responde a la configuración de los esfuerzos principales descrita para el sector (Fig. 8.2), con un vector máximo NO, que rota progresivamente a E-O en etapas subsiguientes (Evento IV) en consonancia con la dinámica establecida previamente para este periodo ubicado geodinámicamente en la etapa Farallón tardía (Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Zamora Valcarce et al., 2006; Sánchez et al. 2024).

En la región de la faja plegada y corrida y en el sur de la cuenca, este evento se interrumpe durante la fase extensional registrada entre el Paleógeno superior y el Neógeno inferior asociadas a relajación cortical (Burns et al., 2006; Folguera et al., 2006; Rojas Vera et al., 2015; Franzese et al., 2018; Lebinson et al., 2020), deteniendo el levantamiento y exhumación de los anticlinales de la Faja Plegada y Corrida externa para este periodo (Sánchez et al., 2024). A su vez, en el sector sur, dentro de la Dorsal de Huincul, se identifican fracturas N-S de menor intensidad

(ver Cap. 5; [Giacosa, 2020](#)), de menor profundidad y con reactivaciones posteriores dominantes. Dentro del ámbito de la Dorsal de Huincul, durante este Evento ubicada temporalmente dentro del estadio Farallon tardío, se configuraron las principales inversiones estructurales en el Anticlinal de Picún Leufú. Las estructuras de meso y microescala del evento de inversión en el Anticlinal de Picún Leufú no preserva el registro claro, pero genera estructuras de mayor escala que limitan los bloques levantados de la Dorsal de Huincul ([García Morabito, 2010](#); [Naipauer et al., 2012](#); [Zavala et al., 2008](#); [Zavala y Freije, 2001](#)) que pudieron generar debilidades previas al Evento IV.

Hacia el este del frente de deformación andino, en el Engolfamiento Neuquino, se registraron estructuras de apertura (relevadas en testigos corona) y también fracturas de rumbo N-S (relevadas en imágenes de pozo). Debido a las metodologías utilizadas, la información no es suficiente para afirmar que correspondan a la misma fracturación (de apertura con rumbo N-S). Sin embargo, al comparar las cinemáticas y orientaciones descriptas en otras localidades de la cuenca, el *Set*, es el único que cuenta con ambas características en el resto de las localidades de la cuenca. En Loma La Lata, el relleno de estas fracturas se dató relativamente en 23 Ma (Mioceno Inferior, por Inclusiones Fluidas). La presencia de fracturas del Mioceno Inferior en el Engolfamiento Neuquino sugiere que, hacia el antepaís, el Evento III podría haber continuado de manera diacrónica, sin la interrupción de las extensiones locales asociadas al Oligoceno, coincidente con lo que se observa en la curva de subsidencia ascendente (ver Cap. 5; [Brisson et al., 2020](#)), donde el evento contraccional de la fase andina podría haberse iniciado en el Oligoceno registrando estas estructuras durante el Mioceno Inferior, sin alcanzar la exhumación.

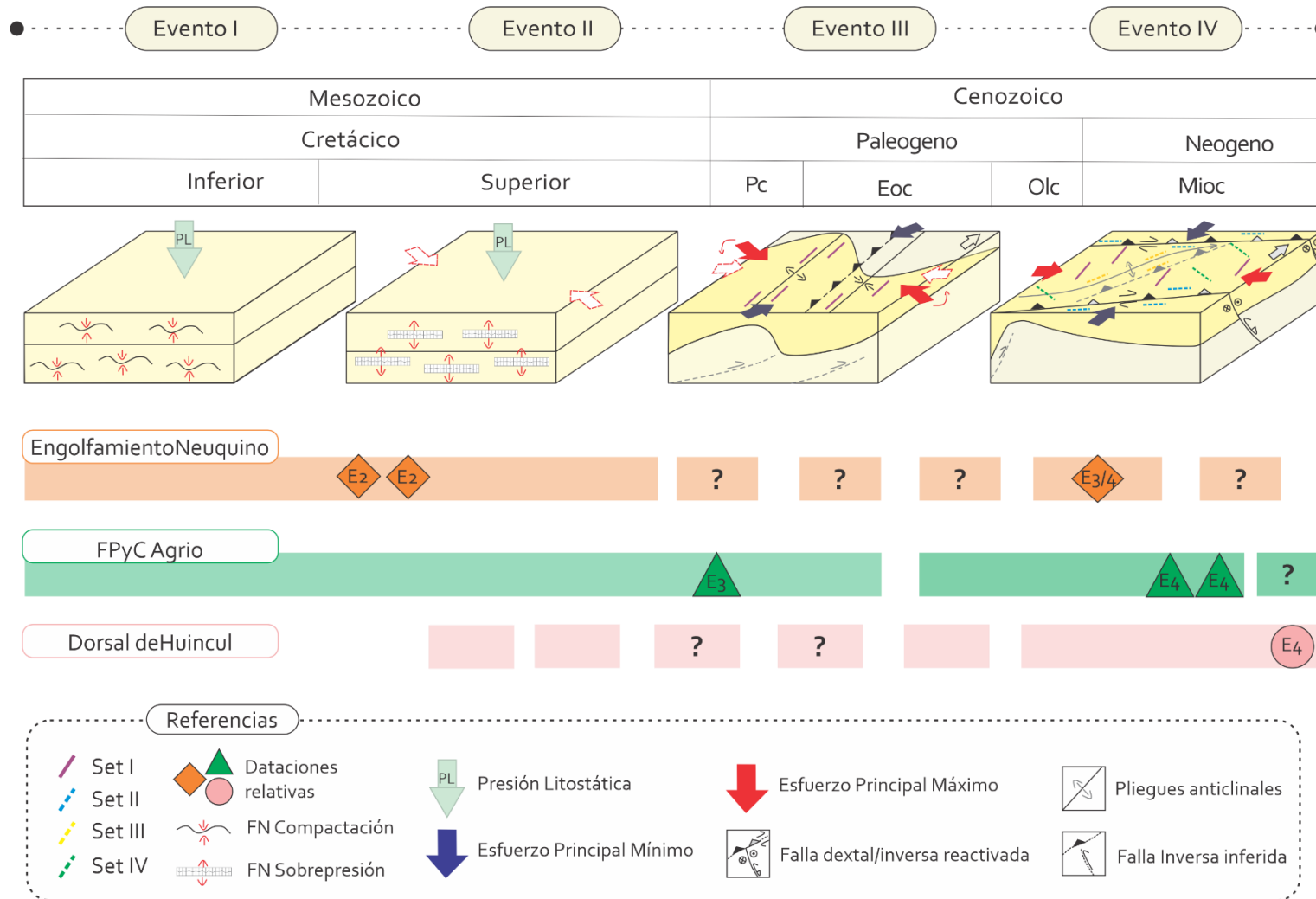


Figura 8.2. Esquema conceptual de la evolución tectónica de las fracturas naturales en la Cuenca Neuquina, donde se muestra la evolución de la fracturación en el esquema tectónico conceptual a través de las diferentes Eventos (E2: Evento 2; E3: Evento3; E4: Evento 4).

Muchas de las estructuras del Evento III, fueron posteriormente reactivadas por fracturas híbridas con mayor componente de cizalla y apertura subordinada, con predominio de orientaciones ENE - E-O (Set III), y en menor medida NE-SO (Set II) y NO-SE (Set IV), estructuras que se configuran dentro del Evento IV. El mismo se registra en Sierra de la Vaca Muerta, en el Anticlinal de Picún Leufú y en el Yacimiento Loma La Lata. La termocronología de cristalización del relleno calcítico en los Sets II y III de la Sierra de la Vaca Muerta, indica edades entre 17 y 13 Ma (Mioceno Medio-Superior).

En el Anticlinal de Picún Leufú, las estructuras ENE a E-O, NE-SO y NO-SE, reactivan y rellenan fracturas previas de orientación N-S. Esto sugiere que su desarrollo se relaciona con el último levantamiento registrado en el área durante lapso entre el Eoceno Superior y el Mioceno Superior (dentro de la curva de subsidencia [Brisson et al., 2020](#)). La reactivación y relleno de las fracturas N-S se generan en un contexto de desequilibrio térmico, probablemente asociado a la influencia de cuerpos volcánicos y subvolcánicos datados en 8,5 Ma ([Franzese et al., 2018](#)). Esto permite acotar aún más la edad del Evento IV al Mioceno Superior en el dominio de la Dorsal de Huinul.

A partir de estas observaciones es posible establecer que el cuarto Evento (Fig. 8.2), corresponde a la reactivación y nueva fracturación tectónica desarrollada de norte a sur, entre el Mioceno Medio y Superior (17-8,5 Ma), durante el estadio de Nazca que fue definido por otros autores (e.g., [Pardo Casas y Molnar, 1987](#); [Somoza, 1998](#)). Este Evento, está asociado a la estructuración regional de la Faja plegada y corrida externa ([Cobbold y Rossello, 2003](#); [Ramos y Folguera, 2005](#); [Zamora Valcarce et al., 2006](#); [Sanchez et al., 2024](#)), caracterizado a escala meso y microscópica por la reactivación de las fracturas N-S generadas en el Evento III y la generación de nuevas fracturas descriptas regionalmente con orientaciones ENE-OSO a E-O desarrolladas longitudinales y oblicuas a los ejes de los pliegues ([Twiss y Moore, 1992](#)). A su vez, presentan orientaciones con una marcada influencia de debilidades reactivadas en la cuenca, vinculadas a lineamientos regionales, tales como las fallas reactivadas reconocidas por otros autores en trabajos previos en el Anticlinal de Picún Leufú y en la Sierra de la Vaca Muerta (Fig. 2.3.C y D; e.g. [Howell et al., 2005](#); [Repol et al., 2006](#); [Tunik et al., 2010](#); [Ramos et al., 2011](#); [Naipauer et](#)

al., 2012; Horton, 2018). Estas orientaciones se expresan tanto en estructuras mesoscópicas como microscópicas, junto con fracturas subsidiarias NE–SO y NO–SE.

En conjunto, los registros de las estructuras de los eventos tectónicos (Evento III-IV) muestran un diacronismo N-S y E-O a escala de la cuenca, con una destacada presencia a múltiples escalas en la región externa de la Faja Plegada y Corrida del Agrio-antepaís y disminuyendo su expresión en la Dorsal de Huincul (e.g., Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce et al., 2006; García Morabito, 2010; Sanchez et al. 2024). Es probable que la deformación hacia el sur haya sido concentrada por estructuras de mayor escala (i.e. Falla de la Jardinera, Falla de Picún Leufú) asociadas al levantamiento de dicha dorsal.

El ambiente estructural propuesto en trabajos previos para estos periodos (Mioceno Medio a Superior; Eventos III y IV; Fig. 8.1) se encuentra asociado al estadio de Nazca, en el cual los vectores de esfuerzos presentan una dirección E-O (Mosquera y Ramos 2006; Zamora Valcarce et al., 2006; Silvestro y Zubiri 2008; Zavala et al, 2008; García Morabito y Ramos 2012). Esta configuración representa un esquema compresivo a transpresivo dentro de la contracción andina (Evento IV; Fig. 8.1), reactivando bloques de orientación ENE–OSO con cinemática dextral a todas las escalas y generando fracturas de los Sets II, III y IV, asociadas a las debilidades preexistentes e invertidas. A su vez, la compresión continuó con la elevación de las fajas NNE de anticlinales del sur de la cuenca (i.e. anticlinal de Chachil–Sierra de la Vaca Muerta; Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce et al., 2006; Sánchez et al. 2024), generando y reactivando estructuras de todas las escalas con orientación N-S en el sector externo de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, en el Engolfamiento Neuquino y en la Dorsal de Huincul. Asimismo, hacia el sur, la actividad magmática asociada a este intervalo habría contribuido al desequilibrio térmico responsable del relleno de reactivación de las fracturas, generando el Evento III en el Anticlinal de Picún Leufú.

8.2.2. Contraste mecánico y su influencia

A partir de los resultados y sus interpretaciones es posible vincular los distintos Sets de fracturas con el registro sedimentario, a fin de construir un modelo conceptual que explique las heterogeneidades del sistema desde una perspectiva integrada de estratigrafía de fracturas y análisis geomecánico (Laubach et al., 2009; Liu et al., 2022). La distribución, densidad y geometría de las fracturas naturales en la Formación Quintuco pueden comprenderse a partir de los contrastes de competencia entre las unidades que conforman la sucesión sedimentaria. La variación de propiedades como el espesor, las facies y el grado de compactación de cada capa, condicionan el modo en que se desarrollan las fracturas (Lézin et al., 2009; Liu et al., 2022).

La nucleación de fracturas genera zonas de sombra de presión en el entorno inmediato, donde la magnitud del esfuerzo se reduce por debajo del umbral necesario para iniciar nuevas fracturas (Pollard y Segall, 1987). El área alcanzada por estas zonas está directamente relacionada con la longitud y apertura de las fracturas. En capas más espesas y competentes se desarrollan fracturas más largas, que generan sombras de presión más amplias, disminuyendo la densidad de fracturación, pero favoreciendo aperturas cinemáticas mayores (i.e., Competente de Alta Resistencia; CAR). En cambio, las capas más delgadas tienden a alojar fracturas más densas, aunque con menor apertura (i.e., Competente de Baja Resistencia; CBR). A su vez, el límite de las capas condiciona el modo en que las fracturas terminan o se propagan entre unidades dependiendo de los contrastes de competencia. En los contactos entre capas de propiedades mecánicas similares, las fracturas tienden a propagarse de forma continua. Sin embargo, al atravesar unidades menos competentes, pueden refractarse o aumentar su densidad, y al encontrar unidades incompetentes, suelen detenerse bruscamente (Friedman et al., 1994; Rijken y Cooke, 2001; Cooke et al., 2006). Este comportamiento permite interpretar cómo los contrastes mecánicos en la sucesión estratigráfica controlan la geometría y densidad de fracturas, condicionando su conectividad.

Los datos de subsuelo analizados (*ver Cap. 7*) indican que las facies carbonáticas competentes (CAR-CBR) presentan las mayores intensidades de fracturación (hasta 1,01 fn/m en CAR), respecto a las NC, las cuales se caracterizan por presentar fracturas subcríticas asociadas principalmente a compactación y sobrepresión (Sets A y C). No obstante, la naturaleza unidimensional de este análisis limita la caracterización de la red de fracturas principalmente dentro de las rocas competentes. Los estudios realizados en afloramientos permitieron un análisis bidimensional más robusto, revelando una correlación más clara entre el espesor de capa y la densidad de fracturas. Las facies carbonáticas de menor espesor (CBR), en general más frecuentes en asociaciones de facies FA4 (*ver Cap. 4*), muestran densidades de fracturación más altas, mientras que los intervalos masivos (CAR) presentan menor densidad de fracturas. Dentro de estas facies, las estructuras descritas corresponden preferentemente a fracturas tectónicas donde el mecanismo está directamente relacionado a la superación de la resistencia de la roca (i.e. Set B; FA y FC, y Sets I-IV; [Hooker et al. 2023](#)).

La organización interna de las asociaciones de facies también influye en la competencia relativa de las unidades. Al considerar estas variables (composición y espesor) dentro de las capas en facies alternantes de alta y baja competencia, emergen dos posibles disposiciones en relación con la variabilidad del espesor de las capas: (I) capas más gruesas en asociaciones de facies de barra (FA3) en comparación con depósitos de interbarra (FA4), donde FA3 se comporta de manera uniforme como CAR y la densidad de fracturas aumenta en FA4 (CBR; Fig. 8.3.A); (II) capas más gruesas de interbarra (FA4), donde las fracturas se concentran en los límites barra–interbarra debido a una resistencia similar (CBR) en ambas facies (Fig. 8.3B). En los perfiles analizados (*ver Cap. 7*), se observaron a su vez, alternancias verticales entre facies carbonáticas competentes (CAR) y unidades mixtas o siliciclásticas de menor resistencia (CBR-NC), que generan interfaces de alto contraste mecánico. Cuando las asociaciones de facies están espacialmente relacionadas y difieren de manera significativa en composición (es decir, carbonática FA3 y siliciclástica-mixta FA4), los máximos de intensidad de fracturación se concentran en zonas de transición mixtas carbonáticas–

siliciclásticas, donde FA4 se comporta como CBR (Fig. 8.3C). Así, FA4 presenta características de NC (SHw) en un extremo, mientras que FA3 corresponde a CAR en el otro, generando zonas intermedias de CBR donde se concentra la deformación y aumenta la intensidad de fracturación. Por el contrario, cuando las barras (FA3; CAR) y las interbarras (F4; CBR) comparten composiciones similares, la competencia disminuye cerca de los bordes de las barras (hacia CBR) y la abundancia de fracturas se amplifica. Este mecanismo se observa en los bordes de las barras y en las facies de interbarra adyacentes (Fig. 8.3.D), pero exhibe un comportamiento similar también entre lóbulos submarinos (FA2) y depósitos marinos profundos (FA1; Fig. 8.3E).

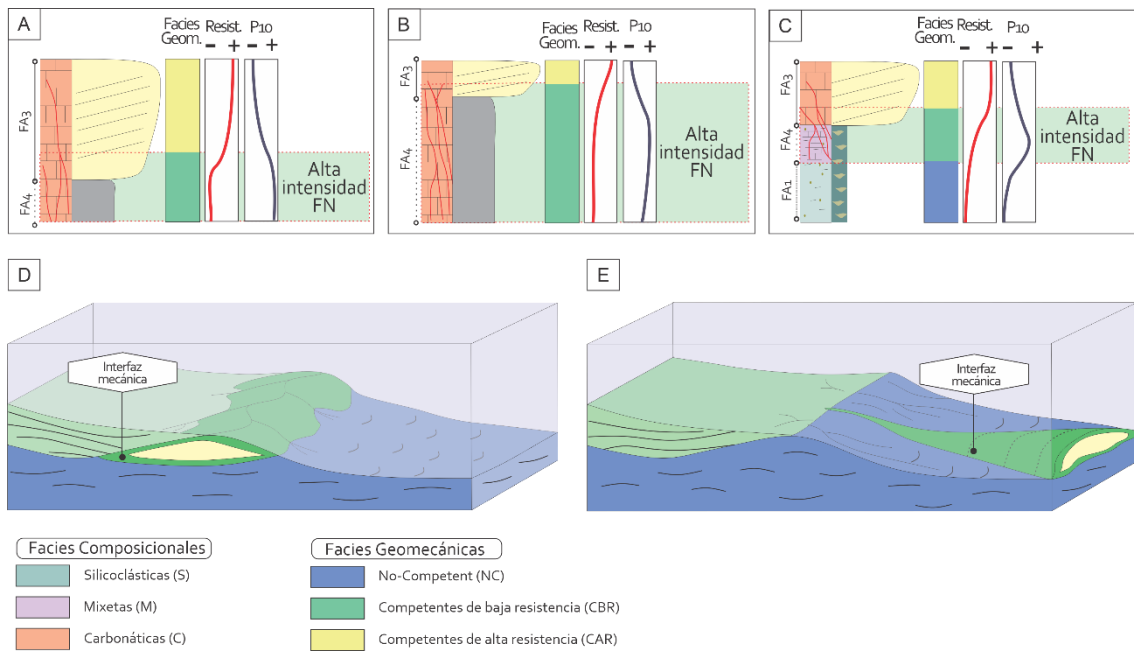


Figura 8.3. Modelo de distribución de áreas de alta intensidad de fracturación e interfaces de contraste mecánico, donde **A)** un cuerpo CAR grueso está en contacto con una unidad CBR más delgada, y las fracturas se intensifican dentro de la CBR; **B)** una unidad CBR más gruesa se superpone sobre un cuerpo CAR, reduciendo la resistencia del CAR y formando un halo intermedio donde se concentran las fracturas; **C)** existe un contraste composicional entre dos cuerpos, y las fracturas se intensifican en la zona de transición, formando una región CBR; **D)** se observa una interfaz de contraste mecánico en los bordes de las barras; y **E)** una interfaz de contraste mecánico en los bordes de los lóbulos.

Este análisis permite proponer que, en el reservorio heterogéneo de las formaciones Quintuco-Picún Leufú, la distribución de fracturas está fuertemente

controlada por el contraste mecánico entre facies más que por su litología individual. Las interfaces de alto contraste actúan como zonas preferenciales de nucleación y propagación de fracturas tectónicas mientras que las fracturas de compactación y sobrepresión se limitan principalmente a las litologías de textura fina donde la fracturación se genera vinculada a la sobresaturación de fluidos a través de mecanismos subcríticos. Esta interpretación es coherente con estudios previos que destacan el rol de la estratigrafía mecánica en la caracterización de reservorios con heterogeneidad textural y composicional (Laubach et al., 2009; Lucca et al., 2024). Asimismo, como señalan Liu et al., (2022), la relación entre la estratigrafía mecánica y la red de fracturas depende tanto de la escala espacial como de la dimensionalidad del análisis. La integración de datos unidimensionales (subsuelo) y bidimensionales (afloramiento) permitió identificar patrones más robustos de comportamiento mecánico. Finalmente, al incorporar variables como la morfología de los cuerpos sedimentarios, la variabilidad de espesor y la disposición interna de las facies (ver Cap. 4 y 7), se mejora la predictibilidad del modelo. Estas consideraciones permiten localizar zonas con mayor densidad de fracturas, mejor conectividad y, potencialmente, mayor permeabilidad dentro del sistema de reservorio.

8.3 Modelo evolutivo de las facies fracturadas del reservorio heterogéneo de las formaciones Quintuco- Picún Leufú

El análisis exploratorio y de desarrollo de reservorios realizado por estudios previos indica que los mayores niveles de producción de la sucesión Titoniano–Berriasiano se localizan en los miembros Inferior y Medio de la Formación Quintuco, particularmente en las barras carbonáticas fracturadas de manera natural (FA3; Maretto, 2005). Como se mencionó previamente, la geometría e intensidad de las fracturas naturales se correlaciona con las características de las facies (como composición y textura), la arquitectura de los depósitos y la configuración de los esfuerzos regionales durante la evolución tectónica de la cuenca. En este sentido,

los resultados del análisis de fracturas indican que el desarrollo de los diferentes Sets de fracturas no es homogéneo a lo largo de las distintas litologías y presenta orientaciones con distintos desarrollos morfológicos.

Dentro de los resultados analizados (ver Cap. 4, 5 y 7), se identificó que las FA1, asociadas a depósitos de subambientes marino profundos, corresponden a litologías no competentes (NC), las cuales también son descriptas en depósitos de interbarra (FA4), intercalando con CBR. Las facies NC presentan fracturas vinculadas a procesos de compactación, sobrepresión de fluidos y fracturación subcrítica (Sets A y B; S, C, BPV y FR). Por otra parte, las características mecánicas de las facies de los lóbulos submarinos y las barras lenticulares (FA2 y FA3) varían entre CAR y CBR, siendo incluso NC en la matriz micrítica (FA2); dentro de esta configuración se reconocieron ampliamente fracturas tectónicas (Sets C, FA, FC, I-IV). En algunos sectores de las interbarras (FA4,) donde las facies corresponden a CBR con intercalaciones de CAR, también se desarrollan fracturas de origen tectónico (Sets B; FA y FC y I-IV).

Las fracturas tectónicas (Sets B-FC y FA; I-IV), dentro de los lóbulos y las barras (FA2 y FA3) muestran buena interconexión a nivel local mediante nodos interconectados, mientras que su conectividad a mayor escala es limitada, excepto para el Set IV, que exhibe patrones fractales dominados por fracturas estrechas y conectadas individualmente, con potencial para actuar como vías interconectadas a mayor escala (Marrett et al., 1999; Gale et al., 2007; Laubach et al., 2009; Ukar et al., 2019; Correa Luna et al., 2022). Estas estructuras, con orientación NO-SE, se describen en todas las localidades, aunque presentan variaciones en intensidad y pierden expresión hacia el sur, particularmente en el Anticlinal de Picún Leufú. Esto sugiere que dichas vías podrían funcionar como conductos preferenciales de fluidos principalmente en las zonas de la Sierra de la Vaca Muerta y el Engolfamiento Neuquino, donde el sistema de fracturas se encuentra generalmente saturado en fluidos, mientras que al sur se observa una menor proporción de relleno en niveles estructurales someros, caracterizados por condiciones de subsaturación de fluidos. Las estructuras NO-SE en el sector central de la cuenca podrían estar vinculadas a debilidades previas asociadas a las morfologías heredadas

de las geometrías de las cuencas (Howell et al., 2005; Dominguez et al. 2020; Marchal et al. 2020). En la zona de la Dorsal de Huincul las morfologías de mayor escala predominantes corresponden a orientaciones ENE-OSO (Howell et al., 2005; Tunik et al., 2010; Ramos et al., 2011; Horton, 2018) y se encuentran concentradas en estructuras de primer orden (i.e. Falla la Jardinera, Falla de Picún Leufú; Naipauer et al., 2012), lo que podría disipar la energía que genera las vías de interconexión NO-SE y favorecer que se generen corredores interconectados de orientación ENE-OSO limitando los bloques transpresivos.

Asimismo, existe una interacción simultánea de procesos dentro de reservorios heterogéneos, en la que propiedades como la evolución tectónica y las características geomecánicas se encuentran estrechamente vinculadas a las condiciones que controlan tanto el almacenamiento como la movilidad de fluidos (Tavakoli, 2020; Ahmed, 2019). En este marco, es posible correlacionar los eventos tectónicos registrados con las etapas de maduración, expulsión y migración de hidrocarburos en el sistema (Cobbold et al., 2013; Rainoldi et al. 2015; Fortunati y Rainoldi 2019; Ukar et al., 2017, 2020). Estudios previos sugieren que la ventana de maduración del sistema Quintuco-Vaca Muerta se habría iniciado durante el Neocomiano (Cobbold et al., 2013; Ukar et al., 2017, 2020), coincidiendo con el primer Evento de compactación entre las fases iniciales de diagénesis y el Cretácico Superior, y concluyendo durante el intervalo de fracturación asociado a condiciones de sobrepresión (Evento II). Las temperaturas estimadas para las fracturas vinculadas a dichos procesos de sobrepresión resultan consistentes con las registradas en la Formación Vaca Muerta (subyacente en el sistema) durante la etapa de expulsión (Cobbold et al., 2013; Rainoldi et al. 2015; Fortunati y Rainoldi 2019; Ukar et al., 2017, 2020). La presencia de hidrocarburos en los rellenos de fracturas tectónicas generadas durante los Eventos III y IV, correspondientes al Paleoceno y Mioceno, sugiere una relación con procesos de migración secundaria dentro del reservorio, que también son mencionados en trabajos previos para la Formación Vaca Muerta (e.g. Rainoldi et al. 2015; Ukar et al., 2017, 2020; Fortunati y Rainoldi 2019).

De este modo, la evolución integral del sistema de reservorios heterogéneos puede describirse considerando que las asociaciones de facies de subambientes marino profundo y de interbarra (FA1 y FA4) actúan como rocas generadoras, cuya maduración está vinculada al Evento de diagénesis de soterramiento iniciado tras la depositación (concluida en el Berrasiano) y finalizada con la expulsión de hidrocarburos en el Evento II iniciada durante el Coniaciano, asociado a fracturación por sobrepresión de fluidos en el máximo soterramiento de la unidad (Fig. 8.4).

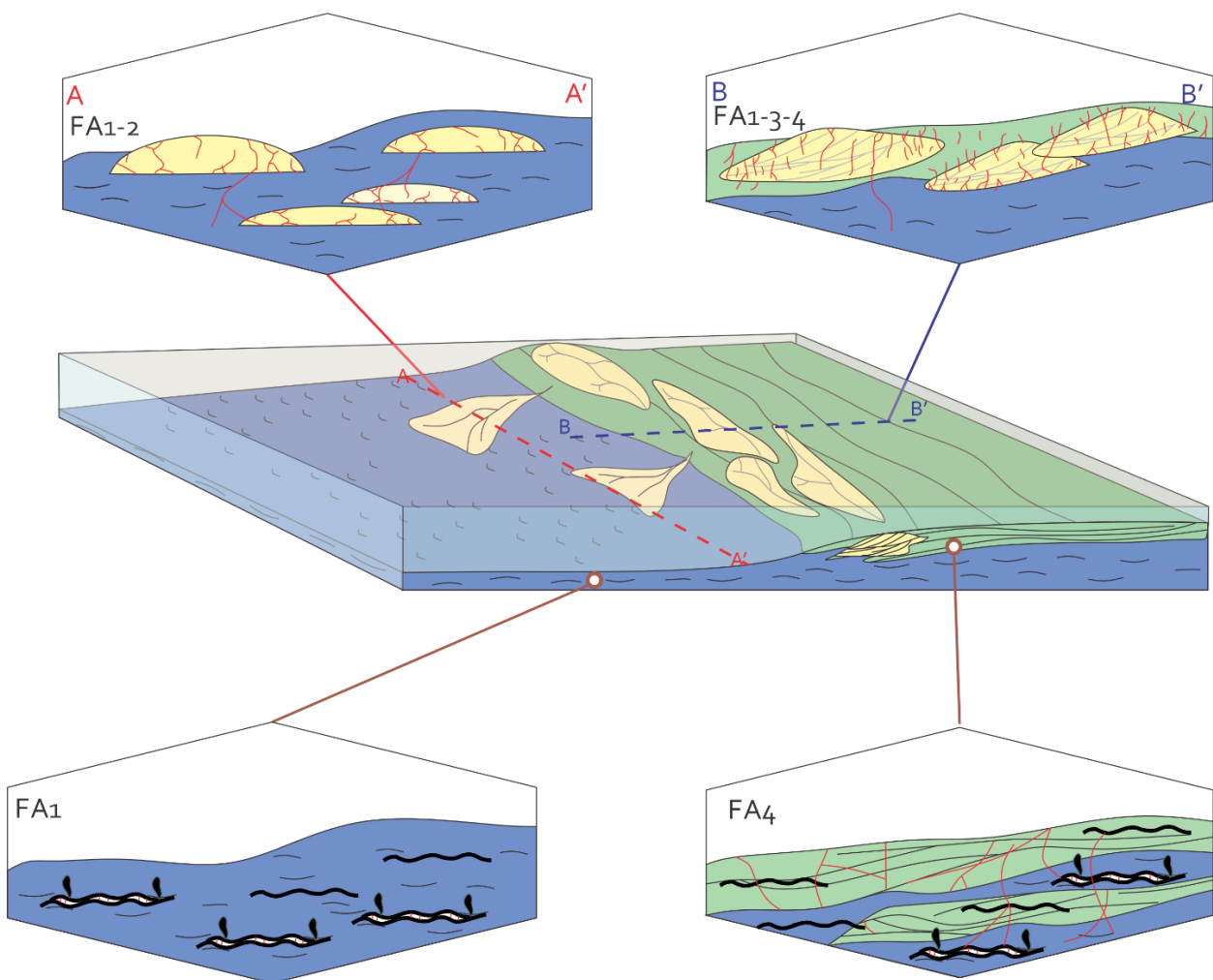
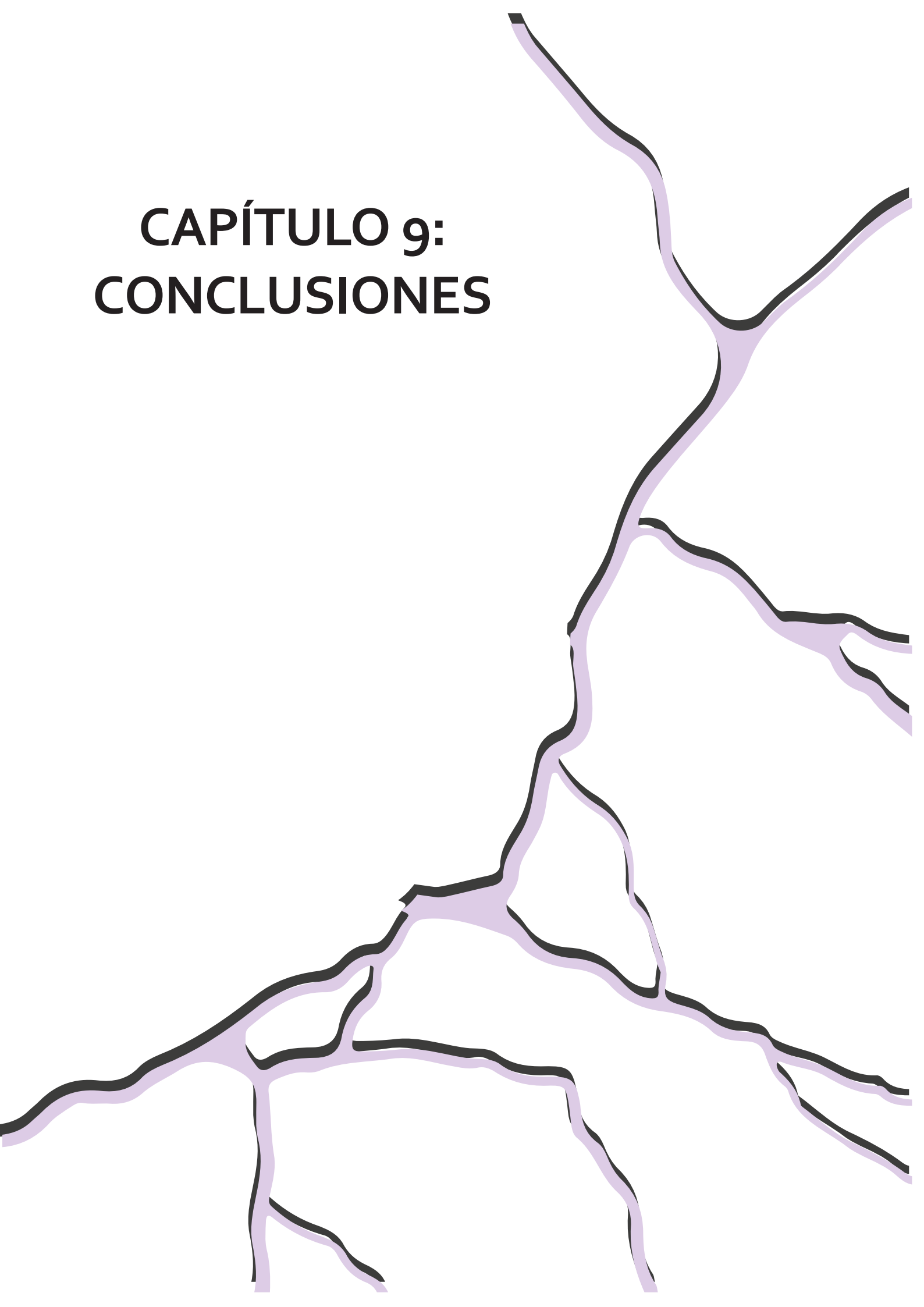


Figura 8. 4. Modelo del sistema heterogéneo y fracturado, donde se muestra la distribución de las fracturas de compactación y sobrepresión dentro de la roca generadora no-competente (FA1-FA4; NC) y la distribución de las fracturas tectónicas dentro de la roca reservorio (FA2-FA3) en las facies geomecánicas competentes (CAR-CBR).

El sistema se complementa con la generación de reservorios vinculados al sistema de fracturas, que desarrollan la migración secundaria en dos eventos continuos en el subsuelo (Eventos III y IV), inicialmente durante el Paleoceno hacia el oeste y continuando durante el Mioceno. Este sistema de reservorio se localiza en los bordes de los lóbulos y las barras carbonáticas de las asociaciones FA2 y FA4, donde el sistema de fracturas presenta buena conectividad local y porosidad secundaria que incrementa en hasta un 10% la porosidad primaria (Fig. 8.4). Es probable que las interconexiones del sistema estén asociadas con estructuras orientadas NO-SE ubicadas en el centro de la cuenca, que exhiben patrones de agrupamiento y buena interconexión individual. Estos corredores parecerían estar condicionados con la geometría heredada de los depocentros de la cuenca en la Faja Plegada y Corrida y el Engolfamiento Neuquino. Hacia el sur, en la Dorsal de Huinca, se podría predecir un patrón análogo con estructuras NO-SE y E-O, en correspondencia con los depocentros asociados a esta región.

CAPÍTULO 9: CONCLUSIONES



CAPÍTULO 9 – CONCLUSIONES

En los reservorios heterogéneos, como el del intervalo estratigráfico de las formaciones Quintuco–Picún Leufú (Titoniano-Berrasiano) de la Cuenca Neuquina, existe una interacción simultánea y compleja de procesos en la que la evolución tectónica y las propiedades geomecánicas de las facies están estrechamente vinculadas a las condiciones que controlan tanto el almacenamiento como la movilidad de los fluidos. El sistema de fracturas se organiza fundamentalmente a partir de dos variables críticas: los mecanismos de fracturación, asociados a procesos de diagénesis y tectónica, y la distribución heterogénea de las fracturas en las distintas facies geomecánicas. Estos factores, de manera conjunta, determinan la conectividad, la densidad, la orientación y la distribución de las fracturas, condicionando la migración primaria y secundaria de los fluidos dentro del reservorio. Esta relación intrínseca entre geomecánica, tectónica y dinámica de fluidos constituye la base para comprender la complejidad del sistema y fundamenta las interpretaciones y modelos aquí desarrollados. Este aporte novedoso, permite delinear las siguientes consideraciones finales de este trabajo:

- Los mecanismos de fracturación identificados en el tramo Quintuco–Picún Leufú incluyen procesos de compactación y esfuerzos diferenciales de origen tectónico, tanto regionales como locales, existiendo, incluso, interacción de ambos en ciertos sectores de la cuenca. Esta combinación explica la diversidad morfológica y cinemática de los sets de fracturas observados.

- La integración de análisis geomecánicos a partir de datos unidimensionales (subsuelo) y bidimensionales (afloramiento), tales como, la morfología de los cuerpos sedimentarios, variabilidad de espesor y disposición interna de facies, permite identificar patrones más robustos de comportamiento mecánico. Esto mejora la predictibilidad del modelo y permite localizar zonas con mayor densidad

de fracturas, mejor conectividad y potencialmente mayor permeabilidad dentro del reservorio heterogéneo.

- La distribución, densidad y geometría de las fracturas naturales puede comprenderse a partir de los contrastes de competencia entre las unidades de la sucesión sedimentaria. Propiedades como espesor, facies y grado de compactación condicionan el desarrollo de las fracturas, donde las facies carbonáticas competentes (CAR–CBR) presentan mayores intensidades de fracturación que las facies no competentes (NC). Las facies carbonáticas de menor espesor (CBR), especialmente frecuentes en asociaciones de interbarra-barra, exhiben mayor densidad de fracturación, mientras que los intervalos masivos (CAR) presentan menor densidad. En este sentido, las alternancias verticales entre facies competentes de alta resistencia y de baja resistencia generan zonas de alto contraste mecánico con mayor intensidad de deformación. Las interfaces de alto contraste actúan como zonas preferenciales de nucleación y propagación de fracturas tectónicas, mientras que las fracturas por compactación y sobrepresión se concentran en litologías no competentes de textura fina mediante mecanismos subcríticos vinculados a sobresaturación de fluidos.

- Los mecanismos de fracturación por compactación, sobrepresión y tectónica dependen de la evolución geodinámica. En este sentido, la fracturación se inicia durante la diagénesis profunda en zonas de mayor espesor sedimentario, especialmente hacia el centro de la cuenca, y progresa a niveles someros bajo control de procesos tectónicos. Se reconocen cuatro Eventos de deformación consecutivos: fracturación temprana por compactación (Cretácico Inferior–Superior, Evento I), fracturación por sobrepresión (Cretácico Superior, 80–89 Ma, Evento II), fracturación sintectónica inicial (Paleoceno, 61 Ma, Evento III) y reactivación y fracturación sintectónica tardía (Mioceno Medio–Superior, 17–8,5 Ma, Evento IV).

- Las estructuras generadas durante los Eventos I y II por compactación y sobrepresión reflejan una diagénesis tectónica profunda que condicionó la génesis y orientación inicial de las fracturas en facies de textura fina no- competentes. A su

vez estos eventos son coetáneos a la ventana de maduración del sistema Quintuco–Vaca Muerta, que comenzó en el Neocomiano durante el Evento I de compactación y se extendió hasta el Cretácico Superior, finalizando con fracturación por sobrepresión (Evento II). Las temperaturas estimadas para estas fracturas son consistentes con la expulsión de hidrocarburos. En este sentido es posible considerar a los Eventos I y II como factores responsables de los procesos de migración primaria en rocas no-competentes

- El Evento III desarrolló fracturas híbridas de apertura, N–S a NNE, en las tres localidades estudiadas, con mayor densidad en la Faja Plegada y Corrida del Agrio de edad Paleoceno (61 Ma), asociados al inicio de la contracción andina en el sector externo de los Andes Neuquinos. El evento presenta continuidad diacrónica hacia el este, donde se evidencian las mismas fracturas del Mioceno Inferior (23 Ma) en el Engolfamiento Neuquino. Además, la presencia de fracturas con orientaciones E–O, NE–SO y NO–SE sugiere que la estructuración correspondiente a los Eventos III y IV puede considerarse como un único proceso.

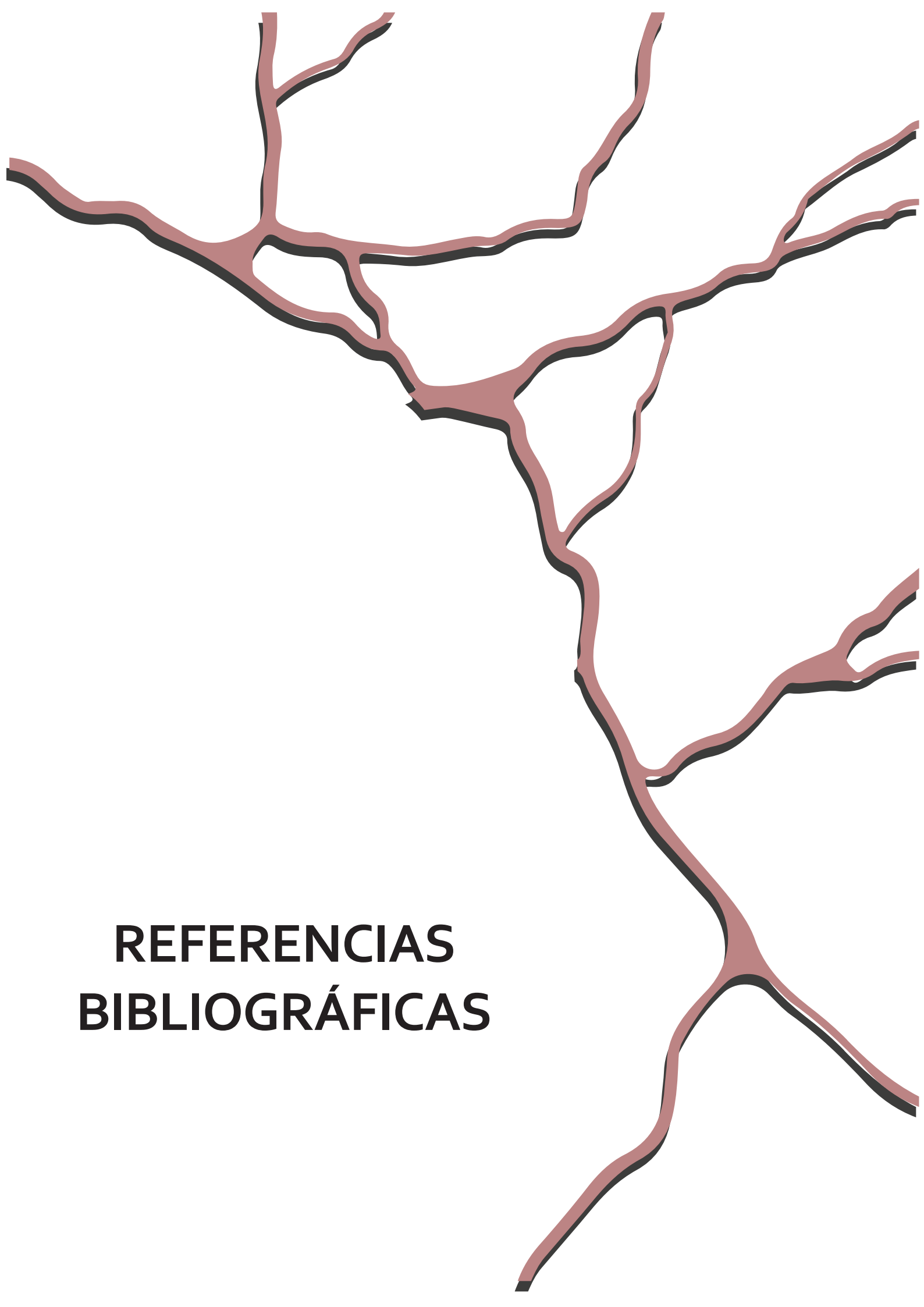
- El Evento IV reactivó las estructuras del Evento III y generó nuevas estructuras, con predominio de orientaciones ENE– E–O y, en menor medida, NE–SO y NO–SE. Esta etapa, registrada entre el Mioceno Medio y Superior (17–8,5 Ma), corresponde a un esquema compresivo-transpresivo vinculado a la contracción andina, reactivando bloques preexistentes que generan estructuras con cinemática dextral. La termocronología del relleno calcítico arrojó edades de 17–13 Ma en la Faja Plegada y Corrida del Agrio, mientras que en la Dorsal de Huincul se asociaron las temperaturas de los rellenos de las fracturas en desequilibrio térmico con la influencia de cuerpos volcánicos y subvolcánicos de 8,5 Ma que generaron el relleno y la reactivación de las fracturas del Evento III

- Los Eventos III y IV muestran un diacronismo N–S y E–O a escala de cuenca, con mayor expresión en la región externa de la Faja Plegada y Corrida del Agrio–Engolfamiento Neuquino, disminuyendo hacia la Dorsal de Huincul. En este sentido existe una interacción entre la geometría heredada de los depocentros y los

procesos tectónicos, controlan las orientaciones, conectividad, cinemática y rellenos de las fracturas. La presencia de hidrocarburos en los rellenos de fracturas tectónicas generadas durante los Eventos III y IV (Paleoceno y Mioceno) evidencia la migración secundaria de fluidos dentro del reservorio.

- El sistema de reservorios heterogéneos puede describirse considerando que las facies no-competentes de las asociaciones de facies de subambientes marino profundo y de interbarra actúan como rocas generadoras, cuya maduración se vincula al Evento de diagénesis de soterramiento y finaliza con la expulsión de hidrocarburos en el Evento II, asociado a fracturación por sobrepresión. Los reservorios vinculados al sistema de fracturas desarrollan migración secundaria en dos etapas continuas: primero durante el Paleoceno hacia el oeste y luego durante el Mioceno. Estos reservorios se ubican en los bordes de lóbulos y barras carbonáticas en interfaces competentes de baja y alta resistencia, donde el sistema de fracturas presenta buena conectividad local y porosidad secundaria que puede aumentar hasta un 10 % la porosidad primaria.

**REFERENCIAS
BIBLIOGRÁFICAS**



REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahmed, T. (2019). Chapter 4 - Fundamentals of Rock Properties. In *Reservoir Engineering Handbook* (pp. 167–281). Gulf Professional Publishing. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-813649-2.00004-9>
- Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M., & Ramos, V. A. (2011). Tectono-stratigraphic evolution of the Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(1), 1–20.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., & Fisher, D. (2013). *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. Cambridge University Press.
- Aydin, A. (2000). Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology*, 17(7), 797–814. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00020-9](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00020-9)
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., & Berkowitz, B. (2001). Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39, 347–383.
- Bons, P. D., Elburg, M. A., & Gomez-Rivas, E. (2012). A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43, 33–62. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.005>
- Bracaccini, O. (1970). Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(2), 275–284.
- Branellec, M., Callot, J. P., Nivière, B., & Ringenbach, J. C. (2015). The fracture network, a proxy for mesoscale deformation: Constraints on layer parallel shortening history from the Malargüe fold and thrust belt, Argentina. *Tectonics*, 34. <https://doi.org/10.1002/2014TC003738>
- Brisson, I., & Veiga, R. (1999). *Guía de campo de la Cuenca Neuquina*. YPF
- Brisson, I. E., Fasola, M. E., & Villar, H. J. (2020). Organic geochemical patterns of the Vaca Muerta Formation. In D. Minisini, M. Fantín, I. Lanusse Noguera, & H. Leanza (Eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina* (AAPG Memoir 121, pp. 297–328).
- Buchanan, G. V. (2025). *Informe petrofísico de la Formación Quintuco* (Informe técnico inédito, YPF).
- Burns, W. M., Jordan, T. E., Copeland, P., & Kelley, S. A. (2006). The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36°–38°S). In S. M. Kay & V. A. Ramos (Eds.), *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° lat)* (Geological Society of America Special Paper 407, pp. 163–184).
- Casadío, S. A., & Montagna, A. (2015). Estratigrafía de la Cuenca Neuquina. In S. A. Casadío, J. J. Ponce, A. Montagna, & N. Carmona (Eds.), *Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros: una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo* (1ra ed., pp. 1–20). Fundación YPF; Universidad Nacional de Río Negro.
- Carozzi, A., Orchueta, A., & Rodríguez Schelotto, M. L. (1993). Depositional models of the Lower Cretaceous Quintuco-Loma Montosa Formation, Neuquén Basin, Argentina.

Journal of Petroleum Geology, 16(4), 412–450. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1993.tb00351.x>

- Chang, C., & Zoback, M. D. (2006). Empirical relations between rock strength and physical properties in sedimentary rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 51, 223–237. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2006.01.003>
- Cobbold, P. R., & Castro, L. (1999). Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics*, 301(1–2), 1–19.
- Cobbold, P., & Rossello, E. (2003). Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 429–443.
- Cobbold, P. R., Zanella, A., Rodrigues, N., & Løseth, H. (2013). Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.01.010>
- Cooke, M. L., Simo, J. A., Underwood, C. A., & Rijken, P. (2006). Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology*, 184(3–4), 225–239. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.11.004>
- Correa, R. S. M., Marrett, R., & Laubach, S. E. (2022). Analysis of spatial arrangement of fractures in two dimensions using point process statistics. *Journal of Structural Geology*, 163, 104726.
- Correa Luna, C., Yagupsky, D. L., Likerman, J., & Barcelona, H. (2022). *Natural fracture characterization of the Los Catutos Member (Vaca Muerta Formation) in the southern sector of the Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén Basin, Argentina*. *Journal of South American Earth Sciences*, 120, 1–13.
- Cruset, D., Vergés, J., Rodrigues, N., Belenguer, J., Pascual-Cebrian, E., Almar, Y., Pérez-Cáceres, I., Macchiavelli, C., Travé, A., Beranoaguirre, A., Albert, R., Gerdes, A., & Messenger, G. (2021). U–Pb dating of carbonate veins constraining timing of beef growth and oil generation within Vaca Muerta Formation and compression history in the Neuquén Basin along the Andean fold and thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 132, 105204.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Franzese, J. R., Veiga, G. D., Hernández, M., & Muravchik, M. (2015). Early evolution of the southern margin of the Neuquén Basin, Argentina: Tectono-stratigraphic implications for rift evolution and exploration of hydrocarbon plays. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 42–57. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.09.004>
- Dershowitz, W. S., & Herda, H. H. (1992). Interpretation of fracture spacing and intensity. In *ARMA US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium* (pp. 1–92).
- Domanico, G. A. (2023). Caracterización geológica y evaluación del potencial hidrocarbúfero de los reservorios carbonáticos de la Formación Quintuco sobre el borde oriental de la Cuenca Neuquina, al norte del Lago Pellegrini, provincia de Río Negro (Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén, Argentina, 150 pp.). <http://rdi.uncoma.edu.ar/handle/uncomaid/17703>
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Bulletin*, 46, 1–20.
- Fletcher, R. C., & Pollard, D. D. (1981). Anticrack model for pressure solution surfaces. *Geology*, 9(9), 419–424.

- Flügel, E. (2004). *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application*. Springer.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., & Lewis, D. W. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13(4), 937–968. <https://doi.org/10.1080/00288306.1970.10418211>
- Folguera, A., Zapata, T., & Ramos, V. A. (2006). Late Cenozoic extensión and the evolution of the Neuquén Andes. In S. M. Kay & V. A. Ramos (Eds.), *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° lat)* (Geological Society of America Special Paper 407, pp. 267–285).
- Fortunatti, N., & Rainoldi, A. L. (2019). Estructuras tectónicas y cementos asociados en la Formación Los Molles, Chacay Melehue, Neuquén: Su importancia en el entendimiento de la migración de hidrocarburos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 76(3), 326–339.
- Franzese, J. R., & Spalletti, L. A. (2001). Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: Tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(3), 257–270. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00029-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00029-3)
- Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, I. G., & Macdonald, D. (2003). Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32–54 S). *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 81–90. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00020-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00020-8)
- Franzese, J. R., Veiga, G. D., Schwarz, E., & Gómez-Pérez, I. (2006). Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: The Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 163(4), 707–721. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-090>
- Franzese, J. R., D'Elia, L., Bilmes, A., Bucher, J., García, M., López, M., Muravchik, M., & Hernández, M. (2018). Evolution of a Patagonian Miocene intermontane basin and its relationship with the Andean foreland: Tectono-stratigraphic evidences from the Catán Lil Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104915>
- Friedman, M., Kwon, O., & French, V. L. (1994). Containment of natural fractures in brittle beds of the Austin Chalk, rock mechanics, models and measurements challenges from industry. In P. P. Nelson & S. E. Laubach (Eds.), *Proceedings of the 1st North American Rock Mechanics Symposium* (pp. 833–840). Balkema.
- Fritz, F., & Smith, D. G. W. (1970). The isotopic concentration of secondary dolomites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 1161–1173. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90056-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90056-6)
- Gale, J. F. W., Reed, R. M., & Holder, J. (2007). Natural fractures in the Barnett Shale and their importance for hydraulic fracture treatments. *AAPG Bulletin*, 91(4), 603–622.
- Gale, J. F. W., Laubach, S. E., Olson, J. E., Eichhubl, P., & Fall, A. (2014). Natural fractures in shale: A review and new observations. *AAPG Bulletin*, 98(11), 2165–2216. <https://doi.org/10.1306/08121413151>
- García, M. R. (2020). Estructura del antepaís norpatagónico en el límite de la Cuenca Neuquina y el Macizo Norpatagónico: herencia de las estructuras previas y control

sobre la generación de las cuencas neógenas (Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata). Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.

- García Morabito, E., & Ramos, V. A. (2012). Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30'–40°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 13–30.
- García Morabito, E. (2010). Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38°15' y los 40°S. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Gercek, H. (2007). Valores del coeficiente de Poisson para rocas. *Revista Internacional de Mecánica de Rocas y Ciencias Mineras*, 44(1), 1–13.
- Giacosa, R. E. (2020). Discontinuidades estructurales en las sedimentitas de la Cuenca Neuquina: Fracturas, venas, vetas y bandas de deformación en la faja plegada del Agrio, dorsal de Huincul y dorso de Los Chihuidos, provincia del Neuquén (Serie Contribuciones Técnicas Geología, N.º 7, 64 pp.). Servicio Geológico Minero Argentino, Dirección de Geología y Recursos Minerales
- 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.
- Gross, M. R. (1993). The origin and spacing of cross joints: Examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. *Journal of Structural Geology*, 15(6), 737–751. [https://doi.org/10.1016/0191-841\(93\)90059-](https://doi.org/10.1016/0191-841(93)90059-)
- Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R., & Digregorio, R. E. (1984). Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. In *Congreso Geológico Argentino* (Vol. 9, pp. 236–259).
- Hooker, J. N., Katz, R. F., Laubach, S. E., Cartwright, J., Eichhubl, P., Ukar, E., Bloomfield, D., & Engelder, T. (2023). Fracture-pattern growth in the deep, chemically reactive subsurface. *Journal of Structural Geology*, 173, 104915. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104915>
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., & Veiga, G. D. (2005). The Neuquén Basin: An overview. In G. D. Veiga, L. A. Spalletti, J. A. Howell, & E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (pp. 1–14). Geological Society, London, Special Publications, 252. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.252.01.01>
- Howell, J. A., Martinus, A. W., & Good, T. R. (2014). The application of outcrop analogues in geological modelling: A review, present status and future outlook. Geological Society, London, Special Publications, 387, 1–25. <https://doi.org/10.1144/SP387.12>
- Horton, B. K. (2018). Sedimentary record of Andean Mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178, 279–309. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.025>
- Laubach, S. E., Olson, J. E., & Gross, M. R. (2009). Mechanical and fracture stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 93(11), 1413–1426. <https://doi.org/10.1306/07270909094>
- Lazar, O. R., Bohacs, K. M., Macquaker, J. H. S., Schieber, J., & Demko, T. M. (2015). Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: Nomenclature and description guidelines. *Journal of Sedimentary Research*, 85(3), 230–246. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.11>

- Leanza, H. A., Hugo, C. A., Herrero, J. C., Donnari, E. I., & Pucci, J. C. (1997). *Hoja Geológica 3969-III Picún Leufú* (Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250 000, Boletín 218, pp. 1–135). Buenos Aires: Servicio Geológico Minero Argentino.
- Leanza, H. A., Sattler, F., Martínez, R., & Carbone, O. (2011). La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico tardío-Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. In *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 113–119). Neuquén.
- Leanza, H. A., Kietzmann, D. A., Iglesia Llanos, M. P., & Kohan Martínez, M. (2020). Stratigraphic context: Cyclostratigraphy, magnetostratigraphy, and seismic stratigraphy. In D. Minisini, M. Fantín, I. Lanusse Noguera, & H. A. Leanza (Eds.), *Integrated Geology of Unconventionals: The Case of the Vaca Muerta Play, Argentina* (pp. 39–60). AAPG Memoir 121.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Cristallini, E., Araujo, V., & Dimieri, L. (2020). Kinematics of a backthrust system in the Agrio fold and thrust belt, Argentina: Insights from structural analysis and analogue models. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102594. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102594>
- Lézin, C., Odonne, F., Massonnat, G. J., & Escadeillas, G. (2009). Dependence of joint spacing on rock properties in carbonate strata. *AAPG Bulletin*, 93(2), 271–290. <https://doi.org/10.1306/09150808023>
- Liu, J., Chen, P., Xu, K., Yang, H., Liu, H., & Liu, Y. (2022). Fracture stratigraphy and mechanical stratigraphy in sandstone: A multiscale quantitative analysis. *Marine and Petroleum Geology*, 145, 105891. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105891>
- Lucca, A., Ogata, K., Balsamo, F., Borsani, A., Clemenzi, L., Hatushika, R., Tinterri, R., & Storti, F. (2024). Sedimentary facies control on fracture and mechanical stratigraphy in siliciclastics: Marnoso-arenacea Formation, Northern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 167, 106927. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106927>
- Matkowski, P., Niedbalski, Z., & Balarabe, T. (2021). A statistical analysis of geomechanical data and its effect on rock mass numerical modeling: A case study. *International Journal of Coal Science & Technology*, 8(2), 312–323.
- Marchal, D., Manceda, R., Domínguez, R. F., & Sattler, F. (2020). Structural geology: Tectonic history, macrostructures, regional fault map, fault systems, second-order structures, and impact of the inheritance. En D. Minisini, M. Fantín, I. Lanusse Noguera, & H. A. Leanza (Eds.), *Integrated geology of unconventionals: The case of the Vaca Muerta play, Argentina* (AAPG Memoir 121, pp. 99–140). American Association of Petroleum Geologists.
- Maretto, H. M., Verzi, H. J., & Fernández, M. L. (2002). Modelo prospectivo en carbonatos de la Formación Quintuco. In *IX Reunión Argentina de Sedimentología (Resúmenes, p. 130)*. Córdoba, Argentina.

- Maretto, H. (2005). Trampas asociadas a las formaciones Quintuco y Lotena, Yacimiento Loma La Lata, Cuenca Neuquina. In *VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (pp. 289–297). Mar del Plata.
- Marlats, A., Vizioli, M., Vittore, F., & Licitra, D. (2016). Caracterización geológica y puesta en valor de la Fm. Quintuco. Incremento de reservas y producción adicional al Proyecto Vaca Muerta, en Yacimiento Loma Campana, Cuenca Neuquina. En *6° Congreso de Producción y Desarrollo de Reservas del IAPG* (Trabajos técnicos, versión digital). Instituto Argentino del Petróleo y del Gas (IAPG).
- Marrett, R., O. J. Ortega, & C. M. Kelsey. (1999). Extent of power-law scaling for natural fractures in rock: *Geology*, 27.
- Marrett, R., J. F. W. Gale, L. Gomez, & S. E. Laubach. (2018). Correlation analysis of fracture arrangement in space. *Journal of Structural Geology*, 108, 16–33.
- Mavko, G., & Bandyopadhyay, K. (2009). Approximate fluid substitution for vertical velocities in weakly anisotropic VTI rocks. *Geophysics*, 74(1), D1–D6. <https://doi.org/10.1190/1.3026552>
- McGinnis, R. N., Ferrill, D. A., Morris, A. P., Smart, K. J., & Lehrmann, D. (2017). Mechanical stratigraphic controls on natural fracture spacing and penetration. *Journal of Structural Geology*, 95, 160–170. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.01.001>
- Mitchum, R. M., Jr., & Uliana, M. A. (1985). Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. In O. R. Berg & D. G. Woolverton (Eds.), *Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration* (pp. 1–20). AAPG Memoir 39. <https://doi.org/10.1306/M39449C15>
- Monti, M., Ruiz, R., López, R., Montagna, A., Brisson, I., & Corbera, R. (2022). Caracterización y origen de las fracturas naturales en la Formación Quintuco en base al estudio de testigos corona, Cuenca Neuquina, Argentina. In *Relatorio del XI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (pp. 199–216). Mendoza.
- Mosquera, A., & Ramos, V. A. (2006). Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. In S. M. Kay & V. A. Ramos (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat)* (pp. 1–20). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2006.2407\(05\)](https://doi.org/10.1130/2006.2407(05))
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V. A., Alarcón, M., & Zubiri, M. (2011). La estructura de la dorsal de Huinul. In H. A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, Daniela J. C., & J. M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino* (pp. 385–398). Buenos Aires.
- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48(2), 269–299. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x>
- Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J. C., Tunik, M., Rojas Vera, E., Vujovich, G. I., Pimentel, M. I., & Ramos, V. A. (2012). Intraplate Late Jurassic deformation and

exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics*, 524–525, 59–75.

- Nelson, R. (2001). *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs* (2nd ed.). Gulf Professional Publishing.
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., Coloma, F., & Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202–227.
- Olivo, M., Schwartz, E., & Veiga, G. D. (2016). Modelo de acumulación y evolución secuencial del intervalo cuspidal de la Formación Quintuco en su área tipo: Implicancias para las reconstrucciones paleogeográficas del margen austral de la Cuenca Neuquina durante el Valanginiano. *Andean Geology*, 43(2), 215–239. <https://doi.org/10.5027/andgeoV43n2-a04>
- Ortega, O. J., Marrett, R. A., & Laubach, S. E. (2006). A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG Bulletin*, 90, 193–208.
- Ovaskainen, N. (2023). fractopo: A Python package for fracture network analysis. *Journal of Open Source Software*, 8(85), 5300. <https://doi.org/10.21105/joss.05300>
- Ovaskainen, N., Nordbäck, N., Skyttä, P., & Engström, J. (2022). A new subsampling methodology to optimize the characterization of two-dimensional bedrock fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 155, 104528. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104528>
- Pángaro, F., Pereira, D. M., & Micucci, E. (2009). El sinrift de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 265–277.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion for the Nazca (Farallon) and South America plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233–248.
- Pollard, D. D., & Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8), 1181–1204. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100%3C1181:PIUJOT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100%3C1181:PIUJOT%3E2.3.CO;2)
- Pollard, D. D., & Segall, P. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: With applications to faults, joints, veins, dikes and solution surfaces. En B. Atkinson (Ed.), *Fracture mechanics of rock* (pp. 277–349). Academic Press.
- Rainoldi, A. L., Franchini, M., Beaufort, D., Mozley, P., Giusiano, A., Nora, C., Patrier, P., Impiccini, A., & Pons, J. (2015). Mineral reactions associated with hydrocarbon paleomigration in the Huincul High, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*. <https://doi.org/10.1130/B31201.1>
- Ramos, V. A. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3), 183–190.

- Ramos, V. A. (2010). The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45(1), 2–25. <https://doi.org/10.1002/gj.1193>
- Ramos, V., Folguera, A., & Garcia Morabito, E. (2011). Las provincias geológicas del Neuquén. In *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén* (pp. 317–326).
- Ramos, V. A., & Folguera, M. (2005). Tectónica y evolución de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 547–566.
- Rapela, C. W., García, M., Hervé, F., Pankhurst, R. J., Calderón, M., Fanning, C. M., & Verdecchia, S. O. (2024). Late Paleozoic magmatism and foreland deformation associated with opening and closing of marginal basins in the North Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society*, 181.
- Ramirez, M. N., Dacal, A. G., & Orzanco, J. (2022). Controls on the accumulation of Early Cretaceous organic-rich fine-grained deposits in a mixed marine siliciclastic-carbonate distal settings of the Neuquén Basin, central-western Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 146, 105962. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105962>
- Repol, D. G. (2006). *Structural geology and tectonics in the southern extent of the Agrio Fold and Thrust Belt, Neuquén Basin, Argentina* (Unpublished master's thesis). University of Calgary, Calgary, AB. <https://doi.org/10.11575/PRISM/427>
- Richard, T., Dagrain, F., Poyol, E., & Detournay, E. (2012). Rock strength determination from scratch tests. *Engineering Geology*, 147–148, 91–100. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.07.011>
- Rijken, P., & Cooke, M. L. (2001). Role of shale thickness on vertical connectivity of fractures: Application of crack-bridging theory to the Austin Chalk, Texas. *Tectonophysics*, 337(1–2), 117–133. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00107-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00107-X)
- Rohrbaugh, M. B., Jr., Dunne, W. M., & Mauldon, M. (2002). Estimating fracture trace intensity, density, and mean length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin*, 86(12), 2089–2104.
- Rojas Vera, E. A., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T. P., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D., & 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.
- Ruiz, R. (2022). Caracterización de fracturas a microescala, Formación Quintuco, Reservorio Tight (Informe técnico inédito, Y-TEC-YPF).
- Sánchez, N. P., Coutand, I., Turienzo, M. M., Lebinson, F. O., Araujo, V. S., Bordese, S., et al. (2024). Structural evolution of the Northern Agrio fold and trust belt (~37°30'S), Neuquén Basin, Argentina, derived from low-temperature multi-thermochronometry. *Tectonics*, 43, e2023TC007868. <https://doi.org/10.1029/2023TC007868>

- Sanderson, D. J., & Nixon, C. W. (2015). The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology*, 72, 55–66. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.01.005>
- Schei, G., Fjaer, E., Detournay, E., Kenter, C. J., Fuh, G. F., & Zausa, F. (2000). The scratch test: An attractive technique for determining strength and elastic properties of sedimentary rocks. In *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*.
- Schultz, R. A., & Fossen, H. (2008). Terminology for structural discontinuities. *AAPG Bulletin*, 92(7), 853–867. <https://doi.org/10.1306/02200807065>
- Schwarz, E., Spalletti, L. A., & Howell, J. A. (2006). Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: The Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 53(1), 55–81. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00753.x>
- Scivetti, N., Franzese, J.R. (2019). Late Triassic - Late Jurassic subsidence analysis in Neuquén Basin central area, *Journal of South American Earth Sciences*, doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102230.
- Sigismondi, M., & Ramos, V. A. (2009). El flujo de calor en la Cuenca Neuquina. Parte 1. *Instituto Argentino del Petróleo y Gas. Petrotecnia*, 1, 64–81.
- Silvestro, J., & Zubiri, M. (2008). Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S)–Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(1), 49–64.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)–South American relative motion during the last 40 My: Implications for mountain building in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211–215.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L., & Martínez, C. G. (1968). Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2), 67–98.
- Stow, D. A. V. (1985). Fine-grained sediments in deep water: An overview of processes and facies models. *Geo-Marine Letters*, 5(1), 17–23. <https://doi.org/10.1007/BF02629792>
- Strijker, G., Bertotti, G., & Luthi, S. M. (2012). Multi-scale fracture network analysis from an outcrop analogue: A case study from the Cambro-Ordovician clastic succession in Petra, Jordan. *Marine and Petroleum Geology*, 38(1), 104–116. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.07.003>
- Tavakoli, V. (2020). *Carbonate Reservoir Heterogeneity: Overcoming the Challenges*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-34773-4>
- Tavani, S., Storti, F., Lacombe, O., Corradetti, A., Muñoz, J. A., & Mazzoli, S. (2015). A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth-Science Reviews*, 141, 82–104.

- Tettamanti, M., García, M. R., D'Elia, L., & López, R. (2022). Análisis del intervalo estratigráfico Quintuco-Picún Leufú de la Cuenca Neuquina, con énfasis en las características microtectónicas y geomecánicas como potenciales análogos de reservorios tipo “tight” naturalmente fracturados del distrito Loma La Lata. In *Relatorio del XI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (pp. 129–150). Mendoza.
- Telford, W., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1038/127783a0>
- Tucker, M. E. (2003). *Sedimentary rocks in the field* (2nd ed.). John Wiley & Sons Ltd.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., & Ramos, V. A. (2010). Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1–4), 258–273.
- Twiss, R. J., & Moores, E. M. (2007). *Structural geology*. W. H. Freeman & Company, New York, 736 pp.
- Ukar, E., Laubach, S. E., & Hooker, J. N. (2019). Outcrops as guides to subsurface natural fractures: Example from the Nikanassin Formation tight-gas sandstone, Grande Cache, Alberta Foothills, Canada. *Marine and Petroleum Geology*, 103, 255–275. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.01.039>
- Ukar, E., López, R. G., Laubach, S. E., Gale, J. F., Manceda, R., & Marrett, R. (2017). Microfractures in bed-parallel veins (beef) as predictors of vertical macrofractures in shale: Vaca Muerta Formation, Agrio Fold-and-Thrust Belt, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 152–169. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.015>
- Ukar, E., López, R. G., Hryb, D., Gale, J. F. W., Manceda, R., Fall, A., Brisson, I., Hernandez-Bilbao, E., Weger, R. J., Marchal, D. A., Zanella, A., & Cobbold, P. R. (2020). Natural Fractures: From Core and Outcrop Observations to Subsurface Models. In D. Minisini, M. Fantín, I. Lanusse Noguera, & H. A. Leanza (Eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina* (AAPG Memoir 121, pp. 377–416).
- Veiga, R., Verzi, H., & Maretto, H. (2001). Modelado bidimensional en el ámbito central de la Cuenca Neuquina (Argentina). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 67, 50–63.
- Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J., & Welsink, H. J. (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In A. J. Tankard, R. Suárez, & H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum basins of South America* (AAPG Memoir 62, pp. 383–402). American Association of Petroleum Geologists.
- Wang, Q., Narr, W., & Laubach, S. E. (2023). Quantitative characterization of fracture spatial arrangement and intensity in a reservoir anticline using horizontal wellbore image logs and an outcrop analogue. *Marine and Petroleum Geology*, 152, 106238.
- Weaver, C. (1931). *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina*. Memoirs of the University of Washington, 1, 1–469.

- Wilson, J. L. (1967). Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico. *GSA Bulletin*, 78(7), 805–818. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1967\)78\[805:CARSIV\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[805:CARSIV]2.0.CO;2)
- Yrigoyen, M. R. (1991). Hydrocarbon resources from Argentina. *Petrotecnia, 13th World Petroleum Congress, Special Issue*, 38–54. Buenos Aires.
- Zanella, A., Cobbold, P. R., Ruffet, G., & Leanza, H. A. (2015). Geological evidence for fluid overpressure, hydraulic fracturing and strong heating during maturation and migration of hydrocarbons in Mesozoic rocks of the northern Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 229–242.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D., & Ansa, A. (2006). Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. In S. M. Kay & V. A. Ramos (Eds.), *Evolution of an Andean margin...* Geological Society of America Special Paper, 407, 125–145.
- Zavala, C., & Freije, H. (2001). Jurassic clastic wedges sourced from the Huíncul Arch. A case study in the Picún Leufú area. Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Hedberg Conference. "New Technologies and New Play Concepts in Latin America"*, Mendoza, Argentina, 31–32.
- Zavala, C., Martínez Lampe, J. M., Fernández, M., & Di Meglio, M. (2008). El diacronismo entre las Formaciones Tordillo y Quebrada del Sapo (Kimeridgiano) en el sector sur de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 754–765.
- Zeller, M., Verwer, K., Eberli, G. P., Massaferro, J. L., Schwarz, E., & Spalletti, L. (2015). Depositional controls on mixed carbonate–siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles. *Sedimentology*, 62(7), 2009–2037. <https://doi.org/10.1111/sed.12215>
- Zoback, M. (2007). *Reservoir Geomechanics*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511586477>
- Zonenshayn, L. P., Kononov, M. V., & Savostin, L. A. (1987). Pacific and Kula/Eurasia relative motions during the last 130 Ma and their bearing on orogenesis in northeast Asia. En J. W. H. Monger & J. Francheteau (Eds.), *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean basin* (Geodynamics Series, Vol. 18, pp. 29–48). International Lithosphere Program.
- Zonenshayn, L. P., Savostin, L. A., & Sedov, A. P. (1984). Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years. *Geotectonics*, 18(3), 181–195.



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

