

DEPARTAMENTO DE INVESTIGACIÓN Y DOCTORADO



# **Estudio Geomecánico Regional de la Formación Vaca Muerta y su Aplicación a los Reservorios No Convencionales del tipo Shale oil/gas**

**AUTOR:** Lic. Agustín P. SOSA MASSARO

**DIRECTOR:** Dra. Silvia BARREDO

**CO-DIRECTOR:** Dr. Marcelo FRYDMAN

TESIS PRESENTADA PARA OPTAR AL TÍTULO DE  
**DOCTOR EN INGENIERÍA**

**Jurado**

Dra. M.P. IGLESIA LLANOS

Dr. Martín SÁNCHEZ

Dr. Daniel YAGUPSKY

CIUDAD AUTÓNOMA DE BUENOS AIRES

Marzo 2019

Lic. Agustín Pablo SOSA MASSARO: Estudio Geomecánico Regional de la Formación Vaca Muerta y su Aplicación a los Reservorios No Convencionales del tipo Shale oil/gas. *Tesis presentada como requisito parcial para acceder al grado de DOCTOR EN INGENIERÍA del Instituto Tecnológico de Buenos Aires.*

Copyright © 2018 by Instituto Tecnológico de Buenos Aires



Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional

*"Possibly many may think that the deposition and consolidation of fine-grained mud must be a very simple matter, and the results of little interest. However, when carefully studied experimentally it is soon found to be so complex a question, and the results dependent on so many variable conditions, that one might feel inclined to abandon the inquiry, were it not that so much of the history of our rocks appears to be written in this language."*

"Posiblemente muchos pueden pensar que la depositación y consolidación de rocas de grano fino debe ser un asunto muy simple, con resultados de poco interés. Sin embargo, cuando se estudia cuidadosamente de forma experimental, pronto se descubre que es una cuestión tan compleja, con resultados dependientes de una gran cantidad de variables, que uno podría sentirse inclinado a abandonar la investigación, si no fuera por la historia que cuentan gran parte de estas rocas en su propio idioma".

*Henry Clifton Sorby, 1908*



## ÍNDICE

<b>RESUMEN .....</b>	<b>1</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>5</b>
<b>MÓDULO I: GEOLOGÍA.....</b>	<b>8</b>
<b>1 - INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>9</b>
<b>2 - MARCO GEOLÓGICO.....</b>	<b>15</b>
<b>2.1. Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Neuquina .....</b>	<b>15</b>
<b>2.2. Estructura .....</b>	<b>19</b>
2.2.1. Antecedentes.....	19
2.2.2. Dominios estructurales .....	20
<b>3 - CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS REGIONALES .....</b>	<b>24</b>
<b>3.1. Metodología.....</b>	<b>24</b>
<b>3.2. Estudios de superficie (afloramientos).....</b>	<b>25</b>
3.2.1. Las Loicas.....	27
3.2.2. Yesera del Tromen / Aguada de los Tamariscos / Puerta Curaco ....	28
3.2.3. Rahueco .....	31
3.2.4. Cordón Cuchilla Curá / Sierra de la Vaca Muerta .....	33
3.2.5. Los Catutos.....	35
3.2.6. Picún Leufú .....	36
<b>3.3. Estudio de subsuelo (yacimiento).....</b>	<b>37</b>
3.3.1. Yacimiento El Trapial / Curamched .....	37
<b>4 - GEOLOGÍA DEL SISTEMA VACA MUERTA – QUINTUCO EN LA ZONA DE ESTUDIO .....</b>	<b>40</b>
<b>4.1. Estructura del área.....</b>	<b>40</b>
<b>4.2. Sedimentología .....</b>	<b>47</b>
4.2.1. Antecedentes.....	47
4.2.2. Sedimentología de la Formación Vaca Muerta .....	49
4.2.3. Edad de la Formación Vaca Muerta.....	54
4.2.4. Asociación de facies .....	54
<i>Asociación de facies 1 (AF 1): Rampa externa a cuenca .....</i>	<i>56</i>
<i>Asociación de facies 2 (AF 2): Rampa distal media a rampa proximal externa.....</i>	<i>57</i>
<i>Asociación de facies 3 (AF 3): Costa afuera (offshore) a zona de transición .....</i>	<i>58</i>
<i>Asociación de facies 4 (AF 4): Frente de playa (shoreface) a zona de transición .....</i>	<i>58</i>
<b>4.3. Ambientes sedimentarios .....</b>	<b>61</b>
<b>4.4. Estratigrafía secuencial.....</b>	<b>63</b>
<b>4.5. Caracterización regional como reservorio no convencional .....</b>	<b>63</b>

<b>MÓDULO II: GEOMECÁNICA</b> .....	<b>68</b>
<b>5 - INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>69</b>
5.1. Antecedentes.....	72
<b>6 - CONCEPTOS BÁSICOS EN GEOMECÁNICA</b> .....	<b>78</b>
6.1. Introducción .....	78
6.2. Materiales rocosos.....	79
6.3. Esfuerzo.....	80
6.4. Elasticidad .....	83
6.5. Elasticidad lineal estática.....	86
6.6. Elasticidad lineal dinámica .....	90
6.7. Anisotropía elástica .....	92
6.8. Poroelasticidad y esfuerzo efectivo .....	95
6.9. Resistencia de la roca bajo compresión .....	96
6.10. Criterio de falla de Mohr-Coulomb .....	97
6.11. Resistencia de la roca bajo tensión .....	99
6.12. Tenacidad a la propagación de la fractura .....	100
<b>7 - ENSAYOS GEOMECÁNICOS DE LABORATORIO</b> .....	<b>102</b>
7.1. Introducción .....	102
7.2. Equipamiento de laboratorio.....	103
7.2.1. Equipamiento de extracción de muestras .....	104
7.2.2. Equipamiento de corte y pulido de muestras .....	104
7.2.3. Equipamiento de ensayos uniaxiales.....	108
<i>Celda uniaxial de compresión simple</i> .....	108
7.2.4. Equipamiento de ensayos triaxiales.....	109
<i>Celda triaxial UT</i> .....	110
<i>Celda triaxial ITBA</i> .....	112
7.3. Análisis de parámetros de laboratorio: Formación Vaca Muerta ....	114
7.4. Ensayo de tracción indirecta o Brasilerio.....	118
7.4.1. Generalidades .....	118
7.4.2. Procedimiento .....	119
7.4.3. Resultados obtenidos para la Formación Vaca Muerta .....	120
7.5. Ensayo de tres puntos de tensión o flexión semicircular .....	131
7.5.1. Generalidades .....	131
7.5.2. Procedimiento .....	131
7.5.3. Resultados obtenidos para la Formación Vaca Muerta .....	133
7.6. Ensayo uniaxial o de compresión simple .....	144
7.6.1. Generalidades .....	144
7.6.2. Procedimiento .....	144
7.6.3. Resultados obtenidos para la Formación Vaca Muerta .....	146
7.7. Ensayo triaxial.....	150
7.7.1. Generalidades .....	150
7.7.2. Procedimiento .....	151
7.7.3. Resultados obtenidos para la Formación Vaca Muerta .....	159
7.8. Discusión.....	166
<b>8 - MODELO GEOMECÁNICO 1D: FORMACIÓN VACA MUERTA</b> .....	<b>172</b>
8.1. Introducción .....	172
8.2. Auditoría de datos.....	173

<b>8.3. Análisis de eventos.....</b>	<b>174</b>
<b>8.4. Estratigrafía mecánica.....</b>	<b>176</b>
<b>8.5. Cálculo de parámetros elásticos y correlaciones .....</b>	<b>180</b>
8.5.1. Modelo Elástico Isotrópico (MEI) .....	180
8.5.2. Modelo Elástico Anisotrópico (MEA).....	185
8.5.3. Modelo Elástico Anisotrópico de Detalle Litológico (MEAD) .....	192
8.5.4 Comparación de modelos .....	198
<b>8.6. Cálculo de parámetros de resistencia y correlaciones .....</b>	<b>202</b>
8.6.1. Resistencia a la compresión sin confinamiento (UCS) .....	203
8.6.2. Resistencia a la fractura por tensión (TS ó TSTR) .....	206
8.6.3. Tenacidad a la fractura por tensión (FT ó $K_{Ic}$ ).....	207
8.6.4. Ángulo de fricción interna (FANG) .....	208
<b>8.7. Cálculo de presión de sobrecarga o gradiente litostático .....</b>	<b>210</b>
<b>8.8. Cálculo de presión poral y coeficiente de Biot.....</b>	<b>210</b>
<b>8.9. Estimación de la dirección de los esfuerzos horizontales .....</b>	<b>214</b>
<b>8.10. Cálculo de esfuerzos horizontales .....</b>	<b>218</b>
<b>8.11. Cálculo del gradiente de fractura .....</b>	<b>223</b>
<b>8.12. Detección de barreras al fracturamiento hidráulico .....</b>	<b>225</b>
<b>8.13. Análisis de estabilidad de pozo .....</b>	<b>229</b>
<b>9 - DISCUSIÓN .....</b>	<b>236</b>
<b>10 - CONCLUSIONES .....</b>	<b>243</b>
<b>ANEXO: LISTA DE NOMENCLATURAS .....</b>	<b>248</b>
<b>ANEXO: MAPA GEOLÓGICO .....</b>	<b>252</b>
<b>AGRADECIMIENTOS .....</b>	<b>253</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>254</b>



# Estudio geomecánico regional de la Formación Vaca Muerta y su aplicación a los reservorios no convencionales del tipo shale oil/gas

## Resumen

La constante demanda energética mundial y las nuevas políticas económicas han impulsado a la industria petrolera a lograr grandes avances en lo referente a técnicas de extracción de hidrocarburos y ha llevado a técnicos, profesionales de la industria y científicos a estudiar formaciones rocosas con grandes acumulaciones de hidrocarburos que antes se consideraban improductivas (Monti *et al.*, 2013; Garcia *et al.*, 2014; EIA/ARI, 2013; entre otros). Este trabajo de tesis doctoral tiene por objeto aportar nuevos datos geomecánicos sobre las rocas que componen los reservorios de tipo pelitas/lutitas bituminosas (*shale oil/gas*). Estos “*shales*” ricos en materia orgánica son simultáneamente roca generadora, reservorio y sello, siendo esta una de las características para considerarlas como reservorios no convencionales. A diferencia de los yacimientos convencionales, éstos no necesitan de una trampa estructural y no presentan contacto hidrocarburo-agua, así como no presentan una historia de procesos migratorios de hidrocarburos (Boyer *et al.*, 2006).

El estudio de la mecánica de rocas (*rock mechanics*) comenzó en 1950, como una rama de la física de las rocas, convirtiéndose gradualmente durante la década del '60 en la disciplina conocida hoy (Hudson y Harrison, 2000). Según Vásquez (2000), las aplicaciones de la geomecánica en la industria petrolera podrían datar desde comienzos de la década del '70, desarrollándose como una disciplina novedosa para la ingeniería en petróleo. Esta, utilizaría resultados experimentales de campo y de laboratorio en forma conjunta con soluciones analíticas para cuantificar la respuesta de las rocas ante cambios en el estado de esfuerzos, presión de poro y temperatura de formación entre otras variables. Hacia los años '80, los estudios geomecánicos ganaron relevancia en la industria del petróleo y el gas, mejorando las operaciones de perforación y fracturamiento hidráulico (Soroush, 2013). Los resultados obtenidos a partir de esta disciplina en la industria de los hidrocarburos pueden resolver gran cantidad de dificultades técnicas, tanto en reservorios convencionales, como en los no convencionales.

La evaluación geomecánica detallada de las rocas en un yacimiento hidrocarburífero es de gran importancia para proporcionar parámetros elásticos y de resistencia que permitan diseñar estrategias de perforación y terminación de pozos. Los pozos que atraviesan rocas con muy baja permeabilidad como pueden ser los *shale*,

menor a 0,01 mD (según King, 2010), necesitan implementar la técnica conocida como fracturamiento hidráulico para su estimulación, principal característica para considerar estos reservorios como no convencionales. En entornos tectónicos complejos, la fábrica sedimentaria y post-deformacional de la roca, en forma conjunta con los regímenes de esfuerzos *in-situ*, influirán fuertemente en la geometría de propagación de las fracturas hidráulicas (Frydman *et al.*, 2016).

Alcanzar el fin último de modelar el comportamiento mecánico de las rocas pelíticas del tipo *shale* ante los esfuerzos inducidos, requiere del estudio de varias disciplinas entre las que se encuentran la geología, geofísica, petrofísica, geomecánica, ingeniería, física y matemática, además de recurrir al uso de softwares de interpretación, procesamiento y modelado de registros eléctricos, imágenes, sísmica 2D y 3D, etcétera.

En este estudio se dividió la información en dos módulos, para un mejor entendimiento. El Módulo I describe la geología de la Cuenca Neuquina en general, con un enfoque detallado en el estudio de la Formación Vaca Muerta. Presenta un análisis de diversos grados de detalle en algunos de los afloramientos más representativos de dicha formación; el mapeo geológico del área comprendida entre el volcán Tromen sobre la faja plegada y corrida al oeste, y los yacimientos El Trapial / Curamched hacia el subsuelo en la zona este; el análisis de perfiles estructurales, correlaciones estratigráficas, distribución de litofacies, caracterización de ambientes sedimentarios y ciclos transgresivos-regresivos. El estudio comprende además un detallado análisis de la geología de las áreas estudiadas, tanto en superficie como en subsuelo, donde se trabajó a diversas escalas, desde el nanómetro, a partir de la utilización del microscopio electrónico de barrido o SEM (*Scanning Electron Microscope*), hasta el kilómetro, a partir del análisis de imágenes satelitales y sísmicas 2D/3D. Tal análisis, permitió profundizar en el entendimiento de las rocas que conforman la formación en estudio, su historia depositacional, su variación vertical y lateral, en conjunción con su correlación estratigráfica y estructural en varias secciones analizadas. Los resultados fueron integrados con información ya publicada por diferentes autores para refinar los modelos planteados.

El Módulo II, trata sobre la caracterización de las propiedades geomecánicas de las rocas que conforman la Formación Vaca Muerta con interés petrolero. El objetivo es conocer en detalle el comportamiento mecánico de las rocas bajo los esfuerzos a los cuales se encuentran sometidas en profundidad. Los estudios geomecánicos dentro de un yacimiento son de vital importancia para predecir el comportamiento del reservorio en particular y del sistema petrolero en general, ya que estos sufren importantes perturbaciones durante la perforación, el punzado, el fracturamiento hidráulico, puesta en producción, etcétera. Este trabajo representa un aporte al estudio de los modelos

geomecánicos en rocas de grano fino y alta heterogeneidad, compuestas principalmente por la intercalación de facies carbonáticas, margosas y pelíticas. Para ello, se realizó la caracterización combinada entre datos de pozo y laboratorio, donde se analizan las propiedades geomecánicas de las rocas extraídas de afloramientos, ubicados de norte a sur, desde el área de Las Loicas, Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos, Puerta Curaco, Rahueco, Sierra de la Vaca Muerta y Picún Leufú, y en subsuelo dentro de los yacimientos El Trapial / Curamched de la empresa Chevron Argentina, donde se contó con material de cuatro pozos con interés en la Formación Vaca Muerta.

Los resultados derivados de los diversos ensayos geomecánicos realizados en testigos de roca, permitieron interpretar las propiedades mecánicas que rigen el comportamiento elástico y de resistencia de las rocas estudiadas, lo que a su vez permitió estimar los posibles modelos de fracturamiento para la Formación Vaca Muerta en el yacimiento analizado. Este trabajo comprendió la realización de ensayos como el Brasilero, tres puntos de tensión, uniaxial sin confinamiento y triaxial. El ensayo Brasilero permitió el cálculo de la resistencia de la roca bajo tensión. El ensayo de tres puntos de tensión permitió el cálculo de la tenacidad a la fractura. El ensayo uniaxial de compresión sin confinamiento permitió el cálculo de la resistencia final de la roca y sus módulos elásticos; mientras que el ensayo triaxial (de una etapa o multietapa) fue útil para el cálculo de la resistencia final de la roca y el cálculo de los módulos elásticos a diversas presiones de confinamiento. Tales ensayos, fueron realizados en el laboratorio de geomecánica del Instituto Tecnológico de Buenos Aires (ITBA), como en laboratorios externos (Universidad de Texas en Austin y Terratek). Cabe destacar, que ambos laboratorios externos contaban con equipamiento de mediciones acústicas, por lo que fue posible generar correlaciones dinámicas a estáticas para ser extrapoladas al pozo.

De esta manera, se arribó a la generación de diversos modelos geomecánicos de tipo 1D, conformados por modelos elásticos con diferentes grados de dificultad y modelos de resistencia de roca. Los modelos elásticos fueron catalogados como el Modelo Elástico Isotrópico (MEI), el Modelo Elástico Anisotrópico (MEA), y el Modelo Elástico Anisotrópico Detallado (MEAD). El primero ofrece una visión general y rápida, sin detalle sobre la heterogeneidad y el comportamiento anisotrópico de la roca. El segundo modelo es más avanzado y se destaca por su buena adaptación a rocas heterogénea y anisotrópica, pero no ofrece discriminación de las diversas facies litológicas. El tercer modelo ofrece un mayor detalle, pero requiere de prolongados tiempos de procesamiento y la integración de disciplinas como la geología, petrofísica, geomecánica e ingeniería. Por su parte, los modelos de resistencia de roca presentan como innovación el estudio de propiedades anisotrópicas y la extrapolación de todas las propiedades obtenidas en laboratorio a perfiles continuos de pozo.

Finalmente, la conjunción de todos los estudios permitió calcular el estado de esfuerzos *in-situ* alrededor del pozo, identificando las posibles barreras a la propagación de las fracturas hidráulicas y arribando a modelos de estabilidad de pozo.

## **Regional Geomechanical Study for the Vaca Muerta Formation and its Application to the Unconventional Shale oil/gas Reservoirs**

### **Abstract**

*The constant global energy demand and the new economic policies have driven the oil industry to achieve significant advances in terms of hydrocarbon extraction techniques and has led technicians, professionals and scientists to study rock formations with large hydrocarbon accumulations which so far, had been considered unproductive (Monti et al., 2013, Garcia et al., 2014, EIA/ARI, 2013, among others). The purpose of this doctoral thesis is to provide new geomechanical data and novel processing mechanisms. These shale rocks are rich in organic matter, and are simultaneously source rock, reservoir rock and cap rock. Such primary properties allow to identify them as unconventional reservoirs. Unlike conventional reservoirs, they do not need a structural trap and do not have hydrocarbon-water contact, as well as a history of hydrocarbon migration processes (Boyer et al., 2006).*

*Rock mechanics studies began in the 1950's, as a branch of rock physics, gradually becoming during the 60's in the discipline known today (Hudson and Harrison, 2000). According to Vásquez (2000), the applications of geomechanics in the oil industry could be dated since the early 70's, developing as a new discipline for petroleum engineering. This would use field and laboratory tests combined with analytical solutions to quantify the rock behavior to changes in the stress state, pressure, formation temperature, etcetera. By the 1980's, geomechanical studies gained relevance in the oil and gas industry, improving drilling and hydraulic fracturing operations (Soroush, 2013). The results obtained at present within the hydrocarbon industry can solve a large number of technical difficulties, both in conventional reservoirs, as well as in unconventional reservoirs.*

*A detailed geomechanical evaluation of the rocks in a hydrocarbon reservoir is essential to provide elastic and stiffness parameters for designing well drilling and completion strategies. Wells that yield very low permeability formations, such as shales with less than 0.01 mD (according to King, 2010), need to implement the technique known as hydraulic fracturing for stimulation, reason to classify them as unconventional reservoir. In complex tectonic environments, the sedimentary and post-deformational structure of the rock, together with the in-situ stress regimes, will strongly influence the geometry of the hydraulic fracture propagation (Frydman et al., 2016).*

To achieve the ultimate goal of modeling the mechanical shale rock behavior as a function of induced stresses, requires the understanding of several disciplines including geology, geophysics, petrophysics, geomechanics, engineering, physics and mathematics, as well as the use of softwares for interpretation, processing and modeling wire loggings, well images, 2D seismic, 3D seismic, and so on.

For a better understanding, in this study the information was divided into two modules. Module I describes the geology of the Neuquén basin in general, with a detailed approach in the study of the Vaca Muerta Formation. It presents analysis at different scales in some of the most representative outcrops, including the geological mapping of the area between the Tromen volcano over the fold and thrust belt to the west, until the El Trapial / Curamched fields towards the subsurface to the east; structural cross section analysis; outcrop-to-well stratigraphical correlation; lithofacies distribution analysis; sedimentary environment characterization; and transgressive-regressive cycles analysis. Different work scales were used, from the nanometer, using the scanning electron microscope (SEM), to the kilometer, supported by the analysis of satellital images and 2D / 3D seismic. Such analysis allowed a better understanding of the Vaca Muerta Formation rocks, its depositional history, its vertical and lateral variation, in conjunction with its stratigraphic and structural correlation in several analyzed sections. The results were developed integrating already published information by different authors to refine the proposed models.

Module II analyzes the geomechanical characterization that involve the rocks of the Vaca Muerta Formation for the oil and gas industry. The main objective is to know in detail the mechanical behavior of the rocks under stresses at depth. Geomechanical studies in the oil field are of vital importance to predict the behavior of the reservoir in particular and the petroleum system in general, since they suffer significant disturbances during drilling, perforation, hydraulic fracturing, production, etcetera. This work is intended to contribute to the study of geomechanical models in fine grained rocks with high heterogeneity, that are composed mainly by the intercalation of carbonate, marls and pelitic facies. To accomplish this task, a combined characterization was made between wellbore and laboratory data. Geomechanical properties were obtained from tests performed in rocks extracted from outcrops from Las Loicas area to the north, to the Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos, Puerta Curaco, Rahueco, Sierra de la Vaca Muerta and Picun Leufú to the south. Regarding the subsurface, it was possible to acquire rock samples from four exploratory wells within the Vaca Muerta Formation, located in the El Trapial / Curamched fields from Chevron Argentina.

The mechanical properties derived from geomechanical tests performed on rock plugs, allowed further understanding and interpretation of the elasticity and stiffness of

the rock. This allowed to estimate models for fracturing the Vaca Muerta Formation in the analyzed field.

This work presents data from the Brazilian test, the three bending point test, the uniaxial unconfined test, and the triaxial test. The Brazilian test allowed the tensile strength calculation of the rocks. The three point bending test allowed the calculation of fracture toughness. The uniaxial compression test without confinement allowed the calculation of the rock ultimate strength and its elastic modulus, while the triaxial test (at one stage or multistage) was useful to obtain the rock ultimate strength and its elastic modulus at different confining pressures. Such tests were carried out in the geomechanical laboratory placed at the Instituto Tecnológico de Buenos Aires (ITBA), as well as the laboratories from the University of Texas at Austin and Terratek. It should be noted that both external laboratories had acoustic measurement equipments, so it was possible to generate dynamic to static correlations to be extrapolated to the well.

In this way, it was possible to generate different 1D geomechanical models, conformed of elastic models with some degrees of difficulty, together with their stiffness rock models. The elastic models were cataloged as the Isotropic Elastic Model (MEI), the Anisotropic Elastic Model (MEA), and the Detailed Anisotropic Elastic Model (MEAD). The first one offers a general and quick overview, without detail about the heterogeneity and the anisotropic behavior of the rock. The second is a more advanced model and stands out for its good adaptation to heterogeneous and anisotropic rocks, but does not offer discrimination of the lithological facies. The third offers more detail, but requires long processing times as well as the integration of disciplines such as geology, petrophysics, geomechanics and engineering. Additionally, the stiffness rock model presents an innovative study of all the anisotropic properties obtained in the laboratory and their extrapolation to continuous well logs.

Finally, the conjunction of all the studies allows to calculate the in-situ stress state around the well, identifying possible barriers for the hydraulic fracture propagation and modelling the wellbore stability.

# **MÓDULO I: GEOLOGÍA**

## 1 - INTRODUCCIÓN

La exploración exitosa de hidrocarburos depende de una gran variedad de factores. Entre ellos, uno de los más relevantes es la posibilidad de integrar el análisis tectosedimentario entre la superficie y el subsuelo, para lograr un modelo integrado de los diversos depocentros de interés petrolero.

La República Argentina cuenta con seis cuencas productoras de hidrocarburos conocidas como la Cuenca Paleozóica y Cretácica (también llamada Cuenca del Noroeste) ubicadas hacia el noroeste del país; la Cuenca Cuyana en la provincia de Mendoza; la Cuenca Neuquina ocupando gran parte de la provincia de Neuquén, sur de Mendoza y parte de La Pampa y Río Negro; la Cuenca del Golfo de San Jorge, ubicada entre las provincias de Chubut y Santa Cruz; y la Cuenca Austral, ubicada entre las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego. En ellas es posible reconocer once rocas generadoras con potencial para ser consideradas como reservorios no convencionales de tipo “*shale oil/gas*” (Stinco y Barredo, 2014). Las de mayor relevancia son la Formación Margas Verdes de la Cuenca Austral, el nivel Neocomiano y la Formación D-129 de la Cuenca del Golfo de San Jorge, las formaciones Los Molles, Vaca Muerta y Agrio de la Cuenca Neuquina, La Formación Cacheuta de la Cuenca Cuyana y la Formación Los Monos de la Cuenca del Noroeste (Uliana *et al.*, 1989; Starck *et al.*, 2002; Sylwan *et al.*, 2008; Legarreta y Villar, 2011; Stinco y Barredo, 2014).

En la Cuenca Neuquina, el sistema Vaca Muerta – Quintuco representa uno de los cinco sistemas petroleros distribuidos en la columna sedimentaria mesozoica de la Cuenca Neuquina (Villar *et al.*, 2006; Legarreta y Villar, 2011), y se corresponde con la mayor ingresión marina que tuvo lugar durante el Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Legarreta y Uliana, 1991). La Formación Vaca Muerta es la roca generadora más importante en Argentina (Mitchum y Uliana, 1982 y 1985; Gulisano *et al.*, 1984a; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991 y 1996; Legarreta *et al.*, 1993; Legarreta y Villar, 2011; Leanza *et al.*, 2011; Leanza, 2012), suministrando 42% de la producción a partir de reservorios convencionales de hidrocarburos (Uliana y Legarreta, 1993; Urien *et al.*, 1995). El espesor de la Formación Vaca Muerta oscila entre 25 y 450 m, cubriendo un área aproximada de 25.000 km<sup>2</sup> (Villar *et al.*, 2006; Legarreta y Villar, 2011; Barredo y Stinco, 2013; Legarreta y Villar, 2015; entre otros). El potencial de hidrocarburos de la Formación Vaca Muerta como reservorio no convencional ha sido ampliamente estudiado (Cruz *et al.*, 2002; Stinco y Mosquera, 2003; Villar *et al.*, 2006; Legarreta y Villar, 2011; Stinco y Barredo, 2014, 2017; entre otros). De un total de 800 TCF (*Trillion Cubic Feet*) de recursos de gas estimados para el total de las rocas

generadoras de Argentina, alrededor del 27% (220 TCF) se asignan a la Formación Vaca Muerta (EIA/ARI, 2013; Stinco y Barredo, 2014; Stinco y Barredo, 2016), mientras que el hidrocarburo líquido representaría un aproximado de 16 Bbbl (billones de barriles) (EIA/ARI, 2013). Su contenido de carbono orgánico total (COT) varía de 3% a 8%, alcanzando el 10% (Askenazi *et al.*, 2013; Cuervo *et al.*, 2014; Lazzari *et al.*, 2014; Sagasti *et al.*, 2014; Sylwan, 2014), índice de reflectancia de la vitrinita ( $R_o$ max) 0,8% a 2,0%, índice de hidrógeno (HI) 400-800 mg HC/gTOC, SPI 5 a 20 tHC/m<sup>2</sup>, kerógeno tipo I-II y IIS en áreas marginales, y análisis visual del kerógeno (VKA) amorfa de alta calidad (Stinco y Mosquera, 2003; Legarreta y Villar, 2011, entre otros).

El desarrollo de nuevas tecnologías, conjuntamente con sus características como roca madre de clase mundial, su gran extensión areal, elevado espesor, altos valores de carbono orgánico total, etc., han generado desde el año 2010 una gran actividad económica, que dio lugar a la perforación de pozos exploratorios dirigidos a las lutitas y margas bituminosas de la Formación Vaca Muerta (Stinco y Barredo, 2014; González *et al.*, 2016). Al año 2017 se han perforado más de 250 pozos con producciones iniciales de 95 bbls/día para los horizontales y 42 bbls/día para los pozos verticales (Stinco y Barredo, 2017). Informes de la EIA/ARI (2013) consideran a la Argentina como la tercera potencia en reservorios no convencionales de tipo *shale oil/gas*, luego de Estados Unidos y China.

Estudios regionales llevados a cabo en secuencias aflorantes de la Formación Vaca Muerta a lo largo de la cuenca revelan grandes variaciones litológicas tanto vertical, como horizontalmente (Leanza, 1973; Leanza *et al.*, 1977; Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984a, 1984b; Uliana y Legarreta, 1993; Urien *et al.*, 1995; Spalletti *et al.*, 2000; Scasso *et al.*, 2002; Kietzman *et al.*, 2014, entre otros). La información proveniente del subsuelo, como el *mudlogging* (control geológico a partir del análisis de recortes de roca), registros eléctricos de pozos y coronas son consistentes con esos resultados, donde se describe mayormente la presencia de pelitas/lutitas, margas, carbonatos, areniscas calcáreas y areniscas (Legarreta *et al.*, 2005; Legarreta y Villar, 2011; Askenazy *et al.*, 2013). Uliana y Legarreta (1993), Vergani *et al.* (1995), y Barredo y Stinco (2013), propusieron que esas variaciones estarían relacionadas con la historia tectónica de la cuenca, la asimetría general este-oeste y los cambios climáticos que tuvieron lugar durante el Jurásico y el Cretácico. Las heterogeneidades laterales y verticales existentes en este tipo de reservorios generan un fuerte impacto en la recuperación de hidrocarburos. Controlan la distribución areal de las acumulaciones, la profundidad donde se pueden hallar, el espesor del recurso, la porosidad, permeabilidad y composición mineralógica de las rocas, la presión poral del reservorio, el comportamiento mecánico de las rocas, etcétera. El relleno de la cuenca y la evolución

de los diferentes ambientes sedimentarios presenta además una compleja historia de deformación estructural que tuvo lugar durante el Cretácico tardío – Cenozoico, y que dio lugar a la formación de una serie de fajas plegadas y corridas (FPyC) de dirección preferencial norte-sur, con variadas tendencias y comportamientos (Herrero Ducloux, 1946; Braccacini, 1970; Ramos, 1978; Vásquez y Gorroño, 1980; Allen *et al.*, 1984; Baldis *et al.*, 1984; Ploszkiewicz, 1987; Ploszkiewicz y Viñes 1987; Ramos y Barbieri, 1989; Kozlowski *et al.*, 1993; Chauveau *et al.*, 1996; Booth y Coward, 1996; Kozlowski *et al.*, 1996; Zapata *et al.*, 1999; Ploszkiewicz, 2002; Allmendinger *et al.*, 2004; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Ramos y Kay, 2006; Zamora Valcarce, 2007; Silvestro y Zubiri, 2008; entre otros).

El estudio geológico realizado en este trabajo combina el análisis estructural y estratigráfico de las áreas aflorantes en las áreas de La Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos y Puerta Curaco, correlacionadas con los datos de subsuelo correspondientes a los yacimientos El Trapial / Curamched (cedidos por la empresa Chevron). La información relevada, fue ampliada con puntos de control hacia el norte, localidad de Las Loicas (sur de la provincia de Mendoza) hasta la localidad de Picún Leufú (sur de la provincia de Neuquén), pasando por Rahueco, Sierra de la Vaca Muerta y Los Catutos (Figura 1.1).



**Figura 1.1:** Áreas de estudio y muestreo para ensayos en laboratorio. Las áreas en verde representan afloramientos de la Formación Vaca Muerta, mientras que los polígonos en amarillo representan las áreas de subsuelo. El rectángulo blanco representa el área de correlación entre la información de superficie (FPyC=Faja Plegada y Corrida) y subsuelo (principal área de estudio). Los contornos del límite de la Cuenca Neuquina, FPyC y Dorsal de Huincul fueron tomados de Alonso *et al.*, 2011.

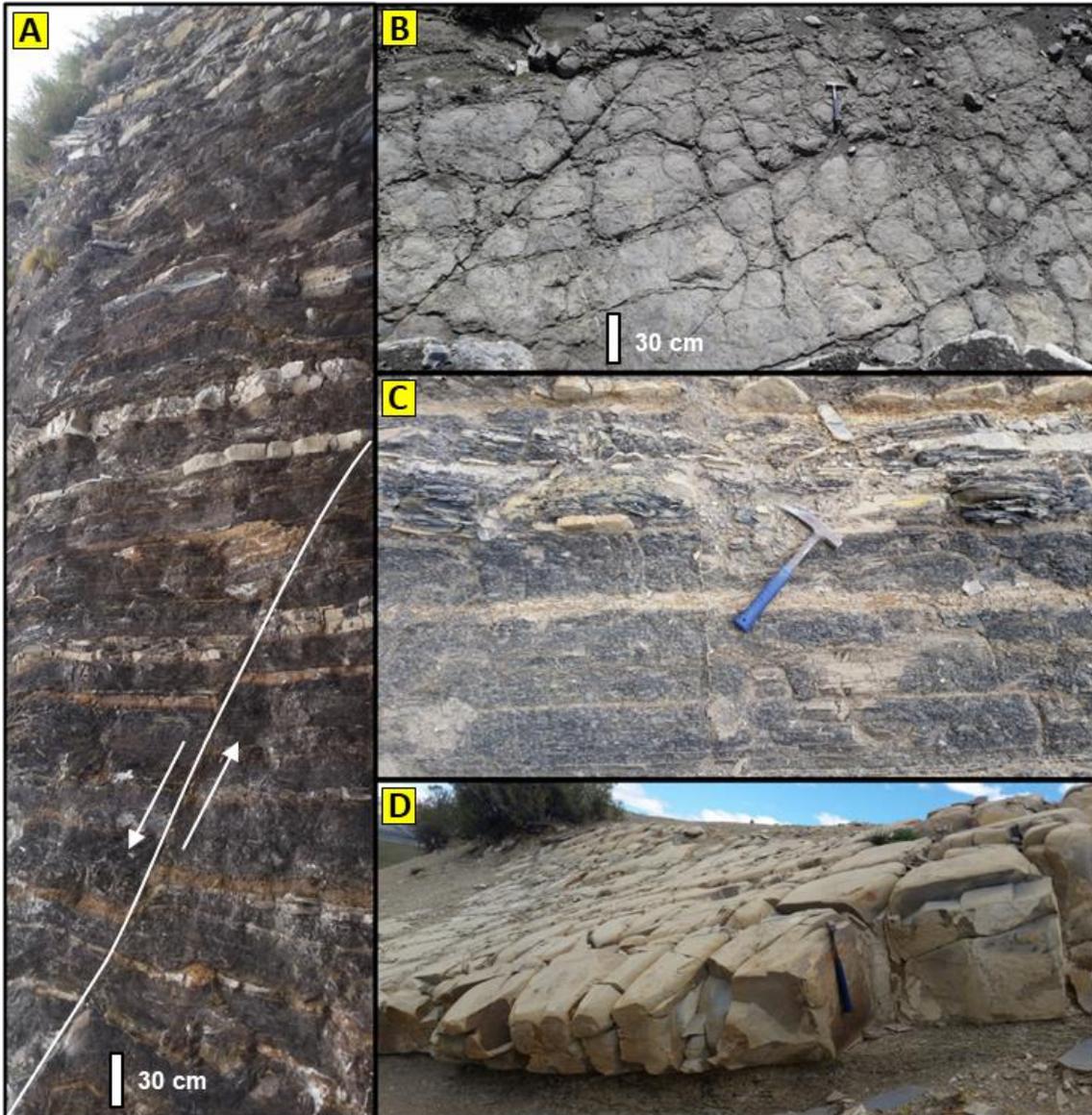
## 1.1. Objetivos y fundamentos

El Módulo I del presente proyecto de investigación doctoral, se encuentra enmarcado en la caracterización sedimentológica de las diversas litofacies analizadas dentro del sistema Vaca Muerta – Quintuco, y su entorno estructural. El análisis realizado tendrá su aplicación destinada a comprender el impacto de las diversas litologías en el comportamiento mecánico de las rocas, especialmente en aquellas que conforman los reservorios no convencionales de tipo “*shale oil/gas*” (pelitas/lutitas ricas en materia orgánica).

Para comprender el alto grado de heterogeneidad que caracteriza a la Formación Vaca Muerta como reservorio, se llevó a cabo un relevamiento geológico a escala

regional. En el Módulo II, se demuestra que la heterogeneidad es un factor fundamental en el control de los cambios en las propiedades geomecánicas analizadas.

El estudio sedimentológico y geomecánico llevado a cabo en la Formación Vaca Muerta es de gran importancia para la industria petrolera debido al hecho de que las rocas que conforman a esta unidad presentan muy baja permeabilidad de matriz, comprendida entre los 60 a 218 nD (Herrero *et al.*, 2014). Los reservorios compuestos por rocas de material fino y muy baja permeabilidad utilizan la red de fracturas naturales como vías para la producción de hidrocarburos (Figura 1.2). Es por ello, que la Formación Vaca Muerta precisa de la aplicación de técnicas de estimulación avanzadas como el fracturamiento hidráulico para su puesta en producción (Holditch, 2003; Usman y Meehan, 2016). Los estudios geomecánicos a nivel yacimiento requieren además la comprensión de los esfuerzos tectónicos actuales y pasados. Comprender la evolución tectónica de la cuenca en general y del área de estudio en particular (véase recuadro blanco en la Figura 1.1), ofrecerán una herramienta para comprender las direcciones y magnitudes relativas de los esfuerzos principales, y lograr predecir la orientación principal de la red de fracturas inducidas.



**Figura 1.2:** Fotografías de afloramientos pertenientes a la Formación Vaca Muerta. **A)** Intercalación de bancos centimétricos arcillosos y calcáreos intercalados con tobas en el área de Las Loicas. Nótese además el desarrollo de una falla de tipo normal. **B)** Juego de diaclasas abiertas y rellenas con calcita en tres direcciones preferenciales, desarrolladas en un banco carbonático en el área de la Yesera del Tromen. **C)** Bancos de lutitas y margas laminadas con fracturas perpendiculares a la laminación, área de Rahueco. **D)** Banco carbonático mostrando un juego de diaclasas en 2 direcciones preferenciales, área de la Sierra de la Vaca Muerta. (Para ubicación de las áreas véase la Figura 1.1).

## 2 - MARCO GEOLÓGICO

### 2.1. Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Neuquina

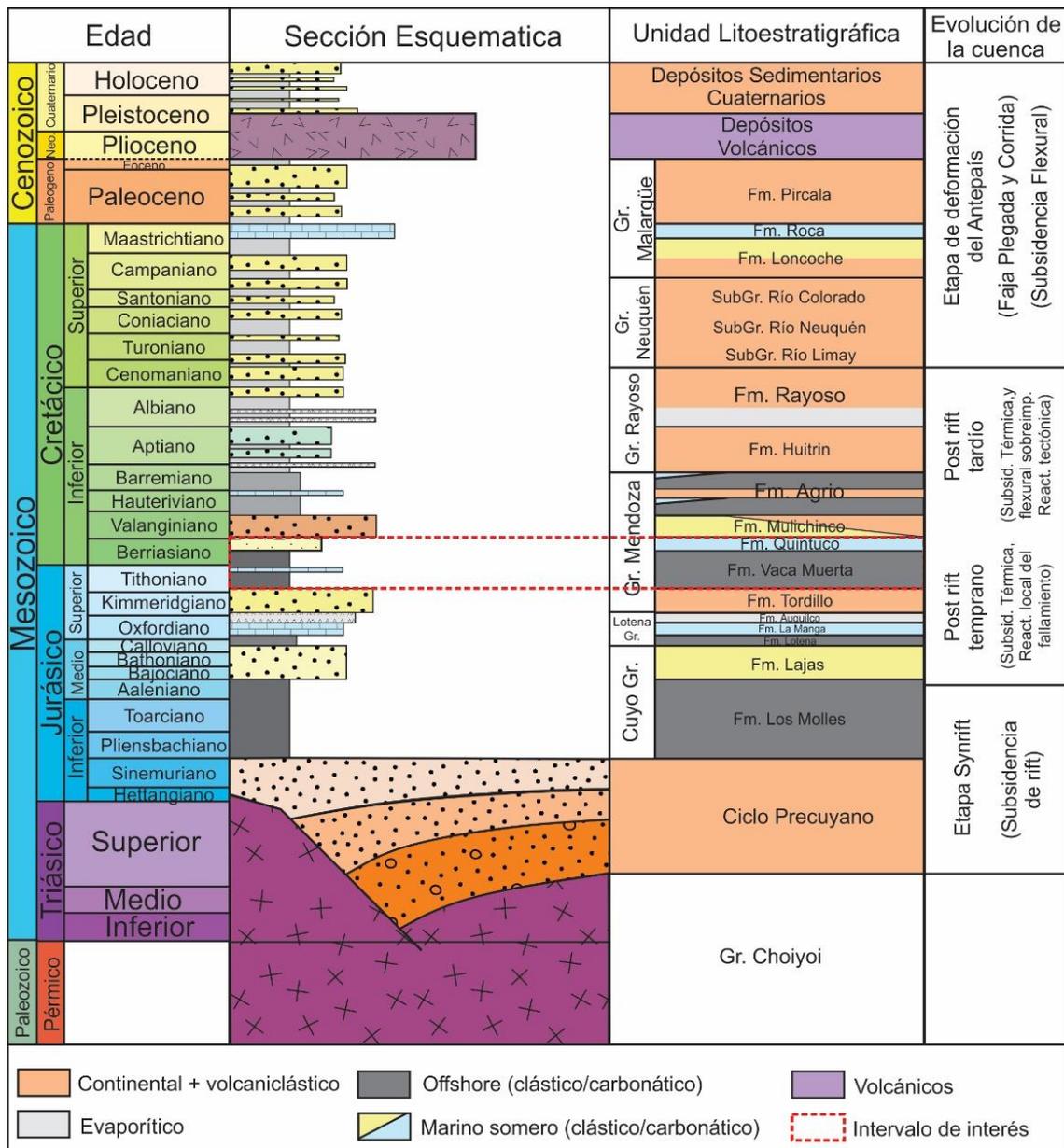
La Cuenca Neuquina es una de las 24 cuencas sedimentarias y una de las 5 cuencas productoras de hidrocarburos de la Argentina. Abarca la provincia de Neuquén casi en su totalidad, el sur de la provincia de Mendoza, y la región oeste de las provincias de La Pampa y Río Negro. Los límites noreste y sudeste son de naturaleza cratónica (Sierra Pintada y el Macizo Norpatagónico), en tanto que hacia el oeste limita con el arco volcánico (Cordillera Andina). En planta posee una geometría triangular con una superficie aproximada de 160.000 km<sup>2</sup> y se la divide en dos sectores (Ramos *et al.*, 2011), el sector andino ubicado al oeste y afectado por la deformación cretácico-cenozoica y el sector del engolfamiento, ubicado al este del anterior (véase Figura 2.2).

Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta y Uliana (1991, 1996) y Vergani *et al.* (1995) definieron tres fases tectónicas importantes para su formación: una etapa inicial de *sinrift* (Triásico tardío – Jurásico temprano), que continúa con otra de *postrift* (Jurásico temprano – Cretácico temprano), y finalmente una fase de cuenca de antepaís (Cretácico tardío – Paleoceno). Se originó en el margen suroccidental de la placa Sudamericana, entre las latitudes 33° y 41° sur, como el resultado de extensión litosférica continental producto de la reactivación de la subducción en el margen continental gondwánico (Mpodozis y Ramos, 1989; Manceda y Figueroa, 1995; Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Llambías *et al.*, 2007; Giambiagi *et al.*, 2009; Llambías *et al.*, 2010; Barredo, 2012; Barredo y Stinco, 2013). Durante este período, se desarrollaron depresiones que fueron rellenadas por depósitos continentales y volcanoclásticos (Franzese *et al.*, 2006). En el sector del engolfamiento los depocentros corresponden a hemigrábenes que varían su rumbo de noroeste a oeste-noroeste (Uliana y Biddle, 1988; Barrionuevo *et al.*, 2005; Mosquera y Ramos, 2005; Pángaro *et al.*, 2005; Valenzuela *et al.*, 2005; Cristallini *et al.*, 2006; Barredo *et al.*, 2008; Silvestro y Zubiri, 2008), mientras que en el sector andino los depocentros presentan una distribución noroeste hasta nor-noreste (Manceda y Figueroa, 1995; Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Pángaro *et al.*, 2002; Arregui, 2005; Mosquera y Ramos, 2005; Giambiagi *et al.*, 2005, 2008; Bechis y Giambiagi, 2008; Muravchik *et al.*, 2008). Éstos depocentros se desarrollaron sobre depósitos neopaleozoicos y rocas permotriásicas volcanoclásticas del Grupo Choiyoi (Gulisano *et al.*, 1984a) (Figura 2.1). El relleno inicial de *sinrift* quedó conformado por depósitos volcanoclásticos y epiclásticos

del Noriano-Sinemuriano agrupados bajo la denominación de Ciclo Precuyano (Gulisano, 1981), o Grupo Precuyo (Legarreta y Gulisano, 1989). Por encima del Grupo Precuyo, Groeber (1929, 1946) reconoció tres ciclos, denominados Ciclos Jurásico (Hettangiano-Kimmeridgiano), Ándico (Titoniano-Coniaciano) y Riográndico (Santoniano-Daniano). Este autor subdivide a su vez al Ciclo Jurásico en subciclos, destacando que en ciertos casos, los límites de los subciclos Cuyano, Loteniano-Chacayano coinciden con discordancias de orden mayor (Groeber *et al.*, 1953). El Subciclo Cuyano se reconoce por el inicio de la primera transgresión marina procedente del océano Pacífico expresada en las sedimentitas de la base del Grupo Cuyo por la Formación Molles (Figura 2.1), denominación dada en el año 1931 por Weaver (en Llambías y Leanza, 2005). El límite entre el Grupo Precuyo y el Grupo Cuyo se encuentra identificado por la discordancia rioatuélica, denominación propuesta por Stipanivic y Rodrigo (1968) y posteriormente fundamentada por Stipanivic (1969). La misma fue también conocida como Infraliásica (Baldwyn, 1942) o Intraliásica (Gulisano *et al.*, 1984a) y descrita en detalle por Riccardi y Gulisano (1992) y, Riccardi y Stipanivic (2002). Por encima de la Formación Molles se encuentran las facies progradantes de la Formación Lajas (Weaver, 1931) de ambiente deltaico (Leanza, 2009). Dentro del área donde se llevaron a cabo los estudios de mayor detalle en este trabajo (véase Figura 1.1), los depósitos clásticos de ambiente continental pertenecientes a la Formación Challaco y los niveles evaporíticos de la Formación Tábanos, no se encuentran registrados en la columna sedimentaria. Estos marcan en conjunto el comienzo de la retracción de la sedimentación marina (Legarreta y Gulisano, 1989). Suprayaciendo estas secuencias, se encuentra la Discordancia Loténica, la cual fue descrita por Gulisano *et al.* (1984b). Posee un fuerte carácter regional, y se le asigna una edad Calloviano medio, por lo cual fue denominada como Intracalloviana por Dellapé *et al.* (1979). Los conglomerados fluviales de la Formación Lotena marcan el inicio del subciclo Loteniano y del Grupo Lotena (Weaver, 1931; Herrero Ducloux, 1946; Dellapé *et al.*, 1978, 1979; Leanza y Hugo, 1997). Suprayaciendo a la Formación Lotena, se encuentran las formaciones La Manga (Weaver, 1931) y Auquilco (Stipanivic y Mingramm, en Groeber, 1951) de carácter evaporítico, que marcan un nuevo período de desecación de la cuenca (Legarreta, 1991).

Durante el Jurásico temprano al Cretácico temprano, el aumento en la velocidad de subducción con un alto grado de inclinación de la placa del Pacífico, generó la migración hacia el oeste del arco magmático, acelerando la extensión detrás del arco y, conformando una cuenca de tipo “*back-arc*” (trasarco) (Spalletti, 1997; Llambías *et al.*, 2007; Barredo *et al.*, 2008; Giambiagi *et al.*, 2009). Luego de una intensa deformación acaecida durante el diastrofismo Intramálmico, el engolfamiento neuquino se comportó

como una cuenca parcialmente cerrada durante el intervalo Tithoniano-Berriasiano, limitada hacia el oeste por un arco de islas volcánicas poco elevadas y conectada por estrechos pasajes marinos con el océano Proto-Pacífico (Spalletti *et al.*, 2000; Macdonald *et al.*, 2003; Howell *et al.*, 2005). Se inició así una nueva etapa de sedimentación que constituye el Ciclo Ándico (Groeber, 1946). Sobre una paleotopografía previa, sobrevino un período de sedimentación continental, constituido por la Formación Tordillo (Groeber, 1946), base del Grupo Mendoza (Figura 2.1), cuyas areniscas verdes suprayacen a la Formación Auquilco en la comarca de la Yesera del Tromen (Gulisano *et al.*, 1984a). En la sierra de la Vaca Muerta, la base de la Formación Tordillo se asienta sobre las calizas de la Formación La Manga y/o yesos de la Formación Auquilco, siendo común hallar en su tramo basal clastos angulosos de calizas provenientes de la Formación La Manga (Lambert, 1956; Leanza *et al.*, 2001). A su vez, la Formación Tordillo actúa como sustrato para la transgresión marina del Tithoniano. Según estas condiciones, durante el Tithoniano temprano, luego de un período de mar bajo dominado por condiciones de sedimentación clástica continental (Formación Tordillo), se registró un aumento abrupto del nivel del mar, que inicialmente inundó la cuenca formando un depocentro relativamente somero e hipersalino (Legarreta, 2002). Esta ingresión, representada por la Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931), generó la máxima expansión del mar durante esta etapa, lo que dio lugar a una megasecuencia transgresiva, luego de la cual, tuvo lugar una fuerte regresión (Legarreta y Uliana, 1991). La evolución de esta transgresión permitió el crecimiento de una amplia cuenca marina con un régimen hidrológico que indujo condiciones propicias para el desarrollo de un ambiente reductor que dio origen a los depósitos rítmicos de la Formación Vaca Muerta (Legarreta y Uliana, 1991). La suprayacente Formación Quintuco (Weaver, 1931) representa, en líneas generales, la progradación de este ciclo hacia el noroeste, y amplía el área de sedimentación. En conjunto, el sistema Vaca Muerta-Quintuco, base del Grupo Mendoza (Figura 2.1), representa un gran evento transgresivo-regresivo que cubre toda la cuenca. Se caracteriza por un sistema de sedimentación mixta que dio lugar al principal sistema petrolero de la Cuenca Neuquina (Mitchum y Uliana, 1982, 1985; Gulisano *et al.*, 1984a; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991, 1996; Legarreta *et al.*, 1993; Legarreta y Villar, 2011; Leanza *et al.*, 2011; Leanza, 2012).



**Figura 2.1:** Columna estratigráfica adaptada al área de estudio (véase la Figura 1.1), mostrando las diversas unidades litoestratigráficas aflorantes y en subsuelo, ambientes sedimentarios y discordancias regionales (modificado de Cristallini *et al.*, 2008, Alonso *et al.*, 2011 y Barredo *et al.*, 2018).

Luego de un importante descenso del nivel del mar producido como consecuencia de los movimientos Intravalanginianos, se depositaron en los sectores más deprimidos las litofacies clásticas, de ambiente continental, que conforman la Formación Mulichinco (Weaver, 1931; Gulisano *et al.*, 1984a), perteneciente al Grupo Mendoza (Leanza, 1973; Schwarz, 1999). Sobre la misma se produce una nueva ingesión marina durante el Hauteriviano, representada por la Formación Agrio (Weaver, 1931), tope del Grupo Mendoza (Figura 2.1), que puede subdividirse en dos secuencias progradantes separadas por un episodio continental registrado en el Miembro Avilé (Weaver, 1931), producto de un importante descenso del nivel del mar de carácter regional (Veiga y

Vergani, 1995; Veiga *et al.*, 2002). Finalmente, el Ciclo Ándico culmina con sedimentos continentales, marinos someros y evaporitas de las formaciones Huitrin y Rayoso de edades aptiana y albiana respectivamente (Alonso *et al.*, 2011).

Durante el inicio del ciclo Riográndico, la Cuenca Neuquina registró una modificación abrupta en su evolución tectónica, pasando de ser una cuenca de trasarco a una de antepaís, con sedimentación predominantemente continental (Ramos, 1981; Barrio, 1990). Este ciclo se encuentra constituido por dos grandes grupos, una entidad inferior de carácter continental representada ampliamente en toda la cuenca por el Grupo Neuquén, (Cretácico superior) y el Grupo Malargüe con importante participación marina proveniente del Atlántico, que tuvo lugar entre el Maastrichtiano y el Paleoceno (Windhausen, 1926; Bertels, 1979; Uliana y Dellapé, 1981).

Finalmente, el relleno de la cuenca en general y hacia la zona de estudio en particular, se completa con un complejo volcánico–piroclástico que alterna con sedimentos continentales, abarcando el Terciario medio y superior hasta el Cuaternario (Groeber, 1946, 1947b; Braccacini, 1970; Ramos, 1978; Galland *et al.*, 2007; Cobbold y Rossello, 2003; Alonso *et al.*, 2011).

## **2.2. Estructura**

### **2.2.1. Antecedentes**

Dentro de los estudios tectónico-estructurales, las primeras observaciones regionales en sectores del sur de Mendoza, norte de Neuquén y zonas adyacentes, fueron realizadas por Bodenbender (1892), quien describió los terrenos jurásicos y cretácicos, mientras que Burckhardt (1900a), realizó estudios sobre transectas estructurales reconociendo por primera vez las unidades morfoestructurales descritas. Años después, Groeber (1929, 1933, 1946, 1951) llevó a cabo una serie de investigaciones de carácter regional a través de las cuales caracterizó los afloramientos de la Cuenca Neuquina y reconoció diferentes fases eruptivas y tectónicas. Quizá una de las contribuciones más importantes, fue la identificación de las fases tectónicas que afectaron al retroarco mendocino-neuquino.

Hacia 1945, Holmberg inicia en paralelo con Padula (1948) e Yrigoyen (1948), el estudio del levantamiento de las áreas volcánicas del Auca Mahuida, Chachahuén y Tromen (Holmberg, 1962, 1964, 1976). Por su parte, Zöllner y Amos (1973) aportan descripciones detalladas acerca de las estructuras que afectan las secciones mesozoicas y cenozoicas en Mendoza y Neuquén. Ramos (1978) describe y clasifica a

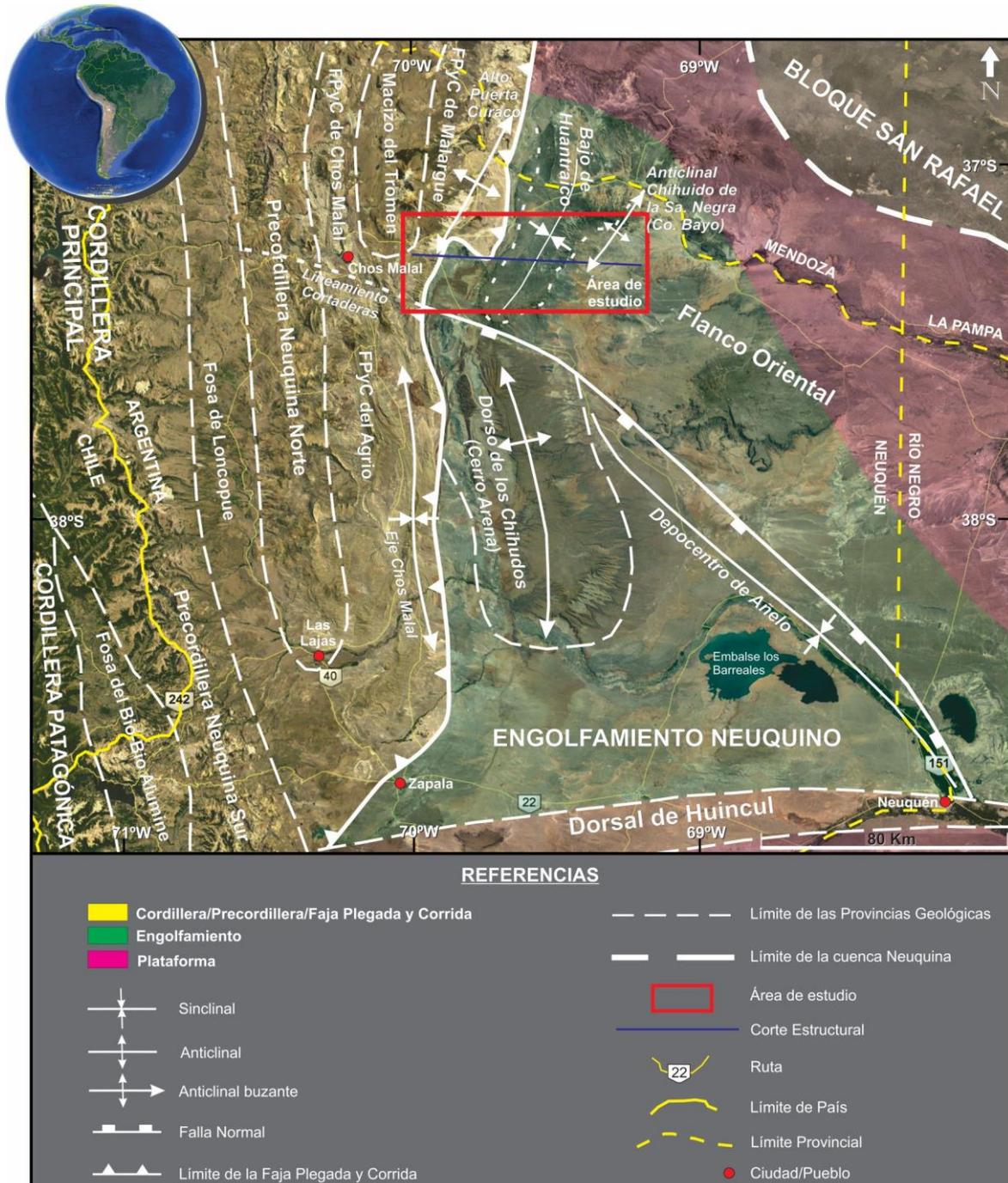
la Cuenca Neuquina como de retroarco, identifica la fosa de Loncopué y determina edades de levantamiento en base a nuevas observaciones sobre áreas estudiadas previamente. Hacia la década del '90, Kozlowski *et al.* (1993, 1996), presentan un corte estructural de la Cordillera del Viento y Huantraico, en donde se discuten por primera vez los mecanismos de deformación de la faja plegada y corrida, describiendo tres niveles de despegue y estructuras asociadas de primer, segundo y tercer orden, aportando los primeros modelos geométricos de la faja plegada y corrida de Malargüe. Por su parte, Vergani *et al.* (1995) describen los principales depocentros de la Cuenca Neuquina, los que conforman la estructuración de la faja plegada y corrida de Malargüe a partir de su inversión. Manceda y Figueroa (1993, 1995) estudiaron la estructura de esta faja y la relacionaron con la geometría de los *riffts* jurásicos. La caracterización y modelado de la estructura de la faja plegada y corrida de Malargüe ha continuado con los trabajos de Zapata *et al.* (1999), Dimieri *et al.* (2005), Giambiagi *et al.* (2005) y Mescua *et al.* (2014).

La evolución estructural, las características magmáticas y la reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena en la faja plegada y corrida del Agrio fue intensamente analizada por varios autores, entre los que se destacan los estudios de Zamora Valcarce (2007), Zamora Valcarce *et al.* (2006, 2007, 2011), Rojas Vera *et al.* (2010, 2014, 2015) y Lebinson *et al.* (2015). Los trabajos de Folguera *et al.* (2004, 2006, 2008, 2012, 2015), Ramos y Folguera (2005), Ramos y Kay (2006), Ramos *et al.* (2011, 2014), entre otros, plantean la alternancia de ciclos extensionales y compresivos durante el Cretácico Superior y Cenozoico, que afectaron la estructura y condicionaron la actividad volcánica del sector norte de la provincia de Neuquén y sur de Mendoza. Sagripanti *et al.* (2015), analizaron las reactivaciones neotectónicas del sector oeste de la faja plegada y corrida de Malargüe, mientras que Turienzo *et al.* (2014) y Sánchez *et al.* (2014, 2015), analizaron la evolución y el estilo estructural de la faja plegada y corrida de Chos Malal.

### 2.2.2. Dominios estructurales

Ramos *et al.* (2011) reconocen a escala regional tres provincias geológicas principales dentro de la Cuenca Neuquina, la Cordillera Principal, la Cordillera Patagónica y el Engolfamiento Neuquino (Figura 2.2). Las subprovincias sudoccidentales mostradas en la Figura 2.2, se encuentran representadas por la Fosa del Bio-Bio Aluminé y la Precordillera Neuquina Sur. Al sur, la Dorsal de Huincul actúa como límite para el Engolfamiento Neuquino. El área aflorante hacia el oeste, se encuentra ocupada por la Precordillera Neuquina Sur, la Fosa de Loncopué, y la

Precordillera Neuquina Norte. Al norte, es posible identificar la Faja Plegada y Corrida (FPyC) de Chos Malal, seguida hacia el este por el Macizo del Tromen y la FPyC de Malargüe. Al suroeste de las estructuras mencionadas anteriormente (y hacia el centro de la Figura 2.2), es posible reconocer la FPyC del Agrío y el Dorso de los Chihuidos, todos ellos, caracterizados por límites netos y transicionales.



**Figura 2.2:** Marco tectónico para la Cuenca Neuquina, donde se delimitan las provincias geológicas y sus principales estructuras (modificado de Ramos *et al.*, 2011 y Pángaro *et al.*, 2011). El recuadro rojo representa el área de estudio, mientras que la línea azul representa el corte estructural E-O (véase Figura 4.1).

El área de estudio puede ser subdividida en dos (Figura 2.2), hacia el este, el Engolfamiento Neuquino, el cual es subdividido a su vez, por el Flanco Oriental y el Sinclinal de Huantraico. Hacia el oeste, se encuentran la FPyC de Malargüe, el Macizo del Tromen, y la FPyC del Agrio, estas últimas, divididas hacia el norte y sur respectivamente, a través del Lineamiento de Cortaderas (Kozlowski *et al.*, 1993).

La FPyC de Malargüe se encuentra bien desarrollada en la parte sur de la provincia de Mendoza. Se caracteriza por grandes estructuras plegadas asociadas con fallas compresivas (Kozlowski *et al.*, 1993). Estas estructuras de basamento han sido producidas por una combinación de inversión tectónica y el desarrollo de zonas de transición frágil-dúctil asociadas con la expansión del arco magmático hacia el antepaís (Ramos y Kay, 2006). La porción sur de la FPyC de Malargüe presenta dos tendencias estructurales, hacia el este se corresponde con el anticlinal de La Yesera del Tromen, y hacia el oeste, se encuentra representada por el anticlinal de la Sierra de Reyes y su extensión hacia el sur, en territorio neuquino, por los anticlinales Pampa Tril y La Yesera de Auquilco (véase Figuras 4.1 y 4.2). Estas estructuras presentan grandes pliegues controlados por fallas inversas que elevan el basamento en el sector externo del engolfamiento (Ploszkiewicz, 2002; Allmendinger *et al.*, 2004, y Zamora Valcarce *et al.*, 2006).

El Macizo de Tromen, originalmente definido por Braccini (1970), representa un bloque de basamento controlado por la FPyC de Chos Malal (Ramos, 1978), la cual afectó a los depocentros extensionales mesozoicos mediante la inversión de fallas normales previas, desde finales del Cretácico hasta el Mioceno, colapsando durante el Cenozoico superior para conformar el *plateau* del Tromen (Folguera *et al.*, 2008). El volcán Tromen, la principal característica topográfica de la región, posee 4.114 m de altura y se corresponde con un estratovolcán cuaternario desarrollado sobre un sustrato Plioceno (Kay *et al.*, 2006).

La FPyC del Agrio se encuentra ubicada en el límite occidental de la provincia de Neuquén, entre las localidades de Las Lajas y Chos Malal (Figura 2.2). Fue identificada por primera vez por Braccini (1970) y luego interpretada por Ramos (1978) como el resultado de la deformación compresional de retroarco, al este del arco volcánico activo, con el desarrollo de pliegues y fallas inversas con despegues profundos en los niveles evaporíticos de la Formación Auquilco. El estilo estructural ha sido sometido a diferentes interpretaciones, desde estructuras dominadas por el basamento (Baldis *et al.*, 1984; Kozlowski *et al.*, 1996) hasta deformaciones de piel fina (Vásquez y Gorroño, 1980; Allen *et al.*, 1984; Ploszkiewicz, 1987; Ploszkiewicz y Viñes 1987, y Ramos y Barbieri 1989), o de inversión tectónica (Chauveau *et al.*, 1996; Booth y Coward, 1996; Zamora Valcarce, 2007; y Zapata *et al.*, 1999, 2003). Esta FPyC es considerada como un

cinturón de deformación mixta, entre piel fina y piel gruesa (Vergani *et al.*, 1995; Zamora Valcarce *et al.*, 2009) que muestra dos estilos estructurales diferentes (uno interno, y otro externo). El interno corresponde a la Precordillera Neuquina Norte caracterizada por fallas de alto ángulo que involucran el basamento (Vergani *et al.*, 1995 y Ramos *et al.*, 1998). Zapata y Folguera (2005) y Zamora Valcarce *et al.* (2006) agregan que tales fallas habrían sido el resultado de la inversión de hemigrabenes anteriores al Jurásico. La porción externa se considera de naturaleza epidérmica y se desarrolla en el piedemonte del Engolfamiento Neuquino. Se caracteriza por la combinación de pliegues por despegue y pliegues por propagación de falla (Zapata y Folguera, 2005).

El Engolfamiento Neuquino fue definido por Braccacini (1970) y comprende la región extrandina de la provincia de Neuquén. Se caracteriza por una serie de pliegues mesozoicos y secuencias terciarias descritas originalmente por Herrero Ducloux (1946). Su límite occidental está representado por la zona de fajas plegadas y corridas (Figura 2.2). El límite nororiental está determinado por su contacto con el borde de la Cuenca Neuquina y el basamento del Bloque San Rafael (Figura 2.2). El límite suroriental coincide con el Macizo Norpatagónico. Hacia el sur, la Dorsal de Huincul representa una estructura de primer orden, que separa la Cuenca Neuquina en dos subcuencas, el Engolfamiento Neuquino al norte y la subcuenca de Picún Leufú al sur.

El Flanco Oriental, conforma una plataforma estable en el extremo oriental del Engolfamiento Neuquino (Braccacini, 1970; y Ramos, 1978). Se encuentra separado del Dorso de Los Chihuidos por el sinclinal del Bajo de Añelo (Figura 2.2) y es segmentado por una serie de fracturas de basamento de tendencia noroeste y una serie de estructuras débilmente plegadas conocida como el sistema de Entre Lomas (Mosquera y Ramos, 2005).

## 3 - CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS REGIONALES

### 3.1. Metodología

Las rocas que constituyen la Formación Vaca Muerta afloran desde el sur de la provincia de Mendoza hasta el sur de la provincia de Neuquén, sobre las áreas elevadas por el estructuramiento de la cordillera de los Andes. Hacia el centro de la actual cuenca, la Formación Vaca Muerta se encuentra en profundidades variables entre los 2.000 m y los 3.500 m (Askenazi *et al.*, 2013). La gran heterogeneidad vertical y horizontal a escalas variables es una característica notoria y de gran importancia a tener en cuenta durante su caracterización (Mitchum y Uliana, 1982; Gulisano *et al.*, 1984a, 1984b; Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 2000; Kietzmann *et al.*, 2008; Legarreta y Villar, 2015; entre otros). Tales variaciones se encuentran representadas principalmente por cambios laterales y verticales de las diversas litologías, el aumento o disminución de intercalaciones arenosas y calcáreas, cambios de espesores. Los cambios en las propiedades geomecánicas analizadas responderán a estas variaciones, por lo que se estudiaron diversas áreas aflorantes de norte a sur, comenzando desde Las Loicas, Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos, Puerta Curaco, Rahueco, Sierra de Cuchilla Cura, Sierra de la Vaca Muerta, Los Catutos y Picún Leufú (véase las Figuras 1.1 y 3.1).

Dado que el objetivo principal de toda caracterización de reservorios es comprender lo que sucede en subsuelo, este trabajo contó con información obtenida del yacimiento El Trapial / Curamched cedido por la empresa Chevron (véase Figura 1.1). La empresa proveyó de material como registros eléctricos de pozos, diversos análisis de laboratorio, informes, coronas, testigos laterales, recortes de roca, sísmica 2D y 3D, etcétera. El yacimiento El Trapial / Curamched ha sido intensamente estudiado desde el año 2011 como reservorio no convencional por numerosos autores, destacándose los trabajos de Cuervo *et al.* (2014), Crousse *et al.* (2015), Reijenstein *et al.* (2015), Tomassini *et al.* (2015), Cuervo *et al.* (2016), entre otros. En el ítem 4.5 se dará un mayor detalle de la caracterización del reservorio a escala regional.

El pasaje de superficie al subsuelo dentro de la zona enmarcada con un recuadro blanco en la Figura 1.1, representa la zona de mayor interés para este trabajo. Su importancia se debe a la posibilidad que ofrece dicho sector de la cuenca para generar correlaciones entre afloramientos y pozos cercanos. Esto se debe a que comparten un mismo depocentro, donde las facies son de ambientes marinos profundos, los cuales,

tal como se verá en el ítem 4.5, serán los de mayor interés petrolero. Para ello, se levantaron perfiles sedimentarios para conocer la estratigrafía de los depocentros (con un mayor enfoque en el sistema Vaca Muerta - Quintuco); se extrajeron muestras para estudios de caracterización litológica, petrofísica y geomecánica; y se realizaron mapas geológicos a diversas escalas y grados de detalle en conjunto con secciones estructurales. El fin de estos últimos será comprender la estructuración de los depocentros y comparar datos de esfuerzos superficiales regionales con datos de pozos como *breakouts* (colapso de pozo), fracturas inducidas, ovalización de pozo, anisotropía, y redes de fracturas naturales entre otras variables.

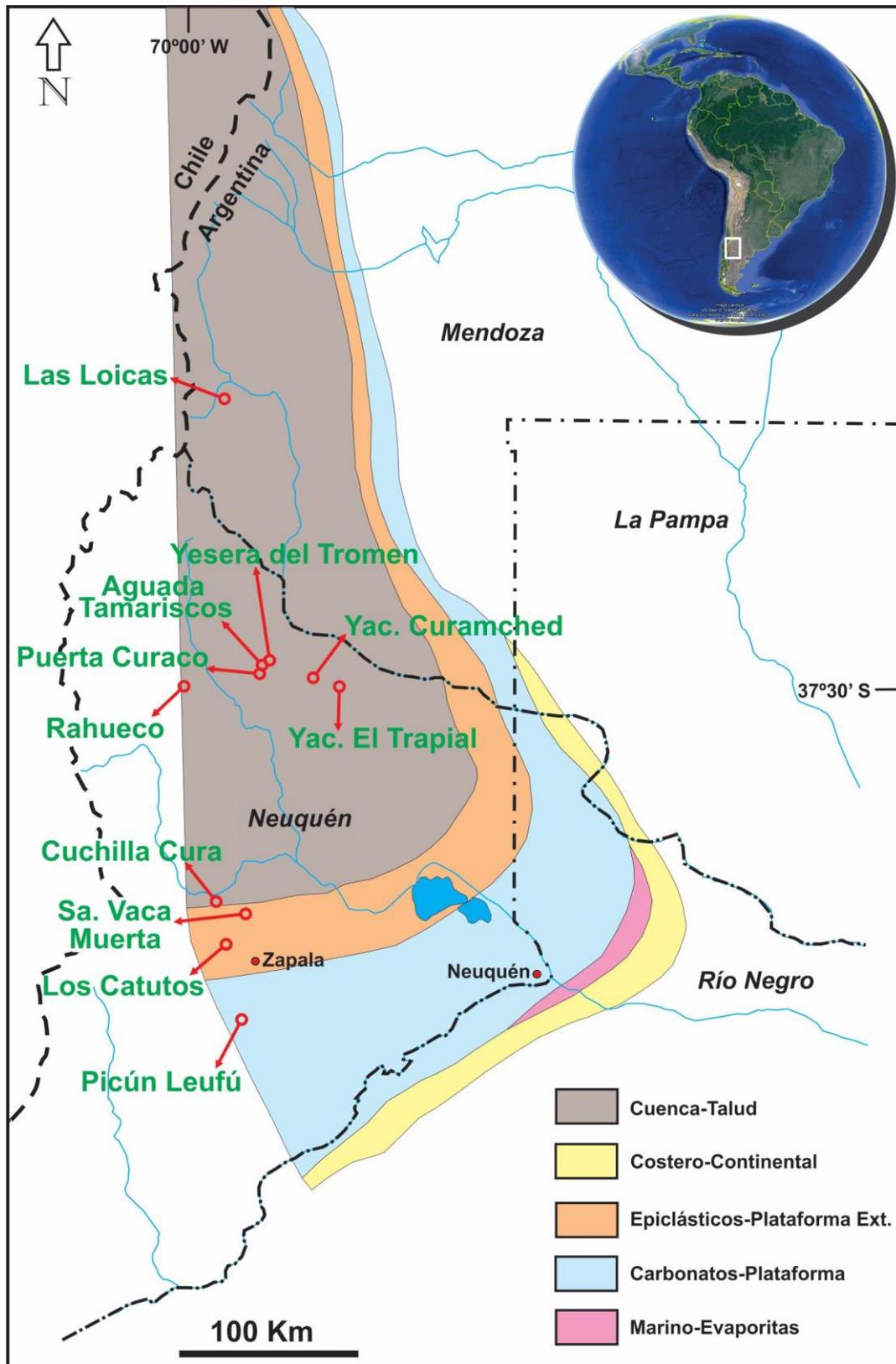
### 3.2. Estudios de superficie (afloramientos)

Se han estudiado un total de nueve áreas aflorantes, sobre las cuales se han realizado análisis con diversos grados de detalle, siendo las áreas más estudiadas la Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos y Puerta Curaco (Figuras 1.1 y 3.1). Se confeccionó la correlación estratigráfica de estos puntos con con el subsuelo, en los yacimientos El Trapial / Curamched, donde a su vez, se realizó un corte estructural de rumbo este-oeste (véase Fiugra 4.1).

Hacia el sur de la provincia de Mendoza se estudió el área de Las Loicas, uno de los afloramientos perteneciente a la Formación Vaca Muerta que se encuentra ubicado hacia el sector más septentrional dentro de la Cuenca Neuquina. Su contraparte hacia el sur, el área de Picún Leufú, se ubica dentro de lo que se conoce como la sub-cuenca de Picún Leufú al sur de la Dorsal de Huincul. Hacia el centro/sur y oeste de la Cuenca Neuquina, se encuentran los afloramientos de la localidad de los Catutos, la Sierra de la Vaca Muerta, el Cordón Cuchilla Curá y hacia el norte de estas, el área de Rahueco (Figuras 1.1 y 3.1).

El análisis regional de las áreas aflorantes ha permitido lograr una mejor comprensión de la heterogeneidad que posee a gran escala la Formación Vaca Muerta (Figura 3.1). La gran heterogeneidad litológica observada se debe a que casi la totalidad del área de la Cuenca Neuquina fue inundada en repetidas ocasiones por el mar (Legarreta y Villar, 2015), alcanzando su máxima expansión durante el Tithoniano y el Berriasiano temprano, lapso en que se depositaron las pelitas oscuras con calizas intercaladas especialmente hacia el centro de cuenca (Legarreta y Villar, 2015). Estas sucesiones cambian lateralmente a facies clásticas más gruesas y carbonáticas (Leanza y Hugo, 1977; Legarreta y Gulisano, 1984; Spalletti *et al.*, 2000; Legarreta y Villar, 2015). Hacia la parte sur del engolfamiento, la sedimentación carbonática fue generalmente inhibida por el influjo de sedimentos clásticos desde el sureste, con excepción del

Miembro Los Catutos y la Formación Picún Leufú, unidad carbonática que suprayace a la Formación Vaca Muerta en la zona de Zapala-Los Catutos (Scasso *et al.*, 2002).



**Figura 3.1:** Mapa paleogeográfico para el Tithoniano tardío (modificado de Legarreta y Uliana, 1996), aplicable con ligeras modificaciones al Tithoniano medio alto (según Scasso *et al.*, 2002).

### 3.2.1. Las Loicas

Ubicada dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe, el área se caracteriza por presentar corrimientos de piel gruesa, con bloques de basamento que encierran segmentos de piel fina (Maceda y Figueroa, 1995; Giambiagi *et al.*, 2005). La sección expuesta sobre la margen sureste de la ruta 145, forma parte del flanco OSO del anticlinal de Las Loicas (Nullo *et al.*, 2005), cuyo eje principal presenta una orientación NNO-SSE. Los bancos presentan una inclinación promedio de 69° hacia el suroeste, con un rumbo aproximado de 146°. El espesor relevado a partir de relaciones estructurales para el intervalo perfilado, fue de 250 m (teniendo en cuenta la ocurrencia de estructuras plegadas, volcadas y falladas, de menor escala). Hacia el tope, la Formación Vaca Muerta posee un contacto transicional con la Formación Agrio, generando grandes dificultades para reconocer su límite sin contar con conocimientos plenos y un estudio detallado de la fauna de Amonites (Benitez, 2015).

El trabajo de Benitez (2015) basado en los trabajos de Vennari *et al.* (2014) y Aguirre-Urreta *et al.* (2014), entre otros, permiten ver que la sección aflorante puede ser datada principalmente a partir de tres tipos de amonites (Figura 3.2.F), comprendiendo desde el Tithoniano inferior alto (Zona de *Virgatosphinctes andesensis* - *ex mendozanus*, ver Vennari, 2016) hasta el Berriasiano inferior (Zona de *Argentiniceras Noduliferum*) y Berriasiano superior (Zona de *Spiticeras damesi*). A partir del análisis sedimentológico, este autor reconoció tres asociaciones de facies, las cuales caracterizan los subambientes de cuenca, rampa externa distal y rampa externa proximal. Las facies de cuenca se componen de lutitas negras, castañas y gris oscuras (Figura 3.2.E), margas, y packstones intraclásticos (Figura 3.2.D), los cuales se alternan con packstones/grainstones peloidales, lapillitas, y bindstones microbianos (Figura 3.2.A y C). Fue interpretada por Vennari *et al.* (2014), Aguirre-Urreta *et al.* (2014) y Benitez (2015) como decantación de material en suspensión, en un ambiente de baja energía, por debajo del nivel de olas de tormenta, interrumpido esporádicamente por depósitos generados por el retrabajo y el transporte desde sectores someros. La ausencia de bioturbación le permitió interpretar condiciones anóxicas/subóxicas del sustrato. Las facies de rampa externa distal se componen de lutitas negras, lutitas castañas y grises oscuras, margas, packstones intraclásticos, packstones/grainstones peloidales, y lapillitas, con intercalaciones de tobas. Estos depósitos fueron interpretados por Benitez (2015) como un ambiente de baja energía, producto de la decantación de organismos pelágicos y de material terrígeno, y como producto del retrabajo y transporte de material desde sectores someros. La bioturbación escasa, le dio lugar a interpretar un sustrato subóxico. Las facies de rampa externa proximal presentan packstones/grainstones

peloidales y packstones intraclásticos, con intercalaciones de lutitas castañas y grises oscuras y margas, y episódicos niveles de lapillitas y tobas. Son abundantes las trazas de *Thalassinoides* (Benitez, 2015). Este autor, en concordancia con los trabajos de Vennari *et al.* (2014) y Aguirre-Urreta *et al.* (2014), interpretan estos depósitos como pertenecientes a un ambiente de energía moderada, donde predominan los procesos de retrabajo y transporte de material desde sectores someros.

Hacia la base de la Formación Vaca Muerta se pudieron analizar también una serie de filones andesíticos pertenecientes al Grupo Huincán (Bouza, 1991), (Figura 3.2.B).



**Figura 3.2:** **A)** Base de la Formación Vaca Muerta. Se observa la gran heterogeneidad litológica, compuesta principalmente por packstone, margas y lutitas negras con intercalaciones de tobas lapillíticas, *beef* muy finos (<1 cm), baja concentración de concreciones y amonites. **B)** Filones capa andesíticos, pertenecientes al Grupo Huincán, intruyendo a la Formación Vaca Muerta (Bouza, 1991) asignados al Mioceno temprano – Mioceno tardío (Nullo *et al.*, 2005). **C)** Vista general del pasaje de facies de cuenca a rampa externa. **D)** Detalle de packstone radiolarítico laminado, de color gris claro por fuera y oscuro en fractura fresca. **E)** Detalle del contacto entre banco de caliza recristalizada /grainstone y lutita negra laminada. **F)** Amonites: *Virgatosphinctes andesensiss* (circulo rosa) *Argentiniceras noduliferum* (circulo rojo), identificados por Vennari *et al.*, 2014; Vennari, 2016; y Aguirre-Urreta *et al.*, 2014.

### 3.2.2. Yesera del Tromen / Aguada de los Tamariscos / Puerta Curaco

Las áreas de la Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos y Puerta Curaco, se encuentran ubicadas al este del volcán Tromen, sobre el flanco este del anticlinal de la Yesera. Fueron estudiadas por numerosos investigadores, dadas sus óptimas

características en cuanto al nivel de exposición en superficie con secciones completas, de grandes espesores y de buena correlación lateral norte-sur. Para el objetivo de este trabajo, otra característica de suma importancia, yace en su cercanía con depocentros de valor económico ubicados hacia el este, entre los cuales, se destacan los yacimientos El Trapial / Curamched, a aproximadamente 30 km de distancia en línea recta.

Los aspectos geológicos relacionados con la evolución tectosedimentaria las sedimentología y ambientes sedimentarios, serán tratados en los ítems 2.1, 4.2 y 4.3, respectivamente. Mientras que los ítems 2.2 y 4.1, tratan de los aspectos estructurales regionales y del área ubicada desde el subsuelo hasta los afloramientos.

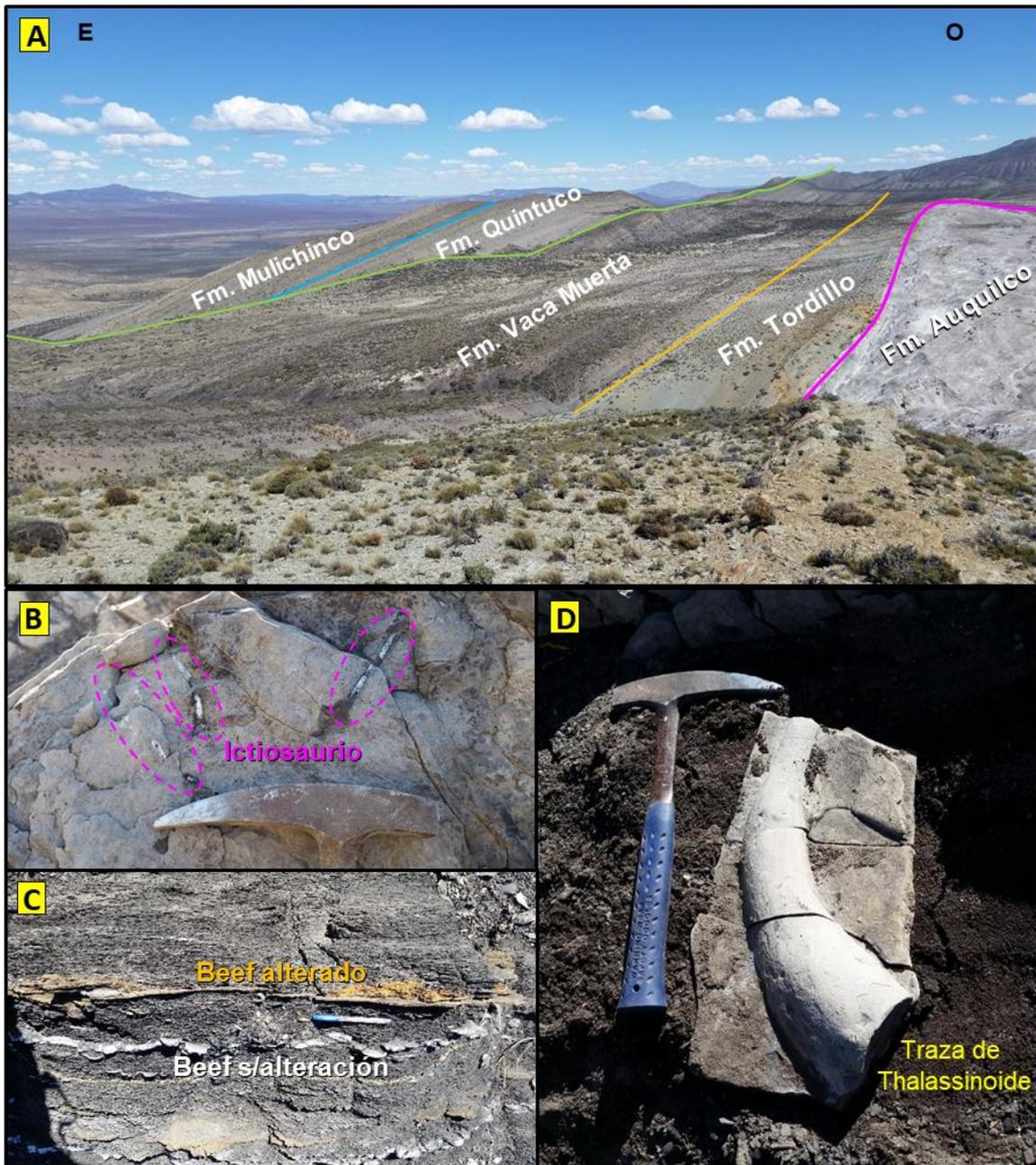
La Figura 3.3.A corresponde a la vista panorámica del contacto entre el techo de la Formación Tordillo y la base de la Formación Vaca Muerta, en el afloramiento del área de la Yesera del Tromen ubicado sobre la ruta Nacional N° 40. La Figura 3.3.B muestra el aspecto de la base de la Formación Vaca Muerta, donde es posible identificar la gran heterogeneidad de la misma, formada por la alternancia de capas de lutitas negras, bancos carbonáticos, margas, e intercalaciones de finos *beefs*, *ashbed* y arenas, así como la ocurrencia de concreciones ubicadas en ciertos niveles.



**Figura 3.3:** **A)** Fotografía tomada desde el oeste al contacto entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta hacia el área de la Yesera del Tromen. **B)** Aspecto general de la base de la Formación Vaca Muerta (informalmente conocida como “cocina”).

La Figura 3.4.A corresponde a la panorámica con vista al sur de la secuencia estratigráfica del área de la Aguada de los Tamariscos. En la fotografía se puede distinguir de base a techo a las formaciones Auquilco, Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco. Las Figuras 3.4.B, C y D muestran algunos detalles de interés encontrados entre la zona base y media de la Formación Vaca Muerta. En la fotografía 3.4.B es posible identificar restos óseos fósiles de un Ictiosaurio, reptil de gran tamaño con aspecto de pez y delfín, que habitó ambientes marinos profundos del período Jurásico (Spalletti *et al.*, 1999). Gasparini *et al.* (1995) identifican la zona de la Yesera del Tromen como una de las localidades con mayor contenido de este tipo de fosiles en la provincia de Neuquén. La fotografía 3.4.C muestra el detalle de una secuencia de lutitas negras

finamente laminadas, con el detalle de la intercalación de dos *beefs*, uno superior con alteración (colores castaños), y otro inferior de color blanco, sin alteraciones. Finalmente, la fotografía 3.4.D muestra un gran molde de traza de tipo Thalassinoide, indicando la presencia de un sustrato firme y un fondo rico en oxígeno de ambiente somero (Doyle *et al.*, 2005; Kietzmann y Palma, 2009), probablemente asociado con corrientes que transportaban oxígeno desde sectores más someros de la plataforma a sectores más distales (Rodríguez-Tovar *et al.*, 2010).



**Figura 3.4:** **A)** Panorámica con vista al sur de la secuencia estratigráfica de las formaciones Auquilco, Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco. **B)** Restos óseos fósiles de Ictiosaurio. **C)** Secuencia de lutitas negras finamente laminadas, con intercalaciones de *beefs* (mostrando grados variables de alteración). **D)** Traza de Thalassinoide.

La Figura 3.5.A muestra una vista panorámica con vista hacia el norte desde la ruta provincial N° 7, de la zona conocida como Puerta Curaco. El largo de la transecta observada en la fotografía es de aproximadamente un kilómetro y es posible observar los pases formacionales entre las unidades Mulichinco, Quintuco y Vaca Muerta, y el techo de la Formación Tordillo. La Figura 3.5.B muestra el aspecto de la base de la Formación Vaca Muerta, donde del mismo modo que en la Figura 3.5.B, es posible identificar la gran heterogeneidad vertical que presenta, con bancos de buena continuidad en la horizontal (en muchos casos en el orden de los kilómetros).

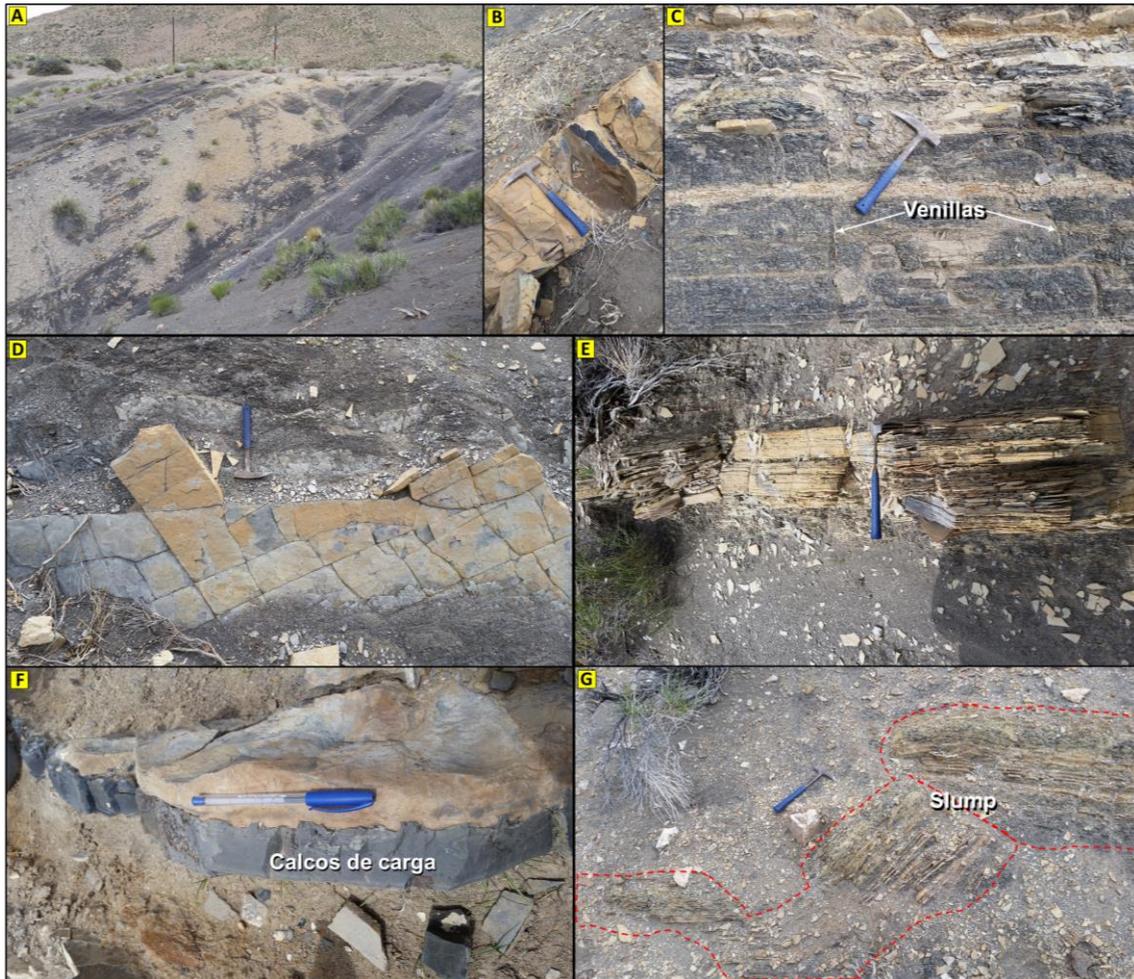


**Figura 3.5:** **A)** Fotografía tomada con vista al norte en el área de Puerta Curaco. Se observan los contactos entre las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco. **B)** Aspecto general de la base de la Formación Vaca Muerta.

### 3.2.3. Rahueco

El área estudiada se encuentra hacia el oeste del Cerro Caicayén, ubicado a 12,5 km en dirección sudoeste de la ciudad de Chos Malal y 35 km hacia el sudoeste de la zona principal de estudio de este trabajo. Aquí, la Formación Vaca Muerta aflora sobre el flanco este del anticlinal Rahueco, aproximadamente dentro de una zona de transferencia, marcada por el lineamiento Cortaderas, entre la faja plegada y corrida de Chos Malal hacia el norte y la faja plegada y corrida del Agrio hacia el sur (véase Figura 2.2). Los bancos que componen la formación inclinan hacia el este, alcanzando inclinaciones de  $84^\circ$  en la zona del contacto entre las formaciones Vaca Muerta y Mulichinco, pasando a los  $28^\circ$  en el contacto entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta hacia el oeste. El rumbo, se mantiene aproximadamente constante, en los  $341^\circ$ . El espesor aproximado relevado a partir de relaciones estructurales es de 842 m, que difiere de los 650 m relevado en el trabajo de detalle de Lebinson *et al.* (2015).

El área de Rahueco se encuentra hacia el oeste de la Yesera del Tromen, y representa un estadio de rampa externa a cuenca para el intervalo Titoniano-Berriasiano (Kietzmann *et al.*, 2016). Hacia el tercio superior de la Formación Vaca Muerta, aparecen intercaladas con las clásicas lutitas bituminosas y margas oscuras (Figura 3.6.A, B, C, D y E), facies atípicas de fangolitas verdosas y areniscas amarillento verdosas, de igual modo que un intervalo de mayor granulometría hacia el tope de la formación (Spalletti *et al.*, 2008).



**Figura 3.6:** **A)** Vista al SO del sector medio de la Formación Vaca Muerta. Se observan lutitas negras con intercalaciones de bancos carbonáticos de hasta 40 cm de espesor (véase foto B). **B)** Detalles de banco carbonático compacto, cubierto por patinas de óxido de color anaranjado. En fractura fresca se observa un color gris oscuro, dado por el contenido de materia orgánica. **C)** Banco de lutitas negras finamente laminadas, con intercalaciones de bancos carbonáticos de hasta 7 cm de espesor. Nótese fracturas verticales rellenas de carbonato (venas). **D)** Detalle de banco carbonático con diaclasamiento en dos direcciones principales, e inclinación de  $73^{\circ}$  hacia el este. **E)** Banco margoso, fuertemente laminado debido a sus planos de fisilidad. Se encuentra cubierto por patinas de óxido de color anaranjado y en fractura fresca se observa su color gris oscuro, dado por el contenido de materia orgánica. **F)** Calcos de carga. **G)** Depósitos de *slumps*.

La asociación de facies de grano fino fue interpretada por Spalletti *et al.* (2008) como el producto de la depositación hemipelágica por decantación suspensiva o por

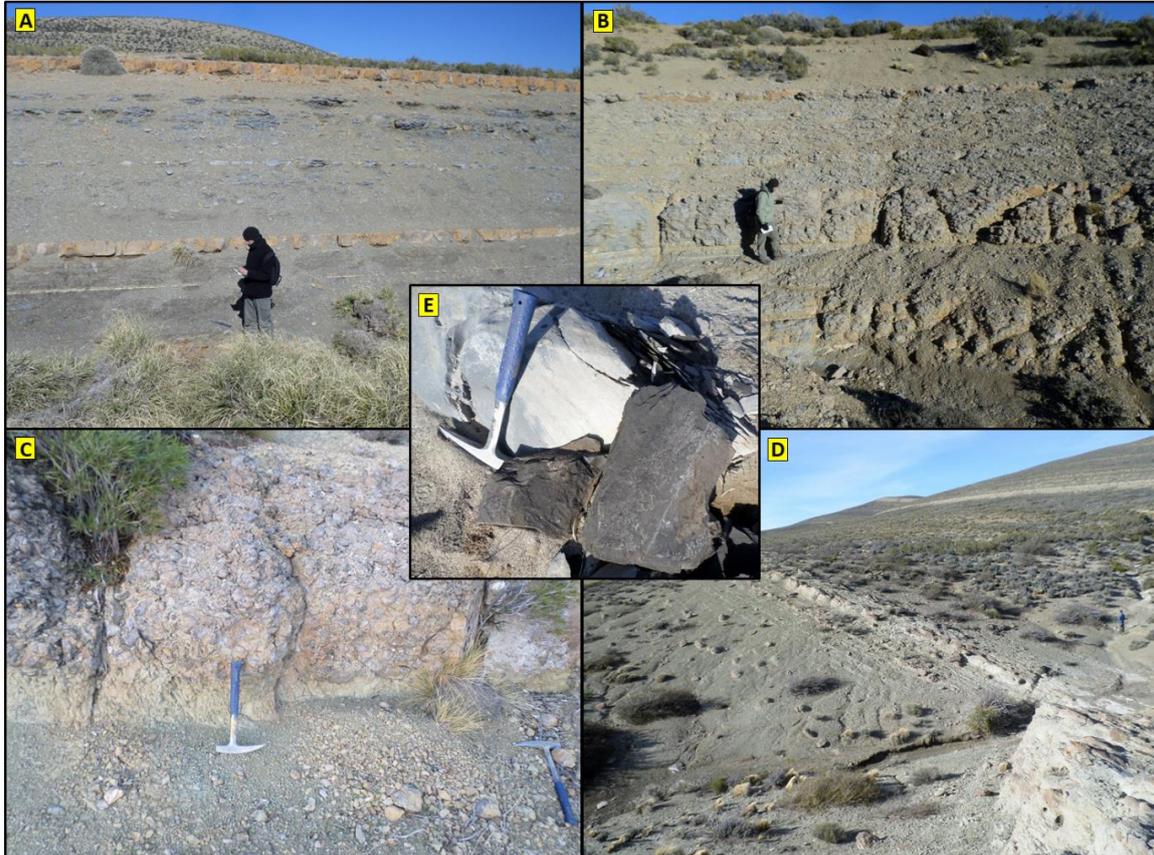
corrientes de turbidez muy diluidas con escasa concentración de material detrítico, mientras que los cuerpos de areniscas intercalados en las sucesiones de grano fino con típico diseño de superposición estrato-creciente, se interpretan como el producto de láminas de desbordamiento o lóbulos turbidíticos, pudiendo preservar en su base calcos de carga (Figura 3.6.F). Los depósitos de talud, en conjunto con los depósitos de *slumps* (deslizamientos) (Figura 3.6.G) y flujos gravitacionales, sugieren que esta área representó la zona más profunda de la cuenca (Spalletti *et al.*, 2008; Kietzmann *et al.*, 2016; entre otros).

#### 3.2.4. Cordón Cuchilla Curá / Sierra de la Vaca Muerta

La sierra de la Vaca Muerta se encuentra ubicada a aproximadamente 28 km en línea recta hacia el noroeste de la ciudad de Zapala. En el año 1973, Leanza designó esta área como la localidad tipo. Estructuralmente representa un anticlinal ubicado al sur de la faja plegada y corrida del Agrio, de aproximadamente 35 km de longitud, de orientación noreste-suroeste. Debido a que está parcialmente erosionado, se puede obtener una comprensión excepcional de las sucesiones del Jurásico al Cretácico. Los afloramientos pertenecientes a la Formación Vaca Muerta muestran patrones de ciclicidad de un carácter progradante a gran escala (Figura 3.7.D), propios de un sistema mixto entre plataforma y cuenca (Zeller, 2013). Tales ciclos se encuentran conformados por bancos margosos/arenosos con precipitación de carbonatos (bancos claros) y espesas secuencias de lutitas (bancos oscuros) que le otorgan a la sierra su aspecto bandeado. El espesor estimado a partir de la reconstrucción estratigráfica y estructural (considerando una inclinación promedio de 20° al sureste), fue de aproximadamente 1.300 m.

Hacia la zona centro y norte de la Sierra de la Vaca Muerta se pueden distinguir secuencias de bancos carbonáticos de color anaranjado y lutitas negras entre la base y la zona medio de la Formación Vaca Muerta (Figura 3.7.A). Por encima de éstas, se encuentran abundantes bancos carbonáticos y margosos ineterestratificados con bancos arenosos y en menor medida lutitas (Figura 3.7.B), mientras que hacia el tope de la formación abundan las facies de coquinas compuestas principalmente por bivalvos que corresponden a ambientes más someros (Figura 3.7.C). Hacia el norte de la sierra, en lo que respecta a la base de la secuencia, es posible hallar calizas carbonosas de color gris claro por fuera, pero color oscuro y olor a hidrocarburos en fractura fresca (Figura 3.7.E). Esto es debido al alto contenido de materia orgánica, que aumenta hacia la base de la formación en todos los puntos de la cuenca, pero fundamentalmente en el centro de la cuenca (Scasso *et al.*, 2002). Hacia la zona sur de la sierra, el Miembro Los

Catutos se encuentra en la base de la formación (Leanza y Zeiss, 1990; Scasso *et al.*, 2002; Kohan Martínez *et al.*, 2018; entre otros) y alcanza 61 m de espesor. Aquí se pueden observar gran abundancia de bancos carbonáticos y margosos de diversos espesores y colores (Figura 3.8.A, B y C).



**Figura 3.7:** Zona centro y norte de la Sierra de la Vaca Muerta. **A)** Vista al sureste de la secuencia ubicada entre la base y la zona medio de la Formación Vaca Muerta. Se distinguen bancos carbonáticos de color anaranjado y lutitas negras. **B)** Vista al suroeste de la secuencia ubicada entre la zona medio y el tope. Nótese la abundancia de bancos carbonáticos y margosos intercalados con bancos arenosos y en menor medida lutitas. **C)** Tope de la Formación Vaca Muerta. Detalle de banco de coquinas compuesto principalmente por bivalvos. **D)** Zona norte de la sierra. Sector medio a tope de la Formación Vaca Muerta. Vista al sur mostrando ciclos de depositación de bancos más margosos/arenosos con precipitación de carbonatos (bancos claros) y espesas secuencias de lutitas (bancos oscuros), los cuales le otorgan a la sierra su aspecto bandeado. **E)** Base de la secuencia. Detalle de caliza carbonosa de color claro por fuera. En fractura fresca se aprecia un color oscuro debido al contenido de material orgánica que desprende olor a hidrocarburos.

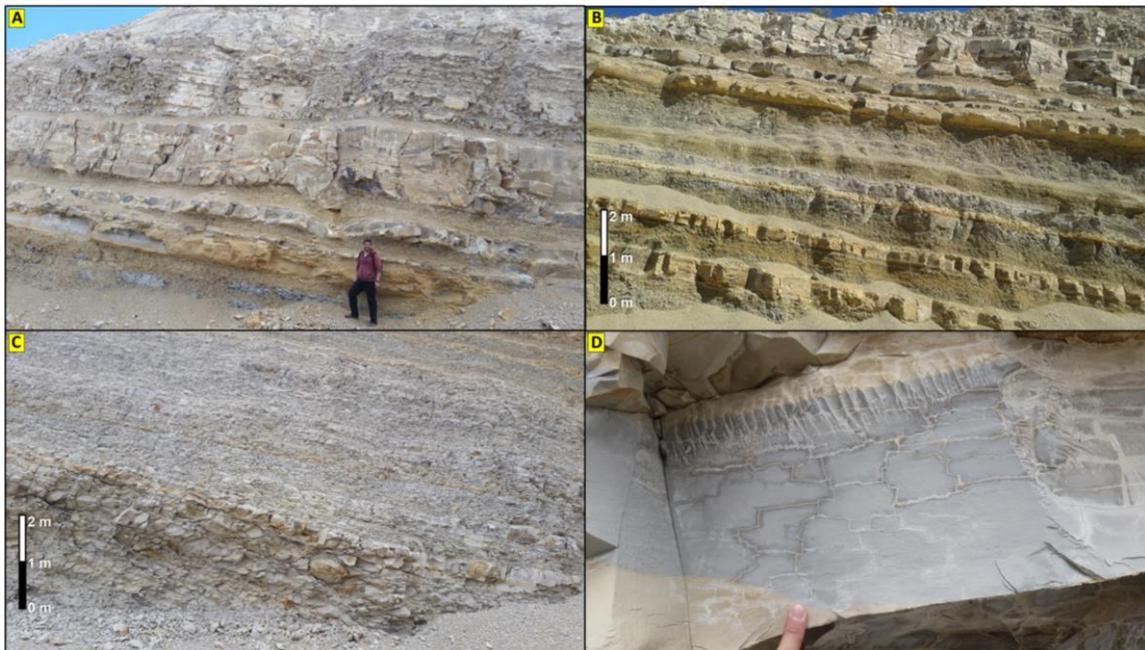


**Figura 3.8:** Zona sur de la Sierra de la Vaca Muerta. **A)** Vista al este de la base de la Formación Vaca Muerta en el Miembro Los Catutos. Nótese la abundancia de bancos carbonáticos y margosos de diversos espesores y colores. **B)** Detalle de banco carbonático masivo, de aproximadamente 40 cm de espesor, fuertemente diaclasado en dos direcciones principales. **C)** Detalle de margas fuertemente laminadas.

### 3.2.5. Los Catutos

El área de Los Catutos forma parte del extremo sur del flanco este del gran anticlinal de la sierra de Vaca Muerta (Lambert, 1956). Scasso *et al.* (2002) realizaron estudios en varias canteras cercanas a la ciudad de Zapala, entre ellas, la cantera El Ministerio es considerada como la localidad tipo para el Miembro Los Catutos de la Formación Vaca Muerta. En ese sector la secuencia se caracteriza por paquetes rítmicos de margas y calizas de 25 m de espesor y alcanzando un espesor máximo de 70 m (Leanza y Zeiss, 1990). Las calizas y margas (Figura 3.9.A, B, C y D) se encuentran compuestas mayormente por pellets, radiolarios, foraminíferos, ostrácodos, equinoideos, espículas de esponjas y gastrópodos, con cantidades menores de peloides, feldespato, chert, muscovita, glauconita y colofano. Según Scasso *et al.* (2002), la esmectita y los interestratificados componen principalmente la fracción menor

de 2 micrones, mientras que la mayor abundancia de caolinita en las margas sería el resultado de condiciones climáticas más húmedas en el continente. Scasso *et al.* (2002) estimaron hasta un 1,95% de COT, considerando esta sección de la formación como una roca madre de hidrocarburos de regular a buena, aunque térmicamente inmadura. Dichos autores (incluyendo a Kohan Martínez *et al.*, 2018) infieren un ambiente sedimentario de rampa externa, con baja pendiente, en un mar abierto, de baja energía, disaeróbico, y con altas tasas de sedimentación resultado de una alta productividad en la superficie sumada al aporte de plumas de material suspendido desde la zona litoral.



**Figura 3.9:** En forma general, las Figuras **A**, **B** y **C**, muestran niveles de margas más friables y erosionados, presentando espesores variables entre los 20 y 50 cm, llegando hasta más de 1 m, intercalados con bancos de calizas de espesores similares en promedio. Intercalando los bancos más duros, se encuentran bancos de lutitas friables de colores grisáceos y amarronados. **D)** Detalle de banco carbonático mostrando fracturas en patrones cúbicos, con incipiente disolución.

### 3.2.6. Picún Leufú

La Formación Vaca Muerta aflora en el flanco sur del anticlinal de Picún Leufú, área clásica para el estudio de las sucesiones clásticas mixtas del Titoniano-Berriasiano (Leanza, 1973; Spalletti *et al.*, 2000; Armella *et al.*, 2007; Leanza *et al.*, 2011; Zeller, 2013), mostrando un buen desarrollo de la secuencia, junto con afloramientos de extensa continuidad lateral a ambos lados de la ruta nacional N° 40 y su río homónimo. Con una inclinación promedio de 26° hacia el sur, se estimó un espesor promedio para la Formación Vaca Muerta de 315,6 m, valor cercano al relevado por Leanza en el año 1973 para la misma sección (336 m). La secuencia sedimentaria se encuentra

conformada principalmente por lutitas, limos, arenas finas a medias, margas y calizas (Figuras 3.10.B y C), con intercalaciones de niveles tobáceos (Figura 3.10.D) depositados en ambiente de plataforma con fauna de amonites del Tithoniano (Spalletti *et al.*, 2000; Zavala y Freije, 2002; Armella *et al.*, 2007). Según Zavala y Freije (2002), hacia el techo de la sucesión se reconoce el pasaje gradual a carbonatos de ambientes de plataforma a litorales, asignados a la Formación Picún Leufú (equivalente a la Formación Quintuco) (Figuras 3.10.A y C).



**Figura 3.10:** **A)** Vista al sur desde la ruta nacional N°40 de la secuencia sedimentaria compuesta por las formaciones Challacó, Vaca Muerta y Picún Leufú. **B)** Lutitas y limolitas amarillentas y grisáceas con intercalaciones de bancos de calizas y margas castañas con patinas claras. **C)** Espesos bancos de arenas medias con estratificación horizontal hacia el tope de la Formación Vaca Muerta. Por encima, se observan areniscas calcáreas y calizas de la Formación Picún Leufú. **D)** Bancos tobáceos intercalados a lo largo de la secuencia sedimentaria.

### 3.3. Estudio de subsuelo (yacimiento)

#### 3.3.1. Yacimiento El Trapial / Curamched

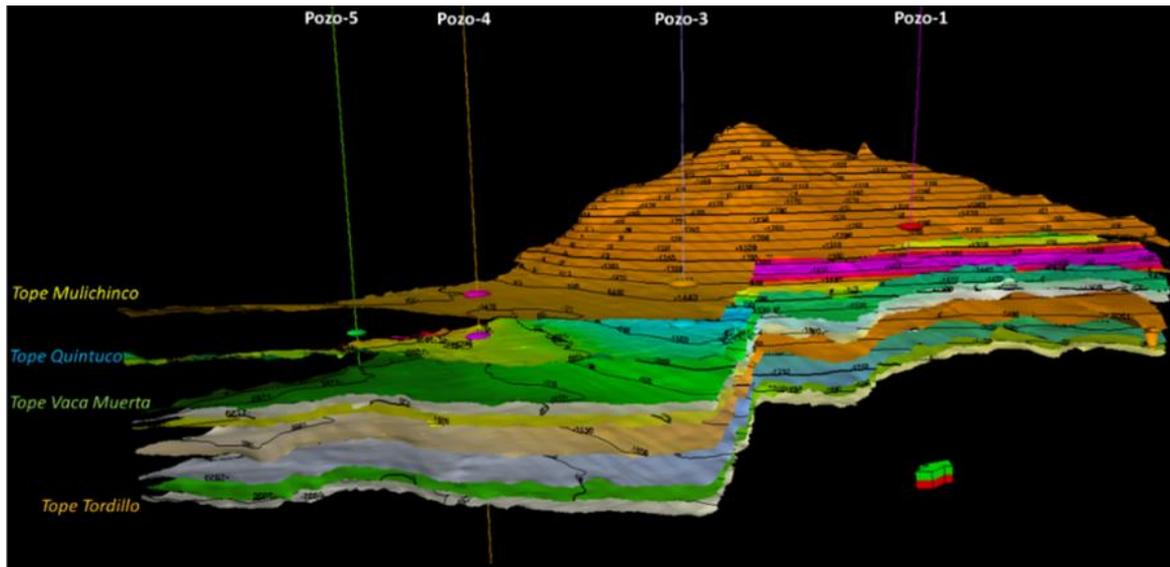
Los yacimientos El Trapial / Curamched, se encuentran ubicados hacia el centro-oeste de la provincia de Neuquén, a aproximadamente 205 km en línea recta hacia el noroeste de la ciudad de Neuquén (Figuras 1.1 y 3.11). A grandes rasgos, la estructura

general del área está caracterizada por un alto de orientación noreste-suroeste vinculado al complejo volcánico Cerro Bayo-El Trapial hacia el noreste, y el sinclinal de Huantraico ubicado hacia el oeste (Cuervo *et al.*, 2014). Su proximidad con el límite de la faja plegada y corrida le ha otorgado un gran interés para este trabajo, ya que permitió generar buenas correlaciones estratigráficas y estructurales, desde el subsuelo, hasta la superficie (véase capítulo 4).



**Figura 3.11:** Mapa de ubicación de los Yacimientos El Trapial y Curamched (polígonos amarillos). Al oeste se encuentran los afloramientos pertenecientes a la Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos y Puerta Curaco (en color verde).

Un estudio intensivo con objetivo en la Formación Vaca Muerta fue iniciado en la zona por la empresa Chevron en el año 2011 (Crousse *et al.*, 2015), para analizar el recurso hidrocarburífero de tipo no convencional a partir de la información disponible en 5 pozos y una cobertura sísmica 3D de un 80% del área (Figura 3.12). Esta fase continuó con una campaña de perforación de 4 pozos verticales exploratorios (denominados aquí como Pozo-1, Pozo-3, Pozo-4 y Pozo-5), con un conjunto completo de registros eléctricos de pozo, más de 400 m de coronas, estudios de laboratorio en testigos (*plugs*), y estudios en recorte de roca (*cutting*).



**Figura 3.12:** Interpretación gráfica de los tope formacionales pertenecientes a las formaciones Mulchinco, Quintuco, Vaca Muerta y Tordillo. Modelo obtenido a partir de la utilización del software PETREL, instalado en el laboratorio de geomecánica del ITBA. El mismo permitió la interpretación sísmica 3D, junto a su puesta en profundidad guiada por cuatro pozos verticales de tipo exploratorios analizados en este trabajo.

## 4 - GEOLOGÍA DEL SISTEMA VACA MUERTA – QUINTUCO EN LA ZONA DE ESTUDIO

### 4.1. Estructura del área

Para caracterizar la estructura del área de estudio, se ha realizado una sección estructural de rumbo este-oeste de 73,7 km (Figura 4.1). Dicha sección fue construida en dirección perpendicular a las estructuras principales, ocupando la zona de transición entre la FPyC de Malargüe, la FPyC del Agrio (al oeste), y el Engolfamiento Neuquino (al este). La interpretación de campo basada en el análisis del corte estructural “A” (Figura 4.1), y las transectas estructurales “B”, “C” y “D” (Figura 4.2), son compatibles con un acortamiento E-O. Rojas Vera *et al.* (2015) han reportado un acortamiento aproximado del 7.5% en una sección estructural de similar rumbo, ubicada a aproximadamente 11,75 km al norte del área de este estudio. La sección analizada por Rojas Vera *et al.* (2015) posee una longitud de 117 km de largo, desde la Cordillera del Viento hasta el sinclinal Huantraico (latitud 37° 16 'S), representando una superposición de aproximadamente 57 km con la transecta principal “A” de este trabajo. Del análisis estructural que se realizará a continuación, se podrá observar una estrecha correlación entre las características estructurales de ambos trabajos. En esta tesis no se reconstituyó la sección estructural, pero se tomó como punto de partida el trabajo realizado por Rojas Vera *et al.* (2015) para el cálculo del acortamiento. Si se considera que la porción más extensa de la sección transversal analizada aquí se encuentra situada al este del límite de la FPyC, se podría inferir que el acortamiento debería ser de al menos 6.5%, o incluso menor que este valor (Figura 4.1).

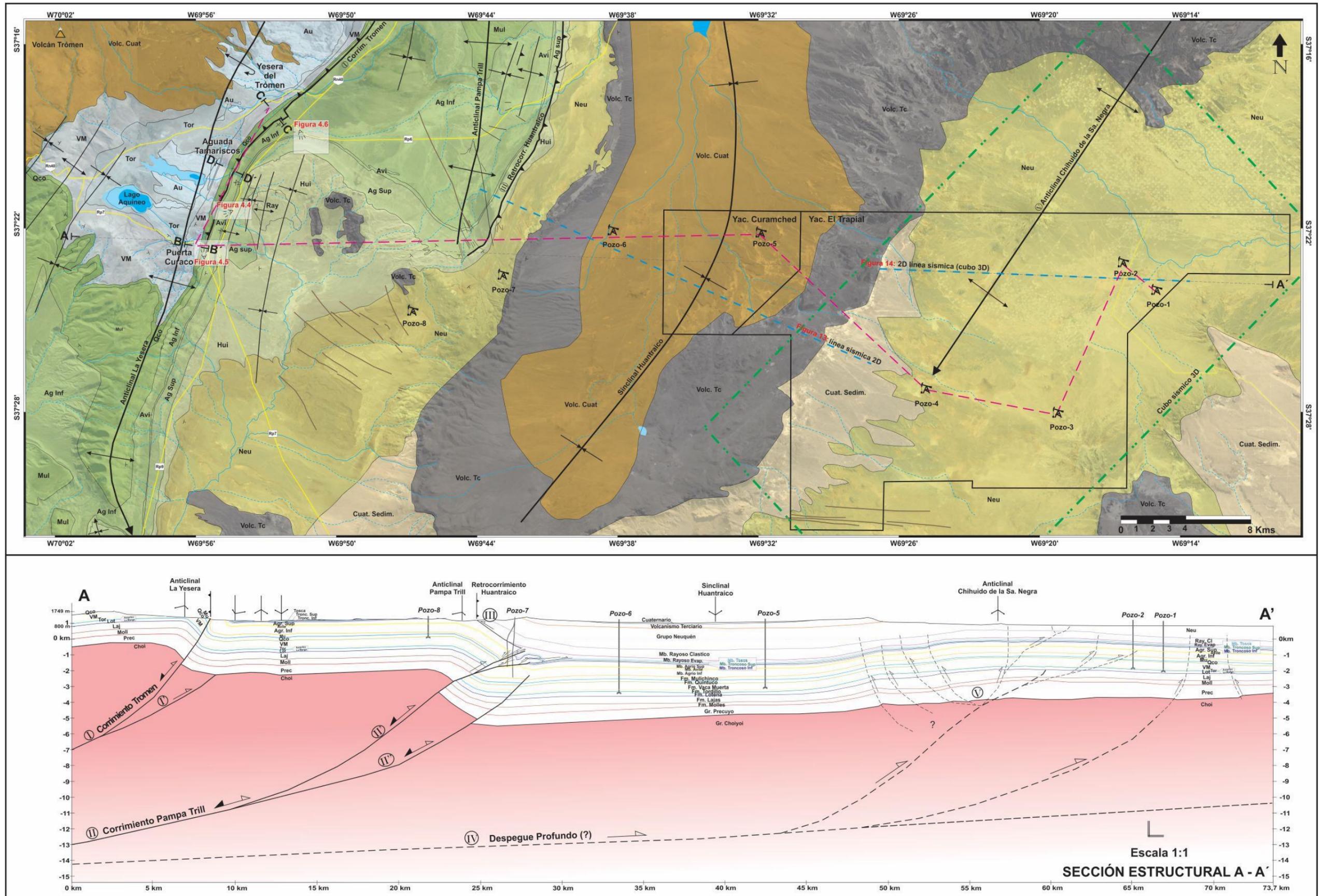
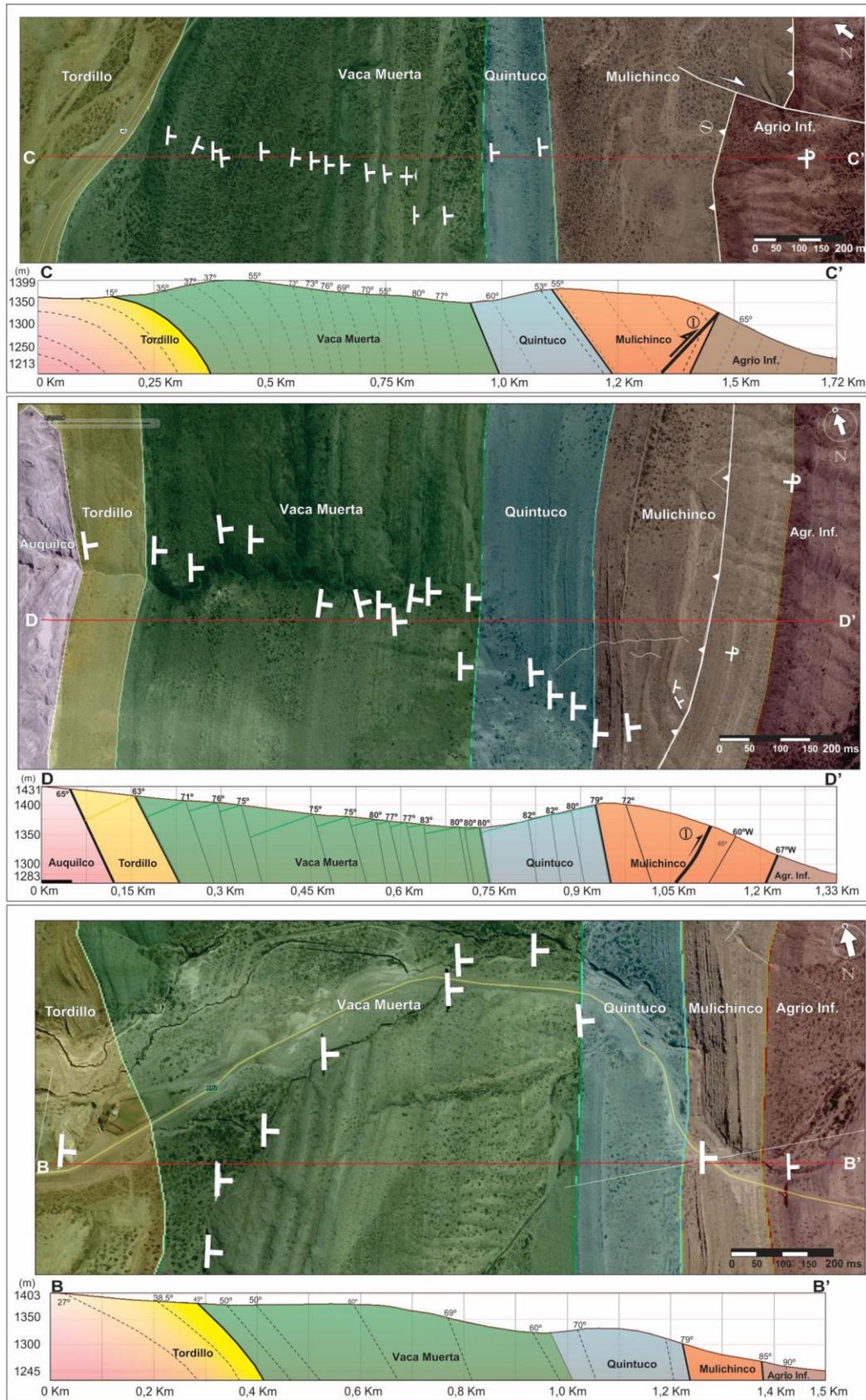


Figura 4.1: Mapa geológico junto a su correspondiente corte estructural A - A'. La correlación estratigráfica se encuentra representada por la línea discontinua en color rosa. La línea discontinua en color verde representa el área cubierta por la sísmica 3D, mientras que la línea discontinua en color celeste representa la sísmica 2D.



**Figura 4.2:** Transectas geológicas ubicadas de norte a sur (véase la Figura 4.1): Yesera del Tromen (C-C'), Aguada de los Tamariscos (D-D') y Puerta Curaco (B-B'). Las tres transectas cortan el flanco oriental del anticlinal de La Yesera, presentando además un mayor buzamiento hacia el este. Nótese la ausencia del corrimiento Tromen en el área de Puerta Curaco. Escala vertical/horizontal 1:1.

Dentro del área de estudio, la estructura más occidental se encuentra representada por el corrimiento Tromen (I), de vergencia hacia el este, y ubicación sobre la ladera oriental del volcán Tromen (Figuras 4.1, 4.2 y 4.3). Según los datos sísmicos, se trata de una estructura profunda que involucra el basamento Paleozoico / Triásico (Kozłowski *et al.*, 1996; Zapata *et al.*, 1999). Este corrimiento de rumbo NNE-SSO, se describe como una estructura ciega desde Puerta Curaco hacia el sur, conformando un anticlinal asimétrico en superficie. Por el contrario, desde Puerta Curaco hacia el norte, la estructura puede observarse aflorante en superficie. El corrimiento Tromen estuvo activo en el Neógeno, durante la fase Quechua de la Orogenia Andina (Cobbold y Rossello, 2003). Kozłowski *et al.* (1996), sugirieron que la deformación compresional en el área se detuvo hace 12 millones de años. Folguera *et al.* (2004), Ramos y Folguera (2005), y Kay *et al.* (2006) estimaron una edad pliocena temprana para las últimas fases de deformación compresional. Sin embargo, los eventos compresionales más recientes, se encontrarían datados con mayor precisión en los depósitos glaciales cuaternarios (Zollner y Amos, 1973), y en pliegues y fallas activas (Cobbold y Rossello, 2003).

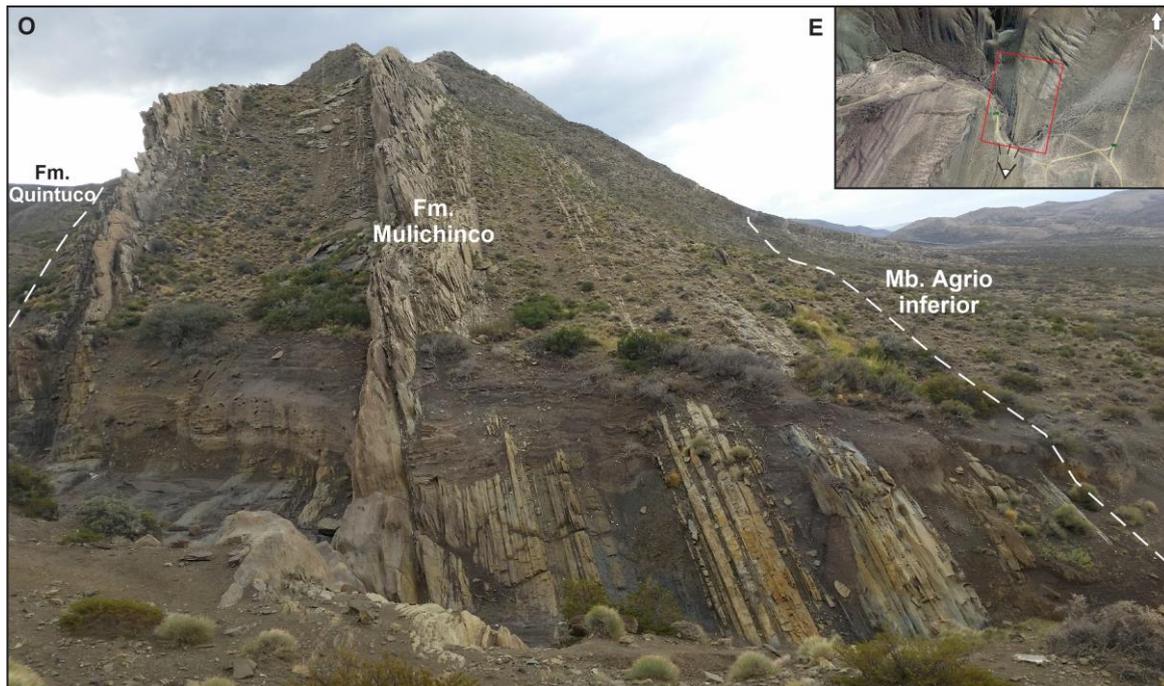


**Figura 4.3:** Vista hacia el oeste mostrando el corrimiento Tromen, el cual presenta vergencia hacia el este, y se lo encuentra ubicado sobre el flanco este del anticlinal volcado de La Yesera. Para su ubicación, véase la Figura 4.1.

Pliegues sinclinales y anticlinales suaves, asociados con el corrimiento Tromen, revelan la existencia de una serie de fallas de atajo (*shortcut fault - I'*) en profundidad. Dicho corrimiento, representa la inversión tectónica de fallas normales preexistentes, dándose sobre el bloque bajo del basamento, y presentando vergencia hacia el este. El corrimiento Tromen, junto a sus estructuras asociadas, representan el límite sudeste de la FPyC de Chos Malal.

El bloque colgante del corrimiento Tromen, presenta como una de sus principales estructuras asociadas al anticlinal de La Yesera, el cual posee un rumbo NNE-SSO, con sus flancos entre asimétricos y volcados. Sobre sus flancos, se exponen las secuencias sedimentarias que incluyen desde las evaporitas jurásicas pertenecientes a la

Formación Auquilco (Holmberg, 1976; Kozłowski *et al.*, 1996), a la Formación Agrio (Figura 4.2). Se caracteriza por un flanco occidental con inclinación suave hacia el oeste, y un flanco oriental, que inclina abruptamente hacia el este (Figura 4.4). Este anticlinal representa un pliegue por propagación de falla, debido a la transferencia de desplazamiento ascendente hacia estratos no fallados. A lo largo del plateau de Pampa Tril, los estratos mesozoicos de las formaciones Mulichinco, Agrio, Huitrin y Rayoso inclinan suavemente hacia el oeste (Figura 4.5).



**Figura 4.4:** Flanco oriental del anticlinal La Yesera. Nótese que los estratos de las formaciones Quintuco, Mulichinco y Agrio presentan un fuerte buzamiento (hasta 85°-90°) hacia el este. Véase la Figura 4.1. para su ubicación.



**Figura 4.5:** Plateau de Pampa Tril, mostrando el leve buzamiento hacia el oeste que presentan los estratos mesozoicos de las formaciones Agrio y Huitrin. Para su ubicación, véase la Figura 4.1.

Las interpretaciones del subsuelo se obtuvieron a partir del análisis de líneas sísmicas 2D y un cubo sísmico 3D que cubre el yacimiento El Trapial provistos por la compañía Chevron (Figura 4.1). Además, se contó con la información proveniente de

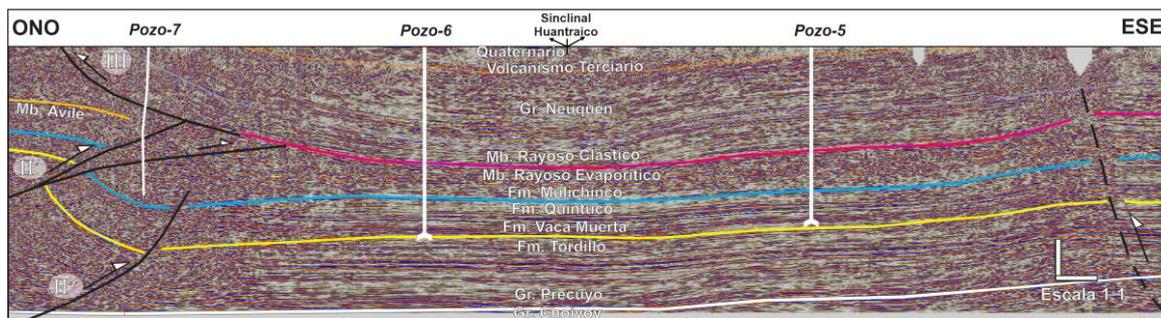
ocho pozos, denominados en forma consecutiva de Pozo-1 a Pozo-8, en dirección este a oeste (información provista por la compañía Chevron). Algunos de estos pozos fueron utilizados para calibrar y ajustar los pases formacionales en profundidad (topes), facilitando y mejorando la calidad de la interpretación sísmica.

Para una mayor comprensión regional de las geometrías del subsuelo, se interpretaron una serie de líneas sísmicas 2D ubicadas en dirección noroeste-sureste, desde el flanco oriental del anticlinal Pampa Trill, hasta aproximadamente unos 4 km del Pozo-4. La Figura 4.6 muestra la línea sísmica 2D más representativa (dentro del conjunto de líneas sísmicas) en esta área en particular, con un largo de 26,4 kilómetros. A partir de la extrapolación de los topes identificados en los pozos 5, 6, 7 y 8, fue posible interpretar y asociar una serie de horizontes a la columna estratigráfica analizada. Es importante remarcar que la línea sísmica exhibe mala calidad hacia el oeste debido a la espesa capa de basaltos en superficie, sumado a la estructuración dada en el límite de la FPyC, donde los estratos se encuentran fuertemente plegados y fallados en profundidad.

El anticlinal Pampa Trill muestra una longitud de onda amplia, con un flanco occidental que buza suavemente hacia el oeste, y un flanco oriental con un fuerte buzamiento hacia el este. La secuencia estratigráfica ha sido cortada por el corrimiento Pampa Trill (II), el cual se divide en dos ramas. Por un lado, continua con su propagación principal (II'), y por el otro, continua por un atajo profundo (*shortcut fault*) (II'') (véase Figuras 4.1 y 4.6). Al igual que el corrimiento Tromen, esta estructura se encuentra asociada a un pliegue por propagación de falla en profundidad, desarrollada por la transferencia de desplazamiento compresional ascendente, combinándose con una serie de estructuras dúplex imbricadas, con un nivel de despegue en el Miembro Evaporítico Rayoso. Este modelo sigue la clásica zona triangular descrita por Ploszkiewicz (1987), Viñes (1989, 1990), Rojas Vera *et al.* (2015), entre otros. Además, el área de estudio sigue la misma tendencia estructural e historia evolutiva de los yacimientos El Portón y Filo Morado, por lo tanto, pueden considerarse análogos (Zamora Valcarce *et al.*, 2006). Por su parte, el retrocorrimiento de Huantraico (III), se habría generado gracias a la concentración de esfuerzos durante el levantamiento de la cordillera de los Andes, dando lugar a la inversión de fallas previas. Posee vergencia hacia el oeste, y un despegue en el Miembro Evaporítico Rayoso (Figura 4.6).

El sinclinal Huantraico es una estructura plegada de gran longitud de onda, con flancos tendidos suavemente hacia el eje central. Está estructura afecta la secuencia estratigráfica comprendida por el Miembro Rayoso Clástico, el Grupo Neuquén y la cubierta volcánica terciaria y cuaternaria (Figura 4.6).

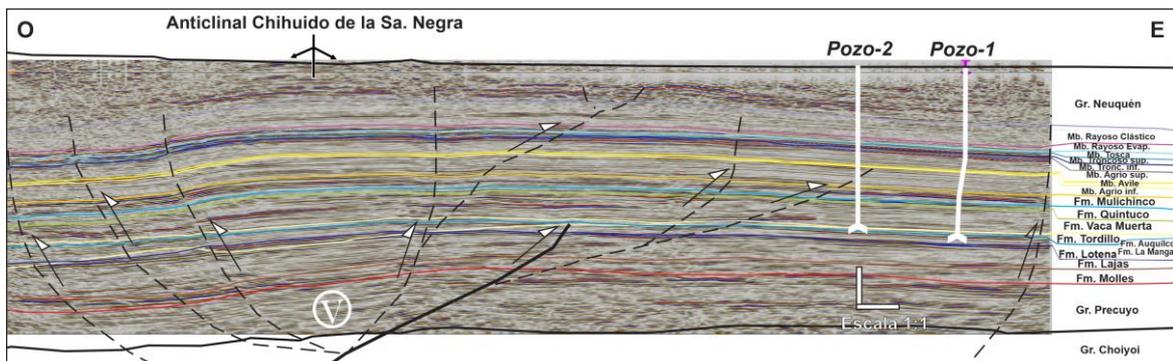
En esta área, la Formación Vaca Muerta alcanza los 3.500 m bajo el nivel del mar como resultado del hundimiento del bloque ubicado hacia el este del límite de la FPyC (representando la porción más occidental de la cuenca de antepaís). Tal hundimiento, se encuentra relacionado por la carga tectónica ocurrida hacia el oeste, debido a la evolución del conjunto de corrimientos principales, secundarios, retrocorrimientos y la imbricación de los dúplex, descritos anteriormente.



**Figura 4.6:** Línea sísmica 2D en dirección ONO-ESE y 26,4 km de extensión. Hacia el ONO es posible observar el corrimiento Pampa Trill (II' y II'') y el retrocorrimiento Huantraico (III). La interpretación de inclinación de capas y fallas encontradas en el Pozo-7, en conjunto con algunas características observadas en la sísmica, demuestran la existencia de estructuras deformacionales en forma de dúplex. Hacia el Pozo-6, la base de la Formación Vaca Muerta alcanza unos 3.500 m de profundidad. Para su ubicación, véase la Figura 4.1. La escala vertical/horizontal es 1:1.

El anticlinal Chihuido de la Sierra Negra representa un braquianticlinal, donde su eje buzante hacia el suroeste, se encuentra en territorio ocupado por los yacimientos El Trapial / Curamched (Valenzuela *et al.*, 2011). Valenzuela y Comeron (2005) describieron por primera vez esta estructura, sin embargo, ha sido recientemente modificada por Valenzuela *et al.* (2011) en las áreas de Chihuido de la Sierra Negra - Lomita - El Trapial / Curamched, y se ha interpretado como consecuencia de la intrusión de cuerpos ígneos terciarios (lacolitos y filones) entre los niveles estratigráficos profundos. Hacia el norte del campo El Trapial / Curamched, el cerro Bayo de la Sierra Negra, define una clara estructura local. Este es un complejo volcánico, asociado con un lacolito (Holmberg, 1976). Datos sísmicos, más información proveniente de pozos, muestran que no es un solo cuerpo intrusivo, sino que de trata de un enjambre de filones dispuestos en forma subhorizontal y que en conjunto constituyen un tronco central con varias ramas (González y Aragón, 2000). Los intrusivos son de composición andesítica (Orchuela, 1975) y están ubicados en los niveles de Quintuco, Vaca Muerta, Mulichinco, Avilé, Agrío y La Tosca. La edad de los cuerpos intrusivos fue datada en testigos de roca obtenidos por Chevron, y ha sido estimada entre los 15,8 a 17,7 millones de años (Gulisano *et al.*, 1996), coincidentes con las edades obtenidas en afloramientos por Cobbold y Rosello (2003).

El análisis estructural realizado a partir del análisis del bloque sísmico 3D, y en particular la línea sísmica perpendicular a las estructuras principales (*x-line*), mostrada en la Figura 4.7, agregó complejidades a esta área en particular. En este trabajo se interpretó un conjunto de fallas inversas a las que se denominó como complejo estructural (V), donde se desarrolla una estructura emergente en forma de *pop-up* como resultado de esfuerzos compresivos más jóvenes que la generación de las FPyC's. Su propagación a través de un despegue listrico en profundidad "IV" (Figura 4.1), habría desarrollado una serie de corrimientos y retrocorrimientos que permitieron la reacomodación de la deformación. Asimismo, a partir del análisis de registros de pozos y coronas, fue posible identificar una serie de intrusiones de filones volcánicos en diferentes niveles, lo que es coincidente con estudios anteriores donde se describe para el área una estructura en forma de domo (Zamora Valcarce, *et al.*, 2009; Rojas Vera, *et al.*, 2015; entre otros). En consecuencia, el bloque elevado ubicado entre estas fallas habría conformado el anticlinal de Chihuido de la Sierra Negra.



**Figura 4.7:** Interpretación de la línea sísmica extraída del cubo sísmico 3D, en dirección E-O, perpendicular a las estructuras principales (*X-LINE*), con una longitud de 25,2 kilómetros. Nótese el anticlinal Chihuido de la Sierra Negra, desarrollado como una estructura emergente de tipo *pop-up*. Para su ubicación, véase la Figura 4.1. La escala vertical/horizontal es 1:1.

## 4.2. Sedimentología

### 4.2.1. Antecedentes

En 1931, Weaver introduce el nombre de Formación Vaca Muerta a la literatura geológica para describir un grupo de estratos de edad tithoniana, conformados por pelitas y calizas oscuras, con una fauna muy rica en amonites. Desde entonces ha sido objeto de interés, por ser representativa de la mayor ingresión marina dentro de la Cuenca Neuquina (Legarreta y Uliana, 1991), formando la roca generadora más importante de esta cuenca y del país (Mitchum y Uliana, 1982, 1985; Gulisano *et al.*,

1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana 1991, 1996; Legarreta *et al.*, 1993; Legarreta y Villar, 2011; Leanza *et al.*, 2011; Leanza, 2012).

Autores como Marchese (1971) y Digregorio (1972), consideraban a esta unidad como dos formaciones diferentes, una inferior denominada Formación Vaca Muerta (Tithoniano), y otra superior denominada Formación Quintuco (Berriasiano - Valanginiano inferior), o su análogo Formación Picún Leufú (Leanza, 1973), hacia la zona sur de la cuenca, agrupando rocas sedimentarias calcareas de edad Tithoniano-Berriasiano, entidades bien diferenciables en la Sierra de la Vaca Muerta. Leanza (1973), definió su localidad tipo en la pendiente occidental de la Sierra de la Vaca Muerta (Neuquén) y la extendió hasta la base de la Formación Mulichinco en Neuquén, y la base de la Formación Chachao en el sur de Mendoza (Leanza *et al.*, 1977; Leanza, 1993).

Los primeros trabajos bioestratigráficos regionales de esta unidad corresponden a Bodenbender (1892), Wehrli y Burckhardt (1898) y Burckhardt (1900a, 1900b, 1903) sobre muestras de amonites recolectados en las provincias de Neuquén y Mendoza. Entre los numerosos estudios bioestratigráficos de detalle, se destacaron posteriormente los trabajos de Leanza (1945), Leanza y Hugo (1977, 1978), Leanza *et al.*, 1977, Leanza y Wiedmann (1980), Leanza (1981a, 1981b), Leanza y Zeiss (1990, 1992), Aguirre-Urreta y Scasso (1998), Riccardi (1984), Aguirre-Urreta y Rawson (1993, 1997, 2003), Aguirre-Urreta *et al.* (1999, 2005, 2007, 2011), Riccardi *et al.* (1999, 2000, 2008a, 2008b y 2011), Zeiss y Leanza (2008, 2010), entre otros.

El estudio del ordenamiento de los afloramientos mesozoicos y sus características paleogeográficas fue realizado por Groeber (1918a), quien analizó además las fases diastróficas mesozoicas y cenozoicas (Groeber, 1918b). Posteriormente, Groeber (1929, 1946, 1947a, 1947b, 1947c, 1950) identificó discontinuidades que limitan ciclos estratigráficos a partir de la zonación de Amonites. Leanza (1945) realizó un esquema de la zonación de amonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior en el área sur de la provincia de Mendoza. Groeber *et al.* (1953) desarrollaron un esquema de zonación de mayor detalle, donde se propuso la subdivisión cronoestratigráfica de las secuencias sedimentarias mesozoicas de la Cuenca Neuquina en tres ciclos sedimentarios: Jurásico, Ándico y Riográndico. Marchese (1971) analizó los rasgos estratigráficos de la Cuenca Neuquina siguiendo la teoría geosinclinal, mientras que Yrigoyen (1972, 1979) propuso una alternativa distinta del marco estratigráfico para interpretar la evolución tectosedimentaria de la región, a partir del análisis de las variaciones faciales de la cuenca.

El uso de nuevas tecnologías como la sísmica de reflexión y la estratigrafía secuencial, permitieron el análisis del relleno sedimentario a escala regional. Sobre la

base del este concepto, Legarreta y Gulisano (1989) realizaron un análisis secuencial del relleno sedimentario de la cuenca para el intervalo Triásico - Terciario. Legarreta y Uliana (1991, 1996) y Legarreta *et al.* (1993) analizaron las secuencias depositacionales Jurásico-Cretácicas, mientras que Gulisano *et al.* (1984a, b), Mitchum y Uliana (1985), y Spalletti *et al.* (2000), estudiaron las secuencias depositacionales de la Formación Vaca Muerta. Otros estudios han examinado el carácter sedimentológico de las sucesiones aflorantes, analizando sus geometrías a diferentes escalas (Riccardi, 1988; Riccardi *et al.*, 1999; Leanza y Zeiss, 1990; Armella *et al.*, 2007; Zeller, 2013). Entre algunos de los estudios modernos relacionados con interpretaciones paleoambientales, estratigráficas y tectosedimentarias dentro de la provincia de Neuquén, se encuentran los trabajos de Scasso *et al.* (2002), Leanza *et al.* (2003), Doyle *et al.* (2005), Kietzmann (2007), Barredo *et al.* (2008), Desjardins *et al.* (2016), Dominguez *et al.* (2017), entre otros. Para el sector surmendocino se pueden mencionar los trabajos realizados por Kietzmann *et al.* (2008, 2011, 2014).

En la actualidad, la Formación Vaca Muerta es de gran interés ya que es considerada una de las rocas reservorio de tipo no convencional más importante del mundo al momento (EIA/ARI, 2013; González *et al.*, 2016; Stinco y Barredo, 2016-2017; entre otros). Debido a la gran relevancia que ha adquirido, numerosos autores han orientado mayormente sus investigaciones a la caracterización detallada de la estratigrafía, análisis de facies, análisis de ambientes sedimentarios, análisis geoquímica, y cálculos de recursos (Stinco y Mosquera, 2003; Legarreta y Villar, 2011, 2015; EIA/ARI, 2013; Stinco y Barredo, 2014; Cuervo *et al.*, 2014; Fantin *et al.*, 2014; González Tomassini *et al.*, 2014; Kietzmann *et al.*, 2014, 2016; Crousse *et al.*, 2015; Reijenstein *et al.*, 2015; Marchal *et al.*, 2016; entre otros).

#### 4.2.2. Sedimentología de la Formación Vaca Muerta

Litológicamente, la Formación Vaca Muerta está compuesta por la alternancia de intervalos carbonáticos, lutíticos/pelíticos, margosos y arenosos, todas ellas con gran cantidad de materia orgánica bituminosa (Leanza *et al.*, 1973; Leanza *et al.*, 1977; Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984a; Uliana y Legarreta, 1993; Urien *et al.*, 1995; Spalletti *et al.*, 2000; Scasso *et al.*, 2002; Kietzmann *et al.*, 2014; entre otros). En concordancia con lo observado por Leanza y Hugo (1997) hacia la sección inferior de esta formación, es común observar la presencia de concreciones calcáreas botroidales como las mostradas anteriormente en la Figura 3.3.B. También se pueden encontrar, en menor proporción, facies arenosas como las del Miembro Huncal (Spalletti *et al.*, 2008).

Legarreta y Uliana (1991), Uliana y Legarreta (1993), Vergani *et al.* (1995), y Barredo y Stinco (2013), proponen variaciones litológicas de primer orden relacionadas con la historia tectónica de la cuenca y su asimetría general en dirección este-oeste, mientras que los cambios eustáticos y climáticos asociados a variaciones orbitales durante el Jurásico y Cretácico representarían variaciones de segundo y tercer orden (Kietzmann, 2007; Kietzmann *et al.*, 2008, 2014; Pose *et al.*, 2014; Dominguez *et al.*, 2014). Las rocas que componen la Formación Vaca Muerta fueron depositadas en un ambiente de plataforma distal e interior de cuenca anóxico a localmente euxínico (Kietzmann *et al.*, 2008; Kietzmann y Palma, 2011; Kietzmann y Vennari, 2013; Kietzmann *et al.*, 2014 y 2016; Fantín *et al.*, 2014; y González Tomassini *et al.*, 2014).

El análisis sismoestratigráfico realizado por Mitchum y Uliana (1982, 1985 y 1988), permitió definir las principales secuencias depositacionales del intervalo correspondiente a las unidades Vaca Muerta, Quintuco, Loma Montosa y Mulichinco, demostrando además, su relación con los ciclos de variación global del nivel del mar. En su análisis integral realizado con información de afloramientos, pozos y sísmica, reconocieron 9 secuencias lateralmente progradantes a lo largo de una transecta regional de 250 kilómetros. El relleno de la cuenca se habría dado en aguas someras estables, depositándose sucesivamente desde el sudeste al noroeste con la consiguiente acentuada variación tanto lateral como vertical que presenta esta unidad con respecto a la disposición y relación entre las secuencias en diferentes sectores de la cuenca. Hacia el sector sureste predomina un sistema principalmente agradante con baja angulosidad de clinoformas mientras que hacia el sector occidental se observa un sistema progradante-agradante con un mayor apilamiento de las secuencias (Gulisano *et al.*, 1984a, 1984b; Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 2000).

El análisis sedimentológico de las rocas que componen la Formación Vaca Muerta es de vital importancia y punto de partida para el análisis geomecánico de laboratorio y el modelo 1D extrapolado al subsuelo ya que, como se verá en el ítem 7.3, el comportamiento mecánico de las rocas se encuentra fuertemente controlado por la composición mineralógica, tamaño de grano, fábrica, textura, grado de cementación y tipo de cemento. Se analizaron un total de 139 cortes delgados provenientes de 26 muestras de afloramientos y tres pozos ubicados en el yacimiento El Trapial / Curamched, donde se tomaron 63 testigos laterales y 50 testigos rotados de un total de 420,64 m de coronas. Las muestras fueron preparadas con pulido entre los 20  $\mu\text{m}$  y los 25  $\mu\text{m}$ , impregnadas con resina epoxi azul para permitir un mejor análisis de la porosidad óptica y además teñidas con rojo de alizarina y ferricianuro de potasio para facilitar la identificación de los diferentes tipos de carbonatos como calcita y dolomita. Los cortes delgados fueron analizados con microscopio óptico de luz reflejada por el doctor

Kietzmann de la Universidad de Buenos Aires, personal especializado de los laboratorios de la empresa L.C.V, y el equipo de investigación del ITBA. Se analizaron la composición modal, tipos de porosidad y principales procesos diagenéticos. Asimismo, se estudiaron 6 muestras de afloramientos mediante la técnica de microscopía electrónica de barrido (MEB o SEM, por *Scanning Electron Microscope*). Estas muestras fueron estudiadas en el Centro de Microscopía Avanzadas (CMA) de la Universidad de Buenos Aires, empleando un microscopio electrónico Zeiss. De esta manera fue posible identificar la presencia de materia orgánica en las muestras, identificar tipos de arcillas, analizar la composición mineralógica, caracterizar la microporosidad y analizar microfracturas. Por último, el estudio de las muestras de roca contó con el análisis de difracción de rayos “x” (DRX) proveniente de uno de los pozos cedidos por la empresa Chevron. Mediante la utilización de diversas tablas y diagramas de clasificación para rocas sedimentarias detríticas, químicas, bioclásticas y orgánicas (Udden-Wentworth, 1922; Dunham, 1962; Gamero-Díaz *et al.*, 2012; Lazar *et al.*, 2015), fue posible caracterizar las diferentes litologías que componen la Formación Vaca Muerta. Las designaciones se basan principalmente en la composición de la matriz dominante observada en la sección delgada (estimación de porcentaje de clastos siliciclásticos y carbonáticos, porcentaje de matriz y cementos), y su confirmación con análisis de DRX y SEM. La cantidad de granos detríticos, materia orgánica y fósiles también fue tomada en cuenta en la designación del litotipo.

A partir de la clasificación granulométrica de las partículas sedimentarias clásticas que conforman la gran mayoría de las rocas estudiadas, se observa que las mismas no sobrepasan los 0,125 mm de tamaño (arena muy fina según la escala de Udden-Wentworth, 1922), siendo las rocas clásticas más comunes dentro de la Formación Vaca Muerta las pelitas/lutitas limosas a arcillosas (rectángulo verde en la Figura 4.8).

La clasificación de Lazar *et al.* (2015) para la descripción de rocas epiclásticas, considera las heterogeneidades de las rocas sedimentarias de grano fino, integrando información petrográfica, DRX y SEM. Esta clasificación utiliza de manera general el término fangolita (mudstone), con una composición de más del 50% de granos tamaño fango (arcilla y limo <62,5  $\mu\text{m}$ ). Según esta clasificación, y el tamaño de grano, las rocas que componen la Formación Vaca Muerta se clasifican como fangolitas arenosas, gruesas (limolitas), medias (fangolitas) y finas (arcillitas). Mientras que, según su composición mineral, se encontrarían entre fangolitas mixtas y calcáreas (polígonos verdes en la Figura 4.9).

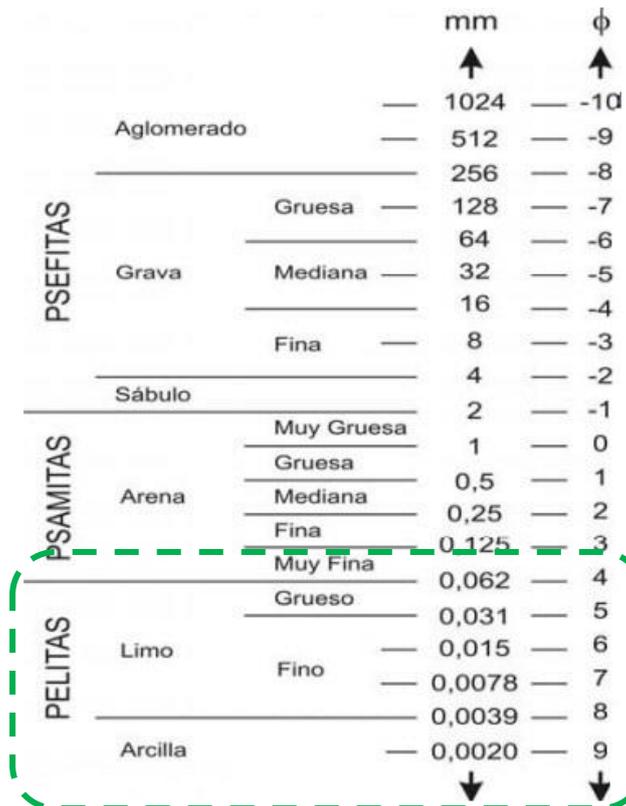


Figura 4.8: Clasificación granulométrica según el tamaño de las partículas que componen los diversos tipos de rocas sedimentarias (Udden-Wentworth, 1922). El rectángulo verde señala la composición clásica más común para la Formación Vaca Muerta en este estudio.

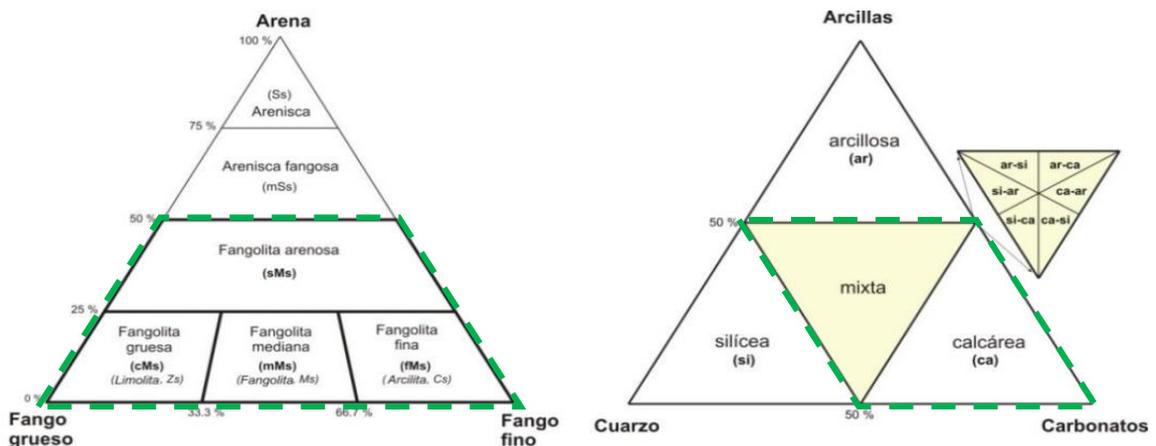
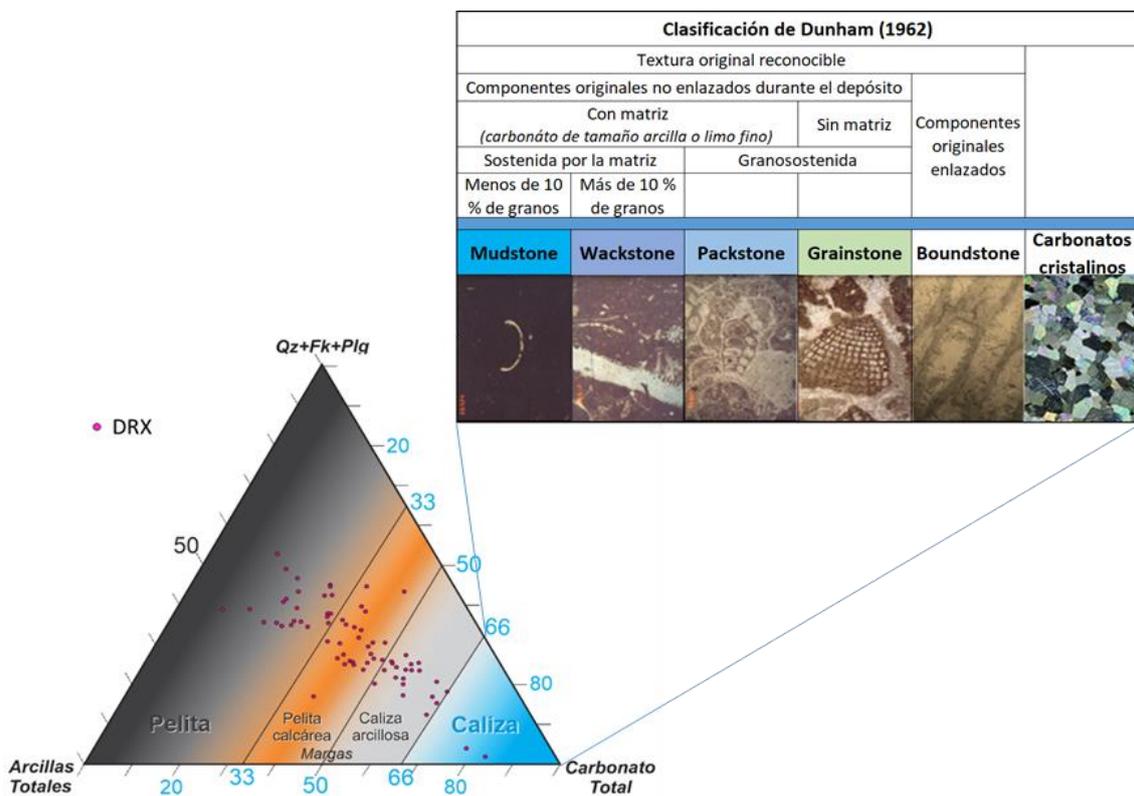


Figura 4.9: Clasificación propuesta por Lazar *et al.* (2015). **Izq)** Diagrama textural (tamaño de grano). **Der)** Diagrama composicional. Ambos polígonos verdes señalan las composiciones mineralógicas más comunes para la Formación Vaca Muerta.

Con el objetivo de simplificar la clasificación litológica para su posterior aplicación al estudio de las propiedades geomecánicas, se propone en este estudio la utilización de un diagrama ternario a partir de los volúmenes de cuarzo-feldespato-plagioclasa,

carbonatos totales y arcillas totales (Figura 4.10). Este diagrama toma como base el trabajo de Gamero-Díaz *et al.* (2012), y permite a partir de su modificación y simplificación generar una estratigrafía mecánica aplicable al modelo geomecánico, como se verá más adelante en el ítem 8.4. Su simplicidad radica en la posibilidad de obtener una subclasificación litológica dentro de la Formación Vaca Muerta, aplicando valores de corte (*cut-off*) al contenido de carbonatos obtenido del registro de espectroscopía de rayos *gamma*. Las facies litológicas principales son, pelitas (carbonato total < 33%), pelitas calcáreas (33% < carb. total < 50%), calizas arcillosas (50% < carb. total < 66%) y calizas (carb. total > 66%). Cabe mencionar que la subclasificación no permite la distinción entre calizas. Estas fueron analizadas independientemente, según la clasificación de calizas de Dunham (1962) modificado por Embry y Klován (1971), con el fin de comprender los comportamientos mecánicos observados en laboratorio.



**Figura 4.10:** Diagrama ternario de clasificación para pelitas orgánicas basado en la concentración en volumen de los principales componentes mineralógicos (cuarzo+feldespato+plagioclasa, arcillas totales y carbonatos totales). Modificado y simplificado de Gamero-Díaz *et al.* (2012). Nótese la subclasificación de margas propuestas para la estratigrafía mecánica, y la subclasificación de facies carbonáticas de Dunham (1962) para analizar la mecánica de fracturas.

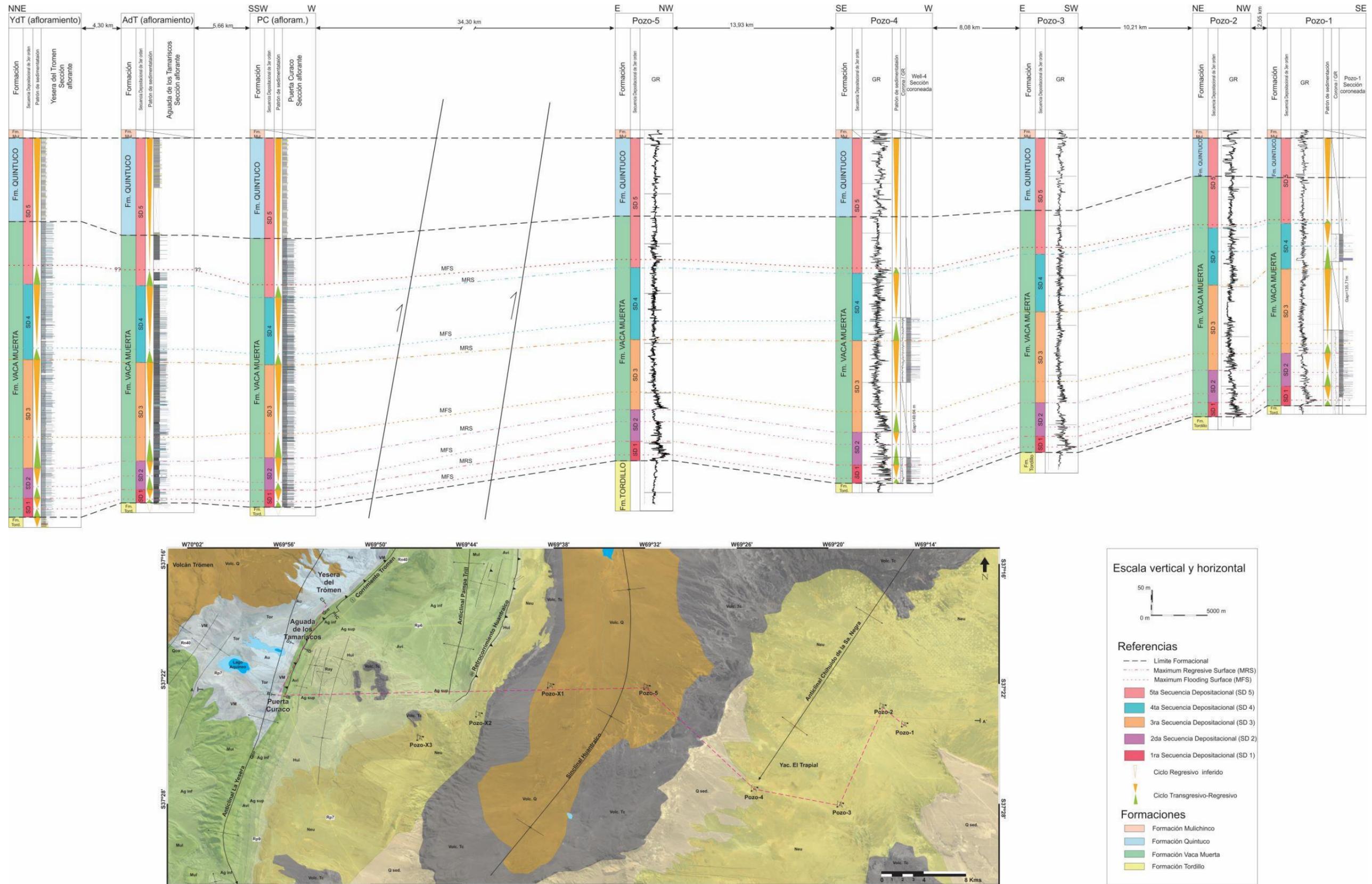
#### 4.2.3. Edad de la Formación Vaca Muerta

Leanza y Hugo (1977), Leanza *et al.* (1977), Leanza y Wiedmann (1989), Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta y Uliana (1991), Riccardi *et al.* (2000, 2011), Riccardi (2008, 2015), Aguirre Urreta *et al.* (2007, 2011, 2014), Vennari *et al.* (2017), dataron la unidad en base a la fauna de amonites, con una edad que abarca aproximadamente unos 20 Ma desde el Titoniano temprano en el arroyo Picún Leufú, hasta alcanzar el Valanginiano temprano en el norte neuquino. Nuevas dataciones llevadas a cabo bajo una calibración cronoestratigráfica multidisciplinaria, restringe la edad de la Formación Vaca Muerta entre el Titoniano temprano y el Berriasiano alto (Kietzmann *et al.*, 2015; Iglesia Llanos *et al.*, 2017; Kietzmann *et al.*, 2017). Estos autores se basaron en la integración de diferentes herramientas cronoestratigráficas tales como la bioestratigrafía, cicloestratigrafía y magnetoestratigrafía.

#### 4.2.4. Asociación de facies

El análisis de asociación de facies (AF) fue llevado a cabo en cinco secuencias sedimentológicas entre subsuelo y superficie (véase Figura 4.11). Los pozos 1 y 4, con coronas de 187,5 m y 181,2 m (respectivamente) pertenecientes al Yacimiento El Trapial, y los afloramientos de la Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos y Puerta Curaco, ubicados al oeste del Límite de la Faja Plegada y Corrida.

El análisis de asociaciones de facies parte de la contribución realizada en estudios previos realizados por Kietzmann y Palma (2011), Kietzmann y Vennari (2013), Kietzmann *et al.* (2014 y 2016), Fantín *et al.* (2014), González Tomassini *et al.* (2014) y Barredo *et al.* (2018). El código de facies utilizado se basó en una simplificación de lo propuesto por Kietzmann *et al.* (2014) para litologías carbonáticas. De esta forma, el código se compone de una primera letra para referirse a la textura y la litología, junto a una segunda letra para referirse a la estructura sedimentaria. El análisis abarcó cuatro asociaciones de facies (Tabla 4.1), dos de las cuales (AF 1 y AF 2) pertenecen a un ambiente de rampa carbonática mixta, y las otras dos (AF 3 y AF 4) pertenecen a un ambiente de plataforma silicoclástica mixta.



**Figura 4.11:** Correlación estratigráfica este-oeste de 78,7 km de longitud, desde el subsuelo (pozos) hasta la superficie (afloramientos), representada por el sistema Vaca Muerta - Quintuco. La sección transversal se encuentra nivelada hacia el tope de la Formación Quintuco. (Para referencias del mapa, véase el Anexo: Mapa Geológico).

### Asociación de facies 1 (AF 1): Rampa externa a cuenca

Esta facies está dominada por la alternancia de lutitas laminadas, con colores variables entre negras, verdosas y grises (Fl), con espesores variables entre los 5 cm y los 250 cm; y margas laminadas a masivas (Mrh, Mrm), en colores gris oscuro a verdoso, con un rango de espesores entre los 2 cm y 80 centímetros. En menor proporción, se encuentran alternancias de packstones laminados (Ph), wackestones (Wh), bindstones microbianos (Bd) y tobas (T). Estos intervalos son ricos en restos fósiles, en su mayoría bivalvos (los cuales se pueden encontrar articulados o desarticulados) y amonites, concreciones y láminas de calcita y/o yeso fibroso, paralelas a la laminación (*beefs*) (Figuras 4.12.D y 4.13.E). Particularmente, los niveles de toba mantienen estructuras de deformación sindeposicional (Figuras 4.13.B y C) y estructuras de escape de agua.

Los sedimentos que componen las lutitas, margas y wackestones, se depositaron por debajo del nivel de influencia de las olas de tormenta (Kietzmann *et al.*, 2014). La sedimentación se produjo principalmente a partir de suspensión y decantación de fangos clásticos y carbonáticos y microorganismos planctónicos (Kietzmann *et al.*, 2014). El color oscuro de estos sedimentos (Figura 4.12.B) y la escasa bioturbación sugieren un ambiente de baja energía con una oxigenación deficiente con condiciones disóxicas a anóxicas (Savrda y Bottjer, 1986).

Los bindstones microbianos (Figura 4.13.A) se encuentran asociados con la formación de “mantas” microbianas que prosperan en un ambiente de baja energía y baja velocidad de sedimentación (Kietzmann *et al.*, 2014).

La presencia de areniscas masivas muy finas a limolíticas en capas finas y tobas, con deformación sindeposicional y estructuras de escape de agua, sumadas a los packstones laminados, se interpretan como el resultado de una rápida deposición inducida por el movimiento y la redepositación de sedimentos gruesos (*tempestitas*) durante tormentas ocasionales o la porción distal de flujos turbidíticos (Kietzmann y Palma, 2011; Kietzmann *et al.*, 2014).

Basado en los trabajos de Cobbold *et al.* (2013), los *beefs* podrían interpretarse como la precipitación de carbonato en fracturas horizontales paralelas a la laminación, las cuales serían el producto de la sobrepresión generada por la abundancia de materia orgánica (Leanza *et al.*, 2001; Kietzmann *et al.*, 2014, 2015).

Esta asociación de facies (AF 1), se ha interpretado como un ambiente de rampa externa a cuenca, y puede reconocerse en las tres secuencias aflorantes (Figura 4.12.A y B) y en las coronas de los pozos 1 y 4.

### *Asociación de facies 2 (AF 2): Rampa distal media a rampa proximal externa*

Esta facies se compone principalmente de alternancia de margas grises a verdosas laminadas y masivas (Mrh, Mrm) con wackestones laminados negros a grises (Wh), similares a las facies 1, pero con una mayor proporción de carbonatos. Los bivalvos fragmentados y amonites son comunes, a veces construyendo niveles condensados de bioclastos acumulados (Figuras 4.12.E y 4.13.F). También son frecuentes las interdigitaciones de areniscas finas y macizas (Figura 4.12.C), con espesores variables entre los 2 cm a 6 cm, y tobas con espesores variables entre 1 cm a 8 cm. Estas areniscas y tobas presentan estructuras de deformación sindepositional (Figuras 4.13.B y C) y ocasionalmente intensa bioturbación (Figura 4.13.D). Los grainstones (Ghcs), grainstones bioclásticos/coquinas y packstones (Ph, Pr) con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* y estratificación entrecruzada de bajo ángulo, también son comunes (Figuras 4.12.E y F).

La laminación fina observada en estos depósitos (Mrh, Wh, Ph) permite inferir que la sedimentación fue controlada por decantación en un ambiente de baja energía por debajo del nivel de base de olas de tormenta. Su formación se habría dado durante los períodos de menor producción de carbonatos asociado con un mayor aporte clástico (Kietzmann *et al.*, 2014). El color oscuro de las margas y wackestones sugiere una pobre oxigenación en un ambiente desóxico a anóxico (Barredo *et al.*, 2018).

La estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* sugiere que los grainstones, y en menor medida las tobas y packstones, interactuaron esporádicamente con el nivel de base de olas de tormentas (*sensu* Dumas y Arnott, 2006; y Kietzmann *et al.*, 2014, 2015). También la ocurrencia de niveles bioclásticos condensados (Figuras 4.12.E y 4.13.F) y bivalvos fragmentados y amonites, son indicativos de ambientes de alta energía, que junto con los depósitos de areniscas y tobas, podrían interpretarse como el resultado de flujos generados por eventos de tormenta (*sensu* Bádenas y Aurell, 2001; y Varban y Plint, 2008) o lóbulos distales de eventos turbidíticos. En concordancia con los datos obtenidos por Kietzman *et al.* (2014 y 2016), se observa que estas características permiten interpretar estos depósitos como un sector distal de la rampa media.

Esta asociación de facies (AF 2), es interpretada como un ambiente de rampa distal media a rampa externa proximal (explicar acá por qué es a externa proximal), y se puede encontrar en las tres secuencias aflorantes y en las coronas pertenecientes a los pozos 1 y 4.

### *Asociación de facies 3 (AF 3): Costa afuera (offshore) a zona de transición*

Esta facies está compuesta principalmente de lutitas laminadas de color negro a gris (Fl) de hasta 5 m de espesor, con areniscas finas a muy finas e intercalaciones de limolitas (Sm, Sr, Sh, SFh) (Figura 4.12.J) y sucesiones grano-crecientes ascendentes de hasta 6 metros. La deformación sindepositacional y las estructuras de escape de agua están presentes en esta asociación de facies. También se encuentran bivalvos, escamas de peces y bioturbación escasa a nula. Ocasionalmente, se puede observar en esta facies, areniscas con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky*.

Subordinadamente, se describen margas negras a grises laminadas (Mrh), wackestones (Wh) y packstones (Ph), las cuales se vuelven menos frecuentes hacia la parte superior de ambas secciones aflorantes.

Estos depósitos se formaron mediante procesos de decantación de material en suspensión en un entorno de muy baja energía, por debajo del nivel de base de olas de tormenta, como lo sugiere la laminación horizontal que se observa en las lutitas, y la presencia de escamas de peces. El color oscuro de los sedimentos y la escasa bioturbación denotan un nivel bajo de oxígeno, en un ambiente disódico a anódico (Barredo *et al.*, 2018).

La existencia de finas capas de areniscas y limolitas puede explicarse por la acción erosiva de olas de tormenta en los sectores más proximales de la cuenca, lo que habría generado el movimiento y redepositación de sedimentos más gruesos a través de flujos de tempestitas (Kietzmann y Palma, 2011). Otra posible explicación es que estos depósitos delgados se correspondan con las secciones distales de los eventos turbidíticos.

La ocurrencia de areniscas con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* indica la proximidad de algunos sectores con el nivel de base de olas de tormenta.

Esta asociación de facies se reconoce solo en las secciones aflorantes (Figura 4.12.G), y se la interpreta como un ambiente de costa afuera a transicional, cuyos depósitos se generaron en cercanías al nivel de base de olas de tormenta.

### *Asociación de facies 4 (AF 4): Frente de playa (shoreface) a zona de transición*

Esta facies está compuesta principalmente de lutitas laminadas de color negro a gris (Fl), con un espesor que varía entre los 0,5 m y los 5 m, intercalándose con areniscas delgadas de color amarillento a verdoso (Sm, Sr, Sh), con espesores variables entre los 0,15 m y los 0,6 m, y sucesiones grano-crecientes de limolitas y areniscas de

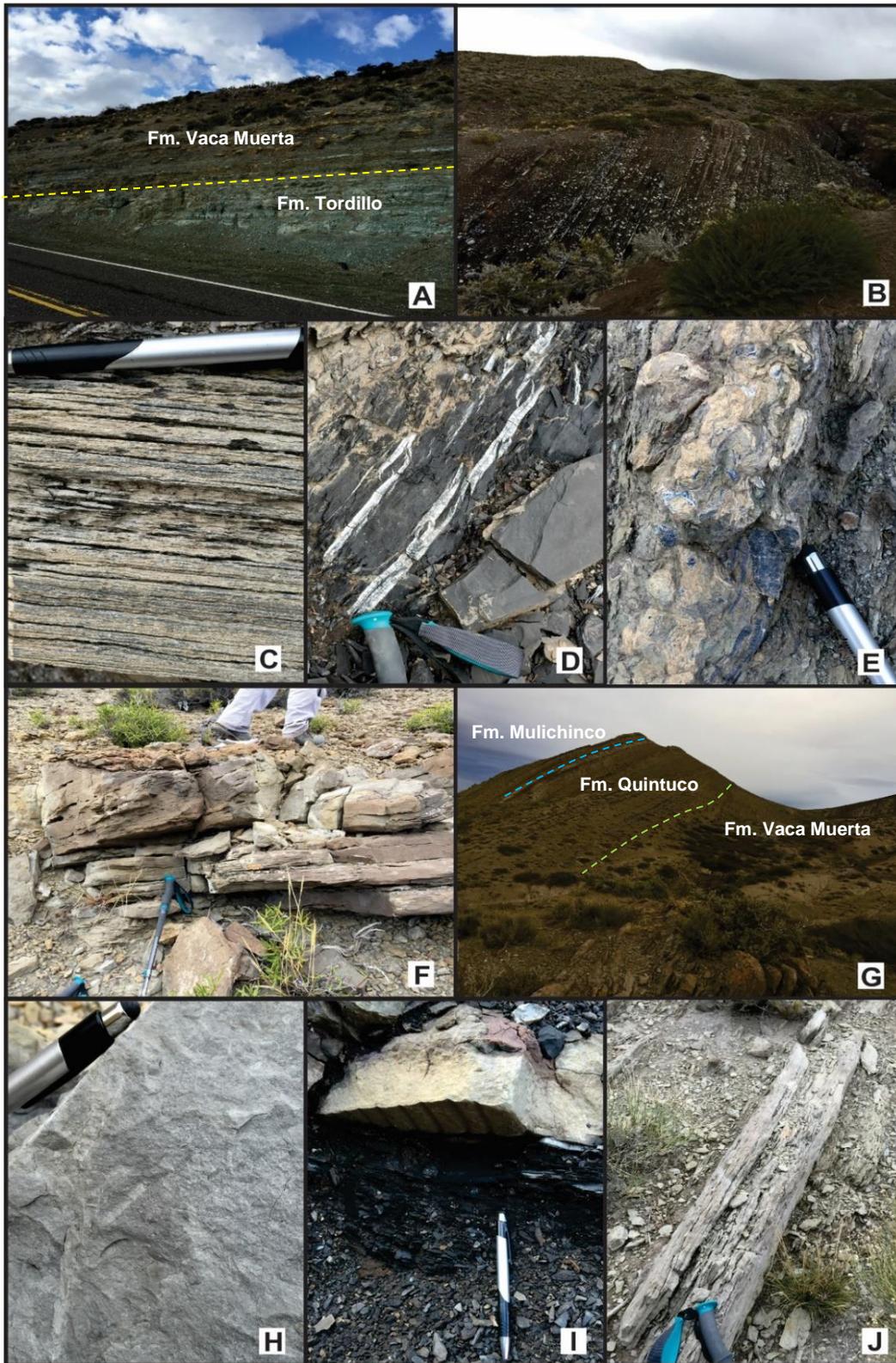
hasta 6 metros. En menor medida, niveles con presencia de ondulitas de oleaje pueden ser observadas en algunas areniscas/limolitas (Srw) (Figura 4.12.I). Se encuentran además estructuras con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky*, así como depósitos de deslizamientos (*slumps*). Por otra parte, se encuentran bivalvos y escamas de peces, y algunos de los depósitos están moderadamente bioturbados (Figura 4.12.H).

La sedimentación de estas facies se produjo en la zona comprendida entre la influencia del nivel de base de olas de tormenta y el nivel de base de olas de buen clima, como lo sugiere la abundancia de areniscas con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* (Kietzmann *et al.*, 2014). La escasez de areniscas con estructuras ondulíticas de oleaje (Srw) (Figura 4.12.I) sería indicativo de cierta influencia de olas de buen tiempo. El color gris claro de las lutitas y la presencia de bioturbación moderada sugieren un ambiente oxigenado de baja energía.

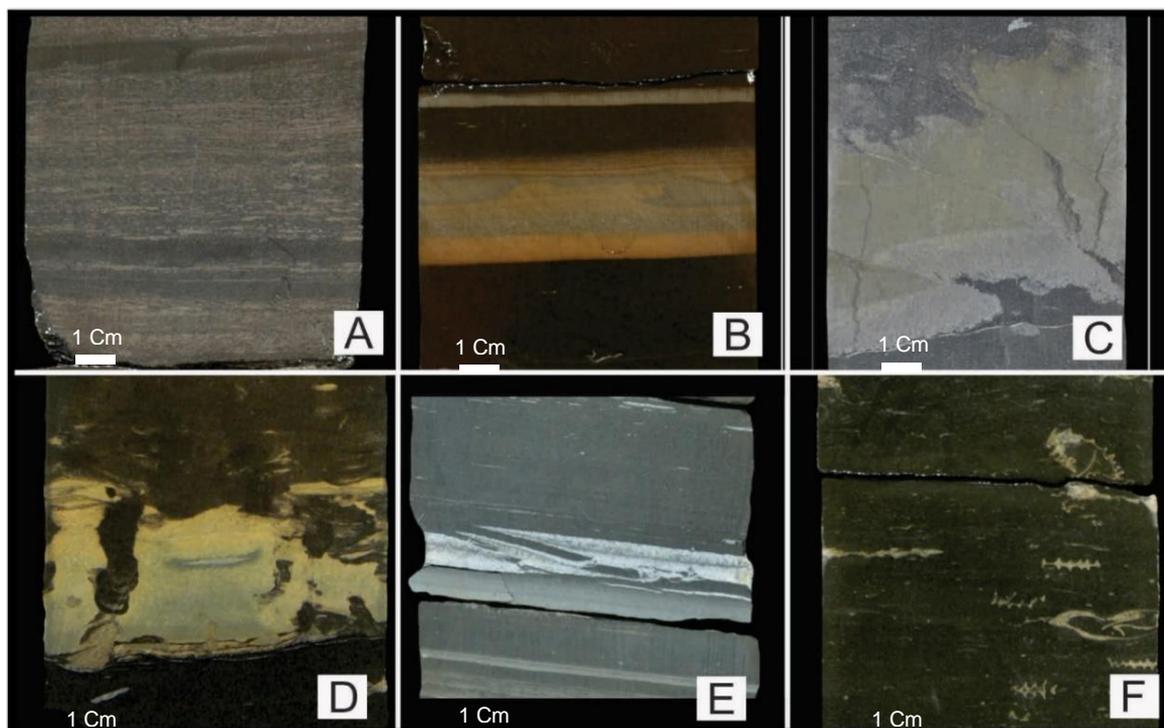
Esta asociación de facies se reconoce solo en secciones aflorantes, y se la interpreta como un ambiente de zona costera a zona de transición, desarrollada cerca del nivel de base de olas de buen tiempo.

Asociación de Facies	Facies	Interpretación
Rampa externa a cuenca (AF 1)	Fi, Mrh, Mrm, Wh, Ph, Bd, T	Fi, Mrh, Mrm, Wh fueron depositados debajo del límite base de olas de tormenta. La sedimentación se produjo principalmente por la suspensión de sedimentos clásticos, carbonáticos y microorganismos planctónicos. Bd (bindstones microbianos) se asocian con la formación de mantas microbianas que prosperan en un entorno de baja energía y baja velocidad de sedimentación.
Rampa media distal a rampa externa (AF 2)	Mrh, Mrm, Wh, Ph, Pr, Ghcs, Gl, Gr, T, Sm	La sedimentación fue controlada principalmente por decantación en un ambiente de baja energía por debajo del nivel de base de olas de tormenta (Mrm, Mrh, Wh) similar a FA 1, pero con una proporción de carbonatos más alta. La ocurrencia de Ghcs evidencia la interacción de estas facies con la base de olas de tormenta, así como la ocurrencia de niveles biocásticos condensados, ambos indicativos de ambientes de alta energía.
Costa afuera ( <i>offshore</i> ) a zona de transición (AF 3)	Fi, Shcs, Sh, Sr, Sm, SFh, T, Mrh, Mrm, M, Wh	Estos depósitos (Fi, Mrh, Mrm, M, Wh) se formaron mediante procesos de decantación de material en suspensión en un entorno de muy baja energía, por debajo del nivel de base de olas de tormenta. La existencia de finas laminas de areniscas y limolitas (Shcs, Sh, Sr, Sm, SFh) puede explicarse por la acción erosiva de las olas de tormenta en sectores más proximales de la cuenca.
Frente de playa ( <i>shoreface</i> ) a zona de transición (AF 4)	Shcs, Sh, Sr, Srw, SFh, SFr, Fi, T	La sedimentación de esta facies se produjo entre la influencia del nivel de base olas de tormenta (Shcs) y el nivel de base de olas de buen tiempo (Srw). El color gris claro de las lutitas y la presencia de bioturbación moderada sugieren un ambiente oxigenado de baja energía.

**Tabla 4.1:** Tabla de asociaciones de facies (simplificadas de Kietzmann *et al.* (2014) para litologías carbonáticas) junto a sus principales características, definidas para el Sistema Vaca Muerta - Quintuco.



**Figura 4.12:** **A)** Contacto entre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta en el área de la Yesera del Tromen. **B)** Niveles orgánicos hacia la base de la Formación Vaca Muerta en el área de Puerta Curaco. **C)** Laminación ondulítica y laminación horizontal en AF 1 y AF 2. **D)** *Beefs* inmersos en AF 1. **E)** Grainstone bioclástico en AF 2. **F)** Estratificación entrecruzada de bajo ángulo en AF 2. **G)** Vista panorámica de los pases formacionales entre Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco en el área de Puerta Curaco. Nótese el aspecto general de las parasecuencias en la Formación Quintuco. **H)** Tobas bioturbadas. **I)** Arenisca con laminación ondulítica en AF 4. **J)** Limolitas con laminación ondulítica de corriente en AF 3 y AF 4.



**Figura 4.13:** Fotografías cedidas por la empresa Chevron. Las mismas fueron tomadas en diversos puntos de interés de las coronas pertenecientes a tres de los cuatro pozos analizados. **A)** Bindstones microbianos. **B)** Tobas con deformación sindeposicional. **C)** Tobas con gradación normal y deformación sinsedimentaria. **D)** Tobas bioturbadas con trazas fósiles. **E)** *Beef* de calcita. **F)** Nivel de acumulación bioclástico.

### 4.3. Ambientes sedimentarios

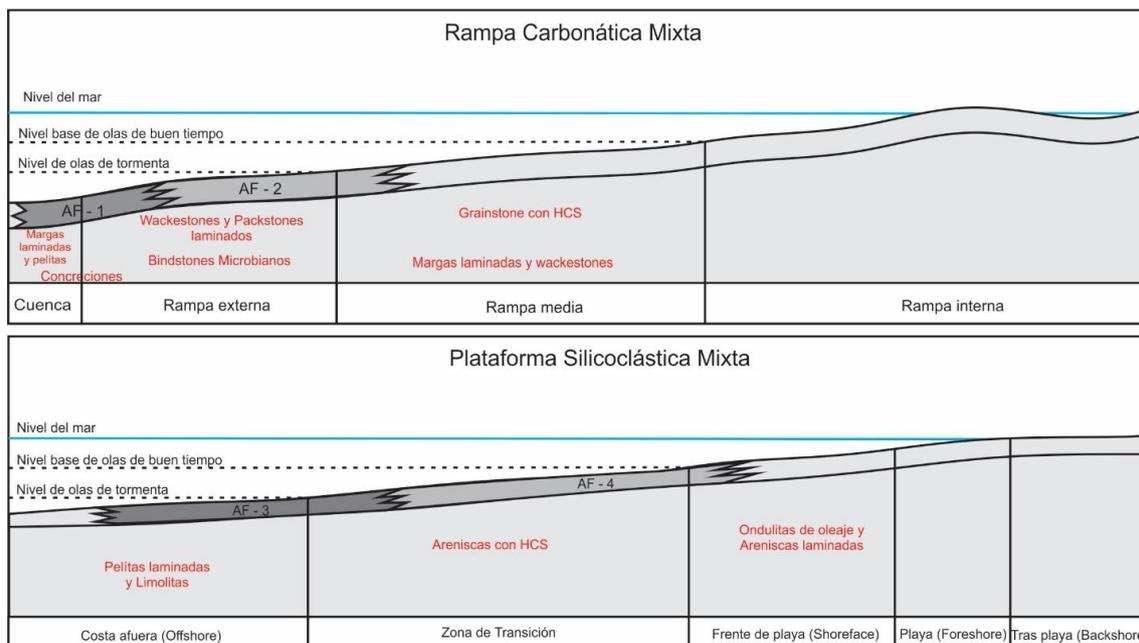
Las divisiones en los ambientes sedimentarios reconocidos en éste estudio se basaron en los trabajos de Kietzmann y Vennari (2013), Kietzmann *et al.* (2014 y 2016) y los trabajos previos de Burchette y Wright (1992), y Walker y Plint (1992).

Sobre la base del análisis de facies, se identificaron dos sistemas depositacionales diferentes. El primero es una rampa carbonática mixta, representada por las facies AF 1 y AF 2, reconocidas en las secciones aflorantes y el subsuelo. El segundo es una plataforma silicoclástica mixta, representada por las facies AF 3 y AF 4, solo descritas en las secciones aflorantes, dado que no se contaba con coronas de pozo para estas secciones. Los depósitos de rampa carbonática mixta se encuentran representados a lo largo de toda la Formación Vaca Muerta, mientras que la plataforma mixta silicoclástica se encuentra mayormente asociada a la Formación Quintuco. Esto último sugiere un cambio significativo en el paleoambiente hacia el tope de este sistema con un claro incremento en la contribución terrígena (Kietzmann *et al.*, 2014 y 2016).

La rampa carbonática mixta se encuentra subdividida por los sub-ambientes de rampa externa a cuenca (AF 1) y rampa media distal a rampa externa proximal (AF 2), ambos generados por debajo de la base de olas de tormenta (Figura 4.14), con AF 2

ocasionalmente inducidas por oleaje de tormentas extraordinarias. Por su parte, la plataforma silicoclástica mixta se encuentra representada por la zona de costa afuera (*offshore*) a zona de transición (AF 3), junto a la zona de frente de playa (*shoreface*) a zona de transición (AF 4). Ambos subambientes se habrían generado por encima del nivel de base de olas de tormenta, mientras que AF 4 ocasionalmente se vio influenciado por el nivel base de olas de buen clima (Figura 4.14). Estas facies coinciden con las propuestas por Kietzmann y Vennari (2013) para el área del Cerro Domuyo, quienes reconocieron zonas de talud, de rampa externa a cuenca, de rampa externa dominada por microbialitas y de rampa externa dominada por depósitos laminados. Estas asociaciones de facies muestran la convergencia de dos sistemas depositacionales en la Formación Vaca Muerta; por un lado, un sistema de rampa carbonática que se desarrolló en el margen oriental de la cuenca, y por el otro, un talud con el desarrollo de flujos de gravedad en el margen occidental (Kietzmann y Vennari, 2013). En consecuencia, el estudio realizado en esta tesis concuerda con lo analizado previamente por Kietzmann *et al.*, 2016 (y trabajos anteriores), en subdividir a la Formación Vaca Muerta en tres miembros: un miembro inferior que incluye los ambientes de cuenca y rampa externa; el miembro medio o Huncal, con sus depósitos de talud; y un miembro superior con facies de rampa externa.

El notable contenido de material volcániclastico en toda la columna sedimentaria, sugiere el ingreso de material desde el arco volcánico ubicado hacia el oeste, en forma coetánea con la sedimentación (Ramos y Folguera, 2005).



**Figura 4.14:** Diagrama de distribución de facies en los ambientes sedimentarios de rampa carbonática mixta y plataforma silicoclástica mixta (fuera de escala). Modificado de Kietzmann *et al.*, 2016.

#### 4.4. Estratigrafía secuencial

Sedimentológicamente, esta unidad se caracteriza por una alternancia rítmica apilada de margas, pelitas/lutitas negras y calizas relacionadas con una rampa externa en condiciones restringidas (Spalletti *et al.*, 2000; Scasso *et al.*, 2002; Stinco y Mosquera, 2003; Kietzmann *et al.*, 2014, 2015; entre otros), distribuidos como secuencias depositacionales con facies proximales que son progradantes hacia el oeste (Mitchum y Uliana, 1985 y Legarreta y Gulisano, 1989), y donde los flujos gravitacionales arenosos se desarrollaron en porciones profundas y empinadas de la cuenca. Además, existieron controles locales debido a la actividad de fallas extensionales antiguas, presumiblemente bajo cierta relajación elástica tardía de los esfuerzos de intraplaca (Bechis y Giambiagi, 2008; Giambiagi *et al.*, 2009; Stinco y Barredo, 2014a; y Stinco y Barredo, 2014b).

El estudio genético y evolutivo de la Formación Vaca Muerta de este trabajo se basó en el modelo de Embry y Johannessen (1992), aplicado previamente para esta zona por Kietzmann *et al.* (2014, 2016) y Barredo *et al.* (2018). Los trabajos mencionados permitieron identificar cinco secuencias depositacionales (SD) de tercer orden para el Sistema Vaca Muerta – Quintuco, denominadas como SD1, SD2, SD3, SD4 y SD5 (véase la Figura 4.11). Estas representan la transición de una rampa carbonática mixta a una plataforma silicoclastica mixta en una cuenca somera (Figura 4.14). De acuerdo con los estudios de Kietzmann *et al.* (2016), la primera secuencia depositacional (SD) se corresponde con ciclos transgresivos (*Transgressive Systems Tracts* = TST) con secuencias retrogradacionales desde rampa externa a cuenca, pasando luego a rampa externa, reconociéndose como una superficie de máxima inundación (*Maximum Flooding Surface* = MFS). El cortejo de mar alto (*Highstand Systems Tract* = HST) se compone de estratos progradacionales de rampa externa, rampa externa proximal y rampa media distal. En la parte superior de la secuencia, la TST se corresponde con la rampa externa proximal a depósitos de cuenca y de la zona de costa afuera, a la zona de transición baja. El HST se encuentra conformado por un arreglo progradacional de estratos, ocupando desde la zona de costa afuera (*offshore*) a la zona de transición inferior, y la zona de transición superior, hasta las facies de frente de playa inferior (*shoreface*).

#### 4.5. Caracterización regional como reservorio no convencional

La Formación Vaca Muerta es una de las unidades litoestratigráficas de mayor extensión areal de la Cuenca Neuquina, extendiéndose desde las áreas de Piedra del

Aguila, Picún Leufú y Chacaico, hacia el sur de la provincia de Neuquén (Leanza *et al.*, 2011), hasta la región sur de la provincia de Mendoza y oeste de las provincias de La Pampa y Río Negro (Legarreta *et al.*, 1993). Sus depósitos se caracterizan por la alternancia de intervalos carbonáticos, lutíticos/pelíticos, margosos y arenosos, de diferentes órdenes y jerarquías, (Leanza *et al.*, 1973; Leanza *et al.*, 1977; Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984a; Uliana y Legarreta, 1993; Urien *et al.*, 1995; Spalletti *et al.*, 2000; Scasso *et al.*, 2002; Kietzmann *et al.*, 2014; entre otros). Datos de subsuelo obtenidos a partir del análisis de recortes de roca (*cutting*), coronas y registros eléctricos, son consistentes con lo observado en superficie (Legarreta *et al.*, 2005; Legarreta y Villar, 2011; Askenazi *et al.*, 2013; Fantín *et al.*, 2014; González Tomassini *et al.*, 2014; Marchal *et al.*, 2016; entre otros).

La caracterización de la Formación Vaca Muerta como prospecto petrolero de tipo no convencional, ha sido ampliamente estudiada (Cruz *et al.*, 2002; Stinco y Mosquera, 2003; Villar *et al.*, 2006; Legarreta y Villar, 2011, 2015; Cuervo *et al.*, 2014; Fantin *et al.*, 2014; González Tomassini *et al.*, 2014; Kietzmann *et al.*, 2014, 2016; Stinco y Barredo, 2014, 2017; Crousse *et al.*, 2015; Reijenstein *et al.*, 2015; Marchal *et al.*, 2016; entre otros). La Formación Vaca Muerta presenta un espesor variable en toda la cuenca que va desde los 25 a los 450 m, y una cobertura areal de aproximadamente 25.000 km<sup>2</sup> (Villar *et al.*, 2006; Legarreta y Villar, 2011, 2015; Barredo y Stinco, 2013; entre otros). Para definir el intervalo de interés petrolero dentro de la formación, se utiliza un valor de corte del contenido orgánico total (COT) mayor a 2% en peso, definiendo así el tope del reservorio de tipo no convencional (González *et al.*, 2016). Es posible estimar el COT tanto a partir de análisis de laboratorio en *cutting* y coronas, como de la interpretación de registros eléctricos estándar, siendo el método de Passey (1990) uno de los más utilizados (Desjardins *et al.*, 2016). Kietzmann *et al.* (2014), Legarreta y Villar (2015), vincularon las variaciones en el contenido orgánico total con las distintas secuencias depositacionales observadas, registrándose las mayores acumulaciones durante el pico de las transgresiones. Según estos autores, el bajo gradiente topográfico de la rampa carbonática permitía una rápida inundación con bajas tasas de sedimentación y condiciones anóxicas en los sectores más distales. En contraposición, durante una etapa regresiva, la rampa prograda conjuntamente con un aumento en la erosión en continente, transportando sedimentos a sectores más distales dando lugar a la dilución y la oxidación de la materia orgánica. Veiga y Orchuela (1988), Askenazi *et al.* (2013), Cuervo *et al.* (2014), Lazzari *et al.* (2014), Sagasti *et al.* (2014), Sylwan (2014), reconocieron dos secciones de interés, una sección basal condensada y una sección superior. La sección basal se corresponde con el evento transgresivo principal para el Titoniano, con un espesor aproximado de 30 a 40 m y un importante desarrollo a lo largo

de toda la cuenca (Leanza *et al.*, 1977; Veiga y Orchuela, 1988; Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 1999). Esta sección se caracteriza por presentar valores anormalmente altos de rayos *gamma* (GR-220 API) debido al gran contenido de pelitas ricas en uranio y materia orgánica (Veiga y Orchuela, 1988; Askenazi *et al.*, 2013). Otra característica distintiva de esta sección, reconocible vía registros eléctricos, se observa en la alta resistividad y bajas velocidades detectadas por el registro sísmico (Veiga y Orchuela, 1988). La sección superior corresponde a cortejos sedimentarios de secuencias que se suceden cíclicamente progradando sobre la inundación Titoniana (Veiga y Orchuela, 1988). El contenido de carbono orgánico total (COT) varía de 3% a 8% (Stinco y Mosquera, 2003; Legarreta y Villar, 2011, entre otros), disminuyendo de 8% en la base a 2-4% hacia el techo (Villar *et al.*, 1998; Uliana *et al.*, 1999; Stinco *et al.*, 2003; Legarreta y Villar 2012, Askenazi *et al.* 2013). Por su parte, Askenazi *et al.* (2013), Cuervo *et al.* (2014), Lazzari *et al.* (2014), Sagasti *et al.* (2014), Sylwan (2014), destacan valores entre 3% a 11%, dentro de los 5 a 35 m pertenecientes a la sección basal, y entre 0,5% a 5% para la sección superior, la cual puede alcanzar hasta 600 m de espesor (según Sylwan, 2014).

Otros autores (Legarreta y Uliana, 1991; Martin Chivelet *et al.*, 2011; García *et al.*, 2013; Ejofodomi *et al.*, 2013 y 2014; Legarreta y Villar, 2015; Badessich *et al.*, 2016) han dividido la Formación Vaca Muerta en tres secciones, denominadas como basal, media y superior. Según Legarreta y Villar (2015), la sección basal comienza con una gran ingresión marina ampliamente distribuida en toda la cuenca (incluyendo la subcuenca de Picún Leufú al sur de la Dorsal de Huincul) asociada a un alto espacio de acomodamiento disponible para la época. Legarreta y Uliana (1991), Legarreta y Villar (2015), entre otros, reconocen en esta sección un nivel característico de bindstones microbianos de entre 0,5 y 1,0 m de espesor y una misma especie de amonites (*Virgatosphinctes mendozanus*). La acumulación de pelitas ricas en materia orgánica aumenta su espesor de sudeste a noroeste. Asimismo, al sur de la Dorsal de Huincul, se desarrollaron espesores que alcanzan los 120 m, con un COT promedio de un 4%. Hacia el área del engolfamiento Neuquino, el espesor promedio se encuentra en los 50 m, con un COT variable entre el 3% y el 11%, mientras que hacia el sur de la provincia de Mendoza (área de Malargüe), los espesores no superan los 25 m, con un COT variable entre el 4% y el 6% (Legarreta y Villar, 2015). Durante el Tithoniano tardío a Berriasiano temprano, el espacio de acomodación habría disminuido debido a un período de descenso del nivel del mar, seguido de un período de progradación, con aumento en los espesores que alcanzaron los los 300 m hacia el oeste y norte de la Dorsal de Huincul. Legarreta y Villar (2015), entre otros autores, definen este intervalo como la sección media de la Formación Vaca Muerta caracterizada por valores de COT

muy variables en la vertical como resultado de la alternancia de ciclos transgresivos-regresivos. La distribución areal del COT dentro de esta sección, presenta un valor promedio de 4% con picos que alcanzan hasta al 9%, para el área del engolfamiento Neuquino (Legarreta y Villar, 2015). Por su parte, esta sección en el área de Malargüe se encuentra subdividida en dos, un intervalo inferior de aproximadamente 70 m de espesor, con un COT promedio de un 1% (con picos hacia la base y el tope de 3%), y un intervalo superior de aproximadamente 55 m de espesor, donde la base presenta valores de COT de 8%, disminuyendo en forma variable hacia el tope hasta alcanzar un valor del 2% (Legarreta y Villar, 2015). Un nuevo aumento del nivel del mar proporcionó un gran espacio de acomodación, como resultado de una gran ingesión marina que cubrió unidades previas en toda la cuenca. Dentro del ambiente de cuenca a talud, se acumuló durante el Berriasiano temprano al Valanginiano temprano, un nuevo intervalo de lutitas ricas en contenido orgánico, denominado por Legarreta y Villar (2015) como Vaca Muerta superior. La base de este intervalo se reconoce en diversos sectores de la cuenca por un fuerte pico en el registro de rayos *gamma*. La distribución de estas facies oscuras se encuentra restringida al noroeste de la provincia de Neuquén (donde alcanza hasta 100 m de espesor) y el área de Malargüe (Legarreta y Villar, 2015). Los datos disponibles con relación al COT son escasos si se lo compara con las otras dos secciones, sin embargo, es interesante resaltar el alto contenido de COT en el área de Malargüe ya que alcanza, picos de 9% dentro de sus 40 m de espesor (Legarreta y Villar, 2015).

La madurez termal a escala regional para la Formación Vaca Muerta en términos de reflectancia de la vitrinita ( $\%R_0$ ) para la sección inferior descrita por Legarreta y Villar (2011, 2015), presenta variaciones según el área de la cuenca. Partiendo del análisis del diagrama de reflectancia de la vitrinita en función de la profundidad, Legarreta y Villar (2011, 2015) detallan las tendencias de madurez en ciertas áreas clave para la exploración petrolera. Las áreas de Malargüe, el noreste del engolfamiento y Picún Leufú, muestran zonas entre inmaduras/madurez temprana ( $\%R_0 \sim 0,5$ ) a madurez media ( $\%R_0 \sim 1,0$ ). Las rocas analizadas en el área de Picún Leufú a profundidades entre los 800 y 1.900 m, presentan un tipo de kerógeno II-S y suficiente madurez para la conversión inicial a petróleo temprano (más aún en profundidades alrededor de los 1.500 metros). La madurez para el área de Malargüe, a profundidades entre los 1.750 y 2.900 m, muestra una tendencia intermedia entre madurez temprana y ventana de petróleo (Boll *et al.*, 2014). El patrón analizado por Villar *et al.* (1993) para el área noreste del engolfamiento, involucra madurez termal dentro de la ventana de petróleo desde aproximadamente 2.200 a 3.200 m de profundidad. En la zona noroeste de Neuquén, en profundidades que van desde los 2.000 a 4.000 m, la madurez termal

abarca un amplio rango, desde la etapa de madurez media ( $\%R_0 \sim 0,6$ ) hasta la etapa avanzada de condensación de gas ( $\%R_0 \sim 1,4$ ), (Legarreta y Villar, 2011, 2015). El flanco norte de la Dorsal de Huincul involucra etapas entre ventana de petróleo media a tardía ( $\%R_0 \sim 0,8$ ) y gas condensado ( $\%R_0 \sim 1,8$ ), dentro del intervalo de profundidades que va desde los 2.500 a los 3.600 m, (Legarreta y Villar, 2011, 2015). Finalmente, el área occidental del engolfamiento, se caracteriza por una alta madurez termal ( $\%R_0 \sim 1,3$  a  $2,8$ ), que corresponde a gas condensado y gas seco en el intervalo de profundidad entre los 2.300 y 3.200 metros, (Legarreta y Villar, 2011, 2015).

El tipo de kerógeno presente en la roca generadora está dado por el índice de hidrógeno, representativo de la fracción pirolizable del carbono (Espitalié *et al.*, 1977). La Formación Vaca Muerta presenta un índice de hidrógeno (IH) variable entre los 400 y los 800 mg HC/gTOC, mientras que el índice de oxígeno (IO) varía entre 10 y 40 mg CO<sub>2</sub>/gTOC (Legarreta *et al.*, 2003; Stinco y Mosquera, 2003; Legarreta y Villar, 2011; entre otros). Según Legarreta *et al.* (2003), Legarreta y Villar (2011), de la relación entre el IH y el IO, es posible estimar un kerógeno de tipo I-II a II-S (marino de zonas marginales), con un VKA (Análisis Visual del Kerógeno) que indica materia orgánica amorfa de alta calidad.

De un total de 800 TCF (*Trillion Cubic Feet*) de recursos de gas estimados para el total de las rocas generadoras de Argentina, alrededor del 27% (220 TCF) se asignan a la Formación Vaca Muerta (EIA/ARI, 2013; Stinco y Barredo, 2014, 2016), mientras que el hidrocarburo líquido representaría un aproximado de 16 Bbbl (Billones de barriles) (EIA/ARI, 2013).

# **MÓDULO II:**

# **GEOMECÁNICA**

## 5 - INTRODUCCIÓN

La mecánica de rocas estudia la respuesta de las rocas ante una perturbación inducida por el ser humano como por ejemplo, obras de ingeniería en minería, pilares de represas, bases de centrales nucleares, múltiples métodos de extracción de minerales y materiales agregados, estabilidad de pozos de petróleo, fracturamiento hidráulico, y nuevas aplicaciones como la energía geotérmica y la eliminación de residuos radiactivos (Hudson y Harrison, 2000). Por otra parte, existen perturbaciones naturales capaces de producir la deformación de las rocas durante procesos de transmisión de esfuerzos intra placa, orogénicos, entre otros, propiciando la generación de estructuras geológicas plegadas, redes de fracturas (diaclasas), fallamientos, etcétera (Hudson y Harrison, 2000).

Vásquez (2000) define a la geomecánica como la disciplina que estudia las características mecánicas de las rocas que conforman las secuencias sedimentarias sobre la corteza terrestre. Estas rocas se encuentran compuestas por un sistema multifásico de partículas minerales que crean una estructura porosa donde pueden residir diversos tipos de fluidos en fases líquidas y/o gaseosas (Vásquez, 2000). Este sistema de partículas es lo que distingue a los materiales geológicos de los materiales continuos como los metales y fluidos (Vásquez, 2000). Desde este punto de vista mecánico, las partículas representan una fase sólida conocida como esqueleto mineral, donde la deformación es controlada por la interacción entre las partículas individuales, la deformación propia de cada una de las partículas y más importante aún, el movimiento relativo entre ellas. El fluido intersticial puede fluir a través de los poros e interactuar con el esqueleto mineral, alterando la magnitud de las fuerzas en el contacto entre partículas e influenciando la resistencia y rigidez de la roca (Vásquez, 2000).

La anisotropía mecánica de la roca obtenida a partir de la relación entre los módulos de Young, entendiéndose como la deformación generada durante la aplicación de un esfuerzo en dirección perpendicular y paralela con respecto a la laminación de la roca, ha sido ampliamente reportada a nivel mundial en diversos laboratorios, tanto en condiciones estáticas, es decir en forma mecánica, como dinámicas, a partir de la relación entre la velocidad de propagación de ondas dentro del material y la densidad, (Amadei, 1996; Wang, 2001; Mavko *et al.*, 2003; Zoback, 2007; Fjaer *et al.*, 2008; Barree *et al.*, 2009; Tutuncu, 2010; Tutuncu y Mese, 2011; Suarez-Rivera *et al.*, 2011; Tutuncu, 2012). En general se observa que exhibe mayor rigidez en los planos paralelos a la laminación, que en los planos perpendiculares (Higgins *et al.*, 2008); según Suarez-

Rivera *et al.* (2011) en casos extremos puede alcanzar diferencias del 400% en lutitas arcillosas. Algunas causas geológicas para la existencia de anisotropías resultan de la presencia de microfisuras cuyo origen puede deberse a múltiples causas como por ejemplo, la pérdida de cohesión de la roca ante los esfuerzos tectónicos, procesos de meteorización y la generación de hidrocarburos. Otras causas frecuentes pueden ser la geometría de los poros y la presencia de arcillas planares con disposición horizontal, las que le otorgan a la roca una textura laminar (Vernik y Nur, 1992; Vernik y Liu, 1997; Vernik, 1993; Vernik, 1994; Saberi *et al.*, 2011; Sayers, 2013). Es importante agregar que la anisotropía se puede asociar también con diferencias en las direcciones y magnitudes de los esfuerzos horizontales y verticales (Nur y Simmons, 1969; Rüger, 1996, entre otros).

La heterogeneidad vertical y horizontal de las rocas, resultado de la presencia de diversas litologías, acumulación de fluidos, y la textura de la roca, en conjunto con las redes de fracturas naturales, representan un control de primer orden en la geometría de la fractura hidráulica y en cómo ésta se propaga (Suarez-Rivera *et al.*, 2011; Tinni *et al.*, 2012; Lee *et al.*, 2015; Sharma *et al.*, 2015; Espinoza *et al.*, 2016). Tales propiedades de las diversas litologías, otorgarán a las rocas variaciones en la rigidez en las distintas direcciones, dando lugar a diferencias en los esfuerzos horizontales, que afectarán la propagación vertical, horizontal y al ancho de la fractura (Adachi *et al.*, 2007). Las fracturas generadas por la inyección de fluidos a altas presiones propagan la apertura en dirección perpendicular al esfuerzo tectónico principal menor (Dusseault y McLennan, 2011; Frydman *et al.*, 2016; entre otros). En ambientes donde se registran esfuerzos tectónicos, es posible observar que las capas rígidas acumulan esfuerzos horizontales y tienden a actuar como barreras a la propagación de fracturas (Frydman *et al.*, 2016). La heterogeneidad resultante del contraste de resistencia de las diferentes capas de roca, también puede dar lugar a la reorientación de la propagación de las fracturas, su detención y/o ramificación, debido a las variaciones en la rotación de los esfuerzos principales (Valko y Economides, 1995; Frydman *et al.*, 2016). Las fracturas preexistentes (tanto abiertas, cerradas o rellenas), a menudo se comportan como planos de debilidad, facilitando la reorientación y propagación dentro de zonas con menor resistencia a la propagación de la fractura; esto es frecuente de observar en rocas estratificadas entre las que se encuentran las pelitas/lutitas (Warpinski *et al.*, 2009; Dahi Taleghani *et al.*, 2014; Lee *et al.*, 2015).

La Formación Vaca Muerta está compuesta por la alternancia de intervalos carbonáticos, lutíticos/pelíticos, margosos y arenosos, de diferentes órdenes y jerarquías, todas ellas con gran cantidad de materia orgánica bituminosa. La gran heterogeneidad litológica que se desprende de esto último le otorga a esta formación

propiedades anisotrópicas a diversas escalas tal como lo demuestran los trabajos de Mokhtari *et al.* (2014b), Cuervo *et al.* (2014), Frydman *et al.* (2016), Cuervo y Lombardo (2017), Varela y Hasbani (2017), Sosa Massaro *et al.* (2017, 2018a y 2018b), entre otros. Frydman *et al.* (2016) reportan valores de anisotropía que pueden llegar hasta un 250%, mientras que en la zona de estudio (véase Figura 1.1) los valores estimados son variables entre el 15% y 250%, según la posición geográfica y la profundidad del intervalo analizado (Cuervo y Lombardo 2017; Sosa Massaro *et al.*, 2017, 2018a). Si se asumen propiedades isotrópicas en los modelos geomecánicos, se pueden subestimar las propiedades elásticas horizontales reales y, por consiguiente, la magnitud de los esfuerzos horizontales (Willis y Tutuncu, 2014; Hryb *et al.*, 2014; Cuervo *et al.*, 2014; Frydman *et al.*, 2016; Belobraydic *et al.*, 2017; Cuervo y Lombardo, 2017; Pichon *et al.*, 2017; Sosa Massaro *et al.*, 2017, 2018a; entre otros).

Para generar una mejor comprensión del comportamiento de las rocas y lograr calibrar los modelos geomecánicos 1D en pozos petroleros, existen en la actualidad una amplia variedad de ensayos de laboratorio disponibles. Éstos ensayos proporcionan propiedades de las rocas fundamentales para fines de caracterización de esfuerzos alrededor de un pozo, mejorar el diseño de terminación, y comprender el comportamiento de un reservorio durante la vida de un yacimiento, entre otras aplicaciones.

En este trabajo se llevaron a cabo diversos ensayos para comprender y caracterizar los parámetros elásticos y de resistencia de las rocas provenientes de la Formación Vaca Muerta, en muestras de diversos afloramientos y pozos en la región norte de la provincia de Neuquén. Entre ellos, el ensayo de tracción indirecta (o Brasileiro) permite conocer la resistencia de la roca bajo tensión (*tensile strength* -  $T_0$ ). El ensayo de tres puntos de tensión o flexión en muestra semi-circular (*Semi-Circular Bending* - SCB) permite calcular la tenacidad a la propagación de la fractura (*fracture toughness* -  $K_{Ic}$ ). El ensayo uniaxial, o de compresión simple, permite calcular la resistencia de la roca bajo compresión sin confinamiento (*Unconfined Compressive Strength* – UCS), así como los módulos elásticos de la roca. Finalmente, el ensayo triaxial permite conocer los módulos elásticos: de cizallamiento –  $G$ , de rigidez –  $K$ , de Young –  $E$ , y la relación de Poisson -  $\nu$ . Asimismo, es posible calcular los parámetros de resistencia de la roca como la resistencia máxima a la fractura por compresión axial a diversas presiones de confinamiento o *peak strength*, el ángulo de fricción -  $\phi$  y la cohesión -  $S_0$ .

Para el estudio del comportamiento mecánico de las rocas que componen la Formación Vaca Muerta se analizaron diversos tipos de controles, entre ellos, los de mayor relevancia son los ejercidos por las diversas litologías, la densidad de las rocas,

la velocidad de la propagación de las ondas compresionales y de corte, la orientación de los esfuerzos con respecto a laminación de las rocas, y la presencia de fracturas naturales. Los resultados obtenidos sugieren que las fracturas naturales, las intercalaciones de diversas litologías, las concreciones carbonáticas, las venas de calcita fibrosa (*beefs*), los bancos de cenizas retrabajadas (*ash bed*), etc, pueden afectar significativamente la propagación de la fractura hidráulica a gran escala cuando el contraste de esfuerzos es bajo. Los parámetros mecánicos obtenidos en laboratorio fueron utilizados para calibrar los modelos geomecánicos de cuatro pozos pertenecientes a los yacimientos El Trapial/Curamched pertenecientes a la empresa Chevron. Finalmente, las propiedades elásticas y de resistencia obtenidas, se utilizaron para calcular los regímenes de esfuerzos locales, calcular los gradientes de fractura (identificando las posibles barreras a la propagación de la fractura hidráulica), analizar intervalos para la navegación de pozos horizontales, estimar la ventana de peso de lodos, y analizar los problemas de estabilidad de pozos.

## 5.1. Antecedentes

La geomecánica puede ser considerada una ciencia relativamente joven y más aún en cuanto a su aplicación en la industria del petróleo y el gas (Cook, 2016). En sus inicios durante la década de 1950 - 1960 esta disciplina estuvo focalizada en comprender el comportamiento mecánico de la roca y las estructuras geológicas con aplicaciones en ingeniería civil y minera (Hudson y Harrison, 2000). Sin embargo, a finales de los años '50 se aplicó intensamente con el uso del fracturamiento hidráulico como la principal técnica para la estimulación y producción de reservorios de muy baja permeabilidad (Hubbert y Willis, 1957). En los últimos 30 años, la geomecánica ha pasado a desempeñar un rol cada vez más importante en operaciones de perforación, terminación, producción y abandono de pozos (Cook, 2016). Esta tendencia continúa conforme las operadoras buscan producir petróleo y gas de rocas de muy baja permeabilidad como las pelitas/lutitas requiriéndose de la utilización del fracturamiento hidráulico para su producción (Cook, 2016). Este hecho ha adquirido mayor relevancia en la década del '80 en EE.UU (Vásquez, 2000), continuando luego en países con grandes recursos y reservas probadas en reservorios no convencionales de tipo *shale oil/gas* como China, Rusia, Argentina (Stinco y Barredo, 2014; González *et al.*, 2016; Badessich *et al.*, 2016; Skalany, 2018).

En las áreas de ingeniería civil y minera esta disciplina es de notable importancia, y por ello ha sido intensamente desarrollada en la década de 1960 (Hudson y Harrison, 2000). El estudio de la estabilidad de una excavación horizontal o una perforación

vertical, cualquiera sea su tamaño, pone de manifiesto otro aspecto crucial desarrollado desde la década del '70, que comprende el rol completo de la estructura geológica y la roca, incluyendo las fracturas y su configuración tridimensional (Hudson y Harrison, 2000). En los años '80, el énfasis en los estudios pasó al análisis numérico y durante los años '90 a la actualidad, se focalizó en a la determinación de las propiedades del material, experimentación *in-situ* a gran escala, mejoras en el uso del modelado computacional y un mayor desarrollo de las aplicaciones de los principios de la ingeniería (Hudson y Harrison, 2000; Soroush, 2013).

Con el comienzo de la implementación del fracturamiento hidráulico, surgió la necesidad de explicar cualitativamente y cuantitativamente la orientación de las fracturas (Hubbert y Willis, 1957), así como de dar respuestas a los comportamientos inesperados en los reservorios, fallas catastróficas, bajas en la producción luego de la estimulación y declinación de la presión en pozos cercanos a pozos inyectoros (Murphy, 1982); deformación de casing por fracturamiento cizallante (Nester *et al.*, 1956; Cheatham y McEver, 1964); producción de arena (Bratli y Risnes, 1981; Perkins y Weingarten, 1988; Veeken *et al.*, 1991; Kooijman *et al.*, 1992; Cook *et al.*, 1994; Moricca *et al.*, 1994; Geilikman *et al.*, 1994; Ramos *et al.*, 1994); colapso en la porosidad durante la producción (Risnes *et al.*, 1982; Pattillo y Smith, 1985; Smits *et al.*, 1988; Abdulraheem *et al.*, 1992); y problemas de estabilidad del pozo (Gnirk, 1972; Bradley, 1979; Guenot, 1989; Santarelli *et al.*, 1992; Ong y Roegiers, 1993; Maury, 1994; Last *et al.*, 1995).

La contribución significativa en cuanto a la orientación de las fracturas ha sido posible gracias al trabajo de Hubbert y Willis (1957), quienes explican la relación existente entre los esfuerzos verticales y horizontales dentro de la corteza superior. Hasta ese momento, todas las consideraciones de diseño se basaban en la suposición de un estado de esfuerzo isostático prevaleciente en cualquier punto de esta capa.

A medida que los pozos fueron requiriendo completaciones más profundas, los problemas de colapso e inestabilidad se volvieron más comunes, requiriendo remediaciones muy costosas. La causa primera de estos problemas es la inestabilidad causada por las grandes fuerzas tectónicas (Cook, 1967). Los conceptos desarrollados por ingenieros en minas relacionaban la inestabilidad a la dinámica de la roca, ya que estas se deforman ante los esfuerzos aplicados sobre ellas (Cook, 1967; Hodgson y Joughin, 1967). Las rocas son muy resistentes a las perturbaciones bajo esfuerzos que no se superen los límites de resistencia máxima. Si dichos esfuerzos son superados, el fallamiento puede ocurrir, así como también los derrumbes y el colapso de *casing* (Goodman, 1976). Además, da cuenta de la importancia de las discontinuidades preexistentes, como por ejemplo las fallas y fisuras al actuar como vías altamente conductoras de hidrocarburos. A partir de esta comprensión más amplia del rol de la

deformación de las rocas, se logró enfocar la búsqueda en la definición de los parámetros pertinentes requeridos para una apropiada caracterización de la formación objetivo, utilizando por ejemplo herramientas de perfilaje eléctrico de pozo, desarrolladas para una mejor caracterización de la formación *in-situ*, y la toma de testigos corona o núcleos, utilizados no sólo para la determinación de la permeabilidad, porosidad y litología, sino también para ejecutar las pruebas mecánicas en condiciones simuladas de fondo de pozo.

Actualmente, la evolución de los modelos computacionales permite una mejor aproximación con la realidad, tal como se observa en la aplicación de la teoría de la elasticidad (Hudson y Harrison, 2000). Esta teoría considera que una roca elástica ideal se deforma linealmente en respuesta a un esfuerzo aplicado. El módulo de Young “E”, representa la resistencia de la roca a ser deformada en la dirección donde se aplica el esfuerzo. La gran mayoría de los análisis de elasticidad suponían que todas las rocas eran isotrópicas, es decir, que tienen las mismas propiedades elásticas en todas las direcciones, lo que requiere de solo dos propiedades elásticas para su caracterización (Hudson y Harrison, 2000). En la actualidad se utilizan propiedades elásticas adicionales, fijando cinco constantes elásticas para la isotropía transversal, donde las propiedades son las mismas en un plano y diferentes en la dirección perpendicular a este, tal como lo demuestran los trabajos de Backus (1962), Thomsen (1986), Amadei (1996), Hudson y Harrison (2000), Zoback (2007), Suarez-Rivera y Bratton (2009), Ejofodomi *et al.* (2014); Frydman *et al.* (2016), Sosa Massaro *et al.* (2017), entre otros. Por otra parte, existe un modelo aún más complejo denominado como ortotrópico, el que requiere de nueve constantes elásticas, donde las propiedades son diferentes en tres direcciones perpendiculares (Thomsen, 1986; Hudson y Harrison, 2000; Franquet y Rodriguez, 2012; Bikash y Walsh, 2015; entre otros). Para una roca totalmente anisotrópica, son 21 las constantes necesarias (Hudson y Harrison, 2000).

En lo que respecta a los reservorios en pelitas/lutitas (*shales*), se puede decir que si bien se conocen desde el siglo 20, no fue sino hasta hace algunas décadas que se alcanzó la tecnología para explotarlos (Holditch, 2003; Usman y Meehan, 2016). A comienzos de los años 1970, por iniciativa del gobierno de EE.UU, se asociaron operadoras privadas, el Departamento de Energía de EE.UU y el *Gas Research Institute* para potenciar el desarrollo de tecnologías que permitan la producción comercial de gas en reservorios no-convencionales de tipo *shale gas/oil*. Esta asociación posibilitó el desarrollo de las tecnologías para la producción del *shale gas/oil* (King, 2010; Skalany, 2018). Al exitoso descubrimiento realizado en 1981 en las lutitas de Barnett, sobre la región centro-oeste del estado de Texas, EE.UU (King, 2010; Badessich *et al.*, 2016), siguió el desarrollo de nuevas técnicas y tecnologías diseñadas para descubrir y

producir gas natural y luego petróleo en otras formaciones y cuencas de EE.UU (King, 2010; Badessich *et al.*, 2016). De esta manera, la literatura referida a la completación de pozos en reservorios no convencionales de tipo *shale* gas/oil se ha desarrollado rápidamente en los últimos años a nivel mundial, gracias al aporte de compañías operadoras, compañías de servicios, universidades, consultoras, etc (King, 2010 y 2012). Desde comienzos de la primera década del siglo 21, comenzaron a desarrollarse grandes avances en el desarrollo de proyectos de recuperación de hidrocarburos en este tipo de reservorios en EE.UU, incrementando la producción de un 2% a un 50% aproximadamente (King, 2010; Cook, 2016). Tal incremento en la producción fue posible adaptando tecnologías ya existentes en la industria, incluyendo conjuntos de fracturas múltiples en pozos horizontales, en áreas estratégicamente localizadas dentro del reservorio, generando fracturas nuevas, y reabriendo fracturas naturales preexistentes, aumentando así la superficie de contacto con la roca, en un rango de 9,2 millones de m<sup>2</sup> (King, 2010).

La anisotropía y la heterogeneidad presente en este tipo de rocas, afectan diversas propiedades, tales como la resistencia a la tracción (Mokhtari *et al.*, 2014a); la resistencia a la compresión (Mokhtari *et al.*, 2013a); la permeabilidad (Tutuncu y Mese, 2011; Tutuncu, 2012; Mokhtari *et al.*, 2013b); y las propiedades elásticas (Thomsen, 1986; Vernik y Nur, 1992; Wang, 2002; Tutuncu, 2010, 2012; y Mese y Tutuncu, 2011).

Estudios realizados sobre reservorios de tipo *Shale Oil* y *Shale Gas*, publicados a la fecha de este trabajo, han cobrado gran importancia dentro de la industria, ya que demuestran que la mecánica de rocas o geomecánica, es una herramienta indispensable para la industria. Algunos de estos trabajos refieren a modelos de representación de las diversas direcciones de isotropía y anisotropía para describir el comportamiento elástico de las rocas (Thomsen, 1986). Otros autores en cambio desarrollaron el cálculo para la determinación de los esfuerzos horizontales principales, utilizando la ecuación poroelástica para modelos isotrópicos y anisotrópicos (Thiercelin y Plumb, 1994). La anisotropía asociada con diferencias en las direcciones y magnitudes de los esfuerzos horizontales y verticales se debe a Nur y Simmons (1969) y Rüger (1996). La relación existente entre los *breakouts* de los pozos y las direcciones de esfuerzos máximos fueron estudiados por Cook *et al.* (2007), Sayers *et al.* (2007).

Havens (2011) demostró que considerar la anisotropía mecánica podría mejorar la estimación del esfuerzo horizontal menor en las lutitas de Bakken. Serejian y Ghassemi (2011) determinaron el efecto de la anisotropía mecánica sobre la presión de inicio de la fractura. Chertov (2012), propuso una ecuación para calcular el ancho de fractura en medios transversalmente isotrópicos, y comparó los resultados con la ecuación convencional de Sneddon para medios isotropos. Lee *et al.* (2012),

demonstraron cómo la dirección de colapso de pozo (*breakout*) y el análisis de estabilidad del pozo, podrían verse afectados por las propiedades mecánicas anisotrópicas. Maxwell (2009), discutió el efecto de las incertidumbres derivadas de la anisotropía en el modelo de velocidad sísmica en el modelado microsísmico. Finalmente, las propiedades de transporte anisotrópicas y heterogéneas de los yacimientos de pelitas/lutitas imparten cambios drásticos en los modelos de simulación de producción (Mohaghegh, 2013).

Son destacables también las publicaciones realizadas por varios autores en relación con la heterogeneidad vertical y el impacto generado entre las fracturas naturales y la geometría de la propagación de la fractura hidráulica como las de Valko y Economides (1995), Adachi *et al.* (2007), Warpinski *et al.* (2009), Suarez-Rivera *et al.* (2011), Tinni *et al.* (2012), Dahi Taleghani *et al.* (2014), Lee *et al.* (2015); Lee *et al.* (2015), Sharma *et al.* (2015), Frydman *et al.* (2016), Espinoza *et al.* (2016), entre otros. Por su parte, Dusseault y McLennan (2011) explican la implementación de pozos horizontales en formaciones poco permeables y naturalmente fracturadas, tratando el caso de los reservorios de tipo *shale*, y analizando en detalle el efecto del fracturamiento hidráulico, orientación, alcance, etcétera.

El éxito logrado recientemente en la Formación Vaca Muerta de la Cuenca Neuquina en Argentina, posee el potencial para revolucionar la industria del petróleo y el gas en esta región, en forma similar a lo sucedido en Norteamérica (Stinco y Barredo, 2014; González *et al.*, 2016; Badessich *et al.*, 2016). Desde el año 2010 al año 2017 se han perforado solo en la provincia de Neuquén más de 250 pozos con producciones iniciales de 95 bbls/día para los horizontales y 42 bbls/día para los verticales (Stinco y Barredo, 2017). En lo que respecta a la provincia de Mendoza, su historial en cuanto a proyectos de estimulación hidráulica con objetivo en la Formación Vaca Muerta, tuvo su reciente desarrollo en el año 2017, en el área de la concesión Puesto Rojas, operada por la empresa El Trébol S.A. (Skalany, 2018).

Durante los últimos años se han utilizado nuevos simuladores de fracturas para reservorios no convencionales y modelos numéricos predictivos (Cipolla *et al.*, 2011a y 2011b), los cuales ayudan a comprender los efectos de la mecánica de las rocas en la propagación de las fracturas durante los tratamientos de estimulación hidráulica, optimizando el espaciado entre pozos y el diseño de estimulación (Hryb *et al.*, 2014; Badessich *et al.*, 2016). Las operaciones de fracturamiento hidráulico muchas veces se encuentran acompañadas con estudios de microsísmica para analizar los alcances de la fractura y los factores geomecánicos que impactan en el diseño de las mismas, tal como se demuestra en el trabajo de Osorio y Muzio (2013). Con estos resultados fue posible identificar los esfuerzos necesarios para fracturar la roca, y el grado de

anisotropía variable dentro de la Formación Vaca Muerta, dependiente en gran medida de su composición mineralógica, tal como se ha demostrado en trabajos previos de Willis y Tutuncu (2014), Hryb *et al.* (2014), Cuervo *et al.* (2014), Cuervo y Lombardo (2017), Rohmer *et al.* (2015), Frydman *et al.* (2016), Belobraydic *et al.* (2017), Pichon *et al.* (2017), Sosa Massaro *et al.* (2017, 2018a, 2018b), entre otros. Los análisis realizados a partir de simuladores numéricos y modelos análogos, suelen ser calibrados y complementados con ensayos geomecánicos de laboratorio. En la actualidad existe una amplia variedad de ensayos disponibles para aplicaciones en rocas dentro de la industria del petróleo. Estos ensayos proporcionan propiedades de las rocas fundamentales para fines de caracterización de esfuerzos alrededor de un pozo, diseño de terminación, y comprensión del comportamiento de un reservorio durante la vida de un yacimiento entre otras aplicaciones. Entre algunos de los trabajos más actuales realizados por varios grupos de investigadores, se destacan los análisis de anisotropía mecánica de las rocas tanto para condiciones estáticas como dinámicas (Amadei, 1996; Wang, 2001; Suarez-Rivera *et al.*, 2011; Cuervo *et al.*, 2014; Willis *et al.*, 2014; Frydman *et al.*, 2016; Varela y Hasbani, 2017; Cuervo y Lombardo, 2017; Sosa Massaro *et al.*, 2017, 2018a, 2018b).

## 6 - CONCEPTOS BÁSICOS EN GEOMECÁNICA

### 6.1. Introducción

El objetivo de este capítulo es describir algunos de los principios básicos de la geomecánica, los que serán de utilidad para comprender el desarrollo de un modelo geomecánico integral de un yacimiento de hidrocarburos a través del estudio de una porción de la Formación Vaca Muerta. Las propiedades mecánicas analizadas definen la capacidad de un material para resistir esfuerzos externos o internos que impliquen la deformación o la pérdida de cohesión y fractura del mismo. Estos esfuerzos son de compresión, tensión (o extensión), flexión e impacto, utilizando como convención en este trabajo valores positivos para los esfuerzos compresivos y negativos para los esfuerzos extensivos. Es importante mencionar también, que el termino tensión (utilizado en el área de las geociencias) será equivalente al termino tracción (utilizado en ingeniería), para definir los esfuerzos extensivos, mientras que el termino esfuerzo (en geociencias) será equivalente al termino tensión (en ingeniería), para definir los esfuerzos compresivos.

Las propiedades geomecánicas de las rocas están fuertemente controladas por sus características geológicas a diversas escalas, desde la composición litológica, fluidos porales, fluidos composicionales, disposición de los estratos, la presencia de fallas, diaclasas, pliegues, etcétera. Particularmente en reservorios de tipo *shale oil/gas*, se requiere poder predecir dentro de la formación objetivo, la suprayacente y subyacente, las propiedades elásticas, de resistencia, fragilidad/dúctilidad, y el estado de esfuerzos regionales e *in-situ* (alrededor del pozo), entre otras variables.

Existen materiales en la naturaleza con la capacidad de resistir y de recuperarse de las deformaciones resultantes frente a la aplicación de un esfuerzo. Esta capacidad se denomina elasticidad, y es la base de todos los aspectos de la mecánica de rocas (Fjaer *et al.*, 2008). El estudio de la mecánica de rocas se centra en materiales porosos y permeables donde la teoría elástica para materiales sólidos no es suficiente para describir completamente su comportamiento. Tales materiales requieren aplicar el concepto de poroelasticidad que considera las presiones porales resultante de la presencia de fluidos en la roca (Fjaer *et al.*, 2008). La respuesta elástica de las rocas puede variar con el tiempo, incluso cuando las condiciones externas son constantes y esa dependencia es necesario caracterizarla (Fjaer *et al.*, 2008).

Finalmente, un modelo geomecánico integral requiere del conocimiento del estado de esfuerzos actuales en profundidad, utilizando datos obtenidos en forma rutinaria (directamente o indirectamente) cuando se perforan pozos (Zoback, 2007).

## 6.2. Materiales rocosos

La mecánica de rocas caracteriza el comportamiento de las diversas litologías que componen la corteza superior. Estas se pueden clasificar según su génesis en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, siendo las últimas las de mayor interés en la industria hidrocarbúfera. Las rocas ígneas consisten en un agregado de cristales, de diversos tamaños y composiciones. Según su génesis, los minerales más comunes serán cuarzo, micas, feldespato potásico, plagioclasa, anfíbol, piroxeno, olivina, etcétera. Las rocas metamórficas resultan de la transformación en estado sólido de rocas preexistentes por acción del calor, altas presiones y pasaje de fluidos sobrecalentados. Las rocas sedimentarias resultan de la consolidación de fragmentos de rocas, minerales y restos orgánicos (detritos) todos producidos por intemperismo. Conforman un conjunto de partículas de diversos tamaños dispuestos de manera que muchas veces quedan intersticios o poros entre ellas. El esqueleto de la roca se encuentra conformado por las partículas clásticas de mayor tamaño, las cuales pueden ser monominerales y/o compuestas por pequeños fragmentos de otras rocas (líticos). Los fragmentos de menor tamaño alojados entre los clastos de mayor tamaño conforman la porción matricial de la roca, que estará compuesta por fragmentos muy finos de igual composición que el esqueleto y/o minerales arcillosos. Por su parte, el material aglutinante, puede estar conformado por cementos carbonáticos, silíceos, óxidos de hierro, arcillas, etcétera. Los poros pueden formar un sistema interconectado a través de gargantas porales que facilita el pasaje de los fluidos (Tarbuck y Lutgens, 2005). La capacidad que tiene el material poroso en permitir el paso de un fluido y su interacción con esos pasajes se conoce como permeabilidad, propiedad que determina la forma en que un reservorio deberá ser estimulado para producir hidrocarburos.

En cualquier investigación práctica en mecánica de rocas, la primera etapa comprende la investigación geológica y geofísica para establecer las litologías, los contactos entre los tipos de rocas involucrados y de la cuenca que los contiene. La segunda etapa consiste en establecer, mediante perforaciones el patrón detallado de diaclasamiento y determinar las propiedades petrológicas y mecánicas y de las rocas a partir de la toma de muestras. En la tercera etapa se mide el estado de esfuerzos de la roca *in-situ*, para poder predecir la respuesta de los diversos estratos durante la

perforación y todas las actividades que se puedan desarrollar durante la vida de ese reservorio (Jaeger *et al.*, 2007).

Otro factor de relevancia en el análisis de la roca para los estudios geomecánicos, es el estudio de la fábrica de las rocas (o petrofábrica). Las rocas sedimentarias tienen una fábrica primaria generada por la disposición en forma apilada de los sedimentos cuando estos son depositados, donde la laminación resultante del transporte de sedimentos previamente erosionados suele ser uno de los patrones más claros. En ciertas ocasiones, eventos posteriores como la deformación por plegamiento, metamorfismo y recristalización, pueden superponerse sobre la fábrica primaria modificándola (Turner y Weiss, 1963). El estudio de la petrofábrica comprende todas las escalas, tanto microscópicas (orden del nanómetro al micrómetro) como macroscópicas (orden del kilómetro). Entre los elementos de mayor escala, pueden identificarse las fallas, plegamientos y diaclasas, mientras que los elementos microscópicos comprenden la fracción mineralógica, clástica, ocurrencia de poros, microfósiles, cementos, etcétera. Si en una roca policristalina existe una orientación preferencial de la fracción cristalina o mineralógica, se tendrá una roca anisotrópica, pero si la orientación de los cristales es aleatoria, la roca será isotrópica. El conjunto de tales componentes producirá fenómenos de anisotropía en las propiedades elásticas y de resistencia de la roca (Jaeger *et al.*, 2007).

Para poder cuantificar las propiedades mecánicas de la roca es necesario utilizar mediciones de laboratorio en muestras previamente preparadas según las especificaciones de cada ensayo. Estos especímenes suelen tener dimensiones en el orden de los centímetros, y contienen un número suficiente de partículas como para ser consideradas muestras uniformes. Es importante mencionar que, aunque las propiedades de las partículas individuales puedan poseer características diferentes, interactúan entre sí de manera aleatoria, de manera que su comportamiento puede ser considerado homogéneo en su conjunto. Dependiendo de su arreglo espacial y la interacción que éstas puedan poseer entre sí, se obtendrán propiedades que no serán necesariamente isotrópicas, como resultado de los procesos de formación de las rocas y/o los procesos de deformacionales posteriores a su consolidación, ya que, a menudo alinean las partículas de manera tal que su interacción genera un arreglo de tipo anisotrópico (Jaeger *et al.*, 2007).

### 6.3. Esfuerzo

Los esfuerzos compresivos se producen en cualquier capa geológica. La magnitud de tales esfuerzos dependerá de la profundidad, presión de poros y procesos geológicos

activos a diferentes escalas espaciales y temporales (Zoback, 2007). El conocimiento de los esfuerzos regionales en profundidad es fundamental para abordar posibles problemas en reservorios de petróleo, gas y geotérmicos, y en las formaciones supra y subyacentes a tales reservorios. Sus implicancias, en áreas de bajo y alto grado de tectonismo y complejidad geológica, son un hecho demostrable, los cuales se basan en una vasta variedad de observaciones realizadas en todo el planeta (Zoback, 2007).

Dentro del ámbito de la industria del petróleo y gas a nivel mundial, se utilizan comúnmente tanto las unidades inglesas (PSI), como las unidades del sistema internacional (MPa) para definir los esfuerzos, donde  $1 \text{ MPa} = 145,038 \text{ PSI}$  (Zoback, 2007; Fjaer *et al.*, 2008). En mecánica de rocas, la convención de signos establece que los esfuerzos de compresión son positivos, mientras que los esfuerzos por tensión son negativos (Goodman, 1989; Jaeger *et al.*, 2007; Zoback, 2007; Fjaer *et al.*, 2008). La razón histórica de esto se debe a que los esfuerzos tratados en esta disciplina son principalmente compresivos por la carga de sedimentos (Fjaer *et al.*, 2008). En términos simples, el esfuerzo  $\sigma$  se define como una fuerza  $F$  que actúa sobre un área determinada  $A$ , según la ecuación (Fjaer *et al.*, 2008):

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad \text{Ecuación 6.1}$$

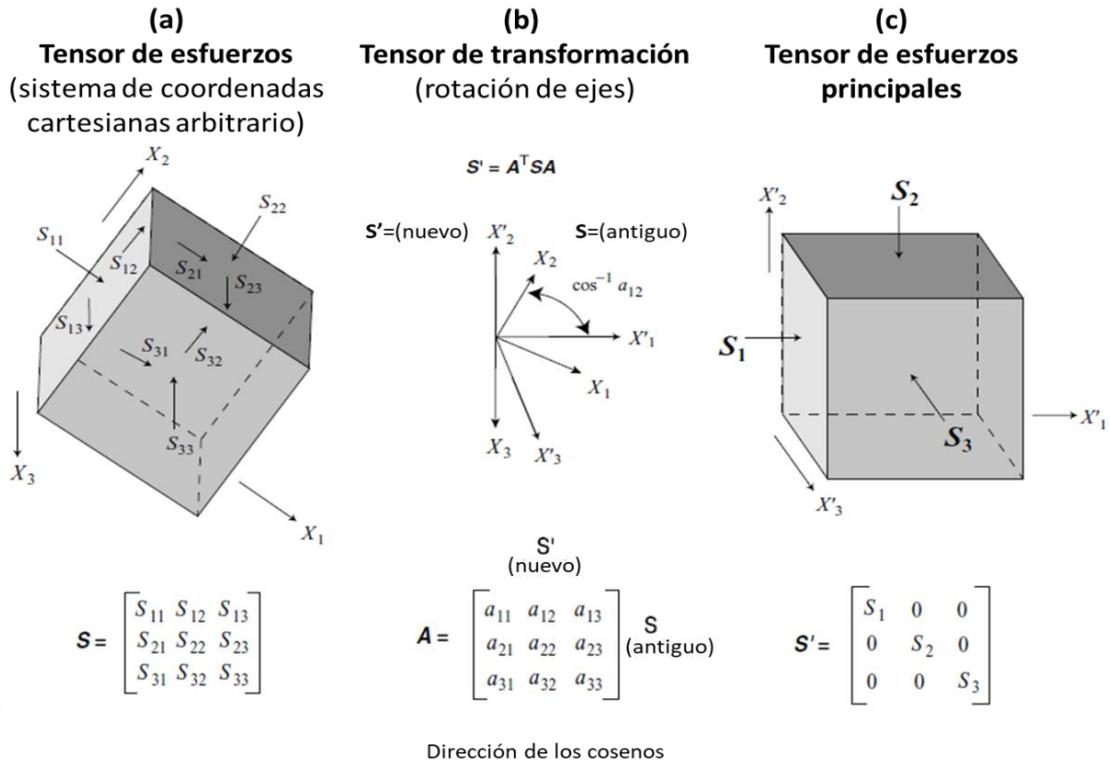
La orientación de la sección transversal (o área) con respecto a la dirección de aplicación de la fuerza también es importante. El vector fuerza debe ser descompuesto en dos, siendo una componente normal a la sección transversal  $F_n$  y la otra paralela a la sección  $F_p$ , según las ecuaciones:

$$\sigma_n = \frac{F_n}{A} \quad \text{Ecuación 6.2}$$

$$\tau = \frac{F_p}{A} \quad \text{Ecuación 6.3}$$

generando dos esfuerzos diferentes, uno normal  $\sigma_n$ , y el otro de corte o cizalla  $\tau$  (Fjaer *et al.*, 2008).

Más precisamente, el esfuerzo es un tensor que describe la densidad de fuerzas que actúan sobre todas las superficies que pasan por un punto dado (Goodman, 1989; Jaeger *et al.*, 2007; Zoback, 2007; Fjaer *et al.*, 2008). En términos de mecánica del continuo, los esfuerzos que actúan sobre un cuerpo isotrópico homogéneo en profundidad se describen como un tensor de segundo orden, con nueve componentes (Figura 6.1.a), tal como lo explica Zoback (2007).



**Figura 6.1:** **a)** definición del tensor de esfuerzos de segundo rango  $S$  en un sistema de coordenadas cartesianas arbitrario (Engelder y Leftwich, 1997); **b)** rotación del sistema de coordenadas de esfuerzos a través de la transformación del tensor  $A^T$ ; y **c)** tensor de esfuerzos principales definido en un sistema de coordenadas en el que desaparecen los esfuerzos de corte  $S'$ . Tomado de (Zoback, 2007).

Los subíndices de los componentes individuales del esfuerzo hacen referencia a la dirección en que actúa una fuerza dada y a la cara del cubo unitario sobre la cual actúa la componente del esfuerzo. Como se muestra en la Figura 6.1.a, para describir completamente el estado de esfuerzos en profundidad (tensor de esfuerzos  $S$ ), se deben definir seis magnitudes de esfuerzos o tres magnitudes de esfuerzos y los tres ángulos que definen la orientación del sistema de coordenadas de esfuerzos con respecto a un sistema de coordenadas de referencia (Zoback, 2007). Debido a las condiciones de equilibrio y simetría del sistema, se puede asumir la equivalencia de los siguientes subíndices:

$$S_{12} = S_{21}$$

$$S_{13} = S_{31}$$

$$S_{23} = S_{32}$$

Una vez conocido el tensor de esfuerzos en un sistema de coordenadas, es posible evaluar los esfuerzos en cualquier otro sistema de coordenadas a través del tensor de transformación  $A^T$ , especificando los cosenos directores ( $a_{ij}$ ) que describen la

rotación de los ejes de coordenadas entre el sistema de coordenadas antiguo y el nuevo, tal como se muestra en la Figura 6.1.b, y según la ecuación:

$$S' = A^T.S.A \quad \text{Ecuación 6.4}$$

Hay dos razones de importancia por las cuales se deben transformar los sistemas de coordenadas. Primero, una vez conocido el campo de esfuerzos *in-situ* en algún sistema de coordenadas, podemos calcular los esfuerzos en cualquier otro. Por ejemplo, si conocemos el estado de esfuerzos en un sistema de coordenadas geográficas, será posible derivar el campo de esfuerzos que rodea un pozo con orientación arbitraria, para dar soluciones a los problemas de estabilidad de pozo, o si existe un plano de falla, poder medir su proximidad al fallamiento por fricción y deslizamiento. Segundo, describir el estado de esfuerzos en profundidad en términos de esfuerzos principales, es decir, aquellos que actúan en el sistema de coordenadas principales. En este sistema, los esfuerzos de corte desaparecen y los tres esfuerzos principales,  $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_3$ , describen completamente el campo de esfuerzos, simplificando apreciablemente la descripción del estado de esfuerzos *in-situ*, como se muestra en la Figura 6.1.c. En el sistema de coordenadas principales, se observa un tensor de esfuerzos diagonal  $S'$ , donde los esfuerzos principales corresponden a los valores propios del tensor de esfuerzos y las direcciones de los esfuerzos principales corresponden a sus autovectores (Zoback, 2007).

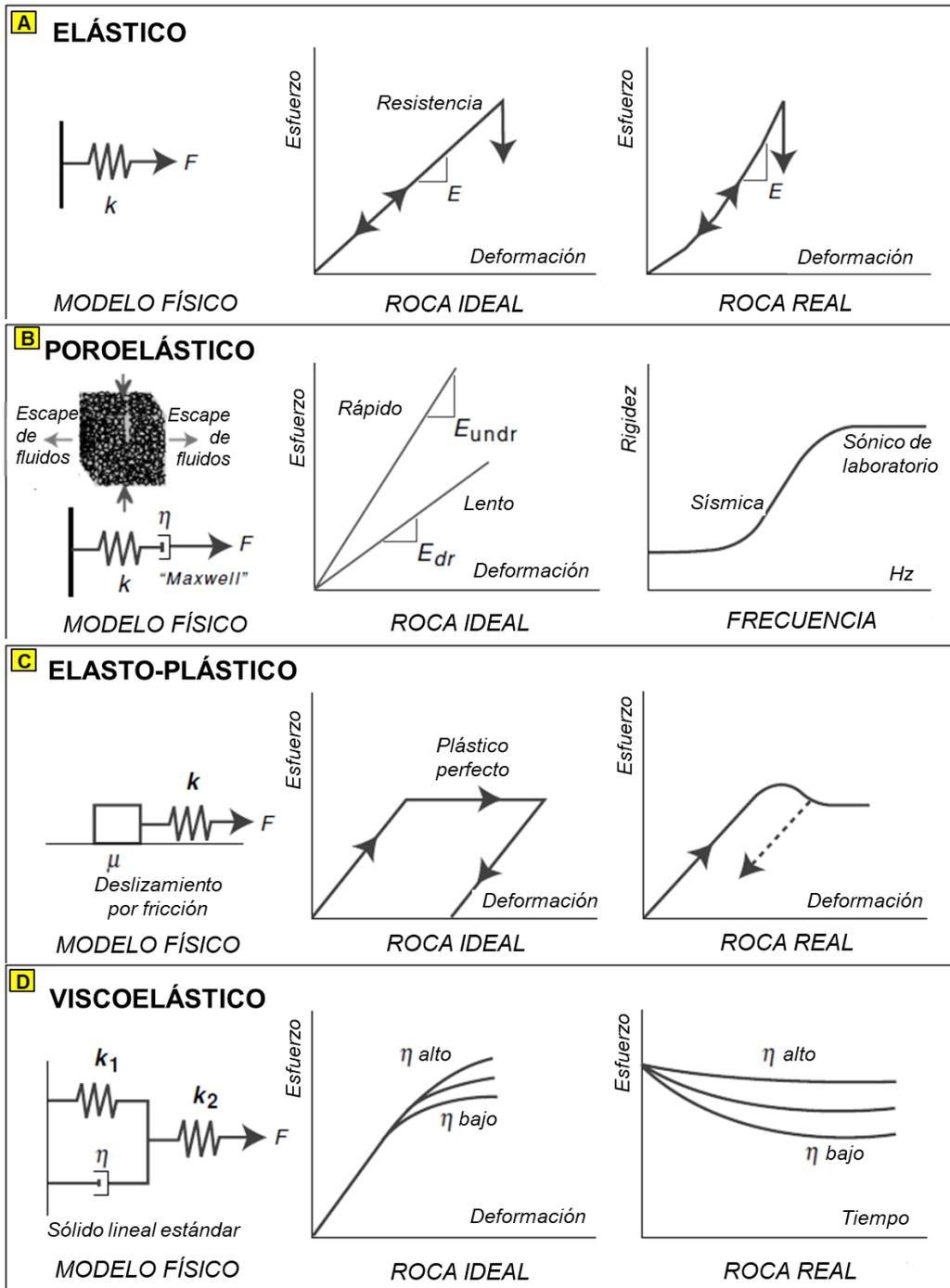
#### 6.4. Elasticidad

La elasticidad se basa en dos conceptos básicos, esfuerzo y deformación, y representa la base de todos los aspectos de la mecánica de rocas. Representa la habilidad de la mayoría de los materiales a resistir y recuperarse de las deformaciones producidas por diversas fuerzas (Fjaer *et al.*, 2008).

En mecánica de partículas, la ecuación fundamental es la ley de Newton, que establece que la fuerza es igual a la masa multiplicada por la aceleración. De dicha ley se desprende que un cuerpo deformable como una roca, sigue la ley del equilibrio del esfuerzo. Esta ley se aplica a todas las rocas, independientemente de la relación existente entre el esfuerzo y la deformación, y debe cumplirse en todos los procesos que se producen en una muestra de roca o capa de roca. Las ecuaciones de equilibrio de esfuerzo se deben complementar con un conjunto de ecuaciones constitutivas que describan la relación entre el esfuerzo, la deformación y posiblemente otros parámetros como la temperatura, la presión del fluido poral, etcétera (tomado de Jaeger *et al.*, 2007).

Los diagramas esquemáticos de la Figura 6.2 ilustran cuatro tipos genéricos de leyes constitutivas para materiales homogéneos e isotrópicos (tomado de Zoback, 2007).

La Figura 6.2.A representa el caso de un material linealmente elástico, donde el esfuerzo y la deformación son linealmente proporcionales y la deformación es reversible, es decir el cuerpo recupera su estado original. La Figura 6.2.B ilustra esquemáticamente el efecto del comportamiento de la roca causado por los fluidos (agua, petróleo, y/o gas) alojados en los poros de una roca. Una roca porosa saturada de fluido exhibirá un comportamiento poroelástico, así la rigidez de una roca saturada de fluido dependerá de la velocidad a la que se aplique la fuerza externa. Cuando la fuerza se aplica rápidamente, la presión de poro aumenta debido a que el fluido absorbe parte de los esfuerzos aplicados lo que le otorga una mayor rigidez relativa a la roca (roca no drenada). En caso contrario, cuando se aplica lentamente una fuerza externa, cualquier aumento en la presión del fluido asociada con la compresión de los poros permite el drenado de la roca, de tal manera que la rigidez de la misma es equivalente al de una roca sin fluidos presentes. La deformación de un material poroelástico depende del tiempo, de la misma manera que los materiales viscoelásticos. La Figura 6.2.C ilustra el comportamiento elásto-plástico, donde la roca se comporta elásticamente durante la carga, hasta alcanzar su punto de cedencia y luego se deforma plásticamente. Durante la descarga, la roca recupera solo parte de su estado original. Este tipo de comportamiento es característico de la corteza superior, donde la deformación es absorbida por deslizamiento de fallas a un nivel de esfuerzos relativamente constantes. Una roca viscoelástica (Figura 6.2.D) es aquella en la que la deformación ante un esfuerzo depende del tiempo o la velocidad. En este caso, el esfuerzo necesario para causar una cierta cantidad de deformación en la roca, dependerá de la viscosidad aparente de la roca  $\eta$  (Zoback, 2007).



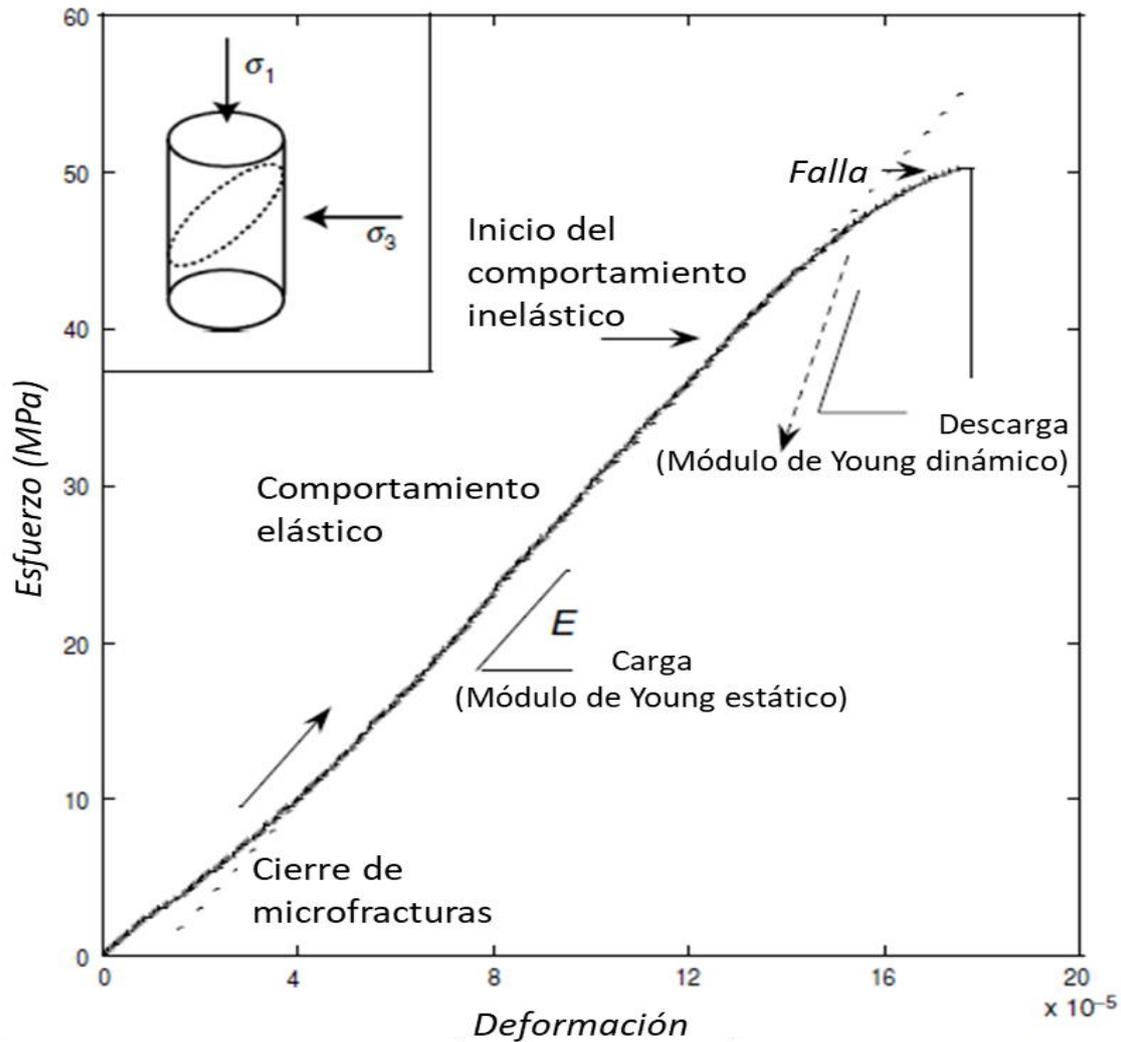
**Figura 6.2:** Ilustración esquemática de las leyes constitutivas de los modelos elástico, poroelástico, elásto-plástico y viscoelástico; dónde  $k$  representa la constante de proporcionalidad elástica,  $F$  la fuerza,  $E$  el módulo de Young,  $\eta$  la viscosidad aparente y  $\mu$  la fuerza de rozamiento. En los paneles de la izquierda, se muestran los modelos físicos análogos, en el centro, curvas de esfuerzo-deformación ideal, y en los paneles de la derecha, se muestran los diagramas esquemáticos que representan el comportamiento real de la roca. Tomado de Zoback (2007).

## 6.5. Elasticidad lineal estática

El tipo de respuesta más simple es aquel donde existe una relación lineal entre las fuerzas externas aplicadas a un material y su deformación, siempre que los cambios en las fuerzas sean lo suficientemente pequeños para que la deformación resulte reversible (Jaeger *et al.*, 2007; Zoback, 2007; Fjaer *et al.*, 2008). Esto se puede conceptualizar en términos de una fuerza aplicada a un resorte donde la constante de proporcionalidad es la constante de un resorte  $k$  (Zoback, 2007).

Aunque las rocas no son "linealmente elásticas", o solo poseen esta característica en pequeños intervalos de esfuerzos, se considera útil y precisa esta aproximación, ya que muchas rocas se comportan de forma lineal por cambios incrementales en los esfuerzos (tomado de Jaeger *et al.*, 2007). Esta suposición permite resolver muchos problemas importantes, como esfuerzos alrededor de pozos, túneles, fallas, fracturas, etcétera (Jaeger *et al.*, 2007).

Una roca elástica ideal se deforma linealmente en respuesta a un esfuerzo aplicado donde el módulo de Young  $E$ , representa la resistencia de la roca a ser deformada en la dirección donde se aplica el esfuerzo (Zoback, 2007; Jaeger *et al.*, 2007; Fjaer *et al.*, 2008; Mavko, 2009). En la Figura 6.3 se presenta una prueba real de mecánica de rocas para ilustrar cómo una arenisca cohesiva, exhibe un comportamiento elástico "casi" ideal sobre un rango considerable de esfuerzos aplicados. A medida que se aplica un esfuerzo axial constante a la roca, el cierre de microfracturas genera una mayor deformación del cilindro, apartándose del comportamiento lineal esperado, véase la curvatura de la línea de esfuerzo-deformación de la Figura 6.3. Una vez que estas fracturas se cierran (en este ejemplo en particular, a un esfuerzo de aproximadamente 9 MPa), la roca exhibe un comportamiento elástico lineal hasta que se alcanza un esfuerzo de aproximadamente 45 MPa. A esta presión, el esfuerzo aplicado a la roca es tan grande que se empieza a manifestar daño permanente, irreversible o plástico, antes de un eventual fallo de la muestra (desplazamiento) con un esfuerzo de aproximadamente 50 MPa (Zoback, 2007).



**Figura 6.3:** Ensayo típico de laboratorio, mostrando la curva esfuerzo-deformación para una roca bien cementada, con compresión y deformación uniaxial. Se observa un tramo inicial correspondiente al cierre de microfracturas y deformación anelástica durante la aplicación inicial de la carga, seguida por un tramo de comportamiento elástico lineal. La deformación inelástica se observa justo antes de la falla en la roca. Tomado de Zoback (2007).

La teoría de la elasticidad se discute en términos de deformaciones infinitesimalmente pequeñas. En este caso, el esfuerzo aplicado sobre la roca no genera ningún daño o alteración significativa, por lo que las condiciones de medición de los módulos elásticos serán del tipo estáticos (Zoback, 2007). Según este autor la suposición de que el esfuerzo y la deformación son linealmente proporcionales y el comportamiento es totalmente reversible se considera como válido, expresándose en términos de esfuerzo  $S_{ij}$  según la siguiente relación:

$$S_{ij} = \lambda \cdot \delta_{ij} \cdot \epsilon_{00} + 2 \cdot G \cdot \epsilon_{ij}$$

Ecuación 6.5

donde  $\lambda$  (conocido como el primer parámetro de Lamé) no tiene una interpretación física directa o simple, siendo útil para simplificar la matriz de rigidez en la ley de Hooke;  $\delta_{ij}$  es el delta de Kronecker, dado por:

$$\delta_{ij} = 1 \quad i = j$$

$$\delta_{ij} = 0 \quad i \neq j$$

$\varepsilon_{00}$  es la deformación volumétrica bajo un esfuerzo isostático medio  $S_{00}$  en un material homogéneo e isotrópico, donde además los esfuerzos principales se encuentran en la misma dirección que las deformaciones principales, según:

$$\varepsilon_{00} = \varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33} \quad y \quad S_{00} = 1/3. (S_{11} + S_{22} + S_{33}) \quad \text{Ecuaciones 6.6 y 6.7}$$

$G$  es el módulo de cizalla (*shear modulus*), el cual será definido más adelante, y  $\varepsilon_{ij}$  es considerado el componente del tensor de deformación de segundo orden, definido como:

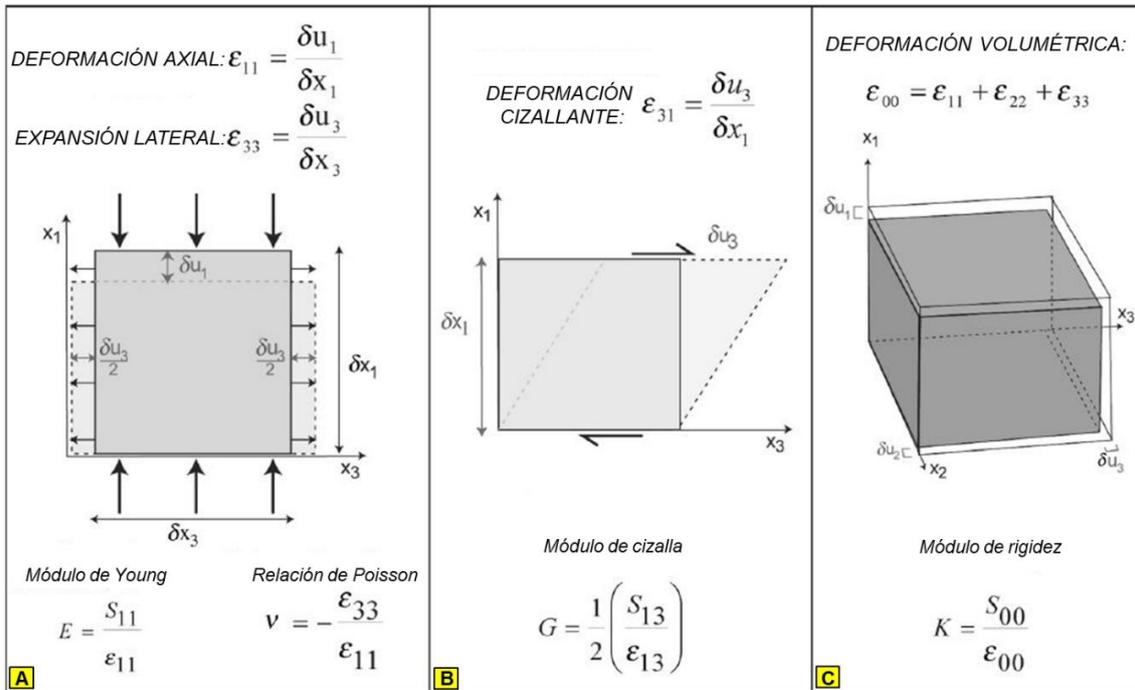
$$\varepsilon_{ij} = 1/2. \left( \frac{\delta u_i}{\delta x_j} + \frac{\delta u_j}{\delta x_i} \right) \quad \text{Ecuación 6.8}$$

donde  $\delta u_i$  y  $\delta x_j$  representan las variaciones de deformación relativas y totales en las diferentes direcciones principales.

En la Figura 6.4 se pueden observar los cuatro módulos elásticos comúnmente utilizados para rocas isotrópicas y homogéneas (Zoback, 2007). El módulo de Young  $E$  (Figura 6.4.A), representa la rigidez de la roca bajo compresión uniaxial simple (sin confinamiento). Como parte del mismo ensayo, es posible calcular la relación de Poisson  $\nu$ , obtenida a partir de la relación entre la expansión lateral (o radial) y el acortamiento axial:

$$E_{sta} = \frac{S_{11}}{\varepsilon_{11}} \quad \text{Ecuación 6.9}$$

$$\nu_{sta} = -\frac{\varepsilon_{33}}{\varepsilon_{11}} \quad \text{Ecuación 6.10}$$



**Figura 6.4:** Ilustración esquemática de las relaciones entre el esfuerzo, la deformación y el significado físico de los módulos elásticos utilizados con frecuencia en diferentes tipos de mediciones de deformación idealizada. Tomado de Zoback (2007).

El módulo de cizallamiento (*shear modulus*)  $G$  (Figura 6.4.B), representa la relación entre un esfuerzo cizallante (o cortante) y su correspondiente deformación cizallante:

$$G_{sta} = 1/2 \cdot \left( \frac{S_{13}}{\epsilon_{13}} \right) \tag{Ecuación 6.11}$$

El módulo de rigidez (*bulk modulus*)  $K$  (Figura 6.4.C), representa la rigidez de un material al cambio de volumen bajo compresión hidrostática, según:

$$K_{sta} = \frac{S_{00}}{\epsilon_{00}} \tag{Ecuación 6.12}$$

Un aspecto importante en la teoría de la elasticidad de materiales homogéneos e isotrópicos, es decir, aquel material en el que las propiedades en todas las direcciones son equivalentes (Jaeger *et al.*, 2007), es que sólo se necesitan dos módulos elásticos para describir el comportamiento del material (Zoback, 2007). Extrapolado a una roca isotrópica, se podría decir que la relación entre el esfuerzo vertical y la deformación vertical es la misma que entre el esfuerzo horizontal y la deformación horizontal (Jaeger *et al.*, 2007).

Es conveniente utilizar relaciones simples entre módulos elásticos para lograr calcular los módulos restantes. Una tabla completa de tales equivalencias (modificado de Birch, 1961) se presenta en la Tabla 6.1.

$K$	$E$	$\lambda$	$\nu$	$G$	$M$
$\lambda + \frac{2G}{3}$	$G \frac{3\lambda + 2G}{\lambda + G}$	-	$\frac{\lambda}{2(\lambda + G)}$	-	$\lambda + 2G$
-	$9K \frac{K - \lambda}{3K - \lambda}$	-	$\frac{\lambda}{3K - \lambda}$	$3 \frac{K - \lambda}{2}$	$3K - 2\lambda$
-	$\frac{9K - G}{3K - G}$	$K - \frac{2G}{3}$	$\frac{3K - 2G}{2(3K + G)}$	-	$K + 4 \frac{G}{3}$
$\frac{\varepsilon G}{3(3G - E)}$	-	$G \frac{E - 2G}{3G - E}$	$\frac{E}{2G} - 1$	-	$G \frac{4G - E}{3G - E}$
-	-	$3K \frac{3K - E}{9K - E}$	$\frac{3K - E}{6K}$	$\frac{3KE}{9K - E}$	$3K \frac{3K + E}{9K - E}$
$\lambda \frac{1 + \nu}{3\nu}$	$\lambda \frac{(1 + \nu)(1 - \nu)}{\nu}$	-	-	$\lambda \frac{1 - 2\nu}{2\nu}$	$\lambda \frac{1 - \nu}{\nu}$
$G \frac{2(1 + \nu)}{3(1 - 2\nu)}$	$2G(1 + \nu)$	$G \frac{2\nu}{1 - 2\nu}$	-	-	$G \frac{2 - 2\nu}{1 - 2\nu}$
-	$3K(1 - 2\nu)$	$3K \frac{\nu}{1 + \nu}$	-	$3K \frac{1 - 2\nu}{2 + 2\nu}$	$3K \frac{1 - \nu}{1 + \nu}$
$\frac{E}{3(1 - 2\nu)}$	-	$\frac{E\nu}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}$	-	$\frac{E}{2 + 2\nu}$	$\frac{E(1 - \nu)}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}$

**Tabla 6.1:** Relación entre módulos elásticos en materiales isotrópicos y homogéneos (modificado de Birch, 1961).  $K$ : módulo de rigidez (*bulk modulus*),  $E$ : módulo de Young,  $\lambda$ : primer parámetro de Lamé,  $\nu$ : relación de Poisson,  $G$ : módulo de cizallamiento (*shear modulus*), y  $M$ : módulo de rigidez relativa.

## 6.6. Elasticidad lineal dinámica

Los cálculos para la obtención de módulos elásticos representados en la Figura 6.4 se corresponden con mediciones realizadas en forma estática, donde las deformaciones se obtienen a partir de la aplicación de esfuerzos mecánicos. Tales mediciones se distinguen de las dinámicas debido a que éstas utilizan mediciones de velocidad de propagación de ondas acústicas de laboratorio con frecuencias ultrasónicas (~106 Hz) (Zoback, 2007; Mavko, 2009).

Las velocidades de las ondas elásticas en sólidos están relacionadas con sus módulos elásticos y densidades volumétricas ( $\rho$ ) (Mavko, 2009). Tales velocidades pueden ser subdivididas según la forma en que viajan sus ondas, siendo estas ondas, compresivas ( $V_p$ ) y ondas de corte ( $V_s$ ), según las siguientes relaciones:

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad \text{Ecuación 6.13}$$

$$V_p = \sqrt{\frac{K+4G/3}{\rho}} \quad \text{Ecuación 6.14}$$

El módulo de Young y la relación de Poisson dinámicos ( $E_{\text{dyn}}$  y  $\nu_{\text{dyn}}$  respectivamente) pueden ser determinados a partir de  $V_p$ ,  $V_s$  y  $\rho$ , utilizando las siguientes relaciones:

$$E_{\text{dyn}} = \frac{\rho \cdot V_s^2 \cdot (3 \cdot V_p^2 - 4V_s^2)}{(V_p^2 - V_s^2)} \quad \text{Ecuación 6.15}$$

$$\nu_{\text{dyn}} = \frac{1}{2} \cdot \left( \frac{V_p^2 - 2 \cdot V_s^2}{V_p^2 - V_s^2} \right) \quad \text{Ecuación 6.16}$$

En la mayoría de los casos, los módulos estáticos son diferentes de los módulos dinámicos para la misma muestra de roca debido a que la relación entre el esfuerzo y la deformación en las rocas no suele ser lineal. Como resultado, la relación esfuerzo-deformación bajo deformaciones grandes, será diferente de la relación de esfuerzo-deformación bajo deformaciones muy pequeñas. Además, las rocas suelen poseer comportamiento anelástico como resultado del deslizamiento por fricción a través de microfisuras y acomodamiento de partículas. Otra razón se debe a la dependencia de la frecuencia (dispersión), la que contribuye significativamente en la discrepancia estático-dinámica sobre las lutitas (Holt *et al.*, 2015). La magnitud de deformación en procesos de fracturamiento hidráulico es del orden de  $10^{-2}$ , mientras que la magnitud de la deformación debida a la propagación de ondas elásticas es del orden de  $10^{-7}$  o menos. Esta gran diferencia explica la variación observada entre los módulos estáticos y dinámicos (Mavko, 2009).

Las relaciones entre los módulos dinámicos y estáticos no son simples y universales, debido principalmente a que la velocidad de la onda elástica en una muestra y los módulos elásticos dinámicos resultantes dependen de las condiciones de la medición, específicamente de la presión efectiva y de los fluidos dentro del sistema poral. Además, los módulos estáticos dependen de las especificaciones del ensayo de carga. Incluso para el mismo tipo de ensayo, por ejemplo, carga axial, el módulo de Young estático puede verse fuertemente afectado por el esfuerzo aplicado a la muestra, así como por la magnitud de la deformación axial.

En la actualidad existe una amplia variedad de correlaciones entre propiedades elásticas estáticas y dinámicas. Para un amplio rango de diversos tipos de rocas, Eissa y Kazi (1988) arribaron a la siguiente correlación, en unidades de GPa y  $R^2=0,7$ :

$$E_{sta} = 0,74 \cdot E_{dyn} - 0,82 \quad \text{Ecuación 6.17}$$

Por su parte, Mese y Dvorkin (2000) relacionaron el módulo de Young estático y la relación de Poisson estática con el módulo de corte dinámico calculado a partir de la onda sónica de cizalla en pelitas/lutitas y pelitas arenosas, en unidades de GPa:

$$E_{sta} = 0,59 \cdot G_{dyn} - 0,34 \nu_{sta} = -0,028 \cdot G_{dyn} + 0,37 \quad \text{Ecuación 6.18}$$

Es posible asumir que estas correlaciones pueden ser aplicadas en rocas como las estudiadas en la Formación Vaca Muerta, pero en este trabajo, se obtuvieron correlaciones a partir del análisis de muestras propias obtenidas de dicha formación (véase ítem 7.8.3).

## 6.7. Anisotropía elástica

Bajo ciertas condiciones, como podría ser la aplicación de un esfuerzo pequeño con deformaciones reversibles, el comportamiento de la roca puede seguir el comportamiento elástico lineal (Winkler *et al.*, 1998).

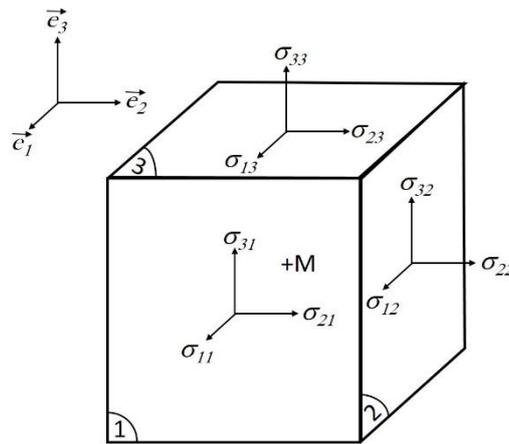
La teoría de la elasticidad lineal indica que la deformación y los esfuerzos están relacionados a través de un factor de proporcionalidad según:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \cdot \varepsilon_{kl} \quad \text{Ecuación 6.19}$$

$$\varepsilon_{ij} = S_{ijkl} \cdot \sigma_{kl} \quad \text{Ecuación 6.20}$$

donde  $C_{ijkl}$  es conocido como tensor de rigidez,  $S_{ijkl}$  es el tensor de flexibilidad ( $S_{ijkl} = C_{ijkl}^{-1}$ ),  $\sigma_{kl}$  es el tensor de esfuerzos, y  $\varepsilon_{kl}$  es el tensor de deformación.

Usando la simetría del tensor de rigidez, es posible reducir el número de variables del tensor de cuarto orden ( $C_{ijkl}$ ) necesarios para describir las propiedades elásticas de un material como el esquematizado en la Figura 6.5.

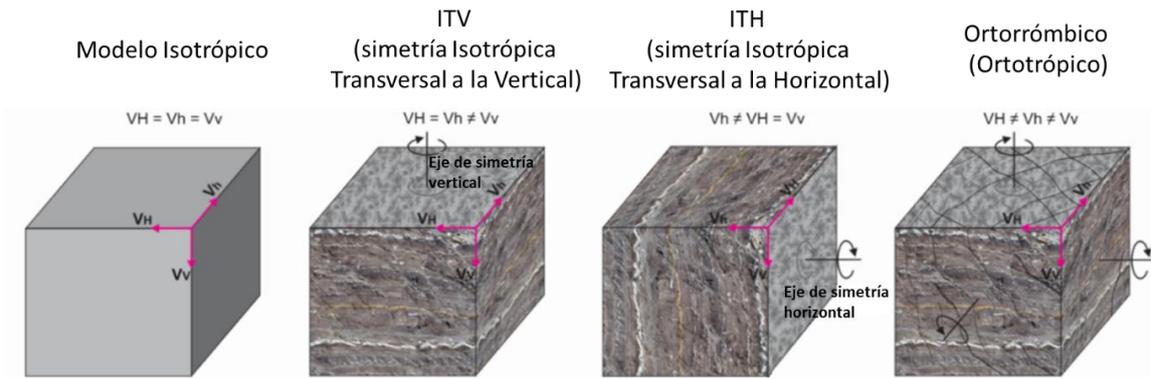


**Figura 6.5:** Componentes de esfuerzos actuantes sobre tres planos perpendiculares, donde  $\epsilon$  (ó  $\epsilon$ ) es la deformación y  $\sigma$  es el esfuerzo aplicado.

De esta forma, el número de variables se reduce de 81 a 54 (Radovitzky, 2003). De forma similar, es posible utilizar la simetría del tensor de deformación para reducir el número de variables del material a 36. Se debe considerar la simetría del material elástico para reducir aún más el número de variables, obteniéndose un material anisotrópico elástico lineal, con 21 variables. Utilizando la notación de Voigt (1928), donde  $C_{ijkl} = C_{\alpha\beta}$ , se obtiene la siguiente matriz (Thomsen, 1986; Radovitzky, 2003; Zoback, 2007; Mavko, 2008; entre otros):

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{33} \\ \sigma_{23} \\ \sigma_{13} \\ \sigma_{12} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ & & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ & & & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ & & & & C_{55} & C_{56} \\ & & & & & C_{66} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \epsilon_{11} \\ \epsilon_{22} \\ \epsilon_{33} \\ \epsilon_{23} \\ \epsilon_{13} \\ \epsilon_{12} \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 6.21}$$

Es posible utilizar diferentes modelos de isotropía/anisotropía para describir el comportamiento elástico de las rocas (Thomsen, 1986). Tales modelos son conocidos como: el modelo isotrópico, y los modelos anisotrópicos, con sus subtipos: ITV (simetría Isotrópica Transversal a la Vertical), ITH (simetría Isotrópica Transversal a la Horizontal) y Ortorrómbico (Ortotrópico) (Figura 6.6). Entre ellos, el modelo ITV, resulta ser el de mayor uso en geomecánica debido a su relativa simplicidad matemática (Thomsen, 1986), por tal motivo, en este trabajo será analizado con mayor detenimiento. Es importante agregar además que la anisotropía también se puede asociar con diferencias en las direcciones y magnitudes de los esfuerzos horizontales y verticales (Nur y Simmons, 1969; Rüger, 1996; entre otros).



**Figura 6.6:** Modelos geomecánicos anisotrópicos aplicables a las rocas como las encontradas en la Formación Vaca Muerta. Modelo Isotrópico básico; modelo ITV, para rocas laminadas horizontalmente; modelo ITH, para rocas laminadas y buzamiento pronunciado (capas verticales); y el modelo ortorrómbico, para combinaciones de fracturas naturales y rocas multicapa. Referencias:  $V_V$ : Velocidad vertical,  $V_H$ : Velocidad horizontal rápida y  $V_h$ : Velocidad horizontal lenta.

Para los materiales isotrópicos, la matriz toma la forma más simple, donde los tres ejes de simetría, son tomados como un eje único:

$$C_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} C_{33} & (C_{33} - 2C_{44}) & (C_{33} - 2C_{44}) & & & \\ & C_{33} & (C_{33} - 2C_{44}) & & & \\ & & C_{33} & & & \\ & & & C_{44} & & \\ & & & & C_{44} & \\ & & & & & C_{44} \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 6.22}$$

La generalización utilizada al pasar de un modelo isotrópico a transversalmente isotrópico, introduce tres nuevos módulos elásticos. Si se conoce la causa física de la anisotropía, por ejemplo, la existencia de interclaciones de láminas finas de diversas composiciones mineralógicas y/o granulométricas (asumiendo la isotropía de cada una de ellas), estos cinco módulos pueden resultar no ser independientes (Thomsen, 1986). Sin embargo, dado que la causa física rara vez se determina, el tratamiento general es el de un modelo ITV, donde existe simetría entre las propiedades elásticas horizontales según:

$$\begin{aligned} C_{23} &= C_{13} \\ C_{22} &= C_{11} \\ C_{55} &= C_{44} \\ C_{12} &= C_{11} - 2C_{66} \end{aligned}$$

$$C_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} C_{11} & (C_{11}-2C_{66}) & C_{13} & & & & \\ & C_{11} & C_{13} & & & & \\ & & C_{33} & & & & \\ & & & C_{44} & & & \\ & & & & C_{44} & & \\ & & & & & C_{66} & \\ & & & & & & \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 6.23}$$

## 6.8. Poroelasticidad y esfuerzo efectivo

En un sólido elástico y poroso, saturado con un fluido, la teoría de la poroelasticidad describe el comportamiento constitutivo de la roca. Gran parte de esta teoría deriva del trabajo de Biot (1962), también tratado extensamente por otros autores como Kuempel (1991), Wang (2000), Zoback (2007), y otros.

Las tres suposiciones principales asociadas con esta teoría son similares a las usadas para definir la presión de poro. En primer lugar, existe un sistema de poros interconectado y uniformemente saturado con fluido. En segundo lugar, el volumen total del sistema de poros es pequeño comparado con el volumen de la roca en su conjunto. En tercer lugar, se considera la presión en los poros, la tensión total que actúa sobre la roca externamente y las tensiones que actúan sobre los granos individuales en términos de valores uniformes promediados estadísticamente (Zoback, 2007).

El concepto de esfuerzo efectivo se basa en el trabajo pionero en mecánica de suelos de Terzaghi (1923), quien señaló que el comportamiento de un suelo (o una roca saturada) será controlado por los esfuerzos efectivos, es decir, la diferencia entre esfuerzos aplicados externamente y la presión poral interna. La definición del esfuerzo efectivo de Terzaghi es:

$$\sigma_{ij} = S_{ij} - \delta_{ij} \cdot P_p \quad \text{Ecuación 6.24}$$

donde el tensor de esfuerzo efectivo  $\sigma_{ij}$  se define en términos del tensor de esfuerzo total  $S_{ij}$ , la presión de poro  $P_p$ , y el delta de Kronecker  $\delta_{ij}$ , que es igual a "1" si  $i = j$  y es igual a "0" en caso contrario.

Los datos empíricos han demostrado que la ley de esfuerzo efectivo es una aproximación útil, que funciona bien para una serie de propiedades de la roca (como la resistencia de la roca y la resistencia a la fricción por cizallamiento), pero para otras propiedades de la roca, la ley necesita modificaciones. Por ejemplo, Nur y Byerlee (1971) propusieron una ley de esfuerzo total "más exacta", que funciona bien para la deformación volumétrica. En su formulación:

$$\sigma_{ij} = S_{ij} - \delta_{ij} \cdot \alpha \cdot P_p \quad \text{Ecuación 6.25}$$

donde  $\alpha$  es el coeficiente de Biot (1941), con:

$$\alpha = 1 - K_b/K_g \quad \text{Ecuación 6.26}$$

donde  $K_b$  es el módulo de rigidez drenado de la roca y  $K_g$  es el módulo de rigidez de los granos sólidos individuales de la roca (Mavko, 2008).  $\alpha$  es un valor que puede variar según  $0 \leq \alpha \leq 1$ . Para una roca rígida y porosidad efectiva baja (ejemplo: cuarcita):

$$\lim_{\phi \rightarrow 0} \alpha = 0 \quad \text{Ecuación 6.27}$$

de modo que la presión de los poros no influye en el comportamiento de la roca. Por el contrario, para una roca con un alto contenido de poros interconectados, (ejemplo: arenas no cementadas):

$$\lim_{\phi \rightarrow 1} \alpha = 1 \quad \text{Ecuación 6.28}$$

## 6.9. Resistencia de la roca bajo compresión

La ruptura de la roca bajo compresión es un proceso complejo que implica el microfracturamiento, manifestado como la creación de pequeñas grietas por tensión y deslizamiento por fricción entre los límites de los granos (Brace y Paulding *et al.*, 1966). Eventualmente, como se ilustra en la Figura 6.7.A, existe una coalescencia de estas microfracturas en un plano de corte transversal (Lockner and Byerlee *et al.*, 1991). En una roca frágil (con curvas de esfuerzo-deformación como la mostrada en la Figura 6.3), esta ruptura ocurre catastróficamente cuando el material pierde su resistencia, generando una falla por cizalla continua. En los materiales más dúctiles (como arenas mal cementadas) la ruptura es gradual.

La resistencia se define como el nivel máximo de esfuerzo alcanzado durante una prueba de deformación después de lo cual se dice que la muestra se debilita (es decir, se deforma bajos esfuerzos más bajos) a medida que continúa deformándose. En síntesis, la ruptura de la roca en compresión se produce cuando todos los esfuerzos que actúan, incluyendo la presión de poro, exceden su resistencia a la compresión (Zoback, 2007).

### 6.10. Criterio de falla de Mohr-Coulomb

La resistencia de la roca durante los ensayos de compresión biaxial (Figura 6.7.A) (mal denominados como ensayos triaxiales) con y sin presión de poro y esfuerzos efectivos  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ , dependerá del confinamiento aplicado ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ), observándose que la resistencia de la muestra aumenta al aumentar la presión de confinamiento efectiva (Jaeger y Cook, 1979). Debido a esto, es común presentar los resultados de la prueba de resistencia gráficamente mediante la utilización de los círculos de Mohr y la envolvente de falla de Coulomb (Figura 6.7.B y C).

La obtención del círculo de Mohr utiliza los valores de esfuerzo de corte ( $\tau_f$ ), y esfuerzo normal efectivo ( $\sigma'_n = S_n - P_p$ ), obtenidos a partir de la fractura que se forma durante el ensayo de compresión. Esto permite generar un análisis gráfico en términos de los esfuerzos principales efectivos aplicados sobre la muestra ( $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ ), con  $S_n$  representando el esfuerzo normal y  $P_p$  la presión poral:

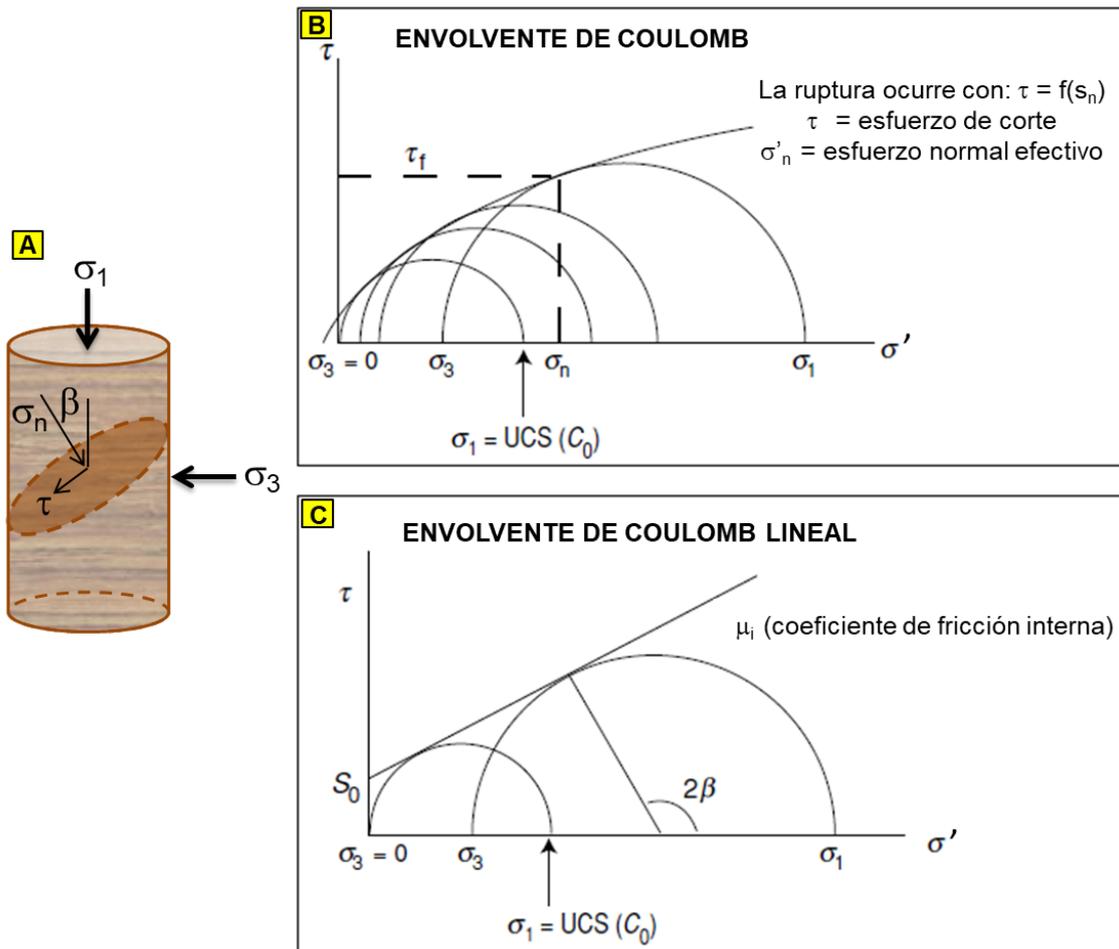
$$\tau_f = 0,5 \cdot (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \text{sen}2\beta \quad \text{Ecuación 6.29}$$

$$\sigma_n = 0,5 \cdot (\sigma_1 + \sigma_3) + 0,5 \cdot (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \text{cos}2\beta \quad \text{Ecuación 6.30}$$

donde  $\beta$  es el ángulo entre el esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) y el esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) (Figura 6.7.A).

La realización de una serie de ensayos triaxiales a diferentes presiones de confinamiento, definirá una envolvente de falla de Mohr-, la que según Zoback (2007) describirá la ruptura de la roca por cizallamiento (Figura 6.7.B).

Los estados de esfuerzo donde la roca permanece íntegra (como los descritos por los círculos de Mohr) son aquellos que no se cruzan con la envolvente de falla Mohr-Coulomb. Los estados de esfuerzo que describen una roca justo en el punto de su ruptura, "tocan" la envolvente de falla. Los estados de esfuerzo correspondientes a los círculos de Mohr que exceden la línea de falla, se encuentran en la zona inestable, donde se produciría el fracturamiento de la roca antes de que la roca alcance tal estado de tensión (Zoback, 2007).



**Figura 6.7:** **A)** En ensayos de resistencia triaxial, a una presión de confinamiento efectiva  $\sigma_3 = S_3 - P_p$ , las muestras típicamente alcanzan su ruptura bajo compresión cuando se desarrolla una falla pasante. El ángulo en el que se desarrolla la fractura ( $\beta$ ), representa el ángulo entre el esfuerzo normal al plano de falla ( $\sigma_n$ ) y el esfuerzo de compresión máximo ( $\sigma_1$ ). **B)** La envolvente de falla de Coulomb es definida a partir de una serie de ensayos de resistencia triaxial a diferentes presiones de confinamiento efectivo, en un gráfico de esfuerzo de corte ( $\tau$ ) Vs. esfuerzo efectivo ( $\sigma'$ ), donde se observa además que la envolvente tiende a aplanarse a medida que aumenta la presión de confinamiento ( $\sigma_3$ ). **C)** La simplificación lineal de la envolvente de falla de Coulomb se denomina normalmente envolvente de falla de Mohr-Coulomb. (Modificado de Zoback, 2007).

La pendiente de la curva de la envolvente de falla de Coulomb para la mayoría de las rocas disminuye a medida que aumenta la presión de confinamiento, como se muestra esquemáticamente en la Figura 6.7.B. Sin embargo, para la mayoría de las rocas es posible considerar el cambio de resistencia con la presión de confinamiento en términos de una envolvente de falla de Mohr-Coulomb lineal (Figuras 6.7.C) definida por dos parámetros:  $\mu_i$ , la pendiente de la línea de falla, denominada como el coeficiente de fricción interna y la resistencia a la compresión sin confinamiento (*Unconfined Compressive Strength* - UCS). También se podría describir la envolvente de falla de Coulomb lineal en términos de su intersección con el eje "Y", cuando  $\sigma'_n = 0$ , lo que se denomina como fuerza cohesiva (o cohesión),  $S_0$ , común en mecánica de suelos. En este caso, la envolvente de falla de Coulomb lineal se puede escribir como:

$$\tau = S_0 + \sigma_n \cdot \mu_i \quad \text{Ecuación 6.31}$$

Como la cohesión ( $S_0$ ) no es un parámetro físicamente medible, es más común expresar la resistencia de la roca en términos del UCS, donde la relación entre  $S_0$  y UCS es:

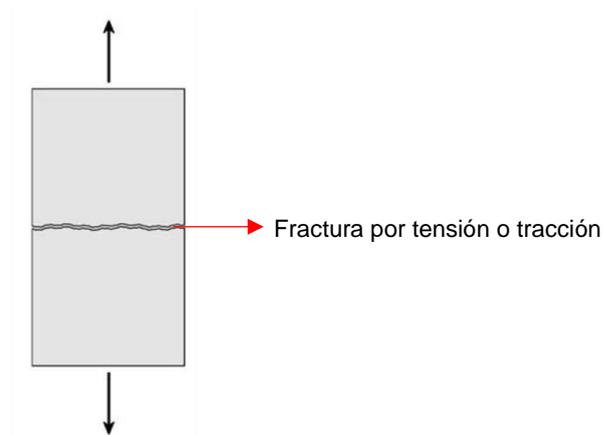
$$\text{UCS} = 2 \cdot S_0 \cdot \left[ (\mu_i^2 + 1)^{1/2} + \mu_i \right] \quad \text{Ecuación 6.32}$$

### 6.11. Resistencia de la roca bajo tensión

El fracturamiento por tensión (o según la nomenclatura ingenieril: tracción), ocurre cuando el esfuerzo efectivo por tracción a través de un plano en la muestra excede un límite crítico. Este límite se denomina resistencia a la fractura bajo tensión (*tensile strength*), posee las mismas unidades que el esfuerzo compresivo y se simboliza  $T_0$  (Fjaer *et al.*, 2008).

La resistencia a la tensión o tracción es una propiedad mecánica característica de la roca, y en comparación con la resistencia a la compresión de la roca y la resistencia a la fricción de las fracturas y fallas, es relativamente baja (Zoback, 2007). Esto se debe a que la resistencia a la tracción de la mayoría de las rocas es baja, del orden de sólo unos pocos MPa (*sensu* Lockner, 1995). Más aún, si existen defectos preexistentes en la roca, se espera que la resistencia a la tracción sea cercana a cero. Se sabe que el esfuerzo *in-situ* en profundidad nunca es tensional, pero bajo ciertos estados de esfuerzos, pueden producirse fracturas por tensión alrededor del pozo debido a la concentración de esfuerzos en la pared del pozo. La fracturación hidráulica es una forma de fallamiento por tensión que ocurre cuando la presión del fluido inyectado excede el esfuerzo principal menor local (Zoback, 2007).

Los esfuerzos tensionales también pueden ser un proceso natural que dan lugar a la formación de diaclasamiento en la roca (fracturas planas). Una muestra que sufre fracturamiento por tensión, típicamente se divide a lo largo de uno o muy pocos planos de fractura, como se ilustra en la Figura 6.8. Por lo tanto, es un proceso localizado e inhomogéneo. Los planos de fractura a menudo se originan a partir de la unión o encadenamiento de microfracturas preexistentes, orientadas más o menos en dirección normal al esfuerzo de tracción (Fjaer *et al.*, 2008).



**Figura 6.8:** Fractura por tensión o tracción.

Según Fjaer *et al.* (2008), las condiciones para el fracturamiento por tensión en rocas isotrópicas, se cumplirán primero para el esfuerzo principal menor ( $\sigma_3$ ), de modo que el criterio de falla de tensión se convierte en:

$$\sigma_3 = -T_0 \quad \text{Ecuación 6.33}$$

con  $T_0$  negativo, siguiendo la convención de esfuerzos compresivos positivos y esfuerzos tensionales negativos.

## 6.12. Tenacidad a la propagación de la fractura

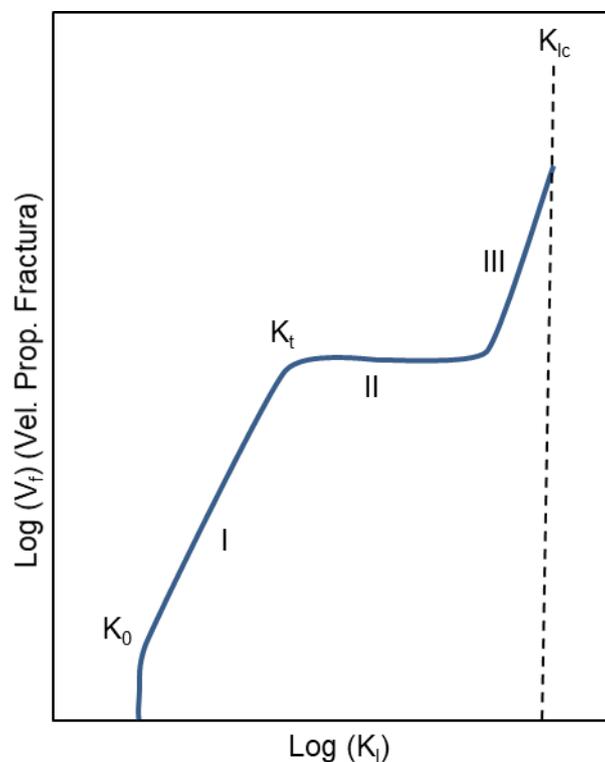
En el caso de la propagación de la fractura hidráulica, es posible demostrar que la resistencia de la roca en tensión, carece de importancia en el proceso de extensión de la fractura. En cuanto a la mecánica de la fractura, en materiales muy frágiles, la intensidad de la resistencia en la punta de una fractura plana (*tip*) propaga según una apertura en modo I (tensión) entre un tiempo "0" ( $K_0$ ) y un tiempo  $t$  ( $K_t$ ) (Figura 6.9), (Evans, 1973), y la ecuación que lo describe está dada por:

$$K_{Ic} = (P_f - S_3) \cdot \pi \cdot L_f^{1/2} \quad \text{Ecuación 6.34}$$

donde  $K_{Ic}$  es el factor de intensidad del esfuerzo por tensión crítico,  $P_f$  es la presión dentro de la fractura (tomada como uniforme por simplicidad),  $L_f$  es la longitud de la fractura y  $S_3$  es el esfuerzo principal menor. La propagación de la fractura ocurrirá cuando el factor de intensidad de tensiones,  $K_{I_t}$ , exceda el factor de intensidad del

esfuerzo por tensión crítico,  $K_{Ic}$ , o tenacidad a la propagación de la fractura (*fracture toughness*) (Zoback, 2007).

El análisis de la mecánica de fracturas postula que la punta de una fractura que tiene una intensidad de tensión,  $K_I$ , igual a la tenacidad de la fractura,  $K_{Ic}$ , se acelerará a velocidades cercanas a la velocidad de la onda elástica en tal medio (Irwin, 1958). Sin embargo, en el largo plazo, como ocurre en las rocas dentro de la corteza terrestre sujetas a esfuerzos tectónicos, las fracturas naturales pueden crecer a intensidades de tensión significativamente inferiores a los valores críticos (Anderson y Grew, 1977; Atkinson, 1984; Kirby, 1984; Segall, 1984). Este proceso se denomina crecimiento de fractura subcrítica (Figura 6.9) (Olson, 1993).



**Figura 6.9:** Variación del factor de intensidad de tensión ( $K_I$ ), con la velocidad de propagación de la fractura ( $V_f$ ), según I: difusión en la punta de la fractura, II: transporte químico desde dentro de la fractura hacia la punta y III: propagación por fenómenos químicos y físicos (mecánicos), donde  $K_{Ic}$  es el factor de intensidad del esfuerzo por tensión crítico. (Tomado de Evans, 1973).

## 7 - ENSAYOS GEOMECÁNICOS DE LABORATORIO

### 7.1. Introducción

En la actualidad existe una amplia variedad de ensayos de laboratorio geomecánicos disponibles para aplicaciones a la industria del petróleo. Estos proporcionan propiedades de las rocas fundamentales para los fines de caracterización de esfuerzos alrededor de un pozo, generar un diseño de terminación, así como obtener información sobre cómo las formaciones rocosas podrían comportarse de acuerdo con sistemas de esfuerzos complejos dentro del reservorio durante la vida de un yacimiento, entre otras aplicaciones.

Las rocas analizadas aquí corresponden mayormente a pelitas/lutitas, margas y carbonátos, las que se caracterizan porque varían en gran medida en su composición y propiedades en distintas posiciones dentro de la cuenca y en la pila sedimentaria. La heterogeneidad vertical y las fracturas naturales resultan ser de un gran impacto en la geometría de la propagación de la fractura hidráulica (Suarez-Rivera *et al.*, 2011; Tinni *et al.*, 2012; Lee *et al.*, 2015; Sharma *et al.*, 2015; Espinoza *et al.*, 2016; Sosa Massaro *et al.*, 2018b). Las variaciones en la rigidez de las rocas generan diferencias en los esfuerzos horizontales, que afectan la propagación vertical y el ancho de la fractura (Adachi *et al.*, 2007; Frydman *et al.*, 2016; Sosa Massaro *et al.*, 2017; Sosa Massaro *et al.*, 2018a). Las fracturas generadas por la inyección de fluidos a altas presiones propagan la apertura en dirección perpendicular al esfuerzo principal menor, minimizando el trabajo realizado. En ambientes tectónicos de tipo compresionales las capas rígidas acumulan esfuerzos horizontales y tienden a actuar como barreras a la propagación de fracturas (Frydman *et al.*, 2016). La heterogeneidad en la rigidez también puede causar variaciones en la orientación de los esfuerzos principales, y así cambiar la orientación de las fracturas hidráulicas que pueden pasar desde planos predominantemente verticales a horizontales, y viceversa (Valko y Economides, 1995; Frydman *et al.*, 2016). La heterogeneidad en cuanto al contraste de resistencia de las diferentes capas de roca, puede también determinar la reorientación de la propagación de la fractura, la detención y la ramificación. Las fracturas preexistentes (tanto abiertas, cerradas o rellenas), a menudo se comportan como planos de debilidad, facilitando la reorientación y propagación dentro de zonas con menor resistencia a la propagación de la fractura, como sucede con las pelitas o *shale* (Warpinski *et al.*, 2009; Dahi Taleghani *et al.*, 2014; Lee *et al.*, 2015).

Este trabajo presenta los resultados de una serie de ensayos más comunmente usados para comprender y caracterizar mecánicamente los distintos niveles de la Formación Vaca Muerta. Entre ellos el ensayo de tracción indirecta (o Brasilero) permite conocer la resistencia de la roca bajo tensión (*tensile strength* -  $T_0$ ). El ensayo de tres puntos de tensión o flexión en muestra semi-circular (*semi-circular bending* - SCB) permite calcular la tenacidad o resistencia a la propagación de la fractura (*fracture toughness* -  $K_{Ic}$ ). El ensayo uniaxial, o de compresión simple, permite calcular la resistencia de la roca bajo compresión sin confinamiento (*Unconfined Compressive Strength* – UCS). El ensayo triaxial permite conocer los módulos elásticos (de cizallamiento -  $G$ ; de rigidez -  $K$ ; de Young -  $E$ ; y relación de Poisson -  $\nu$ ), y los parámetros de resistencia de la roca (resistencia máxima a la fractura por compresión axial a diversas presiones de confinamiento - *peak strength*); ángulo de fricción -  $\varphi$ ; y cohesión -  $S_0$ ).

A continuación, se describen los diversos equipos y herramientas de laboratorio utilizados para la preparación y ensayo de los distintos tipos de muestras requeridos para cada tipo de ensayo. Luego, se analizará cada tipo de ensayo, mencionando sus generalidades, procedimientos y principales ventajas y desventajas de cada uno. Por último, se discutirán los usos de los parámetros obtenidos, se muestran correlaciones, comparando con lo obtenido por otros autores, y se brindarán recomendaciones de utilidad para la detección de barreras a la fractura, zonas de propagación de fracturas horizontales, y tipos de fracturas generadas.

## 7.2. Equipamiento de laboratorio

El equipo de laboratorio utilizado para la extracción y preparación de las muestras (*plugs*) obtenidas en los diversos afloramientos y coronas de pozos de la Formación Vaca Muerta (véase capítulo 1), se encuentra en el Instituto Tecnológico de Buenos Aires (ITBA). Se compone de un taladro de columna para la extracción de testigos, una sierra sensitiva, una cortadora y pulidora, y una cortadora de precisión.

Además del equipamiento de laboratorio utilizado para la extracción y preparación de las muestras, se utilizaron equipos como celdas uniaxiales y triaxiales con capacidades diversas. Estos fueron utilizados para la generación de ensayos geomecánicos en muestras preparadas según requerimientos diferentes. Asimismo, la adquisición y procesamiento de datos se llevó a cabo mediante el uso de softwares especializados.

### 7.2.1. Equipamiento de extracción de muestras

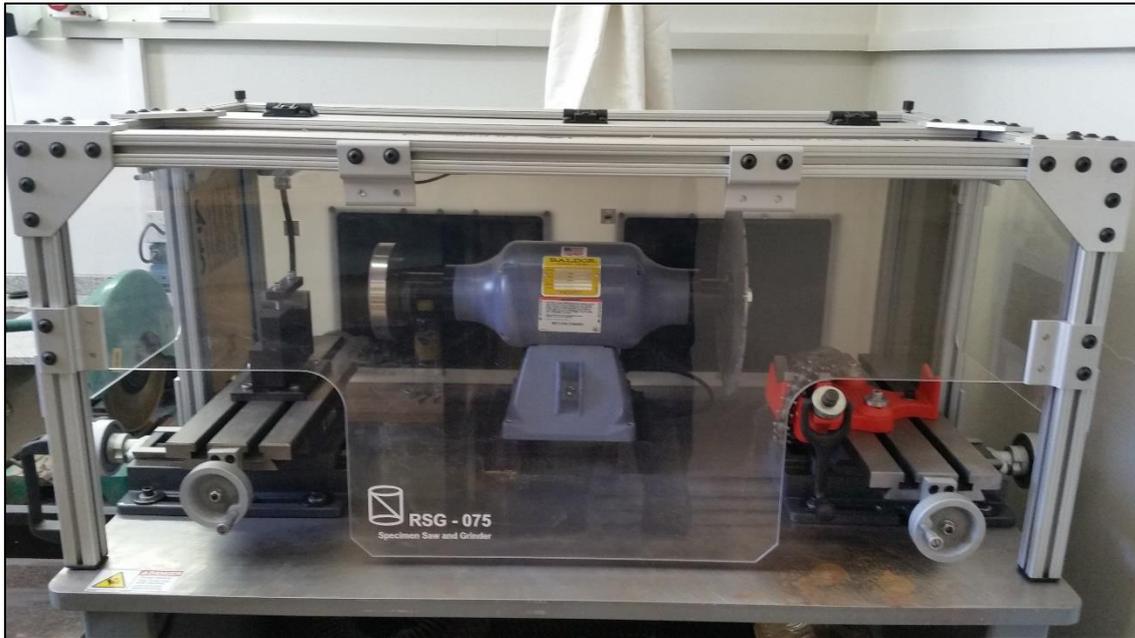
Para la extracción de *plugs* se utilizó un taladro de columna K.L.D. modificado para tal trabajo (Figuras 7.1.A y B). Dicho taladro, puede utilizar agua o aire comprimido para la limpieza, lubricado y el enfriado de la broca. Se emplean tres tipos de brocas con diámetros internos distintos, de 1", 1,5" y 2,36" (Figura 7.1.C), pudiéndose así, extraer *plugs* en dirección vertical, horizontal y (de ser posible) a 45°, con respecto a la laminación de la roca. El largo de los *plugs* dependerá del tipo de ensayo que se planea realizar.



**Figura 7.1:** **A)** Taladro de columna K.L.D. modificado. Se pueden observar la campana de protección y captación de agua, el grifo para el agua, y el desagüe. **B)** Proceso de ubicación de muestra a extraer. Nótese la orientación de la muestra (con base B y techo T), y la ubicación aproximada del *plug* a extraer. Nótese el uso de maderas de apoyo, y las tuercas mariposa para el ajuste de la muestra. **C)** Detalle de las brocas de 1", 1,5" y 2,36".

### 7.2.2. Equipamiento de corte y pulido de muestras

Para el corte y pulido de las muestras, se empleó la maquina de marca GCTS modelo RSG-075, la cual posee una aspiradora dentro de un habitáculo de trabajo cerrado como sistema de recolección de polvo. La marca es *Shop Fox*, modelo W1666 (Figura 7.2).

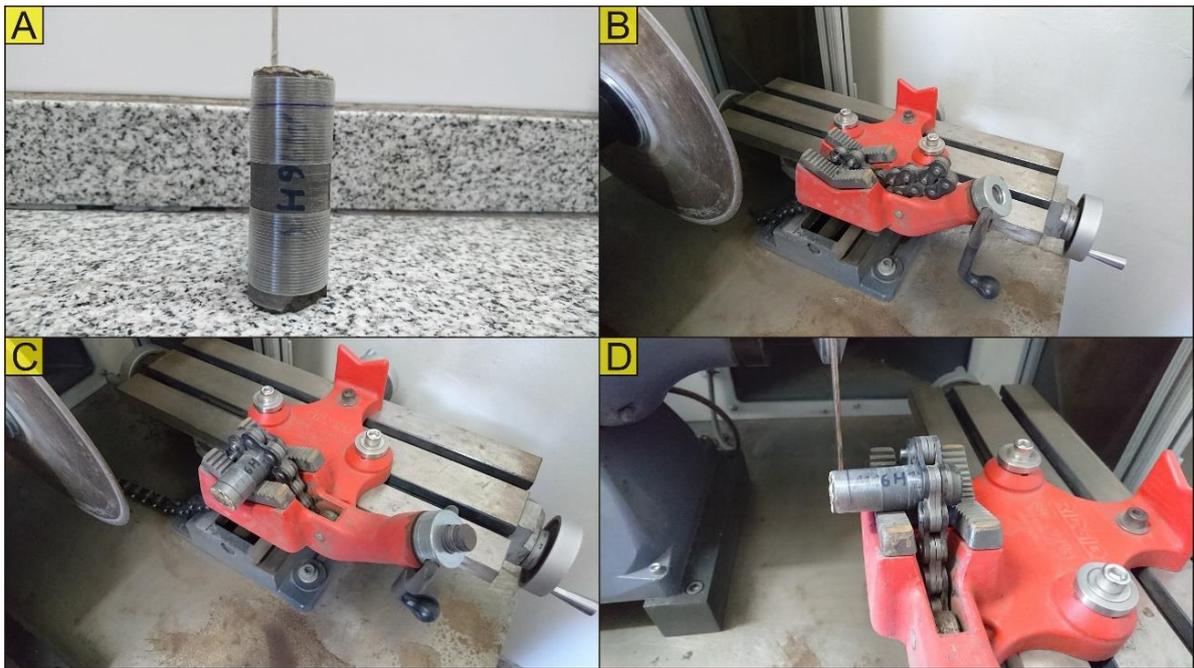


Cortadora y Pulidora RSG-075	
Muestras	1,5" (38 mm) y 3" (75 mm)
Motor	3/4 HP, 3600 RPM
Pulidora	Disco diamantado de 6"
Cortadora	Sierra diamantada de 12"
Desplazamiento lateral	11" (279 mm)
Desplazamiento axial	7" (177 mm)
Conexiones	220 Volts
	50-60 Hertz, 1 fase
Dimensiones	1,52 m x 0,76 m x 1,52 m
Peso	365 kg

Extractor W1666	
Motor	2 HP, 3450 RPM
Conexiones	220 Volts
	12 A, 1 fase
Succión	1550 ft <sup>3</sup> /min
Capacidad de carga	5,4 ft <sup>3</sup>
Dimensiones	19" (48 cm) diametro x 33" (84 cm) alto
Peso	48,5 kg

**Figura 7.2:** En la imagen superior se observa la cortadora y pulidora RSG-075, junto con el extractor W1666 por detrás. En la tabla se encuentran las especificaciones de ambas maquinas.

El equipo presenta un disco diamantado de un lado y una pulidora diamantada en el otro, con el propósito de llevar las muestras al largo necesario para realizar los distintos tipos de ensayos. La mesa de trabajo del lado del disco de corte presenta un sistema de cadena para sostener las muestras (Figura 7.3.A, B, C y D).



**Figura 7.3:** Detalle de la cortadora. **A)** Muestra lista para cortar. La línea marca el largo mínimo (50,4 mm) del *plug*. **B)** Mesa de trabajo de la cortadora. **C)** Colocación correcta de la muestra a cortar. **D)** Muestra ubicada para el corte.

La mesa de trabajo de la pulidora presenta un soporte con una base triangular donde se coloca la muestra, y una barra superior, la cual debe ajustarse utilizando dos tornillos alem (Figura 7.4.A y B). La pulidora se utiliza para llevar, con precisión, la muestra al largo deseado según el tipo de ensayo a realizar (Tabla 7.1) y, para dejar paralelas las caras del cilindro (*plug*).

Ensayo	Diámetro	Largo
Uni / Triaxial	1" $\approx$ 2,54 cm	2" $\approx$ 50,4 – 50,6 mm
Br / 3PT	1" $\approx$ 2,54 cm	0,5" $\approx$ 12,7 mm
	1,5" $\approx$ 3,81 cm	0,75" $\approx$ 19,05 mm

**Tabla 7.1:** Largos y diámetros mayormente utilizados para los diferentes ensayos.



**Figura 7.4:** Mesa de trabajo de la pulidora. **A)** *Plug* de 1". **B)** *Plug* de 1,5".

Para los ensayos de tres puntos de tensión, es necesario cortar la muestra en dos semicilindros iguales, sobre los que posteriormente se realiza una pequeña muesca, medida según la relación  $a/r=0,2$ , donde  $a$  representa la profundidad de la muesca, y  $r$  el radio del cilindro. Para cortar las muestras y realizar la muesca se utiliza una amoladora de banco multifunción K.L.D. modelo KLDAB3S. Esta amoladora se encuentra provista con una sierra diamantada para cortes, y varias piezas intercambiables en su otro extremo, como piedras lijadoras, pulidora y torno. Cabe destacar que el equipo fue adaptado para poder realizar los cortes y las muescas a profundidades adaptables, para ello, se le colocaron cuatro varillas roscadas, las cuales pueden ajustarse mediante tuercas mariposa para regular la altura de corte con precisión (Figura 7.5).



Amoladora de Banco KLDAB3S	
Motor	300w, 10000 RPM
Pulidora	Diam: 75 mm
Cortadora	Diam: 150 mm
Conexiones	220 Volts
	50 Hertz
Dimensiones	22 cm x 27 cm

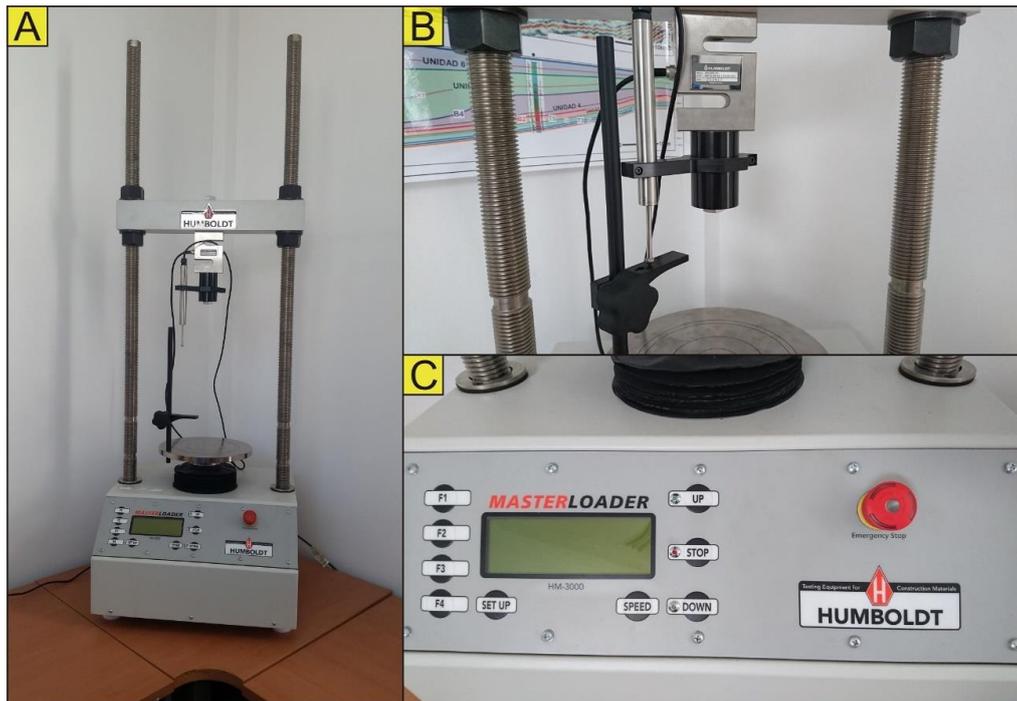
**Figura 7.5:** Amoladora multifunción AB3S. Se observa la mesa modificada junto con las varillas para nivelar, la sierra diamantada, y la piedra para pulir. También se presentan las especificaciones del equipo.

### 7.2.3. Equipamiento de ensayos uniaxiales

Para la obtención de los parámetros de resistencia de las rocas a escala laboratorio en muestras obtenidas en afloramientos y coronas de pozo, se emplea una celda de tipo uniaxial y compresión simple (Figura 7.6). Dicha celda permite realizar una serie de ensayos a partir de los que será posible calcular la resistencia de la roca a la fractura por tensión, resistencia máxima a la fractura por compresión sin confinamiento, cálculo de módulos elásticos, y la caracterización de la tenacidad a la propagación de la fractura, ya sea en muestras tomadas en dirección paralela, perpendicular y a 45° de la laminación de la roca.

#### *Celda uniaxial de compresión simple*

La celda uniaxial de la marca Humboldt, modelo HM-3000 (Figura 7.6), permite realizar una serie de ensayos confiables y de relativa simplicidad. Para este estudio, se llevaron a cabo ensayos de compresión uniaxial. Entre ellos, se puede mencionar el ensayo de compresión uniaxial sin confinamiento, útil para el cálculo de la resistencia máxima a la fractura por compresión sin confinamiento (UCS), permitiendo además, el cálculo de los módulos elásticos (Young, Poisson, cizalla y compresional). El ensayo Brasilerio, permite el cálculo de la resistencia a la fractura por tensión en forma indirecta ( $T_0$ ). El ensayo de tres puntos de tensión (o flexión de semicilindro), provee el cálculo de la tenacidad a la propagación de la fractura ( $K_{Ic}$ ), y en forma cualitativa permite comprender mejor la interferencia que pueden causar ciertas heterogeneidades de las rocas en la propagación de las fracturas.



Humboldt HM-3000	
Ensayos	BR y FT
Velocidad máxima	3 in/min (75 mm/min)
Carga máxima	11000 lbs
Desplazamiento vertical máximo	40" (100 cm)
Velocidad de lectura	100 ms
Conexiones	220 Volts
	50-60 Hertz, 8,5 A
Dimensiones	43 cm x 48 cm x 150 cm
Peso	110 kg

**Figura 7.6:** Celda uniaxial Humboldt HM-3000, junto con las especificaciones del equipo. **A)** Celda. **B)** Detalle del medidor de desplazamiento y de carga. **C)** Detalle del tablero de mando.

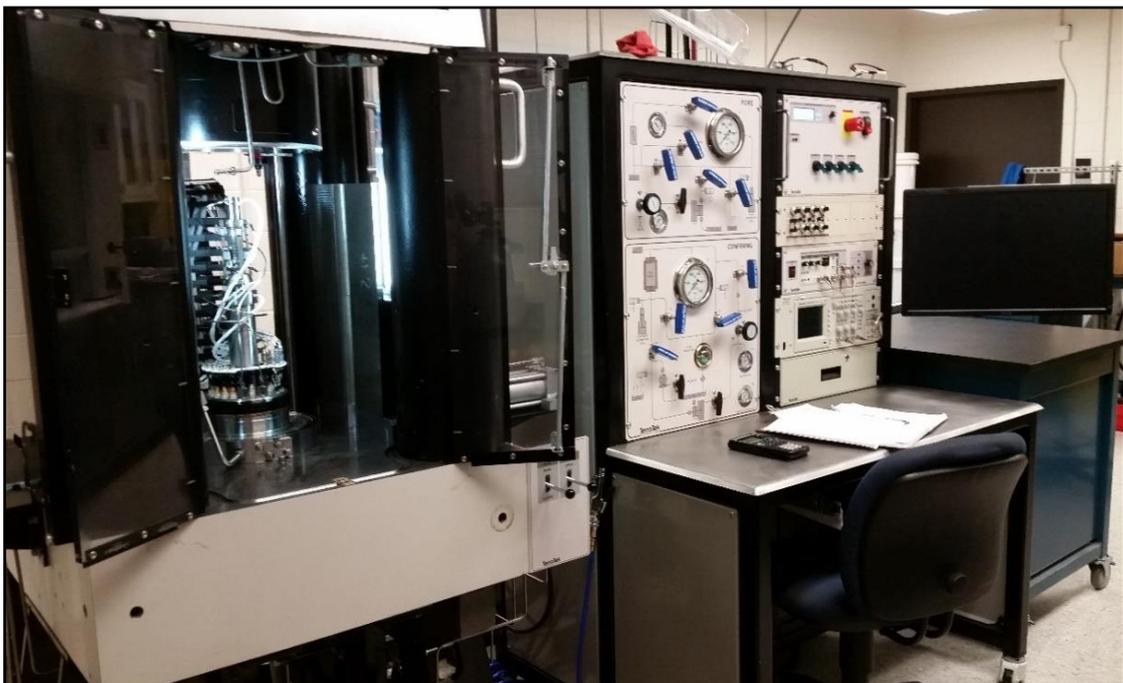
#### 7.2.4. Equipamiento de ensayos triaxiales

Para la obtención de datos a partir de los diversos ensayos geomecánicos realizados en este estudio, se contó con celdas con capacidades para realizar esfuerzos de diversas magnitudes y orientaciones. Estos equipos son las celdas triaxiales, que permiten medir parámetros elásticos, de resistencia y comprender la anisotropía mecánica sobre una gran variedad de testigos de roca tanto de afloramiento como de pozo. Para este estudio, fue posible contar con la utilización de dos celdas triaxiales. Una ubicada en los laboratorios de ensayos geomecánicos de la Universidad de Texas en Austin (UT), provista por el laboratorio Terratek, perteneciente a la compañía de servicios para la industria petrolera Schlumberger. La otra corresponde al laboratorio de geomecánica del Instituto Tecnológico de Buenos Aires (ITBA), que fue diseñada por integrantes del departamento de Ingeniería Mecánica. En ambos laboratorios, fue

posible realizar ensayos de tipo triaxiales de una etapa y multi-etapas de confinamiento, con ciertas diferencias desde el punto de vista de capacidades en cuanto a tamaños de muestras, presiones, mediciones sónicas, dispositivos de medición de deformaciones, temperatura, presión poral, etcétera. Por último, cabe destacar, que cada uno de los equipos cuenta con su software de adquisición y procesamiento de datos. A continuación, se describen ambas celdas:

### *Celda triaxial UT*

La celda triaxial utilizada en el laboratorio de la Universidad Texas en Austin (UT) (Figuras 7.7 y 7.8) permite realizar ensayos a altas presiones de confinamiento (hasta 20 KPSI) y controlar el esfuerzo axial hasta el pico de esfuerzo deviatorico donde se da la ruptura (carga axial hasta 500.000 libras). La alta rigidez de la celda de carga proporciona control en la deformación antes y después del fracturamiento del testigo, permitiendo así, obtener las propiedades elásticas de la roca. Las muestras de 1" y 1,5" de diámetro por su doble de largo, se colocan entre dos terminales metálicas, cada una equipada con tres transductores piezoeléctricos para medir la propagación de las ondas "P" (compresionales) y ondas "S" (de corte) que poseen la capacidad de propagar en planos perpendiculares entre sí ( $S_x$  y  $S_y$ ) a lo largo del eje del testigo (Figura 7.9.A, B y C), los cuales a su vez transmiten el esfuerzo axial, encargado de generar la deformación y posterior ruptura de las muestras (Figura 7.9.D y E).



**Figura 7.7:** Vista general de la celda triaxial de tipo comercial, ubicada en el laboratorio de geomecánica de la Universidad de Texas en Austin.

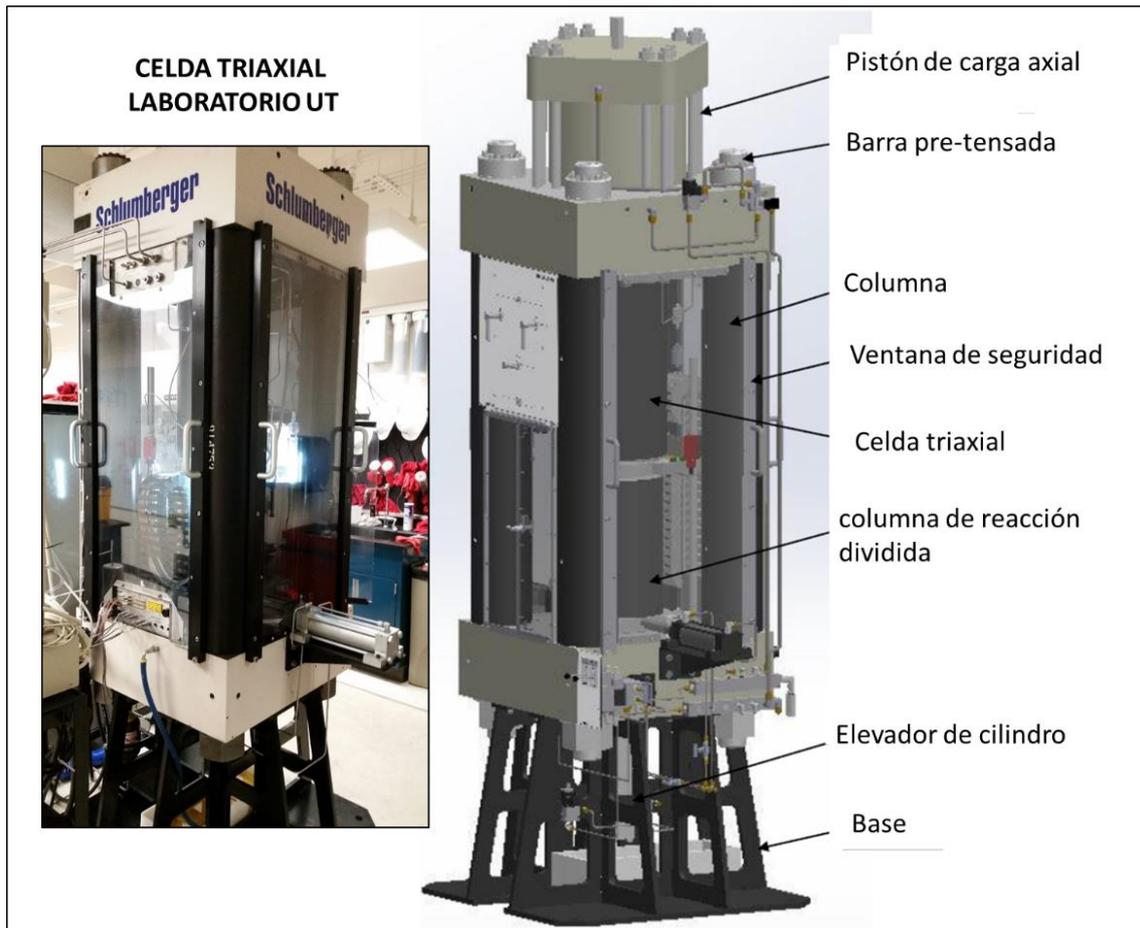


Figura 7.8: Detalle de la celda triaxial de UT, mostrando las distintas partes que componen el sistema principal del equipo.

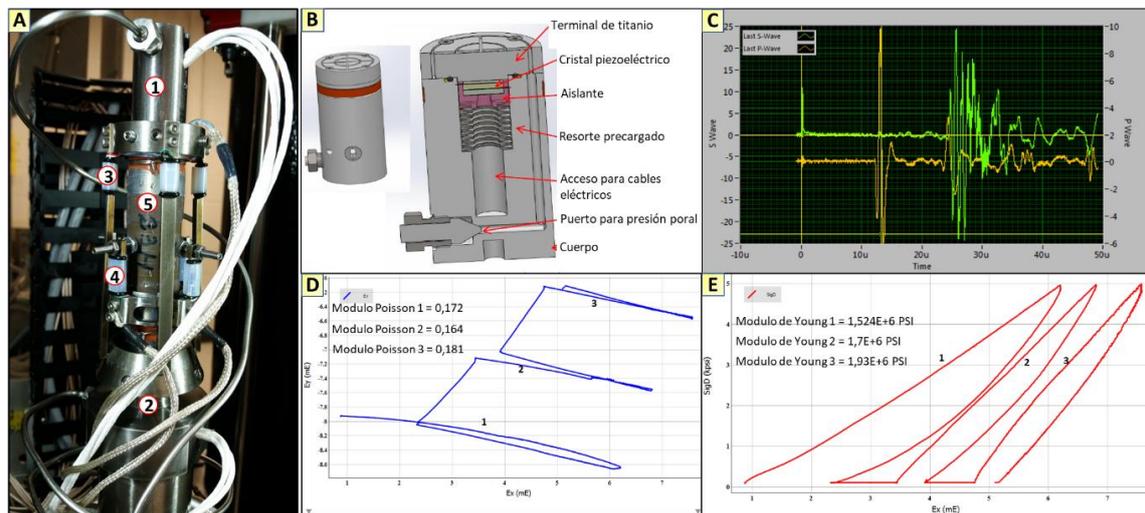


Figura 7.9: **A**) Detalle del armado de muestra, con 1: terminal sónica superior (receptor), 2: terminal sónica inferior (emisor), 3: *strain gauge* axial, 4: *strain gauge* radial, 5: *plug*. **B**) Detalle de corte transversal de la terminal sónica inferior. **C**) Ejemplo de recepción de de las ondas P y S en colores amarillo y verde respectivamente. **D**) Coeficiente de Poisson obtenido a partir de la medición de la deformación radial sobre la axial, a partir de la conversión de la señal recibida por los *strain gauges*. **E**) Módulo de Young obtenido a partir de la relación entre el esfuerzo axial y la deformación axial.

### Celda triaxial ITBA

Con la finalidad de lograr comprender el comportamiento de las rocas ante los esfuerzos, y lograr calibrar un modelo geomecánico para la Formación Vaca Muerta, se desarrolló en forma conjunta entre el Departamento de Ingeniería en Petróleo y el Departamento de Ingeniería Mecánica del ITBA (Blanco y Paterlini, 2014; Guardone, 2017), una celda triaxial (Figura 7.10 y 7.11.A y B) capaz de realizar ensayos uniaxiales, triaxiales simples y triaxiales múltiples, con medición de deformación axial y radial mediante el empleo de *strain gauges* pegados a la muestra. La celda triaxial consiste en un cuerpo cilíndrico montado sobre una central hidráulica. Dentro del cuerpo cilíndrico se encuentran la cámara de confinamiento (dónde se coloca la muestra de roca), y el pistón hidráulico (responsable de la compresión axial). La central hidráulica provee la presión para los circuitos de confinamiento y del pistón (P1 y P2 en la Figura 7.11.B). El pistón hidráulico empuja un pistón multiplicador que, debido a la diferencia de áreas de sección, multiplica la presión aplicada sobre la muestra a través del pistón buzo (observese el detalle en la Figura 7.11.B). La muestra a ensayar se ubica entre dos asientos, uno de ellos esférico para compensar cualquier desalineación entre las caras del testigo (Guardone, 2017).



Celda Triaxial	
Ensayos	UCS, SST, MST
Confinamiento mínimo	435 psi
Confinamiento máximo	5800 psi
Esfuerzo axial máximo	67400 psi
Carrera máxima del pistón	1,7 mm

**Figura 7.10:** Fotografía de la celda triaxial del ITBA, mostrando el cuerpo cilíndrico y la central hidráulica (en azul). Detrás se puede observar el tablero de control de la misma. En la tabla superior se muestran algunas de las especificaciones técnicas de la celda.

Cabe mencionar, que a diferencia de la celda triaxial comercial ubicada en UT, la celda del ITBA solo admite *plugs* de 1" de diámetro, no mide propiedades sónicas (indispensable para el cálculo de propiedades dinámicas extrapolables al pozo), no permite realizar ensayos con presión poral, y no permite la regulación de la temperatura.

A continuación, se mencionan los parámetros de especificaciones técnicas del equipamiento:

- **Especificaciones de la muestra:**

- **Dimensiones:**

- Diámetro: 1"
    - Largo: 2" (50,5 mm  $\pm$  0,2 mm)
    - Material: Rocas o cualquier material de superficie lisa

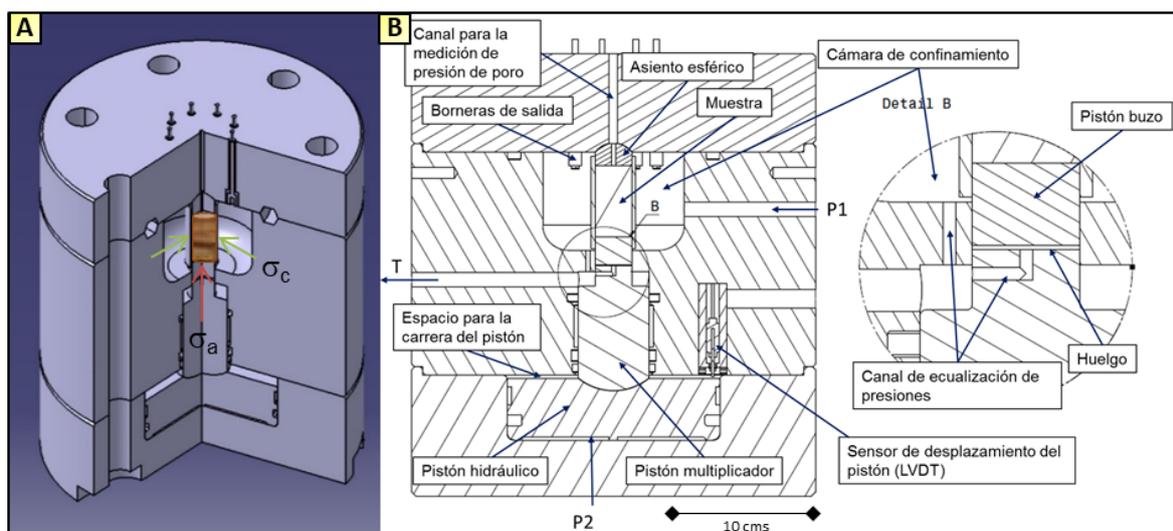
- **Especificaciones mecánicas:**

- **Presión de confinamiento:**

- Presión de confinamiento mínima: 30 Bar / 435 PSI
    - Presión de confinamiento máxima: 400 Bar / 5800 PSI

- **Pistón hidráulico:**

- Presión de pistón hidráulico mínima: 1,3 Bar / 189 PSI
    - Presión de pistón hidráulico máxima: 300 Bar / 4350 PSI
    - Carrera total: 1,7 mm
    - Fuerza axial máxima sin presión de confinamiento: 530 kN
    - Fuerza axial máxima con presión de confinamiento máxima: 471 kN



**Figura 7.11:** A) Esquema isométrico mostrando el diseño de la celda triaxial y sus componentes de esfuerzo confinante ( $\sigma_c$ ) y axial ( $\sigma_a$ ). B) Corte longitudinal derivado de la Figura A, mostrando las diversas partes constitutivas de la celda. Tomado de Blanco y Paterlini, 2014.

### 7.3. Análisis de parámetros de laboratorio: Formación Vaca Muerta

Este trabajo de investigación contempló la realización de diversos tipos de ensayos geomecánicos, como el ensayo Brasileiro, el ensayo de tres puntos de tensión o flexión en muestra semi-circular, el ensayo uniaxial o de compresión simple, y el ensayo triaxial. Para ello, se tomaron muestras de cinco afloramientos rocosos donde la Formación Vaca Muerta puede ser estudiada de base a techo. Las áreas relevadas fueron, de norte a sur, la Yesera del Tromen (YdT), Puerta Curaco (PC), Lago Aquineo (LA), Sierra de la Vaca Muerta (SVM) y Picún Leufú (PL). Además, fue posible contar con *plugs* extraídos de coronas de tres pozos pertenecientes al Yacimiento El Trapial cedidas por la empresa Chevron para su análisis (véase Figura 1.1).

Las tablas 7.3 y 7.4 presentan en forma resumida la información básica concerniente a los ensayos realizados tanto en afloramiento como en pozo. La información provista en las planillas hace referencia al área/pozo de proveniencia de la muestra, código identificador, orientación con respecto a la laminación, punto GPS/profundidad, litología y tipo de ensayo realizado (SST = *Single Stage Test*, MST = *Multi Stage Test*, MSST = *Multi Single Stage Test*, UCS = *Unconfined Compressive Strength*, Br = Brasileiro, 3PT = Tres Puntos de Tensión, Petrogr. = Corte petrográfico y SEM = *Scanning Electron Microscope*). Se han analizado un total de 56 rocas, de las cuales 32 pertenecen a afloramientos y 24 a los pozos (Figura 7.12). Ha sido posible analizar en la gran mayoría sus propiedades anisotrópicas, es decir, analizar las diferencias entre sus propiedades medidas en dirección paralela a la laminación (H=horizontal), perpendicular (V=vertical), y para el caso de las muestras analizadas por el laboratorio Terrateck, se midió también a 45° (Tabla 7.2), y considerando medios con isotropía transversal a la vertical (ITV), según Thomsen (1986).

Es importante mencionar que por cuestiones de confidencialidad en la información y resultados provenientes de los pozos, los mismos se encuentran denominados en las planillas con nombres codificados según la forma: Pozo-ET\*, Pozo-ET®, Pozo-ET+ y Pozo-ET#, sin vincularlos a la numeración provista en el Módulo I.



Figura 7.12: Fotografías de muestras de afloramiento y pozo listas para ser ensayadas mediante los diversos métodos.

ENSAYOS GEOMECAÑICOS		APLICACIÓN	
		CARACTERIZACIÓN GENERAL	MODELO ITV
Triaxial/UCS	V	SI	SI
	H	SI	SI
	45°	SI	SI
Brasilero	V	SI	NO
	H <sup>⊥</sup>	SI	SI
	H <sup>//</sup>	SI	SI
	H <sup>45°</sup>	SI	SI
3PT	V	SI	SI
	H <sup>⊥</sup>	SI	NO
	H <sup>//</sup>	SI	SI
	H <sup>45°</sup>	SI	SI

Tabla 7.2: Tipos de ensayos geomecánicos y su aplicación en este trabajo. La figura ejemplifica la forma en que fueron extraídas las muestras con respecto a la laminación. H<sup>//</sup> y H<sup>⊥</sup>, representan muestras horizontales (paralela a la estratificación de la roca) con carga paralela y perpendicular a la laminación. Las muestras a 45° fueron analizadas por un laboratorio comercial, y solo en ensayos triaxiales.

Área	Muestra	GPS	Litología	Ensayo TX	Ensayo UX	Petrogr/ SEM	Nº
Yesera del Tromen (YdT)	47H	TECHO TORD	Limolita "tobacea"	MST	UCS	Si	1
	47V	TECHO TORD	Limolita "tobacea"	MST	UCS, Br, 3PT		
	48H	VM BEEF YT1	Beef		3PT	Si	2
	48V	VM BEEF YT1	Beef	MST	Br		
	49H	VM YT2	Marga con beefs yesosos?	MST		Si	3
	49V	VM YT2	Marga con beefs yesosos?	MST	UCS, Br		
	50H	ARENA VM YT1	Toba gruesa vitrea reemplazada	MST		Si	4
	51H	BASE VM YT1	Wakestone? Neomorizado	MST	TD	Si	5
	51V	BASE VM YT1	Wakestone? Neomorizado	MST	TD		
	52H	BASE VM YT1	Limolita "tobacea"	MST		Si	6
	52V	BASE VM YT1	Limolita "tobacea"		Br, 3PT		
	14H	VM B1	Wackestone Bioclastico	MSST	UCS, Br, 3PT	Si	7
	14V	VM B1	Wackestone Bioclastico	MSST	Br, 3PT		
	15H	VM B2	Packstone laminado radiolarítico	SST	Br, 3PT	Si	8
	15V	VM B2	Packstone laminado radiolarítico	SST	Br, 3PT		
	16H	VM B3	Packstone radiolarítico	SST	Br	Si	9
	16V	VM B3	Packstone radiolarítico	SST	Br		
	17H	VM M1 (YdT)	Packstone radiolarítico	MST, SST	UCS, Br, 3PT	Si	10
17V	VM M1 (YdT)	Packstone radiolarítico	MST	UCS, Br, 3PT			
18H	VM M7 (YdT)	Wackestone	SST		Si	11	
Puerta Curaco (PC)	7H	VM1 R7	Packstone Intraclastico	MST	UCS, Br, 3PT	Si	12
	7V	VM1 R7	Packstone Intraclastico	MST, MSST	Br, 3PT		
	8/10H	VM1 R7	Packst. Radiolarítico Intraclastico	MSST		13	
	8/10V	VM1 R7	Packst. Radiolarítico Intraclastico	SST	3PT		
	8/11H	VM1 R7	Packstone Radiolarítico	MSST	UCS, Br, 3PT	Si	14
	8/11V	VM1 R7	Packstone Radiolarítico	MSST	UCS, Br, 3PT		
	9H	VM2 PC	Packstone laminado radiolarítico	MSST	Br	Si	15
	9V	VM2 PC	Packstone laminado radiolarítico	SST	Br, 3PT		
	10H	VM2 PC	Grainstone intraclástico	MSST	Br, 3PT	Si	16
	10V	VM2 PC	Grainstone intraclástico	MSST	Br, 3PT		
	12H	VM M1	Wackestone	MST, MSST	UCS, Br, 3PT	Si	17
	12V	VM M1	Wackestone	MSST	UCS, Br, 3PT		
	13H	VM M3	Packstone intraclástico	MST, MSST	UCS, Br, 3PT	Si	18
13V	VM M3	Packstone intraclástico	MST, MSST	UCS, Br, 3PT			
Lago Aquineo (LA)	1H	VM1 BARRA	Arenisca	SST	Br, 3PT		19
	1V	VM1 BARRA	Arenisca	MSST	Br, 3PT		
	4H	Qco4 Trazas	Arenisca	MSST	Br		
	4V	Qco4 Trazas	Arenisca	MST, MSST	Br		
Sa. De la Vaca Muerta (SVM)	18H	VM1 MALL CAB	Wackestone bioclástico		UCS	Si	21
	18V	VM1 MALL CAB	Wackestone bioclástico		UCS		
	20H?	CONTACTO TORD-VM	Packstone Intraclastico			Si	22
	22H?	CONTACTO TORD-VM	Wackestone Bioclástico			Si	23
	23H	Muestra 23	wakestone	MST	UCS		24
	23V	Muestra 24	wakestone	MST			
	24H	TECHOS CATUTOS 1	Grainstone intraclastico	MST			25
	24V	TECHOS CATUTOS 1	Grainstone intraclastico	MST			
	33H	VM4	Grainstone peloidal/intraclástico		UCS	Si	26
	33V	VM4	Grainstone peloidal/intraclástico		UCS		
	34H	MALL CAB FALLAS	Grainstone peloidal	MST	UCS	Si	27
	34V	MALL CAB FALLAS	Grainstone peloidal	MST	UCS		
	38H	CTRO VM6	Wackestone bioclástico	MST	UCS, Br, 3PT	Si	28
	38V	CTRO VM6	Wackestone bioclástico	MST			
	42H	CAT VIAS 1	Wackestone radiolarítico		UCS	Si	29
42V	CAT VIAS 1	Wackestone radiolarítico		UCS			
53H	VM2	Caliza Arcillosa		UCS		30	
53V	VM2	Caliza Arcillosa		UCS			
Picún Leufú (PL)	25H	PER PICU 11	Toba		UCS	Si	31
	28V	PER PICU 4/5	Limolita "tobacea"		UCS	Si	32

**Tabla 7.3:** Ensayos realizados en muestras de afloramientos. TX=Triaxial, UX=Uniaxial, SST=Single Stage Test, MST=Multi Stage Test, MSST=Multi Single Stage Test, UCS=Unconfined Compressive Strength, Br=Brasileño, 3PT=Tres Puntos de Tensión, Petrogr.=Corte petrográfico y SEM=Scanning Electron Microscope.

Pozo	Muestra	Prof. (m)	Litología	Ensayo TX	Ensayo UX	Petrogr/ SEM	Nº
Pozo-ET* (UT)	M3H	2443,97	Caliza Arcillosa	MST			33
	M4H	2444,00	Caliza Arcillosa	MST			
	M2V	2443,95	Caliza Arcillosa		Br, 3PT		
	M7H	2464,07	Caliza Arcillosa	MST			34
	M8V	2464,07	Caliza Arcillosa	MST			
	M14H	2474,43	Andesita	MST			35
	M15V (ITBA)/M16V	2474,43	Andesita	MST			
	M19H	2667,03	Pelita	MST			36
	M20V / M21V	2667,03	Pelita	MST	Br, 3PT		
	M22H	2728,09	Arenisca Fina	MST			37
	M23V / M24V	2728,09	Arenisca Fina	MST	Br		
	M29H	2735,46	Caliza Arcillosa	MST			38
	M30V	2735,46	Caliza Arcillosa		Br, 3PT		
	M33H	2737,48	Pelita	MST			39
	M34V	2738,48	Pelita		UCS		
	M36H	2738,83	Pelita	MST	Br, 3PT		
M39H	2739,54	Concr. carbonática (Mudstone)	MST			40	
M40V	2739,54	Concr. carbonática (Mudstone)	MST	Br, 3PT			
M41H	2739,57	Concr. carbonática (Mudstone)		Br, 3PT			
M44H	2746,12	Pelita	MST			41	
M45V	2746,12	Pelita	MST	Br, 3PT			
M46V	2746,12	Pelita		Br, 3PT			
Pozo-ET* (Lab. Com.)	CVM1H	2423,86	Wackestone Bioclastico	MSST	Br		42
	CVM1V	2423,86	Wackestone Bioclastico	MSST	Br, UCS		43
	CVM2H	2436,27	Caliza Arcillosa (Bioclastica)	MSST	Br		44
	CVM2V	2436,27	Caliza Arcillosa (Bioclastica)	MSST	Br, UCS		45
	CVM3H	2473,04	Andesita	MSST	Br		46
	CVM3V	2473,04	Andesita	MSST	Br, UCS		47
	CVM4H	2671,28	Mudstone Arenoso	MSST	Br		48
	CVM4V	2671,28	Mudstone Arenoso	MSST	Br, UCS		49
	CVM5H	2712,92	Pelita Calcárea	MSST	Br		50
	CVM5V	2712,92	Pelita Calcárea	MSST	Br, UCS		51
CVM6H	2743,51	Caliza Arcillosa	MSST	Br		52	
CVM6V	2743,51	Caliza Arcillosa	MSST	Br, UCS		53	
Pozo-ET* (Lab. Com.)	CXP1H	3081,72	Wakestone	MSST	Br		54
	CXP1V	3081,72	Wakestone	MSST	Br, UCS		55
	CXP2H	3142,70	Wakestone	MSST	Br		56
	CXP2V	3142,70	Wakestone	MSST	Br		57
	CXP3H	3190,52	Pelita Calcárea	MSST	Br		58
	CXP3V	3190,52	Pelita Calcárea	MSST	Br, UCS		59
	CXP4H	3370,98	Pelita Calcárea	MSST	Br		60
	CXP4V	3370,98	Pelita Calcárea	MSST	Br, UCS		61
	CXP5H	3390,19	Pelita	MSST	Br		62
	CXP5V	3390,19	Pelita	MSST	Br, UCS		63
CXP6H	3398,05	Caliza Arcillosa	MSST	Br		64	
CXP6V	3398,05	Caliza Arcillosa	MSST	Br, UCS		65	
Pozo-ET* (Lab. Com.)	CVA1H	3960,79	Pelita	MSST	Br, UCS		66
	CVA1V	3960,79	Pelita	MSST	Br, UCS		67
	CVA2H	3996,53	Pelita Calcárea	MSST	Br, UCS		68
	CVA2V	3996,53	Pelita Calcárea	MSST	Br, UCS		69
	CVA3H	4014,21	Pelita Calcárea	MSST	Br, UCS		70
CVA3V	4014,21	Pelita Calcárea	MSST	Br, UCS		71	

**Tabla 7.4:** Ensayos realizados en muestras de pozos. Las muestras de laboratorio comercial, fueron todas analizadas en sus tres direcciones (paralela, perpendicular y a 45° de la laminación). SST=Single Stage Test, MST=Multi Stage Test, MSST=Multi Single Stage Test, UCS=Unconfined Compressive Strength, Br=Brasileño, 3PT=Tres Puntos de Tensión, Petrogr.=Corte petrográfico y SEM=Scanning Electron Microscope.

Las propiedades obtenidas en cada tipo de ensayo se describen en los ítems 7.4 a 7.7, donde además se analizarán correlaciones entre las diversas propiedades mecánicas obtenidas, correlaciones entre propiedades y las litologías/densidades y entre orientaciones, pudiéndose generar así, ecuaciones que permitirán obtener registros continuos para los pozos estudiados.

Para comprender las correlaciones obtenidas es preciso considerar que el análisis fue realizado con muestras de afloramiento y subsuelo de diversas litologías, en diferentes orientaciones con respecto a la estratificación, y en cilindros con dos diámetros preferenciales. Tales variaciones requieren subclasificar las muestras y separar las mismas según su procedencia, litofacies, orientaciones y diámetros. En aquellos casos en que se muestre la información en forma conjunta, se deberá considerar que dichos aspectos pueden generar diferencias en los resultados.

## **7.4. Ensayo de tracción indirecta o Brasilerero**

### **7.4.1. Generalidades**

El ensayo de tracción indirecta o Brasilerero es un ensayo de tipo uniaxial, en el cual se aplica una carga en una sola dirección a una muestra no confinada. La muestra presenta forma de disco circular (Figura 7.13.A), donde el largo de la muestra equivale a la mitad del diámetro.

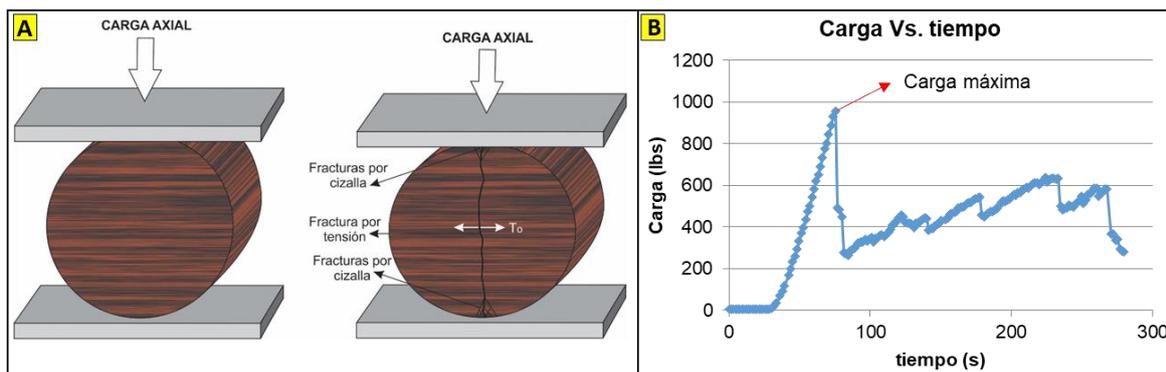
Este ensayo es un método indirecto para obtener la resistencia a la ruptura por tensión (en inglés *Tensile Strength*, TS) de una roca. Las ecuaciones del ensayo de tracción indirecta tienen validez para materiales de comportamiento isotrópico, elástico y lineal. La compresión produce la ruptura por tensión desde el centro de la muestra, en forma normal a la dirección de la carga (Jaeger *et al.*, 2007; Li y Wong, 2013; Garrote Villar, 2011). El nombre de test Brasilerero se debe al profesor Carneiro (1943) quien presentó este método por primera vez en la Reunión de la Asociación Brasileña de Reglas Técnicas. El mismo fue diseñado para determinar la resistencia a la tracción del concreto. El ensayo de tracción indirecta no sólo da información de la resistencia a la ruptura por tensión indirecta, sino que también otorga datos sobre propiedades elásticas (módulo de elasticidad estático o dinámico en función del tipo de carga aplicada), fisuración térmica, fisuración por fatiga, deformación permanente y puede utilizarse para evaluar el efecto de la humedad en mezclas bituminosas (Garrote Villar, 2011).

### 7.4.2. Procedimiento

La muestra en forma de disco es cargada vía compresión axial, ejerciendo una compresión a lo largo de dos ejes diametralmente opuestos de la muestra, a una velocidad constante de 0,0015 in/min, hasta llevar la muestra de roca a su rotura (Figura 7.13.B). La fórmula para calcular la resistencia a la ruptura por tensión siguiendo las normas ISRM (1978), ASTM-D3967 (ASTM, 1970; 2005) (en unidades de PSI) es la siguiente:

$$TS = \frac{2 \cdot P_{\max}}{\pi \cdot D \cdot L} \quad \text{Ecuación 7.1}$$

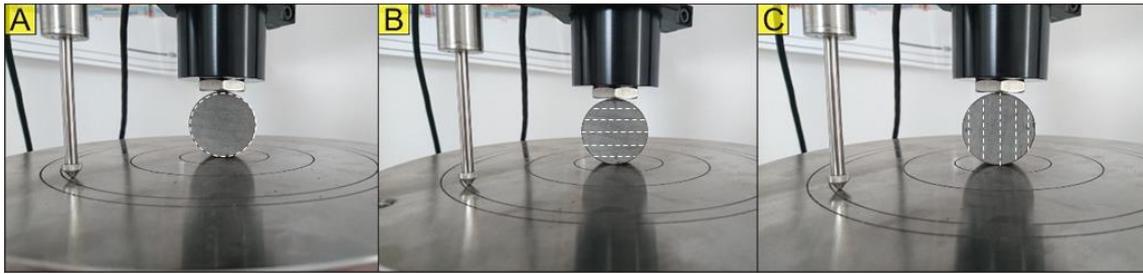
donde  $P_{\max}$  [PSI] es la carga máxima a la que se fractura la muestra,  $D$  [in] es el diámetro de la muestra, y  $L$  [in] es el largo de la misma.



**Figura 7.13: A)** Configuración geométrica utilizada para el ensayo Brasilerio. La representación muestra el ensayo antes y después de la aplicación de la carga hasta la fractura por tensión. **B)** Gráfico de carga Vs. tiempo para una muestra de roca de tipo mudstone lítico.

La principal ventaja del método es la sencillez de su procedimiento. Este es un factor muy valorado por todas aquellas instituciones que necesitan caracterizar de forma rápida, confiable y económica, sus muestras de roca.

Para la caracterización anisotrópica de la ruptura por tensión en el ensayo Brasilerio, se deben analizar muestras de un mismo intervalo o profundidad en varias direcciones, aplicando la carga axial sobre los ejes diametrales de una muestra extraída en forma vertical con respecto a la laminación de la roca, en forma perpendicular y paralela a la laminación, según las disposiciones observadas en la Figura 7.14 respectivamente.



**Figura 7.14:** Ensayo Brasilerio. **A)** Muestra vertical. **B)** Muestra horizontal con carga perpendicular a la laminación. **C)** Muestra horizontal con carga paralela a la laminación. Nótese las marcas de laminación.

### 7.4.3. Resultados obtenidos para la Formación Vaca Muerta

Para la unidad de estudio se han ensayado muestras de roca de diversas litologías, tanto de afloramiento, como de pozo. Los ensayos fueron realizados en muestras de diámetros estándares de 1" y 1,5", aplicando una carga constante y lenta de 0,0015 in/min, según tres direcciones preferenciales con respecto a la laminación de la roca: vertical (V), horizontal paralela a la laminación ( $H^{\parallel}$ ) y horizontal perpendicular a la laminación ( $H^{\perp}$ ). La ecuación 7.1 fue desarrollada para materiales isotrópicos, mientras que una mejor aproximación para materiales con anisotropía de tipo ITV fue desarrollada por Wang *et al.* (2017). En este trabajo, los autores consideran como simplificación la utilización de la ecuación 7.1 para ambas geometrías horizontales, perpendicular a la laminación ( $TS_{H^{\perp}}$ ) y paralelo a la laminación ( $TS_{H^{\parallel}}$ ). La muestra vertical ( $TS_V$ ), se consideró en este enfoque equivalente a la geometría  $TS_{H^{\perp}}$ , donde las fracturas creadas se desarrollan perpendiculares a la laminación, lo cual concuerda con los resultados obtenidos (Figura 7.19.A y Ecuación 7.2).

Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 7.5, la cual muestra una amplia variedad de resultados, para los cuales se decidió generar una serie de diagramas de dos ejes (*crossplots*) que intentan explicar los valores obtenidos en función de la litología, densidad, orientación, diámetro y origen de la muestra (afloramiento o pozo).

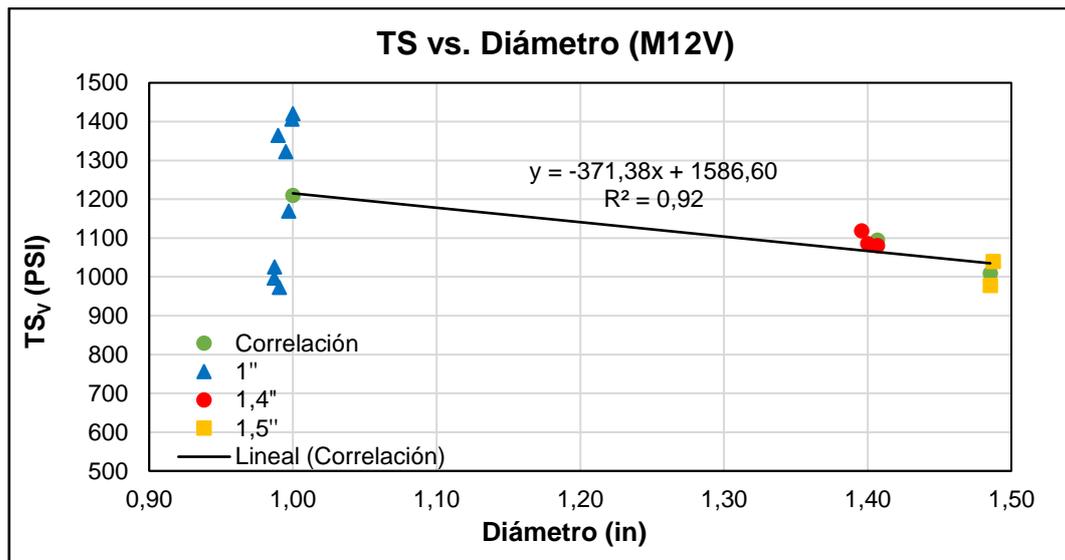
ENSAYO BRASILERIO (Tensile Strength)									
Área	Muestra	Orient.	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Diam (in)	Long (in)	P <sub>max</sub> (lbs)	Tensile Strength (lbs/in <sup>2</sup> )	TS (prom. útil)	Comentarios
YdT	47Vb	V	2,41	1,0	0,68	857,35	811,04		
	48V	V	2,65	1,0	1,22	1228,21	644,12		
	49Vb	V	1,97	1,0	0,60	102,42	110,79		Previamente fracturada por UCS
	52Vb	V	1,98	1,5	0,74	159,41	93,29		Muy fracturado naturalmente
	14H1	H $\perp$	2,64	1,0	0,49	1258,30	1644,80		
	14H2	H $\parallel$	2,60	1,0	0,49	961,40	1266,81		
	14V1'	V	2,63	1,5	0,74	2216,30	1288,32	1261,52	
	14V2'	V	2,64	1,5	0,76	2183,20	1234,72		
	14H1''	H $\perp$	2,62	1,5	0,74	2426,50	1399,12		Fractura curva, presencia de fosiles (amonite)

	14H2'	H//	2,66	1,5	0,73	2553,20	1490,22		Fractura recta, presencia de fosiles. <b>Debería haber fracturado con mayor facilidad que H<sup>+</sup></b>
	15V1	V	2,40	1,0	0,52	615,00	755,19	780,93	Laminación rellena de calcita. Fracturas naturales horizontales abiertas
	15V2	V	2,40	1,0	0,45	570,20	806,67		
	15H1	HL	2,40	1,0	0,49	366,30	482,66		
	16V	V	2,53	1,0	0,51	860,00	1076,75		
	16H1	HL	2,51	1,0	0,51	621,60	784,44		La fractura principal generó una rama extra siguiendo una fractura natural previa paralela a la laminación
	17bV1'	V	2,61	1,5	0,74	1891,10	1088,94		
	17H2'	HL	2,60	1,5	0,75	1725,40	982,95		Fracturas naturales perpendiculares a laminación. Se reparó y preparó con masilla epoxi
PC	7V1'	V	2,57	1,5	0,75	1195,20	688,26		Se generó una primera fractura, luego se siguió fracturando
	7V2'	V	2,53	1,5	0,76	1387,50	790,55		La fractura sigue una valva paralela a la laminación. Se preparó con masilla epoxi
	7V3'	V	2,60	1,5	0,74	1916,20	1112,35		
	7H1'	H//	2,61	1,5	0,76	2673,70	1504,27		
	7H2'	HL	2,59	1,5	0,76	2053,90	1164,69		
	7V4	V	2,58	1,0	0,49	873,60	1131,52		
	7H4	H//	2,58	1,0	0,49	1163,70	1511,78		
	7H5	HL	2,54	1,0	0,50	1417,30	1826,41		
	8/11V2'	V	2,38	1,5	0,77	1720,30	967,95		
	8/11H1'	H//	2,31	1,5	0,77	842,10	479,43		Presencia de alteración. Valva paralela a laminación. Fracturó recto y paralelo a la laminación.
	8/11H2''	HL	2,33	1,5	0,73	954,50	571,31		Presencia de alteración (valor bajo). Fractura curva.
	9V1''	V	2,40	1,5	0,75	1918,30	1092,11		
	9V2''	V	2,45	1,5	0,69	1654,10	1028,61	1065,59	Fractura una vez, recto en una cara y curvo en la otra.
	9V3	V	2,41	1,4	0,78	1859,90	1076,05		
	9V1	V	2,42	1,0	0,45	831,00	1199,63	1019,69	Muestra corta.
	9V2	V	2,35	1,0	0,48	621,60	839,75		La densidad es más baja que 9V1.
	9H2	HL	2,42	1,0	0,49	805,80	1047,96		Fractura natural horizontal sellada.
	10V2	V	2,67	1,0	0,49	768,00	1026,55		La muestra tenía una mitad alterada.
	10V3	V	2,56	1,0	0,51	460,80	583,25	1097,24	Longitudinalmente se fracturo el lado no alterado.
	10V4	V	2,56	1,0	0,52	938,20	1167,94		La muestra tenía una mitad alterada.
	10V1''	V	2,62	1,5	0,75	908,50	517,57		Carga paralela a la fractura vertical sellada, rompió a lo largo de la fractura.
	10V2'	V	2,57	1,5	0,77	1077,60	605,19		TS 1,5'' << TS 1'', posiblemente debido a la alteración observada.
	10V3	V	2,63	1,4	0,79	1632,80	922,97		Ok
	10H1'	HL	2,66	1,5	0,74	1337,40	779,02		Fractura de forma recta
	12V	V	2,36	1,0	0,48	1071,30	1420,86		Fractura curva
	12V1	V	2,47	1,0	0,49	462,50	599,22		La muestra apoyaba de forma irregular, quizás por eso rompió antes
	12V2	V	2,50	1,0	0,51	774,10	973,30	1210,20	Valor bajo con respecto a las otras muestras de 1''. Fractura curva
	12V3	V	2,48	1,0	0,46	971,70	1364,69		Fractura curva
	12V4	V	2,50	1,0	0,50	1102,10	1406,93		Fractura curva
	12V5	V	2,50	1,0	0,51	781,20	997,15		Valor bajo con respecto a las otras muestras de 1''
12V6	V	2,53	1,0	0,49	777,90	1025,94			
12V7	V	2,46	1,0	0,52	1079,10	1322,66			
12V8	V	2,48	1,0	0,52	956,50	1170,04			
12H	HL	2,48	1,0	0,50	1038,10	1316,48		La fractura propagó en forma ⊥ (perp.) y // (paralela)	
12V1''	V	2,51	1,5	0,75	1718,70	978,50			
12V2''	V	2,49	1,5	0,74	1801,60	1039,50	1060,72	Fractura una vez. Recto en una cara y curvo en la otra	
12V3'	V	2,52	1,4	0,76	1813,50	1086,25			
12V3''	V	2,51	1,4	0,76	1810,10	1080,90			
12V3'''	V	2,49	1,4	0,75	1849,60	1118,46		Se fracturó según los planos de laminación	
12H1'	HL	2,50	1,5	0,76	1490,20	845,02	853,31		
12H3'''	HL	2,27	1,5	0,72	1452,10	861,60			
12H1''	H//	2,49	1,5	0,76	1262,80	709,04		La muestra fue preparada con masilla	
13V2	V	2,64	1,0	0,52	1123,50	1387,11		Fracturas horizontales abiertas. Fractura semivertical sellada	
13V1''	V	2,64	1,5	0,75	2161,50	1233,02			
13H1''	HL	2,63	1,5	0,76	2036,80	1154,19			
13H2'	H//	2,64	1,5	0,75	1791,40	1026,69			

LA	1H3	HL	2,26	1,0	0,49	270,60	352,63		Valor bajo, posiblemente debido a la existencia de una pequeña fractura natural horizontal
	1H5	HL	2,22	1,0	0,48	543,70	749,61		
	1H4	H//	2,23	1,0	0,52	382,90	467,96		Laminación dudosa (muestra muy homogénea)
	1V1	V	2,20	1,0	0,47	585,10	797,22		La muestra presenta alteración y fue orientada de forma tal de no verse afectada por la fractura generada por el ensayo
	4V3	V	2,62	1,0	0,53	1949,50	2344,02	2212,58	
	4V4	V	2,59	1,0	0,47	1539,90	2081,13		
	4H1	HL	2,57	1,4	0,77	4457,40	2572,80		
	4H2	H//	2,59	1,0	0,49	1554,90	2040,69		La muestra es muy homogénea (difícil distinguir laminación)
4H3	HL	2,57	1,0	0,52	2133,40	2601,64			
SVM	38Ha1	H//	2,50	1,0	0,61	735,11	767,75		
	38Ha2	HL	2,50	1,0	0,66	772,28	751,90		
Pozo-ET* (UT)	M2V	V	2,46	1,0	0,50	1186,09	1540,08		
	M21V1	V	2,36	1,0	0,43	885,20	1331,86		La muestra es corta
	M21V2	V	2,35	1,0	0,50	966,10	1256,38		Tiene el tamaño correcto; una parte rompió siguiendo la laminación
	M23V	V	2,53	1,0	0,78	1266,20	1046,64		La muestra es larga, por eso el valor bajo de TS
	M24V	V	2,58	1,0	0,51	1172,30	1500,35		
	M30V	V	2,31	1,0	0,48	1192,69	1614,41		
	M36H	HL	2,51	1,0	0,56	1286,03	1469,43		
	M40V	V	2,54	1,0	0,22	104,90	303,25		La muestra es muy corta
	M41H	HL	2,47	1,0	0,50	804,00	1032,07		La muestra tiene masilla
	M45V	V	2,28	1,0	0,65	958,12	957,38		
M46V	V	2,29	1,0	0,47	568,60	786,93		La muestra presenta fracturas selladas paralelas a laminación. Fracturó siguiendo la laminación. Muestra corta	
Pozo-ET* (Lab. Com.)	CVM1-4A	HL	2,574	1,5			1412		
	CVM1-4B	H //	2,57	1,5			767,00		
	CVM2-7A	HL	2,44	1,5			784,00		
	CVM2-7B	H //	2,44	1,5			698,00		
	CVM3-4A	HL	2,62	1,5			1290,00		
	CVM3-4B	H //	2,62	1,5			1824,00		
	CVM4-7A	HL	2,27	1,5			1298,00		
	CVM4-7B	H //	2,29	1,5			202,00		Valor extrañamente bajo. Dudoso.
	CVM5-4A	HL	2,38	1,5			1677,00		
	CVM5-4B	H //	2,38	1,5			403,00		
	CVM6-7A	HL	2,27	1,5			970,00		
CVM6-7B	H //	2,28	1,5			477,00			
Pozo-ET* (Lab. Com.)	CXP1-6A	HL	2,40	1,5			1145,00		
	CXP1-6B	H //	2,37	1,5			531,55		
	CXP2-6A	HL	2,36	1,5			458,00		
	CXP2-6B	H //	2,37	1,5			451,06		
	CXP3-6A	HL	2,24	1,5			1323,00		
	CXP3-6B	H //	2,25	1,5			666,40		
	CXP4-6A	HL	2,27	1,5			1141,00		
	CXP4-6B	H //	2,28	1,5			247,46		
	CXP5-6A	HL	2,20	1,5			780,00		
	CXP5-6B	H //	2,20	1,5			374,81		
CXP6-6A	HL	2,45	1,5			2029,00			
CXP6-6B	H //	2,45	1,5			763,63			
Pozo-ET* (Lab. Com.)	CVA1-6A	HL	2,34	1,5			1276,00		
	CVA1-6B	H //	2,34	1,5			544,48		
	CVA2-9A	HL	2,47	1,5			1197,00		
	CVA2-9B	H //	2,47	1,5			760,27		
	CVA3-9A	HL	2,34	1,5			920,00		
CVA3-9C	H //	2,32	1,5			542,08			

**Tabla 7.5:** Tabla de ensayos Brasileños para el cálculo de la resistencia a la fractura por tensión en muestras de diversas litologías, orientaciones, afloramiento y subsuelo, y dos diámetros preferenciales (1" y 1,5"). Los valores de TS en color verde fueron los utilizados para los análisis, los de color rojo fueron descartados, y los negros fueron promediados.

La Figura 7.15, muestra la diferencia entre valores de resistencia de la roca bajo tensión en una misma especie de roca de afloramiento (wackestone), misma dirección (vertical), pero diferentes diámetros. Se puede observar que las muestras de 1" de diámetro presentan alta dispersión entre sus valores, con un valor medio mayor al valor medio de las muestras de 1,4" y 1,5", formando una relación lineal entre el diámetro y el parámetro calculado, mediante el cual sería posible corregir tal diferencia entre valores de diferentes diámetros.

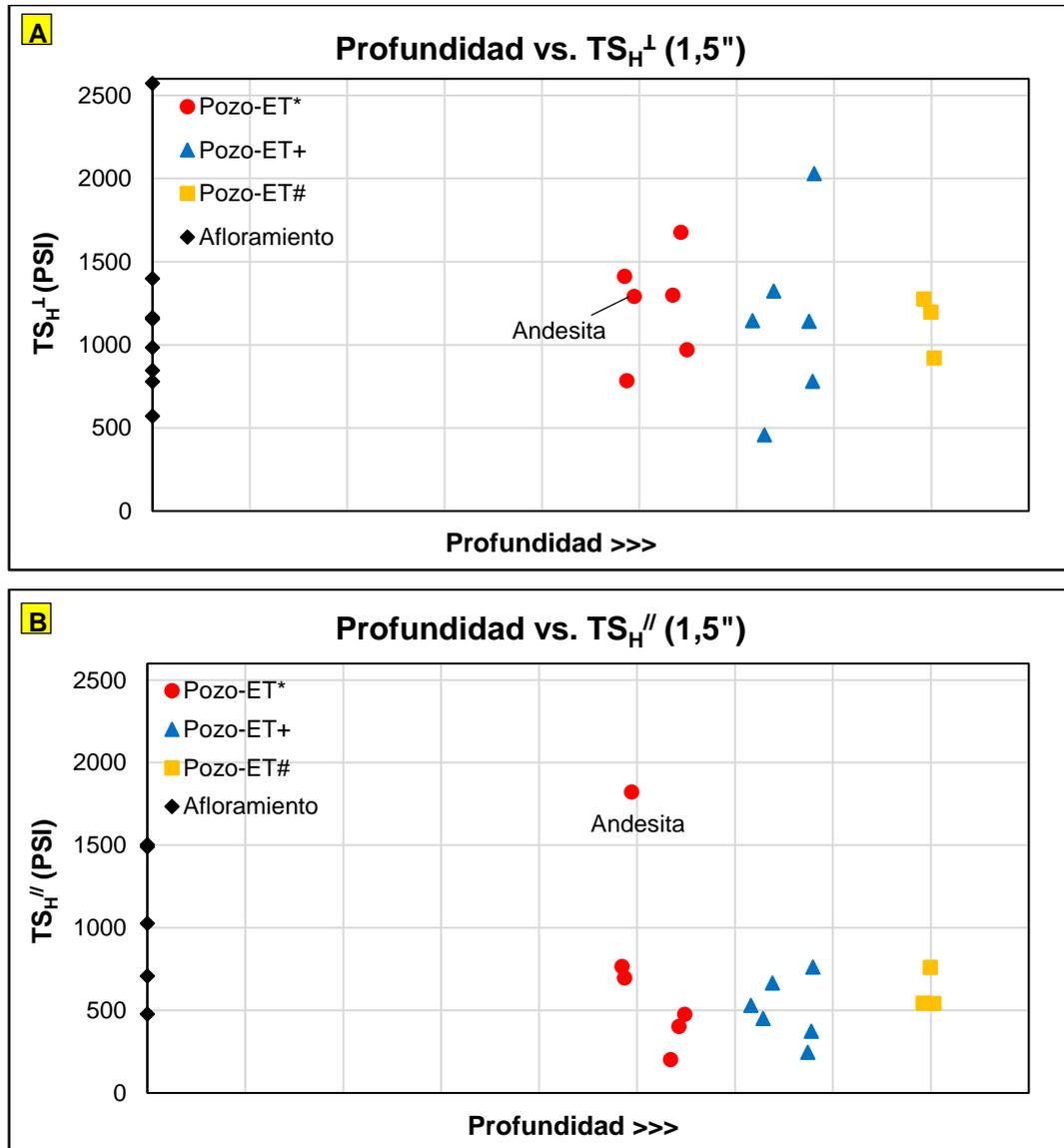


**Figura 7.15:** Correlación obtenida entre el diámetro de una misma muestra (muestra vertical proveniente de afloramiento) y su valor de resistencia bajo tensión. Obsérvese la relación lineal entre el valor medio de las muestras de 1" de diámetro con las muestras de 1,4" y 1,5".

Por otra parte, la Figura 7.16, muestra la relación existente entre muestras de 1,5" de diámetro, extraídas en direcciones horizontales (paralelas a la laminación), ensayadas con carga perpendicular (Figura 7.16.A) y paralela (Figura 7.16.B) con respecto a la laminación, obtenidas de afloramiento y de subsuelo, en diversas litofacies. La Figura 7.16.A muestra valores para afloramiento y subsuelo variables en un rango entre 500 PSI y 1500 PSI, con mayor dispersión en los valores obtenidos para muestras de subsuelo. Al igual que en la la Figura 7.16.A, las muestras de afloramiento de la Figura 7.16.B presentan valores variables en un rango entre 500 PSI y 1500 PSI, pero los valores obtenidos en subsuelo, presentan una menor dispersión, y un mayor agrupamiento en un intervalo de valores bajos de resistencia a la fractura por tensión, variando entre los 200 PSI y los 750 PSI.

Los valores bajos obtenidos para las rocas de subsuelo sobre las cuales se aplicó una carga paralela a la laminación, se pueden explicar por la presencia de planos de debilidad generados por la laminación natural característica de las lutitas y margas.

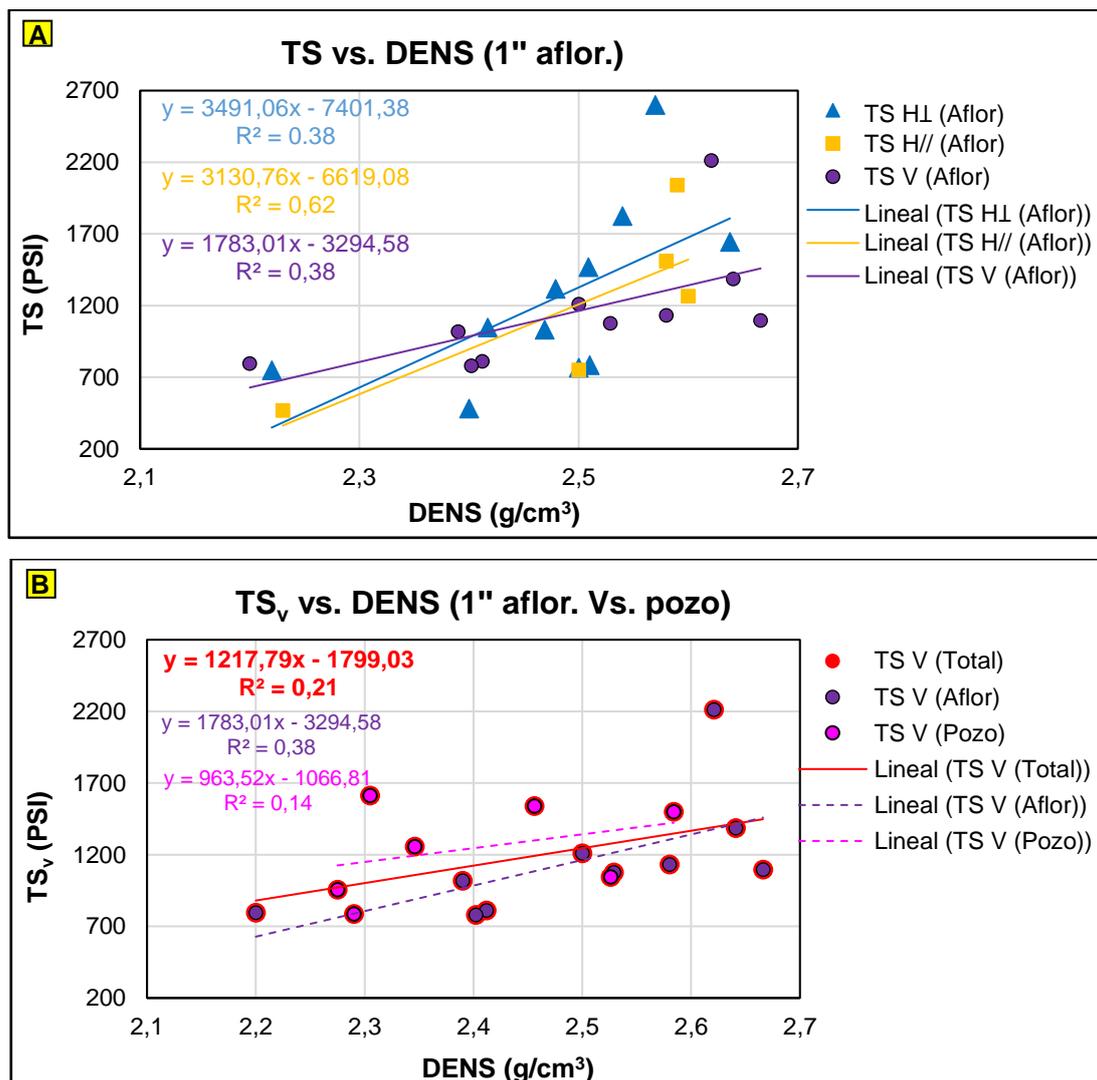
Éstas poseen planos que se separan fácilmente al aplicar una carga paralela a su laminación. Para el caso de las muestras de afloramiento, tal fenómeno no se observó, debido a que, en su mayoría, eran rocas carbonáticas. Éstas no presentan laminación evidente, de manera que muestran mayor rigidez y comportamientos más isotrópicos.



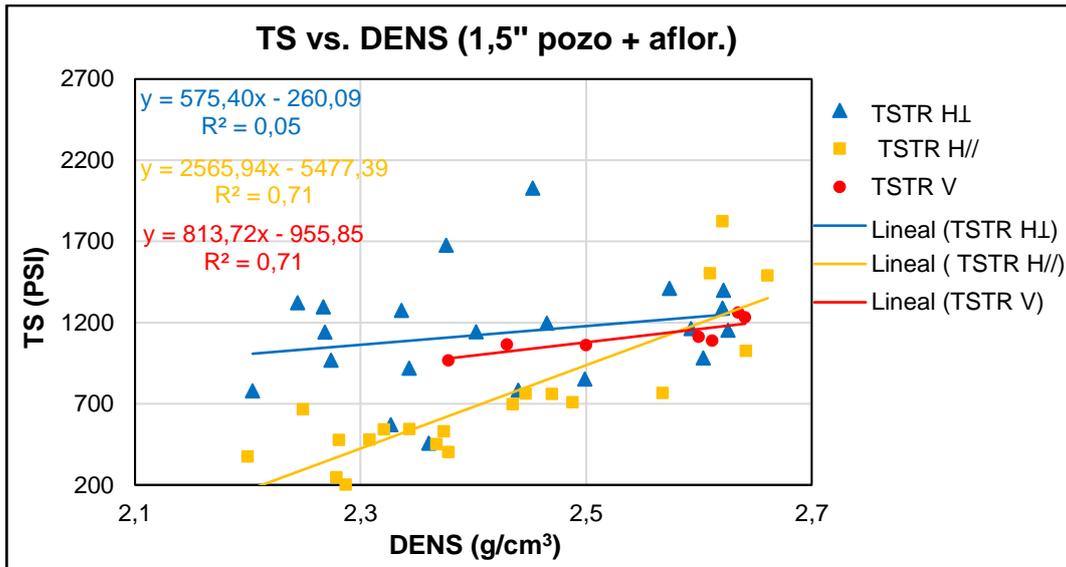
**Figura 7.16:** Relación entre valores de resistencia a la fractura por tensión y profundidad de extracción de la muestra. **A)** Para el caso de muestras horizontales con carga perpendicular a la laminación  $TS_H^{\perp}$ , y **B)** muestras horizontales con carga paralela a la laminación  $TS_H^{\parallel}$ .

Las Figuras 7.17.A y B y 7.18 muestran las correlaciones analizadas entre la resistencia a la fractura por tensión y la densidad de la roca. Estas no muestran buena correspondencia, y solo se podría concluir que tanto las muestras de 1" de diámetro (Figura 7.17.A), como las de 1,5" de diámetro (Figura 7.18), la correlación con menor dispersión (alto valor de  $R^2$ ) se da en las muestras horizontales con carga en dirección

paralela a la laminación ( $TS_H^{\parallel}$ ). Las muestras verticales de 1,5" de diámetro (Figura 7.18), parecieran poseer buena correspondencia, pero el número de muestras en esta variedad de tamaño resulta insuficiente. Al comparar con las muestras de 1" de diámetro (7.17.B), se observa que estas se encuentran en cantidad suficiente, pero presentan las mayores dispersiones. Por último, las muestras horizontales con carga perpendicular a la laminación, muestran valores de  $R^2$  muy bajos, tanto en la Figura 7.17.A como 7.18, siendo aún más notorio en las muestras de 1,5" de diámetro, ya que éstas son combinación de muestras de afloramiento y subsuelo.



**Figura 7.17: A)** Gráfico de relación entre resistencia de la roca a la tensión y densidad de la roca, para muestras de 1" de diámetro en las tres direcciones principales de carga con respecto a la laminación (V, H $^{\parallel}$  y H $^{\perp}$ ). **B)** Comparación entre muestras de 1" verticales de afloramiento y subsuelo.



**Figura 7.18:** Gráfico de relación entre resistencia a la fractura por tensión y densidad de la roca, para muestras de 1,5" de diámetro en las tres direcciones principales de carga con respecto a la laminación (V, H// y H<sup>⊥</sup>), en muestras de subsuelo junto a las de afloramiento.

Las Figuras 7.19.A, B y C, muestran las correlaciones realizadas entre las tres direcciones principales de carga con respecto a la laminación (TS<sub>H<sup>⊥</sup></sub> Vs. TS<sub>V</sub>, TS<sub>H//</sub> Vs. TS<sub>V</sub> y TS<sub>H<sup>⊥</sup></sub> Vs. TS<sub>H//</sub>), en muestras de subsuelo y afloramiento, en 1" y 1,5" de diámetro (Sosa Massaro *et al.*, 2018b). Asimismo, para los tres casos analizados, se generaron correlaciones asumiendo su origen en cero "0", ya que, a pesar de no poseer un sentido físico posible, resulta intuitivo que los valores tendientes a cero en un eje, tenderán a cero en el otro. Ésta forma de analizar los datos resulta de utilidad para lograr comprender el grado de anisotropía entre las muestras según la dirección analizada, permitiendo obtener correlaciones para generar el cálculo de registros continuos para las propiedades de resistencia a la fractura de los modelos geomecánicos 1D (véase el ítem 8.6). El coeficiente de determinación ( $R^2$ ) asume que la función de regresión se encuentra centralizada en la distribución de puntos, por lo que, si toma una variable arbitraria como es el caso de la recta lineal con origen en cero, no necesariamente se cumplirá con la condición de centralización, y en consecuencia el  $R^2$  no será una medición efectiva de la determinación (Sosa Massaro *et al.*, 2018b).

Las relaciones obtenidas para TS<sub>H<sup>⊥</sup></sub> Vs. TS<sub>V</sub> en muestras de afloramiento de 1" y 1,5" (Figura 7.19.A), presentan claras tendencias dentro de un rango de valores muy similar alrededor de la línea 1:1. Ambas geometrías inducen fracturas perpendiculares a la laminación, lo cual es consistente con la obtención de valores similares para la resistencia a la ruptura por tensión (TS<sub>V</sub> ≈ TS<sub>H<sup>⊥</sup></sub>). De todas maneras, correcciones futuras son requeridas para lograr considerar la distribución de esfuerzos durante el ensayo en geometrías de tipo ITV (Wang *et al.*, 2017). La correlación con origen en cero "0" (recta

amarilla), que engloba los resultados obtenidos en muestras de 1" y 1,5" de diámetro, muestra una relación de un  $TS_V$  2,5% mayor al  $TS_H^\perp$ , según la ecuación lineal:

$$TS_V = 1,025. TS_H^\perp \quad \text{Ecuación 7.2}$$

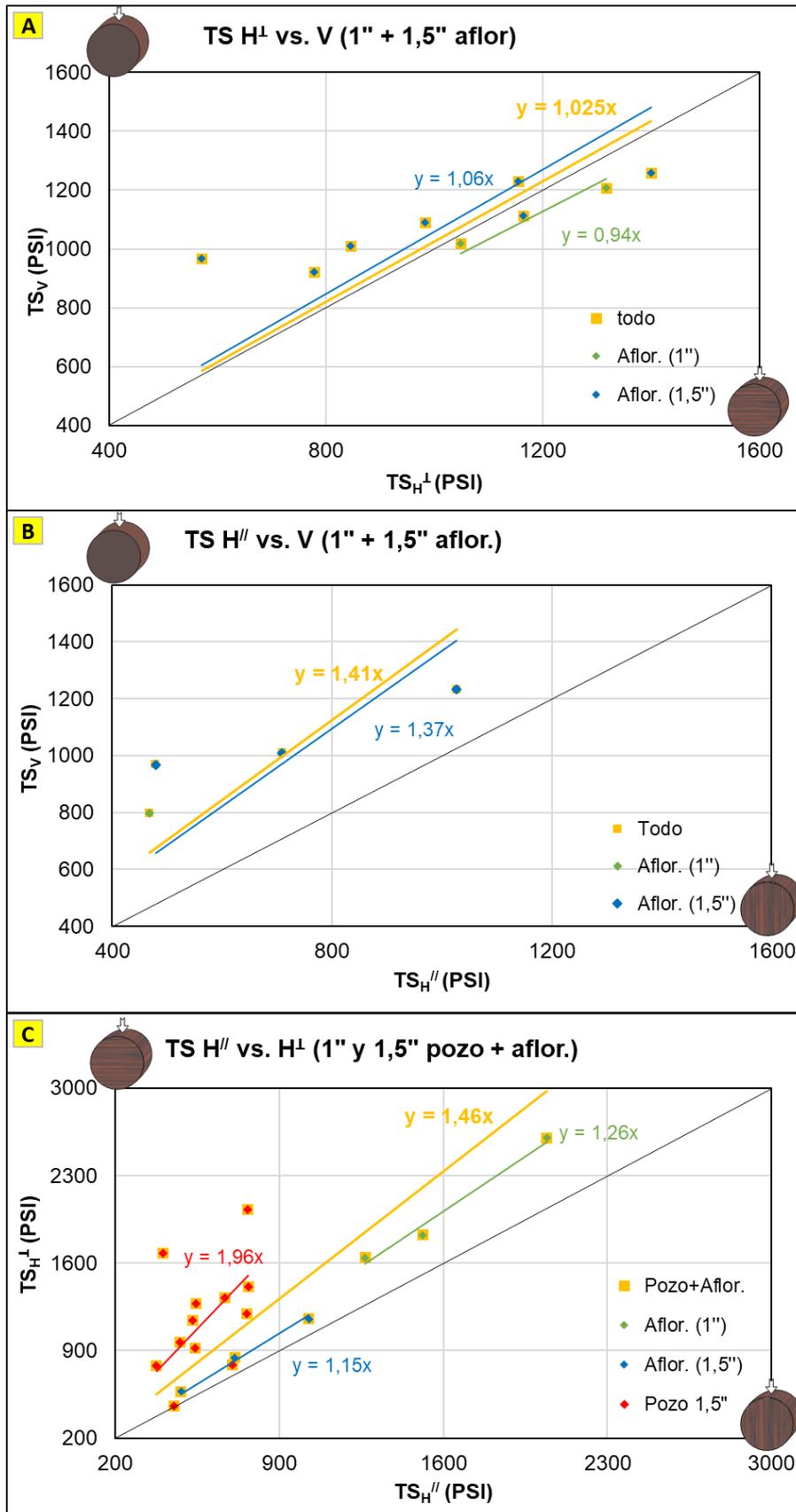
La relación obtenida para  $TS_H^{//}$  Vs.  $TS_V$  en muestras de afloramiento de 1,5" (Figura 7.19.B), presenta una tendencia que debe ser considerada con precaución debido al bajo número de muestreo. Para el caso de 1", sólo se cuenta con una muestra representativa, pero cabe destacar que ésta se encuentra dentro del rango de la tendencia de las muestras de 1,5". La correlación con origen en cero "0" (recta amarilla), que abarca los resultados obtenidos en muestras de 1" y 1,5" de diámetro, muestra una relación de un  $TS_V$  41% mayor al  $TS_H^{//}$ , según la ecuación lineal:

$$TS_V = 1,41. TS_H^{//} \quad \text{Ecuación 7.3}$$

Para el caso de las relaciones obtenidas entre  $TS_H^\perp$  Vs.  $TS_H^{//}$  en muestras de 1" y 1,5", fue posible contar con una gran cantidad de muestras de 1,5" de subsuelo. Se destaca que éstas mostraron un comportamiento muy diferente al de las muestras de afloramiento cuyo grado de anisotropía fue diferente (Figura 7.19.C). Es posible observar, que las muestras de afloramiento se dividen en dos grupos, las de 1" de diámetro, con valores de TS más altos y mayor anisotropía que las muestras de 1,5". La correlación con origen en cero "0" (recta amarilla), que engloba los resultados obtenidos en muestras de 1" y 1,5" de diámetro (tanto de afloramiento como de subsuelo), muestra una relación de un  $TS_H^\perp$  46% mayor al  $TS_H^{//}$ , según la ecuación lineal:

$$TS_H^\perp = 1,46. TS_H^{//} \quad \text{Ecuación 7.4}$$

Las muestras de subsuelo muestran un mayor grado de anisotropía y menor resistencia bajo tensión que las muestras de afloramiento. Esto se puede explicar considerando que las muestras de subsuelo analizadas fueron mayormente pelitas y margas, las que tienden a expandirse y separarse en planos que siguen la fábrica de la roca, característica de fisilidad de las lutitas. Por su parte, la mayor parte de las muestras de afloramiento ensayadas fueron extraídas de bancos con mayor contenido de carbonáticos, donde los planos de laminación no son tan evidentes, lo cual le otorga a la roca mayor resistencia y menor anisotropía.

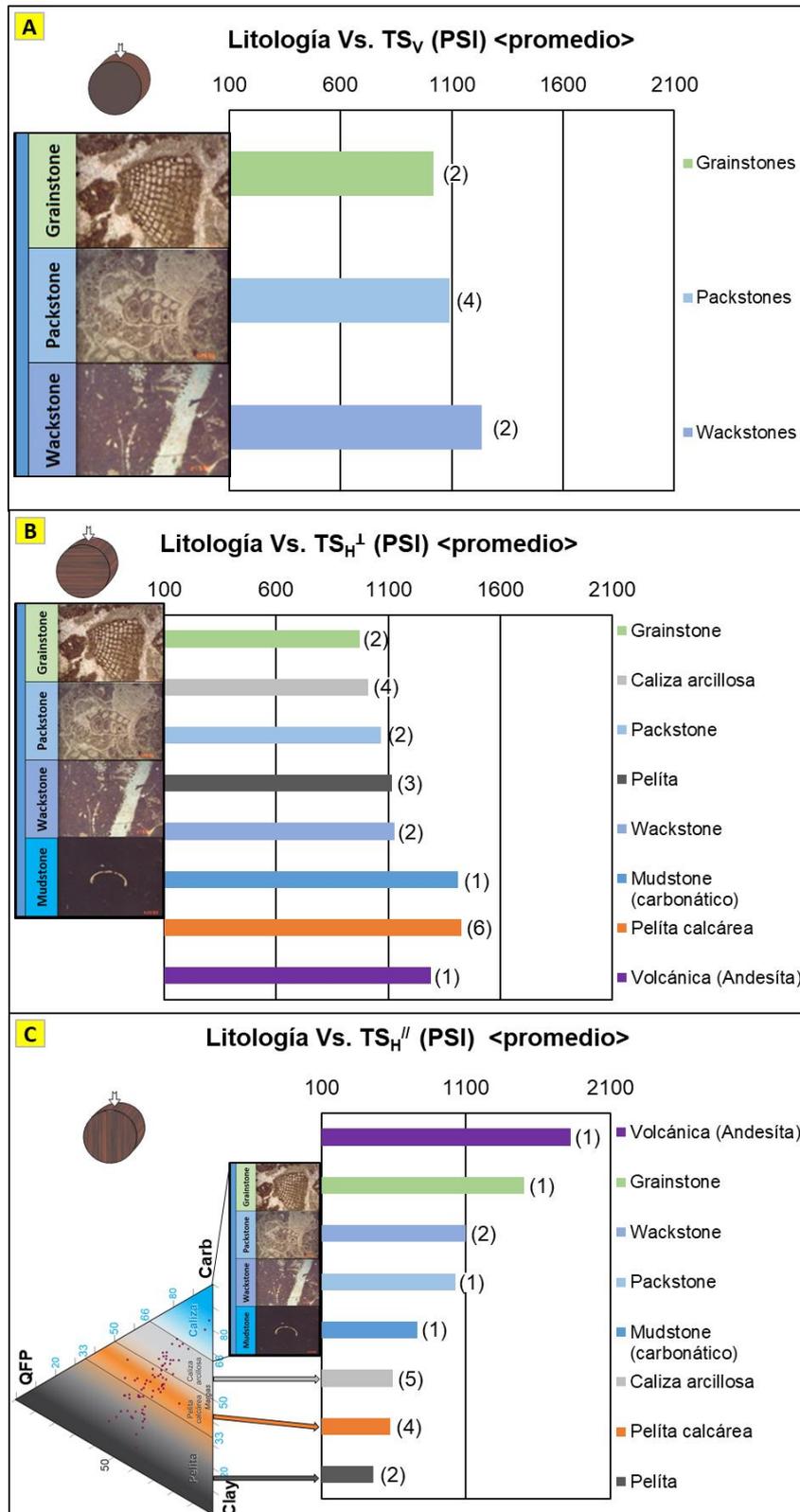


**Figura 7.19:** Relaciones de anisotropía en muestras de 1" y 1,5" (en afloramiento y subsuelo). **A)** Relaciones obtenidas para TS<sub>H<sup>⊥</sup></sub> Vs. TS<sub>V</sub>. **B)** Relaciones obtenidas para TS<sub>H<sup>//</sup></sub> Vs. TS<sub>V</sub>. **C)** Relaciones obtenidas para TS<sub>H<sup>⊥</sup></sub> Vs. TS<sub>H<sup>//</sup></sub>. Nótese el mayor grado de anisotropía en las muestras de subsuelo.

Cuando se comparan los valores de resistencia de la roca bajo tensión con las litologías analizadas, es posible observar cierta relación con el grado y tipo de cementación, cantidad, forma y tamaño de partículas, grado de laminación, grado y tipo de fracturamiento natural, grado y tipo de alteración, y planos de debilidad generados principalmente por la presencia de fósiles, concreciones, y/o *beef*. Para el caso de las muestras extraídas en dirección vertical (es decir, perpendiculares a la laminación de la roca), se observa que, a mayor grado de cementación y menor cantidad de partículas, siguiendo la clasificación de Dunham (1962), es mayor la resistencia a la ruptura por tensión (Figura 7.20.A).

Las muestras horizontales, es decir, aquellas extraídas en forma paralela a la laminación de la roca, y analizadas con carga perpendicular a la laminación (Figura 7.20.B), mostraron un comportamiento similar al de las muestras verticales ( $TS_V \approx TS_H^\perp$ ). Para las rocas carbonáticas, a mayor grado de cementación y menor cantidad de partículas, es mayor la resistencia a la fractura por tensión mientras que, para las rocas detríticas como las pelitas, pelitas calcáreas y calizas arcillosas, no se observó un claro control como en las calizas más puras. De igual modo, no se distinguió un control por los planos de debilidad generados por la laminación. Por último, la muestra de origen ígneo, extraída de un filón andesítico, presenta un valor alto de TS, sin superar al valor promedio de las pelitas calcáreas ni al mudstone carbonático.

Para el caso de las muestras horizontales analizadas con carga paralela a la laminación de la roca (Figura 7.20.C), se observa un comportamiento totalmente opuesto al de las muestras verticales y perpendiculares. Las rocas carbonáticas presentan mayor a resistencia a fracturar bajo tensión, debido a su mayor grado de cementación y mayor cantidad de partículas. Por su parte, las rocas carbonáticas con menor grado de cementación y menor número de partículas, se fracturarán por tensión con mayor facilidad, debido a su tendencia a formar planos de laminación con alternancia de capas de arcilla y carbonatos. Las rocas detríticas presentan un claro control dado por los planos de debilidad generados por la laminación, los que serán más marcados con el aumento del contenido de minerales arcillosos planares. De esta manera las rocas con mayor grado de laminación serán las lutitas/pelitas, seguidas por las pelitas calcáreas y las calizas arcillosas (*sensu* Gamero-Díaz *et al.*, 2012). Para este estudio la muestra de origen ígneo presentó el valor más alto.



**Figura 7.20:** Relación entre las diversas litologías identificadas y la resistencia a ser fracturadas por tensión dónde el número de muestras identificado está entre entre paréntesis. **A)** Muestras verticales con carga perpendicular a la laminación. **B)** Muestras horizontales con carga perpendicular a la laminación. **C)** Muestras horizontales con carga paralela a la laminación (Nótese una tendencia opuesta a las muestras verticales y perpendiculares, efecto generado principalmente por el aumento en el grado de la laminación desde los carbonatos hacia las pelitas). El triángulo representa la clasificación modificada de Gamero-Díaz *et al.* (2012) para rocas de tipo mudstone.

## 7.5. Ensayo de tres puntos de tensión o flexión semicircular

### 7.5.1. Generalidades

El ensayo de tres puntos de tensión puede ser realizado en muestras rectangulares o semicilíndricas, habiéndose optado para este estudio, la forma semicilíndrica, la que sigue las normas ASTM-E399 (ASTM, 1970). Las muestras son sometidas a una carga controlada, en tres puntos específicos, con el fin de inducir tensiones de tracción como resultado de la flexión de la muestra (Figuras 7.21 y 7.22.A). La propagación de la fractura en modo abierto se ve favorecida por la creación de una muesca de profundidad  $a$ . La tenacidad a la propagación de la fractura (en inglés *fracture toughness*,  $FT = K_{Ic} [PSI \cdot in^{0,5}]$ ) se obtiene cuando el factor de intensidad de tensión alcanza un máximo y la fractura propaga en forma crítica.

### 7.5.2. Procedimiento

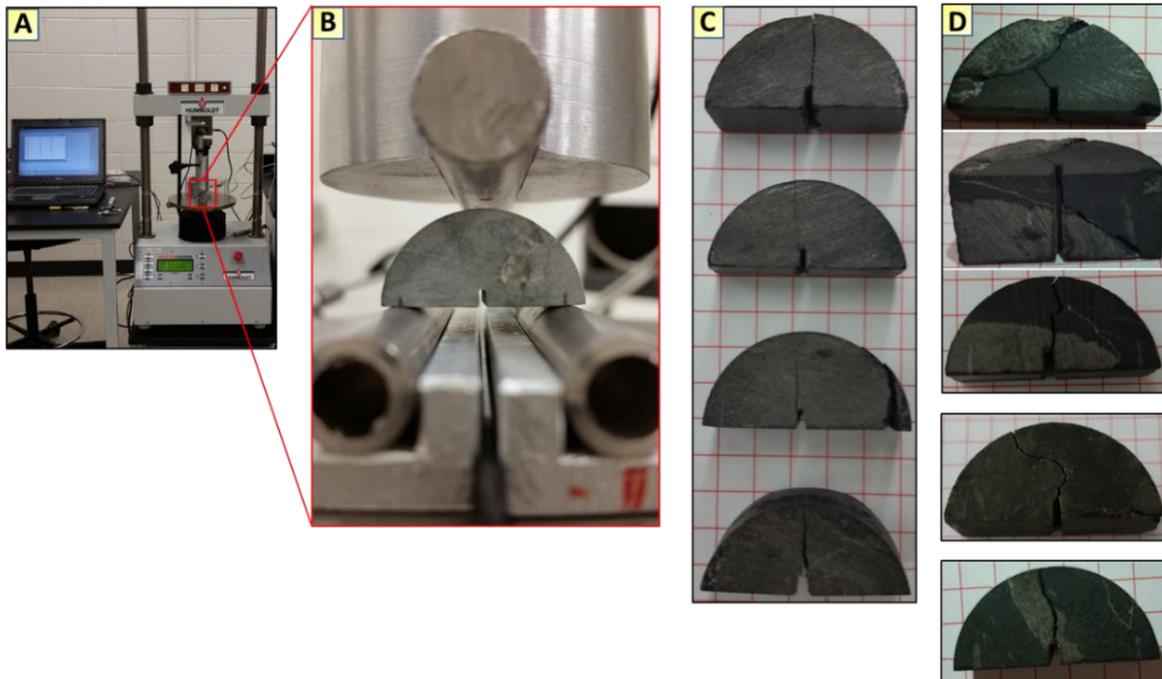
Utilizando una celda de tipo uniaxial como la descrita con anterioridad (Figura 7.21.A), y agregándole a esta un aplique especial para lograr una carga constante en tres puntos diferentes de una muestra semicilíndrica (Figura 7.21.B), se puede someter una muestra de roca hasta su punto de resistencia o carga máxima (Figura 7.22.B), donde la muestra propagará su fractura a partir de una muesca preestablecida y medida con anterioridad. Para una muestra semi-cilíndrica de radio  $r$  [in], longitud  $L$  [in] y profundidad de muesca  $a$  [in], y suponiendo elasticidad isotrópica lineal, la resistencia a la propagación de la fractura es igual a (Basham, 1989):

$$K_{Ic} = \frac{P_{max} \cdot (\pi \cdot a)^{1/2}}{2 \cdot r \cdot L} \cdot Y_I \quad \text{Ecuación 7.5}$$

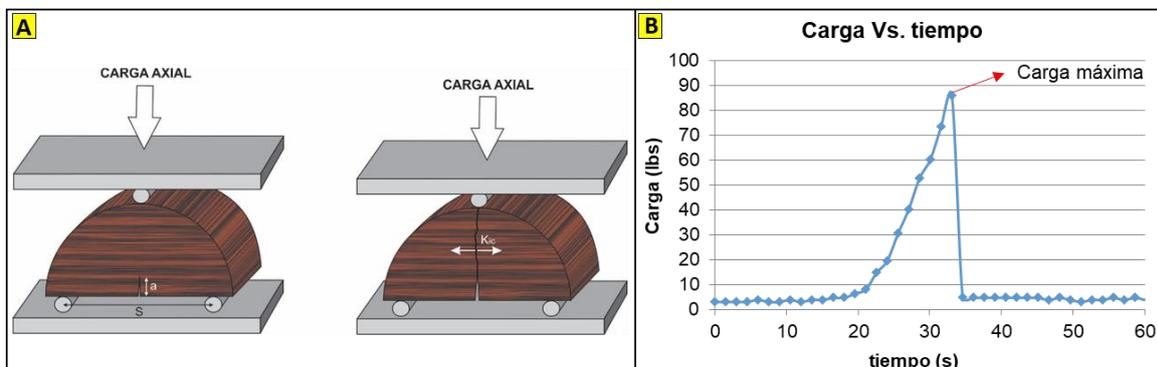
$$Y_I = 5,6 - 22 \cdot \left(\frac{a}{r}\right) + 166,9 \cdot \left(\frac{a}{r}\right)^2 - 576,2 \cdot \left(\frac{a}{r}\right)^3 + 928,8 \cdot \left(\frac{a}{r}\right)^4 - 505,9 \cdot \left(\frac{a}{r}\right)^5 \quad \text{Ecuación 7.6}$$

donde  $P_{max}$  es la carga máxima aplicada a la muestra, a una velocidad de 0,0015 in/min,  $Y_I$  es un coeficiente adimensional, la relación  $a/r$  se encuentra entre 0,03 y 0,8 (para este estudio se tomó la relación  $a/r=0,2$ ) y  $s/r = 0,8$  (Lee *et al.*, 2015). De igual manera que el ensayo Brasileiro, se ha considerado la ecuación 7.5 como simplificación para considerar la caracterización anisotrópica a la tenacidad de la roca. Se analizaron muestras de un mismo intervalo o profundidad en varias direcciones, aplicando carga axial en forma perpendicular a la laminación ( $K_{IcH}^{\perp}$ ) y paralela a la laminación ( $K_{IcH}^{\parallel}$ ), en

muestras extraídas en dirección horizontal. Además, se analizaron muestras extraídas en forma vertical ( $K_{icv}$ ) con respecto a la laminación de la roca. Para este ensayo, las muestras verticales no son consideradas como una limitante a la caracterización de un medio ITV, ya que las simetrías analizadas con respecto a la propiedad calculada, representan los planos paralelos y perpendiculares a la laminación (Sosa Massaro *et al.*, 2018b).



**Figura 7.21:** Muestra semicilíndrica de 1" de diámetro por 0,5" de largo. Ensayo según Norma ASTM E399. **A)** Equipamiento utilizado para el ensayo junto a la PC de monitoreo; **B)** Detalle de la disposición que deben adoptar los "rollers" (cilindros metálicos) con respecto a la muestra a analizar; **C)** Set de muestras homogéneas, donde las fracturas propagan en forma recta, sin perturbaciones aparentes; **D)** Set de muestras donde las fracturas se desvían debido a la presencia de pequeñas concreciones, fracturas rellenas, laminas de composiciones diferentes, etcétera.



**Figura 7.22:** **A)** Configuración geométrica a partir de una muestra semicircular como la utilizada en este estudio. La representación muestra el ensayo antes y después de la aplicación de la carga hasta la propagación de la fractura por tensión. Los parámetros  $a$  y  $S$  varían según el radio y la norma utilizada (Lee *et al.*, 2015). **B)** Gráfico de carga Vs. tiempo para una muestra de roca de tipo mudstone lítico.

## 7.5.3. Resultados obtenidos para la Formación Vaca Muerta

Las muestras de roca pertenecientes a la Formación Vaca Muerta, que fueron ensayadas mediante el método de tres puntos de tensión, con el fin de obtener la tenacidad a la propagación de la fractura, recibieron un tratamiento similar al de las muestras analizadas mediante el ensayo Brasiero. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 7.6, observándose una amplia variedad de valores, para los cuales se diagramaron correlaciones entre parámetros analizados como la litología, densidad, orientación de la carga con respecto a la laminación de la roca, diámetro y origen de la muestra, contra la tenacidad a la propagación de la fractura.

ENSAYO DE TRES PUNTOS DE TENSIÓN (Fracture Toughness)									
Área	Muestra	Orient.	Dens. (g/cm <sup>3</sup> )	Diam (in)	P <sub>max</sub> (lbs)	Fracture Toughness			Comentarios
						K <sub>ic</sub> (PSI <sup>2</sup> *in <sup>0.5</sup> )	Prom.	K <sub>ic</sub> (MPa*m <sup>0.5</sup> )	
YdT	47Vb1	V	2,41	1,00	58,64	381,02		0,42	*Presenta una cara un parcialmente rota.
	47Vb2	V	2,41	1,00	72,68	490,13		0,53	*Igual en tamaño a la 47Vb1, el valoró mayor podría deberse a que la rotura de la otra.
	47Vb3	V	2,41	1,00	54,51	398,13	519,79	0,43	*Su menor valor podría deberse a que posee un menor tamaño que la 47Vb4.
	47Vb4	V	2,41	1,00	71,03	519,79		0,57	<b>*Es la que mejor representa el semicilindro. El valor sería ser el más acertado.</b>
	48Hb1	HL	2,65	1,48	186,67	591,69		0,64	*La muestra se fractura primero en un borde (punto de apoyo) y despues por el medio. Por lo tanto se redujo el parámetro "S".
	48Hb2	HL	2,65	1,48	173,45	534,15	385,17	0,58	*idem 48Hb1.
	48Hb3	HL	2,65	1,48	4,96	14,50		0,02	*Se abrió una fractura preexistente.
	48Hb4	HL	2,65	1,48	132,15	385,17		0,42	<b>*El único que fracturó correctamente.</b>
	52V1	V	1,98	1,47	29,73	93,68		0,10	*Muy fracturada naturalmente y alterada. Abrió una fractura previa primero.
	52V2	V	1,98	1,47	33,86	112,95	112,95	0,12	*Muy fracturada naturalmente y alterada. <b>Este valor sería más correcto, ya q no parte de una fractura previa.</b>
	14V2'	V	2,65	1,00	147,50	750,47		0,82	* "a" y "R" menores que la 14V2" (R=0,476).
	14V2"	V	2,65	1,00	177,40	982,78	982,78	1,07	<b>*"a" y "R" mayores que la 14V2' (R=0,48).</b>
	14V2'''	V	2,66	1,49	295,10	825,16		0,90	*La muestra es mas corta que la 14V2'''. Eso podría explicar por que se fracturó antes.
	14V2''''	V	2,66	1,49	334,80	938,36	900,74	1,02	<b>*La muestra se encuentra más cerca del semicilindro.</b>
	14V3a	V	2,61	1,43	296,70	797,01		0,87	
	14V3b	V	2,61	1,43	315,00	863,12		0,94	<b>**Radio de la muestra 14V3b &gt; 14V3a</b>
	14H1'	H//	2,65	1,49	310,00	900,71		0,98	*Presencia de valvas a lo largo de la fractura.
	14H1''''	H//	2,65	1,49	323,20	897,39	850,31	0,98	*Muestra Ok.
	14H3a	H//	2,62	1,43	268,50	770,33		0,84	*Muestra Ok. Tiene masilla.
	14H3b	H//	2,62	1,43	296,70	832,82		0,91	*Muestra Ok.
14H3a'	H//	2,65	0,98	182,30	938,26		1,02		
14H3b'	H//	2,65	0,98	183,90	959,88	949,07	1,05	<b>**Radio de 14H3a' &gt; 14H3b'.</b>	
14H2"	HL	2,64	1,49	316,60	895,44		0,98	*Fractura levemente afectada por un amonite (R=0,71).	
14H2''''	HL	2,64	1,49	316,60	885,24	835,40	0,96	*La muestra primero se fracturó en un punto de apoyo (R=0,74).	
14H4a	HL	2,61	1,43	247,00	759,61		0,83	*Muestra Ok.	

	14H4b	HL	2,61	1,43	265,20	801,33		0,87	*Muestra Ok. Fracturó con una pequeña curva. Radio 14Hb > 14Ha.
	15V'	V	2,40	1,00	82,90	389,73		0,42	*Muestra Ok.
	15V''	V	2,40	1,00	71,30	346,96	391,93	0,38	*La muestra se fracturó dos veces, a 71,3 y 61,3 lbs. La primera vez fracturó a un lado, y la segunda en la muesca.
	15V2'	V	2,40	1,00	81,20	388,89		0,42	*La muestra estaba rota generando un "S" más corto. (R=0,48).
	15V2''	V	2,40	1,00	82,90	397,18		0,43	*Las muestras dieron muy parecidas. (R=0,481).
	15H'	HL	2,40	1,00	91,20	445,65	390,32	0,49	*La muestra fracturó en forma escalonada siguiendo la laminación y los beefs. Presenta fosiles piritizados. (R=0,465).
	15H''	HL	2,40	1,00	72,90	334,99		0,37	*La muestra fracturó de forma escalonada debido a la laminación. La fractura se desvió en una fractura natural sellada. (R=0,511).
	17H1'	HL	2,60	1,49	280,10	769,67	790,79	0,84	*La fractura se desvió a lo largo de fracturas naturales horizontales. La muestra es casi un semicilindro.
	17H1'''	HL	2,60	1,49	293,40	811,92		0,88	*La fractura se desvió a lo largo de fracturas naturales horizontales. La muestra es mas chica que 17H1'.
	17bV2'	V	2,62	1,49	281,80	830,27	808,48	0,90	*El "a" es más largo, por lo que la $P_{max}$ disminuye, aumentando el $K_{IC}$ . Presencia de fracturas naturales verticales. La fractura se desvió en la fractura natural.
	17bV2'''	V	2,62	1,49	288,40	786,69		0,86	*El "a" es más bajo, por lo que la $P_{max}$ aumenta, disminuyendo el $K_{IC}$ .
PC	7V1''	V	2,58	1,49	241,00	658,64		0,72	*La muestra no se fracturó en un borde como la 7V1'''. Posiblemente fue la razón por la que resistió más carga generando un $K_{IC}$ más alto.
	7V1'''	V	2,58	1,49	232,00	617,63	659,70	0,67	*La muestra primero se fracturó en un borde (punto de apoyo "S") y después por el medio. Se redujo "S".
	7V2''	V	2,58	1,48	180,70	525,11		0,57	*Fracturó a partir de una rotura en la muesca.
	7V2'''	V	2,58	1,48	248,60	702,83		0,77	*La muestra era irregular, "S" variable.
	7H1''	H//	2,60	1,49	212,60	595,74	582,38	0,65	**El "a" de la muestra H1'' es levemente menor que en la 7H1''', y el "R" es más grande.
	7H1'''	H//	2,60	1,49	200,50	569,02		0,62	
	7H2''	HL	2,59	1,48	200,60	570,69	747,21	0,62	*En un ensayo con carga perpendicular a la laminación sería esperable un valor más alto que con carga paralela a la laminación.
	7H2'''	HL	2,59	1,48	270,20	747,21		0,81	*Muestra Ok.
	8/10V'	V	2,54	0,99	134,30	687,31	687,28	0,75	*R=0,474.
	8/10V''	V	2,54	0,99	132,60	687,26		0,75	*R=0,482.
	8/11V1a	V	2,31	2,42	421,10	523,44	516,60	0,57	**Radio real de 8/11V1a > 8/11V1b.
	8/11V1b	V	2,31	2,42	406,20	509,76		0,56	
	8/11V2''	V	2,34	1,47	217,20	635,62		0,69	**El "a" de la muestra 8/11V2'' es mayor al de la muestra 8/11V2''', y el "R" es más chico, por estas razones, la muestra 8/11V2'' se fracturó antes que la 8/11V2'''.
	8/11V2'''	V	2,34	1,47	240,40	642,12	627,43	0,70	
	8/11V4a	V	2,29	1,41	187,30	566,61		0,62	*Muestra Ok.
	8/11V4b	V	2,29	1,41	223,80	665,37		0,73	*Muestra Ok.
8/11H1''	H//	2,33	1,47	132,60	364,13	389,57	0,40	*El "a" es mayor, por eso se fracturó antes; luego propagó.	
8/11H1'''	H//	2,33	1,47	157,50	415,02		0,45	*Fracturó y luego propagó.	
8/11H2'	HL	2,33	1,45	217,20	632,25	632,25	0,69	*Fracturó y luego propagó.	
8/11H2'''	HL	2,33	1,45	182,30	514,37		0,56	*Fracturó y luego propagó; la muestra es más chica, por eso fracturó antes.	

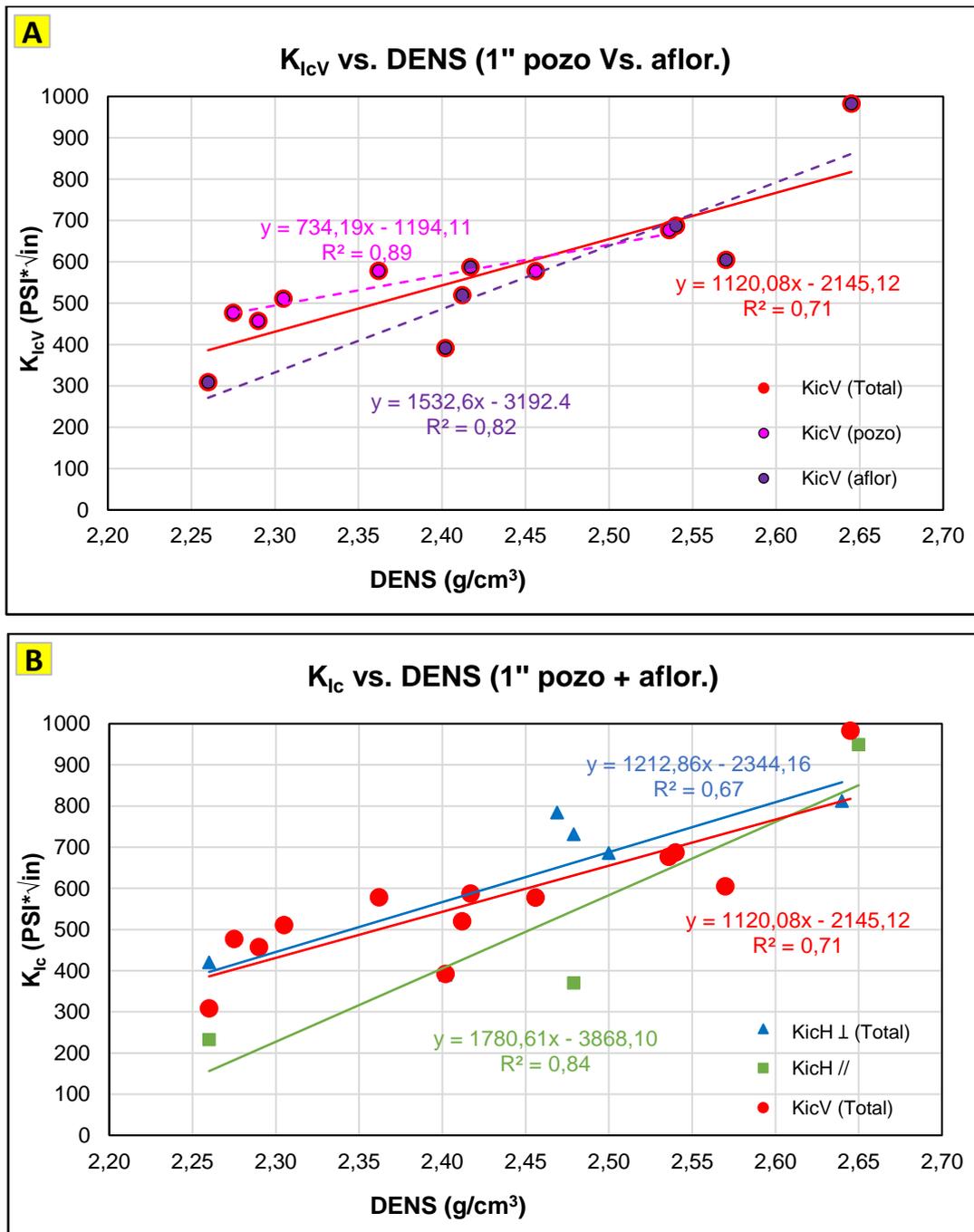
	9V'	V	2,42	1,00	122,70	618,66		0,67	*La muestra estaba rota, "S" más corto; presenta una fractura natural sellada horizontal; "a" más chico que 9V". (R=0,48).
	9V''	V	2,42	1,00	111,10	596,21	587,18	0,65	*Presenta una fractura natural sellada horizontal; "a" más grande que en 9V', posiblemente por eso se fracturó antes. (R=0,47).
	9V'''	V	2,42	1,00	92,80	455,98		0,50	*La muestra fracturó primero en el punto de apoyo "S". (R=0,464)
	9V''''	V	2,42	1,00	112,70	546,68		0,60	*Muestra Ok. R=0,49.
	9V1'	V	2,44	1,49	207,20	567,29		0,62	**El "R" de 9V1' es mayor al de la muestra 9V1''''.
	9V1'''	V	2,44	1,49	217,20	609,71		0,66	
	9V2'	V	2,43	1,49	200,60	588,60	588,53	0,64	*Es "casi" un semicilindro.
	9V2'''	V	2,43	1,49	184,00	519,94		0,57	*Tamaño menor al semicilindro, y presenta una valva, por esto pudo haber fracturado antes.
	10V1'	V	2,66	1,48	354,70	976,90		1,06	*La fractura se desvía en una fractura natural sellada.
	10V1'''	V	2,66	1,48	280,10	773,25	875,07	0,84	*La muestra no llega al semicilindro, probablemente por eso se fracturó antes.
	10V2a	V	2,56	1,43	252,00	684,47		0,75	*Muestra reparada con masilla en una punta.
	10V1a	V	2,57	1,00	121,00	605,32	605,32	0,66	**Radio real de la muestra 10V1a > 10V1b.
	10V1b	V	2,57	1,00	111,00	574,04		0,63	
	10H1a	HL	2,64	1,00	134,20	705,46	812,49	0,77	**Radio real de la muestra 10H1b > 10H1a.
	10H1b	HL	2,64	1,00	152,50	812,49		0,89	
	12H'	HL	2,48	1,00	101,10	521,05		0,57	*La muestra es chica (R=0,437).
	12H''	HL	2,48	1,00	137,60	731,54	731,54	0,80	*Fracturó de forma irregular; mayor al semicilindro (R=0,51)
	12H'''	H//	2,48	1,00	68,00	355,73	370,50	0,39	*Presenta un "a", "R", y espesor menor a 12H''''.
	12H''''	H//	2,48	1,00	71,30	385,27		0,42	(R=0,463)
	12V1'	V	2,49	1,49	228,80	640,58		0,70	*Presenta un "a", "R", y espesor menor a 12H''''.
	12V1'''	V	2,49	1,49	207,20	568,94		0,62	*La muestra es "casi" un semicilindro
	12V2'	V	2,49	1,49	195,60	533,54	619,05	0,58	*La muestra es más chica que la 12V1', por eso se fracturó antes.
	12V2'''	V	2,49	1,49	203,90	558,40		0,61	*Fracturó de forma irregular y presenta un radio mayor que la 12V2'.
	12V3a	V	2,48	1,41	200,60	556,26		0,61	*Muestra Ok
	12V3b	V	2,48	1,41	218,80	658,16		0,72	* -
	12V1a	V	2,46	2,35	437,60	571,70	637,23	0,62	*Muestra ok. Radio real de 12V3b > 12V3a.
	12V1b	V	2,46	2,35	490,70	637,23		0,69	* -
	12H2'	HL	2,47	1,48	212,2	611,10		0,67	*Radio real de 12V1b > 12V1a.
	12H3'a	HL	2,42	1,43	273,5	719,54	661,80	0,78	*Muestra con gran cantidad de masilla.
	12H4a	HL	2,45	1,43	240,4	654,76		0,71	*Muestra dañada por una fractura natural. Fue pegada. Se colocó masilla en una punta. Generó una fractura en forma de "zig-zag".
	12H4b	HL	2,45	1,43	202,3	523,34		0,57	*Radio real de 12H4a > 12H4b. Fractura en forma diagonal siguiendo la laminación inclinada.
	12H3''a	H//	2,47	1,43	58	166,45		0,18	*El "a" real es menor al teórico.
	13V1'	V	2,63	1,49	278,50	788,77	729,44	0,86	*Fracturó a partir de una fractura previa (no por la muesca ni por la zona con masilla en la punta).
	13V1'''	V	2,63	1,49	236,60	670,10		0,73	*La muesca no estaba centrada, "S" variable.
	13H1'	HL	2,64	1,49	311,60	886,67	886,67	0,97	*Muestra Ok
	13H1'''	HL	2,64	1,49	253,60	750,66		0,82	*El "a" es más largo que el de la muestra H1', por tal razón fracturó a menor carga.
	13H2''	H//	2,62	1,49	215,50	614,51	599,50	0,67	*Muestra Ok
	13H2'''	H//	2,62	1,49	212,20	584,48		0,64	*Muestra Ok
LA	1V3a	V	2,26	0,99	61,30	308,88	308,88	0,34	*Fractura "dúctil".
	1H6a	HL	2,26	0,99	74,60	420,15	420,15	0,46	*Fractura "dúctil". Radio 1H6a >> 1H6b. 1H6a posee el tamaño adecuado del semicilindro.
	1H6b	HL	2,26	0,99	49,80	285,24		0,31	*Fractura "dúctil". Masilla en una punta.
	1H1'	H//	2,26	0,98	49,70	252,51	233,03	0,28	*La fractura se desvía en una fractura natural vertical abierta, y sigue una concreción. (R=0,46).

	1H1 <sup>1A</sup>	H//	2,26	0,98	43,10	216,44		0,24	*Se observa una concreción paralela a la laminación. (R=0,47).
	1H1 <sup>1"</sup>	H//	2,26	0,98	41,40	203,99		0,22	*(R=0,466)
	1H1 <sup>1,5A</sup>	H//	2,26	0,98	48,10	230,14		0,25	*La muestra fracturó a lo largo de una concreción paralela a la laminación. (R=0,468).
SVM	38Ha1	HL	2,50	1,00	80,94	628,55	685,89	0,69	*Muestra Ok.
	38Ha2	HL	2,50	1,00	96,64	749,48		0,82	*Muestra Ok.
	38Ha3	HL	2,50	1,00	47,91	395,00		0,43	* -
	38Ha4	HL	2,50	1,00	78,47	679,65		0,74	*Tiene el tamaño justo del semicilindro.
Pozo-ET* (UT)	M2V1	V	2,46	0,99	80,94	577,88	577,88	0,63	*Es la que mejor representa el semicilindro. El valor de $K_{Ic}$ sería el más acertado.
	M2V2	V	2,46	0,99	33,04	251,55		0,27	*Es mas chica que la M2V1, por eso daría un valor menor.
	M21V1	V	2,36	0,99	117,70	640,68	578,09	0,70	*La muestra se habría fracturado siguiendo fracturas horizontales. (R=0,46)
	M21V2	V	2,35	0,99	92,80	515,50		0,56	*La muestra apoyaba de forma irregular sobre los rollers, por eso habría fracturado antes. (R=0,47)
	M30V1	V	2,31	0,99	77,64	510,95	510,95	0,56	*Tamaño justo del semicilindro. Presencia de una fractura paralela a la laminación.
	M30V2	V	2,31	0,99	54,51	473,15		0,52	*Es más chica que la M30V1, por eso el valor más bajo.
	M36H1	HL	2,51	0,99	76,81	431,12	431,12	0,47	*Fracturó propagando a partir de la ranura y no sufrió perturbaciones importantes.
	M36H2	HL	2,51	0,99	67,73	373,82		0,41	*Fracturó siguiendo el contacto concreción-pelita, dónde además había una fractura natural rellena.
	M40V1	V	2,54	0,99	127,20	693,64	677,01	0,76	*Forma y comportamiento muy similar entre ambas muestras, por esa razón los valores son muy parecidos.
	M40V2	V	2,54	0,99	113,16	646,76		0,70	
	M40V3	V	2,54	0,99	136,28	690,64		0,75	*Fracturó un punto de apoyo primero reduciendo el "S".
	M40V4	V	2,54	0,99	94,16	507,48		0,55	*Única muestra con masilla. Sobre todo en un borde.
	M41H1	HL	2,47	0,98	147,50	784,26	784,26	0,85	*Muestra Ok. (R=0,468).
	M41H2	HL	2,47	0,98	121,00	726,53		0,79	*Muestra con masilla, razón por la que habría fracturado antes.
	M45V1	V	2,28	0,99	85,90	477,07	477,07	0,52	*Semicilindro completo. Presenta numerosas discontinuidades de color blanco.
	M45V2	V	2,28	0,99	51,21	272,38		0,30	*Más pequeña que la muestra 45V1, por lo que fracturó con un menor valor.
M46V1	V	2,29	0,98	68,00	499,22	457,55	0,54	*"a" grande. Presenta fracturas rellenas siguiendo la laminación. Fracturó siguiendo una fractura natural. (R=0,475).	
M46V2	V	2,29	0,98	64,60	415,89		0,45	*Semicilindro menor al de la muestra 46V1 (R=0,46). Características similares a la muestra 46V1.	

**Tabla 7.6:** Tabla de ensayos de tres puntos de tensión o flexión semicircular, para el cálculo de la tenacidad a la propagación de la fractura por tensión, en muestras de diversas litologías, orientaciones, afloramiento y subsuelo, y dos diámetros preferenciales (1" y 1,5"). Los valores de  $K_{Ic}$  en color verde fueron los utilizados para los análisis, mientras que los de color negro fueron descartados. R=radio, S=distancia entre rollers y a=profundidad de muesca.

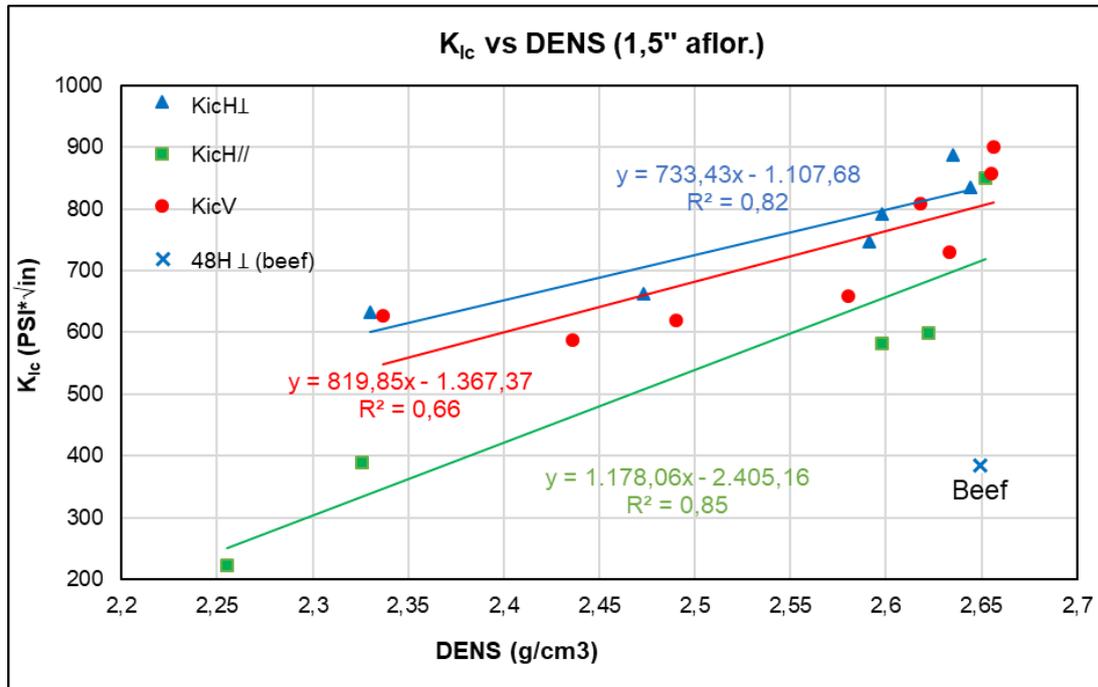
A diferencia de los resultados obtenidos para las correlaciones entre la resistencia de la roca bajo tensión y la densidad de la roca, aquí sí se observa una buena correspondencia entre la tenacidad a la propagación de la fractura por tensión y la densidad. Tanto para las muestras de 1" de diámetro, pertenecientes al subsuelo y afloramiento (Figura 7.23), como las muestras de 1,5" de diámetro de afloramiento (Figura 7.24), la correlación con menor dispersión (alto valor de  $R^2$ ) se da en las

muestras horizontales, con carga en dirección paralela a la laminación ( $K_{IcH}^{\parallel}$ ), al igual que la relación hallada para el ensayo Brasiero. Las muestras verticales de 1" de diámetro, fueron separadas según procedencia en muestras de afloramiento y muestras de pozo, observándose en ambos casos, buenas correlaciones, pero tendencias diferentes (Figura 7.23.A). Al unificar tales resultados, puede observarse una buena correspondencia ( $R^2=0,7$ ).



**Figura 7.23:** Gráficos de relación entre la tenacidad a la propagación de la fractura por tensión y densidad de la roca en muestras 1" de diámetro provenientes del subsuelo y afloramientos. **A)** Variación observada entre pozo Vs. afloramiento. **B)** Relaciones obtenidas para las tres direcciones principales de carga con respecto a la laminación (V, H<sup>∥</sup> y H<sup>⊥</sup>).

Las muestras de 1,5" de diámetro, verticales, y provenientes de afloramiento, muestran una correspondencia aceptable para los rangos de error que se manejan ( $R^2=0,66$ ). Por último, las muestras horizontales con carga perpendicular a la laminación, muestran diferencias significativas entre las muestras de 1" de diámetro ( $R^2=0,66$ ) y 1,5" de diámetro ( $R^2=0,82$ ).



**Figura 7.24:** Gráfico de relación entre la tenacidad a la propagación de la fractura por tensión y densidad de la roca, para las tres direcciones principales de carga con respecto a la laminación (V, H// y H $\perp$ ), en muestras 1,5" de diámetro provenientes del subsuelo junto a las de afloramiento.

Con el propósito de generar una única correlación para cada dirección e independizarse del tamaño de la muestra, se combinaron ambos gráficos (Figuras 7.23 y 7.24), en la Figura 7.25, obteniendo las siguientes ecuaciones lineales:

$$K_{IcV} = 1061 \cdot \text{RHOB} - 1995,4 \quad \text{Ecuación 7.7}$$

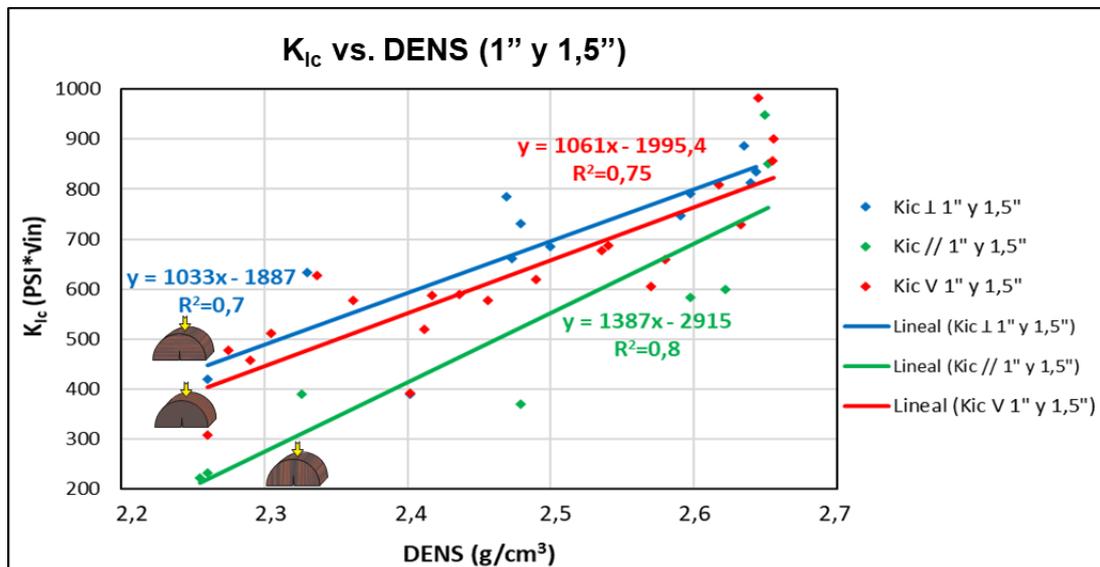
$$K_{IcH//} = 1387 \cdot \text{RHOB} - 2915,0 \quad \text{Ecuación 7.8}$$

$$K_{IcH\perp} = 1033 \cdot \text{RHOB} - 1887,0 \quad \text{Ecuación 7.9}$$

Tales correlaciones resultan de sumo interés, ya que muestran claras relaciones entre la densidad y la tenacidad a la propagación de la fractura en las tres direcciones analizadas. Asimismo, se observan tendencias similares en las pendientes de las rectas,

lo que permitió generar correlaciones para ser aplicadas en el modelo geomecánico 1D, y registros continuos para la zona de interés (tal como se verá en las Figuras 8.23 y 8.25 del subcapítulo 8.6). Otra ventaja de este procedimiento es la mayor resolución del registro de densidad cuando se compara con el registro sísmico utilizado para estimar las propiedades elásticas.

Los valores de  $K_{Ic}$  calculados muestran valores semejantes entre el  $K_{IcH}^{\perp}$  y el  $K_{IcV}$ , pero con mayor tenacidad a la propagación de la fractura que lo obtenido en sentido horizontal paralelo a la laminación ( $K_{IcH}^{\parallel}$ ), resultado esperable considerando que son planos de debilidad, sin embargo, aquí fue caracterizado y llevado a valores numéricos.



**Figura 7.25:** Gráfico de relación entre la resistencia a la propagación de la fractura por tensión y densidad de la roca, para las tres direcciones principales de carga con respecto a la laminación (V, H $^{\parallel}$  y H $^{\perp}$ ), en muestras 1" y 1,5" de diámetro provenientes del subsuelo y afloramiento. Es importante mencionar, que las relaciones halladas aquí, fueron luego utilizadas para generar registros continuos para la zona de interés dentro de los pozos analizados.

Las Figuras 7.26.A, B y C, muestran las correlaciones realizadas entre las tres direcciones principales de carga con respecto a la laminación ( $K_{IcH}^{\perp}$  Vs.  $K_{IcV}$ ,  $K_{IcH}^{\parallel}$  Vs.  $K_{IcV}$  y  $K_{IcH}^{\perp}$  Vs.  $K_{IcH}^{\parallel}$ ), en muestras de afloramiento de 1" y 1,5" de diámetro.

Las relaciones obtenidas para  $K_{IcV}$  Vs.  $K_{IcH}^{\perp}$  (Figura 7.26.A), muestran valores de  $K_{Ic}$  en muestras de 1,5" de diámetro mayores a las de 1", pero dentro de una misma tendencia. La correlación con origen en cero "0" (recta negra), que comprende los resultados obtenidos en muestras de 1" y 1,5" de diámetro, muestra una relación de un  $K_{IcH}^{\perp}$  9% mayor al  $K_{IcV}$ , según la ecuación lineal:

$$K_{IcV} = 0,91 \cdot K_{IcH}^{\perp}$$

Ecuación 7.10

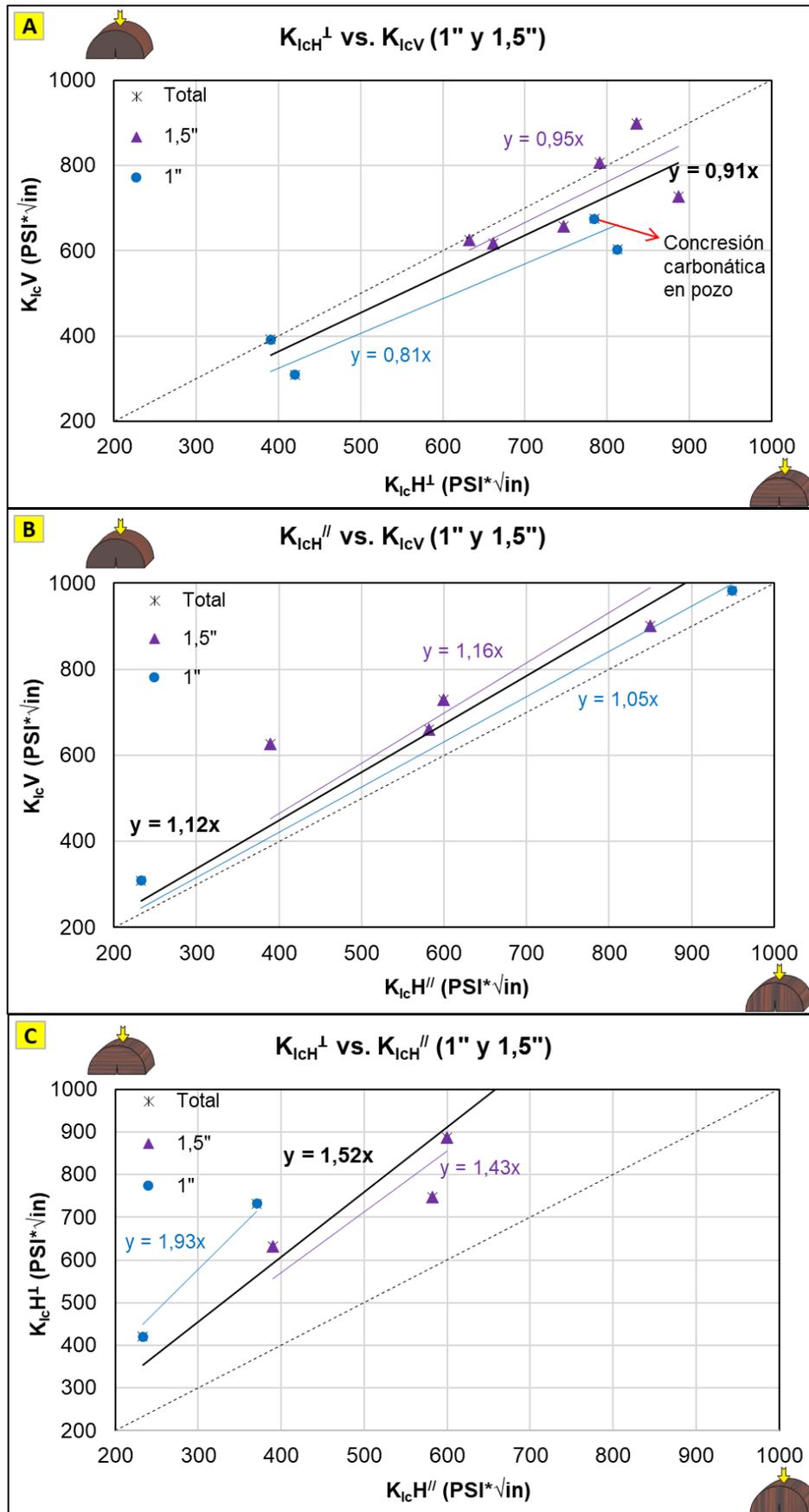
La relación calculada entre  $K_{IcH}^{\perp}$  y el  $K_{IcV}$  fue un 4% a favor de la dirección vertical, lo cual implica que a pesar de que no se mantiene una relación entre ambas mediciones, para estas direcciones, ambos ensayos muestran valores de anisotropía muy similares entre las direcciones analizadas. El valor promedio obtenido para las muestras verticales fue de 658,7 PSI\*in<sup>0.5</sup>, lo cual se encontraría dentro del rango de lo calculado por Chavez *et al.* (2015), quienes obtuvieron un valor promedio de 614 PSI\*in<sup>0.5</sup>.

Las relaciones obtenidas para  $K_{IcV}$  Vs.  $K_{IcH}^{//}$  (Figura 7.26.B), muestran valores dentro de un mismo rango para ambos diámetros de muestras, con un R<sup>2</sup> alto. Para el caso de las muestras de 1", el muestreo analizado es muy bajo, por lo que la relación debe ser tomada con precaución, pero cabe destacar que las únicas dos muestras se encuentran dentro del rango de la tendencia de las muestras de 1,5". La correlación con origen en cero "0" (recta negra), que engloba los resultados obtenidos en muestras de 1" y 1,5" de diámetro, muestra una relación de un  $K_{IcV}$  12% mayor al  $K_{IcH}^{//}$  (continuando con la tendencia observada con los ensayos Brasileños), según la ecuación lineal:

$$K_{IcV} = 1,12. FT_H^{//} \quad \text{Ecuación 7.11}$$

Para el caso de las relaciones obtenidas entre  $K_{IcH}^{\perp}$  Vs.  $K_{IcH}^{//}$  (Figura 7.26.C), se observa gran dispersión entre las muestras de 1,5", con dos muestras de 1" ubicadas dentro del mismo rango, por lo que se podría generar una tendencia unificada para ambos diámetros, obteniendo una única recta. La correlación con origen en cero "0" (recta negra), muestra una relación de un  $K_{IcH}^{\perp}$  52% mayor al  $K_{IcH}^{//}$  (siendo este un valor alto, pero congruente con las relaciones observadas para las mismas direcciones en el ensayo Brasileño), según la ecuación lineal:

$$K_{IcH}^{\perp} = 1,52. K_{IcH}^{//} \quad \text{Ecuación 7.12}$$



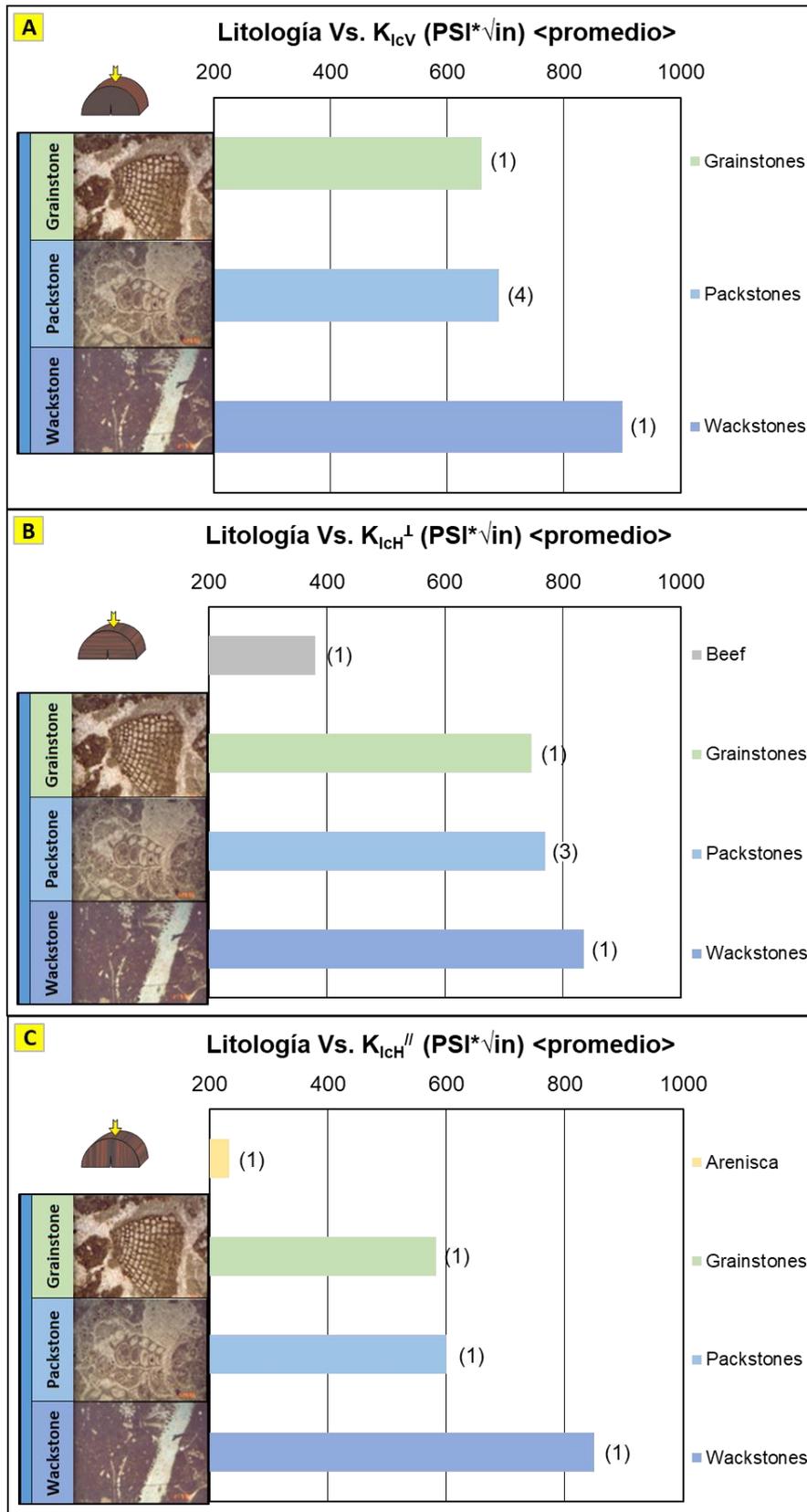
**Figura 7.26:** Relaciones obtenidas entre las tres direcciones analizadas para el ensayo de tres puntos de tensión en muestras de afloramiento de 1" y 1,5".  
**A)**  $K_{IcH}^{\perp}$  Vs.  $K_{IcV}$ . **B)**  $K_{IcH}^{\parallel}$  Vs.  $K_{IcV}$ . **C)**  $K_{IcH}^{\perp}$  Vs.  $K_{IcH}^{\parallel}$ .

De igual modo que ocurre con el ensayo Brasilerio, al comparar los valores de tenacidad a la propagación de la fractura por tensión con las litologías analizadas, se encuentra cierta relación con el grado y tipo de cementación, cantidad, tipo y tamaño de partículas, grado de laminación, grado y tipo de fracturamiento natural, grado y tipo de alteración, planos de debilidad por presencia de fósiles, concreciones, *beef*, etcétera.

Para el caso de las muestras extraídas en dirección vertical (es decir, perpendiculares a la laminación de la roca), se observa que a mayor grado de cementación y menor cantidad de partículas es mayor la dificultad de propagar la fractura de la roca por tensión (Figura 7.27.A).

Las rocas carbonáticas analizadas con una carga en dirección perpendicular a la laminación (Figura 7.27.B), muestran un comportamiento similar al de las muestras verticales, donde a mayor grado de cementación y menor cantidad de partículas, es mayor la dificultad que encuentra la fractura a propagar por tensión. Aquí se agregó el caso de un *beef* carbonático, que muestra una gran facilidad para propagar su fractura ( $<400 \text{ PSI} \cdot \text{in}^{0.5}$ ), debido muy posiblemente a la fragilidad que presenta la calcita asociada al clivaje, hábito y a los contactos intercristalinos del agregado.

Del análisis de las muestras horizontales ensayadas con carga paralela a la laminación de la roca (Figura 7.27.C), se observa que éstas no siguen una tendencia opuesta a las muestras verticales y las analizadas con carga perpendicular a la laminación como lo observado en el ensayo Brasilerio. Aquí los valores son bajos para los grainstones y packstones ( $<600 \text{ PSI} \cdot \text{in}^{0.5}$ ), mientras que los wackestones se mantienen dentro del orden de valores obtenidos para las direcciones vertical y perpendicular a la laminación (entre 800 y 900  $\text{PSI} \cdot \text{in}^{0.5}$ ). La única arenisca analizada, muestra un valor muy bajo, debido posiblemente a que ésta muestra se encontraba poco cementada, por lo que la muestra primero fractura en un tramo pequeño, y luego propaga lentamente al avanzar con el desplazamiento del pistón. En este caso no fueron analizadas rocas detríticas, pero sería esperable observar un control dado por los planos de debilidad generados por la laminación en aumento según el contenido de minerales arcillosos.



**Figura 7.27:** Relación existente entre las diversas litologías identificadas y la resistencia a la propagación de la fractura por tensión. Obsérvese entre paréntesis la cantidad de muestras analizadas. **A)** Muestras extraídas en dirección vertical, con carga perpendicular a la laminación. **B)** Muestras extraídas en dirección horizontal, con carga perpendicular a la laminación. **C)** Muestras extraídas en dirección horizontal, con carga paralela a la laminación.

## 7.6. Ensayo uniaxial o de compresión simple

### 7.6.1. Generalidades

Este ensayo permite determinar en el laboratorio la resistencia a la compresión uniaxial sin confinamiento de la roca, o su resistencia a la compresión simple. Es un ensayo para la clasificación de la roca por su resistencia. La relación entre los esfuerzos aplicados en el ensayo es:

$$\sigma_a = \sigma_1 \neq 0; \sigma_2 = \sigma_3 = 0 = \sigma_c$$

donde  $\sigma_a$  representa la carga axial o esfuerzo deviatorico, el cual puede ser considerado como el esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ),  $\sigma_c$  representa la presión de confinamiento, considerada como los esfuerzos medio y mínimo ( $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  respectivamente), notándose que para este ensayo, su valor es cero (Figura 7.28).

El ensayo aplica gradualmente de una fuerza axial a un cilindro de roca, hasta generar su rotura, pudiéndose obtener la resistencia a la compresión simple sin confinamiento (UCS), el módulo de Young, la relación de Poisson y el módulo de rigidez (Fjaer *et al.*, 2008; González Vallejo, 2002). Si la roca es anisotrópica, el tensor de rigidez elástica dependerá tanto de la dirección de la carga aplicada como de la dirección de medición de la deformación lateral (Fjaer *et al.*, 2008). Por lo tanto, se debe especificar la orientación de la simetría de la muestra con respecto a la dirección del esfuerzo aplicado y deformaciones medidas (Figura 7.40).

Las mediciones de UCS son muy sensibles a la heterogeneidad de la muestra y las fracturas inducidas por los procedimientos de extracción de la corona, extracción de *plugs* y los tratamientos básicos de rutina. Por lo tanto, cabe esperar grandes incertidumbres experimentales, especialmente en rocas mecánicamente débiles. A modo de alternativa, se suelen realizar ensayos triaxiales a bajas presiones de confinamiento (aproximadamente 100 PSI), donde algunas de las fisuras no asociadas a la naturaleza intrínseca de la roca se mantendrán cerradas (Fjaer *et al.*, 2008).

### 7.6.2. Procedimiento

Las muestras de roca para este ensayo deben cumplir ciertas normas ASTM-D4543 (ASTM, 1970; 2008) tales como:

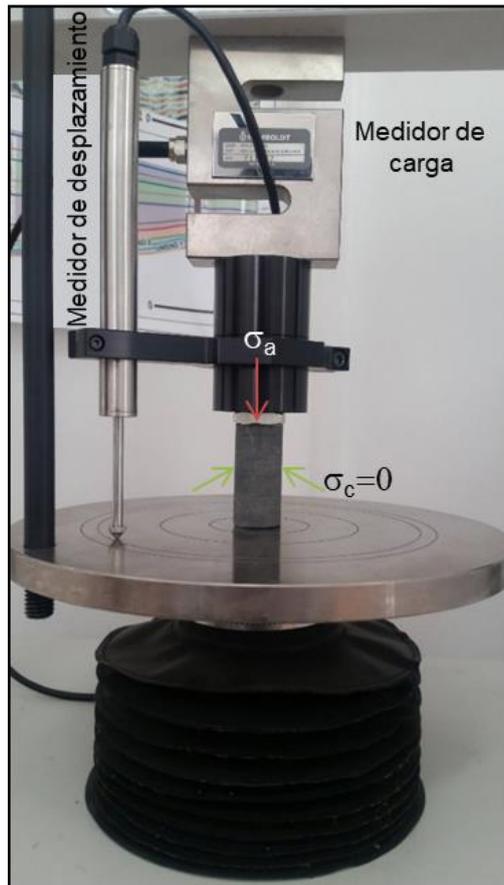
1. Razón Largo/Ancho de la probeta debe ser 2:1.

2. Ambas caras de los extremos deben ser paralelas, pulidas y sin grietas.
3. El ancho de la muestra debe ser >10 veces el tamaño medio del grano (Brown, 1981).

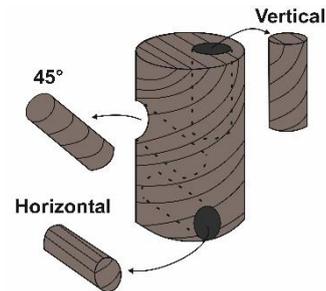
Las mediciones obtenidas para tal ensayo, fueron realizadas en cuatro celdas diferentes, cada una con distintas capacidades y limitaciones. Por un lado, se utilizaron dos celdas de tipo uniaxial con diferentes capacidades de carga, y presión de confinamiento cero, debido a que algunas muestras requerirían mayor compresión hasta llegar a la fractura. Las otras dos celdas utilizadas fueron las de tipo triaxial, siendo estas la de diseño propio del ITBA, y la de Terratek. La celda ITBA, posee la limitación de no permitir el ensayo a  $P_c=100$  PSI, útil para analizar muestras según la recomendación de Fjaer *et al.* (2008), permitiendo realizar el ensayo a 0 PSI o 435 PSI. La celda comercial, permite realizar el ensayo a la presión de confinamiento que el usuario desee, permitiendo realizar el ensayo a 100 PSI de presión de confinamiento, según las normas.

El diseño de equipo utilizado para el ensayo es básicamente el mostrado en la Figura 7.28, analizando muestras extraídas en diversas orientaciones (Figura 7.29), y cumpliendo con los siguientes pasos:

1. Reconocer la litología, estructuras y laminación de la roca.
2. Satisfacer las condiciones de dimensiones del ensayo.
3. Recubrir la muestra con una membrana termocontraible para el caso de la celda triaxial del ITBA/comercial, o cubrir la muestra con un acrílico protector en el caso de las celdas uniaxiales, cuyo fin en ambos casos será contener los fragmentos de roca generados con la fractura, y/o no permitir el ingreso de aceite a la muestra en los casos en que se realicen con presión de confinamiento.
4. Situar el testigo de forma tal que la plataforma del pistón de la maquina quede paralelo a las caras de la muestra.
5. Controlar la presión de carga a la cual está siendo sometida la muestra hasta su momento de rotura.
6. Analizar las condiciones, ángulo y modo de ruptura, junto al desplazamiento del piston y defomaciones axial y radial en caso que hayan sido cuantificadas.



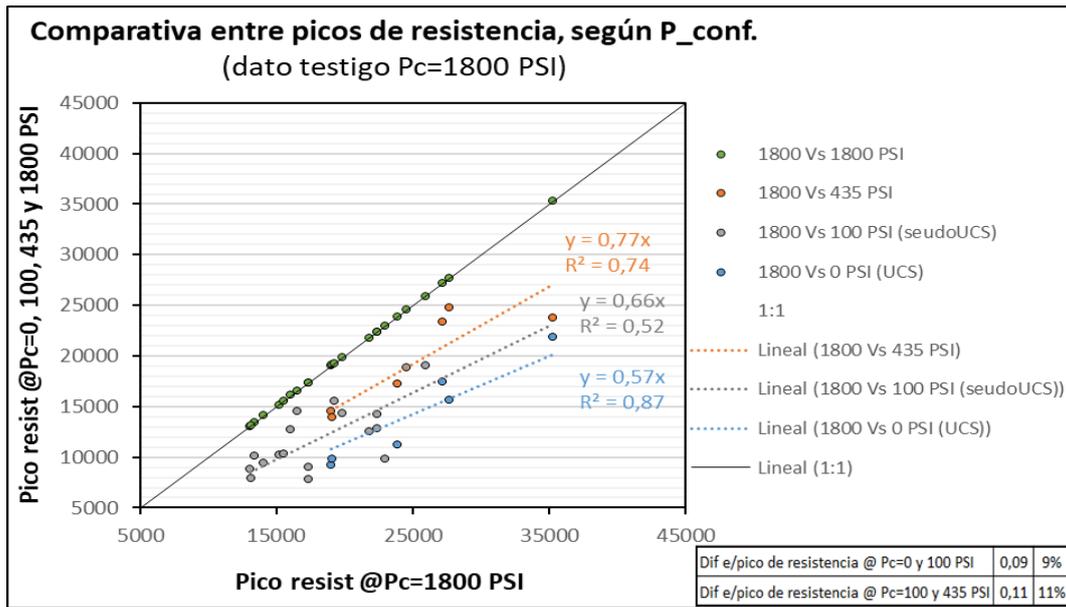
**Figura 7.28:** Diseño de armado de ensayo uniaxial en celda uniaxial para una muestra de 1" de diámetro por 2" de largo, clasificada como wackestone bioclástico.



**Figura 7.29:** Muestras (*plugs*) extraídos en dirección horizontal, vertical y 45°. Para análisis de anisotropía, se debe satisfacer que los *plugs* sean extraídos en forma paralela, perpendicular y a 45° de la laminación de la roca.

### 7.6.3. Resultados obtenidos para la Formación Vaca Muerta

Con la intención de poder generar correlaciones entre el UCS y variables tales como el módulo de Young estático y la resistencia a la fractura por tensión, fue necesario comprender la factibilidad de utilizar estimaciones a  $P_c=100$  PSI de ensayos realizados a presiones de confinamiento iguales a 0 y 435 PSI. Para ello, se generaron correlaciones a partir de un valor de presión de confinamiento testigo ( $P_c=1.800$  PSI) que haya sido analizado en todas las muestras (Figura 7.30). Del análisis de las ecuaciones lineales obtenidas (con origen en "0"), se pudo observar que existe una diferencia de un 9% entre los ensayos realizados a  $P_c=0$  PSI y  $P_c=100$  PSI, mientras que para los ensayos realizados a  $P_c=435$  PSI, la diferencia fue de un 11% (Sosa Massaro *et al.*, 2018b).



**Figura 7.30:** Diagrama comparativo entre ensayos realizados en mismas muestras a diversas presiones de confinamiento, con el fin de hallar las posibles relaciones existentes entre las presiones de confinamiento y los picos máximos de resistencia de la roca, para estimar el UCS.

Los porcentajes calculados, permitieron estimar valores de seUDO UCS (Pc=100 PSI), para ser utilizados en posteriores correlaciones, como por ejemplo hallar las relaciones entre el UCS y la resistencia de la roca a fracturar por tensión, principalmente en las direcciones paralela a la laminación de la roca, y perpendicular a la laminación de la roca UCS Vs. TS (Figura 7.47).

Con la intención de generar registros continuos para ser aplicados en el modelo geomecánico 1D de los pozos (véase la pista 4 de la Figura 8.23), se correlacionaron los valores de “pseUDO” UCS a 100 PSI de confinamiento vertical y horizontal contra los valores del módulo de Young estático, vertical ( $E_V^{sta}$ ) y horizontal ( $E_H^{sta}$ ), obtenidos en laboratorio bajo las mismas condiciones (UCS Vs.  $E_{sta}$ , Figura 7.31).

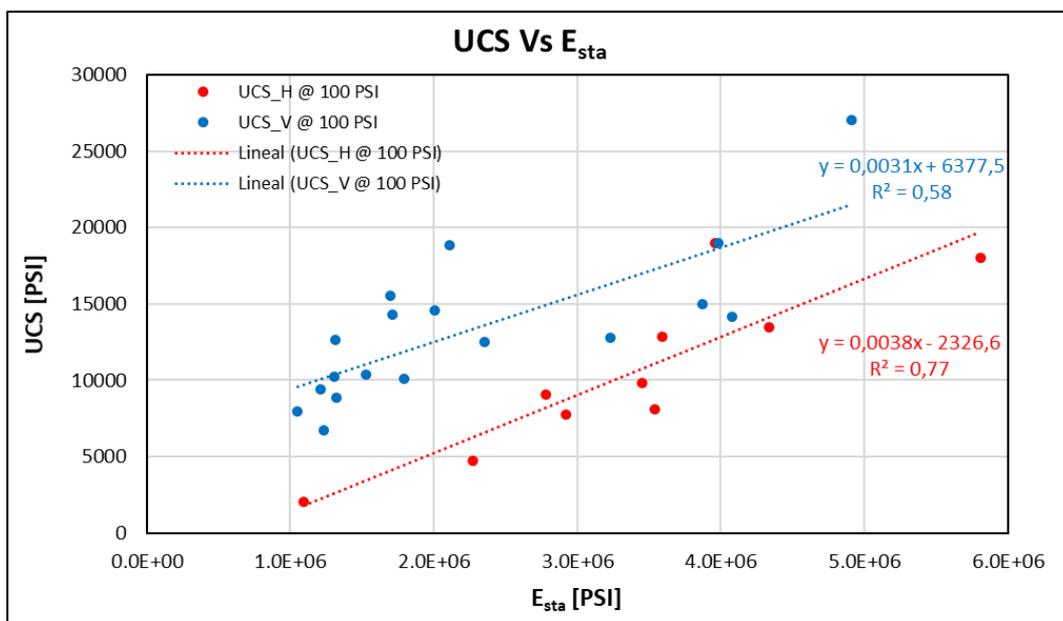
Se obtuvieron relaciones lineales en ambas direcciones, según las ecuaciones:

$$UCS_V = 0,0031 \cdot E_V^{sta} + 6377,5 \quad \text{Ecuación 7.13}$$

$$UCS_H = 0,0038 \cdot E_H^{sta} - 2326,6 \quad \text{Ecuación 7.14}$$

donde  $UCS_V$  y  $UCS_H$  representan la resistencia a la compresión si confinamiento en dirección vertical y horizontal respectivamente, en unidades de PSI. Por su parte,  $E_V^{sta}$  y  $E_H^{sta}$  representan los módulos de Young estáticos vertical y horizontal respectivamente, en unidades de PSI.

Por un lado, el  $UCS_V$  Vs.  $E_{V^{sta}}$ , presenta un coeficiente de correlación ( $R^2$ ) de 0,58 y, por otro lado, el  $UCS_H$  Vs.  $E_{H^{sta}}$ , presenta un coeficiente de correlación de 0,77. El UCS vertical es mayor al UCS horizontal, lo cual estaría relacionado con la presencia de planos de debilidad generados por la laminación. Se observa que, para módulos de Young altos, el comportamiento de la roca tiende a ser más isotrópico, mientras que, para rocas menos rígidas, la relación entre el  $UCS_V/UCS_H$  puede alcanzar valores mayores al 300% (Sosa Massaro *et al.*, 2018b). Similares resultados pueden observarse en Suarez-Rivera *et al.* (2011) y Varela *et al.* (2016). En lo que respecta al trabajo de Varela *et al.* (2016) es posible observar el mismo tipo de correlación, pero solo para parámetros verticales, donde los valores obtenidos se encuentran dentro del mismo rango que este trabajo. Es importante mencionar que, en su trabajo, la regresión de mejor ajuste es una ecuación de tipo exponencial, pero con menor cantidad de puntos que la ecuación lineal analizada en este trabajo.



**Figura 7.31:** Correlación entre valores de “seudo” UCS a 100 PSI de confinamiento con los módulos de Young calculados bajo las mismas condiciones, en direcciones vertical, donde la carga se aplica en dirección perpendicular a la laminación y, horizontal, con carga paralela a la laminación.

Otra forma de obtener el UCS es realizar una serie de pruebas triaxiales, de esta manera, se puede evitar la separación en planos a lo largo del eje de las muestras, lo que ocurre con frecuencia durante las pruebas uniaxiales debido a la presencia de defectos preexistentes en las muestras (Zoback, 2007). Una vez que se ha obtenido la envolvente de Mohr mediante una serie de pruebas, se puede hallar el UCS ajustando la envolvente de falla de Coulomb con una recta y determinando gráficamente la resistencia a la compresión uniaxial, o simplemente midiendo la resistencia a diversas

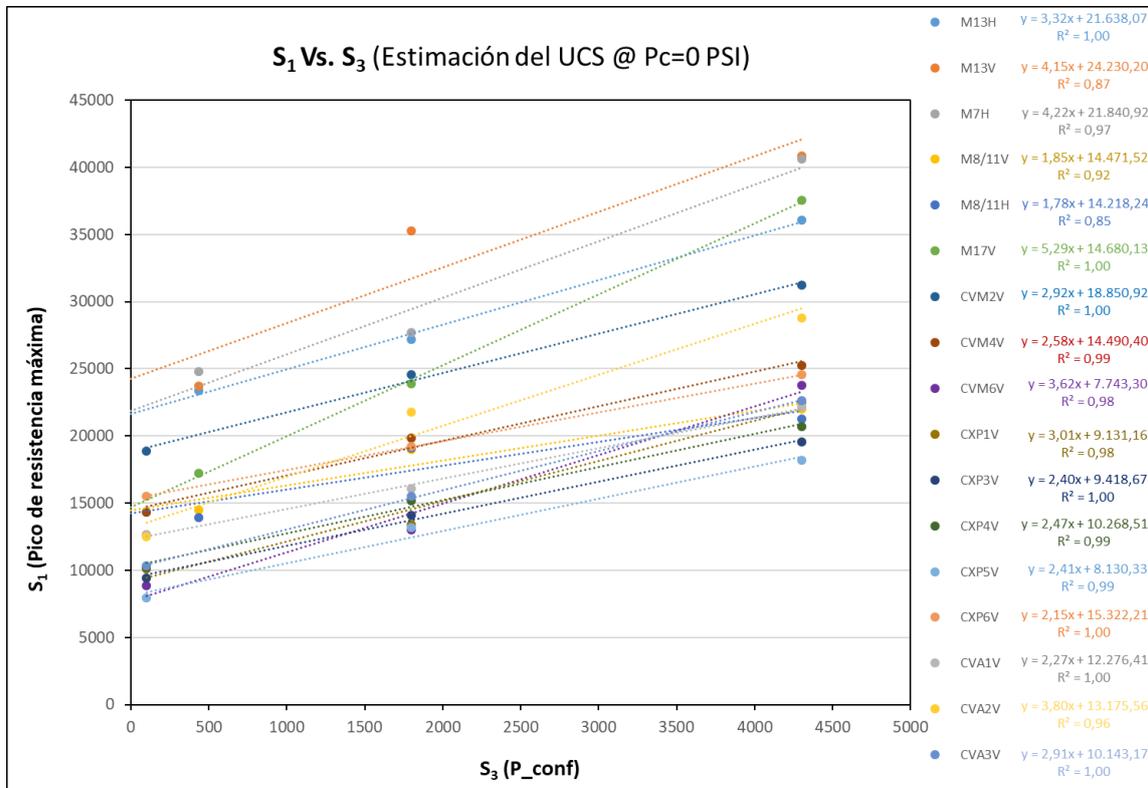
presiones de confinamiento, en este caso, 100, 435, 1.800 y 4.300 PSI y graficando los datos como se muestra en la Figura 7.32. El UCS resultará de la intersección entre la envolvente lineal y la ordenada al origen o eje “y”, donde el  $S_3$  o presión de confinamiento será igual a “0”. Asimismo, es posible obtener el ángulo de fricción interna ( $\varphi$  ó FANG) a partir de la relación existente entre el ángulo de la recta obtenida a partir de la regresión lineal dada por la ecuación:

$$S_1 = UCS + \tan(\gamma) \cdot S_3 \quad \text{Ecuación 7.15}$$

y la ecuación:

$$\text{sen}(\varphi) = \frac{\tan(\gamma)-1}{\tan(\gamma)+1} \quad \text{Ecuación 7.16}$$

donde  $\gamma$  representa el ángulo de la envolvente de Mohr-Coulomb para  $S'_1$  Vs.  $S'_3$ , con un valor promedio de  $69,5^\circ$ , otorgando un valor promedio para  $\varphi$  de  $27,5^\circ$ , lo que como se verá en el ítem 8.6.4, se corresponde con los valores obtenidos a partir de la correlación de Plumb (1994) en la Figura 8.24.



**Figura 7.32:** Ilustración de cómo los valores de resistencia determinados a partir de una serie de pruebas triaxiales a diversas presiones de confinamiento ( $P_c = 100, 435, 1.800$  y  $4.300$  PSI), se pueden utilizar para extrapolar un valor de UCS.

El hecho de que los ensayos realizados puedan ajustarse bastante bien a una recta, demuestra que el uso de una envolvente de falla de Coulomb lineal para estas rocas es una aproximación razonable. Un concepto importante a tener en cuenta cuando se considera la resistencia de las rocas es que, si bien las rocas más resistentes tienen una alta cohesión y las rocas débiles tienen una baja cohesión, casi todas las rocas tienen coeficientes de fricción interna relativamente altos. En otras palabras, las rocas con baja cohesión (o baja resistencia a la compresión) son débiles a bajos esfuerzos medios, pero aumentan su resistencia a medida que estos aumentan también (Zoback, 2007).

## 7.7. Ensayo triaxial

### 7.7.1. Generalidades

Este ensayo representa una aproximación al estado de esfuerzos en que las rocas se encuentran sometidas en profundidad (*in-situ*). Bajo tales condiciones, el esfuerzo confinante ( $\sigma_c$ ), aplicado mediante presión hidráulica uniforme alrededor de la probeta, representa el esfuerzo horizontal ( $\sigma_h = \sigma_2 = \sigma_3$ ), y un esfuerzo deviatorico axial ( $\sigma_a$ ) paralelo al eje del cilindro de roca, representando el esfuerzo vertical ( $\sigma_v = \sigma_1$ ) (tal como se describió anteriormente en la Figura 7.11). La relación entre los esfuerzos aplicados a la probeta es:

$$\sigma_a = \sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 = \sigma_c > 0$$

Los parámetros que se podrán obtener, serán los módulos elásticos estáticos y dinámicos, Young (E), Poisson ( $\nu$ ), y en forma indirecta, a partir del cálculo, el módulo de rigidez (K) y el módulo de corte (G). Además, realizando un ensayo de varias etapas (*multi-stage*), o de una etapa, pero en varias muestras de una misma capa (*single-stage*), se podrá determinar la envolvente de Mohr-Coulomb (línea de resistencia del material rocoso), obteniéndose los parámetros de resistencia de la roca, cohesión ( $S_0$ ) y ángulo de fricción interna ( $\phi$ ) (González Vallejo, 2002). En forma indirecta, es posible obtener también, los parámetros de resistencia UCS y resistencia a la fractura por tensión. Los parámetros obtenidos podrán ser utilizados luego para calibrar los modelos geomecánicos de pozo, lográndose también, calcular mediante la ecuación de poroelasticidad anisotrópica (Ecuaciones 7.17.a y b) los esfuerzos horizontales máximos y mínimos (Thiercelin y Plumb, 1994). Para dicho cálculo es preciso contar con la curva de presión poral o un gradiente constante calibrado, el valor del coeficiente de

Biot ( $\alpha$ ), y el esfuerzo vertical, el cual será calculado a partir de perfil eléctrico de densidad.

$$\sigma_{h\_min}^{Ani} = P_p \cdot \alpha_h + \left(\frac{E_h}{E_v}\right) \cdot \left(\frac{\nu_v}{1-\nu_h}\right) \cdot (\sigma_v - P_p \cdot \alpha_v) + \left(\frac{E_h}{1-\nu_h^2}\right) \cdot \varepsilon_h + \left(\frac{\nu_h \cdot E_h}{1-\nu_h^2}\right) \cdot \varepsilon_H \quad \text{Ecuación 7.17-a}$$

$$\sigma_{H\_max}^{Ani} = P_p \cdot \alpha_h + \left(\frac{E_h}{E_v}\right) \cdot \left(\frac{\nu_v}{1-\nu_h}\right) \cdot (\sigma_v - P_p \cdot \alpha_v) + \left(\frac{E_h}{1-\nu_h^2}\right) \cdot \varepsilon_H + \left(\frac{\nu_h \cdot E_h}{1-\nu_h^2}\right) \cdot \varepsilon_h \quad \text{Ecuación 7.17-b}$$

donde  $\sigma_{h\_min}^{Ani}$  y  $\sigma_{H\_max}^{Ani}$  representan los esfuerzos horizontales anisotrópicos principales menor y máximo respectivamente,  $\sigma_v$  representa el esfuerzo vertical,  $P_p$  representa la presión poral,  $\alpha_v$  y  $\alpha_h$  representan los coeficientes de Biot vertical y horizontal respectivamente,  $\nu_v$  y  $\nu_h$  representan las relaciones de Poisson vertical y horizontal respectivamente,  $E_v$  y  $E_h$  representan los módulos de Young vertical y horizontal respectivamente,  $\varepsilon_h$  y  $\varepsilon_H$  son las deformaciones tectónicas mínima y máxima respectivamente (siendo estos los principales factores de calibración, con  $\varepsilon_H > \varepsilon_h$ ), (Economides y Nolte, 2000).

### 7.7.2. Procedimiento

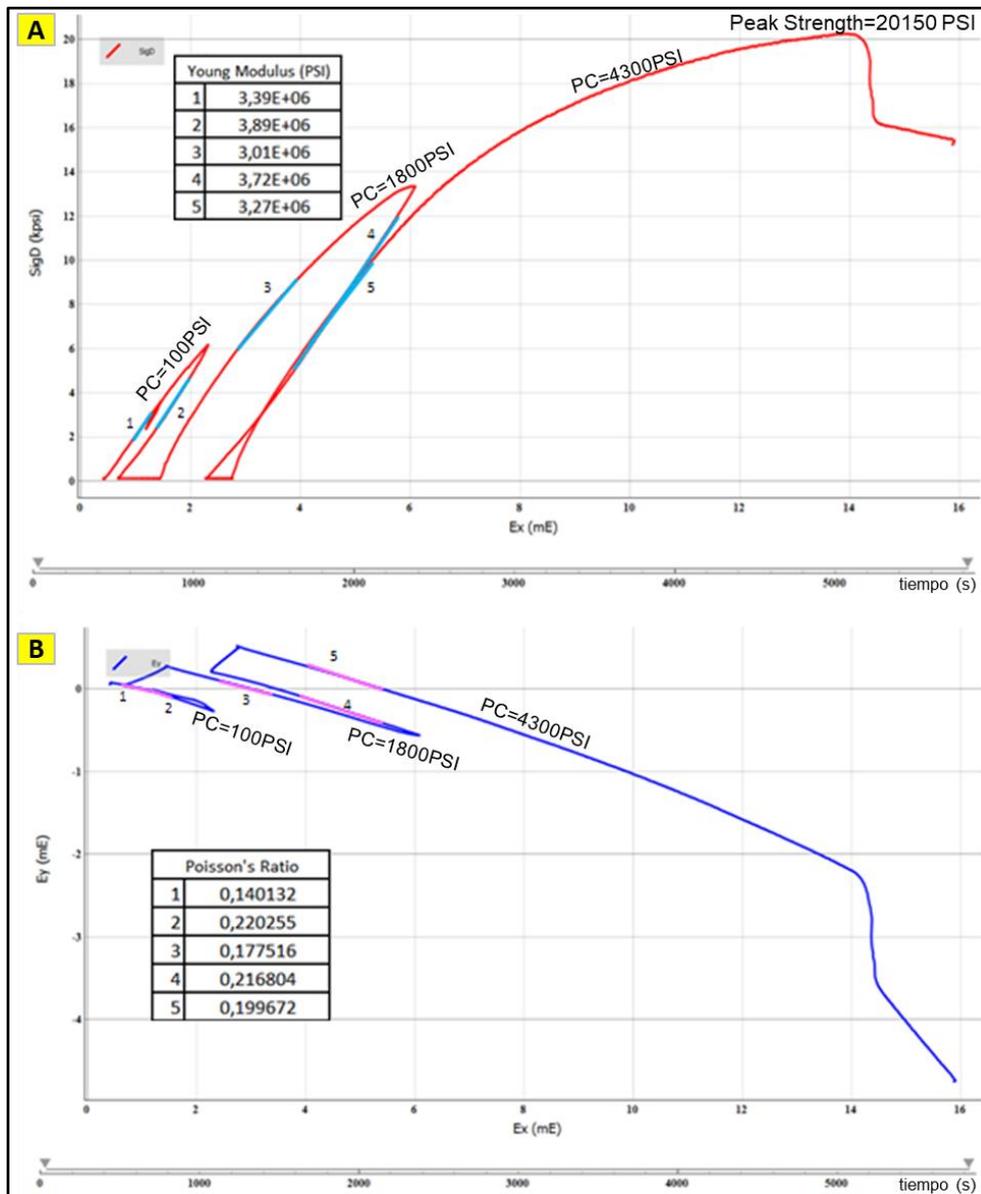
Las condiciones que debe cumplir la muestra para este ensayo son las mismas que para el ensayo uniaxial. El ensayo requiere lógicamente la utilización de una celda triaxial, por lo cual, se ha decidido analizar las muestras de pozo con la celda comercial instalada en UT, con la intención de poder luego, mediante las medidas ultrasónicas, realizar las correlaciones estáticas a dinámicas indispensables para modelar los comportamientos de la roca en subsuelo. El diseño utilizado para el ensayo es básicamente el mostrado en las Figuras 7.9 y 7.11, siguiendo los pasos descritos por la norma ASTM-D2664 (ASTM, 1970):

1. Reconocer la litología, estructuras y laminación de la roca.
2. Satisfacer las condiciones de dimensiones del ensayo.
3. Se recubre la muestra con una membrana termocontraíble impermeable cuyo fin es el de evitar que el aceite usado para generar la presión de confinamiento no penetre en el testigo, y que a su vez, los trozos de roca generados luego de la rotura del *plug* no invadan el circuito de aceite y los sensores.
- 4.a. Para el caso de la celda ITBA: situar el testigo de roca dentro de la cámara encargada de mantener presión de confinamiento determinada. A su vez, la

- muestra se coloca entre dos terminales metálicas (*endcaps*), las cuales transmiten el esfuerzo axial del pistón hidráulico de la prensa.
- 4.b. Para el caso de la celda UT: situar la muestra entre dos terminales metálicas (*endcaps*) (Figuras 7.9.A y B), las cuales transmiten el esfuerzo axial del pistón hidráulico, además de emitir y recibir ondas sónicas.
  5. Para el caso de la celda ITBA: durante el ensayo, al momento de aplicar la presión de confinamiento, el pistón se encuentra en su punto muerto inferior y existe un huelgo entre el pistón buzo y el pistón multiplicador cuya función es permitir que el fluido de confinamiento actúe sobre la cara inferior de la muestra. El fluido llega a esta zona a través del canal de equalización de presiones. De esta manera, al aplicar presión de confinamiento la muestra se encuentra en un estado de tensiones hidrostático. Al momento de comprimir, el pistón hidráulico avanza y cierra el huelgo para hacer contacto con la muestra y comenzar a aplicar el esfuerzo deviatorico (Guardone, 2017).
  - 6.a. Para el caso de la celda ITBA: monitorear los parámetros de ensayo preestablecidos como la presión de carga (esfuerzo deviatorico Vs. Deformación) a la cual está siendo sometida la muestra, la deformación volumétrica y el avance del pistón, hasta el momento de rotura.
  - 6.b. Para el caso de la celda UT: es posible monitorear los mismos parámetros que en la celda ITBA, además de monitorear los arribos de las ondas sónicas  $P$ ,  $S_x$  y  $S_y$ , según la norma ASTM-D2845 (ASTM, 1970). Los primeros arribos de las ondas sónicas se analizan utilizando un algoritmo de tiempo promedio proyectado en una plataforma multi-ventana (Figura 7.9.C), donde se detectan los picos de amplitud por encima de un umbral predeterminado. Las velocidades de las ondas elásticas se calculan a partir de los tiempos de arribo luego de ser corregidos por el tiempo de transito dentro de las terminales metálicas.
  7. Analizar las condiciones, ángulo y modo de ruptura, junto al desplazamiento del piston y deformaciones axial y radial en caso que hayan sido cuantificadas.

Los test fueron llevados a cabo en tres direcciones preferenciales para testigos de roca obtenidos tanto de afloramientos, como de coronas de tres pozos, pertenecientes a los yacimientos El Trapial / Curamched cedidos por la empresa Chevron. Se obtuvieron así, muestras perpendiculares a laminación de la roca (verticales), paralelas a la laminación (horizontales) y a 45° de la laminación. Se realizaron pruebas de carga deviatoricas de una sola etapa (*Single Stage Test = SST*); de múltiple confinamiento a diferentes compresiones (*Multi Stage Test = MST*, Figura 7.33), generando la descarga

de la muestra en el límite de cedencia plástica (*Yield Point*); y la variante con mayor detalle, donde se lleva la muestra hasta su punto de resistencia máxima, es decir, hasta fracturar la muestra a diversos confinamientos (*Multi Single Stage Test = MSST*), todas ellas con medición de la deformación axial y radial y medición de velocidad ultrasónica (excepto en la celda perteneciente al ITBA).



**Figura 7.33:** Ensayo de tipo MST a tres presiones de confinamiento, realizado sobre una muestra de roca de tipo mudstone calcáreo perteneciente a la Formación Vaca Muerta. **A)** Gráfico de módulo de Young: deformación axial ( $Ex$  en  $m\epsilon$ ) Vs. Esfuerzo Deviatórico Axial ( $SigD$  en  $KPSI$ ). **B)** Gráfico de relación de Poisson: deformación axial ( $Ex$  en  $m\epsilon$ ) Vs. deformación radial ( $Ey$  en  $m\epsilon$ ).

Con respecto a los ensayos de tipo MST y MSST, cabe mencionar que las presiones de confinamiento utilizadas fueron estimadas y calculadas por la compañía

operadora propietaria de las coronas. Las presiones utilizadas fueron de 100, 1.800 y 4.300 PSI, según:

- \***100 PSI:** simula el estado sin confinamiento, con la diferencia que elimina o disminuye la influencia de microfracturas.
- \***1.800 PSI:** calculado a partir de la utilización de la herramienta sónica, y simula el estado de esfuerzos efectivos *in-situ*.
- \***4.300 PSI:** simula el estado de esfuerzos luego de la depletación ( $P_p=0$  PSI).

Tal como se ejemplificó en la Figura 6.3 del capítulo 6 de conceptos básicos en mecánica de rocas, a medida que se aplica un esfuerzo axial sobre la roca, es posible generar una curva de Esfuerzo Vs. Deformación. Los materiales muestran un intervalo donde exhiben un comportamiento elástico lineal (rectas celestes y rosas sobre las curvas de las Figuras 7.33.A y B respectivamente) hasta que se alcanzan un esfuerzo conocido como *yield strength*, donde la roca comienza a dañarse de forma permanente como en el ejemplo de la Figura 7.33, a aproximadamente 15 KPSI, antes de un eventual fallo registrado sobre el pico de resistencia máxima a 20.150 PSI. De esta forma, es posible aproximar una recta al intervalo de comportamiento elástico lineal, y a partir de su pendiente obtener el módulo de Young estático, mientras que la relación de Poisson estática provendrá de la pendiente generada entre la deformación radial sobre la deformación axial.

Los coeficientes de rigidez estáticos se calcularon en base a relaciones entre los módulos de Young y las relaciones de Poisson medidas en forma directa en el laboratorio, en *plugs* horizontales y verticales. Las ecuaciones 7.18 a 7.22 conforman el tensor de rigidez estático para medios anisotrópicos de tipo ITV. Los coeficientes  $C_{11}^{sta}$ ,  $C_{33}^{sta}$ ,  $C_{12}^{sta}$  y  $C_{13}^{sta}$ , pueden ser calculados utilizando las ecuaciones 7.18-19-20-21, respectivamente, según lo demostrado por Suarez-Rivera *et al.* (2011), mientras que el coeficiente  $C_{66}^{sta}$  parte de relaciones obtenidas entre los coeficientes  $C_{11}^{sta}$  y  $C_{12}^{sta}$ , según la ecuación 7.22. Por su parte, el coeficiente  $C_{44}^{sta}$  puede ser obtenido asumiendo las simplificaciones realizadas por Saint-Venant (1863), según la ecuación 7.24, o las de Hudson (1995), según ecuación 7.25. Es importante mencionar que Amadei (1996) demuestra una serie de ecuaciones para obtener los cinco parámetros elásticos independientes, a partir de los cuales es posible calcular el coeficiente de rigidez  $C_{44}^{sta}$  en condiciones anisotrópicas y sin simplificaciones. El mismo se basa en realizar ensayos de compresión uniaxial en tres especímenes de roca cortados a diferentes ángulos con respecto al plano de isotropía transversal, pero el nivel de complejidad

matemática y cantidad de información requerida lo convierten en una metodología poco práctica para los fines de esta tesis.

$$C_{11}^{sta} = \frac{E_h^{sta} \cdot \left(1 - \frac{E_h^{sta}}{E_v^{sta}} \cdot \nu_v^{sta^2}\right)}{A} \quad \text{Ecuación 7.18}$$

$$C_{33}^{sta} = \frac{E_v^{sta} \cdot (1 - \nu_h^2)}{A} \quad \text{Ecuación 7.19}$$

$$C_{12}^{sta} = \frac{E_h^{sta} \cdot \left(\frac{E_h^{sta}}{E_v^{sta}} \cdot \nu_v^{sta^2} + \nu_h^{sta}\right)}{A} \quad \text{Ecuación 7.20}$$

$$C_{13}^{sta} = \frac{E_h^{sta} \cdot \nu_v^{sta} \cdot (\nu_h^{sta} + 1)}{A} \quad \text{Ecuación 7.21}$$

$$C_{66}^{sta} = \frac{C_{11}^{sta} - C_{12}^{sta}}{2} \quad \text{Ecuación 7.22}$$

$$A = \left(1 + \nu_h^{sta}\right) \cdot \left(1 - 2 \cdot \frac{E_h^{sta}}{E_v^{sta}} \cdot \nu_v^{sta^2} - \nu_h^{sta}\right) \quad \text{Ecuación 7.23}$$

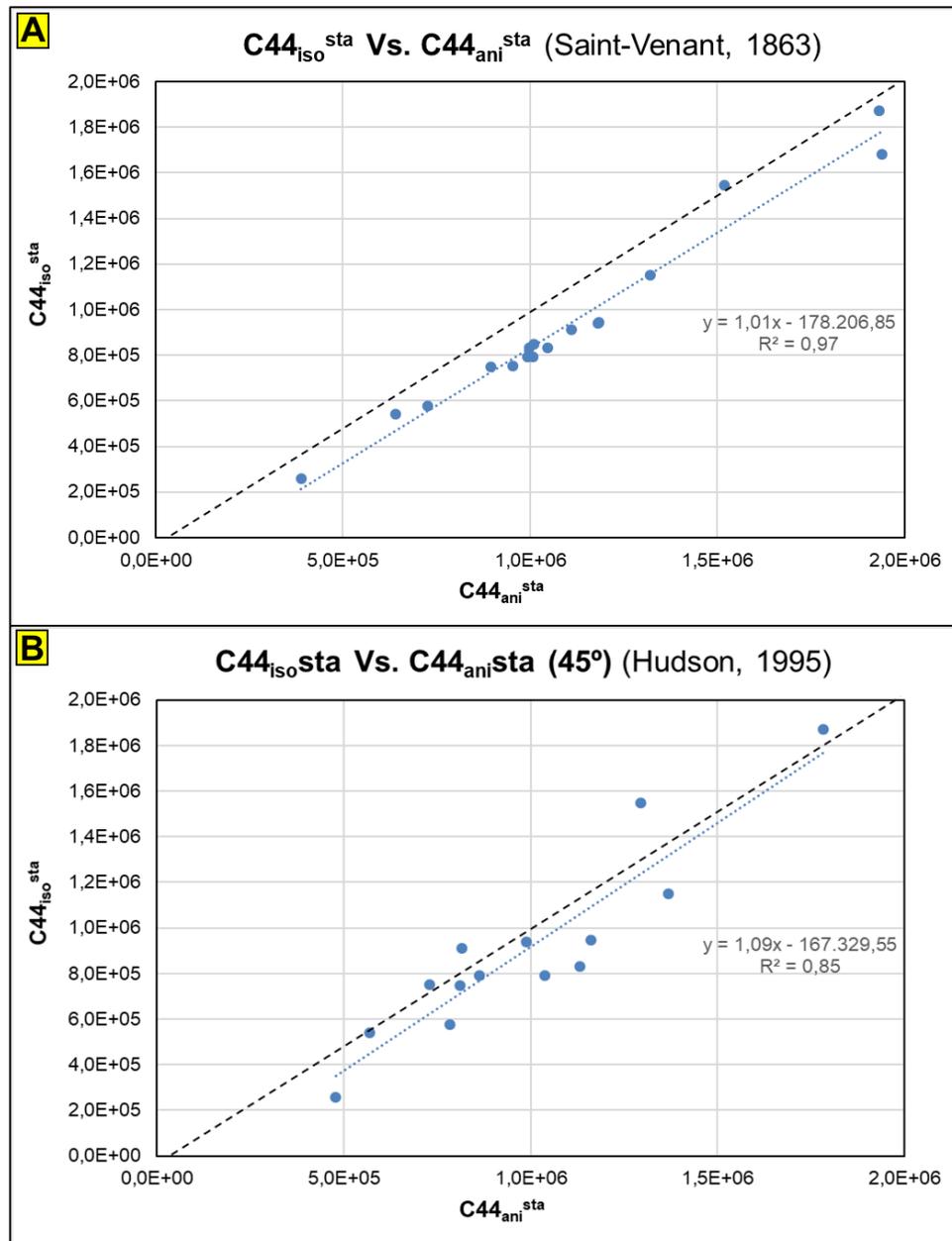
$$C_{44}^{sta} = \frac{E_v^{sta} \cdot E_h^{sta}}{E_h^{sta} \cdot (1 + 2 \cdot \nu_v^{sta}) + E_v^{sta}} \quad \text{Ecuación 7.24}$$

$$C_{44}^{sta} = \frac{E_{45^\circ}^{sta}}{2 \cdot (1 + \nu_{45^\circ}^{sta})} \quad \text{Ecuación 7.25}$$

$E_{45^\circ}^{sta}$ ,  $E_v^{sta}$ ,  $E_h^{sta}$ ,  $\nu_v^{sta}$  y  $\nu_h^{sta}$ , son las propiedades elásticas estáticas en dirección 45°, vertical (v) y horizontal (h) con respecto a la laminación de la roca, siendo E el módulo de Young (en PSI) y  $\nu$  la relación de Poisson.

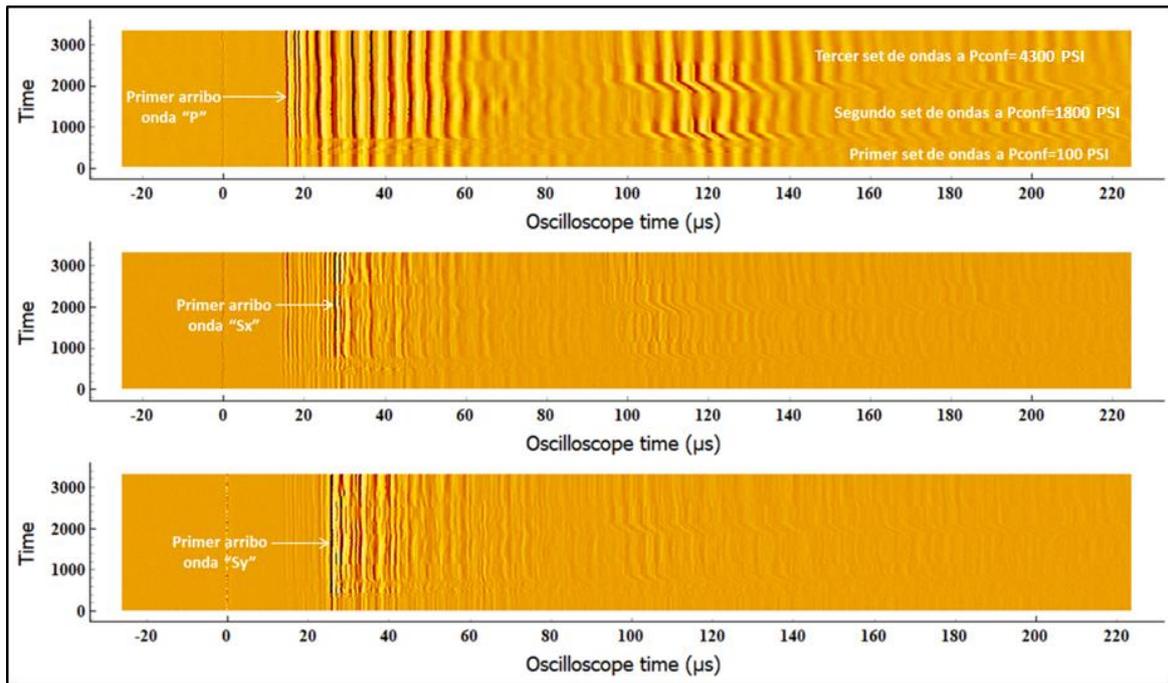
En este trabajo se utilizó por simplicidad y disponibilidad de datos la ecuación 7.26, la que tiene aplicaciones en pozos verticales y medios isotrópicos. Las correlaciones observadas en las figuras 7.34-A y B demuestran la validez de utilizar la ecuación 7.26 en lugar de las ecuaciones 7.24 o 7.25, ya que los valores obtenidos son muy similares.

$$C_{44}^{sta} = \frac{E_v^{sta}}{2 \cdot (1 + \nu_v^{sta})} \quad \text{Ecuación 7.26}$$



**Figura 7.34:** **A)** Correlación entre coeficientes de rigidez estáticos para condiciones isotrópicas  $C_{44\text{ iso}}^{\text{sta}}$  versus condiciones anisotrópicas simplificadas  $C_{44\text{ ani}}^{\text{sta}}$ , según Saint-Venant (1863). **B)** Correlación entre coeficientes de rigidez estáticos para condiciones isotrópicas  $C_{44\text{ iso}}^{\text{sta}}$  versus condiciones anisotrópicas simplificadas  $C_{44\text{ ani}}^{\text{sta}}$ , según Hudson (1995). Las correlaciones observadas muestran diferencias que pueden ser consideradas como despreciables, con valores de  $R^2$  altos.

En lo que respecta al cálculo de los módulos elásticos dinámicos, y tal como fue expresado en el punto 6.b de los procedimientos, se monitorearon los primeros arribos de las ondas sónicas P, Sx y Sy (Figura 7.35), los cuales fueron utilizados luego para los cálculos de los parámetros requeridos.



**Figura 7.35:** Monitoreo de primeros arribos de las ondas sónicas P, Sx y Sy, medidas en celda triaxial, para una muestra de tipo mudstone calcáreo. Nótese el acortamiento en el tiempo de arribo de las ondas, al aumentar la presión de confinamiento.

En pozos verticales, y asumiendo condiciones de isotropía, el módulo de cizalla dinámico  $G^{\text{dyn}}$ , expresado en unidades MPSI, se obtiene a partir de la relación entre la densidad volumétrica de la roca ( $\rho$  RHOB en  $\text{g/cm}^3$ ) y la lentitud (en ingles *slowness*) de la onda de corte DTSM (en  $\mu\text{s}/\text{ft}$ ), obtenida a partir de la inversa de la velocidad de la onda de cizalla (o cortante) “Vs”, ecuación 7.27. El módulo de rigidez  $K_b^{\text{dyn}}$ , expresado en unidades MPSI, se obtienen a partir de la relación entre la densidad volumétrica de la roca y la lentitud de la onda compresional DTCO (en  $\mu\text{s}/\text{ft}$ ), obtenida a partir de la inversa de la velocidad de la onda compresional “Vp”, ecuación 7.28 (modificadas de Warpinski *et al.*, 1998). Por su parte el módulo de Young  $E^{\text{dyn}}$ , expresado en unidades MPSI, y la relación de Poisson  $\nu^{\text{dyn}}$  pueden calcularse a partir de  $G^{\text{dyn}}$  y  $K_b^{\text{dyn}}$ , según las relaciones mostradas en las ecuaciones 7.29 y 7.30 (Thorne y Wallace, 1995):

$$G^{\text{dyn}} = 13474,45 \cdot \frac{\rho}{\text{DTSM}^2} \quad \text{Ecuación 7.27}$$

$$K_b^{\text{dyn}} = 13474,45 \cdot \frac{\rho}{\text{DTCO}^2} - \frac{4}{3} \cdot G^{\text{dyn}} \quad \text{Ecuación 7.28}$$

$$E^{\text{dyn}} = \frac{9G^{\text{dyn}} \cdot K_b^{\text{dyn}}}{G^{\text{dyn}} + 3 \cdot K_b^{\text{dyn}}} \quad \text{Ecuación 7.29}$$

$$\nu^{\text{dyn}} = \frac{1}{2} \cdot \left( \frac{DTSM^2 - 2 \cdot DTCO^2}{DTSM^2 - DTCO^2} \right) \quad \text{Ecuación 7.30}$$

donde 13474,45 es un factor constante para la conversión de unidades a MPSI.

Los cinco coeficientes de rigidez dinámicos e independientes ( $C_{\alpha\beta}$ ) para modelos anisotrópicos se pueden calcular a partir de las ecuaciones 7.21 a 7.36, con  $C_{12}$  conformando una función dependiente de  $C_{11}$  y  $C_{66}$ , todos ellos en PSI. Esta alternativa puede reducir la alta dispersión encontrada al calcular la relación de Poisson, tal como se podrá observar en las Figuras 7.42 y 7.43, y representa mejor la anisotropía en un modelo ITV (véase el ítem 8.5).

$$C_{33}^{\text{dyn}} = 13474,45 \cdot \rho \cdot V_p^2(0^\circ) \quad \text{Ecuación 7.31}$$

$$C_{44}^{\text{dyn}} = 13474,45 \cdot \rho \cdot V_s^2(0^\circ) \quad \text{Ecuación 7.32}$$

$$C_{11}^{\text{dyn}} = 13474,45 \cdot \rho \cdot V_p^2(90^\circ) \quad \text{Ecuación 7.33}$$

$$C_{66}^{\text{dyn}} = 13474,45 \cdot \rho \cdot V_s^2(90^\circ) \quad \text{Ecuación 7.34}$$

$$C_{13}^{\text{dyn}} = -C_{44}^{\text{dyn}} + \left[ 4 \cdot \rho^2 \cdot (V_p(45^\circ))^4 - 2 \cdot \rho \cdot (V_p(45^\circ))^2 (C_{11}^{\text{dyn}} + C_{33}^{\text{dyn}} + 2 \cdot C_{44}^{\text{dyn}}) + (C_{11}^{\text{dyn}} + C_{44}^{\text{dyn}}) \cdot (C_{33}^{\text{dyn}} + C_{44}^{\text{dyn}}) \right]^{0,5} \quad \text{Ecuación 7.35}$$

$$C_{12}^{\text{dyn}} = C_{11}^{\text{dyn}} - 2 \cdot C_{66}^{\text{dyn}} \quad \text{Ecuación 7.36}$$

donde,  $V_p(0^\circ)$  es la velocidad de la onda compresional “P” normal a la laminación,  $V_p(90^\circ)$  es la velocidad de la onda compresional “P” paralela a la laminación,  $V_s(0^\circ)$  es la velocidad de la onda de corte “S” normal a la laminación,  $V_s(90^\circ)$  es la velocidad de la onda de corte “S” paralela a la laminación,  $V_p(45^\circ)$  es la velocidad de la onda compresional “P” a  $45^\circ$  grados respecto de la laminación de la roca (todas las velocidades se encuentran expresadas en ft/ $\mu$ s),  $\rho$  es la densidad volumétrica (en g/cm<sup>3</sup>) y 13474,45 es un factor constante para conversión de unidades a PSI.

A partir de los coeficientes de rigidez  $C_{\alpha\beta}^{\text{dyn}}$  y  $C_{\alpha\beta}^{\text{sta}}$  obtenidos, es posible calcular los módulos elásticos en las direcciones vertical (v) y horizontal (h) ( $E_v$ ,  $E_h$ ,  $\nu_v$  y  $\nu_h$ ), tanto para condiciones dinámicas como estáticas de laboratorio (según sea requerido), con  $E$  el módulo de Young y  $\nu$  la relación de Poisson en las ecuaciones 7.37 a 7.40.

$$E_h = \frac{(C_{11}-C_{12})(C_{11}\cdot C_{33}-2\cdot C_{13}\cdot C_{13}+C_{12}\cdot C_{33})}{C_{11}\cdot C_{33}-C_{13}\cdot C_{13}} \quad \text{Ecuación 7.37}$$

$$E_v = C_{33} - \left[ \frac{2\cdot C_{13}\cdot C_{13}}{C_{11}+C_{12}} \right] \quad \text{Ecuación 7.38}$$

$$u_h = \frac{C_{13}}{C_{11}+C_{12}} \quad \text{Ecuación 7.39}$$

$$u_v = \frac{C_{33}C_{12}-C_{13}C_{13}}{C_{11}C_{33}+C_{13}C_{13}} \quad \text{Ecuación 7.40}$$

Una vez calculadas las propiedades elásticas isotrópicas y/o anisotrópicas, será posible obtener correlaciones de propiedades dinámicas a estáticas que permitirán la generación de registros continuos calibrados dentro de los intervalos de interés de los pozos analizados.

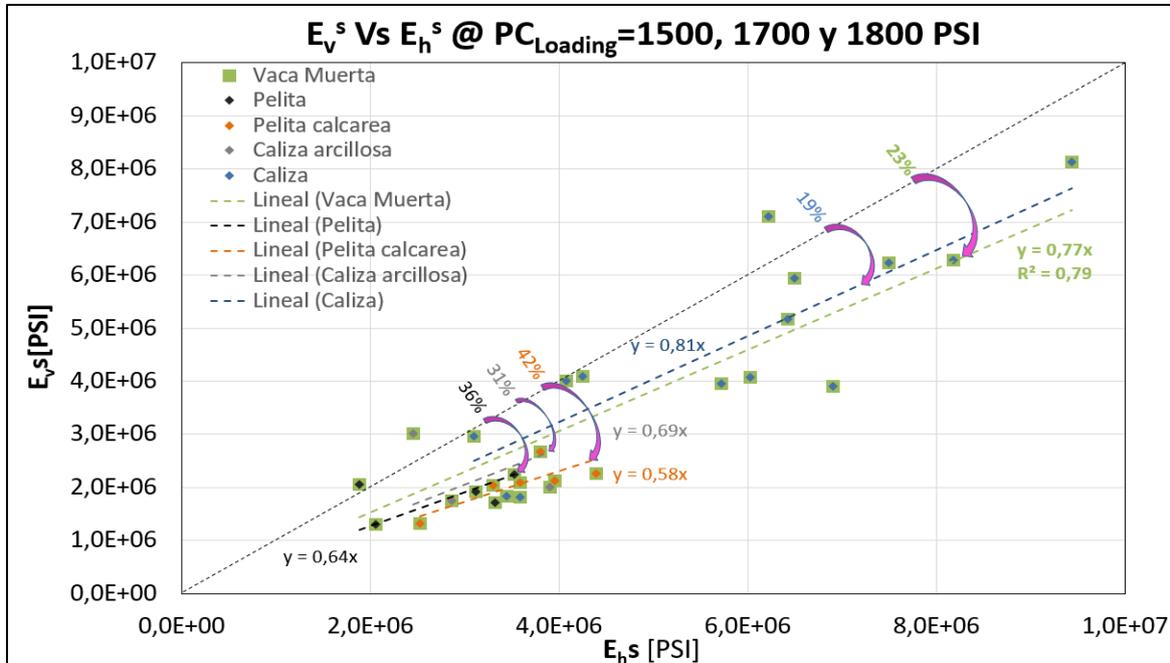
### 7.7.3. Resultados obtenidos para la Formación Vaca Muerta

Para comprender y medir la anisotropía mecánica de la Formación Vaca Muerta se realizaron pruebas triaxiales sobre una gran variedad de testigos de roca, según las diversas litologías mayoritarias que componen la columna sedimentaria.

Ambrose *et al.* (2014) reconocen que algunas rocas, como los mudstones, son altamente anisotrópicas en su comportamiento mecánico. En estas rocas, el esfuerzo principal máximo que causa la fractura por cizalla depende no solo de la presión de confinamiento, sino también del ángulo entre el esfuerzo principal máximo y el vector normal al plano de laminación. Es por ello que tales autores realizaron ensayos triaxiales en rocas de las formaciones Bossier (EE.UU) y Vaca Muerta, con la intención de analizar la forma en que éstas fallan bajo diversas presiones de confinamiento y variando el ángulo entre el esfuerzo axial y la laminación propia de este tipo de rocas.

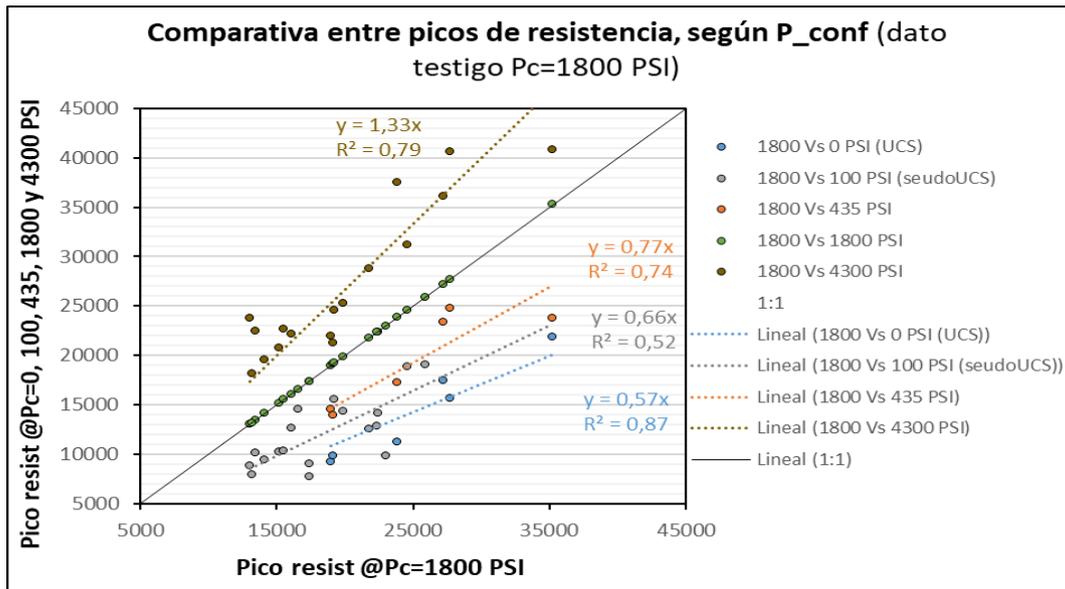
En primera instancia, es de vital importancia reconocer la existencia de anisotropía en el tipo de rocas analizadas, es decir, reconocer su variabilidad entre las propiedades medidas en dirección vertical, con respecto a la horizontal, logrando cuantificar mediante discriminación litológica, el grado de anisotropía (GA) existente para cada tipo de roca (Figura 7.36). Tal como ya fuera mencionado en ensayos anteriores, el grado de anisotropía de las rocas que conforman la Formación Vaca Muerta, se encuentra íntimamente ligado al grado de laminación que estas poseen, asociado a la presencia de material arcilloso. De esta manera, es posible observar un aumento en el grado de anisotropía desde las calizas y calizas arcillosas, con nulo a muy bajo contenido de

arcillas, representadas por gradientes de anisotropía del 19% y 31% respectivamente, hasta las pelitas y pelitas calcáreas, con muy alto contenido de arcillas y gradientes de anisotropía del 36% y 42% respectivamente, pudiéndose calcular un valor promedio característico para la Formación Vaca Muerta de un 23%.

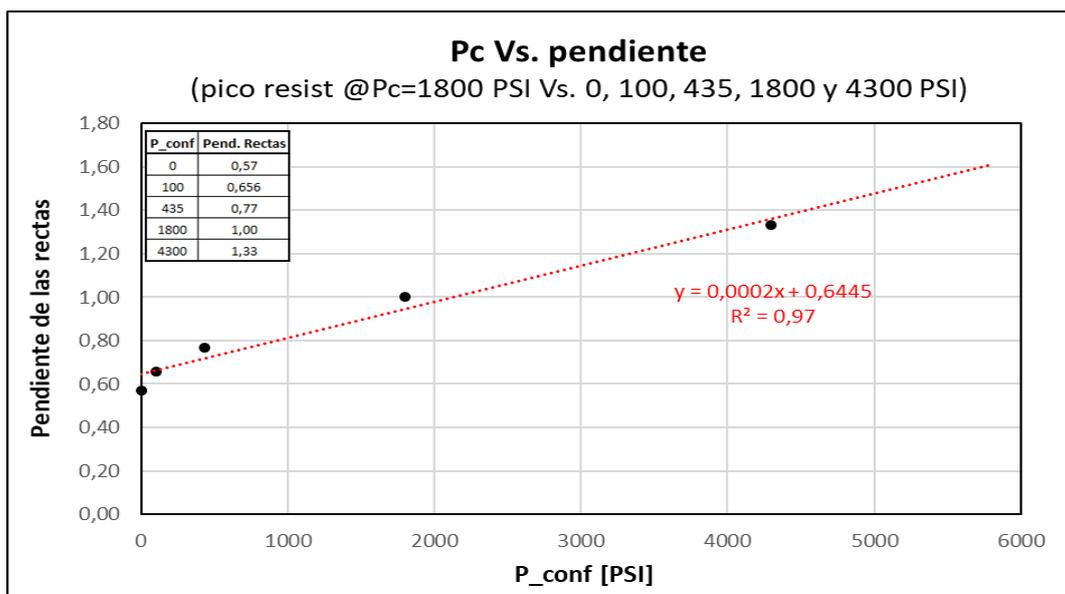


**Figura 7.36:** Relación entre grados de anisotropía según litología (para módulos de Young ensayados a presiones de confinamiento de 1500, 1700 y 1.800 PSI).

Otro tema a tener en cuenta, se basa en la diferencia de valores de picos de resistencia máxima obtenidos a diversos valores de presiones de confinamiento. La roca es sensible a los esfuerzos que se apliquen sobre ella, es decir, a mayores presiones de confinamiento, se obtendrán mayores picos de resistencia a la fractura por compresión (Figura 7.37), así como también se obtendrán, por ejemplo, mayores módulos de Young (véanse Figuras 7.38, 7.39 y 7.40). Graficando las pendientes de las rectas obtenidas en la Figura 7.37 contra sus respectivas presiones de confinamiento, será posible arribar a una nueva relación lineal (Figura 7.38), a partir de la cual se extrapolarán los valores de presión de confinamiento que se deseen analizar en forma consistente con el criterio de Mohr-Coulomb, otorgando la posibilidad de predecir los valores de pico de resistencia máxima que deberían presentar.

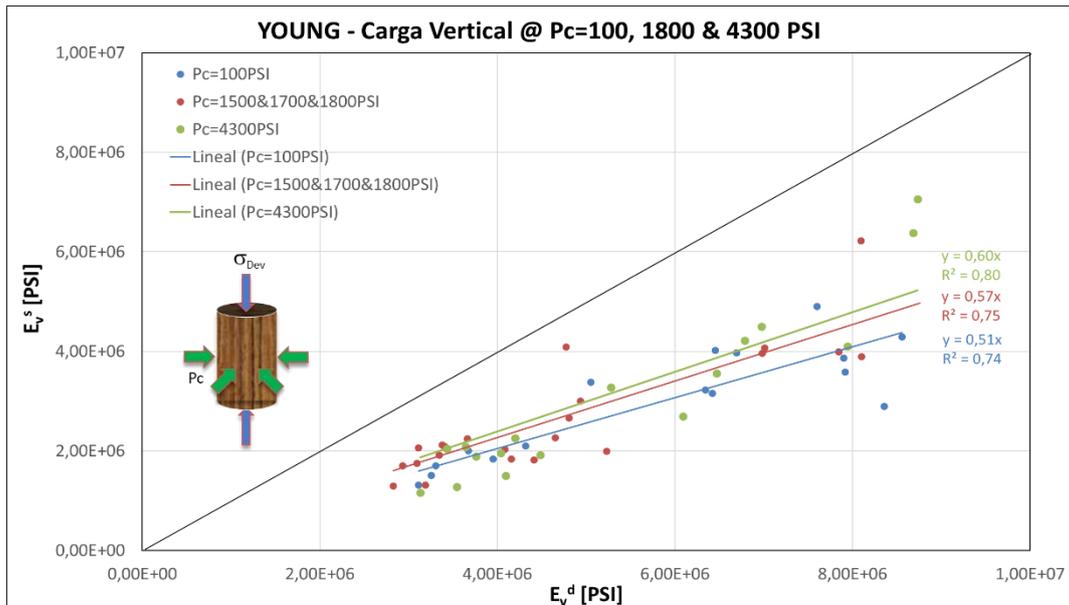


**Figura 7.37:** Diagrama comparativo entre ensayos realizados en mismas muestras a diversas presiones de confinamiento, con el fin de hallar las posibles relaciones existentes entre las presiones de confinamiento y los picos máximos de resistencia de la roca.

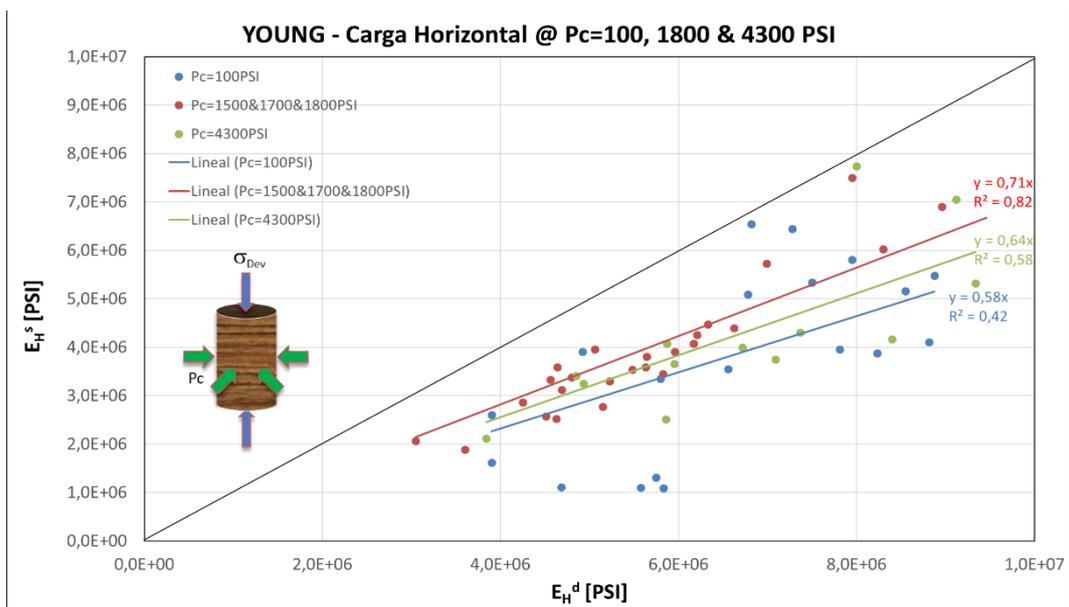


**Figura 7.38:** Relación lineal entre las pendientes de las rectas generadas entre picos de Resistencia a diversas presiones de confinamiento, y sus respectivas presiones de confinamiento.

A continuación, se muestran una serie de correlaciones en muestras verticales y horizontales, donde es posible observar el efecto generado por la presión de confinamiento mencionada anteriormente, y sus distintas relaciones lineales con origen en "0" (Figuras 7.39 y 7.40). El origen en cero se utilizó para lograr comparar las variaciones obtenidas entre las rectas. Tal asunción resulta intuitiva, ya que los valores tendientes a cero en un eje, físicamente tenderán a cero en su otro eje también.



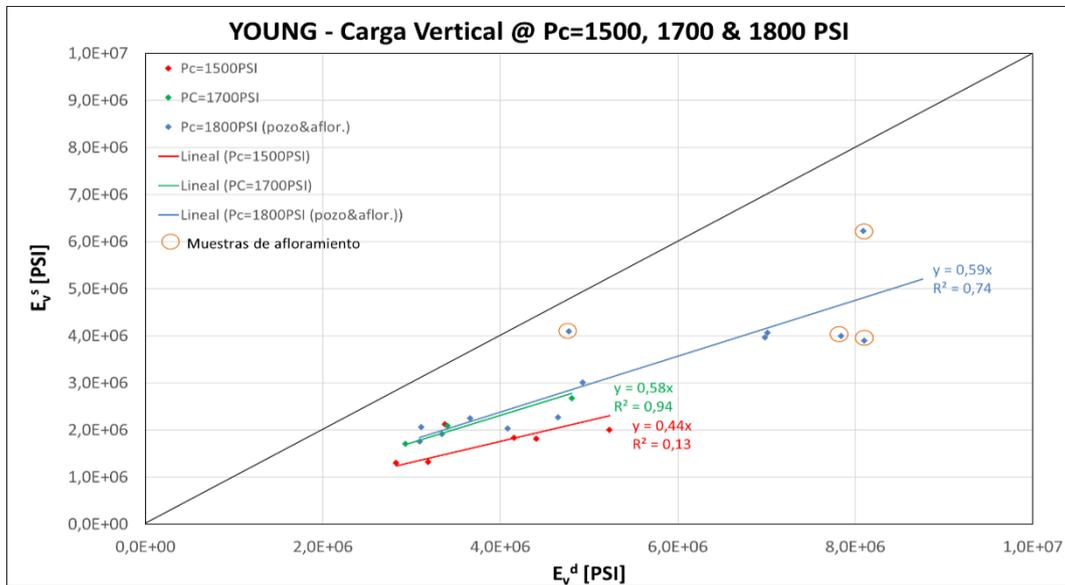
**Figura 7.39:** Relaciones lineales generadas entre los módulos de Young dinámicos y estáticos verticales, obtenidos en laboratorio a  $P_c=100$ , 1.800 y 4.300 PSI.



**Figura 7.40:** Relaciones lineales generadas entre los módulos de Young dinámicos y estáticos horizontales, obtenidos en laboratorio a  $P_c=100$ , 1.800 y 4.300 PSI.

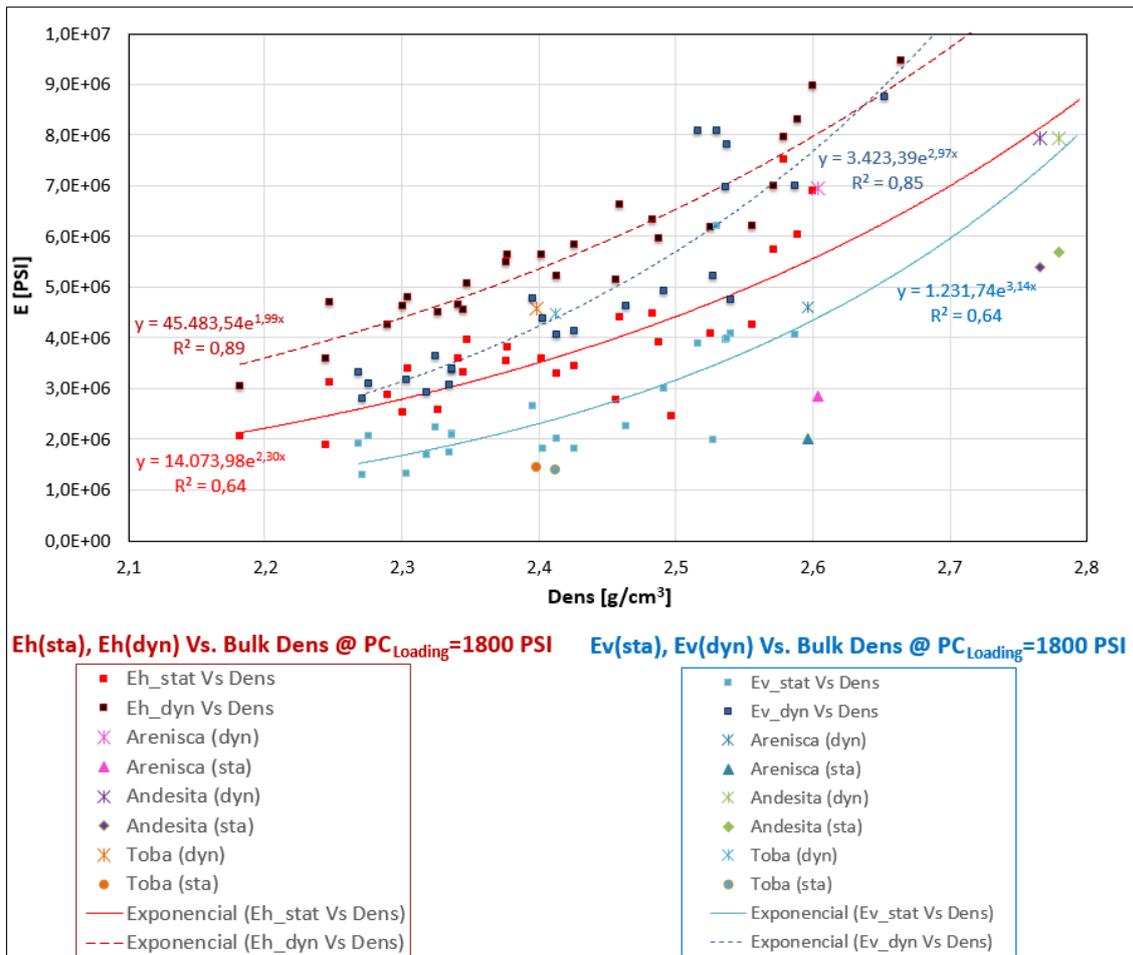
La Figura 7.41 demuestra que el efecto de la presión de confinamiento varía incluso entre valores muy cercanos, por lo que, en principio, no sería correcto tomar estos valores como una única tendencia, optando por tomar todos los valores en conjunto para generar una única correlación denominándolos como valores a  $P_c=1.800$  PSI, ya que se requiere de gran cantidad de datos para poder generar correlaciones aceptables. Tal valor representa la presión de confinamiento considerada como el estado de esfuerzo efectivo *in-situ*. Las muestras de afloramiento presentan valores de módulos de Young más altos que las muestras de pozo, debido a que, en su mayoría,

se trata de rocas con alto contenido carbonático. En Varela *et al.* (2016), se presenta una ecuación lineal para la misma correlación, con módulos elásticos dentro de un rango y pendiente similar al presentado en este trabajo.



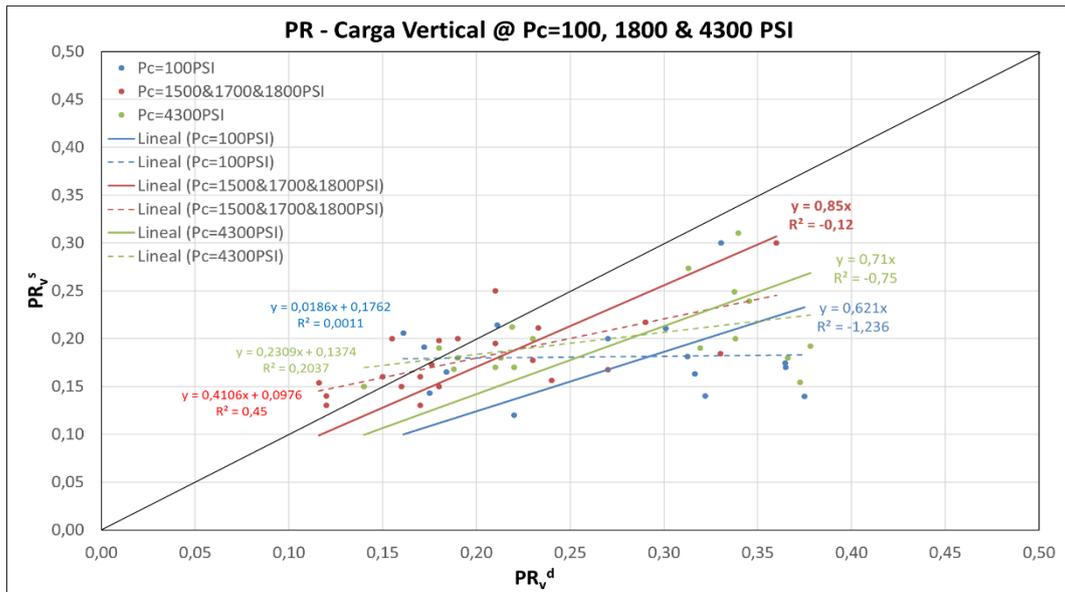
**Figura 7.41:** Relaciones lineales generadas entre los módulos de Young dinámicos y estáticos verticales, obtenidos en laboratorio a  $P_c=1500$ ,  $1700$  y  $1.800$  PSI.

A modo de resumen para comprender algunas de las relaciones analizadas en lo concerniente a los módulos de Young estáticos y dinámicos, horizontales y verticales, se generó la Figura 7.42. En esta se observan las variaciones de las propiedades mencionadas con respecto a la densidad de las mismas, a la presión de confinamiento efectiva más representativa para los registros de pozo y los cálculos posteriores ( $1.800$  PSI). Se observa que las mediciones de los módulos de Young dinámicos correlacionan mejor con la densidad que los módulos estáticos, siendo aún mejor la correlación en las muestras horizontales. Esto último podría deberse al hecho de que en rocas laminadas de tipo *shale*, las componentes de las ondas sísmicas que propagan en forma paralela a la laminación suelen poseer comportamientos más isotrópicos que en la dirección perpendicular, sobre todo si dentro del intervalo de investigación de la herramienta no se detecta la presencia de fracturas verticales. Es posible notar también, que las propiedades dinámicas son mayores a las estáticas, y que las propiedades horizontales son mayores a las verticales en ambos tipos de mediciones. Es destacable también, notar como las muestras de roca de tipo andesita, arenisca y toba, caen fuera de las tendencias.

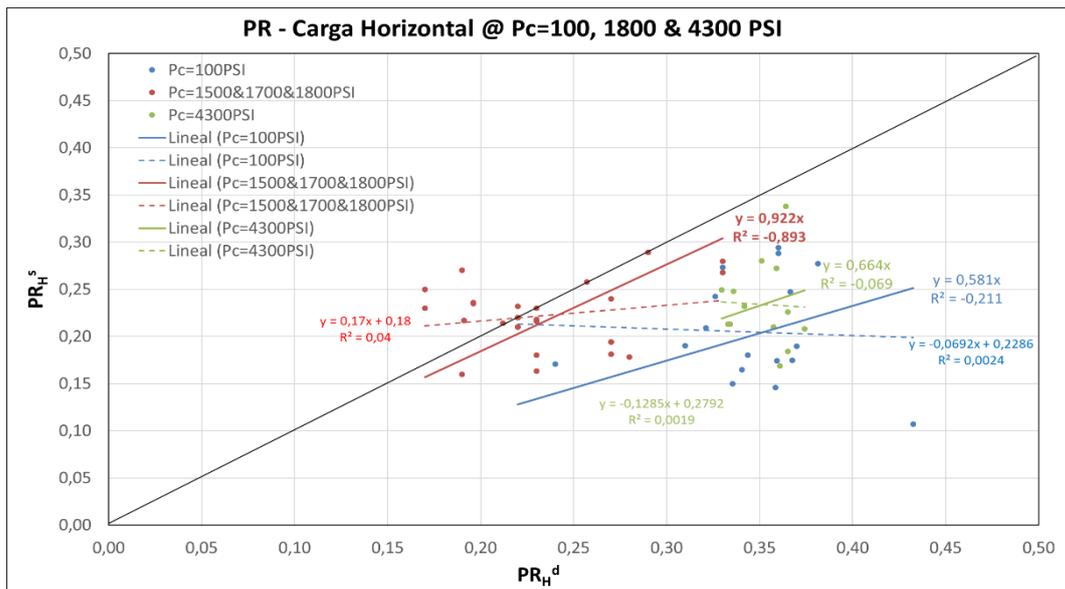


**Figura 7.42:** Relaciones exponenciales entre los módulos de Young dinámicos y estáticos, verticales y horizontales, con sus respectivas densidades volumétricas.

Por su parte, la falta de correlación entre propiedades dinámicas a estáticas para la relación de Poisson, es algo sumamente notorio en los ensayos realizados, tanto para la dirección vertical, como la horizontal (Figuras 7.43 y 7.44 respectivamente). Por tal motivo, y como ya fuera mencionado por Morales y Marcinew (1993), Barree *et al.* (2009), entre otros, la relación entre las propiedades estáticas a dinámicas, es simplemente tomada como una relación lineal de igual proporción (es decir no habría diferencias entre las propiedades). La alta dispersión encontrada podría deberse al mecanismo utilizado para medir este tipo de rocas en celdas triaxiales durante las mediciones estáticas. Una primera hipótesis para comprender tales resultados, se relacionaría con la laminación natural de este tipo de rocas, la cual controlaría el desarrollo de microfracturas a lo largo de los planos de laminación, tal como lo demuestran Barree *et al.* (2009), entre otros autores.



**Figura 7.43:** Ploteo de los valores obtenidos en laboratorio para las relaciones de Poisson dinámicos y estáticos verticales, a  $P_c=100$ , 1.800 y 4.300 PSI. Nótese la alta dispersión de los datos, donde en un intento de comparar el comportamiento de la roca a diversos confinamientos, se graficaron rectas de tendencia con origen en cero.



**Figura 7.44:** Ploteo de los valores obtenidos en laboratorio para las relaciones de Poisson dinámicos y estáticos horizontales, a  $P_c=100$ , 1.800 y 4.300 PSI. Note la alta dispersión de los datos, donde en un intento de comparar el comportamiento de la roca a diversos confinamientos, se graficaron rectas de tendencia con origen en cero.

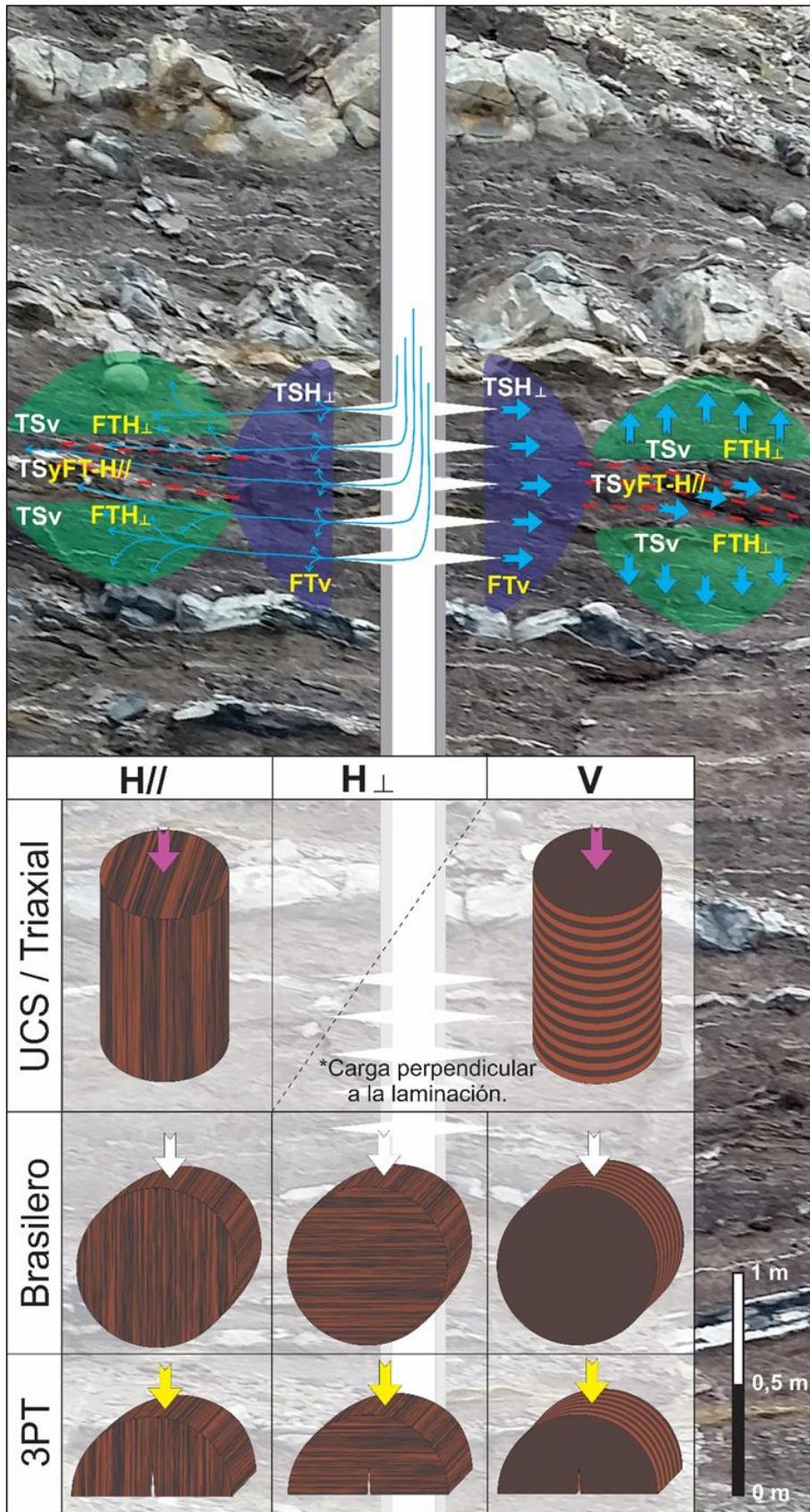
Para reducir la alta dispersión estimada en los coeficientes de Poisson en este trabajo, se sugiere utilizar los procedimientos para obtener los coeficientes de rigidez (ítem 7.7.2), proporcionando así una metodología alternativa. Los parámetros utilizados para el modelo geomecánico elástico anisotrópico 1D mostrado en el ítem 8.5, pertenece a las propiedades obtenidas a partir del cálculo de los coeficientes de rigidez.

## 7.8. Discusión

Entre las propiedades obtenidas de los diversos ensayos realizados en este trabajo, fue posible encontrar relaciones según las direcciones analizadas. Dichas relaciones pueden complementarse con análisis extras entre ensayos, con la intención de encontrar posibles patrones o relaciones extrapolables a los registros continuos de pozo, y entender la implicancia mecánica que estas propiedades tienen sobre la roca al momento de generar el fracturamiento hidráulico. La Figura 7.45 representa la forma en que las direcciones de carga de los ensayos de tenacidad a la propagación de la fractura, resistencia de la roca bajo tensión, y la resistencia de la roca bajo compresión, con y sin confinamiento, pueden brindar información sobre el comportamiento mecánico de las rocas en el tipo de reservorio donde se aplique el estudio.

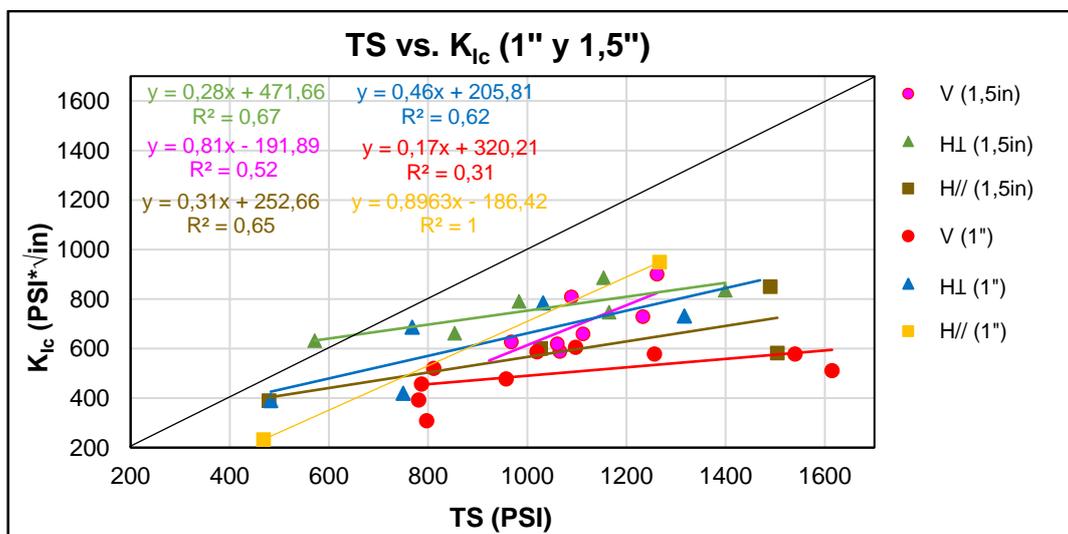
Las propiedades de resistencia de la roca, medidas en muestras horizontales, con carga paralela a la laminación ( $TS_H^{\parallel}$  y  $K_{IcH}^{\parallel}$ ) representaran las propiedades de apertura entre planos de laminación de la roca (líneas de guiones en color rojo). Las propiedades medidas en muestras verticales y horizontales, con carga paralela y perpendicular a la laminación (respectivamente  $TS_V$  y  $K_{IcH}^{\perp}$ ), representaran las propiedades de apertura (fractura), cortando los planos de laminación de la roca (polígonos semicirculares verdes), en dirección perpendicular a estos, es decir, propagando hacia arriba y abajo en el esquema propuesto. Para el caso de las propiedades medidas en muestras verticales, exceptuandolos ensayos de compresión con y sin confinamiento, y horizontales, con carga paralela y perpendicular a la laminación (respectivamente  $K_{IcV}$  y  $TS_H^{\perp}$ ), representaran las propiedades de apertura (fractura), cortando los planos de laminación de la roca en forma vertical (polígonos semicirculares azules), propagandose hacia ambos lados del esquema.

Es importante resaltar que para la generación de un modelo anisotrópico de tipo ITV, las propiedades que deben ser tenidas en cuenta considerando el arreglo espacial de las capas de rocas, serán las provenientes del ensayo de tenacidad a la propagación de la fractura y del ensayo de resistencia de la roca bajo tensión, en las direcciones horizontal con carga paralela a la laminación y perpendicular ( $H^{\parallel}$  y  $H^{\perp}$ ).



**Figura 7.45:** Esquema de propagación de fracturas hidráulicas, y su relación con algunos de los diversos ensayos geomecánicos de laboratorio. La fotografía de afloramiento intenta ejemplificar lo que podría ocurrir en el subsuelo a pesar de tratarse de escalas diferentes. (Para mayor detalle sobre el significado de las abreviaturas, los polígonos y flechas, se recomienda leer el texto en página 164).

En lo que a la resistencia de la roca bajo tensión (TS) y la tenacidad a la propagación de la fractura ( $K_{Ic}$ ) respecta, se generaron correlaciones lineales para las diversas direcciones de aplicación de la carga con respecto a la laminación, según el tamaño de las muestras (Figura 7.46). Se observan dispersiones variables, donde los mejores ajustes se dan en las muestras  $H^{\perp}$  y  $H^{\parallel}$  de 1,5" de diámetro, y en las muestras  $H^{\perp}$  de 1" de diámetro. Por su parte, las muestras  $H^{\parallel}$  de 1" de diámetro muestran una tendencia esperable, pero el factor de ajuste  $R^2$  no se considera como válido por tratarse de solo dos muestras. Para un análisis más detallado, sería necesario contar con un mayor número de ensayos.



**Figura 7.46:** Relaciones halladas entre la resistencia a la fractura por tensión (TS) y la resistencia a la propagación de la fractura por tensión ( $K_{Ic}$ ).

Otra relación de gran utilidad, resulta de cruzar los datos de resistencia bajo tensión (TS), con los datos de resistencia bajo compresión sin confinamiento (UCS), (Figura 7.47). A pesar de la gran dispersión de datos observada, tanto para las muestras horizontales ( $UCS_H$  Vs.  $TS_H^{\parallel}$ ), como para las muestras verticales ( $UCS_V$  Vs.  $TS_H^{\perp}$ ), se observan dos tendencias similares.

Del análisis de la correlación de las muestras horizontales (recta roja en la Figura 7.47), se pudo extraer que el  $TS_H^{\parallel}$  representa un 7,4% del  $UCS_H$ , presentando una regresión lineal con intersección en "0", según la ecuación:

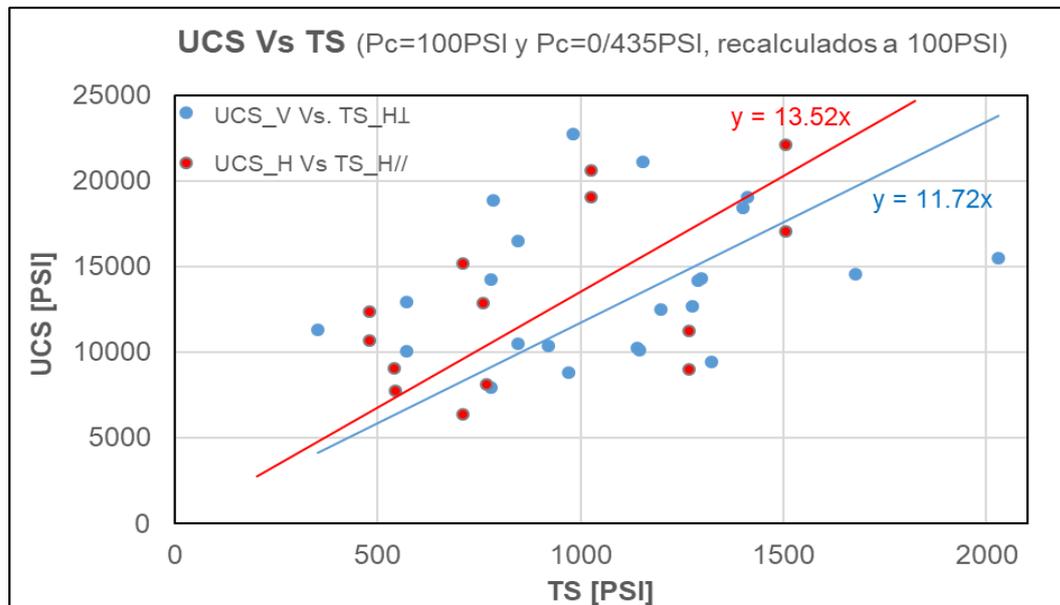
$$UCS_H = 13,52 \cdot TS_H^{\parallel}$$

Ecuación 7.41

Por su parte, las muestras verticales (recta azul en la Figura 7.47), presentan un  $TS_H^\perp$  equivalente a un 8,53% del valor del  $UCS_V$ , presentando una regresión lineal con intersección en "0", según la ecuación:

$$UCS_V = 11,72 \cdot TS_H^\perp$$

Ecuación 7.42



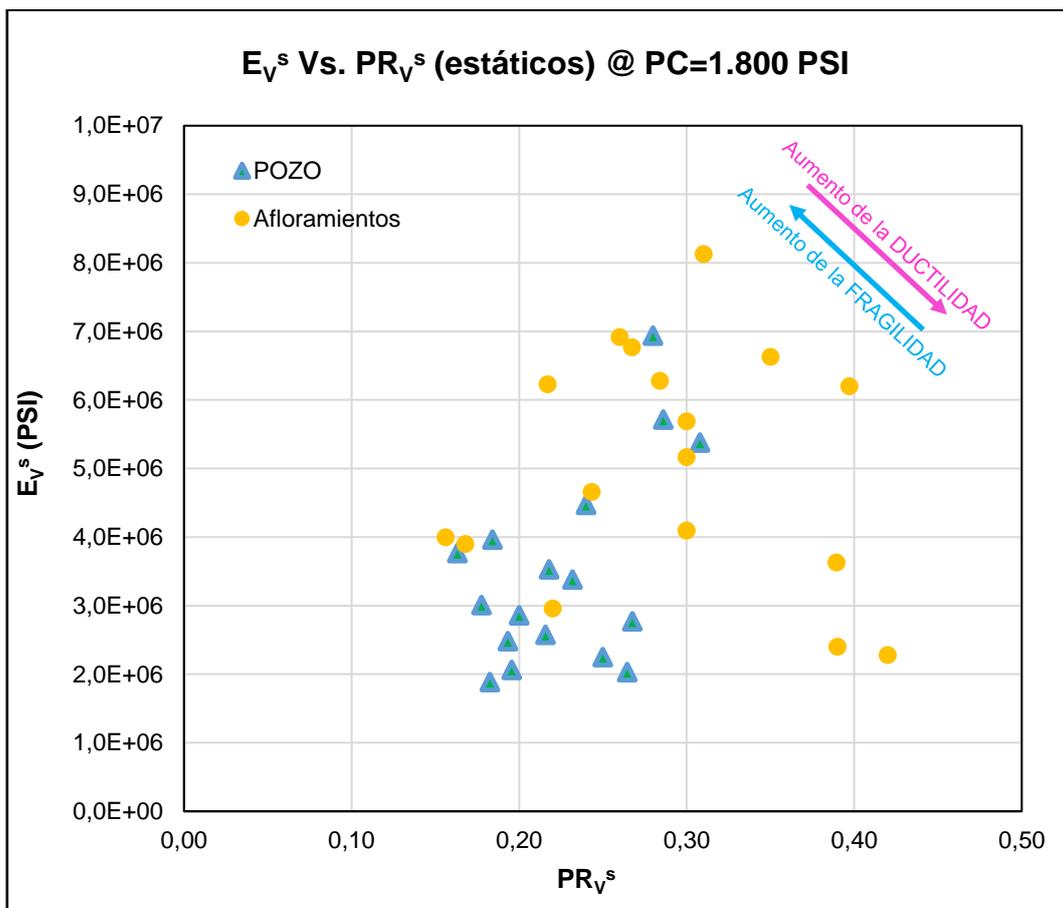
**Figura 7.47:** Relaciones encontradas para la resistencia a la fractura por tensión (TS), con los datos de resistencia a la fractura por compresión sin confinamiento (UCS), en muestras horizontales y verticales.

Se debe notar que según la dirección en que se realizan las mediciones, los valores difieren entre sí, además de desviarse de la relación estándar utilizada habitualmente en la industria como simplificación, que suele tomarse como un 10%. Tales relaciones fueron aplicadas a los registros de pozo obtenidos en el modelo geomecánico, y las mismas calibran muy bien con sus datos de laboratorio (véanse las Figuras 8.23 y 8.24).

La extrapolación del  $TS_V$  al pozo no tendría validez para un modelo anisotrópico de tipo ITV, ya que éste no puede ser obtenido mediante su correlación con el UCS, debido a que las direcciones de medición son incompatibles entre sí. Para generar una curva continua aplicable al pozo (solo a modo descriptivo), se utilizaron las dos correlaciones halladas en las Figuras 7.19.A y 7.19.B ( $TS_H^\perp$  Vs.  $TS_V$  y  $TS_H^\parallel$  Vs.  $TS_V$  respectivamente), para obtener una franja de posibles valores para el  $TS_V$  (véase Figura 8.24 pista 4, curva identificada con un sombreado rosa).

Por último, se observa la relación entre el módulo de Young vertical estático y la relación de Poisson vertical estática, en muestras de pozo y afloramiento, ensayadas a

una presión de confinamiento igual a 1.800 PSI (Figura 7.48). Las rocas seleccionadas en los afloramientos poseen un contenido mayor de carbonatos, por lo que poseen módulos de Young más altos que las muestras de pozos, otorgándoles un mayor grado de rigidez. A su vez, se observan muestras de afloramiento con mayor grado de ductilidad con alta relación de Poisson y bajo módulo de Young, debido a un aumento en el porcentaje de minerales arcillosos. En cuanto a las muestras provenientes de pozo, en su mayoría muestran bajos módulos de Young y valores bajos a medios para la relación de Poisson, implicando un grado de ductilidad/fragilidad medio.



**Figura 7.48:** Relación entre el módulo de Young vertical estático y la relación de Poisson vertical estática, en muestras de pozo y afloramiento, ensayadas a una presión de confinamiento igual a 1.800 PSI.

En este trabajo se pudo demostrar que es posible obtener relaciones para las propiedades de resistencia en yacimientos no convencionales en pelitas o de tipo *shale*, donde la heterogeneidad de la roca puede ser analizada mediante modelos anisotrópicos de tipo ITV. Se han generado simplificaciones donde se utilizaron ecuaciones para los cálculos de resistencia a la fractura por tensión y tenacidad que aplican a materiales elásticos e isotrópicos. Otra limitante resulta de la cantidad de muestras analizadas, siendo en algunas ocasiones un número relativamente bajo para

lograr captar tendencias claras. Por tales motivos, se presentan estos resultados como primeras aproximaciones a ser tomadas con recaudos, funcionando más como análisis cualitativos que cuantitativos.

De esta manera, se han podido obtener aproximaciones a la caracterización anisotrópica de las rocas que conforman la secuencia sedimentaria de la Formación Vaca Muerta en muestras de afloramiento y subsuelo. Fue posible cuantificar además los grados de anisotropía según las direcciones analizadas con respecto a los planos de laminación. Para la resistencia a la fractura por tensión se obtuvieron valores de  $TS_V$  mayor al  $TS_H^\perp$  por un 2,5%,  $TS_V$  mayor al  $TS_H^{\parallel}$  por un 41% y  $TS_H^\perp$  mayor al  $TS_H^{\parallel}$  por un 46%. La variación entre direcciones para la tenacidad arrojó valores de  $K_{IcH}^\perp$  mayor al  $K_{IcV}$  por un 9%,  $K_{IcV}$  mayor al  $K_{IcH}^{\parallel}$  por un 12% y  $K_{IcH}^\perp$  mayor al  $K_{IcH}^{\parallel}$  por un 52%. Y para el UCS, se obtuvieron valores dependientes de la rigidez de la roca (módulo de Young), donde a mayor rigidez, el comportamiento de la roca es más isotrópico, mientras que, a menor rigidez, la relación entre el  $UCS_V/UCS_H$  puede alcanzar valores mayores al 300%.

Se generaron correlaciones extrapolables a secciones continuas en subsuelo para las propiedades de resistencia, a partir de la utilización de registros continuos medidos en pozo como la densidad, o registros calculados como los módulos de Young vertical y horizontal.

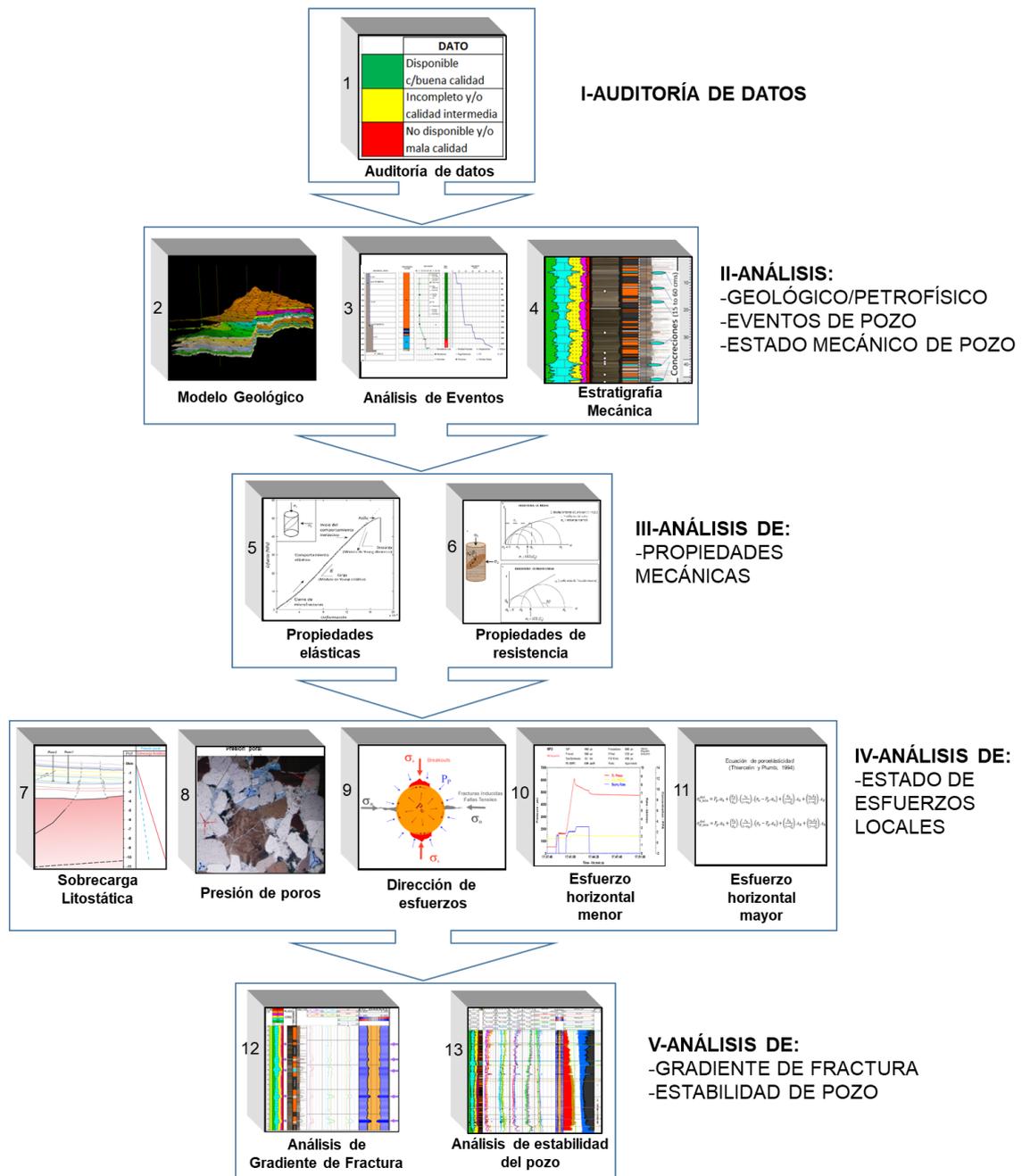
## 8 - MODELO GEOMECÁNICO 1D: FORMACIÓN VACA MUERTA

### 8.1. Introducción

El tipo de yacimiento analizado requiere de una caracterización geomecánica detallada para obtener operaciones de perforación, terminación y producción rentables, ya que el grado de anisotropía y heterogeneidad en las propiedades mecánicas de las rocas pueden impactar negativamente en los costos si no se realizan los estudios pertinentes (Mokhtari *et al.*, 2014b).

Sobre la base de la información obtenida de cuatro pozos, como registros eléctricos, ensayos petrofísicos y geomecánicos en *plugs* extraídos de coronas de tres pozos, análisis de coronas, modelado geológico del área, diversos ensayos y mediciones realizadas en pozo, reportes diarios de operaciones, reportes diarios de control geológico, etc., fue posible realizar el modelo geomecánico 1D para cada uno de los pozos, tres de los cuales pudieron ser calibrados gracias a los ensayos geomecánicos de laboratorio. Se arribó a diferentes modelos elásticos de diversas complejidades y detalles, denominados Modelo Elástico Isotrópico (MEI), Modelo Elástico Anisotrópico (MEA), y el caso especial del Modelo Elástico Anisotrópico de Detalle con discriminación litológica (MEAD). Se obtuvieron además las propiedades de resistencia de la roca, sus correspondientes modelos de regímenes de esfuerzo locales, los gradientes de fractura y análisis de estabilidad de pozos.

Para la creación de un modelo geomecánico, se tomó como base el flujo de trabajo propuesto por Plumb *et al.* (2000). El mismo fue modificado, generando un flujo de trabajo de cinco (5) niveles y trece (13) etapas, donde cada una pudo ser calibrada con la información disponible de los pozos analizados (Figura 8.1).



**Figura 8.1:** Flujo de modelado geomecánico subdivido en 5 niveles y 13 etapas. Modificado de Plumb *et al.* (2000).

## 8.2. Auditoría de datos

En este nivel, se analiza la información disponible y faltante en cada pozo, en forma cualitativa y cuantitativa. Tal información será necesaria para la construcción y calibración del modelo geomecánico anisotrópico completo, en los cuatro pozos analizados (Tabla 8.1).

Datos	Pozo-ET*	Pozo-ET@	Pozo-ET+	Pozo-ET#						
Geología										
Control geológico ( <i>mudlogging</i> )										
Topes de formación										
Trayectoria del pozo										
Estado mecánico del pozo										
Reportes de perforación (DDR/EOWR)										
DTCO										
DTSM										
RHOB										
Porosidad										
GR+Resistividad										
ECS y/o Lithoscanner	ECS	Litho.	ECS y Litho.	Litho.						
Interpretación mineralógica										
Fotos de coronas										
Perfil Selley	1:40 y 1:200		1:40 y 1:200	1:40 y 1:200						
Calibre orientado/Multibrazo										
Calibre de 1 brazo										
Registros petrofísicos (PHIT-PHIE-VCL)	CO y AP	CO	CS, CO	CO						
Registros de imagen de pozo	FMI-UBI-OBMI	UBI-OBMI	FMI-UBI-OBMI	UBI-OBMI						
Sísmica- <i>Checkshoot</i> -VSP										
Ensayos de presión (RFT-MDT)										
LOT-XLOT-DFIT-HFM-MiniFrac-MFO	LOT-MFO-DFIT	DFIT	DFIT-LOT	DFIT						
Ensayos mecánicos de laboratorio	CS y AP		CS	CS						
Ensayos petrofísicos de laboratorio	CS y AP		CS	CS						
Ensayos mineralógicos de laboratorio	CS y AP		CS	CS						
<table border="1"> <tr><td></td><td>Disponible c/buena calidad</td></tr> <tr><td></td><td>Incompleto y/o calidad intermedia</td></tr> <tr><td></td><td>No disponible y/o mala calidad</td></tr> </table>		Disponible c/buena calidad		Incompleto y/o calidad intermedia		No disponible y/o mala calidad	*CS=Compañía de Servicios, CO=Compañía Operadora, AP=Autoría Propia			
	Disponible c/buena calidad									
	Incompleto y/o calidad intermedia									
	No disponible y/o mala calidad									

**Tabla 8.1:** Auditoría de datos necesaria para cumplimentar con los 5 niveles analizados para realizar un modelo geomecánico anisotrópico completo, para los 4 pozos analizados.

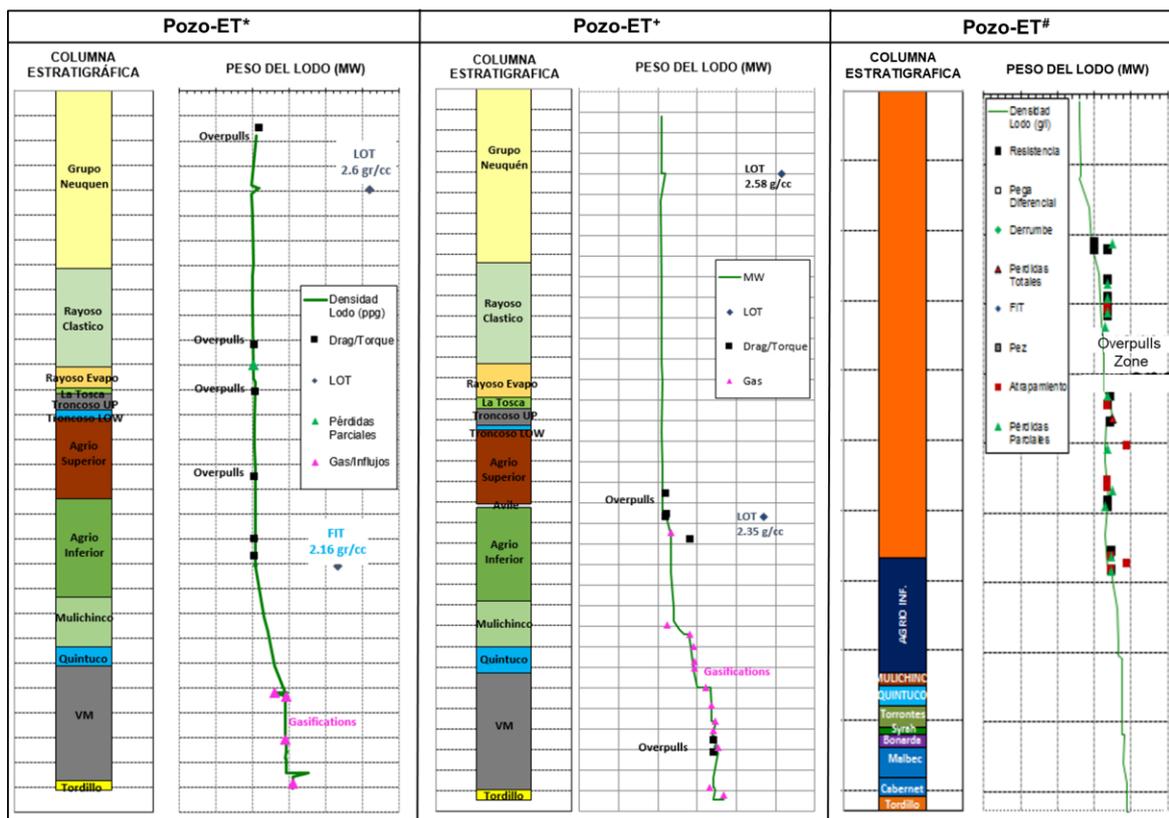
### 8.3. Análisis de eventos

A partir del análisis y desglose de los reportes diarios de perforación y reportes geológicos cedidos por la empresa Chevron, fue posible analizar el historial de tres de los cuatro pozos más estudiados, e identificar los eventos de perforación ocurridos, donde se describen los inconvenientes que pudieran haber ocurrido en función del tiempo y la profundidad.

La Figura 8.2 muestra el análisis realizado en 3 de los 4 pozos donde se generaron los modelos geomecánicos. Tales pozos cuentan con profundidades comprendidas entre los 2.800 m y 4.200 m desde el este al oeste, siguiendo la tendencia general de profundización de la cuenca hacia el oeste, tal como se puede apreciar en la sección estructural regional realizada en este trabajo (véase Figura 4.1 del ítem 4.1). Estos

pozos fueron terminados según las prácticas ya convenidas por la empresa Chevron, las que presentan un carácter de tipo confidencial para su publicación, al igual que la selección de los tipos de lodos utilizados, destacándose que en los tres pozos analizados se observan aumentos en la densidad del lodo hacia las secciones sobrepresionadas dentro de la Formación Vaca Muerta, principalmente hacia la zona media y basal, lugar donde se dan la mayor cantidad de influjos, bolsones de gas, y derrumbes por colapso de pozo (*breakouts* y *washouts*). Cabe destacar que se trata de pozos exploratorios, en los cuales, se realizaron gran cantidad de maniobras para perforar *underbalance* (es decir, con densidades de lodo por debajo de la presión poral), lidiando con las sobrepresiones, los eventos ya mencionados, y la extracción de extensas coronas.

Entre otros eventos detectados, se observaron “pegas” de sartas de perforación y de las herramientas de registro, arrastres, altos torques, atrapamientos, y pérdidas de circulación.



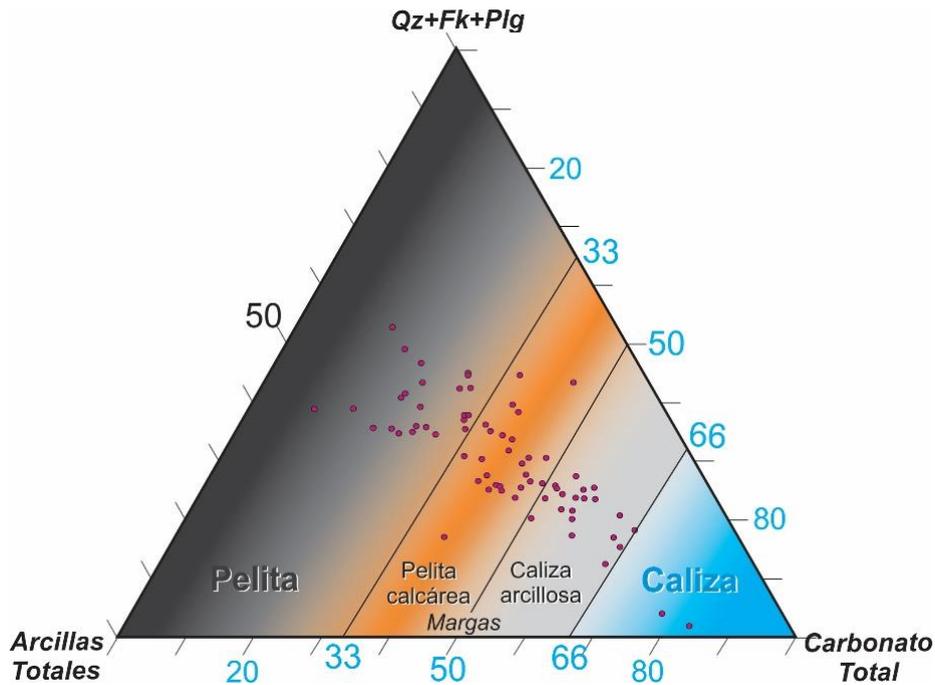
**Figura 8.2:** Análisis de eventos en los pozos ET\*, ET+ y ET# (ubicados de izquierda a derecha). En cada uno de ellos se observa la columna estratigráfica y el peso del lodo junto a algunos de los eventos más importantes reportados. Información analizada y recopilada por la empresa de servicios y cedida por la empresa operadora para este estudio. Cabe mencionar que la información relacionada a el estado mecánico del pozo, el tipo de lodo y el tiempo de perforación son de tipo confidencial, por lo que no es posible mostrar en la figura.

## 8.4. Estratigrafía mecánica

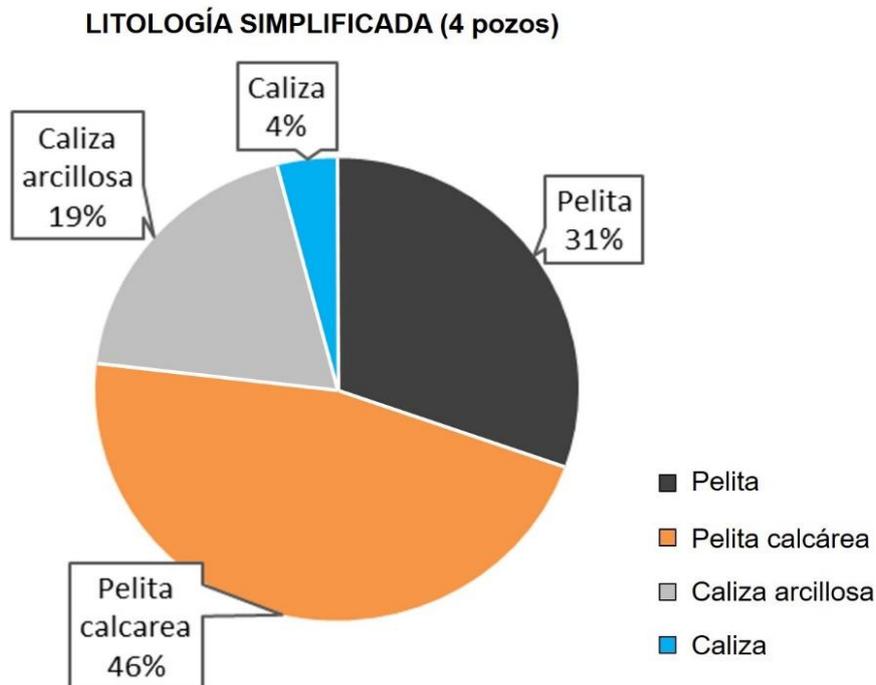
La generación de una estratigrafía mecánica apropiada para el análisis geomecánico en rocas pelíticas o *shale*, se realizó mediante una discretización litológica a partir de una serie de *cut-off* (valores de corte) aplicados a la petrofísica, particularmente, al contenido de carbonatos totales. De esta forma, fue posible generar correlaciones mecánicas individuales a partir de grupos (*clusters*) de testigos de rocas de igual litología, cuyos datos se extarpolaron a los diferentes intervalos litológicos de la columna sedimentaria.

La Formación Vaca Muerta presenta diversas litologías, siendo dominantes las pelitas, margas y calizas, en función de su posición en la cuenca (véanse capítulos 3 y 4). Para realizar la clasificación petrofísica en los cuatro pozos analizados, se utilizaron los volúmenes de cuarzo-feldespato-plagioclasa, carbonatos totales y arcillas totales (principalmente illita y esmectita), según el diagrama ternario modificado y simplificado de Gamero-Díaz *et al.* (2012) (Figura 8.3). El estudio de la facies carbonáticas se basó en la clasificación de Dunham (1962). Con el propósito de generar una subclasificación litológica adaptable a los objetivos de este estudio, se han aplicado valores de corte para el contenido de carbonato obtenido a partir del registro petrofísico de espectroscopía de rayos *gamma* (véase Figura 8.5, pista 11). Dicha subclasificación permitió realizar una estratigrafía mecánica (véase Figura 8.5, pista 13), que se correlaciona con el perfil Selley (véase Figura 8.5, pista 14), destacándose las facies litológicas analizadas en el ítem 4.2.2 de este trabajo, y clasificadas como pelitas (Carb. Total < 33%), pelitas calcáreas (33% < Carb. Total < 50%), calizas arcillosas (50% < Carb. Total < 66%) y calizas (Carb. Total > 66%).

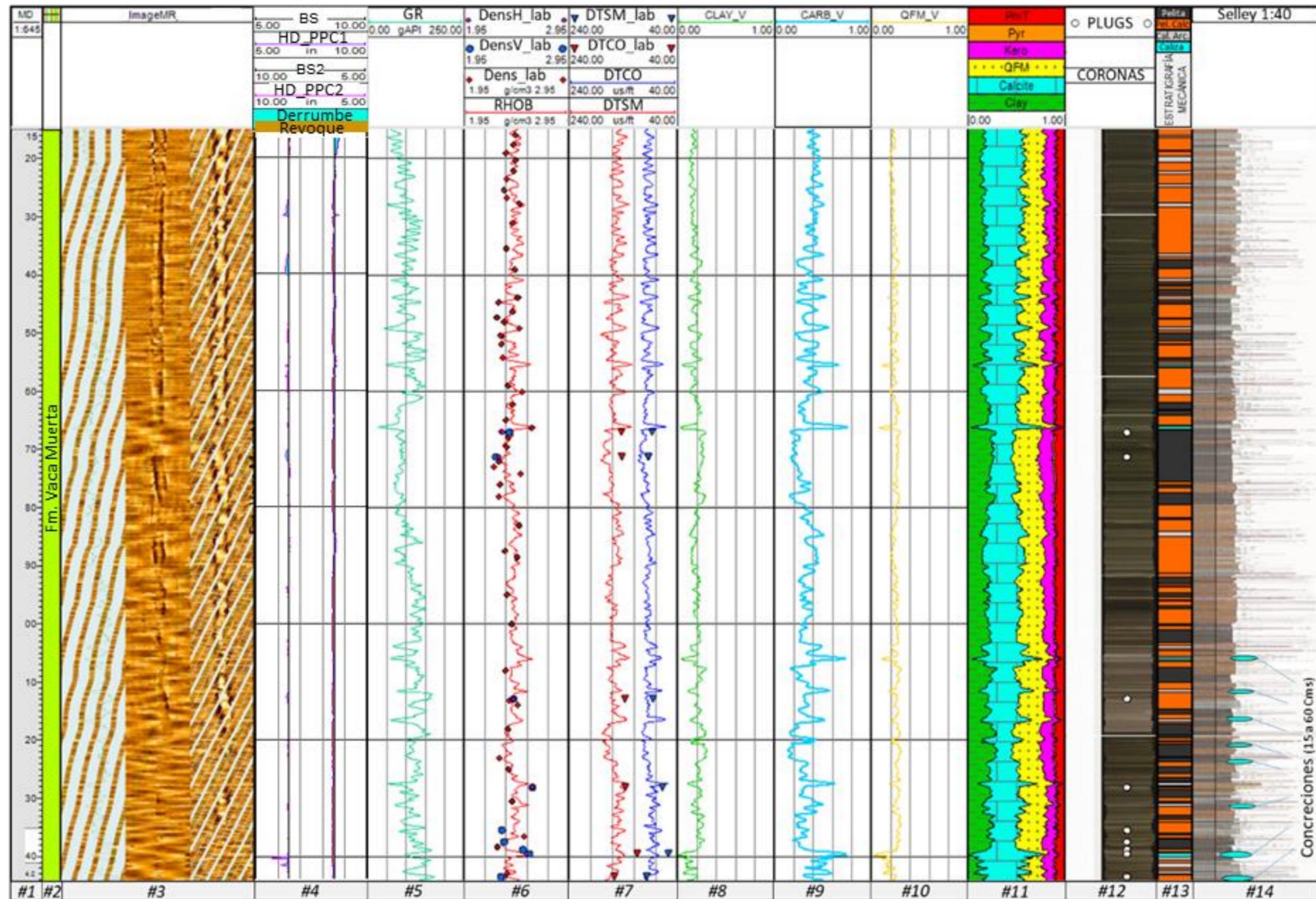
La subclasificación generada a partir de la aplicación del *cut-off* en el contenido de carbonatos para los cuatro pozos, arrojó un 4% de calizas, 19% de calizas arcillosas, 46% de pelitas calcáreas, y 31% de pelitas (Figura 8.4).



**Figura 8.3:** Diagrama ternario de clasificación para pelitas orgánicas basado en la concentración en volumen de las principales componentes mineralógicas (cuarzo+feldespatoplagioclasa, arcillas totales y carbonatos totales). Nótese la subclasificación de margas propuestas para la estratigrafía mecánica. Modificado de Gamero-Díaz *et al.* (2012).

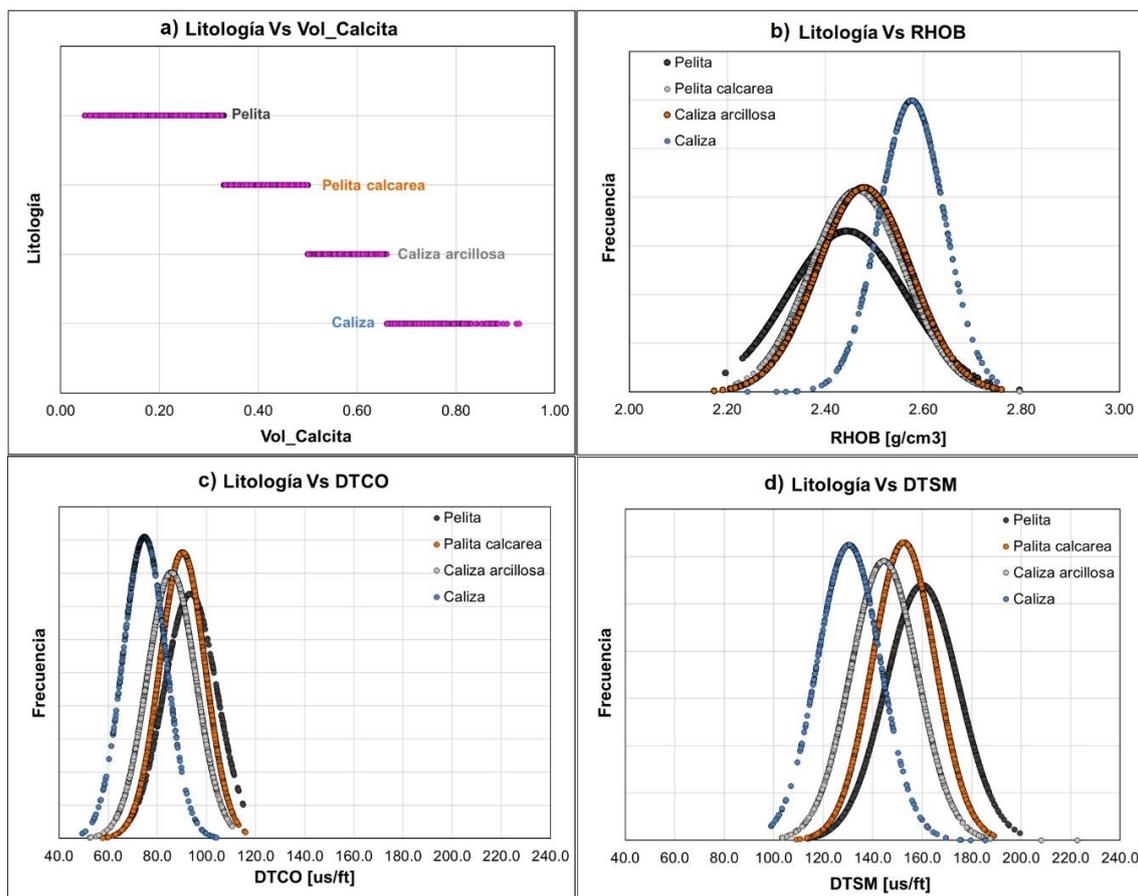


**Figura 8.4:** Composición litológica porcentual para la Formación Vaca Muerta en los cuatro pozos analizados. Simplificada para realizar la estratigrafía mecánica.



**Figura 8.5:** Registros de entrada para los modelos elásticos, mostrando la relación obtenida entre la estratigrafía mecánica (Pista #13) y el perfil Selley (Pista #14). Los puntos sobre las curvas representan las mediciones realizadas en laboratorio para calibración de las diversas curvas medidas en el Pozo-ET\* (pistas 6 y 7). **Pista #1:** MD (*Measure Depth*): profundidad medida en metros; **#2:** Fm. Vaca Muerta; **#3:** Registros de imagen de pozo (OBMI, UBI y FMI, respectivamente); **#4:** CALIBRE (orientado) y BS (*Bit Size*) en pulgadas; **#5:** GR: *Gamma Ray* en gAPI; **#6:** RHOB (*Bulk Density*): densidad en g/cm<sup>3</sup>; **#7:** DTCO (*Compressional Slowness*) y DTSMB (*Shear Slowness*): lentitud de las ondas compresionales y de cizalla, ambas en us/ft; **#8 a #10:** Volúmenes de arcillas, carbonatos y cuarzo-feldspato-micas (respectivamente), en V/V; **#11:** Petrofísica a partir de herramienta espectroscópica de rayos *gamma*; **#12:** CORE: fotografías del intervalo de donde se extrajeron las coronas; **#13:** ESTRATIGRAFÍA MECÁNICA a partir de *cut-off* en contenido de CaCO<sub>3</sub> Total; **#14:** Selley: registro de interpretación geológica (informe interno Chevron-LCV, realizado por Marlats y Tórtora, 2014);

La clasificación litológica propuesta a partir de los cortes de carbonato, prueba ser pertinente para su aplicación en geomecánica, debido a que el control ejercido por el contenido de carbonato en las diversas litologías posee un impacto en las variables de mayor importancia para los cálculos, como por ejemplo las propiedades elásticas de las rocas. La Figura 8.6 muestra una serie de histogramas de dispersión de litología Vs. RHOB (densidad volumétrica), litología Vs. DTSM (lentitud de la onda compresiva) y litología Vs. DTSM (lentitud de la onda de corte), donde se destaca el aumento en la densidad de la roca al aumentar el contenido de calcita (Figura 8.6.b); del mismo modo que se observa un marcado aumento en la lentitud de la onda compresional y de corte con la disminución de calcita, o lo que es lo mismo, el aumento de la velocidad de las ondas con el aumento de dicho mineral (Figuras 8.6.c y d respectivamente).



**Figura 8.6:** Histogramas de distribución según: **a)** Litología Vs. Vol\_Calcita (volumen de calcita), **b)** Litología Vs. RHOB (densidad volumétrica), **c)** Litología Vs. DTSM (lentitud de la onda compresiva) y **d)** Litología Vs. DTSM (lentitud de la onda corte).

La presencia de arcillas y de calcita darán como resultado diversos comportamientos mecánicos según la litología analizada, por lo que se considera pertinente su debida discretización y análisis, a partir de un fuerte conocimiento de la geología del área y comprensión de la composición de las diversas litologías. Otros

autores han resaltado la necesidad de generar calibraciones mecánicas según el tipo de roca analizada. Entre ellos, se destacan algunos trabajos como los de Hoek y Marinos (2000) quienes realizaron una distinción entre cuatro tipos diferentes de carbonatos para estimar el parámetro de Hoek y Brown (1997). Hoek y Diederichs (2006) fueron los primeros en establecer diferencias relacionadas a los módulos elásticos en esas mismas rocas. Perras y Dietrichs (2011), analizaron las propiedades elásticas y de resistencia máxima a la compresión en rocas carbonáticas y pelitas. Willis *et al.* (2014) analizaron las propiedades elásticas en diversas litologías hacia la base de la Formación Vaca Muerta, logrando poblar modelos geomecánicos 3D a partir de la combinación con microsísmica.

## 8.5. Cálculo de parámetros elásticos y correlaciones

### 8.5.1. Modelo Elástico Isotrópico (MEI)

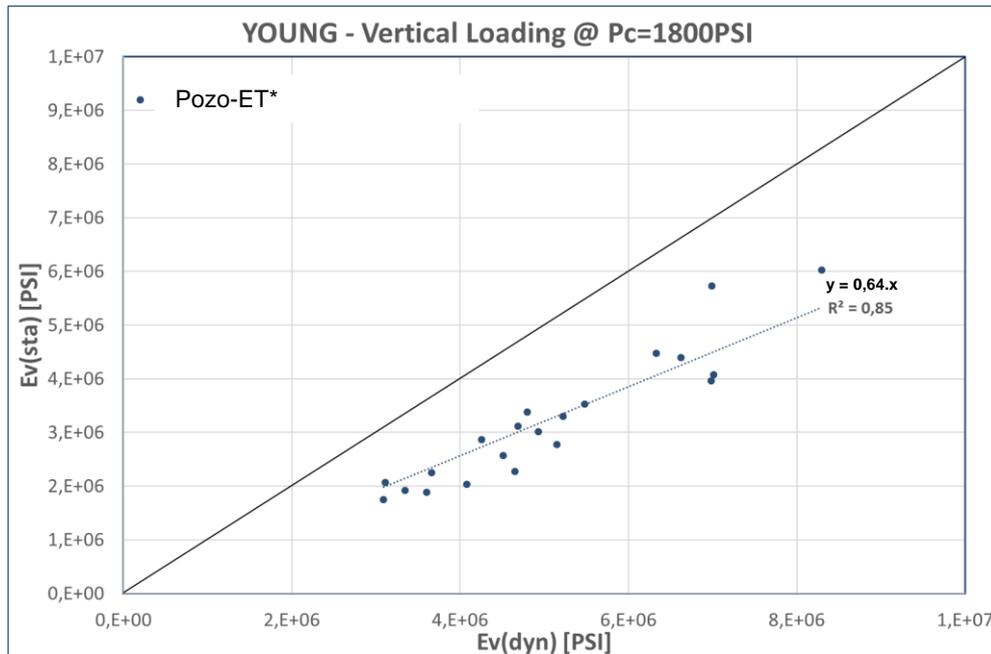
Los medios isotrópicos poseen sus tres ejes de simetría iguales, por lo que la matriz que los describe toma la forma más simple (véase ecuación 6.22). Las propiedades dinámicas se pueden medir alrededor del pozo utilizando simplemente las ecuaciones utilizadas durante los procedimientos descritos para los cálculos de las propiedades dinámicas elásticas de laboratorio ítem 7.7.2., ecuaciones 7.24 a 7.27.

El modelo isotrópico no es recomendable para rocas altamente heterogéneas como la Formación Vaca Muerta, debido a su alto nivel de anisotropía mecánica, como se ha demostrado en trabajos previos (Willis y Tutuncu, 2014; Hryb *et al.* 2014; Cuervo *et al.*, 2014; Cuervo y Lombardo, 2017; Rohmer *et al.*, 2015; Frydman *et al.*, 2016; Belobraydic *et al.*, 2017; Pichon *et al.*, 2017, Sosa Massaro *et al.*, 2017; Sosa Massaro *et al.*, 2018a). Si un modelo geomecánico requiere celeridad y los datos son escasos, un modelo isotrópico podría funcionar como un enfoque de primer orden, particularmente en áreas con anisotropía débil. En este tipo de modelo, los parámetros elásticos se encuentran bien calibrados en la dirección vertical, esto se debe a la naturaleza intrínseca de la propagación de la onda ejercida por la herramienta sónica (Haldorsen 2006), en dirección vertical dentro de la formación, desde el emisor al receptor. Por lo tanto, la calibración de la curva solo requerirá pruebas de laboratorio llevadas a cabo en muestras verticales (perpendiculares a la laminación en un pozo vertical).

Para los fines del modelado geomecánico y de completación de pozos, los parámetros geomecánicos deben representar deformaciones estáticas. Debido a las

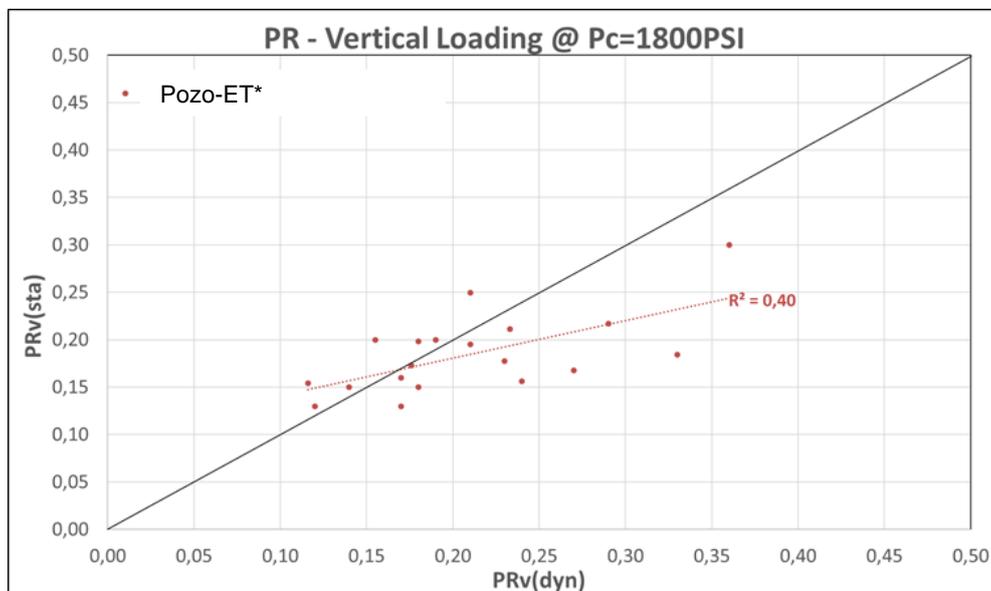
pequeñas magnitudes de deformación implicadas en el paso de ondas sónicas (registro sísmico) u ondas ultrasónicas (laboratorio), las mediciones dinámicas suelen experimentar pequeñas deformaciones, asegurando una deformación puramente elástica (Sone, 2012). Por el contrario, la carga “cuasi” estática suele producir cambios de deformación mucho mayores (por ejemplo, del orden de  $10^{-2}$ ), que no solo causa deformación elástica mineral, sino que también induce deformación inelástica, como el deslizamiento por fricción y el crecimiento de microgrietas, que lleva a cambios en la estructura del poro (Zoback y Byerlee, 1975). Como consecuencia de la deformación anelástica adicional capturada en las mediciones del módulo estático (Mavko *et al.*, 2008), y la dependencia de la frecuencia o dispersión (Holt *et al.*, 2015), el módulo de Young estático será a menudo más bajo que el módulo dinámico. En general, se cree que los módulos estáticos son más representativos de cómo una roca real se deforma bajo tensión durante la perforación y la completación del pozo. Por lo tanto, las aplicaciones de la industria desarrollan correlaciones entre las propiedades dinámicas y estáticas para inferir la deformación del yacimiento, a partir de las propiedades elásticas dinámicas derivadas del registro de pozo (Hamza *et al.*, 2015). Se han desarrollado y aplicado varias correlaciones para diferentes cuencas en todo el mundo (Belikov *et al.*, 1970; Gorjainov, 1979; Eissa, 1988; McCann, 1992; Morales y Marcinew, 1993; Lacy, 1997; Wang, 2000; Canady, 2010; entre otras), pero es relevante mencionar que cada cuenca, cada formación rocosa, e incluso cada pozo, puede presentar características únicas.

La Figura 8.7 muestra una buena correlación, donde su regresión lineal muestra un  $R^2=0,85$ , entre el módulo de Young vertical dinámico y estático medido en pelitas, margas y calizas del Pozo-ET\* en condiciones de saturación “as received”, es decir tal como fueron recibidas. En todos los casos, el módulo estático es menor que el módulo dinámico. La ecuación obtenida es extrapolada luego al pozo (Figura 8.9).



**Figura 8.7:** Módulo de Young Vertical Dinámico -  $E_v(\text{dyn})$  Vs. Módulo de Young Vertical estático -  $E_v(\text{sta})$ , bajo condiciones de presión efectiva de reservorio (presión de confinamiento  $P_c=1.800$  PSI).

Las relaciones dinámicas a estáticas analizadas para Poisson (Figura 8.8), no muestran buenas correlaciones (regresión lineal  $R^2=0,40$ ), por lo que se considerará una relación de tipo 1 a 1, tal como se mencionó en el ítem 7.8.3.

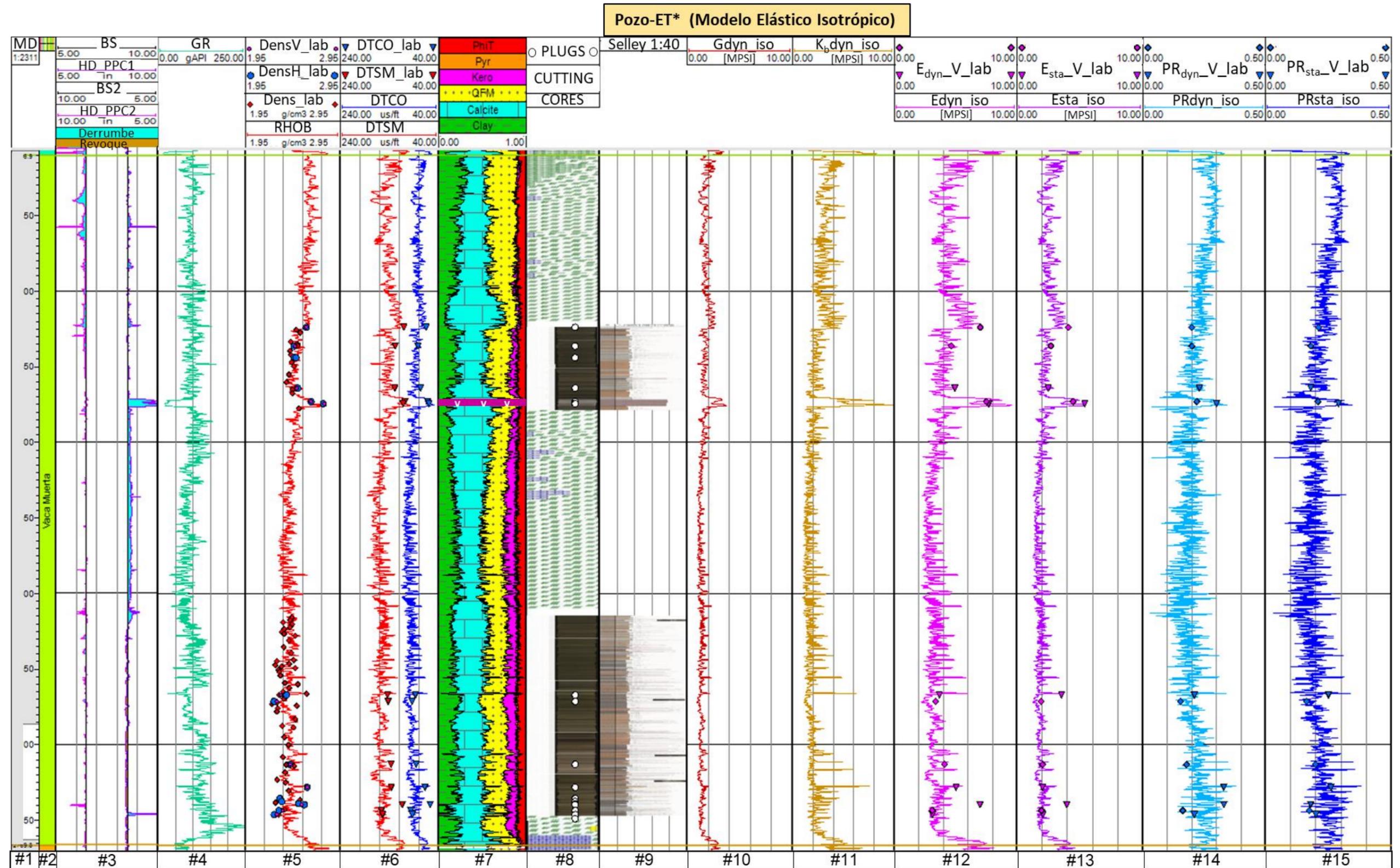


**Figura 8.8:** Relación de Poisson vertical dinámica  $PR_v(\text{dyn})$  Vs. Relación de Poisson vertical estática  $PR_v(\text{sta})$ , bajo condiciones de presión efectiva de reservorio (presión de confinamiento  $P_c=1.800$  PSI).

La Figura 8.9 (pistas 3 a 9) muestra los datos de entrada utilizados para desarrollar el modelo elástico geomecánico. La pista 3 representa el tamaño del trepante, junto con

el registro del calibre, herramienta que proporciona una medición continua del tamaño y la forma de un pozo a lo largo del mismo, donde es posible ver revoques y derrumbes (cavernas). La pista 4 es el perfil de Rayos *Gamma* (GR), útil para inferir tipos de litologías a partir del análisis de radioactividad que suelen emitir algunos minerales como las arcillas, los silicatos de potasio etcétera. La pista 5 representa la densidad volumétrica (RHOB), que muestra una buena correlación con las mediciones de densidad de laboratorio, en muestras verticales y horizontales. La pista 6 representa las denominadas curvas de lentitud de onda compresional (curva azul) y de cizalla (curva roja). Las velocidades medidas en las muestras de laboratorio para la calibración son ligeramente más rápidas que las curvas, esto es debido principalmente a las diferencias en la frecuencia de onda y la resolución vertical. Se asume que las correcciones ambientales y calibraciones se han aplicado correctamente a los registros de pozos por parte de la compañía de servicio y verificadas luego por la compañía operadora. Las pistas 7, 8 y 9 representan respectivamente la composición mineralógica principal de las rocas, interpretada a partir del registro de espectroscopía de rayos *gamma*, el control geológico (*mudlogging*) junto con fotografías de las coronas extraídas, y finalmente el registro geológico de tipo Selley que describe la sección donde se extrajeron las coronas.

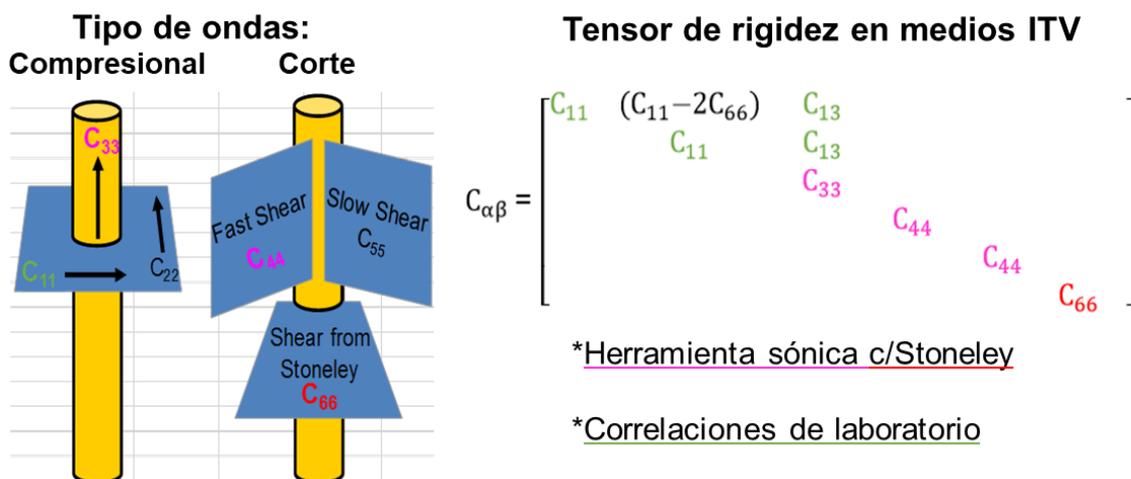
El MEI que se muestra en las pistas 10 a 15 de la Figura 8.9, representa el comportamiento elástico isotrópico de las diferentes litologías a lo largo de la Formación Vaca Muerta. Se obtuvieron buenas correlaciones entre curvas y mediciones de laboratorio, así como también fueron buenas las correlaciones entre parámetros dinámicos y estáticos. Debe señalarse que este modelo proporciona una vista rápida del comportamiento de la roca en la dirección vertical, pero no en la horizontal, siendo esta última dirección necesaria para describir y modelar un entorno anisotrópico.



**Figura 8.9:** Modelo Elástico Isotrópico (MEI) para rocas heterogeneas. Los puntos sobre las curvas representan las calibraciones de las curvas en muestras analizadas en laboratorio. **Pista #1:** MD (Measure Depth): profundidad medida en metros; **#2:** Fm. Vaca Muerta; **#3:** CALIBRE (orientado) y BS (Bit Size=tamaño del trepano) en pulgadas; **#4:** GR: Gamma Ray en gAPI; **#5:** RHOB (Bulk Density): densidad en g/cm<sup>3</sup>; **#6:** DTCO (Compressional Slowness) y DTSM (Shear Slowness): lentitud de las ondas compresionales y de cizalla, ambas en us/ft; **#7:** Petrofísica a partir de herramienta espectroscópica de rayos gamma; **#8:** CUTTING: Control geológico (Mudlogging) y CORE: fotografías del intervalo de donde se extrajeron las coronas; **#9:** Selley: registro de interpretación geológica (informe interno Chevron-LCV, realizado por Marlats y Tórtora, 2014); **#10:** G<sub>dyn\_iso</sub>: Módulo de corte isotrópico dinámico en MPSI; **#11:** K<sub>dyn\_iso</sub>: Módulo de rigidez isotrópica dinámica en MPSI; **#12:** E<sub>dyn\_iso</sub>: Módulo de Young isotrópico dinámico en MPSI; **#13:** E<sub>sta\_iso</sub>: Módulo de Young isotrópico estático en MPSI; **#14:** PR<sub>dyn\_iso</sub>: Relación de Poisson isotrópica dinámica; **#15:** PR<sub>sta\_iso</sub>: Relación de Poisson isotrópica estática.

### 8.5.2. Modelo Elástico Anisotrópico (MEA)

El pasaje de un modelo isotrópico a transversalmente isotrópico requiere de la utilización de tres nuevos módulos elásticos, completando un total de cinco módulos independientes (véase ecuación 6.23). Según Suarez-Rivera y Bratton (2009), las curvas continuas que representaran los cinco coeficientes de rigidez dinámica independientes ( $C_{\alpha\beta}$ ) dentro del pozo (Figura 8.10) se pueden calcular utilizando las ecuaciones mencionadas durante los procedimientos descritos para el análisis de ensayos triaxiales del ítem 7.7.2. (ecuaciones 7.28 a 7.33).

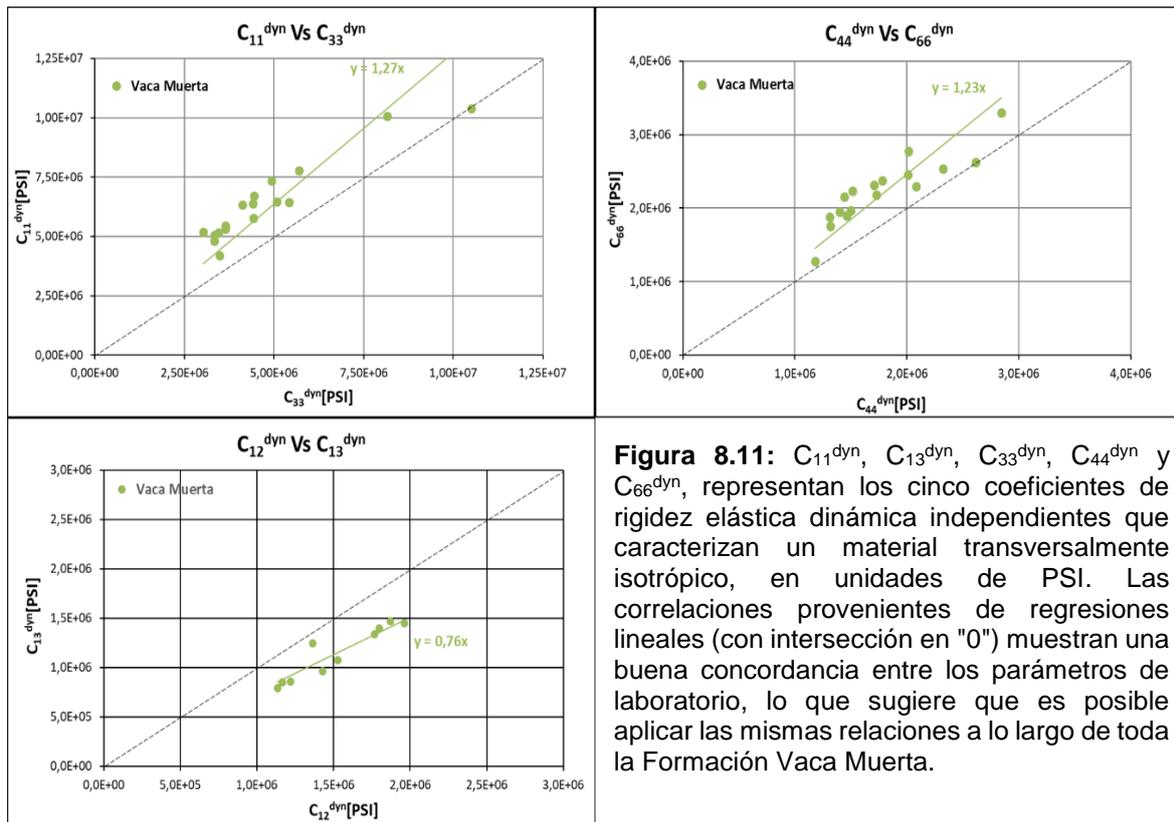


**Figura 8.10:** Esquema mostrando las direcciones de desplazamiento de las ondas compresionales y de corte y su relación con el tensor de rigidez en medios de tipo ITV (modificado de Suarez-Rivera y Bratton, 2009). Los coeficientes  $C_{33}$  y  $C_{44}$  se obtienen a partir del empleo de la herramienta sónica (con la utilización especial de la onda Stoneley para obtener  $C_{66}$ ). Por su parte,  $C_{11}$  y  $C_{13}$  provienen de correlaciones de laboratorio.

Considerando un pozo vertical, perforado en dirección perpendicular a la laminación, se pueden obtener las relaciones entre la rigidez dinámica vertical y horizontal ( $C_{\alpha\beta}^{\text{dyn}}$ ), utilizando para su cálculo las velocidades  $V_p(0^\circ)$  y  $V_s(0^\circ)$  obtenidas directamente del registro sísmico. La Figura 8.11 muestra las correlaciones entre coeficientes representativos de las diversas direcciones y en este caso sin diferenciación por litofacies. Los rangos de valores obtenidos en estas correlaciones, son similares a los medidos por Cuervo *et al.* (2017), quienes además muestran las mismas tendencias de anisotropía.

Las muestras analizadas en los *crossplots* provienen de un total de 367 metros de coronas extraídas de tres de los cuatro pozos analizados dentro de las áreas de El Trapial / Curamched. Las muestras han sido seleccionadas en diferentes profundidades y diversas litologías, siendo estas un 11% calizas, 28% calizas arcillosas, 33% pelitas

calcáreas, y 28% pelitas. Estos yacimientos muestran claras diferencias para cada sección, dependiendo fuertemente del contenido de carbonatos, la riqueza de carbono orgánico total (COT) y la cantidad de minerales arcillosos. Las tendencias generales en la sección inferior muestran un alto contenido de COT, que disminuye hacia arriba, al mismo tiempo que aumenta el contenido de carbonatos totales. Por el contrario, la sección superior es pobre en contenido de COT y arcillas (Fantín *et al.*, 2014).



Con base en las correlaciones de la Figura 8.11, se puede completar el tensor de rigidez dinámico para medios ITV, donde las relaciones obtenidas utilizando las ecuaciones analizadas en el subcapítulo 7.7.2 (ecuaciones 7.28 a 7.33), serán las siguientes:

$$C_{33}^{dyn} = 0,01347445 \cdot \rho \cdot V_p^2(0^\circ) \quad \text{Ídem ecuación 7.31}$$

$$C_{44}^{dyn} = 0,01347445 \cdot \rho \cdot V_s^2(0^\circ) \quad \text{Ídem ecuación 7.32}$$

$$C_{11}^{dyn} = 1,27 \cdot C_{33}^{dyn} \quad \text{Ecuación 8.1}$$

$$C_{66}^{\text{dyn}} = 1,23 \cdot C_{44}^{\text{dyn}} \quad \text{Ecuación 8.2}$$

$$C_{12}^{\text{dyn}} = C_{11}^{\text{dyn}} - 2 \cdot C_{66}^{\text{dyn}} \quad \text{Ecuación 8.3}$$

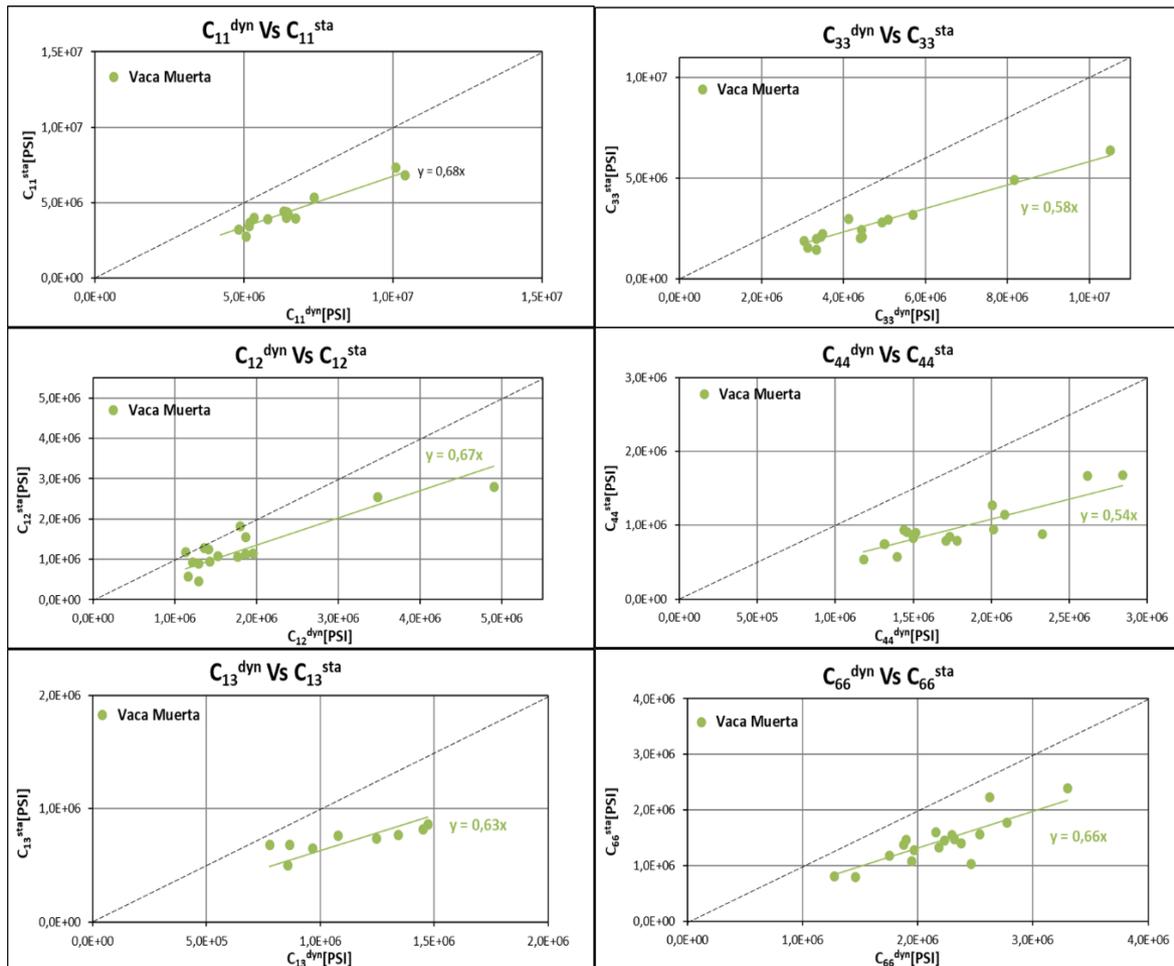
$$C_{13}^{\text{dyn}} = 0,76 \cdot C_{12}^{\text{dyn}} \quad \text{Ecuación 8.4}$$

donde  $C_{\alpha\beta}^{\text{dyn}}$  representan los cinco coeficientes de rigidez elástica dinámica independientes en unidades de MPSI, 0,01347445 es una constante para la conversión de unidades a MPSI,  $V_s$  ( $0^\circ$ ) es la velocidad de la onda de corte "S" perpendicular a la laminación,  $V_p$  ( $0^\circ$ ) es la velocidad de la onda compresional "P" perpendicular a la laminación de la roca (todas las velocidades se encuentran expresadas en ft/ $\mu$ s), y  $\rho$  es la densidad volumétrica en g/cm<sup>3</sup>.

En forma paralela se calculan los coeficientes de rigidez estáticos, empleando las ecuaciones 7.18 a 7.23 descritas en el ítem 7.7.2. Una vez obtenidas las propiedades estáticas y dinámicas será posible obtener las relaciones entre coeficientes para cada  $C_{\alpha\beta}$  (Figura 8.12).

Es importante mencionar que se requiere un mayor número de muestras para generar correlaciones más representativas, reduciendo así, los errores estadísticos. A pesar de lo mencionado, los rangos de valores y tendencias analizadas, son coincidentes con las medidas por Frydman *et al.* (2016) y Cuervo *et al.* (2017).

Finalmente, utilizando las ecuaciones 7.34 a 7.37, descritas en el ítem 7.7.2., será posible calcular los módulos elásticos  $E_V$ ,  $E_H$ ,  $\nu_V$  y  $\nu_H$ , representativos de las direcciones vertical y horizontal. Las propiedades mecánicas anisotrópicas obtenidas se utilizarán en toda la sección perteneciente a la Formación Vaca Muerta, generando el modelo MEA (Figura 8.13), donde las pistas 1 a 9 son las mismas que en la Figura 8.9.



**Figura 8.12:** Correlaciones dinámicas a estáticas para  $C_{11}$ ,  $C_{12}$ ,  $C_{13}$ ,  $C_{33}$ ,  $C_{44}$  y  $C_{66}$ . Las correlaciones provenientes de regresiones lineales (con intersección en “0”) se ajustan bien entre los parámetros de laboratorio, lo que implica que es posible aplicar las mismas relaciones en todo el pozo.

En forma resumida, para obtener las propiedades dinámicas y estáticas necesarias para comprender la simetría del tensor de rigidez de cuarto orden ( $C_{\alpha\beta}$ ), y describir las propiedades elásticas anisotrópicas de un material, se plantea un flujo de trabajo de 6 etapas, donde se combinan las ecuaciones mencionadas y analizadas en este capítulo, y en capítulos anteriores:

**Paso 1:** Cálculo de los coeficientes de rigidez dinámica vertical  $C_{33}^{dyn}$  y  $C_{44}^{dyn}$  (en laboratorio y en pozo a partir de las mediciones de la herramienta sónica y de densidad):

$$C_{33}^{dyn} = 13474,45 \cdot \rho \cdot Vp^2(0^\circ)$$

$$C_{44}^{dyn} = 13474,45 \cdot \rho \cdot Vs^2(0^\circ)$$

**Paso 2:** Cálculo de los coeficientes de rigidez dinámica horizontal  $C_{11}^{\text{dyn}}$  y  $C_{66}^{\text{dyn}}$ , y diagonal  $C_{13}^{\text{dyn}}$  y  $C_{12}^{\text{dyn}}$  (en laboratorio):

$$C_{11}^{\text{dyn}} = 13474,45 \cdot \rho \cdot V_p^2(90^\circ)$$

$$C_{66}^{\text{dyn}} = 13474,45 \cdot \rho \cdot V_s^2(90^\circ)$$

$$C_{13}^{\text{dyn}} = -C_{44}^{\text{dyn}} + \left[ 4 \cdot \rho^2 \cdot (V_p(45^\circ))^4 - 2 \cdot \rho \cdot (V_p(45^\circ))^2 (C_{11}^{\text{dyn}} + C_{33}^{\text{dyn}} + 2 \cdot C_{44}^{\text{dyn}}) + (C_{11}^{\text{dyn}} + C_{44}^{\text{dyn}}) \cdot (C_{33}^{\text{dyn}} + C_{44}^{\text{dyn}}) \right]^{0,5}$$

$$C_{12}^{\text{dyn}} = C_{11}^{\text{dyn}} - 2 \cdot C_{66}^{\text{dyn}}$$

**Paso 3:** Obtención de relaciones entre parámetros verticales, horizontales y diagonales de laboratorio, extrapolables a curvas continuas en subsuelo (Figura 8.11).

**Paso 4:** Cálculo de los coeficientes de rigidez estáticos en base a mediciones directas del módulo de Young y la relación de Poisson en laboratorio, en *plugs* horizontales y verticales:

$$C_{11}^{\text{sta}} = \frac{E_h^{\text{sta}} \cdot \left( 1 - \frac{E_h^{\text{sta}}}{E_v^{\text{sta}}} \cdot \nu_v^{\text{sta}2} \right)}{(1 + \nu_h^{\text{sta}}) \cdot \left( 1 - 2 \cdot \frac{E_h^{\text{sta}}}{E_v^{\text{sta}}} \cdot \nu_v^{\text{sta}2} - \nu_h^{\text{sta}} \right)}$$

$$C_{12}^{\text{sta}} = \frac{E_h^{\text{sta}} \cdot \left( \frac{E_h^{\text{sta}}}{E_v^{\text{sta}}} \cdot \nu_v^{\text{sta}2} + \nu_h^{\text{sta}} \right)}{A}$$

$$C_{13}^{\text{sta}} = \frac{E_h^{\text{sta}} \cdot \nu_v \cdot (\nu_h + 1)}{(1 + \nu_h^{\text{sta}}) \cdot \left( 1 - 2 \cdot \frac{E_h^{\text{sta}}}{E_v^{\text{sta}}} \cdot \nu_v^{\text{sta}2} - \nu_h^{\text{sta}} \right)}$$

$$C_{33}^{\text{sta}} = \frac{E_v \cdot (1 - \nu_h^2)}{(1 + \nu_h^{\text{sta}}) \cdot \left( 1 - 2 \cdot \frac{E_h^{\text{sta}}}{E_v^{\text{sta}}} \cdot \nu_v^{\text{sta}2} - \nu_h^{\text{sta}} \right)}$$

$$C_{44}^{\text{sta}} = \frac{E_v}{2 \cdot (1 + \nu_v^{\text{sta}})} \quad (* \text{ o una de sus variedades, ecuaciones 7.24 o 7.25})$$

$$C_{66}^{\text{sta}} = \frac{C_{11}^{\text{sta}} - C_{12}^{\text{sta}}}{2}$$

**Paso 5:** Obtener correlaciones extrapolables al subsuelo entre coeficientes dinámicos a estáticos para cada  $C_{\alpha\beta}$  (Figura 8.12).

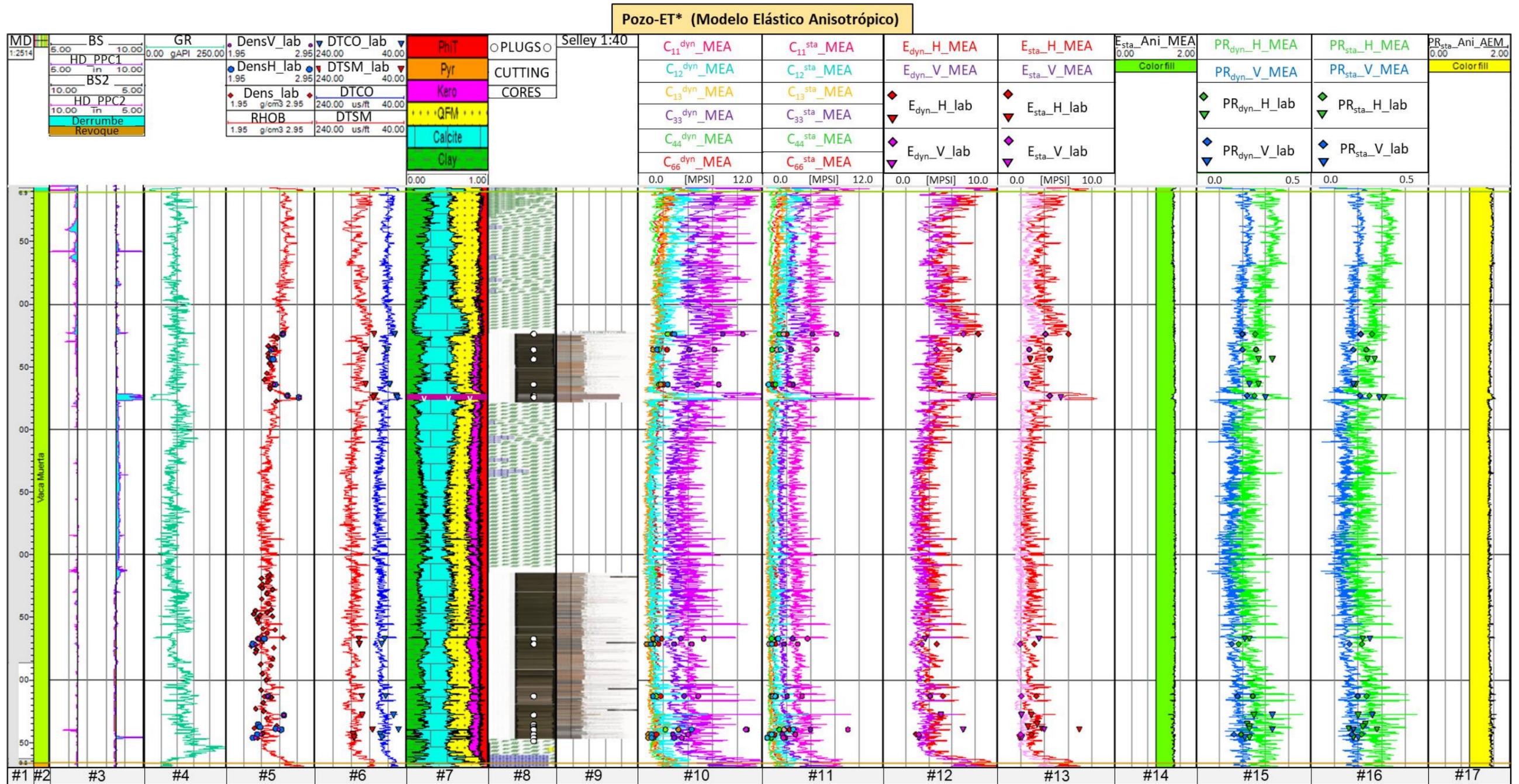
**Paso 6:** A partir de los coeficientes de rigidez  $C_{\alpha\beta}^{\text{dyn}}$  y  $C_{\alpha\beta}^{\text{sta}}$  obtenidos en laboratorio y extrapolados al subsuelo, será posible calcular los módulos elásticos en las direcciones vertical ( $E_v$  y  $\nu_v$ ) y horizontal ( $E_h$  y  $\nu_h$ ) tanto para condiciones dinámicas como estáticas en laboratorio y subsuelo:

$$E_h = \frac{(C_{11}-C_{12})(C_{11}\cdot C_{33}-2\cdot C_{13}\cdot C_{13}+C_{12}\cdot C_{33})}{C_{11}\cdot C_{33}-C_{13}\cdot C_{13}}$$

$$E_v = C_{33} - \left[ \frac{2\cdot C_{13}\cdot C_{13}}{C_{11}+C_{12}} \right]$$

$$\nu_h = \frac{C_{13}}{C_{11}+C_{12}}$$

$$\nu_v = \frac{C_{33}C_{12}-C_{13}C_{13}}{C_{11}C_{33}+C_{13}C_{13}}$$



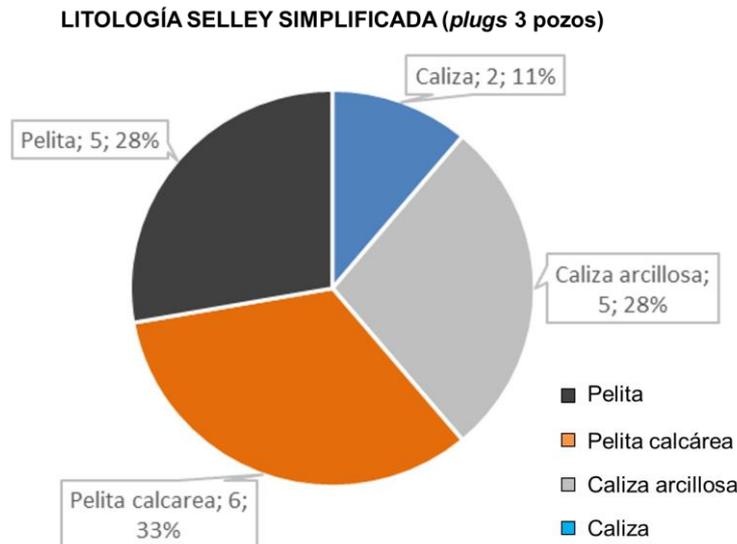
**Figura 8.13:** Modelo Elástico Anisotrópico (MEA) para rocas heterogeneas. Los puntos sobre las curvas representan las calibraciones de las curvas en muestras analizadas en laboratorio. **Pista #1:** MD (*Measure Depth*): profundidad medida en metros; **#2:** Fm. Vaca Muerta; **#3:** CALIBRE (orientado) y BS (*Bit Size*=tamaño del trepao) en pulgadas; **#4:** GR: *Gamma Ray* en gAPI; **#5:** RHOB (*Bulk Density*): densidad en g/cm<sup>3</sup>; **#6:** DTCO (*Compressional Slowness*) y DTSM (*Shear Slowness*): lentitud de las ondas compresionales y de cizalla, ambas en us/ft; **#7:** Petrofísica a partir de herramienta espectroscópica de rayos gamma; **#8:** CUTTING: Control geológico (*Mudlogging*) y CORE: fotografías del intervalo de donde se extrajeron las coronas; **#9:** Selley: registro de interpretación geológica (informe interno Chevron-LCV, realizado por Marlats y Tórtora, 2014); **#10:** C<sub>11</sub><sup>dyn</sup>\_MEA: Coeficientes de rigidez dinámica en MPSI; **#11:** C<sub>11</sub><sup>sta</sup>\_MEA: Coeficientes de rigidez estática en MPSI; **#12:** E<sub>dyn</sub>\_H\_MEA y E<sub>dyn</sub>\_V\_MEA: Módulos de Young horizontal y vertical dinámicos en MPSI; **#13:** E<sub>sta</sub>\_H\_MEA y E<sub>sta</sub>\_V\_MEA: Módulos de Young horizontal y vertical estáticos en MPSI; **#14:** E<sub>sta</sub>\_Ani\_MEA: Relación de anisotropía para el Módulo de Young estático; **#15:** PR<sub>dyn</sub>\_H\_MEA y PR<sub>dyn</sub>\_V\_MEA: Relación de Poisson horizontal y vertical dinámica; **#16:** PR<sub>sta</sub>\_H\_MEA y PR<sub>sta</sub>\_V\_MEA: Relación de Poisson horizontal y vertical estática; **#17:** PR<sub>sta</sub>\_Ani\_MEA: Relación de anisotropía para la relación Poisson estática.

Las curvas de rigidez se correlacionan en gran medida con sus mediciones de laboratorio (Figura 8.13, pistas 10 y 11). Las pistas 12 y 13 muestran los módulos de Young dinámico y estático respectivamente, donde las propiedades dinámicas son más altas que las estáticas, y las propiedades horizontales muestran una mayor rigidez que las verticales. Este fenómeno se puede deber principalmente a la naturaleza laminada de este tipo de rocas. La calibración con pruebas de laboratorio muestra un comportamiento más rígido en las muestras de *plugs* que en las curvas calculadas para las propiedades estáticas y dinámicas, probablemente como resultado entre las diferentes frecuencias utilizadas para las mediciones de velocidades en el pozo y el laboratorio. La pista 14 muestra la anisotropía estimada para el módulo de Young, definida como la relación entre  $E_h / E_v$ , a lo largo de la Formación Vaca Muerta. Se observa que la anisotropía hacia la zona superior de la formación es de un 40%, aumentando a un 45% para la zona medio, y reduciéndose nuevamente hacia la zona inferior (40%). Las capas más ricas en carbonatos, junto con los filones volcánicos, que se alternan en la secuencia, muestran baja anisotropía, alcanzando el 25%. Las pistas 15 y 16 muestran la relación de Poisson dinámica y estática respectivamente, donde es posible observar una tendencia similar a lo ocurrido en el módulo de Young, con propiedades horizontales más altas que las verticales. La pista 17 muestra la anisotropía de la relación de Poisson a lo largo de la Formación Vaca Muerta, y sugiere una anisotropía que varía entre 50 y 55% en la parte superior y base, y de 45 a 50% en la sección media.

### 8.5.3. Modelo Elástico Anisotrópico de Detalle Litológico (MEAD)

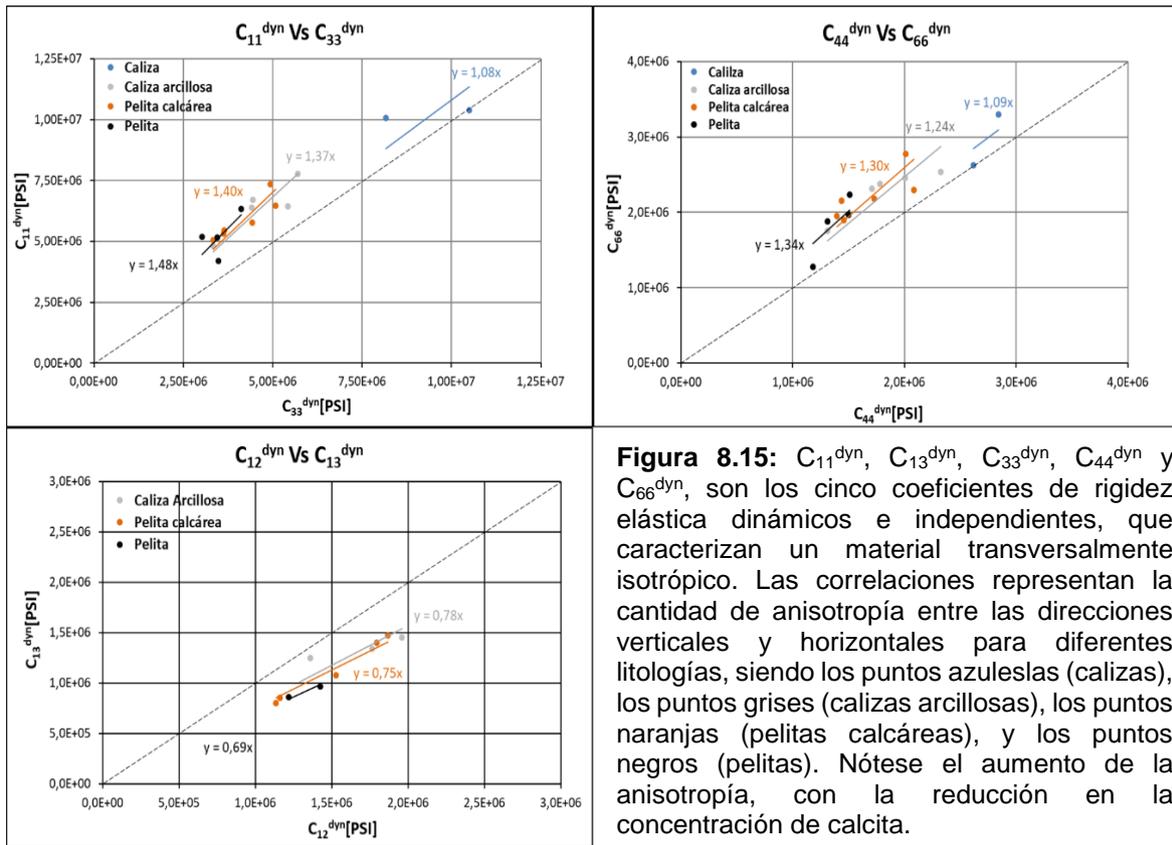
El conjunto de rocas mostrado en la estratigrafía mecánica presenta una variedad de comportamientos elásticos a inelásticos, sensibles a los esfuerzos.

El flujo de trabajo matemático para arribar a un modelo de tipo MEAD sigue el mismo procedimiento mostrado para el modelo MEA. Para el modelo MEAD, es imprescindible disponer de una gran cantidad de muestras, considerando que la reducción generada al discriminar entre facies es de gran importancia. Lo anteriormente mencionado, sumado a la conformación de conjuntos de *plugs* para analizar la anisotropía, entendiéndose que por cada conjunto se requieren tres (3) muestras por profundidad o intervalo (1 horizontal, 1 vertical y 1 a 45°). Es importante mencionar que la cantidad de muestras obtenidas fue menor a la prevista, ya que la extracción de *plugs* depende de una buena integridad de la roca. Para el caso de estudio, se analizaron 18 conjuntos, en muestras provenientes de tres pozos, con un total de 54 *plugs* separados en 4 litologías (Figura 8.14).

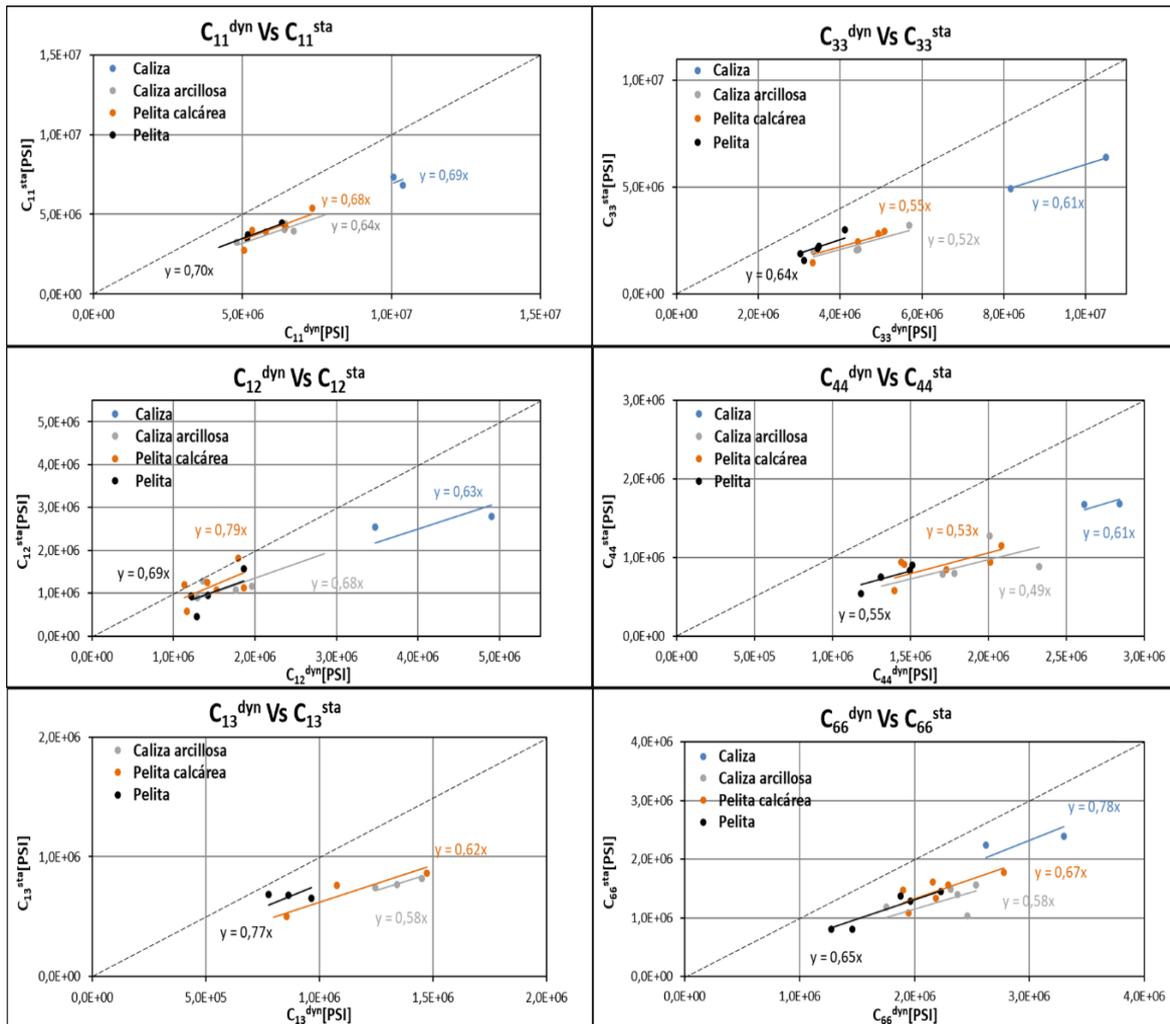


**Figura 8.14:** Diagrama de torta para las diferentes litologías analizadas, entre las que se destacan las calizas, calizas arcillosas, pelitas calcáreas y pelitas.

La principal diferencia con el modelo MEA es que cada grupo de facies tiene su propia correlación (Figura 8.15), diferenciada por su contenido de carbonatos. Las pelitas y pelitas calcáreas (puntos negros y anaranjados respectivamente), presentan bajo contenido de calcita, mientras que las calizas arcillosas y las calizas (puntos grises y azules respectivamente), acorde a lo esperable a partir de su análisis, muestran un mayor porcentaje de calcita. La pendiente de las correlaciones varía de azul, gris, naranja y negro, siendo cada vez más empinadas y pronunciadas, lo que sugiere que tienen diferentes comportamientos. El cambio en la pendiente se considera directamente relacionado con la anisotropía de la roca, con un aumento en el comportamiento anisotrópico desde las calizas a las pelitas. La tendencia lineal, paralela, y cercana a la línea 1:1 (línea de guiones negra) implica que esas rocas son más similares entre sus ejes de simetría, tal como sucede con las rocas isotrópicas. Estos resultados son consistentes con los datos publicados por Suarez-Rivera *et al.* (2011). Por otra parte, los puntos negros, naranjas y grises muestran un comportamiento similar entre ellos, siendo además menos rígidos que los puntos azules asociados a las calizas.



De manera similar a los dos modelos anteriores, el modelo anisotrópico detallado presenta propiedades dinámicas más altas que las propiedades estáticas (Figura 8.16), donde las facies litológicas describen un comportamiento mecánico distinto. La tendencia no es tan clara entre las facies, donde al menos es posible observar una cierta tendencia entre las pelitas, pelitas calcáreas y calizas arcillosas, mostrando un aumento en la diferencia entre las propiedades dinámicas y estáticas en ese orden, mientras que las calizas de alta rigidez no presentan un comportamiento determinado. Debido en parte a que solo se usaron dos muestras.



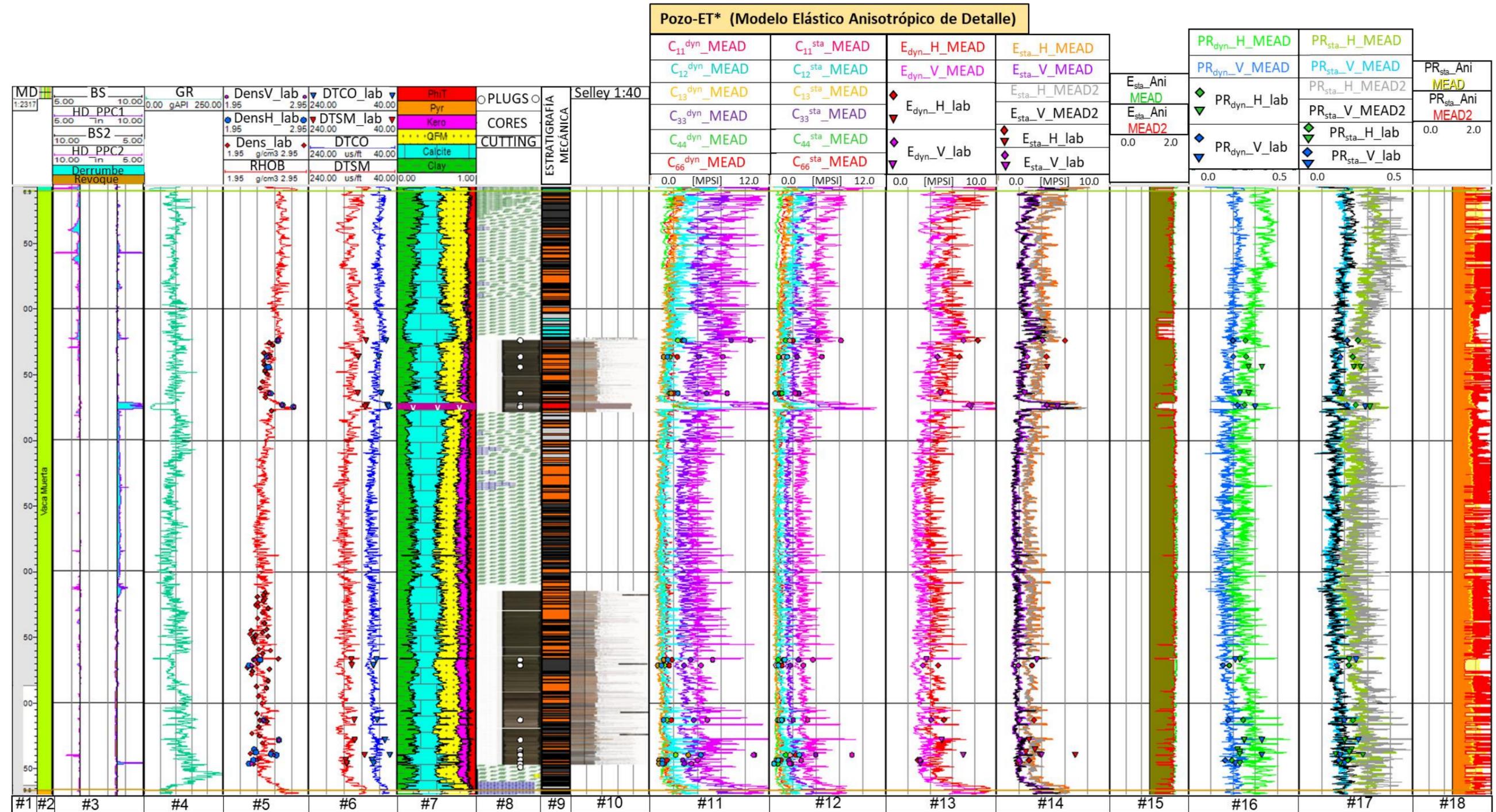
**Figura 8.16:** Correlaciones de rigidez dinámica a estática para  $C_{11}$ ,  $C_{12}$ ,  $C_{13}$ ,  $C_{33}$ ,  $C_{44}$  y  $C_{66}$ . Las correlaciones están representadas por regresiones lineales (con intersección en "0"). Los puntos azules representan las calizas, los puntos grises las calizas arcillosas, los puntos anaranjados las pelitas calcáreas, y los puntos negros las pelitas. Las diferencias observadas se deben mayormente a que las pelitas y las pelitas calcáreas son las rocas con menor contenido de carbonatos y mayor grado de laminación.

La Figura 8.17 muestra el modelo MEAD para toda la Formación Vaca Muerta en lo que respecta al Pozo-ET\*. Los datos de entrada necesarios para calcular el modelo elástico se muestran en las pistas 3 a 10. Cada grupo de facies representadas en la estratigrafía mecánica (pista 9) posee diferentes correlaciones, como fue demostrado en las Figuras 8.15 y 8.16.

En las pistas 11 y 12 de la Figura 8.17, es posible observar que las curvas de rigidez se correlacionan bien con sus mediciones de laboratorio, mostrando picos positivos y negativos pronunciados debido al contraste entre los grupos litológicos. Las pistas 13 y 14 muestran, respectivamente, los módulos de Young dinámicos y estáticos (horizontal y vertical), calculados a partir de los coeficientes de rigidez. El módulo de Young en dirección horizontal es más alto que el de la dirección vertical (alrededor del

60%), mostrando comportamientos similares en las secciones calcáreas y filones volcánicos, con anisotropías en el orden del 15% al 20% (pista 15). Cabe mencionar que se han calculado dos perfiles de anisotropía, tanto para el módulo de Young (pista 15), como para la relación de Poisson (pista 18), lo cual se explicará más adelante. De igual forma que en el modelo MEA (Figura 8.13), se observa que la calibración con pruebas de laboratorio se ajusta mejor a las propiedades estáticas que a las dinámicas. Las pistas 16 y 17 muestran, respectivamente, la relación de Poisson dinámica y estática (vertical y horizontal), con sus puntos medidos en laboratorio, mostrando una buena calibración. Las tendencias dinámicas y estáticas se correlacionan según lo esperado, donde es posible observar parámetros dinámicos más altos que los estáticos, además, las propiedades horizontales son más altas que las verticales a través de la Formación Vaca Muerta.

Durante el análisis de correlación dinámico a estático por litofacies, se han encontrado algunas discrepancias. Las anisotropías encontradas en muestras de laboratorio para cada litología, no pudieron ser representadas en la anisotropía del módulo de Young, y principalmente en la anisotropía en la relación de Poisson (pistas 15 y 18, respectivamente). Además, para la anisotropía en la relación de Poisson, es posible observar una curva con calidad deficiente, con valores muy altos y gran cantidad de picos, lo cual no representa la roca real. La principal hipótesis para explicar este comportamiento impredecible, podría ser la falta de datos, con gran cantidad de valores estáticos erráticos, que llevaron a realizar la calibración en función de una estadística pobre. Debido a las dificultades descritas anteriormente, se estableció un modelo adicional para el modelo MEAD, llamado MEAD-2, donde la correlación dinámica a estática se ha llevado a cabo utilizando la correlación general para la Formación Vaca Muerta aplicada en el modelo MEA, es decir, sin discriminación por litofacies para esta etapa, actuando como promedio de todas las litologías. Las curvas resultantes (pistas 15 y 18), demostraron reproducir el comportamiento observado en el laboratorio. Por lo tanto, la anisotropía varía según el contenido de calcita, lo que resulta en pelitas y pelitas calcáreas con un alto grado de anisotropía (55% a 70% para el módulo de Young, y 50% a 70% para la relación de Poisson). Por otro lado, las calizas y calizas arcillosas, presentan menor anisotropía (valores de módulo de Young entre 20% a 55%, y relación de Poisson alrededor de 50%).



**Figura 8.17:** Modelo Elástico Anisotrópico de Detalle Litológico (MEAD) para rocas heterogeneas. Los puntos sobre las curvas representan las calibraciones de las curvas en muestras analizadas en laboratorio. **Pista #1: MD** (Measure Depth): profundidad medida en metros; **#2:** Fm. Vaca Muerta; **#3: CALIBRE** (orientado) y **BS** (Bit Size=tamaño del trepante) en pulgadas; **#4: GR:** Gamma Ray en gAPI; **#5: RHOB** (Bulk Density): densidad en g/cm<sup>3</sup>; **#6: DTCO** (Compressional Slowness) y **DTSM** (Shear Slowness): lentitud de las ondas compresionales y de cizalla, ambas en us/ft; **#7:** Petrofísica a partir de herramienta espectroscópica de rayos gamma; **#8: CUTTING:** Control geológico (Mudlogging) y **CORE:** fotografías del intervalo de donde se extrajeron las coronas; **#9: MECHANIC STRATIGRAPHY:** Estratigrafía Mecánica; **#10: Selley:** registro de interpretación geológica (informe interno Chevron-LCV, realizado por Marlats y Tórtora, 2014); **#11:  $C_{op}^{dyn\_MEAD}$ :** Coeficientes de rigidez dinámica en MPsi; **#12:  $C_{op}^{sta\_MEAD}$ :** Coeficientes de rigidez estática en MPsi; **#13:  $E_{dyn\_H\_MEAD}$  y  $E_{dyn\_V\_MEAD}$ :** Módulos de Young horizontal y vertical dinámicos en MPsi; **#14:  $E_{sta\_H\_MEAD}$  &  $E_{sta\_H\_MEAD-2}$  y  $E_{sta\_V\_MEAD}$  &  $E_{sta\_V\_MEAD-2}$ :** Módulos de Young horizontal y vertical estáticos en MPsi; **#15:  $E_{sta\_Ani\_MEAD}$  &  $E_{sta\_Ani\_MEAD-2}$ :** Relación de anisotropía para el Módulo de Young estático (calculados sin discriminación litológica y discriminación litológica, respectivamente. Nótese similares respuestas); **#16:  $PR_{dyn\_H\_MEAD}$  y  $PR_{dyn\_V\_MEAD}$ :** Relación de Poisson horizontal y vertical dinámica; **#17:  $PR_{sta\_H\_MEAD}$  &  $PR_{sta\_H\_MEAD-2}$  y  $PR_{sta\_V\_MEAD}$  &  $PR_{sta\_V\_MEAD-2}$ :** Relación de Poisson horizontal y vertical estática; **#18:  $PR_{sta\_Ani\_MEAD}$  &  $PR_{sta\_Ani\_MEAD-2}$ :** Relación de anisotropía para la relación Poisson estática (calculados sin discriminación litológica y discriminación litológica, respectivamente. Nótese diferentes respuestas, siendo la correcta la que no posee discriminación litológica).

#### 8.5.4 Comparación de modelos

Para obtener un modelo representativo de esfuerzos *in-situ* con su gradiente de fractura (Figura 8.18) y ventana de estabilidad de pozo, primero es necesario tener un sólido conocimiento del modelo elástico alrededor del mismo. Al momento no existe un acuerdo sobre qué tipo de modelo elástico se debe utilizar, qué cantidad de detalles debe tener y cuánto tiempo debería demandar su construcción. Una de las razones por las que en la mayoría de los reservorios de tipo *shale* se aplican a una simplificación isotrópica, se relaciona con las limitaciones al momento de medir las constantes elásticas dinámicas (Mavko y Bandyopadhyay, 2009).

En este trabajo, se concluye que el grado de representatividad dependerá del propósito de la aplicación, dependiendo de lo que se modele y su alcance.

El modelo MEI, será útil para extensas masas de rocas homogéneas, y un grado de anisotropía mecánica débil (por ejemplo, areniscas de ambientes eólicos, localizadas en cuencas con tectónismo débil). No será necesario realizar pruebas de laboratorio anisotrópicas, ni el uso de herramientas de registro de pozo con sensores extras para la medición de la onda de cizalla y Stoneley, que elevan el costo de las operaciones de adquisición de datos, ni modelos matemáticos/computacionales avanzados. El uso práctico de un modelo elástico isotrópico en rocas heterogéneas como la Formación Vaca Muerta solo puede justificarse para una vista rápida, identificando propiedades elásticas y sus límites. Esta práctica no es recomendable debido a que subestima el valor del esfuerzo horizontal mínimo " $\sigma_h$ ", como se demuestra en este trabajo (ver Figura 8.18, pista 9), y como fuera probado por otros autores como Hamza *et al.* (2015). Es importante mencionar que los esfuerzos horizontales se calcularon utilizando las variables que se describen a continuación, y que serán explicadas en detalle a lo largo de este capítulo. La curva de sobrecarga litostática " $\sigma_v$ " fue estimada en 1,08 PSI/ft a partir de la integración del registro de densidad según procedimientos estandarizados de la industria y coincidente en un 99% con lo obtenido por Cuervo *et al.* (2014) para la misma área. La curva de presión poral "Pp", se obtuvo asumiendo un gradiente constante de sobrepresión y coincidente con eventos de sobrepresión como inlfujos de gas, la densidad del lodo, ensayos de tipo MDT, etc, arrojando un valor de 0,9 PSI/ft para el sector medio y basal de la Formación Vaca Muerta. Este valor se encuentra por debajo de lo obtenido por Cuervo *et al.* (2014), quienes obtuvieron mediante el método de Bowers, un valor de 1,02 PSI/ft). Los coeficientes de Biot se obtuvieron de dos maneras diferentes, ya sea para el modelo isotrópico, a partir de  $K_b$  y  $K_g$  (módulo de rigidez de la roca y módulo de rigidez del grano, respectivamente) y para el modelo anisotrópico a partir de los coeficientes de rigidez, según la metodología de Suarez-

Rivera y Fjaer (2012). Y finalmente, la deformación tectónica mínima, se calibró con el objetivo de aproximar el esfuerzo horizontal mínimo “ $\sigma_h$ ” con la medición del ISIP (*Instantaneous Shut in Pressure* = cierre instantáneo de presión), en los cuatro pozos del área de estudio, considerando tal medición como un límite superior (Frydman *et al.*, 2016). La deformación tectónica máxima, se ha calibrado con la intención de lograr representar las zonas de *breakouts* y fracturas inducidas, además de obtener un régimen de esfuerzos de normal a transcurrente en el área, donde el esfuerzo máximo horizontal “ $\sigma_H$ ” será igual o más alto que “ $\sigma_v$ ”.

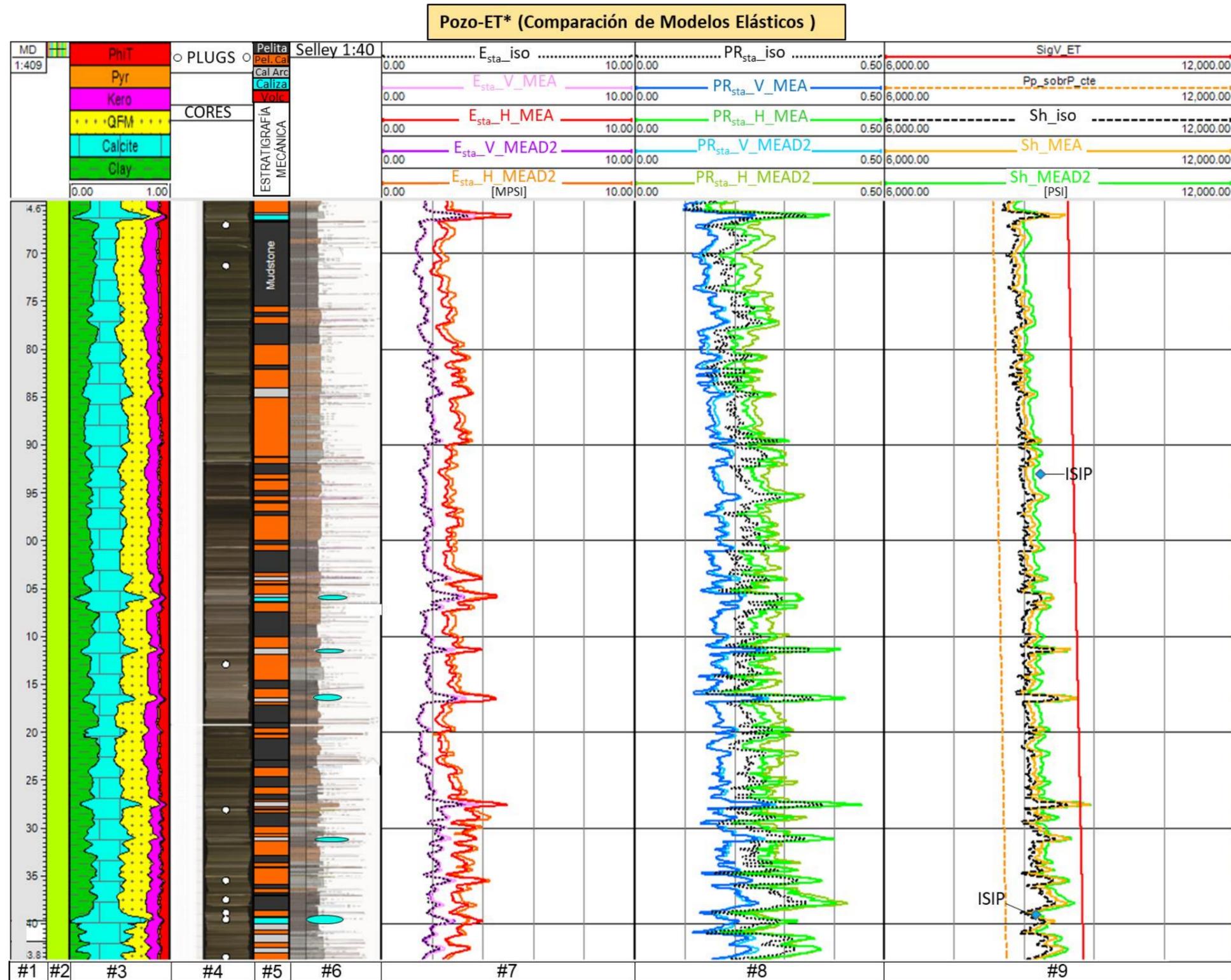
Para el cálculo del esfuerzo horizontal menor, se utilizó la ecuación poroelástica en su versión simplificada para el modelo isotrópico, según la ecuación 8.5, y para los modelos anisotrópicos, según la ecuación 7.17.a (Thiercelin y Plumb, 1994):

$$\sigma_{h\_min}^{iso} = P_p \cdot \alpha_{iso} + \left(\frac{\nu}{1-\nu}\right) \cdot (\sigma_v - P_p \cdot \alpha_{iso}) + \left(\frac{E}{1-\nu^2}\right) \cdot \varepsilon_h + \left(\frac{\nu \cdot E}{1-\nu^2}\right) \cdot \varepsilon_H \quad \text{Ecuación 8.5}$$

$$\sigma_{h\_min}^{Ani} = P_p \cdot \alpha_h + \left(\frac{E_h}{E_v}\right) \cdot \left(\frac{\nu_v}{1-\nu_h}\right) \cdot (\sigma_v - P_p \cdot \alpha_v) + \left(\frac{E_h}{1-\nu_h^2}\right) \cdot \varepsilon_h + \left(\frac{\nu_h \cdot E_h}{1-\nu_h^2}\right) \cdot \varepsilon_H \quad \text{Ídem ec. 7.17.a}$$

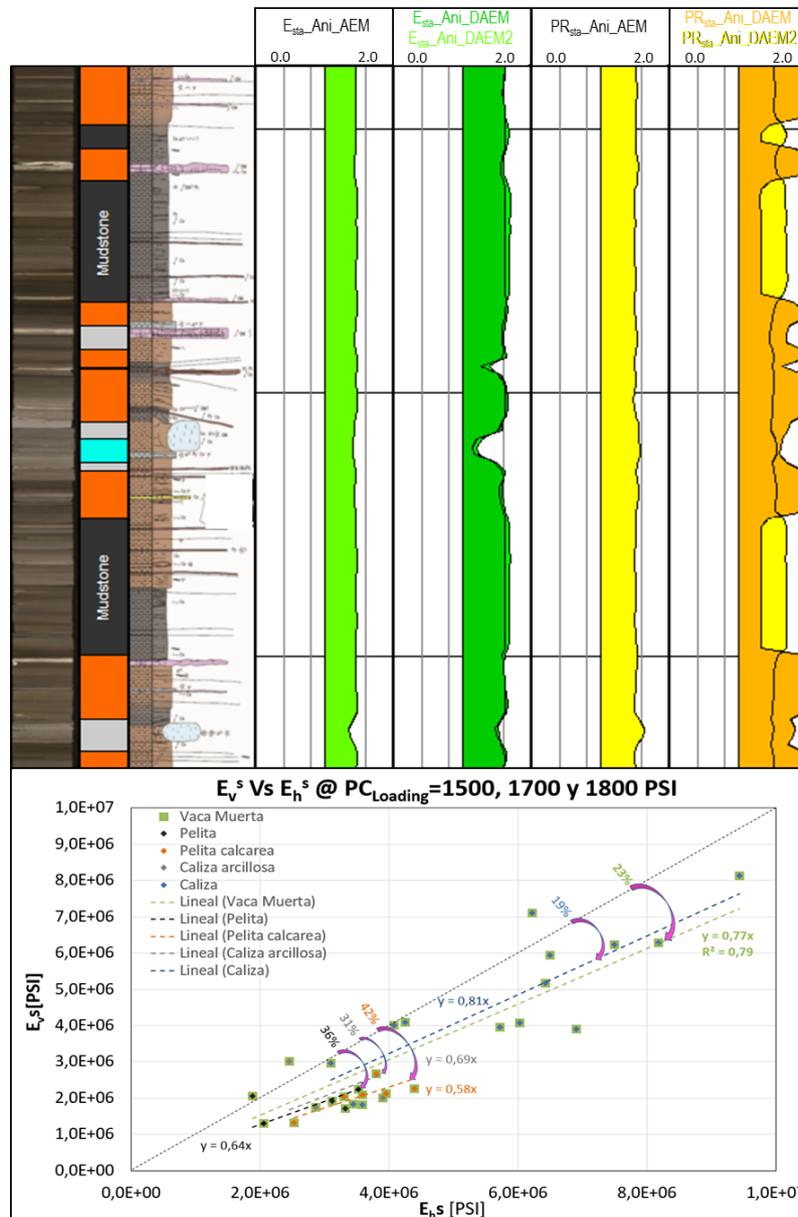
donde  $\sigma_h$  representa el esfuerzo principal horizontal menor y  $\sigma_v$  representa el esfuerzo vertical,  $P_p$  representa la presión poral,  $\alpha$  representa el coeficiente de Biot,  $\nu$  representa la relación de Poisson,  $E$  representa el módulo de Young,  $\varepsilon_h$  y  $\varepsilon_H$  son las deformaciones tectónicas mínima y máxima respectivamente (siendo estos los principales factores de calibración, con  $\varepsilon_H > \varepsilon_h$ ), los subíndices h y v representan las direcciones horizontal y vertical respectivamente, y los superíndices iso y Ani, representan los modelos isotrópico y anisotrópico respectivamente (Economides y Nolte, 2000).

Del análisis de la pista 9 (Figura 8.18), se puede corroborar que los modelos elásticos que intentan representar el comportamiento mecánico de la Formación Vaca Muerta, muestran un aumento en el estado del esfuerzo horizontal menor a medida que se generan modelos más complejos y detallados (Sh\_ISO < Sh\_MEA < Sh\_MEAD).



**Figura 8.18:** Comparación entre modelos elásticos con puntos de calibración de ensayos de campo para el esfuerzo horizontal mínimo y gradiente de fractura. **Pista #1:** MD (*Measure Depth*): profundidad medida en metros; **#2:** Fm. Vaca Muerta; **#3:** Petrofísica a partir de herramienta espectroscópica de rayos gamma; **#4:** CORE: fotografías del intervalo de donde se extrajeron las coronas; **#5:** MECHANIC STRATIGRATIGRAPHY: Estratigrafía Mecánica; **#6:** Selley: registro de interpretación geológica (informe interno Chevron-LCV, realizado por Marlats y Tórtora, 2014); **#7:**  $E_{sta\_iso}$ : Módulo de Young estático isotrópico,  $E_{sta\_H\_MEA}$  y  $E_{sta\_V\_MEA}$ : Módulos de Young horizontal y vertical estáticos anisotrópicos,  $E_{sta\_H\_MEAD}$  y  $E_{sta\_V\_MEAD}$ : Módulos de Young horizontal y vertical estáticos anisotrópicos (con discriminación litológica), en MPSI; **#8:**  $PR_{sta\_iso}$ : Relación de Poisson isotrópica,  $PR_{sta\_H\_MEA}$  y  $PR_{sta\_V\_MEA}$ : Relación de Poisson horizontal y vertical anisotrópica,  $PR_{sta\_H\_MEAD}$  y  $PR_{sta\_V\_MEAD}$ : Relación de Poisson horizontal y vertical anisotrópica (con discriminación litológica); **#9:**  $SigV_{ET}$ : Esfuerzo vertical,  $Pp\_SobrP\_cte$ : Presión poral constante (calibrada con inlfujos, kicks, peso de lodo, etc),  $Sh_{iso}$ : Esfuerzo horizontal mínimo isotrópico,  $Sh_{MEA}$ : Esfuerzo horizontal mínimo anisotrópico,  $Sh_{MEAD}$ : Esfuerzo horizontal mínimo anisotrópico (con discriminación litológica), calibrados con ISIP=Instantaneous Shut in Pressure, LOT=Leak Off Test, MFO=Mini Fall Off, etc, en PSI.

Este trabajo identifica valores de anisotropía en un orden de magnitud promedio entre un 40% a 45% para el módulo de Young ( $E_H / E_V$ ) en un MEA, y de 20% a 70% para un MEAD-2 (Figura 8.19).



**Figura 8.19:** Crossplot para la evaluación anisotrópica estática del módulo de Young a partir de información obtenida en laboratorio con discriminación de facies y registros continuos para toda la Formación Vaca Muerta. Nótese un mejor ajuste en la anisotropía con el promedio del modelo MEA, pero mejor definición en el contraste de los comportamientos con el modelo MEAD-2.

Es importante recordar que, para pozos verticales, los modelos isotrópicos representarán solo propiedades verticales, debido a la disposición de los emisores y receptores dentro de la herramienta de registros eléctricos y debido al procesamiento que se les da a las ecuaciones utilizadas. En la Figura 8.18, queda claro que el módulo de Young isotrópico (curva discontinua negra) se superpone al módulo de Young

anisotrópico vertical (curva rosa) y al módulo de Young anisotrópico detallado vertical (curva violeta). Pero esta relación no es tan clara en la relación de Poisson isotrópica (curva punteada negra), la cual se muestra como un promedio entre las propiedades anisotrópicas verticales y horizontales. Por otra parte, un MEAD, será el modelo más “realista” para aplicar en rocas heterogéneas (incluso con esfuerzos anisotrópicos). Se requiere una gran cantidad de datos para modelar cada grupo de facies, analizando a su vez, gran cantidad de correlaciones. Se necesitarán pruebas de laboratorio triaxiales (pruebas en rocas extraídas en direcciones vertical, horizontal y a 45°). Son requeridas también herramientas de registros eléctricos con sensores extras para la medición de ondas sísmicas (cizalla, compresión y Stoneley), y cálculos matemáticos avanzados, como una matriz de tensor de cuarto orden. Finalmente, este flujo de trabajo demanda una gran cantidad de tiempo y requiere de un equipo multidisciplinario para tratar diferentes áreas técnicas. Un MEA simple con la suposición principal de que cada litotipo de roca será elástico y seguirá las mismas transformaciones, parece ser el modelo más eficiente. No requiere discriminación de facies, es relativamente sencillo de procesar, requiere menor cantidad de mediciones de laboratorio que un MEAD, y requiere menos interpretaciones para ser aplicado a cualquier entorno geológico.

## 8.6. Cálculo de parámetros de resistencia y correlaciones

Los cálculos relacionados con los parámetros de resistencia, provienen de los análisis de laboratorio realizados tanto en muestras de los tres pozos con coronas, como de afloramientos (según fuera posible o tuviera sentido geológico/geomecánico). A partir de las correlaciones obtenidas entre los parámetros medidos en el laboratorio y los registros eléctricos de densidad y sísmicos medidos directamente dentro de la Formación Vaca Muerta, o aquellos como el volumen de arcillas, porosidad total, módulos elásticos, etc, derivados de registros mediante cálculos petrofísicos y/o geomecánicos, fue posible arribar a curvas continuas para los tramos de interés de los cuatro pozos analizados. A modo de ejemplo, se muestran las curvas obtenidas para el Pozo-ET\* en las Figuras 8.23 y 8.24.

Los parámetros de resistencia calculados fueron la resistencia a la compresión sin confinamiento (UCS), la resistencia a la fractura por tensión (TS ó TSTR), la tenacidad a la propagación de la fractura en modo I (FT ó  $K_{Ic}$ ), y el ángulo de fricción interna (FANG).

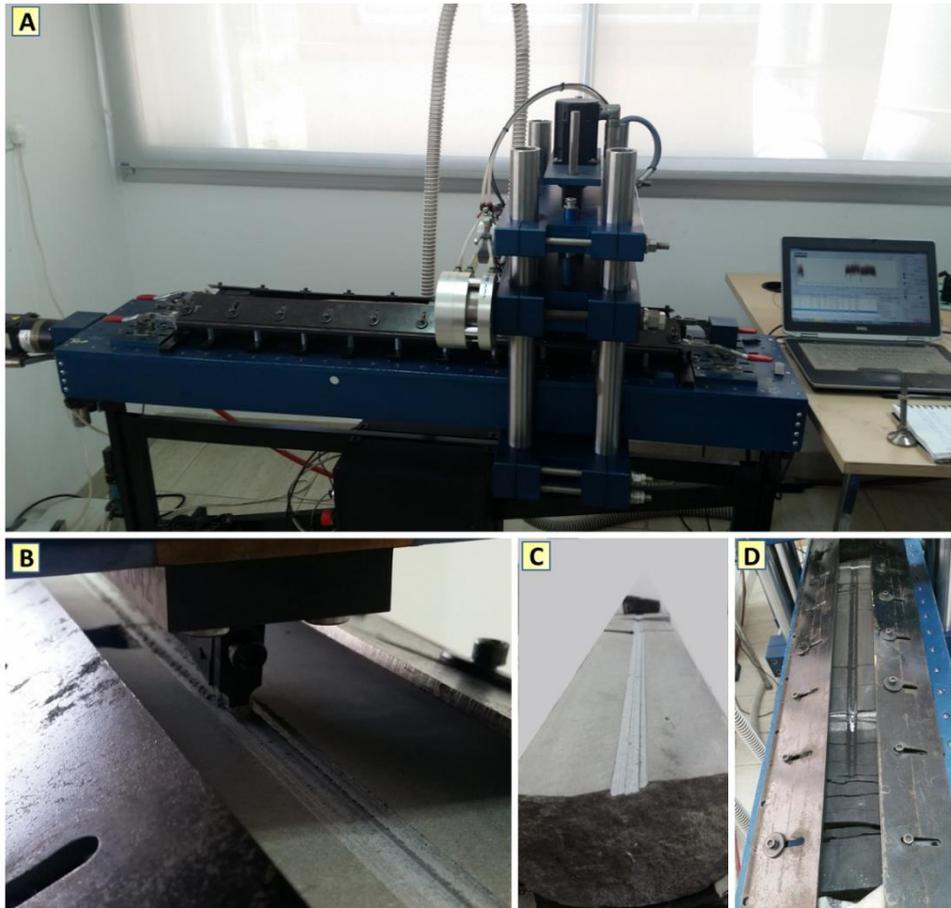
De igual manera que para las propiedades elásticas, se han calculado las propiedades de resistencia de la roca para el intervalo perteneciente a la Formación Vaca Muerta, en los cuatro pozos analizados. Estas propiedades muestran mayores

valores en los intervalos más carbonáticos y filones volcánicos, donde las propiedades verticales y horizontales (con carga perpendicular a la laminación) de las rocas son mayores a las propiedades medidas en muestras horizontales con carga paralela a la laminación. Finalmente, es importante marcar que las curvas calculadas muestran buenas correlaciones con los análisis de laboratorio.

#### 8.6.1. Resistencia a la compresión sin confinamiento (UCS)

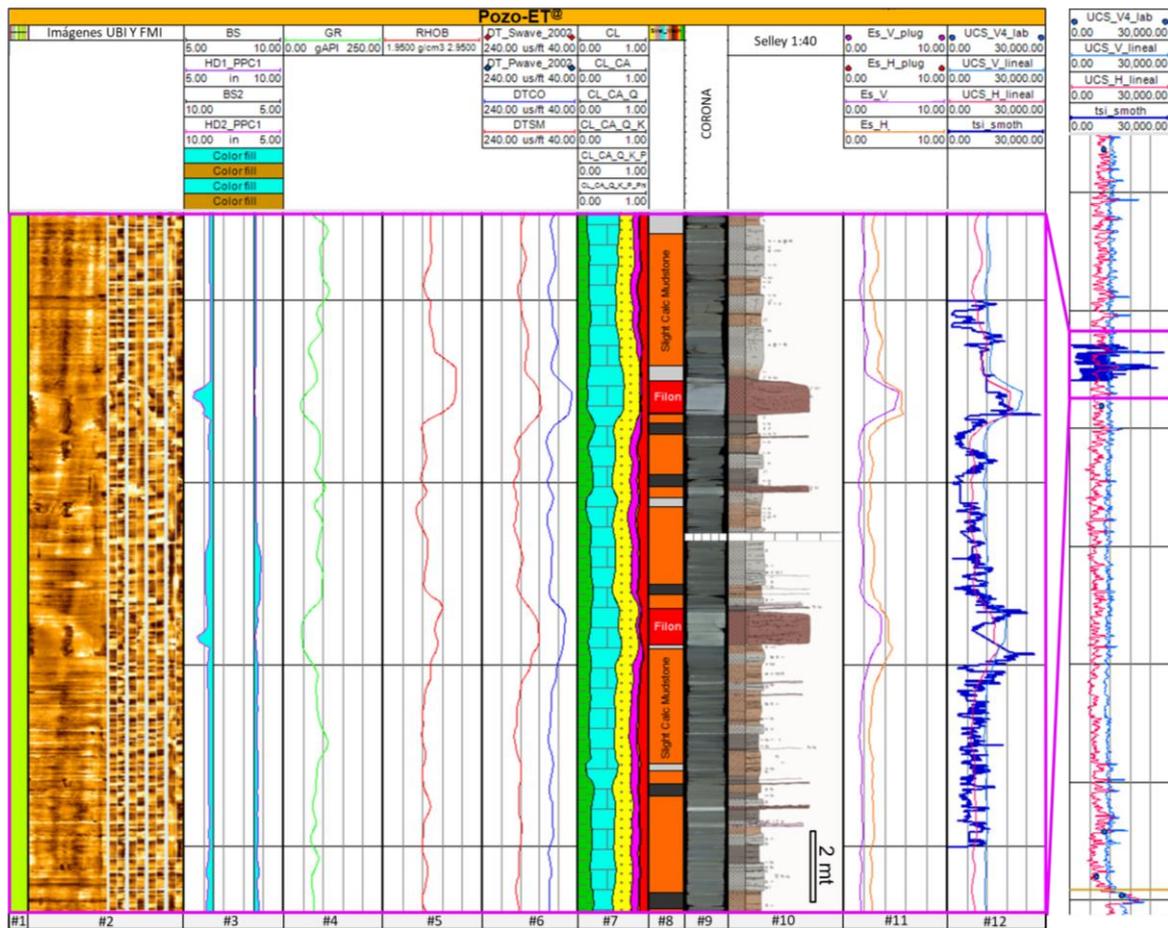
La resistencia a la compresión sin confinamiento (UCS) para el intervalo de interés de los pozos estudiados (véase ítem 8.6.3), fue obtenida a partir del ploteo de los valores de “pseudo” UCS a 100 PSI de confinamiento en muestras verticales y horizontales contra los valores del módulo de Young estático, vertical ( $E_V^{sta}$ ) y horizontal ( $E_H^{sta}$ ), obtenidos en laboratorio bajo las mismas condiciones. Se obtuvieron relaciones lineales en ambas direcciones (UCS Vs.  $E_{sta}$ , Figura 7.31). Por un lado, el  $UCS_V$  Vs.  $E_V^{sta}$ , presenta un coeficiente de correlación ( $R^2$ ) de 0,58 y, por otro lado, el  $UCS_H$  Vs.  $E_H^{sta}$ , presenta un coeficiente de correlación de 0,77. El UCS vertical es mayor al UCS horizontal, lo cual estaría relacionado con la presencia de planos de debilidad generados por la laminación. Se observa que, para módulos de Young altos, el comportamiento de la roca tiende a ser más isotrópico, mientras que, para rocas menos rígidas, la relación entre el  $UCS_V/UCS_H$  puede alcanzar valores mayores al 300%. Similares resultados pueden observarse en Suarez-Rivera *et al.* (2011) y Varela *et al.* (2016).

Utilizando las ecuaciones 7.13 y 7.14 obtenidas de las correlaciones descriptas, fue posible arribar a dos registros continuos para utilizar en el pozo (Figura 8.23, pista 4 y Figura 8.24, pista 11). Para su calibración, se utilizó además de las mediciones realizadas en *plugs*, el ensayo de *Scratch Test* o Test de Rasguño (Figura 8.20). El ensayo consiste en la generación de un surco con un cortador afilado sobre la superficie de la roca, a una profundidad constante de aproximadamente 1 mm, mientras se monitorean las fuerzas aplicadas. Estas fuerzas están estrechamente relacionadas con las propiedades mecánicas de la roca en la dirección vertical. Por lo tanto, el ensayo representa una medida directa sobre la roca y proporciona una cobertura continua de datos para toda la longitud disponible de la corona (Schei *et al.*, 2000).



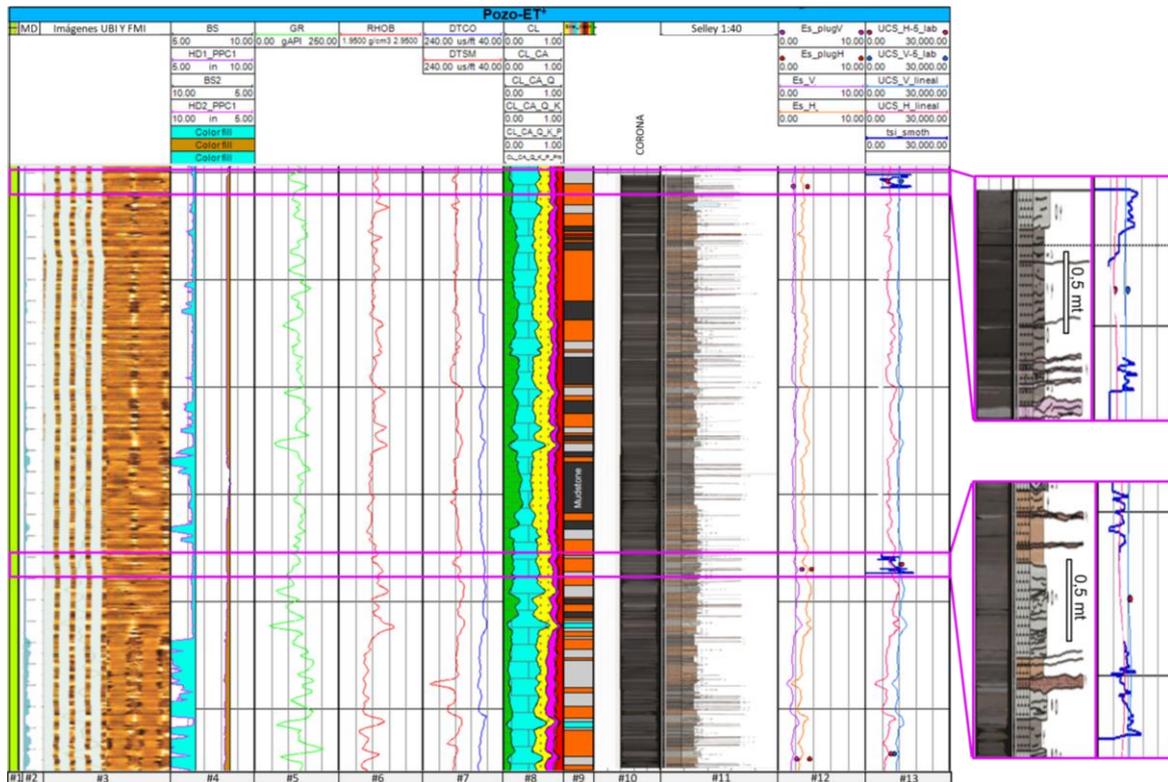
**Figura 8.20:** A) Diseño general del equipo utilizado para el ensayo de *Scratch Test*. B) Detalle de la pua que genera el rasguño. C) Filón andesítico luego del ensayo. D) Pelita luego del ensayo.

Los resultados del ensayo de *Scratch Test*, muestran que las curvas obtenidas a partir de las correlaciones analizadas en la Figura 7.31 calibran bien con las mediciones directas sobre las coronas. A modo de ejemplo, se muestran las Figuras 8.21 y 8.22, correspondientes a los pozos ET<sup>®</sup> y ET<sup>+</sup> respectivamente. En el caso del Pozo-ET<sup>®</sup>, se observa que, aunque la diferencia entre el UCS<sub>V</sub> y el UCS<sub>H</sub> es muy pequeña, el UCS<sub>H</sub> posee una mejor calibración con la curva de *Scratch Test* (pista 12), e incluso las mediciones realizadas en *plugs* verticales caen sobre la curva de UCS<sub>H</sub>. Es importante notar además la correspondencia mostrada entre las curvas de UCS calculadas y el *Scratch Test* con las diversas litologías, donde, por ejemplo, los filones volcánicos y bancos carbonáticos muestran los picos más altos.



**Figura 8.21:** Comparación realizada entre las curvas de UCS y la medición continua y directa generada a partir del ensayo de *Scratch Test* en 15 m de corona perteneciente al Pozo-ET<sup>®</sup>. Nótese los picos de mayor resistencia generados en los filones y bancos carbonáticos.

Por su parte, se observa que en el Pozo-ET<sup>+</sup>, el UCS<sub>v</sub> posee una mejor calibración con la curva de *Scratch Test* (pista 12). En este caso, se analizaron dos intervalos de aproximadamente 1,5 m cada uno, donde fue posible analizar el impacto que posee el ensayo de *Scratch Test* para analizar los cambios en las propiedades mecánicas de la roca a una menor escala, donde una vez más, los filones y bancos carbonáticos centimétricos muestran los picos más altos.



**Figura 8.22:** Comparación realizada entre las curvas de UCS y la medición continua y directa generada a partir del ensayo de *Scratch Test* en 3 m de corona perteneciente al Pozo-ET<sup>+</sup>. Nótese el detalle que otorga el ensayo a pequeña escala, donde los picos de mayor resistencia se corresponden con la presencia de filones y bancos carbonáticos.

### 8.6.2. Resistencia a la fractura por tensión (TS ó TSTR)

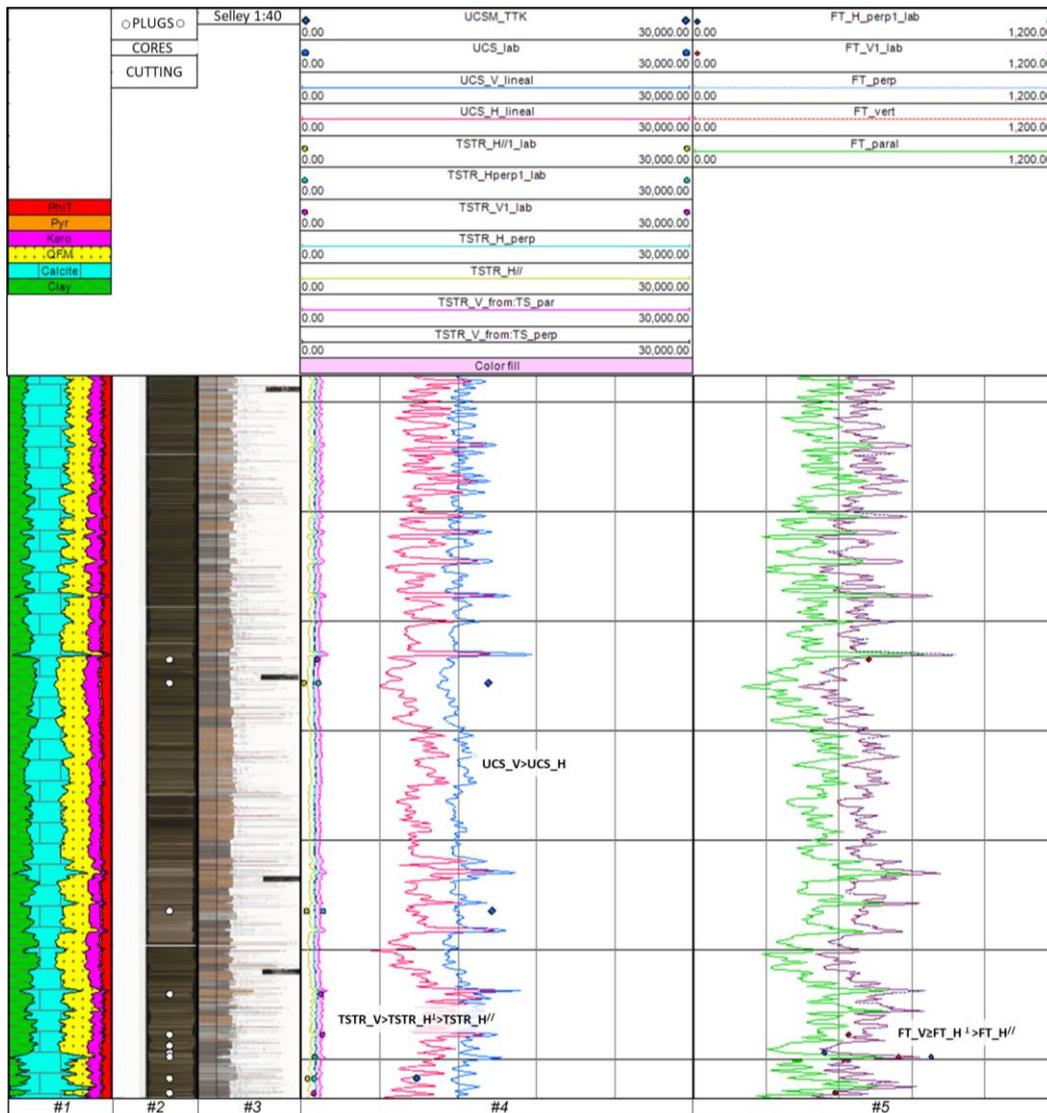
Para la obtención de curvas continuas para el intervalo de interés dentro del pozo, se utilizaron las ecuaciones 7.38 y 7.39 obtenidas a partir de las correlaciones generadas entre los datos de resistencia de la roca bajo tensión (TS) y los datos de resistencia de la roca bajo compresión sin confinamiento (UCS), (véase la Figura 7.47 ítem 7.8). A pesar de la gran dispersión de datos observada, tanto para las muestras horizontales ( $UCS_H$  Vs.  $TS_H''$ ), como para las muestras verticales ( $UCS_V$  Vs.  $TS_H^{\perp}$ ), se observan dos tendencias similares.

En las Figuras 8.23 (pista 4) y 8.24 (pista 11) se puede observar que el  $TS_H^{\perp}$  y el  $TS_V$  son mayores al  $TS_H''$ , lo que resulta esperable, ya que fracturar la roca por tensión en dirección perpendicular a la laminación, requiere mayor energía que fracturar en forma paralela a los planos de laminación, que tenderán a separarse entre sus planos de debilidad. Es preciso resaltar aquí, que la dirección y magnitud de los esfuerzos principales *in-situ* serán los que gobiernen las magnitudes y direcciones durante el fracturamiento.

### 8.6.3. Tenacidad a la fractura por tensión (FT ó $K_{Ic}$ )

Las curvas de tenacidad a la fractura en modo I ( $K_{Ic}$ ) provienen de las ecuaciones 7.7, 7.8 y 7.9 obtenidas a partir de las correlaciones de tales parámetros contra su densidad (RHOB en  $g/cm^3$ ), para cada dirección medida en laboratorio (Figura 7.24), es decir, muestras verticales ( $K_{IcV}$ ), horizontales paralelas a la laminación ( $K_{IcH}^{\parallel}$ ), y horizontales perpendiculares a la laminación ( $K_{IcH}^{\perp}$ ).

Las relaciones entre los valores de  $K_{Ic}$  obtenidos (véase ítem 7.5.3), muestran relaciones donde, el  $K_{IcH}^{\perp}$  y el  $K_{IcV}$ , son muy similares, pero mostrando mayor tenacidad a la propagación de la fractura en sentido horizontal paralelo a la laminación ( $K_{IcH}^{\parallel}$ ), lo cual resulta intuitivo, pero ha sido caracterizado y llevado a valores numéricos (Figura 8.23, pista 5 y Figura 8.24, pista 13).



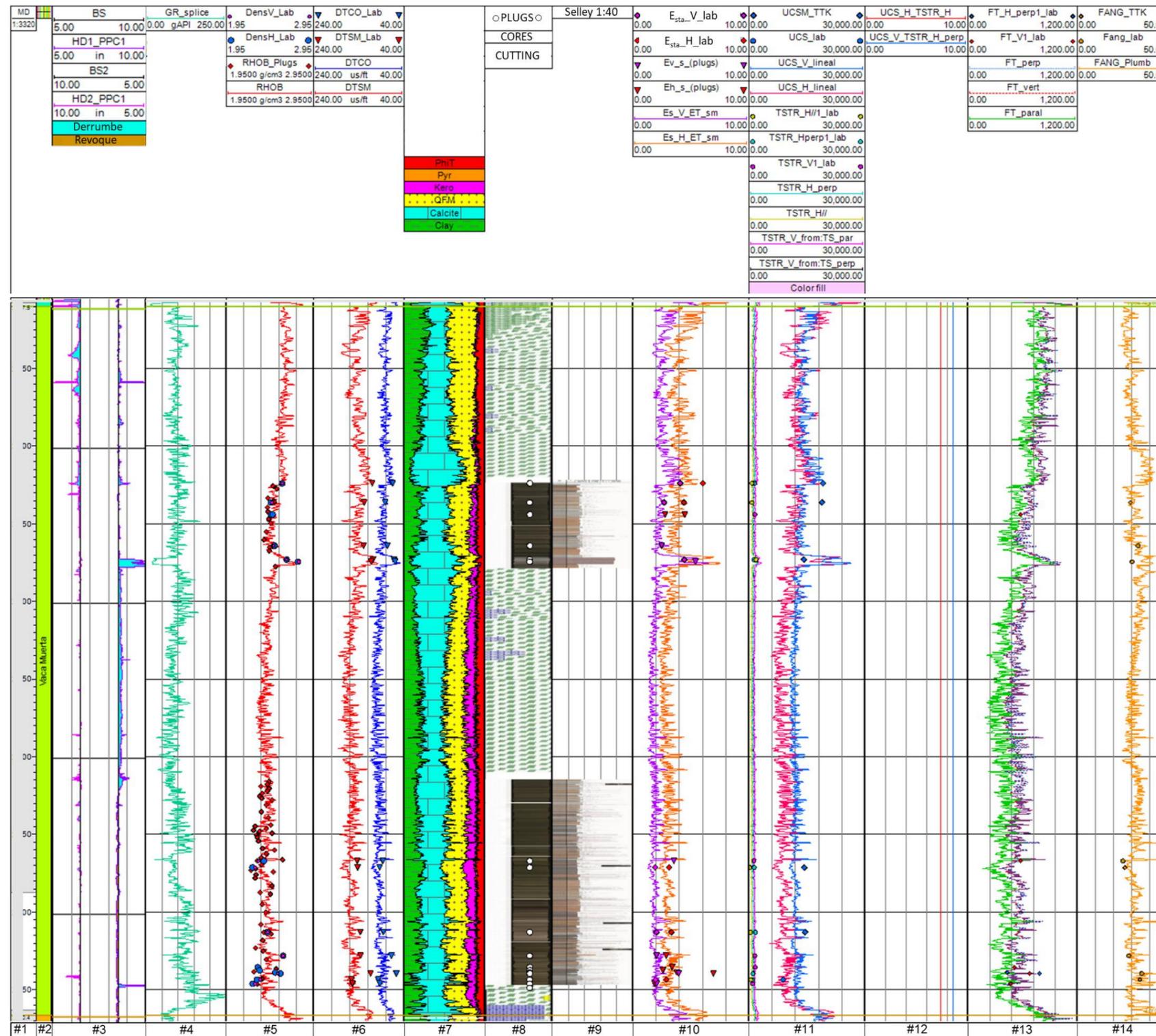
**Figura 8.23:** Generación de curvas continuas para los parámetros de resistencia (UCS, TS y FT) obtenidos y calibrados con datos de laboratorio.

#### 8.6.4. Ángulo de fricción interna (FANG)

Para el cálculo del ángulo de fricción interna (FANG por su sigla en inglés), se utilizó la correlación de Plumb (1994), la cual se basa en correlaciones a partir de la utilización del volumen de arcillas ( $V_{cl}$ ) y la porosidad total ( $\emptyset$ ):

$$FANG = 26,5 - 37,4 \cdot (1 - \emptyset - V_{cl}) + 62,1 \cdot (1 - \emptyset - V_{cl})^2 \quad \text{Ecuación 8.6}$$

Tal correlación muestra un buen ajuste con las mediciones realizadas en laboratorio a partir de los ensayos triaxiales analizados en el ítem 7.6.3 (ecuaciones 7.15 y 7.16), donde se obtuvieron valores de FANG con un promedio de  $27,5^\circ$ , lo que se ajusta bien a la Figura 8.24, pista 14, por lo que no se procedió a la búsqueda de correlaciones propias.



**Figura 8.24:** Modelo completo para los parámetros de resistencia en el Pozo-ET\*. Los puntos sobre las curvas representan las mediciones realizadas en laboratorio para calibración de las diversas curvas medidas en pozo (pistas 5 y 6) y las calculadas en gabinete (pistas 10, 11, 12, 13 y 14). La diferencia entre rombos, círculos y triángulos en las pistas 10 y 11, se debe a que las mediciones fueron realizadas en distintos laboratorios. **Pista #1: MD** (*Measure Depth*): profundidad medida en metros; **#2:** Fm. Vaca Muerta; **#3: CALIBRE** (orientado) y **BS** (*Bit Size*=tamaño del trepano) en pulgadas; **#4: GR:** *Gamma Ray* en gAPI; **#5: RHOB** (*Bulk Density*): densidad en g/cm<sup>3</sup>; **#6: DTCO** (*Compressional Slowness*) y **DTSM** (*Shear Slowness*): lentitud de las ondas compresionales y de cizalla, ambas en us/ft; **#7:** Petrofísica a partir de herramienta espectroscópica de rayos gamma; **#8: CUTTING:** Control geológico (*Mudlogging*) y **CORE:** fotografías del intervalo de donde se extrajeron las coronas; **#9: Selley:** registro de interpretación geológica (informe interno Chevron-LCV, realizado por Marlats y Tórtora, 2014); **#10: E<sub>s</sub>\_H y E<sub>s</sub>\_V:** Módulos de Young horizontal y vertical estáticos para el modelo MEAD en MPsi; **#11: UCS y TSTR:** *Unconfined Compressive Strength* horizontal y vertical, junto al *Tensile Strength* horizontal paralelo, perpendicular y vertical, en PSI; **#12:** Relación entre UCS<sub>H</sub>/TSTR<sub>H</sub> y UCS<sub>V</sub>/TSTR<sub>perp</sub>; **#13: FT:** *Fracture Toughness* horizontal paralelo, perpendicular y vertical, en PSI\*in<sup>0.5</sup>; y **#14: FANG:** Ángulo de Fricción junto a sus puntos de calibración.

### 8.7. Cálculo de presión de sobrecarga o gradiente litostático

La sobrecarga o gradiente litostático hace referencia al peso total entre la suma de las diferentes formaciones rocosas apiladas y los fluidos que las saturan a una profundidad determinada, y en el caso de pozos costa afuera, el espesor del agua de mar. La integración del registro de densidad en la dirección vertical del pozo, proporciona generalmente una buena estimación del esfuerzo vertical (ecuación 8.12), en particular en áreas de baja actividad tectónica. En tales áreas, el esfuerzo vertical también puede ser considerado como el esfuerzo principal (Fjaer *et al.*, 2008). Cuando el registro de densidad se encuentra disponible, el problema de determinar el campo de esfuerzos *in-situ* se reduce solo a la determinación de la magnitud y orientación de los esfuerzos horizontales (Fjaer *et al.*, 2008).

$$\sigma_v = \int_{z=1}^{z=n} \rho(z) \cdot g \cdot dz \quad \text{Ecuación 8.7}$$

donde  $\sigma_v$  representa el esfuerzo vertical,  $\rho(z)$  representa la variación de la densidad con la profundidad, y  $g$  representa la constante universal de la fuerza de gravedad terrestre.

Para el área de estudio, se estimó un gradiente constante de sobrecarga igual a 1,08 PSI/ft, el cual es coincidente en un 99% con lo obtenido por Cuervo *et al.* (2014) para la misma área.

### 8.8. Cálculo de presión poral y coeficiente de Biot

La presión de poro hidrostática es un parámetro de gran importancia en cualquier estudio de mecánica de rocas, en sistemas rocosos porosos, rellenos de fluidos. El fluido dentro del poro soporta parte de los esfuerzos totales aplicados a la roca, aliviando la carga litostática vertical y tectónica lateral aplicada a la matriz de la roca. El esfuerzo efectivo definido por Terzaghi (1923) es igual al esfuerzo total menos la presión de poro. Este concepto de esfuerzo efectivo se introdujo en la mecánica del suelo en 1923 sobre una base empírica, la cual fue posteriormente analizada en detalle por Biot (1962).

Existen varios casos en que la presión de poro dentro de una zona tiene un valor diferente de la presión de poro normal esperada. Por lo general, la presión poral en tales casos será mayor que la normal, y la zona se denomina de presión anormal o sobrepresionada (Fjaer *et al.*, 2008). Las altas presiones de poro en el reservorio, harán que el campo sea más prolífico. Sin embargo, las formaciones sobrepresionadas representarán un peligro potencial durante la perforación, ya que se pueden

desencadenar eventos como influjos, reviente o descontrol (*blowout*), pérdidas de las propiedades del lodo, aumento del gas de fondo, gas de conexión, problemas de estabilidad en el pozo en lutitas sobrepresionadas, derrumbes en la formación aumentando la tasa de fragmentos de roca de gran tamaño desprendidos de la pared del pozo, denominados como *cavings*, *splinter*, etcétera (Fjaer *et al.*, 2008).

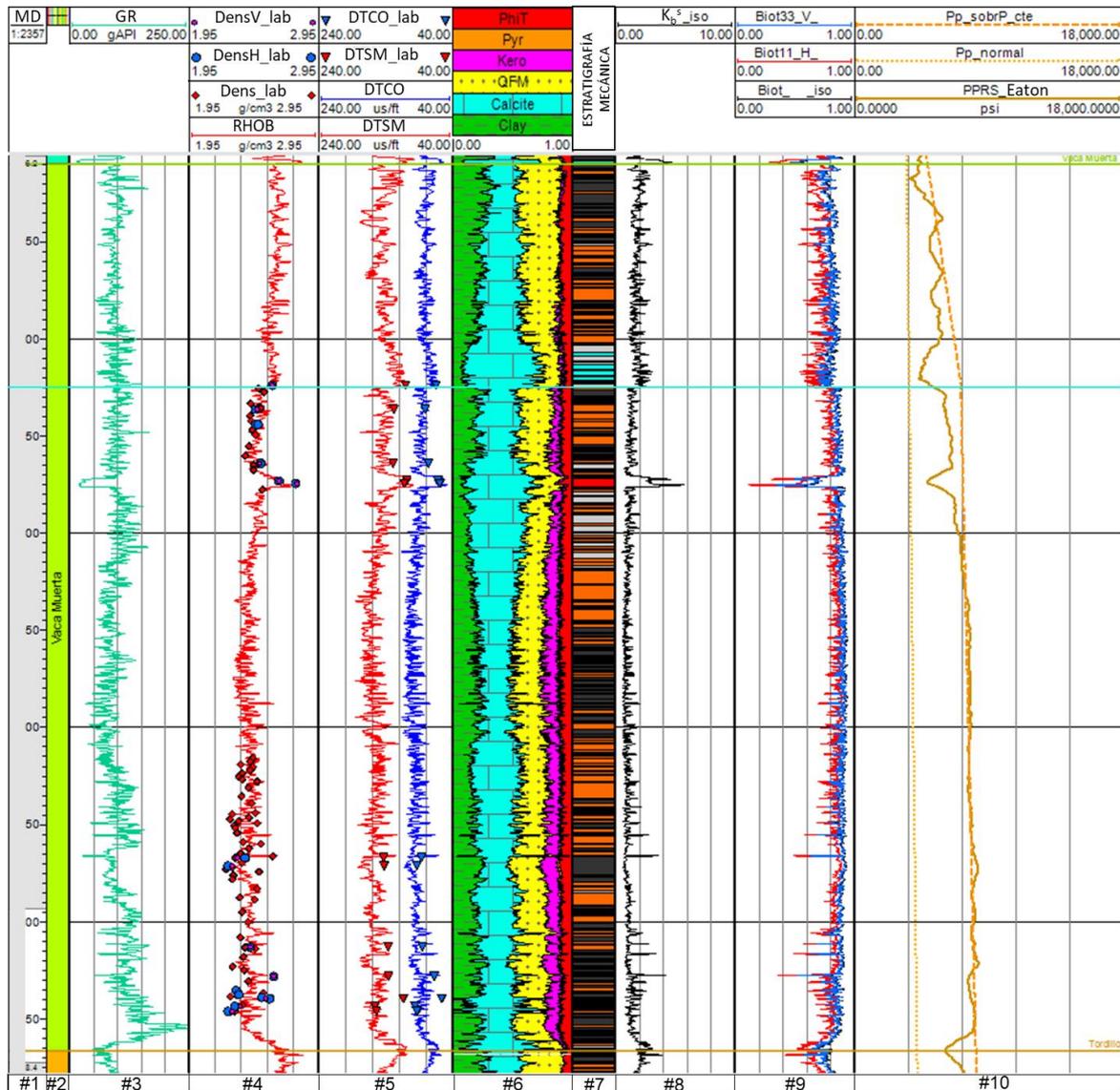
La presión anormal de poro (sobrepresión) se debe a una serie de causas, entre las que Osborne y Swarbrick (1997), Grauls (1999), Yassir y Addis (2002), Acevedo (2011), etc, destacan una tasa de sedimentación y compactación más alta que la tasa de expulsión y migración de fluidos (desequilibrio de compactación; subcompactación); carga tectónica conducente a la generación de un esfuerzo de corte, sin drenaje y desarrollo de presión de poro asociada; generación o expansión de fluidos dentro del sistema poral, por procesos térmicos o químicos cambios en el volumen de fluido causados por el incremento de la temperatura, presión acuatermal, diagénesis de arcilla y generación de hidrocarburos; y movimientos de fluidos y procesos relacionados con diferencias de densidades entre fluidos y gases causados por la cabeza hidráulica, osmosis y flotabilidad (boyanza).

Para su caracterización dentro de la Formación Vaca Muerta, se suelen utilizar diferentes métodos, entre ellos, los más representativos son los de Eaton (1975) y Bowers (1995). El método de Eaton se basa principalmente en mecanismos de subcompactación, mientras que ambos relacionan las variaciones de velocidad y/o porosidad con variaciones de presión de poro y utilizan registros sísmicos compresionales, densidad de formación, neutrón o resistividad para su análisis.

Para la calibración de los métodos utilizados en el cálculo de la presión poral, ya sea 1D o 3D, se utilizan medidas de MDT, densidad de lodo (MW) o densidades de circulación equivalente (ECD), y eventos de influjos reportados durante la perforación.

Este trabajo se centró principalmente en el modelo elástico, por lo que se optó por utilizar un gradiente constante de sobrepresión igual a 0,9 PSI/ft, calibrado principalmente con los eventos de influjos y la densidad ECD. Cabe destacar también, que el gradiente de sobrepresión fue ajustado con las tendencias generales medidas según otras metodologías, como la de Eaton, y la de Bowers (calculada por la empresa operadora, Figura 8.25, pista 10). Se observó que la sobrepresión comienza luego de atravesar un banco de 26 m de espesor conformado por carbonatos con un alto grado de pureza y baja porosidad/permeabilidad, ubicado a aproximadamente 120 m por debajo del tope de la Formación Vaca Muerta (línea recta de color turquesa en la Figura 8.25). El intervalo carbonático es denominado informalmente como Sirah por la compañía Chevron, y actuaría como sello para las altas sobrepresiones (Cuervo *et al.*, 2014). Este límite en el comienzo de la reversión de velocidades marca el inicio de las

altas sobrepresiones, donde el gradiente de presión poral se aproxima al gradiente de sobrecarga, y comienza por debajo de un reflector continuo coincidente con el final de un ciclo regresivo (Fantín *et al.*, 2014, González Tomassini *et al.*, 2014). Tal evento es correlacionable en los cuatro pozos analizados y se puede seguir en toda el área de estudio.



**Figura 8.25:** Modelado de la presión poral junto con los coeficientes de Biot isotrópicos y anisotrópicos para el pozo-ET\*. Nótese el notable cambio de pendiente en la curva de presión poral luego de la recta celeste, la cual es coincidente con la base de un espeso banco carbonático. La curva de Biot isotrópico, es coincidente con la curva de coeficiente de Biot vertical, ya que los parámetros isotrópicos representan los verticales. Por otra parte, es interesante notar la variación entre el gradiente de presión poral normal y la curva de sobrepresión, que se encuentran dentro del rango de la curva calculada con el método de Eaton (1975).

Asimismo, se han calculado diversos valores para el coeficiente de Biot, dependiendo de si se trata de un modelo isotrópico, o anisotrópico de tipo ITV. Cabe

destacar que las determinaciones de laboratorio del coeficiente de Biot en lutitas no son muy comunes. Se utilizaron las siguientes metodologías:

- Para el cálculo del coeficiente de Biot isotrópico, se consideró la ecuación 6.26 ( $\alpha = 1 - K_b/K_g$ ), del subcapítulo 7.8., donde  $K_b$  es el módulo de rigidez estático drenado de la roca, y  $K_g$  es el módulo de rigidez de los granos sólidos individuales de la roca, considerando un valor promedio para toda la Formación Vaca Muerta de 9,24 MPaSI (perteneciente al valor del grano de carbonato).
- Para el cálculo del coeficiente de Biot en un medio ITV, Carcione (2001), Berryman (2012) y Suarez-Rivera y Fjaer (2012) arribaron a ecuaciones que permiten obtener los coeficientes de Biot en dirección paralela a la laminación y perpendicular. Suarez-Rivera y Fjaer (2012) publicaron mediciones para las lutitas de Mid-Bossier y Haynesville que muestran valores entre 0,27 y 0,82. También mostraron diferencias importantes para los valores obtenidos entre las componentes paralelas y perpendiculares a la laminación. Mitra *et al.* (2016) utilizando un diseño de laboratorio diferente mostraron valores que oscilan entre 0,62 y 0,81 para las lutitas de la Formación Travis Peak. La rigidez de los minerales ( $K_g$ ) es difícil de medir y las suposiciones de diferentes autores muestran grandes diferencias que afectarán directamente la estimación del coeficiente de Biot. Mitra *et al.* (2016) estimaron un  $K_g$  de 47,4 GPa para una muestra de lutita genérica, mientras que Suarez-Rivera y Fjaer (2012) muestran valores de  $K_g$  entre 26,9 y 34,5 GPa en la mayoría de los casos. Frydman *et al.* (2016) utilizaron el módulo de rigidez del mineral calcita (76,8 GPa) para el cálculo de Biot en la Formación Vaca Muerta. Según Cuervo *et al.* (2016), la composición mineralógica promedio en la Formación Vaca Muerta es de aproximadamente 40% carbonatos, 20% cuarzo + feldespato, 25% arcillas y 15% kerógeno. A partir del peso de cada fracción, y utilizando la metodología de Mavko *et al.* (2008), Cuervo *et al.* (2017) obtuvieron un valor promedio ponderado de 44.9 GPa para el  $K_g$ . En este trabajo, se utilizó un  $K_g=76,8$  GPa (según Frydman *et al.*, 2016) y se utilizaron los coeficientes de rigidez estáticos  $C_{\alpha\beta}$  calculados en el subcapítulo 8.5.3. (modelo MEA sin discriminación litológica en su pasaje de propiedades dinámicas a estáticas), y se consideraron las siguientes ecuaciones (Carcione, 2001 y Berryman, 2012):

$$\alpha_h = \alpha_{11} = 1 - \left( \frac{C_{11} + C_{12} + C_{13}}{3.K_g} \right) \quad \text{Ecuación 8.8}$$

$$\alpha_v = \alpha_{33} = 1 - \left( \frac{C_{13} + C_{23} + C_{33}}{3.K_g} \right) \quad \text{Ecuación 8.9}$$

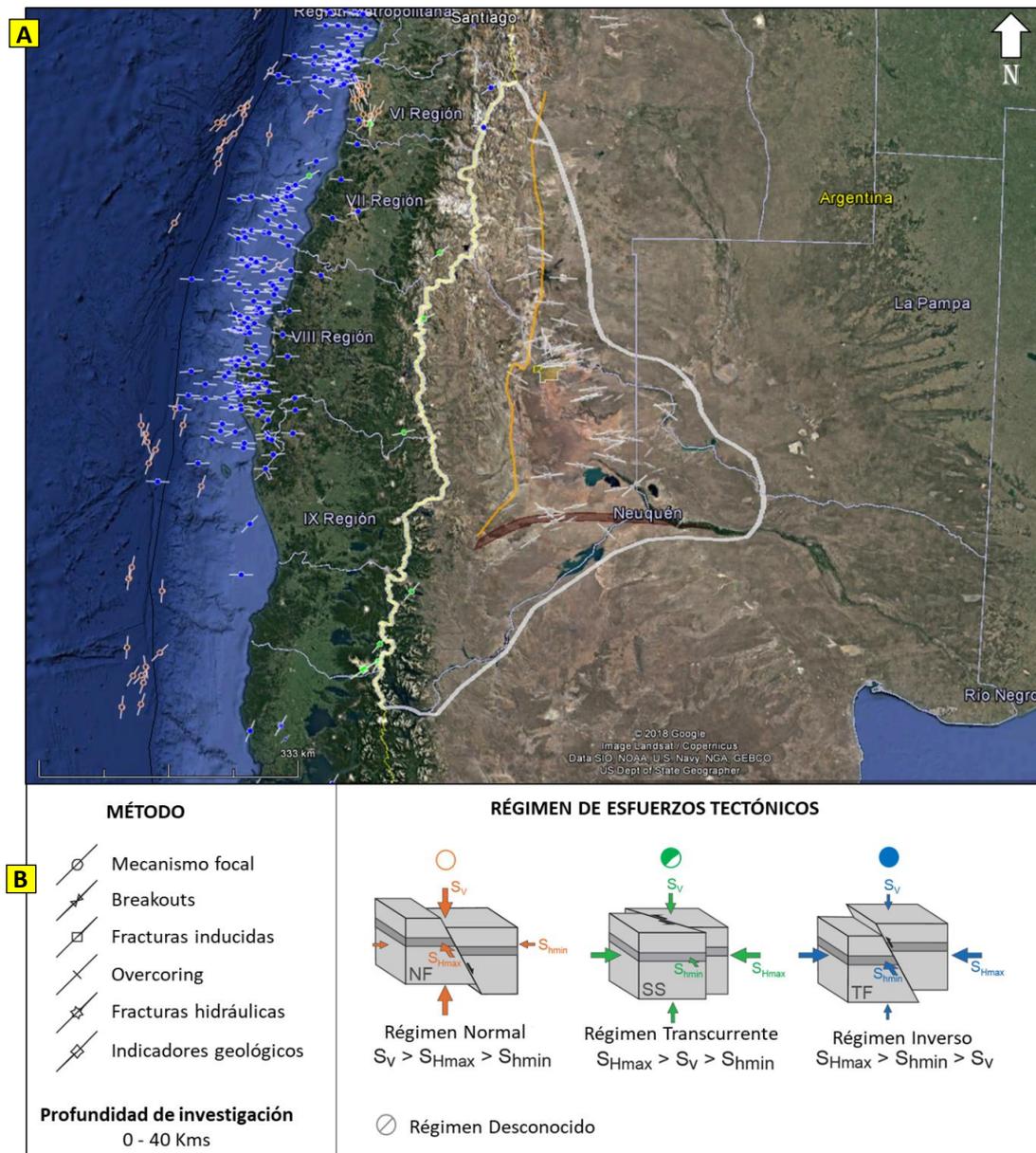
donde  $\alpha_h$  y  $\alpha_v$  representan los coeficientes de Biot horizontal y vertical respectivamente, y  $K_g$  representa el módulo de rigidez de los granos de carbonato.

A partir de los distintos cálculos generados para los coeficientes de Biot, y la generación de curvas continuas para todo el intervalo de de interés, es posible observar en la Figura 8.25, pista 9, que el coeficiente de Biot isotrópico coincide con el coeficiente de Biot vertical, que mantiene su constancia con lo observado al comparar las propiedades elásticas isotrópicas y las anisotrópicas verticales. Por otra parte, puede observarse que las propiedades verticales son mayores a las horizontales, sobre todo en los intervalos más arcillosos (mayor anisotropía), oscilando entre valores de 0,6 y 0,8 hacia el tope, y hacia la zona media y baja, entre valores de 0,8 y 0,9 para el Biot horizontal, y entre 0,85 y 0,95 para el Biot vertical.

### 8.9. Estimación de la dirección de los esfuerzos horizontales

La determinación de las direcciones de los esfuerzos horizontales (máximo y mínimo) dentro de un área de interés, puede lograrse mediante análisis a diferentes escalas, partiendo desde datos regionales, como puede ser el mapa mundial de esfuerzos horizontales (Heidbach *et al.*, 2016), hasta estudios más locales, como el análisis del estado de la pared del pozo mediante herramientas de registro de pozos como el calibre multibrazos, las imágenes de pozo (FMI: *Formation Microimager*, UBI: *Ultrasonic Borehole Imager* y OBMI: *Oil-Base Microimager*), y el procesamiento de herramientas sónicas.

La Figura 8.26.A muestra el mapa mundial de esfuerzos horizontales (Heidbach *et al.*, 2016), donde se analiza en particular la dirección de los esfuerzos compresivos máximos. El mismo fue realizado considerando principalmente los diversos mecanismos focales, detección de *breakouts*, dirección de fracturas inducidas e indicadores geológicos. De esta manera, y junto al conocimiento de las intensidades de los esfuerzos en cada dirección, es posible conocer los diversos regímenes de esfuerzos según los modelos de Anderson (1951) (Figura 8.26.B).

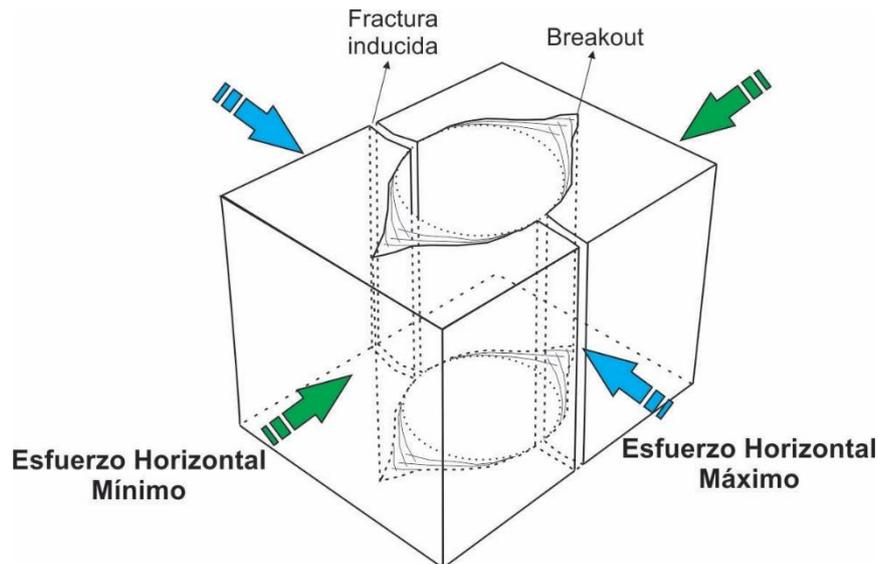


**Figura 8.26: A)** Mapa de dirección de esfuerzos compresivos horizontales máximos para el área de la Cuenca Neuquina. Los mecanismos focales en color naranja indican regímenes normales, en verde regímenes transcurrentes, y en azul regímenes inversos. **B)** Modelos andersonianos de régimen de esfuerzos (Modificado de Heidbach *et al.*, 2016).

De lo observado en la Figura 8.26, se desprende que los regímenes tectónicos del área de estudio, varían de oeste a este. Comienza con un régimen de tipo normal hacia la zona de la trinchera, donde se da la subducción de la placa Pacífico bajo la placa Sudamericana, luego se infiere un régimen inverso hacia el margen activo de la costa chilena, pasando por un régimen de transcurrente a inverso sobre la cordillera de los Andes, alcanzando el límite de la faja plegada y corrida. Por último, la zona donde el mapa de esfuerzos mundiales muestra un “régimen desconocido” autores como Guzman (2007) muestran una variación de regímenes de transcurrente a normal, al

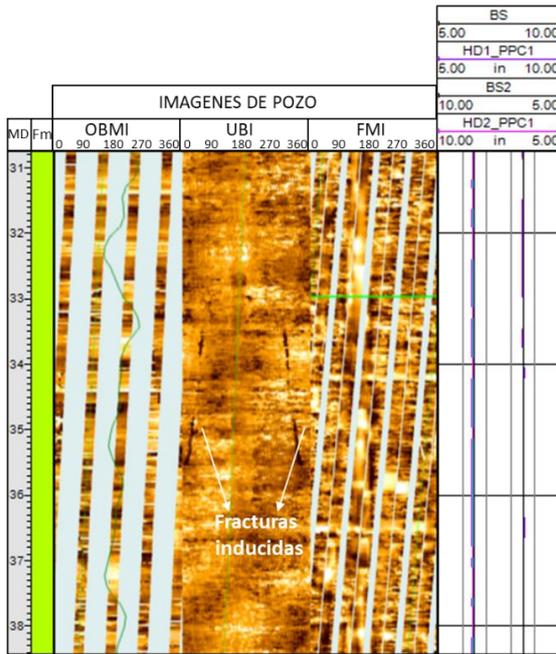
dirigirse hacia el este dentro de la Cuenca Neuquina, actualmente caracterizada como cuenca de antepaís.

En un pozo vertical que penetra capas con esfuerzos horizontales significativamente diferentes ( $\sigma_H > \sigma_h$ ), se pueden detectar dos modos de falla distintos: fallas por compresión y por tracción (Fjaer *et al.*, 2008). Las direcciones de estos dos modos de falla en una situación idealizada se dan de manera única por las direcciones de los dos esfuerzos horizontales principales, como se ilustra en la Figura 8.27.

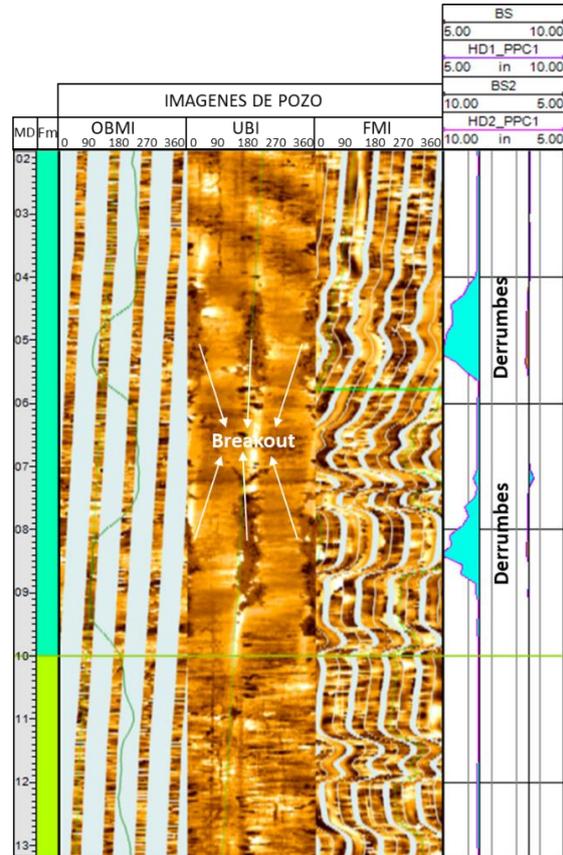


**Figura 8.27:** Diagrama de estado de pozo vertical, mostrando las direcciones de fallas compresivas (*breakouts*) y tensionales (fracturas inducidas) con respecto a los esfuerzos horizontales principales. Debido a que el fracturamiento inducido se produce a altas presiones de pozo y los *breakout* a bajas presiones, estos modos de falla normalmente no se observarán a la misma profundidad, salvo que hayan existido grandes variaciones en las presiones del pozo durante su perforación (variaciones en la ECD).

La falla por tracción ocurrirá en la dirección paralela a la del esfuerzo horizontal mayor ( $\sigma_H$ ), si la presión del pozo es lo suficientemente grande como para inducir la fracturación (flechas azules en la Figura 8.27). Para el caso de los pozos de estudio dentro del Sistema Vaca Muerta - Quintuco, se puede observar una dirección este-oeste (E-O) (Figura 8.28). La falla compresiva o falla por cizallamiento se producirá en la dirección paralela a la del esfuerzo horizontal menor ( $\sigma_h$ ), si la presión del pozo es lo suficientemente baja como para inducirlas. Para el caso estudio, se puede observar una dirección norte-sur (N-S) (Figura 8.29). Esto se conoce comúnmente como *breakouts* (flechas verdes en la Figura 8.27), y darán lugar a la ovalización del pozo (Fjaer *et al.*, 2008).

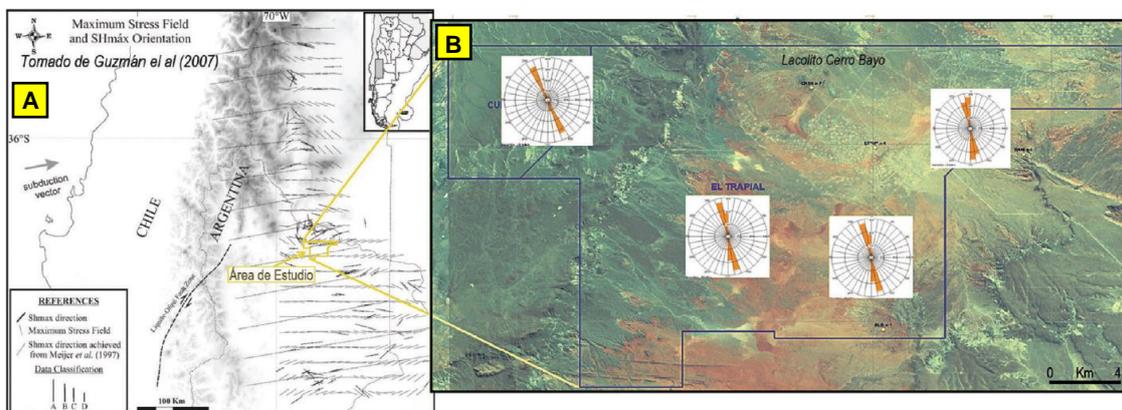


**Figura 8.28:** Fractura inducida identificada a partir del registro de imagen de pozo UBI (Ultrasonic Borehole Image), a 90° y 270°, representando una dirección para el esfuerzo horizontal máximo E-O.



**Figura 8.29:** Breakouts identificados a partir del registro de imagen de pozo UBI (Ultrasonic Borehole Image), a 0°, 180° y 360°, representando una dirección para el esfuerzo horizontal mínimo N-S.

Las direcciones de esfuerzos obtenidas a partir del análisis de imágenes de los cuatro pozos estudiados en este trabajo, coincide con lo obtenido por Cuervo *et al.* (2014) en los mismos pozos del área de estudio. La Figura 8.30 muestra los resultados obtenidos por estos autores para las áreas de El Trapial / Curamched.



**Figura 8.30:** A) Distribución de esfuerzos en el sector NE de la Cuenca Neuquina (tomado de Cuervo *et al.*, 2014 quienes realizaron modificaciones sobre el mapa de Guzmán, 2007). B) Dirección del esfuerzo horizontal mínimo en los cuatro pozos de estudio a partir de la detección de *breakouts*, identificados en color anaranjado en los diagramas de rosetas (tomado de Cuervo *et al.*, 2014).

### 8.10. Cálculo de esfuerzos horizontales

Una vez estimadas las direcciones de los esfuerzos horizontales principales, se procedió al cálculo de la magnitud de los mismos dentro del intervalo de la columna sedimentaria comprendido entre la Formación Mulichinco hasta la Formación Tordillo, con un mayor énfasis en lo que respecta al Sistema Vaca Muerta - Quintuco.

Mediante la utilización de la ecuación poroelástica analizada en la sección 7.7, la cual relaciona los módulos elásticos presentes en las rocas, con la sobrecarga, la presión poral, el coeficiente de Biot, y las deformaciones tectónicas estimadas para el área, fue posible arribar a tres modelos de regímenes de esfuerzos *in-situ*, teniendo en cuenta los diversos modelos obtenidos en la sección 8.5. Por un lado, se utilizó la ecuación en su versión simplificada para modelos isotrópicos, la cual se encuentra representada según las ecuaciones 8.5 y 8.10:

$$\sigma_{h\_min}^{iso} = P_p \cdot \alpha_{iso} + \left(\frac{\nu}{1-\nu}\right) \cdot (\sigma_v - P_p \cdot \alpha_{iso}) + \left(\frac{E}{1-\nu^2}\right) \cdot \varepsilon_h + \left(\frac{\nu \cdot E}{1-\nu^2}\right) \cdot \varepsilon_H \quad \text{Ídem ecuación 8.5}$$

$$\sigma_{H\_max}^{iso} = P_p \cdot \alpha_{iso} + \left(\frac{\nu}{1-\nu}\right) \cdot (\sigma_v - P_p \cdot \alpha_{iso}) + \left(\frac{E}{1-\nu^2}\right) \cdot \varepsilon_H + \left(\frac{\nu \cdot E}{1-\nu^2}\right) \cdot \varepsilon_h \quad \text{Ecuación 8.10}$$

Mientras que la ecuación poroelástica anisotrópica posee una mayor complejidad:

$$\sigma_{h\_min}^{Ani} = P_p \cdot \alpha_h + \left(\frac{E_h}{E_v}\right) \cdot \left(\frac{\nu_v}{1-\nu_h}\right) \cdot (\sigma_v - P_p \cdot \alpha_v) + \left(\frac{E_h}{1-\nu_h^2}\right) \cdot \varepsilon_h + \left(\frac{\nu_h \cdot E_h}{1-\nu_h^2}\right) \cdot \varepsilon_H \quad (\text{ídem Ec. 7.17.a})$$

$$\sigma_{H\_min}^{Ani} = P_p \cdot \alpha_h + \left(\frac{E_h}{E_v}\right) \cdot \left(\frac{\nu_v}{1-\nu_h}\right) \cdot (\sigma_v - P_p \cdot \alpha_v) + \left(\frac{E_h}{1-\nu_h^2}\right) \cdot \varepsilon_H + \left(\frac{\nu_h \cdot E_h}{1-\nu_h^2}\right) \cdot \varepsilon_h \quad (\text{ídem Ec. 7.17.b})$$

donde  $\varepsilon_h$  y  $\varepsilon_H$  son las deformaciones tectónicas mínima y máxima respectivamente, con  $\varepsilon_H > \varepsilon_h$ , siendo estos los principales factores de calibración.  $\sigma_h$ ,  $\sigma_H$  y  $\sigma_v$ , son los esfuerzos principales horizontales mínimo, máximo y vertical respectivamente (Economides y Nolte, 2000).

El esfuerzo principal menor ( $S_3$ ) puede ser obtenido mediante pruebas de mini-frac (o micro-frac), pruebas de fuga (LOT), y especialmente, pruebas de fuga extendidas (XLOT). En regímenes de falla normales a transcurrentes, el  $S_3$  es equivalente al  $S_{h\_min}$ , mientras que en regímenes de falla inversa, el  $S_3$  será equivalente al  $S_v$  (Zoback, 2007).

La geomecánica puede aportar herramientas para la solución de inconvenientes encontrados en profundidad, donde conocer la magnitud del esfuerzo horizontal máximo ( $S_{H\_max}$ ) será especialmente importante. Por ejemplo, una determinación precisa del

$S_{H\_max}$  suele ser muy útil en problemas relacionados con la estabilidad del pozo, determinando el peso óptimo del lodo, trayectorias a perforar, identificación de tramos a entubar, etc. A pesar de la importancia de la determinación de  $S_{H\_max}$ , se sabe que éste, es el componente más difícil para estimar con precisión, sobre todo porque no puede medirse directamente (Zoback, 2007).

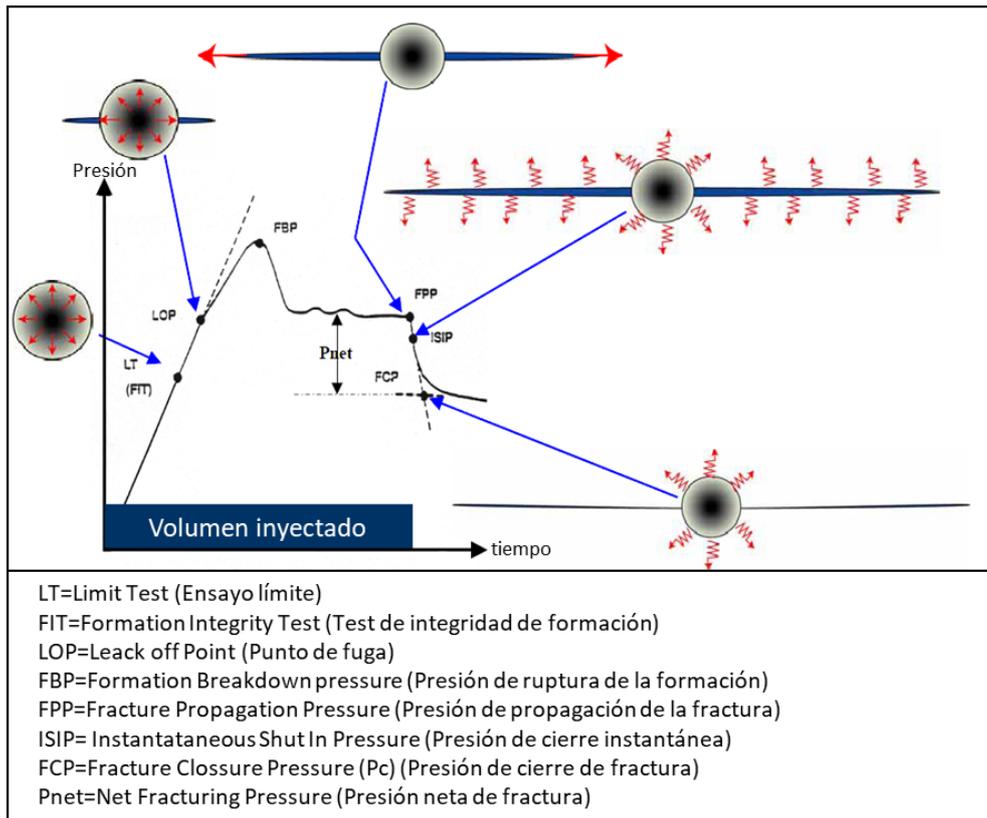
Hubbert y Willis (1957) presentaron un argumento físico convincente para demostrar que las fracturas hidráulicas se propagarán siempre en dirección perpendicular a la orientación del esfuerzo principal menor,  $S_3$ . Esto se debe a que el trabajo realizado para abrir una fractura en Modo I es proporcional al producto del esfuerzo que actúa en forma perpendicular al plano de fractura por la amplitud de la apertura. En otras palabras, el trabajo es igual a la fuerza por la distancia, y las fracturas hidráulicas se propagarán perpendicularmente a el esfuerzo mínimo dado que es la configuración de menor energía. Los estudios en diques ígneos y los experimentos de hidrofracturas en minas realizados por Warren y Smith (1985) han demostrado que, si bien las fracturas naturales y fallas preexistentes tienen cierta influencia en la propagación de las fracturas inducidas, la trayectoria general de la propagación de las mismas estará controlada por la orientación del esfuerzo principal menor.

La Figura 8.31 muestra un esquema idealizado para un ensayo de LOT o mini-frac (modificado de Gaarenstroom *et al.*, 1993). En tal ensayo, el volumen de agua o aceite bombeado se mantiene constante y bajo, por ejemplo, a un barril por minuto (1 BBL/min), lo cual generará un incremento lineal en la presión. A la presión en la que se detecta un claro cambio de pendiente con respecto al aumento lineal de la presión del pozo con el tiempo (denominado LOP: punto de fuga), se debería haber formado una fractura hidráulica, con su consiguiente inicio de propagación. El LOP es considerado como un pobre valor para ser aproximado al esfuerzo principal mínimo, aunque la presión del pozo también puede reflejar alguna resistencia a la propagación de la fractura en cercanías a la pared del pozo. Si no se alcanza el LOP, se dice que se realizó una prueba de límite o prueba de integridad de la formación (LT o FIT). La presión máxima alcanzada durante un LOT o mini-frac se denomina presión de ruptura de formación (FBP) y representa la presión a la que se produce la propagación inestable de la fractura (el fluido fluye hacia la fractura desde el pozo más rápido de lo que la bomba puede proveer, por lo tanto, la presión cae). Si el bombeo continúa a una velocidad constante, la presión de bombeo caerá después del FBP a un valor relativamente constante llamado presión de propagación de la fractura (FPP). Esta es la presión asociada con la propagación de la fractura lejos del pozo. En ausencia de una resistencia apreciable cercana al pozo en reservorios de tipo convencionales, si la velocidad de flujo y la viscosidad del fluido son lo suficientemente bajas, el FPP se

encontrará muy cerca del esfuerzo principal mínimo (Hickman y Zoback, 1983). Una mejor aproximación para el esfuerzo principal menor, se obtiene a partir de considerar la presión instantánea de cierre (ISIP) como un límite superior. Este es medido luego de detener repentinamente el flujo en el pozo, ya que desaparecerá cualquier pérdida de presión asociada con la fricción debida a la viscosidad (Haimson y Fairhurst, 1967). Si se utiliza un fluido de fractura viscoso o un fluido de fractura con propante suspendido, aumentará la FPP debido a grandes pérdidas por fricción. En tal caso, la presión de cierre de la fractura (FCP) será una mejor medida del esfuerzo principal menor que el FPP o el ISIP. En tales pruebas, el FCP puede determinarse trazando la presión en función del tiempo y detectando un cambio en la linealidad de la disminución de la presión (Nolte y Economides, 1989). Sin embargo, si se usa de manera inapropiada, las presiones de cierre de la fractura pueden subestimar el  $S_3$ , por lo que se deberá tener el cuidado de asegurar que ese no sea el caso (Zoback, 2007).

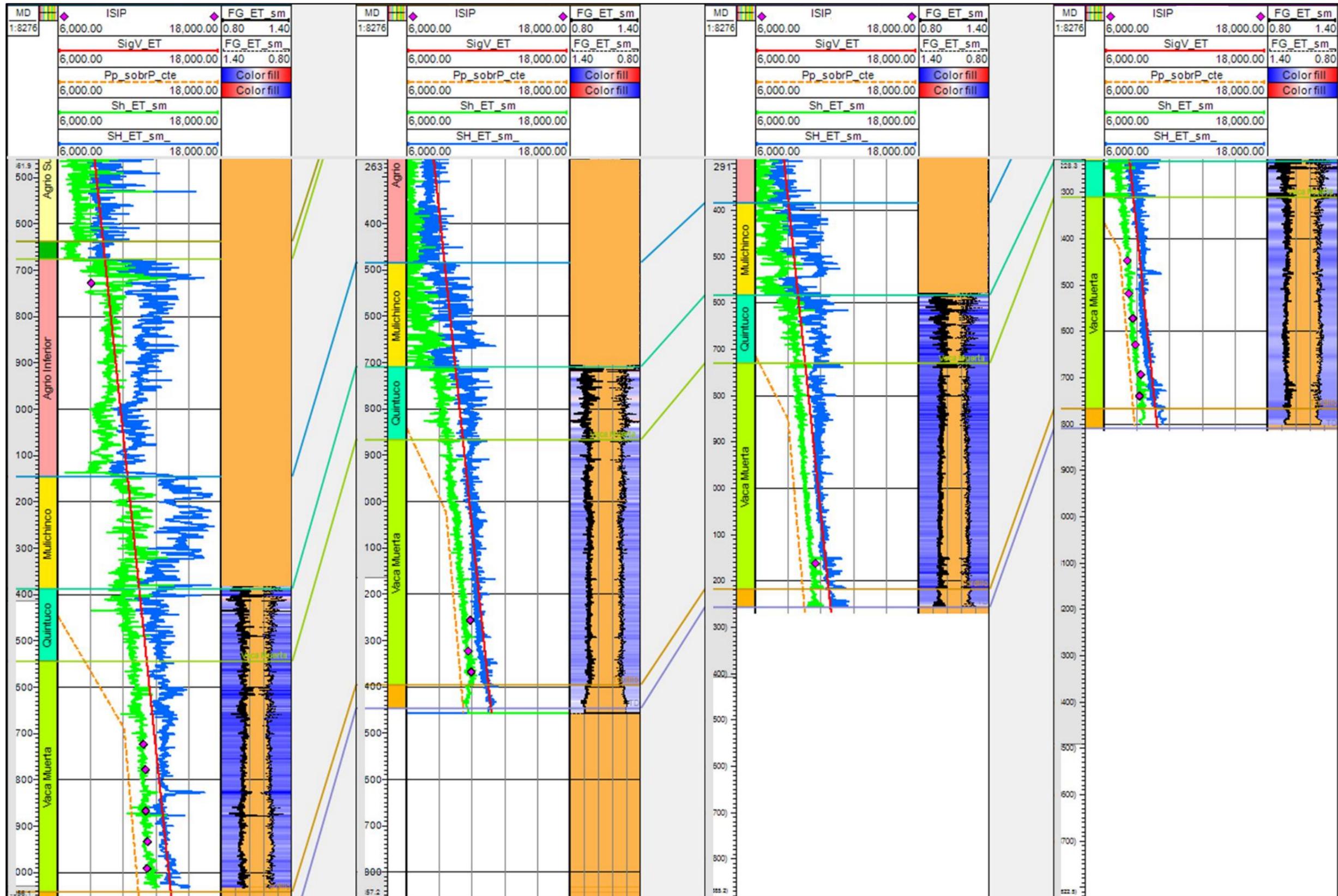
En este trabajo, al tratarse de pozos verticales dentro de un régimen de transición entre transcurrente y normal, se optó por utilizar el ISIP para la calibración del esfuerzo horizontal mínimo. Este ha mostrado una muy buena relación con las curvas calculadas para los cuatro pozos (Figura 8.32). Cabe destacar que el ISIP es utilizado como límite superior para el  $S_3$ , más aún si existe una fractura compleja o si el plano de fractura no es perpendicular a  $S_3$  (Frydman *et al.*, 2016).

Para el cálculo del  $S_{H\_max}$ , se ajustaron las deformaciones tectónicas de forma tal de poder modelar las zonas de *breakouts* en el modelo de estabilidad del pozo (pista 7 en las Figuras 8.37 a 8.40). Por otra parte, se tuvo en cuenta la intención de obtener un régimen tectónico entre normal (según información provista por la empresa operadora) y transcurrente (Frydman *et al.*, 2016). Finalmente, se obtuvo un contraste entre esfuerzos horizontales equivalente a un 12% ( $S_{H\_max}/S_{h\_min} \approx 1,12$ ), lo cual se encuentra dentro de los parámetros observados por la empresa operadora ( $\approx 11\%$ ), Frydman *et al.* (2016) (13%), y la empresa de servicios (10%).



**Figura 8.31:** Esquema simplificado para el ensayo de *Leak-Off Test* (LOT) o mini-frac, donde se muestra la presión en función del volumen, tiempo equivalente (si el caudal inyectado es constante). Modificado de Gaarenstroom *et al.* (1993).

Como fuera mencionado en el párrafo anterior, las deformaciones tectónicas fueron ajustadas para simular los eventos de pozos y generar un régimen de normal a transcurrente, con un contraste de esfuerzos dentro del rango de lo estudiado por otros autores. Para ello, fue necesario calibrar las deformaciones tectónicas en cada pozo, asignando valores en aumento hacia el oeste, y ampliando las diferencias entre las deformaciones tectónicas máximas y mínimas. La correlación entre estos se encuentra orientada de este a oeste (Figura 8.32), con un ligero cambio de régimen normal hacia el este (donde el esfuerzo vertical es el mayor, y el horizontal máximo, es levemente mayor al horizontal mínimo), pasando a un régimen transcurrente hacia el oeste (donde el esfuerzo horizontal máximo es el mayor, seguido por el vertical, y finalmente el horizontal mínimo). Al fenómeno del aumento del esfuerzo tectónico compresivo en aumento hacia el oeste dado por el acercamiento hacia la zona de subducción, debe sumarse el efecto de la profundidad, siendo coincidente con las variaciones en el contraste de esfuerzos horizontales observados de este a oeste. Esto trae aparejados cambios importantes en los gradientes verticales de sobrecarga y presión poral, lo cual requiere para su calibración, mayores deformaciones tectónicas.



**Figura 8.32:** Correlación este-oeste entre los cuatro pozos analizados, mostrando la variación en magnitud de esfuerzos con la profundidad y el rumbo. **Pista #1:** MD (*Measure Depth*): profundidad medida en metros; **#2:** Columna estratigráfica; **#3:** SigV\_ET: Esfuerzo vertical, Pp\_SobrP\_cte: Presión poral constante, Sh\_ET\_sm: Esfuerzo horizontal mínimo anisotrópico calibrados con ISIP (puntos rosas) (MEAD-2), SH\_ET\_sm: Esfuerzo horizontal máximo anisotrópico (MEAD-2); **#4:** FG\_ET\_sm: Gradiente de fractura anisotrópico (con discriminación litológica-MEAD-2).

### 8.11. Cálculo del gradiente de fractura

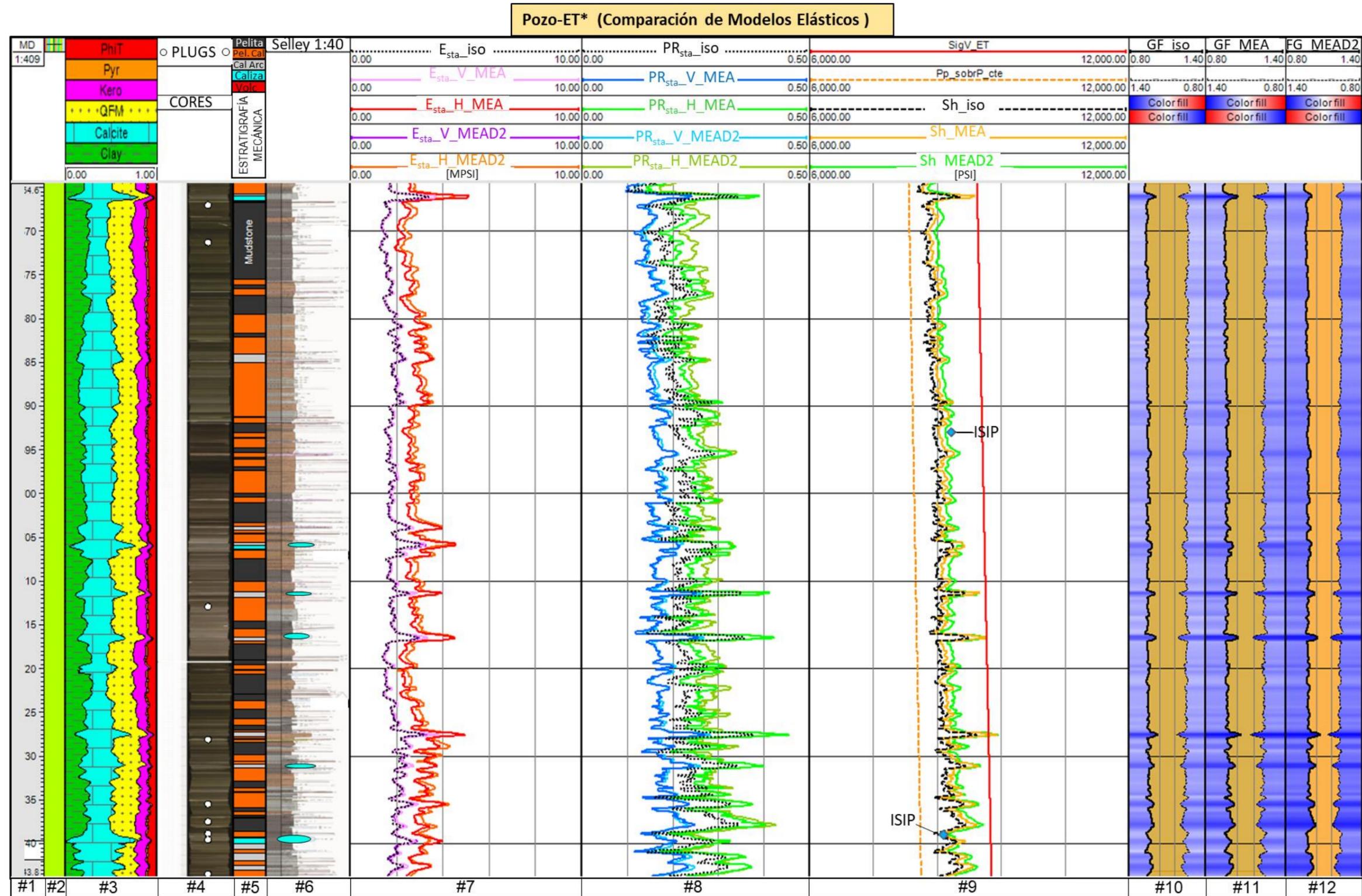
Como ya fuera anticipado en la Figura 8.32, se han calculado las curvas de gradiente de fractura (GF) para los cuatro pozos analizados, utilizando simplemente la variación del esfuerzo horizontal mínimo con la profundidad, según la siguiente ecuación:

$$GF = S_h / (TVD \cdot 3,281) \quad \text{Ecuación 8.11}$$

donde GF es el gradiente de fractura en PSI/ft,  $S_h$  representa el esfuerzo horizontal menor en PSI, TVD es la profundidad en m, y 3,281 es la variable de conversión de m a pies.

En la Figura 8.33, pistas 10, 11 y 12, se observan tres curvas de gradientes de fractura diferentes (cada una corresponde a un modelo elástico, según lo analizado en el ítem 8.5). Como se mencionó anteriormente, el modelo isotrópico subestima el esfuerzo horizontal mínimo. Esto último impacta claramente en el GF, donde el modelo MEI presenta gradientes más bajos que el modelo MEA, y a su vez, el MEA presenta gradientes más bajos que el MEAD-2 (Sosa Massaro *et al.*, 2018a).

En este trabajo se ha utilizado el modelo elástico con discriminación litológica (MEAD-2) para calcular el esfuerzo horizontal menor, obteniéndose un gradiente estimado en 0,96 PSI/ft. El valor obtenido puede ser considerado como análogo al GF. Este método permite diferenciar con mayor detalle la relación entre los picos de GF, donde las rocas con alto contenido de carbonatos y los filones volcánicos presentan comportamientos mecánicos contrastantes.



**Figura 8.33:** Comparación entre modelos elásticos con puntos de calibración de ensayos de campo para el esfuerzo horizontal mínimo y gradiente de fractura. **Pista #1: MD** (*Measure Depth*): profundidad medida en metros; **#2:** Formación Vaca Muerta; **#3:** Petrofísica a partir de herramienta espectroscópica de rayos *gamma*; **#4: CORE:** fotografías del intervalo de donde se extrajeron las coronas; **#5: MECHANIC STRATIGRAPHY:** Estratigrafía Mecánica; **#6: Selley:** registro de interpretación geológica (informe interno Chevron-LCV, realizado por Marlats y Tórtora, 2014); **#7: E<sub>sta\_iso</sub>:** Módulo de Young estático isotrópico, **E<sub>sta\_H\_MEA</sub>** y **E<sub>sta\_V\_MEA</sub>:** Módulos de Young horizontal y vertical estáticos anisotrópicos, **E<sub>sta\_H\_MEAD-2</sub>** y **E<sub>sta\_V\_MEAD-2</sub>:** Módulos de Young horizontal y vertical estáticos anisotrópicos (con discriminación litológica), en MPSI; **#8: PR<sub>sta\_iso</sub>:** Relación de Poisson isotrópica, **PR<sub>sta\_H\_MEA</sub>** y **PR<sub>sta\_V\_MEA</sub>:** Relación de Poisson horizontal y vertical anisotrópica, **PR<sub>sta\_H\_MEAD-2</sub>** y **PR<sub>sta\_V\_MEAD-2</sub>:** Relación de Poisson horizontal y vertical anisotrópica (con discriminación litológica); **#9: SigV\_ET:** Esfuerzo vertical, **Pp\_SobrP\_cte:** Presión poral constante, **Sh\_iso:** Esfuerzo horizontal mínimo isotrópico, **Sh\_MEA:** Esfuerzo horizontal mínimo anisotrópico, **Sh\_MEAD-2:** Esfuerzo horizontal mínimo anisotrópico (con discriminación litológica), calibrados con LOT=Leak Off Test, MFO=Mini Fall Off, y principalmente ISIP=Instantaneous Shut in Pressure, en PSI; **#10: GF\_iso:** Gradiente de fractura isotrópico; **#11: FG\_MEA:** Gradiente de fractura anisotrópico; **#12: FG\_MEAD-2:** Gradiente de fractura anisotrópico (con discriminación litológica).

## 8.12. Detección de barreras al fracturamiento hidráulico

A partir del cálculo del gradiente de fractura y la utilización de los parámetros de resistencia mecánica a la fractura de la roca, se propone una metodología para la detección de barreras al fracturamiento hidráulico (Sosa Massaro *et al.*, 2018b).

Como se vió anteriormente, se obtuvo un valor de gradiente para el  $S_h$  de 0,96 PSI/ft, el cual puede ser tomado como análogo al GF (Figura 8.34, pista 8). Para identificar posibles barreras a la fractura a partir del GF se tomó como valor de corte 0,98 PSI/ft, identificando como barrera a cualquier valor que se encuentre por encima de este (Sosa Massaro *et al.*, 2018b). El valor de corte fue seleccionado en forma empírica a partir de la necesidad de hacer coincidir los picos del gradiente de fractura con aquellos intervalos de roca con propiedades de resistencia y rigidez mecánica capaces de detener la propagación de fracturas. Asimismo, se buscó que los altos valores de gradiente de fractura fueran coincidentes con intervalos de contrastes bajos entre el esfuerzo vertical y el esfuerzo horizontal menor, donde según los experimentos de Tan *et al.* (2017) que se explicarán con más detalle posteriormente, generarán la detención, bifurcación o ramificación de las fracturas hidráulicas. De tal manera, se generó la pista 9 de la Figura 8.34, donde se observa la relación existente con las pistas 1 a 4, así es posible notar que las rocas con alto contenido de carbonatos y los filones volcánicos, son detectados como barreras para el crecimiento de fracturas hidráulicas entre rocas con comportamientos mecánicos contrastantes (Figura 8.35.B y C). En profundidad se generan planos de debilidad donde se puede dar la ocurrencia de fracturas en forma de "T" (Figura 8.35-C).

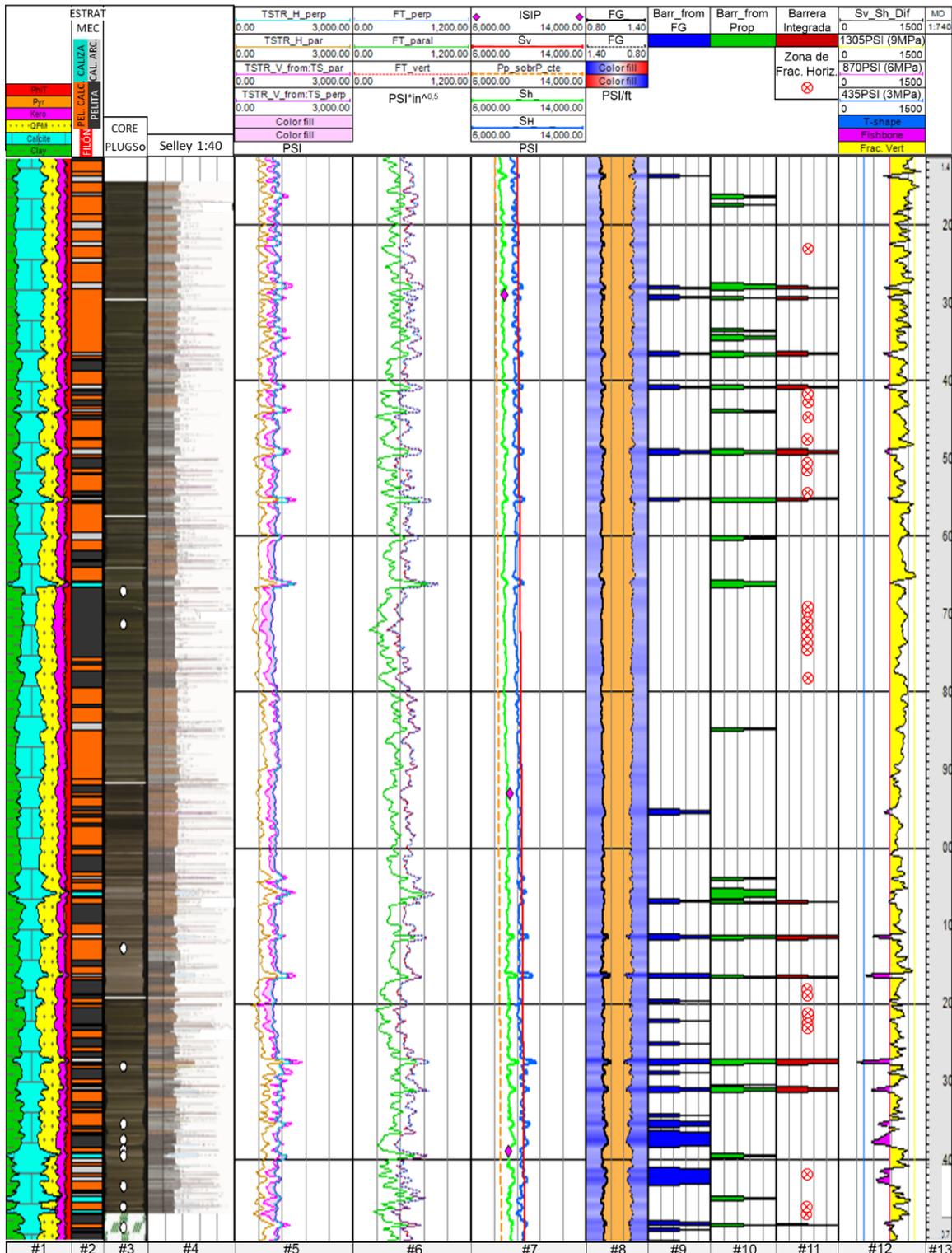
Por otra parte, utilizando las propiedades de resistencia mecánica a la fractura de la roca, fue posible generar la pista 10 de la Figura 8.34, donde a partir de valores de corte ( $TS_H^L > 1.100$  PSI y  $FT_V > 650$  PSI\*in<sup>0.5</sup>), se pudieron identificar las posibles barreras a la fractura (Sosa Massaro *et al.*, 2018b).

Finalmente, con la intención de establecer con un mayor grado de certeza las posibles barreras, se identificaron los intervalos donde ambos mecanismos de detección de barreras son coincidentes, generando así, la pista 11 de la Figura 8.34.

Es posible también detectar zonas de alta probabilidad de propagación de fracturas hidráulicas horizontales (paralelas a la laminación) a partir de la navegación de pozos horizontales (Sosa Massaro *et al.*, 2018b). Para ello, se aplicaron valores de corte a las propiedades de  $TS_H^H < 600$  PSI y  $FT_H^H < 300$  PSI\*in<sup>0.5</sup> (intervalos representados por cruces rojas en la pista 11 de la Figura 8.31). Es notable la relación existente entre tales intervalos y las facies denotadas como pelitas y pelitas calcáreas en la estratigrafía mecánica (Figura 8.34, pista 2).

Según experimentos realizados por Tan *et al.* (2017) en bloques de roca de 30 cm<sup>3</sup> bajo esfuerzos diferenciales (esfuerzo vertical - esfuerzo horizontal menor) de 12, 9, 6 y 3 MPa, sería posible identificar diversos tipos de fracturas vinculados con barreras de fractura (Figura 8.35.A). Los resultados del experimento revelaron que cuando la diferencia de esfuerzos era mayor a 9 MPa (1.305 PSI), las fracturas hidráulicas pasarían directamente a través de los planos de estratificación y fracturas naturales, dando lugar a la formación de fracturas de geometría simple. Para una situación extrema en la que el valor sea superior a 12 MPa (1.740 PSI), los planos de estratificación cerca del orificio del punzado no podrían separarse. En esta circunstancia, los parámetros de operación tales como la viscosidad del fluido de fracturación y la velocidad de inyección afectarían mínimamente la geometría de la fractura. Cuando la diferencia de esfuerzos ronde entre los 3 MPa y 6 MPa, las fracturas hidráulicas conectarían planos de estratificación y fracturas naturales, dando lugar a una fractura de geometría compleja. Para la diferencia de esfuerzos de 3 MPa (435 PSI), la geometría de la fractura tendría forma de "H" o forma de "T". Para la diferencia de esfuerzos de 6 MPa (870 PSI), la geometría de la fractura tendría forma de "X" o forma de espina de pez (*fishbone*). Los resultados muestran que una baja diferencia de esfuerzos (en el orden de los 3 MPa) tendrá un control débil sobre la propagación de la fractura, formándose fracturas secundarias cortas. Sin embargo, además de fracturas ramificadas complejas, generar fracturas de gran longitud será necesario para una operación de fracturamiento exitosa, de lo contrario, el volumen estimulado será pequeño. Por el contrario, una diferencia de esfuerzos en el orden de los 6 MPa induciría una red de fractura de tipo espina de pez compleja, junto con la abertura de alas de fractura verticales extensas, satisfaciendo así la geometría compleja y extensa de la fractura (Tan *et al.*, 2017). La tabla 8.2 muestra un resumen de las posibles redes de fracturas que se podrían generar bajo las relaciones de esfuerzos analizadas, considerando su relación con los planos de estratificación y la ocurrencia de fracturas naturales previas.

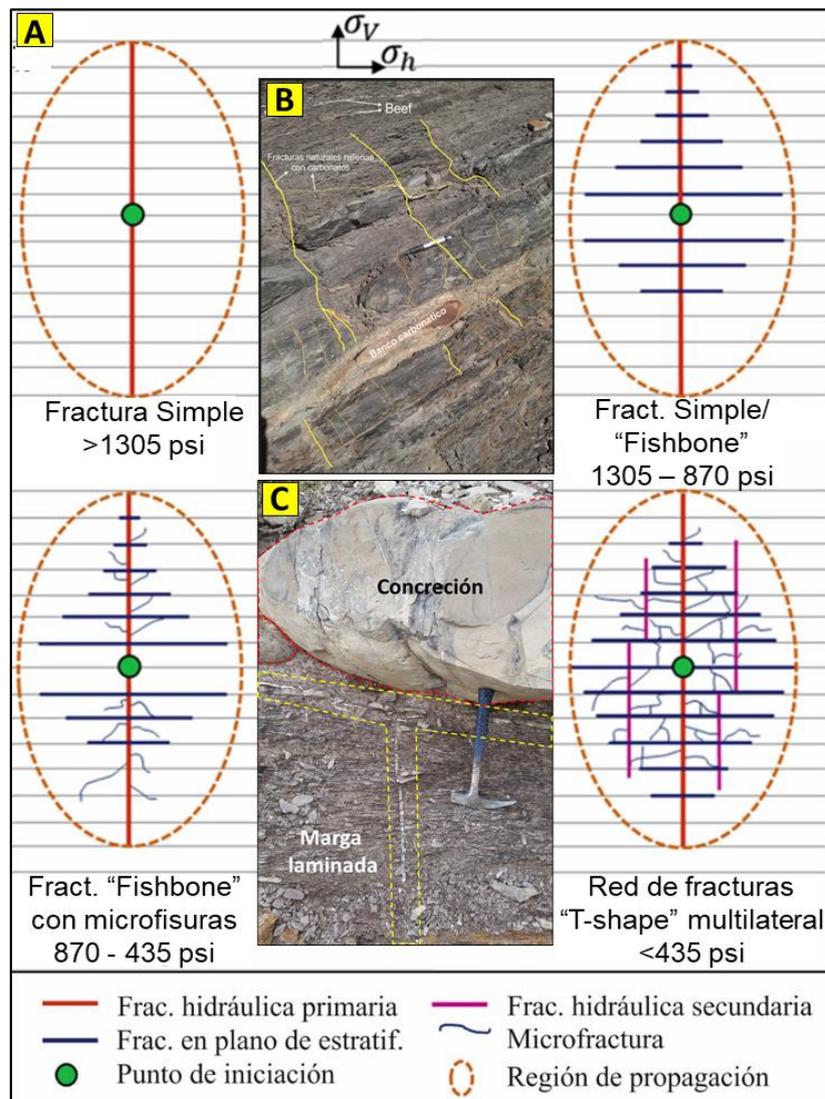
Con la intención de generar una analogía entre lo estudiado en los bloques de roca y el pozo, se calculó el diferencial de esfuerzos, obteniéndose la pista 12 de la Figura 8.34 (Sv\_Sh\_Dif). En la misma, es posible observar cierta relación entre las barreras a la fractura identificadas anteriormente y los picos bajos de la curva Sv\_Sh\_Dif, donde hacia la base, se dan con mayor frecuencia las fracturas de tipo *fishbone* hasta *T-shape*, y hacia arriba, la tendencia general es a formar planos de fractura verticales simples, con intercalaciones menores de fracturas tipo *fishbone* (Sosa Massaro *et al.*, 2018b).



**Figura 8.34:** Identificación de barreras a la fractura a partir del gradiente de fractura (GF) y propiedades de resistencia mecánica. **Pista #1:** Petrofísica a partir de herramienta espectroscópica de rayos *gamma*; **#2: MECHANIC STRATIGRAPHY:** Estratigrafía Mecánica; **#3: CORE:** fotografías del intervalo de donde se extrajeron las coronas; **#4: Selley:** registro de interpretación geológica (informe interno Chevron-LCV, realizado por Marlats y Tórtora, 2014); **#5 y #6:** Ídem pistas #11 y #12 (Fig 10); **#7:** Sv: Esfuerzo vertical, Pp\_SobrP\_cte: Presión poral constante; Sh: Esfuerzo horizontal menor anisotrópico (con discriminación litológica y calibrado con el ISIP=Instantaneous Shut in Pressure); SH: Esfuerzo horizontal mayor; **#8:** FG: Gradiente de fractura anisotrópico; **#9:** Barr\_from\_FG: Barrera a la fractura calculada a partir del gradiente de fractura; **#10:** Barr\_from\_prop: Barrera a la fractura calculada a partir de las propiedades de resistencia (TS y FT); **#11:** Barr\_integrada y Zona de Frac. Horiz: Barrera a la fractura a partir de la conjunción de las pistas 9/10 y Zona de alta probabilidad de fracturamiento horizontal, respectivamente; **#12:** Sv\_Sh\_Dif: Diferencial de esfuerzos (Sv-Sh).

Tipo de fractura	Relación: $S_v - S_h = \Delta$	Comentarios
Fractura Simple	>1740 PSI	Fractura hidráulica vertical única. Atraviesa planos de estratificación, con apertura mínima o nula de planos horizontales. La viscosidad del fluido de fracturación y la velocidad de inyección afectarían mínimamente la geometría de la fractura.
Fractura Simple	1740 - 1305 PSI	Fractura hidráulica vertical única.
Fract. Simple / Fishbone	1305 – 870 PSI	Red de fracturas con alas verticales extensas y apertura de planos de estratificación (espina de pez). Se satisface la geometría compleja y extensa de la fractura.
Fishbone c/microfisuras	870 – 435 PSI	Geometría de fractura compleja. Las fracturas hidráulicas conectarían planos de estratificación y fracturas naturales previas.
Red T-shape multilateral	<435 PSI	Baja diferencia de esfuerzos. Control débil sobre la propagación de la fractura. Formación de fracturas secundarias cortas.

**Tabla 8.2:** Tipos de redes de fracturas a partir del uso del fracturamiento hidráulico bajo diversas relaciones de esfuerzos (esfuerzo vertical - esfuerzo horizontal menor), y su relación con los planos de estratificación y fracturas naturales previas. Modificado de Tan *et al.* (2017).



**Figura 8.35:** A) Esquemas simplificados de los cuatro tipos de fracturas analizadas para un pozo horizontal (modificado de Tan *et al.*, 2017). B y C) Fotografías tomadas en afloramientos pertenecientes a la Formación Vaca Muerta, donde es posible observar la alta heterogeneidad de las rocas representada por la alternancia de lutitas, margas, bancos carbonáticos, *beefs* y concreciones. Nótese el comportamiento de las fracturas naturales, donde es común que las mismas se detengan o bifurquen, formando fracturas en forma de “T” al chocar contra bancos más competentes como los carbonatos o concreciones.

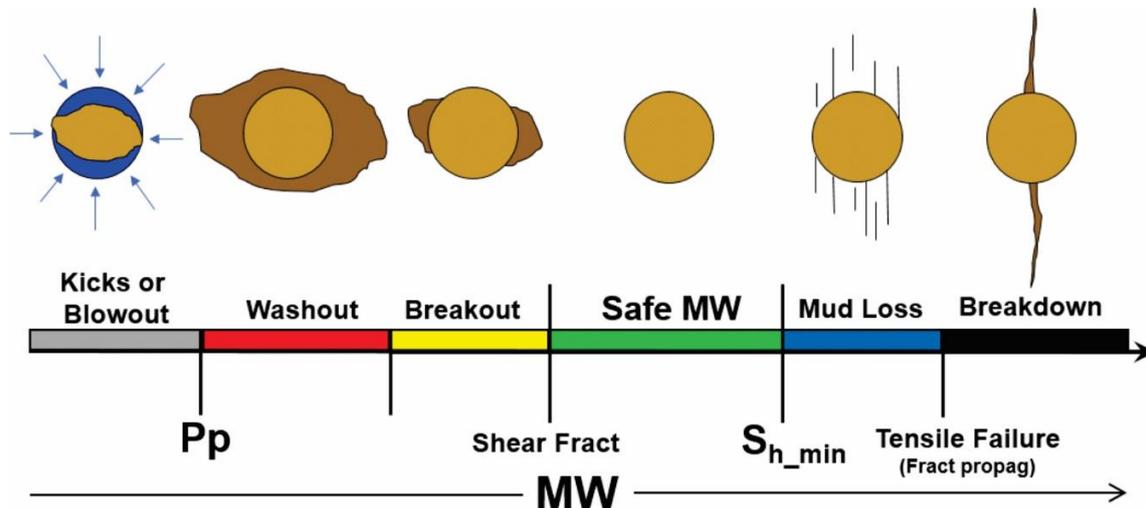
### 8.13. Análisis de estabilidad de pozo

La estabilidad de pozos y sus problemas geomecánicos relacionados han sido ampliamente estudiados por diferentes autores (Bradley, 1979; Plumb and Hickman, 1985; Woodland, 1990; Roegiers, 1990; Ewy, 1998; Okland and Cook, 1998; Willson *et al.*, 1999; Oort, 2003; Zhang *et al.*, 2003, 2006; Zhang y Roegiers, 2005; Haimson and Lee, 2004; Willson *et al.*, 2007; Qiu *et al.*, 2008; Aadnoy *et al.*, 2009; Zhang *et al.* 2009; Dresen *et al.*, 2010).

El análisis de estabilidad de pozo, determina una ventana de perforación segura, es decir, un intervalo de presiones donde, la densidad del lodo tendrá un rol de gran importancia para evitar eventos negativos como infuljos, colapsos, pérdidas, etc, durante la perforación.

Dicha ventana, se encuentra limitada por un límite inferior dado por la presión de poro (*Kick*) donde se deberán prevenir los infuljos, y la presión de colapso (*Breakout*) para evitar derrumbes de la pared del pozo. Por otro lado, se tiene un límite superior, que indicaría pérdidas de lodo (*Mudloss*) generadas por una disminución en la circulación del lodo de perforación en formaciones con fracturas pre-existentes, y la presión de fractura (*Breakdown*) donde se deberá prevenir el fracturamiento inducido.

La Figura 8.36 muestra los estados posibles de estabilidad dentro de un pozo durante su perforación. Tales estados pueden ser separados por zonas de diversos riesgos, los cuales se detallan en mayor detalle a continuación:



**Figura 8.36:** Estados posibles de estabilidad de un pozo durante su perforación, con  $P_p$ : Presión poral,  $S_{h\_min}$ : esfuerzo horizontal mínimo, y MW: peso del lodo (Modificado de Lang *et al.* (2011).

**Zona de riesgo de infuljos:** Corresponde al área de color gris, donde cualquier peso de lodo inferior al límite definido por la presión poral podría provocar infuljos.

**Zona de riesgo de colapsos:** Corresponde a las zonas roja y amarilla, dependiendo de la profundidad del daño durante el análisis de estabilidad. El límite definido por el comienzo del desmoronamiento se denomina “límite de mínimo colapso” (indicado en la Figura 8.36 como *shear fract*) y corresponde al peso mínimo de lodo que previene dicho estado de falla. Esto indica que el pozo fallará por cizalla produciéndose la ovalización del mismo.

**Ventana de lodo estable:** Corresponde al área de la ventana de lodo mostrado en color verde, el cual está definido a la izquierda (límite inferior) por la máxima presión poral y el límite de colapso, y a la derecha (límite superior) por el mínimo esfuerzo horizontal y la presión de fractura. Una densidad de lodo que cae en el área verde implica que el pozo permanecerá en su diámetro sin pérdidas ni colapsos.

**Zona de posibles pérdidas (o zona de pérdidas por fracturas naturales):** Zona indicada en color azul donde el límite menor corresponde al esfuerzo horizontal mínimo ( $S_h$ ) y el límite superior corresponde a la presión de fractura. Ésta zona define las densidades de lodo donde probablemente ocurrirán pérdidas parciales debido a fallas naturales pre-existentes re-abiertas debido a la presión interna del pozo.

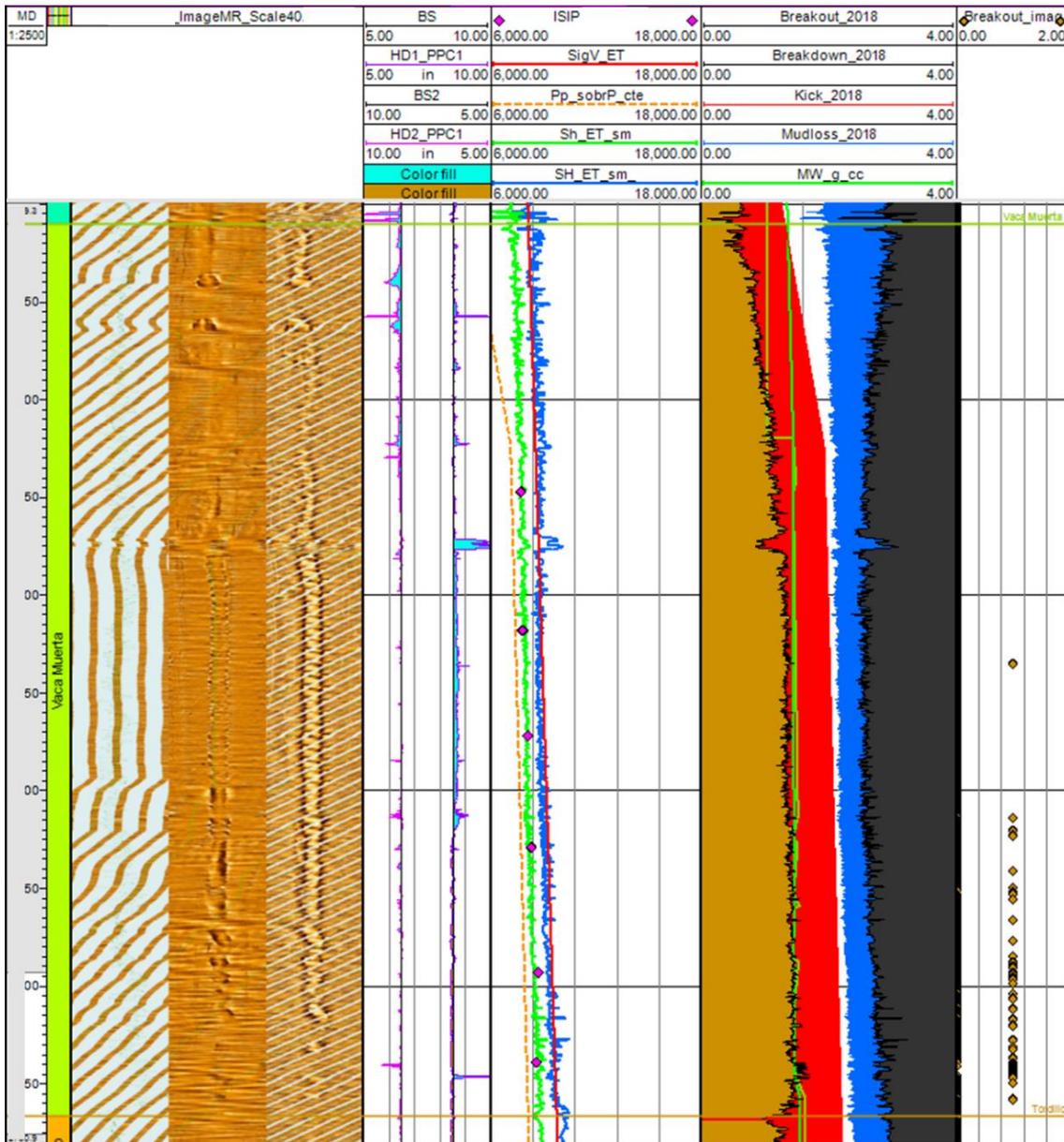
**Zona de riesgo de fracturas (o zona de pérdidas totales por fracturas inducidas):** El área de color negro está definida por densidades mayores al gradiente de fractura, esto generara que la presión ejercida por el peso del lodo propague fracturas inducidas (Bratton *et al.*, 1999). Estas son las densidades que inducen falla por tensión en las paredes del pozo, con la posibilidad de pérdida de circulación durante la perforación si la fractura se propaga dentro de la formación.

Las Figuras 8.38 a 8.41 muestran los modelos de estabilidad para los cuatro pozos analizados en el área de estudio (representados en orden de aparición de este a oeste respectivamente).

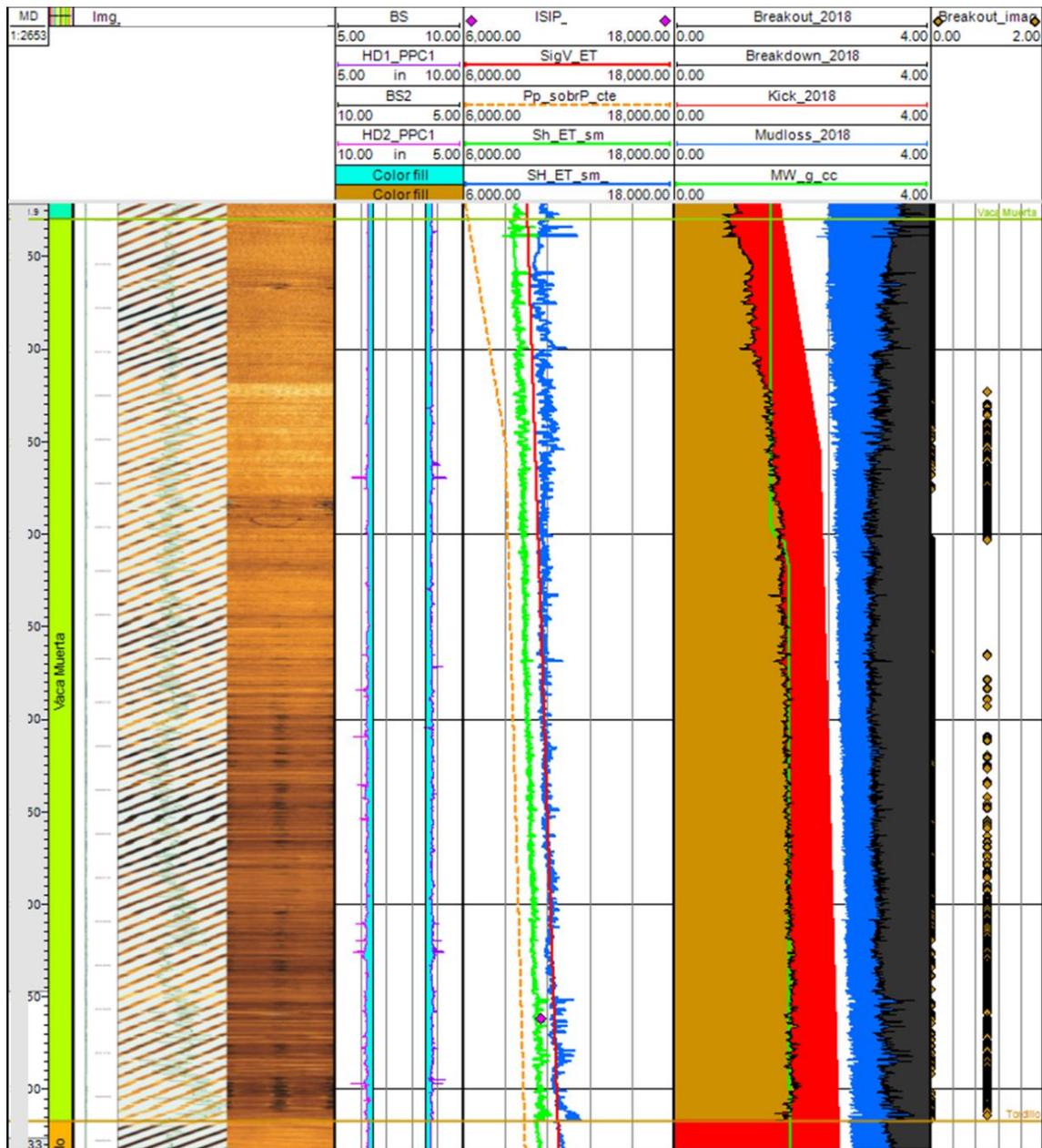
Todos los pozos fueron perforados con lodos base aceite y en condiciones de “*under-balance*”, para la sección Quintúco/Vaca Muerta, es decir, por debajo de la presión poral. Se entiende que esta práctica se realiza para evitar pérdidas de lodo por la reapertura de fracturas naturales y/o inducidas, además de mejorar la ROP, perforando con un peso menor.

Es notable como la ventana de estabilidad se reduce al ingresar a la zona de sobrepresión, que en el caso estudiado aquí, comienza luego de un espeso banco carbonático a unos 100 a 150 m por debajo del tope de la Formación Vaca Muerta. Tal

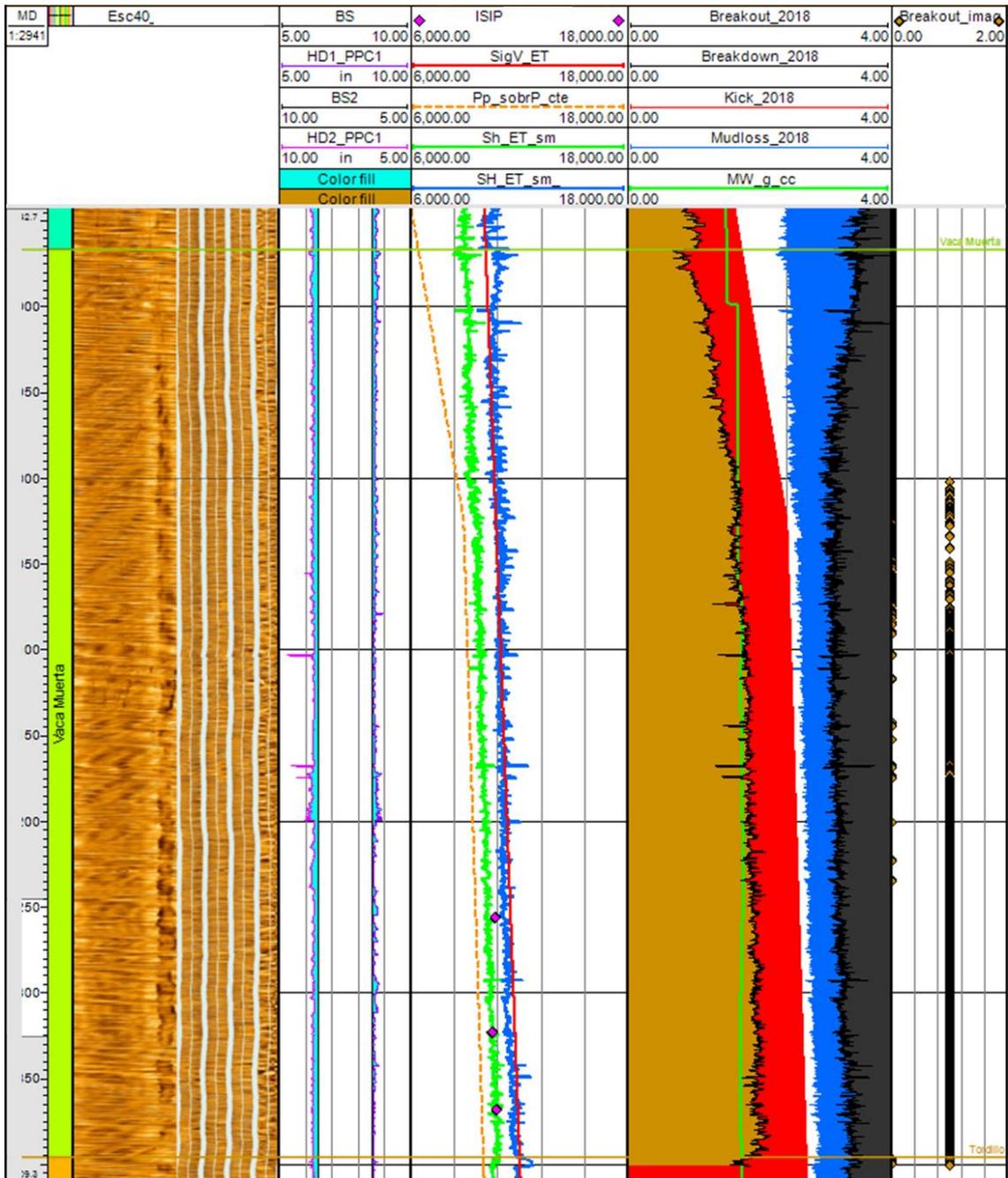
reducción en la ventana de estabilidad trae aparejado un aumento del peso del lodo (MW) y la densidad equivalente de circulación (ECD), evitando así posibles *Blowouts*, o en menor medida *Washouts*, *Breakouts* y *Kicks*. Es de suma importancia resaltar aquí, que a diferencia del modelo generalizado de estados posibles de estabilidad de un pozo durante su perforación (mostrado en la Figura 8.36), los modelos generados para el intervalo de estudio presentan presiones de colapso (*Breakout*) menores a las presiones de influjos (*Kicks*), lo cual se debe pura y exclusivamente a las altas sobrepresiones. Este esquema da por resultado pozos con gran cantidad de influjos, gases de fondo, de conexión, de bolsones, por lo cual se debe recircular y densificar continuamente. Asimismo, del análisis de los registros de imágenes (pista 3 en Figuras 8.37 a 8.40) y calibre orientado (pista 4 en Figuras 8.37 a 8.40), es posible caracterizar el estado del pozo, donde se observan grandes intervalos colapsados y ovalizados, con un notable aumento de este fenómeno a medida que se analizan los pozos ubicados más hacia el oeste, donde los contrastes de esfuerzos y las profundidades son mayores. Es importante destacar, que estos fenómenos pudieron ser capturados por el modelo, donde es posible recrear los intervalos derrumbados (pista 7 en Figuras 8.37 a 8.40) a partir de la relación existente entre la curva de MW y la curva de *Breakout*. Cabe considerar, que el ECD es más correcto que el MW para este tipo de análisis, ya que representa la presión real ejercida por el fluido durante la perforación, pero al no contar con el dato para todos los pozos, se decidió aproximar los resultados utilizando el *mud weight*.



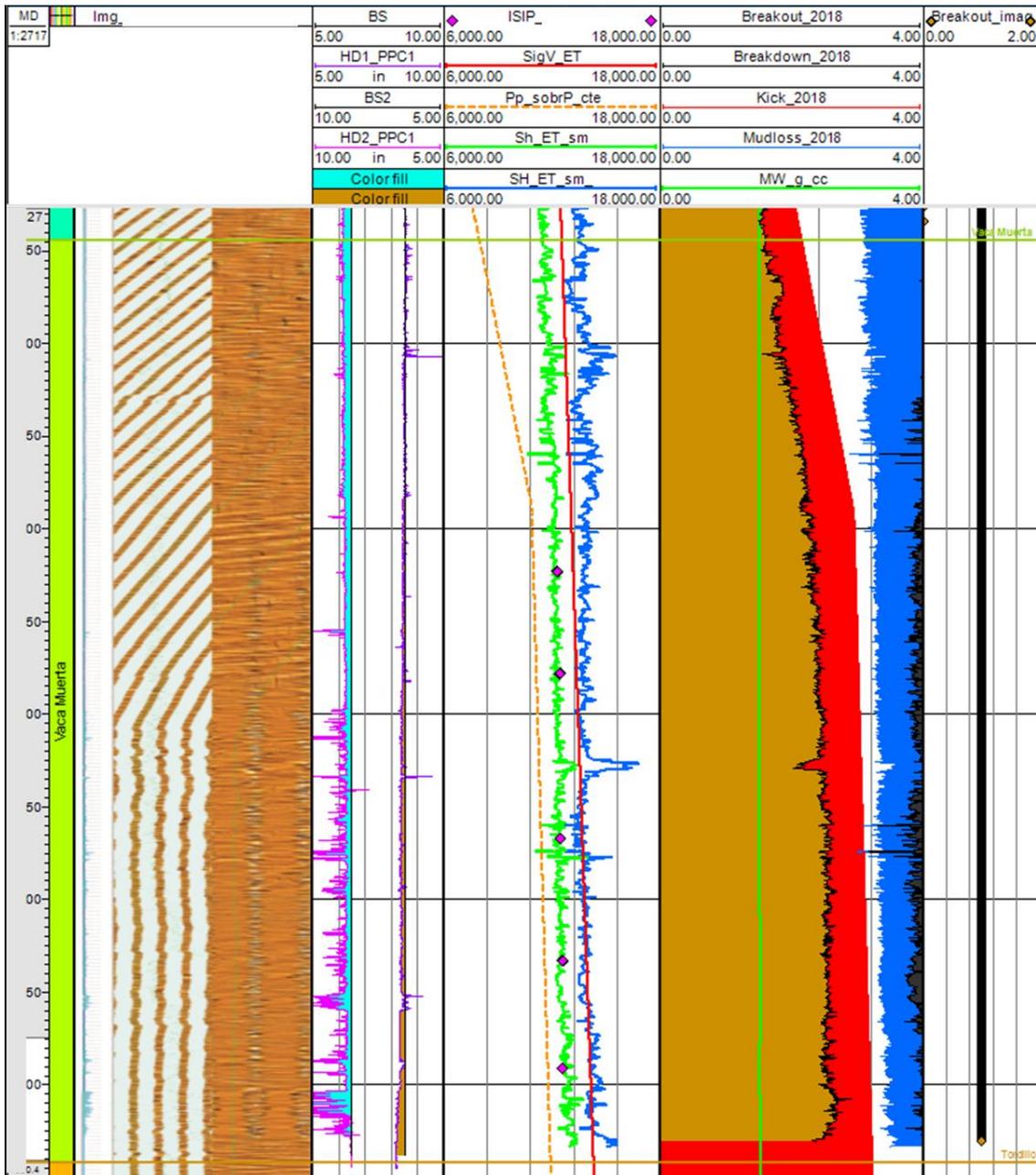
**Figura 8.37:** Modelo de estabilidad para el pozo ubicado al este. **Pista #1: MD** (*Measure Depth*): profundidad medida en metros; **#2: Formación Vaca Muerta**; **#3: Imágenes de pozo**: de izquierda a derecha, OBMI, UBI y FMI; **#4: HD\_PPC y BS**: Calibre de 4 brazos orientado y *Bit Size* (diámetro de trepano), en pulgadas; **#5: SigV\_ET**: Esfuerzo vertical, **Pp\_SobrP\_cte**: Presión poral constante, **Sh\_ET\_sm**: Esfuerzo horizontal mínimo anisotrópico calibrados con ISIP (puntos rosas) (MEAD-2), **SH\_ET\_sm**: Esfuerzo horizontal máximo anisotrópico (MEAD-2), en PSI; **#6: Breakout, Breakdown, Kick, Mudloss, MW y ECD**: Presión de colapso (en marrón), Presión de fractura (en negro), Presión de Influxos (en rojo), Presión de pérdidas (en azul), densidad de lodo (en verde claro) y densidad equivalente de circulación (en verde oscuro), en g/c<sup>3</sup>; y **#7: Breakout\_Imag**: Representación estimada de las zonas de *breakout*, a partir de la relación entre la densidad del lodo (MW) y la curva de colapso. \*Cabe destacar que los largos lineamientos continuos observados en las pistas de UBI y FMI, no se corresponderían con derrumbes, si no más bien con la marca de la sarta de perforación sobre una de las paredes del pozo.



**Figura 8.38:** Modelo de estabilidad para el pozo ubicado al centro-este. **Pista #1: MD** (*Measure Depth*): profundidad medida en metros; **#2:** Formación Vaca Muerta; **#3: Imágenes de pozo:** de izquierda a derecha, OBMI, UBI y FMI; **#4: HD\_PPC y BS:** Calibre de 4 brazos orientado y *Bit Size* (diámetro de trepano), en pulgadas; **#5: SigV\_ET:** Esfuerzo vertical, **Pp\_SobrP\_cte:** Presión poral constante, **Sh\_ET\_sm:** Esfuerzo horizontal mínimo anisotrópico calibrados con ISIP (puntos rosas) (MEAD-2), **SH\_ET\_sm:** Esfuerzo horizontal máximo anisotrópico (MEAD-2), en PSI; **#6: Breakout, Breakdown, Kick, Mudloss, MW y ECD:** Presión de colapso (en marrón), Presión de fractura (en negro), Presión de Influjos (en rojo), Presión de pérdidas (en azul), densidad de lodo (en verde claro) y densidad equivalente de circulación (en verde oscuro), en g/c<sup>3</sup>; y **#7: Breakout\_Imag:** Representación estimada de las zonas de *breakout*, a partir de la relación entre la densidad del lodo (MW) y la curva de colapso.



**Figura 8.39:** Modelo de estabilidad para el pozo ubicado al centro-oeste. **Pista #1: MD** (*Measure Depth*): profundidad medida en metros; **#2:** Formación Vaca Muerta; **#3: Imágenes de pozo:** de izquierda a derecha, OBMI, UBI y FMI; **#4: HD\_PPC y BS:** Calibre de 4 brazos orientado y *Bit Size* (diámetro de trepante), en pulgadas; **#5: SigV\_ET:** Esfuerzo vertical, **Pp\_SobrP\_cte:** Presión poral constante, **Sh\_ET\_sm:** Esfuerzo horizontal mínimo anisotrópico calibrados con ISIP (puntos rosas) (MEAD-2), **SH\_ET\_sm:** Esfuerzo horizontal máximo anisotrópico (MEAD-2), en PSI; **#6: Breakout, Breakdown, Kick, Mudloss, MW y ECD:** Presión de colapso (en marrón), Presión de fractura (en negro), Presión de Influxos (en rojo), Presión de pérdidas (en azul), densidad de lodo (en verde claro) y densidad equivalente de circulación (en verde oscuro), en g/c<sup>3</sup>; y **#7: Breakout\_Imag:** Representación estimada de las zonas de *breakout*, a partir de la relación entre la densidad del lodo (MW) y la curva de colapso.



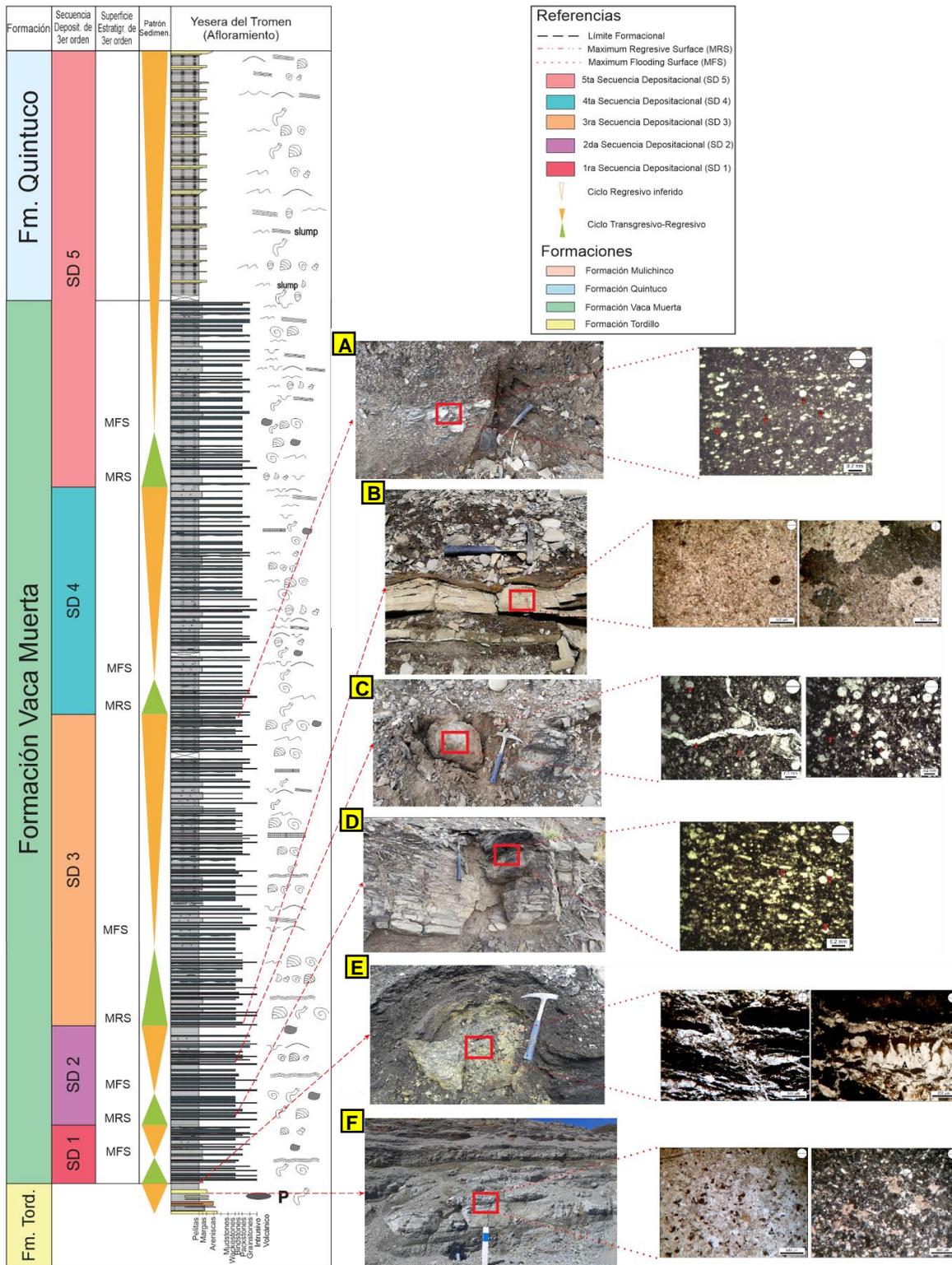
**Figura 8.40:** Modelo de estabilidad para el pozo ubicado al oeste. **Pista #1:** MD (*Measure Depth*): profundidad medida en metros; **#2:** Formación Vaca Muerta; **#3:** **Imágenes de pozo:** de izquierda a derecha, OBMI, UBI y FMI; **#4:** HD\_PPC y BS: Calibre de 4 brazos orientado y *Bit Size* (diámetro de trepano), en pulgadas; **#5:** SigV\_ET: Esfuerzo vertical, Pp\_SobrP\_cte: Presión poral constante, Sh\_ET\_sm: Esfuerzo horizontal mínimo anisotrópico calibrados con ISIP (puntos rosas) (MEAD-2), SH\_ET\_sm: Esfuerzo horizontal máximo anisotrópico (MEAD-2), en PSI; **#6:** Breakout, Breakdown, Kick, Mudloss, MW y ECD: Presión de colapso (en marrón), Presión de fractura (en negro), Presión de Influxos (en rojo), Presión de pérdidas (en azul), densidad de lodo (en verde claro) y densidad equivalente de circulación (en verde oscuro), en g/c<sup>3</sup>; y **#7:** Breakout\_Imag: Representación estimada de las zonas de breakout, a partir de la relación entre la densidad del lodo (MW) y la curva de colapso. \* Nótese que el grado de ovalización de este pozo en particular es el mayor, debido principalmente a la existencia de un mayor contraste de esfuerzos hacia el oeste.

## 9 - DISCUSIÓN

En este capítulo se discuten los resultados e interpretaciones obtenidas en los capítulos anteriores acerca de los aspectos geológicos, petrofísicos y geomecánicos relacionados con la caracterización de interés petrolera para la Formación Vaca Muerta, considerada como reservorio no convencional de tipo *shale oil/gas*.

En el Modulo I del presente trabajo, se analizaron las principales características geológicas de la Formación Vaca Muerta, donde sus propiedades sedimentológicas y estratigráficas permiten caracterizarla como una unidad de alta heterogeneidad, representada principalmente por variaciones horizontales y verticales en su litología (Mitchum y Uliana, 1982; Gulisano *et al.*, 1984a, 1984b; Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 2000; Kietzmann *et al.*, 2008; Legarreta y Villar, 2015; entre otros).

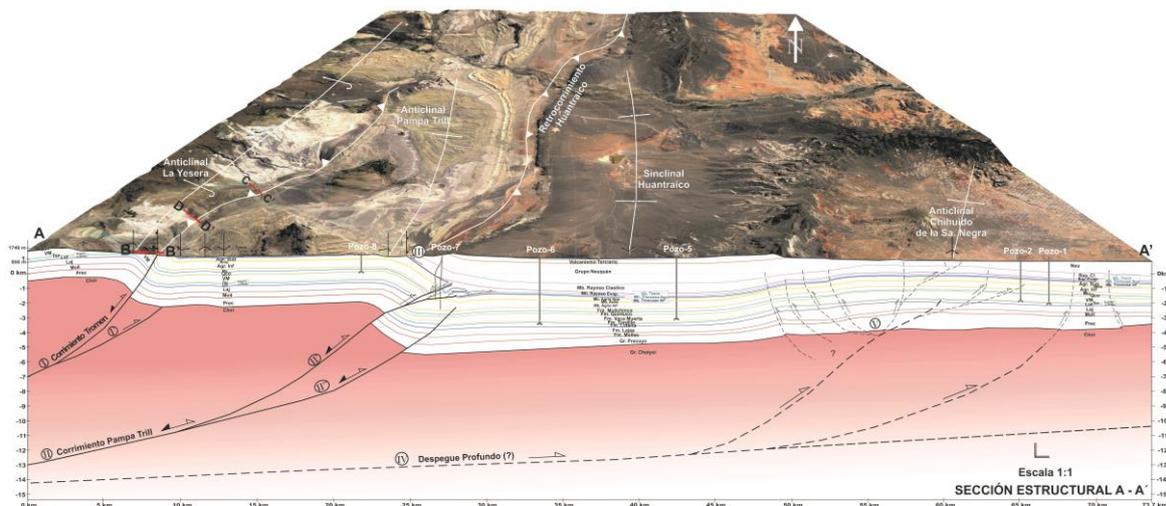
Con el objetivo de comprender el grado de heterogeneidad de la Formación Vaca Muerta, se llevó a cabo una correlación estratigráfica de 78,7 km en dirección este-oeste y horizontalizada al tope de la Formación Quintuco, entre las áreas aflorantes de la Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos y Puerta Curaco con los yacimientos El Trapial / Curamched (véase Figura 4.3). La misma permitió reconocer cuatro asociaciones de facies y su distribución areal, y mediante el análisis secuencial, identificar cinco secuencias depositacionales de tercer orden. En función de dichos resultados se interpretaron los ambientes sedimentarios, con lo que fue posible confirmar la existencia de una transición entre una rampa carbonática mixta (representada por la Formación Vaca Muerta) a una plataforma silicoclástica mixta (representada por la Formación Quintuco). El estudio propuesto aquí, coincide con lo reconocido previamente por Kietzmann y Vennari (2013) y Kietzmann *et al.* (2016). El análisis estratigráfico de la secuencia comprendida entre las formaciones Tordillo y Quintuco, muestra que la Formación Tordillo se depositó durante un nivel del mar bajo (Legarreta, 2002). La evolución de esta transgresión permitió el desarrollo de un amplio ambiente marino que favoreció la depositación de los sedimentos de la Formación Vaca Muerta (Legarreta y Uliana, 1991), mientras que la Formación Quintuco representa el nivel de mar alto. La sección sedimentaria aflorante hacia el área de la Yesera del Tromen (Figura 9.1), muestra las transiciones estratigráficas entre unidades de roca definidas a partir de cambios litológicos e identificando superficies transgresivas-regresivas (ciclos T-R), entre las superficies de máxima inundación (MFS) y máxima regresión (MRS).



**Figura 9.1:** Sección sedimentaria de detalle (sin escala) representativa del afloramiento de la Yesera del Tromen. Para mayor detalle, se muestran fotografías de de detalle con respectivas imágenes microscópicas. Algunas de las principales litologías representativas, son: **A)** Wackestone. **B)** Toba. **C)** Packstone bioclástico. **D)** Packstone radiolarítico. **E)** Margas alteradas. **F)** Limolitas.

Mediante el uso de una amplia variedad de herramientas como GPS, imágenes satelitales, sísmica 2D y 3D, registros de pozos, e información previa relevada por otros

autores, fue posible realizar un mapa geológico de superficie de 2.456 km<sup>2</sup>, una sección estructural este-oeste de 73,7 km, y un bloque tridimensional donde se representa la geología de la principal área de estudio en este trabajo (Figura 9.2). Se observó que el marco estructural crece en complejidad de este a oeste, debido principalmente a la deformación conjunta originada entre la capa de piel gruesa y piel fina hacia el oeste del límite de la FPyC. De acuerdo con Ploszkiewicz (1987), Viñes (1989, 1990) y Rojas Vera *et al.* (2015), entre otros, se puede distinguir un modelo clásico de zona triangular para el área comprendida entre el corrimiento Pampa Tril y el retrocorrimiento Huantraico, siguiendo una misma tendencia evolutiva y estructural, que los campos El Portón y Filo Morado hacia el norte (Zamora *et al.*, 2006). A partir de la interpretación de campo, y sobre el análisis de la sección estructural “A” (en conjunto con las transectas “B”, “C” y “D”), fue posible denotar una componente compresional en dirección este-oeste, con al menos un 6.5% de acortamiento, en base a la sección estructural realizada por Rojas Vera *et al.* (2015), a aproximadamente 11,75 km al norte de la sección transversal “A” de este trabajo.



**Figura 9.2:** Bloque tridimensional para la sección estructural A-A', en dirección este-oeste. Nótese la disposición de las transectas estructurales B-B', C-C' y D-D' ubicadas sobre el anticlinal de La Yesera y el corrimiento Tromen.

Como consecuencia de la compleja geología del área, se han generado diversos grados de variaciones en la magnitud de los esfuerzos horizontales y verticales según la ubicación dentro de la cuenca. El Módulo II de este trabajo muestra como tal fenómeno conduce a un campo de esfuerzos anisotrópico que requiere de un profundo análisis geomecánico. El modelo propuesto para el estudio de las propiedades mecánicas, es de tipo ITV, el que muestra ser el de mejor adaptación, dando valores adecuados a la naturaleza elástica anisotrópica encontrada en dicha formación rocosa.

Entre las propiedades de mayor relevancia para arribar a un modelo confiable de esfuerzos, se encuentra el modelo elástico. El mismo puede variar en su complejidad, desde lo más básico, como el modelo isotrópico, nombrado en este trabajo como el modelo MEI, continuando por un modelo de mayor complejidad, como es el caso del modelo anisotrópico, denominado aquí como el modelo MEA, y finalmente, el modelo MEAD, el cual se propuso en este trabajo como un modelo anisotrópico más avanzado. Este último modelo posee una mayor impronta en la componente litológica, otorgando gran relevancia al contenido de carbonatos. Partiendo de la discretización de facies en base a cortes porcentuales en el contenido de carbonatos, fue posible arribar a una estratigrafía mecánica, donde cada tipo de roca tiene su característica mecánica propia y correlacionable entre litologías similares. De esta forma, las variaciones elásticas anisotrópicas se representan con mayor fidelidad, permitiendo luego una mejor calibración de los perfiles de esfuerzos horizontales. Tales mejoras en las calibraciones del cálculo de los esfuerzos, conlleva a no subestimar el esfuerzo horizontal menor como ocurre con el modelo MEI, e incluso como fuera demostrado para el modelo MEA por otros autores como Frydman *et al.* (2016) y Cuervo y Lombardo (2017).

El grado de anisotropía identificado en este trabajo para el módulo de Young ( $E_H/E_V$ ), muestra valores para el modelo MEA entre 40% y 45%, mientras que para el modelo MEAD-2 (variante del modelo MEAD) es entre 20% y 70%. El gradiente de fractura obtenido a partir del esfuerzo horizontal menor, calculado mediante el modelo MEAD-2, permitió identificar con mayor eficiencia las posibles barreras a las fracturas, acotando los intervalos a ser perforados horizontalmente y luego fracturados hidráulicamente.

Para los cálculos de resistencia de la roca bajo tensión y tenacidad, se han realizado simplificaciones, asumiendo la validez de las ecuaciones que aplican a materiales elásticos, homogéneos e isotrópicos. Otra limitante resulta de la cantidad de muestras analizadas, siendo en algunas ocasiones un número relativamente bajo como para captar tendencias claras. Por tales motivos, se presentan estos resultados como primeras aproximaciones a ser tomadas con recaudos, ya que pudo observarse en esta contribución que funcionan más como análisis cualitativos que cuantitativos. De esta manera, fue posible cuantificar en laboratorio, los grados de anisotropía en muestras de afloramiento y subsuelo, según las direcciones analizadas con respecto a los planos de laminación. Para la resistencia de la roca bajo tensión se obtuvieron valores de  $TS_V$  un 2,5% mayor al  $TS_H^\perp$ ,  $TS_V$  un 41% mayor al  $TS_H^{\parallel}$  y  $TS_H^\perp$  un 46% mayor al  $TS_H^{\parallel}$ . La variación entre direcciones para la tenacidad a la fractura, arrojó valores de  $K_{IcH}^\perp$  un 9% mayor al  $K_{IcV}$ ,  $K_{IcV}$  un 12% mayor al  $K_{IcH}^{\parallel}$  y  $K_{IcH}^\perp$  un 52% mayor al  $K_{IcH}^{\parallel}$ . Y para el UCS,

se obtuvieron valores en la dirección vertical mayores a los horizontales, vinculados con la presencia de los planos de debilidad representados por la laminación. El UCS muestra además cierta relación con la rigidez de la roca (módulo de Young), donde a mayor rigidez, el comportamiento de la roca es más isotrópico, mientras que, a menor rigidez, la relación entre el  $UCS_V/UCS_H$  puede alcanzar valores mayores al 300%.

A partir de los parámetros geomecánicos obtenidos de los distintos ensayos, se generaron correlaciones extrapolables a secciones continuas en subsuelo para las propiedades elásticas y de resistencia mecánica analizadas. Para ello se tomaron como punto de partida mediciones puntuales como la densidad y velocidad de tránsito en las mismas muestras donde se midieron propiedades mecánicas; luego, las ecuaciones obtenidas a partir de las correlaciones, fueron extrapoladas al subsuelo utilizando los registros eléctricos continuos de pozo, más específicamente, los registros de densidad y sínicos. Las propiedades mecánicas calculadas en los pozos de estudio, permitieron formalizar una metodología complementaria al cálculo del gradiente de fractura (GF) obtenido a partir del esfuerzo horizontal mínimo. Tal metodología consistió en aplicar valores de corte para las propiedades de resistencia de la roca bajo tensión y tenacidad. Es así que se pudieron identificar como barreras a la propagación vertical de las fracturas hidráulicas, a aquellos intervalos de roca con valores que cumplen con las condiciones de  $TS_H^I > 1100 \text{ PSI}$  y  $K_{IcV} > 650 \text{ PSI} \cdot \text{in}^{0.5}$ . Como contraparte, valores de  $TS_H^{II} < 600 \text{ PSI}$  y  $K_{IcH}^{II} < 300 \text{ PSI} \cdot \text{in}^{0.5}$  representan zonas de alta probabilidad de propagación de fracturas hidráulicas horizontales (paralelas a la laminación) en pozos horizontales. El comportamiento mecánico de las diversas litologías que conforman la Formación Vaca Muerta, muestra que las rocas más carbonáticas poseen comportamientos más isotrópicos, mayor rigidez y fragilidad, pudiendo actuar como barreras al fracturamiento hidráulico, mientras que las rocas más arcillosas muestran un comportamiento opuesto. El análisis de detección de barreras combinando ambas metodologías fue complementado con los estudios de laboratorio llevados a cabo por Tan *et al.* (2017) en bloques de roca, pudiendo identificar zonas de propagación de fracturas de diversas geometrías como *T-shape*, *fishbone* y fracturas verticales simples, controladas principalmente por las heterogeneidades y la anisotropía de esfuerzos en las rocas.

Adicionalmente, el objetivo de este trabajo fue mejorar los modelos anisotrópicos utilizados normalmente en la industria, así es que se concluyó que para arribar a modelos más fiables será necesario realizar una mayor cantidad de análisis de laboratorio, a partir de los cuales se puedan obtener controles estadísticos y correlaciones de mayor valor. Para modelos de mayor resolución, en lo que a la estratigrafía mecánica respecta, se sugiere realizar análisis de heterogeneidad de rocas

a partir de la implementación del registro sísmico y de resistividad de alta resolución, obtenidos junto con las imágenes microresistivas de la pared del pozo. De esta manera se podrá lograr la identificación de propiedades geomecánicas entre las interfaces de las rocas, dando lugar a la predicción del comportamiento del crecimiento de la fractura en la vertical.

Además de la identificación de barreras a la propagación del fracturamiento hidráulico, la generación de los modelos geomecánicos de los cuatro pozos permitió analizar los parámetros de estabilidad de perforación. El intervalo estudiado, correspondiente a la Formación Vaca Muerta, presenta presiones de colapso (*Breakout*) menores a las presiones de inlfujos (*Kicks*), resultado de las altas sobrepresiones. Este esquema da por resultado gran cantidad de inlfujos, gases de fondo, de conexión y bolsones de gas, por lo cual es preciso recircular y densificar continuamente. Asimismo, se observa un aumento en la ocurrencia de grandes intervalos colapsados y ovalizados a medida que se analizan los pozos ubicados más hacia el oeste. Esta tendencia es debida al aumento en el contraste entre los esfuerzos horizontales y las mayores profundidades. Por último, se destaca que fue posible recrear los intervalos derrumbados a partir de la relación existente entre la curva de MW y la curva de *Breakout* (véase la pista 7 en las Figuras 8.38 a 8.41).

El análisis descripto puede ser aplicado a cualquier tipo de secuencia con intervalos de alta heterogeneidad y anisotropía de esfuerzos, donde estas características se consideren como factores de alto impacto en la perforación, completación y producción.

En coincidencia con los trabajos de Cuervo *et al.* (2014), Fantin *et al.* (2014), Crousse *et al.* (2015), entre otros, se concluye en este trabajo a partir de información relevada de sísmica 2D, 3D y ocho pozos de la zona, que los yacimientos El Trapial / Curamched presentan condiciones extraordinarias para planificar nuevos pozos productivos. Se destaca una espesa columna estratigráfica (sobrecarga litostática) sobre la formación objetivo, estimada en alrededor de 2.000 m hacia el este, profundizándose hacia el oeste, hasta 3.500 metros. Otra característica de relevancia, es el potente espesor de la formación, con valores que rondan los 350 m al este, y 550 m al oeste. El contenido de COT, asociaciones de facies y secuencias depositacionales en el área fue estudiado por numerosos autores, entre ellos se destacan los trabajos de Kietzmann y Palma (2011), Kietzmann y Vennari (2013), Kietzmann *et al.* (2014 y 2016), Fantín *et al.* (2014), González Tomassini *et al.* (2014) y Barredo *et al.* (2018). Este trabajo pudo constatar que el COT es alto en la base ("cocina"), entre 2% y 12% (Desjardins *et al.*, 2016), donde la roca se encuentra conformada principalmente por sedimentos de granos finos, carbonatos, arcillas y algunos bancos esporádicos de

cenizas, los que se corresponden con la secuencia depositacional 1 completa, y la mitad inferior de la secuencia depositacional 2 (Figura 9.1). Una segunda capa rica en materia orgánica, conocida como “nivel orgánico”, podría identificarse por encima de la “cocina”, la que se corresponde con la base de la secuencia depositacional 3. Las superficies de máxima inundación (MFS) serán los niveles más prolíficos, los que se pueden distinguir por características como valores altos de rayos *gamma* en registros eléctricos de pozo, y colores oscuros en afloramientos. Otro aspecto positivo para esas secuencias depositacionales, serán los altos gradientes de sobrepresión relacionados con diferentes mecanismos como la generación de hidrocarburos, la sobrecarga, la flotabilidad, etcétera (Osborne y Swarbrick, 1997; Grauls, 1999; Yassir y Addis, 2002; Acevedo, 2011; entre otros), lo que sugiere una alta capacidad de almacenamiento y producción de hidrocarburos (Karthikeyan *et al.*, 2018). Estructuralmente, los yacimientos analizados presentan pliegues tendidos hacia el Engolfamiento Neuquino, a excepción del anticlinal Chihuido de la Sierra Negra, donde un conjunto de fallas sintéticas y antitéticas generan un bloque positivo segmentado, con numerosos cuerpos intrusivos de tipo diques y filones andesíticos.

Desde el punto de vista de la mecánica de rocas, se debe considerar que las facies más ricas en materia orgánica y, por consiguiente más prolíficas para la producción de hidrocarburos, suelen presentar un comportamiento dúctil (bajos módulos de Young y relación de Poisson alta), tendientes al cierre de las fracturas hidráulicas mediante el empotramiento del agente sostén. Además, estos intervalos propician la generación de fracturas horizontales paralelas a la laminación de la roca (según lo analizado a partir de los parámetros de *tensile strength* y *fracture toughness* obtenidos). En contraposición, estos intervalos presentan propiedades de resistencia bajas, y como factores de mayor relevancia, relaciones de esfuerzo vertical sobre esfuerzo horizontal menor altas ( $\sigma_v/\sigma_h$ ), por lo que se las considera como intervalos *target* a ser tenidos en cuenta para la navegación de pozos horizontales, y generación de fracturas hidráulicas.

Finalmente, siguiendo los niveles de interés descritos anteriormente, la dirección del acortamiento estructural inferida en dirección este-oeste a partir del análisis estructural y considerando la magnitud de los esfuerzos *in-situ* calculados para el área de estudio por varios autores como Cuervo *et al.* (2014), Frydman *et al.* (2016), Sosa Massaro *et al.* (2017), Sosa Massaro *et al.* (2018a); Sosa Massaro *et al.* (2018b), entre otros, es posible recomendar la perforación de pozos horizontales en dirección nortesur, generando luego fracturas hidráulicas paralelas a la dirección del esfuerzo horizontal máximo (este-oeste), tal como se analizó en los ítems 8.9., 8.10. y 8.11.

## 10 - CONCLUSIONES

Esta tesis contó con el análisis geológico, petrofísico y geomecánico integrado para la Formación Vaca Muerta en superficie y subsuelo, con un mayor detalle en el área comprendida en la zona de transición entre la FPyC de Malargüe, la FPyC del Agrio (al oeste), y el Engolfamiento Neuquino (al este).

A continuación, se enumeran las principales conclusiones a las que se ha arribado en este trabajo:

- El Módulo I demostró la importancia de implementar un modelo acoplado entre la estructura actual y la caracterización estratigráfica para el Sistema Vaca Muerta – Quintuco, con interés de prospección petrolera en las áreas aflorantes de la Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos y Puerta Curaco, y hacia el subsuelo, en los yacimientos Curamched / El Trapial.
- Se han estudiado un total de nueve afloramientos pertenecientes a la Formación Vaca Muerta a lo largo del sector oeste de la Cuenca Neuquina y un total de ocho pozos ubicados dentro del área donde se concentró este estudio. El análisis regional permitió una mejor comprensión de la heterogeneidad característica de la Formación Vaca Muerta, resultado de la migración lateral de facies y una marcada paleotopografía.
- Se realizó un mapa geológico detallado en el sector norte de la provincia de Neuquén, más específicamente entre las áreas de la Yesera del Tromen, Aguada de los Tamariscos y Puerta Curaco, y los yacimientos El Trapial / Curamched. El estudio permitió la realización de perfiles sedimentarios en superficie y subsuelo, con los cuales se generó un corte estratigráfico entre secuencias sedimentarias correspondientes a un mismo depocentro, donde las facies son de ambientes marino profundo. Además, se llevó a cabo un corte estructural denominado como A–A', de rumbo este-oeste, y ubicado dentro de la zona comprendida entre el pasaje de la superficie al subsuelo. En forma complementaria se realizaron tres cortes geológicos sobre el límite de la FPyC, denominados como B–B', C–C' y D–D'.
- A partir del estudio de cortes delgados, DRX y SEM preparados a partir de muestras de afloramiento y *plugs* de coronas, además de la utilización de registros eléctricos de pozos, *cutting*, diversos análisis de laboratorio, informes cedidos por la empresa Chevron, coronas, descripción de rocas en muestra de mano y afloramientos, fue posible reconocer la alternancia de intervalos de rocas

carbonáticas, lutíticas/pelíticas, margosas y arenosas, todas ellas con contenidos variables de materia orgánica bituminosa.

- A partir del análisis sedimentológico se reconoció y confirmó la distribución areal de cuatro asociaciones de facies y cinco secuencias depositacionales de tercer orden propuesta por otros autores. Además, permitió interpretar los ambientes sedimentarios, confirmando la existencia de una transición entre una rampa carbonática mixta (Formación Vaca Muerta) a una plataforma silicoclástica mixta (Formación Quintuco).
- Se utilizó información proveniente de sísmica 2D y 3D en forma conjunta con información de ocho pozos y relevamiento de superficie con el objeto de analizar la estructura del subsuelo que controla el depocentro descripto.
- El análisis de la sección estructural principal (A–A') permitió distinguir la transición entre un área altamente estructurada (zona fallada y plegada) y un área de plegamientos suaves asociados a fallas profundas que crecen desde un despegue lístrico de aproximadamente 14 km de profundidad, conformando lo que se conoce como el Engolfamiento Neuquino. El pasaje de las unidades sedimentarias Jurásico-Cretácicas aflorantes hacia el subsuelo, se encuentra representado por dos estructuras principales, el corrimiento Tromen (I) y el corrimiento Pampa Trill (II), los cuales regionalmente, conforman una estructura escalonada que se eleva de este a oeste, tanto estratigráficamente, como topográficamente. Ambos corrimientos se encuentran asociados a plegamientos por propagación de falla. El corrimiento Pampa Tril, presenta además un estructuramiento más complejo, con fallas de atajo y dúplex imbricados, con despegue en el Miembro Rayoso Evaporítico.
- El conocimiento adquirido en superficie a partir de los análisis litológicos, cambios en los espesores de las capas y las principales estructuras implicadas, permitió comprender las heterogeneidades verticales y horizontales a lo largo de los niveles de interés estudiados en este trabajo. Por su parte, las observaciones de subsuelo inferidas indirectamente a partir de la información sísmica y registros eléctricos de pozos, son coherentes con lo observado en afloramientos, permitiendo la extrapolación de conceptos geomecánicos a ser tenidos en consideración.
- La alta heterogeneidad representada principalmente por variaciones litológicas en la horizontal y en la vertical dentro de la Formación Vaca Muerta, en forma conjunta con el análisis tectono estructural a partir del cual es posible comprender las variaciones de los esfuerzos según el área de estudio, conducen a un campo de esfuerzos anisotrópicos que requieren de un profundo análisis geomecánico.

Del análisis aquí desarrollado se propone que el modelo ITV muestra ser el de mejor adaptación, dando valores adecuados a la naturaleza elástica anisotrópica encontrada en dicha formación rocosa.

- En este trabajo se propone un modelo elástico más avanzado para arribar a un modelo confiable de esfuerzos. El modelo denominado MEAD posee anisotropía, y una mayor impronta en la componente litológica.
- Se generó una estratigrafía mecánica aplicando valores de corte (*cut-off*) al contenido de carbonatos, subdividiendo la columna sedimentaria en el intervalo perteneciente a la Formación Vaca Muerta en: pelitas (carbonato total < 33%), pelitas calcáreas (33% < carb. total < 50%), calizas arcillosas (50% < carb. total < 66%) y calizas (carb. total > 66%).
- Fue posible corroborar que el control ejercido por el contenido de carbonato en las diversas litologías posee un impacto en las variables de mayor importancia para los cálculos, como por ejemplo las propiedades elásticas y de resistencia de las rocas.
- Cada tipo de roca identificada dentro de la estratigrafía mecánica posee un comportamiento mecánico distintivo, representado en este trabajo por las ecuaciones que las caracterizan. Distinguir entre diversos comportamientos de rocas permite una mayor fidelidad para cuantificar las variaciones elásticas anisotrópicas, generando además una mejor calibración de los perfiles de esfuerzos horizontales.
- El grado de anisotropía para el módulo de Young ( $E_H/E_V$ ) identificado en este trabajo, mostró diferencias importantes entre los modelos elásticos MEA y MEAD-2, con variaciones entre 40% y 45% para el modelo MEA, y entre 20% y 70% para el modelo MEAD-2.
- El gradiente de fractura obtenido a partir del esfuerzo horizontal menor, calculado mediante el modelo MEAD-2, permitió identificar con mayor eficiencia las posibles barreras a las fracturas, acotando los intervalos a ser navegados horizontalmente y luego fracturados hidráulicamente.
- De igual modo que las propiedades elásticas, las propiedades de resistencia de las rocas muestran comportamientos diferentes según la litología y la orientación de la muestra con respecto a la laminación. Fue entonces posible cuantificar en laboratorio los grados de anisotropía en muestras de afloramiento y subsuelo.
- La resistencia de la roca bajo tensión mostró valores en muestras verticales similares al de las muestras horizontales ensayadas con carga perpendicular a la laminación, mientras que la resistencia de las muestras verticales y horizontales

con carga perpendicular a la laminación son entre un 41% y 46% mayor al de las muestras ensayadas con carga paralela a la laminación.

- Por su parte, la variación entre direcciones para la tenacidad a la fractura en muestras verticales mostró un comportamiento similar al de las muestras horizontales analizadas en dirección perpendicular a la laminación, mientras que las muestras verticales y horizontales con carga perpendicular a la laminación presentaron mayor tenacidad que las muestras horizontales ensayadas con carga paralela a la laminación.
- Los ensayos de UCS dieron como resultado valores en la dirección vertical mayores a los horizontales, lo cual estaría relacionado con la presencia de planos de debilidad generados por la laminación.
- El comportamiento mecánico de las rocas y los diversos grados de anisotropía estarían relacionados principalmente con: la cantidad y tipo de cementación; cantidad, forma y tamaño de partículas; porcentaje de porosidad; grado de laminación; grado y tipo de fracturamiento natural; grado y tipo de alteración; y planos de debilidad por presencia de fósiles, concreciones, *beef*.
- Para todas las propiedades mecánicas fue posible hallar correlaciones extrapolables a secciones continuas en subsuelo dentro de la Formación Vaca Muerta. Para ello se tomaron como punto de partida los registros eléctricos continuos medidos en pozo, más específicamente, los registros de densidad y sínicos, así como también se realizaron correlaciones a partir de registros calculados.
- Utilizando las propiedades mecánicas en los pozos de estudio, fue posible arribar a una metodología complementaria al cálculo del gradiente de fractura obtenido a partir del esfuerzo horizontal menor. Esta metodología consistió en aplicar valores de corte para las propiedades de resistencia de la roca bajo tensión y tenacidad a la fractura. Es así que se pudo considerar como barreras a la propagación vertical de las fracturas hidráulicas a las rocas más carbonáticas, que poseen comportamientos más isotrópicos y mayor rigidez. Esto se pudo complementar además con estudios de laboratorio donde se identificaron zonas de propagación de fracturas de diversas geometrías.
- Como contraparte, la aplicación de valores de corte a estas mismas propiedades, permitió identificar zonas de alta probabilidad de propagación de fracturas hidráulicas horizontales (paralelas a la laminación) en pozos horizontales, las que coinciden con intervalos anisotrópicos e intensamente laminados, conformados por pelitas y margas arcillosas.

- Para alcanzar modelos más fiables, se recomienda realizar una mayor cantidad de ensayos de laboratorio, a partir de los cuales se puedan obtener controles estadísticos y correlaciones más precisas.
- Para modelos de mayor resolución, en lo que a la estratigrafía mecánica respecta, se sugiere realizar análisis de heterogeneidad de rocas a partir de la implementación del registro sísmico y de resistividad de alta resolución, obtenidos junto con imágenes microresistivas de la pared del pozo. De esta manera se podrá lograr la identificación de propiedades geomecánicas entre las interfaces de las rocas, dando lugar a la predicción del comportamiento del crecimiento de la fractura en la vertical.
- La generación de los modelos geomecánicos de los cuatro pozos analizados en este trabajo permitió, además de calcular los gradientes de fractura con una técnica mejorada, obtener los parámetros de estabilidad de perforación para cada uno de ellos.

Las conclusiones obtenidas han permitido integrar las características geológicas, petrofísicas y geomecánicas de la Formación Vaca Muerta, sobre todo en la zona norte de la provincia de Neuquén y de esta forma colaborar a una mejor comprensión del modelado geomecánico con aplicaciones en la industria petrolera. Este estudio podría ser utilizado como un modelo para la descripción de parámetros tendientes a mejorar la ubicación de los pozos horizontales, considerando niveles de interés productivos y la magnitud de los esfuerzos locales.

**ANEXO: LISTA DE NOMENCLATURAS**

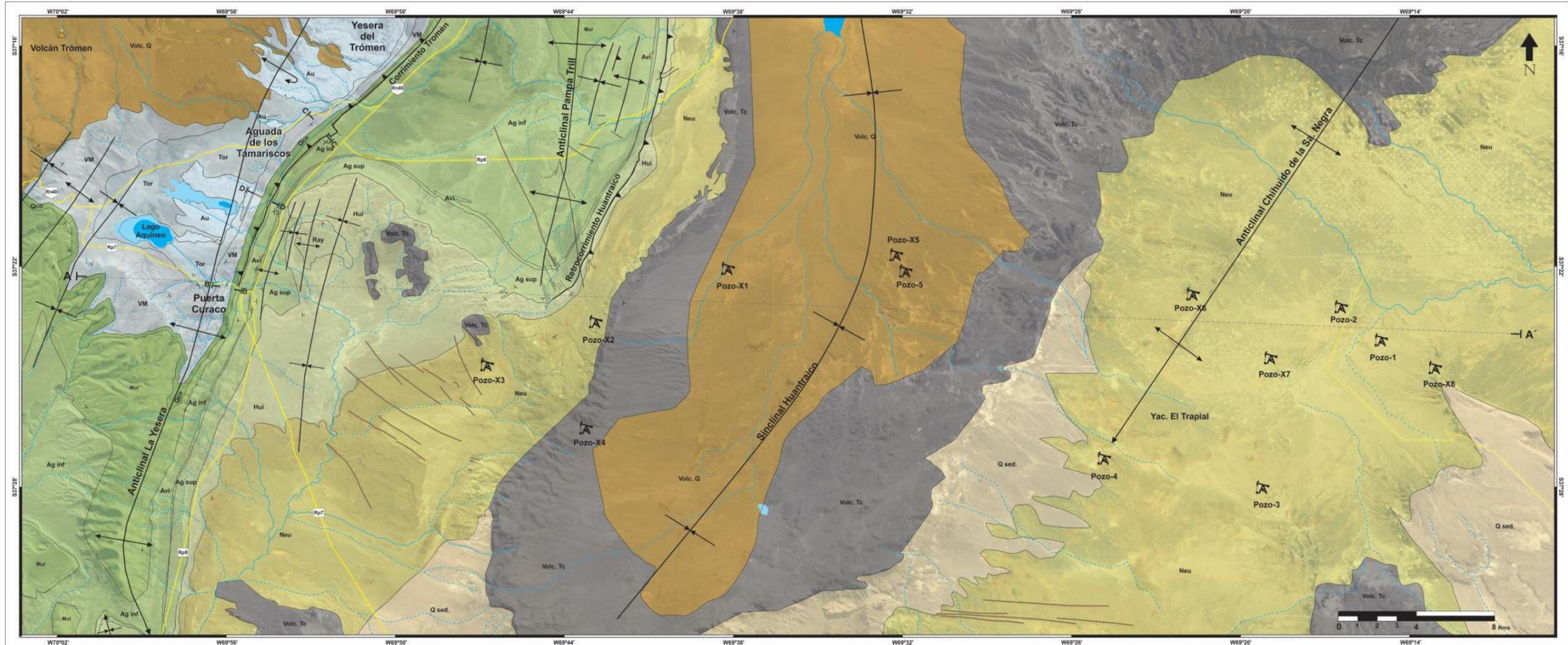
1D/2D/3D: una, dos y tres dimensiones  
 3PT: ensayo de Tres Puntos de Tensión  
 A: área [ $\text{cm}^2$ ,  $\text{m}^2$ ,  $\text{km}^2$ ]  
 a: profundidad de la muesca [in]  
 $a_{ij}$ : cosenos de dirección  
 $A^T$ : tensor de transformación  
 AF: Asociación de Facies  
 API: *American Petroleum Institute*  
 ASTM: *American Society for Testing and Materials*  
 bbls/día: producción de billones de barriles por día  
 Bd: bindstones  
 Br: ensayo *Brasileiro*  
 BS: *Bit Size* (diámetro del trepano) [in]  
 $C_{ijkl}$ : tensor de rigidez de cuarto orden  
 $C_{\alpha\beta}$ : coeficientes de rigidez  
 CMA: Centro de Microscopía Avanzadas  
 cm: centímetro  
 COT: Contenido Orgánico Total (*Total Organic Content*) [%]  
 D: diámetro de la muestra [in]  
 DTSM: lentitud de la onda de corte (*shear slowness*) ó inversa de la velocidad de la onda de cisalla (o cortante) “Vs” [ $\mu\text{s}/\text{ft}$ ]  
 DTCO: lentitud de la onda compresional (*compressional slowness*) ó inversa de la velocidad de la onda compresional “Vp” [ $\mu\text{s}/\text{ft}$ ]  
 DRX: Difracción de Rayos “X”  
*dyn*: *dynamic* (dinámico)  
 E: Este  
 ECD: *Equivalent Circulation Density* (densidad de circulación equivalente) [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]  
 $E_h$ : módulo de Young horizontal [PSI, MPSI]  
 $E_v$ : módulo de Young vertical [PSI, MPSI]  
 EIA: *Energy Information Administration*  
 $E_x$ : deformación axial [ $m\epsilon$ ]  
 $E_y$ : deformación radial [ $m\epsilon$ ]  
 F: fuerza [PSI, MPSI, KPSI, MPa]  
 FBP: *Formation Breakdown pressure* (presión de ruptura de la formación) [PSI]  
 FCP: *Fracture Closure Pressure* (presión de cierre de fractura) [PSI]  
 FIT: *Formation Integrity Test* (test de integridad de formación) [PSI]  
 Fk: feldespatos potásicos  
 Fl: lutitas laminadas  
 FMI: *Formation Microimager* (imagen micro resistiva de pozo)  
 $F_n$ : fuerza normal [PSI]  
 $F_p$ : fuerza paralela [PSI]  
 FPP: *Fracture Propagation Pressure* (presión de propagación de la fractura) [PSI]  
 FPyC: Faja Plegada y Corrida  
 G: módulo de corte o cizallamiento (*shear modulus*) [PSI, MPSI]  
 g: fuerza de gravedad [ $\text{m}/\text{s}^2$ ]  
 GA: grado de anisotropía  
 GF: gradiente de fractura (*fracture gradient*)  
 Ghcs: grainstone  
 Gl: grainstone con estratificación de bajo ángulo  
 GPa: Giga-Pascal  
 GPS: Sistema de Posicionamiento Global  
 Gr: grainstone con laminación ondulítica  
 GR: *Gamma Ray* [ $^\circ\text{API}$ ]  
 $H^//$ : muestra horizontal ensayada con carga paralela a la laminación  
 $H^\perp$ : muestra horizontal ensayada con carga perpendicular a la laminación  
 HST: *Highstand Systems Tract* (cortejo de mar alto)  
 Hz: Hertz  
 IH: Índice de Hidrógeno (*Hydrogen Index*) [ $\text{mg HC}/\text{gTOC}$ ]

IO: Índice de Oxígeno [mg CO<sub>2</sub>/gTOC]  
 ISIP: *Instantaneous Shut In Pressure* (presión de cierre instantánea) [PSI]  
 ITH: simetría Isotrópica Transversal a la Horizontal  
 ITBA: Instituto Tecnológico de Buenos Aires  
 ITV: simetría Isotrópica Transversal a la Vertical  
 K: módulo de rigidez (*bulk modulus*) [PSI, MPSI]  
 k: constante de proporcionalidad elástica  
 K<sub>0</sub>: K<sub>1c</sub> al tiempo "0"  
 K<sub>b</sub>: módulo de rigidez drenado de la roca [PSI, GPa]  
 Kero: Kerogeno  
 K<sub>g</sub>: módulo de rigidez de los granos sólidos [PSI, GPa]  
 K<sub>i</sub>: factor de intensidad del esfuerzo por tensión  
 K<sub>1c</sub> / FT: *fracture toughness* (tenacidad a la propagación de la fractura) [PSI<sup>2</sup>\*in<sup>0.5</sup>, MPa\*m<sup>0.5</sup>]  
 K<sub>t</sub>: K<sub>1c</sub> al tiempo "t"  
 Km<sup>2</sup>: kilómetro cuadrado  
 Km: kilómetro  
 kN: kilo-Newton  
 KPSI: kilo-PSI  
 lbs: libras  
 L: largo de la muestra [in]  
 L<sub>f</sub>: longitud de la fractura  
 LT: *Limit Test* (ensayo límite) [PSI]  
 LOP: *Leack Off Point* (punto de fuga) [PSI]  
 LOT: *Leack Off Test* (prueba de fuga)  
 XLOT: *Extended Leack Off Test* (prueba de fuga extendida)  
 m: metro  
 m<sup>2</sup>: metro cuadrado  
 mD: milli-Darcy  
 MD: *Measure Depth* (profundidad medida) [mt]  
 MDT: *Modular Formation Dynamics Tester* (probador modular de la dinámica de la formación)  
 mε: mili-strain  
 MEA: Modelo Elástico Anisotrópico  
 MEAD: Modelo Elástico Anisotrópico Detallado  
 MEAD-2: variante del Modelo Elástico Anisotrópico Detallado  
 MEB/SEM: Microscopio Electrónico de Barrido / *Scanning Electron Microscope*  
 MEI: Modelo Elástico Isotrópico  
 MFS: *Maximum Flooding Surface* (máxima inundación)  
 mm: milímetro  
 MPa: Mega-Pascal  
 MPSI: Mega-PSI  
 M: marga  
 MRS: *Maximum Regressive System* (máxima regresión)  
 Mrh: marga laminada  
 Mrm: marga masiva  
 MST: *Multi Stage Test*  
 MSST: *Multi Single Stage Test*  
 MW: *Mud weight* (densidad de lodo) [g/cm<sup>3</sup>]  
 N: Norte  
 nD: nano-Darcy  
 NF: *Normal Fault* (régimen normal)  
 O: Oeste  
 OBMI: *Oil-Base Microimager* (imagen resistiva de pozo con lodo base aceite)  
 P: onda sónica compresional  
 P<sub>c</sub>: presión de confinamiento [PSI, MPSI]  
 Petrogr.: *corte petrográfico*  
 P<sub>f</sub>: presión dentro de la fractura  
 Ph: packstone laminado  
 Plg: plagioclasa  
 P<sub>max</sub>: carga máxima [lbs]  
 P<sub>net</sub>: *Net Fracturing Pressure* (presión neta de fractura)

Pp: presión poral (*pore pressure*) [PSI]  
 Pr: packstone con laminación ondulítica  
 PSI: *Pound per Square Inch*  
 Pyr: *pyrite* (pirita)  
 QFM: cuarzo+feldespatos+mica  
 Qz: *quartz* (cuarzo)  
 r: radio del cilindro [in]  
 R<sup>2</sup>: coeficiente de correlación  
 RHOB: *Bulk Density* (densidad) [g/cm<sup>3</sup>]  
 R<sub>o</sub>: índice de reflectancia de la vitrinita [%]  
 ROP: *Rate of Penetration* (velocidad de penetración) [m/s]  
 S<sub>0</sub>: cohesión  
 S<sub>00</sub>: esfuerzo isostático medio  
 S: onda sónica de corte  
 S: Sur  
 S: tensor de esfuerzos de segundo rango  
 S': tensor de esfuerzos diagonal  
 SCB: *Semi-Circular Bending* (flexión en muestra semi-circular)  
 SD: secuencia depositacional  
 SEM: *Scanning Electron Microscope*  
 SFh: arenisca fina laminada  
 SFr: arenisca fina entrecruzada  
 Sh: areniscas laminadas  
 Shcs: arenisca con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky*  
 S<sub>ij</sub>: tensor de esfuerzo total  
 S<sub>ijkl</sub>: tensor de conformidad  
 SigD: esfuerzo deviatorico axial [PSI, MPa]  
 Sm: arenisca masiva  
 Sn: esfuerzo normal  
 SPI: *Source Potential Index* [tHC/m<sup>2</sup>]  
 Sr: areniscas entrecruzadas  
 Srw: ondulitas de oleaje  
 SS: *Shear Stress* (régimen transcurrente)  
 SST: *Single Stage Test*  
 sta: *static* (estático)  
 Sx: onda sónica de corte paralela a la dirección "x" (90° de la onda "y")  
 Sy: onda sónica de corte paralela a la dirección "y" (90° de la onda "x")  
 T: toba  
 t: tiempo  
 TCF: *Trillion Cubic Feet*  
 TF: *Thrust Fault* (régimen inverso)  
 T-R: ciclos Transgresivos-Regresivos  
 TS / TSTR / T<sub>0</sub>: *Tensile Strength* (resistencia de la roca bajo tensión) [PSI]  
 TST: *Transgressive Systems Tracts* (ciclos transgresivos)  
 TVD: *True Vertical Depth* (profundidad vertical verdadera) [mt]  
 UBI: *Ultrasonic Borehole Imager* (imagen ultrasónica de pozo)  
 UCS / C<sub>0</sub>: *Unconfined Compressive Strength* (resistencia bajo compresión sin confinamiento) [PSI]  
 UT: Universidad de Texas en Austin  
 V<sub>C</sub>: volumen de arcillas [v/v]  
 V<sub>f</sub>: velocidad de propagación de fractura  
 VKA: Análisis Visual del Kerógeno  
 V<sub>p</sub>: velocidad de la onda compresional [ft/μs]  
 V<sub>s</sub>: velocidad de la onda de corte (o cizalla) [ft/μs]  
 V<sub>v</sub>: velocidad vertical [ft/μs]  
 V<sub>H</sub>: velocidad horizontal rápida [ft/μs]  
 V<sub>h</sub>: velocidad horizontal lenta [ft/μs]  
 Wh: Wackestone laminado  
 z: profundidad  
 α: coeficiente de Biot  
 β: ángulo entre el esfuerzo normal (σ<sub>n</sub>) y el esfuerzo principal máximo (σ<sub>1</sub>) [°]

$\gamma$ : ángulo de la envolvente de Mohr-Coulomb para  $S_1$  Vs.  $S_3$  [°]  
 $\delta_{ij}$ : delta de Kronecker  
 $\delta u_i$ : variación de deformación relativa (según dirección principal)  
 $\delta x_j$ : variación de deformación total (según dirección principal)  
 $\varepsilon$ : deformación (*strain*)  
 $\varepsilon_{00}$ : deformación volumétrica  
 $\varepsilon_H$ : deformación tectónica máxima  
 $\varepsilon_h$ : deformación tectónica mínima  
 $\varepsilon_{ij} \approx \varepsilon_{kl}$ : tensor de deformación de segundo orden  
 $\eta$ : viscosidad aparente  
 $\lambda$ : primer parámetro de Lamé  
 $\mu$ : fuerza de rozamiento  
 $\mu_i$ : coeficiente de fricción interna  
 $\mu\text{m}$ : micrómetro  
 $\mu\text{s}$ : microsegundo  
 $\rho$ : densidad [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]  
 $\sigma$ : esfuerzo [PSI]  
 $\sigma_1$ : esfuerzo principal máximo [PSI]  
 $\sigma_2$ : esfuerzo principal intermedio [PSI]  
 $\sigma_3$ : esfuerzo principal menor [PSI]  
 $\sigma_a$ : carga axial o esfuerzo deviatorico (considerado como el esfuerzo principal  $\sigma_1$ ) [PSI]  
 $\sigma_c$ : presión de confinamiento (considerada como los esfuerzos medio y mínimo  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  respectivamente) [PSI]  
 $\sigma_H$ : esfuerzo horizontal máximo [PSI]  
 $\sigma_h$ : esfuerzo horizontal menor [PSI]  
 $\sigma_{ij} \approx \sigma_{kl}$ : tensor de esfuerzo efectivo  
 $\sigma_n$ : esfuerzo normal [PSI]  
 $\sigma'_n$ : esfuerzo normal efectivo [PSI]  
 $\sigma_v$ : esfuerzo vertical [PSI]  
 $\tau$ : esfuerzo de corte o cizalladura (*shear stress*) [PSI]  
 $\nu$  ó PR: relación de Poisson  
 $\phi$  ó FANG: ángulo de fricción interna (*friction angle*) [°]  
 $\phi$  o PhiT: porosidad total [ $v/v$ ]

ANEXO: MAPA GEOLÓGICO



Instituto Tecnológico de Buenos Aires  
Departamento de Petróleo



Trabajo Final de Doctorado

Estudio Geomecánico Regional de la Formación Vaca Muerta y su Aplicación a los Reservorios No Convencionales del tipo Shale oil/gas

Dr. Agustín Sosa Massaro  
2019

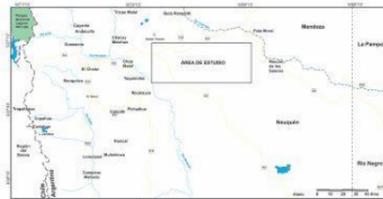
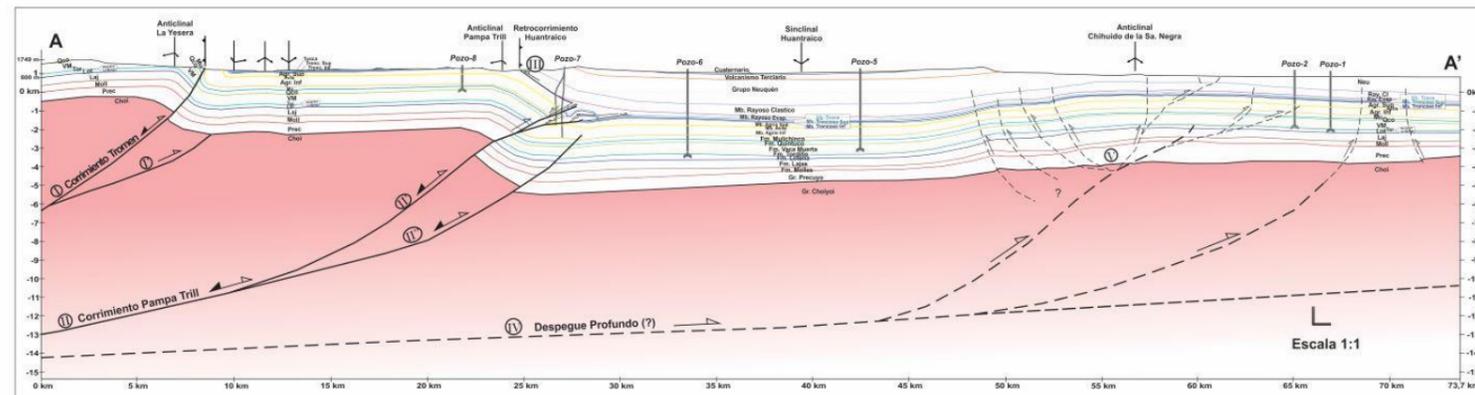
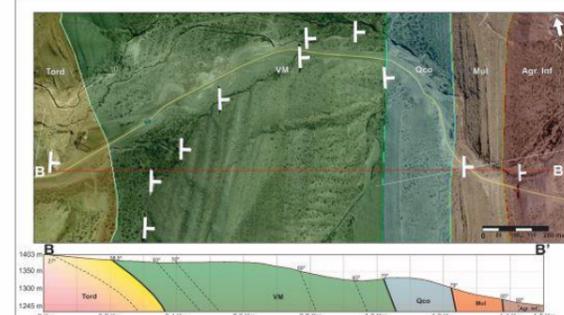


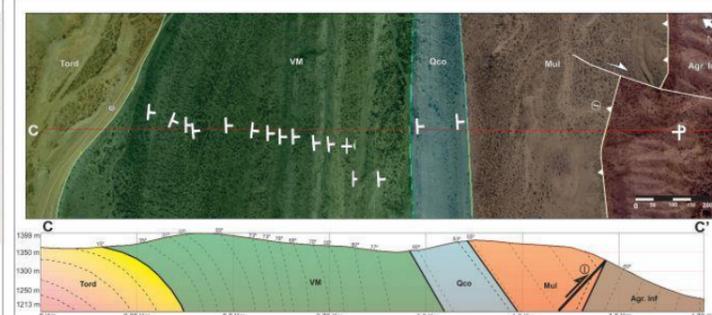
IMAGEN SATELITAL



SECCIÓN ESTRUCTURAL A - A'



TRANSECTA B - B'



TRANSECTA C - C'

- REFERENCIAS ESTRUCTURALES**
- Anticlinal
  - Sinclinal buzante
  - Sinclinal
  - Anticlinal volcánico
  - Falla inversa
  - Actitud de los estratos
  - Estratos volcánicos
  - Corte estructural
- REFERENCIAS CARTOGRAFICAS**
- Ruta provincial
  - Ruta nacional
  - Curso fluvial permanente
  - Curso fluvial intermitente
  - Lago / Laguna
  - Pozo petrolero

EDAD	UNIDADES
Cuaternario	Holoceno Q sed. Dep. Sedim. Cuaternarios
Cenozoico	Pleistoceno Volc. Q Volcanismo Terciario
	Plioceno Mioceno Oligoceno Eoceno
Terciario	Paleoceno Maastrichiano Campaniano Santoniano Coniaciano Turoniano Cenomaniano Albiano
	Gr. Neuquén Fm. Rayoso Fm. Huilín Fm. Vaca Muerta Fm. Agrio Sup. Fm. Agrio Inf. Fm. Mulichinco Fm. Quintuco Fm. Tordillo Fm. Lajas
Mesozoico	Gr. Maltargue Gr. Rayoso Gr. Neuquén
	Gr. Cuyo Fm. Tordillo Fm. Lajas
Jurásico	Gr. Cuyo Fm. Molles Fm. Precuyo
	Superior Medio Inferior
Paleozoico	Permico Gr. Choiyoi

REFERENCIAS ESTRATIGRÁFICAS

## AGRADECIMIENTOS

- ✓ Al ITBA y al Departamento de Petróleo por permitirme realizar este trabajo de doctorado, gestionar campañas de campo y permitir el armado del laboratorio de geomecánica.
- ✓ A la Dra. Silvia Barredo (ITBA / UBA), quien me integro a su equipo de investigación y su materia. Desde el primer día apoyo mis ideas y respaldo mis decisiones, y siempre pudimos debatir la conformación de la tesis bajo su dirección. Además, me brindo todos sus conocimientos en los temas relacionados con la geología.
- ✓ Al Dr. Ing. Marcelo Frydman (Schlumberger), a quien tuve la suerte de conocer en mi paso por la empresa Schlumberger, y desde el primer día, antes de convertirse en mi co-director de tesis, se convirtió en mi guía en el arte de la geomecánica.
- ✓ A Chevron Buenos Aires por financiar y proveer información esencial para esta tesis.
- ✓ A la Universidad de Texas en Austin y al Dr. Nicolas Ezpinoza, quien apoyó el nexo entre ambas universidades para poder realizar investigación en forma conjunta, financiando dos estadías en USA, donde fue posible utilizar equipamientos de laboratorio de primera línea, así como asistencia de primer nivel en los ensayos realizados.
- ✓ A Schlumberger Argentina por proveer software especializado y soporte técnico.
- ✓ A los jurados por sus recomendaciones, aportes y debates.
- ✓ A mi familia y amigos por estar siempre. Su gran apoyo y aliento incondicional fueron imprescindibles para lograr todo esto y más.
- ✓ A mis compañeros presentes y los que pasaron por el ITBA, quienes han ayudado en más de una oportunidad con la investigación.
- ✓ A la Comisión de Doctorado por la organización y su constante apoyo.

**BIBLIOGRAFÍA**

- Aadnoy, B., Hareland, G., Kustamsi, A., de Freitas, T. y Hayes, J., 2009. Borehole failure related to bedding plane. 43rd U.S. Rock Mechanics Symposium and 4th Canada Rock Mechanics Symposium, ARMA 09 – 106.
- Abdulraheem, A., Roegiers, J.C. y Zaman, M., 1992. Mechanics of Pore Collapse and Compaction in Weak Porous Rocks. 33rd U.S. Rock Mechanics Symposium, 233–242.
- Acevedo, O. J., 2011. Estado del arte de las causas generadoras de geopresiones y los diferentes métodos para su predicción. Bucaramanga, Piedecuesta, CR 213.201.112/A128 2011.
- Adachi, J., Siebrits, E., Peirce, A. y Desroches, J., 2007. Computer simulation of hydraulic fractures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44 (5): 739-757.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Scasso, R.A., 1998. Callianásidos (Crustacea, Decapoda) de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano) del Neuquén. 7° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Bahía Blanca, p. 95.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F., 1993. The Lower Cretaceous ammonite *Paraspiticeras* from Neuquen Basin, West-Central Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie, Abhandlungen*, 188, 1: 51-69.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F., 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine*, 134: 449-458.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F., 2003. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian genus *Holcoptychius*. *Cretaceous Research*, 24: 589-613.
- Aguirre-Urreta, M.B., Concheyro, A., Lorenzo, M., Ottone, E.G. y Rawson, P.F., 1999. Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs, and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Londres, 150: 33-47.
- Aguirre-Urreta, M.B., Rawson, P.F., Concheyro, G.A., Bown, P.R. y Ottone, E.G., 2005. Lower Cretaceous Biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds), 2005. *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, 252: 57-81.
- Aguirre-Urreta, M.B., Mourgues, A.F., Rawson, P.F., Bulot, L.G. y Jaillard, E., 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal*, 42: 143-173.
- Aguirre-Urreta, M.B., Lazo, D.G., Griffin, M., Vennari, V., Parras, A.M., Cataldo, C., Garberoglio, R. y Luci, L., 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, p. 465-488.
- Aguirre-Urreta, M.B., Vennari, V., Lescano, M., Naipauer, M., Concheyro, A. y Ramos, V.A., 2014. Bioestratigrafía y geocronología de alta resolución de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, p. 245-268.
- Alonso, J., Giusiano, A.E., Chebli, G. e Ibanez, G., 2011. Shale Gas en la Provincia de Neuquen. Sec. de Hidrocarburos, Energía y Minería Neuquen y Phoenix Oil & Gas, S.A.
- Amadei, B., 1996. Importance of anisotropy when estimating and measuring in situ stress in rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. 33: 293-325. 10.1016/0148-9062(95)00062-3.

- Ambrose, J., Zimmerman, R.W., y Suarez-Rivera, R., 2014. Failure of Shales under Triaxial Compressive Stress. ARMA 14-7506
- Anderson, E.M., 1951. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain. Oliver and Boyd, Edinburgh, 2nd ed., p. 206.
- Anderson, O.L. y Grew, P.C., 1977. Stress Corrosion Theory of Crack propagation with applications to geophysics. *Geophysics Journal*, 15: 77-104.
- Armella, C., Cabaleri, N. y Leanza, H.A., 2007. Tidally dominated, rimmed-shelf facies of the Picún Leufú Formation (Jurassic/Cretaceous boundary) in southwest Gondwana, Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 28, 961-979.
- Arregui, C., 2005. Trampas asociadas con rasgos de basamento en la Cuenca Neuquina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas digitales, Buenos Aires.
- Askenazi, A., Biscayart, P., Cáneva, M., Montenegro, S. y Moreno, M., 2013. Analogía entre la Formación Vaca Muerta y Shale Gas/Oil Plays de EEUU, YPF S.A. Copyright 2013, Society of Petroleum Engineers.
- ASTM, 1970. ASTM STP 479. American Society for Testing and Materials, Special Procedures for Testing Soil and Rock for Engineering Purposes, Philadelphia, PA.
- ASTM, 2000. ASTM E399: Standard Test Method for Linear-Elastic Plane Strain Fracture Toughness  $K_{Ic}$  of Metallic Materials. Vol. 03.01.
- ASTM, 2005. ASTM D3967: Standard Test Method for Splitting Tensile Strength of Intact Rock Core Specimens, ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM, 2008. ASTM D4543: Standard practices for preparing rock cores as cylindrical test specimens and verifying conformance to dimensional and shape tolerances.
- Atkinson, B.K., 1984. Subcritical Crack Growth in Geological Materials. *Journal of Geophysical Research*, 89: 4077-4114.
- Backus, G.E., 1962. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *Journal of Geophysical Research*, 67: 4427-4440, doi: 10.1029/JZ067i011p04427.
- Badessich, M., Hryb, D., Suarez, M., Mosse, L., Palermo, N., Pichon, S. y Reynolds, L., 2016. Formación Vaca Muerta: La Conquista de un Gigante. *Oilfield Review* 28, Nº 1.
- Baldwyn, H.L., 1942. Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Buenos Aires, 19 (214): 37-50.
- Barredo, S., 2012. Geodynamic and Tectonostratigraphic study of a continental *rift*: The Triassic Cuyana Basin, Argentina. Evgenii Sharkov (Ed.): Tectonics. Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences (Moscow), Rusia: 99-130.
- Barredo, S. y Stinco, L., 2013. A Geodynamic View of Oil and Gas Resources Associated to the Unconventional Shale Reservoirs of Argentina. Unconventional Resources Technology Conference, URTEC 1593090.
- Barredo, S., Cristallini, E., Zambrano, O., Pando, G. y García, R., 2008. Análisis tectosedimentario del relleno de edad precuyana y cuyana inferior de la región septentrional del alto de Kauffman, Cuenca Neuquina. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos; VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas: 443-446 p.
- Barredo, S., Speranza, T., Sosa Massaro, A., Foschiatti, I. y Párica, A., 2018. Análisis Geológico Integral de los Controles en la Acumulación y Preservación de la Materia Orgánica de la

- Formación Vaca Muerta en el Sector Norte de la Cuenca Neuquina. 10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mendoza, Argentina. Actas digitales.
- Barree, R.D., Gilbert, J.V. y Conway, M.W., 2009. Stress and Rock Property Profiling for Unconventional Reservoir Stimulation. SPE Hydraulic Fracturing Technology Conference, The Woodlands, Texas, SPE 118703.
- Barrio, C.A., 1990. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, Western Argentina). *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 66: 255-275.
- Barrionuevo, M., Valenzuela, M., Olea, G. y Gutiérrez Pleimling, A., 2005. Trampas características de las formaciones Triásico-Jurásicas en la plataforma oriental de la Cuenca Neuquina. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Buenos Aires, Simposio de Trampas, Actas digitales.
- Bechis, F. y Giambiagi, L., 2008. Kinematic analysis of data from small scale faults and its application to the study of an extensional depocenter, Neuquén basin, west-central Argentina. International Meeting of Young Researchers in Structural Geology and Tectonics (Oviedo), Resumen extendido: 575-580.
- Belikov, B.P., Aleksandrov, K.S. y Ryzhova, T.V., 1970. Elastic properties of rock forming minerals and rocks. Moscow, Nauka, 276 pp. Belobraydic, M., Reynolds, L., Frydman, M., Makarychev, G.V., Faulkner, Y., Pacheco, F., Luneau, B.A., Higgins-Borchardt, S., Kaufman, P., Caniggia, J., Nielsen, O., Ponce, J. y Graf, G.C., 2017. Integrating Pilot Well Measurements for Horizontal Well Planning - a Case Study, Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/185555-MS.
- Benitez, P., 2015. Ciclos Astronómicos y su Registro en la Sedimentación de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en Las Loicas, Mendoza. Tesis Final de Licenciatura – Universidad de Buenos Aires (UBA).
- Berryman, J.G., 2012. Poroelastic response of orthotropic fractured porous media. *Transp. Porous Med* 93: 293–307.
- Bertels, A., 1979. Paleobiogeografía de los foraminíferos del Cretácico Superior y Cenozoico de América del Sur. *Revista Ameghiniana*, Buenos Aires, 16(3-4): 273-356.
- Bikash, K.S. y Walsh, J.J., 2015. Orthorhombic elastic constants and mechanical properties for optimal completion of unconventional gas-shale reservoirs. SEG, New Orleans Annual Meeting. DOI doi.org/10.1190/segam2015-5876362.1.
- Biot, M.A., 1941. General theory of three-dimensional consolidation. *Journal of Applied Physics*, 12: 155–164.
- Biot, M.A., 1962. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *Journal of Acoustic Society of America*, 28: 168–191.
- Birch, F., 1961. Velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2. *Journal of Geophysical Research*, 66: 2199–2224.
- Bodenbender, G., 1892. Sobre el terreno jurásico y cretácico en los Andes argentinos entre el río Diamante y el río Limay. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 3: 5-44.
- Boll, A., Alonso, J., Fuentes, F., Vergara, M., Laffitte, G. y Villar, H., 2014. Factores controlantes de las acumulaciones de hidrocarburos en el sector norte de la Cuenca Neuquina, entre los Ríos Diamante y Salado, Provincia de Mendoza, Argentina. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 3-44.

- Bowers, G.L., 1995. Pore Pressure Estimation from Velocity Data: Accounting for Overpressure Mechanisms besides Undercompaction. Drilling Conference, Dallas, Texas, USA, IADC/SPE paper 27488.
- Boyer, C., Kieschnick, J., Suarez-Rivera, R., Lewis, R. y Waters, G., 2006. Producing gas from its source. *Oilfield Review*, 18: 36-49.
- Braccacini, O., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, 25(2): 275-284.
- Brace, W.F., Paulding, B.W., Scholz, C., 1966. Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, 71(16), 3939–3953.
- Bradley, W.B., 1979. Failure of inclined boreholes. *Journal of Energy Resource and Technology, Transactions of ASME*, 101: 232-239.
- Bratli, R.K. y Risnes, R., 1981. Stability and Failure of Sand Arches. *Society of Petroleum Engineers Journal SPE 8427*, 2: 236–248.
- Bratton, T., Bornemann, T., Li, Q., Plumb, R., Rasmus, J. y Krabbe, H., 1999. Logging-While-Drilling Images for Geomechanical, Geological and Petrophysical Interpretations. 40th Annual Symposium SPWLA, Oslo, Norway.
- Brown, E.T., 1981. *Rock Characterization, Testing and Monitoring: ISRM Suggested Methods*. Pergamon Press, Oxford.
- Burchette, T.P. y Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems: *Sedimentary Geology*. v. 79, p. 3–57, doi:10.1016/0037-0738(92)90003-A.
- Burckhardt, C., 1900a. Profils géologique transversaux de la Cordillère Argentino-Chilienne. Stratigraphie et tectonique. *Anales Museo de La Plata, Sección Geología y Mineralogía*, 2: 1-100.
- Burckhardt, C., 1900b. Coupe géologique de la Cordillère entre Las Lajas et Curacautin. *Anales del Museo de la Plata, Sección Geología y Mineralogía*, 3: 1-100.
- Burckhardt, C., 1903. Beitrage zur Kenntniss der Jura und Kreide formation der Cordillere. *Palaeontographica*, 50: 1-100.
- Canady, W., 2010. A method for Full-Range Young's Modulus Correction. North American Unconventional Gas Conference and Exhibition, The Woodlands, Texas, USA, SPE-143604-MS.
- Carcione, J.M., 2001. Wave fields in real media: wave propagation in anisotropic, anelastic and porous media. *Seismic Exploration, Pergamon an Imprint of Elsevier Science*, Volume 31.
- Carneiro, F., 1943. A New Method to Determine the Tensile Strength of Concrete. 5th Meeting of the Brazilian Association for Technical Rules, Sao Paulo, Brazil, The Brazilian Association of Technical Norms (ABNT), p. 126–129.
- Chavez, A.A., Otegui, J.L., Sánchez, M., Morris, W. y Bianchi, G.L., 2015. Field and experimental brittleness (toughness) determination of Vaca Muerta Shale. *ARMA* 15-406.
- Cheatham, J.B. y McEver, J.W., 1964. Behavior of Casing Subjected to Salt Loading. *Journal of Petroleum Technology, SPE 828*, 16: 1069–1075.
- Chertov, M., 2012. Closed-form solution for vertical fracture width in anisotropic elastic formations. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 53: 70-75.

- Cipolla, C. L., Fitzpatrick, T., Williams, M.J., y Ganguly, U.K., 2011a. Seismic-to-Simulation for Unconventional Reservoir Development. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/146876-MS.
- Cipolla, C., Weng, X., Onda, H., Nadaraja, T., Ganguly, U., y Malpani, R., 2011b. New Algorithms and Integrated Workflow for Tight Gas and Shale Completions. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/146872-MS
- Cobbold, P.R. y Rosello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20(5): 429-443.
- Cobbold, P.R. y Rosello, E.A., 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. y 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*, 5 (43): 1-20.
- Cook, J., 2016. La Geomecánica. *Oilfield Review* 28, N° 1, p. 51-53.
- Cook, J., Bradford, I.D. y Plumb, R.A., 1994. A Study of the Physical Mechanisms of Sanding and Application to Sand Production Prediction. European Petroleum Conference, London, UK, SPE 28852, 473-480.
- Cook, J., Frederiksen, R., Hasbo, K., Green, S., Judzis, A., Wesley Martin, J., Suárez-Rivera, R., Herwanger, J., Hooyman, P., Don Lee, Noeth, S., Sayers, C., Koutsabeloulis, N., Mariden, R., Stage, M. y Chee Phuat Tan., 2007. Las rocas importan: Realidades de la geomecánica. *Revista Oil Field Review*, Vol. 19.
- Cook, N., 1967. The Design of Underground Excavations. 8th Symposium on Rock Mechanics, Minneapolis, Minnesota, USA, 167-193.
- Cristallini, E., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodriguez, L., Tomezzoli, R. y Comeron, R., 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in the northeastern Neuquén Province, Argentina. En Kay, S. y Ramos, V. (eds.) *Evolution of the Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat)* Geological Society of America Special, 407: 147-161.
- Cristallini, E., Pando, G., Martínez, J.M., Buhler, M., Tomezzoli, R., Barredo, S. y Zambrano, O., 2008. Controles precuycanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. 17° Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Actas 2: 759-760.
- Crousse, L., Cuervo, S., Vallejo, D., Laurent, M., Fischer, T., y McCarty, D., 2015. Unconventional Shale Pore System Characterization in El Trapial Area, Vaca Muerta, Argentina. Unconventional Resources Technology Conference. URTEC, doi:10.15530/URTEC-2015-2154603.
- Cruz, C., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E.A., Arregui, C., Gulisano, C., Laffitte, G.A. y Villar, H.J., 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el Sector Central de la Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, CD-ROM, p. 20.
- Cuervo, S., Dolores Vallejo, M. y Crousse, L., 2014. Integrated Petrophysical and Geomechanical Characterization of the Vaca Muerta Formation in El Trapial Area. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos Simposio de Recursos No Convencionales: Ampliando el Horizonte Energético.
- Cuervo, S., Lombardo, E., Vallejo, D., Crousse, L., Hernandez, C., y Mosse, L., 2016. Towards a Simplified Petrophysical Model for the Vaca Muerta Formation. Unconventional Resources Technology Conference. San Antonio, Texas, URTEC, 2016-243725

- Cuervo, S y Lombardo, E., 2017. Pore Pressure and Elastic Moduli Estimation Considerations for a Simplified Geomechanical Model for Unconventional Plays. A case study in the Vaca Muerta Formation. Unconventional Resources Technology Conference, URTEC, DOI 10.15530/urtec-2017-2688826.
- Dahi Taleghani, A., y Olson, J.E., 2014. How natural fractures could affect hydraulic fracture geometry, SPE journal, 19 (01): 161-171.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. y Musacchio, E.A., 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 2: 489-507.
- Dellapé, D.A., Mombrú, A.C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G., 1979. Edad y correlación de la Fm. Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. Obra Centenario. Museo Paleontológico de La Plata, 5: 81-105.
- Desjardins, P., Fantín, M., González Tomassini, F., Reijenstein, H., Sattler, F., Domínguez, F., Kietzmann, D., Leanza, H., Bande, A., Benoit, S., Borgnia, M., Vittore, F., Simo, T. y Minisini, D., 2016. Estratigrafía sísmica regional en Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas (IAPG), (2) 5-22.
- Digregorio, J., 1972. Neuquén. En: Leanza, A. Geología Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 439-506.
- Dimieri, L.V., Fortunatti, N.B. y Nullo, F.E., 2005. Estructura duplex plegada en el frente montañoso de la Cordillera Principal, río Atuel, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (4): 644-650.
- Dominguez, R., Paulin, S., Continanzia, M.J., Askenazi, A.D. y Seoane, F.N., 2014. Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta-Quintuco en el sector central de la Cuenca Neuquina. Simposio de Recursos No Convencionales. Ampliando el Horizonte Energético. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 231-250.
- Domínguez, R., Cristallini, E. y Leanza, H., 2017. Evolución Tectono-sedimentaria del Sistema Vaca Muerta – Quintuco (Tithoniano a Valanginiano inferior) en el Engolfamiento Neuquino, Argentina. 20° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán.
- Doyle, P., Poire, D.G., Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P. y Matheos, S.D., 2005. Relative oxygenation of the Tithonian - Valanginian Vaca Muerta - Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds) 2005. Geological Society, London, Special Publications, 252: 185-206.
- Dresen, G., Stanchits, S., Rybacki, E., 2010. Borehole breakout evolution through acoustic emission location analysis. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 47:426-435.
- Dumas, S. y Arnott, R.W., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. Geology, v. 34, p. 1073–1076, doi:10.1130/G22930A.1.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 108-121.
- Dusseault, M. y McLennan, J., 2011. Massive Multi-Stage Hydraulic Fracturing: Where are We? ARMA (American Rock Mechanics Association) e-Newsletter. University of Waterloo with contributions from University of UTA.

- Eaton, B.A., 1975. The equation for geopressure prediction from wells logs. SPE 5544.
- Economides, M.J. y Nolte K.G., 2000. Reservoir Stimulation, John Wiley & Sons, Ltd., New York.
- Eissa, E.A. y Kazi, A., 1988. Relation between Static and Dynamic Young's Modulus of Rocks. International Journal of Rock Mechanics, 25: 479-482.
- EIA/ARI, 2013. World Shale gas and shale oil resource assessment, technically recoverable shale gas and shale oil resources: an assessment of 137 shale formations in 41 countries outside the United States. Chapter 5, Argentina, V.1-V.29
- Ejofodomi, E.A., Cavazzoli, G., Estrada, J.D. y Peano, J., 2013. Investigating the Critical Geological and Completion Parameters that Impact Production Performance. Unconventional Resources Technology Conference, Denver, Colorado, USA, SPE 168709 / URTEC 1576608.
- Ejofodomi, E.A., Varela, R.A., Cavazzoli, G. y Velez, E.I., 2014. Development of an Optimized Completion Strategy in the Vaca Muerta Shale with an Anisotropic Geomechanical Model. SPE/EAGE European Unconventional Conference and Exhibition, Viena, Austria, SPE 167806.
- Embry, A.F., y Klován, J.E., 1971. A late Devonian reef tract of northeastern Banks Island, NW Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19: 730-781.
- Embry, A.F. y Johannessen, E.P., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. Arctic Geology and Petroleum Potential. Norwegian Petroleum Society, Special Publication 2: 121-146.
- Engelder, T. y Leftwich, J.T., 1997. A pore-pressure limit in overpressured south Texas oil and gas fields. Seals, traps and the petroleum system. AAPG Memoir 67. R.C. Surdam. Tulsa, OK, AAPG, 255-267.
- Espinoza, D., Shovkun, I., Makni, O. y Lenoir, N., 2016. Natural and induced fractures in coal cores imaged through X-ray computed microtomography - Impact on desorption time. International Journal of Coal Geology, 154-155, doi:10.1016/j.coal.2015.12.012.
- Evans, A.G., 1973. A simple method for evaluating slow crack growth in brittle materials. International Journal of Fracture, 9 (1973): 267-275.
- Ewy, R.T., 1998. Wellbore stability prediction using a Modified Lade criterion. SPE/ISRM 47251.
- Fantin, M., González Tomassini, F., Crousse, L., Cuervo, S., Vallejo, D., Reijenstein, H., Christopher, L., 2014. Vaca Muerta Stratigraphy in central Neuquén Basin: Impact on emergent unconventional project. Unconventional Resources Technology Conference, Denver, Colorado, (p. 2741-2751). Society of Exploration Geophysicists, American Association of Petroleum Geologists, Society of Petroleum Engineers.
- Fjaer, E., Holt, R., Horsrud, P., Raaen, A. y Risnes, R., 2008. Petroleum related rock mechanics. 2nd Edition. p. 41.
- Folguera, A. y Ramos, V.A., 2002. Los efectos producidos por la aproximación, colisión y subducción de dorsales pacíficas en los Andes Patagónicos. Acta Geológica Hispana, 37: 329-353.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L. y Naranjo, J., 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antifir-Copahue fault zone. Tectonics, 23. doi:10.1029/2003TC001533
- Folguera, A., Ramos, V.A., González Díaz, E.F. y Hermanns, R.L., 2006. Miocene to Quaternary deformation of the Guañacos fold-and-thrust belt in the Neuquén Andes between 37° and 37°30' S. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.). Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and

- Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S Lat). Geological Society of America, Special Paper, 407: 247–266.
- Folguera, A., Bottesi, G., Zapata, T. y Ramos, V.A., 2008. Crustal collapse in the Andean backarc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'–37°30'S). *Tectonophysics*, 459: 140–160.
- Folguera, A., Alasonati Tasárova, Z., Götze, H.J., Rojas Vera, E., Giménez, M. y Ramos, V.A., 2012. Retroarc extension in the last 6 Ma in the South-Central Andes (36°S - 40° S) evaluated through a 3-D gravity modeling. *Journal of South American Earth Sciences*, 40: 23-37.
- Folguera, A., Bottesi, G., Duddy, I., Martín-González, F., Orts, D., Sagripanti, L., Rojas Vera, E. y Ramos, V.A., 2015. Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and lowtemperature thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Franquet, J.A. y Rodriguez, E.F., 2012. Orthotropic Horizontal Stress Characterization from Logging and Core Derived Acoustic Anisotropies. 46th US Rock Mechanics / Geomechanics Symposium, Chicago, IL, USA, ARMA 12-644.
- Franzese, J. y Spalletti, L., 2001. Late Triassic - early Jurassic continental extensión in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up *rifting*. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Gómez Pérez, I., 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocenter, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society, Londres*, 163: 1-15.
- Frydman, M., Pacheco, F., Pastor, J., Canesin, F., Caniggia, J. y Davey, H., 2016. Comprehensive Determination of the Far-field Earth Stresses for Rocks with Anisotropy in Tectonic Environment. SPE Argentina Exploration and Production of Unconventional Resources Symposium, Buenos Aires, Argentina, SPE 180965-MS.
- Gaarenstroom, L. y Tromp, R.A., 1993. Overpressures in the Central North Sea: implications for trap integrity and drilling safety. *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*, London.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P., Ruffet, G. y de Bremond d'Arce, J., 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics* 26, TC4010.
- Gamero-Díaz, H., Miller, C., y Lewis, R., 2012. Core: a Classification Scheme for Organic Mudstones Based on Bulk Mineralogy. *Search and Discovery Article 40951*.
- García, M.N., Sorenson, F., Stockman, H., y Zavala, C., 2014. Shale and Tight Reservoirs: A Possible Geomechanical Control in the Success of Producing Wells, Neuquén Basin, Argentina. *Society of Petroleum Engineers*, doi:10.2118/167707-MS.
- Garrote Villar, E., 2011. Efecto de la temperatura en la tenacidad de diferentes mezclas bituminosas. Minor thesis. Universitat Politècnica de Catalunya. Departament d'Infraestructura del Transport i del Territori.
- Gasparini, Z., de la Fuente, M. y Fernández, M., 1995. Sea reptiles from the lithographic limestones of the Neuquén Basin, Argentina. 2nd International Symposium on Lithographic Limestones, Universidad Autónoma de Madrid, 81-84.
- Geilikman, M.B, Dusseault, M.B. y Dullien, F.A., 1994. Sand Production as a Viscoplastic Granular Flow. SPE International Symposium on Formation Damage Control, Lafayette, Louisiana, USA, SPE 27343, 41-50

- Giambiagi, L., Alvarez, P., Bechis, F. y Tunik, M., 2005. Influencia de las estructuras de *rift* triásicas-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 661-671.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S., García, V. y Tunik, M., 2008. Formación y evolución triásica-jurásica del depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 518-531.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P. y Drosina, M., 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v.65 n.2.
- Gnirk, P.F., 1972. The Mechanical Behavior of Uncased Wellbores Situated in Elastic/Plastic Media under Hydrostatic Esfuerzo. *SPE Journal* 12, No. 1, SPE 3224, 49–59.
- González, G., Vallejo, M., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., Tomassini, F., Gomez Rivarola, L. y Dominguez, R., 2016. Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas (IAPG).
- González Tomassini, F., Kietzmann, D.A., Fantín, M.A., Crousse, L.C., Reijenstein, H.M., 2014. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en el área de El Trapial, Cuenca Neuquina, Argentina. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos IAPG, Mendoza, Argentina.
- González Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C., 2002. *Ingeniería Geológica*. 1ra. Ed. Prentice Hall Pearson Educación, Madrid, p. 750.
- Goodman, R.E., 1976. *Methods of Geological Engineering in Discontinuous Rocks*. West Publishing, St. Paul, Minnesota, USA.
- Goodman, R.E., 1989. *Introduction to Rock Mechanics*. 2<sup>nd</sup> Edition, John Wiley & Sons. University of California at Berkley.
- Gorjainov, N.L., 1979. *Seismic Methods in Engineering Geology*. Moscow: Nedra.
- Grauls, D., 1999. Overpressures: Causal Mechanisms. *Conventional and Hydromechanical Approaches Oil & Gas Science and Technology*. *Revista IFP*, Vol. 54, No. 6, p. 667-678.
- Groeber, P., 1918a. Estratigrafía del Dogger en la Argentina. Estudio comparativo. *Boletín N° 18, serie B (Geología)*. Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrogeología, p. 81.
- Groeber, P., 1918b. Edad y extensión de las estructuras de la cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis*. *Revista de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales*, 4: 208-240.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la Geología de Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrogeología, Buenos Aires, Publicación N° 58: 1- 109.
- Groeber, P., 1933. Descripción de la Hoja 31c: Confluencia de los ríos Grande y Barrancas. *Boletín de la Dirección de Minas y Geología*, Buenos Aires, 38, p. 72.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal, *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1 (3): 178-208.
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hojas Sosneado y Maipú. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1: 1-174.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*. 2 (2): 141-176.

- Groeber, P., 1947c. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hojas Domuyo, Marimahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 2 (3): 347-408.
- Groeber, P., 1950. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Adiciones y Correcciones. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 4 (1): 37-39.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30' S. *Revista del Instituto Nacional de Investigaciones de la Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Buenos Aires*, 1 (5): 352.
- Groeber, P., Stipanovic, P.N y Mingram, A., 1953. Jurásico. *Geografía de la República Argentina, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Buenos Aires, GAEA*, 2 (1): 9-541.
- Guenot, A., 1989. Instability Problems at Great Depth Drilling Boreholes and Wells. *Rock at Great Depth, International Symposium of Rock Mechanics, Pau, France*, 1199–1208.
- Gulisano, C., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza: 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 553-577.
- Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, R. y Digregorio, R., 1984a. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas 1: 221-235.
- Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, R. y Digregorio, R., 1984b. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas 1: 237-259.
- Guzmán, C., 2007. Estudio de la deformación andina entre los 32° y los 39° latitud sur mediante el análisis de breakout de pozos. Trabajo de Tesis Doctoral de la Universidad de Buenos Aires.
- Haimson, B. y Fairhurst, C., 1967. Initiation and Extension of Hydraulic Fractures in Rocks. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 310–318.
- Haimson B, y Lee H., 2004. Borehole breakouts and compaction bands in two high- porosity sandstones. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41: 287–301.
- Haldorsen, J. B., Johnson, D., Plona, T., Sinha, B., Valero, H. y Winkler, K., 2006. Acústica de Pozo. *Oilfield Review, Ridgefield, Connecticut, EUA*, p. 36-45.
- Hamza, F., Chen, C., Gu, M., Quirein, J., Martysevich, V. y Matzar, L., 2015. Characterization of Anisotropic Elastic Moduli and Stress for Unconventional Reservoirs Using Laboratory Static and Dynamic Geomechanical Data. *SPER/CSUR Unconventional Resources Conference, Calgary, Alberta, Canada, SPE 175907-MS*.
- Havens, J., 2011. Mechanical properties of the Bakken Formation. M.Sc. Thesis, Colorado School of Mines, Golden, USA.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K. y Ziegler, M., 2016. World Stress Map Database Release 2016. <http://www.world-stress-map.org/>. GFZ Data Services, doi:10.5880/WSM.2016.001.
- Herrero Ducloux, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. *Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos Aires*, 23 (226): 1-39.
- Herrero, F., Maschio, L., Maria, S. y Osorio, J.G., 2014. Production analysis and forecasting of Vaca Muerta shale well. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. IAPG. Mendoza, Argentina.

- Hickman, S.H. y Zoback, M.D., 1983. The interpretation of hydraulic fracturing pressure-time data for in situ stress determination. *Hydraulic Fracturing Measurements*. Washington, D.C, National Academy Press.
- Higgins, S., Goodwin, S., Donald, A., Bratton, T. y Tracy, G., 2008. Anisotropic Stress Models Improve Completion Design in the Baxter Shale. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, Denver, Colorado, USA, SPE 115736, 21-24.
- Hodgson, K. y Joughin, N.C., 1967. The Relationship between Energy Release Rate, Damage and Seismicity in Deep Mines. *Failure and Breakage of Rock*, C. Fairhurst (ed.), Minneapolis, Minnesota, USA, University of Minnesota Press, 194–203.
- Hoek, E. y Brown, E.T., 1997. Practical estimates of rock mass strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 34(8): 1165-1186.
- Hoek, E. y Diederichs, M.S., 2006. Empirical estimation of rock mass modulus. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 43: 203-215.
- Hoek, E. y Marinos, P., 2000. Predicting tunnel squeezing, problems in weak heterogeneous rock masses. *Tunnels and Tunneling International*.
- Holditch, S., 2003. The Increasing Role of Unconventional Reservoirs in the Future of the Oil and Gas Business. *Journal of Petroleum Technology*, November, 34-79.
- Holmberg, E., 1962. Descripción geológica de la hoja 32-d, Sierra Chachahuén, Provincias de Neuquén y Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Buenos Aires, Boletín 91: 1-72.
- Holmberg, E., 1964. Descripción geológica de la Hoja 33d, Auca Mahuida. Provincia de Neuquén. *Dirección nacional de Geología y Minería*, Buenos Aires, Boletín 94: 1-88.
- Holmberg, E., 1976. Descripción geológica de la hoja 32c Buta Ranquil (Provincia Mendoza-Neuquén). *Servicio Geológico Minero Argentino*, Buenos Aires, Boletín 152: 1-90.
- Holt, R.M., Bauer, A., Fjær, E., Stenebråten, J.F., Szewczyk, D. y Horsrud, P., 2015. Relating static and dynamic mechanical anisotropies of shale. *49th U.S. Rock Mechanics/Geomechanics Symposium*, ARMA-2015-484.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L. y Veiga, G., 2005. The Neuquén Basin: an overview. *Geological Society*, London, Special Publications v.252; doi: 10.1144/GSL.SP.2005.252.01.01. p. 1-14.
- Hryb, D., Archimio, A., Badessich, M., Ejofodomi, E., Díaz, A., Cavazzoli, G., Zalazar, F. y Pichon, S., 2014. Unlocking the True Potential of the Vaca Muerta Shale Via an Integrated Completion Optimization Approach. *Conferencia y Exhibición Técnica Anual de la SPE*, Amsterdam, SPE 170580. doi:10.2118/170580-MS.
- Hubbert, M.K. y Willis, D.G., 1957. Mechanics of Hydraulic Fracturing. *SPE Annual Meeting*, Los Angeles, California, USA., SPE 686-G. / *Journal of Petroleum Technology* 9, No. 6, 153–168 and *Trans., AIME* (1957) 210.
- Hudson, J.A., 1995. *Rock Testing and Site Characterization: Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice and Projects*. Elsevier 2014, Volume 3: 373 – 377.
- Hudson, J.A. y Harrison, J.P., 2000. *Engineering Rock Mechanics an Introduction to the Principles*. Published by Elsevier Science Ltd.
- Irwin, G.R., 1958. Fracture. *Enciclopedia of Physics*, edited by S. Flugge, Springer-Verlag, New York, p. 551-590.

- Jaeger, J.C. y Cook, N.G., 1979. *Fundamentals of Rock mechanics*, 2nd ed. New York, Chapman and Hall.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G. y Zimmerman, R.W., 2007. *Fundamentals of rock mechanics*. Fourth edition by Blackwell Publishing Ltd.
- Iglesias Llanos, M.P., Kietzmann, D., Kohan Martinez, M., y Palma, R., 2017. Magnetostratigraphy of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Argentina: Implications for the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén basin. *Cretaceous Research*, 70: 189-208.
- Ivanova, D.K. y Kietzmann, D., 2017. Calcareous dinoflagellate cysts from the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta Formation in the southern Mendoza area of the Neuquén basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Karhikeyan, G., Ashutosh Kumar, Akhil Shrivastava, and Mukul Srivastava, 2018. Overpressure estimation and productivity analysis for a Marcellus Shale gas reservoir, southwest Pennsylvania: A case study. *The Leading Edge*; 37 (5): 344–349.
- Kietzmann, D., 2007. *Cicloestratigrafía y bioestratigrafía de la Formación Vaca Muerta. Origen y frecuencia de su ritmicidad*. Arroyo Loncoche – Malargüe, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura de la Universidad de Buenos Aires.
- Kietzmann, D., 2017. Chitinoidellids from the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta Formation, Neuquén basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 76: 152-164.
- Kietzmann, D. y Palma, R., 2009. Tafofacies y biofacies de la Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Revista Ameghiniana* 46 (2): 321-343.
- Kietzmann, D., Palma, R., 2011. Las tempestitas peloidales de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano) en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 18(2): 121-149.
- Kietzmann, D., Palma, R. y Bressan, G., 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del arroyo Loncoche – Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 969-713.
- Kietzmann, D., Palma, R., Riccardi, A., Martín-Chivelet, J. y Lopez-Gomez, J., 2014. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302: 64-86.
- Kietzmann, D., Palma, R. e Iglesias Llanos, M., 2015. Cyclostratigraphy of an Orbitally-driven Tithonian-Valanginian Carbonate Ramp Succession, Southern Mendoza, Argentina: Implications for the Jurassic-Cretaceous Boundary in the Neuquén Basin. *Sedimentary Geology* 315: 29-46.
- Kietzmann, D., Ambrosio, A., Suriano, J., Alonso, S., Tomassini, F., Depine, G., y Repol, D., 2016. The Vaca Muerta–Quintuco system (Tithonian–Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: A view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt. *AAPG Bulletin* 100: 743–771. 10.1306/02101615121.
- Kietzmann, D., Iglesias Llanos, M., Ivanova, D., Kohan Martinez, M. y Ruffo Rey, L., 2017. Multidisciplinary Chronostratigraphy Calibration of the Jurassic-Cretaceous Transition in the Neuquén basin. 20º Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán.
- King, G.E., 2010. Thirty Years of Gas Shale Fracturing: What Have We Learned? Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/133456-MS.

- King, G.E., 2012. Hydraulic Fracturing 101: What Every Representative, Environmentalist, Regulator, Reporter, Investor, University Researcher, Neighbor, and Engineer Should Know About Hydraulic Fracturing Risk. *Journal of Petroleum Technology*.
- Kirby, S.H., 1984. Introduction and Digest to the Special Issue on Chemical Effects of Water on the Deformation and Strengths of Rocks. *Journal of Geophys* 89: 3991-3995.
- Kohan Martínez, M., Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., Leanza, H.A., Luppó, T., 2018. Magnetostratigraphy and Cyclostratigraphy of the Tithonian Interval from the Vaca Muerta Formation, Southern Neuquén Basin, Argentina *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 85: 209-228.
- Kooijman, A.P., Halleck, P.M., de Bree, P. y Kenter, C.J., 1992. Large Scale Laboratory Sand Production Test. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Washington, D.C., USA, SPE 24798.
- Kozłowski, E., Manceda, R., Ramos, V.A., 1993. Estructura, En: Ramos, V.A. (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12º Congreso Argentino de Geología y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Relatorio I (18): 235–256.
- Kozłowski, E., Cruz, C.E., Sylwan, C., 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 13 (1): 15–26.
- Kuempel, H.J., 1991. Poroelasticity: parameters reviewed. *Geophysical Journal International*, 105: 783–799.
- Lacy, L.L., 1997. Dynamic Rock Mechanics Testing for Optimized Fracture Designs. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, San Antonio, Texas, USA., SPE 38716-MS.
- Lambert, L.R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 35b Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Boletín 83: 1-93.
- Lang, J., Li, S. y Zhang, J., 2011. Wellbore Stability Modeling and Real-Time Surveillance For Deepwater Drilling To Weak Bedding Planes And Depleted Reservoirs. Society of Petroleum Engineers, 10.2118/139708-MS.
- Last, N., Plumb, R., Harkness, R., Charlez, P., Alsen, J. y McLean, M., 1995. An Integrated Approach to Evaluating and Managing Wellbore Instability in the Cusiana Field, Colombia, South America. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, Texas, USA., SPE 30464.
- Lazzari, V., Hryb, D., Manceda, R. y Foster, M., 2014. Predicción de fracturas naturales en la Formación Vaca Muerta. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. IAPG. Mendoza, Argentina.
- Leanza, H., 1945. Amonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Anales Museo La Plata*, n.s.: 1-99.
- Leanza, H., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picun Leufú, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (2): 97-132.
- Leanza, H., 1981a. Formas de amonites del Jurásico superior y Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración en Argentina. En: Volkheimer, W. y Mussachio, E. (Eds.). *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, Buenos Aires. 2: 5589-597.

- Leanza, H., 1981b. The Jurassic Cretaceous boundary beds in West Central Argentina and their ammonite zones. *Nenes Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, Stuttgart, 161 (1): 62-92.
- Leanza, H., 1993. Formación Vaca Muerta. En: Riccardi, A. y Damborenea, S., *Jurásico. Lexico estratigráfico de la Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria)*, Buenos Aires, 21: 420-421.
- Leanza, H., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista Museo Argentino Ciencias Naturales*, Buenos Aires, n.s. 11 (2): 145-184.
- Leanza, H., 2012. The Vaca Muerta Formation (Late Jurassic—Early Cretaceous): History, Stratigraphic Context and Events of this Emblematic Unit of the Neuquén Basin, Argentina. AAPG Search and Discovery Article 90165.
- Leanza, H. y Hugo, C., 1977. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 50°S, Cuenca Neuquina-mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (4): 248-264.
- Leanza, H. y Hugo, C., 1978. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, 32 (4): 248-264.
- Leanza, H. y Hugo, C., 1997. Hoja Geológica 3969-III - Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR, Buenos Aires, Boletín 218: 1-135.
- Leanza, H. y Wiedmann, J., 1980. Amoniten des Valangin und Hauterive (Unterkreide) von Neuquén und Mendoza, Argentinien. *Eclogae Geologicae Helveticae* 73 (3): 941-981.
- Leanza, H. y Zeiss, A., 1990. Upper Jurassic Lithographic Limestones from Argentina (Neuquén Basin): stratigraphy and Fossils. *Facies*, 22: 169-186.
- Leanza, H. y Zeiss, A., 1992. On the ammonite fauna of the Lithographic Limestones from the Zapala region (Neuquén province, Argentina), with the description of a new genus. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1*, H.6: 1841-1850.
- Leanza, H., Marchese, H., y Riggi, J., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (2): 97-132.
- Leanza, H., Marchese, H. y Riggi, J., 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (3): 190-208.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A. y Repol, D., 2001. Hoja Geológica 3969-I- Zapala, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR, Buenos Aires, Boletín 275: 1-128.
- Leanza, H., Hugo, C. y Salvarredy Aranguren, M., 2003. Miembro Huncal (Berriasiano inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (2): 248-254.
- Leanza, H., Sattler, F., Martínez, R. y Carbone, O., 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío - Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 18º Congreso Geológico Argentino*, Capítulo 11: 113-130.

- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V. y Dimieri, L., 2015. Geometría y cinemática de las estructuras tectónicas en el extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72: 299-313.
- Lee, H., Ong, S., Azeemuddin, M. y Goodman, H., 2012. A wellbore stability model for formations with anisotropic rock strengths. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 96 (97): 109-119.
- Lee, H., Olson, J., Holder, J., Gale, J. y Myers, R., 2015. The interaction of propagating opening mode fractures with preexisting discontinuities in shale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120 (1): 169-181, doi:10.1002/2014JB011358.
- Legarreta, L., 1991. Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén Basin, of west-central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. *Sedimentary Geology*, London, 70: 209-240.
- Legarreta, L., 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata. *Trabajos Técnicos (Actas digitales)*.
- Legarreta, L. y Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior). En Chebli, G., Spalletti, L. (editors), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Simposio Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad de Tucumán, Serie Correlación Geológica*, 6: 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill. Central Argentine Andes, en D. I. M. McDonald, ed., *Sea level changes at active plate margins*, International Association of Sedimentology, Special Publication 12: 429-450.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1996. The Jurassic Succession in West Central Argentina: stratal patterns, sequences, and paleogeographic evolution. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 120: 303-330.
- Legarreta, L. y Villar, H., 2011. Geological and Geochemical Keys of the Potential Shale Resources, Argentina Basins. AAPG Geoscience Technology Workshop, *Unconventional Resources: Basics, Challenges, and Opportunities for New Frontier Plays*, Buenos Aires, Argentina.
- Legarreta, L. y Villar, H., 2015. Vaca Muerta Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous): Sequences, Facies and Source Rock Characteristics. In 3rd Unconventional Resources Technology Conference, San Antonio, USA., URTEC p. 15.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A. y Uliana, M.A., 1993. Las secuencias sedimentarias jurásicas-cretácicas. In: *Relatorio Geología y Recursos Minerales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza 1(9): 87-114.
- Legarreta, L., Laffitte, M. y Villar, H., 2000. Source Rocks of the Neuquén Basin. 7th Latin-American Congress on Organic Geochemistry. Foz do Iguaçu, Brazil.
- Legarreta, L., Cruz, C. Laffitte, G.A. y Villar, H., 2003. Source rocks, reserves and resources in the Neuquén Basin, Argentina: Mass-balance approach and exploratory potential. *International Congress and Exhibition of the American Association of Petroleum Geologists. Abstract. Barcelona, España*.
- Legarreta, L., Villar, H.J., Laffitte, G.A., Cruz, C.E. y Vergani, G., 2005. Cuenca Neuquina. *Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina*, en 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 233-250.

- Li, D. y Wong, L.N., 2013. The Brazilian Disc Test for Rock Mechanics Applications: Review and New Insights. *Rock Mechanics Engineering*, 46: 269-287.
- Llambías, E.J. y Leanza, H.A., 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacay Melehue, Neuquén. Evidencia de volcanismo jurásico en la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(3): 552-558.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O., 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en Cordillera del Viento (37° 05' S – 37° 15' S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, 62 (2): 217-235.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Hernando, I.R., 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la asociación Geológica Argentina*, 67 (2): 278-300.
- Lockner, D.A., 1995. *Rock Failure. Rock physics and phase relations*. Washington, D.C., American Geophysical Union, 127–147.
- Lockner, D., Byerlee, J.D., *et al.*, 1991. Quasi-static fault growth and shear fracture energy in granite. *Nature*, 350: 39–42.
- Maceda, R., Figueroa, D., 1993. La inversión del *rift* mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Actas 3: 179-187.
- Maceda, R. y Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén *rift* in the Malargüe fold thrust belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A., Suárez, R. y Welsink, H. (eds) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.
- Marchal, D., Dominguez, y González, G., 2016. Análisis Mineralógico de la Fm. Vaca Muerta (Mineralogical analysis of the Vaca Muerta Fm.). En *Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta*. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas (IAPG).
- Marchese, H., 1971. Litoestratigrafía y variaciones litofaciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 343-410.
- Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J. y Kietzmann, D.A., 2011. Earthquake-induced soft-deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). *Sedimentary Geology*, 235: 210-221.
- Maury, V., 1994. Rock Failure Mechanisms Identification: A Key for Wellbore Stability and Reservoir Behaviour Problems. Eurock '94, *Rock Mechanics in Petroleum Engineering*, Delft, Netherlands, 175–182.
- Mavko, G. y Bandyopadhyay, K., 2009. Approximate fluid substitution for vertical velocities in weakly anisotropic VTI rocks. *Geophysics*, v. 74, n. 1.
- Mavko, G., Mukerji, T., y Godfrey, N., 1995. Predicting stress-induced velocity anisotropy in rocks. *Geophysics*, 60: 1081–1087.
- Mavko, G., Mukerji, T., y Dvorkin, J., 1998. *The Rock Physics Handbook*. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.
- Mavko, G., Mukerji, T. y Dvorkin, J., 2003. *The Rock Physics Handbook*. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.
- Mavko, G., Mukeji, T. y Dvorkin, J., 2008. *The Rock Physics Handbook*. 2<sup>nd</sup> Ed. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.

- Maxwell, S., 2009. Microseismic location uncertainty. CSEG RECORDR, 34 (4): 41-46.
- McCann, D.E., 1992. Determination of Young's Modulus of the Rock Mass from Geophysical Logs. Geological Society London Special Publications, 65 (1): 317-325.
- Macdonald, D., Gómez-Pérez, I., *et al.*, 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: Implications for South Atlantic regional hydrocarbon potential. Marine and Petroleum Geology, 20 (3): 287-308.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Tassara, A., Gimenez, M. y Ramos, V.A., 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. Geological Society of America, Geosphere, p. 585-609.
- Mese, A. y Dvorkin, J., 2000. Static and dynamic moduli, deformation, and failure in shaley sand. DOE report, unpublished.
- Mese, A. y Tutuncu, A., 2011. Impact of fluids and formation anisotropy on acoustic, deformation and failure characteristics of reservoirs shales and pure clay minerals. ISRM 491, Proceedings of International Society of Rock Mechanics (ISRM), Beijing, China.
- Mitchum, R.M. y Uliana, M.A., 1982. Estratigrafía Sísmica de las formaciones Loma Montosa, Quintuco y Vaca Muerta, Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina, República Argentina. 1º Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, Buenos Aires, Actas 439-484.
- Mitchum, R.M. y Uliana, M.A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. In: Bero, B.R. & Woolverton, D.G. (eds) Seismic Stratigraphy: An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoirs 39: 255-274.
- Mitchum, R.M. y Uliana, M.A., 1988. Regional Seismic Analysis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate depositional sequences, Neuquén Basin – Argentina. En: Bally, A.W. (Ed.), Atlas of seismic stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Memoir 27 (2): 206-211.
- Mitra, A., Govindarajan, S., Pai, M., y Aldin, M., 2016. Measurement of Grain Compressibility of Fine-Grained Rock. American Rock Mechanics Association, ARMA 2016-127.
- Mohaghegh, S., 2013. A critical view of current state of reservoir modeling of shale assets. SPE Eastern Regional meeting, Pittsburg, USA. SPE 165713.
- Mokhtari, M., Alqahtani, A. y Tutuncu, A., 2013a. Failure behavior of anisotropic shales. 47<sup>th</sup> US Rock Mechanics/Geomechanics symposium, San Francisco, USA. ARMA 13-312.
- Mokhtari, M., Alqahtani, A. Tutuncu, A. y Yin, X., 2013b. Stress-dependent permeability anisotropy and wettability of shale resources. 1<sup>st</sup> Unconventional Resources Technology Conference. Denver, USA. URTeC-SPE 168672.
- Mokhtari, M. Tutuncu, A. y Kazemi, H., 2014a. Integrated study on tensile fracture mechanics and subsequent flow in naturally-fractured Niobara shale. 48<sup>th</sup> US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, Minneapolis, USA. ARMA 14-7126.
- Mokhtari, M., Honarpour, M., Tutuncu, A. y Boitnott, G., 2014b. Acoustical and geomechanical characterization of Eagle Ford shale – Anisotropy, heterogeneity and measurement scale. SPE Annual Technical Conference and Exhibition. Amsterdam, the Netherlands, SPE 170707-MS.
- Suarez, M., Vega Velasquez, L., Monti, L. J., y Thompson, A.R., 2013. Modeling Vertical Multifractured Wells in Vaca Muerta Shale Oil Play, Argentina. Society of Petroleum Engineers, Unconventional Resources Conference, Texas, USA. SPE 164537 doi:10.2118/164537-MS,

- Morales, R. H. y Marcinew, R. P., 1993. Fracturing of High-Permeability Formations: Mechanical Properties Correlations. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, Texas, USA, SPE 26561-MS.
- Moricca, G., Ripa, G., Sanfilippo, F. y Santarelli, F.J., 1994. Basin Scale Rock Mechanics: Field Observation of Sand Production. Eurock '94, Rock Mechanics in Petroleum Engineering, Delft, Netherlands, 317-128.
- Mosquera, A. y Ramos, V., 2005. Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas digitales.
- Mpodozis, C. y Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.A. (editors). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, p. 59-90.
- Muravchik, M., D'Elia, Bilmes, A. y Franzese, J., 2008. Caracterización de los depocentros de *rift* (ciclo precuyano) aflorantes en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, Argentina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 457-477.
- Murphy, S.B., Robinson, G., Ross y Morris, E.R., 1982. Viscosity-Molecular Weight Relationships, Intrinsic Chain Flexibility, and Dynamic Solution Properties of Guar Galactomannan. *Carbohydrate Research*, 107: 17–32.
- Nester, J.H., Jenkins, D.R. y Simon, R., 1956. Resistances to failure of Oil-Well Casing Subjected to Non-Uniform Transverse Loading. *Drilling and Production Practice*, New York, USA., American Petroleum Institute, 374–378.
- Nolte, K.G. y Economides M.J., 1989. *Fracturing diagnosis using pressure analysis*. Reservoir Simulation. Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall.
- Nullo, F.E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P., Bouza, P. y Zanettini, J.C.M., 2005. Hoja Geológica 3569-III / 3572-IV, Malargüe, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Boletín 346, p. 85.
- Nur, A. y Byerlee, J.D., 1971. An exact effective stress law for elastic deformation of rock with fluids. *Journal of Geophysical Research*, 6414–6419.
- Nur, A. y Simmons, G., 1969. Stress induced velocity anisotropy in rock: An experimental study. *Journal of Geophysical Research*, 74: 6667–6674.
- Okland, D. y Cook, J.M., 1998. Bedding-related borehole instability in high-angle wells. SPE/ISRM 47285.
- Olson, J.E., 1993. Joint Pattern Development: Effects of Subcritical Crack Growth and Mechanical Crack Interaction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. 7: 12251-12265.
- Ong, S.H. y Roegiers, J.C., 1993. Influences of Anisotropies in Borehole Stability. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, Vol. 30, No. 7: 1069–1075.
- Osborne M.J. y Swarbrick R.E., 1997. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: A re-evaluation. *AAPG Bulletin*, 81: 1023–1041.
- Osorio, J., y Muzzio, M., 2013. Correlation between Microseismicity and Geomechanics Factors Affecting the Hydraulic Fracturing Performance in Unconventional Reservoirs. A Field Case in Neuquén, Argentina. 47th US Rock Mechanics / Geomechanics Symposium, San Francisco, CA, USA., ARMA 13-526.

- Padula, L.A., 1948. Sobre la presencia del Hauterivense marino en la Sierra de Chachahuén, Provincia de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 287: 49-53.
- Pángaro, F., Veiga, R. y Vergani, G., 2002. Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Buenos Aires, Actas digitales.
- Pángaro, F., Corbera, R., Carbone, O. y Hinterwimmer, G., 2005. Los reservorios del "Precuyano". 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Rocas Reservorios: 230-255.
- Patillo, P.D. y Smith, M.B., 1985. The Effect of Formation Flow on the Integrity of Perforated Casing. *Society of Petroleum Engineers Journal*, SPE 1112325, No. 5: 637-646.
- Perkins, T.K. y Weingarten, J.S., 1988. Stability and Failure of Spherical Cavities in Unconsolidated Sand and Weakly Consolidated Rock. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, Texas, USA., SPE 18244.
- Perras, M. y Diederichs, M., 2011. The importance of classification for carbonates and mudrocks in engineering. Pan-Am CGS, Geotechnical Conference, Toronto, N° 492, p.8.
- Pichon, S., Cafardi, F., Cavazzoli, G.D., Díaz, A. y Lederhos, M.R., 2017. Fracturing-to-Production Integrated Completion Sensitivities for Horizontal Well Design in the Vaca Muerta Shale. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/185499-MS.
- Plumb, R.A., 1994. Influence of composition and texture on the failure properties of clastic rocks. Eurock '94, Rock Mechanics in Petroleum Engineering conference, Delft, Netherlands, p. 13-20.
- Plumb, R.A. y Hickman, S.A., 1985. Stress-induced borehole elongation: a comparison between the four-arm dipmeter and the borehole televiewer in the Auburn geothermal well. *Journal of Geophysical Research*, 90: 5513-5521.
- Plumb, R.A., Edwards, S., Pidcock, G., Lee, D. y Stacey, B., 2000. The Mechanical Earth Model Concept and Its Application to High-Risk Well Construction Projects. Drilling Conference, New Orleans, Louisiana, IADC/SPE 59128.
- Pose, F., Gangui, A. y Galeazzi, S., 2014. Estratigrafía secuencial del intervalo Vaca Muerta-Quintuco en el Engolfamiento Neuquino, Cuenca Neuquina, Argentina. Simposio de Recursos No Convencionales. Ampliando el Horizonte Energético. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 211-230.
- Qiu, K., Gherryo, Y., Tan, C.P., y Marsden, R., 2008. Underbalanced drilling of a horizontal well in depleted reservoir: a wellbore stability perspective. *SPE Drilling & Completion*, 23: 159-167.
- Radovitzky, R., 2003. Técnicas de análisis y diseño estructural. MIT Open Course Ware, Massachusetts Institute of Technology. <http://mit.ocw.universia.net/16.21/OcwWeb/Aeronautics-and-Astronautics/16-21Techniques-of-Structural-Analysis-and-designSpring2003/CourseHome/index.htm>
- Ramos, G.G., Katahara, K.W., Gray, J.D. y Knox, D.J.W., 1994. Sand Production in Vertical and Horizontal Wells in a Friable Sandstone Formation, North Sea. Eurock '94, Rock Mechanics in Petroleum Engineering, Delft, Netherlands, 309-315.
- Ramos, V.A., 1978. Estructura. Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Relatorio: 99-118.
- Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 47ab, Lago Fontana, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, Boletín 183: 1-130.

- Ramos, V.A. y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. In: Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E., Howell, J. (Eds.), *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, Geological Society of London, vol. 25. Special Publication, p. 215-235.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S lat). En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.). *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper, 407: 1-17.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E., 2011. Evolución tectónica de los Andes y del engolfamiento Neuquino adyacente. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J.C., Valles, J. (Eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, Relatorio, p. 335-348.
- Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A. y Spagnuolo, M., 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34°–37°SL). *Geoscience Frontiers*, 5: 351–367.
- Reijenstein, H.M., Christopher, L., Manuel, F., Sergio, C., Dolores, V., Luisa, C., Tomassini, F. y Kietzmann, D., 2015. Where is the Vaca Muerta Sweet Spot? The Importance of Regional Facies Trends, Thickness, and Maturity in Generating Play Concepts. *Unconventional Resources Technology Conference*. doi:10.15530/URTEC-2015-2174109.
- Riccardi, A.C., 2008. El Jurásico de la Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 625-643.
- Riccardi, A.C., 2015. Remarks on the Tithonian–Berriasian ammonite biostratigraphy of west central Argentina. *Volumina Jurassica*, 13: 23–52.
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C., 1992. Unidades limitadas por discontinuidades: su aplicación al Jurásico Andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, 45(3-4): 346-364.
- Riccardi, A.C., Leanza, H., Damborenea, S., Manceñido, M., Ballent, S. y Zeiss, A., 2000. Marine Mesozoic biostratigraphy of the Neuquén Basin. 31 International Geological Congress, *Zeitschrift für Angewandte Geologie. Sonderheft*, 103-108.
- Riccardi, A.C. y Stipanovic, P.N., 2002. Fase diastrófica Río Atuel. En: P.N. Stipanovic & C. Marsicano (eds.), *Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen 8, Triásico*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 26: 245.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S., Manceñido, M. y Leanza, H., 2011. Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Neuquén, Relatorio 38: 441-464.
- Risnes, R., Bratli, R.K. y Horsrud, P., 1982. Sand Stresses Around a Wellbore. *Society of Petroleum Engineers Journal*, SPE 9650, No. 6: 893–898, doi:10.2118/9650-PA.
- Rodríguez-Tovar, F., Uchman, A., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. y Molina, E., 2010. Sea-level dynamics and palaeoecological factors affecting trace fossil distribution in Eocene turbiditic deposits (Gorrondatxe section, N Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 285: 50-65.
- Roegiers J.C., 1990. Stability and failure of circular openings. In: *Rock at Great Depth*, Maury & Fourmaintraux (ed), Balkema, Rotterdam, p. 1115-1121.
- Rohmer, B., Raverta, M., Boutaud de la Combe, J.L., y Jaffrezic, V., 2015. Minifrac Analysis Using Well Test Technique as Applied to the Vaca Muerta Shale Play. *Society of Petroleum Engineers*, doi:10.2118/174380-MS.

- Rojas Vera, E., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Gimenez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Bottesi, G. y Ramos, V.A., 2010. Neogene to Quaternary extensional reactivation of a fold and thrust belt: the Agrio belt in the Southern Central Andes and its relation to the Loncopue trough (38°E 39°S). *Tectonophysics*, 492: 279-294.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G. y Ramos, V.A., 2014. Structure and development of the Andean system between 36°E 39°S. *Journal of Geodynamics*, 73: 34-52.
- Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T., Sagripanti, L., Feenell, L., Orts, D. y Ramos, V.A., 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquen: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences*, doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.001
- Rüger, A., 1996. Reflection Coefficients and Azimuthal AVO Analysis in Anisotropic Media, Doctoral Thesis, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Sagasti, G., Ortiz, A., Hryb, D., Foster, M. y Lazzari, V., 2014. Understanding Geological Heterogeneity to Customize Field Development: An Example from the Vaca Muerta Unconventional Play, Argentina. *Unconventional Resources Technology Conference*, Denver, Colorado, USA, URTEC 1923357.
- Sagripanti, L., Rojas Vera, E., Gianni, G.M., Folguera, A., Harvey, J.E., Farías, M. y Ramos, V.A., 2015. Neotectonic reactivation of the western section of the Malargüe fold and thrust belt (Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes). *Geomorphology* 232: 164-181.
- Saint-Venant B., 1863. Sur la distribution des elasticite autour de chaque point d'un sohde ou dun milieu de contexture quelconque. *J. de Mathematiques Pures et Appliquees* 7-8, 353-430, 257-261.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Dimieri, L. y Araujo, V., 2014. Evolución de las estructuras andinas en la faja corrida y plegada de Chos Malal: interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71 (2): 233-246.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I., y Dimieri, L., 2015. Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquen basin, Argentina: Relationship between thick and thin skinned tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 64: 399-417.
- Santarelli, F.J., Dahren, D., Baroudi, H. y Sliman, K.B., 1992. Mechanisms of Borehole Instability in Heavily Fractured Rock Media. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics*, 5: 457-467.
- Sayers, C., 2013. Introduction: Rock Physics for Reservoir Exploration, Characterisation and Monitoring. *European Association of Geoscientists & Engineers. Geophysical Prospecting*, 61: 251-253, <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12034>.
- Sayers, C., Kisra, S., Tagbor, K., Dahi Taleghani, A. y Adachi, J., 2007. Calibrating the Mechanical Properties and In-Situ Stresses Using Acoustic Radial Profiles. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, Anaheim, California, USA., SPE 11089-PP.
- Scasso, R., Alonso, S., Lanés, S., Villar, H. y Lippai, H., 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (2): 143-159.
- Schei, G., Fjær, E., Detournay, E., Kenter, C.J., Fuh, G.F. y Zausa, F., 2000. The Scratch Test: An Attractive Technique for Determining Strength and Elastic Properties of Sedimentary Rocks. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, Dallas, Texas, SPE 63255.

- Schwarz, E., 1999. Facies sedimentarias y modelo depositacional de la Formación Mulichinco (Valanginiano). Cuenca Neuquina Septentrional. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, Buenos Aires, 6(1- 2): 37-59.
- Segall, P., 1984. Rate-Dependent Extensional Deformation Resulting from Crack Growth in Rock. Journal of Geophysical Research, 89: 4185-4195.
- Serejian, V. y Ghassemi, A., 2011. Hydraulic fracture initiation from a wellbore in transversely isotropic rock. 45th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, San Francisco, CA, USA., ARMA 11-201.
- Sharma, M. y Manchanda, R., 2015. The role of induced un-propped (iu) fractures in unconventional oil and gas wells. Society of Petroleum Engineers Annual Technical Conference and Exhibition, SPE 174946-MS, doi.org/10.2118/174946-MS.
- Silvestro, J. y Zubiri, M., 2008. Convergencia oblicua: Modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) – Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63 (1): 49–64.
- Skalany, M., 2018. Estimulación por Fractura Hidráulica en Formaciones No-Convencionales. Experiencia en Mendoza sobre Vaca Muerta. Secretaría de Ambiente y Ordenamiento Territorial. Dirección de Protección Ambiental.
- Smits, R.M.M., de Waal, J.A. y van Kooten, J.F.C., 1988. Prediction of Abrupt Reservoir Compaction and Subsurface Subsidence Caused by Pore Collapse in Carbonates. SPE Formation Evaluation, SPE 15642, No. 2: 340–346.
- Sone, H., 2012. Mechanical Properties of Shale Gas Reservoir Rocks and Its Relation to the In-Situ Stress Variation Observed in Shale Gas reservoirs. Ph.D. Thesis. Stanford University, Stanford, California.
- Soroush, H., 2013. Discover a Career in Geomechanics. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/0313-015-TWA.
- Sosa Massaro, A., Espinoza, N., Frydman, M., Barredo, S. y Cuervo, S., 2017. Analyzing a Suitable Elastic Geomechanical Model for Vaca Muerta Formation. Journal of South American Earth Sciences, 79: 472-488.
- Sosa Massaro, A., Frydman, M., Barredo, S., 2018a. Estratigrafía Mecánica de Detalle Aplicada al Modelado Geomecánico Elástico Anisotrópico en La Formación Vaca Muerta. Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA). Edición especial del Congreso Geológico Argentino en Tucumán 2017.
- Sosa Massaro, A., Espinoza, D.N., Frydman, M., Benitez, P. y Speranza, T., 2018b. Caracterización Geomecánica de Laboratorio Aplicado a la Formación Vaca Muerta. 10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mendoza, Argentina.
- Spalletti, L., 1997. Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el *rift* triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 49: 109-124.
- Spalletti, L. A., Gasparini, Z. y Veiga, G., 1999. Facies anóxicas, procesos deposicionales y herpetofauna de la rampa marina titoniano – berriasiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen), Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile, 26 (1): 109-123.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R. Matheos, S.D. y Schwarz, E., 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonatesiliciclastic ramp; the Tthonian-Early berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. Journal of the Geological Society of London, 157: 433-446.

- Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. Y Franzese, J., 2008. Depósitos de Flujos Gravitacionales Subácueos de Sedimentos en el Flanco Activo de la Cuenca Neuquina Durante el Cretácico Temprano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (3): 442–453.
- Starck, D., Rodríguez, A. y Constantini, L., 2002. Los Reservorios de las formaciones Tupambí, Tarija, Las Peñas y San Telmo. En Schiuma, M., Vergani, G. y Hinterwimmer, G. (editores): *Las rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 699-716.
- Stinco, L. y Barredo, S., 2014. Vaca Muerta Formation: an Example of Shale Heterogeneities Controlling Hydrocarbon's Accumulations. *Unconventional Resources Technology Conference (URTEC)*. American Association of Petroleum Geologists. Denver, Colorado, USA., doi:10.15530/URTEC-2014-1922563.
- Stinco, L. y Barredo, S., 2016. The Argentina approach for developing unconventional gas resources. En: Quentin Grafton, Ian Cronshaw and Michal Moore (Editores). *Risks, Rewards and Regulation of Unconventional Natural Gas*. Cambridge University Press, p. 494.
- Stinco, L. y Barredo, S., 2017. Unconventional shale and tight reservoirs of Argentina, Opportunities and challenges. 22nd World Petroleum Congress, Istanbul.
- Stinco, L. y Mosquera, A., 2003. Estimación del contenido total de carbono orgánico a partir de registros de pozo para las formaciones Vaca Muerta y Los Molles, Cuenca Neuquina, Argentina. 2º Congreso de Hidrocarburos, IAPG, Buenos Aires, Argentina.
- Stipanovic, P.N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(4): 367-388.
- Stipanovic, P.N. y Rodrigo, F., 1968. The Jurassic and Neocomian diastrophism in Argentina and Chile. 22º International Geological Congress. Abstracts. Praga.
- Suarez-Rivera, R., y Bratton, T., 2009. Estimating horizontal stress from three-dimensional anisotropy: US Patent Application 20090210160.
- Suarez-Rivera, R. y Fjaer, E., 2012. How Important is the Poroelastic Effect to Completion Design On Tight Shales?. *American Rock Mechanics Association*. 46th US Rock Mechanics / Geomechanics Symposium, Chicago, IL, USA., ARMA 12-657
- Suarez-Rivera, R., Deenadayalu, C., Chertov, M., Hartanto, R. N., Gathogo, P., y Kunjir, R., 2011. Improving Horizontal Completions on Heterogeneous Tight-Shales. *Society of Petroleum Engineers*, doi: 10.2118/146998-MS.
- Sylwan, C.A., Rodríguez, J.F. y Strlekov, E.E., 2008. Petroleum System of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. En Cruz, C. E., Rodríguez, J.F., Hechem, J.J. y Villar, H.J. (editores): *Sistemas Petroleros de las cuencas andinas*. 7º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Imaginando un nuevo siglo, 53-78.
- Sylwan, C.A., 2014. Source rock properties of Vaca Muerta Formation, Neuquina Basin, Argentina. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Recursos No Convencionales: Ampliando el Horizonte Energético, 365-386.
- Tan Peng, Yan Jin, Ke Han, Bing Hou, Mian Chen, Xiaofeng Guo, Jie Gao, 2017. Analysis of hydraulic fracture initiation and vertical propagation behavior in laminated shale formation. *Fuel*, Volume 206, p. 482-493, ISSN 0016-2361, <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2017.05.033>.
- Tarback, E.J. y Lutgens, F.K., 2005. *Ciencias de la Tierra. Una Introducción a la Geología Física*. Octava edición. Ed. Pearson Prentice Hall.
- Terzaghi, K., 1923. *Theoretical Soil Mechanics*. John Wiley, New York.

- Thiercelin, M.J. y Plumb, R.A., 1994. Core-Based Prediction of Lithologic Stress Contrasts in East Texas Formations. *SPE Formation Evaluation*, 251-258.
- Thomsen, L., 1986. Weak Elastic Anisotropy. *Geophysics*, Vol., 51. N° 10, p. 1954-1966.
- Thorne, L. y Wallace, C., 1995. *Modern Global Seismology*. Chapter 2: Elasticity and Seismic Waves, p. 50.
- Tinni, A., Fathi, E., Agarwal, R., Sondergeld, C.H., Akkutlu y Rai, C.S., 2012. Shale Permeability Measurements on Plugs and Crushed Samples. *SPE Canadian Unconventional Resources Conference*, Society of Petroleum Engineers, doi: 10.2118/162235-MS.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Dimieri, L., Lebinson, F. y Araujo, V., 2014. Tectonic repetitions of the Early Cretaceous Agrio Formation in the Chos Malal fold-and-thrust belt, Neuquén Basin, Argentina: geometry, kinematics and structural implications for Andean building. *Journal of South American Earth Sciences*, 53: 1-19.
- Turner, F.J. y Weiss, L.E., 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*, McGraw-Hill, New York.
- Tutuncu, A., 2010. Anisotropy, compaction and dispersion characteristics of reservoir and seal shales. 44th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, Salt Lake City, USA., ARMA 10-344.
- Tutuncu, A., 2012. The role of mechanical, acoustic and permeability anisotropies on reservoir characterization and field development for two North American fractured unconventional shale reservoirs. 46th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, Chicago, USA., ARMA 12-664.
- Tutuncu, A. y Mese, A., 2011. Relationship between permeability, acoustic, mechanical and strength anisotropies in unconventional reservoirs and sea shales. 45th US Rock mechanics/Geomechanics Symposium, San Francisco, USA., ARMA 11-532.
- Uliana, M.A. y Dellapé, D.A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiano-eoceno del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). 8° Congreso Geológico Argentino, San Luis, 3: 673-711.
- Uliana, M.A. y Biddle, K., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South América. *Revista Brasileira de Geociencias*, 48: 172-190.
- Uliana, M.A. y Legarreta, L., 1993. Hydrocarbons Habitat in a Triassic-To-Cretaceous Sub-Andean Setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, 16(4): 397-420.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J., 1989. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18: 172-190.
- Uliana, M.A., Legarreta L., Laffitte G.A., y Villar, H., 1999. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras en las cuencas petrolíferas de Argentina. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Buenos Aires, Tomo 1, p. 1-91.
- Urien, C.M., Zambrano, J.J., e Yrigoyen, M.R., 1995. Petroleum basins of southern South America: an overview. Phanerozoic correlation in Southern South America. In: Tankard, A.J., Suárez-Soruco, R. and Welsink, H.J. (Eds): *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Memoir 62: 63-77.
- Usman, A. y Meehan, N., 2016. Characteristics of Unconventional Oil and Gas Resources from: Unconventional Oil and Gas Resources Exploitation and Development. doi/10.1201/b20059-4.

- Valenzuela, M., Olea, G., Gutiérrez Pleimling, A. y Gavarrino, A., 2005. Evaluación del Precuyano en el bloque Barranca de los Loros, Provincia de Río Negro. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas digitales, Buenos Aires.
- Valenzuela, M.E., Cómeron, R., Masarik, M.C. y Vallejo, M.D., 2011. Yacimientos Chihuido de la Sierra Negra-Lomita-Lomita Norte y El Trapial. In H.A. Leanza, C. Arregui, E. Carbone, J.C. Danieli and J. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 677-687.
- Valko, P. y Economides M.J., 1995. *Hydraulic fracture mechanics*, vol. 318, Wiley Chichester.
- Varela, R.A y Hasbani, J., 2017. A Rock mechanics laboratory characterization of Vaca Muerta formation. *ARMA* 17-167.
- Varela, R.A., Marchal, D., Perez Mazas, A.M., Porras, J. Sattler, F., Cavazzoli, G. y Lagarrigue, E., 2016. Integrated Geomechanical Characterization for Vaca Muerta Fm.: Shale Oil Well Integration from Logs, Core, and Pressures for Fracture Optimization. *American Rock Mechanics Association, ARMA* 16-95.
- Vásquez, A., 2000. *Introducción a la Geomecánica Petrolera*. Capítulo 12. Información Geomecánica de datos de campo. Publicación digital.
- Vásquez, J. y Gorroño, R.A., 1980. Límite de la Faja Plegada de la República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, V. 35, Nº 4, p. 582-585.
- Veeken, C.A.M., Davies, D.R., Kenter, C.J. y Kooijman, A.P., 1991. Sand Production Prediction Review: Developing an Integrated Approach. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, Texas, USA.*, SPE 22792.
- Veiga, R.D. y Orchueta, I., 1988. Técnicas de perfilaje para identificar niveles generadores de hidrocarburos en la Formación Vaca Muerta. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época*, 13: 76-94.
- Veiga, R.D. y Vergani, G.D., 1995. Depósitos de nivel bajo: Nuevo enfoque sedimentológico y estratigráfico del Miembro Avilé en el norte de Neuquén, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas* 1: 65.
- Veiga, R.D., Spalletti, L.A. y Flint, S., 2002. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy on a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrío Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén basin, Argentina. *Sedimentology*, 49: 1001-1019.
- Vennari, V., 2016. Tithonian ammonoids (Cephalopoda, Ammonoidea) from the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, West-Central Argentina. *Paleontographica A* 306: 85-165.
- Vennari, V., Lescano, M., Naipauer, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Schaltegger, U., Armstrong, R., Pimentel, M. y Ramos, V., 2014. New constraints on the Jurassic-Cretaceous boundary in the High Andes using high-precision U-Pb data. *Gondwana Research*, 26: 374-385.
- Vennari, V., Lescano, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Fantin, M., Vallejo, D., Depine, G., Sagasti, F. y Ambrosio, A., 2017. Avances en la Bioestratigrafía de Alta Resolución de la Formación Vaca Muerta: Amonites y Nanofosiles Calcareos Integrando Datos de Subsuelo y de Afloramientos. *20º Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán*.
- Vergani, G., Tankard, J., Belotti, J. y Welsink, J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, A., Suárez, R. y Welsnik, H. (eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologist, *Memoir* 62: 383-402.

- Vernik, L., 1993. Microcrack-induced Versus Intrinsic Elastic Anisotropy in Mature HC-Source Shales. *Geophysics*, 58 (11): 1703-1706.
- Vernik, L., 1994. Hydrocarbon-Generation-Induced Microcracking of Source Rocks. *Geophysics*, 59 (4): 555-563.
- Vernik, L. y Liu, X., 1997. Velocity Anisotropy in Shales: A Petrophysical Study. *Geophysics*, 62 (2): 521-532.
- Vernik, L. y Nur, A., 1992. Ultrasonic Velocity and Anisotropy of hydrocarbon Source Rocks. *Geophysics*, 57 (5): 727-735.
- Villar, H.J., Barcat, C., Talukdar, S. y Dow, W., 1993. Facies generadora de hidrocarburos, correlación petrolero-ca madre y sistema petrolero en el área sudoriental del Engolfamiento Neuquino. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 382-394.
- Villar, G., Legarreta, L., Cruz, C., Laffite, G. y Vergani, G., 2006. Los Cinco Sistemas Petroleros Coexistentes en el Sector Sudeste de la Cuenca Neuquina: Definición Geoquímica y Comparación a lo Largo de una Transecta de 150 kms. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Cuarta época. 3.
- Voigt, W., 1928. *Lehrbuch der Kristallphysik*, reprint of the 1<sup>st</sup> Ed. Leipzig: Teubner.
- Walker, R.G. y Plint, A.G., 1992. Wave and storm dominated shallow marine systems. In R. G. Walker and N. P. James, (eds), *Facies models: Response to sea-level change*: Calgary, Alberta, Geological Association of Canada, p. 219–238.
- Wang, H.F., 2000. *Theory of linear poroelasticity with applications to geomechanics and hydrogeology*. Princeton, NJ, Princeton University Press.
- Wang, Z.Z., 2000. Dynamic versus Static Elastic Properties of Reservoir Rocks. In *Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks: Recent Developments*, (eds.) Z. Wang and A. Nur, Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists, p. 531-539.
- Wang, Z.Z., 2001. Fundamentals of seismic rock physics. *Geophysics*, Vol. 66, No. 2.
- Wang, Z.Z., 2002. Seismic anisotropy in sedimentary rocks, part 2: laboratory data. *Geophysics*, 67 (5): 1423-1440.
- Warpinski, N.R., Peterson, R.E., Branagan, P.T., Engler, B.P. y Wolhart, S.L., 1998. In situ Stress and Moduli: Comparison of Values derived from Multiple Techniques. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, New Orleans, Louisiana, SPE 49190.
- Warpinski, N.R., Mayerhofer, M.J., Vincent, M.C., Cipolla, C.L. y Lonon, E., 2009. Stimulating unconventional reservoirs: maximizing network growth while optimizing fracture conductivity. *Journal of Canadian Petroleum Technology*, 48 (10): 39-51.
- Warren, W.E. y Smith, C.W., 1985. In situ stress estimates from hydraulic fracturing and direct observation of crack orientation. *Journal of Geophysical Research*, 90: 6829–6839.
- Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Mem. Univ., Washington, Seattle*, Vol. 1, p. 469.
- Wehrli, L. y Burckhardt, C., 1898. Rapport préliminaire sur une expédition géologique dans la Cordillière Argentino-Chilienne, entre le 33° et 36° latitude sud. *Revista del Museo de La Plata*, 8: 373-388.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments: *Journal of Geology*, v. 30, p. 377-392.

- Willis, M. y Tutuncu, A., 2014. Integration of Core Drilling, Microseismic and Well Log Data for Geomechanical Property Determination and Monitoring in the Argentinian Vaca Muerta Shale Formation. Unconventional Resources Technology Conference, Denver, Colorado, USA., URTEC 1922481.
- Willis, M., Tutuncu, A. y Bratton, T., 2014. A Novel Approach to Upscaling Elastic Moduli in unconventional Reservoirs. 48th US Rock Mechanics / Geomechanics Symposium, Minneapolis, MN, USA., ARMA 14-7202.
- Willson, S.M., Last, N.C., Zoback, M.D. y Moos, D., 1999. Drilling in South America: a wellbore stability approach for complex geologic conditions. Latin America and Caribbean Petroleum Engineering Conference, Caracas, Venezuela, SPE 53940.
- Willson, S.M., Edwards, S.T., Crook, A., Bere, A., Moos D., Peska, P., 2007. Assuring stability in extended reach wells analyses, practice, and mitigations. SPE/IADC 105405.
- Windhausen, A., 1926. Las antiguas conexiones de la Patagonia. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Boletín 28: 213-250.
- Winkler, K.W., Sinha, B.K. y Plona, T.J., 1998. Effects of Borehole Stress Concentrations on Dipole Anisotropy Measurements. Geophysics, 63, N° 1, p. 11-17.
- Woodland, D.C., 1990. Borehole instability in the Western Canadian overthrust belt. SPE Drilling Engineers, 5: 23-33.
- Yassir, N. y Addis, M.A., 2002. Relationships between pore pressure and stress in different tectonic settings. In: Huffman, A.R., Bowers, G.L. (Eds.), Pressure Regimes in Sedimentary Basins and their Prediction, AAPG Memoir, p. 79–88.
- Yrigoyen, M., 1948. Estratigrafía y tectónica de los alrededores de Buta Ranquil, territorio de Neuquén. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional de La Plata.
- Yrigoyen, M., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 345-364.
- Yrigoyen, M., 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C. (Ed): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1: 651-694.
- Wang, Y., Li, C., Hu, Y. y Mao, T., 2017. Brazilian Test for Tensile Failure of Anisotropic Shale under Different Strain Rates at Quasi-static Loading. Energies, 10, 1324; doi:10.3390/en10091324.
- Zavala, C., y Freije, H., 2002. Cuñas clásticas jurásicas vinculadas a la Dorsal de Huíncul. Un ejemplo del área de Picún Leufú. Cuenca Neuquina, Argentina. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata, Actas CD, 14pp.
- Zamora Valcarce, G., 2007. Estructura y Cinemática de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina (PhD Thesis). Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, p. 303.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T.R., Del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En 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). Geological Society of America, Special Paper, 407: 125-145.
- Zamora Valcarce, G., Rapalini, A.E., y Spagnuolo, C.M., 2007. Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, faja plegada del Agrio, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62 (2): 299-307.

- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodriguez, F. y Bernardo, L.M., 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 192– 203.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T.R. y Ramos, V.A., 2011. La Faja Plegada y corrida del Agrio. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio: 367-374.
- Zapata, T. y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. y Howell, A. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Geological Society of London Special Publications, 252: 37-56.
- Zapata, T.R., Brissón, I. y Dzelalija, F., 1999. The role of basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. En McClay, K. (Ed.), 6th Conference, London, Thrust Tectonics: 122-124.
- Zeiss, A. y Leanza, H.A., 2008. Interesting new ammonites from the Upper Jurassic of Argentina and their correlation potential: new possibilities for global correlations at the base of the Upper Tithonian by ammonites, calpionellids and other fossil groups. *Newsletters on Stratigraphy*, 42: 223-247.
- Zeiss, A. y Leanza, H.A., 2010. Upper Jurassic (Tithonian) ammonites from the lithostratigraphic limestones of the Zapala region, Neuquén Basin, Argentina. *Beringeria*, 41: 25-76.
- Zeller, M., 2013. Facies, Geometries and Sequence Stratigraphy of the Mixed Carbonate - siliciclastic Quintuco – Vaca Muerta System in the Neuquen Basin, Argentina: An Integrated Approach. Tesis doctoral en la Universidad de Miami.
- Zhang, J. y Roegiers, J.C., 2005. Double porosity finite element method for borehole modeling. *Rock Mechanics Rock Engineering*, Vol. 38, No. 3: 217-242.
- Zhang, J., Bai, M. y Roegiers, J.C., 2003. Dual-porosity poroelastic analyses of wellbore stability. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40: 473-483.
- Zhang, J., Bai, M. y Roegiers, J.C., 2006. On drilling directions for optimizing horizontal well stability using a dual-porosity poroelastic approach. *Journal of Petroleum and Science Engineering*, 53: 61-76.
- Zhang, J., Lang, J. y Standifird, W., 2009. Stress, porosity, and failure dependent compressional and shear velocity ratio and its application to wellbore stability. *Journal of Petroleum and Science Engineering*, 69: 193-202.
- Zoback, M., 2007. *Reservoir Geomechanics*. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.
- Zoback, M. y Byerlee, J.D., 1975. The Effect of Cyclic Differential Stress on Dilatancy in Westerly Granite under Uniaxial and Triaxial Conditions. *Journal of Geophysical Research*, 80: 1526-1530.