

DEPARTAMENTO DE INVESTIGACIÓN Y DOCTORADO

ESTUDIO DE LA FISILIDAD EN LA FORMACIÓN VACA MUERTA EN SUPERFICIE Y SUBSUELO: IMPACTO EN LAS PROPIEDADES PETROFÍSICAS Y MECÁNICAS DEL RESERVORIO NO CONVENCIONAL.

AUTORA: MSc. Lucía Inés Martín

DIRECTORA: Dra. Silvia Patricia Barredo

CO-DIRECTOR: Dr. Denis Andre Marchal

TESIS PRESENTADA PARA OPTAR AL TÍTULO DE DOCTORA EN INGENIERÍA

Jurado

Dr. Daniel Yagupsky

Dr. Daniel Minisini

Dr. Martín Sánchez

CIUDAD AUTÓNOMA DE BUENOS AIRES

Agosto 2023

Lic. Lucía Inés Martín: ESTUDIO DE LA FISILIDAD EN LA FORMACIÓN VACA MUERTA EN SUPERFICIE Y SUBSUELO: IMPACTO EN LAS PROPIEDADES PETROFÍSICAS Y MECÁNICAS DEL RESERVORIO NO CONVENCIONAL. *Tesis presentada como requisito parcial para acceder al grado de DOCTORA EN INGENIERÍA del Instituto Tecnológico de Buenos Aires.*

Copyright © 2023 by Instituto Tecnológico de Buenos Aires

DEPARTAMENTO DE INVESTIGACIÓN Y DOCTORADO

OUTCROP AND SUBSURFACE FISSILITY STUDY IN VACA MUERTA FORMATION: IMPACTO ON PETROPHYSICS AND MECHANICAL PROPERTIES OF AN UNCONVENTIONAL RESERVOIR.

AUTHOR: MSc. Lucía Inés Martín

ADVISOR: Dra. Silvia Patricia Barredo

CO-ADVISOR: Dr. Denis Andre Marchal

A THESIS SUBMITTED AS A REQUIREMENT FOR THE DEGREE OF DOCTOR EN
INGENIERÍA

Jurado

PhD. Daniel Yagupsky

PhD. Daniel Minisini

PhD. Martín Sánchez

CIUDAD AUTÓNOMA DE BUENOS AIRES

August 2023

Lic. Lucía Inés Martín: OUTCROP AND SUBSURFACE FISSILITY STUDY IN VACA MUERTA FORMATION: IMPACTO ON PETROPHYSICS AND MECHANICAL PROPERTIES OF AN UNCONVENTIONAL RESERVOIR. *A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of DOCTOR EN INGENIERÍA of Instituto Tecnológico de Buenos Aires.*

Copyright © 2023 by Instituto Tecnológico de Buenos Aires

Agradecimientos

En primer lugar, quisiera agradecerle a mi familia, por su incondicional apoyo y su eterna confianza en mí. Gracias por el amor y por brindarme todas las herramientas y comodidades que estuvieron a su alcance. Particularmente, gracias a mi hermano Facundo, quien además estuvo siempre presente para ayudarme con representaciones gráficas o manejo de *softwares*. También quisiera agradecerles a mis amigos con los cuales elijo compartir mi vida, de quienes sigo aprendiendo y con quienes sigo creciendo.

Me siento absolutamente privilegiada por haber realizado este doctorado contando con el apoyo de Pampa Energía, tanto a través del financiamiento económico como del suministro de invaluable datos de subsuelo, imprescindibles para el desarrollo del presente estudio. A su vez, esta compañía me brindó la oportunidad de trabajar con profesionales de vasta experiencia y excelente calidad humana y me incluyó en numerosas capacitaciones contribuyendo en mi formación profesional. Quiero destacar el apoyo, paciencia y rigurosidad de mi codirector Denis Marchal, de quien me llevo su mirada crítica a la hora de interpretar los datos, intentando siempre cuantificarlos y presentarlos de manera clara y, a su vez, una inducción al mundo de la música punk. Extiendo mi agradecimiento a Claudio Naidés por enseñarme y guiarme en las interpretaciones de los perfiles de pozo y a Walter Romera por su constante apoyo y velar por mis necesidades.

Este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo del Instituto Tecnológico de Buenos Aires (ITBA), en donde tuve el agrado de conocer y trabajar con mi directora Silvia Barredo, siempre atenta a mis necesidades y disponible sin importar la hora ni el día. Gracias Silvia por la confianza desde el minuto cero y por haberme dado la oportunidad de dictar junto a vos las clases de posgrado, las cuales disfruto dar hasta la fecha. Asimismo, tuve el gusto de trabajar como docente con Luis Stinco de quien aprendí no sólo en su materia en el ITBA, sino también en la Universidad de Buenos Aires (UBA), en donde fue mi profesor. Asimismo, quisiera agradecer a esta última institución, de la cual no sólo soy graduada en la Licenciatura de Ciencias Geológicas, sino que a su vez me proporcionó los cursos de posgrado necesarios para la realización de esta tesis.

Distintos estudios fueron realizados en los laboratorios de LCV S.R.L. en donde Silvia Blanco colaboró en los primeros estadios de la tesis, aportando su visión sobre las metodologías que fuimos desarrollando. A su vez, tanto Silvia Blanco como Patricia Lía Ferraresi fueron fundamentales guías en la descripción de los cortes petrográficos. Gracias a Héctor Villar por permitir realizar los estudios de geoquímica orgánica en Geolab Sur S.A. Por último, quisiera agradecer a Graciela Rial por la preparación de ciertas muestras para la realización de los cortes petrográficos.

Quisiera agradecer a los jurados de la tesis (Daniel Yaguspski, Daniel Minisini y Martín Sánchez) así como a los correctores de las publicaciones realizadas a lo largo de este doctorado por su tiempo y ayuda para mejorar a este trabajo.

Finalmente, quisiera reconocer a Teresa de Barrio (Pampa Energía), Gabriel Asencio y Leonardo Morales (Universidad Nacional del Comahue) por su ayuda durante las campañas de campo y a Claudia Carro (Pampa Energía), mejor conocida como mi hada madrina, por su cálida y atenta gestión ante cualquier necesidad.

Resumen

La fisilidad es la capacidad de ciertas rocas de grano fino de partirse a lo largo de superficies suaves paralelas a la estratificación. Es una propiedad estructural que se expresa en afloramiento gracias a los procesos de meteorización que promueven la ruptura de la roca aprovechando planos de debilidad preexistentes. El grado de fisilidad de una roca influye en características petrofísicas como la porosidad y la permeabilidad, así como en propiedades geomecánicas, como su resistencia y anisotropía. En consecuencia, esta propiedad puede influir en la eficiencia del fracturamiento hidráulico de un *play* no convencional tipo *shale* como la Formación Vaca Muerta.

Si bien los estudios de la fisilidad se remontan hacia fines del siglo XIX, los mecanismos que controlan su desarrollo siguen siendo motivo de debate. La mayoría de los autores sostiene que la fisilidad es consecuencia de la abundancia de minerales arcillosos y su orientación paralela a la estratificación. Otros estudios desestiman la importancia de la fábrica horizontal y proponen a la existencia de una fina laminación como el factor de primer orden en el desarrollo de la fisilidad.

En el presente estudio se identificaron los principales controles en el desarrollo de la fisilidad a escalas macro- a microscópica en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. Para ello se integraron datos provenientes de afloramientos (en donde esta propiedad tiene su máxima expresión) con datos de subsuelo (en donde se explota esta Formación como un reservorio no convencional). En ambos casos, se estimó el grado de fisilidad de las rocas desarrollando metodologías semicuantitativas y no destructivas. Para la caracterización de la fisilidad en afloramiento se generó una curva de densidad de planos de fisilidad a partir del conteo de dichos planos en 5 centímetros en dirección perpendicular a los mismos. En el caso de las rocas de subsuelo, se generó el denominado índice DAD (*Drying Alcohol Discontinuities*) compuesto por cuatro clases de distinto grado de fisilidad.

Las rocas con diferente grado de fisilidad fueron estudiadas en términos de su composición y fábrica a través de secciones petrográficas, Difracción y Fluorescencia de Rayos X y estudios de geoquímica orgánica junto con datos provenientes de perfiles de pozo e imágenes de pozo. A su vez, se incluyeron estudios petrofísicos y ensayos geomecánicos de laboratorio a fin de analizar el impacto de la fisilidad en su calidad como roca reservorio y en el comportamiento mecánico de la roca. Por último, se desarrolló un modelo capaz de predecir el índice DAD utilizando perfiles e imágenes de pozo a partir de la clasificación supervisada. El algoritmo utilizado fue el *Multi-Resolution Graph-based Clustering* (MRGC) en un flujo

iterativo testeando múltiples combinaciones de curvas a fin de encontrar aquellas que permitieran discriminar las distintas clases de fisilidad con mayor eficiencia. Como resultado, se obtuvo un modelo utilizando perfiles representativos de la composición (*Gamma Ray* y factor fotoeléctrico), de la textura de la roca (resistividad somera) y de la respuesta mecánica de la roca (perfil sónico). Posteriormente, se construyó un segundo modelo incorporando la información de la imagen microresistiva permitiendo una mejora sustancial en la predicción particularmente de los intervalos de alta a muy alta fisilidad. De esta manera, se demuestra la importancia de utilizar información con una resolución vertical comparable con la variabilidad vertical de la propiedad modelada.

Los principales controles del grado de fisilidad de una roca están estrechamente vinculados con condiciones depositacionales tales como la composición del sedimento, el contenido de carbono orgánico total (COT) y mecanismo de depositación, dando lugar a una fisilidad primaria. A su vez, el desarrollo de la fisilidad puede estar condicionada por la historia de soterramiento, por procesos tales como la compactación mecánica o el crecimiento de minerales secundarios, resultando en una fisilidad secundaria. En consecuencia, es posible analizar y, en última instancia, predecir esta propiedad desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial, tanto a escala de las parasecuencias como en distintos órdenes de ciclos transgresivo-regresivos. Las rocas presentan una máxima fisilidad hacia la base de las parasecuencias y cerca de las superficies de máxima inundación, mientras que los términos de menor o nula fisilidad se encuentran hacia el tope de las parasecuencias y hacia el fin de los hemisiclos regresivos.

Las rocas altamente físilas se caracterizan por su mayor contenido de materia orgánica y material silicoclástico, moderada a alta densidad de laminación y bajos tenores de carbonatos. En contraste, las rocas de baja fisilidad a masivas poseen altos valores de carbonatos, bajos contenidos de materia orgánica y material silicoclástico, y en ocasiones pueden presentar una intensidad de bioturbación muy elevada. La fisilidad muestra una correlación positiva con la porosidad y permeabilidad, mientras que su relación con la densidad es inversa. Los ensayos de laboratorio geomecánicos muestran que, a mayor fisilidad la roca se vuelve más anisotrópica y dúctil y menos rígida, poniendo en evidencia la importancia de tener esta propiedad en cuenta a la hora de estimularla hidráulicamente.

Abstract

The fissility is the ability of certain fine-grained rocks to split along soft surfaces parallel to the bedding. This structural property is revealed by weathering processes through the parting along weakness planes. The fissility degree impacts both in petrophysical properties such as porosity and permeability and in the geomechanical behavior of the rock (e.g., anisotropy and stiffness). Therefore, this property can influence the hydraulic stimulation efficiency of an unconventional shale play as Vaca Muerta Formation.

Although fissility has been studied since late 19th century, the mechanisms that control its development are still in debate. Most authors relate fissility with the arrangement of clay minerals parallel to the bedding. Other studies have suggested that rock fabric influence is overestimated and proposed that fissility depends mainly on the existence a fine lamination.

The present work identifies the main controls on fissility development at macro- and micro-scale in the Vaca Muerta Formation, Neuquén basin, Argentina. The data set includes both outcrop information (where fissility expression is conspicuous) and subsurface information (where the rock is exploited as an unconventional reservoir). Fissility degree was estimated by developing semi-quantitative and non-destructive techniques. Fissility in outcrops was estimated by counting the fissility planes each 5 centimeters in the direction perpendicular to the bedding. In cored rocks, fissility was assessed by using an index denominated DAD (Drying Alcohol Discontinuities), developed in the present work, made up of four classes of different fissility degree.

Rocks of different fissility intensity were characterized in terms of their composition and fabric by means of petrographic sections, X Ray Diffraction and Fluorescence and organic geochemistry laboratory tests, integrated with well log data and microresistivity images. In addition, petrophysical and geomechanic laboratory tests allowed the evaluation of the influence of the fissility in the rock quality as unconventional reservoir and its mechanical behavior. Lastly, the fissility degree of the cored rocks were related to the log response by means of clustering analysis in order to generate a model to predict this property in subsurface rocks using the Multi-Resolution Graph-based Clustering (MRGC) algorithm. The iterative workflow applied tested different log combinations to discriminate between different fissility degree intervals. The first model included logs representing the rock composition (Gamma Ray and photoelectric factor), rock texture (shallow resistivity) and the mechanical response of the rock (sonic log). Subsequently, a second model that incorporated the microresistivity image improved substantially the accuracy of the prediction, especially of the high fissility intervals, highlighting the relevance of using input data with a vertical resolution comparable to the modeled property.

The main controls of fissility development can be strongly related to the depositional environment such as the sediment composition, the organic matter enrichment and the depositional mechanisms, giving rise to a primary fissility. Moreover, fissility can be promoted by post-depositional processes such as mechanical compaction or secondary mineral growth, resulting in a secondary fissility. Therefore, it is possible to understand and, ultimately, to predict this property from a sequential stratigraphy point of view, both at a parasequential scale and at different orders of transgressive-regressive cycles. The rocks display the maximum fissility degrees at the parasequences bottom and near the maximum flooding surface. In the contrary, low fissile to massive intervals are observed at the parasequences top and towards the end of the regressive hemicycles.

High fissile rocks are organic matter rich, display high siliciclastic content, moderate to high lamination density and low carbonate content. In contrast, low fissile to massive rocks are organic matter poor, show low siliciclastic and high carbonate content and in some cases, are intensively bioturbated. Fissility displays a positive correlation with porosity and permeability and an inverse relationship with the rock density. Geomechanical laboratory tests indicate that the more fissile the rock, the lower its stiffness and higher its anisotropy and ductility, emphasizing the relevance of understanding this property when hydraulic stimulating this reservoir.

Contenido

Índice de figuras	XIV
Índice de tablas	XXXI
Símbolos y abreviaturas	XXXII
Letras	XXXII
Letras griegas.....	XXXII
Abreviaturas.....	XXXII
Capítulo 1. Introducción.....	1
Capítulo 2. Metodología.....	7
2.1. Estudios de superficie	7
2.2. Información de subsuelo	10
2.2.1. Coronas.....	10
2.2.2. Perfiles e imágenes de pozo	12
2.3. Estudios de laboratorio	12
2.3.1 Secciones petrográficas	13
2.3.2. Fotomosaicos.....	13
2.3.3. Calcimetría	14
2.3.4. Geoquímica orgánica.....	14
2.3.5. Difracción de Rayos X (DRX)	14
2.3.6. Florescencia de Rayos X (FRX).....	14
2.3.7. Estudios petrofísicos	15
2.3.8. Ensayos geomecánicos	15
Capítulo 3. Marco geológico regional	16
3.1 Cuenca Neuquina	16
3.1.1. Antecedentes.....	16
3.1.2. Provincias geológicas y regiones morfoestructurales.....	16
3.1.3. Evolución tectónica de la Cuenca Neuquina	17
3.1.4. Reseña estratigráfica de la Cuenca Neuquina.....	20
3.2. Formación Vaca Muerta	23

3.2.1. Antecedentes	23
3.2.2. Relaciones estratigráficas y distribución geográfica	24
3.2.3. Edad	26
3.2.4. Correlaciones, litología y ambiente sedimentario	26
3.2.5. Marco estratigráfico secuencial	32
3.2.6. Elementos geomorfológicos	36
3.2.7. Modelo de sedimentación	37
3.2.8. Características como reservorio no convencional	38
 Capítulo 4. Rocas de grano fino	 47
4.1. Terminología y clasificaciones	48
4.1.1. Clasificaciones de rocas de grano fino	48
4.1.2. Ambigüedades en la terminología	51
4.1.3. La Formación Vaca Muerta	53
4.2. Transporte, depositación y erosión de fango	55
4.2.1. Floculación: definición, composición y estructura	56
4.2.2. Factores que controlan la floculación	59
- Naturaleza del sedimento	59
- Materia orgánica	60
- Turbidez y esfuerzo de cizalla	60
- Salinidad	60
- PH	61
4.3. Diagénesis	63
4.3.1. Diagénesis somera	64
4.3.2. Diagénesis profunda	70
4.3.4. Fracturas paralelas a la estratificación	72
4.4. Exhumación y meteorización	73
4.5. Fisilidad	75
4.5.1 Fisilidad primaria	78
4.5.2. Fisilidad secundaria	80
4.6. Propiedades petrofísicas y geomecánicas	82
4.6.1. Propiedades petrofísicas	83
- Porosidad	84
- Permeabilidad	87
4.6.2. Propiedades elásticas y mecánicas de las pelitas	88
- Rigidez	88
- Resistencia	89
- Fragilidad-ductilidad	90
 Capítulo 5. Estudios de afloramiento	 92
5.1. Cerro Mulichinco	92
5.1.1. Perfil de detalle	98
5.2. Puerta Curaco	102
5.2.1. Ubicación y características principales	102
5.2.2. Descripción de los perfiles	108
5.2.3. Estudio de la fisilidad	115

5.2.4. Integración con estudios previos.....	122
5.3. Clasificación de rocas de grano fino según fisilidad.....	130
5.4. Observaciones en cortes delgados.....	132
5.4.1. Litología.....	132
5.4.2. Laminación.....	137
5.4.3. Contenido de materia orgánica.....	138
5.4.4. Diagénesis.....	140
5.5. Fluorescencia de Rayos X.....	142
5.6. Resumen.....	149
Capítulo 6. Estudios de subsuelo.....	151
6.1. Ubicación del set de datos.....	151
6.2. Fisilidad y discontinuidades.....	153
6.2.1. Índice DAD.....	154
6.2.2. Discontinuidades en la Formación Vaca Muerta.....	158
6.3. Composición y fábrica de la roca.....	162
6.3.1. Litofacies.....	162
6.3.2. Mineralogía.....	170
6.3.3. Contenido de materia orgánica.....	175
6.3.4. Laminación.....	176
6.3.5. Bioturbación.....	179
6.3.6. Petrofísica.....	182
6.4. Geomecánica.....	183
6.5. Estratigrafía secuencial.....	188
6.6. Clasificación supervisada: relación entre coronas y perfiles.....	192
6.7. Resumen.....	197
Capítulo 7. Discusión.....	199
7.1. Heterogeneidad en el set de datos.....	199
7.2. Estimación de la fisilidad.....	199
7.3. Evolución de los planos de discontinuidad potenciales (PDE).....	200
7.4. Controles de la fisilidad.....	203
7.4.1. Fisilidad primaria.....	204
7.4.2. Fisilidad secundaria.....	209
7.5. Propiedades petrofísicas y geomecánicas.....	212
7.6. Estratigrafía secuencial y variación lateral de la fisilidad.....	215
7.7. Fisilidad en afloramiento y en subsuelo.....	219
7.8. Predicción de la fisilidad a partir de perfiles de pozo.....	220
Capítulo 8. Conclusiones.....	223
8.1. Controles en la fisilidad.....	223

8.2. Impacto en las propiedades de la roca	224
8.3. Predicción de la fisilidad	224
8.3.1. Estratigrafía secuencial	225
8.3.2. Perfiles de pozo – modelos predictivos	225
8.4. Recomendaciones	225
Bibliografía.....	227

Apéndice A: perfiles Puerta Curaco

Apéndice B: Corona 1

Apéndice C: Corona 2

Apéndice D: Coronas 3A y 3B

Apéndice E: cortes petrográficos

Índice de figuras

Figura. 1.1. Afloramientos de rocas de grano fino correspondientes a la Formación Vaca Muerta mostrando distintos grados de fisilidad, desde una roca con muy alto grado (imagen superior) hasta el término masivo (imagen inferior).	2
Figura. 1.2. Sistema Vaca Muerta-Quintuco en la zona central de la Cuenca Neuquina. A. Perfil tipo general de todo el sistema, mostrando los dos intervalos considerados como targets no convencionales: Sección Enriquecida Superior (SES) y la Sección Enriquecida Inferior (SEI) en conjunto con las unidades (U1-6) definidas por Desjardins et al. (2016) limitadas por las superficies provenientes del marco estratigráfico definido en la transecta regional (T1-5, B2, González et al., 2016). B. Detalle de la Sección Enriquecida Inferior mostrando la relación entre las unidades U1-3 y las secuencias de alta frecuencia establecidas en la Memoria 121 (S-01-06, Minisini et al., 20220a).....	4
Figura. 1.3. Heterogeneidades e interfaces encontradas en la Formación Vaca Muerta divididas según su escala entre primer y segundo orden. Modificada de Martín et al. (2022a).....	5
Figura. 2.1. Datos de afloramiento. A. Mapa general de la Cuenca Neuquina, mostrando la ubicación de las dos áreas de estudio donde aflora la Formación Vaca Muerta (CM: Cerro Mulichinco; PC: Puerta Curaco) y los pozos (estrellas negras) a partir de los cuales fueron extraídas las coronas analizadas. B. Mapa del área del Cerro Mulichinco, mostrando la ubicación de los perfiles generales (líneas rojas, Petrobras-GCS, 2015) usadas de base para el estudio de detalle (estrella negra) en el presente trabajo. C. Mapa del área de Puerta Curaco mostrando la ubicación de los tres perfiles de detalle (líneas rojas: Q1-Q2-Q3) relevados en la presente contribución.	8
Figura. 2.2. Clasificación visual de rocas de grano fino según su fisilidad propuesta por O'Brien (1970).....	8
Figura. 2.3. Detalle de la toma de datos de planos de fisilidad en 5 cm. Cuando la densidad de planos presentaba un amplio rango de variación, se midió en diferentes zonas para establecer el rango. A. 50-60 planos de fisilidad en 5 centímetros. B. 30-40 planos de fisilidad en 5 centímetros. C. Medición de la fisilidad en afloramientos de calidad baja al reparo de arbustos en donde se preserva la roca y su fisilidad.	10
Figura 3.1. Cuencas y regiones morfoestructurales. A. Cuencas mesozoicas desarrolladas a lo largo del margen occidental del Gondwana durante el Jurásico y Cretácico. Entre ellas se encuentra la Cuenca Neuquina, con su sector aconcagüino en el norte y el Engolfamiento Neuquino en el sur. Modificado de Aguirre Urreta (2013). B. Zonas estructurales de la cuenca: la región del oeste y la zona de transición se encuentran fuertemente afectadas por la deformación andina y se separan de la zona del Engolfamiento por una zona de transición, al este de la cual las rocas se encuentran sensiblemente menos deformadas. C. Regiones morfoestructurales dentro de la Cuenca Neuquina. Modificado de Urien y Zambrano (1994) y Ramos et al. (2011).....	17
Figura 3.2. Cuadro estratigráfico de la Cuenca Neuquina con las principales unidades, el tipo de sedimentación, las discordancias y las fases tectónicas de la cuenca: A. Etapa de rift; B. Etapa de	

- sag; C. Etapa de cuenca de antepaís. AG = Faja Plegada y Corrida del Agrio; CH = Dorso de Chihuidos; EL = Sistema de Fallas de Entre Lomas; HU = Dorsal de Huincul. Modificado de Mosquera y Ramos (2005); Howell et al. (2005); Leanza (2009); Arregui et al. (2011a); Gangui y Grausem, (2014) y Marchal et al. (2020).....19
- Figura 3.3. Relaciones litoestratigráficas y geometría en la Mesosecuencia Mendoza Inferior a lo largo de diferentes sectores de la cuenca. A. Sección esquemática E-O del sistema Vaca Muerta-Quintuco que muestra la geometría divergente de las secuencias. Modificado de Legarreta y Gulisano (1989) y Kietzmann et al. (2014b). B. Sección esquemática SE-NO mostrando la geometría progradacional sigmoidal del sistema Vaca Muerta-Quintuco. Modificado de Mitchum y Uliana (1985) y Kietzmann et al. (2014b). C. Esquema estratigráfico S-N horizontalizado a la discordancia Huncálica desde la subcuenca de Picún Leufú hasta la zona depocentral del Engolfamiento Neuquino. Modificado de Gulisano et al. (1984a), Leanza et al. (2011) y Kietzmann et al. (2014b).....25
- Figura 3.4. El ascenso brusco del nivel del mar desencadenó una inundación catastrófica de una cuenca satélite situada aproximadamente 300 m por debajo del nivel del mar. Modificada de Mutti et al. (1994).....27
- Figura 3.5. Distribución de facies y ambiente sedimentario en la Mesosecuencia Mendoza Inferior. A. Distribución de facies en el Titoniano temprano. B. Distribución de facies en el Tithoniano tardío a Berriasiano temprano. C. Distribución de facies en el Berriasiano temprano al Valanginiano temprano. Modificado de Aguirre Urreta (2001), Leanza et al. (2011) y Legarreta y Villar (2015).28
- Figura 3.7. Concreciones en la Formación Vaca Muerta. A. Vista hacia el sur en el arroyo Mulichinco de la base de la Formación Vaca Muerta, mostrando niveles de concreciones de carbonato de calcio elongadas según la estratificación en la zona del Cerro Mulichinco (persona de referencia en circunferencia roja). B. Visualización de concreción de carbonato de calcio en imagen microresistiva (primer track), mostrando cómo afecta la actitud de las capas circundantes (segundo track) y disminuye la densidad de la laminación (tercer track). Hacia la derecha, se observa la imagen de la tomografía de la corona, desplegada en 360°.....29
- Figura 3.8. Afloramiento en el área del Cerro Mulichinco. A. Foto panorámica mostrando el aspecto general de la Formación Vaca Muerta en afloramiento. B. Detalle de la roca mostrando fracturas de tipo BPF (Bed Parallel Fracture) y niveles de tobas, las cuales se encuentran desplazadas por una falla. De escala se muestra un teléfono móvil. C. Interpretación de B.30
- Figura 3.9. Equivalencias entre esquemas estratigráficos para el sistema Vaca Muerta-Quintuco (basado en Gulisano et al., 1984b; Mitchum y Uliana, 1985; Leanza et al., 2011; Kietzmann et al., 2014b, 2016a; Legarreta y Villar, 2015; González et al., 2016).....33
- Figura 3.10. A. Sección sísmica regional del sistema Vaca Muerta-Quintuco (Sattler et al., 2016). A'. Interpretación de los segmentos de las clinoformas (bottomset, foreset, y topset) (Desjardins et al., 2016). B. Horizontes regionales que definen la posición relativa del borde de plataforma durante el intervalo Tithoniano temprano-Valanginiano temprano (Domínguez et al., 2017). El sistema muestra un sentido de progradación hacia el noroeste.34
- Figura 3.11. Geometría de los depósitos, elementos geomorfológicos y procesos de sedimentación del sistema o Vaca Muerta-Quintuco mostrando los procesos que rigen la distribución del material fino en los bottomsets. Modificado de Reijenstein et al. (2020) y Minisini et al. (2020b).36
- Figura 3.12. Variaciones en la sedimentación en sistemas mixtos (silícico-carbonático) en función del nivel del mar. A. Modelo clásico de sedimentación recíproca observado en la Permian Basin (Wilson, 1967) en el cual, durante los períodos de mar alto, la fábrica carbonática está activa y

exporta material carbonático hacia el centro de cuenca, diluyendo la concentración de materia orgánica. Durante los períodos de mar bajo, la plataforma queda expuesta, inhibiendo la fábrica carbonática y promoviendo la llegada de material silicoclástico hacia el centro de cuenca, donde se generan las condiciones óptimas para la concentración y preservación de la materia orgánica. B. Variación de la sedimentación en el sistema Vaca Muerta-Quintuco. En dicho sistema, los períodos de mar alto se caracterizan por una predominancia de transporte de material silicoclástico hacia el centro de cuenca debida al ahogo de la fábrica carbonática, en donde se generan las condiciones óptimas para la acumulación y preservación de materia orgánica. Por el contrario, durante los períodos de mar bajo el nivel del mar se mantiene por encima de la plataforma sobre la cual se desarrollan build-ups carbonáticos y la sedimentación se vuelve predominantemente carbonática, hecho que puede ser acentuado si existe una zona de upwelling. Modificado de Goldhammer (2003) y Reinjeinstein et al. (2020).	38
Figura 3.13. Mapa estructural de la base de la Formación Vaca Muerta y la ubicación de los afloramientos. SR = Sierra de Reyes; PC = Puerta Curaco; RH = Rahueco; CM = Cerro Mulichinco; CS = Cordón del Salado; VM = Sierra de la Vaca Muerta; PL = Picún Leufú. Modificado de Marchal et al. (2020).....	39
Figura 3.14. Principales parámetros prospectivos de la Formación Vaca Muerta. Tomado de Brisson et al. (2020).....	42
Figura 3.15. Diagramas ternarios carbonato-sílice-arcillas en cada una de las unidades sísmicas definidas por Sattler et al. (2016) y relación sílice-carbonato en diferentes segmentos de las clinofomas del sistema Vaca Muerta – Quintuco (tomado de Marchal et al., 2016).....	44
Figura 3.16. Variación vertical de la porosidad dentro de la Formación Vaca Muerta. De izquierda a derecha: Track 1: Gamma Ray; Track 2: Uranio; Track 3: COT = Carbono Orgánico Total; Track 4: Cuantificación de la materia orgánica a partir de microscopía electrónica (SEM, Secondary Electron Microscopy); Track 5: Tipo de poro a partir de SEM: en negro, el porcentaje asociado a la materia orgánica; en celeste, el porcentaje asociado a la matriz inorgánica; Track 6: cuantificación del diámetro promedio de los poros orgánicos a partir de SEM; y Track 7: cuantificación del diámetro promedio de los poros inorgánicos a partir de SEM. Tomado de Ortiz et al., 2020, quienes lo modificaron de Crousse et al. (2018).....	44
Figura 4.1. Escala granulométrica de clastos y rocas sedimentarias (Wentworth, 1922).	47
Figura 4.2. Clasificación de rocas de grano fino utilizada en el presente trabajo. A. Según su tamaño de grano. B. Según su composición. C. Según sus estructuras sedimentarias. Tomado de Lazar et al. (2015a).	50
Figura 4.3. Clasificaciones complementarias utilizadas para la Formación Vaca Muerta. A. Clasificación de rocas carbonáticas (Dunham, 1962; Embry y Klovan, 1971; Wright, 1992). B. Clasificación composicional de Fischer (1961) para rocas piroclásticas finas. C. Clasificación granulométrica de Schmid (1981) para rocas piroclásticas.....	53
Figura 4.4. Clasificación de rocas de grano fino según su composición química. Modificado de Passey et al. (2010).	55
Figura 4.5. Proceso de floculación. A. Agrupamiento y dispersión de partículas. Modificado de Wang y Adutta (2013) y Yin (2013).	56
Figura 4.6. Formación jerárquica de flóculos mostrando su variación en la distribución de tamaño de grano. Modificado de Yin (2013).	57
Figura 4.7. Tomografía 3D de un flóculo mostrando sus diferentes componentes orgánicos e inorgánicos. Modificado de Wheatland et al. (2020).	58

Figura 4.8. Esquema de la estructura jerárquica de los flóculos, mostrando la disposición de la matriz y la distribución de tamaños de poros. Modificado de Li y Logan (1997) y Ho et al. (2022).	59
Figura 4.9. Interacción entre partículas en un medio acuoso dependiendo de la salinidad. A. Baja salinidad. B. Alta salinidad. Modificado de Suopajarvi (2015) y Ajao et al. (2018). En condiciones de baja salinidad los iones de carga contraria a la partícula cargada que forman la doble capa eléctrica se extienden a una distancia considerable, generando que las partículas se repelan entre sí en grandes distancias. En contraste, en concentraciones electrolíticas altas la doble capa eléctrica es mucho más compacta, permitiendo que las partículas se aproximen a una distancia relativamente corta antes de sentir repulsión.....	61
Figura 4.11. Factores que controlan la floculación del sedimento fino. La floculación se verá promovida por condiciones de alta carga sedimentaria, bajo potencial eléctrico de los filosilicatos, alta salinidad y contenido de materia orgánica y condiciones intermedias de turbulencia. Lmean: promedio del tamaño del flóculo; G: esfuerzo de cizalla. Modificado de Mietta et al. (2009)......	63
Figura 4.12. Esquema de los cambios mineralógicos, (modificado de Chermak y Rimstidt, 1990), en la materia orgánica (Hunt, 1996; Tissot y Welte, 1978), y en la porosidad (Baldwin y Butler, 1985) que ocurren durante la diagénesis somera y profunda en una pelita idealizada. Modificado de Rimstidt et al. (2017)......	64
Figura 4.13. Cambio en la fábrica mineral con la profundidad y progresivo aumento de la carga vertical. La estructura abierta (card-house) heredada de los flóculos a partir de los cuales se deposita el sedimento fino colapsa para dar lugar a una fábrica paralela/subparalela a la estratificación. Modificado de O'Brien y Slatt (1990). Foto A: SEM de un flóculo de ilita depositado en una proveta de sedimentación, secado y congelado. Foto B: SEM de un sedimento argiloso pleistoceno del Great Salt Lake, Utah. Foto C: SEM de de una muestra del Jet Rock Shale (Jurásico), Ravenscar, Yorkshire, Inglaterra. Escalas = 1 milímetro.	66
Figura 4.14. A. Secuencia de reacciones de reducción en función de la profundidad durante la diagénesis somera. Modificado de Langmuir (1997). B. Concreciones generadas durante la diagénesis somera, las cuales tienden a reflejar las condiciones redox de las aguas. Modificado de Clark y Moiser (1989) y Potter et al. (2005).	67
Figura 4.15. Concreciones carbonáticas dentro de la Formación Vaca Muerta. A. Niveles de concreciones en el Cerro Mulichinco. B. Concreción observada en una corona, mostrando su aspecto en la imagen microresistiva (track 2), cómo se deforma la laminación en las láminas superiores e inferiores (track 3), la mayor inclinación de la laminación en sus inmediaciones (track 4) y su aspecto en la tomografía de la corona desplegada en 360° (track 5). Grado de certeza de los símbolos de inclinación: negro = alta; blanco = baja).	68
Figura 4.16. Sombra de presión adyacentes a las concreciones. A-B. Esquema de desarrollo de la zona de presión, mostrando la diferencia entre el espesor original, conservado dentro de la concreción (lo) y el espesor final fuera de la sombra de presión (lf). Modificado de Lash y Blood (2004). C. Ejemplo de afloramiento correspondiente a una concreción de la Formación Vaca Muerta en el Cerro Mulichinco. D. Interpretación.	70
Figura 4.17. Cambios en las propiedades de las pelitas asociados a procesos diagenéticos profundos. Densidad en función de la profundidad, mostrando una zona de reversión de la curva de densidad atribuida a la illitización de la esmectita. Modificado de Kim et al. (2001) y Potter et al. (2005)......	71
Figura 4.18. BPF en la Formación Vaca Muerta, en el área del Cerro Mulichinco. A. Foto. B. Interpretación.	72

Figura 4.19. Influencia de la fábrica de la roca en la forma de sus fragmentos al ser sometidos a meteorización. Modificado de Cripps y Czerewko (2017). Las fotos corresponden a afloramientos de la Formación Vaca Muerta del Cerro Mulichinco (blocky) y de Puerta Curaco (flacky y platy).	75
Figura 4.20. Posibles configuraciones de planos de fisilidad en rocas de grano fino. A. Planos de fisilidad desarrollados en zonas de fábrica paralela a la estratificación. B. Planos de fisilidad ubicados en la interface generada por niveles de fábrica paralela y niveles ricos en materia orgánica. C. Planos de fisilidad desarrollados en interfaces generadas entre niveles de fábrica paralela y fábrica aleatoria. D. Planos de fisilidad localizados en las interfaces entre zonas de fábrica aleatoria y niveles de materia orgánica. A, B y D fueron adaptados de Gipson (1965); C fue incorporado por Martín et al. (2023a).	77
Figura 4.21. Esquema comparativo de la fábrica de minerales laminares con diferente concentración de clastos equidimensionales tamaño limo. A. Muestra con alto contenido de minerales equidimensionales. B. Baja proporción de minerales equidimensionales. Tomada de Day-Stirrat et al. (2010).	79
Figura 4.22. Relación entre bioturbación, frente redox, composición y estructura de las pelitas. A. Cuando el frente redox se encuentra por encima de la interfaz agua-sedimento, la roca resultante es una pelita negra, con marcada laminación y alto contenido de materia orgánica. B. En fondos en donde el frente redox se encuentra por debajo de la interface agua-sedimento, la roca resulta ser masiva, de color claro, con una intensa bioturbación y ausencia o escasez de materia orgánica. Modificado de Potter et al. (2005).	81
Figura 4.23. Modelo VTI de las pelitas generado por la fábrica mineral y la presencia de microfracturas horizontales. Se muestra la nomenclatura utilizada para las mediciones de módulos estáticos (E, módulo de Young; ν , relación de Poisson) y de velocidad con respecto a la estratificación. Modificado de Johnston y Christensen (1995).	83
Figura 4.24. Escalas de anisotropía según la observación en la Formación Vaca Muerta. A. Fábrica paralela de las arcillas observada por microscopía electrónica. B. Laminación observada en sección petrográfica: p= pelita; tu = tufita; to = toba. C. Estratificación de bancos en afloramiento.	83
Figura 4.25. Modelo conceptual del sistema matriz-porosidad. Modificado de Passey et al. (2010). CBW = Clay Bound Water.	84
Figura 4.26. Comparación entre el tamaño de las gargantas porales de arena y de pelitas. Modificado de Euzen (2011).	85
Figura 4.27. Clasificación de poros en pelitas. Modificado de Loucks et al. (2012).	86
Figura 4.28. Influencia de la mineralogía en la porosidad de las rocas de grano fino (Bustin, 2010; Zoback y Kohli, 2019).	86
Figura 4.29. Efectos de los procesos diagenéticos en la porosidad con respecto a la temperatura y profundidad de las pelitas. Tomado de Loucks et al. (2012).	87
Figura 4.31. Variación de la rigidez en función de la orientación de la estratificación. Modificado de Zoback (2007).	90
Figura 4.32. Respuesta mecánica (deformación) de materiales frágiles y dúctiles en función del esfuerzo. La deformación que sufre un material frágil antes de llegar a la ruptura es mucho mayor a la que sufren los materiales frágiles. La energía (área bajo la curva) necesaria para fracturar un material dúctil es mucho mayor que en el caso de los materiales frágiles. Un material frágil acumula energía al deformarse que libera en gran parte rápidamente en la ruptura. Por el contrario, un material dúctil tiene una capacidad limitada de almacenar energía asociada a la	

- deformación, la cual libera gradualmente a través de la deformación plástica. Modificado de Hernández-Urbe et al. (2017).91
- Figura 5.1. Ubicación del área de estudio. A. Mapa geológico del área del Cerro Mulichinco, mostrando la ubicación del arroyo homónimo, donde se relevó el perfil de detalle (estrella negra). Modificado de Martín et al. (2022a). Los números en recuadros blancos denotan la ubicación de las figuras subsiguientes. B. Perfil general relevado por Petrobras-GCS (2015). Modificado de Otharán (2020). En recuadros se indica la ubicación de las figuras subsiguientes.93
- Figura 5.2. Vista hacia el NE mostrando el aspecto general de la Formación Tordillo subyaciendo bajo la Formación Vaca Muerta (contacto entre ambas formaciones marcado en línea punteada; la elipse resalta persona de escala). B. Foto de detalle de ondulitas pertenecientes a la Formación Tordillo. C. Interpretación de B, mostrando las superficies de laminación ondulítica.94
- Figura 5.3. Base de la Formación Vaca Muerta en el arroyo Mulichinco. A. Alternancia de pelitas friables y niveles con mayor resistencia a la erosión por mayor contenido de carbonato de calcio (flechas rosas), niveles de caliza masiva (flecha celeste) y por la presencia de niveles bindstones microbianos (flecha amarilla). B. Detalle de bindstone microbiano C. Niveles de concreciones carbonáticas (flechas celestes). D. Estructura septaria en concreción de carbonato de calcio. E. Interpretación de D.95
- Figura 5.4. Base de la Formación Vaca Muerta en el sector SO del área de estudio A. Aspecto en afloramiento, donde se observa que la roca es masiva y resistente a la erosión. B. Imagen del corte delgado de una muestra clasificada como tufita, mostrando la laminación difusa de la roca.96
- Figura 5.5. Elementos dentro de la Formación Vaca Muerta. A. Aspecto de las tobas (flechas naranjas) y BPF (Bed Parallel Fracture, flechas celestes). B. BPF con estructura de cono. C. Detalle de B. D. Vista en planta de estructura de cono. E. Impresión de amonites sobre BPF.97
- Figura 5.6. Afloramiento en donde se realizó el perfil de detalle, ubicado sobre el arroyo Mulichinco ($38^{\circ} 1'22.21''S$, $70^{\circ}28'4.62''O$, estrella negra en Fig. 5.1). A. Foto del afloramiento. B. Esquema incluyendo la interpretación secuencial y la ubicación de las fotos mostradas en la Fig. 5.8. Modificado de Martín et al. (2022a).98
- Figura 5.7. Perfil de detalle relevado en el arroyo Mulichinco. En la columna de la izquierda se muestra la interpretación secuencial, donde los triángulos rojos representan hemiciclos regresivos y los celestes, transgresivos. El conteo de los planos de fisilidad se muestra hacia la derecha del perfil, en forma de planos por centímetro. Modificado de Martín et al. (2022a).99
- Figura 5.8. Asociaciones de facies generadas a partir del agrupamiento de las 9 litofacies identificadas en la sección estudiada. A. Asociación de facies F1: pelita fina friable color gris medio con textura nodular (Mn). B. Asociación de facies F2: alternancia de pelitas medianas gris oscuro (MI) y pelitas calcáreas laminadas (Mcl). C. Asociación de facies F3: wackestones laminados (WI) y pelitas calcáreas laminadas (Mcl) con ocasionales packestones laminados (PI) y con estratificación hummocky (Phcs). D. Asociación de facies F4: packestones masivos (Pm), con estratificación hummocky (Phcs) y pelitas calcáreas laminadas (Mcl). E. Resumen del agrupamiento de las litofacies, indicando su grado de representatividad en cada asociación de facies: MR = muy representativa; R = representativa; S = subordinada.100
- Figura 5.9. Ubicación del área de estudio, vías de acceso y traza de los perfiles relevados en el área de Puerta Curaco (Q1, Q2 y Q3).103
- Figura 5.10. Vista hacia el norte mostrando el contacto entre las Formaciones Tordillo, el sistema Vaca Muerta-Quintuco y la Formación Mulichinco. En línea punteada rosa se indica el nivel guía (M2) utilizado para la correlación de los perfiles relevados en la zona.104

- Figura 5.11. Ubicación de los tres perfiles de detalle y nivel guía utilizado (M2). A. Imagen satelital (tomada de Google Earth, 2019) con la ubicación de los perfiles (estrellas negras) y la correlación secuencial entre los tres. B. Detalle mostrando la traza de los perfiles levantados (líneas blancas) junto con los perfiles simplificados y la interpretación secuencial. C. Nivel guía M2 aflorando en los distintos perfiles. La elipse blanca señala una persona de escala. 105
- Figura 5.12. Perfiles relevados en la zona de Puerta Curaco nivelados a la superficie M2 utilizada como nivel guía, indicando la ubicación de las muestras y de las figuras subsiguientes. El intervalo GS-3 corresponde al ciclo transgresivo-regresivo relevado en los tres perfiles. Para un mayor detalle, el lector es referido al Apéndice A. 106
- Figura 5.13. Variabilidad lateral de los bindstones microbianos. Se muestra el banco 198 del perfil Q3 como ejemplo. A. Vista general hacia el sur, mostrando la variación en el espesor y la pérdida de continuidad. B. Detalle en el mismo afloramiento, mostrando la variación en la fisilidad, que va desde una roca masiva con 50 cm de espesor a una roca con moderada fisilidad 4 planos/cm). C. Mismo banco aflorando en la ladera opuesta, en donde el espesor es aproximadamente de 3 cm. 107
- Figura 5.14. Vista hacia el sur en el perfil Q1, mostrando la escala de dureza relativa utilizada en el relevamiento observando el perfil de erosión de la roca. 108
- Figura 5.15. Formación Vaca Muerta en contacto neto sobre la Formación Tordillo. A. Vista hacia el sur en la quebrada en donde se levantó el perfil Q3. Se distingue un intervalo basal de material retrabajado. Hacia el oeste se observa la Formación Auquilco ubicada por debajo de la Formación Tordillo. B. Detalle del nivel retrabajado con intraclastos correspondientes a la Formación Tordillo elongadas y redondeadas muy friables (líneas punteadas). C. Bindstone microbiano mostrando una variación en su espesor y densidad de planos de fisilidad. 109
- Figura 5.16. Aspecto general de la Formación Vaca Muerta y algunos de sus principales elementos. A. Vista hacia el sur, mostrando la alternancia de niveles pelíticos, bindstones y calizas. B. Detalle de bindstone y su fuerte variación lateral. C. Caliza fosilífera, con abundantes amonites. D. Niveles de concreciones de gran escala. E. Detalle del nivel concrecional mostrado en D. E. Niveles de concreciones pequeñas. 110
- Figura 5.17. Elementos principales en la Formación Vaca Muerta: tobas y BPF. A. Tobas argilitizadas, delgadas (2-3 cm), friables y de color naranja. B. Toba calcitizada (Muestra PC17) de 3 cm de espesor de color castaño claro, rodeada en techo y base por dos BPF. C. Toba argilitizada (zona superior) que lateralmente pasa a ser reemplazada por calcita. D. BPF incluidos en nivel pelítico, por sectores continuos y por otros discontinuo, mostrando un arreglo en échelon. Las flechas naranjas indican las tobas y en celestes los BPF. 112
- Figura 5.18. Estructuras tipo Gleitreppen, halladas en la base de las tobas calcitizadas. A. Afloramiento de nivel tobáceo mostrando la variabilidad lateral de las estructuras. B. Interpretación de A. C. Detalle de estructuras concéntricas. D. Detalle de otro afloramiento mostrando la morfología irregular que pueden adoptar. 113
- Figura 5.19. Deformación gravitacional o slumps observados en el perfil Q1. A. Vista frontal de slump desarrollado en sedimentos pelíticos. B. Vista perpendicular del slump mostrado en A. C. Slump formado por un sistema en duplex. 114
- Figura 5.20. Vista hacia el norte en el perfil Q1 mostrando el aspecto del BPF de 10 cm de espesor observado hacia el tope de la secuencia GS-3 en los tres perfiles y el límite de la secuencia (M2). 115
- Figura 5.21. Variación lateral de la fisilidad (curva roja, segundo track de cada perfil) entre los perfiles Q1, Q2 y Q3 en el intervalo estratigráfico GS-3, mostrando su relación con ciclos

- transgresivo-regresivos de diferente orden. La fisilidad alcanza sus mayores valores cerca de las superficies de máxima inundación hacia el final de los ciclos transgresivos y se vuelve mínima cerca de las superficies transgresivas. 116
- Figura 5.22. Superficie de máxima inundación del ciclo GS-3 (en línea celeste punteada) ubicada dentro de los bancos pelíticos donde se registra la máxima fisilidad en los perfiles Q1, Q2 y Q3. A. Pelitas finas gris oscuro, friables y de alta fisilidad en el perfil Q1. El rectángulo rojo indica la ubicación de la Fig. B. B. Detalle de la pelita fina que incluye niveles de pequeñas concreciones subsféricas. C. Pelitas medianas color negro de alto contenido de materia orgánica en el perfil Q2. Elipse roja destacando la piqueta de escala y rectángulo rojo mostrando la ubicación de la Fig. D. Detalle de la pelita de alta fisilidad. E. Pelitas medianas color negro de alto contenido de materia orgánica en el perfil Q3. Rectángulo rojo indicando la ubicación de la Fig. F. F. Detalle de la pelita de alta fisilidad. 118
- Figura 5.23. Secciones petrográficas de muestras extraídas cerca de las superficies de máxima inundación. A. Muestra PC24a, asociada a la superficie de máxima inundación del ciclo GS-3 correspondiente a una pelita fina. B. Muestra PC14, asociada a la superficie de máxima inundación de menor orden correspondiente a una pelita mediana. Los componentes principales de las mismas son: radiolarios (R), posibles fragmentos de valvas de sacocómidos (S), peloides micríticos (Pm) y cristales de cuarzo (C) y plagioclasa (Pl). Ambas presentan fracturas rellenas por yeso (Fy) horizontales a subhorizontales de morfología irregular y discontinuas que en ocasiones coinciden con fracturas inducidas (Fi). Teniendo en cuenta sus características (disposición subhorizontal, paralelas entre sí, estrechamente espaciadas) estas fracturas son interpretadas como planos de fisilidad que fueron rellenas por yeso durante la exhumación de la roca. Su espaciamiento promedio en el caso de la muestra PC24a va desde 0,5 a 0,1 mm, y en el caso de la muestra PC14 es de 1 milímetro. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados. 119
- Figura 5.24. Litologías asociadas a las superficies transgresivas. A y B pertenecen al ciclo GS-3 y C corresponde a un ciclo de menor orden. A. Muestra PC06, asociada a la base del ciclo GS-3 correspondiente a una pelita gruesa. B. Muestra PC02, asociada a la base del ciclo GS-3 correspondiente a una pelita fina. C. Muestra PC15a, asociada a una superficie transgresiva de menor orden, correspondiente a un bindstone microbiano. Los componentes principales de las mismas son: radiolarios (R), fragmentos de valvas (V), peloides micríticos (Pm), fragmentos de arcillosos impregnados con materia orgánica (Fmo) y cristales de cuarzo (C) y plagioclasa (Pl). Se observan escasas fracturas horizontales a subhorizontales rellenas por yeso (Fy) de morfología irregular y discontinuas que en ocasiones coinciden con fracturas inducidas (Fi). La muestra PC15a a su vez muestra fracturas verticales discontinuas rellenas por calcita (Fc). //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados. 121
- Figura 5.25. Columnas estratigráficas y curvas de Gamma Ray (GR) del sistema Vaca Muerta-Quintuco realizadas en la zona de Puerta Curaco, en donde se relevó el perfil Q1 de la presente contribución. Hacia la izquierda se encuentra la columna estratigráfica junto con la curva de GR publicadas por Capelli et al. (2018). En el centro se ubica la curva de GR presentada por el Eberli et al. (2017). En la derecha se observa la curva de GR y columna estratigráfica realizadas por Petrobras-GCS (2015) y Otharán (2020). Las líneas negras gruesas dividen el intervalo en 6 unidades con una respuesta similar de GR. En líneas delgadas se correlacionan intervalos más pequeños. 123
- Figura 5.26. Correlación entre los perfiles de Gamma Ray (GR) provenientes de los trabajos de Petrobras-GCS (2015), Capelli et al. (2018) y del grupo de estudios de la Universidad de Miami (Kernan, 2014; Rodríguez Blanco, 2016; Eberli et al., 2017; Weger et al., 2019) abarcando el sistema Vaca Muerta-Quintuco. 124

- Figura 5.27. Comparación entre las diferentes curvas de COT obtenidas de Petrobras-GCS (2015) y Weger et al. (2019) junto con las curvas de uranio provenientes del estudio de Capelli et al. (2018) y Eberli et al. (2017). La curva de COT presentada por Eberli et al. (2017) muestra una tendencia muy similar a la observada en las curvas de uranio publicadas por Capelli et al. (2018) mientras que entre las curvas de COT y GR total de Petrobras-GCS (2015) se advierte una fuerte discrepancia, particularmente en ciertas zonas (rectángulo en líneas punteadas). Esta comparación sugiere que la primera es más representativa de la variación en el contenido de materia orgánica de la secuencia estudiada.....125
- Figura 5.28. Correlación entre los perfiles Q1, Q2 y Q3 y el correspondiente a Petrobras-GCS (2015). Se realizaron dos modificaciones en la interpretación secuencial de Petrobras-GCS (2015) y Otharán (2020) teniendo en cuenta los valores de COT tomados de Weger et al. (2019).127
- Figura 5.29. Set compuesto a partir de las curvas de Gamma Ray total, potasio (K), Torio (Th) y uranio (U) (Eberli et al., 2017); calcimetría y COT (Weger et al., 2019) y la interpretación secuencial y densidad de planos de fisilidad observados en el perfil Q3.128
- Figura 5.30. Fisilidad y composición mineralógica. A. Set compuesto a partir de los resultados de DRX de roca total y de arcillas tomados de Capelli (2021). Se muestran las abundancias en porcentaje en peso de los minerales principales: cuarzo, calcita, feldspatos (plagioclasa + feldespato potásico) y minerales de arcillas y la abundancia relativa de interestratificados de illita-smectita (I/S), illita y clorita. B. Interpretación secuencial y densidad de planos de fisilidad observados en el perfil Q3 (este estudio).....129
- Figura 5.31. Clasificación de rocas según su fisilidad (sensu O'Brien, 1970). Rocas de afloramiento divididas en 5 clases en función de la naturaleza de los planos por donde se fractura la roca. La clase 1 representa aquellas rocas de máxima fisilidad, donde los planos de discontinuidad son paralelos a la superficie y están finamente espaciados entre sí, tienen superficies que tienden a ser rectas y suaves. La clase 5 representa a las rocas masivas que se parten a través de planos irregulares y de disposición aleatoria.130
- Figura 5.32. Espesor promedio de los fragmentos de las muestras extraídas en el perfil general del Cerro Mulichinco (Petrobras-GCS, 2015). Se observa un crecimiento exponencial del espesor de los fragmentos y, por ende, del espaciamiento de los planos de fisilidad desde la clase 1 (máxima fisilidad) hasta la clase 5 (rocas masivas).....132
- Figura 5.33. Fisilidad en pelitas. A. Muestra M07: pelita gruesa (clase 3), en donde las discontinuidades tienen un espaciamiento irregular, mayor a 0,5 centímetros. B. Muestra PC13: pelita mediana (clase 2), con discontinuidades de espaciamiento variable entre 0,5 y 0,1 centímetros. C. Muestra PC25: pelita fina (clase 1), con discontinuidades de espaciamiento regular, de aproximadamente 0,5 milímetros. Los componentes principales de las mismas son: radiolarios (R), fragmentos de valvas (V), peloides micríticos (Pm), peloides arcillosos (Pa) y cristales de cuarzo (C) y plagioclasa (Pl). //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.133
- Figura 5.34. Fisilidad en tobas y tufitas. A. Muestra PC17: toba calcitizada, clase 5. B. Muestra M13: tufita, clase 4. C. Los componentes principales de las mismas son: radiolarios (R), peloides arcillosos (Pa) y cristales de cuarzo (C) y plagioclasa (Pl). //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.....135
- Figura 5.35. Variación lateral de la fisilidad en bindstones microbianos en el área del Cerro Mulichinco. A. Foto. B. Interpretación.....136
- Figura 5.36. Fotografías (izquierda) e interpretaciones de cortes delgados (derecha) mostrando los controles en el desarrollo de la fisilidad en bindstones microbianos. Se observa que tanto la fábrica como la composición juegan un rol importante en la fisilidad resultante. Los bindstones con mayor

fisilidad son aquellos que poseen una fina alternancia niveles continuos de distinta composición y mayor contenido de material fangoso. Los bindstones microbianos que tienden a ser masivos poseen una alternancia de material en forma de niveles lenticulares y ondulados y poseen menor participación de material fangoso.....137

Figura 5.37. Aumento de la fisilidad en función del contraste reológico entre láminas. A. Muestra PC16 - clase 2 (fisilidad desarrollada). Se observan planos de fisilidad (Fy) instalados entre las láminas cuya composición es muy diferente (material volcánico y material pelítico). B. Muestra M12 - clase 3 (fisilidad moderada). La laminación está dada por una alternancia entre material fangoso y volcánico. Los planos de fisilidad sólo se instalan en aquellas interfaces cuando el paso de una lámina a otra es abrupto, mientras que cuando los contactos son transicionales, la roca permanece intacta. C. Muestra M07 - clase 4 (fisilidad pobre). Hacia la base del corte se observan niveles ricos en material volcánico en contacto progresivo con el material pelítico. Por sectores este contacto es seguido por algunos planos de fisilidad, mientras que, en otros, los mismos permanecen intactos. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.....137

Figura 5.38. Contenido de Carbono Orgánico Total (COT) expresado en porcentaje en función de la fisilidad. A pesar de la dispersión importante en los datos, se advierte una correlación positiva entre el grado de fisilidad y la riqueza en materia orgánica. Las muestras con una fisilidad moderada a bien desarrollada poseen un COT en general superior al 2% (línea punteada).....138

Figura 5.39. Relación entre el contenido de materia orgánica y los planos de fisilidad. A. Muestra PC24b mostrando una matriz fangosa con elevado contenido de materia orgánica diseminado. Las fracturas rellenas por yeso (Fy) son interpretadas como planos de fisilidad desarrollados durante la exhumación de la roca y rellenas por yeso por procesos telogenéticos. Las mismas se observan discontinuas e irregulares. B. Muestra PC02 mostrando un nivel en donde se concentra la materia orgánica (Nmo) y una fractura inducida (Fi) horizontal (interpretada como plano de fisilidad) asociado al mismo. C. Muestra PC13 mostrando un fragmento fangoso impregnado con materia orgánica (Fmo) y una fractura inducida (Fi) horizontal (interpretada como plano de fisilidad) instalada entre la interface de ese elemento y la matriz de la roca. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.....139

Figura 5.40. Muestra M21 correspondiente a una pelita fina afectada por una intensa dolomitización tanto de su matriz como de sus granos. A. Aspecto totalmente masivo en afloramiento. B. Microfotografía en donde se muestra el aspecto general de la roca con niveles formados principalmente por dolomita y material silicoclástico representado principalmente por cristales de cuarzo (Q) y niveles con mayor contenido de fango impregnado con materia orgánica (Fmo) y radiolarios (R). La roca presenta una alternancia de niveles ricos en dichos fragmentos impregnados en materia orgánica (por debajo de la línea punteada) y niveles que carecen de los mismos. C. Foto del corte delgado y su interpretación mostrando la laminación que se preserva pese al intenso reemplazo.....141

Figura 5.41. Evidencias de compactación. Muestra M19: pelita fina, clase 2. A. Detalle de peloides arcillosos fuertemente deformados por la compactación, los cuales llegan a coalescer lateralmente. Se observan además cristales de cuarzo (Q) y foraminíferos (F). B y C. Extinción conjunta de la matriz peloidal cuando la roca se orienta paralelamente al analizador. C. Muestra orientada a 45° del analizador, mostrando su máximo de birrefringencia. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.142

Figura 5.42. Clasificación química de rocas de grano fino propuesta por Spalletti et al. (2014). A. Diagrama ternario aluminio-calcio-sílice. B. Calcio versus sílice. La mayor parte de las muestras se clasifica como margas. Sin embargo, aquellas muestras con un alto porcentaje de S

- fundamentalmente aportado por el yeso alojado en fracturas horizontales (marcadas con círculos sin relleno) probablemente tengan un porcentaje de CaO telogenético importante.144
- Figura 5.43. Esquema del comportamiento geoquímico de los elementos mayoritarios y traza incorporados al sistema Vaca Muerta-Quintuco. Los elementos detríticos son incorporados a partir del aporte fluvial y eólico, los carbonáticos tienen un origen fundamentalmente autigénico y biogénico y los elementos redox/orgánicos son tomados de la columna de agua por debajo del frente redox donde tiene lugar la mayor preservación de la materia orgánica. Modificado de Mitchum y Uliana (1985) y Hernández Bilbao (2016).144
- Figura 5.44. Análisis de componentes principales de elementos mayoritarios y traza a partir de mediciones de FRX para las muestras de Puerta Curaco ($n = 13$). A. Componentes principales 1 y 2 mostrando los elementos de afinidad detrítica (SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , Rb y Zr), carbonática (CaO, Sr, Ba y Sc) y orgánica/redox (Mo, As, Zn y V). B. Matriz de correlación. En rojo se encuentran los elementos cuya correlación es directamente proporcional y en azul, aquellos que poseen una relación inversa. El módulo del coeficiente de correlación (CC) toma valores entre 0 y 1. Mientras más cercanos sean los CC a 0, menor es la relación entre los elementos, y mientras más cercanos sean los CC a 1, mayor es la relación entre las variables.145
- Figura 5.45. Variación en el contenido de elementos detríticos en función de la fisilidad. Excepto por el SiO_2 , los elementos detríticos muestran un aumento hacia las clases de mayor fisilidad. ...146
- Figura 5.46. Variación en el contenido de elementos carbonáticos en función de la fisilidad. Excepto por el Ba, se observa una disminución hacia las clases de mayor fisilidad.148
- Figura 5.47. Variación en el contenido de elementos redox/orgánicos en función de la fisilidad y del contenido del COT. Excepto por el Zn, se observa un aumento hacia las clases de mayor fisilidad y una correlación positiva entre los elementos y el contenido de COT.149
- Figura 6.2. Planos de Discontinuidades Efectivas (PDE) reconocidas en las coronas (líneas punteadas blancas). Entre aquellas de primer orden se encuentran los PDE asociados a la presencia de concreciones, fallas, contactos litológicos y BPF. Los PDE asociados a fallas se distinguen por la presencia de espejillos de falla y de estrías (líneas punteadas moradas). Entre los de segundo orden se distinguen los PDE vinculados a la presencia de fósiles y de planos de fisilidad. Modificado de Martín et al. (2023a).153
- Figura 6.3. Fotografías mostrando la fisilidad en rocas de grano fino provenientes de testigos corona. A. Evaporación diferencial del alcohol sobre una superficie pulida en una roca de grano fino. Las discontinuidades presentes en la roca tienden a concentrar el fluido, por lo que son las últimas zonas en evaporarse. A los 15 segundos se observa la mayor concentración de discontinuidades resaltadas. B. Índice DAD (Drying Alcohol Discontinuities, Martín et al., 2019; 2022a) generado a partir del espaciado promedio entre discontinuidades usado como un proxy de la fisilidad de la roca.154
- Figura 6.5. Índice DAD en las coronas. A. Distribución vertical del índice DAD para cada corona según los intervalos estratigráficos y superficies definidos en Desjardins et al. (2016). B. Histogramas de la abundancia relativa de las clases fisilidad en cada corona. Las coronas 1 y 3A muestran distribuciones de clases de fisilidad similares, mientras que la corona 2 presenta una abundancia sensiblemente menor de intervalos de máxima fisilidad ($\text{DAD} = 1$) y en la corona 3B predominan las clases de menor fisilidad ($\text{DAD} = 3$ y 4) con escasa participación de intervalos de alta fisilidad ($\text{DAD} = 1$ y 2). Modificado de Martín et al. (2023a).157
- Figura 6.6. Evolución temporal de los PDE en cada estado de integridad, mostrando su correspondiente tiempo para cada corona y su relación con el índice DAD. En general, la clase I muestra la mayor abundancia de PDE, tendencia que se acentúa a medida que pasa el tiempo (de

- S1 a S3) los PDE tienden a ser más abundantes en las rocas de mayor fisilidad. Las curvas rojas representan la distribución gaussiana aproximada para cada histograma. Modificado de Martín et al. (2023a). 158
- Figura 6.7. Evolución de los PDE a lo largo del tiempo. Los PDE de primer orden incluyen las discontinuidades asociadas a concreciones, fallas, contactos litológicos y BPF. Los PDE de segundo orden coinciden con la presencia de fósiles o planos de fisilidad. A. Abundancia relativa de PDE en los distintos estadios de integridad (S1, S2 and S3) para cada corona según los intervalos estratigráficos abarcados. B. Número de PDE en cada corona por estadio de integridad y factor incremental para cada tipo de PDE de S1 a S2 y de S2 a S3. Los PDE de segundo orden son marcadamente más abundantes que los de primer orden, tendencia que se profundiza en el tiempo. Modificado de Martín et al. (2023a). 161
- Figura 6.8. Ejemplo de ocurrencia de los distintos tipos de PDE en un intervalo perteneciente a la corona 1 en los tres estadios analizados (S1-3). 162
- Figura 6.10. Características principales de las facies al microscopio. A. Pelita silicoclástica, de matriz arcillosa a silícea con abundante materia orgánica, mostrando numerosos componentes silicoclásticos representados por cuarzo (Q) y plagioclasa (Pl). B. Detalle de Pelita silicoclástica, mostrando cristales de plagioclasa alterados a calcita y peloides arcillosos (Pa) fuertemente deformados por compactación. C. Pelita parcialmente calcárea, de matriz silícea/arcillosa con moderada a baja participación de materia orgánica. Se advierten peloides mixtos (Px), fragmentos de valvas (V) y de vertebrados (Vert). D. Detalle de pelita parcialmente calcárea, mostrando peloides micríticos (Pm), peloides mixtos (Px), cuarzo (Q), plagioclasa (Pl) y radiolarios (R). E. Pelita calcárea, con matriz predominantemente calcárea y cierta participación arcillosa y abundantes bioclastos representados principalmente por radiolarios (R) y detrito calcáreo indeterminado tamaño limo a arena fina y frecuentes foraminíferos (F). A su vez se advierten fragmentos impregnados en materia orgánica (Fmo) orientados paralelamente a la estratificación. F. Detalle de pelita calcárea, mostrando foraminíferos y escasos fragmentos de valvas (V) de pelecípodos orientados paralelamente a la estratificación. Los radiolarios se encuentran frecuentemente reemplazados por calcita y los foraminíferos pueden tener rellenos de piritita (Py). //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados. 165
- Figura 6.11. Características principales de las facies al microscopio. A. Bindstone microbiano, mostrando la intercalación de láminas micríticas y microesparíticas de origen microbiano y niveles ricos en arcilla y materia orgánica. Presentan cantidades moderadas a bajas de cristales de plagioclasa (Pl) y escasos de cuarzo (Q) y compuestos esqueléticos representados predominantemente por radiolarios (R). Se observan frecuentes BPF (B) entre las láminas y fracturas verticales a subverticales rellenas con calcita (Ca). B. Detalle de la laminación de los bindstones microbianos marcados con líneas punteadas. C. Toba vítrea calcitizada formada principalmente por trizas (Tr) y fragmentos pumíceos (Fp), ambos alterados a arcillas y/o reemplazados por calcita, la cual se presenta con una textura poikilotópica reemplazando la matriz vítrea y relleno de cavidades de burbujas y fragmentos pumíceos. D. Toba cristalina argilitizada, formada principalmente por cristales de plagioclasa (Pl) y fragmentos pumíceos (Fp) totalmente alterados a arcillas. E. Toba piritizada, formada mayoritariamente por material vítreo totalmente reemplazado por arcillas y piritita (Py). F. Concreción carbonática clasificada como packstone peloidal, en la que dominan los peloides micríticos (Pm) esféricos a ovalados, algunos impregnados en materia orgánica. Accesorariamente presentan radiolarios (R) y tablillas de plagioclasa (Pl). //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados; R: luz reflejada. 167
- Figura 6.12. Índice DAD mostrando ejemplos representativos de cada clase de fisilidad y las características de los Planos de Discontinuidad Efectivos, interpretados como planos de fisilidad. El espaciamiento promedio entre discontinuidades disminuye hacia las clases de mayor fisilidad tanto

en la observación macroscópica como en los cortes petrográficos. Modificado de Martín et al. (2022a).....	169
Figura 6.13. Relación entre litología, fisilidad (índice DAD) y composición mineralógica según los análisis de DRX. Las rocas con alta fisilidad están representadas mayormente por pelitas silicoclásticas y pelitas parcialmente calcáreas, mostrando los mayores contenidos de arcillas, componentes silicoclásticos (cuarzo + feldspatos) y pirita. Las rocas con baja fisilidad a masivas se componen de niveles diagenéticos afectados por un fuerte reemplazo de carbonatos y bindstones microbianos caracterizados por su alto contenido de carbonato de calcio y bajos porcentajes de arcillas, componentes silicoclásticos y pirita. S = sílice; C = carbonatos; A = arcillas. Modificado de Martín et al. (2023a).....	170
Figura 6.14. Composición mineralógica de las rocas a partir del perfil litogeoquímico según su fisilidad en cada corona estudiada.....	172
Figura 6.15. Niveles de tobas afectados por procesos diagenéticos diferentes que impactan fuertemente en la fisilidad resultante correspondientes a la corona 1. A. Toba argilitizada con alta fisilidad (DAD = I). B. Toba calcitizada masiva (DAD = IV).....	173
Figura 6.16. Mineralogía de las arcillas según los resultados de DRX para cada corona, indicando el grado de fisilidad (índice DAD).....	174
Figura 6.17. Resultados de pirólisis según el grado de fisilidad (índice DAD) para cada corona. A. Contenido de COT. B. Las rocas con mayor fisilidad muestran en general mayores tenores de materia orgánica y mayores valores de S1. Modificado de Martín et al. (2023a).....	175
Figura 6.18. Ocurrencia de la materia orgánica y su relación con los planos de fisilidad. A. Fangolita mediana arcillosa a peloidal con alta participación de materia orgánica diseminada. Los planos de fisilidad son discontinuos e irregulares. B. Fangolita mediana de matriz peloidal con moderada participación de materia orgánica, la cual tiende a concentrarse en niveles (Nmo) a los que se observan asociadas fracturas inducidas (Fi) interpretados como planos de fisilidad. C. Pelita mediana de matriz fangosa a limosa con alta participación de materia orgánica, la cual se encuentra a su vez presente en forma de fragmentos fangosos impregnado con materia orgánica (Fmo). En la interface de estos fragmentos y la matriz se observan frecuentemente fracturas inducidas (Fi), interpretados como planos de fisilidad. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.	176
Figura 6.19. Control de calidad de la imagen microresistiva, corona 2. A. Valores del magnetómetro y en las direcciones x e y. B. Valores del acelerómetro en las direcciones x e y. Ambas mediciones muestran una distribución de puntos en un círculo centrado en el origen, corroborando la buena calidad del registro.....	176
Figura 6.20. Procesamiento de la imagen microresistiva, mostrando la respuesta de GR del pozo, la imagen cruda (Raw Image) generada luego de la corrección de velocidad de los patines, la imagen ecualizada (Equalized Image), la imagen normalizada de manera estática (Static Image) y dinámica (Dynamic Image).....	177
Figura 6.21. Reconocimiento automático de la laminación (líneas negras, track 2) a partir de la imagen dinámica (Dynamic Image, track 2). El ángulo máximo de inclinación utilizado es de 30°, marcado con línea punteada naranja en el track 3. La densidad de la laminación (track 4) fue estimada con una ventana de análisis de 1 m y 1 cm de intervalo de muestreo. Grado de certeza de los símbolos de inclinación: negro = alta; blanco = baja.	178
Figura 6.22. Relación entre la densidad de laminación (obtenida a partir de la imagen microresistiva) y la fisilidad. En general se observa una buena correlación entre la densidad de laminación y los intervalos de alta fisilidad. Los valores de mayor densidad de laminación se	

observan en la corona 2, mientras que las coronas 1 y 3A presentan valores intermedios y la corona 3B los valores más bajos. Modificado de Martín et al. (2023a).	179
Figura 6.23. Escala de la intensidad de la bioturbación según Lazar et al. (2015a), mostrando ejemplos observados en las coronas para cada caso.	180
Figura 6.24. Bioturbación observada en secciones delgadas (corona 3B). A. Pelita silicoclástica masiva a pobremente laminada por la orientación horizontal de componentes laminares. En líneas punteadas se indica la presencia de una lente donde se concentra material limoso atribuido a una traza fósil horizontal. B. Pelita silicoclástica con una laminación difusa dada por la variación composicional de niveles con distinto contenido de arcillas y limo. En líneas punteadas se indica una lente concentrando material silicoclástico, atribuido a una traza fósil horizontal. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.	180
Figura 6.25. Relación entre la intensidad de la bioturbación (IB, Lazar et al., 2015a) y la fisilidad (índice DAD) mostrando un ejemplo tomado de la corona 1. A. Detalle de la Fig. 6.4, mostrando la fuerte correlación entre rocas intensamente bioturbadas ($IB \geq 3$) y rocas masivas. B. Grado de coincidencia en porcentaje entre las distintas clases del índice DAD y el grado de bioturbación (IB). Los intervalos de moderada a muy alta bioturbación ($IB \geq 3$) corresponden mayoritariamente a rocas de baja a nula fisilidad. Profundidad en metros bajo el nivel del terreno (mbnt).	181
Figura 6.26. Relación entre la fisilidad (índice DAD) y la intensidad de la bioturbación, dada por el IB según Lazar et al. (2015a). En general se observa que los intervalos con alta intensidad de bioturbación (IB mayor a 3) presentan baja o nula fisilidad (DAD = IV). Modificado de Martín et al. (2023a).	182
Figura 6.27. Relación entre las propiedades petrofísicas medidas en laboratorio y la intensidad de la fisilidad (índice DAD). A. Contenido de Carbono Orgánico Total. B. Permeabilidad. C. Densidad total. La porosidad y permeabilidad muestran una correlación positiva con el grado de fisilidad, en oposición a la densidad, la cual es mayor para rocas con baja o nula fisilidad. Modificado de Martín et al. (2023a).	183
Figura 6.28. Módulos elásticos a partir de ensayos de laboratorio y su relación con el índice DAD. A. Módulo de Young, E. B. Relación de Poisson, v. C. Módulo de cizalla, G. Modificado de Martín et al. (2023a).	184
Figura 6.29. Ensayos geomecánicos de laboratorio y su relación con el índice DAD. A. Resistencia a la compresión. B. Índice de fragilidad mineralógico (BI; Glorioso y Rattia, 2012). Modificado de Martín et al. (2023a).	185
Figura 6.30. Relación entre el TSI (Terratek Strength Index) y el índice DAD para cada corona. Las rocas de mayor fisilidad poseen en términos generales valores menores que las rocas de baja o nula fisilidad.	186
Figura 6.31. Anisotropía y su relación con el índice DAD. A. Parámetros de anisotropía estática. B. Parámetros de anisotropía dinámicos (Thomsen, 1986). Modificado de Martín et al. (2023a).	187
Figura 6.32. Ángulo de fricción interna y valores de cohesión medidos en distintos Planos de Discontinuidad Efectivos (PDE) de primer orden y de segundo orden (planos de fisilidad). Los PDE asociados a planos de fisilidad se encuentran discriminados según el intervalo productivo. El set de muestras corresponde a la corona 2.	188
Figura 6.33. Ejemplos de parasecuencias interpretadas en la corona 1. Se encuentran limitadas por superficies de inundación (FS, flooding Surface) y comienzan con pelitas silicoclásticas (PS) o pelitas parcialmente calcáreas (PPC) de alta fisilidad, que suelen poseer altos contenidos Carbono	

- Orgánico Total (COT) y altos valores de Gamma Ray (GR) y bioturbación ausente o muy baja. Hacia el techo aumenta el contenido de carbonato de calcio, haciéndose predominantes las pelitas parcialmente calcáreas a calcáreas (PC) y los niveles diagenizados (ND) de composición predominantemente carbonática, aumenta la intensidad de la bioturbación junto con una caída en el contenido de COT y las lecturas de GR.189
- Figura 6.34. Relación entre la fisilidad y la estratigrafía secuencial. A. Variación de la fisilidad a la escala de los ciclos transgresivo-regresivos. B. Variación de la fisilidad a la escala de las parasecuencias. Los intervalos con alta fisilidad se desarrollan hacia la base de los ciclos regresivos y de las parasecuencias, los cuales se vuelven menos físiles y masivos hacia el tope de los hemicyclos regresivos y de las parasecuencias. Nótese la disminución entre cada parasecuencia hacia el tope en la Figura B.190
- Figura 6.35. Análisis de fisilidad y estratigrafía secuencial extraída de un intervalo de la corona 2. Se integra la respuesta del GR, del mineralógico, índice DAD, la descripción litológica de la corona, parasecuencias (PS), ciclos transgresivo-regresivos (T-R), condiciones ambientales como potencial rédox (Eh) e intensidad de bioturbación, composición de la roca, como el contenido de COT y los componentes principales de la Formación Vaca Muerta (carbonato, sílice y arcillas) y la respuesta geomecánica en términos de rigidez, fragilidad y anisotropía. A la escala de la parasecuencia, la fisilidad generalmente disminuye de base a techo. Tanto en los ciclos T-R de alta (HFS) como en los de baja frecuencia (LFS) muestran tendencias similares. Las rocas tienden a ser masivas cerca de las superficies transgresivas (TS). Durante los hemicyclos transgresivos, la disminución del aporte carbonático en conjunto con las condiciones anóxicas promueven el desarrollo de la fisilidad, siendo máxima cerca de la MFS. Durante los hemicyclos regresivos, el mayor aporte carbonático y mayores niveles de oxigenación dan lugar a rocas masivas con mayor contenido de carbonato y alta intensidad de bioturbación. Modificado de Martín et al. (2023a).191
- Figura 6.36. Flujo de trabajo iterativo utilizado en la construcción de modelos predictivos del índice DSA. Modificado de Martín et al. (2022b).....192
- Figura 6.37. Perfiles utilizados en el modelo 1 y su relación entre sí y con el índice DAD en la corona 1. A. Comparación entre el DAD observado en la corona 1, los perfiles utilizados y el DAD generado a partir del modelo 1. B. Porcentaje de correlación entre las clases de DAD observadas (eje vertical) y las modeladas (eje horizontal). C. Relación entre los perfiles de pozo utilizados y el índice DAD. Notar que la curva de RT10 es la variable que permite diferenciar entre las distintas clases del índice DAD con mayor eficiencia, siendo el factor determinante en el modelo. Modificado de Martín et al. (2022a).....194
- Figura 6.38. Estimación de la curva de Gamma Ray de alta definición (HD-GR). La imagen microresistiva ecualizada es transformada en una imagen binarizada (quinto track), a partir de la cual se origina la curva binarizada (sexto track), con valores entre 0 y 1. Posteriormente esta curva es normalizada para que tenga el mismo rango que la curva de GR original (segundo track), pero con una resolución equivalente a la de la imagen microresistiva. Modificado de Martín et al. (2022b).....195
- Figura 7.1. Esquema de la evolución temporal de los tipos de PDE, los procesos que actúan en cada estadio y su relación con el grado de fisilidad de la roca (índice DAD). S1: PDE observadas luego de que las coronas son extraídas, transportadas y desentubadas, normalmente algunas semanas luego de su extracción. S2: PDE observados en las coronas luego de su corte longitudinal y descripción, generalmente ciertos meses desde su extracción. S3: PDE observados en las coronas en el momento en el que se realizó el presente trabajo, usualmente entre 3 y 5 años desde la extracción de las coronas.201

Figura 7.2. Principales factores que controlan el desarrollo de la fisilidad, diferenciados entre mecanismos sin-depositacionales (inductores de la fisilidad primaria) y post-depositacionales (generadores de fisilidad secundaria). En función de las observaciones realizadas, se indica la relevancia de cada factor en una escala de grises. Entre los factores sin-depositacionales los controles más importantes son el contenido de carbonatos y la abundancia de materia orgánica, mientras que dentro de los controles post-depositacionales, los factores principales son la bioturbación y los reemplazos pervasivos por carbonato de calcio. A su vez, se incluyen las condiciones de potencial rédox y los ciclos secuenciales en relación con estos factores. Ciclos transgresivo-regresivos representados en triángulos azules y rojos respectivamente. Modificado de Martín et al. (2022a).....	204
Figura 7.3. Control del mecanismo de depositación en la intensidad de la fábrica resultante y su impacto en el desarrollo de la fisilidad. La depositación en forma de flóculos genera una fábrica del sedimento menos ordenada y como resultado, una roca de moderada a baja fisilidad. En cambio, la depositación en forma de partículas dispersas promueve la generación de una fábrica paralela a la estratificación y, en consecuencia, una roca de alta fisilidad.	205
Figura 7.4. Efecto de la composición mineral en el desarrollo de la fisilidad. Los intervalos con menor contenido de carbonato y mayores contenidos de arcillas, cuarzo y feldepatos tienden a ser más fisiles que sus contrapartes masivas, que suelen mostrar altos valores de carbonatos y bajos porcentajes de arcillas, cuarzo y feldepatos.....	206
Figura 7.5. Grado de influencia del contenido de la materia orgánica en función de su ocurrencia. A. Kerógeno diseminado en la matriz de la roca. B. Seams de materia orgánica orientados paralelamente a la estratificación. C. Materia orgánica concentrada en niveles. Cuando la materia orgánica se encuentra diseminada en la matriz no parece aumentar el grado de fisilidad de la roca. Cuando esta se concentra seams o en niveles promueve un aumento en el grado de fisilidad de la roca.	208
Figura 7.6. Impacto de la laminación en la laminación en la fisilidad según el contraste entre las capas. La laminación tiene un impacto positivo en la fisilidad cuando los contactos entre las litologías son netos.....	209
Figura 7.7. Impacto de la bioturbación en el desarrollo de la fisilidad y su relación con el nivel de oxigenación del fondo oceánico en asociación con la variación en el contenido de pirita.....	210
Figura 7.8. Comparación de la mineralogía según análisis de DRX de la Formación Vaca Muerta (discriminando el 90% de las muestras del 10% menos representativo) con otros yacimientos no convencionales. En líneas generales se advierte un menor contenido de arcillas en la Formación Vaca Muerta respecto del resto. Q = cuarzo; Cb = carbonato; Cl = arcillas. Modificado de Kietzmann et al. (2020) y Marchal et al. (2016).....	212
Figura 7.9. Fuentes de anisotropía en rocas de grano fino, con simetría Isotrópica Transversal a la Vertical, VTI). Esta propiedad aumenta por la presencia de microfracturas horizontales, la orientación de los minerales laminares, de la materia orgánica y por la existencia de una red poral orientada horizontalmente asociada principalmente a la materia orgánica y a la porosidad interpartícula de las arcillas. Modificada de Guo et al. (2013).	213
Figura 7.10. Relación entre la fisilidad y las propiedades petrofísicas y geomecánicas observadas a partir de ensayos de laboratorio.....	214
Figura 7.11. Representación esquemática de las parasecuencias observadas en la Formación Vaca Muerta, mostrando la litología (PS: pelita silicoclástica; PPC: pelita parcialmente calcárea; PC: pelita calcárea), índice de bioturbación (Lazar et al., 2015a), intensidad de laminación, densidad Hounsfield, TSI, pirita y contenido de COT y grado de fisilidad (índice DAD). Las parasecuencias,	

limitadas por superficies de inundación (FS, Flooding Surfaces), comienzan por pelitas silicoclásticas laminadas, ricas en materia orgánica con alta fisilidad. Hacia el tope, la secuencia estraCOTreciente se vuelven más ricas en carbontato (reflejado en mayores valores de TSI y en la densidad Houndsfield), las condiciones más euxínicas permiten un incremento en la bioturbación y un menor contenido de pirita y materia orgánica, dando lugar a rocas de baja o nula fisilidad y pobremente laminadas. Modificado de González Tomassini et al. (2016), Lejay et al. (2018), Otharán (2020) y Martín et al. (2023a).....215

Figura 7.12. Relación entre la composición de la roca, los hemiciclos transgresivos (triángulo azul), regresivos (triángulo rojo) y la bioturbación en la Formación Vaca Muerta. Hacia el final del hemiciclo transgresivo, cerca de la MFS se dan las condiciones más favorables para el desarrollo de la fisilidad (alto COT, alto aporte de componentes silicoclásticos, es decir, de cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y arcillas, bajo aporte carbonático y ausencia de bioturbación. Hacia el final de los hemiciclos regresivos, cerca de las TS se dan las condiciones opuestas, generando rocas de baja fisilidad a masivas. Modificado de Almon et al. (2002) y Kietzmann et al. (2016a).217

Figura 7.13. Variación de la fisilidad en los ciclos T-R. A. Procesos y condiciones predominantes. Durante los períodos de mar bajo (LST, Low System Tract) la erosión del margen aumenta el aporte clástico al sistema que es redistribuido por corrientes paralelas al margen durante las transgresiones (TST, Transgressive System Tract). En estos dos periodos se generan las mejores condiciones para el desarrollo de la fisilidad. En los periodos de mar alto (HST, High System Tract) se produce la progradación de la rampa carbonática que disminuye el espacio de acomodación e impide el desarrollo de corrientes paralelas al margen, dando como resultado una sedimentación predominantemente carbonática. La mayor oxigenación y bioturbación junto con la predominancia del material carbonático generan rocas de baja o nula fisilidad. B. Paleogeografía y principales zonas de aporte. SSP: Sistema de Sierra Pintada; MNP: Macizo Nord Patagónico. C. Secuencia idealizada desarrollada durante un ciclo LST–TST–HST. Modificado de Zeller et al. (2015a).....218

Figura 7.14. Diaclasa vertical en la Formación Vaca Muerta en el área del Cerro Mulichinco. Notar cómo la evaporación diferencial del agua revela los planos de fisilidad.220

Figura 7.15. Esquema de las clinofomas del sistema Vaca Muerta-Quintuco y la ubicación de las coronas estudiadas (en amarillo). La corona 3B fue extraída de la Sección Enriquecida Superior (SES) mientras que las coronas 1, 2 y 3A fueron perforadas en la Sección Enriquecida Inferior (SEI). Modificado de Desjardins et al. (2016). Horizontes regionales que definen la posición relativa del borde de plataforma durante el intervalo Tithoniano temprano-Valanginiano temprano (Domínguez et al., 2017).....222

Índice de tablas

Tabla 1. Unificación del código de facies utilizado en el presente trabajo.	11
Tabla 2. Unificación del código de microfacies utilizado en el presente trabajo.	12
Tabla 3. Set de datos utilizados en coronas y afloramiento. CM = Cerro Mulichinco, PC = Puerta Curaco.	13
Tabla 1. Unidades incluidas en el presente estudio y sus principales características.	35
Tabla 4.1. Clasificación del ambiente depositacional según las condiciones de oxigenación (potencial rédox, Eh) según Tyson y Pearson, (1991). Los valores de concentración de oxígeno son válidos para océanos actuales.	67
Tabla 4.2. Factores que controlan el desarrollo de la fisilidad divididos en función del momento en el que ocurren: sindepositacionales (fisilidad primaria) y post-depositacionales (fisilidad secundaria).	78
Tabla 5.1. Elementos mayoritarios según los resultados de FRX de las muestras de Puerta Curaco recalculados a 100%.	143
Tabla 5.2. Elementos traza según los resultados de FRX de las muestras de Puerta Curaco.	143
Tabla 7.1. Controles de la fisilidad, grado de influencia (positiva, ↑ o negativa, ↓) y factores de los cuales depende su grado de influencia.	203

Símbolos y abreviaturas

Letras

Símbolo	Descripción
E	Módulo de Young
G	Módulo de cizalla
C _{xx}	Módulo dinámico de elasticidad

Letras griegas

Símbolo	Descripción
Φ	Porosidad
κ	Permeabilidad
ν	Relación de Poisson
ρ	Densidad
ϵ	Deformación
σ	Esfuerzo

Abreviaturas

Abreviatura	Descripción
Fig.	Figura
Fm.	Formación
DAD	<i>Drying Alcohol Discontinuities</i>
COT	Carbono Orgánico Total
U	Unidad
SES	Sección Enriquecida Superior

SEI	Sección Enriquecida Inferior
BPF	<i>Bed Parallel Fracture</i>
µm	Micrones
cm	Centímetros
m	Metros
km	Kilómetros
Ro	Reflectancia de la vitrinita
DRX	Difracción de Rayos X
FRX	Fluorescencia de Rayos X
SEM	<i>Secondary Electron Microscope</i>
ppm	Partes por millón
EM	Elementos mayores
ET	Elementos traza
UCS	<i>Uniaxial Compressive Strengrh</i>
BI	<i>Brittleness Index</i>
TSI	<i>Terratek Strength Index</i>
AAPG	<i>American Association of Petroleum Geologists</i>
TST	<i>Transgressive System Tract</i>
RST	<i>Regressive System Tract</i>
LST	<i>Lowstand System Tract</i>
FSST	<i>Fallen State System Tract</i>
OI	Orgánico Inferior
OS	Orgánico Superior
CM	Cerro Mulichinco
PC	Puerta Curaco
SR	Sierra de Reyes
RH	Rahueco
VM	Sierra de la Vaca Muerta
PL	Pucún Leufú
CS	Cordón del Salado

Capítulo 1. Introducción

Las rocas de grano fino, entendiéndose por tales, aquellas constituidas mayoritariamente por partículas menores a $63\ \mu\text{m}$, representan las rocas sedimentarias más abundantes dentro del registro geológico (Schieber, 2003; Potter *et al.*, 2005; Schieber *et al.*, 2007; Macquaker *et al.*, 2010; Ilgen *et al.*, 2017). Cuando una roca de grano fino es expuesta en superficie, puede permanecer masiva, o bien, desarrollar diferentes grados de fisilidad, es decir, puede partirse a través de planos paralelos a la estratificación (Lewis, 1924; Ingram, 1953; Pettijhon, 1975, Bates y Jackson, 1987; Sintubin, 1994; Potter *et al.*, 2005, Fig. 1.1). Mientras menor sea la separación entre esos planos, mayor será el grado de fisilidad de la roca (O'Brien, 1970). Se trata de una propiedad estructural asociada a la génesis de la roca, revelada en superficie gracias a procesos de meteorización (Lewis, 1924; Byers, 1974; Ingram, 1953). El desarrollo de la fisilidad depende de condicionamientos previos a la exhumación ya que las rocas de grano fino pueden presentarse tanto masivas como fisiles en afloramientos. En el presente trabajo se extrapola el concepto de fisilidad a rocas de subsuelo en donde si bien no se observa dicha propiedad a simple vista (por la ausencia de meteorización), la misma existe intrínsecamente en la roca ya que, como se mencionó previamente, depende de los procesos que la originaron.

Los primeros trabajos en estudiar esta propiedad se remontan hacia fines de 1800. Al principio se utilizaba el término 'clivaje' para referirse a la capacidad de una roca de romperse en planos paralelos entre sí y a la fisilidad como un tipo particular de clivaje en el que los planos se encuentran estrechamente espaciados y son paralelos a la estratificación. A fin de evitar confusiones, se reservó posteriormente el término clivaje para los cristales (Van Hise, 1896).

La presencia de fisilidad es frecuentemente utilizada como criterio de clasificación en rocas de grano fino (Wilkins, 2014; Lazar *et al.*, 2015a) y ha sido explicada mediante diferentes hipótesis (Ingram, 1953). Sin embargo, hasta la fecha, el principal control en el desarrollo de esta estructura permanece en discusión. Los resultados y conclusiones de la presente contribución buscan mejorar el entendimiento sobre los controles dominantes en su desarrollo.



Figura. 1.1. Afloramientos de rocas de grano fino correspondientes a la Formación Vaca Muerta mostrando distintos grados de fisilidad, desde una roca con muy alto grado (imagen superior) hasta el término masivo (imagen inferior).

La fisilidad afecta tanto las propiedades petrofísicas de las rocas tales como su porosidad y permeabilidad (Curtis *et al.*, 1980) así como su anisotropía y sus propiedades geomecánicas

(Daigle y Dugan, 2011). En consecuencia, el grado de fisilidad es una variable que debe afectar la eficiencia de la estimulación hidráulica de un yacimiento no convencional como la Formación Vaca Muerta, roca sobre la cual se focaliza el presente trabajo. Dicha formación se localiza en la Cuenca Neuquina (Argentina), en donde la Formación Vaca Muerta constituye una de las unidades litoestratigráficas de mayor extensión areal, ocupando una superficie de aproximadamente 30.000 km² (Askenazi *et al.*, 2013; Ramos *et al.*, 2020). Esta formación corresponde a un yacimiento de tipo '*shale gas*' y '*shale oil*', es decir, acumulaciones de gas y petróleo que permanecen en la roca generadora como remanentes luego del proceso de migración, junto con abundante contenido de materia orgánica en diferentes grados de transformación (Caligari y Hirschfeldt, 2015). Debido a su grano predominantemente fino, que se traduce en permeabilidades muy bajas, la explotación de este recurso requiere de tecnologías muy específicas (Riavitz, 2015). Fundamentalmente se pueden dividir en tres áreas: (1) caracterización de la roca para identificar las áreas más prolíficas; (2) perforación de pozos horizontales, con extensiones del orden de los miles de metros y con las condiciones que garanticen su integridad a lo largo de su vida productiva; y (3) estimulaciones con fracturas hidráulicas masivas que aumenten la permeabilidad de la roca permitiendo productividades comerciales.

Estudios recientes en diferentes cuencas indican que las sucesiones de rocas de grano fino varían fuertemente en sentido vertical y lateral, impactando fuertemente en la producción de hidrocarburos en *plays* no convencionales (Dawson y Almon, 2010; Przywara *et al.*, 2011; Fairbanks *et al.*, 2016). Numerosos estudios han demostrado que la Formación Vaca Muerta es mucho más heterogénea en comparación con otros yacimientos no convencionales (Cobbold *et al.*, 1999; Doyle *et al.*, 2005; Fantin *et al.*, 2014; Convers *et al.*, 2017; Romero-Sarmiento *et al.*, 2017; Capelli *et al.*, 2018; Comerio *et al.*, 2018; Fialips *et al.*, 2018; Małachowska *et al.*, 2019; Kietzmann *et al.*, 2020; Małachowska *et al.*, 2022). A pesar de la gran cantidad de estudios sobre la heterogeneidad de la Formación Vaca Muerta (Sagasti *et al.*, 2014; Stinco y Barredo, 2014; Zeller *et al.*, 2015a, b; Ortiz *et al.*, 2016; González Tomassini *et al.*, 2017; Boitnott *et al.*, 2018, Casala *et al.*, 2019), no es posible encontrar estudios focalizados en el estudio de la fisilidad en estas rocas y su impacto en su producción.

Como la fisilidad es una propiedad definida en rocas aflorantes, en donde se expresa conspicuamente, su análisis en superficie se vuelve fundamental. Así, en este trabajo, se eligieron dos afloramientos de la Formación Vaca Muerta en donde la fisilidad fue estudiada a partir de perfiles de detalle. Por otro lado, ya que el fin último es el análisis de su impacto en el comportamiento mecánico de las rocas en el subsuelo, se estudió esta propiedad en rocas de coronas extraídas de diferentes pozos. Para ello se desarrollaron, en primer lugar, metodologías para poder determinar el grado de fisilidad de las rocas tanto en superficie como en subsuelo. Posteriormente, esta información se integró con observaciones macro y microscópicas, resultados de laboratorio e interpretaciones secuenciales. Por último, se generaron modelos capaces de predecir el grado de fisilidad de una roca en subsuelo utilizando perfiles de pozo.

Las rocas estudiadas se encuentran dentro del denominado sistema Vaca Muerta-Quintuco, depositado entre el Tithoniano y el Valanginiano inferior, sobreyaciendo fundamentalmente la Formación Tordillo (Fig. 1.2). Weaver (1931) realizó una división litoestratigráfica de

este intervalo, asociando a la Formación Vaca Muerta con la secuencia de pelitas negras, calizas y areniscas de edad tithoniana, y a la Formación Quintuco, con conjunto de pelitas grises con intercalaciones de areniscas y calizas de edad berrasiana – valanginiana (Kietzmann *et al.*, 2014a). En el presente trabajo se utiliza la nomenclatura establecida en la “*Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta*” (González *et al.*, 2016). Según este esquema, el sistema Vaca Muerta-Quintuco se divide en 6 unidades (U1-U6, Fig. 1.2) limitadas por superficies regionales identificadas a lo largo de toda la cuenca. Dentro de este sistema se identifican dos intervalos ricos en materia orgánica (contenido de Carbono Orgánico Total (COT) > 2%, Desjardins *et al.*, 2016): la Sección Enriquecida Superior (SES, presente solamente en el sector Centro Norte y Norte de la cuenca) y la Sección Enriquecida Inferior (SEI, presente en casi toda la extensión de la Formación Vaca Muerta). Esta nomenclatura fue posteriormente actualizada en la Memoria 121 publicada por la American Association of Petroleum Geologists (AAPG) (Minisini *et al.*, 20220a) a partir de numerosa información de alta calidad. La misma consta de 12 secuencias de alta frecuencia (S01-S12; Fig. 3.9, Domínguez *et al.*, 2020) con combinaciones variables de cortejos sedimentarios utilizando las superficies provenientes del marco estratigráfico definido en la transecta regional (Fig. 1.2B). Dichos ciclos fueron posteriormente utilizados en la interpretación secuencial de las coronas.

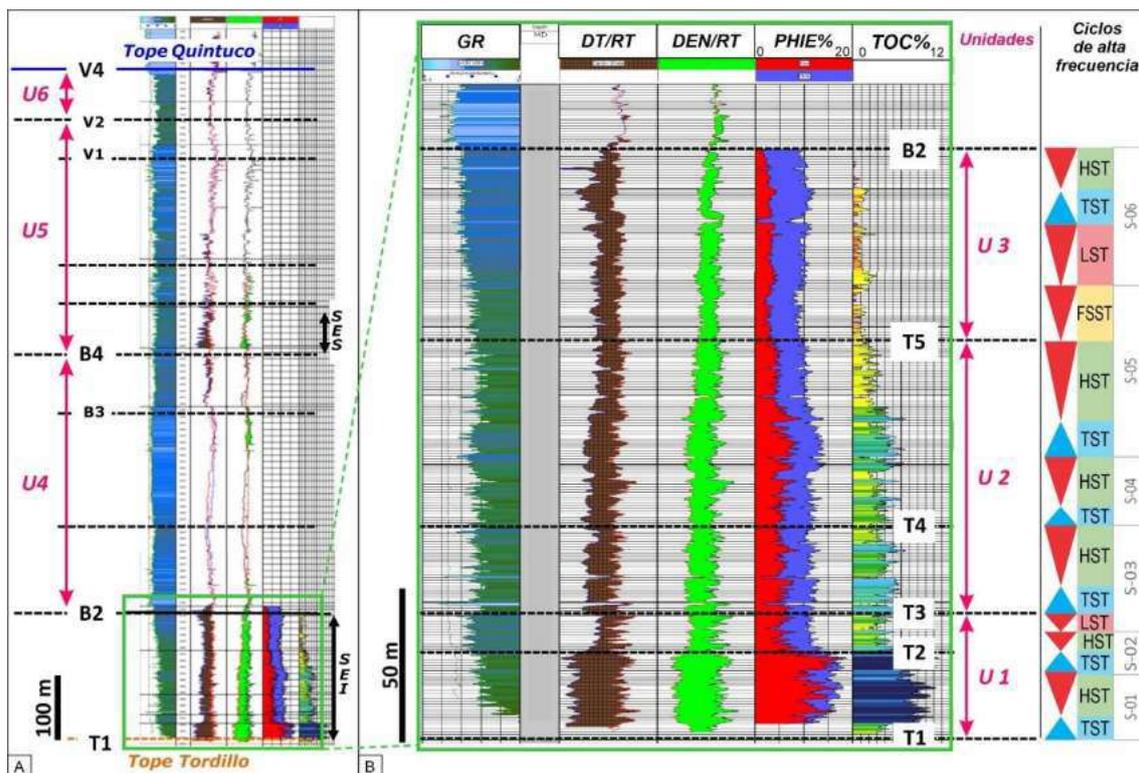


Figura. 1.2. Sistema Vaca Muerta-Quintuco en la zona central de la Cuenca Neuquina. A. Perfil tipo general de todo el sistema, mostrando los dos intervalos considerados como targets no convencionales: Sección Enriquecida Superior (SES) y la Sección Enriquecida Inferior (SEI) en conjunto con las unidades (U1-6) definidas por Desjardins *et al.* (2016) limitadas por las superficies provenientes del marco estratigráfico definido en la transecta regional (T1-5, B2, González *et al.*, 2016). B. Detalle de la Sección Enriquecida Inferior mostrando la relación entre las unidades U1-3 y las secuencias de alta frecuencia establecidas en la Memoria 121 (S-01-06, Minisini *et al.*, 20220a)

Dentro del intervalo analizado es posible identificar diferentes heterogeneidades e interfaces (Fig. 1.3). En el presente trabajo se utiliza el término heterogeneidad para hacer referencia a un volumen de material con características mecánicas distintas con respecto a la roca que lo rodea. Por otro lado, el término interface es utilizado para designar a aquellas superficies que limitan dos bloques de rocas que pueden tener un comportamiento mecánico distinto. Tanto las heterogeneidades como las interfaces se manifiestan a diferentes escalas, desde observaciones en afloramiento, coronas, ensayos de laboratorio, hasta la escala nanométrica (Ilgen *et al.*, 2017). De acuerdo con las observaciones realizadas en este trabajo se establecieron dos escalas de estudio. La escala de primer orden incluye características decimétricas a centimétricas, tales como la presencia de niveles de ceniza volcánica (tobas), de fracturas naturales y de concreciones. Las heterogeneidades y discontinuidades de segundo orden se asocian a características submilimétricas, entre las que se encuentran las impresiones de fósiles y los planos de fisilidad.

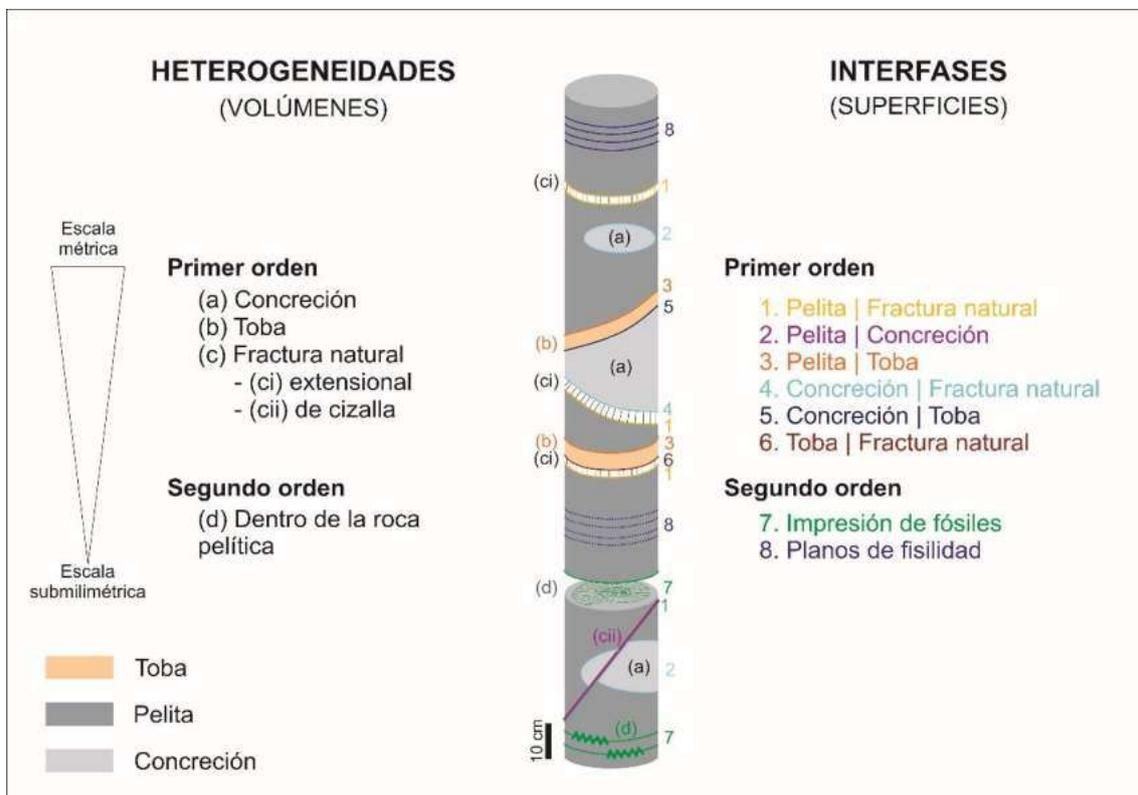


Figura. 1.3. Heterogeneidades e interfaces encontradas en la Formación Vaca Muerta divididas según su escala entre primer y segundo orden. Modificada de Martín *et al.* (2022a).

En el próximo capítulo, dedicado a la metodología, se presenta el set de datos y las técnicas utilizadas. Posteriormente, en el capítulo 3 se desarrolla el contexto geológico, comenzando con la Cuenca Neuquina y posteriormente, haciendo foco en la Formación Vaca Muerta, tanto en cuanto a su geología como en cuanto a sus condiciones como reservorio no convencional. El capítulo 4 establece la base teórica sobre la cual se desarrolla el resto del trabajo. Se centra en las principales características de las rocas de grano fino, desde su nomenclatura y clasificación, procesos sedimentarios y diagenéticos, hasta llegar al estado

actual del conocimiento sobre la fisilidad y sus controles. El capítulo 5 incluye los resultados provenientes del estudio de la Formación Vaca Muerta en rocas aflorantes mientras que en el capítulo 6 se desarrolla su análisis en subsuelo. Los resultados de ambos sets de datos son discutidos en el capítulo 7 y, finalmente, se presentan las principales conclusiones en el capítulo 8.

Los anexos incluidos en la presente tesis abarcan los perfiles (y su correspondiente correlación) relevados en aforamiento (Apéndice A); las descripciones de las diferentes coronas (Apéndices B-D); y las descripciones de los cortes petrográficos (Apéndice E).

Capítulo 2. Metodología

El estudio de la fisilidad llevado a cabo en la presente contribución fue realizado tanto a partir de la observación, medición y análisis de laboratorio de rocas aflorantes como a partir de información de subsuelo. Se incluye, por un lado, un estudio en rocas aflorantes de la Formación Vaca Muerta, en la región de la Faja Plegada y Corrida de Agrio y en la región de la Fosa de Loncopué. Por otro lado, se analizó esta secuencia a partir la integración de información proveniente de coronas, perfiles eléctricos e imágenes microresistivas. Adicionalmente, se complementan las observaciones e interpretaciones con estudios de laboratorio que permiten la caracterización de las rocas en términos de su composición y fábrica a diferentes escalas.

2.1. Estudios de superficie

Parte del estudio de la fisilidad fue llevado a cabo en dos afloramientos de la Formación Vaca Muerta. En primer lugar, se realizó una campaña en el Cerro Mulichinco, ubicado a 20 km hacia el este-noreste de la localidad de Loncopué (Fig. 2.1b). Este sector fue elegido por la gran extensión que presentan los afloramientos de esta unidad, particularmente de la sección basal. El trabajo realizado en esta zona usó como base un estudio previo realizado en la localidad del Arroyo Mulichinco (Petrobras-GCS, 2015; Otharán *et al.*, 2020) que dio como resultado un perfil sedimentario del sistema Vaca Muerta-Quintuco.

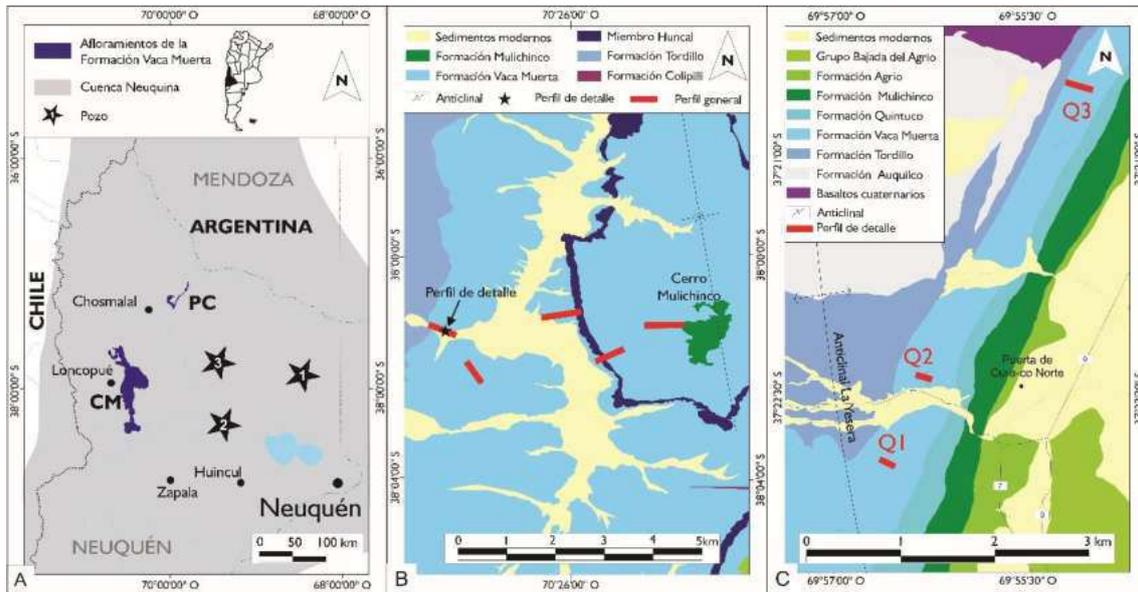


Figura. 2.1. Datos de afloramiento. A. Mapa general de la Cuenca Neuquina, mostrando la ubicación de las dos áreas de estudio donde aflora la Formación Vaca Muerta (CM: Cerro Mulichinco; PC: Puerta Curaco) y los pozos (estrellas negras) a partir de los cuales fueron extraídas las coronas analizadas. B. Mapa del área del Cerro Mulichinco, mostrando la ubicación de los perfiles generales (líneas rojas, Petrobras-GCS, 2015) usadas de base para el estudio de detalle (estrella negra) en el presente trabajo. C. Mapa del área de Puerta Curaco mostrando la ubicación de los tres perfiles de detalle (líneas rojas: Q1-Q2-Q3) relevados en la presente contribución.

El levantamiento de dicho perfil incluyó una recolección sistemática de aproximadamente 1 kg de muestra cada 5 metros estratigráficos, utilizadas en la presente contribución. Cada muestra fue clasificada visualmente siguiendo el trabajo de O'Brien (1970), quien dividió las rocas de grano fino según su fisilidad en 5 clases (Fig. 2.2). La primera clase abarca rocas con una fisilidad muy bien desarrollada, que se rompen en finas láminas limitadas por superficies rectas y suaves paralelas a la estratificación, mientras que la quinta corresponde a rocas masivas. Las rocas de fisilidad intermedia se rompen en lascas de mayor espesor, a través de superficies onduladas. A fin de verificar dicha clasificación, se cuantificó el grado de fisilidad midiendo el espesor promedio de los fragmentos utilizando un calíper digital. Todas las muestras cuentan con medición de Carbono Orgánico Total (COT) mientras que las más representativas de cada clase fueron observadas mediante cortes petrográficos a fin de caracterizar su fábrica y composición.

Clase	1	2	3	4	5
Fisilidad	MUY BIEN DESARROLLADA	DESARROLLADA	MODERADA	POBRE	MASIVA
Fotografía muestra de mano					
Espesor promedio de fragmentos (mm)	3	5	8	15	21

Figura. 2.2. Clasificación visual de rocas de grano fino según su fisilidad propuesta por O'Brien (1970).

En el Arroyo Mulichinco se realizó un perfil de detalle y un muestreo completando el perfil general (Petrobras-GCS, 2015; Otharán *et al.*, 2020), focalizado en el estudio de la fisilidad. Se estimó esta propiedad a partir de un conteo de los planos de fisilidad cada 5 centímetros en sentido ortogonal a la estratificación. Las muestras fueron seleccionadas buscando el mayor contraste de fisilidad, abarcando el espectro que va desde rocas masivas a muy fíiles.

Posteriormente, se estudió la fisilidad de la Formación Vaca Muerta en la zona de Puerta Curaco, ubicada a 30 km al este de la localidad de Chos Malal (Fig. 2.1C). La excelente continuidad de los afloramientos permitió relevar tres perfiles de detalle con el objeto de evaluar la variación lateral de la fisilidad de las rocas analizadas. Se caracterizó la fisilidad en cada estrato midiendo la cantidad de planos de fisilidad en 5 cm perpendicularmente a la estratificación (Fig. 2.3). Cuando la fisilidad presentaba un amplio rango de variación, se midió en diferentes zonas para establecer un rango, dando lugar a una curva de mínima y de máxima densidad de planos de fisilidad. El muestreo realizado en dichos perfiles se concentró aquellas rocas de fisilidad moderada a muy alta. Las muestras fueron estudiadas en gabinete a partir de su caracterización mediante cortes petrográficos, Fluorescencia de Rayos X (FRX) y medición de COT. En aquellos sectores en los que el afloramiento era de baja calidad, se midió la fisilidad preservada al reparo de las plantas ya que en estos sectores las rocas preservan mejor sus planos de fisilidad (Fig. 2.3C).



Figura. 2.3. Detalle de la toma de datos de planos de fisilidad en 5 cm. Cuando la densidad de planos presentaba un amplio rango de variación, se midió en diferentes zonas para establecer el rango. A. 50-60 planos de fisilidad en 5 centímetros. B. 30-40 planos de fisilidad en 5 centímetros. C. Medición de la fisilidad en afloramientos de calidad baja al reparo de arbustos en donde se preserva la roca y su fisilidad.

2.2. Información de subsuelo

El estudio de la fisilidad en subsuelo consistió en la integración de la información obtenida en 4 coronas extraídas de 3 pozos ubicados en la región del Engolfamiento de la Cuenca Neuquina (estrellas negras en la Fig. 2.1, que suman más de 300 metros de longitud), en conjunto con sus correspondientes perfiles de pozo e imágenes microresistivas.

2.2.1. Coronas

Con el objetivo de establecer el grado de fisilidad que potencialmente podrían tener las rocas incluidas en las coronas, se desarrolló una metodología simple y rápida basada en la observación de la evaporación diferencial del alcohol sobre la superficie pulida de las mismas. Como resultado se obtuvo el denominado índice DAD (por sus siglas en inglés, *Drying Alcohol Discontinuities*). A su vez, se realizó un estudio de la evolución de las discontinuidades efectivas, de las que se obtuvieron datos sobre el estado de integridad de las coronas en tres momentos diferentes: una vez que la corona fue extraída, transportada y desentubada (S1), posteriormente a su corte transversal y descripción (S2) y el momento en

el que fue realizado el presente estudio (S3). Ambas metodologías serán detalladas en el capítulo 6, en donde se exponen los resultados del estudio de los datos de subsuelo.

A fin de relacionar la información entre las 4 coronas (descriptas en el laboratorio LCV S.R.L), se unificó el código de facies, ya que presentaban ciertas diferencias entre ellas (Tabla 1). De manera similar, se realizó una simplificación y unificación de las microfacies definidas a partir de la descripción de secciones delgadas (Tabla 2). En ambos casos se tuvieron en cuenta los datos de composición provenientes de Difracción de Rayos X (DRX) y de Fluorescencia de Rayos X (FRX) de manera de obtener clases compatibles con las diferentes clasificaciones, independientemente del carácter de su fábrica (laminadas o masivas) ya que esta información no se encuentra disponible en todos los casos.

Tabla 1. Unificación del código de facies utilizado en el presente trabajo.

Corona 1	Corona 2	Coronas 3a y 3b	Facies utilizadas
Fangolitas masivas o con difusa laminación (limolitas y/o peloidales)	Fangolitas limosas masivas	Fangolitas limosas parcialmente calcáreas	Pelita silicoclástica
Fangolitas fósilíferas (bivalvos, amonites)	Fangolitas limosas laminadas	Fangolitas limosas	
Fangolitas parcialmente calcáreas fósilíferas	Fangolitas algo calcáreas laminadas	Fangolitas parcialmente calcáreas	Pelita parcialmente calcárea
Fangolitas parcialmente calcáreas masivas o con difusa laminación	Fangolitas algo calcáreas masivas		
Fangolitas calcáreas fósilíferas	Fangolitas calcáreas laminadas	Fangolitas calcáreas	Pelita calcárea
Fangolitas calcáreas masivas o con difusa laminación	Fangolitas calcáreas masivas		
Niveles microbianos	Microbialitas	Mmicrobialitas	Microbialita
Arcillitas y vaques volcánoclasticos	Tobas calcitizadas	Tobas calcitizadas	Toba
	Tobas argilizadas	Tobas argilizadas	
	Tobas piritizadas		
	Tobas ricas en cristaloclastos/litoclastos	Tobas piritizadas	
	Tobas compuestas		
Niveles diagenizados	Niveles diagenizados	Niveles diagenizados	Nivel diagenético
	Concreciones y nódulos	Concreciones y nódulos	
	Capas de reemplazo y/o recristalizadas		
	Capas bioturbadas	Capas de reemplazo y/o recristalizadas	
	Capas disturbadas		

Tabla 2. Unificación del código de microfácies utilizado en el presente trabajo.

Corona 1	Corona 2	Coronas 3a y 3b	Microfácies utilizadas	
Fangolitas	Fangolitas	Fangolitas	Pelitas silicoclásticas	
	Fangolitas limosas			
Fangolitas peloidales	Fangolitas limosas peloidales	Fangolitas limosas		
	Fangolitas fosilíferas			
Fangolitas limosas	Fangolitas algo limosas	Fangolitas limosas peloidales		
	Fangolitas limosa bioturbada			
Fangolitas fosilíferas (con sacocómidos)	Fangolitas radiolarítica peloidal	Fangolitas fosilíferas		
	Fangolitas orgánicas fosilíferas			
Fangolitas calcáreas bioclásticas	Fangolitas radiolaríticas	Fangolitas calcáreas		Pelitas calcáreas
	Fangolita microcrinoidal	Fangolitas calcáreas peloidales*		
Fangolitas calcáreas radiolaríticas	Fangolita fosilífera	Fangolitas calcáreas bioclásticas		
Microbialitas	Microbialitas	Microbialitas	Microbialitas	
Tobas líticas	Tobas argilizadas	Tobas argilizadas	Tobas argilizadas	
Tobas pirtizadas	Tobas arcillosas			
Tobas de cristales**	Tobas de cristales**			
Tobas calcitizadas	Tobas calcitizadas	Tobas calcitizadas	Tobas calcitizadas	
Niveles diagenéticos	Packstones-grainstones	Fangolitas peloidales calcitizadas	Niveles diagenéticos	
Concreciones	Packstones-grainstones peloidales			

* ver matriz: si es arcillosa o silicea, se toma como pelita silicoclástica; si es calcárea, como pelita calcitizada

** ver matriz: si es arcillosa, se toma como toba arcillosa; si es calcárea, como toba calcitizada

2.2.2. Perfiles e imágenes de pozo

Los perfiles e imágenes microresistivas correspondientes a los tres pozos estudiados fueron sometidos a un control de calidad y un procesamiento previamente a su interpretación y utilización. Su análisis fue realizado mediante el *software* Geolog™ que permite la visualización de la información de pozos en profundidad junto con la información relevada de las coronas, así como la generación de distintos gráficos (binarios, ternarios e histogramas) y cálculos para integrar la información. Este programa incluye un módulo denominado *Facimage*, utilizado para el modelado de electrofacies a partir de análisis de agrupamiento (*cluster analysis*) que fue utilizado para generar un modelo capaz de predecir el índice DAD mapeado en cada corona. En el capítulo 6 se encuentra detallado el proceso iterativo a partir del cual se construyó un primer modelo a partir de los perfiles de *gamma ray*, factor fotoeléctrico, sónico y resistividad somera, que luego fue mejorado incorporando información proveniente de la imagen microresistiva.

2.3. Estudios de laboratorio

Las observaciones y datos relevados en coronas y afloramientos fueron complementadas con estudios de laboratorio a fin de caracterizar su composición, fábrica, contenido, tipo y

madurez de la materia orgánica, propiedades petrofísicas y geomecánicas. En la Tabla 3 se puede observar una síntesis de los estudios realizados en cada corona y afloramiento.

Tabla 3. Set de datos utilizados en coronas y afloramiento. CM = Cerro Mulichinco, PC = Puerta Curaco.

Estudios de laboratorio		Coronas				Afloramientos	
		1	2	3a	3b	CM	PC
Sección delgada		34	71	17	16	18	13
Fotomosaicos		7	-	-	-	6	-
Calcimetría		346	-	103	82	-	-
Geoquímica orgánica	Carbono Orgánico Total (COT)	314	110	35	39	50	13
	Pirólisis Rock-Eval	288	68	32	37	-	-
	Reflectancia de la vitrinita (Ro)	3	2	1	2	-	-
Difracción de Rayos X (DRX)		35	77	17	16	-	-
Fluorescencia de Rayos X (FRX)		53	1220	-	-	-	13
Estudios petrofísicos		25	68	9	5	-	-
Ensayos geomecánicos		12	24	9	6	-	-

2.3.1 Secciones petrográficas

Tanto las rocas de afloramiento como de coronas de distinto grado de fisilidad fueron caracterizadas en términos de su composición y fábrica a partir de la descripción de cortes petrográficos. Las muestras fueron lavadas con tolueno para la eliminación del hidrocarburo. Luego fueron impregnadas con resina Epoxy azul, para el estudio de la red poral. Por último, fueron teñidas con Alizarina Roja-S que permite la identificación de la calcita.

2.3.2. Fotomosaicos

En el marco del aislamiento social preventivo y obligatorio decretado en el año 2020 que impidió el acceso presencial al laboratorio y, por ende, el estudio de las muestras, se realizaron fotomosaicos de alta resolución de cortes delgados de la primera corona y afloramientos. De esta manera, se pudo realizar una descripción petrográfica provisoria. Posteriormente, la interpretación fue revisada bajo microscopio petrográfico a fin de corroborar o corregir las descripciones realizadas.

2.3.3. Calcimetría

Las coronas 1, 3a y 3b cuentan con análisis de calcimetría realizados a través de un calcímetro calibrado con calcita pura. Los análisis se realizan a partir de 1 gramo de muestra molida. En un entorno cerrado se la somete a reacción completa con 20 cm³ de ácido clorhídrico al 18%, durante tres minutos. El contenido de carbonato se calcula midiendo el dióxido de carbono emitido por la reacción el cual se expresa como porcentaje de carbonato en el resultado final. El contenido de carbonato de calcio en el caso de la corona 2 fue estimado a partir de las mediciones de Fluorescencia de Rayos X (FRX).

2.3.4. Geoquímica orgánica

Los estudios de geoquímica orgánica fueron realizados en el laboratorio Geolab Sur, donde las muestras fueron procesadas para el estudio de Carbono Orgánico Total (COT), pirólisis y estimación de la reflectancia de vitrinita. En el caso de la corona 1, las mediciones de COT fueron hechas tanto en *plugs* provenientes de la corona como de recortes (*cutting*) extraídos durante la perforación.

2.3.5. Difracción de Rayos X (DRX)

Se determinó la composición mineralógica de las muestras a partir de estudios de Difracción de Rayos X (DRX), mediante el análisis de roca total y de fracción arcilla. Los mismos fueron realizados en el laboratorio de LCV.

Para la realización del análisis de roca total se obtuvo una muestra representativa del total de la roca, moliéndola hasta malla 230ASTM. El polvillo resultante se colocó en porta muestras de acero inoxidable y se compactó uniformemente a fin de obtener una superficie lisa y regular para ser expuesta a los Rayos X. A partir de la interpretación del difractograma se identificaron los componentes minerales presentes en la roca.

Los análisis de fracción arcilla se realizaron sobre el polvillo obtenido, llevándolo previamente a suspensión en agua destilada. Luego se lleva el preparado a un vibrador ultrasónico durante 30 minutos, para que el material muy fino (menor a 4 micrones) quede en suspensión. Después de un tiempo determinado y, de acuerdo con la ley de Stokes, se extrae una muestra con pipeta de la sección subsuperficial de la suspensión y se la lleva a un portaobjetos. De esta manera los argilominerales se sedimentan lentamente sobre el mismo, adquiriendo una orientación preferencial según el plano cristalográfico (001). Esta muestra se denomina NATURAL.

Para confirmar la identificación y cuantificación de las arcillas, se realizan otros dos ensayos sobre muestras denominadas GLICOLADAS. Se obtiene exponiendo el preparado "natural" a los vapores de etilenglicol, durante doce horas.

2.3.6. Florescencia de Rayos X (FRX)

Mediante espectrometría de Fluorescencia de Rayos X se midió la composición de elementos mayores, expresados en porcentaje en peso del óxido del elemento y elementos traza,

representados en partes por millón (ppm). El registro de los elementos químicos se realizó sobre muestras de coronas y de afloramiento mediante un equipo portátil de Fluorescencia de Rayos X, Niton XL3t. Dentro de los EM se incluyen: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, P y S, mientras que dentro de los ET se encuentran: Mo, V, Ni, Cu, Zn, Pb, Cr, U, As, Rb, Th, Zr, Co, Sr, Ba, Cl, Sc, Au, Se, Hg, W, Sb, Sn, Cd, Pd, Ag, Nb, Bi, Re, Ta y Hf.

2.3.7. Estudios petrofísicos

El set de estudios petrofísicos fue realizado sobre muestras provenientes de las 4 coronas. Las mediciones fueron realizadas en el laboratorio de Schlumberger (Salt Lake City, USA) en donde se extrajeron datos de porosidad total, permeabilidad y densidad total. Para la permeabilidad al gas se utilizó el método de decaimiento de presión en roca molida en el caso de las muestras pertenecientes a las coronas 1 y 2. En las coronas 3a y 3b se midió tanto la permeabilidad de la matriz en roca molida como en testigos. Cuando la permeabilidad es medida en testigos, los valores pueden verse afectados por la presencia de artefactos o microfracturas, dando mediciones de permeabilidad de la matriz mayores a las reales.

2.3.8. Ensayos geomecánicos

Las mediciones de las propiedades geomecánicas se efectuaron en el Laboratorio de Reservorio TerraTek de Schlumberger. El set de ensayos incluye: resistencia a la compresión uniaxial (UCS, *Uniaxial Compressive Strength*) en tres direcciones (vertical, horizontal y a 45° de la estratificación) y medición de parámetros elásticos estáticos y dinámicos como el módulo de Young, de Poisson y de cizalla.

Por otro lado, utilizando los valores de DRX, se estimó el índice de fragilidad (BI, *Brittleness Index*) mineralógico de las muestras por medio de la ecuación propuesta por Glorioso y Rattia (2012) basada en estudios en la Formación Vaca Muerta.

Asimismo, las coronas 2, 3a y 3b cuentan con un perfil continuo de resistencia de la roca (TSI, *Terratek Strength Index*), mientras que la corona 1 sólo cuenta con tramos discontinuos de 1 m de esta medición.

Finalmente, en la corona 2 fue realizado un estudio de interfaces a fin de determinar la cohesión y el ángulo de fricción interna entre dos medios distintos como, por ejemplo, el contacto entre las pelitas y las tobos o entre las pelitas y las concreciones. El mismo fue llevado a cabo en testigos de aproximadamente 5 cm de alto y 2,5 cm de diámetro. Previa y posteriormente a la prueba se realizó una tomografía para observar la superficie por la cual se generó la discontinuidad. Se excluyen del presente estudio los valores en los cuales la misma se propagó por una zona distinta a la interface estudiada.

Capítulo 3. Marco geológico regional

3.1 Cuenca Neuquina

3.1.2. Antecedentes

La Cuenca Neuquina es una de las más estudiadas en Argentina, principalmente por su producción de hidrocarburos. Entre los primeros estudios regionales realizados se destacan los trabajos de Bodenbender (1891, 1892) y Burckhardt (1900, 1901) quienes se focalizan en la estratigrafía y paleontología del Mesozoico en Mendoza. Posteriormente, Burckhardt (1903) pone especial interés en la abundancia y contenido fosilífero de las sedimentitas de origen marino. Groeber (1918) y Weaver (1931) son los primeros en realizar reconstrucciones paleogeográficas de la cuenca sobre la base de una minuciosa recolección de fósiles efectuada en el terreno. Los trabajos de Groeber (1929, 1933, 1946, 1947) definen los grandes ciclos sedimentarios y las principales discordancias que constituyeron los cimientos sobre los cuales se definieron las secuencias estratigráficas y se desarrolló una gran cantidad de estudios de detalle con un enfoque cronoestratigráfico (por ejemplo, Leanza, 1947, 1981a; Riccardi, 1988). A su vez, Groeber (1929, 1946, 1947) describe las estructuras más importantes de la cordillera a partir de las cuales reconstruyó las fases tectónicas según las cuales se levantó la Cordillera de los Andes (Groeber, 1951).

3.1.2. Provincias geológicas y regiones morfoestructurales

Algunos autores (Urien y Zambrano, 1994; Ramos, 1999; Ramos *et al.*, 2011, entre otros) han subdividido la superficie que abarca la Cuenca Neuquina en dos provincias geológicas: la Cordillera Principal y el Engolfamiento Neuquino (Fig. 3.1.B), las cuales comparten la estratigrafía e historia geológica, pero tienen rasgos estructurales y geomorfológicos significativamente diferentes (Braccacini, 1970; Yrigoyen 1972; Ramos, 1999). La Cordillera Principal corresponde al sector Andino y está caracterizada por estructuras de fajas plegadas y corridas, tanto epidérmicas como de piel gruesa, con importantes afloramientos de sedimentitas del Jurásico–Cretácico temprano y afloramientos de las unidades pre-Triásico Medio (Yrigoyen 1972, 1979; Ramos, 1999). Por otro lado, el Engolfamiento Neuquino comprende la región extra-andina ubicada hacia el este, y se caracteriza por un relieve mesetiforme y en donde predominan las estructuras epidérmicas representadas por suaves pliegues (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991, 1996). A diferencia de la Cordillera Principal, los afloramientos corresponden predominantemente a depósitos continentales del Cretácico Superior. Entre ambas regiones es posible distinguir una zona de transición con características mixtas entre ambas provincias. Por otra parte, la región es

Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991; Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005). Las unidades de la Cuenca Neuquina se depositaron sobre un basamento que posee una compleja historia de acreción por colisión de diferentes terrenos durante el Paleozoico (Arregui *et al.*, 2011a; Ramos *et al.*, 2011). El mismo se encuentra representado principalmente por sedimentitas y rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Andacollo de edad carbonífera y por el complejo volcánico-plutónico Choiyoi, asociado al colapso extensional del Orógeno Gondwánico durante el Pérmico tardío y el Triásico temprano (Mpodozis y Kay, 1992; Llambías *et al.*, 2003; Martínez y Giambiagi, 2010; Sato *et al.*, 2015).

El origen de la Cuenca Neuquina se encuentra asociado a la historia del margen occidental de Gondwana, hacia fines del Triásico (Uliana y Biddle, 1988; Uliana y Legarreta, 1993; Mpodozis y Kay, 1990; Vergani *et al.*, 1995; Mosquera *et al.*, 2011). Desde un punto de vista tectónico, la evolución de la cuenca puede dividirse en tres estadios en los cuales el mecanismo de subsidencia dominante fue variando: una primera fase de subsidencia mecánica asociada a procesos de rifting, seguida por una subsidencia térmica con eventos de convergencia oblicua y, finalmente, una fase de subsidencia por carga tectónica (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984a; Legarreta y Gulisano, 1989; Manceda y Figueroa, 1995; Legarreta y Uliana, 1996, entre otros).

La Primera fase corresponde a la etapa de *rift* (Triásico Superior – Jurásico Inferior) se asocia a los procesos tectónicos extensionales vinculados al desmembramiento de Pangea a los cuales estuvo sometido el margen centro-oeste de Sudamérica (Uliana y Biddle 1988, Vergani *et al.* 1995). Dichos procesos dieron origen a hemigrábenes de rumbo noroeste, norte-sur y este-oeste, formando una serie de depocentros aislados entre sí (Fig. 3.2A). El relleno principal de estos hemigrábenes es volcánico y volcanoclástico, con sistemas lacustres y continentales arealmente restringidos (Arregui *et al.* 2011a) y se agrupan dentro del ciclo Precuyano en toda la cuenca (Carbone *et al.*, 2011). Este primer ciclo de sedimentación representa la etapa de *rift* de la Cuenca Neuquina, cuyos cambios en el espacio de acomodación estuvieron regidos principalmente por subsidencia mecánica entre el Rhaetiano y el Sinemuriano (Legarreta y Uliana, 1996).

La Segunda fase o etapa de retroarco (Jurásico Inferior – Cretácico Inferior) abarca el paso del sistema a una fase de relajación termal con movimientos tectónicos localizados junto con el desarrollo del arco volcánico en un contexto de ambiente de *back-arc* (Vergani *et al.*, 1995). Los hemigrábenes fueron progresivamente interconectándose, dando lugar a un depocentro continuo, de mayor extensión y elongado en sentido norte-sur. Durante este período, el Engolfamiento Neuquino consistió en una cuenca parcialmente cerrada, limitada hacia el oeste por un arco volcánico de baja topografía, conectado con el proto-Océano Pacífico únicamente por estrechos pasajes (Spalletti *et al.*, 2000; Macdonald *et al.*, 2003; Howell *et al.*, 2005, Fig. 3.2.B). La geometría de los depósitos sedimentarios resulta de la combinación de la tasa de variaciones eustáticas, variaciones en la tasa de sedimentación y de los movimientos tectónicos, la cual permitió la acumulación de potentes depósitos tanto marinos y como continentales (Gulisano *et al.*, 1984a; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991, 1996; Legarreta, 2002; Legarreta y Villar, 2015). En el sector sur de la cuenca entre el Oxfordiano tardío y el Kimmeridgiano tuvo lugar una reconfiguración de la cuenca asociado al levantamiento de la dorsal de Huincul (Zavala *et al.*, 2005; Mosquera y

Ramos, 2006). Este alto topográfico subdividió el Engolfamiento en dos depocentros principales. El levantamiento se asocia a un cambio en el régimen de subducción a lo largo del margen occidental (Vergani *et al.*, 1995; Mosquera y Ramos, 2006; Silvestro y Subiri, 2008).

La Tercera fase (Cretácico Inferior - Neógeno) corresponde a la etapa de cuenca de antepaís debido a la instalación de un régimen compresivo que dio lugar al levantamiento de la incipiente Cordillera de los Andes a pesar de la alternancia con ciertos eventos extensionales (Ramos y Folguera, 2005; Ramos, 2010, Fig. 3.2C). Debido al cambio del régimen tectónico que dio lugar al orógeno andino y la evolución del antepaís, la cuenca fue sometida a variaciones en su espacio de acomodación como resultado del ajuste mecánico frente a la carga orgénica. Este proceso produjo el retiro definitivo de las aguas del océano Pacífico favoreciendo así la sedimentación continental y permitiendo la primera transgresión marina procedente del océano Atlántico a fines del Cretácico (Malumián, N., 1999; Malumián y Náñez, 2011).

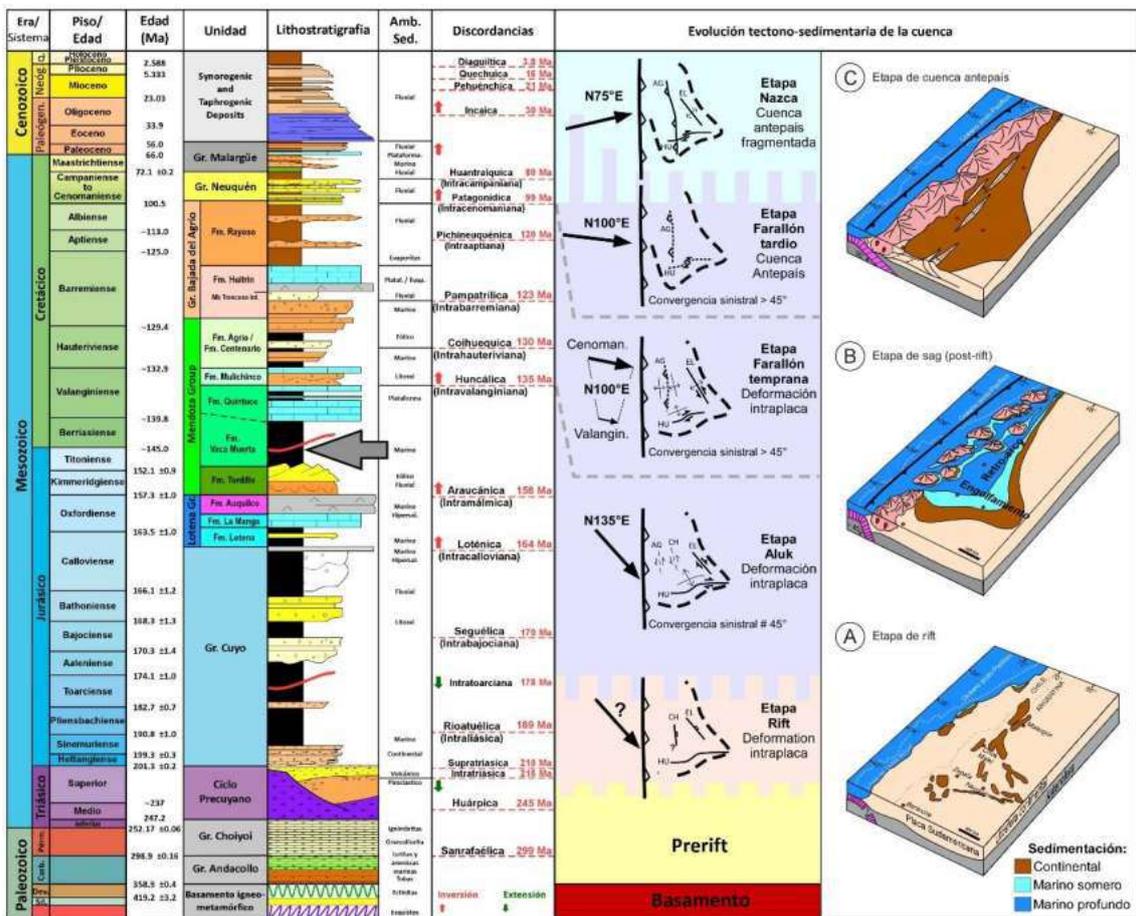


Figura 3.2. Cuadro estratigráfico de la Cuenca Neuquina con las principales unidades, el tipo de sedimentación, las discordancias y las fases tectónicas de la cuenca: A. Etapa de rift; B. Etapa de sag; C. Etapa de cuenca de antepaís. AG = Faja Plegada y Corrida del Agrio; CH = Dorso de Chihuidos; EL = Sistema de Fallas de Entre Lomas; HU = Dorsal de Huincul. Modificado de Mosquera y Ramos (2005); Howell *et al.* (2005); Leanza (2009); Arregui *et al.* (2011a); Gangui y Grausem, (2014) y Marchal *et al.* (2020).

3.1.4. Reseña estratigráfica de la Cuenca Neuquina

La sedimentación de la Cuenca Neuquina fue dividida por Groeber (1929, 1946) y Groeber *et al.* (1953) en tres grandes ciclos sedimentarios separados por discordancias regionales: Jurásico, Ándico y Riográndico (Gulisano *et al.*, 1984a; Leanza, 2009). Desde un punto de vista secuencial, estos ciclos corresponderían parcialmente a las Mesosecuencias Inferior, Media y Superior de Legarreta y Gulisano (1989). A su vez, dentro de estos grandes ciclos se distinguieron subciclos teniendo en cuenta su contenido fósil y la distribución regional sus facies. Gulisano (1981) agregó el Ciclo Precuyano al esquema previamente propuesto.

a) Ciclo Precuyano (Triásico tardío – Jurásico temprano)

La fase diastrófica Huárpica condujo a la exhumación y erosión de los componentes del basamento, produciendo una superficie de erosión regional sobre la cual se depositaron las rocas volcánicas, piroclásticas y epiclásticas correspondientes al Grupo Cuyo definido por Gulisano (1981). Durante los inicios de la sedimentación, la distribución de los depocentros estuvo fuertemente controlada por la topografía heredada de los sistemas de *rift* subyacentes, con orientaciones mayormente NO-SE, NE-SO y N-S, paralelos a los márgenes de la cuenca (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti 2001; Carbone *et al.*, 2011, Fig. 3.2A).

b) Ciclo Jurásico (Jurásico temprano – Jurásico tardío)

b.1) Grupo Cuyo (Pliensbachiano – Calloviano medio)

El período de acumulación subsiguiente registra la coalescencia de los depocentros originales, que dio lugar al ciclo marino transgresivo-regresivo del Grupo Cuyo y el desarrollo del extendido Engolfamiento Neuquino en una posición de retroarco (Legarreta y Uliana, 1999). La incursión del paleo-Océano Pacífico en el Pliensbachiano indica el inicio de la etapa de *post-rift* en la cuenca, controlada por subsidencia térmica, oscilaciones del nivel del mar y eventos transpresivos debido a la convergencia oblicua de la placa de Farallón (Forsythe, 1982; Manceda y Figueroa, 1995; Legarreta y Uliana, 1996; Franzese *et al.*, 2003, Fig. 3.2).

En términos generales, el Grupo Cuyo está integrado por un conjunto de rocas clásticas que representan ambientes marinos distales, litorales, fundamentalmente deltaicos y continentales. Las condiciones marinas prevalecieron en gran parte de la cuenca, con un máximo desarrollo de depositación marina en el Bajociano. El área de sedimentación se fue reduciendo gradualmente hasta que en el Calloviano medio la cuenca se desconectó del mar abierto, promoviendo el desarrollo de secuencias evaporíticas (Gulisano *et al.* 1984a, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1994, Legarreta y Uliana 1996, 1999, Arregui *et al.* 2011b).

b.2) Grupo Lotena (Calloviano medio - Oxfordiano tardío)

Las rocas comprendidas dentro de este grupo se depositaron sobre la discordancia Loténica (o Intracalloviana, Gulisano *et al.*, 1984a; Legarreta y Gulisano, 1989, Fig. 3.2) y representan un nuevo ciclo sedimentario con una distribución areal más restringida que las unidades infra y suprayacentes evidenciada también, con menores espesores sedimentarios

(Arregui *et al.* 2011c). Dicho ciclo incluye las facies arenosas continentales y de plataforma proximal de la Formación Lotena, continúa con calizas de naturaleza fundamentalmente biogénica de la Formación La Manga. Hacia el tope culmina con una espesa sucesión evaporítica correspondiente a la Formación Auquilco (Legarreta y Gulisano 1989; Arregui *et al.* 2011c; Veiga y Spalletti, 2007). De manera similar al Grupo Cuyo, esta secuencia inicia con depósitos continentales localizados en el depocentro de la cuenca y culmina con depósitos evaporíticos (Arregui *et al.* 2011c).

Esta etapa finaliza con un importante y generalizado cambio paleogeográfico que tuvo como consecuencia de una reactivación tectónica asociada movimientos intraméricos (Keidel, 1917, 1925; Suero, 1951) o araucánicos (Groeber, 1929, 1946; Herrero Ducloux, 1946; Stipanovic y Rodrigo, 1970a, 1970b; Ramos, 1978; Digregorio y Uliana, 1980; Riccardi y Gulisano, 1992, Legarreta y Uliana, 1996, entre otros autores) que afectó a la totalidad de la cuenca y marcó el inicio de una nueva etapa en el relleno sedimentario (Arregui *et al.* 2011b). Dicha fase tiene como consecuencia la inversión tectónica de mayor envergadura registrada en la cuenca, asociada al progresivo emplazamiento de la Dorsal de Huincul (Orchuela *et al.*, 1981; Ploszkiewickz *et al.*, 1984; Vergani *et al.*, 1995; Vergani, 2005, Leanza, 2009, Fig. 3.2).

c) Ciclo Ándico (Jurásico tardío – Cretácico tardío)

c.1) Grupo Mendoza (Kimmeridgiano - Barremiano)

Como consecuencia del alzamiento y migración del arco volcánico Andino que interrumpió temporalmente la conexión con el paleo-Océano Pacífico, hubo una profunda modificación paleogeográfica que dio lugar a la depositación del Grupo Mendoza (Stipanovic 1969; Stipanovic *et al.* 1968, Fig. 3.2). Este grupo depositado sobre la discordancia Araucánica (o Intraméricana) comienza con una sedimentación continental representada por la Formación Tordillo que comprende ambientes fluviales y eólicos asociados a ambientes de tipo *playa-lake*. Por encima se desarrollaron dos períodos de sedimentación marina separados por una caída en el nivel del mar en el Valanginiano.

Las sedimentitas marinas asociadas al primer período transgresivo se encuentran representadas por la Formación Vaca Muerta. La misma se compone de potentes sucesiones de pelitas, fangolitas y margas oscuras, depositadas en un ambiente de cuenca a rampa distal con fondos poco oxigenados (Leanza 1973, Gulisano *et al.*, 1984b, Legarreta y Uliana 1996, 1999, Spalletti *et al.*, 1999, 2000, Uliana *et al.* 1999, Doyle *et al.*, 2005; Kietzmann *et al.*, 2014a; 2014b; 2016). Yace concordantemente sobre la Formación Tordillo y grada hacia arriba y/o se interdigita con los carbonatos de *shoreface* de las Formaciones Quintuco o Picún Leufú en el sur de la provincia de Neuquén (Leanza 1973, Gulisano *et al.*, 1984b, Leanza *et al.*, 2011).

Durante el Valanginiano temprano se produjo una nueva caída del nivel relativo del mar asociado a un evento de levantamiento y erosión (Gulisano *et al.*, 1984b; Vergani *et al.* 1995; Schwarz *et al.*, 2006), que promovió la expansión del aporte clástico hacia el sector septentrional de la cuenca. Este período se encuentra representado por la Formación Mulichinco que comprende sedimentitas continentales, transicionales y marinas compuesta

por alternancias de depósitos clásticos y carbonáticos (Weaver, 1931; Schwarz *et al.* 2011). Hacia las zonas centrales del Engolfamiento, como la región de Huncal, las areniscas fluviales de la Formación Mulichinco cubren en relación discordante (discordancia Huncálica o Intravalanginiana; Leanza, 2009) la Formación Vaca Muerta. En cambio, hacia el norte los depósitos clásticos marinos someros de la Formación Mulichinco muestran una relación concordante con los depósitos subyacentes de la Formación Vaca Muerta. El brusco cambio litológico entre las Formaciones Vaca Muerta y Mulichinco, evidenciado por la discordancia Huncálica, se asocia a dos estructuras activas durante el Jurásico Superior – Cretácico Inferior. Una de ellas es la dorsal de Huincul, y la segunda corresponde al Dorso de los Chihuidos, estructura desarrollada de forma subparalela al eje de Los Andes (Maretto y Pángaro, 2005).

Durante el Valanginiano temprano–Barremiano temprano tiene lugar el segundo período transgresivo dentro del Grupo Mendoza, representado por la Formación Agrio en una expansión hacia el este y sur del depocentro. Esta secuencia se caracteriza por eventos de transgresión-regresión de distintos órdenes de jerarquía (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991; 1999) representando la última ingresión marina del Pacífico en un régimen transicional a una fase de antepaís bajo un clima árido (Barredo y Stinco, 2010). Los Miembros Pilmatué y Agua de la Mula, sector basal y terminal de la Formación Agrio respectivamente, corresponden a depósitos clásticos y carbonáticos depositados en un ambiente de rampa carbonática con influencia mareal (Tunik *et al.*, 2009). Ambos miembros presentan contenidos de materia orgánica considerables, conformando así las últimas dos rocas madre de la Cuenca Neuquina.

c.2) Grupo Bajada del Agrio (Barremiano - Albiano)

Los depósitos clásticos, evaporíticos y carbonáticos que constituyen el Grupo Bajada del Agrio (Uliana *et al.*, 1975; Méndez *et al.*, 1995) se ubican sobre la discordancia Pampatrílica (o Intrabarremiana, Leanza, 2009, Fig. 3.2). La misma fue generada por un descenso del nivel relativo del mar que provocó una regresión forzada con la consecuente progradación de depósitos continentales sobre los depósitos marinos previos (Howell *et al.*, 2005). Su unidad basal, la Formación Huitrín, está constituida por arenas eólicas y depósitos evaporíticos, mientras que su término superior lo constituye la Formación Rayoso, una unidad netamente continental.

d) Ciclo Riográndico (Cretácico tardío – Cenozoico)

d.1) Grupo Neuquén (Cenomaniano temprano – Campaniano medio)

En el Cenomaniano se instaló el régimen tectónico compresivo al que se asoció el levantamiento de los Andes y, en consecuencia, la Cuenca Neuquina pasó a constituir una cuenca de antepaís (Fig. 3.2C), cuyos primeros depósitos están representados por las areniscas continentales del Grupo Neuquén (Cazau y Uliana, 1973; Uliana y Dellapé, 1981; Ramos, 1981; Tunik *et al.*, 2010, entre otros). El mismo está compuesto por diferentes formaciones, agrupadas en los Subgrupos Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado. Se encuentra limitado en techo y base por las discordancias Huantráiquica (o Intracampaniana) y Patagonídica (o Intracenomaniana), respectivamente (Garrido, 2010). La abundante

presencia de restos fósiles de vertebrados como dinosaurios saurópodos, terópodos, restos de cocodrilos, peces, serpientes, entre otros, hace que se lo conociera informalmente como los “Estratos con Dinosaurios”.

d.2) Grupo Malargüe (Campaniano – Paleoceno)

En el Cretácico tardío vuelve a instalarse un ambiente de sedimentación con influencia marina, esta vez de procedencia atlántica, que es la responsable de la depositación de las sedimentitas que conforman los depósitos basales del Grupo Malargüe (Legarreta y Uliana, 1999, Fig. 3.2). En la región andina las mismas se encuentran representadas por las arenas, pelitas y evaporitas de la Formación Loncoche, y las calizas bioclásticas de la Formación Roca (Digregorio y Uliana, 1975; Barrio, 1990). Hacia la región oriental se encuentran representadas por las Formaciones Allen, Jagüel y Roca (Rodríguez, 2011). Hacia fines del Daniano el mar se retrae y la sedimentación pasa a ser continental.

Durante el Cenozoico, la sedimentación estuvo asociada al levantamiento de los Andes. La Cuenca Neuquina se vio afectada por el desarrollo de una fuerte actividad magmática en el retroarco, responsable de la extrusión de potentes secuencias volcánicas y del emplazamiento de cuerpos intrusivos coetáneos con la acumulación de sedimentitas sinorogénicas en las cuencas de antepaís (Vergani *et al.*, 1995). Por último, un evento volcánico de características máficas se emplaza en la zona del retroarco, dominando el paisaje con sus depósitos y cubriendo gran parte de los afloramientos (Ramos y Folguera, 2011).

3.2. Formación Vaca Muerta

3.2.1. Antecedentes

Las primeras descripciones informales de las rocas incluidas en esta unidad fueron realizadas por Bodenbender (1892), quien las identificó en el sur de Mendoza como pelitas con alto contenido en bitumen y rastros de petróleo en núcleos de amonites (Leanza, 2012). Gracias a su rico contenido en amonites y su alto tenor de materia orgánica, estas rocas despertaron un fuerte interés desde un punto de vista bioestratigráfico y en la industria petrolera. Los primeros estudios llevados a cabo en la Dorsal de Huincul (Windhausen, 1914; Keidel, 1917, 1925) derivaron en pozos productores de petróleo hacia principios del siglo XX. En el ámbito petrolero fue denominada como “Margas bituminosas del Tithoniano”, hasta que Weaver (1931) la denominó formalmente como Formación Vaca Muerta.

Weaver (1931) describió el intervalo Tithoniano – Valanginiano inferior en la pendiente occidental de la Sierra de la Vaca Muerta, dividiéndolo en dos unidades según criterios litoestratigráficos. Atribuyó a la Formación Vaca Muerta la secuencia de pelitas negras, calizas y areniscas de edad tithoniana, y a la Formación Quintuco, el conjunto de pelitas grises con intercalaciones de areniscas y calizas de edad berrasiana – valanginiana (Kietzmann *et al.*, 2014a). Posteriormente, Leanza (1973) designó la pendiente occidental de la sierra de la Vaca Muerta como la localidad tipo de esta unidad y enmendó la

extensión original de la Formación Vaca Muerta hasta la discordancia Huncálica, incluyendo dentro de ella la Formación Quintuco (*sensu* Weaver, 1931).

Dentro de los estudios bio y litoestratigráficos, se destacan por su relevancia los trabajos realizados por Leanza (1973), Leanza y Hugo (1977), Leanza (1981a, b), Leanza y Zeiss (1990, 1992), Riccardi *et al.* (1999, 2000) y Parent *et al.* (2015). Posteriormente, Scasso *et al.* (2002), Leanza *et al.* (2003), Doyle *et al.* (2005) y Zeiss y Leanza (2008, 2010) se han centrado en las interpretaciones paleoambientales y estratigráficas, principalmente en la provincia de Neuquén. El estudio de las secuencias aflorantes teniendo en cuenta su composición litológica y geometría a diferentes escalas ha ido abordado en diversas contribuciones (Riccardi, 1988; Riccardi *et al.*, 1999; Leanza y Zeiss, 1990; Armella *et al.*, 2007; Zeller, 2013).

En cuanto a estudios de estratigrafía, los trabajos realizados por Gulisano *et al.* (1984a, b), Mitchum y Uliana (1985), Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta y Uliana (1991, 1996) y Spalletti *et al.* (2000) permitieron establecer el marco estratigráfico secuencial de la Formación Vaca Muerta. Posteriormente, los aportes de González Tomassini *et al.* (2014), Sales *et al.* (2014) y Kietzmann *et al.* (2008, 2014b, 2016a), entre otros, permitieron refinar el análisis secuencial dentro del cual se depositaron las rocas incluidas en el intervalo Tithoniano-Valanginiano de la cuenca.

Por último, dado el renovado interés en la Formación Vaca Muerta como reservorio no convencional de clase mundial (Askenazi *et al.*, 2013; Stinco y Barredo, 2014; González *et al.*, 2016), numerosas contribuciones referentes a su composición geoquímica, sus heterogeneidades, estratigrafía detallada y cálculo de recursos han sido publicadas (Stinco y Mosquera, 2003; Legarreta y Villar, 2011, 2015; EIA/ARI, 2013; Sylwan, 2014; Cuervo *et al.*, 2016; Marchal *et al.*, 2016; Romero-Sarmiento *et al.*, 2017; Capelli *et al.*, 2018; Spalletti *et al.*, 2019, entre muchos otros).

3.2.2. Relaciones estratigráficas y distribución geográfica

La Formación Vaca Muerta se encuentra ampliamente distribuida en la Cuenca Neuquina, extendiéndose desde la región de Piedra del Águila (sur de Neuquén), pasando por las áreas de Picún Leufú y Chacaico (este y oeste de Neuquén respectivamente) (Leanza *et al.*, 2011), hasta el norte de la provincia de Mendoza (Legarreta *et al.*, 1993). En subsuelo los depósitos se extienden hasta la provincia de Río Negro (González Tomassini *et al.*, 2014).

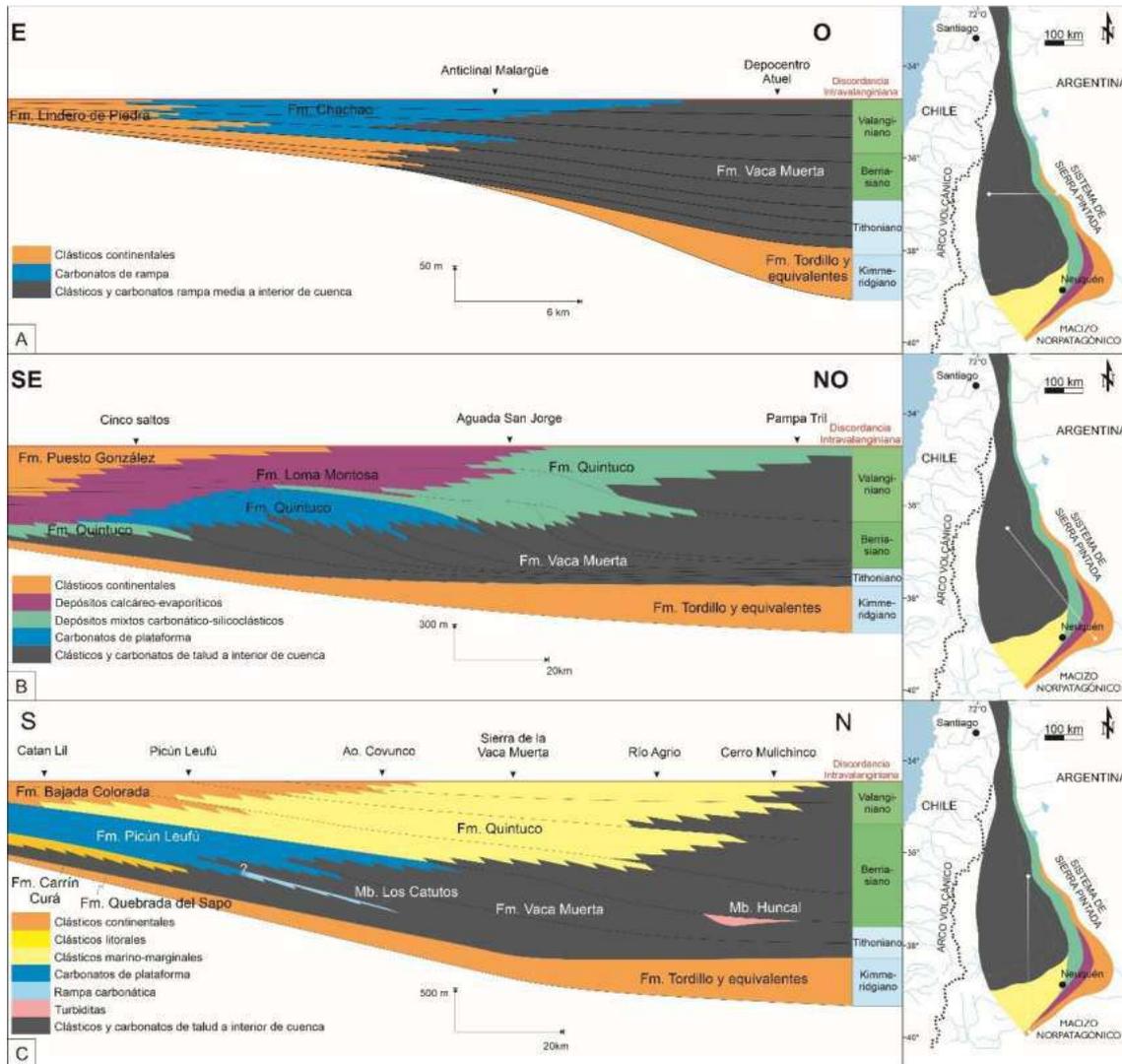
Las rocas comprendidas en este intervalo se apoyan en contacto erosivo (Freije *et al.*, 2002) sobre la Formación Tordillo al norte de la Dorsal de Huincul mientras que, hacia el sur, en la subcuenca de Picún Leufú, lo hace sobre la Formación Quebrada del Sapo (Fig. 3.3; Leanza *et al.*, 2011). En la zona de la Dorsal de Huincul puede asentarse sobre las Formaciones Lotena y Lajas y en la comarca de la estancia Santa Isabel, al sur de Catán Lil, directamente sobre depósitos precuyanos (Cucchi y Leanza, 2006). En la sierra de Reyes la Formación Vaca Muerta se apoya directamente sobre la Formación Auquilco y es separada por la discordancia Araucánica (o Intramálmica, Leanza, 2009).

El tope de la Formación Vaca Muerta es diacrónico y progradacional (Leanza, 1973, 1981a, 1994; Leanza y Hugo, 1978; Leanza *et al.*, 1978), haciéndose más joven hacia el área

central de la cuenca (Gulisano *et al.*, 1984a; Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Gulisano, 1989). En el Engolfamiento limita con los depósitos marinos de la Formación Mulichinco y Agrio a través de la discordancia Huncálica (Leanza, 2009; Parent *et al.*, 2013), mientras que en el sector norte se encuentra en contacto discordante subyaciendo a la Formación Chachao (Fig. 3.3A, Leanza, *et al.*, 1978). Hacia el sector oriental los depósitos de la Formación Vaca Muerta pasan transicionalmente a calizas y limolitas de la Formación Quintuco y éstas, a su vez, a sedimentitas calcáreo-evaporíticas de la Formación Loma Montosa (Fig. 3.3B). Hacia la región sur se pone en contacto con la Formación Carrín Curá en el río Catán Lil y con la Formación Picún Leufú en el anticlinal homónimo (Fig. 3.3C). En la subcuenca de Picún Leufú la discordancia Huncálica pone en contacto neto sedimentitas de la Formación Picún Leufú con depósitos marinos de la Formación Agrio (Leanza *et al.*, 2011).

De acuerdo con Leanza (1973), la Formación Vaca Muerta alcanza su espesor máximo de 1.250 m en áreas centrales (sierra de la Vaca Muerta, Huncal y Trahuncura), y presenta un mínimo de 11 m en la comarca de Carrín Curá (depocentro Picún Leufú).

Figura 3.3. Relaciones litoestratigráficas y geometría en la Mesosecuencia Mendoza Inferior a lo largo de diferentes sectores de la cuenca. A. Sección esquemática E-O del sistema Vaca Muerta-Quintuco que muestra la geometría divergente de las secuencias. Modificado de Legarreta y Gulisano (1989) y Kietzmann *et al.* (2014b). B. Sección esquemática SE-NO mostrando la geometría progradacional sigmoidal del sistema Vaca Muerta-Quintuco. Modificado de Mitchum y Uliana (1985) y Kietzmann *et al.* (2014b). C. Esquema estratigráfico S-N horizontalizado a la discordancia Huncálica desde la subcuenca de Picún Leufú hasta la zona depocentral del Engolfamiento Neuquino. Modificado de Gulisano *et al.* (1984a), Leanza *et al.* (2011) y Kietzmann *et al.* (2014b).



3.2.3. Edad

En base a su fauna de amonites, el intervalo comprendido dentro del sistema Vaca Muerta-Quintuco se extiende desde el Tithoniano temprano tardío a medio en el arroyo Picún Leufú hasta el Valanginiano temprano en el norte neuquino (Leanza, 1973; 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). Otros trabajos, integrando diferentes herramientas cronoestratigráficas tales como la bioestratigrafía, cicloestratigrafía y magnetoestratigrafía colaboraron a restringir la edad de la Formación Vaca Muerta entre el Tithoniano temprano y el Berriasiano alto (Kietzmann *et al.*, 2015; Iglesias Llanos *et al.*, 2017; Kietzmann *et al.*, 2017).

3.2.4. Correlaciones, litología y ambiente sedimentario

La transgresión tithoniana es descrita por Mutti *et al.* (1994) como una inundación catastrófica que cubrió toda la cuenca que excedió los límites paleogeográficos previos (Fig. 3.4). Se caracteriza por una *ravinement surface* asociada a una intensa deformación sinsedimentaria en algunos de los bancos infrayacentes de la Formación Tordillo (Veiga y

Spalletti, 2007). Numerosos autores (Hallam, 1988; Haq *et al.* 1988; Legarreta y Uliana 1996; Kietzmann *et al.*, 2016a) sostienen que esta ingresión marina se asocia al período de mar alto global causado por un aumento en la velocidad de expansión de los fondos oceánicos (Moore *et al.*, 1992; Herbin *et al.*, 1995; Nozaki *et al.*, 2013) que generó un evento de anoxia oceánica (*Ocean Anoxic Event*, OAE) del Jurásico tardío. Simultáneamente, este período coincide con un episodio de subsidencia regional atribuida a un relajamiento post-compresional asociado a los movimientos araucánicos (Vergani *et al.*, 1995).

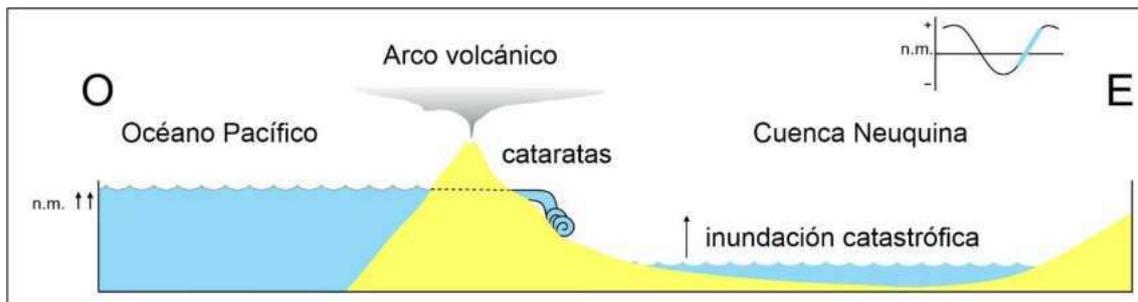


Figura 3.4. El ascenso brusco del nivel del mar desencadenó una inundación catastrófica de una cuenca satélite situada aproximadamente 300 m por debajo del nivel del mar. Modificada de Mutti *et al.* (1994).

Durante dicha transgresión, la Cuenca Neuquina limitaba hacia el oeste con un arco volcánico con estrechos pasajes marinos y hacia el este con una plataforma somera (Fig. 3.5; Domínguez *et al.*, 2020). Hacia el sur lindaba con el Macizo Norpatagónico, cuyas reactivaciones tectónicas y condiciones climáticas húmedas generaron grandes aportes de material silicoclástico (Orchuela *et al.*, 1981; Legarreta y Uliana, 1991) mientras que, hacia el norte, en la zona del Engolfamiento mendocino, las condiciones eran predominantemente áridas (Minisini *et al.*, 2020a). Esta configuración permitió la coexistencia de un sistema depositacional mixto carbonático-silicoclástico progradante hacia el N-NO (Fig. 3.3B; Mitchum y Uliana, 1985; Gulisano *et al.*, 1984a; Carozzi *et al.*, 1993), que dio lugar al desarrollo de un complejo sistema de clinofomas (González *et al.*, 2016) y una rampa homoclinal carbonática somera en el sector norte (Fig. 3.3A). Las facies de plataforma/rampa distal a cuenca se engloban en la Formación Vaca Muerta mientras que las facies proximales del sistema se incluyen en las Formaciones equivalentes en tiempo (Formaciones Quintuco, Picún Leufú, Carrín Curá, Loma Montosa, Bajada Colorada y Lindero de Piedra), ubicadas hacia las zonas periféricas de la cuenca (Figs. 3.3 y 3.5).

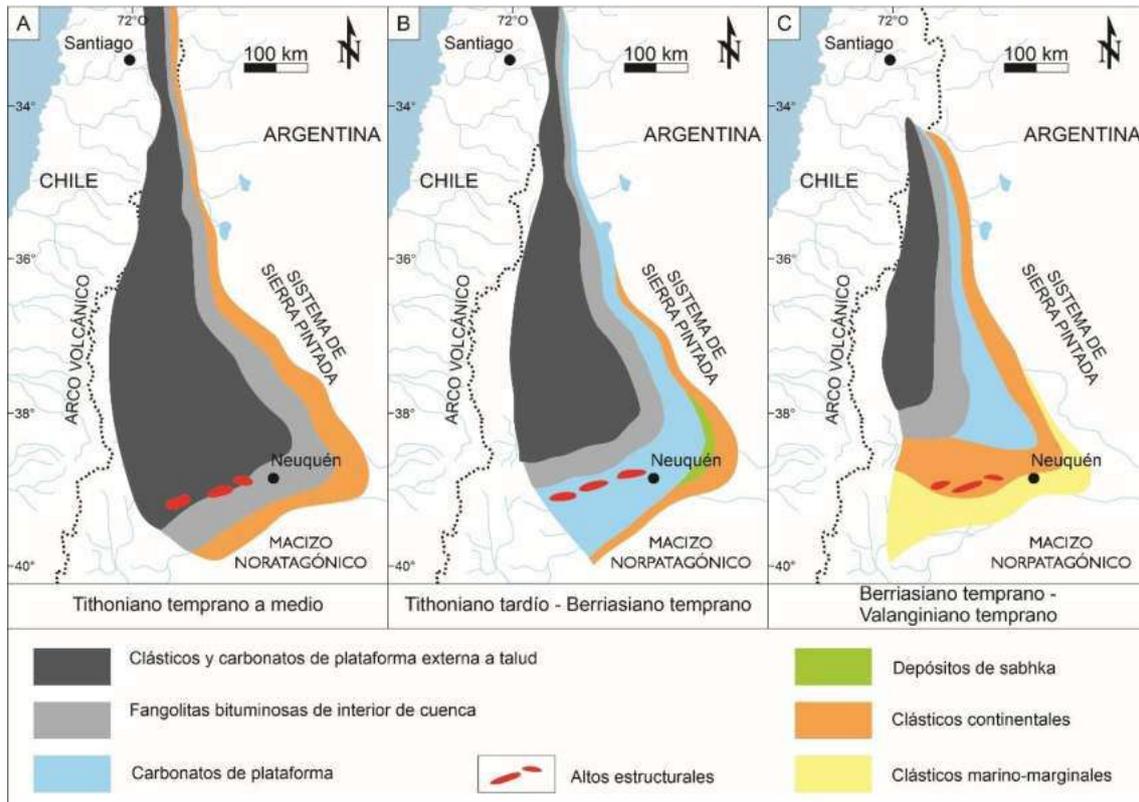


Figura 3.5. Distribución de facies y ambiente sedimentario en la Mesosecuencia Mendoza Inferior. A. Distribución de facies en el Tithoniano temprano. B. Distribución de facies en el Tithoniano tardío a Berriasiano temprano. C. Distribución de facies en el Berriasiano temprano al Valanginiano temprano. Modificado de Aguirre Urreta (2001), Leanza *et al.* (2011) y Legarreta y Villar (2015).

Según el esquema definido por Mitchum y Uliana (1985) y Desjardins *et al.* (2016) en las clinofomas que caracterizan la geometría de los depósitos del sistema Vaca Muerta-Quintuco se distinguen tres zonas (Fig. 3.6):

Los *topsets* representan la zona proximal y somera con reflectores subhorizontales. El adelgazamiento es gradual y ocurre en parte por las sucesivas terminaciones en *onlap* y por convergencia de reflectores. Litológicamente corresponden a carbonatos de plataforma hacia el sector oriental y depósitos silicoclásticos hacia el sur.

Los *foresets* se encuentran en la zona central, de mayor pendiente, compuestos por lentes progradantes de pelitas y carbonatos. Incluye *downlaps* y *onlaps* de las reflexiones contra la superficie subyacente, *toplaps* contra la superficie superior y una configuración interna progradante sigmoide a oblicua. El punto de quiebre de pendiente es el '*shelf break*' o quiebre de plataforma.

Los *bottomsets* se encuentran en la zona distal, presentan espesores menores y reflectores paralelos a convergentes. Litológicamente corresponden a margas y pelitas bituminosas con subordinadas calizas bioclásticas.

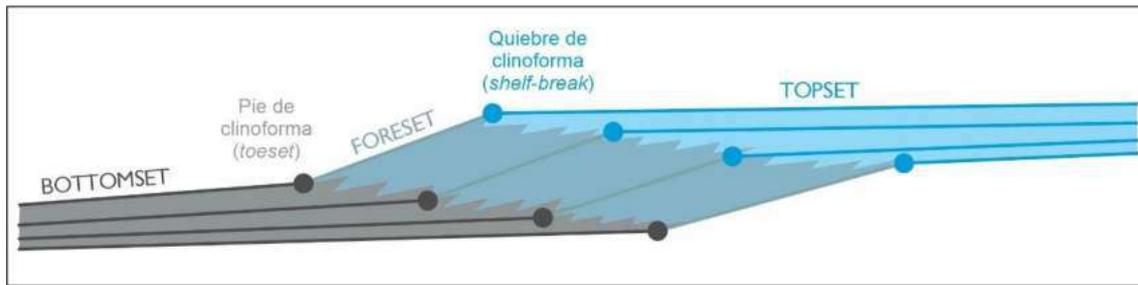


Figura 3.6. Segmentos en una clinoforma: topset en la zona proximal de superficies fundamentalmente horizontales; foresets en la zona central con mayor pendiente; y bottomsets en la zona distal con superficies paralelas. Modificado de Domínguez *et al.* (2018).

Los depósitos asignados a la Formación Vaca Muerta están representados por intercalaciones de fangolitas calcáreas ricas en materia orgánica (COT 3-8 %), margas y calizas micríticas (Uliana *et al.*, 1999; Cruz *et al.* 2002; Legarreta y Villar 2012), constituyendo los segmentos de *foresets* y *bottomsets* de las clinoformas (González *et al.*, 2016). Sobre la base de su contenido faunístico se ha inferido una batimetría menor a los 250 metros de profundidad, estimación que concuerda con la realizada por Mitchum y Uliana (1985) a través de la medición de las clinoformas en registros sísmicos. Hacia la base son frecuentes importantes niveles de concreciones calcáreas y niveles radiactivos debido a la presencia de materia orgánica asociada a altas concentraciones de uranio (Fig. 3.7; Leanza *et al.*, 2011; Rodríguez Blanco *et al.*, 2022).



Figura 3.7. Concreciones en la Formación Vaca Muerta. A. Vista hacia el sur en el arroyo Mulichinco de la base de la Formación Vaca Muerta, mostrando niveles de concreciones de carbonato de calcio elongadas según la estratificación en la zona del Cerro Mulichinco (persona de referencia en circunferencia roja). B. Visualización de concreción de carbonato de calcio en imagen microresistiva (primer track), mostrando cómo afecta la actitud de las capas circundantes (segundo track) y disminuye la densidad de la laminación (tercer track). Hacia la derecha, se observa la imagen de la tomografía de la corona, desplegada en 360°.

En algunas regiones, como en Puerta Curaco y en los cerros Mulichinco y Mocho, existen abundantes niveles de calcita fibrosa conformando estructuras tipo BPF (*Bed Parallel Fracture*), término acuñado para denominar fracturas horizontales rellenas con calcita fibrosa (Rodrigues *et al.*, 2009; Cobbold *et al.*, 2013; Ukar *et al.*, 2017, 2020, Fig. 3.8). Su abundancia, espesor y distribución parece tener cierta correlación positiva con el contenido de materia orgánica (Rodrigues *et al.*, 2009; Palacio *et al.*, 2018), maduración de la roca (Rodrigues *et al.*, 2009; Ukar *et al.*, 2020), presencia de discontinuidades reológicas (Lejay *et al.*, 2017; Larmier *et al.*, 2021) e intensidad de deformación (Palacio *et al.*, 2018; Cruset *et al.*, 2021). En afloramiento, los mismos pueden llegar a constituir hasta el 10% del total del volumen de la formación (Rodrigues *et al.*, 2009). Su espesor varía desde unos pocos milímetros hasta 10 cm, pudiendo extenderse lateralmente por varios centímetros hasta varios cientos de metros (Ukar *et al.*, 2020). Weger *et al.* (2017) reportan la presencia de un BPF de 10 cm de espesor con una extensión lateral de más de 1 km en el área de Puerta Curaco. Numerosos trabajos infieren crecimiento de estas estructuras de manera multiepisódica, aunque no hay consenso entre la cantidad, edad y causas de los mismos (Rodrigues *et al.*, 2009; Ukar *et al.*, 2020; Spacapan *et al.*, 2021).

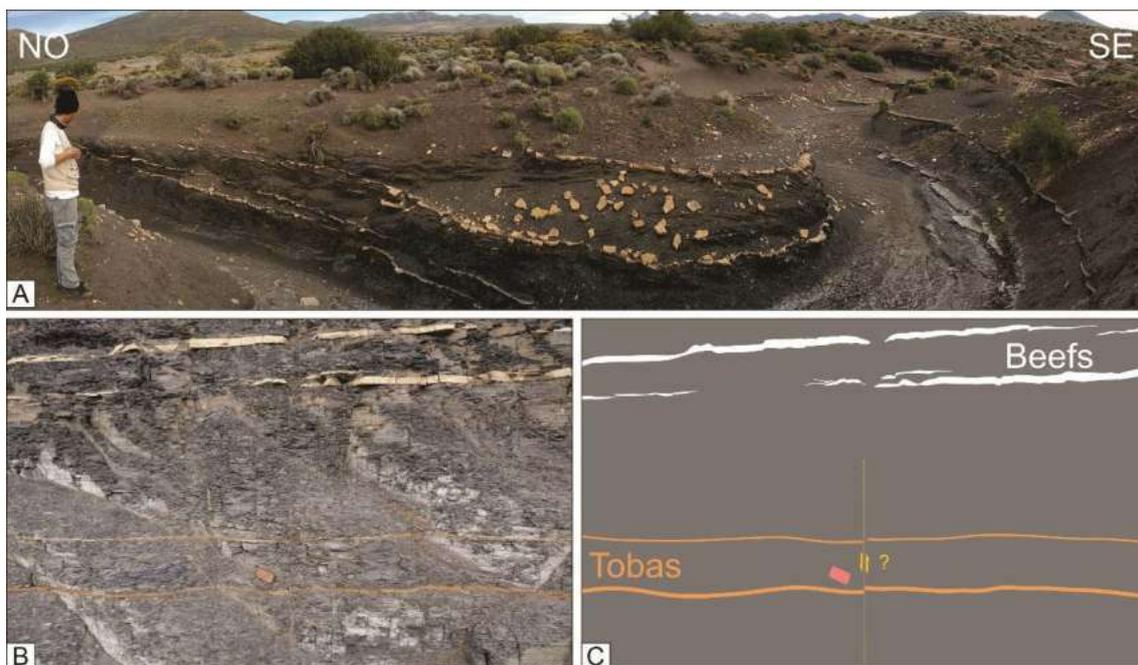


Figura 3.8. Afloramiento en el área del Cerro Mulichinco. A. Foto panorámica mostrando el aspecto general de la Formación Vaca Muerta en afloramiento. B. Detalle de la roca mostrando fracturas de tipo BPF (*Bed Parallel Fracture*) y niveles de tobas, las cuales se encuentran desplazadas por una falla. De escala se muestra un teléfono móvil. C. Interpretación de B.

Leanza *et al.* (2001) definieron el Miembro Huncal dentro la sección media/superior de la Formación Vaca Muerta en los alrededores de la comarca homónima (norte de Neuquén, Fig. 3.3C). El mismo consiste en areniscas con deformación sinsedimentaria y vergencia hacia el este. Fueron interpretados como depósitos turbidíticos de talud y asignados por Leanza *et al.* (2003) al Berriasiano temprano. Spalletti *et al.* (2008) sugieren la presencia

del Miembro Huncal en la zona de Rahueco, asignando estos depósitos junto a aquellos del área de Huncal al Berriasiano temprano-Valanginiano temprano. Por otro lado, Kietzmann y Vennari (2013) reconocen esta unidad en el Cerro Domuyo, con amonites de la Zona de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano tardío - Berriasiano temprano).

Sector sur

Hacia el sur de la cuenca la Formación Vaca Muerta pasa transicionalmente a las sedimentitas clásticas marino-marginales de la Formación Quintuco (Berriasiano temprano al Valanginiano temprano, Figs. 3.3 y 3.5). Esta unidad se encuentra bien representada en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino por facies marinas someras, predominantemente carbonáticas y con bajo contenido orgánico (Leanza *et al.*, 2011). El contacto entre ambas formaciones es diacrónico, haciéndose más joven hacia el noroeste. El límite entre ellas se suele definir a partir de un umbral de contenido orgánico total (COT) de 2% (Desjardins *et al.*, 2016) medido en muestras de roca o determinado a partir del método de Passey (Passey *et al.* 1990, 2010). Hacia el este la Formación Quintuco se interdigita lateralmente con depósitos carbonáticos y evaporíticos marino-marginales de la Formación Loma Montosa (Fig. 3.5B; Digregorio, 1972; Mitchum y Uliana, 1985). A su vez, hacia el borde oriental de la cuenca la Formación Loma Montosa es reemplazada por depósitos continentales atribuidos a la Formación Puesto González (Fig. 3.3B, Valanginiano inferior).

En la subcuenca de Picún Leufú el intervalo Tithoniano-Berriasiano comprende cuatro unidades litoestratigráficas (Fig. 3.3C). Se distinguen pelitas bituminosas y margas de la Formación Vaca Muerta que gradan vertical y lateralmente hacia el sur a depósitos clásticos marino-marginales de la Formación Carrín Curá (Tithoniano inferior-medio, Leanza *et al.*, 1978). Los mismos son cubiertos concordantemente por la Formación Picún Leufú (Tithoniano superior - Berriasiano inferior, Leanza, 1973), representada por sedimentos mixtos carbonáticos y silicoclásticos (Armella *et al.*, 2007; Spalletti *et al.*, 2000) que gradan hacia el norte a la Formación Vaca Muerta. Spalletti *et al.* (2000) interpretaron la secuencia conformada por las Formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú como depósitos marinos de una rampa mixta carbonática-silicoclástica suavemente inclinada y progradante hacia el N-NO (Fig. 3.3C). Dentro de esta unidad se advierte una sucesión rítmica de pelitas carbonáticas y calizas de hasta 70 m denominada Miembro Los Catutos (Leanza y Zeiss, 1990, 1992). Presenta una geometría sigmoidal y ha sido asignada al Tithoniano medio-tardío, por lo que se la considera un equivalente distal de la Formación Picún Leufú (Fig. 3.3C, Scasso *et al.*, 2002; Rodríguez Blanco *et al.*, 2016). Por encima de estos depósitos se encuentran las sedimentitas fluviales de la Formación Bajada Colorada (Fossa Mancini *et al.*, 1938) equivalente en tiempo a los depósitos clásticos marino somero de la Formación Quintuco y la Formación Puesto González presente en el subsuelo (Fig. 3.3B).

Sector norte

En el norte de la Cuenca Neuquina (sur de Mendoza) Kietzmann *et al.* (2014a) interpretan los depósitos de la Formación Vaca Muerta como la progradación hacia el oeste de una rampa carbonática homoclinal mientras que el sector occidental representa la zona exterior de una rampa distalmente inclinada progradante hacia el este. La mayor diferencia entre el norte y sur de la cuenca radica en la variación en el aporte silicoclástico producto de la diferencia latitudinal (Volkheimer *et al.*, 2008) y la reactivación tectónica de los altos

conformados por la Dorsal de Huincul y el Dorso de los Chuidos (Vergani *et al.*, 1995; Maretto y Pangaro, 2005).

Hacia el sector oeste, en el territorio chileno, el intervalo analizado equivale total o parcialmente con las formaciones Lo Valdes, Leñas Espinoza y Baños del Flaco (Hallam *et al.*, 1986; Leanza *et al.*, 2011).

3.2.5. Marco estratigráfico secuencial

El sistema Vaca Muerta-Quintuco forma parte de un gran ciclo de somerización conocido como la Mesosecuencia Mendoza Inferior (Legarreta y Gulisano, 1989) que abarca los depósitos comprendidos entre las discordancias Araucánica (o Intramálmica) y Huncálica (o Intravalanginiana) (Gulisano *et al.*, 1984a). Este ciclo inicia con depósitos clásticos continentales correspondientes a la Formación Tordillo y equivalentes (Kimmeridgiano) sobre los cuales se depositan las sedimentitas mayormente marinas del sistema Vaca Muerta-Quintuco con arreglo retrogradante (Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza *et al.* 1978; Cruz *et al.* 1999). El sistema Vaca Muerta-Quintuco está compuesto por dos sets secuenciales que componen un ciclo de segundo orden (*sensu* Mitchum y van Wagoner, 1990) con una duración de 11.4 millones de años (Legarreta y Villar, 2013; Domínguez *et al.*, 2020).

Uno de los aportes más importantes al análisis secuencial del sistema Vaca Muerta-Quintuco fueron los estudios realizados por Mitchum y Uliana (1982, 1985) en el cual los autores definieron nueve secuencias identificadas de la A a la J (Fig. 3.9). Esta terminología fue adoptada del trabajo de Leanza y Hugo (1977), en la que las clinoformas progradantes fueron datadas mediante las zonas de amonites. El análisis presentado por Mitchum y Uliana (1982, 1985) fue realizado a partir de la integración de datos de subsuelo (sísmica y pozos) y de afloramiento a lo largo de una transecta de 250 kilómetros sirviendo de base para estudios posteriores y fue utilizado en diversos trabajos, entre los que se destacan aquellos presentados por Legarreta *et al.* (1981), Legarreta y Gulisano (1989) y Legarreta y Uliana (1991, 1996).

A su vez, basados en estudios de afloramiento, Gulisano *et al.* (1984b) dividieron el intervalo comprendido entre el Tithoniano Inferior y el Hauteriviano Inferior (formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en nueve secuencias (A1-A9; Fig. 3.9) en donde la primera corresponde a la sección transgresiva basal de la Formación Vaca Muerta, mientras que la Secuencia A9 abarcaría los depósitos continentales a marino marginales correspondientes a la Formación Mulichinco.

Edad	Biozonas de amonites	Esquema secuencial									
		Mitchum y Uliana (1985)	Gulisano <i>et al.</i> (1984)	Spalletti <i>et al.</i> (2000)	Kietzmann <i>et al.</i> (2014a,b)	Legarreta y Villar (2015)	González <i>et al.</i> (2016)		Dominguez <i>et al.</i> (2020)		
							Superficie	Unidad	Alta frecuencia	Baja frecuencia	Principales zonas productivas
Valanginiano	<i>Pseudofavrella angulatiformis</i>	J	A9								
	<i>Lissonia riveroi</i>	I	A8		CS-5	Vaca Muerta Superior	V4		S-12	LFS3	OVM12
	<i>Neocomites wichmani</i>	H	A8				V3	U6	S-11		OVM11
Berriasiano			A7				V2		S-10		OVM10
	<i>Spiticeras damesi</i>	G	A6		CS-4	Vaca Muerta Superior	V1	U5	S-9		OVM9
	<i>Argentinerias noduliferum</i>						B4		S-8		OVM8
		F	A5				B3	U4	S-7	LFS2	OVM7
	<i>Substeuroceras koeneri</i>	E	A5	Ti3	CS-3		B2		S-06		OLST7
		D	A4				B1	U3	S-06		OVM6
Tithoniano		C	A4			Vaca Muerta Medio	B1	U3	S-05		OLST6
	<i>Corongoceras altmans</i>						T5		S-05		OVM5
	<i>Windhauseniaceras intemispinosum</i>	B	A3	Ti2	CS-2		T4	U2	S-04		OVM4
	<i>Aulacosphinctes proximus</i>						T3		S-03	LFS1	OLST3
	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	A	A2	Ti1	CS-1	Vaca Muerta Inferior	T2	U1	S-02		OVM2
	<i>Virgatosphinctes mendozanus</i>		A1				T1		S-01		OVM1

Figura 3.9. Equivalencias entre esquemas estratigráficos para el sistema Vaca Muerta-Quintuco (basado en Gulisano *et al.*, 1984b; Mitchum y Uliana, 1985; Leanza *et al.*, 2011; Kietzmann *et al.*, 2014b, 2016a; Legarreta y Villar, 2015; González *et al.*, 2016).

Posteriormente, Spalletti *et al.* (2000) realizaron un estudio sedimentológico y estratigráfico secuencial del intervalo Tithoniano-Berriasiano temprano en el sur de la Cuenca Neuquina, donde reconocieron un total de tres secuencias depositacionales (Ti1 a Ti3; Fig. 3.9). A continuación, Kietzmann *et al.* (2014a, b) dividieron este intervalo en 15 secuencias depositacionales de alta frecuencia, agrupadas en 5 secuencias transgresivo-regresivas (*sensu* Embry y Johannessen 1992), o secuencias compuestas (CS1-CS5; Fig. 3.9) en afloramientos en el sur de Mendoza y norte de Neuquén, de igual manera que González Tomassini *et al.* (2014). Por su parte, Legarreta y Villar (2013, 2015), sugieren la presencia de dos supersecuencias depositacionales de segundo orden para el sistema Vaca Muerta – Quintuco (Fig. 3.10A'), coincidiendo con la interpretación de Domínguez *et al.* (2014).

La unificación del esquema estratigráfico para el intervalo Tithoniano-Valanginiano temprano fue realizada en una edición especial del Instituto Argentino el Petróleo y Gas (IAPG) denominada “*Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta*” (González *et al.*, 2016). El análisis secuencial se llevó a cabo en base a los modelos tradicionales de sismoestratigrafía y “*shoreline trajectory*” (*sensu* Mitchum *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1977; Posamentier y Vail, 1988, entre otros). En dicha contribución las secuencias depositacionales reconocidas por Mitchum y Uliana (1985) para el sistema Vaca Muerta-Quintuco fueron divididas en seis unidades sísmicas (U1-U6; Figs. 3.9 y 3.10) limitadas por

7 reflectores de extensión regional, asociados a superficies de mayor jerarquía asignados a límites de secuencias (Desjardins *et al.*, 2016; Domínguez *et al.*, 2016, Fig. 3.10A). A su vez, distinguieron 6 horizontes de menor jerarquía que definen intervalos de interés productivo en diversos sectores de la cuenca y subdividen las unidades en 12 intervalos sísmicos.

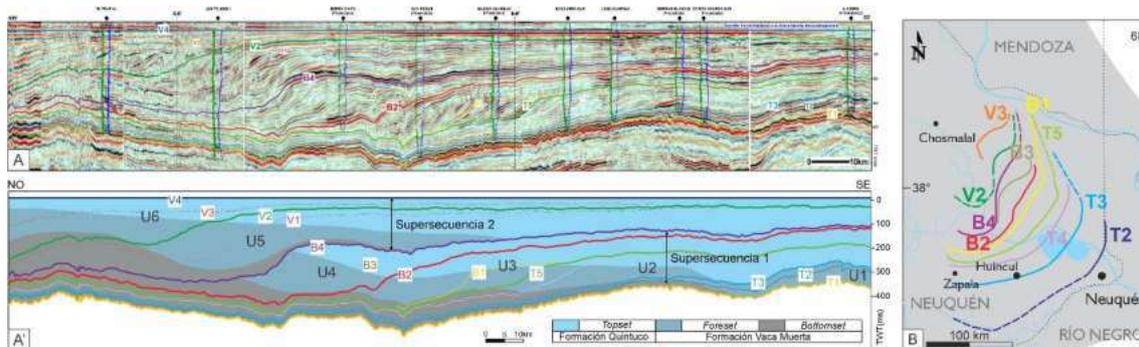


Figura 3.10. A. Sección sísmica regional del sistema Vaca Muerta-Quintuco (Sattler *et al.*, 2016). A'. Interpretación de los segmentos de las clinoforras (*bottomset*, *foreset*, y *topset*) (Desjardins *et al.*, 2016). B. Horizontes regionales que definen la posición relativa del borde de plataforma durante el intervalo Tithoniano temprano-Valanginiano temprano (Domínguez *et al.*, 2017). El sistema muestra un sentido de progradación hacia el noroeste.

Por último, la *American Association of Petroleum Geologists* (AAPG) publicó una memoria integrando un gran conjunto de datos de alta calidad llevado a cabo en el marco de un convenio colaborativo que involucró tanto profesionales de la industria como del sector académico (Minisini *et al.*, 2020a). En la misma se encuentra la actualización del esquema estratigráfico a partir de un numeroso conjunto de pozos e información sísmica (2D y 3D). En su análisis definieron 12 secuencias de alta frecuencia (S01-S12; Fig. 3.9) con combinaciones variables de cortejos sedimentarios, agrupadas en 3 secuencias de baja frecuencia (LFS1-3; Fig. 9, Domínguez *et al.*, 2020). En la caracterización de cada secuencia depositacional los autores utilizaron las superficies provenientes del marco estratigráfico definido en la transecta regional.

A la escala de los ciclos de alta frecuencia, los intervalos de mayor contenido de materia orgánica coinciden con los cortejos sedimentarios transgresivos (*Transgressive System Tract*, TST, Fig. 3.9) y las zonas basales de los *bottomsets* y *foresets* de los cortejos de mar alto (*Highstand System Tract*, HST). Estas secciones condensadas con alto contenido en materia orgánica (unidades OVM, Fig. 3.9) muestran las mejores condiciones como reservorio no convencional. Las 8 OVM basales corresponden a las zonas de aterrizaje para los pozos horizontales actualmente (Domínguez *et al.*, 2016). En contraposición, las rocas pobres en materia orgánica se ubican en los *foresets* de los cortejos de caída (*Fallen Stage System Tract*, FSST) y de mar bajo (*Lowstand System Tract*, LST, Fig. 3.9).

La presente contribución se centra en el estudio de la sección basal de la Formación Vaca Muerta, abarcando fundamentalmente de las dos primeras unidades sísmicas (U1 y U2) y el intervalo basal de la unidad 5, cuyas características principales se encuentran en la Tabla 1.

Los nombres informales de los intervalos que conforman las unidades cuyos nombres comúnmente adoptados en la industria son: 'Cocina' y 'Regresivo' dentro de la U1; 'Orgánico Inferior' (OI) y 'Orgánico Superior' (OS) en la U2; y 'Sección Enriquecida Superior' (SES) en la sección basal de la U5.

Unidad*	Sup.	Intervalo	Características	Ciclos**
5	B4	SES	La base de este intervalo representa una importante transgresión (Dominguez et al. 2014; Reijenstein et al. 2014; Arregui 2014; Legarreta y Villar 2015) el cual presenta un arreglo retrogradacional con terminaciones sísmicas del tipo <i>downlap</i> sobre el reflector B4 y terminaciones de tipo <i>onlap</i> hacia el norte. Se encuentra constituido por fangolitas intraclásticas y margas negras con finas intercalaciones calizas y areniscas finas con valores promedio de COT de 5,5%, en el tramo basal, que descienden a un 2% en el tramo superior. Este intervalo es conocido en la industria como 'segunda cocina' o 'sección enriquecida superior' (SES) y corresponde a un objetivo como reservorio no convencional en el sector NW, donde presenta características petrofísicas y geomecánicas atractivas (Cuervo et al. 2014; Fantín et al. 2014; Crousse et al. 2015).	
2	T5	Orgánico Superior	Incluye un ciclo transgresivo-regresivo representado por un cortejo transgresivo en la base (TST) y un cortejo de mar alto hacia el techo (HST), limitado por la superficie T5, interpretada como una superficie basal de regresión forzada (BSFR, Domínguez et al., 2020). En los sectores central y SE muestra geometrías de <i>foresets</i> y <i>topsets</i> representados por litologías calcáreas. Presenta un COT promedio de 2% hacia la base disminuyendo a 1% hacia el techo. En zonas de <i>bottomsets</i> está compuesto principalmente por fangolitas de composición silíceo, arcillosa y mixta. En el sector central los depósitos de <i>foresets</i> son altamente productivos y se conocen informalmente como 'orgánico superior'.	
	T4	Orgánico Inferior	Conforman <i>bottomsets</i> en sectores NO y central de la cuenca, donde los depósitos basales están dominados por fangolitas de composición mixta y silíceo. Los valores de materia orgánica son moderados a altos (COT 2-8%) principalmente en el ámbito central y hacia el sector NW. La base constituye uno de los objetivos principales en el sector central de la cuenca y se conoce informalmente como 'orgánico inferior'.	
1	T3	Regresivo	Dominan las fangolitas calcáreas y en forma subordinada fangolitas mixtas y carbonatos con menores tenores de materia orgánica (COT 3-4% en zonas distales; Desjardins et al., 2016). En el sector SE, por encima de T2, se observa un arreglo dominante progradacional. La superficie T3 corresponde a una superficie de máxima regresión, donde los <i>bottomsets</i> asociados a este período de mar bajo son conocidos informalmente como 'regresivo' en una gran porción de la cuenca.	
1	T2	Cocina	Compuesto por intercalaciones de fangolitas silíceas, mixta calcárea, mixta silíceo arcillosa orgánico (COT 2-12%) (Desjardins et al., 2016, 2018; Domínguez et al., 2016). Corresponde a un cortejo transgresivo desarrollado sobre la superficie T1 por sobre la cual se dispone una sección basal condensada con un patrón de apilamiento retrogradante (Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza et al., 2011).	
	T1			
				S-01

	Superficie de máxima regresión (<i>Maximum Regression Surface</i> , MRS)
	Límite de secuencia (<i>Sequence Boundary</i> , SB)
	Superficie basal de regresión forzada (<i>Basal Surface of Forced Regression</i> , BSFR)
	Superficie de máxima inundación (<i>Maximum Flooding Surface</i> , MFS)
	Reflectores sísmicos de menor jerarquía

Tabla 1. Unidades incluidas en el presente estudio y sus principales características.

*Unidades definidas por Desjardins *et al.* (2016).

**Ciclos de alta frecuencia definidos por Domínguez *et al.* (2020).

3.2.6. Elementos geomorfológicos

En base a un análisis sismoestratigráfico, Reijenstein *et al.* (2020) distinguen distintas geoformas en cada segmento de las clinoformas (Fig. 3.11). La zona de plataforma (*topsets*) incluye *build-ups* carbonáticos y barras oolíticas. Los *build-ups* carbonáticos tienen geometría circular, con diámetros entre 200 y 800 m (promedio entre 200 y 300 m) agrupados en cordones a unos 5 – 8 km del quiebre de plataforma (*shelf-break*) desde el margen de la cuenca. A unos 10-25 km de estos cordones, hacia la línea de costa se encuentran barras oolíticas perpendiculares a la misma cuya geometría sugiere un fuerte control mareal (Fernández *et al.*, 2003). Hacia la zona media a inferior de los *foresets* se describen depósitos generados por corrientes de fondos (*contourtitas*) y depósitos de remoción en masa (*deslizamientos* o *slumps*) que se vuelven más importantes en tamaño hacia la base de los *foresets*.

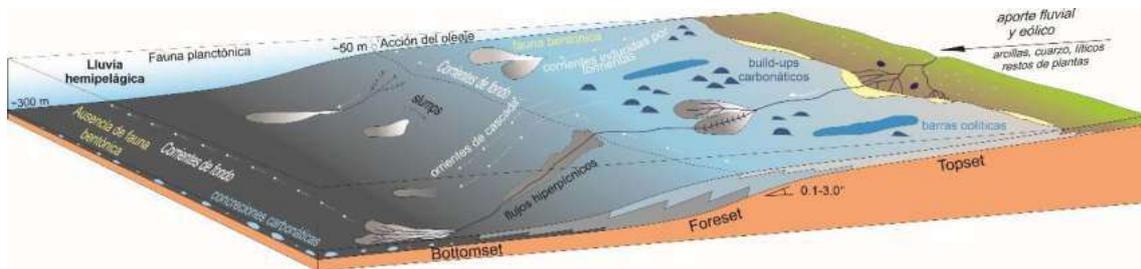


Figura 3.11. Geometría de los depósitos, elementos geomorfológicos y procesos de sedimentación del sistema o Vaca Muerta-Quintuco mostrando los procesos que rigen la distribución del material fino en los bottomsets. Modificado de Reijenstein *et al.* (2020) y Minisini *et al.* (2020b).

Dentro de los diferentes segmentos de la clinoforma, Minisini *et al.* (2020b) identificaron diferentes procesos sedimentarios que condicionan la composición de los depósitos. La fábrica carbonática, ubicada en la zona de *topsets*, exporta material carbonático como fragmentos esqueléticos de fauna bentónica hacia la cuenca (*foresets* y *bottomsets*). A su vez, en la columna de agua se generan bioclastos carbonáticos (foraminíferos) y silíceos (radiolarios) provenientes de la fauna planctónica, tanto en zonas someras como profundas a lo largo de la totalidad de la clinoforma. El ingreso de intraclastos de fango se genera principalmente gracias corrientes de fondo y flujos gravitacionales. El cuarzo detrítico y material silicoclástico ingresan por aporte fluvial y eólico. Por último, el material volcánico entra a la cuenca tanto a partir del retrabajo fluvial y eólico en zonas subaéreas, como caída de material directamente desde la zona del arco volcánico (Kietzmann *et al.*, 2014b, 2016a).

Una vez depositado el material puede ser retrabajado por mareas y corrientes de fondo (flujos hiperpícnicos y turbiditas), trasladando sedimento desde la zona de *topsets* hacia la de *bottomsets* (Rodríguez Blanco, 2016; Rodríguez Blanco *et al.*, 2017). Luego el material puede ser capturado por vórtices y ser distribuido tanto a lo largo del talud (perpendicular a la dirección de progradación de la clinoforma; Zeller *et al.*, 2015a) como a través del talud del *foreset* al *bottomset*; (Kietzmann *et al.*, 2016a; Otharán *et al.*, 2018). La depositación a

partir de la decantación de material fino es más frecuente cuando la actividad de las corrientes es escasa (Kietzmann *et al.*, 2014a; Otharán *et al.*, 2018; Minisini *et al.*, 2020b).

En las clinofomas jurásicas (U 1 a U3) el nivel de base de tormentas ubicado entre 50 y 70 m de paleo-profundidad de agua (Kietzmann y Palma, 2011) no produjo un cambio sustancial ni en las proporciones ni en el patrón de apilamiento de las litofacies, sugiriendo un ambiente de baja energía con tormentas moderadas. En cambio, las clinofomas cretácicas (U4 a U6), el significativo aporte de material silicoclástico generó la presencia de un quiebre en la plataforma, incrementando el ángulo de los foresets de 1° a 3°, promoviendo así una mayor heterogeneidad en las litofacies (Mitchum y Uliana, 1985; Zeller *et al.*, 2015b; Kietzmann *et al.*, 2016a).

3.2.7. Modelo de sedimentación

El modelo clásico de sedimentación recíproca fue propuesto para explicar la variación de la sedimentación en los ambientes marino-marginales con los cambios del nivel del mar (*sensu* Posamentier y Vail, 1988). Durante los ciclos de variación del nivel del mar es posible observar procesos sedimentarios recíprocos que obedecen a los cambios en la posición de los depocentros en períodos de mar alto (*Highstand System Tract*, HST) y mar bajo (*Lowstand System Tract*, LST). En períodos de mar alto los depocentros migran hacia la línea de costa mientras que durante los períodos de mar bajo lo hacen hacia el centro de la cuenca (Posamentier *et al.*, 1992; Goldhammer, 2003). En el caso de ambientes marginales mixtos silíceo-carbonáticos como en la Cuenca Pérmica (oeste de Texas, EEUU) los períodos de mar bajo se caracterizan por una depositación predominantemente silicoclástica, asociada a regresiones forzadas (*sensu* Posamentier, 1992) donde la plataforma queda expuesta, sometida a karstificación y cementación, y los sedimentos llegan hasta la cuenca formando cañones y abanicos submarinos (Fig. 3.12A; Wilson, 1967). Estos períodos son favorables a la acumulación y preservación de materia orgánica ya que la cuenca se encuentra restringida. Durante los períodos de mar alto, la plataforma es inundada y los depocentros silicoclásticos migran tierra adentro, permitiendo la activación de la fábrica carbonática dando como resultado, una sedimentación predominantemente carbonática que, al ser exportada hacia la cuenca, diluye el contenido de materia orgánica en la misma.

En contraposición a dicho modelo, en el caso del sistema Vaca Muerta-Quintuco, los períodos de mar bajo (LST) se caracterizan por tener mayor contenido de carbonatos y menor COT, mientras que los períodos de mar alto (HST) están representados por rocas de mayor participación silicoclástica y tenores de materia orgánica (Fig. 3.12B; Reijenstein *et al.* 2020). Esta característica sugiere que durante los períodos de mar bajo la plataforma no es expuesta y los depocentros silicoclásticos no alcanzan una cercanía suficiente hacia el *shelf-break* para aportar material clástico hacia la plataforma media y distal. Algunos autores (Scasso *et al.*, 2002, 2005; Capelli *et al.*, 2021) proponen la posible existencia de una zona de *upwelling* asociada al talud, la cual acentuaría el aumento de la productividad de la fábrica carbonática, incrementando el material carbonático en el talud y la cuenca proximal, con la consecuente dilución de la materia orgánica (Reijenstein *et al.*, 2020). Por el contrario, durante los períodos de mar alto, la fábrica carbonática se ahoga y decrece la cantidad de material carbonático disponible para ser exportado hacia el talud, haciendo que

la materia orgánica se diluya menos y aumente su concentración y preservación. En este contexto, los intervalos ricos en materia orgánica se asocian a una mínima tasa de sedimentación dada en los *bottomsets* condensados de las clinofomas.

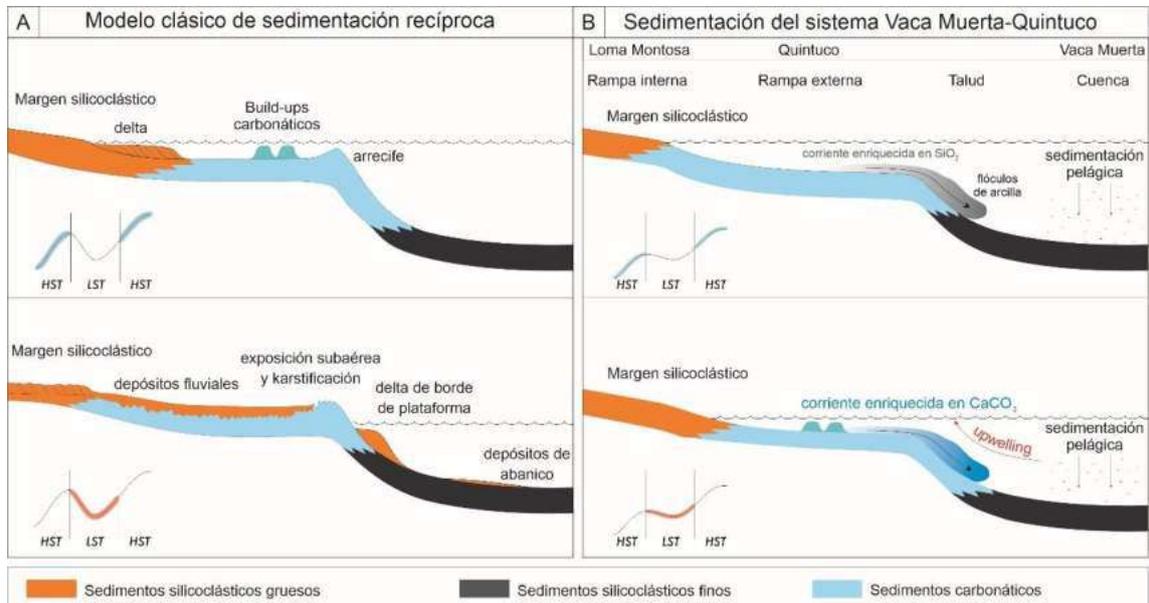


Figura 3.12. Variaciones en la sedimentación en sistemas mixtos (silícico-carbonático) en función del nivel del mar. A. Modelo clásico de sedimentación recíproca observado en la Permian Basin (Wilson, 1967) en el cual, durante los períodos de mar alto, la fábrica carbonática está activa y exporta material carbonático hacia el centro de cuenca, diluyendo la concentración de materia orgánica. Durante los períodos de mar bajo, la plataforma queda expuesta, inhibiendo la fábrica carbonática y promoviendo la llegada de material silicoclástico hacia el centro de cuenca, donde se generan las condiciones óptimas para la concentración y preservación de la materia orgánica. B. Variación de la sedimentación en el sistema Vaca Muerta-Quintuco. En dicho sistema, los períodos de mar alto se caracterizan por una predominancia de transporte de material silicoclástico hacia el centro de cuenca debido al ahogo de la fábrica carbonática, en donde se generan las condiciones óptimas para la acumulación y preservación de materia orgánica. Por el contrario, durante los períodos de mar bajo el nivel del mar se mantiene por encima de la plataforma sobre la cual se desarrollan build-ups carbonáticos y la sedimentación se vuelve predominantemente carbonática, hecho que puede ser acentuado si existe una zona de upwelling. Modificado de Goldhammer (2003) y Reinjeinstein *et al.* (2020).

3.2.8. Características como reservorio no convencional

La Formación Vaca Muerta es considerada la roca madre más prolífera de la Cuenca Neuquina (Uliana y Legarreta, 1993; Cruz *et al.*, 2002; Legarreta *et al.*, 2005). Ésta representa el primer *play* no convencional de tipo "shale" ubicado fuera de Norteamérica, puesto en producción con resultados comercialmente satisfactorios (Minisini *et al.*, 2020a).

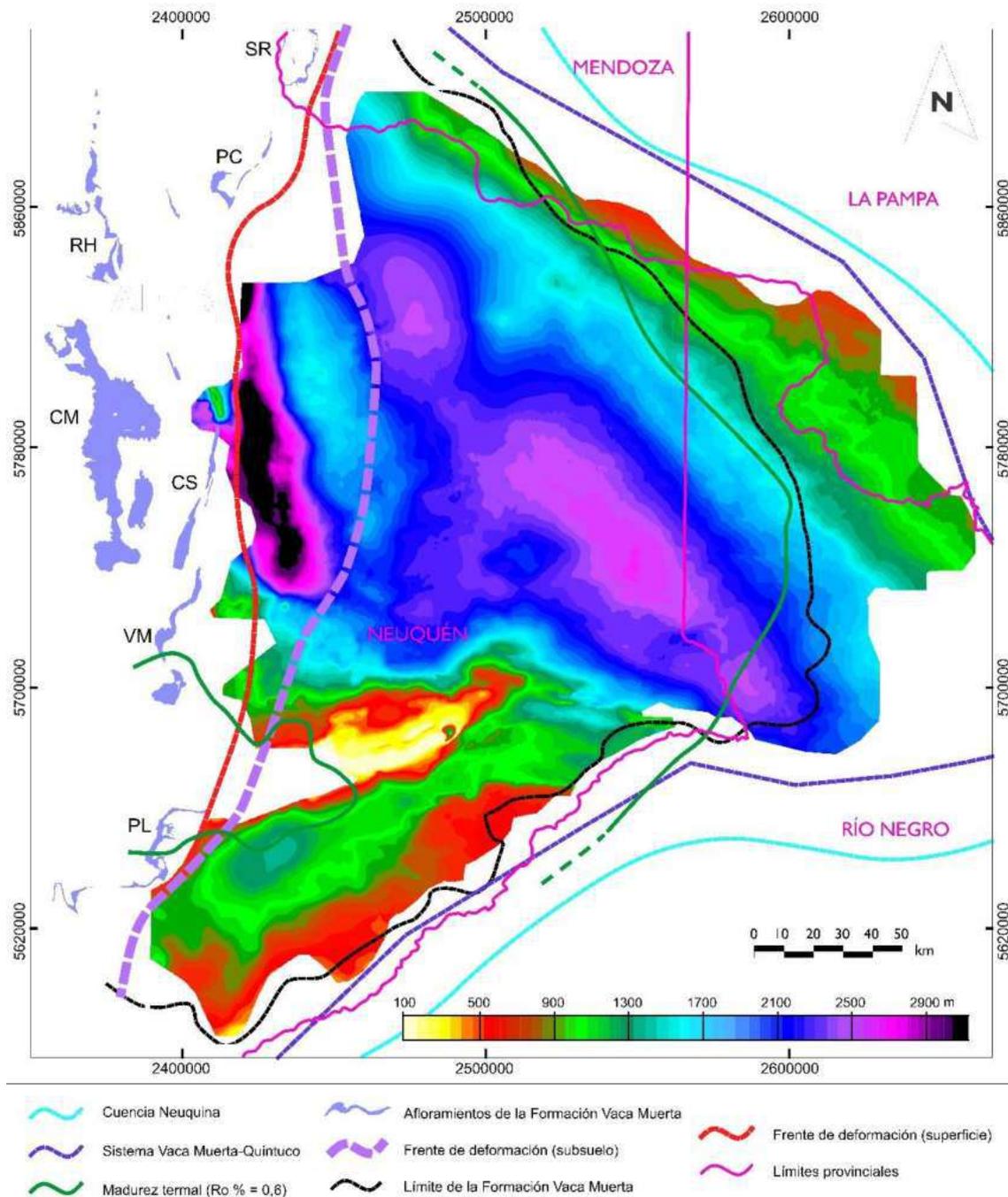
Volumen

La Formación Vaca Muerta es una de las unidades litoestratigráficas de mayor extensión areal de la Cuenca Neuquina, ocupando una superficie de aproximadamente 30.000 km² (Askenazi *et al.*, 2013; Ramos *et al.*, 2020). El intervalo de interés petrolero, definido a partir de un valor de COT mayor a 2%, presenta espesores variables según su posición en la cuenca que van desde 25 y 380 m (Legarreta y Villar, 2012, 2015; Askenazi *et al.*, 2013; Minisini *et al.*, 2020b). El marco cronoestratigráfico se encuentra ampliamente estudiado y permite definir múltiples intervalos prospectivos, llegando a cinco niveles en un mismo bloque, potencialmente hasta siete (Minisini *et al.*, 2020b).

Profundidad y gradiente de presión

Hacia el centro de la cuenca, la Formación Vaca Muerta alcanza profundidades entre 2.500 y 3.500 metros, mientras que hacia el borde se ubica en profundidades entre 1.000 y 2.000 metros aproximadamente. Los gradientes de presión que oscilan entre 0,50 psi/ft en áreas de borde de cuenca y 1,1 psi/ft en zonas de interior de cuenca (Askenazi *et al.*, 2013, Fig. 3.13).

Figura 3.13. Mapa estructural de la base de la Formación Vaca Muerta y la ubicación de los afloramientos. SR = Sierra de Reyes; PC = Puerta Curaco; RH = Rahueco; CM = Cerro Mulichinco; CS = Cordón del Salado; VM = Sierra de la Vaca Muerta; PL = Picún Leufú.
Modificado de Marchal *et al.* (2020).



Materia orgánica

La Formación Vaca Muerta es una destacada roca madre con alto contenido de materia orgánica y excelente calidad. Es extremadamente prolífica, *oil-prone*, con un HI_o de 680 mgHC/gCOT, (Brisson *et al.*, 2020). El contenido de carbono orgánico total (COT) se define como la fracción en peso del carbono orgánico, incluyendo tanto el kerógeno como los hidrocarburos presentes en la roca. La Formación Vaca Muerta presenta un COT_m (contenido de carbono orgánico total promedio medido de base a techo) que varía entre 1 y 7% y aumenta hacia el oeste y noroeste a pesar de que el contenido de materia orgánica disminuya por el aumento de la madurez termal (Brisson *et al.*, 2020, Fig. 3.14). El mapa de S₁/COT × 100, también conocido como índice de saturación de petróleo (Jarvie, 2012)

indica las zonas más favorables desde un punto de vista prospectivo, las cuales siguen las tendencias del mapa de madurez (Brisson *et al.*, 2020).

La materia orgánica se compone principalmente de partículas amorfas asociadas a microplancton marino con escasa participación de material terrestre que aumenta levemente hacia los márgenes de la cuenca (Legarreta y Villar, 2012; Uliana *et al.*, 1999; Legarreta y Villar, 2015; Brisson *et al.*, 2020). De acuerdo con la clasificación de Pepper y Corvi (1995), el kerógeno se clasifica como tipo B (acuático, marino, silicoclástico) con alguna participación de organofacies de tipo A (acuático, marino carbonático). Este tipo equivaldría al tipo II y IIS siguiendo la clasificación de Tissot *et al.* (1974).

Si bien el máximo contenido de material orgánico se encuentra asociado a las máximas inundaciones de dos hem Ciclos transgresivos de segundo orden (Kimmeridgiano - Tithoniano tardío y Tithoniano tardío - Valanginiano temprano; Legarreta y Villar, 2015), existen intervalos de menor espesor y distribución areal desarrollados durante las máximas inundaciones en secuencias de tercer orden. Cada secuencia varía regionalmente de manera diferente. En la región del Engolfamiento, domina la secuencia tithoniana que se adelgaza hacia el oeste-noroeste, donde empieza a cobrar importancia la secuencia del Tithoniano tardío - Valanginiano temprano, tanto en espesor como en calidad. La paleotopografía influyó la circulación de agua, promoviendo diferentes grados de restricción, desde condiciones anóxicas a euxínicas (Legarreta y Villar, 2015).

Madurez termal

Debido a que la materia orgánica de origen terrestre es muy escasa, la determinación de la madurez termal a partir de la reflectancia de la vitrinita (R_o) es dificultosa y muchas veces genera discrepancias entre diferentes laboratorios (Brisson *et al.*, 2020). Sin embargo, los valores de temperatura máxima (T_{max}) obtenidos a partir de la pirólisis proveen tendencias confiables dentro de la ventana de petróleo, a partir de las cuales es posible correlacionar los datos de R_o en una madurez equivalente (Brisson *et al.*, 2020).

La maduración tuvo lugar desde el Cretácico superior al Eoceno, principalmente a partir del soterramiento de la roca madre (Parnell y Carey 1995; Cruz *et al.* 1996), aunque deben considerarse aportes locales por advección de calor inducido por intrusiones magmáticas (Rodríguez *et al.*, 2009). En la mayor parte de la cuenca el R_o presenta valores mayores a 1,3%, indicando que la roca se encuentra mayormente en la ventana de generación de gas. Hacia la región andina el R_o llega a valores superiores a los 2,6%, es decir, que alcanza la ventana de gas seco (Kozłowski *et al.* 1996, 1998, Fig. 3.14). Hacia las regiones topográficamente elevadas, como la dorsal de Huincul y el Arco de Chihuidos, así como en la subcuenca de Picún Leufú, la roca presenta valores menores de R_o , siendo inmadura (Cruz *et al.* 1999; Stinco y Mosquera 2003; Scasso *et al.* 2005).

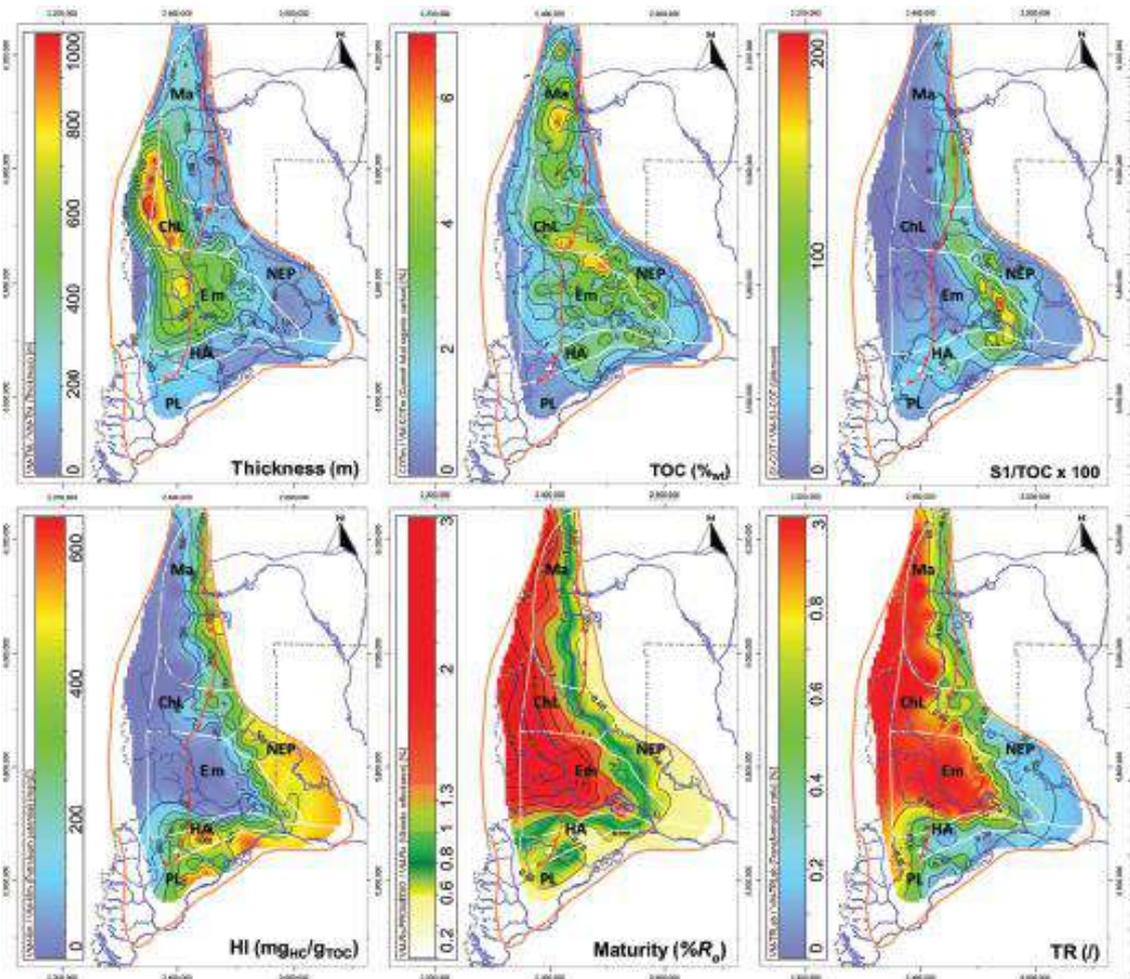


Figura 3.14. Principales parámetros prospectivos de la Formación Vaca Muerta. Tomado de Brisson *et al.* (2020).

Hidrocarburos

Los hidrocarburos encontrados presentan variaciones significativas que reflejan no sólo el diferente grado de madurez, sino también cambios en las facies orgánicas generadoras (Villar *et al.*, 1993; Wavrek *et al.*, 1996; Cruz *et al.*, 1999; Legarreta *et al.*, 1999; Villar *et al.*, 2005; Legarreta y Villar, 2012, 2015). Analizando cromatogramas para diferentes partes de la cuenca, Brisson *et al.* (2020) muestran ciertas variaciones dentro de un típico perfil de hidrocarburos de origen marino enriquecido en n-alcenos ligeros y de rango medio, mostrando un componente ceroso C₂₀₊ limitado. Hacia la zona norte de la cuenca, en la zona de Malargüe, el mismo se vuelve más pesado (19,4°API) y con un mayor contenido de sulfuros mientras que en el Engolfamiento y en la zona de la dorsal de Huincul, el hidrocarburo es liviano (45,4 y 50,7°API, respectivamente) y con bajo contenido en sulfuros. A su vez, los autores encuentran diferencias en la impronta geoquímica de los fluidos debidas, posiblemente, al mayor contenido de carbonato y/o condiciones más reductoras en la subcuenca de Picún Leufú, el norte y noreste de la cuenca en comparación con el carácter más arcilloso y menos reductor en la zona central.

Composición mineralógica

Comparativamente con reservorios no convencionales de Estados Unidos, la Formación Vaca Muerta presenta un contenido de arcillas relativamente bajo representando aproximadamente un 21% de la matriz (Ortiz *et al.*, 2020). El contenido de cuarzo y carbonato varía según la posición en la cuenca y la columna estratigráfica, aumentando progresivamente hacia el tope de las secuencias depositacionales y hacia los *foresets* de las clinoforamas en las unidades 1, 2 y 3 (sensu Sattler *et al.*, 2016), mientras que en la Unidad 4 esta relación se invierte (Marchal *et al.*, 2016, Fig. 3.15).

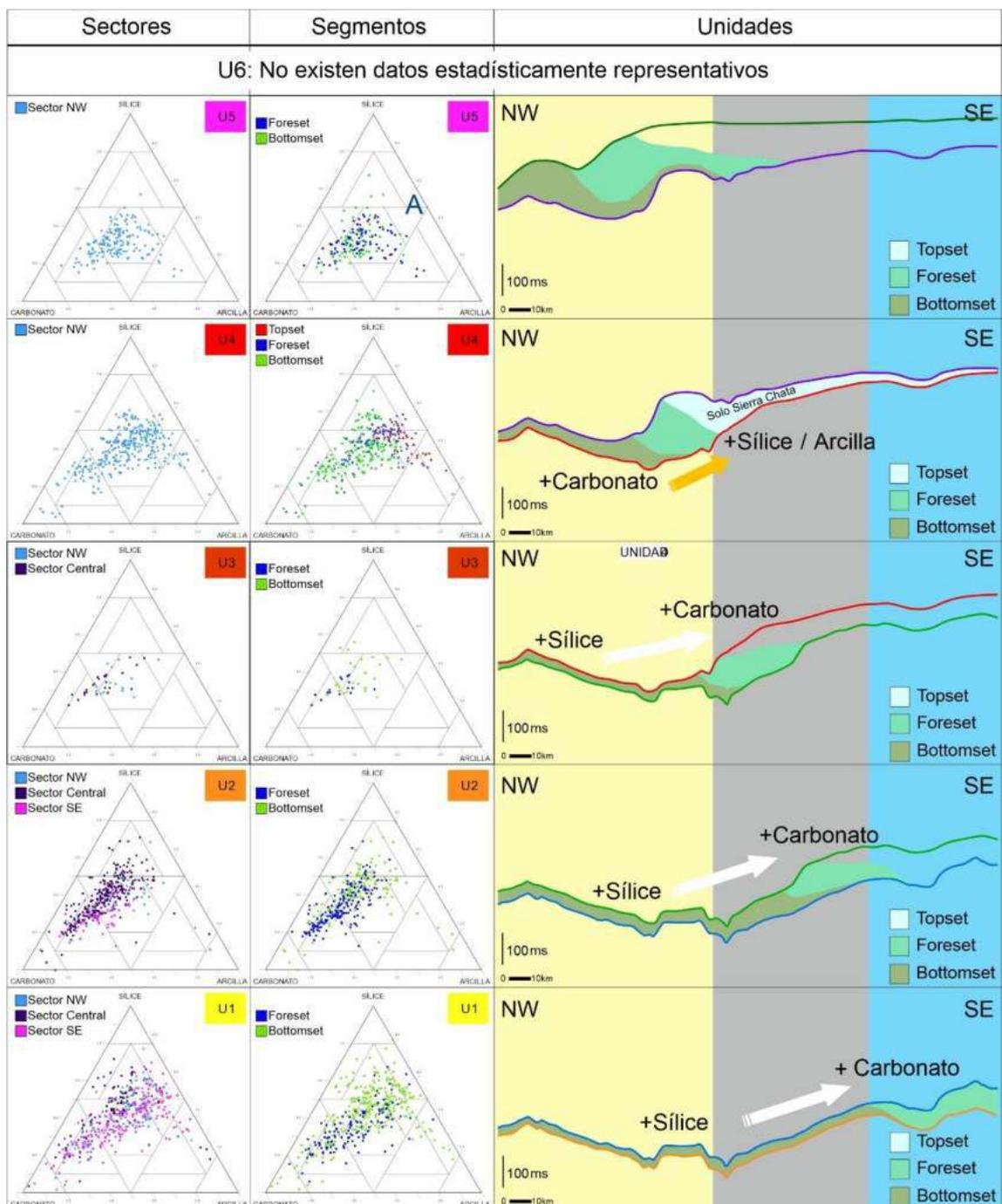


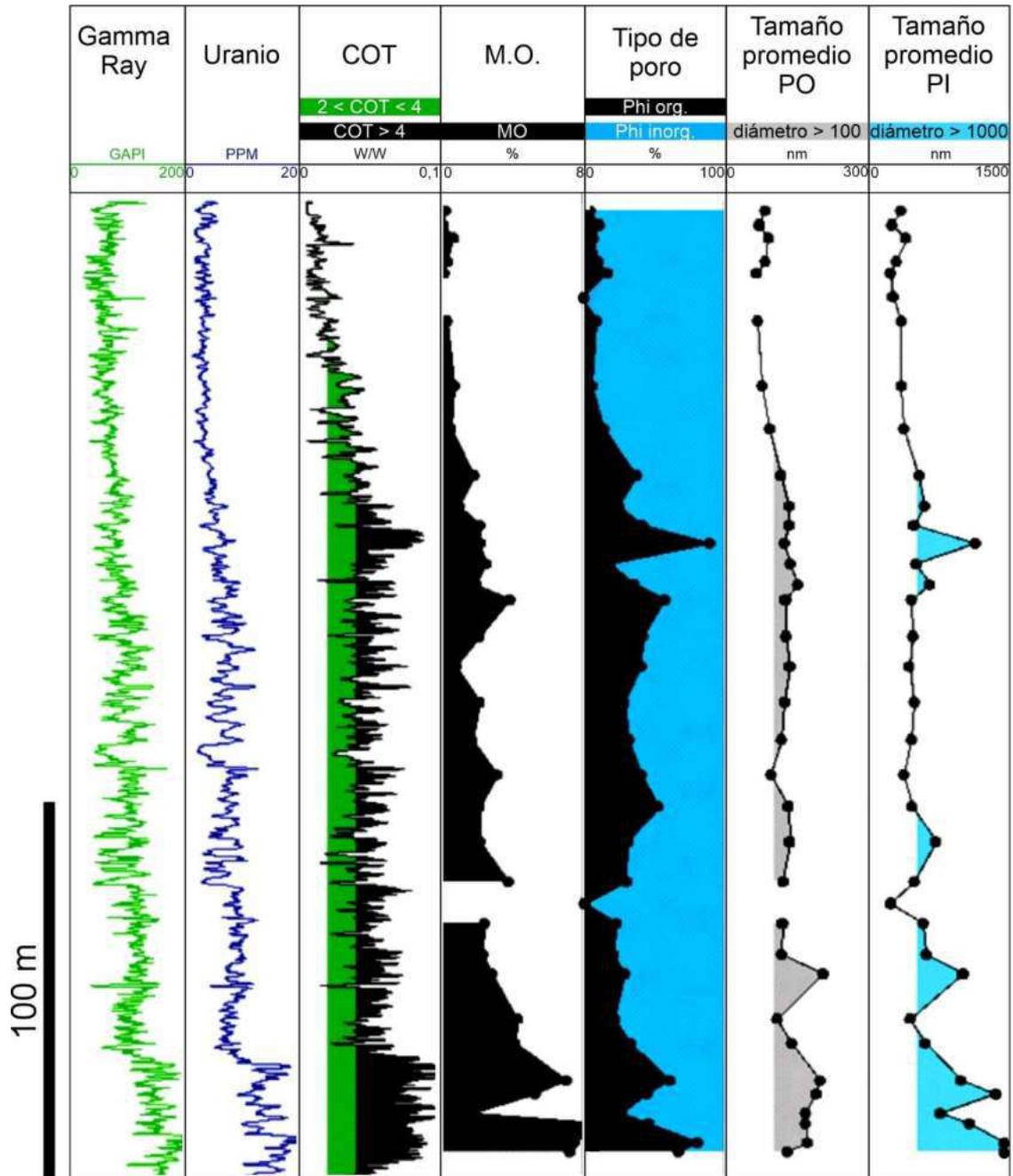
Figura 3.15. Diagramas ternarios carbonato-sílice-arcillas en cada una de las unidades sísmicas definidas por Sattler *et al.* (2016) y relación sílice-carbonato en diferentes segmentos de las clinofomas del sistema Vaca Muerta – Quintuco (tomado de Marchal *et al.*, 2016).

Petrofísica

Las propiedades petrofísicas de un reservorio no convencional son clave en la producción de hidrocarburos a partir del mismo. Entre ellas se encuentran la porosidad, permeabilidad y saturación de fluidos.

La Formación Vaca Muerta presenta predominantemente un sistema poral dual, con poros asociados a la matriz inorgánica y diferentes tipos de poros generados dentro de la materia orgánica (Fig. 3.16). La presencia, abundancia, conectividad, tamaño y forma de esos poros varía con la compactación, madurez termal, mineralogía y diagénesis (Ortiz *et al.*, 2020). La porosidad total es notablemente alta en las unidades, llegando a un 12% en las unidades 1 y 4 (Ortiz *et al.*, 2020). En general, al aumentar la profundidad la fracción de poros inorgánica disminuye y su distribución de tamaños se vuelve más amplia, mientras que la fracción de poros orgánicos y su tamaño aumenta debido al incremento en la maduración de la roca.

Figura 3.16. Variación vertical de la porosidad dentro de la Formación Vaca Muerta. De izquierda a derecha: Track 1: Gamma Ray; Track 2: Uranio; Track 3: COT = Carbono Orgánico Total; Track 4: Cuantificación de la materia orgánica a partir de microscopía electrónica (SEM, *Secondary Electron Microscopy*); Track 5: Tipo de poro a partir de SEM: en negro, el porcentaje asociado a la materia orgánica; en celeste, el porcentaje asociado a la matriz inorgánica; Track 6: cuantificación del diámetro promedio de los poros orgánicos a partir de SEM; y Track 7: cuantificación del diámetro promedio de los poros inorgánicos a partir de SEM. Tomado de Ortiz *et al.*, 2020, quienes lo modificaron de Crousse *et al.* (2018).



Los poros inorgánicos incluyen espacios entre los granos (interpartícula) y dentro de los granos (intrapartícula), siendo estos últimos generalmente menos abundantes y desconectados del resto del sistema poral. Ambos tipos se encuentran frecuentemente rellenos por materia orgánica secundaria (Ortiz *et al.*, 2020). Aquellos de mayor tamaño se asocian a los minerales de arcilla y a los poros intercristalinos (Crousse *et al.*, 2018).

Dentro de los poros orgánicos se observan cambios asociados no sólo a la madurez termal de la roca sino también a un diferente grado de preservación del kerógeno o a una variación en el contenido de kerógeno, lo cual sugiere una posible relación entre el ambiente de depositación, el nivel de anoxia, la cantidad de materia orgánica y la forma de preservación (Crousse *et al.*, 2018; Ortiz *et al.*, 2020).

En cuanto al tamaño de los poros, los mismos presentan un rango que varía predominantemente entre 130 y 800 nanómetros. Los poros inorgánicos son de mayor tamaño, presentando un diámetro promedio entre 200 y 1500 nm, mientras que los orgánicos varían mayoritariamente entre 40 y 200 nanómetros. Este hecho debe ser tenido en cuenta en especial al definir intervalos prospectivos en zonas con ventanas de menor madurez, asociadas a hidrocarburos de moléculas más grandes. En zonas de mayor madurez, los poros evolucionan en abundancia, conexión y tamaño (Slatt y O'Brien, 2014).

La saturación de agua dentro de la Formación Vaca Muerta incluye el agua dentro de las arcillas (*clay-bounded water*), el agua poral (*pore water, PW*) y el agua estructural incluida como hidroxilos en la estructura molecular de las arcillas (Fig. 3.17). Si bien es posible definir regionalmente cómo cambia la producción de agua, las causas de estas variaciones aún se encuentran en debate. Hacia el este de la cuenca y hacia la zona basal de la Formación Vaca Muerta (Unidad 1 según Desjardins *et al.*, 2016) se observan los menores porcentajes de producción de agua (Ortiz *et al.*, 2020). Verticalmente, la saturación de agua aumenta de la unidad 1 a la 3 hasta alcanzar un valor de 48%. En las unidades 4 y 5 decrece hasta un 38% (Fig. 3.17, Ortiz *et al.*, 2020).

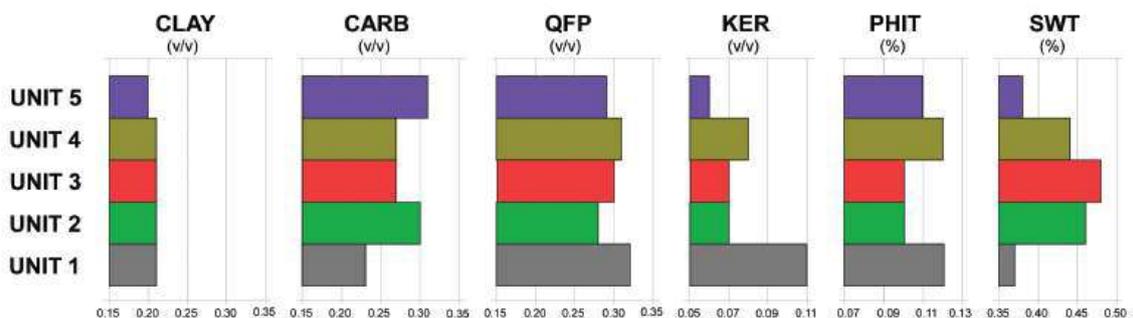


Figura 3.17. Variación vertical de las propiedades petrofísicas discriminadas según las unidades definidas en la transecta regional de la Formación Vaca Muerta (tomado de Ortiz *et al.*, 2020). CLAY (V/V): volumen de arcilla; CARB (V/V): volumen de carbonatos; QFP (V/V): volumen de cuarzo y feldspatos; KER (V/V): volumen de kerógeno; PHIT (%): porcentaje de porosidad total; SWT (%): porcentaje de saturación de agua.

Capítulo 4. Rocas de grano fino

Las rocas sedimentarias de grano fino se definen como aquellas en la que más de la mitad de sus componentes se encuentra constituida por partículas con un tamaño menor a $63 \mu\text{m}$ (Potter *et al.*, 1980; Macquaker y Adams, 2003) (Fig. 4.1). Estas rocas representan el tipo más abundante en la superficie terrestre, constituyendo al menos dos tercios del registro sedimentario (Schieber, 2003; Potter *et al.*, 2005; Schierber *et al.*, 2007; Macquaker *et al.*, 2010; Ilgen *et al.*, 2017) y juegan un papel fundamental en el ciclo global del carbono, en el aislamiento hidráulico de acuíferos y de desechos (Schierber *et al.*, 2007; Macquaker y Bohacs, 2007). Económicamente son importantes fuentes de hidrocarburos, minerales y metales (Sethi y Schieber, 1998), entre otras aplicaciones.

Milímetros	Micrómetros	Sedimento		Roca
4096		Bloque	Grava	Conglomerado/ brecha
256		Guijarro		
64		Guija		
4		Sábulo o gránulo		
2,00		Arena muy gruesa	Arena	Arenisca
1,00		Arena gruesa		
0,50	500	Arena mediana		
0,25	250	Arena fina		
0,125	125	Arena muy fina		
0,0625	63	Limo grueso	Limo	Limolita
0,031	31	Limo medio		
0,0156	15,6	Limo fino		
0,0078	7,8	Limo muy fino		
0,0039	3,9	Arcilla		Arcillita
0,00006	0,06			

Rocas de grano fino

Figura 4.1. Escala granulométrica de clastos y rocas sedimentarias (Wentworth, 1922).

En el presente capítulo se desarrollarán los principales criterios utilizados en las clasificaciones y procesos sedimentarios que gobiernan la génesis de este grupo de rocas, haciendo hincapié en aquellas de origen marino. Posteriormente, se abordará la definición de fisilidad y las principales causas propuestas para su desarrollo. Finalmente, se desarrollarán algunas de las principales relaciones existentes entre la composición y fábrica de las rocas de grano fino y sus propiedades petrofísicas y geomecánicas.

4.1. Terminología y clasificaciones

4.1.1. Clasificaciones de rocas de grano fino

En cuanto a la clasificación de las pelitas, no existe en la actualidad un consenso respecto a qué criterios utilizar (Wilkins, 2014; Lazar *et al.*, 2015a). En parte puede deberse a la dificultad para identificar características en muestra de mano por el carácter fino de sus componentes (Krumbien, 1947; Potter *et al.*, 1980; MacQuaker y Adams, 2003) o a la baja calidad de sus afloramientos en comparación con rocas más resistentes como las arenas (Pettijohn, 1975; Spears, 1980).

Una clasificación sedimentológica debe cumplir con ciertos aspectos (Hallsworth y Knox, 1999; Wilkins, 2014; Jiang *et al.*, 2017):

- Descriptiva, objetiva y precisa, en lugar de genética, ambigua e interpretativa
- Aplicable fácilmente tanto en muestra de mano como al microscopio
- Permitir la estandarización en los resultados reportados y facilitar la comunicación
- Tener un correlato entre los nombres y límites de composición definidos para las rocas y su contraparte de sedimento no consolidado.

Las características observadas en las rocas sedimentarias (textura, composición y fábrica) dependen tanto de las condiciones presentes al momento de su depositación como de su historia diagenética (Bennet *et al.*, 1991; Potter *et al.*, 2005; Rezaee, 2015; Lazar *et al.*, 2015a). Las rocas son el resultado, por un lado, de las condiciones energéticas del medio, el aporte sedimentario (silicoclástico y biogénico), las condiciones redox y la forma de transporte y depositación. Subsecuentemente, las mismas son modificadas por procesos post-depositacionales como la bioturbación y la diagénesis. Estas condiciones y procesos se reflejan en su textura, estructuras sedimentarias y composición. La clasificación propuesta por Lazar *et al.* (2015a) tiene como principal objetivo describir diferentes características de las rocas de grano fino en función de poder establecer, posteriormente a su clasificación, un vínculo entre dichas características y los procesos que les dieron origen. La misma es descriptiva e integra información petrográfica y de laboratorio. Los autores proponen utilizar de manera general el término pelita (*mudstone*) para referirse a aquellas rocas compuestas por más del 50% de granos tamaño limo y arcilla (menor a 63 μm) y se basa en la determinación de tres parámetros: textura, composición y estructuras sedimentarias.

1. Textura

Este parámetro incluye la distribución de tamaño de grano, la forma, orientación y la selección de los clastos. Según la clasificación utilizada en el trabajo de Lazar *et al.* (2015a), el tamaño de grano es representado en un diagrama ternario con arena, fango grueso y fango fino en sus vértices (Fig. 4.2.A). El fango fino (arcilla y limo fino) tiene un tamaño menor a 8 μm y corresponde a la fracción de material que se comporta de manera cohesiva, mientras que el fango grueso incluye el limo con un tamaño mayor a 8 μm , representando la porción de material fino que se comporta de manera no cohesiva (McCave *et al.*, 1995). De esta forma, el límite utilizado distingue entre material fino con comportamientos diferentes a la hora de ser transportado, erosionado y depositado (Schieber *et al.*, 2007; Schieber y Southard, 2009; Schieber y Yawar, 2009; Schieber, 2011a; Lazar *et al.*, 2015a)

Un inconveniente a la hora de determinar la textura en este tipo de rocas es que muchas veces las partículas son transportadas y depositadas en forma de flóculos, pellets fecales e intraclastos (Schieber *et al.*, 2007; Schieber y Southard, 2009; Schieber y Yawar, 2009). Al realizar el estudio de distribución granulométrica, los componentes de los flóculos son separados como partículas dispersas, haciendo que el tamaño de grano resultante no sea representativo de las condiciones hidrodinámicas en las cuales se depositó el material. Por otro lado, los filosilicatos tienden a ser afectados fuertemente por procesos diagenéticos en los cuales su tamaño puede verse fuertemente modificado (Hower *et al.*, 1976; Curtis, 1977; Alpin y Macquaker, 2010; Macquaker *et al.*, 2010), dando lugar a posibles interpretaciones erróneas. Por estos motivos, es fundamental acompañar las descripciones de muestra de mano con secciones delgadas e imágenes de microscopía electrónica (Lazar *et al.*, 2015a).

2. Composición mineralógica

La caracterización composicional se realiza mediante un diagrama ternario representando la sílice (cuarzo y feldspatos), carbonatos (calcita, dolomita, siderita) y arcillas en sus vértices (Fig. 4.2B). La identificación de la composición total de la roca a partir de observaciones directas o de análisis de perfiles de pozo es útil para entender su comportamiento y su respuesta a los perfiles. Sin embargo, se vuelve imprescindible discriminar entre los elementos de distinto origen (detrítico, biogénico o diagenético) así como la distinción entre cemento y clastos a fin de poder entender sus condiciones syn y post-depositacionales. La observación mediante secciones delgadas y, particularmente, de microscopía electrónica combinado con catodoluminiscencia y detectores de electrones retrodispersados permite realizar estas discriminaciones (Macquaker y Gawthorpe, 1993; Macquaker *et al.*, 1998; Schieber, 1999, 2011b; Schieber *et al.*, 2000; Schieber y Baird, 2001; Schieber y Riciputi, 2004; Milliken *et al.*, 2012; Milliken, 1994, 2013; Milliken y Day-Stirrat, 2013).

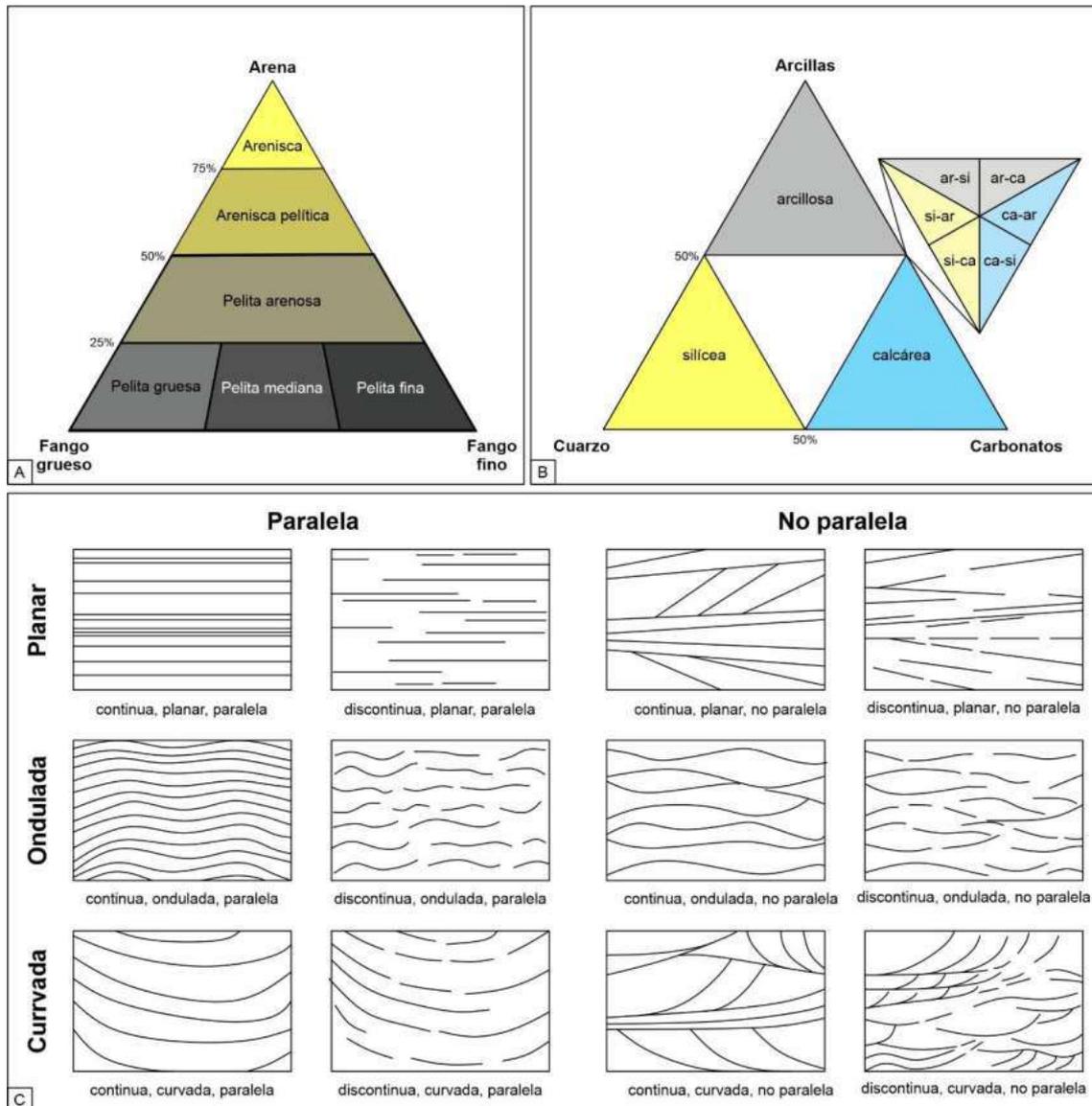
3. Estructuras sedimentarias

La geometría de las láminas (*sensu* Campbell, 1967) brinda información sobre las variaciones del aporte sedimentario, la energía del medio y de la intensidad de la

bioturbación (Lazar *et al.*, 2015a). Los autores la caracterizan mediante tres atributos: continuidad, forma y geometría (Fig. 4.2.C).

Es importante diferenciar entre una sucesión de láminas y una de estratos muy finos para poder discernir si la sedimentación es continua o episódica. La laminación se interpreta típicamente como producto de una acumulación bajo condiciones predominantemente continuas y anóxicas en donde la misma es producto de pequeñas variaciones en las condiciones ambientales y por la orientación de componentes elongados (Tyson *et al.*, 1979; Demaison y Moore, 1980; Schlanger *et al.*, 1987). Una fina alternancia de estratos (comúnmente entre 1 y 4 mm) se genera bajo condiciones intermitentes de energía y oxigenación, muchas veces asociados a transporte en forma de carga de lecho o a partir de flujos densos (Abouelresh y Slatt, 2011; Otharán, 2020). Los criterios sedimentológicos empleados en la diferenciación de superficies de estratificación de aquellas vinculadas a laminación incluyen: 1) análisis de terminaciones entre láminas: truncaciones por debajo, y terminaciones onlap/downlap por encima de la superficie de estratificación; 2) grado de bioturbación: mayor densidad de trazas en horizontes inmediatamente por debajo de la superficie de estratificación, o colonización por encima; y 3) cambios significativos de litofacies (Lazar *et al.*, 2015a)

Figura 4.2. Clasificación de rocas de grano fino utilizada en el presente trabajo. A. Según su tamaño de grano. B. Según su composición. C. Según sus estructuras sedimentarias. Tomado de Lazar *et al.* (2015a).



4.1.2. Ambigüedades en la terminología

Dentro de las ciencias que estudian rocas y sedimentos de grano fino (sedimentología, pedología, ingeniería de materiales, geotecnia, entre otras) conviven términos que presentan ciertas ambigüedades en su uso generando potenciales malentendidos (Wilkins, 2014). Tal es el caso del término 'arcilla' o del término inglés '*shale*', cuyo equivalente en español (según la definición que se tome) sería lutita.

- El término '*shale*'

La etimología y origen de este término puede encontrarse en la reseña histórica realizada por Tourtelot (1960). La primera definición de este término fue realizada por Hooson (1747) quien describió un *shale* como una roca dura de grano fino que presenta una fuerte laminación y tiende a partirse fácilmente aprovechando dichas láminas. Con el tiempo, este término fue utilizado en rocas de grano fino indistintamente de la presencia o no de

laminación. También fue incluido dentro de nombres de formaciones, como el caso de la Formación '*Pierre Shale*', ubicada hacia el interior occidental de Estados Unidos (Wilkins, 2014).

En particular, para aquellos autores que sostienen que este término implica la presencia de fisilidad, una propiedad que se expresa particularmente en superficie (ver sección 4.4 del presente capítulo), su uso debería restringirse a rocas de grano fino expuestas en afloramientos (Weaver, 1989; Potter *et al.*, 2005). Dada su ambigüedad, muchos sedimentólogos e instituciones sugieren abandonar su uso (Selley, 1988; USGS, 2004). En los últimos años, con el desarrollo de los reservorios no convencionales correspondientes a la producción de hidrocarburos a partir de las rocas madre en cuencas productivas, el término *shale* ha sido ampliamente utilizado para denominar este tipo de reservorio: *shale-oil* y *shale-gas*.

En la presente contribución se utiliza el término pelita para nombrar a las rocas de grano fino, independientemente de si son masivas o no (Lazar *et al.*, 2015a; Otharán, 2020), mientras que el término lutita queda reservado para aquellas que sean físis (ver sección 4.4. del presente capítulo). Siguiendo las recomendaciones de numerosos autores (Weaver *et al.*, 1989; Potter *et al.*, 2005; Wilkins, 2014, entre otros), el término '*shale*' no es utilizado debido a las mencionadas ambigüedades asociadas a este nombre.

- Los términos 'arcilla' y 'minerales arcilla'

La palabra 'arcilla' es utilizada tanto en un sentido textural, para describir al tamaño de grano, como en un sentido mineralógico, haciendo referencia a un conjunto de minerales, generalmente filosilicatos. Gran parte de los minerales del grupo de las arcillas suelen tener un tamaño de grano fino (menor a 63 μm de diámetro), pero no necesariamente dentro del rango del tamaño arcilla (Wilkins, 2014).

En primer lugar, considerando su connotación textural, el límite superior de la fracción arcilla ha sido definido con distintos valores según el campo de aplicación, evidenciando la falta de un criterio universal en su uso (Harvey y Legaly, 2006). En pedología el límite entre limo y arcilla es de 2 μm , mientras que los químicos que estudian materiales coloidales lo ubican en 1 μm . Dentro de la sedimentología el límite comúnmente adoptado es el propuesto por Udden (1914) y Wentworth (1922), quienes ponen el límite con el limo en 1/256 mm, es decir, 3,9 μm .

Según la *Joint Nomenclature Committees* (JNC, Comisión de Nomenclatura) de la *Association Internationale pour l'Etude des Argiles* (AIPEA, Asociación Internacional para el Estudio de las Arcillas) y la *Clay Minerals Society* (CMS, Sociedad de Minerales de Arcilla), se define a la 'arcilla' como un depósito natural no consolidado con más del 50% de partículas finas que se comporta de manera plástica bajo un contenido de humedad apropiado y se endurece al secarse o ser incinerado (Guggenheim y Martin, 1995). De manera práctica, la plasticidad puede definirse como la capacidad de la arcilla de ser deformada sin perder continuidad (sin fracturarse) y de mantener esa deformación una vez que el esfuerzo que la causó es retirado (Harvey y Legaly, 2006).

En un sentido amplio los 'minerales arcilla' son pequeños silicatos hidratados laminares que corresponden a la familia de los filosilicatos (Weaver, 1989). Según la JNC, son los filosilicatos y minerales que le imparten plasticidad a la arcilla y que hacen que se endurezca al secarse o incinerarse (Guggenheim y Martin, 1995).

4.1.3. La Formación Vaca Muerta

La Formación Vaca Muerta se caracteriza por una alta complejidad litológica (Kietzmann *et al.*, 2016b; Kietzmann *et al.*, 2020), presentando variaciones tanto vertical como lateralmente. Además de incluir rocas de grano fino silicoclásticas, esta sucesión comprende rocas carbonáticas y rocas piroclásticas.

Las rocas carbonáticas son descritas según la clasificación de Dunham (1962), con las modificaciones de Embry y Klovan (1971) y Wright (1992) (Fig. 4.3A). Las rocas piroclásticas contienen más del 75% de piroclastos, así como material epiclástico, orgánico o químico (sedimentario o autigénico). Composicionalmente se clasifican en función de la proporción de cristaloclastos, vitroclastos y litoclastos (Fig. 4.3B). Asimismo, las rocas piroclásticas se clasifican según su tamaño de grano en tobas gruesas y finas, lapillitas y brechas (Schmid, 1981, Fig. 4.3C).

Figura 4.3. Clasificaciones complementarias utilizadas para la Formación Vaca Muerta. A. Clasificación de rocas carbonáticas (Dunham, 1962; Embry y Klovan, 1971; Wright, 1992). B. Clasificación composicional de Fischer (1961) para rocas piroclásticas finas. C. Clasificación granulométrica de Schmid (1981) para rocas piroclásticas.

Sedimentológico-biogénico (Dunham, 1962)				Diagenéticos (Wright, 1992)							
Alóctonos			Autóctonos				Diagénesis no obliterante		Diagénesis obliterante		
menos de 10% de partículas				Boundstone							
con fango		sin fango		ecología (Embry y Klován, 1971)			Cemento componente principal	Contactos planos entre los granos	Contactos estiolíticos entre los granos	Calcita	Dolomita
fango-sostén	grano-sostén			Constructores	Incrustantes y ligantes	Entrampadores				Sparstone (>10 mm)	Dolosparstone (>10 mm)
Partículas entre 0,3 y 2 mm	Partículas entre 0,3 y 2 mm						Cemento principal	Contactos planos entre los granos	Contactos estiolíticos entre los granos		
< 10%	> 10%						Cemenstone	Grainstone condensado	Grainstone suturado	Micro-sparstone (<10 mm)	Dolomicro-sparstone (<10 mm)
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Framestone	Bindstone	Bafflestone					
	más de 10% de partículas > 2 mm										
A	Floatstone	Rudstone									
VITROCLASTOS											
B	CRISTALO-CLASTOS			VITROCLASTOS							
Tamaño de grano promedio (mm)	Piroclastos		Depósito piroclástico								
			Principalmente no consolidado (tefra)		Principalmente consolidado (roca piroclástica)						
64	Bomba o bloque		Estrato de aglomerado de bloques y bombas, tefra de bloques		Brecha piroclástica						
2	Lápilli		Capa o estrato de lápilli, tefra de lápilli		Lapillita						
1/16	Ceniza de grano grueso		Ceniza gruesa		Toba (de ceniza) gruesa						
	Ceniza de grano fino (polvo)		Ceniza fina (polvo)		Toba (de ceniza) fina o chonita						
C											

Tal como otros yacimientos no convencionales como la Barnett *Shale* o la Eagleford *Shale* (Passey *et al.*, 2010), la Formación Vaca Muerta incluye un conjunto de rocas epiclásticas, piroclásticas y carbonáticas. En este tipo de reservorios es común la utilización de clasificaciones en función de su composición química. En el presente trabajo se utiliza la clasificación propuesta por Passey *et al.* (2010), que consiste en un diagrama triangular, en cuyos vértices se ubican los principales componentes de estos conjuntos de rocas: arcillas, sílice y carbonatos (Fig. 4.4). Una manera de determinar la composición de los diferentes tipos de rocas es a partir de estudios de Difracción de Rayos X (DRX). Es una metodología comúnmente utilizada (poco costosa y rápida), como herramienta básica y primaria en la

caracterización de los reservorios no convencionales tipo *shale* y para la comparación entre los diferentes *plays*.

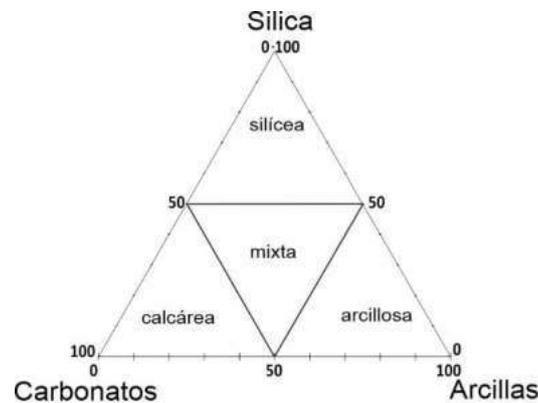


Figura 4.4. Clasificación de rocas de grano fino según su composición química. Modificado de Passey *et al.* (2010).

4.2. Transporte, depositación y erosión de fango

Hasta hace relativamente poco tiempo (alrededor de 20 años), se consideraba que los clastos tamaño arcilla eran transportados en forma de suspensión y los clastos tamaño limo, transportados tanto como carga de lecho como en suspensión (Potter *et al.*, 2005). La acumulación de fango ha sido interpretada tradicionalmente como producto de una decantación hemipelágica continua de partículas individuales en un ambiente de muy baja energía (Potter *et al.*, 1980; Lundegard y Samuels, 1980; Cluff, 1980; Nuhfer, 1981; Potter *et al.*, 2005, entre otros). Tanto observaciones en ambientes modernos (Nittrouer, 1999; Macquaker *et al.*, 2010; Baudin *et al.*, 2010, 2017a, b; Biscara *et al.*, 2011; Stetten *et al.*, 2015; Mignard *et al.*, 2017; Tesi *et al.*, 2017) y en rocas sedimentarias (Macquaker *et al.*, 2007; Lazar *et al.*, 2015a) así como experimentos de laboratorio en canales artificiales (Schieber *et al.*, 2007, 2013; Schieber y Southard, 2009; Schieber y Yawar, 2009; Yawar y Schieber, 2017) demuestran que los procesos sedimentarios que gobiernan la acumulación de fango implican mecanismos de transporte más complejos tales como migración de ondulitas de flóculos de arcilla (Schieber *et al.*, 2007; Macquaker y Bohacs, 2007; Schieber y Southard, 2009; Schieber y Yawar, 2009; Schieber *et al.*, 2013; Otharán *et al.*, 2020) o flujos de fango (Abouelresh y Slatt, 2011; Schieber, 2016; Otharán *et al.*, 2018, 2020) en donde los procesos de erosión son muy frecuentes (Macquaker *et al.*, 2007; Macquaker y Bohacs, 2007).

Todos estos estudios contribuyeron a romper el paradigma previo cambiando las percepciones que se tenían sobre el transporte y acumulación del fango. Por un lado, estos trabajos muestran que las rocas de grano fino pueden depositarse en ambientes de energía mayor a los previamente asumidos ya que muchas veces el sedimento se encuentra en forma de flóculos estables (Schieber *et al.*, 2007; Macquaker y Bohacs, 2007; Abouelresh y Slatt, 2011). Por otro lado, cuando la velocidad de las corrientes tractivas y flujos de fango superan el umbral de erosión del sustrato fangoso (Schieber, 1998), se produce la erosión e

incorporación del mismo al agente de transporte (Otharán *et al.*, 2020). Los contactos netos encontrados entre diferentes facies fangolíticas suelen interpretarse como superficies de no deposición o de erosión (Lazar *et al.*, 2015b; Otharán *et al.*, 2020). Como resultado, el registro sedimentario de las rocas de grano fino es mucho menos continuo de lo que se presumía tradicionalmente (Macquaker y Bohacs, 2007).

4.2.1. Floculación: definición, composición y estructura

Tal como establecen Schieber *et al.* (2007), una de las principales complejidades de los sistemas sedimentarios de grano fino es su capacidad de floculación. El proceso de floculación puede entenderse como una competencia entre el agrupamiento y la dispersión de las partículas finas en un medio acuoso (Fig. 4.5A) (Mietta *et al.*, 2009; Yin, 2013; Ho *et al.*, 2022). El agrupamiento induce la aglomeración entre las partículas para formar flóculos cada vez mayores, mientras que su dispersión promueve la separación en flóculos de menor tamaño o, directamente, en partículas individuales (Lee *et al.*, 2012; Maggi, 2005). Al determinar la estructura, densidad y velocidad de decantación, la floculación gobierna el transporte y acumulación del sedimento fino (Ho *et al.*, 2022).

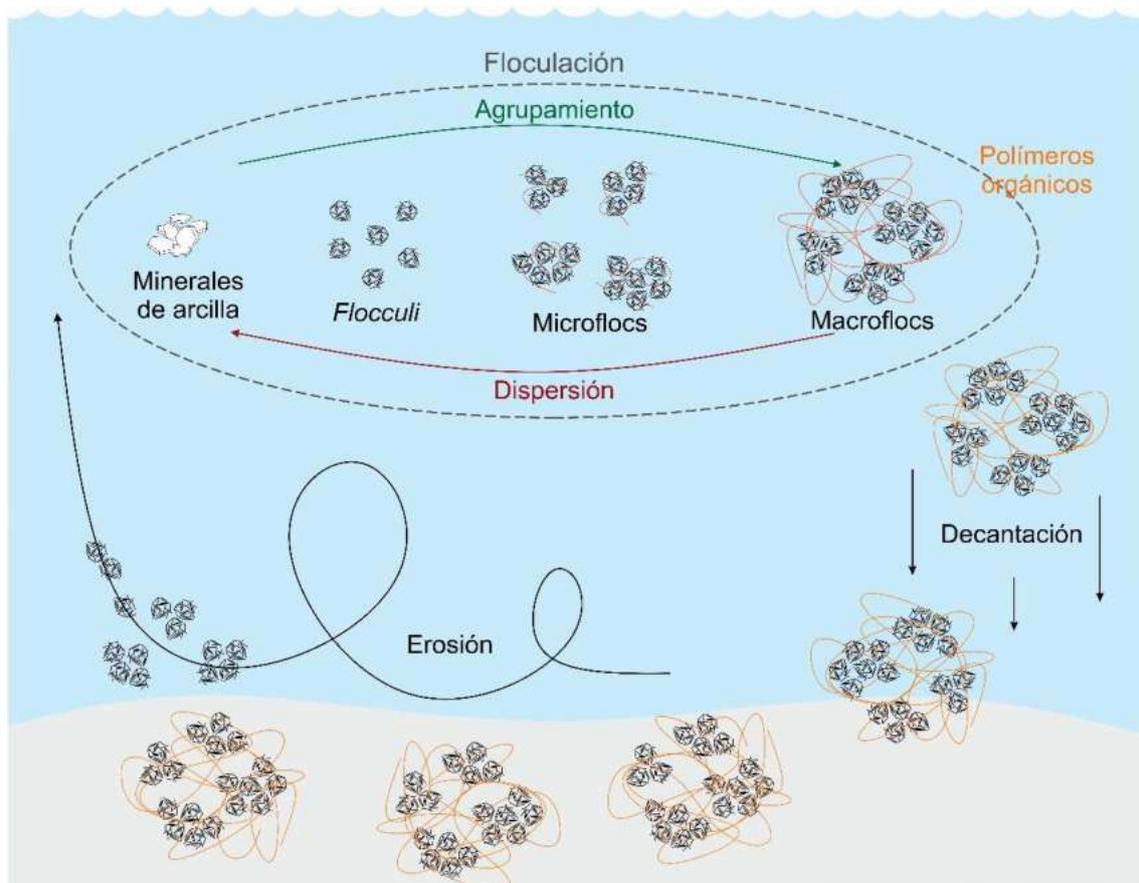


Figura 4.5. Proceso de floculación. A. Agrupamiento y dispersión de partículas. Modificado de Wang y Adutta (2013) y Yin (2013).

Los filosilicatos se comportan de manera cohesiva debido a las atracciones fisicoquímicas entre partículas (electrostáticas y fuerzas de van der Waals) y, junto con las partículas de materia orgánica, son los principales constituyentes de los flóculos. En un estadio temprano de formación de éstos, los minerales arcilla se unen estrechamente formando *flocculis* (en inglés, palabra compuesta por *floc* y *nuclei*, Lee *et al.*, 2012) en los cuales los filosilicatos se organizan en dominios formados por láminas paralelas o subparalelas (Bennett *et al.*, 1991). Subsecuentemente, estos *flocculis* se unen para formar microfloculos unidos a través de sustancias poliméricas orgánicas (Yin, 2013). En condiciones favorables, de alta concentración de material fino y moderada turbulencia, los microfloculos pueden unirse para formar macrofloculos (Figs. 4.5 y 4.6).

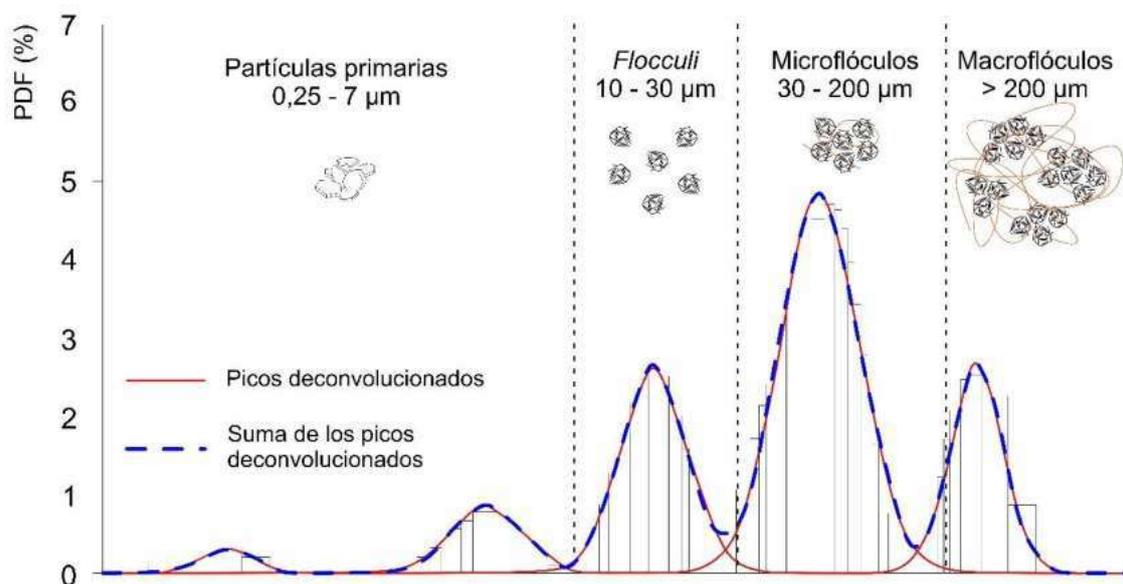


Figura 4.6. Formación jerárquica de flóculos mostrando su variación en la distribución de tamaño de grano. Modificado de Yin (2013).

Los flóculos encontrados en los sistemas acuáticos son extremadamente heterogéneos composicionalmente (Droppo *et al.*, 1997; Droppo, 2001; Maggi, 2013). Los tres grupos principales de componentes corresponden a compuestos inorgánicos, biológicos y químicos (Fig. 4.7). Los compuestos inorgánicos son los más abundantes e incluyen mayormente minerales cohesivos (filosilicatos) y, en menor medida, no cohesivos (cuarzo, feldspatos y carbonatos). Los compuestos biológicos incluyen una gran variedad de materiales vivos y no vivos, como microorganismos (principalmente fitoplancton), polen, bacterias, restos de organismos, pellets fecales y sustancias poliméricas. Éstos tienen la capacidad de adherirse a las partículas inorgánicas dando lugar a flóculos biominerales. Por último, dentro de los componentes químicos, se encuentran metales en forma de iones disueltos y precipitados químicos y compuestos orgánicos como glucosa o sustancias húmicas (Tang, 2016). Los flóculos varían en su composición heterogénea tanto temporal como espacialmente (Fettweis y Lee, 2017; Deng *et al.*, 2019; Ho *et al.*, 2022). La fuerte

heterogeneidad en la composición de los flóculos afecta su estructura, porosidad, densidad y tamaño y, en consecuencia, su comportamiento hidrodinámico (Ho *et al.*, 2022).

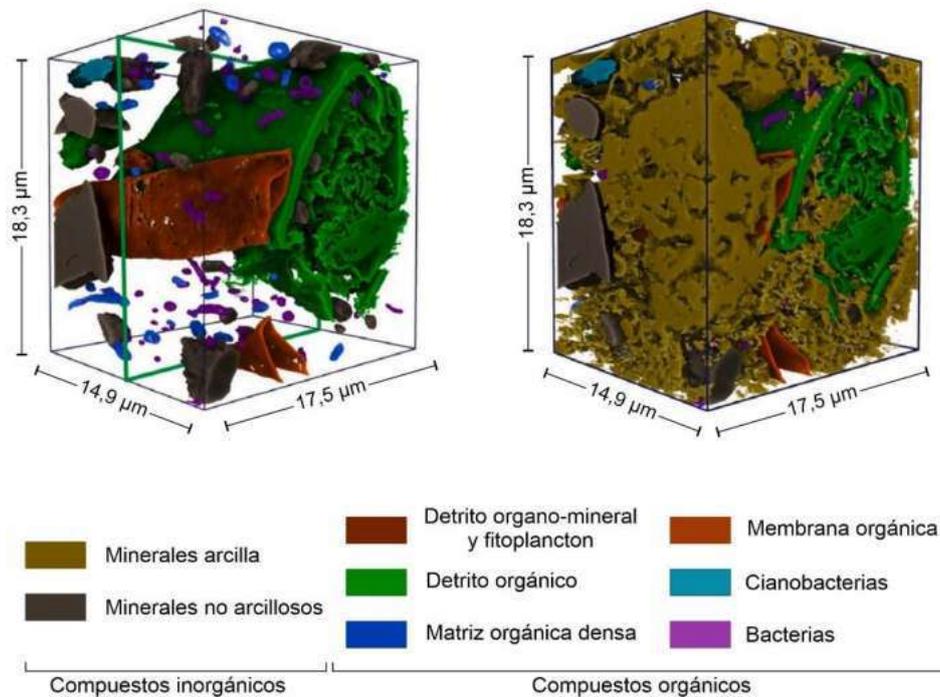


Figura 4.7. Tomografía 3D de un flóculo mostrando sus diferentes componentes orgánicos e inorgánicos. Modificado de Wheatland *et al.* (2020).

En cuanto a su estructura, la organización jerárquica de las partículas se refleja incluso en la distribución del espacio poral (Fig. 4.8). Cuando las partículas se aglutinan para formar flóculos, crean espacios porales dentro de la matriz del flóculo (Droppo, 2001). La porosidad dentro de los *floculis*, donde las partículas pueden estar estrechamente unidas se encuentra en la escala de los nanómetros. La porosidad observada entre los microfloculos es intermedia (decenas de nanómetros), mientras que entre los macrofloculos se encuentran los poros de mayor tamaño, en la escala de los micrones. La disposición jerárquica dentro de los flóculos determina no sólo la porosidad, sino también la densidad, velocidad de decantación y de transporte de éstos dentro del medio acuoso (Gorczyca, 2000). En el espacio poral tiene lugar una serie de reacciones físicas y bioquímicas entre los componentes químicos, biológicos y nutrientes presentes en el flóculo. Estas reacciones pueden modificar su estructura y la morfología de los poros, afectando su comportamiento hidrodinámico (Droppo, 2001). Aquellas estructuras compactas y de mayor densidad se observan en ambientes estuarinos donde la densidad de las partículas en suspensión es muy alta (Dyer y Manning, 1999). En contraste, aquellos flóculos formados en ambientes con una alta concentración de materia orgánica tales como zonas de ambientes marinos profundos, se caracterizan por tener menor densidad y tener una estructura más abierta (Chen y Eisma, 1995; Dyer y Manning, 1999). En consecuencia, aquellos flóculos con alto contenido de materia orgánica son más porosos, menos densos y tienen menor velocidad de decantación,

por lo que pueden ser transportados a lo largo de mayores distancias que aquellos flóculos con bajo contenido de materia orgánica (Larsen *et al.*, 2009).

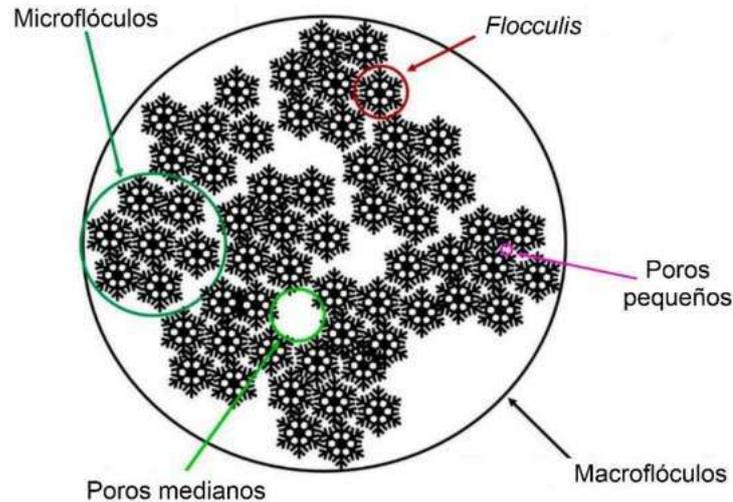


Figura 4.8. Esquema de la estructura jerárquica de los flóculos, mostrando la disposición de la matriz y la distribución de tamaños de poros. Modificado de Li y Logan (1997) y Ho *et al.* (2022).

4.2.2. Factores que controlan la floculación

El grado de floculación, a menudo denominado como estabilidad del flóculo (van Leussen, 1994) depende de múltiples factores. Los mismos pueden dividirse entre aquellos que dependen de la naturaleza del sedimento y aquellas propias del medio de depositación. Entre los primeros se pueden mencionar la composición, tamaño y concentración de las partículas finas (Manning y Schoellhamer, 2013; Mhashhash *et al.*, 2018; Ye *et al.*, 2020), mientras que, en el segundo grupo, se encuentran la salinidad, el pH, el Eh, la concentración de materia orgánica, la temperatura y la intensidad de la turbulencia (Winkler *et al.*, 2012; Furukawa, 2014; Cao *et al.*, 2019).

- Naturaleza del sedimento

Uno de los factores que controlan el desarrollo de la floculación es la concentración de las partículas en suspensión ya que, a mayor concentración de partículas, mayor es la probabilidad de colisión entre ellas y, por lo tanto, de que formen agregados (White, 1961; Rosenqvist, 1966).

No todos los filosilicatos presentan una carga neta en sus láminas, pudiendo esta variar incluso dentro de la misma especie mineral (Martin *et al.*, 1991; Bergaya *et al.*, 2006). La carga superficial de las partículas se expresa frecuentemente como el potencial eléctrico (ζ) (Kruyt, 1983). A pesar de que la relación entre ambas propiedades suele ser compleja (Chassagne *et al.*, 2009), en términos generales, a menor ζ de las partículas (en términos absolutos), mayor será su tendencia a la floculación (Mietta *et al.*, 2009).

Los componentes minerales más abundantes en los flóculos son principalmente de tamaño arcilla (Ho *et al.*, 2022). En menor medida se encuentran clastos tamaño limo y, muy

escasamente, tamaño arena fina, que al ser incorporados a los flóculos arcillosos incrementan su densidad y velocidad de decantación (Tran y Strom, 2017). Los flóculos dominados por minerales de tamaño limo y menor contenido arcilloso tienen en promedio mayor porosidad y se rompen fácilmente ante turbulencias (Li *et al.*, 1993).

- Materia orgánica

La materia orgánica presente en forma de polímeros juega un rol principal en la floculación del sedimento fino ya que pueden adherirse a las partículas formando puentes entre ellas (Winterwerp y van Kesteren, 2004; Mietta *et al.*, 2009). La presencia de material orgánico se suele traducir en un aumento del tamaño de los flóculos (van der Lee, 2000; Mikkelsen, 2002; Tan *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2021) dando lugar a flóculos de gran tamaño y baja densidad (Mietta *et al.*, 2009; Many *et al.*, 2019; Li *et al.*, 2017, 2021). Se estima que la densidad de los flóculos formados bajo la influencia de la materia orgánica es hasta un 50% menor que la de aquellos formados en ausencia o escasez de compuestos orgánicos (Li *et al.*, 2021). Esto se debe no sólo a la estructura abierta de los flóculos orgánicos, sino también a la baja densidad que suelen tener las partículas orgánicas en comparación con los minerales (Maggi, 2009; Verney *et al.*, 2009; Deng *et al.*, 2019).

En contraste, diversos autores (Van Olphen, 1963; Grasshof 1975; Brown *et al.*, 1972; Degens *et al.*, 1961; Deuser, 1975; Degens y Stoffers, 1980; Hurst, 1987) proponen que la presencia de materia orgánica en la interface sedimento-agua promueve la dispersión de las partículas. Esto se debe a la capacidad de ciertas moléculas orgánicas de neutralizar las cargas de los minerales laminares, promoviendo su dispersión.

- Turbidez y esfuerzo de cizalla

Tanto la formación de agregados como su ruptura son influenciados por la intensidad de la turbidez del medio (Hunt, 1980; Mietta *et al.*, 2009). La turbulencia promueve la colisión entre partículas, induciendo su floculación (McAnally y Mehta, 2001). Sin embargo, una turbulencia excesiva genera la ruptura de los agregados por la cizalla ejercida contra el lecho (Hunt, 1980; McCave, 1984). Según el trabajo de Manning (2004), el rango de esfuerzo de cizalla dentro del cual la floculación es estimulada eficientemente se encuentra entre 0.2 y 0.5 Pa.

- Salinidad

Los filosilicatos comúnmente tienen una carga neta de superficie negativa que suele tener una distribución heterogénea (Van Olphen, 1963; Grim, 1968; Bennet *et al.*, 1991), mientras que, en sus vértices, pueden tener cargas positivas o negativas, dependiendo del pH (Van Olphen, 1963; Mietta *et al.*, 2009). En un medio acuoso, las cargas de las láminas se compensan con iones móviles de carga opuesta, formando una nube difusa de carga positiva denominada doble capa eléctrica. Cuando dos láminas se aproximan entre sí, estas nubes se repelen mutuamente, impidiendo que las mismas se acerquen (Fig. 4.9). A medida que aumenta la salinidad del medio, la distancia de separación efectiva de las cargas

positivas disminuye junto con la repulsión entre las cargas y un aumento de la atracción por fuerzas de van der Waals, permitiendo la formación de agregados (Bennet *et al.*, 1991). A mayor concentración de sales y mientras mayor sea la carga de los cationes, mayor es la tendencia de los minerales arcillas a flocular (White, 1961).

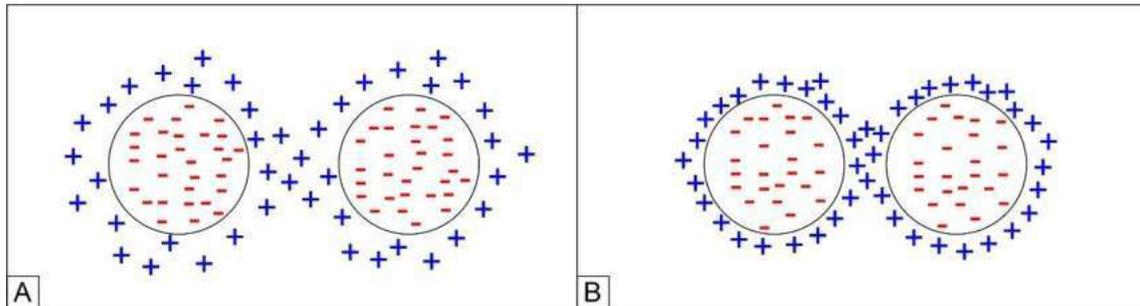


Figura 4.9. Interacción entre partículas en un medio acuoso dependiendo de la salinidad. A. Baja salinidad. B. Alta salinidad. Modificado de Suopajarvi (2015) y Ajao *et al.* (2018). En condiciones de baja salinidad los iones de carga contraria a la partícula cargada que forman la doble capa eléctrica se extienden a una distancia considerable, generando que las partículas se repelan entre sí en grandes distancias. En contraste, en concentraciones electrolíticas altas la doble capa eléctrica es mucho más compacta, permitiendo que las partículas se aproximen a una distancia relativamente corta antes de sentir repulsión.

- PH

Las láminas de filosilicatos pueden unirse en diferentes configuraciones (Fig. 4.10) (Michals y Bolger, 1962; Lagaly, 2006):

- Cara-cara (C-C): cuando las láminas se encuentran en contacto a través de sus superficies planas.
- Cara-vértice (C-V): cuando la superficie de una lámina se encuentra en contacto con el vértice de otra lámina.
- Vértice-vértice (V-V): cuando dos láminas se encuentran en contacto a partir de sus vértices.

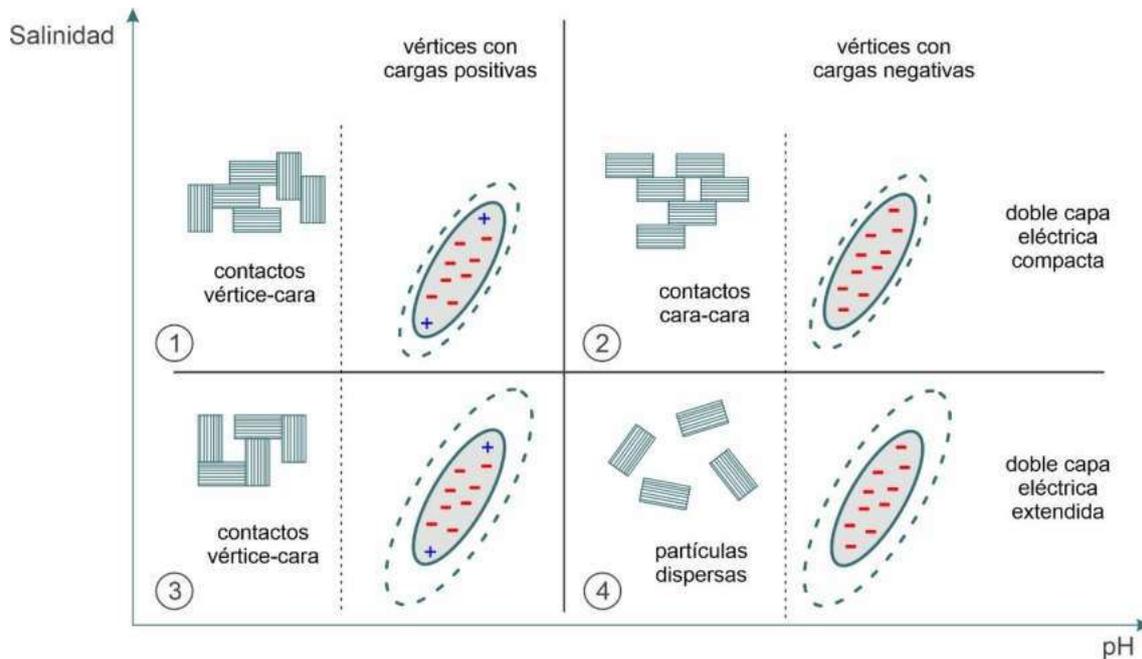


Figura 4.10. A. Posibles interacciones entre láminas de filosilicatos en función de las condiciones de salinidad y pH. En condiciones de bajo pH (1 y 3) los vértices de las láminas se vuelven positivas, promoviendo contactos cara-vértice y agregados en forma de *card-house*. Las soluciones con salinidad alta promueven una compactación en la doble capa eléctrica (1 y 2), generando la floculación. Las condiciones de alto pH y alta salinidad (2) son las propicias para la generación de contactos cara-cara dando lugar a estructuras de tipo *card-pack*. Cuando la salinidad es baja y el pH es alto (4) las partículas se mantienen dispersas. Modificado de Mietta *et al.* (2009).

Como fue mencionado anteriormente, la carga presente en los vértices de las láminas depende del pH del medio. En condiciones alcalinas dicha carga tiende a disminuir, volviéndose neutra o incluso negativa. Como consecuencia, tanto las superficies como los vértices se encuentran cargados negativamente, generando una fuerza repulsiva entre éstas (Nasser y Twaiq, 2011). Cuando la salinidad es baja, las partículas se encuentran dispersas, mientras que, cuando la concentración electrolítica es alta, esta repulsión disminuye y las láminas tienden a unirse a través de sus caras basales, en forma de C-C formando una estructura de tipo "*card-pack*" (Fig. 4.10) (Van Olphen, 1963). Bajo estas condiciones, los flóculos son más débiles, pequeños y densos que aquellos formados en soluciones con pH bajo (Tombacz y Szekeres, 2004, 2006). En medios ácidos la carga opuesta entre las superficies y los vértices de las láminas genera una mayor fuerza de atracción entre los mismos, donde las configuraciones C-V son fuertes, generando una estructura en forma de "*card-house*", donde los flóculos son más estables, pequeños y menos densos (Michals y Bolger, 1962; Nasser y James, 2006a, b; Mietta *et al.*, 2009; Nasser y Twaiq, 2011).

A modo de síntesis (Fig. 4.11), se puede decir que la floculación es promovida por una alta concentración de minerales laminares cuyo ζ es bajo, en condiciones de alta salinidad, bajo pH, alto contenido de materia orgánica, con condiciones de turbulencia que generen un esfuerzo de cizalla entre 0.2 y 0.5 Pa.

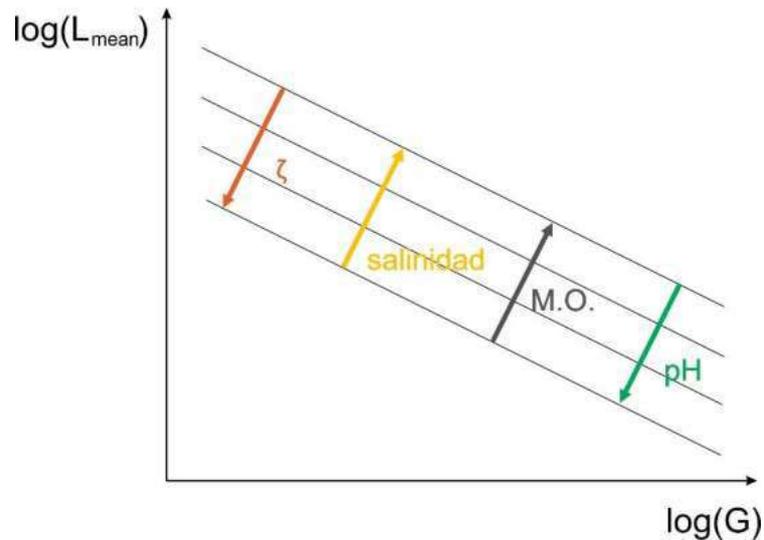


Figura 4.11. Factores que controlan la floculación del sedimento fino. La floculación se verá promovida por condiciones de alta carga sedimentaria, bajo potencial eléctrico de los filosilicatos, alta salinidad y contenido de materia orgánica y condiciones intermedias de turbulencia. L_{mean} : promedio del tamaño del floculo; G : esfuerzo de cizalla. Modificado de Mietta *et al.* (2009).

4.3. Diagénesis

La diagénesis incluye todas las transformaciones que sufren los sedimentos como consecuencia de la acción conjunta de procesos físicos, químicos y biológicos desde el momento de su depositación hasta el comienzo del metamorfismo, o bien, hasta que vuelven a ser expuestos a los efectos de la meteorización (Li y Schoonmaker, 2005). Las propiedades físicas y composicionales de las pelitas están condicionadas por la profundidad máxima a la que llegaron y a la que se encuentran actualmente, la velocidad de soterramiento, la tasa de sedimentación, el gradiente geotérmico y posteriores eventos tectónicos (plegamiento, fallamiento o cizallamiento) que pudieron sufrir (Potter *et al.*, 2005). La historia de compactación puede ser compleja y puede involucrar más de un ciclo de soterramiento y exhumación (Makhous *et al.*, 1997).

En función de la profundidad y el momento en el que ocurren, los procesos diagenéticos pueden dividirse en someros y profundos (Fig. 4.12) (Potter *et al.*, 2005; Rimstidt *et al.*, 2017). A su vez, los procesos pueden diferenciarse entre aquellos que son predominantemente físicos, como la compactación mecánica y aquellos dominados por reacciones químicas, ya sean inorgánicas o bioinducidas. Como consecuencia de la alta reactividad química y mecánica que suelen tener los depósitos de grano fino, los procesos post-depositacionales ocurren predominantemente en los primeros kilómetros de soterramiento (Milliken, 2014; Taylor y Macquaker, 2014; Velde, 1996).

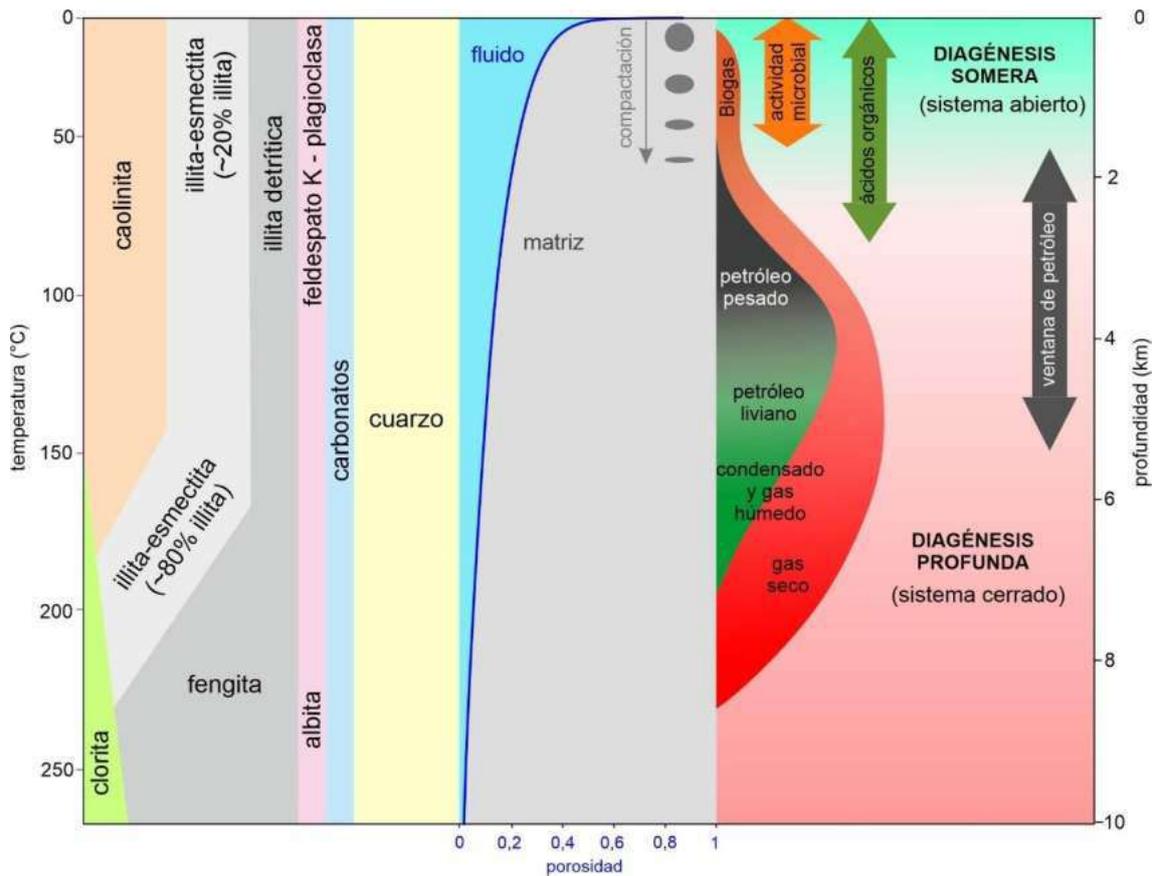


Figura 4.12. Esquema de los cambios mineralógicos, (modificado de Chermak y Rimstidt, 1990), en la materia orgánica (Hunt, 1996; Tissot y Welte, 1978), y en la porosidad (Baldwin y Butler, 1985) que ocurren durante la diagénesis somera y profunda en una pelita idealizada. Modificado de Rimstidt *et al.* (2017).

4.3.1. Diagénesis somera

Los primeros estadios de soterramiento se caracterizan por una rápida disminución en la porosidad y una fuerte influencia de la actividad biológica (Oschmann, 2000; Potter *et al.*, 2005; Rimstidt *et al.*, 2017). El sedimento y el fluido poral (mayormente agua connata) se comportan como un sistema abierto, en donde hay un intercambio entre el mismo y el agua sobreyacente, por lo que se ve fuertemente influenciado por el ambiente de depositación (Potter *et al.*, 2005).

Procesos físicos

La compactación durante la diagénesis somera causa una reducción de tipo exponencial (Bahr *et al.*, 2001; Magara, 1980) de la porosidad del sedimento, desde un valor mayor al 80% hasta cerca de 20% (Puttiwongrak *et al.*, 2013; Velde, 1996; Arndt *et al.*, 2006). La estructura abierta en forma de *card-house* que presentan las partículas finas al depositarse los flóculos, donde son frecuentes los contactos C-V y V-V, tiende a colapsar con el aumento de la presión vertical (Fig. 4.13). De esta forma, se genera una estructura más estable, donde las láminas tienden a disponerse progresivamente paralelas entre sí y perpendiculares a la dirección de máximo esfuerzo, que suele ser vertical (O'Brien y Slatt,

1990). Esta rotación de las partículas laminares se traduce en una disminución del espacio poral y una expulsión del agua connata. La compactación también reduce la permeabilidad del sistema (Shen y Chen, 2007), generando diferencias significativas en la tortuosidad vertical y horizontal en donde la transmisibilidad de fluidos lateral se vuelve mucho mayor que la vertical (Clennell *et al.*, 1999; Vasseur *et al.*, 1995).

Teniendo en cuenta que, en general, a menor tamaño de grano, mayor es el contenido de minerales arcilla, a medida que el tamaño de grano disminuye, mayor es la compactación. Este tipo de minerales se caracteriza por tener el mayor volumen de agua inicial, en parte por su estructura laminar y su gran área superficial, que le confiere la capacidad de adsorber una gran cantidad de agua (Velde, 1996). A su vez, la forma laminar de estos minerales le da la posibilidad de compactarse en gran medida en caso de alinearse paralelamente entre sí. Sin embargo, la presencia de partículas irregulares y equidimensionales como bioclastos puede afectar la reorganización mecánica de los componentes laminares (Bennett *et al.*, 1991). Por otro lado, aquellos sedimentos depositados como flóculos tienden a compactarse más que los que fueron depositados a partir de la decantación de partículas individuales. Esto se debe a la mayor cantidad de agua retenida dentro de los flóculos (Almon *et al.*, 2002). A su vez, un mayor contenido de materia orgánica se ve reflejado en una mayor compactación (Potter *et al.*, 2005).

El sedimento fangoso con alto contenido de agua es particularmente propenso a deformarse ante pequeños esfuerzos de cizalla. El mismo tiene la capacidad de reptar hacia abajo en pendientes extremadamente bajas (0.03 a 0.08°) (Potter *et al.*, 2005). Los procesos de licuefacción son frecuentes en este tipo de sedimento, generando estructuras de deformación sindepositacionales que varían de unos pocos decímetros a cientos de metros horizontalmente (Potter *et al.*, 2005). Según Whelan *et al.* (1975) el metano tiene un rol importante en la inestabilidad de los depósitos fangosos marinos ya que genera una disminución en la resistencia a la deformación por cizalla.

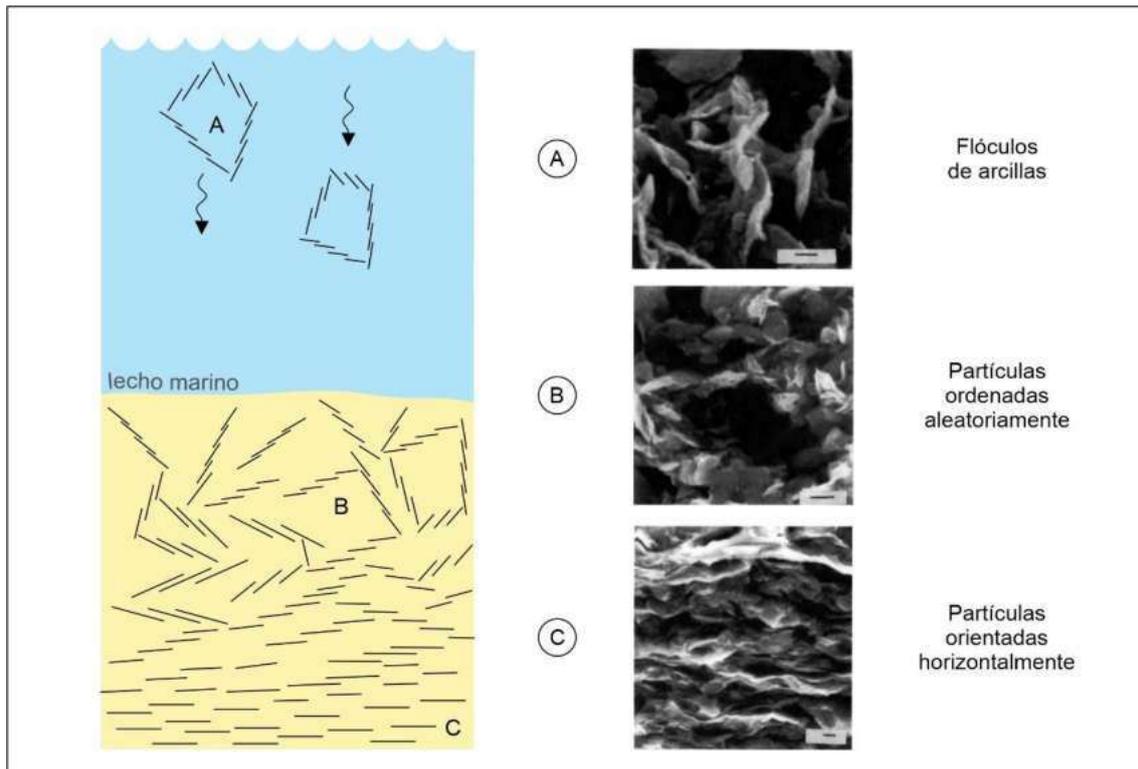


Figura 4.13. Cambio en la fábrica mineral con la profundidad y progresivo aumento de la carga vertical. La estructura abierta (*card-house*) heredada de los flóculos a partir de los cuales se deposita el sedimento fino colapsa para dar lugar a una fábrica paralela/subparalela a la estratificación. Modificado de O'Brien y Slatt (1990). Foto A: SEM de un flóculo de illita depositado en una proveta de sedimentación, secado y congelado. Foto B: SEM de un sedimento argiloso pleistoceno del Great Salt Lake, Utah. Foto C: SEM de una muestra del Jet Rock Shale (Jurásico), Ravenscar, Yorkshire, Inglaterra. Escalas = 1 milímetro.

Procesos químicos

El aumento de la temperatura con la profundidad estimula el poder catalítico de las enzimas microbianas que tiene como consecuencia un incremento significativo en su actividad que genera cantidades importantes de biogases como H_2S , CO_2 y CH_4 (Shock y Boyd, 2015). Sin embargo, a mayor temperatura se genera la desnaturalización de las enzimas (Somero, 1995). Como resultado del balance entre el aumento de la tasa catalítica y de la desnaturalización enzimática, los procesos microbianos incrementan hasta una temperatura de alrededor de $40^\circ C$ (Russell, 2003) y luego disminuyen hasta casi desaparecer a los $65^\circ C$ (Fields, 2001).

Las reacciones químicas (tanto inorgánicas como aquellas asociadas a microorganismos) se encuentran estrechamente vinculadas a las condiciones presentes en el ambiente de depositación, particularmente, a la salinidad y las condiciones redox. En ambientes marinos las condiciones de salinidad no varían significativamente (Van der Leeden, 1990) pero sí puede haber condiciones muy variables en cuanto al oxígeno disponible. La concentración de oxígeno en el fondo marino determina si las condiciones son óxicas, subóxicas, anóxicas o euxínicas (Tabla 4.1, Tyson y Pearson, 1991).

Tabla 4.1. Clasificación del ambiente depositacional según las condiciones de oxigenación (potencial rédox, Eh) según Tyson y Pearson, (1991). Los valores de concentración de oxígeno son válidos para océanos actuales.

Ambiente	Óxico	Subóxico	Anóxico	Euxínico
H ₂ S libre en la columna de agua	No	No	No	Sí
Concentración de O ₂ en el lecho marino (ml O ₂ /H ₂ O)	[O ₂] > 2	2 > [O ₂] > 0,2	[O ₂] < 0,2	[O ₂] = 0

Las condiciones óxicas a disóxicas son las más frecuentes en los ambientes marinos actuales y parecen haber sido las prevalentes en el registro sedimentario, mostrando una secuencia de reacciones y productos minerales sumamente constantes. Dicha secuencia está gobernada por el progresivo empobrecimiento de oxígeno a medida que los organismos digieren la materia orgánica presente en el sedimento (Fig. 4.14A). Cerca de la interface sedimento-agua el oxígeno tiene cierta capacidad de difusión dentro del sedimento. A medida que el sedimento se acumula, la difusión del oxígeno se dificulta y eventualmente el ambiente se vuelve anóxico a cierta profundidad. Sin embargo, la bioturbación puede aumentar la oxigenación del sustrato por la excavación y retrabajo de la fauna bentónica. La descomposición de la materia orgánica además genera bicarbonato, el cual favorece la precipitación de minerales carbonáticos, típicamente calcita, debido a la abundancia del calcio en ambientes marinos, formando niveles de concreciones (Fig. 4.14B).

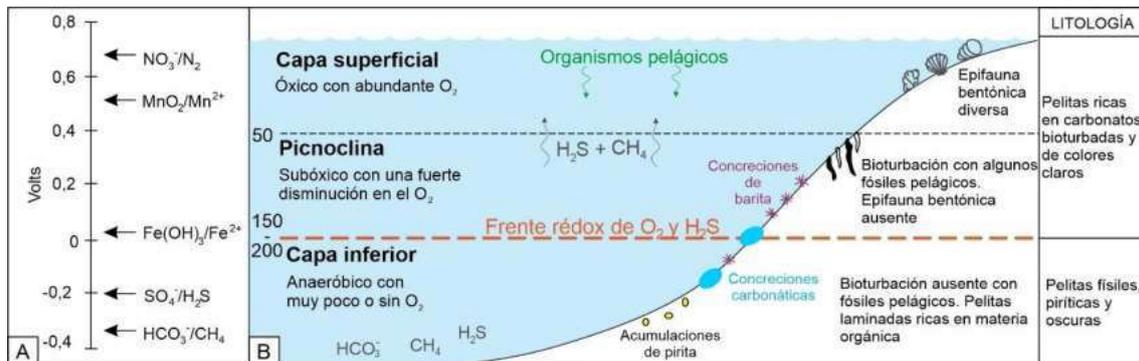


Figura 4.14. A. Secuencia de reacciones de reducción en función de la profundidad durante la diagénesis somera. Modificado de Langmuir (1997). B. Concreciones generadas durante la diagénesis somera, las cuales tienden a reflejar las condiciones redox de las aguas. Modificado de Clark y Moiser (1989) y Potter *et al.* (2005).

En condiciones disóxicas, en las cuales la concentración de oxígeno es menor, el hierro y el manganeso se vuelven móviles, por lo que es probable la precipitación de carbonatos tales como la siderita con cierto contenido de manganeso en solución sólida (Clark y Moiser, 1989; Potter *et al.*, 2005). Una vez que el oxígeno es agotado, la biota empieza a consumir

el sulfato, reduciéndolo a H_2S , precipitando pirita en forma de cristales diseminados en caso de haber hierro disponible. Subsecuentemente, si aún hay materia orgánica disponible una vez que se consumió el sulfato, la misma es metabolizada por un nuevo grupo de bacterias que producen metano a partir de la reducción del carbonato (Kvenvolden, 1999). Si este metano biogénico queda atrapado en el sedimento, puede causar sobrepresión a profundidades someras, dando lugar a los volcanes de lodo si es liberado súbitamente (Roberts, 2001).

Cuando las aguas son anóxicas, tienden a desarrollarse niveles tóxicos de H_2S , en cuyo caso el ambiente se denomina euxínico. En estas condiciones el sistema es dominado por el sulfuro en lugar del oxígeno, en donde los organismos sulfato-reductores consumen la materia orgánica, producen iones bisulfidricos capaces de combinarse con hierro para formar pirita y marcasita (Coleman y Raiswell, 1981) y produciendo metano biogénico. Tanto la sulfato-reducción como la metanogénesis son dos procesos ineficientes de descomposición de materia orgánica, por lo que este tipo de ambiente es favorable para su preservación (Potter *et al.*, 2005).

Concreciones

Dentro de las sucesiones de rocas de grano fino es común encontrar concreciones, cuerpos de forma elipsoidal y límites bien definidos, formados a partir de la precipitación de minerales autigénicos rellenando el espacio poral (Day-Stirrat *et al.*, 2008; Milliken y Day-Stirrat, 2013, Fig. 4.15). Su eje mayor se dispone paralelamente a la estratificación y pueden variar ampliamente en su tamaño, presentando desde unos pocos centímetros hasta dos metros de diámetro (Lash y Blood, 2004). Internamente manifiestan típicamente una zonación que puede reflejar un mecanismo de crecimiento concéntrico o complejo/pervasivo (Mozley, 1996; Raiswell y Fisher, 2000; Hounslow, 2001; Mozley y Davis, 2005).

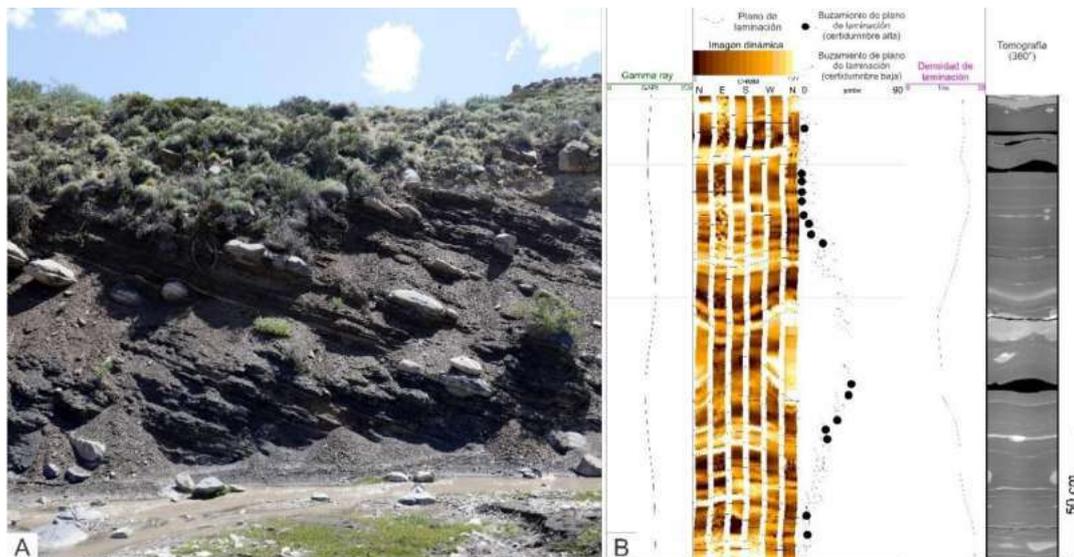


Figura 4.15. Concreciones carbonáticas dentro de la Formación Vaca Muerta. A. Niveles de concreciones en el Cerro Mulichinco. B. Concreción observada en una corona, mostrando su aspecto en la imagen microresistiva (*track 2*), cómo se deforma la laminación en las láminas superiores e inferiores (*track 3*), la mayor inclinación de la laminación en sus inmediaciones (*track 4*) y su aspecto en la tomografía de la corona desplegada en 360° (*track 5*). Grado de certeza de los símbolos de inclinación: negro = alta; blanco = baja).

La génesis de estos cuerpos cementados suele ocurrir en la etapa temprana de la diagénesis, cerca de la interfaz agua-sedimento (Milliken y Hayman, 2019). La precipitación de minerales autigénicos en el espacio poral permite la conservación de la fábrica depositacional del sedimento ya que impide su compactación debido a la carga litostática (Oertel y Curtis, 1972; Woodland, 1984; Day- Stirrat *et al.*, 2008). Una evidencia de su génesis temprana es la existencia de sombras de presión en el sedimento ubicado inmediatamente adyacente en los laterales de las concreciones (Lash y Blood, 2004, Fig. 4.16). Por otro lado, durante la diagénesis profunda pueden tener lugar procesos de nucleación y cementación que generan cuerpos cementados similares a las concreciones, comúnmente referidos como nódulos (Selles-Martinez, 1996). A diferencia de las concreciones, los nódulos se encuentran enteramente constituidos por minerales autigénicos, en donde el sedimento adyacente se encuentra deformado por su crecimiento.

Los cementos más comunes en las concreciones son calcita y cuarzo (Milliken y Hayman, 2019), aunque pueden encontrarse ejemplos de piritita y fosfatos (Boardman, 2012; Marshall-Neill y Ruffell, 2004). El cuarzo autigénico ocurre en forma de cristales rellenando poros intragranulares e intergranulares, generalmente en pelitas con un contenido significativo de sílice biogénica, como el caso de la *Barnet Shale* (Milliken, 2013; Milliken *et al.*, 2012; 2016). Sin embargo, la precipitación de cuarzo también puede estar dominada por procesos microbiales (Al Rajaibi *et al.*, 2015; Longman *et al.*, 2019; Milliken, 2019).

Las concreciones formadas por cristales de calcita que rellenan fundamentalmente los poros intragranulares ocurren mayoritariamente en sedimentos ricos en componentes carbonáticos de tamaño fino (Milliken y Land, 1993; Pommer y Milliken, 2015; Milliken y Hayman, 2019). Su desarrollo se encuentra dominado por diversos factores, tales como la existencia de fases metaestables de carbonato y/o materia orgánica en el sedimento (Westphal *et al.*, 2000; Otharán, 2020), las fluctuaciones en la profundidad de la línea de compensación del carbonato y variaciones en la tasa de sedimentación (Raiswell, 1971; Schlanger y Douglas, 1974; Dix y Mullins, 1987; Raiswell, 1988; Macquaker y Gawthorpe, 1993; Otharán, 2020). La existencia de una baja tasa de sedimentación es fundamental ya que brinda el tiempo necesario para que tenga lugar la difusión y precipitación del carbonato (Otharán, 2020). El crecimiento de las concreciones carbonáticas suele asociarse a la actividad microbiana que consume la materia orgánica, liberando bicarbonato (Rimstidt *et al.*, 2017). Entre ellas cabe mencionar: la oxidación microbiana del metano (Chen *et al.*, 2007; Reitner *et al.*, 2005), la descomposición de la materia orgánica a partir de bacterias sulfato-reductoras y por fermentación con ácidos orgánicos (Coniglio y Cameron, 1980; Loyd y Berelson, 2016).

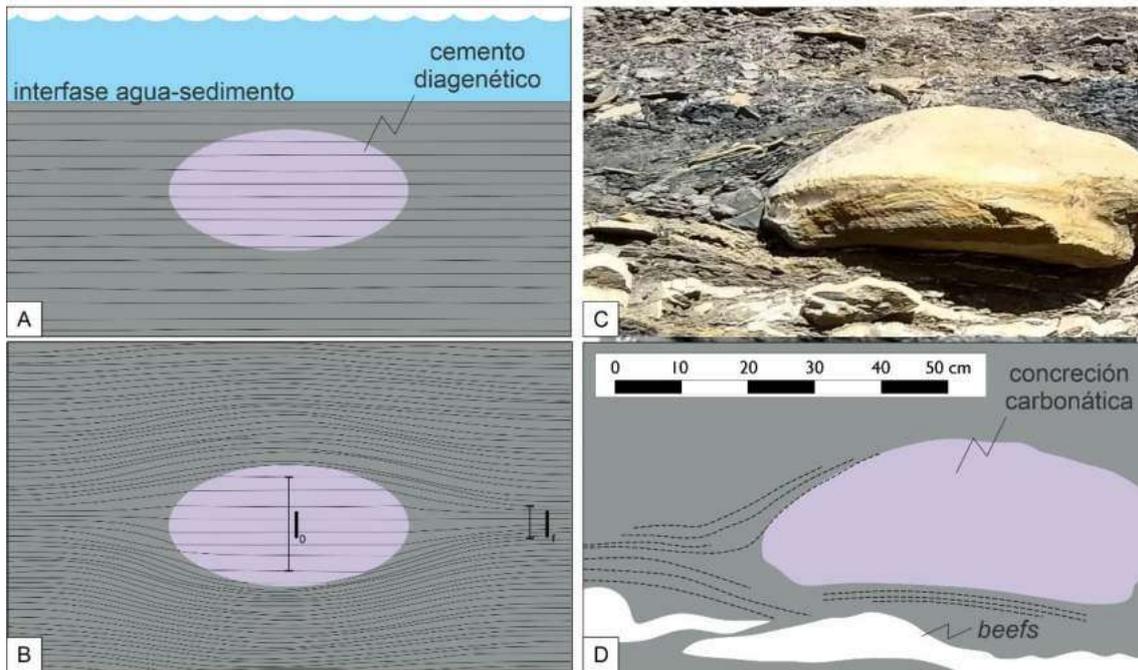


Figura 4.16. Sombra de presión adyacentes a las concreciones. A-B. Esquema de desarrollo de la zona de presión, mostrando la diferencia entre el espesor original, conservado dentro de la concreción (l_0) y el espesor final fuera de la sombra de presión (l_f). Modificado de Lash y Blood (2004). C. Ejemplo de afloramiento correspondiente a una concreción de la Formación Vaca Muerta en el Cerro Mulichinco. D. Interpretación.

4.3.2. Diagénesis profunda

Muchos de los procesos que ocurren en la diagénesis somera continúan en la etapa profunda, en la que cobran importancia las reacciones dominadas por el aumento de la temperatura, tanto en términos de la maduración de la materia orgánica (catagénesis y metagénesis) como las transformaciones mineralógicas (Rimstidt *et al.*, 2017, Fig. 4.12).

Procesos físicos

La tasa de compactación en esta etapa disminuye drásticamente mientras que la curva de porosidad en función de la profundidad se vuelve relativamente lineal (Potter *et al.*, 2005). El incremento de la presión genera un empaquetamiento más compacto, que se ve reflejado en un aumento de la densidad y una disminución de la porosidad y de la permeabilidad. En el caso en el que la disminución de la permeabilidad no permita el pasaje de los fluidos lo suficientemente rápido, la roca se puede volver temporalmente sobrepresionada, es decir, cuando la presión de la formación es mayor a la hidrostática (Broichhausen *et al.*, 2005; Brown, 2002; Keith y Rimstidt, 1985). Dichas zonas se pueden identificar por una reversión en la curva de densidad versus profundidad (Fig. 4.17) en la cual la porosidad es anómalamente alta. Estas zonas pueden ser generadas por diversos procesos, entre los cuales los principales son la liberación de agua por la transformación de la esmectita en illita (Dutta, 1986) y la maduración de la materia orgánica (Spencer, 1987), ambas reacciones gobernadas por el gradiente geotérmico.

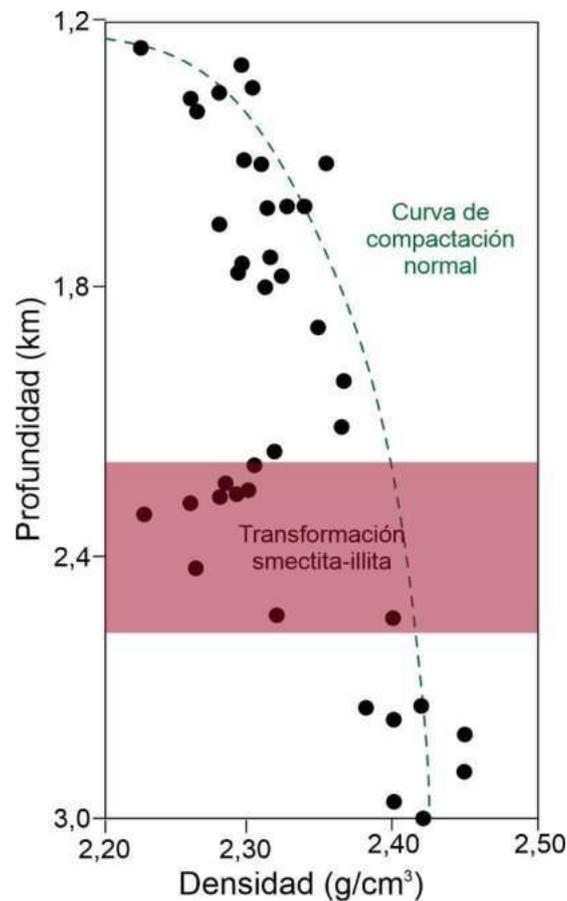


Figura 4.17. Cambios en las propiedades de las pelitas asociados a procesos diagenéticos profundos. Densidad en función de la profundidad, mostrando una zona de reversión de la curva de densidad atribuida a la illitización de la esmectita. Modificado de Kim *et al.* (2001) y Potter *et al.* (2005).

Procesos químicos

Durante la diagénesis profunda tienen lugar transformaciones minerales que involucran la aparición de nuevas fases minerales, así como cambios en su estructura cristalina (Potter *et al.*, 2005). Simultáneamente, durante esta etapa comienza la maduración de la materia orgánica (Fig. 4.12).

Entre los cambios mineralógicos, el de mayor importancia es la transformación de la esmectita en illita o clorita (Potter *et al.*, 2005). Cuando la esmectita es dioctahédrica, se transforma en illita, mientras que si es trioctahédrica resulta en clorita. Debido a que la esmectita dioctahédrica es predominante en las cuencas, la illita es el mineral arcilla más común en el registro. La esmectita se convierte primero en interestratificados de láminas de esmectita e illita/clorita, que van disminuyendo progresivamente el contenido de esmectita, hasta completar la transformación. Los principales factores que controlan estas reacciones son la temperatura y la disponibilidad de potasio. Otros factores secundarios incluyen: la permeabilidad, que aparentemente acelera todas las reacciones de transformación mineralógicas; la materia orgánica, que tiende a retrasar esta transformación; y la composición original detrítica. Las láminas no sólo cambian su composición, sino que

además incrementan su cristalinidad, tamaño y ehedralidad. Se propone que esta transformación tiene un rol fundamental en la generación de una fábrica de la roca paralela a la estratificación (Ho *et al.*, 1999; Charpentier *et al.*, 2003; Day-Stirrat *et al.*, 2010). Otras transformaciones minerales incluyen las transformaciones polimórficas del cuarzo, la albitización de la plagioclasa y la transformación de vidrio volcánico en zeolitas (Fig. 4.12).

La generación de hidrocarburos a partir de la maduración de la materia orgánica está gobernada fundamentalmente por la temperatura, el tipo y abundancia de materia orgánica y su contenido de azufre que constituye un control importante en la cinemática de las reacciones (Potter *et al.*, 2005). En las siguientes secciones se discutirá cómo la distribución de los componentes orgánicos en conjunto con su maduración afecta a estas rocas en términos de su porosidad, permeabilidad, fábrica y comportamiento mecánico.

4.3.4. Fracturas paralelas a la estratificación

Las fracturas paralelas a la estratificación (BPF, *Bed Parallel Fractures*) también llamadas BPV (Bed-Parallel Veins) o más coloquialmente, *beefs* – término acuñado por Buckland y De la Beche (1835) por su parecido a las fibras de un musculo animal – son muy frecuentes en rocas de grano fino con alto contenido de materia orgánica. Estas estructuras se caracterizan por ser horizontales y estar rellenas por minerales fibrosos perpendiculares a la pared de la fractura (Marshall, 1982; Al-Aasm *et al.*, 1993; Tobin *et al.*, 1996; Rodrigues *et al.*, 2009; Cobbold *et al.*, 2013; Wang, 2016, Lejay *et al.*, 2017, Fig. 4.18). Comúnmente el mineral de relleno es calcita, pero se han encontrado ejemplos de fracturas rellenas por baritina y de yeso en afloramientos de la Barnett *Shale* y de la Formación Vaca Muerta (Gale y Holder, 2010; Cobbold *et al.*, 2013; Gale *et al.*, 2014). Este tipo de estructuras suele encontrarse en pelitas ricas en materia orgánica en donde la roca ha alcanzado la maduración (Cobbold *et al.*, 2013; Gale *et al.*, 2014; Rodrigues *et al.*, 2009; Zanella *et al.*, 2015a; 2021).

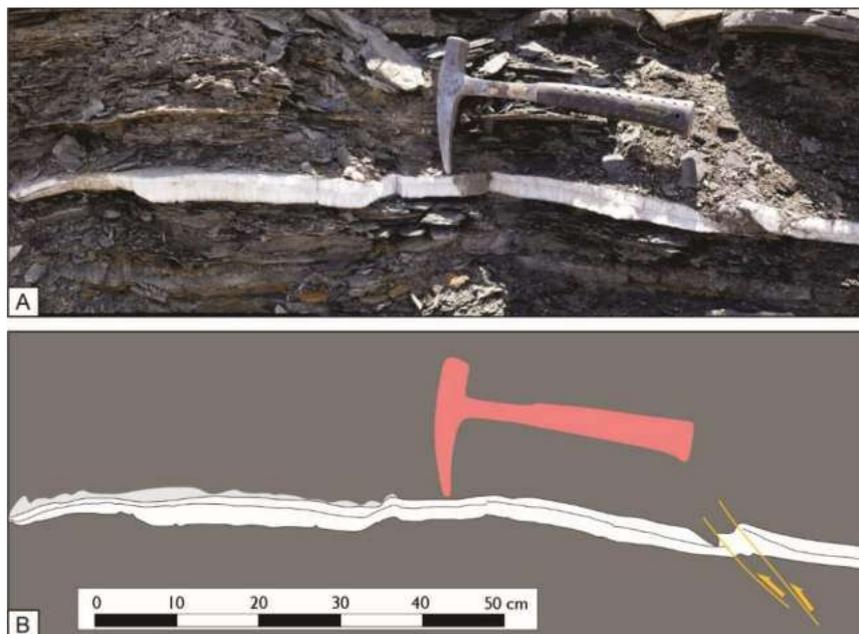


Figura 4.18. BPF en la Formación Vaca Muerta, en el área del Cerro Mulichinco. A. Foto. B. Interpretación.

En teoría, las fracturas paralelas a la estratificación no pueden existir bajo condiciones litostáticas a gran profundidad, cuando el esfuerzo vertical es mayor que los horizontales (Sibson, 2003; Rodrigues *et al.*, 2009). Sin embargo, estas fracturas pueden formarse si el esfuerzo vertical efectivo disminuye debido a condiciones de sobrepresión (Cobbold y Rodrigues, 2007). Para la mayoría de los autores la formación de los BPF se vincula a la sobrepresión vinculada a la generación de hidrocarburos (Rodrigues *et al.*, 2009; Zanella *et al.*, 2015a; 2021; Cruset *et al.*, 2021). Otros autores proponen que la sobrepresión necesaria para la formación de fracturas tensionales horizontales puede estar promovida a su vez, por la expulsión de agua durante la transformación de la esmectita en illita (Wang *et al.*, 2018). Otros mecanismos de menor relevancia pueden estar involucrados, tales como la fuerza de cristalización de la calcita (Taber, 1916; Means y Li, 2001; Gratier *et al.*, 2012). Asimismo, estudios recientes proponen que su génesis está asociado al aumento de esfuerzos horizontales en ambientes compresivos (Rodrigues *et al.*, 2009; Zanella *et al.*, 2015b; Meng *et al.*, 2017; Ukar *et al.*, 2017; Palacio *et al.*, 2018; Ukar *et al.* 2019; Zanella *et al.*, 2021).

En la mayoría de los casos se interpreta un crecimiento sintaxial de las fibras, es decir, desde el centro de la fractura hacia las paredes (Wang *et al.*, 2018; Zanella *et al.*, 2021; Ukar *et al.*, 2020). El crecimiento en continuidad óptica y la falta de competencia entre fibras adyacentes sugiere que el eje de los cristales puede ser usado como un indicador de la dirección de desplazamiento (Wang *et al.*, 2018). Muchas veces se observan diferentes inclinaciones dentro de un mismo BPF, que son interpretadas como producto de diferentes pulsos de crecimiento (Palacio *et al.*, 2018; Zanella *et al.*, 2021; Cruset *et al.*, 2021).

4.4. Exhumación y meteorización

Dependiendo del ambiente geológico, una vez alcanzada la máxima profundidad, la roca llega a su mínimo de permeabilidad. Dicha profundidad controlará el grado de transformación diagenética de la roca y la maduración de la materia orgánica. Durante la exhumación de la roca se da una progresiva disminución en la carga litostática, que se traduce en dos procesos. Por un lado, se reduce la carga vertical, produciendo una expansión en esta dirección, que se ve reflejada en un aumento en la permeabilidad horizontal (Rimstidt *et al.*, 2017). Por otro lado, la roca se contrae en la dirección horizontal debido al efecto de Poisson (Sone y Zoback, 2013), promoviendo la generación de diaclasas verticales o reactivando estructuras preexistentes, y, en consecuencia, un aumento de la permeabilidad vertical (Suppe, 1985; Price, 1966; Gale y Laubach, 2009). Este aumento de la permeabilidad permite la circulación de salmueras a través de las micro-discontinuidades (Collins, 1975; Kharaka y Hanor, 2003; Engle *et al.*, 2016). Cabe destacar que, si bien se da un aumento en la permeabilidad asociada a estas estructuras, la pelita conserva su baja permeabilidad constituyendo así un régimen de permeabilidad doble, uno asociado a la matriz y otro al sistema de fracturas (Rimstidt *et al.*, 2017).

Eventualmente, la exhumación expone las pelitas hasta que las aguas subterráneas de menor salinidad penetran por las micro-discontinuidades, causando un aumento en la presión poral (Garavito *et al.*, 2006; Medved y Cerny, 2013) y posiblemente, una expansión de las arcillas (Conil *et al.*, 2004; Mesri *et al.*, 1978; Peterson, 1968), lo que conduce a una potencial disrupción de la estructura de las pelitas (Fam *et al.*, 2003) y a un incremento tal de la

permeabilidad que libere parte de los hidrocarburos (Grasby *et al.*, 2016; Kappel y Nystrom, 2012). Aparentemente, durante el proceso de fracturación hidráulica ocurren procesos similares, como efectos osmóticos y expansión de arcillas en la interacción del agua relativamente dulce con las pelitas (Engelder *et al.*, 2014; Ghanbari y Dehghanpour, 2015; Singh, 2016). En efecto, los fluidos de retorno contienen elementos traza e hidrocarburos (Soeder, 1988; van Oort, 2003).

Las bacterias introducidas por las aguas subterráneas comienzan a producir metano biogénico a partir de la materia orgánica disuelta liberada a partir del kerógeno y otros microorganismos (Budai *et al.*, 2002; McIntosh *et al.*, 2002; Waldron *et al.*, 2007; Schlegel *et al.*, 2011). La estimulación hidráulica de estas rocas puede modificar aún más los procesos y las comunidades de microorganismos cuando los reservorios se encuentran a bajas profundidades (Kirk *et al.*, 2012).

Cuando la exhumación progresa lo suficiente y la roca es afectada por las aguas meteóricas que contienen O₂ y CO₂ disueltos, comienza la meteorización (Rimstidt *et al.*, 2017), desencadenando una serie de reacciones químicas y procesos físicos que tienden a desagregar la roca (Brantley *et al.*, 2013). La disrupción de la estructura poral por ósmosis continúa actuando, mientras que tiene lugar una serie de procesos químicos interrelacionados (Rimstidt *et al.*, 2017). La oxidación microbiana de la materia orgánica libera ácidos orgánicos (Leythaeuser, 1973; Petsch *et al.*, 2005), que, en conjunto con el ácido sulfúrico producido durante la oxidación de los sulfuros (principalmente pirita, Littke *et al.*, 1991; Ma *et al.*, 2011) y el ácido carbónico presente en las aguas meteóricas, intensifican los procesos de hidrólisis de los minerales. Estos procesos pueden resultar en la disolución de cementos y transformaciones minerales en la roca y dentro de las fracturas (Cripps y Czerewko, 2017). Simultáneamente, las pelitas son afectadas por efectos químicos y disrupción física de raíces de plantas (Seifert *et al.*, 2013), excavación de animales y movimientos de pendiente (Jin *et al.*, 2010).

La manera en la que las rocas de grano fino se fragmentan una vez expuestas en superficie dependerá de su grado de induración (Cripps y Czerewko, 2017). Éste es, a su vez, dependiente de la profundidad máxima de soterramiento ya que influye en el grado de compactación y cementación, así como en la formación de minerales secundarios que no sólo le confieren a la roca una menor porosidad y permeabilidad, sino que también tienden a intensificar la fábrica horizontal. A su vez, tal como se expresó en la sección anterior, ciertas transformaciones minerales como la illitización de la esmectita disminuyen el contenido de minerales expansibles que, en afloramientos juegan un papel muy importante promoviendo la desintegración de las rocas al contraerse y expandirse según la humedad. Cripps y Czerewko, (2017) establecen que la forma de los fragmentos producidos por la meteorización es función predominantemente de la fábrica y el grado de cementación de la roca y de la presencia de microfracturas (Fig. 4.19). Los autores proponen que una roca puede alterarse dando lugar a 3 tipos de fragmentos

1. *Platy*: con una alta intensidad en la fábrica horizontal, moderada cementación y presencia de microfracturas horizontales, dará lugar a fragmentos tabulares (“*platy*”).

2. *Flacky*: En el caso de que la roca presente cierto grado de alineamiento de sus componentes paralelamente a la estratificación con una moderada cementación y ausencia de microfracturas horizontales, tienden a generar fragmentos de forma romboidal (“*flacky*”), con superficies concoides.
3. *Blocky*: en el caso de aquellas rocas en donde sus componentes se disponen de manera aleatoria y se encuentra bien cementada, se fragmenta en forma de bloques prismáticos o equidimensionales (“*blocky*”).

En la próxima sección se abordará el concepto de fisilidad que hace referencia a la manera en que las rocas de grano fino suelen fragmentarse en superficie.

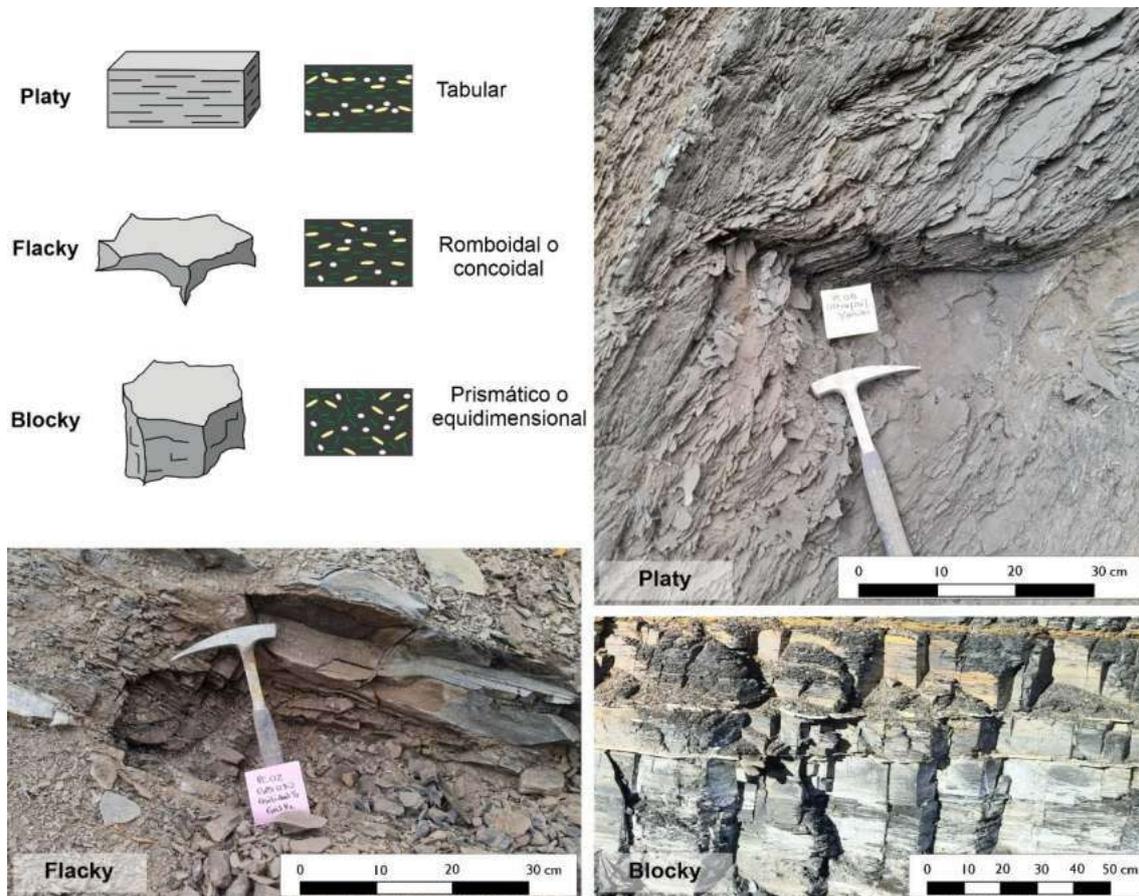


Figura 4.19. Influencia de la fábrica de la roca en la forma de sus fragmentos al ser sometidos a meteorización. Modificado de Cripps y Czerewko (2017). Las fotos corresponden a afloramientos de la Formación Vaca Muerta del Cerro Mulichinco (*blocky*) y de Puerta Curaco (*flacky* y *platy*).

4.5. Fisilidad

La fisilidad es una propiedad estructural que se puede expresar en rocas de grano fino (Lewis, 1924) mediante planos de debilidad por donde la misma tiende a partirse a lo largo de superficies relativamente suaves y paralelas a la estratificación (Lewis, 1924; Ingram, 1953; White, 1961; Gipson, 1965; Odom, 1967; O'Brien, 1970; Pettijhon, 1975; Spears,

1976; Ramsay y Huber, 1983; Bates y Jackson, 1987; O'Brien y Slatt, 1990; Sintubin, 1994; Potter *et al.*, 2005).

La idea dominante sobre su génesis es la orientación paralela a la estratificación de los minerales laminares que suelen ser componentes mayoritarios en esta litología (Lewis, 1924; Ingram, 1953; Gipson, 1965; O'Brien, 1970; O'Brien y Slatt, 1990, entre muchos otros). Sin embargo, existen otros autores que afirman que el efecto de una fábrica paralela se encuentra sobreestimada mientras que son los planos generados por la laminación y/o estratificación los que tienen un rol principal en la estructura de la roca (Pirsson, 1920; Spears, 1976; Curtis *et al.*, 1980; Potter *et al.*, 2005; Cripps y Czerewko, 2017). De hecho, existen numerosos ejemplos en la bibliografía en los cuales el término fisilidad es utilizado como sinónimo de laminación (Wilkins, 2014; Stephenson, 2015; Lazar *et al.*, 2015a).

El concepto de fisilidad fue ampliamente analizado por Ingram (1953) en cuyo trabajo propone una clasificación de rocas de grano fino según la manera en la que se rompen. En un extremo se encuentran las rocas masivas que no presentan una dirección preferencial de partición, dando lugar a fragmentos en forma de bloques prismáticos, en ocasiones achatados, pero de orientación aleatoria. Estos fragmentos son los descritos como *blocky* por Cripps y Czerewko (2017). Las rocas que se fragmentan en forma de escamas, denominadas como '*flaky*', generan fragmentos en forma de chips irregulares o en forma de cuña, cuya longitud horizontal rara vez supera los 7 cm. Por último, las rocas que presentan una partición de tipo '*flaggy*' (equivalente a los fragmentos *platy* de Cripps y Czerewko, 2017) se rompen en fragmentos de espesor variado con superficies paralelas a la estratificación. La longitud horizontal de los fragmentos suele superar su espesor hasta 50 veces. Se trata de una clasificación cualitativa y es posible que algunas rocas presenten una combinación de formas de fragmentación entre estos extremos. Potter *et al.* (2005) propone que la fisilidad de tipo *platy* o *flaggy* está controlada por la presencia de laminación, mientras que aquellas rocas que presentan una fisilidad de tipo *flaky* carecen de la misma.

Una forma de integrar ambas hipótesis acerca del origen de la fisilidad (generada por una fábrica horizontal o por laminación) puede encontrarse en la definición de planos de fisilidad expuesta por Gipson (1965). Según este autor, los mismos pueden encontrarse en zonas donde las láminas están orientadas paralelas a la estratificación, en las interfaces generadas entre zonas de fábrica aleatoria y fábrica paralela y niveles de materia orgánica (Fig. 4.20). En consecuencia, tanto los planos de laminación como una fábrica paralela a la estratificación serían responsables de la fisilidad.

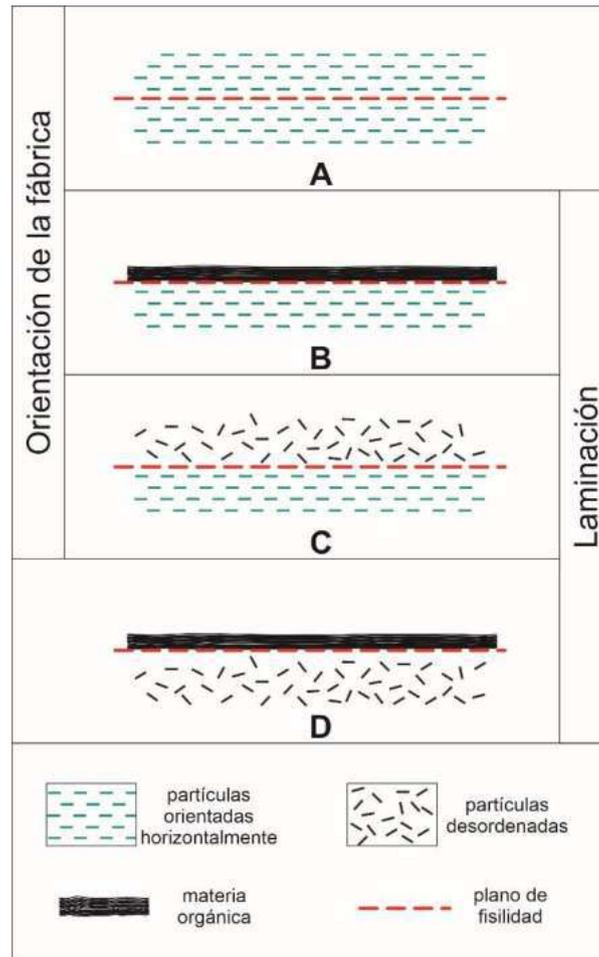


Figura 4.20. Posibles configuraciones de planos de fisilidad en rocas de grano fino. A. Planos de fisilidad desarrollados en zonas de fábrica paralela a la estratificación. B. Planos de fisilidad ubicados en la interface generada por niveles de fábrica paralela y niveles ricos en materia orgánica. C. Planos de fisilidad desarrollados en interfaces generadas entre niveles de fábrica paralela y fábrica aleatoria.

D. Planos de fisilidad localizados en las interfaces entre zonas de fábrica aleatoria y niveles de materia orgánica. A, B y D fueron adaptados de Gipson (1965); C fue incorporado por Martín *et al.* (2023a).

Existen numerosos mecanismos propuestos para explicar la presencia de fisilidad en rocas de grano fino. Dichos mecanismos muchas veces son complementarios entre sí y es necesario estudiarlos a fin de poder establecer cuáles de ellos son los dominantes en el caso de la Formación Vaca Muerta. Entre los controles o mecanismos propuestos, se pueden diferenciar (Tabla 4.2):

- (i) aquellos que dependen del ambiente depositacional, tales como el mecanismo de depositación, la composición del sedimento, retrabajo por corrientes débiles y generación de laminación;
- (ii) procesos que tiene lugar durante la diagénesis, como la compactación mecánica, la bioturbación y el crecimiento de minerales secundario

Siguiendo la nomenclatura propuesta por Lewis (1924), en el primer caso la fisilidad es primaria, es decir, asociada a factores sin-depositacionales, mientras que en el segundo caso la fisilidad es secundaria ya que se asocia a procesos post-depositacionales.

Tabla 4.2. Factores que controlan el desarrollo de la fisilidad divididos en función del momento en el que ocurren: sindepositacionales (fisilidad primaria) y post-depositacionales (fisilidad secundaria).

Fisilidad	Controles en el desarrollo de la fisilidad		Influencia	Autores
Primaria	Mecanismo de depositación	Floculación		Geikie (1903); Mohr (1932); Kerr (1937); Keller (1946); Krumbein (1947); O'Brien (1970)
		Individual particle settling		
	composición del sedimento	Equidimensional minerals		Lewis (1924); Peterson (1944); Grim y Cuthbert (1945); Ailing (1945); Keller (1946); Campbell (1946); Ingram (1953); Hurst (1987); Day-Stirrat <i>et al.</i> (2010); Fawad <i>et al.</i> (2010); Day-Stirrat <i>et al.</i> (2011); Crispps y Czerewko (2017)
		Platy minerals		
		Organic matter		
	Laminación			Pirsson (1920); Gipson (1965); Spears (1976); Curtis <i>et al.</i> (1980)
	Corrientes débiles	Disorientation		Lewis (1924); Weller (1930); Keller (1946)
Orientation				
Secundaria	Bioturbación			Byers (1974); Potter <i>et al.</i> (2005)
	Compactación mecánica			Grabau (1913); Lewis (1924); Pettijohn (1949); O'Brien (1970); O'Brien y Saltt (1990); Lash y Blood (2004); Fawad <i>et al.</i> (2010); Crispps y Czerewko (2017)
	Crecimiento de minerales secundarios	Minerales equidimensionales y filisilicatos en direcciones aleatorias		Lewis (1924); Keller (1946); Twenhofel (1939); Payne (1942); Ingram (1953); Pettijohn (1949); Ho <i>et al.</i> (1999); Carpentier <i>et al.</i> (2003); Day-Stirrat <i>et al.</i> (2010)
		Illite-smectite		

4.5.1 Fisilidad primaria

Mecanismo de depositación

Numerosos estudios (White, 1961; Van Olphen, 1963; Odom, 1967; O'Brien, 1970, Tabla 4.2) sugieren que la fisilidad se ve favorecida por la depositación de material fino a partir de la decantación de láminas individuales, mientras que la floculación genera una fábrica aleatoria, dando como resultado una roca masiva o de baja fisilidad. Cuando las partículas laminares se depositan individualmente se disponen paralelamente a la superficie, generando una fábrica fuertemente horizontal (O'Brien, 1970). En consecuencia, el sedimento tiene inicialmente un volumen menor y más denso que aquellos depósitos generados a partir de la floculación, donde los floculos poseen estructuras abiertas en forma de *card-house* y un alto contenido de agua (Rosenqvist, 1966; White, 1961; Van Olphen, 1963; Cripps y Czerewko, 2017). Según O'Brien (1970) una vez que el sedimento sufre compactación al soterrarse, aquellas rocas formadas por acumulación de partículas individuales pueden alcanzar altos grados de fisilidad, mientras que aquellas formadas a partir de sedimento floculado sólo puede alcanzar un grado medio de fisilidad.

Composición

Fracción mineral

El aporte sedimentario incluye minerales equidimensionales como cuarzo, feldespato, fragmentos de esqueletos carbonáticos los cuales suelen presentar un tamaño de grano predominantemente tamaño limo y, excepcionalmente, arena muy fina. A su vez, la fracción tamaño arcilla suele estar representada fundamentalmente por filosilicatos como muscovita, clorita, caolinita, esmectita e illita. Esto se debe a que los filosilicatos suelen tener una gran cantidad de defectos cristalinos por lo que usualmente no llegan a tener grandes dimensiones (Meunier, 2006).

Diversos estudios observan una disminución en la orientación de la fábrica al aumentar el contenido de limo (O'Brien y Slatt, 1990; Ho *et al.*, 1999; Cripps y Czerewko, 2017; Olarte y Ruge, 2020). Day-Stirrat *et al.* (2010) observaron una relación inversa entre la orientación paralela de las láminas de esmectita e illita y el contenido de cuarzo (Fig. 4.21). La disrupción en la fábrica ante la presencia de minerales equidimensionales se da de dos maneras:

- (i) las láminas se doblan y envuelven los minerales equidimensionales;
- (ii) los clastos de limo generan una sombra de presión en los filosilicatos adyacentes, disminuyendo el esfuerzo efectivo que tiende a horizontalizarlos.

Experimentos compresivos en mezclas de limo y arcilla (Fawad *et al.*, 2010) mostraron que:

- (i) el alineamiento de los filosilicatos aumenta tanto con el aumento del contenido de arcilla como con el esfuerzo vertical;
- (ii) el alineamiento de la fábrica es mayor en el caso de la illita-esmectita que en el caso de la caolinita.

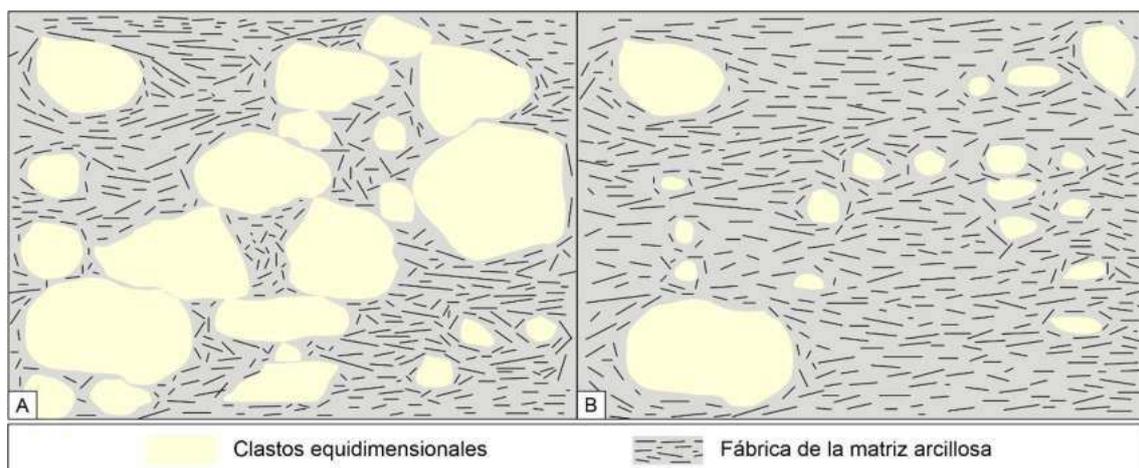


Figura 4.21. Esquema comparativo de la fábrica de minerales laminares con diferente concentración de clastos equidimensionales tamaño limo. A. Muestra con alto contenido de minerales equidimensionales. B. Baja proporción de minerales equidimensionales. Tomada de Day-Stirrat *et al.* (2010).

Materia orgánica

La correlación positiva entre el contenido de materia orgánica y el desarrollo de una fábrica paralela de los minerales laminares y una marcada fisilidad es descripta en numerosos trabajos (Ingram, 1953; Meade, 1966; Odom, 1967; Hurst, 1987; Cripps y Czerewko, 2017). Algunos autores justifican esta relación por la concentración de la materia orgánica en bandas que generan interfaces horizontales por donde la roca desarrolla planos de fisilidad (Fig. 4.20, Gipson, 1965; Cripps y Czerewko, 2017; Zoback y Kohli, 2019). Por otro lado, tal como fue mencionado anteriormente, existe una serie de reacciones en las que la materia orgánica promueve la dispersión de los flóculos al neutralizar las cargas de las partículas laminares (Van Olphen, 1963; Odom, 1967; Hurst, 1987). El mecanismo exacto por el cual se produce esta neutralización aún no está totalmente esclarecido, pero se ha demostrado que depende de la complejidad del sistema electroquímico de las partículas y del ambiente (Hurst, 1987). Por último, la estrecha relación entre el contenido de materia orgánica y la fisilidad puede deberse a la baja densidad que presentan los flóculos promovidos por la presencia de materia orgánica, los cuales, al ser soterrados, tienen mayor capacidad de comprimirse, expulsar agua y reorientarse paralelamente a la estratificación (Ho *et al.*, 2022).

Laminación

En algunas rocas de grano fino la segregación de minerales en láminas parece ser el principal control en el desarrollo de la fisilidad (Spears, 1976; Curtis *et al.*, 1980). Sin embargo, las condiciones en las que se preserva esta estructura sedimentaria (es decir, ausencia de bioturbación o un crecimiento pervasivo de minerales secundarios equidimensionales como los carbonatos) también son requerimientos para la conservación de una fábrica paralela. En consecuencia, la fisilidad puede ser promovida por la laminación y ser intensificada por la presencia de una fábrica bien orientada, sin que estas características sean excluyentes entre sí.

Corrientes de fondo

Una vez que el sedimento fino es depositado, su fábrica puede ser modificada por corrientes débiles mientras aún está en contacto con el agua (O'Brien y Slatt, 1990). Por un lado, Weller (1930) propuso que la orientación aleatoria de las partículas laminares puede deberse a la turbulencia generada por acción del oleaje. Por otro lado, Keller (1946) y O'Brien y Slatt (1990) sostienen que corrientes de fondo muy débiles pueden reorientar los minerales planares, promoviendo una fábrica paralela a la estratificación.

4.5.2. Fisilidad secundaria

Bioturbación

La relación entre la ausencia de bioturbación y el desarrollo de la fisilidad fue abordada por Byers (1974), quien sugiere que esta estrecha relación implica que la fisilidad debe desarrollarse en un período temprano de la diagénesis del sedimento. Conforme con esta idea, Sintubin (1994) sostiene que la fábrica mineral en rocas de grano fino se desarrolla en

la diagénesis somera y se mantiene prácticamente constante durante el subsecuente soterramiento.

Potter *et al.* (2005) estableció la relación existente entre el oxígeno disuelto, los organismos bentónicos, las estructuras sedimentarias, el color, el contenido de materia orgánica y de pirita. Tal como fue mencionado anteriormente, la pirita precipita en condiciones disódicas a anódicas, en las cuales el H_2S liberado por las bacterias sulfatoreductoras se combina con el hierro disponible (Berner y Raiswell, 1983). Cuando el frente redox (el contacto entre las aguas oxidantes y reductoras) se encuentra por encima de la interfase agua-sedimento, la roca resultante es una pelita oscura, laminada, rica en materia orgánica y pirita y con escasa a nula bioturbación (Fig. 4.22A). Cuando el frente redox se ubica por debajo de la interface agua-sedimento, la bioturbación causada por la fauna promueve la generación de pelitas de colores claros, con bajo contenido de materia orgánica y ausencia de pirita, en donde la fábrica original de la roca se encuentra obliterada (Fig. 4.22B).

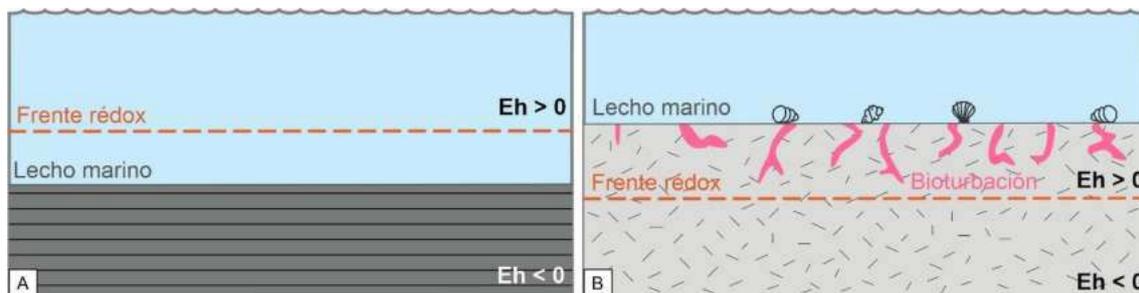


Figura 4.22. Relación entre bioturbación, frente redox, composición y estructura de las pelitas. A. Cuando el frente redox se encuentra por encima de la interfaz agua-sedimento, la roca resultante es una pelita negra, con marcada laminación y alto contenido de materia orgánica. B. En fondos en donde el frente redox se encuentra por debajo de la interfaz agua-sedimento, la roca resulta ser masiva, de color claro, con una intensa bioturbación y ausencia o escasez de materia orgánica.

Modificado de Potter *et al.* (2005).

Compactación mecánica

Tal como fue mencionado anteriormente, la compactación mecánica es uno de los mecanismos principales que controlan la fábrica en las rocas de grano fino (O'Brien, 1970; Lash y Blood, 2004; Fawad *et al.*, 2010; Cripps y Czerewko, 2017). Debido a la carga litostática los elementos de baja competencia son aplastados y los flóculos colapsan, promoviendo un aumento en la intensidad de la fábrica laminar. Sin embargo, este mecanismo no es el único por el cual se genera dicha fábrica, ya que existen numerosos ejemplos de estratos fangosos masivos sobre los cuales se depositan conformes pelitas con alta fisilidad y de composición equivalente (Odom, 1967). De manera similar, White (1961) destaca la falta de correlación entre la profundidad de soterramiento y fisilidad de las pelitas cretácicas en la región de Black Hills, al igual que en el caso de las pelitas Pensilvanianas cuya intensidad de fábrica mineral no muestra un aumento con la profundidad (Gipson, 1965). Numerosos trabajos muestran que la compactación mecánica es importante sólo durante las primeras decenas a pocos cientos de metros de soterramiento, durante la cual se

genera la reducción exponencial de la porosidad en simultáneo con la expulsión de gran parte del agua connata (O'Brien y Slatt, 1990; Sintubin, 1994; Alpin *et al.*, 2006). Rutter *et al.* (2017) realizan una revisión de los procesos involucrados en la compactación en donde, por un lado, sostienen que la reducción de la porosidad exclusivamente mediante compactación mecánica sólo puede alcanzar un 24%. Por otro lado, declaran que la mayor parte de la compactación y desarrollo de la fábrica de la roca tienen lugar durante los primeros estadios de soterramiento. Una vez que los componentes alcanzan una distribución estable, se desarrolla una fábrica constante que se mantiene durante gran parte de la historia de soterramiento de la roca (Sintubin, 1994). La misma puede ser posteriormente modificada por otros procesos, como la transformación de esmectita en illita (Ho *et al.*, 1999; Day-Stirrat *et al.*, 2008, 2010, 2011), abordada a continuación.

Crecimiento de minerales secundarios

Los filosilicatos secundarios tienden a crecer en la dirección del mínimo esfuerzo, que suele ser paralelo a la estratificación, promoviendo un incremento en la intensidad de la fábrica mineral horizontal (Lewis, 1924; Twenhofel, 1936, 1939; Payne, 1942; Pettijohn, 1975). Particularmente, la transformación de la esmectita en illita ha sido propuesta como responsable del incremento del alineamiento horizontal de la fábrica mineral en rocas de grano fino (Ho *et al.*, 1999; Charpentier *et al.*, 2003; Day-Stirrat *et al.*, 2008).

Por otro lado, el crecimiento pervasivo de minerales equidimensionales como carbonatos o cuarzo o mismo el crecimiento de minerales laminares en direcciones aleatorias a partir de geles pueden promover la generación de una roca masiva (Keller, 1946; Ingram, 1953).

4.6. Propiedades petrofísicas y geomecánicas

Las pelitas ricas en materia orgánica suelen tener cantidades importantes de minerales arcilla y ser extremadamente anisotrópicas, exhibiendo una fuerte dependencia direccional en la permeabilidad, velocidad de propagación de las ondas acústicas y propiedades mecánicas (Daigle y Dugan, 2011; Vernik y Milovac, 2011; Sone y Zoback, 2013). Dicha anisotropía puede representarse mediante un modelo VTI (simetría Isotrópica Transversal a la Vertical, por sus siglas en inglés, *Vertical Transverse Isotropy*; Fig. 4.20 Thomsen, 1986), con un eje de simetría perpendicular a la estratificación, y es en general atribuida al alineamiento de los minerales laminares y de la materia orgánica paralelamente a la estratificación (Fig. 4.23, Horsrud *et al.*, 1998; Sarout y Guéguen, 2008; Vernik y Milovac, 2011; Sone y Zoback, 2013; Guo *et al.*, 2013; Ougier-Simonin *et al.*, 2016). La misma puede verse acentuada por microfracturas horizontales (Vernik, 1993, 1994; Vernik y Liu, 1997; Daigle y Dugan, 2011; Kanitpanyacharoen *et al.*, 2012) que pueden prevalecer en condiciones de sobrepresión (Howard y Fast, 1950; Scott *et al.*, 1953; Vernik y Milovac, 2011).

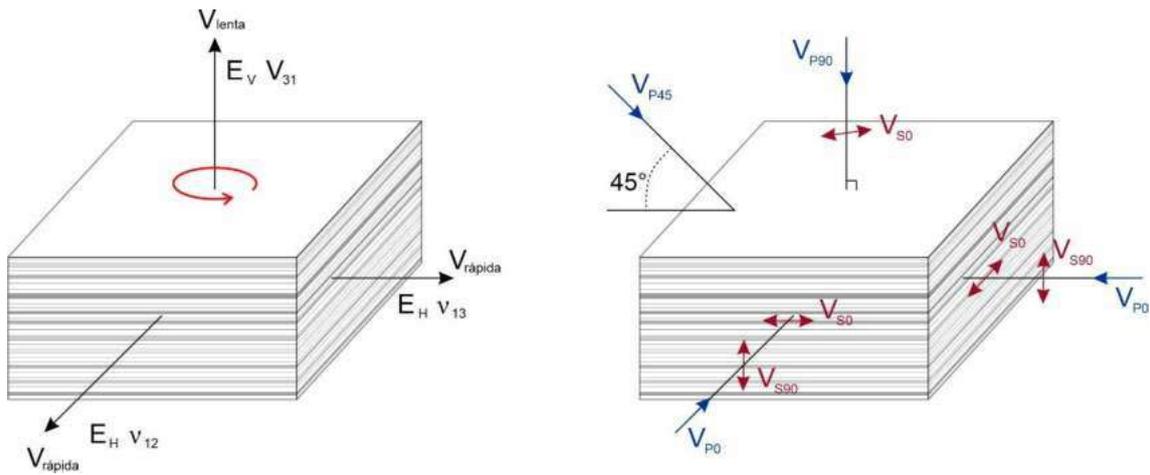


Figura 4.23. Modelo VTI de las pelitas generado por la fábrica mineral y la presencia de microfracturas horizontales. Se muestra la nomenclatura utilizada para las mediciones de módulos estáticos (E , módulo de Young; ν , relación de Poisson) y de velocidad con respecto a la estratificación. Modificado de Johnston y Christensen (1995).

La anisotropía en las rocas de grano fino se manifiesta desde una escala nano- a una meso-escala (Molinares *et al.*, 2016, Fig. 4.24). La anisotropía en la escala más detallada se da por el alineamiento de las partículas laminares paralelo a la estratificación observable por microscopía electrónica (Sayers, 2005; Slatt y O'Brien, 2011, Fig. 4.24A). La presencia de laminación constituye otra fuente de anisotropía, la cual puede ser vista tanto en secciones delgadas como en muestra de mano (Slatt y Abousleiman, 2011, Fig. 4.24B). Por último, en afloramiento se puede observar una anisotropía dada por la laminación o estratificación (Fig. 4.24C).

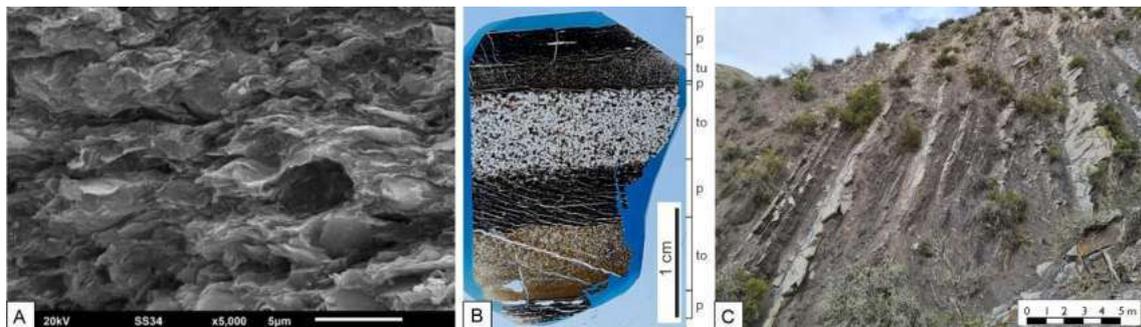


Figura 4.24. Escalas de anisotropía según la observación en la Formación Vaca Muerta. A. Fábrica paralela de las arcillas observada por microscopía electrónica. B. Laminación observada en sección petrográfica: p= pelita; tu = tufita; to = toba. C. Estratificación de bancos en afloramiento.

4.6.1. Propiedades petrofísicas

En las rocas sedimentarias, las propiedades petrofísicas como la porosidad y la permeabilidad se encuentran directamente relacionadas con el tamaño de grano, la fábrica y composición de la matriz mineral y de los componentes orgánicos (Ougier-Simonin *et al.*, 2016). La porosidad y permeabilidad se encuentran íntimamente relacionados con el flujo

del agua e hidrocarburos, procesos capilares y de adsorción de moléculas. Por este motivo es esencial caracterizar la relación entre nano y microestructuras y las propiedades macroscópicas a fin de entender la interacción roca-fluidos y propiedades de transporte. La clave radica en la morfología y conectividad de los poros, en donde las microfracturas juegan un rol significativo (Desbois *et al.*, 2010; Ougier-Simonin *et al.*, 2016).

- Porosidad

El sistema poral se define como el volumen, forma y distribución de tamaño del espacio conectado y no conectado ocupado por fluidos en una roca (Javadpour, 2009; Curtis *et al.*, 2010). Las rocas pueden entenderse como un sistema formado por una matriz y el espacio poral que contiene (Fig. 4.25, Passey *et al.*, 2010). La matriz está formada por minerales de arcilla, materia orgánica y otros minerales, tales como cuarzo, feldespato y carbonato. Por otro lado, el espacio poral está ocupado por distintos fluidos: hidrocarburos, agua libre y el agua adherida por capilaridad. Dentro de los minerales de arcilla puede haber moléculas de agua incluidas dentro de su estructura, denominada agua estructural o CBW (*Clay Bound Water*).

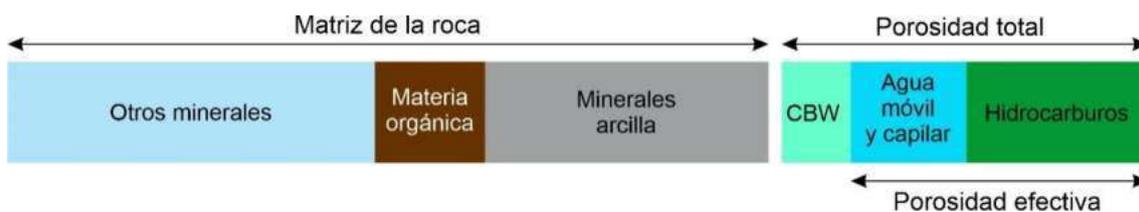


Figura 4.25. Modelo conceptual del sistema matriz-porosidad. Modificado de Passey *et al.* (2010).

CBW = *Clay Bound Water*.

En reservorios convencionales, el tamaño de poros se encuentra en una escala micrométrica a milimétrica, en la cual los fluidos se encuentran mayormente en forma de fases libres (Euzen, 2011). En las pelitas, en cambio, el tamaño de poro dominante suele ser menor al micrómetro, variando entre decenas y cientos de nanómetros (Ougier-Simonin *et al.*, 2016, Fig. 4.26), en donde gran parte de los fluidos se encuentran unidos a la matriz capilarmente o adsorbidos (Euzen, 2011). Entender el sistema poral en una pelita es esencial para poder evaluar su capacidad de almacenamiento y de flujo (Ambrose *et al.*, 2010).

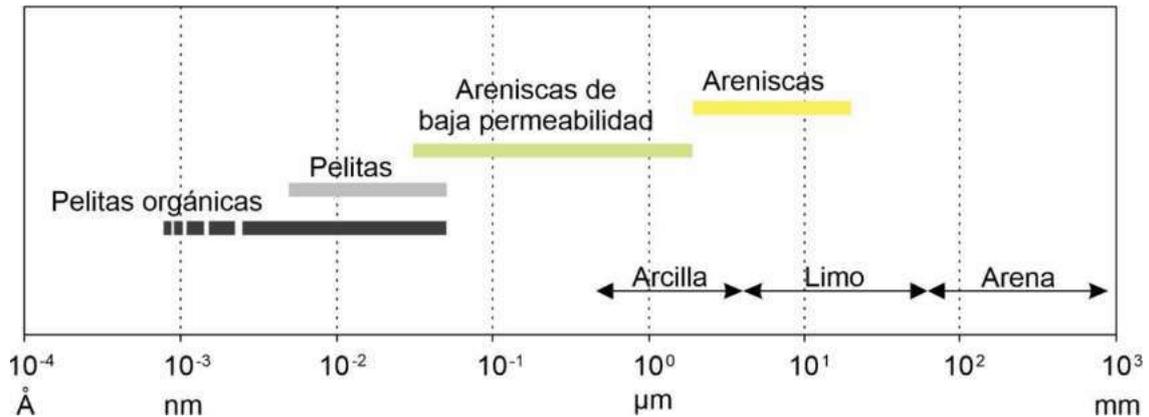


Figura 4.26. Comparación entre el tamaño de las gargantas porales de arena y de pelitas. Modificado de Euzen (2011).

La arquitectura del sistema poral depende de la distribución de tamaño de grano y fábrica de la roca, el tipo, concentración y maduración de la materia orgánica y de la presencia de microfracturas (Euzen, 2011). Como resultado, en las pelitas se observan diferentes tipos de poros, que pueden ser agrupados en tres categorías en función de su ubicación con respecto a las partículas (Loucks *et al.*, 2012, Fig. 4.27). La primera categoría incluye los poros asociados a la matriz mineral de la roca, entre los que se distinguen los poros interpartícula e intrapartícula. Las otras categorías corresponden a la porosidad asociada a la materia orgánica y a la porosidad asociada a las fracturas.

La porosidad interparticular corresponde al espacio poral presente entre los componentes de la matriz de la roca. Los minerales de arcilla pueden poseer nanoporos entre las láminas o bien presentar porosidad interparticular en los contactos con los clastos de limo que distorsionan su fábrica. Incluye a su vez la porosidad presente entre los cristales de los cementos y la porosidad por disolución por presión en el borde de los granos más competentes.

Por otro lado, la porosidad intraparticular hace referencia a los espacios porales que se encuentran dentro de las partículas (minerales o fósiles) y cristales. Ejemplos dentro de esta categoría son: poros intracristalinos en agregados de pirita framboidal, porosidad intralaminar dentro de los filosilicatos, poros dentro de pellets, poros por disolución en cristales, porosidad intraparticular primaria (e.g., en partículas esqueléticas) y porosidad móldica. En términos generales, la porosidad interparticular presenta una mayor conectividad que la intraparticular (Loucks *et al.*, 2012).

La porosidad orgánica se forma a partir de la maduración de la materia orgánica, con tamaños sub-nanométricos a sub-micrométricos, variando en un rango entre 0 y 40% dentro de un mismo reservorio (Curtis *et al.*, 2012). Los poros tienen formas globosas e irregulares que tienden a formar una red conectada en tres dimensiones dentro de las partículas orgánicas (Ambrose *et al.*, 2010; Sondergeld *et al.*, 2010; Loucks *et al.*, 2012). Su desarrollo depende de diversos factores, incluyendo su composición química, madurez y mineralogía de la matriz de la roca (Curtis *et al.*, 2011, 2012; Milliken *et al.*, 2013; Anovitz *et al.*, 2015).

Finalmente, la porosidad vinculada a las fracturas puede revestir importancia en el caso de no estar cementada por completo ya que pueden tener un efecto significativo en la producción de reservorios no convencionales (Eichhubl y Boles, 1998; Pitman *et al.*, 2001; Clarke, 2007; Gale y Holder, 2010). Las microfracturas pueden tener longitudes milimétricas a centimétricas y aperturas entre ~ 1 y $100 \mu\text{m}$ (Vega *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2016). En la mayoría de los casos se encuentran rellenas por materia orgánica o cementos minerales (Loucks *et al.*, 2009, 2012; Vega *et al.*, 2015).



Figura 4.27. Clasificación de poros en pelitas. Modificado de Loucks *et al.* (2012).

Es posible establecer ciertas relaciones generales entre la composición de la roca y su porosidad (Fig. 4.28). La porosidad tiende a aumentar con el contenido de minerales de arcilla, materia orgánica y el cuarzo detrítico mientras que disminuye con el aumento de la cantidad de carbonato y cuarzo biogénico (Bustin, 2010; Sone y Zoback, 2013).

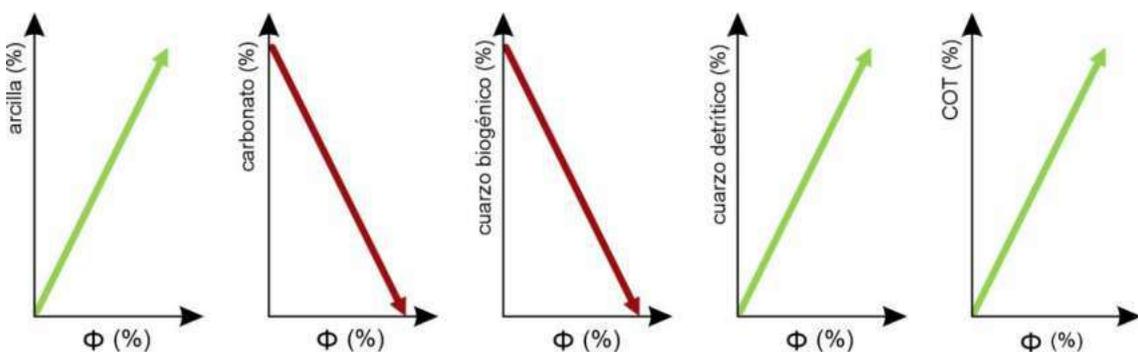


Figura 4.28. Influencia de la mineralogía en la porosidad de las rocas de grano fino (Bustin, 2010; Zoback y Kohli, 2019).

Los procesos diagenéticos tienen una fuerte influencia en el sistema poral de las rocas de grano fino. Dichos procesos, tales como la compactación y la cementación, maduración de

la materia orgánica, transformaciones minerales, están gobernados por la presión y la temperatura y determinan la evolución del sistema poral (Loucks *et al.*, 2012, Fig. 4.29).

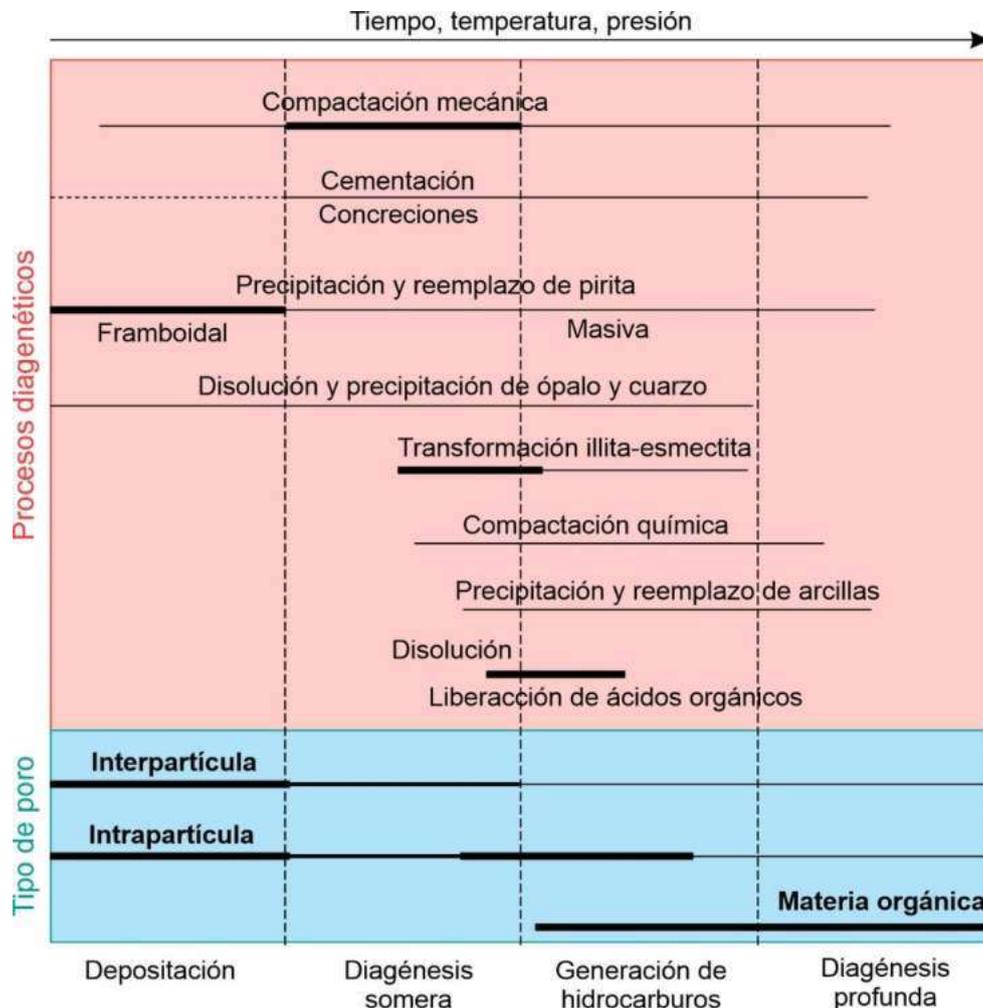


Figura 4.29. Efectos de los procesos diagenéticos en la porosidad con respecto a la temperatura y profundidad de las pelitas. Tomado de Loucks *et al.* (2012).

- Permeabilidad

La permeabilidad es una medida de la facilidad con la que un medio poroso permite el paso de un fluido. El paso de los fluidos a través de este tipo de rocas ocurre a diferentes escalas, desde nanoporos orgánicos, pasando a través de espacios mayores entre las partículas y de microfracturas y macrofracturas (si se encuentran presentes) hasta las fracturas inducidas hidráulicamente sostenidas por los agentes de sostén (Euzen, 2011). El pequeño tamaño de los poros y su baja eficiencia de transmisión en conjunto con las fuerzas capilares y la adsorción de moléculas a la superficie de los filosilicatos reducen el transporte efectivo de fluidos (Philipp *et al.*, 2017). Diversos estudios probaron que la permeabilidad decrece logarítmicamente con el contenido de arcilla (Armitage *et al.*, 2011; Schneider *et al.*, 2011).

A su vez, se puede observar un aumento en la permeabilidad con el tamaño de grano siempre que los poros se encuentren tridimensionalmente conectados (Dewhurst *et al.*, 1999; Philipp *et al.*, 2017).

La anisotropía que caracteriza a las rocas de grano fino, fundamentalmente dada por la orientación de las partículas y el sistema poral (Wright *et al.*, 2006; Clavaud *et al.*, 2008) y la presencia de microfracturas (Vernik, 1993, 1994; Vernik y Liu, 1997; Daigle y Dugan, 2011; Kanitpanyacharoen *et al.*, 2012), influencia fuertemente la manera en la que los fluidos se propagan a través de ella (Daigle y Dugan, 2011; Allan *et al.*, 2016). La laminación también puede constituir barreras para el paso de fluidos o al menos reducirlo (Clavaud *et al.*, 2008). Los procesos de disolución y precipitación pueden incrementar la heterogeneidad y anisotropía de la roca al afectar la conectividad del sistema poral (Clavaud *et al.*, 2008; Daigle y Dugan, 2011). Otro factor que afecta tanto a la porosidad como a la permeabilidad es la maduración de la materia orgánica, cuya evolución se traduce en un aumento de la porosidad, dilatación de microfracturas y, en consecuencia, un incremento en la permeabilidad (Kibodeaux, 2014; Allan *et al.*, 2016; Kim *et al.*, 2020).

4.6.2. Propiedades elásticas y mecánicas de las pelitas

Las propiedades mecánicas de las rocas de grano fino pueden variar significativamente entre distintas formaciones, así como dentro de un mismo reservorio debido a la variedad en su composición y microestructura (Sone y Zoback, 2013). Sin embargo, es posible establecer ciertas relaciones entre las propiedades elásticas y su mineralogía, contenido de materia orgánica y fábrica (Vernik y Milovac, 2011; Guo *et al.*, 2013).

- Rigidez

La rigidez, es decir, la facilidad con la que un material se deforma al ser sometido a un campo de esfuerzos puede ser caracterizada mediante ensayos geomecánicos de laboratorio, resultando en mediciones estáticas, o bien, a partir de la velocidad de las ondas s y p , con las cuales se calculan los módulos dinámicos.

El módulo de Young (E) es la relación entre el esfuerzo normal aplicado y la deformación en la dirección del esfuerzo y corresponde al módulo de rigidez estático, obtenido a partir del ensayo uniaxial (Fig. 4.30A, *Unconfined Compressive Strength* – UCS). Este mismo ensayo permite obtener la relación de Poisson (ν), a partir del cociente entre el acortamiento axial y el ensanchamiento perpendicular al esfuerzo. Así mismo, es posible estimar la rigidez a partir de las velocidades de las ondas s y p , obteniendo los módulos dinámicos de rigidez, C_{11} , C_{22} , C_{33} y C_{44} (Fig. 4.30C). Mientras mayores sean estos valores, mayor es la rigidez de la roca. Numerosos estudios muestran que los mismos tienden a decrecer conforme aumenta el contenido de arcillas, materia orgánica y anisotropía de la roca (Sone y Zoback, 2013; Guo *et al.*, 2013; Gale *et al.*, 2014; Rutter *et al.*, 2017).

Tal como se mencionó previamente, las propiedades elásticas de las pelitas difieren significativamente según su dirección (Sayers, 1994, 2013; Yang y Aplin, 2010; Sone y Zoback, 2013; Gale *et al.*, 2014). Este tipo de rocas tiende a ser sistemáticamente más rígida en sentido vertical (esfuerzo aplicado perpendicularmente a la estratificación) que en

sentido horizontal (esfuerzo en dirección paralela a la estratificación). A su vez, se observa que tanto el módulo de Young como la velocidad de las ondas s y p disminuyen al aumentar la anisotropía, en concordancia con la mayor proporción de arcillas y materia orgánica (Sone y Zoback, 2013).

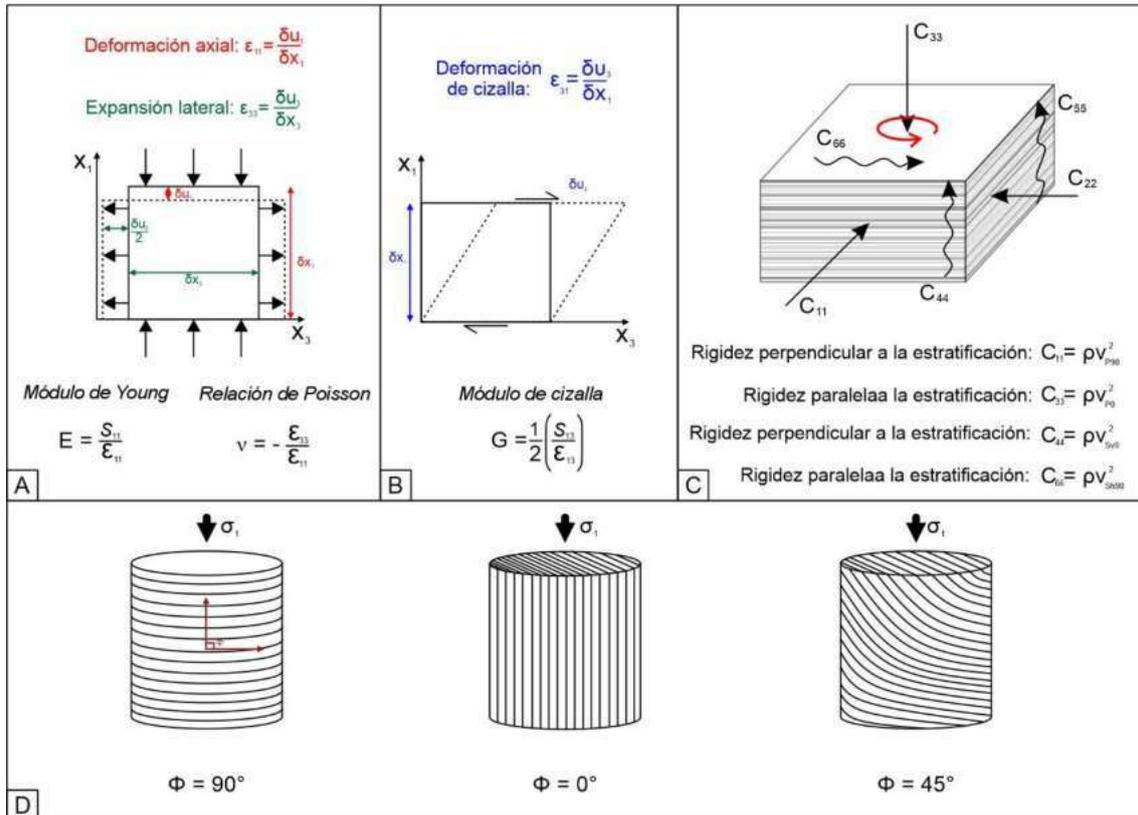


Figura 4.30 Propiedades elásticas de las rocas. A. Módulo de Young (E) y relación de Poisson (ν). B. Módulo de cizalla (G). C. Módulos dinámicos de elasticidad. D. Nomenclatura de las muestras en función su orientación en el ensayo de compresión uniaxial (*Unconfined Compressive Strength* – UCS). Modificado de Zoback (2007).

El módulo de cizalla (G, *shear modulus*, Fig. 4.30B) representa la relación entre un esfuerzo paralelo a la superficie (de cizalla o de corte) y su correspondiente deformación. G muestra tendencias similares a las observadas para E, en cuanto a la composición e intensidad de laminación, siendo mayor para muestras de menor contenido de arcillas y materia orgánica y de textura masiva (Zoback y Kohli, 2019).

- Resistencia

La composición de la roca, el tamaño de grano, la porosidad y el arreglo espacial de los componentes de distinta dureza influyen en su resistencia, es decir, el esfuerzo máximo aplicado previo a su fractura. El ensayo de UCS (Fig. 4.30D) brinda información sobre la resistencia de la roca sin confinamiento, la cual tiende a aumentar con la proporción de

minerales duros como el cuarzo, feldespato y carbonatos y con la disminución de la porosidad y del contenido de arcillas y materia orgánica (Nelson, 1985; Hoek y Brown, 1997; Chang *et al.*, 2006; Laubach *et al.*, 2009; Gale *et al.*, 2014).

Los ensayos de UCS suelen realizarse en muestras verticales, horizontales y a 45° (Fig. 30D) con respecto a la estratificación. Análogamente a la variación de la rigidez con la orientación de la muestra, la resistencia de las pelitas es mayor en muestras verticales, intermedia en el caso de las muestras horizontales y mínima en el caso de las muestras orientadas a 45° (Fig. 4.28).

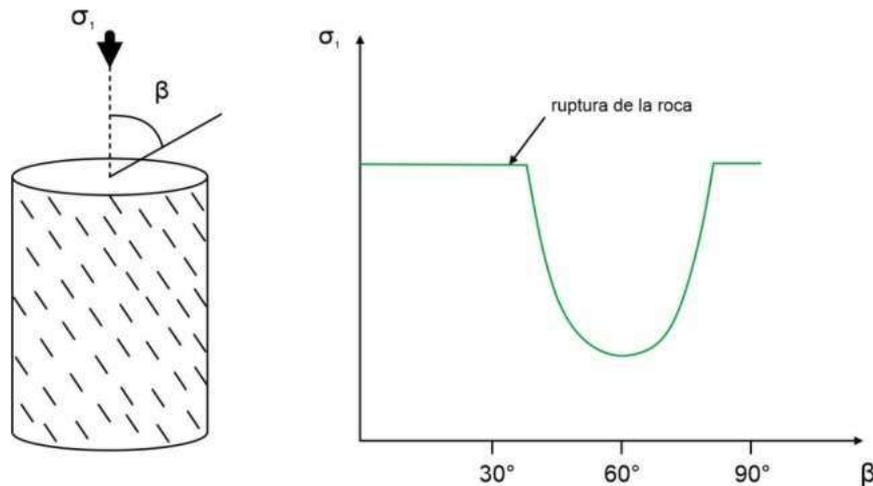


Figura 4.31. Variación de la rigidez en función de la orientación de la estratificación. Modificado de Zoback (2007).

- Fragilidad-ductilidad

En función de cómo se comportan los materiales al ser sometidos a un campo de esfuerzos una vez superado el límite elástico, los mismos se dividen en frágiles, cuando responden fracturándose y en dúctiles, cuando se deforman plásticamente, sin perder continuidad, (Zoback y Kohli, 2019, Fig. 4.32). Determinar si el comportamiento es frágil o dúctil es fundamental, ya que condiciona la formación de fracturas hidráulicas y su permanencia en el tiempo. Las rocas que tienden a comportarse dúctilmente son más difíciles de fracturar y en caso de hacerlo, cerrarán estas discontinuidades en cierto lapso (Yang *et al.*, 2013). Tanto el aumento en el contenido de arcilla y de materia orgánica, así como el incremento en la presión confinante promueven un comportamiento dúctil en las pelitas (Abouelresh y Slatt, 2011; Sone y Zoback., 2013; Guo *et al.*, 2013; Rutter *et al.*, 2017). A su vez, según los estudios llevados a cabo por Rybacki *et al.* (2015, 2016), un aumento en la porosidad y en el contenido de arcillas produce un aumento en el comportamiento dúctil de la roca, con una disminución en la sensibilidad a la presión de confinamiento.

Existen diversas maneras de estimar el índice de fragilidad (BI, *Brittleness Index*) de una roca. Entre ellos se pueden mencionar:

- BI composicional: basado en la relación entre componentes frágiles (tales como cuarzo, feldespato, carbonato) y dúctiles (mayormente arcillas y materia orgánica). Existen diversas fórmulas propuestas para el cálculo del BI composicional

considerando distintos componentes (por ejemplo: Jarvie *et al.*, 2007; Wang y Gale, 2009; Glorioso y Rattia, 2012) e incluso incluyendo la porosidad (Rybacki *et al.*, 2016).

- BI elástico: calculado a partir del módulo de Young y la relación de Poisson (Jarvie *et al.*, 2007; Rickman *et al.*, 2008; Wang y Gale, 2009; Jin *et al.*, 2015). Los materiales frágiles tienden a presentar alto E y bajos valores de ν , mientras que las rocas dúctiles muestran relaciones inversas.
- BI derivado de las curvas de esfuerzo y deformación en experimentos (tri-) axiales ya que muestran características en el comportamiento de la roca previa y posteriormente a la fractura (Rybacki *et al.*, 2016).

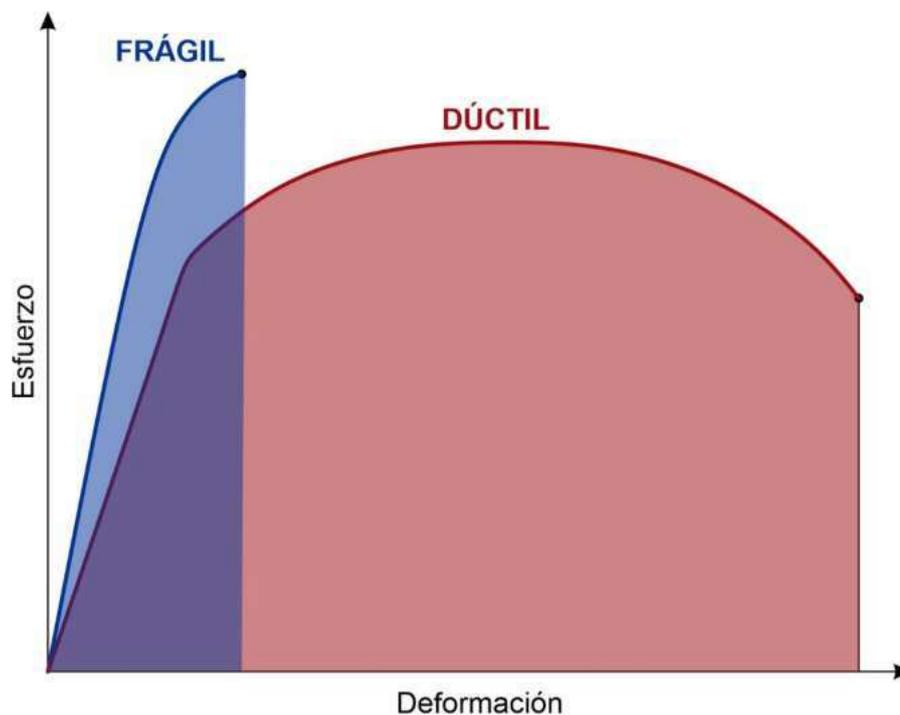


Figura 4.32. Respuesta mecánica (deformación) de materiales frágiles y dúctiles en función del esfuerzo. La deformación que sufre un material frágil antes de llegar a la ruptura es mucho mayor a la que sufren los materiales frágiles. La energía (área bajo la curva) necesaria para fracturar un material dúctil es mucho mayor que en el caso de los materiales frágiles. Un material frágil acumula energía al deformarse que libera en gran parte rápidamente en la ruptura. Por el contrario, un material dúctil tiene una capacidad limitada de almacenar energía asociada a la deformación, la cual libera gradualmente a través de la deformación plástica. Modificado de Hernández-Uribe *et al.* (2017).

Capítulo 5. Estudios de afloramiento

En el presente capítulo se muestran los resultados de los estudios realizados en dos localidades en las cuales la Formación Vaca Muerta presenta excelentes afloramientos: el área del Cerro Mulichinco y la región de Puerta Curaco. En ambos lugares se han relevado perfiles de detalle junto con la toma de muestras y medición de la fisilidad contando como base los resultados del trabajo de campo realizado por Petrobras-GCS (2015).

En primer lugar, se describen dichos perfiles de detalle junto con las observaciones realizadas en los sitios visitados. Posteriormente, se desarrolla el análisis de la fisilidad, comenzando con la clasificación de rocas en función de su grado de fisilidad. A continuación, se presentan los resultados que se desprenden de las observaciones en corte delgado y de estudios de Fluorescencia de Rayos X (FRX). Por último, se presenta un resumen de los resultados más relevantes que surgen del estudio de la fisilidad en rocas aflorantes.

5.1. Cerro Mulichinco

Esta zona se ubica en la Fosa de Loncopué (Fig. 3.1C, Ramos, 1978), correspondiente a uno de los depocentros más profundos de la Cuenca Neuquina que alberga sedimentos jurásicos a miocenos de entre 3000 y 8000 metros de espesor (Rojas Vera, *et al.*, 2010). Se accede a la zona desde la localidad de Loncopué, tomando la ruta provincial 32, 20 km hacia el este.

El Cerro Mulichinco se localiza en el eje de un pliegue sinclinal, en cuyo núcleo aflora la Formación Mulichinco por debajo de la cual se encuentra el Sistema Formación Vaca-Quintuco Muerta (Fig. 5.1). Hacia el oeste este último yace sobre la Formación Tordillo, representada por depósitos finos de coloración verdosa correspondientes a un ambiente lacustre (Otharán, 2020). Es frecuente encontrar diques subvolcánicos con una orientación aproximadamente este-oeste, que se asocian a la Formación Colipilli (Eoceno inferior-medio, Rapela y Llambías, 1989; Otharán, 2020) datados mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 102 Ma (Valcarce *et al.*, 2006).

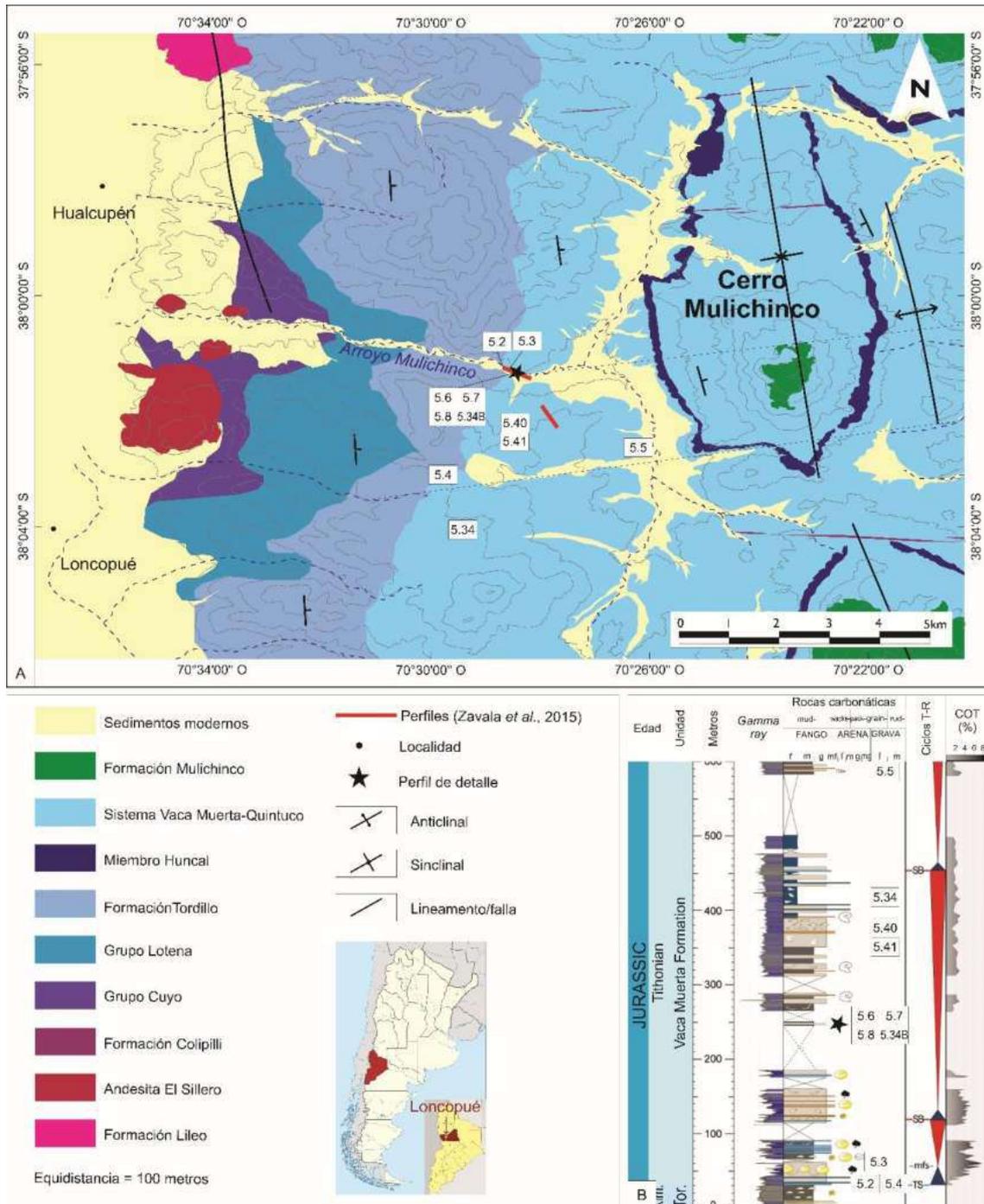


Figura 5.1. Ubicación del área de estudio. A. Mapa geológico del área del Cerro Mulichinco, mostrando la ubicación del arroyo homónimo, donde se relevó el perfil de detalle (estrella negra). Modificado de Martín *et al.* (2022a). Los números en recuadros blancos denotan la ubicación de las figuras subsiguientes. B. Perfil general relevado por Petrobras-GCS (2015). Modificado de Otharán (2020). En recuadros se indica la ubicación de las figuras subsiguientes.

El contacto con la Formación Tordillo se puede observar en el arroyo Mulichinco (Fig. 5.2A) en donde la misma está formada por areniscas finas de color verde bien consolidadas, masivas y con ondulitas e intercalaciones de limolitas finamente laminadas (Fig. 5.2). La

disposición de esta secuencia homoclinal presenta un rumbo NE-SO y una inclinación hacia el SE de aproximadamente 20°.

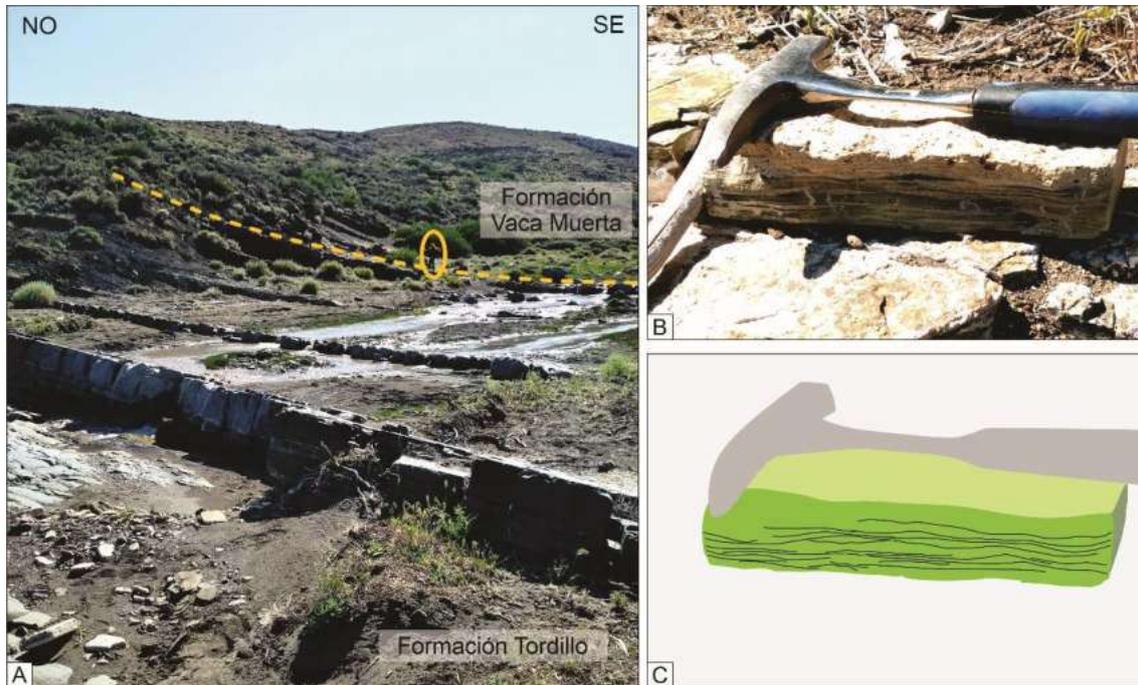


Figura 5.2. Vista hacia el NE mostrando el aspecto general de la Formación Tordillo subyaciendo bajo la Formación Vaca Muerta (contacto entre ambas formaciones marcado en línea punteada; la elipse resalta persona de escala). B. Foto de detalle de ondulitas pertenecientes a la Formación Tordillo. C. Interpretación de B, mostrando las superficies de laminación ondulítica.

La sección basal de la Formación Vaca Muerta muestra una alternancia de pelitas finas a gruesas con distinto contenido de carbonato de calcio (inferida por el grado de su reacción al ácido clorhídrico, HCl) de color gris oscuro a gris medio. A su vez, se advierten intercalaciones de niveles de calizas con espesores de hasta 20 cm y de bindstones microbianos que no superan los 15 cm de potencia (Fig. 5.3A-B). Se observan abundantes amonites y fragmentos de valvas y algunos niveles ricos en pirita. Es frecuente la presencia de niveles de concreciones carbonáticas de diámetros variable entre 20 y 70 cm, cuyo eje mayor se dispone paralelo a la estratificación (Fig. 5.3C). En algunos casos presentan internamente estructuras septarias, cuyas fracturas se encuentran rellenas por cristales ehedrales de calcita y óxidos de hierro (Fig.s 5.3D y E).

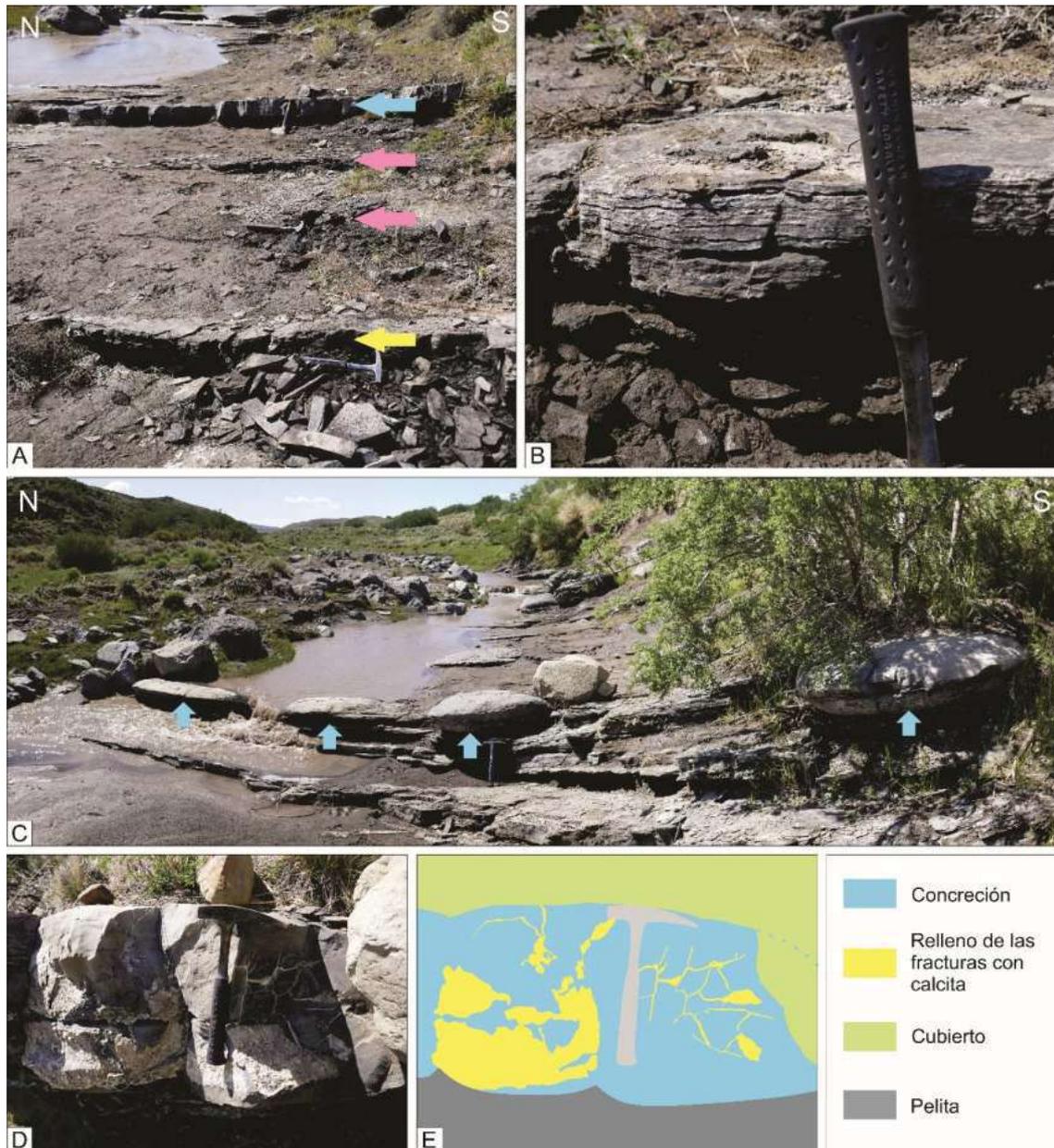


Figura 5.3. Base de la Formación Vaca Muerta en el arroyo Mulichinco. A. Alternancia de pelitas friables y niveles con mayor resistencia a la erosión por mayor contenido de carbonato de calcio (flechas rosas), niveles de caliza masiva (flecha celeste) y por la presencia de niveles bindstones microbianos (flecha amarilla). B. Detalle de bindstone microbiano C. Niveles de concreciones carbonáticas (flechas celestes). D. Estructura septaria en concreción de carbonato de calcio. E. Interpretación de D.

Hacia el SO, aproximadamente a 3 km de la intersección entre el arroyo Mulichinco y el techo de la Formación Tordillo, la base de la Formación Vaca Muerta presenta un aspecto marcadamente diferente al descrito previamente. En afloramiento la roca presenta un espesor aproximado de 5 metros una coloración rosa, aspecto masivo y gran resistencia a la erosión (Fig. 5.4A). En sección delgada se observa que la misma corresponde a una tufita (material volcánico re trabajado) con laminación difusa, dada por la alternancia de

niveles con diferente contenido de materia orgánica y pirita. Está formada principalmente por cristaloclastos prismáticos de plagioclasa tamaño arena muy fina a media, alterados a sericita y calcita, de cuarzo angulosos tamaño arena muy fina a fina y escasos cristaloclastos de feldespato tamaño arena fina a media. Accesoriamente se observan litoclastos de origen volcánico tamaño arena fina a media, laminillas de muscovita y cristales subhedrales de pirita tamaño arena muy fina (Fig. 5.4B). Este banco puede interpretarse tentativamente como un nivel retrabajado producto de la súbita inundación que dio lugar a la Formación Vaca Muerta.



Figura 5.4. Base de la Formación Vaca Muerta en el sector SO del área de estudio A. Aspecto en afloramiento, donde se observa que la roca es masiva y resistente a la erosión. B. Imagen del corte delgado de una muestra clasificada como tufita, mostrando la laminación difusa de la roca.

En niveles estratigráficamente superiores se vuelven frecuentes las tobas con espesores que no suelen superar los 5 cm, que presentan una gran continuidad lateral y un color naranja debido a una alteración pervasiva a óxidos e hidróxidos de hierro y arcillas, comúnmente denominadas bentonitas (Lejay *et al.*, 2017; Minisini *et al.*, 2017). Otro rasgo característico de la sección basal de la Formación Vaca Muerta son las frecuentes fracturas horizontales rellenas por calcita fibrosa, BPF (*Bed Parallel Fracture*, Rodrigues *et al.*, 2009; Ukar *et al.*, 2017, 2020) que tienden a resaltar dentro del perfil de erosión de la secuencia por ser más resistentes. Tienen espesores entre 1 y 5 cm, pero excepcionalmente pueden llegar a medir 10 centímetros. En sectores presentan moldes de amonites y estructuras tipo cono (Fig. 5.5).

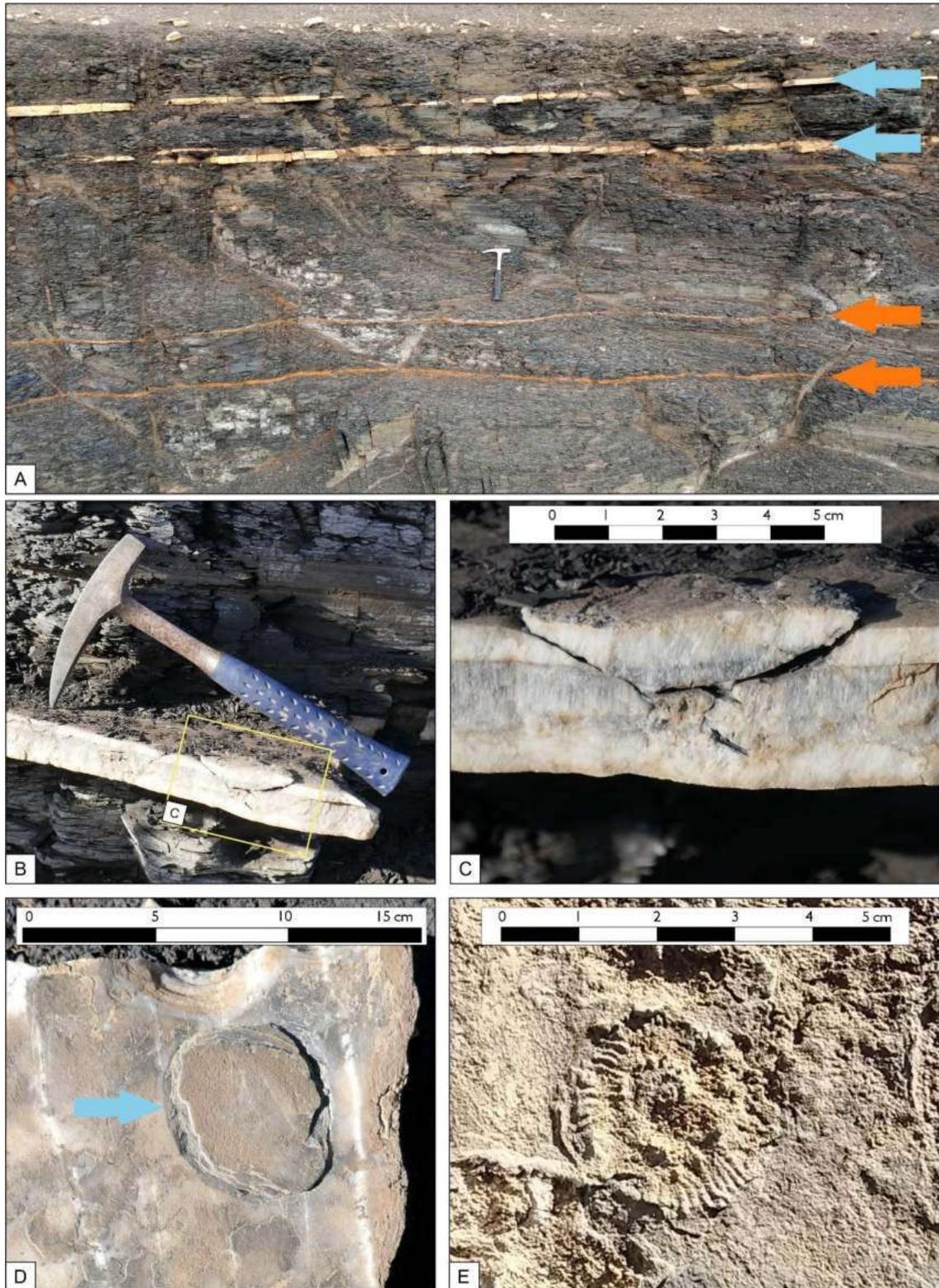


Figura 5.5. Elementos dentro de la Formación Vaca Muerta. A. Aspecto de las tobas (flechas naranjas) y BPF (*Bed Parallel Fracture*, flechas celestes). B. BPF con estructura de cono. C. Detalle de B. D. Vista en planta de estructura de cono. E. Impresión de amonites sobre BPF.

5.1.1. Perfil de detalle

A fin de evaluar los controles geológicos en el desarrollo de la fisilidad, se relevó un perfil de detalle en un afloramiento de aproximadamente 6 metros de espesor estratigráfico, ubicado en el arroyo Mulichinco (Fig. 5.6). La estimación de dicha propiedad se llevó a cabo por medio de un conteo de los planos de fisilidad cada 5 centímetros.

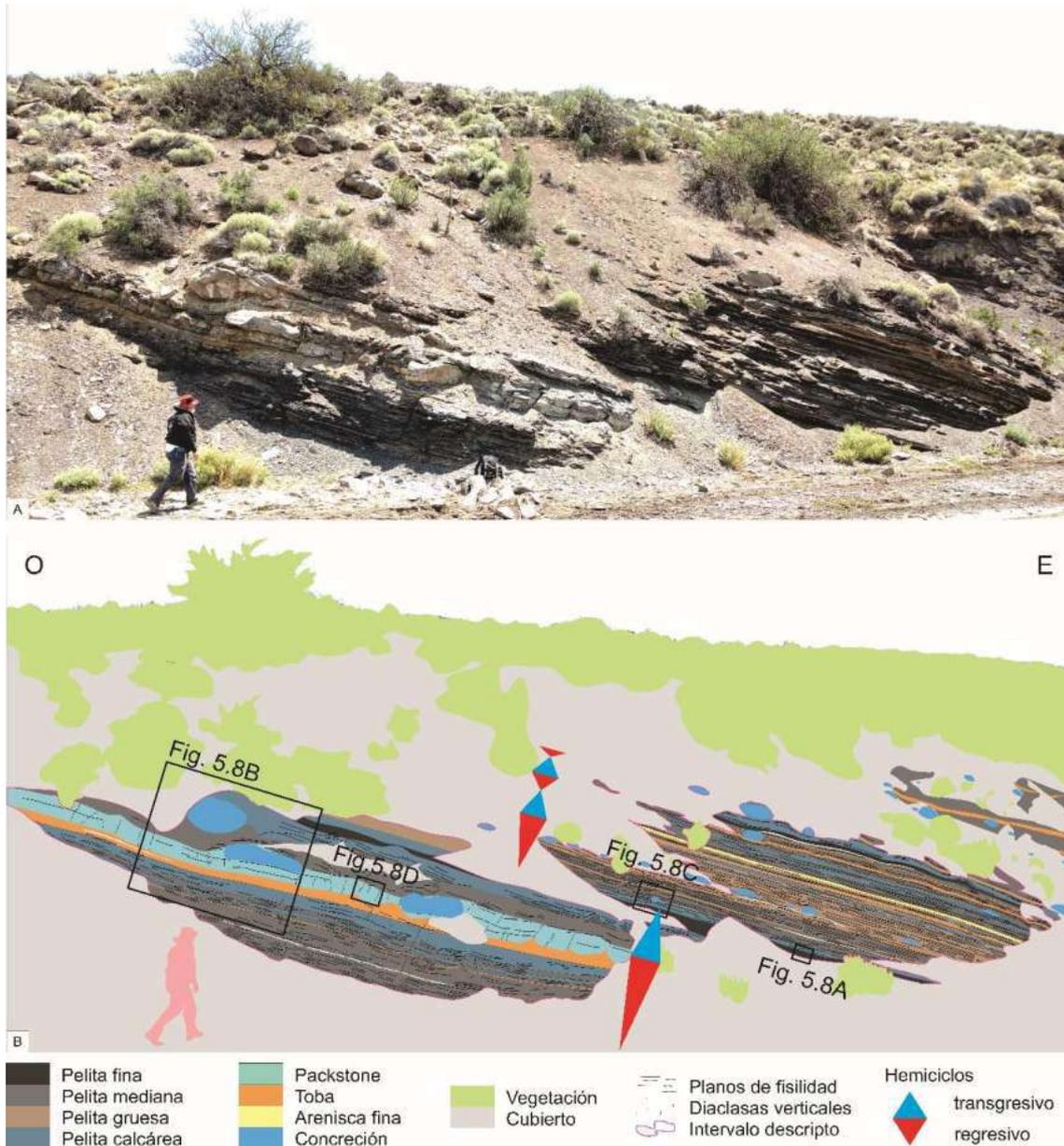


Figura 5.6. Afloramiento en donde se realizó el perfil de detalle, ubicado sobre el arroyo Mulichinco ($38^{\circ} 1'22.21''S$, $70^{\circ}28'4.62''O$, estrella negra en Fig. 5.1). A. Foto del afloramiento. B. Esquema incluyendo la interpretación secuencial y la ubicación de las fotos mostradas en la Fig. 5.8.

Modificado de Martín *et al.* (2022a).

La secuencia se compone de una alternancia de pelitas con variado contenido de carbonato de calcio en los que es frecuente encontrar algunos niveles carbonáticos, capas fuertemente

alteradas de coloración naranja correspondientes a tobas y pequeñas venas tipo BPF que presentan espesores promedio de 4 centímetros (Fig. 5.7). A su vez se observan niveles de concreciones carbonáticas que presentan un tamaño muy variado, siendo los niveles basales los de mayor diámetro, los cuales se encuentran asociados a niveles carbonáticos.

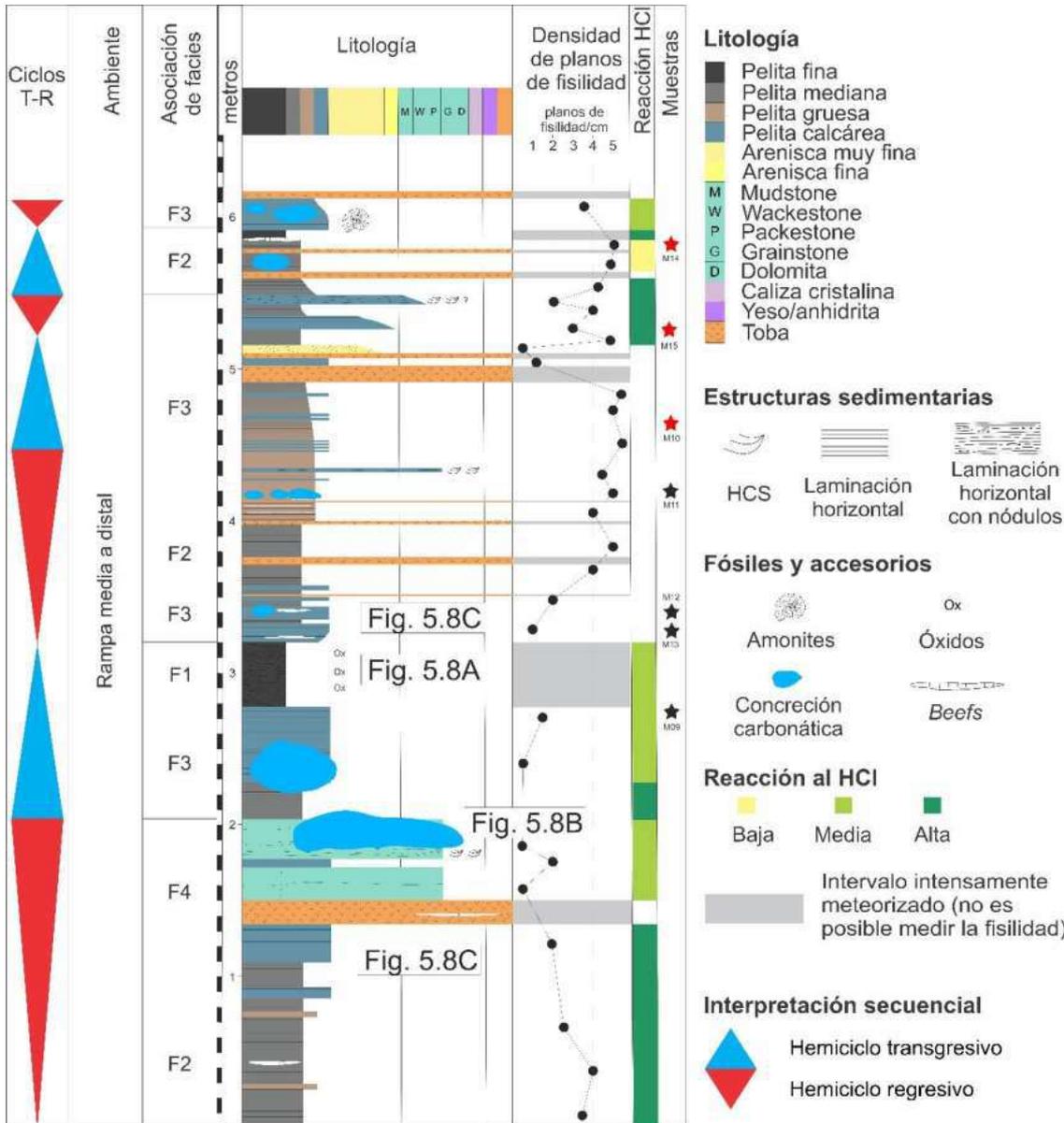


Figura 5.7. Perfil de detalle relevado en el arroyo Mulichinco. En la columna de la izquierda se muestra la interpretación secuencial, donde los triángulos rojos representan hemicyclos regresivos y los celestes, transgresivos. El conteo de los planos de fisilidad se muestra hacia la derecha del perfil, en forma de planos por centímetro. Modificado de Martín *et al.* (2022a).

Siguiendo la metodología propuesta por Kietzmann *et al.* (2014a), se reconocieron 9 litofacies que representan diferentes procesos sedimentarios y que pueden dividirse entre aquellos ocurridos en ambientes de alta y de baja energía (Fig. 5.8). A partir del agrupamiento de las litofacies se definieron 4 asociaciones de facies generadas en distintos subambientes, las cuales se describen a continuación.



	Litofacies		Asociación de facies			
			F1	F2	F3	F4
Baja energía	Pelita fina laminada con nódulos	Mn	MR			
	Pelita mediana a gruesa laminada	MI		MR		
	Wackestone laminado	WI		R	MR	
	Pelita calcárea laminada	Mcl		S	MR	R
Alta energía	Arenisca muy fina laminada	Sh			S	
	Packstone masivo	Pm			R	MR
	Packstone con HCS	Phcs			R	MR
	Packstone lamminado	PI			MR	R
	Toba masiva o laminada	Tm/l		S	MR	R

Figura 5.8. Asociaciones de facies generadas a partir del agrupamiento de las 9 litofacies identificadas en la sección estudiada. A. Asociación de facies F1: pelita fina friable color gris medio con textura nodular (Mn). B. Asociación de facies F2: alternancia de pelitas medianas gris oscuro (MI) y pelitas calcáreas laminadas (Mcl). C. Asociación de facies F3: wackestones laminados (WI) y pelitas calcáreas laminadas (Mcl) con ocasionales packstones laminados (PI) y con estratificación *hummocky* (Phcs). D. Asociación de facies F4: packstones masivos (Pm), con estratificación *hummocky* (Phcs) y pelitas calcáreas laminadas (Mcl). E. Resumen del agrupamiento de las litofacies, indicando su grado de representatividad en cada asociación de facies: MR = muy representativa; R = representativa; S = subordinada.

- Asociación de facies F1: representada por pelitas finas que presentan una laminación difusa (Mn), donde los fragmentos de roca se suelen desagregar dejando nódulos de tamaño centimétrico (Fig. 5.8A). Su color es gris medio, con parches de color naranja probablemente debido presencia de óxidos e hidróxidos de hierro. La base de los bancos es neta y plana y su forma es tabular.
- Asociación de facies F2: constituida principalmente por pelitas medianas laminadas (MI) de color gris oscuro con delgadas intercalaciones de pelitas gruesas laminadas y pelitas calcáreas laminadas (Mcl) que normalmente no superan los 5 centímetros de espesor (Fig. 5.8B). Subordinadamente es posible encontrar algunos bancos centimétricos de tobas (Tm/l).
- Asociación de facies F3: compuesta por abundantes pelitas medianas a gruesas laminadas (MI) con intercalaciones de pelitas calcáreas laminadas (Mcl) y wackestones laminados (WI). En ocasiones se observan niveles de packstones laminados (PI) y con laminación de tipo *hummocky* (Phcs) y niveles de areniscas muy finas con una difusa laminación horizontal (Sh). Es corriente encontrar intercalados niveles de tobas (Tm/l) cuya alteración pervasiva a arcillas y óxidos impide muchas veces identificar su estructura original. En algunos bancos, sin embargo, se advierte cierta laminación horizontal. La biodiversidad observada en estas rocas es relativamente baja, dominada por radiolarios, escasos foraminíferos y fragmentos de valvas indeterminadas. Hacia el techo del perfil se observan amonites yaciendo paralelos a la estratificación. En esta asociación de facies es frecuente encontrar niveles de concreciones carbonáticas de entre 15 y 30 centímetros de diámetro (Fig. 5.8D).
- Asociación de facies F4: representada por packstones masivos (Pm), packstones con laminación de tipo *hummocky* (Phcs, Fig. 5.8D) y pelitas calcáreas laminadas (Mcl). Dentro de esta asociación de facies se encuentra el nivel de tobas más potente, que presenta 15 centímetros de espesor. Los bancos son de geometría tabular, base neta y plana y presentan espesores de 20 centímetros de promedio. Los niveles de concreciones carbonáticas de mayor tamaño se encuentran asociados a los packstones de esta facies, llegando a medir hasta 50 centímetros de diámetro (Fig. 5.8B).

Las litofacies de baja energía (Fig. 5.8E) corresponden a procesos de sedimentación en condiciones de buen tiempo, dominados por la decantación de material a partir de material en suspensión o bien, a partir de flujos de fango tractivos distales (Otharán, 2020). En oposición, las litofacies de alta energía representan depósitos generados durante eventos de tormentas que se reflejan en la generación de estructuras *hummocky*. El apilamiento vertical de estas facies permite el reconocimiento de pequeñas fluctuaciones en la profundidad del agua y de la energía del medio, interpretadas como ciclos transgresivo-regresivos de alta frecuencia (Fig. 5.7).

Las cuatro asociaciones de facies se interpretan como depositadas en un ambiente pobremente oxigenado de rampa media distal a rampa distal (Kietzmann *et al.*, 2016a). Las asociaciones de facies F1 y F2 corresponderían a depósitos más distales, ubicados por

debajo del nivel de olas de tormenta, representando la F1 un ambiente algo más profundo que la F2. Las asociaciones de facies F3 y F4 se interpretan como depositadas en un ambiente de rampa media distal a rampa media, muy cerca de la base de olas de tormenta que se evidencia con la presencia de estratificación *hummocky*.

El perfil de densidad de planos de fisilidad muestra que hay un control litológico en la intensidad de dicha propiedad: se observa un aumento en aquellos niveles más fangosos y de menor contenido de carbonato de calcio mientras que la densidad de planos de fisilidad aumenta en los intervalos donde la laminación es muy marcada o donde hay una alternancia muy fina de litologías.

5.2. Puerta Curaco

5.2.1. Ubicación y características principales

El área de estudio se encuentra aproximadamente a 30 km hacia el noreste de la localidad de Chos Malal, desde donde se accede a través de la ruta nacional 40 hacia el noreste, tomando luego la ruta provincial 7 hacia el este y la ruta provincial 9 hacia el norte (Fig. 5.9).

En esta zona la Formación Vaca Muerta se encuentra expuesta en el anticlinal La Yesera cuyo eje buza hacia el sur y forma parte de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal (Ramos, 1978). El intervalo Kimmeridgiano-Barremiano incluye las Formaciones Auquilco, Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio (Leanza y Hugo, 1977). El sistema Vaca Muerta-Quintuco aflora en el flanco oriental mostrando un espesor total entre 715 y 730 metros (Capelli *et al.*, 2018; Otharán, 2020).

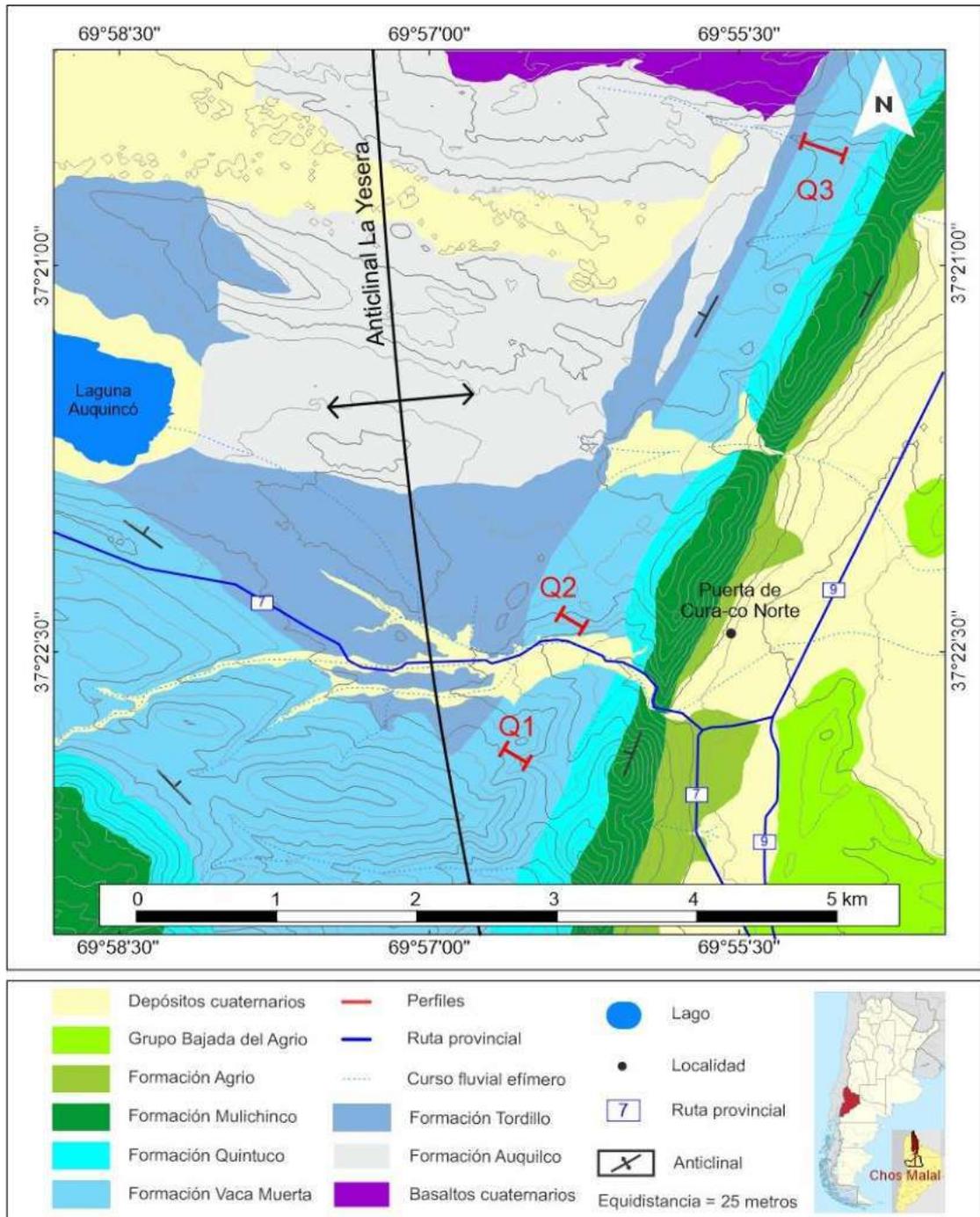


Figura 5.9. Ubicación del área de estudio, vías de acceso y traza de los perfiles relevados en el área de Puerta Curaco (Q1, Q2 y Q3).

Estas rocas sobreyacen concordantemente sobre los depósitos fluviales de la Formación Tordillo formados por limolitas verdes (Spalletti y Veiga, 2007) y se encuentran por debajo de las areniscas heterolíticas y fangolitas marino-marginales de la Formación Mulichinco de manera concordante (Fig. 5.10, Schwarz *et al.*, 2011). Los afloramientos de la Formación Vaca Muerta de esta región son de los más estudiados, registrando una gran cantidad de columnas estratigráficas, interpretaciones secuenciales, mediciones *in situ* y de laboratorio

(Kernan, 2014; Rodríguez Blanco, 2016; Weger *et al.*, 2017, 2019; Capelli *et al.*, 2018; Sosa Massaro, 2019; Otharán, 2020; Larmier, 2020; Capelli, 2021; Lanz *et al.*, 2021, entre otros).



Figura 5.10. Vista hacia el norte mostrando el contacto entre las Formaciones Tordillo, el sistema Vaca Muerta-Quintuco y la Formación Mulichinco. En línea punteada rosa se indica el nivel guía (M2) utilizado para la correlación de los perfiles relevados en la zona.

En el flanco oriental del anticlinal La Yesera se levantaron 3 perfiles de detalle denominados Q1, Q2 y Q3 (Figs. 5.9 a 5.11). Los perfiles Q1 y el Q2 se encuentran una distancia de aproximadamente 1300 m, mientras que el Q3 se encuentra a 4650 m respecto del perfil Q2 (Fig. 5.11). Las tres secciones incluyen un ciclo transgresivo-regresivo completo según las interpretaciones previas denominado GS-3 (Petrobras-GCS, 2015; Rodríguez Blanco, 2016; Otharán, 2020), mientras que en el caso de Q3, la columna registrada abarca además la sección inferior de la Formación Vaca Muerta hasta su contacto con la Formación Tordillo. El techo de dicha secuencia corresponde al nivel denominado M2, el cual permite correlacionar los tres perfiles ya que es posible seguirlo con un buen grado de certeza en imágenes satelitales entre los tres perfiles (Fig. 5.11).

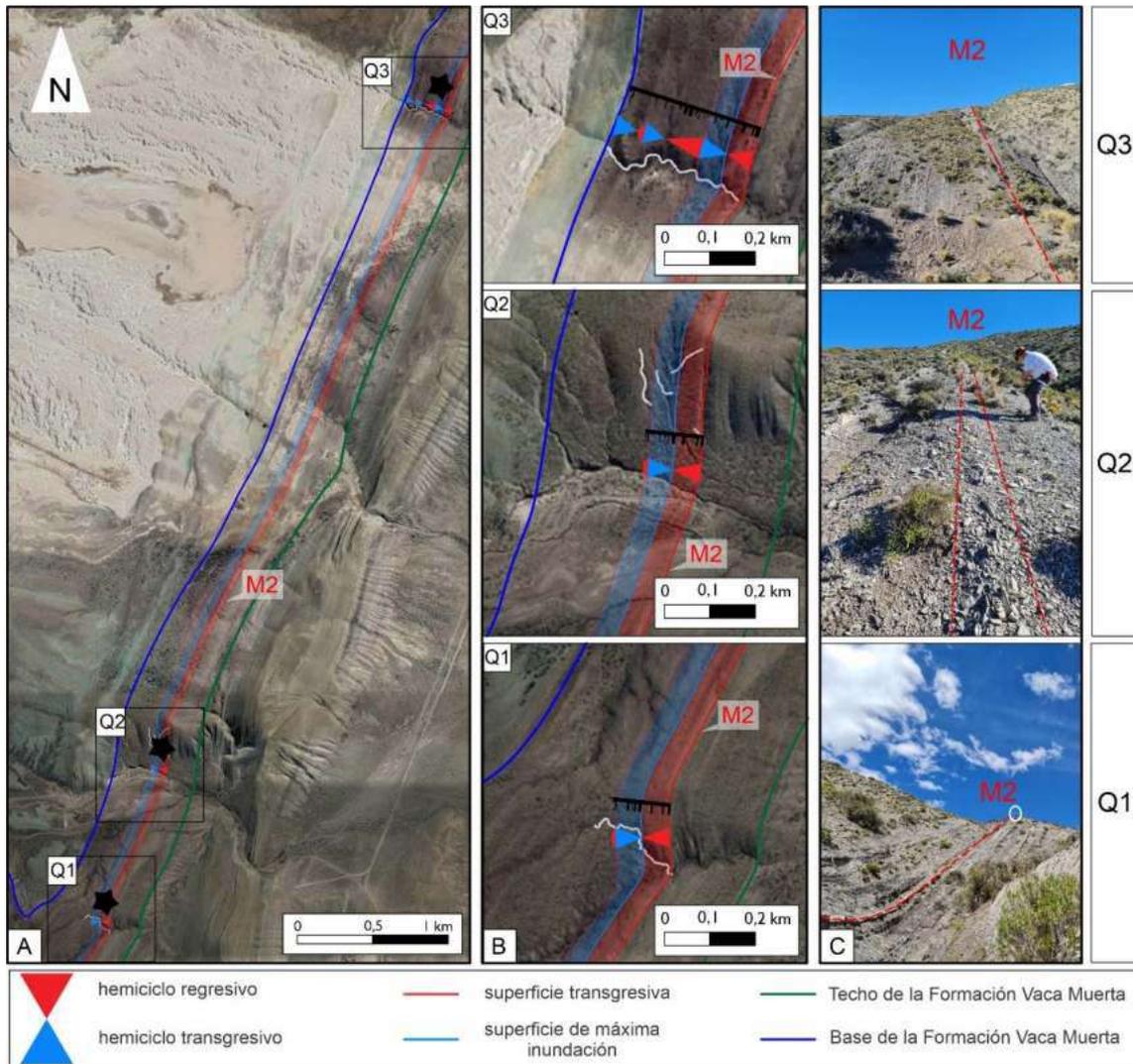


Figura 5.11. Ubicación de los tres perfiles de detalle y nivel guía utilizado (M2). A. Imagen satelital (tomada de *Google Earth*, 2019) con la ubicación de los perfiles (estrellas negras) y la correlación secuencial entre los tres. B. Detalle mostrando la traza de los perfiles levantados (líneas blancas) junto con los perfiles simplificados y la interpretación secuencial. C. Nivel guía M2 aflorando en los distintos perfiles. La elipse blanca señala una persona de escala.

Tal como fue mencionado en el capítulo 2, la fisilidad fue estimada a partir de un conteo de los planos de fisilidad en intervalos de 5 cm en cada banco (Fig. 2.3). De esta manera, se obtuvo una curva de densidad de planos de fisilidad expresada en planos/cm (Fig. 5.12, Apéndice A).

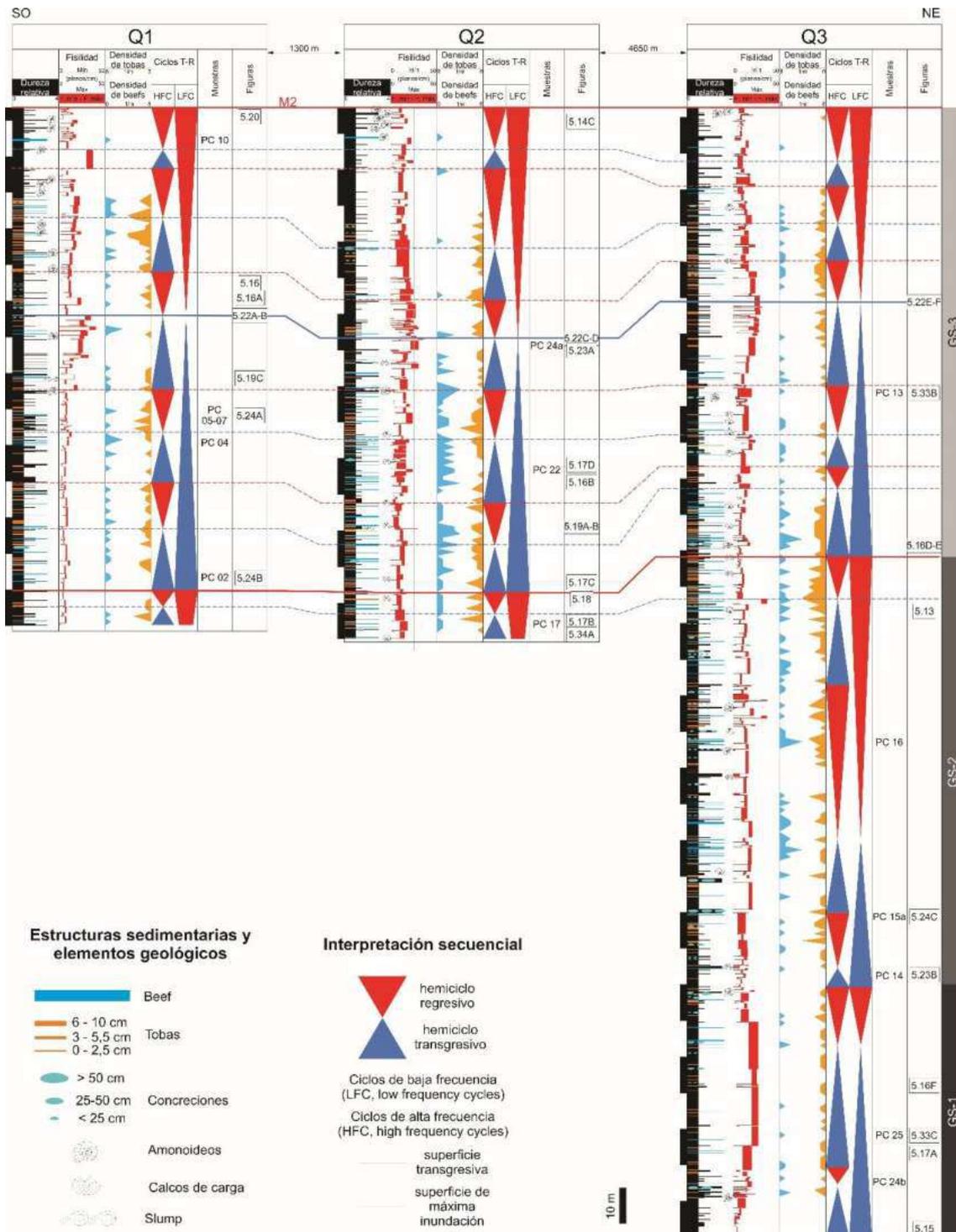


Figura 5.12. Perfiles relevados en la zona de Puerta Curaco nivelados a la superficie M2 utilizada como nivel guía, indicando la ubicación de las muestras y de las figuras subsiguientes. El intervalo GS-3 corresponde al ciclo transgresivo-regresivo relevado en los tres perfiles. Para un mayor detalle, el lector es referido al Apéndice A.

Se advirtió que la fisilidad en algunos casos presenta una variabilidad muy alta dentro de un mismo banco. Particularmente, los bindstones microbianos pueden ser masivos y pasar lateralmente a tener una fisilidad moderada a alta en pocas decenas de centímetros (Fig.

5.13). En esos casos se registró el rango de planos de fisilidad, dando como resultado una curva de densidad de planos de fisilidad mínima y otra de máxima (Fig. 5.12). El espesor de los bancos de bindstones microbianos también puede ser muy variable. Se observaron bancos de 50 cm de potencia, que en sectores pierden continuidad o se reducen a una capa de unos pocos centímetros en pocos cientos de metros (Fig. 5.13). En la representación gráfica se simplificó la información tomando un promedio del rango de variación de estos bancos.



Figura 5.13. Variabilidad lateral de los bindstones microbianos. Se muestra el banco 198 del perfil Q3 como ejemplo. A. Vista general hacia el sur, mostrando la variación en el espesor y la pérdida de continuidad. B. Detalle en el mismo afloramiento, mostrando la variación en la fisilidad, que va desde una roca masiva con 50 cm de espesor a una roca con moderada fisilidad 4 planos/cm). C. Mismo banco aflorando en la ladera opuesta, en donde el espesor es aproximadamente de 3 cm.

Para el relevamiento de los perfiles se estimó la dureza de cada banco observando el perfil de erosión con una escala relativa entre 1 y 3, en donde 1 corresponde a los bancos más friables y 3 a los de mayor dureza (Fig. 5.14). A partir del estudio de cortes delgados se observó que los bancos de dureza 1 corresponden a pelitas finas a medianas, los bancos de

dureza 1,5 y 2 pueden corresponder a pelitas gruesas, pelitas calcáreas o bindstones microbianos. No se cuentan con cortes petrográficos de los bancos de dureza 3 ya que el muestreo estuvo orientado a la caracterización de la fisilidad moderada a alta y estos bancos son masivos. La alta efervecencia con el HCl y su identificación en perfiles preexistentes (Petrobras-GCS, 2015; Otharán, 2020) permiten afirmar que se trata de calizas. En función de las litologías asumidas, se realizó un análisis secuencial en cada perfil que permitió su posterior correlación (Fig. 5.12).



Figura 5.14. Vista hacia el sur en el perfil Q1, mostrando la escala de dureza relativa utilizada en el relevamiento observando el perfil de erosión de la roca.

A continuación se presentan las características principales de la Formación Vaca Muerta observadas en los tres perfiles.

5.2.2. Descripción de los perfiles

El perfil Q3 comienza desde la base de la Formación Vaca Muerta que yace en contacto neto sobre la Formación Tordillo (Fig. 5.15A) sobre el cual la Formación Vaca Muerta comienza con un nivel retrabajado caracterizado por un bandeamiento irregular de color naranja, que presenta intraclastos de la Formación Tordillo subsféricas y con bordes redondeados de hasta 20 cm de diámetro, muy friables (Fig. 5.15B). En este nivel se observan bancos de diferente resistencia a la erosión, distinguiéndose la presencia de niveles

resistentes correspondientes a bindstones microbianos que se caracterizan por tener un espesor relativamente variable entre 20 y 30 cm y a su vez, una fisilidad muy variable, donde los planos de fisilidad van desde 0 (masivos) hasta 9 planos por centímetro (Fig. 5.15C).

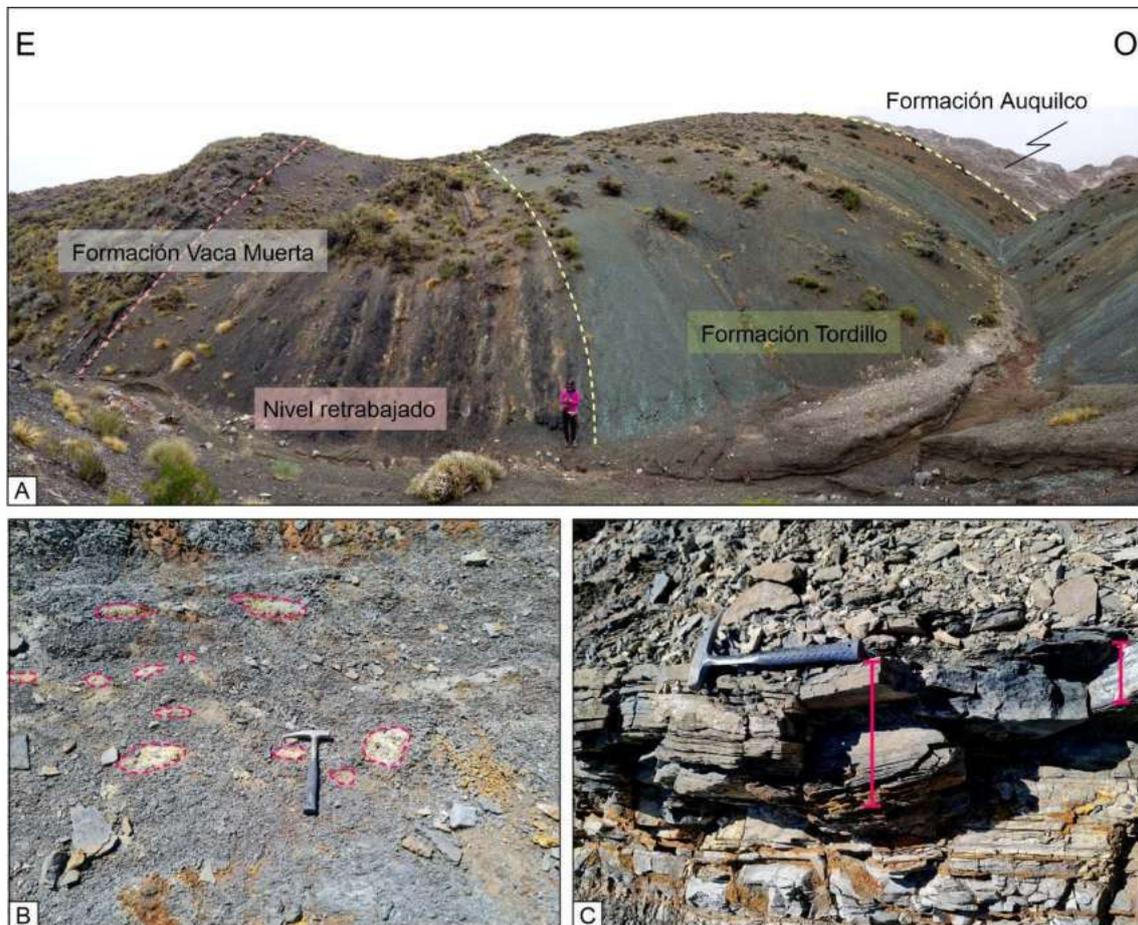


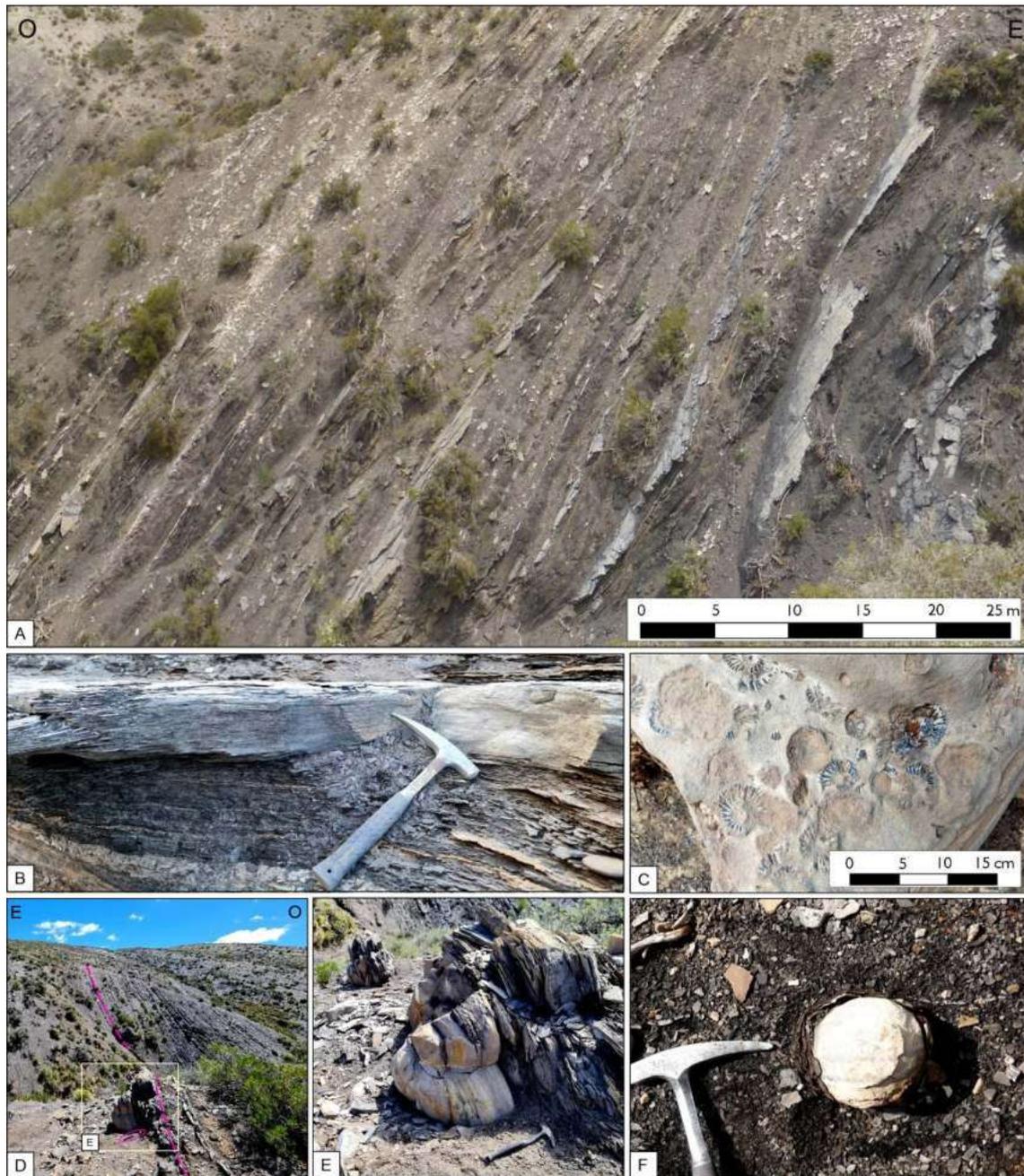
Figura 5.15. Formación Vaca Muerta en contacto neto sobre la Formación Tordillo. A. Vista hacia el sur en la quebrada en donde se levantó el perfil Q3. Se distingue un intervalo basal de material retrabajado. Hacia el oeste se observa la Formación Auquilco ubicada por debajo de la Formación Tordillo. B. Detalle del nivel retrabajado con intraclastos correspondientes a la Formación Tordillo elongadas y redondeadas muy friables (líneas punteadas). C. Bindstone microbiano mostrando una variación en su espesor y densidad de planos de fisilidad.

La secuencia estudiada en los tres perfiles se encuentra dominada por pelitas que van desde finas a gruesas alternando con bindstones microbianos, pelitas calcáreas y niveles de caliza (Figs. 16A y B). Hacia la base del perfil Q3, las pelitas presentan un color gris oscuro debido a su alto contenido de materia orgánica, mientras que en sectores más altos estratigráficamente muestran un color gris medio a castaño, reflejando una disminución en el contenido de materia orgánica (Weger *et al.*, 2019; Capelli *et al.*, 2018).

Los bancos de caliza hallados en los tres perfiles presentan espesores entre 20 y 40 cm y en algunos casos se destacan por la gran abundancia de fósiles contenidos en ellos,

fundamentalmente de amonites (Fig. 5.16C). Se observan niveles discontinuos de concreciones carbonáticas subsféricas a discoidales los dos ejes mayores paralelos a la estratificación y de tamaños muy variables. Se distinguen niveles con concreciones de pocas decenas de cm de diámetro y otros con concreciones de espesores entre 30 y 60 cm y diámetros de hasta 2 metros de longitud (Fig.s 5.16D-F). En esta localidad Rodríguez Blanco *et al.* (2022) establecen que los niveles carbonáticos de grandes dimensiones y baja relación de aspecto (altura/largo) se encuentran espaciadas a una mayor distancia y se asocian a las facies basinales de mayor contenido de carbonatos. Aquellas concreciones de pequeño tamaño y alta relación de aspecto presentan un menor espaciamiento y se vinculan a las facies de bajo contenido de carbonato de calcio.

Figura 5.16. Aspecto general de la Formación Vaca Muerta y algunos de sus principales elementos. A. Vista hacia el sur, mostrando la alternancia de niveles pelíticos, bindstones y calizas. B. Detalle de bindstone y su fuerte variación lateral. C. Caliza fosilífera, con abundantes amonites. D. Niveles de concreciones de gran escala. E. Detalle del nivel concrecional mostrado en D. E. Niveles de concreciones pequeñas.



A lo largo de los tres perfiles se advierten numerosos niveles de tobas, en ocasiones alteradas a arcillas y minerales de hierro y, en otras, se presentan totalmente calcitizadas (Fig. 5.17A-B). Las tobas argilitizadas suelen ser delgadas (1 a 5 cm de espesor, en promedio 2 cm), deleznales al tacto y ser de color naranja a amarillo. Las tobas calcitizadas presentan en general mayores espesores (entre 3 y 30 cm) y colores que van de gris claro a castaño claro. Es frecuente observar la presencia de BPF en el techo y/o base de los niveles volcánicos (Fig. 5.17B), si bien también es frecuente encontrarlos dentro de los niveles pelíticos (Fig. 5.17C). Los espesores pueden ser subcentimétricos y llegan a medir hasta 10 cm, presentando en promedio una potencia entre 1 y 2 centímetros.

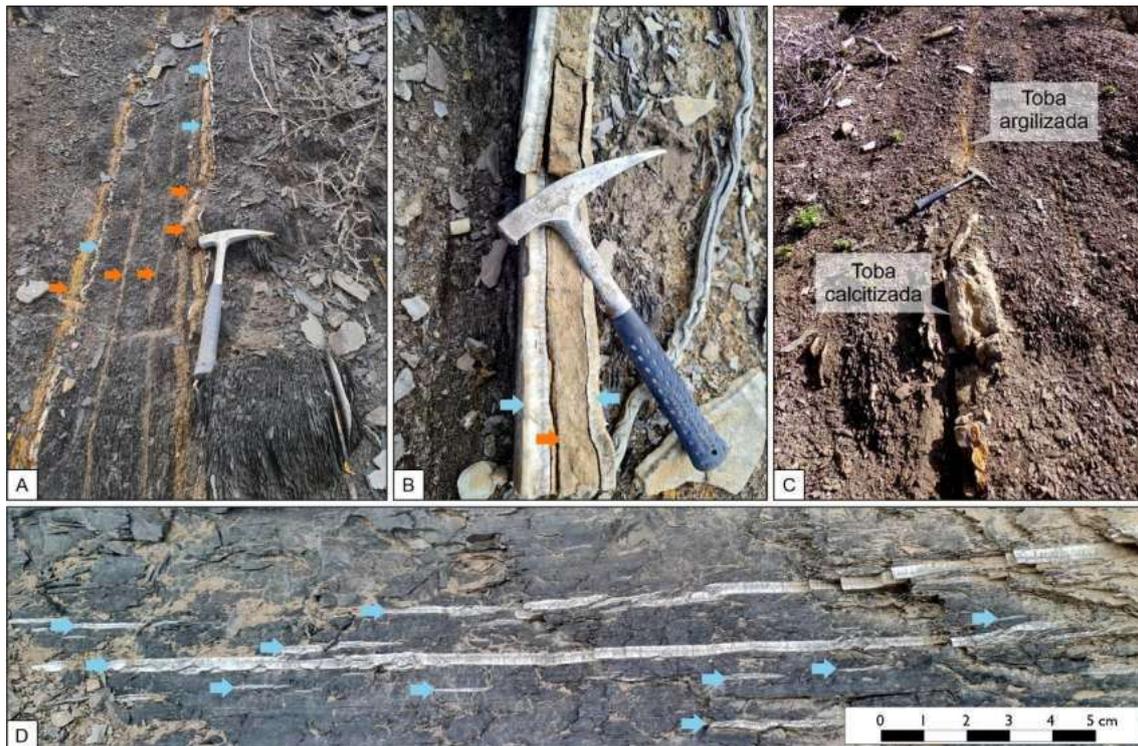


Figura 5.17. Elementos principales en la Formación Vaca Muerta: tobas y BPF. A. Tobas argilitizadas, delgadas (2-3 cm), friables y de color naranja. B. Toba calcitizada (Muestra PC17) de 3 cm de espesor de color castaño claro, rodeada en techo y base por dos BPF. C. Toba argilitizada (zona superior) que lateralmente pasa a ser reemplazada por calcita. D. BPF incluidos en nivel pelítico, por sectores continuos y por otros discontinuo, mostrando un arreglo en *échelon*. Las flechas naranjas indican las tobas y en celestes los BPF.

Una particularidad observada en el caso de las tobas calcitizadas (Muestra PC17) es que frecuentemente presentan una morfología distintiva, preferentemente en su base. En algunos bancos parecen tener una disposición concéntrica mientras que en otros presentan una morfología irregular (Fig. 5.18). Al estar mayormente circunscriptas a la base de niveles volcánicos que sobreyacen rocas pelíticas, es probable que sean estructuras sedimentarias deformacionales generadas por procesos similares a los calcos de carga (Allen, 1982). La deformación se puede explicar como consecuencia de un contraste de densidad generado por la naturaleza del sedimento (Collinson y Thompson, 1989). Kietzmann *et al.* (2016a; 2021) las describen como posibles estructuras de *Gleitreppe*, un término acuñado para describir estructuras deformacionales similares a los calcos de carga que adoptan una morfología concéntrica combinado con pequeños fallamientos cónicos que le dan el aspecto circular (Schwarz, 1975).

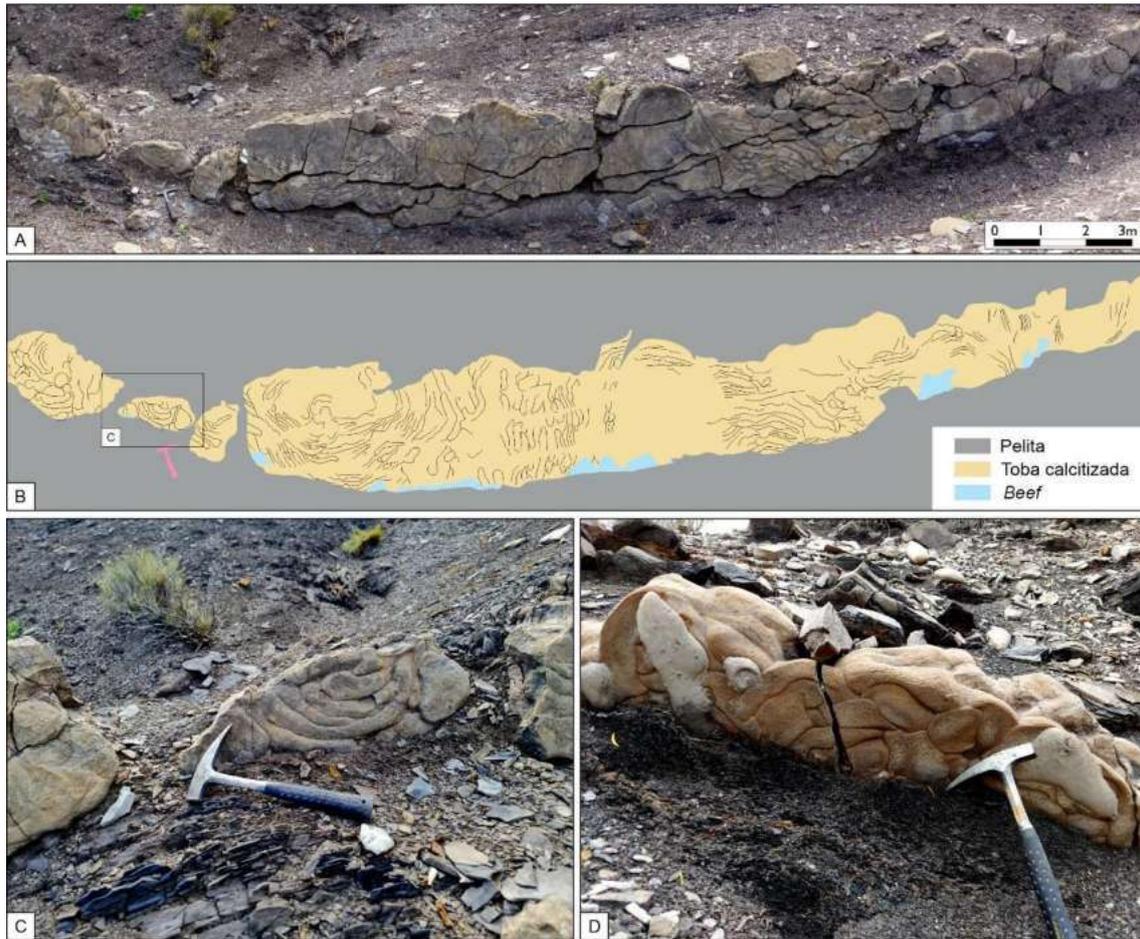


Figura 5.18. Estructuras tipo *Gleitreppe*, halladas en la base de las tobas calcitizadas. A. Afloramiento de nivel tobáceo mostrando la variabilidad lateral de las estructuras. B. Interpretación de A. C. Detalle de estructuras concéntricas. D. Detalle de otro afloramiento mostrando la morfología irregular que pueden adoptar.

En diversos intervalos de los perfiles se hallaron evidencias de estructuras sedimentarias de deformación postdeposicional. Las mismas corresponden a pliegues por deslizamiento gravitacional o *slumps* y muestran una gran variedad de morfologías (Fig. 5.19).

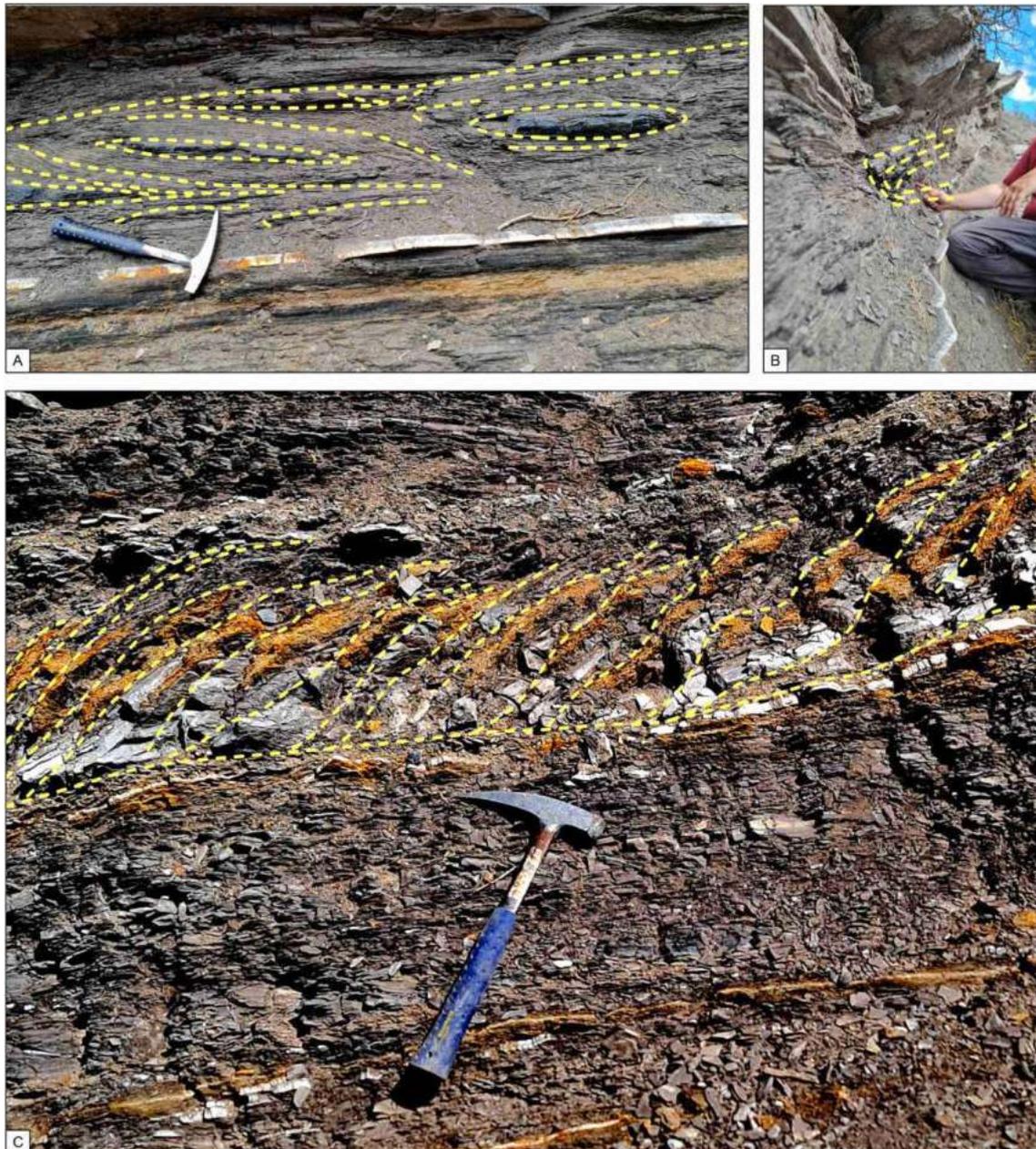


Figura 5.19. Deformación gravitacional o *slumps* observados en el perfil Q1. A. Vista frontal de *slump* desarrollado en sedimentos pelíticos. B. Vista perpendicular del *slump* mostrado en A. C. *Slump* formado por un sistema en *duplex*.

Hacia el techo de los perfiles Q1 y Q2 se distingue la presencia de un BPF de 10 cm que posiblemente se correlacione con un BPF de 5 cm de espesor en el perfil Q3 debido a su posición estratigráfica (Fig. 5.20). A su vez, este mismo BPF fue documentado por Weger *et al.* (2019), cuyas coordenadas geográficas coinciden con las tomadas en el perfil Q1. Según los autores, esta estructura se extiende por más de 1 km, por lo que es un excelente elemento de correlación entre los tres perfiles relevados.

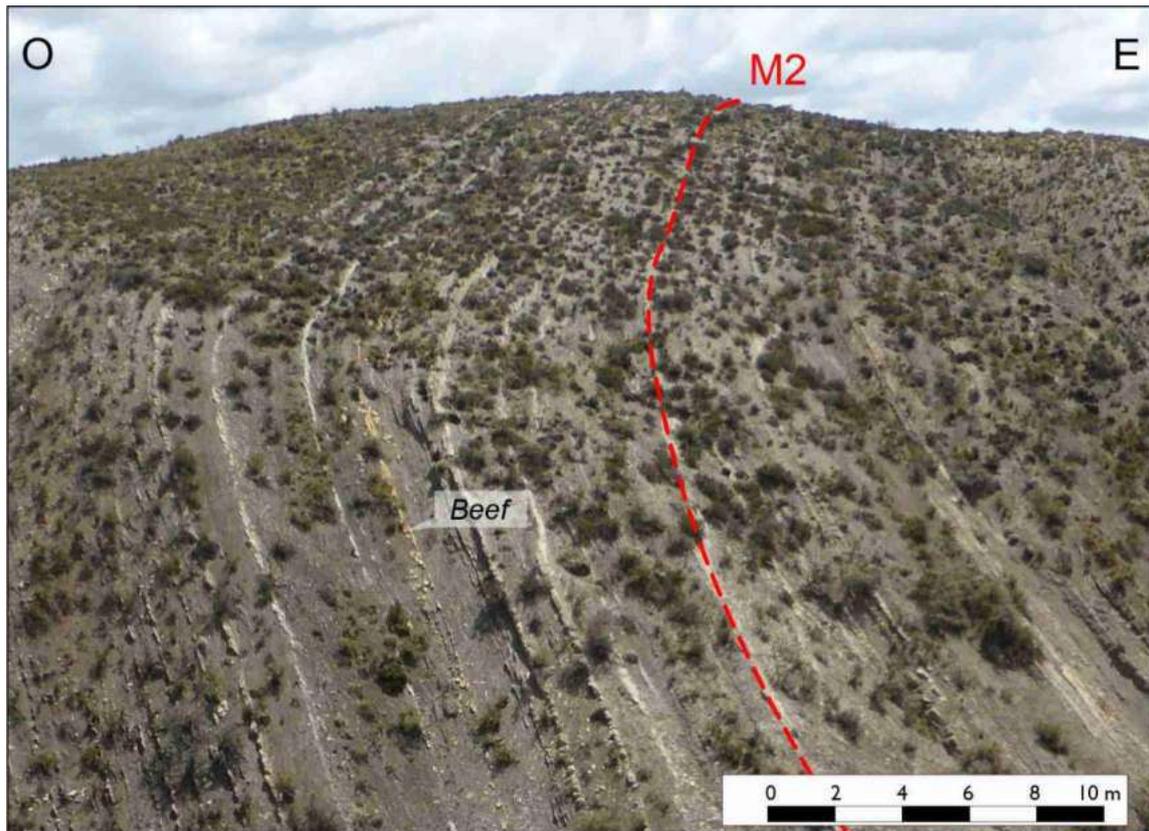


Figura 5.20. Vista hacia el norte en el perfil Q1 mostrando el aspecto del BPF de 10 cm de espesor observado hacia el tope de la secuencia GS-3 en los tres perfiles y el límite de la secuencia (M2).

5.2.3. Estudio de la fisilidad

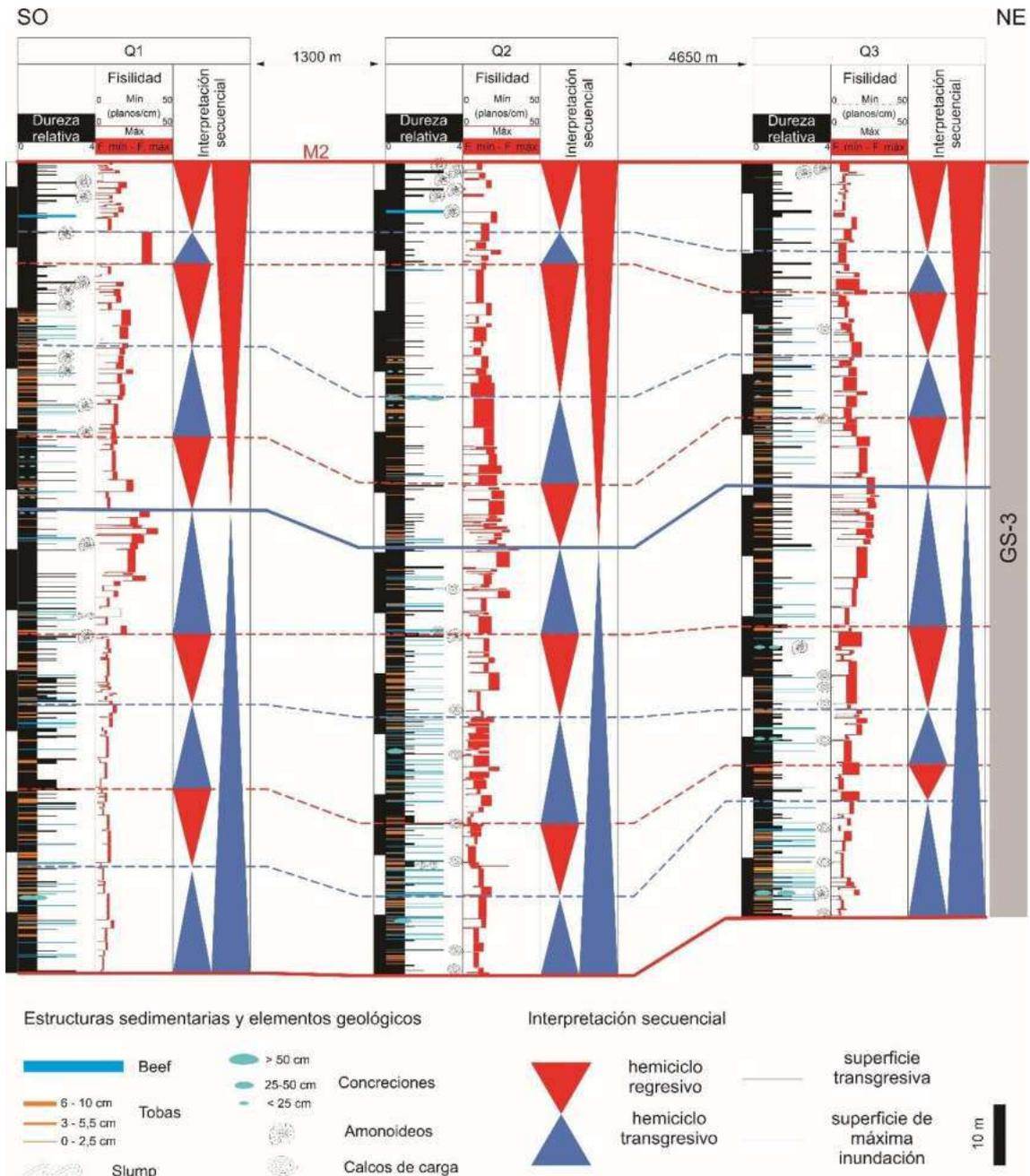
En el presente análisis sobre la fisilidad se analizan exclusivamente aquellas litologías susceptibles de desarrollar esta propiedad, es decir, rocas de grano fino. Se excluyen las calizas y las tobas calcitizadas por ser masivas y las tobas argilitizadas ya que el pervasivo reemplazo de las arcillas no permite distinguir planos de fisilidad.

El estudio secuencial en este trabajo se basó en el modelo de Embry y Johannessen (1992), aplicado previamente para esta zona por numerosos autores (Kietzmann *et al.*, 2014b, 2015, 2016b; Barredo *et al.*, 2018, entre otros), permitiendo identificar ciclos transgresivo-regresivos en el intervalo analizado. A partir de observaciones de campo en conjunto con resultados de estudios de laboratorio, una gran cantidad de trabajos (Zeller *et al.*, 2015; Kietzmann *et al.*, 2016b; Tomassini *et al.*, 2016; Eberli *et al.*, 2017, entre otros) establecen que el aporte de terrígenos (arcillas, cuarzo y feldespato) aumenta en los hem Ciclos transgresivos en detrimento del contenido de carbonato de calcio. Este aumento culmina hacia la superficie de máxima inundación, en donde el contenido de materia orgánica es máximo (Kietzmann *et al.*, 2014b; 2016b; Eberli *et al.*, 2017). En los intervalos transgresivos es frecuente observar niveles de tobas, BPF y concreciones, siendo estas últimas más abundantes hacia la superficie de máxima inundación (Tomassini *et al.*, 2016). A su vez, suelen poseer mayor participación de microbialitas, las cuales suelen ser utilizados como indicadores del comienzo de los intervalos transgresivos, es decir, de las superficies

transgresivas (Kietzmann *et al.*, 2016b; Capelli *et al.*, 2018). En los hem ciclos regresivos aumenta el contenido de carbonato de calcio con la consecuente disminución relativa de material silicoclástico, acompañado de un descenso en el contenido de materia orgánica (Kietzmann *et al.*, 2014b; 2016b; Tomassini *et al.*, 2016).

La densidad de planos de fisilidad observada en el mismo intervalo estratigráfico (GS-3) a lo largo de aproximadamente 6 km en tres secciones muestra tendencias similares entre sí (Fig. 5.21). El máximo de fisilidad registrado en los tres perfiles es aproximadamente de 20 planos/cm y se ubica hacia la zona media de dicho intervalo coincidiendo con la superficie de máxima inundación del ciclo transgresivo-regresivo GS-3. Hacia el techo y base del intervalo se encuentran los menores valores de fisilidad, con densidades alrededor de 5 planos/cm, ubicadas cerca de las superficies transgresivas.

Figura 5.21. Variación lateral de la fisilidad (curva roja, segundo *track* de cada perfil) entre los perfiles Q1, Q2 y Q3 en el intervalo estratigráfico GS-3, mostrando su relación con ciclos transgresivo-regresivos de diferente orden. La fisilidad alcanza sus mayores valores cerca de las superficies de máxima inundación hacia el final de los ciclos transgresivos y se vuelve mínima cerca de las superficies transgresivas.



En el perfil Q1 la superficie de máxima inundación del ciclo GS-3 se encuentra dentro de bancos de pelitas finas de color gris oscuro a negro, de aspecto friable (Fig. 5.22A-B). Al tacto dejan una coloración oscura, probablemente por su alto contenido de materia orgánica. Incluye niveles de concreciones de pequeñas dimensiones con diámetro de hasta 15 cm y poseen numerosas impresiones de amonites. En los perfiles Q2 y Q3 la superficie de máxima inundación se encuentra dentro de bancos de pelitas medianas de color negro con moderada a alta participación de materia orgánica y de aspecto friable (Fig. 5.22).

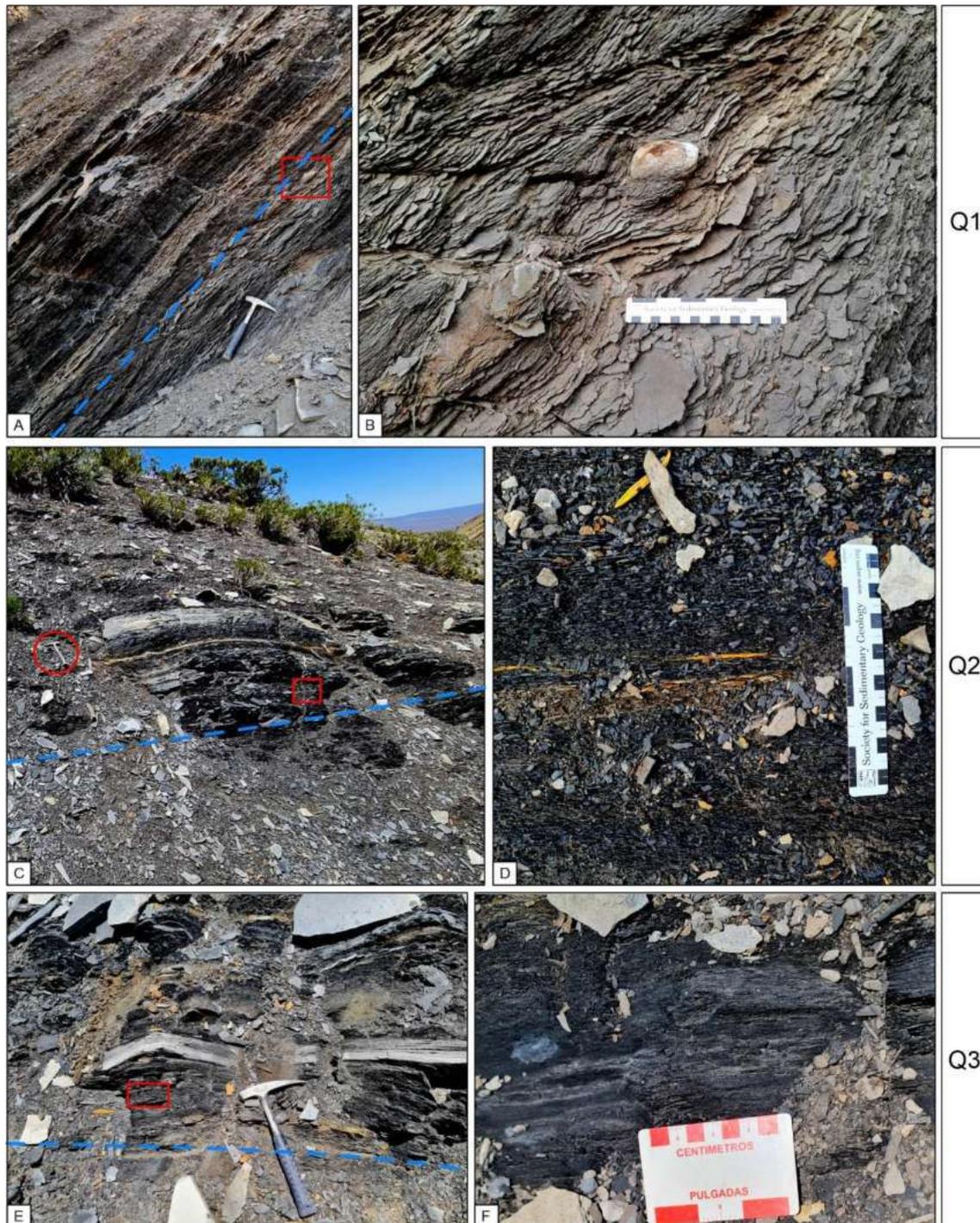
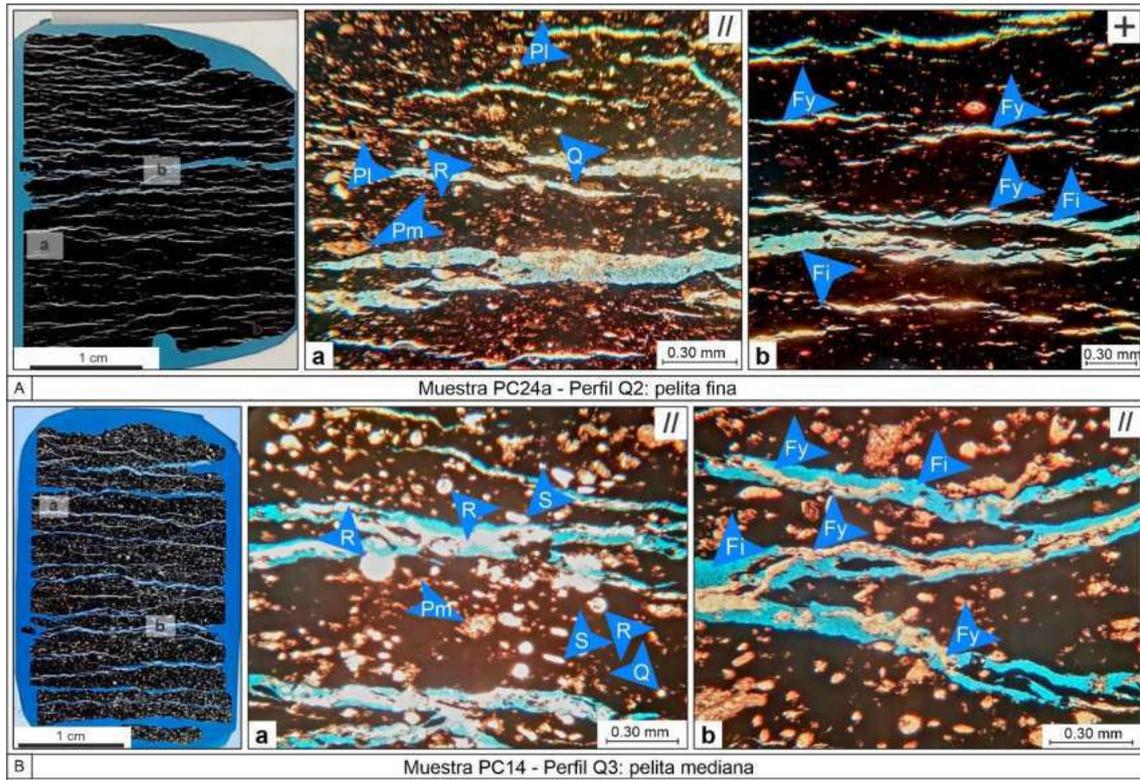


Figura 5.22. Superficie de máxima inundación del ciclo GS-3 (en línea celeste punteada) ubicada dentro de los bancos pelíticos donde se registra la máxima fisilidad en los perfiles Q1, Q2 y Q3. A.

Pelitas finas gris oscuro, friables y de alta fisilidad en el perfil Q1. El rectángulo rojo indica la ubicación de la Fig. B. B. Detalle de la pelita fina que incluye niveles de pequeñas concreciones subsféricas. C. Pelitas medianas color negro de alto contenido de materia orgánica en el perfil Q2. Elipse roja destacando la piqueta de escala y rectángulo rojo mostrando la ubicación de la Fig. D. Detalle de la pelita de alta fisilidad. E. Pelitas medianas color negro de alto contenido de materia orgánica en el perfil Q3. Rectángulo rojo indicando la ubicación de la Fig. F. F. Detalle de la pelita de alta fisilidad.

A su vez, se observan aumentos en la densidad de planos de fisilidad que coinciden con superficies de máxima inundación de menor orden que se encuentran dentro de bancos de pelitas finas a gruesas (Fig. 5.23). En sección delgada dichas pelitas muestran una matriz arcillosa a peloidal, con peloides micríticos, abundantes radiolarios y cristales de cuarzo y plagioclasa. Se observan abundantes fracturas rellenas por yeso, discontinuas e irregulares. En general muestran una orientación horizontal a subhorizontal, y en algunos casos, se disponen de manera oblicua, conectando diferentes fracturas inducidas horizontales, al igual que los planos de fisilidad observados en el resto de las secciones delgadas. Estas fracturas se interpretan como planos de fisilidad rellenos por yeso secundario, precipitado durante la exhumación y descompresión de la roca. En la región de Puerta Curaco, Capelli (2021) explica la presencia de yeso secundario como consecuencia de la oxidación telogenética de la pirita, que junto al calcio disponible de la calcita y al potasio disponible de las arcillas dan lugar a la formación de yeso. El yeso suele encontrarse en los niveles con mayor COT y posiblemente mayor concentración de pirita (Capelli *et al.*, 2018). En esos casos, el yeso se distribuye tanto dentro de pequeñas fracturas como también relleno de pequeños poros inter- e intraparticulares (Capelli, 2021).

Figura 5.23. Secciones petrográficas de muestras extraídas cerca de las superficies de máxima inundación. A. Muestra PC24a, asociada a la superficie de máxima inundación del ciclo GS-3 correspondiente a una pelita fina. B. Muestra PC14, asociada a la superficie de máxima inundación de menor orden correspondiente a una pelita mediana. Los componentes principales de las mismas son: radiolarios (R), posibles fragmentos de valvas de sacocómidos (S), peloides micríticos (Pm) y cristales de cuarzo (C) y plagioclasa (Pl). Ambas presentan fracturas rellenas por yeso (Fy) horizontales a subhorizontales de morfología irregular y discontinuas que en ocasiones coinciden con fracturas inducidas (Fi). Teniendo en cuenta sus características (disposición subhorizontal, paralelas entre sí, estrechamente espaciadas) estas fracturas son interpretadas como planos de fisilidad que fueron rellenas por yeso durante la exhumación de la roca. Su espaciamiento promedio en el caso de la muestra PC24a va desde 0,5 a 0,1 mm, y en el caso de la muestra PC14 es de 1 milímetro. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.



Las rocas ubicadas cerca de las superficies transgresivas del ciclo GS-3 se caracterizan por ser pelitas finas a gruesas con una fábrica masiva o una laminación dada por la variación en el contenido de bioclastos y componentes silicoclásticos en niveles difusos (Fig. 5.24A).

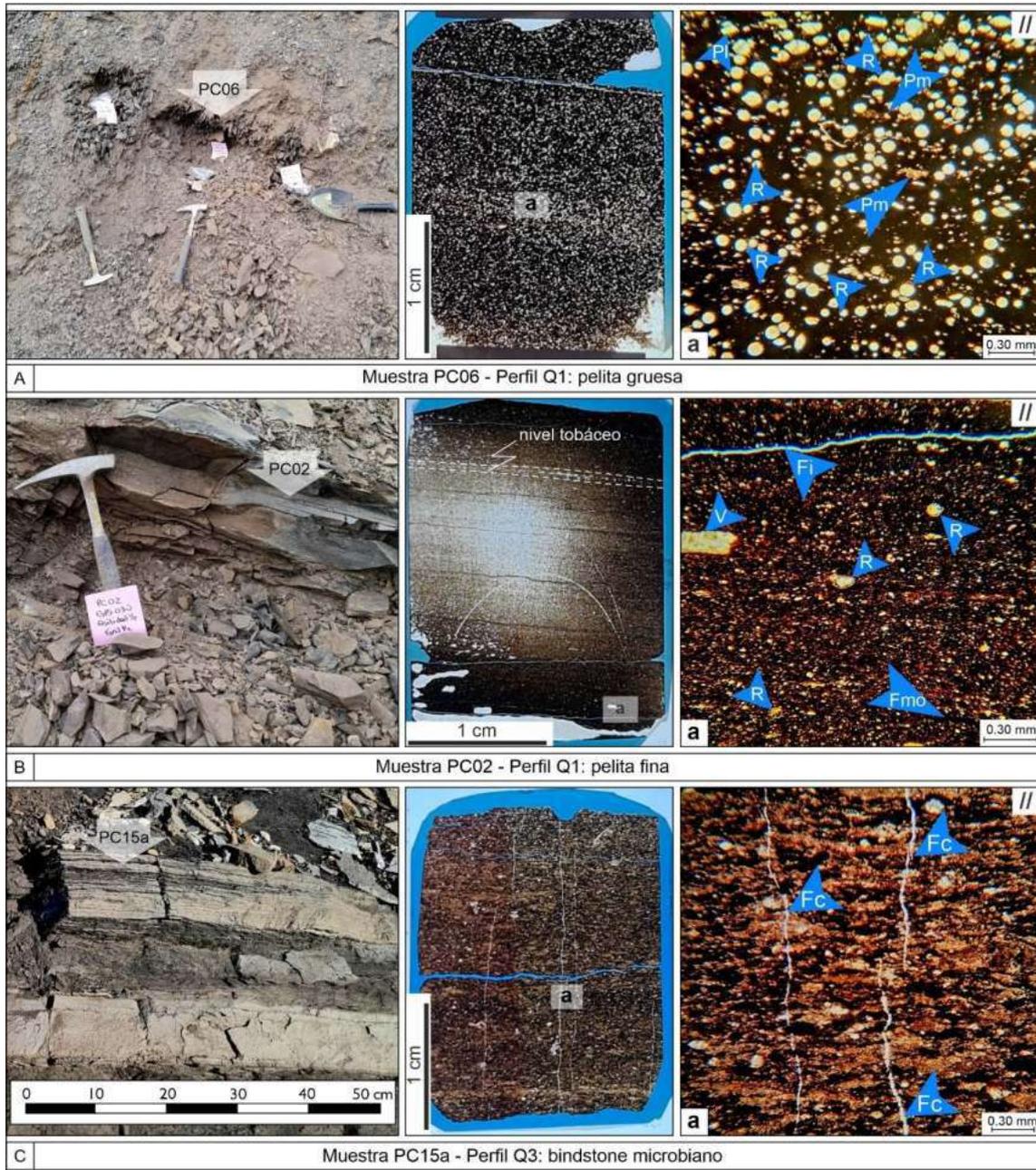


Figura 5.24. Litologías asociadas a las superficies transgresivas. A y B pertenecen al ciclo GS-3 y C corresponde a un ciclo de menor orden. A. Muestra PC06, asociada a la base del ciclo GS-3 correspondiente a una pelita gruesa. B. Muestra PC02, asociada a la base del ciclo GS-3 correspondiente a una pelita fina. C. Muestra PC15a, asociada a una superficie transgresiva de menor orden, correspondiente a un bindstone microbiano. Los componentes principales de las mismas son: radiolarios (R), fragmentos de valvas (V), peloides micríticos (Pm), fragmentos de arcillosos impregnados con materia orgánica (Fmo) y cristales de cuarzo (C) y plagioclasa (Pl). Se observan escasas fracturas horizontales a subhorizontales rellenas por yeso (Fy) de morfología irregular y discontinuas que en ocasiones coinciden con fracturas inducidas (Fi). La muestra PC15a a su vez muestra fracturas verticales discontinuas rellenas por calcita (Fc). //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.

También pueden presentar finos niveles tobáceos con una alta concentración de material volcánico (Fig. 24B). La matriz puede ser micrítica, limosa o fangosa y sus componentes principales son radiolarios, fragmentos de valvas, peloides micríticos. En estas rocas de fisilidad moderada se observan escasas fracturas rellenas por yeso y excepcionales fracturas inducidas que se caracterizan por ser horizontales a subhorizontales, discontinuas y de morfología irregular (Fig. 5.24). Cerca de las superficies transgresivas es común la presencia de bindstones microbianos que poseen una laminación lenticular difusa, irregular y discontinua, dada por alternancia de láminas micríticas y microesparíticas de origen microbiano y niveles ricos en arcilla y materia orgánica (Fig. 5.24C). La matriz suele ser fangosa con baja participación de materia orgánica. Los componentes son radiolarios, peloides arcillosos y cristales de plagioclasa y cuarzo. En esta litología es frecuente la presencia de fracturas verticales de morfología irregular, en sectores discontinuas, con relleno de calcita. A su vez, se advierten escasas fracturas inducidas horizontales a subhorizontales. Son de morfología irregular y presentan bifurcaciones.

5.2.4. Integración con estudios previos

El perfil sedimentológico realizado por Petrobras-GCS (2015) fue levantado en la misma quebrada en donde se ubica el perfil Q1 del presente trabajo (Fig. 5.11A). La columna estratigráfica fue relevada midiendo la radioactividad natural de la roca cada 50 cm mediante el uso de un scintillómetro portátil marca Exploranium, GR-113. En los primeros 100 metros de la columna se extrajo una muestra cada 1,5 metro estratigráfico, aumentando el espaciamiento del muestreo a 4,5 metros en el resto del registro. Todas las muestras cuentan con mediciones del contenido de Carbono Orgánico Total (COT), a partir de las cuales se construyó una curva.

Sobre la base del perfil sedimentológico realizado por Petrobras-GCS (2015), Otharón (2020) revisó y completó la interpretación secuencial. La curva de Gamma Ray (GR) presente en dicho perfil, se utilizó para comparar con otros relevamientos realizados en la misma zona que cuentan con dicha curva (Fig. 5.25). Se incluyó en este análisis los datos publicados por Capelli *et al.* (2018) y Capelli (2021) por un lado, y por el otro, los estudios realizados por el equipo de la Universidad de Miami, cuyos resultados pueden encontrarse en los trabajos de Kernan (2014), Rodríguez Blanco (2016), Eberli *et al.* (2017) y Weger *et al.* (2019). En el segundo caso, específicamente se utilizaron las curvas de GR total y espectral del trabajo de Eberli *et al.* (2017) mientras que las curvas de calcimetría y COT fueron tomadas de Weger *et al.* (2019).

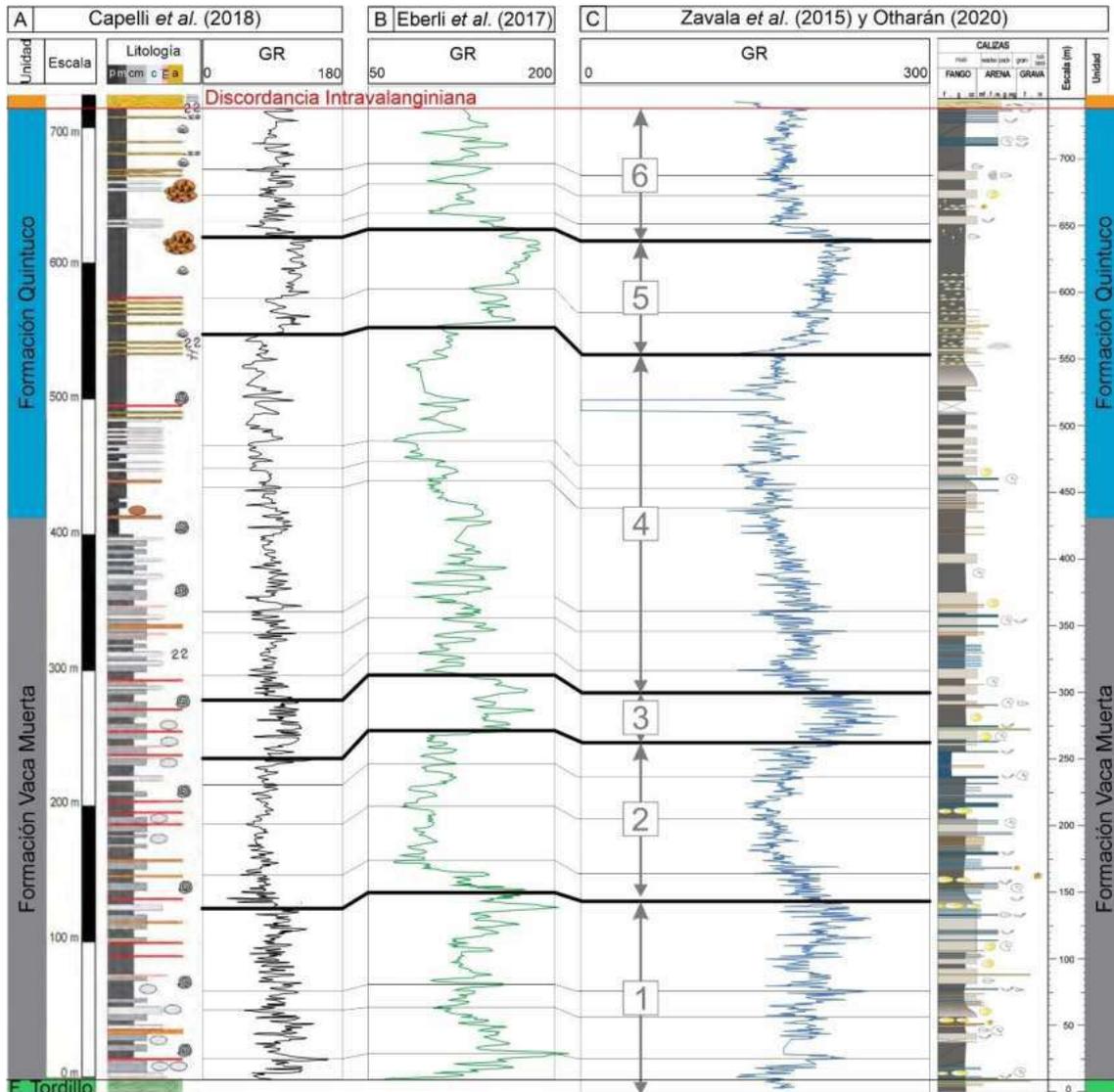


Figura 5.25. Columnas estratigráficas y curvas de *Gamma Ray* (GR) del sistema Vaca Muerta-Quintuco realizadas en la zona de Puerta Curaco, en donde se relevó el perfil Q1 de la presente contribución. Hacia la izquierda se encuentra la columna estratigráfica junto con la curva de GR publicadas por Capelli *et al.* (2018). En el centro se ubica la curva de GR presentada por el Eberli *et al.* (2017). En la derecha se observa la curva de GR y columna estratigráfica realizadas por Petrobras-GCS (2015) y Otharán (2020). Las líneas negras gruesas dividen el intervalo en 6 unidades con una respuesta similar de GR. En líneas delgadas se correlacionan intervalos más pequeños.

En primer lugar, se dividió la secuencia en 6 zonas principales en función de las tendencias generales y dentro de cada una se hizo una correlación con mayor detalle según la signatura de las curvas (Fig. 5.26). Las pequeñas diferencias en la longitud de dichas zonas probablemente se deben a que son datos de afloramiento, en donde el espesor verdadero atribuido a los bancos depende de las correcciones realizadas en función de su actitud. Una vez realizada la correlación, se hizo un estiramiento o compresión de cada zona, según corresponda, a fin de poder comparar datos correspondientes al mismo intervalo estratigráfico.

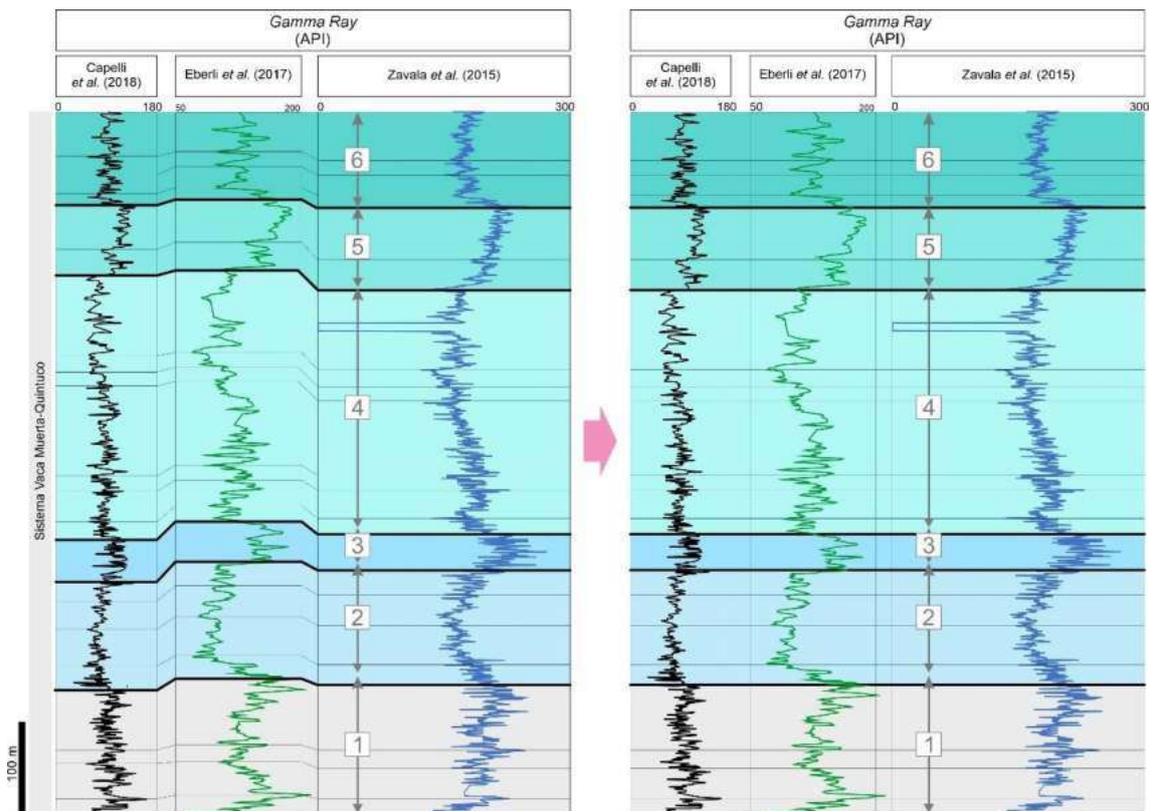


Figura 5.26. Correlación entre los perfiles de Gamma Ray (GR) provenientes de los trabajos de Petrobras-GCS (2015), Capelli *et al.* (2018) y del grupo de estudios de la Universidad de Miami (Kernan, 2014; Rodríguez Blanco, 2016; Eberli *et al.*, 2017; Weger *et al.*, 2019) abarcando el sistema Vaca Muerta-Quintuco.

La variación en el contenido de COT mostrado por Petrobras-GCS (2015) y Eberli *et al.* (2017) presenta diferencias importantes, particularmente hacia la base de la Formación Vaca Muerta (Fig. 5.27). A fin de elegir entre ambas curvas, se utilizaron los perfiles de uranio presentados por Capelli *et al.* (2018) y Eberli *et al.* (2017) ya que este elemento guarda una estrecha relación con la materia orgánica (Landais, 1996). Su mayor concentración en los sedimentos se produce cuando los períodos anóxicos son más persistentes y cuando la zona de oxígeno mínima afecta los fondos marinos (Fisher y Wignall, 2001). De allí que el uranio es considerado una medida del contenido de materia orgánica en la roca (Ratcliffe *et al.*, 2012). Ambas curvas de uranio muestran un comportamiento semejante entre sí. La mayor similitud en las tendencias de las curvas de uranio y la curva de COT presentada por Eberli *et al.* (2017) sugiere que probablemente esta última represente más adecuadamente la variación en el contenido de materia orgánica. A su vez, la curva de COT del trabajo de Petrobras-GCS (2015) muestra importantes discrepancias incluso al comparar las tendencias del GR del mismo trabajo, sobre todo en la parte media del perfil (rectángulo en líneas punteadas, Fig. 5.27).

En cuanto a las curvas de GR total y espectral (Figs. 5.26 y 5.27) se eligió trabajar con los perfiles presentados por Eberli *et al.* (2017). Si bien las otras dos curvas poseen una mayor

resolución vertical, esta característica hace que su aspecto sea muy nervioso y, por ende, un poco más dificultosa su interpretación.

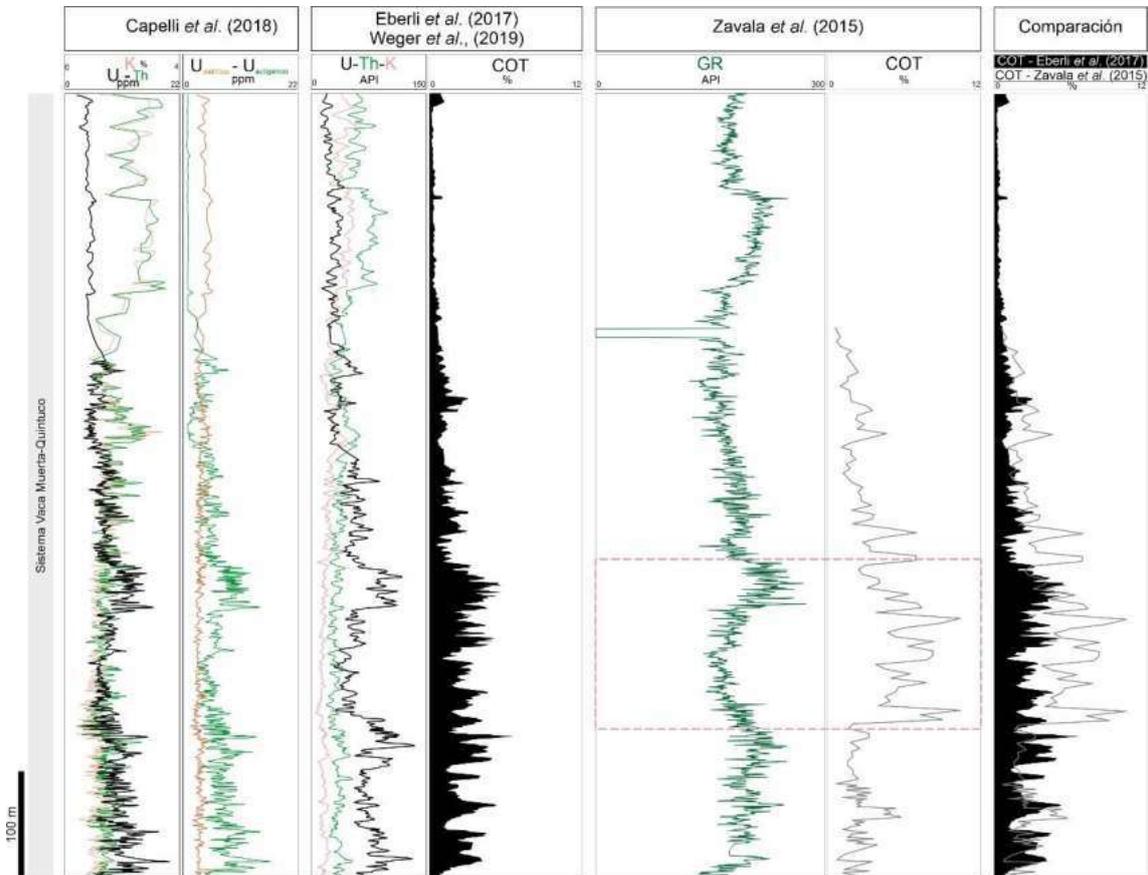


Figura 5.27. Comparación entre las diferentes curvas de COT obtenidas de Petrobras-GCS (2015) y Weger *et al.* (2019) junto con las curvas de uranio provenientes del estudio de Capelli *et al.* (2018) y Eberli *et al.* (2017). La curva de COT presentada por Eberli *et al.* (2017) muestra una tendencia muy similar a la observada en las curvas de uranio publicadas por Capelli *et al.* (2018) mientras que entre las curvas de COT y GR total de Petrobras-GCS (2015) se advierte una fuerte discrepancia, particularmente en ciertas zonas (rectángulo en líneas punteadas). Esta comparación sugiere que la primera es más representativa de la variación en el contenido de materia orgánica de la secuencia estudiada.

A partir de la interpretación secuencial, se realizó la correlación entre el perfil de Petrobras-GCS (2015) y los perfiles Q1, Q2 y Q3 descritos en el presente estudio (Fig. 5.28). Teniendo en cuenta la litología, los valores de COT tomados de Weger *et al.* (2019) y la curva de Gamma Ray (GR), se realizó una modificación en la superficie de máxima inundación del primer ciclo transgresivo-regresivo, GC-1 y en la superficie transgresiva de la secuencia GS-3. Pese a que la ubicación del perfil Q1 es la que coincide con aquel realizado por Petrobras-GCS (2015), se utiliza el perfil Q3 ya que es el que comprende un registro desde la base de la Formación Vaca Muerta, abarcando los ciclos GC-1, GC-2 y GS-3. Se adaptaron los espesores verticales del perfil Q3 en función de los ciclos observados en ambos perfiles ya que el perfil de Petrobras-GCS (2015) fue levantado con báculo de Jacob,

mientras que el perfil Q3 fue relevado midiendo espesores perpendicularmente al rumbo de los bancos y corrigiendo posteriormente su valor en función del rumbo e inclinación de los bancos.

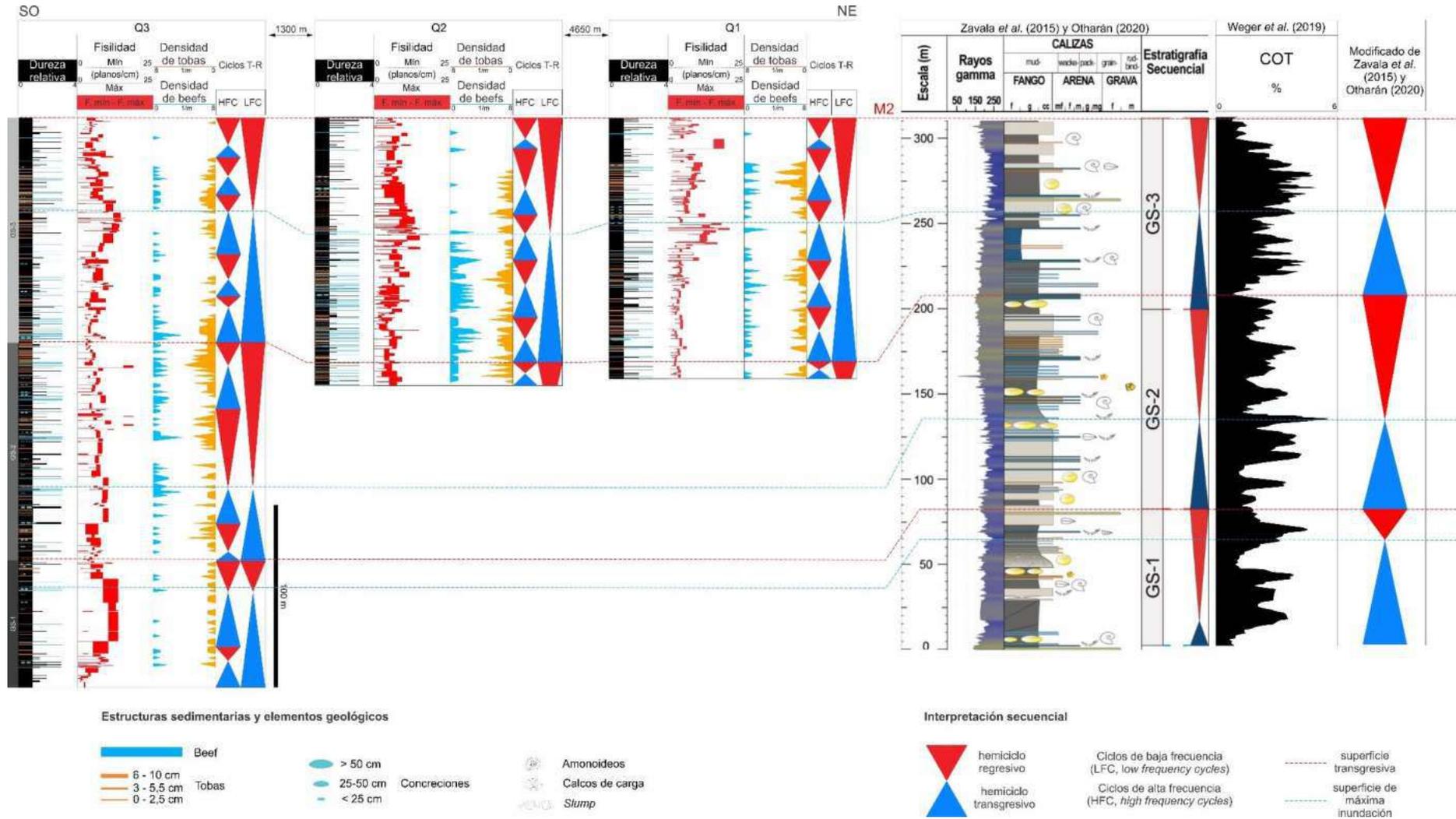


Figura 5.28. Correlación entre los perfiles Q1, Q2 y Q3 y el correspondiente a Petrobras-GCS (2015). Se realizaron dos modificaciones en la interpretación secuencial de Petrobras-GCS (2015) y Otharán (2020) teniendo en cuenta los valores de COT tomados de Weger *et al.* (2019).

Finalmente, se construyeron perfiles compuestos utilizando la información compilada de los distintos trabajos mencionados. En primer lugar, se comparó la interpretación secuencial y la variación de fisilidad con los perfiles provenientes de Eberli *et al.* (2017) y Weger *et al.* (2019) (Fig. 5.29). La fisilidad muestra una correlación positiva con los valores de uranio y de COT, mientras que en general tiene una relación inversamente proporcional al contenido de carbonato de calcio. El potasio y el torio no muestran variaciones significativas a lo largo de la secuencia estudiada.

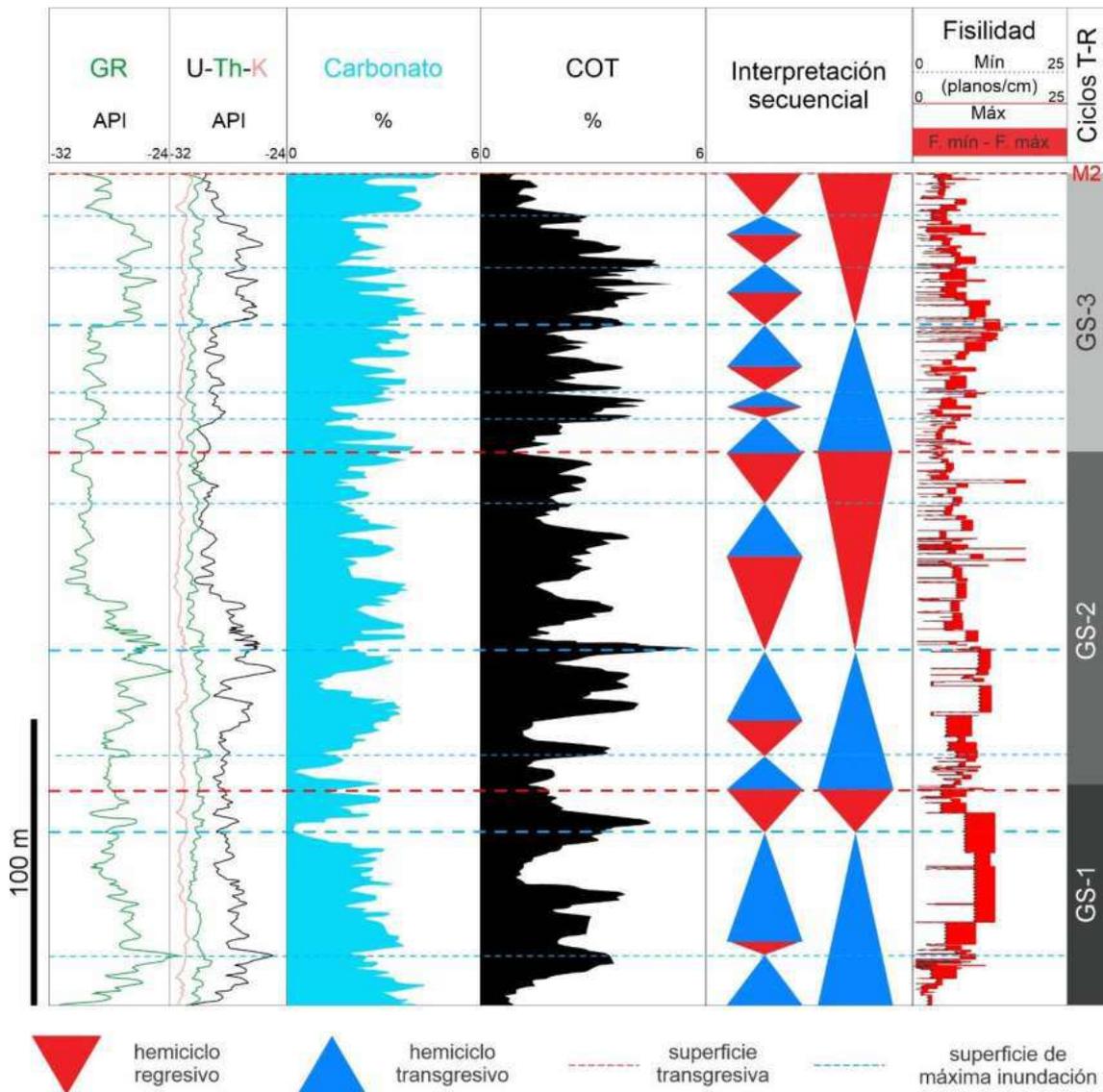


Figura 5.29. Set compuesto a partir de las curvas de Gamma Ray total, potasio (K), Torio (Th) y uranio (U) (Eberli *et al.*, 2017); calimetría y COT (Weger *et al.*, 2019) y la interpretación secuencial y densidad de planos de fisilidad observados en el perfil Q3.

Por otro lado, se generó otro perfil compuesto a partir de los estudios de Difracción de Rayos X (DRX) presentados por Capelli (2021). Los datos de DRX de roca total fueron tomados con una distancia promedio de 13 metros (variando entre 3,5 y 28 metros),

mientras que los datos de DRX de arcillas presentan una separación entre sí de alrededor de 20 metros (variando entre 9 y 39 metros). Debido a este gran espaciamiento entre los datos, sólo se pueden hacer inferencias a nivel general.

Los resultados de DRX fueron realizados exclusivamente en las litologías de grano fino (Capelli, 2021). Estas rocas se componen principalmente de cuarzo, feldespatos (principalmente plagioclasa y calcita con cantidades accesorias de yeso, pirita y fluorapatita. Estos últimos fueron excluidos del análisis por la baja variación que mostraban. Las arcillas se encuentran representadas por interestratificados de illita-esmectita, illita y clorita (Capelli, 2021).

Los valores de cuarzo varían entre 10 y 46% mientras que el contenido de feldespatos lo hace entre 7 y 27%. En ambos casos las variaciones en su contenido no guardan una relación clara con los ciclos T-R y con la intensidad de la fisilidad, ya que en ocasiones parece aumentar con la fisilidad y en otras, presenta una relación inversa (Fig. 5.30).

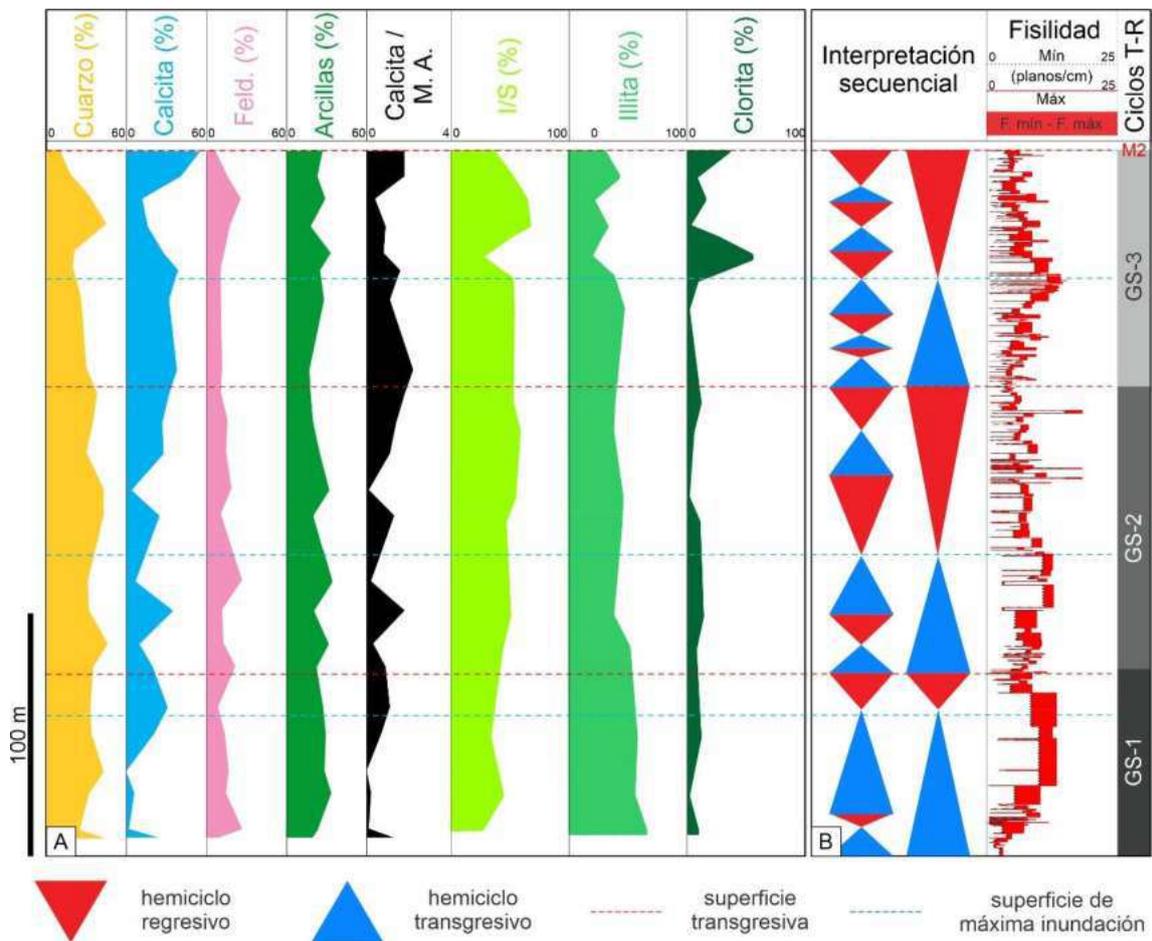


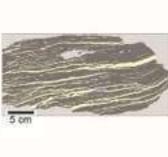
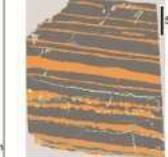
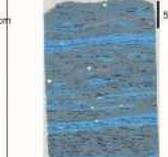
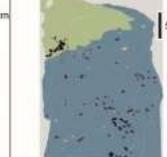
Figura 5.30. Fisilidad y composición mineralógica. A. Set compuesto a partir de los resultados de DRX de roca total y de arcillas tomados de Capelli (2021). Se muestran las abundancias en porcentaje en peso de los minerales principales: cuarzo, calcita, feldespatos (plagioclasa + feldespato potásico) y minerales de arcillas y la abundancia relativa de interestratificados de illita-esmectita (I/S), illita y clorita. B. Interpretación secuencial y densidad de planos de fisilidad observados en el perfil Q3 (este estudio).

El contenido de calcita muestra valores entre 2 y 56% y muestra una tendencia creciente hacia el techo de la secuencia analizada. En líneas generales, se observa una correlación negativa entre este mineral y la densidad de planos de fisilidad. Los minerales de arcillas varían entre 17 y 34% y muestran un comportamiento opuesto al observado en la calcita, lo cual se ve reflejado en la relación “calcita/minerales arcilla”, que presenta sus valores más altos cerca de las superficies transgresivas y mínimos cerca de las superficies de máxima inundación (Fig. 5.30). La mineralogía de las arcillas permanece prácticamente constante a lo largo de las secuencias GC-1 y GC-2, con valores promedio de 46% para la illita-esmectita y la illita y de 8% para la clorita. En la secuencia GS-3 la abundancia relativa de la clorita (promedio de 21%) aumenta y la de la illita disminuye (promedio 28%) mientras que el contenido de illita-esmectita se mantiene relativamente estable (50%). Respecto a la fisilidad, parece haber un aumento en la proporción relativa de clorita en las superficies de máxima inundación y con los intervalos donde la fisilidad es máxima (Fig. 5.30).

5.3. Clasificación de rocas de grano fino según fisilidad

Siguiendo la clasificación de fisilidad propuesta por O'Brien (1970), las muestras extraídas en afloramiento fueron clasificadas en 5 clases en función de cómo se fractura la roca. La primera corresponde a rocas completamente masivas mientras que la quinta está representada por rocas con una fisilidad muy desarrollada. A medida que aumenta la fisilidad, las superficies por donde se rompe la roca tienden a ser más suaves, rectas y de menor espaciamiento (Fig. 5.31). Las fracturas inducidas observadas en corte delgado que presentan una disposición paralela a la estratificación son interpretadas como planos de fisilidad. En muchos casos los mismos se bifurcan o vuelven oblicuos, conectando varios planos horizontales a subhorizontales.

Figura 5.31. Clasificación de rocas según su fisilidad (*sensu* O'Brien, 1970). Rocas de afloramiento divididas en 5 clases en función de la naturaleza de los planos por donde se fractura la roca. La clase 1 representa aquellas rocas de máxima fisilidad, donde los planos de discontinuidad son paralelos a la superficie y están finamente espaciados entre sí, tienen superficies que tienden a ser rectas y suaves. La clase 5 representa a las rocas masivas que se parten a través de planos irregulares y de disposición aleatoria.

Escala	Clase	1	2	3	4	5
Muestra de mano	Fisilidad	MUY BIEN DESARROLLADA	DESARROLLADA	MODERADA	POBRE	MASIVA
	Foto					
	Espesor promedio de fragmentos (mm)	3	5	8	15	21
Corte delgado	Foto del corte delgado					
	Litología	Pelita fina	Bindstone microbiano	Pelita mediana	Bindstone microbiano	Wackestone
	Interpretación					
	Fracturas inducidas	<ul style="list-style-type: none"> - Máxima densidad de fracturas inducidas horizontales a subhorizontales. - Espaciamiento promedio de 0.05 mm. - Las fracturas inducidas siguen la fábrica de la roca. - Las bifurcaciones y truncaciones son frecuentes. 	<ul style="list-style-type: none"> - La densidad de las fracturas inducidas es mayor donde la roca es laminada. - Espaciamiento promedio de 1 mm. - La morfología es irregular y sigue la forma del material. - Frecuentemente conectadas por fracturas inducidas subverticales/oblicuas. - Mayormente son discontinuas. 	<ul style="list-style-type: none"> - Pocas fracturas inducidas ubicadas generalmente en la interfase entre litologías. - Espaciamiento variable, entre 5 y 20 cm. - Son irregulares, discontinuas, ocasionalmente bifurcadas y oblicuas. 	<ul style="list-style-type: none"> - Escasas. - Muy irregulares y lateralmente restringidas. - Ocasionalmente atraviesan fragmentos esqueléticos. 	<ul style="list-style-type: none"> - No se observan.

↑ morfología irregular

↑ rugosidad de la superficie

↑ espaciamiento

 Matriz arcillosa	 Micrita recristalizada	 Radiolarios	 Intraclastos
 Matriz micrítica-arcillosa	 Fractura rellena por calcita	 Foraminíferos	 Feldespatos
 Matriz micrítica	 Fractura inducida	 Fragmentos de valvas	 Cuarzo
 Lámina volcánico-clástica	 Borde de corte	 Saccocomidae	 Pirita

A fin de corroborar la clasificación visual de manera cuantitativa, se midió el espesor promedio de los fragmentos correspondientes a las primeras 50 muestras extraídas del perfil levantado en el Cerro Mulichinco por Petrobras-GCS (2015) (Fig. 5.32). En líneas generales, se observa un crecimiento exponencial en el espesor de los fragmentos desde la clase 1 a la clase 5. Asumiendo que dichos fragmentos se encuentran limitados por planos de fisilidad, su espesor es un indicador del espaciamiento promedio dentro de las rocas, corroborando así la clasificación propuesta por O'Brien (1970).

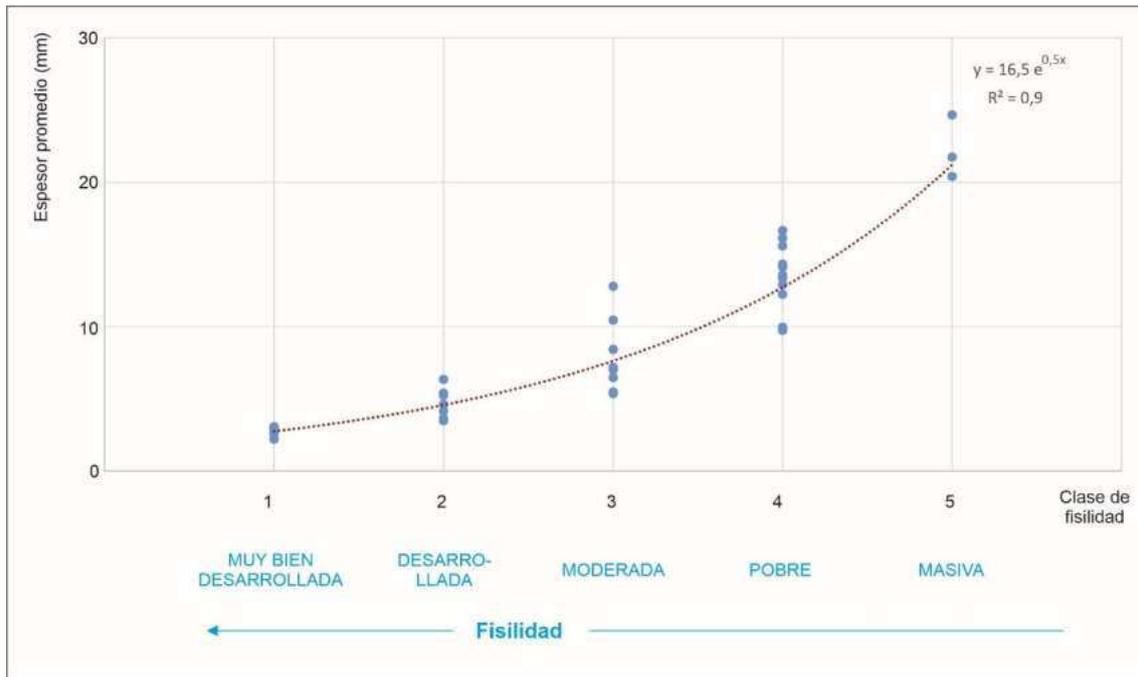


Figura 5.32. Espesor promedio de los fragmentos de las muestras extraídas en el perfil general del Cerro Mulichinco (Petrobras-GCS, 2015). Se observa un crecimiento exponencial del espesor de los fragmentos y, por ende, del espaciamiento de los planos de fisilidad desde la clase 1 (máxima fisilidad) hasta la clase 5 (rocas masivas).

5.4. Observaciones en cortes delgados

A continuación, se presentan los resultados obtenidos a partir de la descripción de cortes petrográficos de las rocas estudiadas en el Cerro Mulichinco y en Puerta Curaco, con foco en las características descritas en bibliografía como condicionantes en el desarrollo de la fisilidad (capítulo 4).

5.4.1. Litología

Se advierte un control litológico en la fisilidad, siendo las pelitas finas a medianas con bajo contenido de carbonato dominantes dentro de la clase 5, es decir, la de mayor fisilidad. En este extremo, la matriz de la roca tiende a ser arcillosa o peloidal. En oposición, las rocas de la clase 1 o masivas están representadas por wackestones y packstones, donde la matriz puede ser micrítica o limosa. Las rocas de fisilidad intermedia son muy variadas desde el punto de vista de su litología, pudiendo corresponder a tufitas, bindstones microbianos y pelitas finas a gruesas.

- Pelitas

Las rocas correspondientes a esta litología van desde pelitas finas a medianas y presentan una fisilidad desde moderada a muy bien desarrollada (clases 3 a 1, respectivamente). Presentan típicamente una textura fango sostén y en general una laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados paralelamente a la estratificación. En algunos casos la laminación es marcada y dada por la presencia de niveles de distinta composición.

Esta alternancia normalmente está representada por láminas submilimétricas con abundante material volcániclastico (Fig. 5.33A).

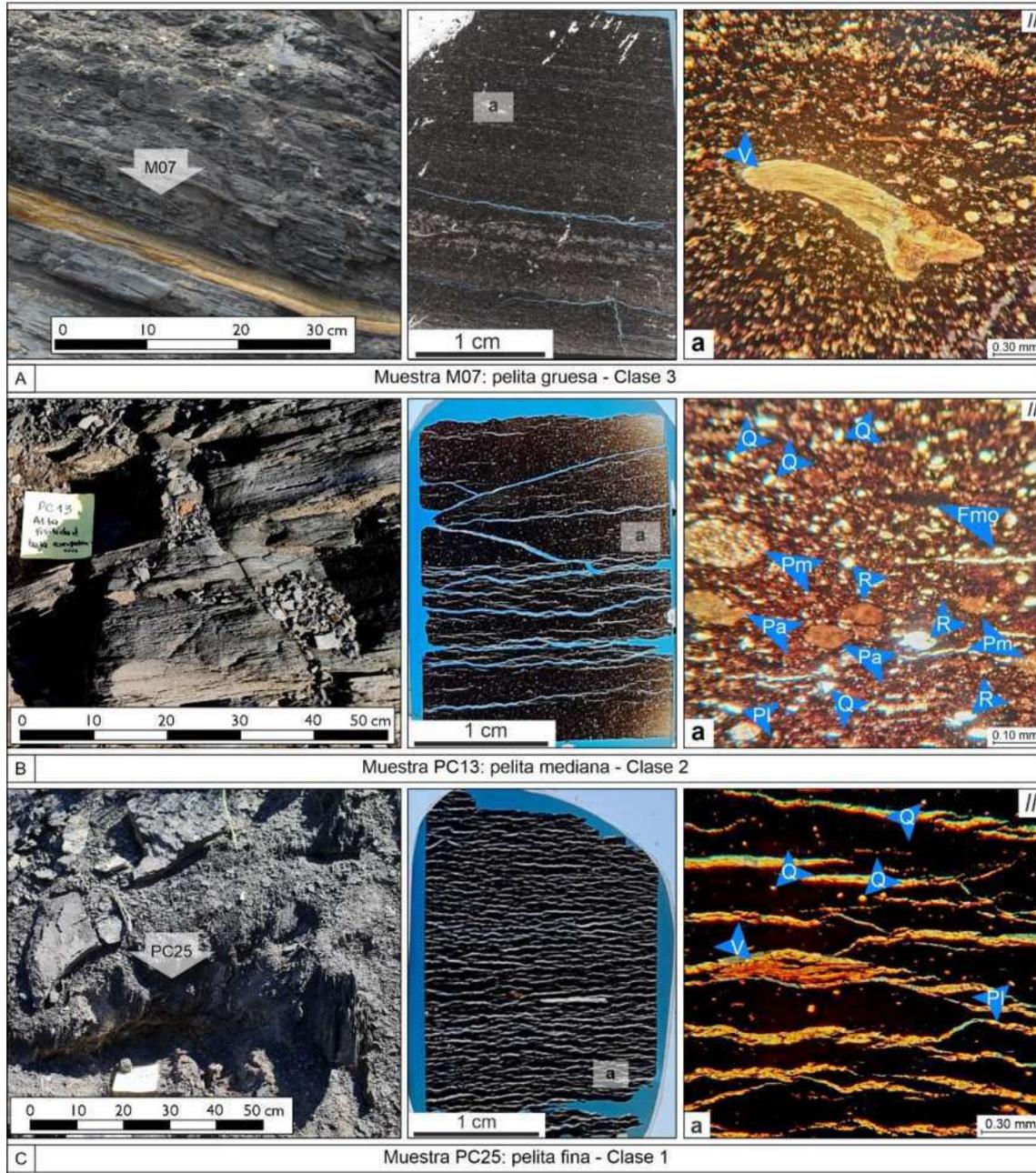


Figura 5.33. Fisilidad en pelitas. A. Muestra M07: pelita gruesa (clase 3), en donde las discontinuidades tienen un espaciamiento irregular, mayor a 0,5 centímetros. B. Muestra PC13: pelita mediana (clase 2), con discontinuidades de espaciamiento variable entre 0,5 y 0,1 centímetros.

C. Muestra PC25: pelita fina (clase 1), con discontinuidades de espaciamiento regular, de aproximadamente 0,5 milímetros. Los componentes principales de las mismas son: radiolarios (R), fragmentos de valvas (V), peloides micríticos (Pm), peloides arcillosos (Pa) y cristales de cuarzo (C) y plagioclasa (Pl). //: nicols paralelos; +: nicols cruzados.

La matriz normalmente es arcillosa o peloidal con moderada a alta participación de materia orgánica. En el segundo caso, es frecuente observar que la misma presenta una marcada extinción cuando la roca se alinea con orienta a 45° con respecto a los hilos del microscopio, dando cuenta de la orientación paralela de los filosilicatos que componen la matriz.

Los componentes silicoclásticos en general no superan el 15% de la roca. Están compuestos por cristales angulosos de cuarzo tamaño limo, tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena fina, en ocasiones alterada a calcita o arcillas. Accesoriamente se pueden distinguir laminillas de muscovita orientada paralelamente a la estratificación y cristales de hábito cúbico de pirita tamaño limo (Fig. 5.33).

Los componentes esqueléticos pueden ser escasos (3-5%) a muy abundantes (50%). Se observa que en general las pelitas de mayor fisilidad tienen proporciones menores al 15%. Están representados mayoritariamente por radiolarios tamaño limo que suelen estar totalmente reemplazados por calcita, foraminíferos tamaño arena muy fina y fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación (Fig. 5.33).

Los componentes no esqueléticos pueden estar totalmente ausentes o formar hasta un 30% de la roca. Se encuentran representados por peloides de distinta composición, normalmente deformados por compactación, que en ocasiones llegan a coalescer lateralmente formando láminas discontinuas. Los peloides más comunes son los arcillosos y los micríticos, pero en algunas muestras se observan también peloides mixtos, formados por material micrítico, fangoso y limo. Su tamaño varía considerablemente, desde limo a arena fina (Fig. 5.33).

- Tobas y tufitas

La fisilidad en el caso de las tobas sólo pudo estudiarse en los niveles calcitizados, ya que las tobas argilitizadas presentan un carácter extremadamente friable que impide la observación de planos de fisilidad, así como su muestreo. Las tobas afectadas por un pervasivo reemplazo de calcita se muestran unívocamente masivas (Fig. 5.34A). Se encuentran compuestas por trizas tamaño polvo a ceniza fina y fragmentos pumíceos tamaño ceniza fina. El material vítreo suele presentar una fuerte alteración a arcillas. Entre los cristaloclastos se distinguen tablillas subhedrales de plagioclasas, moderada a totalmente alteradas a arcillas y/o reemplazadas por calcita. Su tamaño varía entre ceniza fina y muy fina. También es posible encontrar escasos cristaloclastos angulosos de cuarzo tamaño ceniza muy fina. La calcitización se observa como un reemplazo poiquilotópico de la matriz vítera, rellenando cavidades de burbujas y/o fragmentos pumíceos y, en menor medida, cristaloclastos de plagioclasa.

Las tufitas corresponden a niveles ricos en material de origen volcánico que muestran evidencias de cierto retrabajo o transporte ya que se encuentran formadas por una mezcla de material volcánico y material de origen detrítico (Fig. 5.34B). Presentan una fisilidad moderada a baja (clases 3 o 4, respectivamente) y matriz fangosa con baja participación de materia orgánica. Se caracterizan por un fuerte reemplazo de calcita y un alto contenido en material silicoclástico (entre 50 y 70%). El mismo está representado por cristales de plagioclasa tamaño arena fina a media de hábito prismático en ocasiones moderadamente alteradas a arcillas y en otras, totalmente reemplazados por calcita. A su vez se observan

crisales de cuarzo anguloso tamaño limo a arena muy fina, escasos liCOTlastos de origen volcánico tamaño arena fina a arena media, algunas laminillas de muscovita y escasa piritita. Los componentes esquelatales son escasos, pero pueden llegar formar hasta el 10% de la roca y están constituidos por radiolarios tamaño limo a arena fina reemplazados por calcita y escasos fragmentos de valvas de pelecípodos dispuestos paralelos a la estratificación. Los componentes no esquelatales son poco abundantes (5-10%) y se encuentran formados por peloides arcillosos fuertemente deformados por compactación (Fig. 5.34).

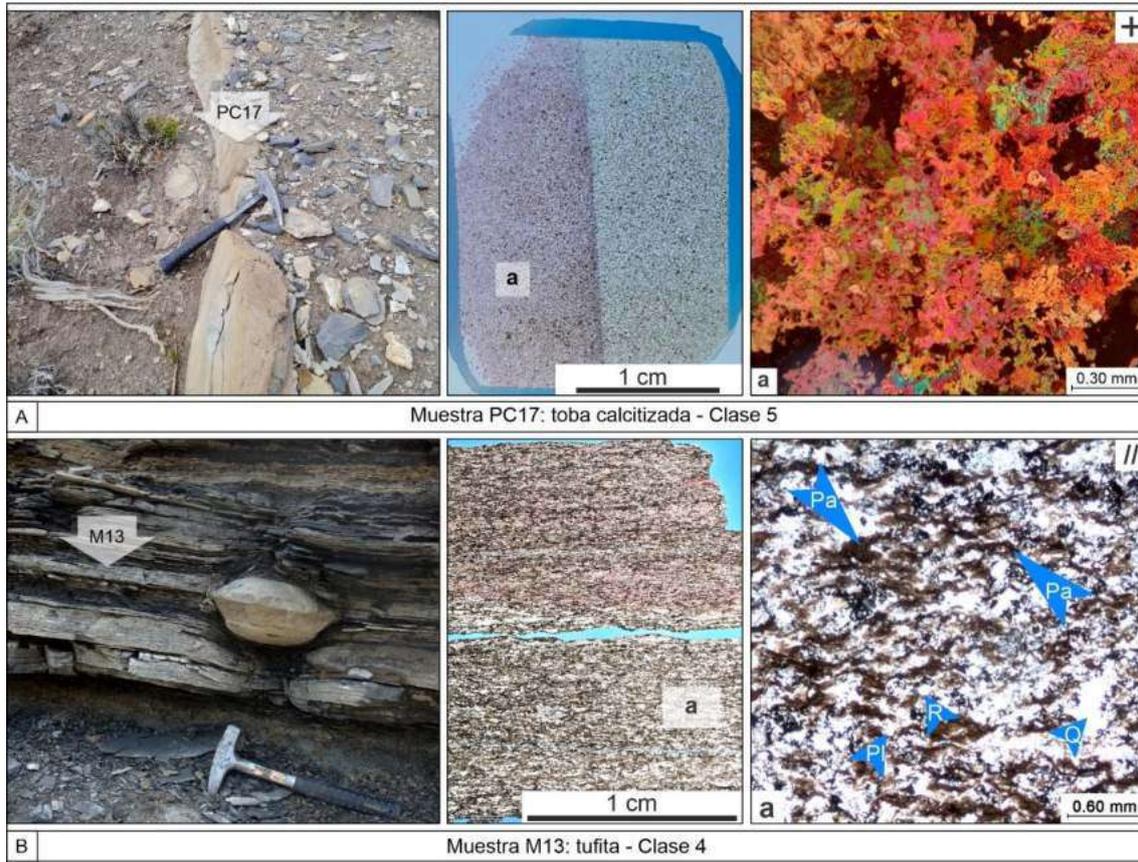


Figura 5.34. Fisilidad en tobas y tufitas. A. Muestra PC17: toba calcitizada, clase 5. B. Muestra M13: tufita, clase 4. C. Los componentes principales de las mismas son: radiolarios (R), peloides arcillosos (Pa) y crisales de cuarzo (C) y plagioclasa (Pl). //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.

- Bindstones microbianos

Los bindstones microbianos poseen textura fango sostén y una laminación dada por la alternancia centimétrica de niveles de microesparita de origen microbiano con otros que poseen cantidades variables de micrita, materia orgánica y bioclastos. La matriz es calcárea y posee baja participación de materia orgánica diseminada en los niveles fangosos. Los componentes silicoclásticos representan entre un 5 y 10% de la roca y están compuestos principalmente por tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena fina totalmente reemplazada por calcita y crisales de cuarzo angulosos tamaño limo. Los componentes esquelatales (10-20%) están formados por radiolarios tamaño limo a arena fina levemente a

totalmente reemplazados por calcita, escasos foraminíferos tamaño arena fina a media y algunos fragmentos de valvas desarticuladas alineadas con la estratificación. Los componentes no esqueléticos (5-10%) están representados por peloides micríticos y arcillosos muy deformados por compactación, tamaño arena media.

Dichos niveles microbianos se caracterizan por presentar una variabilidad lateral muy alta en cuanto a su fisilidad, yendo desde bancos completamente masivos (clase 5) hasta rocas con una fisilidad desarrollada (clase 2) (Fig. 5.35).

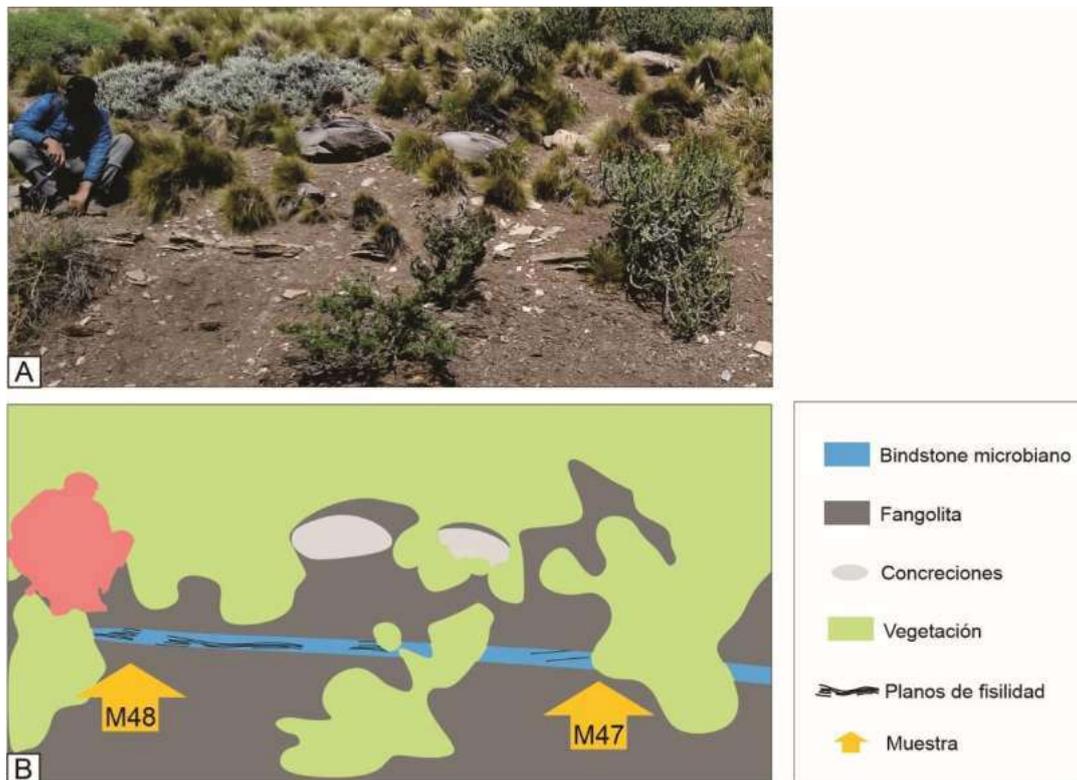


Figura 5.35. Variación lateral de la fisilidad en bindstones microbianos en el área del Cerro Mulichinco. A. Foto. B. Interpretación.

Es posible observar diferencias en la abundancia y tipo de material que genera la alternancia entre niveles microbianos y fangosos (Fig. 5.36). En ocasiones esa alternancia se traduce en una fina laminación, continua lateralmente en la que los niveles de distinta composición se encuentran bien diferenciados, dando lugar a una roca con una fisilidad desarrollada. Por el contrario, cuando esta alternancia se da en forma de parches lenticulares y discontinuos, la roca posee una fisilidad pobre a moderada. A su vez, el contenido de material fangoso juega un rol importante en el desarrollo de la fisilidad, siendo más fisiles aquellas rocas con un mayor contenido de material fangoso.

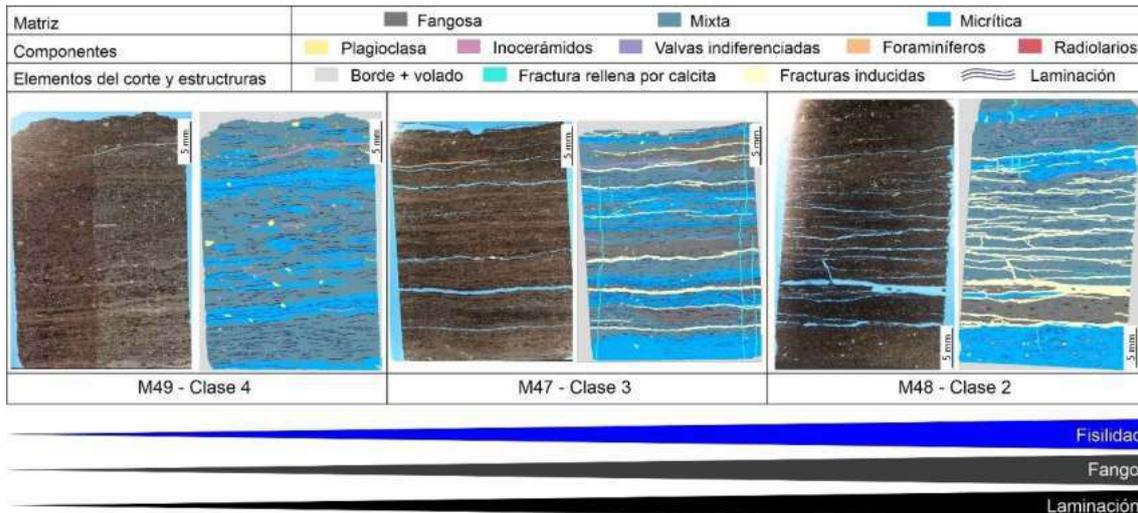
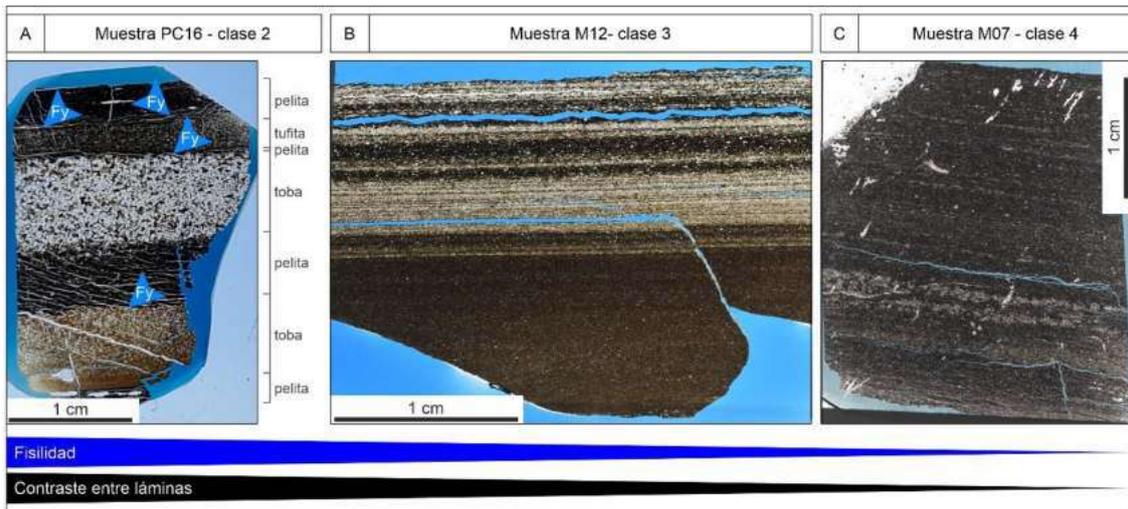


Figura 5.36. Fotografías (izquierda) e interpretaciones de cortes delgados (derecha) mostrando los controles en el desarrollo de la fisilidad en bindstones microbianos. Se observa que tanto la fábrica como la composición juegan un rol importante en la fisilidad resultante. Los bindstones con mayor fisilidad son aquellos que poseen una fina alternancia niveles continuos de distinta composición y mayor contenido de material fangoso. Los bindstones microbianos que tienden a ser masivos poseen una alternancia de material en forma de niveles lenticulares y ondulados y poseen menor participación de material fangoso.

5.4.2. Laminación

Los planos de fisilidad en ocasiones se localizan en las interfaces generadas por cambios litológicos. Sin embargo, en otros casos se observa que dichas interfaces no son aprovechadas como planos de debilidad y los planos de fisilidad se desarrollan en otros sitios (Fig. 5.37). En general, cuando los contactos litológicos son netos y separan dos materiales reológicamente contrastantes, la interface resultante tiende a ser aprovechada como plano de debilidad y la roca se parte por ella al ser exhumada (plano de fisilidad). Si el contraste entre ambas litologías es débil o se trata de un contacto gradual, los planos de fisilidad pueden o no instalarse en la interface generada.

Figura 5.37. Aumento de la fisilidad en función del contraste reológico entre láminas. A. Muestra PC16 - clase 2 (fisilidad desarrollada). Se observan planos de fisilidad (Fy) instalados entre las láminas cuya composición es muy diferente (material volcánico y material pelítico). B. Muestra M12 - clase 3 (fisilidad moderada). La laminación está dada por una alternancia entre material fangoso y volcánico. Los planos de fisilidad sólo se instalan en aquellas interfaces cuando el paso de una lámina a otra es abrupto, mientras que cuando los contactos son transicionales, la roca permanece intacta. C. Muestra M07 - clase 4 (fisilidad pobre). Hacia la base del corte se observan niveles ricos en material volcánico en contacto progresivo con el material pelítico. Por sectores este contacto es seguido por algunos planos de fisilidad, mientras que, en otros, los mismos permanecen intactos. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.



5.4.3. Contenido de materia orgánica

Si bien los valores de contenido de COT poseen una dispersión importante dentro de cada clase de fisilidad, la riqueza de materia orgánica muestra una correlación positiva con la fisilidad (Fig. 5.38). Las rocas con una fisilidad moderada a bien desarrollada presentan valores de COT en general por encima del 2%.

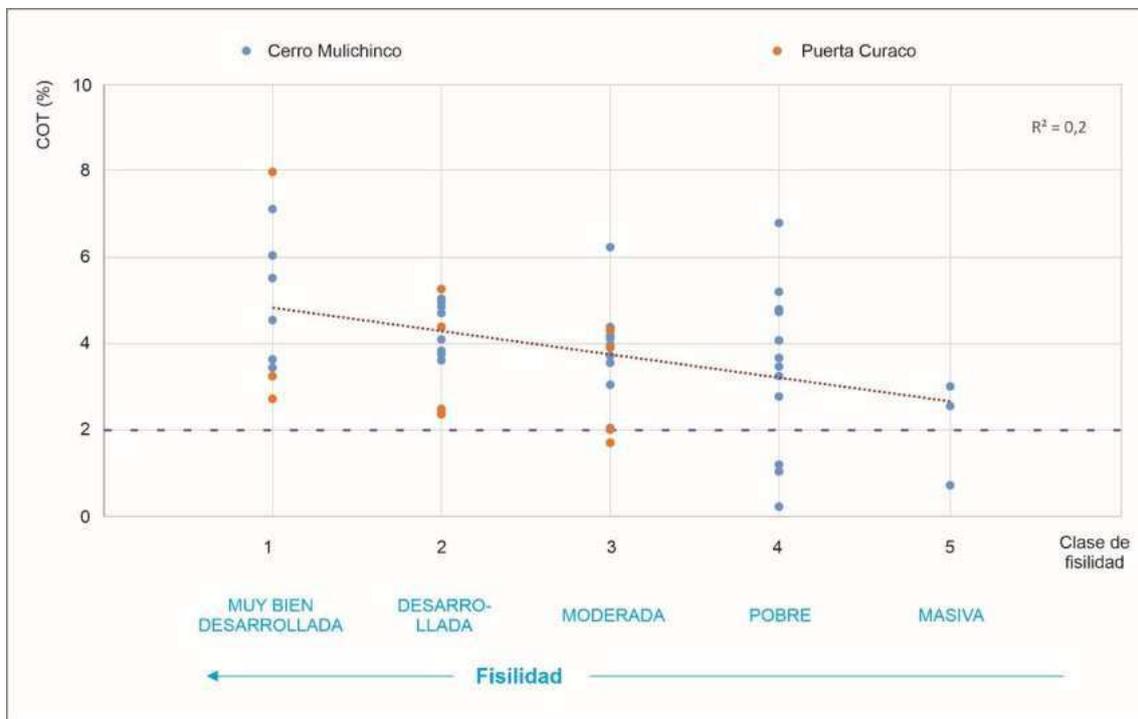
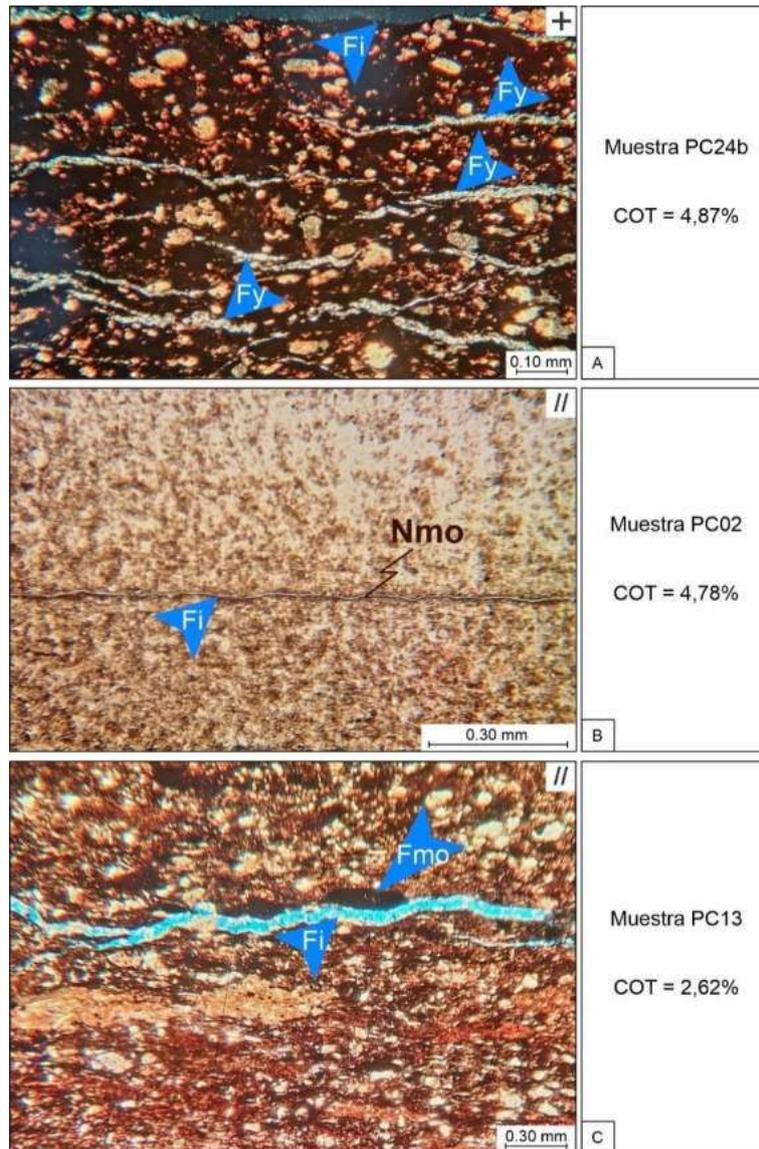


Figura 5.38. Contenido de Carbono Orgánico Total (COT) expresado en porcentaje en función de la fisilidad. A pesar de la dispersión importante en los datos, se advierte una correlación positiva entre el grado de fisilidad y la riqueza en materia orgánica. Las muestras con una fisilidad moderada a bien desarrollada poseen un COT en general superior al 2% (línea punteada).

La materia orgánica se puede encontrar presente dentro de las rocas en diversas maneras. Se puede encontrar de manera diseminada en la matriz de la roca (Fig. 5.39A); en forma de fragmentos fangosos impregnados con materia orgánica (Fig. 5.39B); y concentrada en niveles (Fig. 5.39C). En el primer caso, los planos de fisilidad encontrados en la roca tienden a mostrarse discontinuos e irregulares (Fig. 5.39A). Cuando la materia orgánica se concentra en niveles, es frecuente encontrar planos de fisilidad asociados que siguen la morfología de dichos niveles y suelen ser continuos. Por último, es común observar planos de fisilidad asociados a la interface entre los fragmentos fangosos impregnados de materia orgánica y la matriz de la roca, siguiendo la forma de los mismos, mostrando en general una morfología irregular (Fig. 5.39C).

Figura 5.39. Relación entre el contenido de materia orgánica y los planos de fisilidad. A. Muestra PC24b mostrando una matriz fangosa con elevado contenido de materia orgánica diseminado. Las fracturas rellenas por yeso (Fy) son interpretadas como planos de fisilidad desarrollados durante la exhumación de la roca y rellenas por yeso por procesos telogenéticos. Las mismas se observan discontinuas e irregulares. B. Muestra PC02 mostrando un nivel en donde se concentra la materia orgánica (Nmo) y una fractura inducida (Fi) horizontal (interpretada como plano de fisilidad) asociado al mismo. C. Muestra PC13 mostrando un fragmento fangoso impregnado con materia orgánica (Fmo) y una fractura inducida (Fi) horizontal (interpretada como plano de fisilidad) instalada entre la interface de ese elemento y la matriz de la roca. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.



5.4.4. Diagénesis

Dentro de los procesos diagenéticos observados en las rocas analizadas, la cementación es uno de los factores que mayor impacto puede tener en el desarrollo de la fisilidad. Un reemplazo pervasivo de carbonato o sílice puede impedir por completo el desarrollo de planos de fisilidad, incluso cuando el sedimento originalmente presenta una laminación y/o una fábrica donde los compuestos se encuentran orientados paralelamente a la estratificación.

Este proceso se observa, por ejemplo, en la muestra M21 que corresponde a una pelita fina afectada por una dolomitización pervasiva (Fig. 5.40). La roca muestra una laminación dada por la alternancia de niveles formados principalmente por dolomita y otros más ricos en materia orgánica y fango. Las láminas ricas en materia orgánica tienen aproximadamente 1 cm de espesor mientras que las que poseen escasa materia orgánica tienen menos de 0,5 cm de espesor. Como fue mencionado anteriormente, las tobas afectadas por un reemplazo total de calcita también se presentan invariablemente masivas (Fig. 5.36A), mientras que,

en el caso de las tufitas que también muestran un importante reemplazo por calcita poseen una fisilidad pobre (Fig. 5.36B).

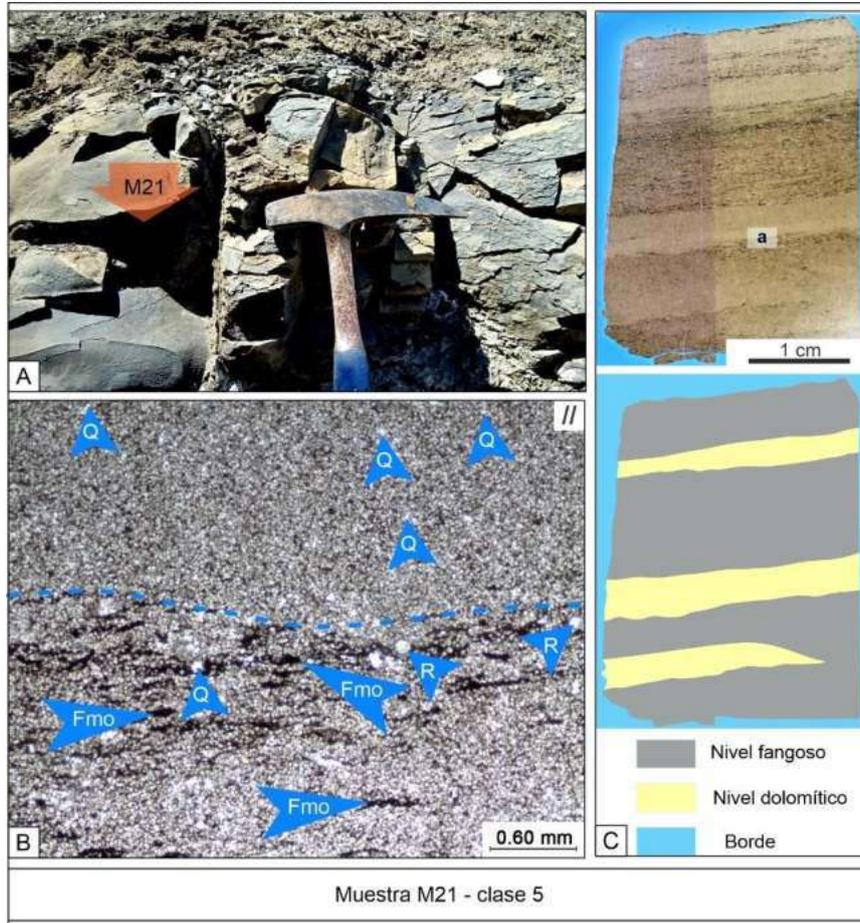


Figura 5.40. Muestra M21 correspondiente a una pelita fina afectada por una intensa dolomitización tanto de su matriz como de sus granos. A. Aspecto totalmente masivo en afloramiento. B.

Microfotografía en donde se muestra el aspecto general de la roca con niveles formados principalmente por dolomita y material silicoclástico representado principalmente por cristales de cuarzo (Q) y niveles con mayor contenido de fango impregnado con materia orgánica (Fmo) y radiolarios (R). La roca presenta una alternancia de niveles ricos en dichos fragmentos impregnados en materia orgánica (por debajo de la línea punteada) y niveles que carecen de los mismos. C. Foto del corte delgado y su interpretación mostrando la laminación que se preserva pese al intenso reemplazo.

La compactación también es un proceso diagenético influyente en la fábrica de la roca, ya que promueve la orientación horizontal de los minerales laminares, así como la deformación de los materiales de menor resistencia como los peloides arcillosos (Fig. 5.41). Las pelitas con una fisilidad desarrollada a muy desarrollada (clases 2 y 1, respectivamente) y de matriz peloidal, en donde los peloides de composición arcillosa suelen mostrar una fuerte orientación de los filosilicatos que los forman. Esto se deduce de la marcada extinción en

forma conjunta de la matriz cuando la misma es orientada paralela al hilo horizontal del microscopio, la cual llega a su máximo de birrefringencia a los 45° del mismo.

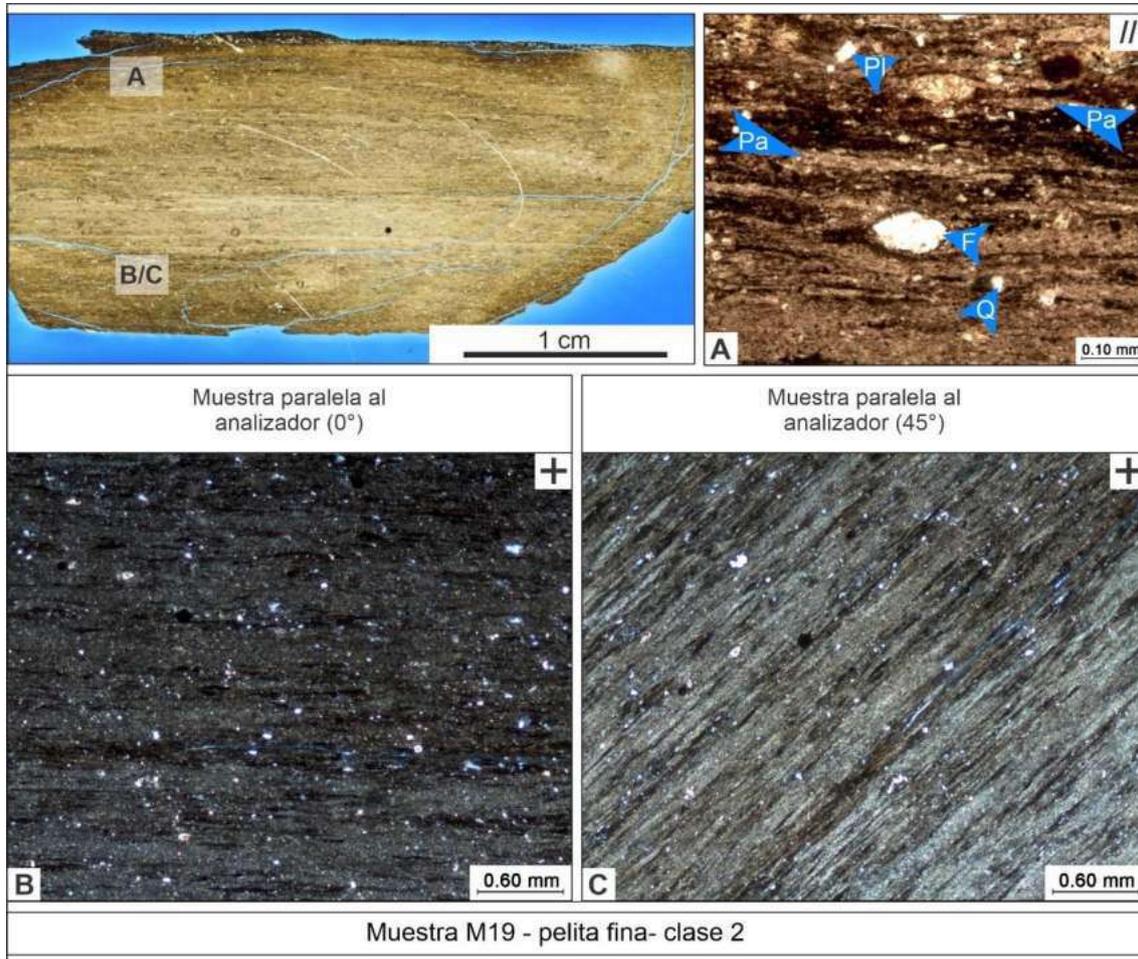


Figura 5.41. Evidencias de compactación. Muestra M19: pelita fina, clase 2. A. Detalle de peloides arcillosos fuertemente deformados por la compactación, los cuales llegan a coalescer lateralmente. Se observan además cristales de cuarzo (Q) y foraminíferos (F). B y C. Extinción conjunta de la matriz peloidal cuando la roca se orienta paralelamente al analizador. C. Muestra orientada a 45° del analizador, mostrando su máximo de birrefringencia. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.

5.5. Fluorescencia de Rayos X

La composición química de las muestras provenientes de las rocas aflorantes en Puerta Curaco fueron estudiadas a través de mediciones de FRX. Aquellos elementos con una concentración por debajo o muy cercano al límite de detección fueron excluidos del presente estudio.

Los resultados del análisis químico de los elementos mayoritarios muestran importantes variaciones principalmente en los tenores de SiO_2 y de CaO (Tabla 5.1). Esto se debe fundamentalmente a los cambios en la composición de las pelitas que poseen cantidades variables de componentes silicoclásticos de origen detrítico y carbonáticos, mayormente autígenicos. En el caso del CaO también es necesario tener en cuenta la presencia de

minerales telogenéticos como el yeso, muy abundantes en algunas de las muestras analizadas (PC25, PC24a, PC14 y PC13).

Tabla 5.1. Elementos mayoritarios según los resultados de FRX de las muestras de Puerta Curaco recalculados a 100%.

Muestra	Clase de fisilidad	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	S	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO
PC 06	3	47,98	6,51	39,84	5,73	2,35	1,70	0,51	0,38	0,45	0,10
PC 02	3	73,85	12,50	5,87	1,82	1,23	0,00	1,90	0,83	0,18	0,05
PC 22	3	67,45	7,58	15,91	2,33	1,59	0,00	0,34	1,07	0,25	0,09
PC 15	3	17,96	2,39	49,00	3,20	1,78	1,10	0,23	0,77	0,66	0,02
PC 04	2	42,01	4,80	47,19	3,48	0,81	2,18	1,27	0,00	0,11	0,37
PC 24b	2	21,01	4,04	44,16	3,85	1,73	0,00	12,12	0,27	0,29	0,08
PC 16	2	60,59	9,73	16,19	3,51	1,41	0,00	2,60	0,58	0,35	0,61
PC 13	2	43,00	5,28	39,78	5,16	1,15	0,00	27,74	0,27	0,31	0,10
PC 10	1	54,21	11,06	23,53	2,67	0,78	0,00	15,90	0,00	0,20	0,13
PC 24a	1	40,66	7,02	33,98	2,06	0,76	0,00	27,25	0,00	0,24	0,47
PC 25	1	29,91	4,92	30,44	3,80	1,72	0,00	6,81	0,60	0,50	0,06
PC 14	1	36,51	5,08	38,74	1,73	1,03	0,00	8,52	0,38	0,17	0,11
PC 17	5	18,59	7,86	65,34	0,94	0,29	0,00	29,17	0,00	0,12	0,12

Tabla 5.2. Elementos traza según los resultados de FRX de las muestras de Puerta Curaco.

Muestra	Clase de fisilidad	Mo	V	Zn	Cr	As	Rb	Zr	Sr	Ba	Cl	Sc	Sn	Nb
PC 06	3	2	59	45	92	10	51	99	246	679	215	214	10	9
PC 02	3	6	80	15	50	8	19	36	311	420	397	246	30	4
PC 22	3	9	80	12	80	7	30	58	308	344	284	140	31	7
PC 15	3	7	169	42	98	16	62	173	128	229	72	68	10	11
PC 04	2	2	13	5	11	4	6	45	181	341	294	38	49	3
PC 24b	2	9	86	13	92	13	38	68	278	363	300	241	32	7
PC 16	2	17	167	575	57	21	30	56	260	316	386	234	31	6
PC 13	2	266	274	330	131	38	32	71	168	312	356	38	24	10
PC 10	1	10	105	20	65	17	12	32	198	293	433	317	27	5
PC 24a	1	100	107	11	60	9	17	40	165	314	446	305	54	7
PC 25	1	126	913	48	76	27	48	79	173	276	328	95	35	9
PC 14	1	6	61	5	53	8	19	36	296	387	447	244	33	4
PC 17	5	22	38	18	11	5	5	12	345	354	567	302	49	4

Según la clasificación geoquímica propuesta por Spalletti *et al.* (2014), las rocas corresponden principalmente a margas, y en menor medida a fangolitas, fangolitas margosas, margas fangolíticas, margas calcáreas y calizas margosas (Fig. 5.42). En el caso de las margas calcáreas en el diagrama ternario CaO-Al₂O₃-SiO₂ las mismas corresponden a las muestras PC17 y PC15, una toba calcitizada y un bindstone microbiano, respectivamente. Las muestras PC124b, PC04 y PC06 poseen un alto contenido de CaO debido a su alto porcentaje de compuestos esqueléticos carbonáticos (50-60%). El diagrama de CaO- SiO₂ muestra una buena correlación inversa, con un R² de 0,78, indicando un origen mayormente autigénico del CaO (Hernández Bilbao, 2016).

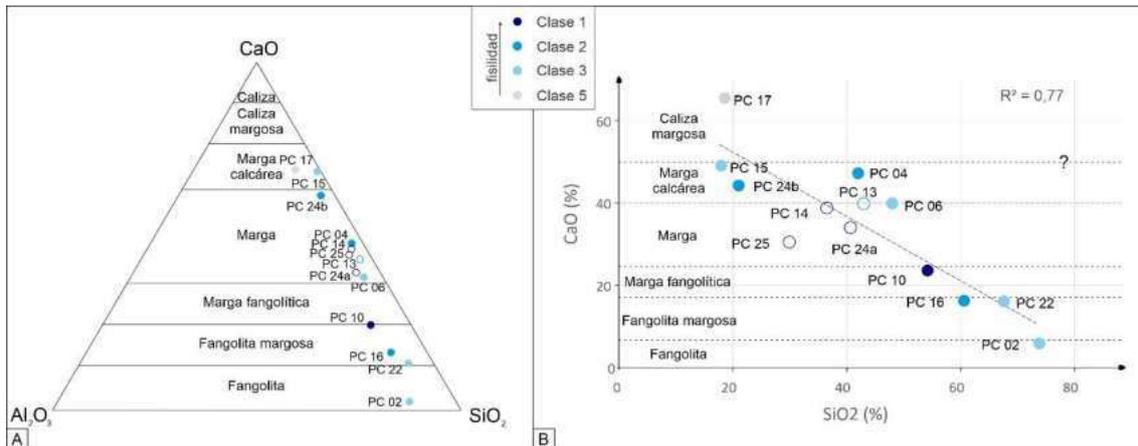


Figura 5.42. Clasificación química de rocas de grano fino propuesta por Spalletti *et al.* (2014). A. Diagrama ternario aluminio-calcio-sílice. B. Calcio versus sílice. La mayor parte de las muestras se clasifica como margas. Sin embargo, aquellas muestras con un alto porcentaje de S fundamentalmente aportado por el yeso alojado en fracturas horizontales (marcadas con círculos sin relleno) probablemente tengan un porcentaje de CaO telogenético importante.

Los elementos mayoritarios y traza suelen agruparse según su comportamiento geoquímico entre aquellos que son de afinidad detrítica, carbonática y orgánica/redox (Vine y Tourtelot, 1970; Tribouillard *et al.*, 2006; Calvert y Pedersen, 2007; Hernández Bilbao, 2016, Fig. 5.43).

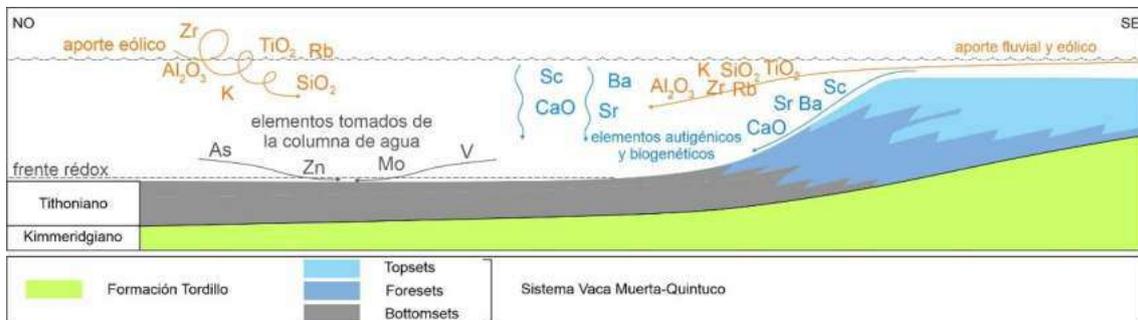


Figura 5.43. Esquema del comportamiento geoquímico de los elementos mayoritarios y traza incorporados al sistema Vaca Muerta-Quintuco. Los elementos detríticos son incorporados a partir del aporte fluvial y eólico, los carbonáticos tienen un origen fundamentalmente autigénico y biogénico y los elementos redox/orgánicos son tomados de la columna de agua por debajo del frente redox donde tiene lugar la mayor preservación de la materia orgánica. Modificado de Mitchum y Uliana (1985) y Hernández Bilbao (2016).

A través de un análisis de componentes principales se pudo observar que las muestras de Puerta Curaco siguen el agrupamiento propuesto en la bibliografía (Fig. 5.44). Se excluyó del análisis al P y al MgO ya que en muchos casos los valores se encontraban por debajo del límite de detección y al S por encontrarse sistemáticamente fracturas rellenas con yeso, el cual se presume telogenético.

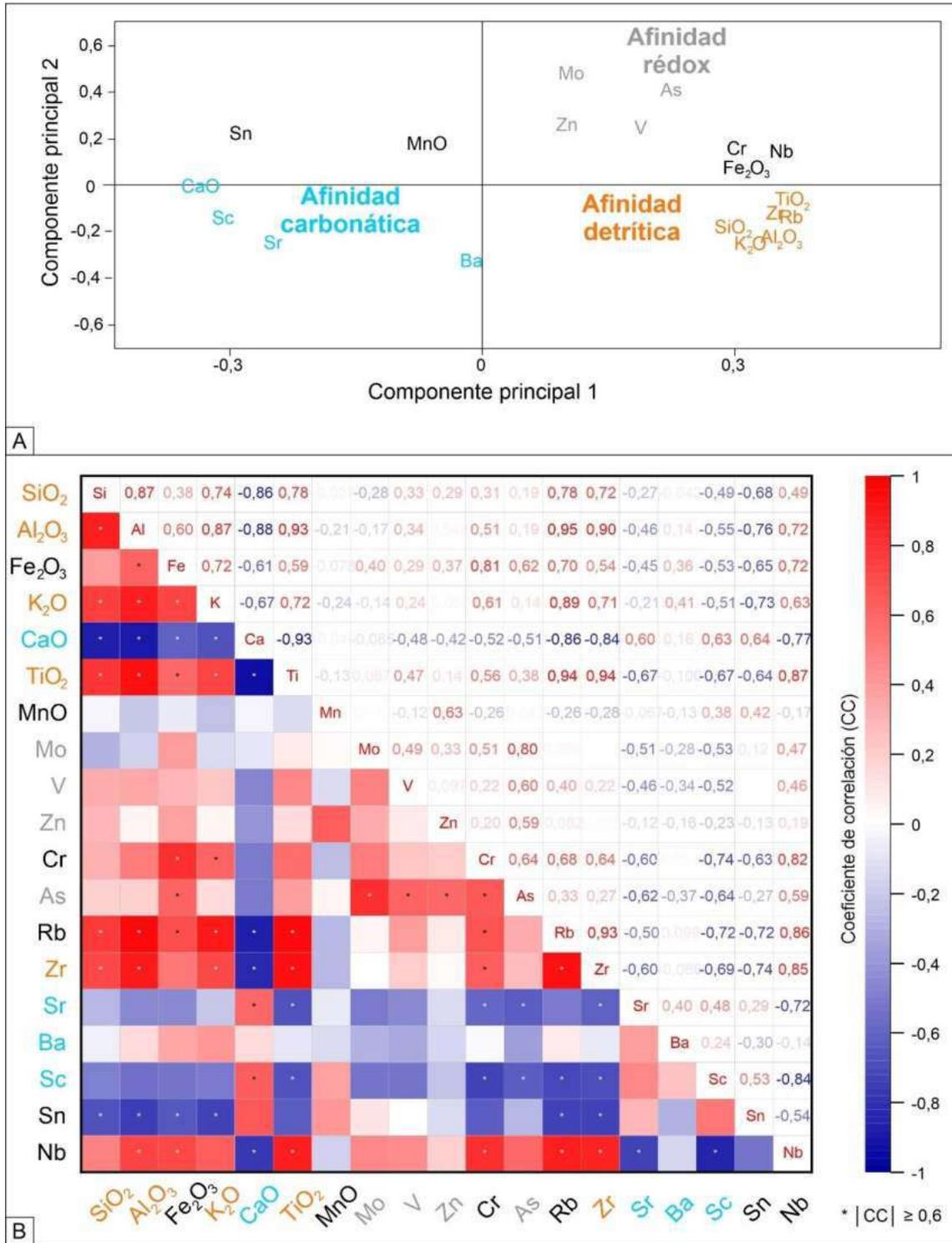
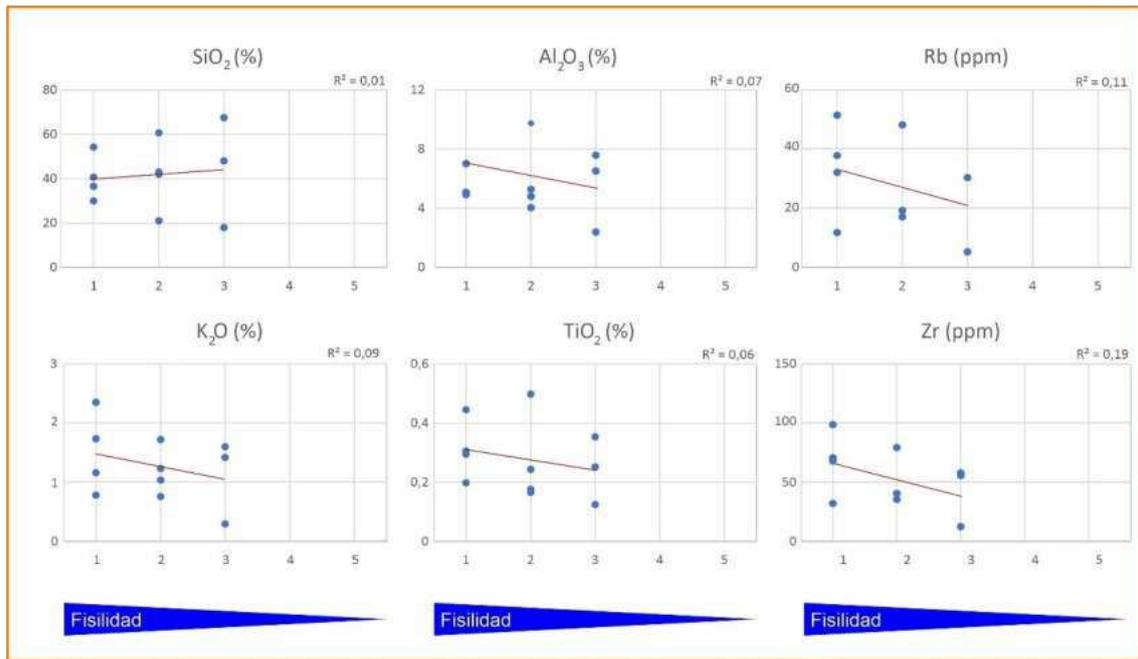


Figura 5.44. Análisis de componentes principales de elementos mayoritarios y traza a partir de mediciones de FRX para las muestras de Puerta Curaco (n = 13). A. Componentes principales 1 y 2 mostrando los elementos de afinidad detrítica (SiO₂, K₂O, Al₂O₃, TiO₂, Rb y Zr), carbonática (CaO, Sr, Ba y Sc) y orgánica/rédox (Mo, As, Zn y V). B. Matriz de correlación. En rojo se encuentran los elementos cuya correlación es directamente proporcional y en azul, aquellos que poseen una relación inversa. El módulo del coeficiente de correlación (CC) toma valores entre 0 y 1. Mientras más cercanos sean los CC a 0, menor es la relación entre los elementos, y mientras más cercanos sean los CC a 1, mayor es la relación entre las variables.

En el análisis de componentes principales se observa que los elementos de afinidad detrítica son SiO₂, K₂O, Al₂O₃, TiO₂, Rb y Zr; los de afinidad carbonática son CaO, Sr, Ba y Sc; y los de afinidad orgánica/rédox son Mo, As, Zn y V (Fig. 5.44A). En la matriz de correlación (Fig. 5.44B) se observan los coeficientes de correlación (CC) entre los distintos elementos considerados. El CC toma valores entre -1 y 1, siendo positivo cuando ambas variables tienen una correlación positiva y negativo cuando la relación entre ellas es inversa. Mientras más cercano sea el módulo del CC a 1, más fuerte es la relación entre las variables y mientras más cercano a 0 más débil es la relación lineal. Aquellos señalados en rojo corresponden a un CC positivo y en azul se encuentran los valores negativos. Las correlaciones significativas ($|CC| \geq 0,6$) se indican con un (*) en el triángulo inferior de la matriz de correlación. En el triángulo superior se encuentran expresados numéricamente los CC.

Los elementos con afinidad detrítica están normalmente asociados a los minerales de arcilla y otras partículas clásticas tamaño limo (Calvert y Pedersen, 2007) los cuales son aportados al sistema a través de distintos procesos sedimentarios (Fig. 5.43). En términos generales, se advierte que los elementos detríticos aumentan conforme aumenta la fisilidad (Fig. 5.45) ya que en casi todos los casos (excepto el SiO₂) se advierte una tendencia positiva desde las muestras de fisilidad intermedia (clase 3) hasta las muestras con una fisilidad muy desarrollada (clase 1). En el caso de la sílice, puede ser que el contenido de este elemento haya variado debido a procesos meteóricos ya que se trata de rocas aflorantes y el Si presenta cierto grado de movilidad geoquímica (Ver Straeten *et al.*, 2011). A su vez, es posible que el contenido de Si se encuentre modificado por la presencia de radiolarios (origen biogénico) que frecuentemente se han observado en sección delgada, tal como se observa en el caso de las muestras PC22 (clase 2) y PC06 (clase 3), que tienen altos valores de Si. En el caso de la muestra PC14 (clase 2), el valor más alto de Si con respecto al resto de las muestras de la misma clase de fisilidad se debe probablemente a las intercalaciones de niveles de origen volcánico que contiene.

Figura 5.45. Variación en el contenido de elementos detríticos en función de la fisilidad. Excepto por el SiO₂, los elementos detríticos muestran un aumento hacia las clases de mayor fisilidad.



Los componentes carbonáticos son significativos en la Formación Vaca Muerta. El CaO se asocia principalmente a la calcita (Hernández Bilbao, 2016), cuya correlación negativa con el SiO₂ (CC = -0,86 Fig. 5.44B) indica un origen autigénico para dicho mineral (Hernández Bilbao, 2016). Además del CaO, el análisis factorial incluye dentro de los elementos de afinidad carbonática al Sr, Sc y Ba. La variación de estos elementos en función de la fisilidad es inversa (Fig. 5.46), ya que las muestras de fisilidad moderada (clase 3) poseen mayores tenores de estos componentes que aquellas rocas de fisilidad muy bien desarrollada (clase 1). En el caso del Ba, la relación levemente positiva, la cual puede ser producto del intemperismo, ya que se trata de un elemento móvil.

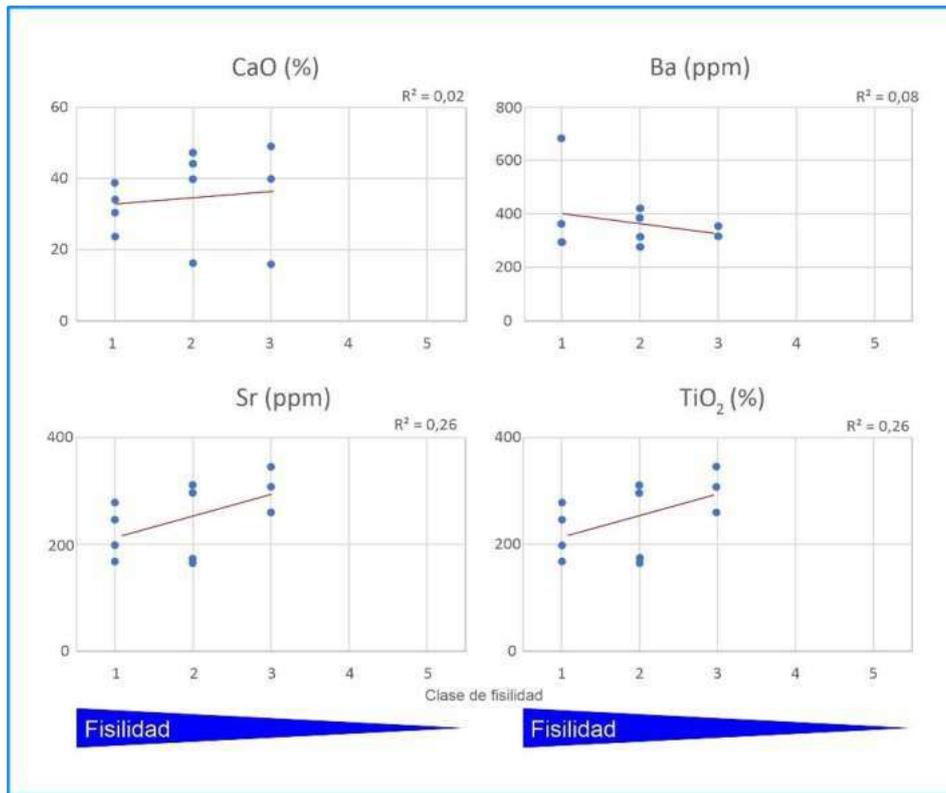


Figura 5.46. Variación en el contenido de elementos carbonáticos en función de la fisilidad. Excepto por el Ba, se observa una disminución hacia las clases de mayor fisilidad.

El V, Mo, Zn y As son elementos usados comúnmente como indicadores paleoredox (Calvert y Pedersen, 1993; Brumsack, 2006; Tribovillard *et al.*, 2006). Estos elementos suelen enriquecerse fuertemente bajo condiciones anóxicas a euxínicas y presentar una estrecha relación con el contenido de materia orgánica mientras que en condiciones subóxicas la correlación entre estos elementos y el contenido de COT suele ser baja (Tribovillard *et al.*, 2006). En las muestras analizadas se observa una correlación positiva tanto entre estos elementos y el COT como entre estos elementos y la fisilidad, excepto por el Zn (Fig. 5.47).

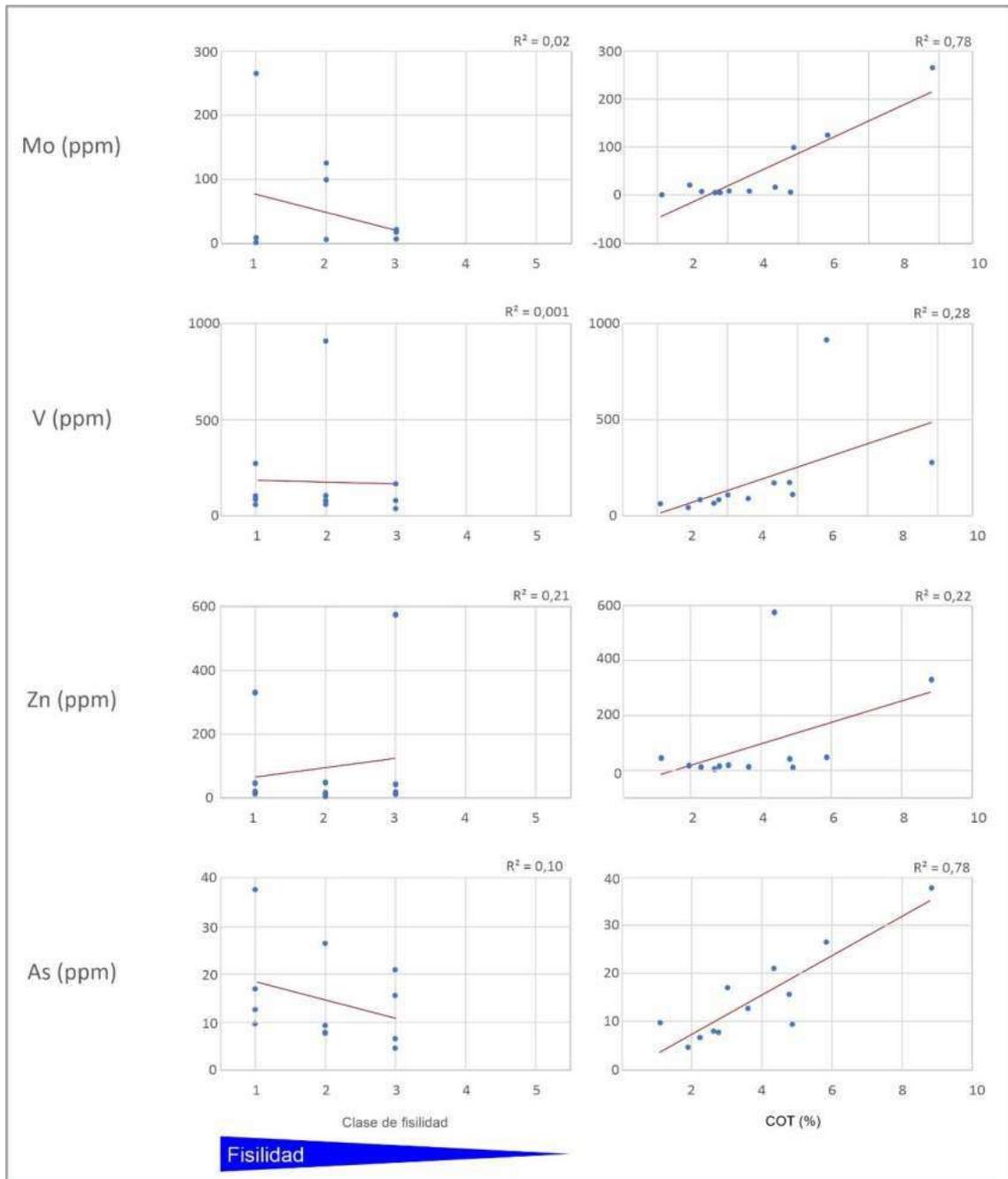


Figura 5.47. Variación en el contenido de elementos redox/orgánicos en función de la fisilidad y del contenido del COT. Excepto por el Zn, se observa un aumento hacia las clases de mayor fisilidad y una correlación positiva entre los elementos y el contenido de COT.

5.6. Resumen

- En el presente trabajo se muestra el estudio de la fisilidad en dos afloramientos de la Formación Vaca Muerta: Cerro Mulichinco y Puerta Curaco.
- Se desarrolló una metodología semicuantitativa que permite realizar una estimación del grado de fisilidad a partir del conteo de los planos de fisilidad en rocas aflorantes.

- El grado de fisilidad de una roca de grano fino depende de múltiples factores como la litología (fundamentalmente el contenido de carbonato de calcio), la riqueza de materia orgánica y, la intensidad y tipo de laminación. A su vez, la fisilidad también depende de procesos diagenéticos que pueden modificar la fábrica original de la roca, ya sea obliterándola, como en el caso de la precipitación de carbonatos o bien incrementando la intensidad de la fábrica mineral, por medio de la compactación mecánica de componentes.
- El estudio de un mismo intervalo estratigráfico a lo largo de 6 km permite advertir tendencias similares en el grado de fisilidad de la roca a lo largo de un ciclo transgresivo-regresivo. La máxima fisilidad se observa cerca de las superficies de máxima inundación, donde las rocas son mayormente pelitas medianas a finas con laminación y alto contenido de materia orgánica. Las rocas de menor o nula fisilidad se ubican hacia el final de los hemiciclos regresivos, en donde las rocas presentan un mayor contenido de carbonato de calcio y menor tenor orgánico.

Capítulo 6. Estudios de subsuelo

Se llevó a cabo un estudio en coronas pertenecientes a la Formación Vaca Muerta a fin de analizar la fisilidad en rocas de subsuelo y verificar si se advierten las mismas tendencias en los factores que controlan el desarrollo esta propiedad que los observados en rocas de afloramientos. El análisis de la fisilidad incluye el estudio de 4 coronas extraídas en 3 pozos ubicados en el centro de la Cuenca Neuquina abarcando más de 300 metros de roca. En primer lugar, a través de una metodología semicuantitativa se estimó el grado de fisilidad potencial de las rocas estudiadas. Posteriormente, se analizó la evolución temporal de las diferentes discontinuidades observadas en las coronas. A su vez, se utilizaron los resultados de estudios de laboratorio para caracterizar la composición, propiedades petrofísicas y comportamiento geomecánico en función del grado de fisilidad de las rocas. Esta información fue luego integrada tanto con datos provenientes de perfiles e imágenes de pozo a partir de la generación de modelos predictivos realizando una clasificación supervisada. Por último, tal como se realizó en rocas de afloramiento, se analizó desde un punto de vista secuencial, la relación existente entre la fisilidad y los ciclos transgresivo-regresivos y su variación dentro de las parasecuencias identificadas.

6.1. Ubicación del set de datos

Las 4 coronas estudiadas se extrajeron de 3 pozos ubicados en la región morfoestructural del Engolfamiento Neuquino (Fig. 6.1A). Los intervalos estratigráficos incluyen las unidades 1 y 2 (entre las superficies T1 y T4, Desjardins *et al.*, 2016) y la parte basal de la unidad 5 (entre las superficies B4 y V1, Desjardins *et al.*, 2016) (Fig. 6.1B-C). La unidad 1 se subdivide en cocina y regresivo mientras que la unidad 2 se divide entre los intervalos Orgánico Superior y Orgánico Inferior. En su conjunto las unidades 1 y 2 constituyen la informalmente conocida como Sección Enriquecida Inferior, es decir, los *foresets* y *bottomsets* de la Supersecuencia 1 (ver Fig. 3.10). La zona inferior de la unidad 5 constituye la denominada Sección Enriquecida Superior, que corresponde a un segundo intervalo rico en materia orgánica (> 2%) hacia el noroeste de la cuenca, coincidiendo con los *foresets* y *bottomsets* de la Supersecuencia 2 (ver Fig. 3.10).

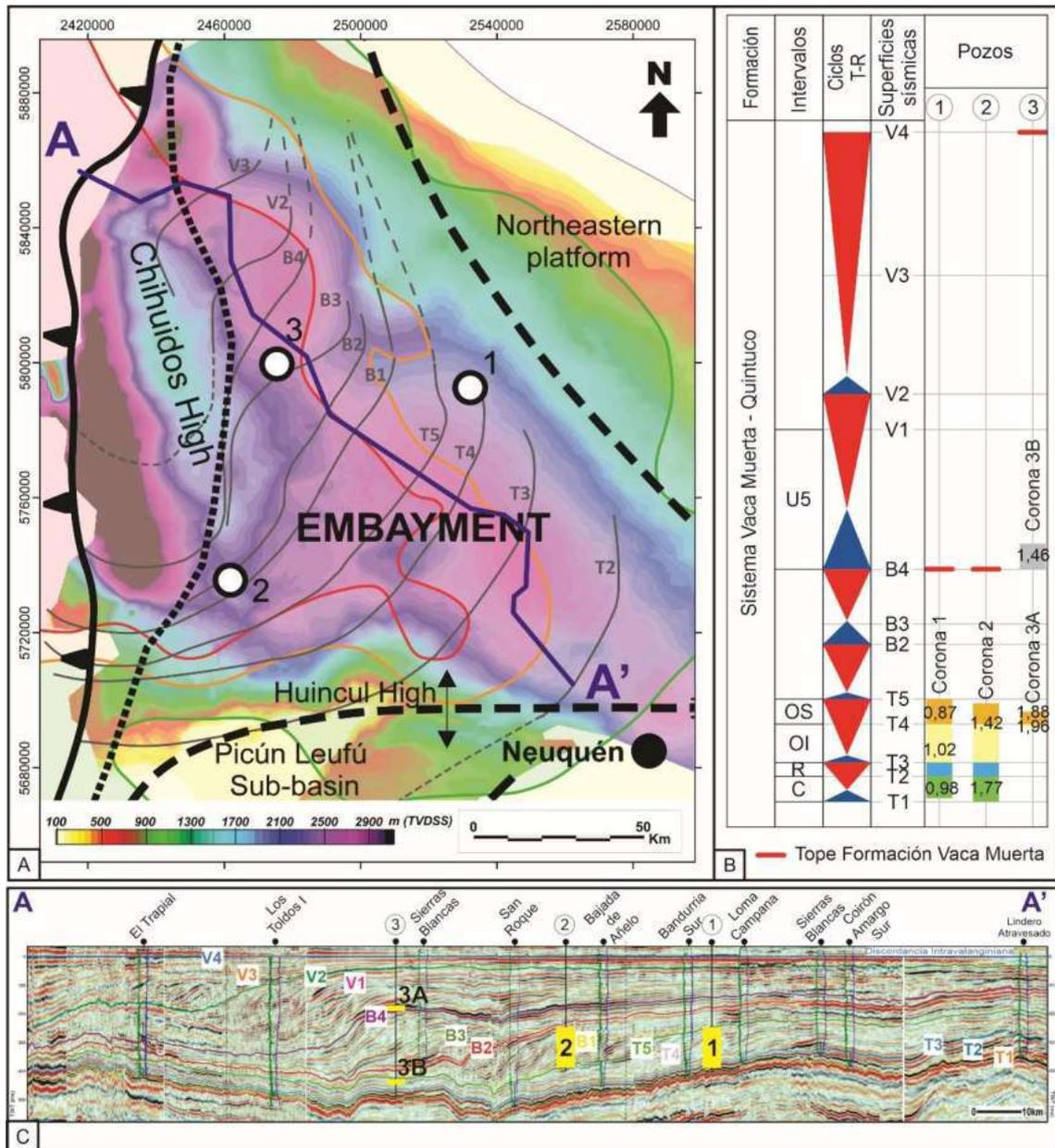


Figura 6.1. Ubicación de las coronas utilizadas en el presente estudio. A. Mapa de ubicación de los pozos de donde se extrajeron las coronas. En negro se encuentran los rasgos macroestructurales, incluyendo las principales regiones morfoestructurales y sus límites. T2 a V3: quiebres de plataforma del sistema Vaca Muerta-Quintuco (Domínguez *et al.*, 2017). Las líneas en colores indican los límites inferiores de cada ventana de maduración (Brisson *et al.*, 2020): rojo = gas seco; naranja = gas húmedo; verde = petróleo. De fondo se observa el mapa estructural de la base de la Formación Vaca Muerta (Marchal *et al.*, 2020). Modificado de Martín *et al.*, 2023a. B. Ubicación de las coronas en profundidad con los intervalos estratigráficos incluidos en cada una. Se muestran los resultados de Ro tomados en aquellos intervalos que fueron medidos. C = Cocina; R = Regresivo; OI = Orgánico Inferior; OS = Orgánico Superior. Modificado de Martín *et al.*, 2023. C. Línea sísmica horizontalizada a la superficie V4 (discordancia Intravalanginiana) tomada de Sattler *et al.* (2016) con proyección de los pozos y sus respectivas coronas.

6.2. Fisilidad y discontinuidades

El estudio de la fisilidad y la manera en la que las rocas extraídas de subsuelo se fracturan a lo largo del tiempo se llevó a cabo por medio de dos estudios. Por un lado, se desarrolló una metodología para caracterizar la fisilidad potencial de una roca de subsuelo (el índice DAD, por sus siglas en inglés, *Drying Alcohol Discontinuities*, desarrollado a continuación), la cual es no destructiva y da como resultado un registro continuo de esta propiedad. Este índice se basa en el reconocimiento de discontinuidades potenciales en la roca, interpretadas como planos de fisilidad que, si bien aún no tienen expresión en el presente, se activarán con el tiempo al estar expuestas en superficie, a presión y temperatura atmosférica. Por otro lado, se estudió la evolución temporal de los planos de discontinuidad efectivos (PDE) observados en las 4 coronas, es decir, aquellos planos por los cuales la corona se encuentra dividida en diferentes partes, perdiendo continuidad física. Éstos pueden dividirse entre PDE de primer orden y de segundo orden (ver Fig. 1.2). Los primeros se encuentran asociados a la presencia de concreciones, planos de falla, contactos litológicos y BPF, mientras que los PDE de segundo orden se vinculan a la presencia de fósiles y de planos de fisilidad (Fig. 6.2).

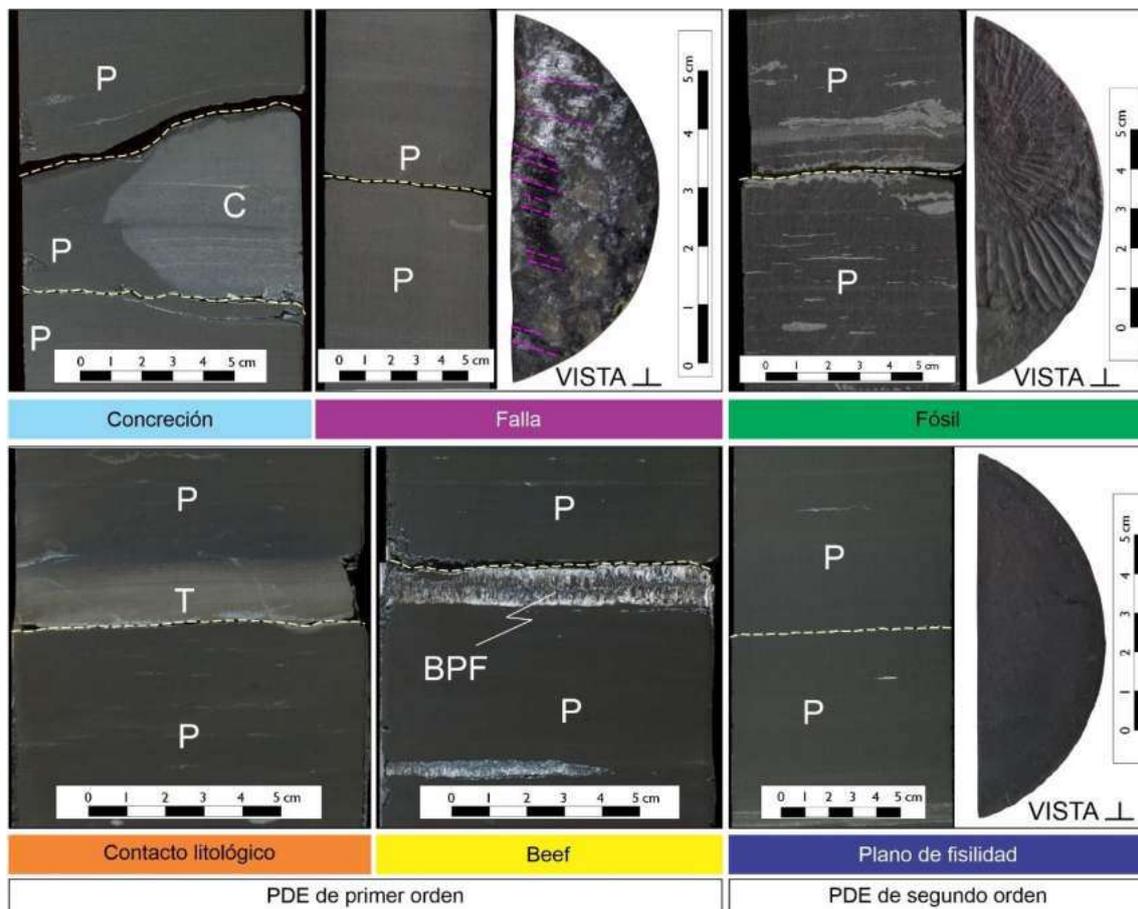


Figura 6.2. Planos de Discontinuidades Efectivas (PDE) reconocidas en las coronas (líneas punteadas blancas). Entre aquellas de primer orden se encuentran los PDE asociados a la presencia de concreciones, fallas, contactos litológicos y BPF. Los PDE asociados a fallas se distinguen por la presencia de espejillos de falla y de estrías (líneas punteadas moradas). Entre los de segundo orden se distinguen los PDE vinculados a la presencia de fósiles y de planos de fisilidad. Modificado de Martín *et al.* (2023a).

6.2.1. Índice DAD

La fisilidad es una propiedad definida en rocas de grano fino aflorantes, en donde el intemperismo remueve parte de los agentes cementantes y la roca se expande tanto por descompresión como por la hidratación de ciertos minerales arcilla (Ingram, 1953). El hecho de que algunas rocas de grano fino aflorantes permanezcan masivas mientras que otras se rompen a través de planos de fisilidad implica que dichos planos son preexistentes. Estos planos de debilidad pueden ser inferidos en un testigo corona (a simple vista intacto) mediante la observación de la evaporación diferencial del alcohol sobre su superficie pulida a partir de la metodología desarrollada en esta contribución. Los resultados que se desprenden de aplicar dicha metodología fueron presentados en distintas publicaciones y congresos (Martín *et al.*, 2019a, b; Martín *et al.*, 2022a, b, 2023a, b) Al rociar la roca con alcohol, el fluido tiende a concentrarse en pequeñas discontinuidades que aún no atraviesan la totalidad de la corona (muchas veces imperceptibles a ojo desnudo), de manera que, durante la evaporación, que normalmente se da desde la periferia hacia el centro de la corona, son las últimas en secarse (Fig. 6.3A). Estas discontinuidades exhiben una frecuencia variable y son consideradas planos potenciales de fisilidad.

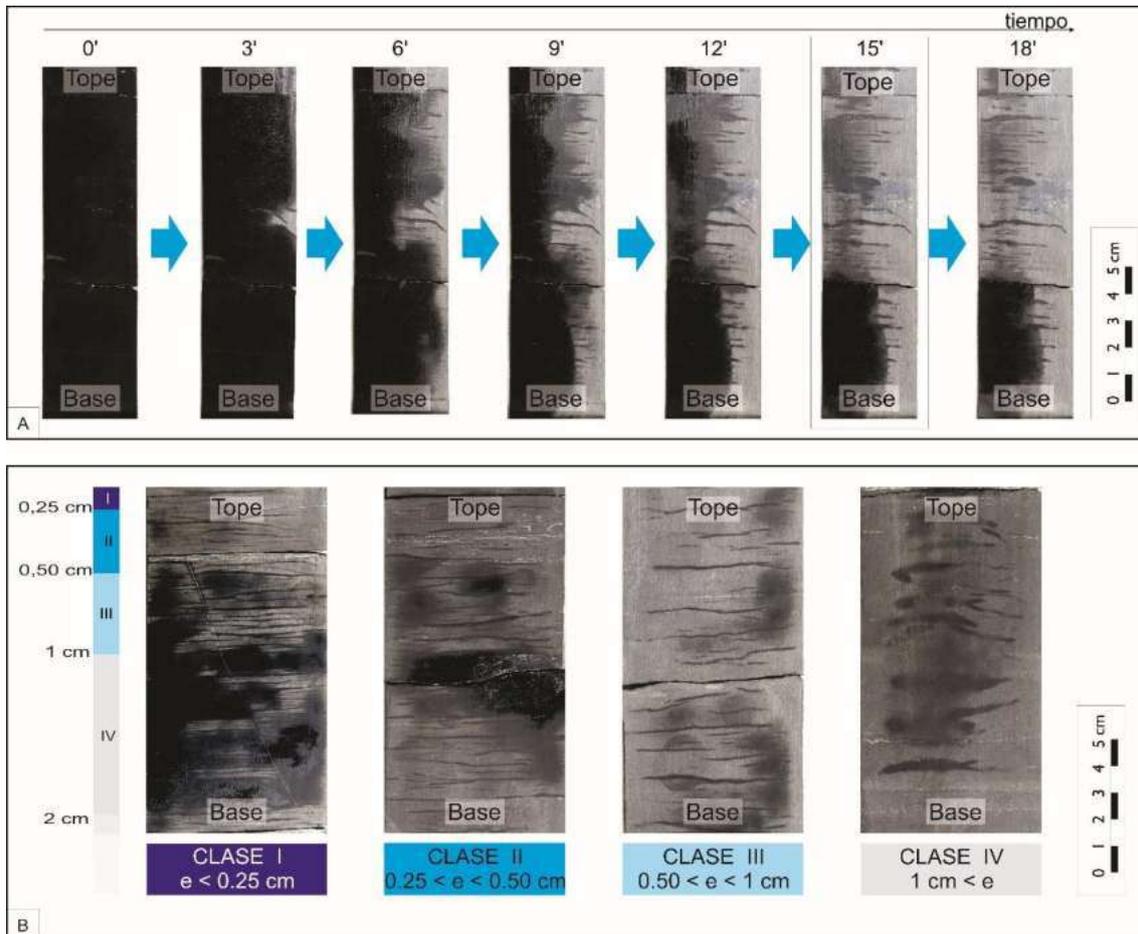


Figura 6.3. Fotografías mostrando la fisilidad en rocas de grano fino provenientes de testigos corona.

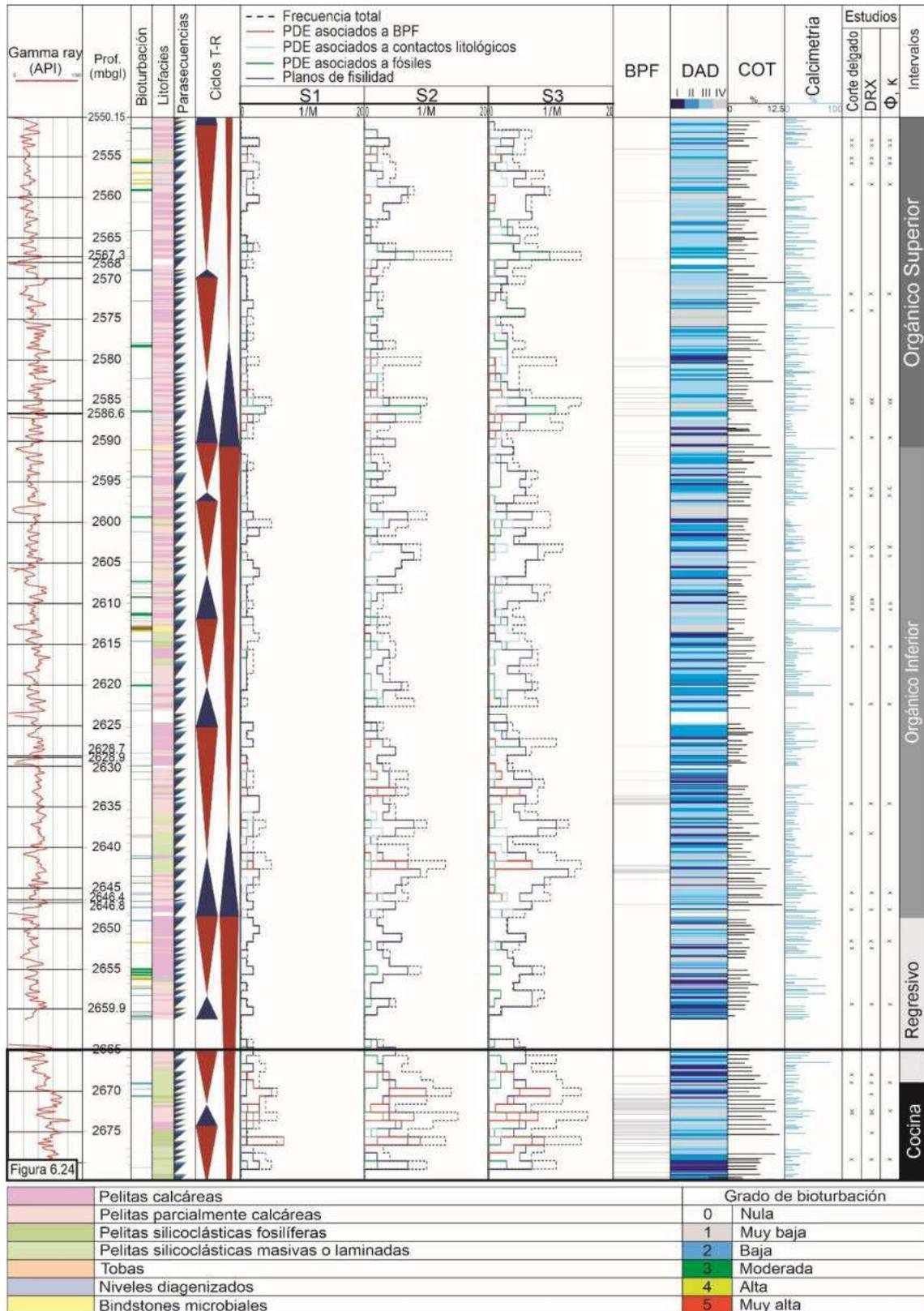
A. Evaporación diferencial del alcohol sobre una superficie pulida en una roca de grano fino. Las discontinuidades presentes en la roca tienden a concentrar el fluido, por lo que son las últimas zonas en evaporarse. A los 15 segundos se observa la mayor concentración de discontinuidades resaltadas.

B. Índice DAD (*Drying Alcohol Discontinuities*, Martín *et al.*, 2019; 2022a) generado a partir del espaciamiento promedio entre discontinuidades usado como un proxy de la fisilidad de la roca.

A fin de clasificar la roca en función del espaciamiento promedio de las discontinuidades y elaborar una escala semi-cuantitativa se tomaron 262 fotos en la primera corona estudiada (corona 1). Todas fueron realizadas desde un trípode, a 30 cm de altura y a 15 segundos luego de rociar la roca con alcohol. Las fotos fueron subsecuentemente divididas según el espaciamiento de los planos potenciales de fisilidad en 4 clases que conforman el denominado índice DAD (*Drying Alcohol Discontinuities*, Martín *et al.*, 2019; 2022a, b) (Fig. 6.3B). En este proxy de fisilidad, la primera clase corresponde a los intervalos de máxima fisilidad, con un espaciamiento menor a 0,25 cm y la clase IV corresponde a las rocas de menor fisilidad (espaciamiento mayor a 1 cm) o que son directamente masivas.

Una vez registrado el índice DAD en cada una de las coronas, se procedió a integrar esta información con las discontinuidades efectivas observadas en diferentes momentos desde la extracción de estas, su litología, grado de bioturbación, estudios de laboratorio y su interpretación secuencial (Fig. 6.4).

Figura 6.4. Ejemplo de la corona 1 mostrando la relación entre el índice de fisilidad, los planos de discontinuidad efectiva (PDE) y la información registrada en las coronas. Los ciclos transgresivo-regresivos se presentan en triángulos azules y rojos, respectivamente. Se muestra la evolución temporal de los PDE en tres estadios diferentes de la integridad de las coronas: S1, discontinuidades presentes en la corona entera, posteriormente a su transporte y desentubado luego de 20 días de su extracción; S2, discontinuidades presentes luego de su corte transversal y descripción a los 6 meses de su extracción ; y S3, discontinuidades presentes en el momento del presente estudio, luego de 6 años de almacenamiento en condiciones de presión y temperatura atmosférica. Estos resultados junto con la interpretación secuencial serán presentados a continuación. Los PDE asociados a concreciones y a fallas no fueron representados debido a su baja cantidad a fin de simplificar la figura. Para mayor detalle, ver Apéndices de cada corona (B-D).



El índice DAD muestra una distribución variable a lo largo de las coronas estudiadas con una alternancia de alta frecuencia de distintos grados de fisilidad (entre 1 y 10 cm, Fig. 6.5A). En el pozo 1 la fisilidad es máxima hacia la base de la cocina y del regresivo y en el sector medio del Orgánico Inferior, mientras que el intervalo del Orgánico Superior muestra

un bajo grado de fisilidad. La tendencia general de la variación de la fisilidad en el caso de las coronas de los pozos 2 y 3 es más difícil de establecer debido a una distribución más homogénea de las diferentes clases de fisilidad y a la escasa participación de intervalos correspondientes a la clase I. Sin embargo, en el pozo 2 es posible observar un mayor grado de fisilidad en la cocina y en la base del Orgánico Inferior y Superior, correspondiendo la zona intermedia de este último junto con el regresivo a los sectores de menor fisilidad. En el pozo 3 se advierte una diferencia considerable entre ambas coronas: las rocas correspondientes a la corona 3B, incluidas en la Sección Enriquecida Superior, son marcadamente más masivas que las encontradas en la corona 3A, extraída del intervalo Orgánico Superior (Fig. 6.5B).

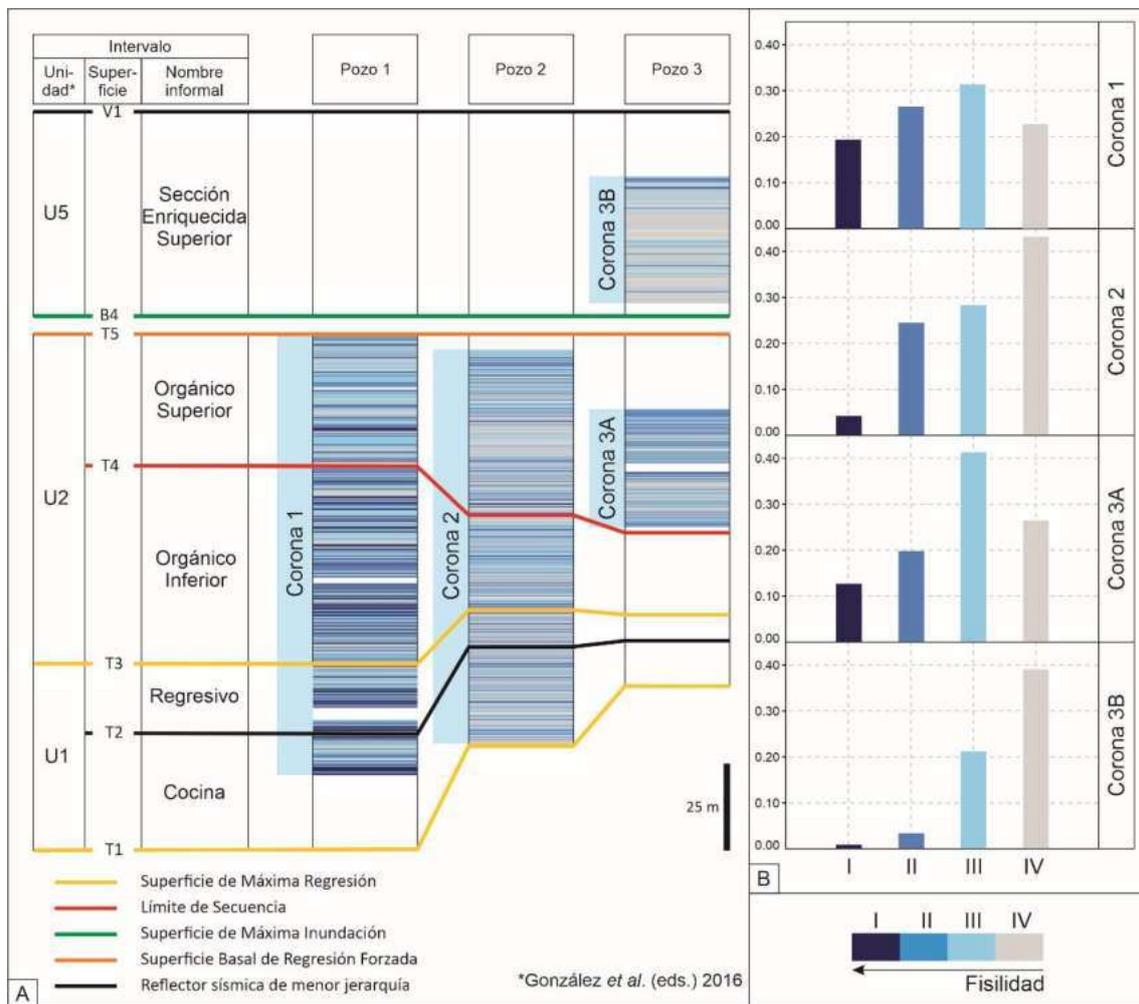
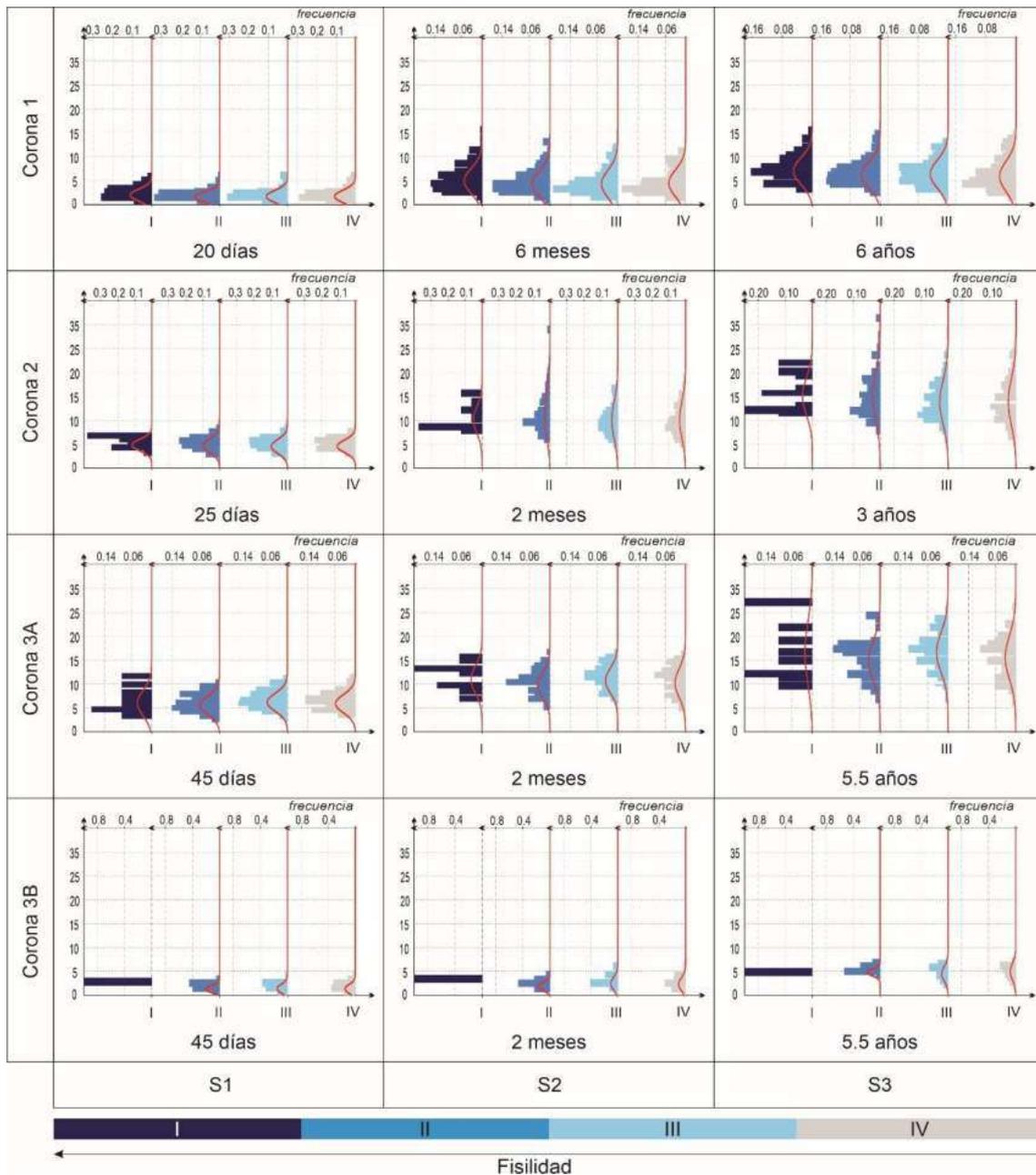


Figura 6.5. Índice DAD en las coronas. A. Distribución vertical del índice DAD para cada corona según los intervalos estratigráficos y superficies definidos en Desjardins *et al.* (2016). B. Histogramas de la abundancia relativa de las clases fisilidad en cada corona. Las coronas 1 y 3A muestran distribuciones de clases de fisilidad similares, mientras que la corona 2 presenta una abundancia sensiblemente menor de intervalos de máxima fisilidad (DAD = 1) y en la corona 3B predominan las clases de menor fisilidad (DAD = 3 y 4) con escasa participación de intervalos de alta fisilidad (DAD = 1 y 2). Modificado de Martín *et al.* (2023a).

6.2.2. Discontinuidades en la Formación Vaca Muerta

La abundancia y distribución de los distintos tipos de PDE en las coronas analizadas fue registrada en tres momentos a fin de analizar su evolución en el tiempo. Las coronas tienden a deteriorarse a medida que envejecen, producto de su descompresión, pérdida de fluidos y reacciones químicas como la oxidación de la pirita, que a su vez puede promover la disolución de carbonatos (Basu *et al.*, 2020). La ruptura de la roca se da esencialmente a través de la activación de las interfaces tanto de primer orden como de segundo orden. De esta manera, se cuenta con tres estadios de integridad de la roca, denominados S1, S2 y S3 (Fig. 6.6). El estadio S1 corresponde a los PDE presentes luego de la extracción, transporte y desentubado de la corona, entre 20 y 45 días posteriores a su adquisición. El estadio S2 incluye a su vez, los PDE desarrollados luego del corte longitudinal y descripción de la corona, entre 1 y 9 meses desde su extracción, según el caso. Por último, el estadio S3 muestra los PDE observados durante el presente estudio, luego de cierta cantidad de años de almacenamiento (entre 3 y 5) en condiciones de presión y temperatura atmosféricas.

Figura 6.6. Evolución temporal de los PDE en cada estado de integridad, mostrando su correspondiente tiempo para cada corona y su relación con el índice DAD. En general, la clase I muestra la mayor abundancia de PDE, tendencia que se acentúa a medida que pasa el tiempo (de S1 a S3) los PDE tienden a ser más abundantes en las rocas de mayor fisilidad. Las curvas rojas representan la distribución gaussiana aproximada para cada histograma. Modificado de Martín *et al.* (2023a).



Cada corona fue extraída y estudiada en momentos diferentes, por lo que los tiempos de S1-3 varían entre sí. En líneas generales se observa que las rocas de mayor fisilidad presentan una mayor abundancia de PDE que sus contrapartes masivas. Esta tendencia se acentúa a medida que pasa el tiempo, generando una mayor diferencia entre las clases desde S1 a S3 (Fig. 6.6). Si bien la corona 3B muestra la menor cantidad de PDE, presenta la misma evolución que el resto de las coronas en el tiempo.

La evolución en el tiempo de cada tipo de PDE (Fig. 6.7) y su cuantificación, tanto en número como en términos de su factor incremental (de S1 a S2 y de S2 a S3) permite establecer ciertas similitudes entre las cuatro coronas analizadas:

- Los PDE de segundo orden son más abundantes que los de primer orden. Esta predominancia tiende a acentuarse con el tiempo (de S1 a S3).
- En la mayoría de los casos, los planos de fisilidad predominan por sobre el resto de los PDE.
- Los PDE asociados a los fósiles muestran los mayores factores incrementales de S1 a S2 y de S2 a S3.
- Los PDE asociados a contactos litológicos corresponden predominantemente a la presencia de niveles de tobas, indistintamente de su alteración (calcita, arcillas o piritita).
- La mayoría de los PDE tiene un factor incremental mayor de S1 a S2 en comparación con el de S2 a S3, excepto por aquellos asociados a los fósiles en el pozo 3.

Sin embargo, se advierten ciertas diferencias entre las coronas estudiadas:

- El número total de PDE en la corona 2 duplica o triplica la cantidad de PDE observada en el resto de las coronas en los tres estadios de integridad.
- Los PDE asociados a fallas se encuentran presentes únicamente en la corona 1. Su distribución es relativamente homogénea a lo largo de los cuatro intervalos estratigráficos, con una mayor expresión en S1 y S2, manteniéndose constante en S3.
- Los PDE relacionados a las concreciones son menos abundantes, excepto para la corona 2, especialmente en el intervalo del Orgánico Superior, en el que las discontinuidades asociadas a esta heterogeneidad alcanzan un 3%.
- En el pozo 2 la proporción relativa de los distintos tipos de PDE se mantiene constante entre los intervalos estratigráficos abarcados, mientras que en los pozos 1 y 3 se advierte una marcada variación. En el pozo 1 las discontinuidades asociadas a BPF son particularmente más abundantes en la cocina y ausentes en el regresivo, siendo incluso más abundantes que los planos de fisilidad. El pozo 3 presenta 9 a 12% de discontinuidades asociadas a contactos litológicos en la corona 3A (perteneciente al Orgánico Superior) mientras que en la corona 3B (ubicada en la Sección Enriquecida Superior) este tipo de PDE está ausente.
- Las coronas 1 y 2 tienen longitudes similares (alrededor de 120 metros) y abarcan aproximadamente los mismos intervalos estratigráficos (Fig. 6.1). Sin embargo, la cantidad de PDE encontrados en la corona 2 duplica o triplica la cantidad observada en la corona 1 en todos los estadios de integridad analizados. Comparando las cantidades de PDE únicamente del intervalo correspondiente al Orgánico Superior en las coronas 1, 2 y 3A, el número total de PDE en la corona 1 es llamativamente menor (176) comparado con las otras dos (676 y 579, respectivamente).

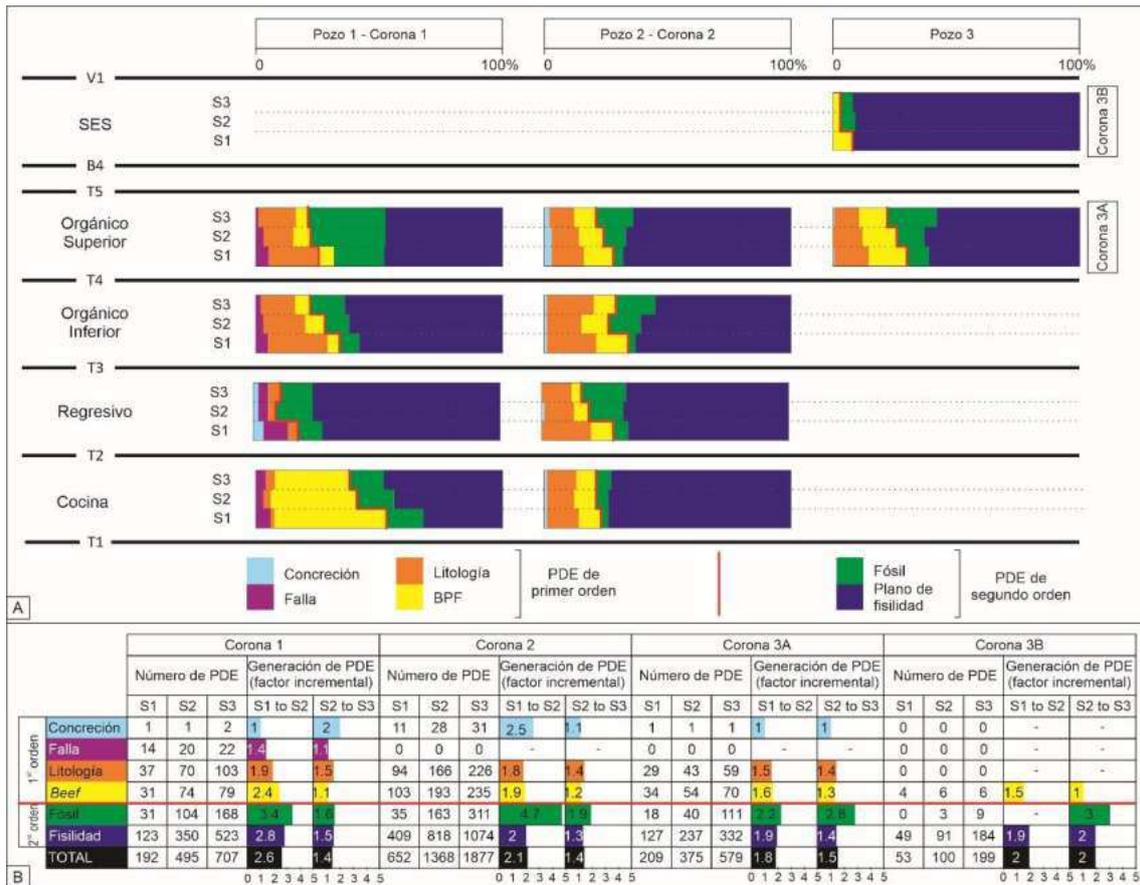


Figura 6.7. Evolución de los PDE a lo largo del tiempo. Los PDE de primer orden incluyen las discontinuidades asociadas a concreciones, fallas, contactos litológicos y BPF. Los PDE de segundo orden coinciden con la presencia de fósiles o planos de fisilidad. A. Abundancia relativa de PDE en los distintos estadios de integridad (S1, S2 and S3) para cada corona según los intervalos estratigráficos abarcados. B. Número de PDE en cada corona por estadio de integridad y factor incremental para cada tipo de PDE de S1 a S2 y de S2 a S3. Los PDE de segundo orden son marcadamente más abundantes que los de primer orden, tendencia que se profundiza en el tiempo. Modificado de Martín *et al.* (2023a).

Cuando se compara la frecuencia de los PDE a lo largo de los tres intervalos de tiempo analizados, se observa que los mismos tienden a concentrarse en los intervalos de rocas con mayor fisilidad. Esta relación sugiere que algunos de los planos de fisilidad potenciales que se detectan a partir del índice DAD se vuelven efectivos, es decir, se convierten en PDE en los estadios S2 y S3. En la Fig. 6.8 se presenta un tramo de la corona 1 a modo ilustrativo. La totalidad de los PDE, su frecuencia relativa en cada estadio y su relación con el índice DAD está disponible en el anexo de cada una de las coronas (Apéndices B-D).

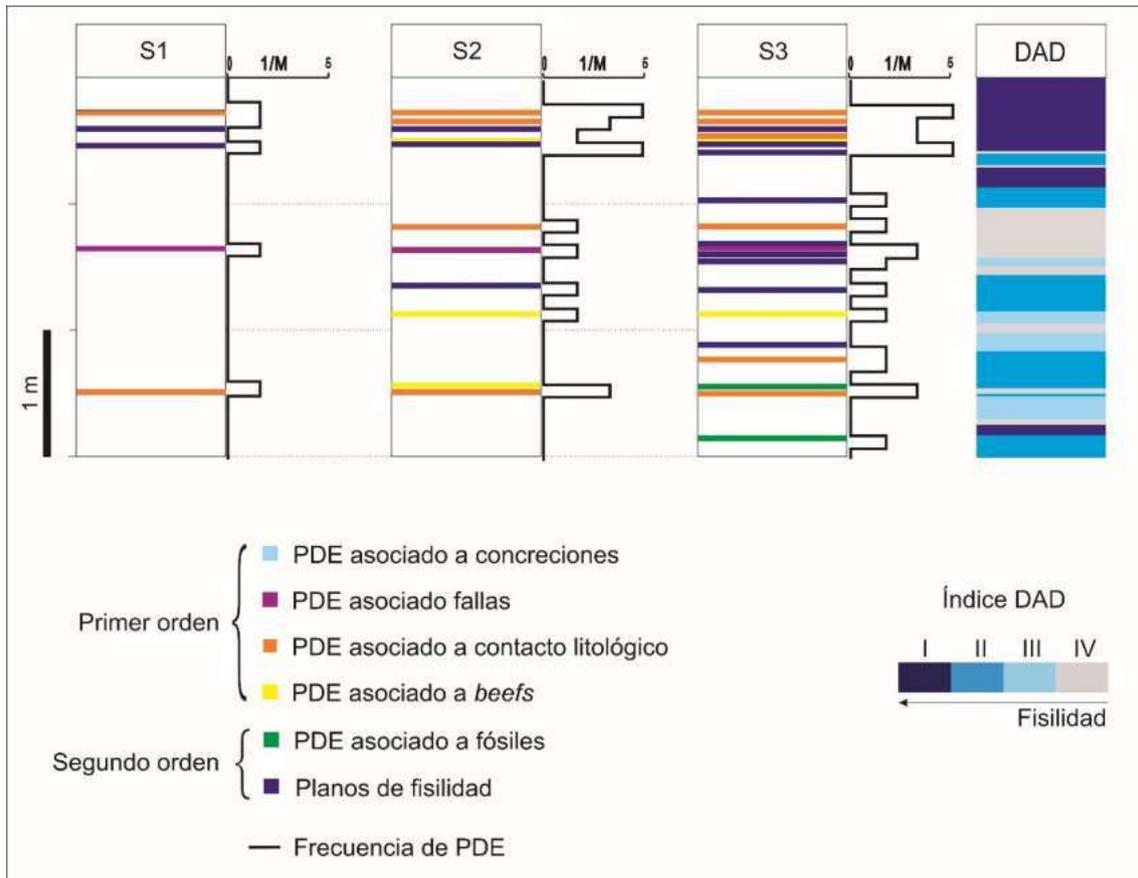


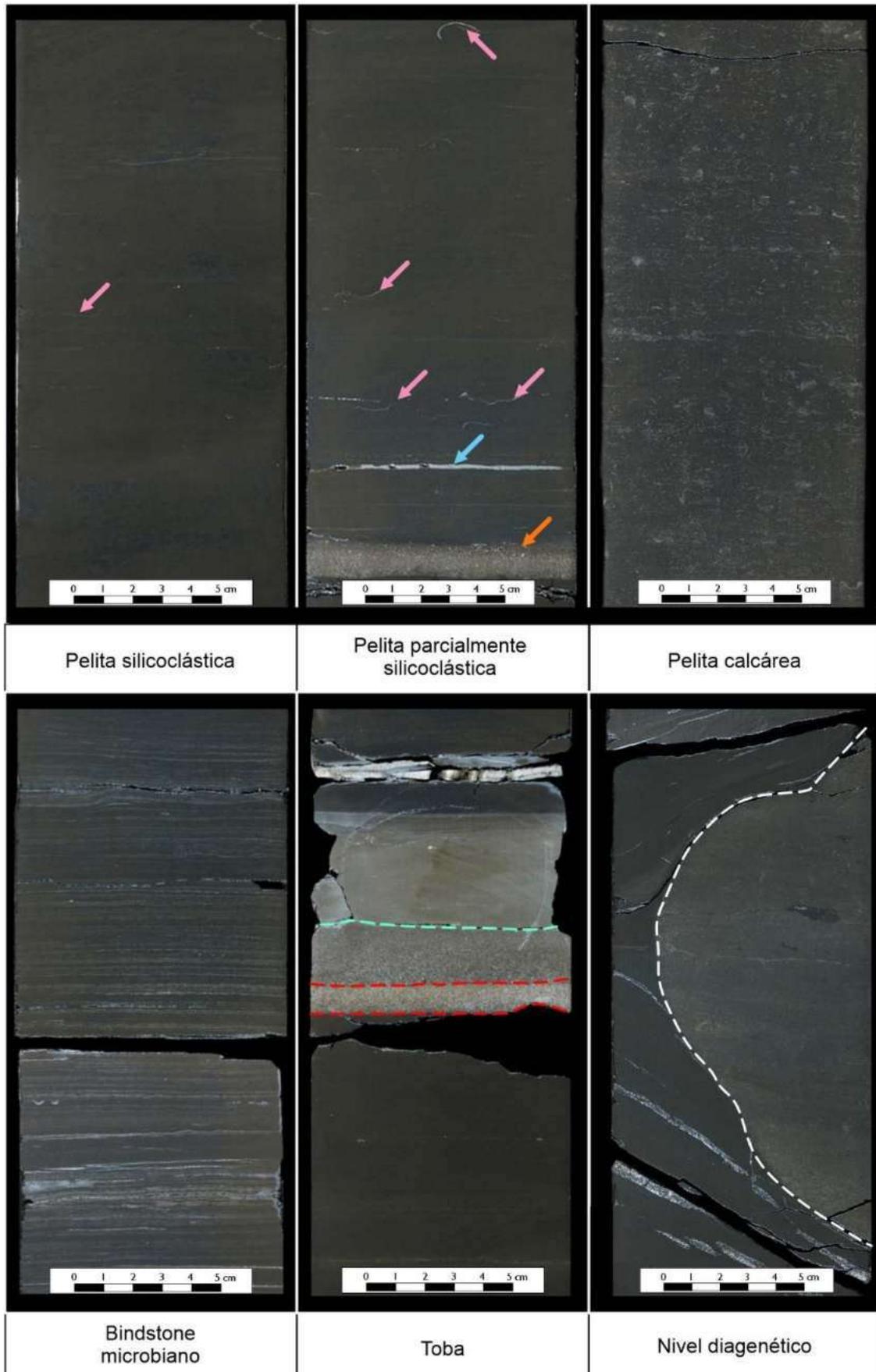
Figura 6.8. Ejemplo de ocurrencia de los distintos tipos de PDE en un intervalo perteneciente a la corona 1 en los tres estadios analizados (S1-3).

6.3. Composición y fábrica de la roca

6.3.1. Litofacies

Las coronas se encuentran compuestas por una sucesión dominada por pelitas silicoclásticas, pelitas parcialmente calcáreas y pelitas calcáreas con intercalaciones de bindstones microbianos, tobas y niveles diagenéticos (Fig. 6.9).

Figura 6.9. Facies reconocidas en las coronas. Las pelitas silicoclásticas y pelitas parcialmente calcáreas se caracterizan por su alto contenido de sílice. Pueden incluir BPF (flecha celeste), finas tobas (flecha naranja) y fragmentos esqueléticos paralelos a la estratificación (flechas rosas). Las pelitas calcáreas se destacan por su alto contenido en carbonato, presente tanto como granos esqueléticos como en la matriz y muestran una biodiversidad mayor que las facies previamente descritas. Los bindstones microbianos muestran una laminación irregular y crenulada compuesta por calcimicrita intercalada con niveles pelíticos y piroclásticos. Los niveles de tobas se encuentran argilitizados, calcitizados o piritizados, siendo en ocasiones compuestos. Comienzan con un contacto neto (posiblemente erosivo) con intervalos masivos medianos a gruesos, frecuentemente reemplazados por piritita (entre líneas rojas punteadas) que pasan netamente a intervalos argilitizados (línea verde punteada) y transicionalmente a las pelitas circundantes. Los niveles diagenéticos están compuestos principalmente por concreciones carbonáticas subsféricas de unos pocos a 30 cm de diámetro. Modificado de Martín *et al.* (2023a).



Las pelitas silicoclásticas y pelitas parcialmente calcáreas pueden ser masivas o laminadas. Su matriz es frecuentemente arcillosa o silíceas y la biodiversidad de los componentes esqueléticos suele ser baja, generalmente representada por radiolarios, pelecípodos inocerámidos, amonites y fragmentos de vertebrados (Fig. 6.10A-D). Los restos de valvas se agrupan en forma orientada, en posición cóncavos hacia arriba, principalmente desarticulados y con cierto grado de deformación. Los restos de amonites son menos abundantes y también se hallan fragmentados, deformados y de posición concordante. El detrito silicoclástico es moderado a abundante, y suele estar acompañando de peloides micríticos y arcillosos diseminados y deformados por compactación. En ocasiones se agrupan lateralmente definiendo la laminación. En la corona 1 las pelitas silicoclásticas son dominantes en la Cocina, y están ausentes en el Regresivo. Son relativamente abundantes en el Orgánico Inferior y accesorias en el Orgánico Superior. En la corona 2 esta facies se restringe casi exclusivamente a la Cocina, estando totalmente ausente en la corona 3A (Orgánico Superior) y en la corona 3B (Sección Enriquecida Superior). Las pelitas parcialmente calcáreas son abundantes en la corona 1, mostrando una progresiva disminución hacia el techo de la sección. En la corona 2 esta facies es muy abundante en la Cocina, Orgánico Inferior y Superior y se encuentra escasamente representada en el Regresivo. En la corona 3A esta facies es muy abundante sobre todo en el tramo basal, mostrando poca representación en la corona 3B, donde se encuentra accesoriamente hacia su techo y base (ver Apéndices B-D).

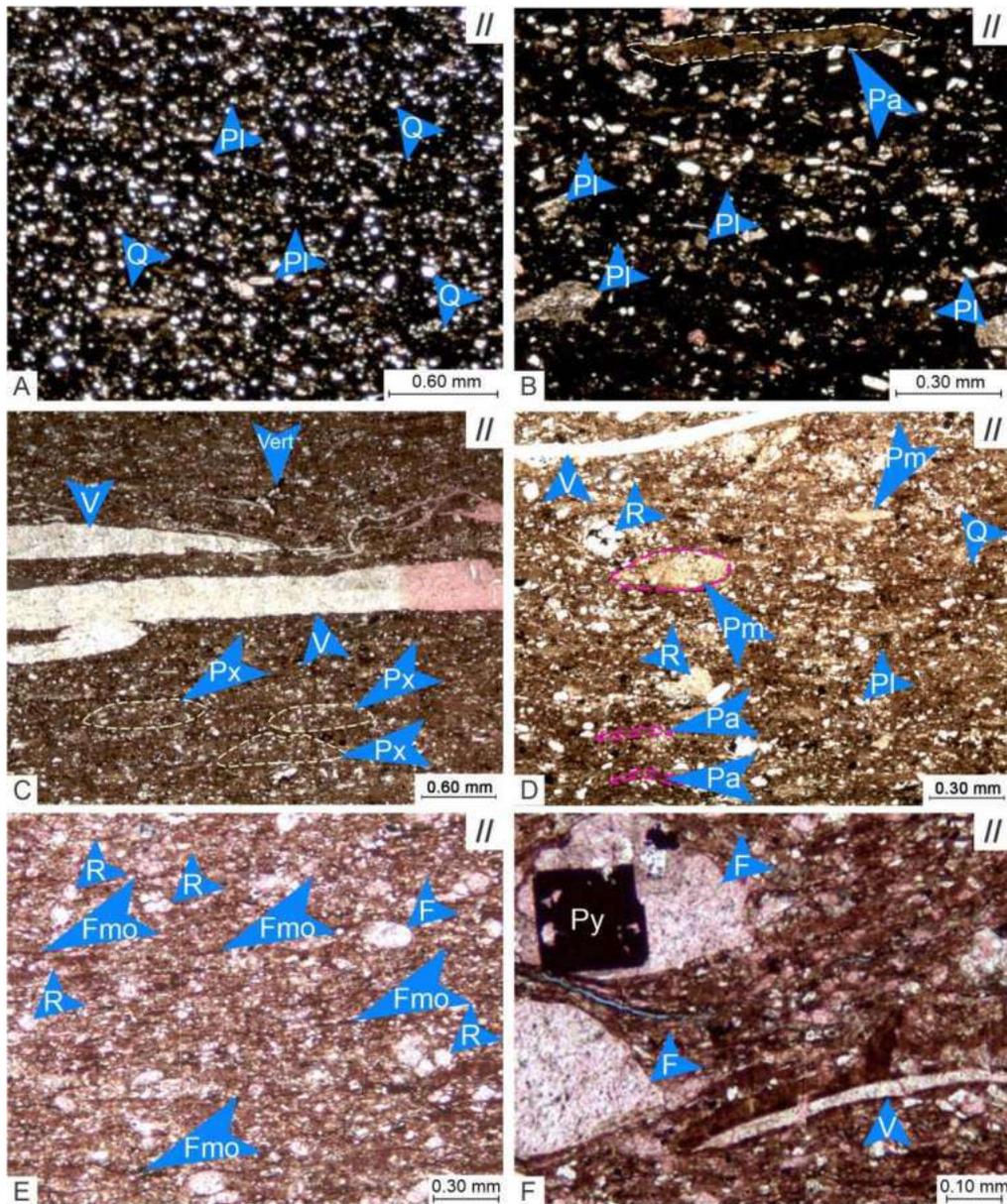
Las pelitas calcáreas presentan un elevado contenido en carbonato de calcio, presente fundamentalmente como fragmentos esqueléticos, y en ocasiones, también en la matriz de la roca (Fig. 6.10E-F). El contenido faunístico tiene baja diversidad, pero es algo mayor que el de las facies descritas previamente. Está compuesto por abundantes radiolarios, microcrinoideos, pelecípodos, foraminíferos, amonites y espículas de esponjas. La matriz puede ser tanto calcárea como silíceas y arcillosa. Las rocas se presentan masivas y laminadas. En el segundo caso, la laminación puede estar dada por variaciones en el contenido de bioclastos (por ejemplo, capas microcrinoideas o radiolaríticas), con grado variable de preservación, que alternan con capas menos bioclásticas. Por otra parte, son frecuentes los intervalos con laminación irregular. Esta facies se encuentra pobremente representada en la Cocina de la corona 1 y su abundancia se hace cada vez mayor hacia el techo del intervalo incluido en la corona. En la corona 2 se encuentra en el regresivo (donde es mayoritaria), en el Orgánico Inferior y Superior intercala con la facies fangolitas algo calcáreas y está prácticamente ausente en la Cocina. En la corona 3A las pelitas calcáreas se hacen progresivamente más abundantes hacia el techo del intervalo, mientras que en el caso de la corona 3B, constituyen la facies más abundante, concentrándose principalmente en la zona media (ver Apéndices B-D).

Los bindstones microbianos alcanzan un máximo de 50 cm de espesor, aunque normalmente se presentan en forma de delgadas capas de entre 2 y 3 cm intercaladas con las pelitas. Se caracterizan por su laminación irregular y discontinua dada por la alternancia de láminas micríticas y microesparíticas de origen microbiano y niveles ricos en arcilla y materia orgánica. A mesoescala dichos niveles presentan tonalidades castañas claras, y en ocasiones están asociados con fracturas irregulares verticales y subverticales rellenas por calcita (Fig. 6.11A). Es común encontrar pequeños BPF en los contactos entre las láminas. En la corona

1 se encuentran en todos los intervalos, haciéndose más abundantes hacia la zona media y superior del Orgánico Inferior. En la corona 2 se identificó esta facies en el Regresivo, Orgánico Inferior y Superior. En la corona 3A se observan niveles de bindstones microbianos, sobre todo hacia el techo de la corona, mientras que en la corona 3B esta facies se encuentra ausente (ver Apéndices 2-4).

En la secuencia pelítica se observan numerosos niveles de tobas formando finas capas generalmente alteradas a arcillas y, en menor medida, a calcita o piritita (Fig. 6.11C-E). Los niveles presentan un espesor entre 1 y 3 cm, aunque excepcionalmente pueden alcanzar hasta 10 cm de potencia. En general se trata de tobas vítreas o cristalinas, ocasionalmente compuestas por liCOTlastos redondeados de composición andesítica y escasos cristaloclastos de plagioclasa. Los contactos basales suelen ser netos y, en algunos casos, erosivos, mientras que hacia el techo el contacto puede ser neto o transicional. Algunos niveles se encuentran compuestos por dos capas: la capa basal suele estar compuesta por tobas de cristales de plagioclasa frecuentemente calcitizados y con abundante piritita y por encima, en contacto neto se advierten capas tobáceas argilitizadas que frecuentemente pasan transicionalmente a facies pelíticas. En las coronas 1 y 2 se observa que esta facies es muy abundante hacia la parte basal (Cocina y Regresivo) y disminuye significativamente su participación en los niveles superiores (Orgánico Inferior y Superior). En la corona 3A los niveles de tobas son muy frecuentes, mientras que en la corona 3B son significativamente menores (ver Apéndices 2-4).

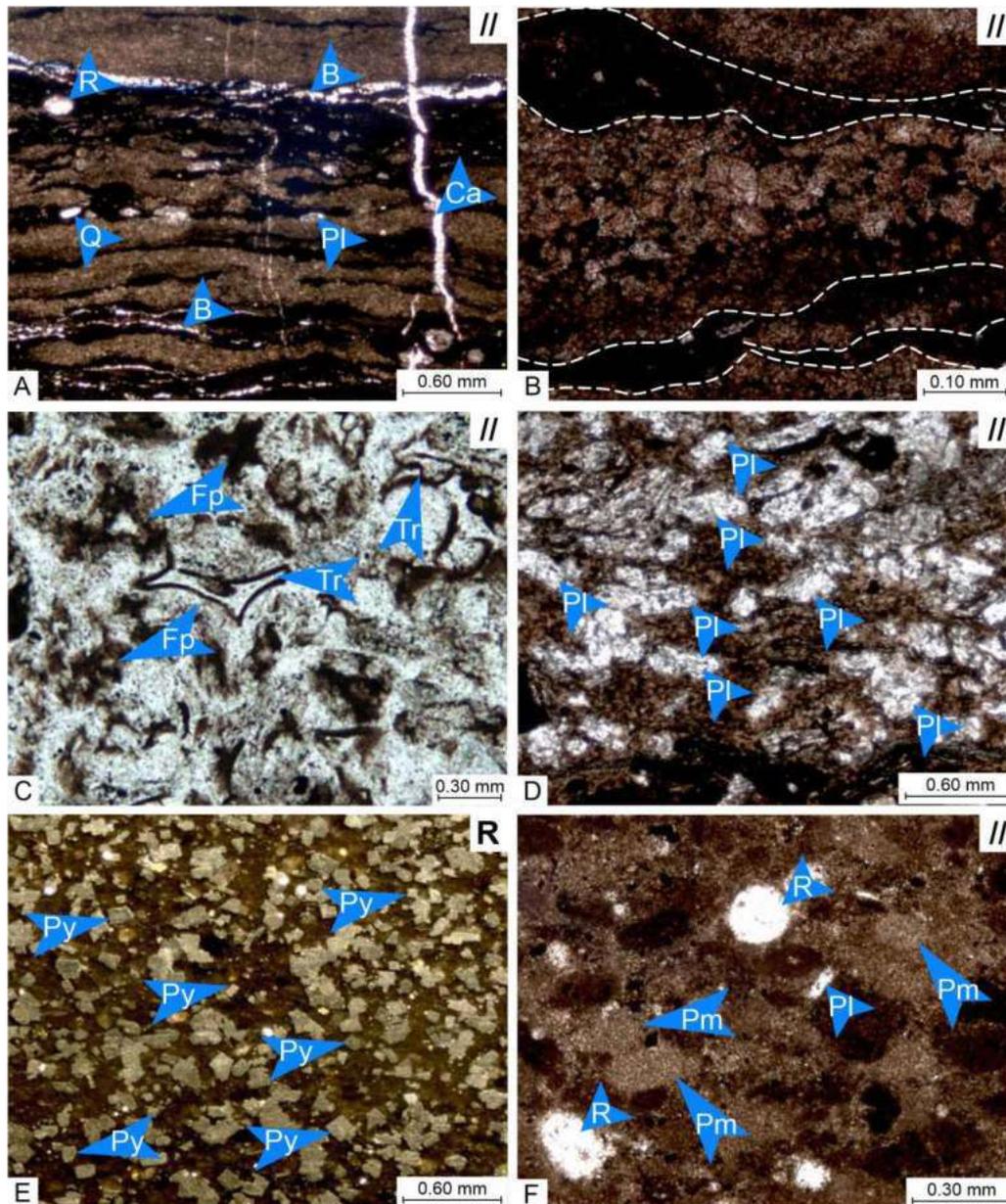
Figura 6.10. Características principales de las facies al microscopio. A. Pelita silicoclástica, de matriz arcillosa a silíceo con abundante materia orgánica, mostrando numerosos componentes silicoclásticos representados por cuarzo (Q) y plagioclasa (Pl). B. Detalle de Pelita silicoclástica, mostrando cristales de plagioclasa alterados a calcita y peloides arcillosos (Pa) fuertemente deformados por compactación. C. Pelita parcialmente calcárea, de matriz silíceo/arcillosa con moderada a baja participación de materia orgánica. Se advierten peloides mixtos (Px), fragmentos de valvas (V) y de vertebrados (Vert). D. Detalle de pelita parcialmente calcárea, mostrando peloides micríticos (Pm), peloides mixtos (Px), cuarzo (Q), plagioclasa (Pl) y radiolarios (R). E. Pelita calcárea, con matriz predominantemente calcárea y cierta participación arcillosa y abundantes bioclastos representados principalmente por radiolarios (R) y detrito calcáreo indeterminado tamaño limo a arena fina y frecuentes foraminíferos (F). A su vez se advierten fragmentos impregnados en materia orgánica (Fmo) orientados paralelamente a la estratificación. F. Detalle de pelita calcárea, mostrando foraminíferos y escasos fragmentos de valvas (V) de pelecípodos orientados paralelamente a la estratificación. Los radiolarios se encuentran frecuentemente reemplazados por calcita y los foraminíferos pueden tener rellenos de piritita (Py). //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.



Los niveles diagenéticos están representados principalmente por concreciones carbonáticas esféricas a subsféricas con bordes definidos y tamaño variable de unos pocos a 30 cm de diámetro (Fig. 6.11F). La laminación de las rocas que las rodean se encuentra deformada y son frecuentes los BPF en las interfaces entre las concreciones y la roca de caja. Las concreciones carbonáticas son particularmente abundantes en la corona 2, siendo frecuentes en la Cocina, ausentes o muy escasas en el Regresivo y en el Orgánico Inferior, y abundantes en el Orgánico Superior, principalmente las de pequeño diámetro. En la corona 1 las concreciones son escasas y de pequeño tamaño, concentrándose particularmente en la Cocina. En la corona 3A las concreciones son poco abundantes y de gran tamaño, mientras que en la corona 3B las mismas se encuentran ausentes. En la corona 2 a su vez es posible advertir capas de retrabajo y mezcla. Los 2,5 m basales de la Formación Vaca Muerta en dicha corona se componen de fangolitas con muy elevado contenido de carbonato de calcio como reemplazo asociadas con capas nodulosas carbonáticas que presentan un contenido

faunístico abundante y diverso. La pirita es abundante, se encuentra diseminada y como reemplazo de granos esqueléticos y tobas. La roca se presenta masiva, debido al reemplazo de calcita y también por efecto de la bioturbación (ver Apéndices 2-4).

Figura 6.11. Características principales de las facies al microscopio. A. Bindstone microbiano, mostrando la intercalación de láminas micríticas y microesparíticas de origen microbiano y niveles ricos en arcilla y materia orgánica. Presentan cantidades moderadas a bajas de cristales de plagioclasa (Pl) y escasos de cuarzo (Q) y compuestos esqueléticos representados predominantemente por radiolarios (R). Se observan frecuentes BPF (B) entre las láminas y fracturas verticales a subverticales rellenas con calcita (Ca). B. Detalle de la laminación de los bindstones microbianos marcados con líneas punteadas. C. Toba vítrea calcitizada formada principalmente por trizas (Tr) y fragmentos pumíceos (Fp), ambos alterados a arcillas y/o reemplazados por calcita, la cual se presenta con una textura poikilotópica reemplazando la matriz vítrea y relleno de burbujas y fragmentos pumíceos. D. Toba cristalina argilitizada, formada principalmente por cristales de plagioclasa (Pl) y fragmentos pumíceos (Fp) totalmente alterados a arcillas. E. Toba piritizada, formada mayoritariamente por material vítreo totalmente reemplazado por arcillas y pirita (Py). F. Concreción carbonática clasificada como packstone peloidal, en la que dominan los peloides micríticos (Pm) esféricos a ovalados, algunos impregnados en materia orgánica. Accesorariamente presentan radiolarios (R) y tablillas de plagioclasa (Pl). //: nicols paralelos; +: nicols cruzados; R: luz reflejada.



Los estudios petrográficos permiten establecer una relación entre la fisilidad de una roca y su litología (Fig. 6.12). Las rocas de mayor grado de fisilidad (DAD = I/II) suelen corresponder a pelitas silicoclásticas con matriz arcillosa o silíceo, mientras que las rocas de menor fisilidad (DAD = III/IV) están representadas por pelitas calcáreas de matriz calcárea a calcárea-arcillosa.

Escala	índice DAD	I	II	III	IV
Corona	Fotografía				
	Espaciamiento promedio de discontinuidades (cm)	< 0,25	0,25 - 0,50	0,50 - 1	> 1
Sección delgada	Microfotografía				
	Litología	Pelita silicoclástica	Pelita silicoclástica	Pelita calcárea	Pelita calcárea
	Interpretación				
	Planos de discontinuidad (PD)	+ Mayormente (sub)horizontales + Discontinuos e irregulares + Bajo espaciamiento (entre 0,5 y 1 cm) + En ocasiones siguen las interfases entre fósiles y la matriz de la roca	+ Discontinuos y muy irregulares + Generalmente horizontales + Ciertos PD conectan otros al tener un pequeño ángulo con respecto a la estratificación + Espaciamiento entre 1 y 5 cm.	+ Escasos + Discontinuos e irregulares.	+ No observables.

 Matriz silícea	 Feldespatos	 Fragmentos de valvas	 Plano de discontinuidad
 Matriz arcillosa-calcárea	 Pirita	 Amonites	 Border
 Matriz arcillosa	 Foraminíferos	 Fragmentos de vertebrados	
 Cuarzo	 Radiolarios	 Peloides	

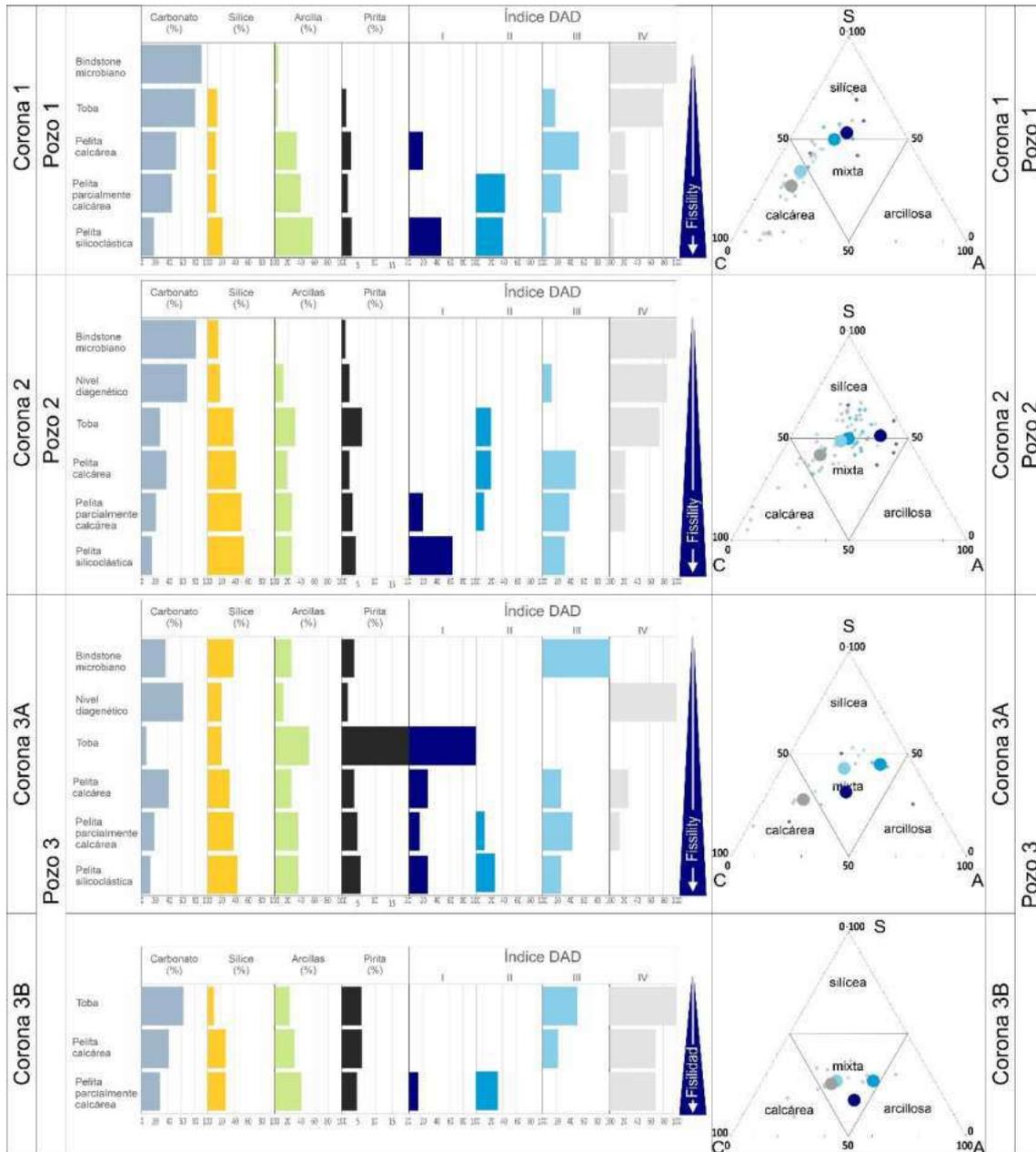
Figura 6.12. Índice DAD mostrando ejemplos representativos de cada clase de fisilidad y las características de los Planos de Discontinuidad Efectivos, interpretados como planos de fisilidad. El espaciamiento promedio entre discontinuidades disminuye hacia las clases de mayor fisilidad tanto en la observación macroscópica como en los cortes petrográficos. Modificado de Martín *et al.* (2022a).

6.3.2. Mineralogía

La composición mineralógica determinada mediante Difracción de Rayos X (DRX) muestra que las rocas con alta fisilidad muestran los mayores contenidos de arcillas, componentes silicoclásticos (cuarzo + feldespatos) y pirita y bajos valores de carbonato de calcio (Fig. 6.13). Desde un punto de vista litológico, estas rocas corresponden mayoritariamente a pelitas silicoclásticas, pelitas parcialmente calcáreas y, en menor medida, a pelitas calcáreas. La matriz de estas rocas suele ser arcillosa o sílicea.

Por otro lado, las rocas de baja fisilidad a masivas se caracterizan por sus altos porcentajes de carbonatos y bajos contenidos de componentes silicoclásticos, arcillas y pirita (Fig. 6.13). Se clasifican como bindstones microbianos y niveles diagenéticos, es decir, rocas afectadas por un intenso reemplazo secundario de carbonatos. En general, la matriz de estas rocas de baja fisilidad es calcárea.

Figura 6.13. Relación entre litología, fisilidad (índice DAD) y composición mineralógica según los análisis de DRX. Las rocas con alta fisilidad están representadas mayormente por pelitas silicoclásticas y pelitas parcialmente calcáreas, mostrando los mayores contenidos de arcillas, componentes silicoclásticos (cuarzo + feldespatos) y pirita. Las rocas con baja fisilidad a masivas se componen de niveles diagenéticos afectados por un fuerte reemplazo de carbonatos y bindstones microbianos caracterizados por su alto contenido de carbonato de calcio y bajos porcentajes de arcillas, componentes silicoclásticos y pirita. S = sílice; C = carbonatos; A = arcillas. Modificado de Martín *et al.* (2023a).



Las tendencias en la mineralogía obtenida mediante los análisis de DRX son confirmadas en la mayoría de los casos por la mineralogía estimada en el perfil litogeoquímico (*Litho Scanner Tool*) (Fig. 6.14). En general, las rocas con alta fisilidad presentan los mayores valores de componentes silicoclásticos, arcillas y pirita y bajos porcentajes de calcita, mientras que las rocas masivas y de baja fisilidad muestran un comportamiento opuesto. En el caso de la corona 3B no se observan estas tendencias, mostrando relaciones levemente inversas al resto.

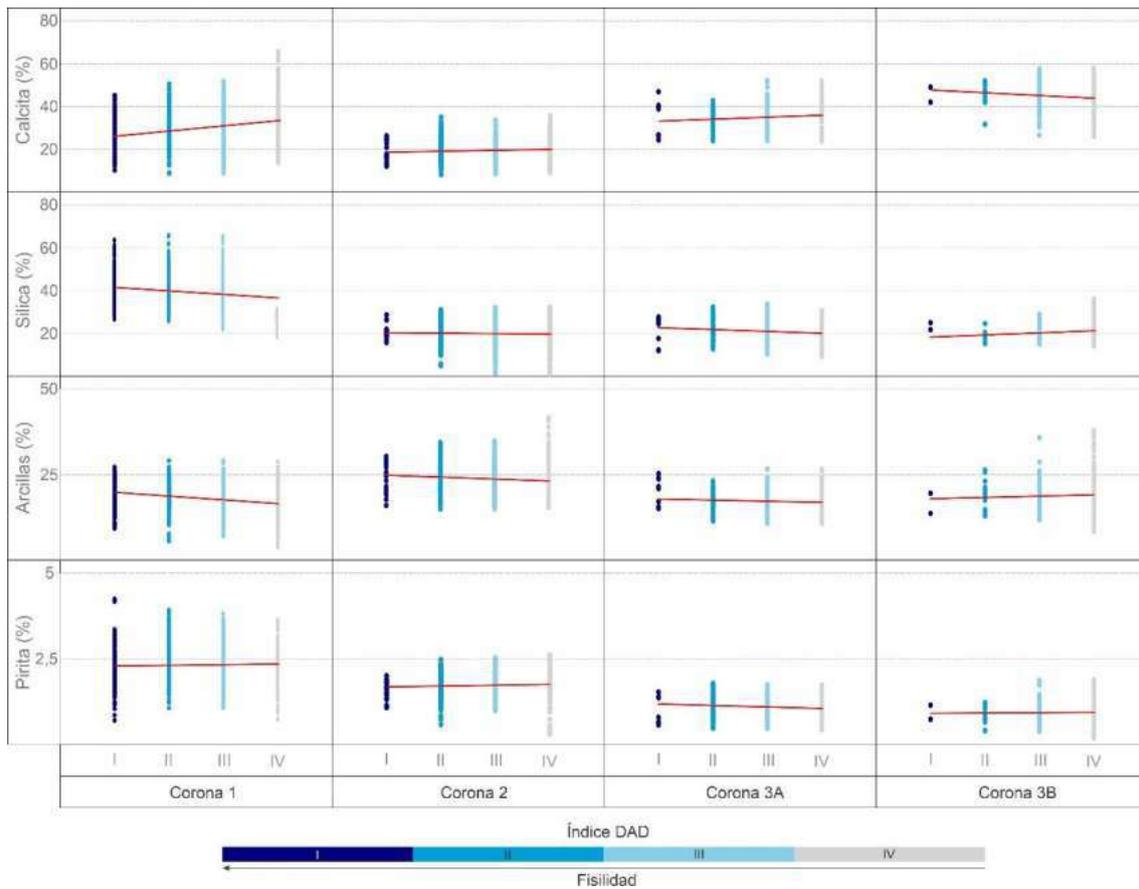


Figura 6.14. Composición mineralógica de las rocas a partir del perfil litogeoquímico según su fisilidad en cada corona estudiada.

Las tobas comúnmente sufren transformaciones diagenéticas intensas. Cuando estos niveles están afectados por una intensa argilitización, su fisilidad tiende a ser alta, tal como la mayoría de las muestras del pozo 3. Sin embargo, cuando los niveles volcánicos se encuentran calcitizados, la roca resulta masiva o de muy baja fisilidad, tal como las muestras del pozo 1 (Fig. 6.15).

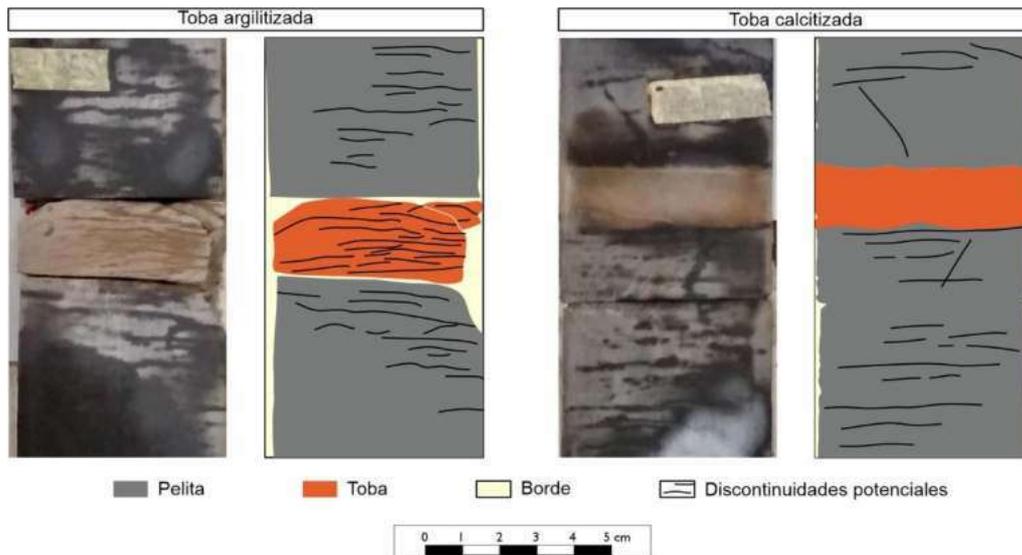


Figura 6.15. Niveles de tobas afectados por procesos diagenéticos diferentes que impactan fuertemente en la fisilidad resultante correspondientes a la corona 1. A. Toba argilitizada con alta fisilidad (DAD = I). B. Toba calcificada masiva (DAD = IV).

La composición mineralógica de las arcillas no muestra un cambio significativo con la profundidad ni entre las distintas coronas analizadas, así como tampoco se observa una relación con el grado de fisilidad (Fig. 6.16). El mineral más abundante son los interstratificados de illita-emectita (promedio entre 55 y 66%) y, en segundo lugar, la illita (promedio entre 24 y 33%). Las coronas 1 y 2 presentan cantidades accesorias de caolinita, variando de 5 a 15% en promedio, mientras que las coronas 3A y 3B muestran contenidos accesorios de clorita (promedio entre 11 y 14).

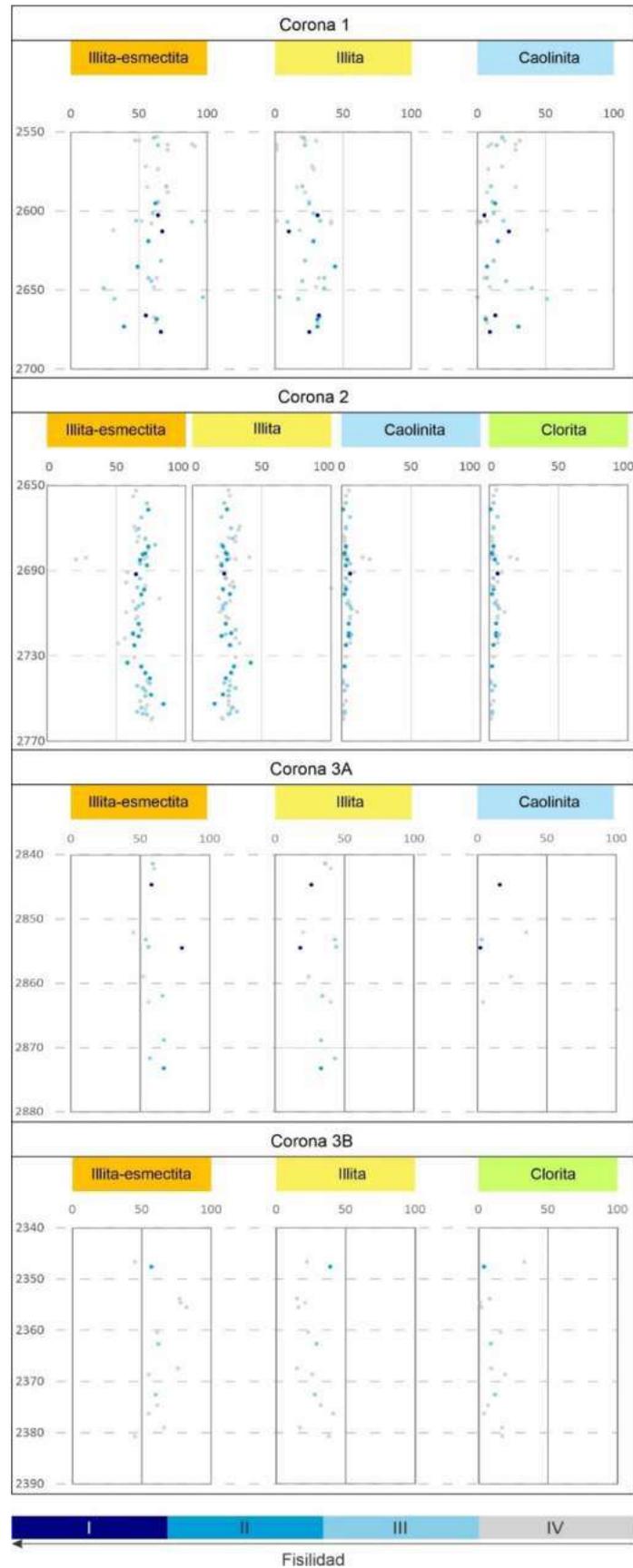


Figura 6.16. Mineralogía de las arcillas según los resultados de DRX para cada corona, indicando el grado de fisilidad (índice DAD).

6.3.3. Contenido de materia orgánica

Se caracterizó la riqueza de materia orgánica de las muestras a través de la medición de su contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y su calidad con el valor del S1 por medio de pirólisis *Rock Eval* (Fig. 6.17). Se advierte una correlación positiva entre el grado de fisilidad de las rocas y su contenido de materia orgánica (Fig. 6.17A) en donde aquellas rocas de alta fisilidad (clases I y II) poseen mayores valores de COT que sus contrapartes masivas (DAD = IV). En general, las muestras con un COT por debajo del 2% son masivas o de baja fisilidad, mientras que las rocas con alta fisilidad muestran valores de COT por encima del 2%. El valor del S1 mantiene una correlación positiva con la fisilidad en el caso de la corona 1, levemente positiva en las coronas 2 y 3A y negativa en el caso de la corona 3B.

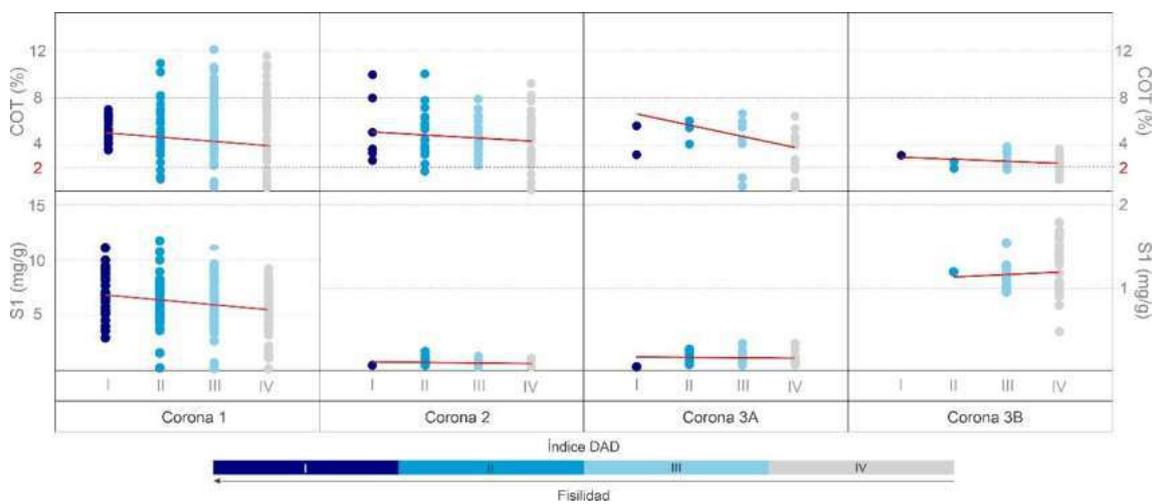


Figura 6.17. Resultados de pirólisis según el grado de fisilidad (índice DAD) para cada corona. A. Contenido de COT. B. Las rocas con mayor fisilidad muestran en general mayores tenores de materia orgánica y mayores valores de S1. Modificado de Martín *et al.* (2023a).

Al igual que en el caso de las muestras de afloramiento, la materia orgánica en los cortes delgados se puede presentar en forma diseminada en la matriz de la roca (Fig. 6.18A); concentrada en niveles (Fig. 6.18B); y como fragmentos fangosos impregnados con materia orgánica (Fig. 6.18C).

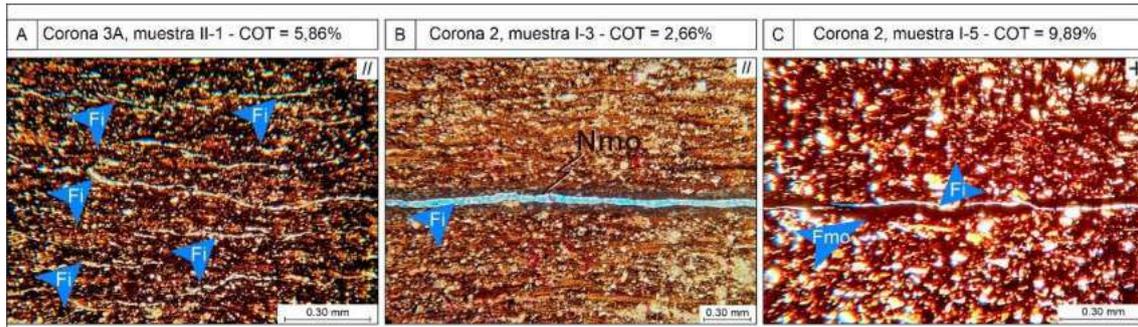


Figura 6.18. Ocurrencia de la materia orgánica y su relación con los planos de fisilidad. A. Fangolita mediana arcillosa a peloidal con alta participación de materia orgánica diseminada. Los planos de fisilidad son discontinuos e irregulares. B. Fangolita mediana de matriz peloidal con moderada participación de materia orgánica, la cual tiende a concentrarse en niveles (Nmo) a los que se observan asociadas fracturas inducidas (Fi) interpretados como planos de fisilidad. C. Pelita mediana de matriz fangosa a limosa con alta participación de materia orgánica, la cual se encuentra a su vez presente en forma de fragmentos fangosos impregnado con materia orgánica (Fmo). En la interface de estos fragmentos y la matriz se observan frecuentemente fracturas inducidas (Fi), interpretados como planos de fisilidad. //: nicols paralelos; +: nicols cruzados.

6.3.4. Laminación

Las imágenes microresistivas correspondientes a los tres pozos estudiados fueron sometidas a un control de calidad y a un procesamiento previo a su utilización e interpretación. En primer lugar, se realizó el control de calidad del magnetómetro y acelerómetro graficando la distribución de los valores en las direcciones x e y (Fig. 6.19A). En pozos verticales la distribución de los puntos en un círculo centrado en el origen denota una buena calidad en los datos mientras que una distribución errática puede deberse a problemas en la pared del pozo o bien, del magnetómetro.

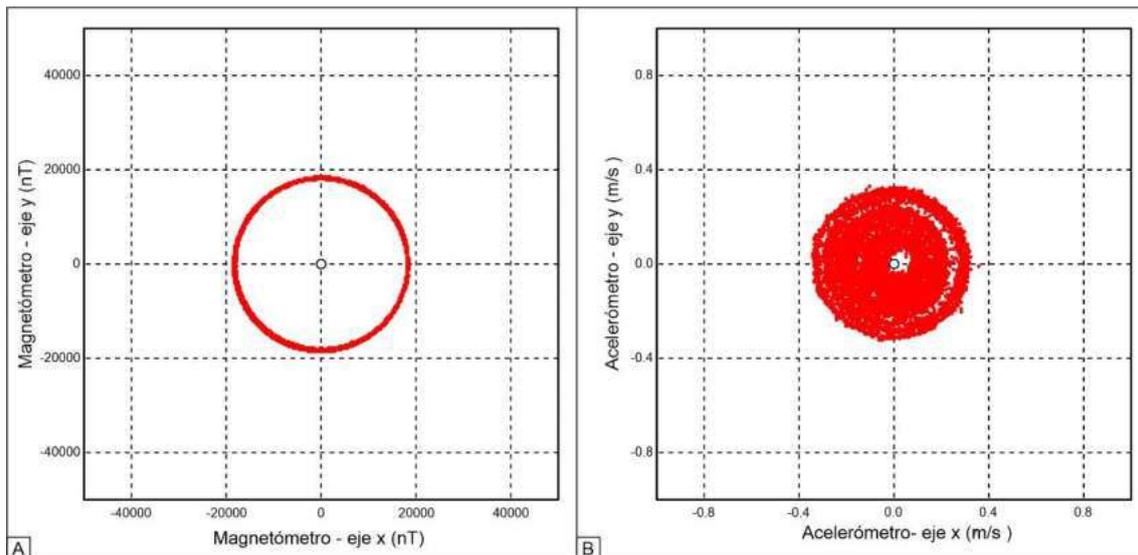


Figura 6.19. Control de calidad de la imagen microresistiva, corona 2. A. Valores del magnetómetro y en las direcciones x e y. B. Valores del acelerómetro en las direcciones x e y. Ambas mediciones muestran una distribución de puntos en un círculo centrado en el origen, corroborando la buena calidad del registro.

En segundo lugar, se realizó la corrección de los patines por velocidad para generar la imagen, y finalmente, su ecualización y normalización (Fig. 6.20). La ecualización altera la imagen ajustando la desviación estándar y la media de cada patín para que sean aproximadamente constantes a lo largo del intervalo analizado. La normalización implica la reorganización de la información a fin de que se ajuste a una distribución previamente definida. En el presente estudio se normalizaron las imágenes a una distribución de tipo uniforme. La normalización puede ser estática en el caso en el que se considere la totalidad de la imagen o dinámica si se aplica dentro de una ventana de análisis, en este caso de 0,3 cm, el valor sugerido por defecto en la aplicación.

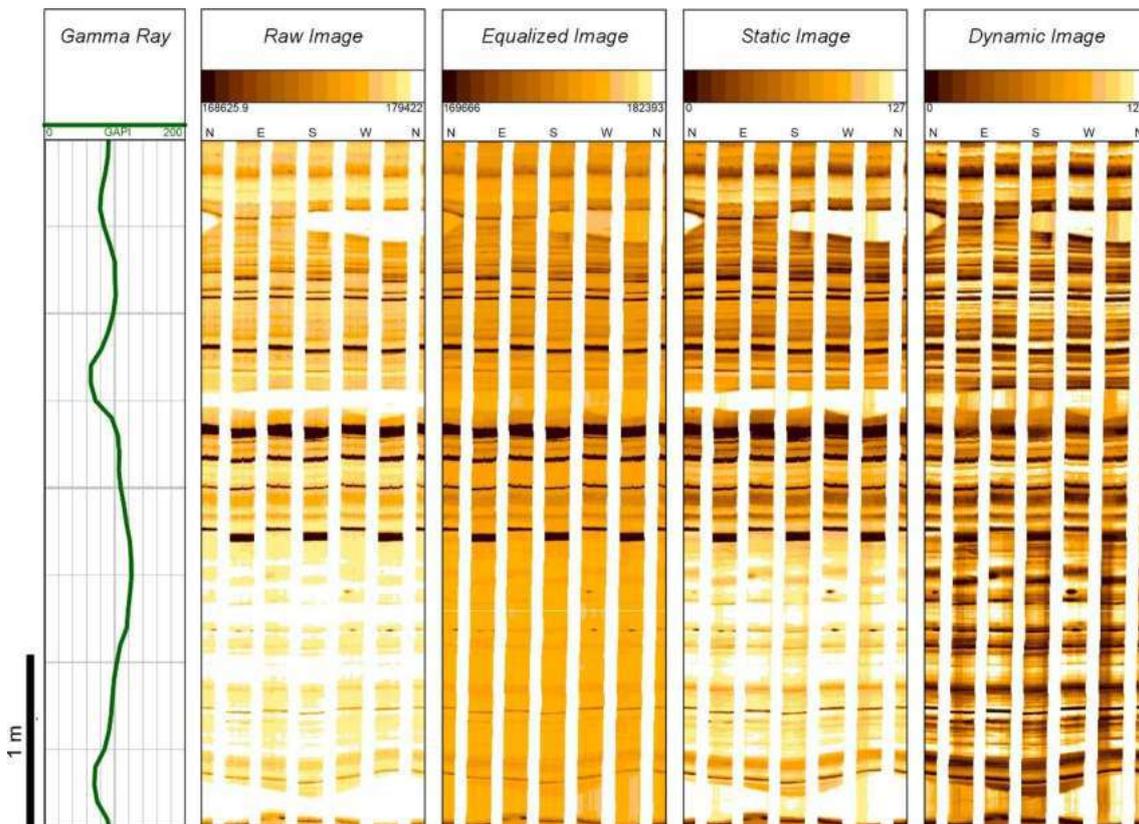


Figura 6.20. Procesamiento de la imagen microresistiva, mostrando la respuesta de GR del pozo, la imagen cruda (*Raw Image*) generada luego de la corrección de velocidad de los patines, la imagen ecualizada (*Equalized Image*), la imagen normalizada de manera estática (*Static Image*) y dinámica (*Dynamic Image*).

Mediante el módulo 'Autodips' se realizó el reconocimiento automático de los planos de laminación utilizando la imagen dinámica ya que es la que presenta mayor contraste de resistividades. El valor máximo de buzamiento de los planos fue fijado en 30°. Por encima de este valor, los planos encontrados no son interpretados como planos de laminación. Posteriormente, se realizó un control visual de los planos de laminación obtenidos a fin de corroborar la validez del resultado (Fig. 6.21).

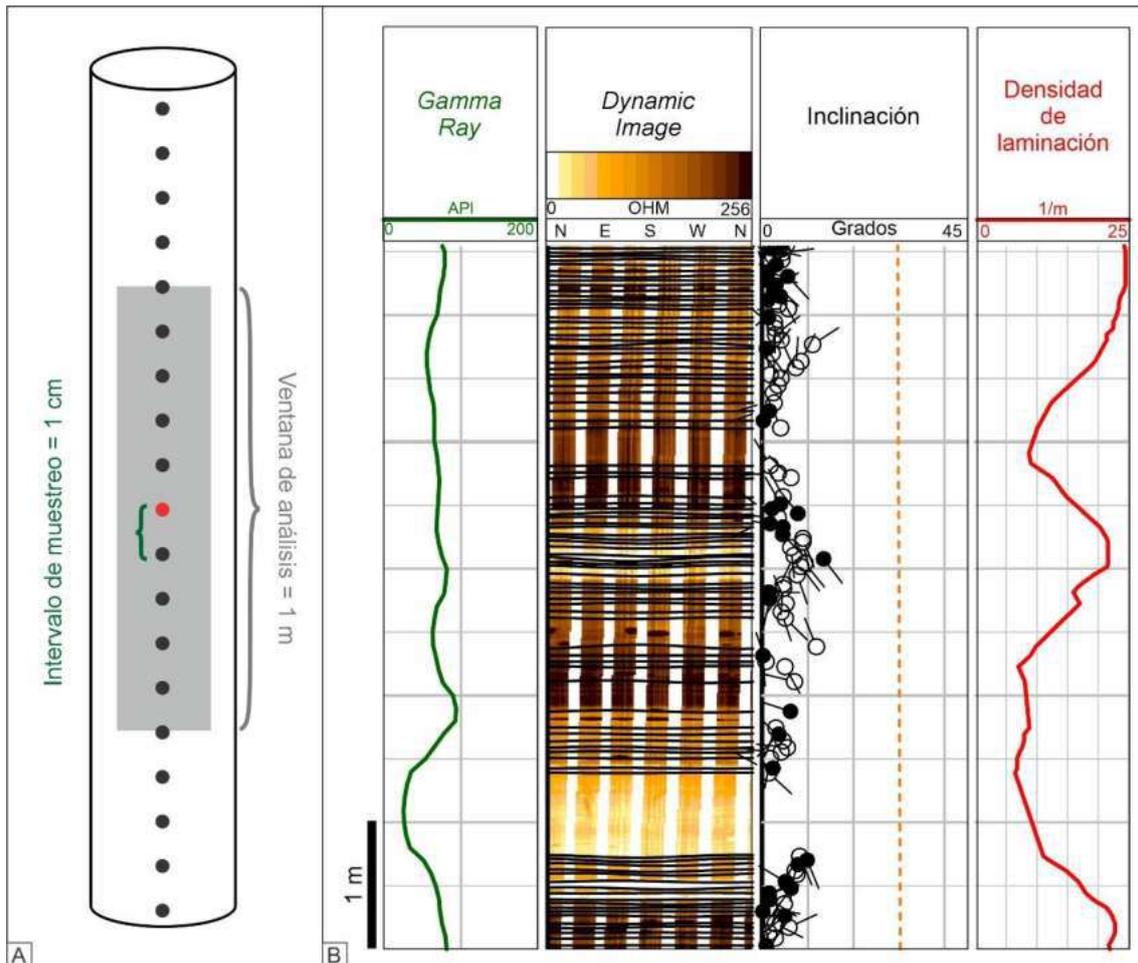


Figura 6.21. Reconocimiento automático de la laminación (líneas negras, *track 2*) a partir de la imagen dinámica (Dynamic Image, *track 2*). El ángulo máximo de inclinación utilizado es de 30°, marcado con línea punteada naranja en el *track 3*. La densidad de la laminación (*track 4*) fue estimada con una ventana de análisis de 1 m y 1 cm de intervalo de muestreo. Grado de certeza de los símbolos de inclinación: negro = alta; blanco = baja.

A partir de los planos de laminación identificados se estimó una curva de densidad de laminación utilizando una ventana de análisis de 1 m y una frecuencia de muestreo de 10 cm la cual fue graficada contra la densidad de planos de fisilidad utilizando los mismos valores de ventana de análisis y frecuencia de muestreo (Fig. 6.21A).

La densidad de laminación y la densidad de planos de fisilidad correspondientes al estadio S3 (estimada con la misma ventana de análisis e intervalo de muestreo) presentan una correlación positiva con la fisilidad (Fig. 6.22). La mayoría de los intervalos con alta densidad de laminación tienden a mostrar alto a moderado grado de fisilidad y alta densidad de planos de fisilidad.

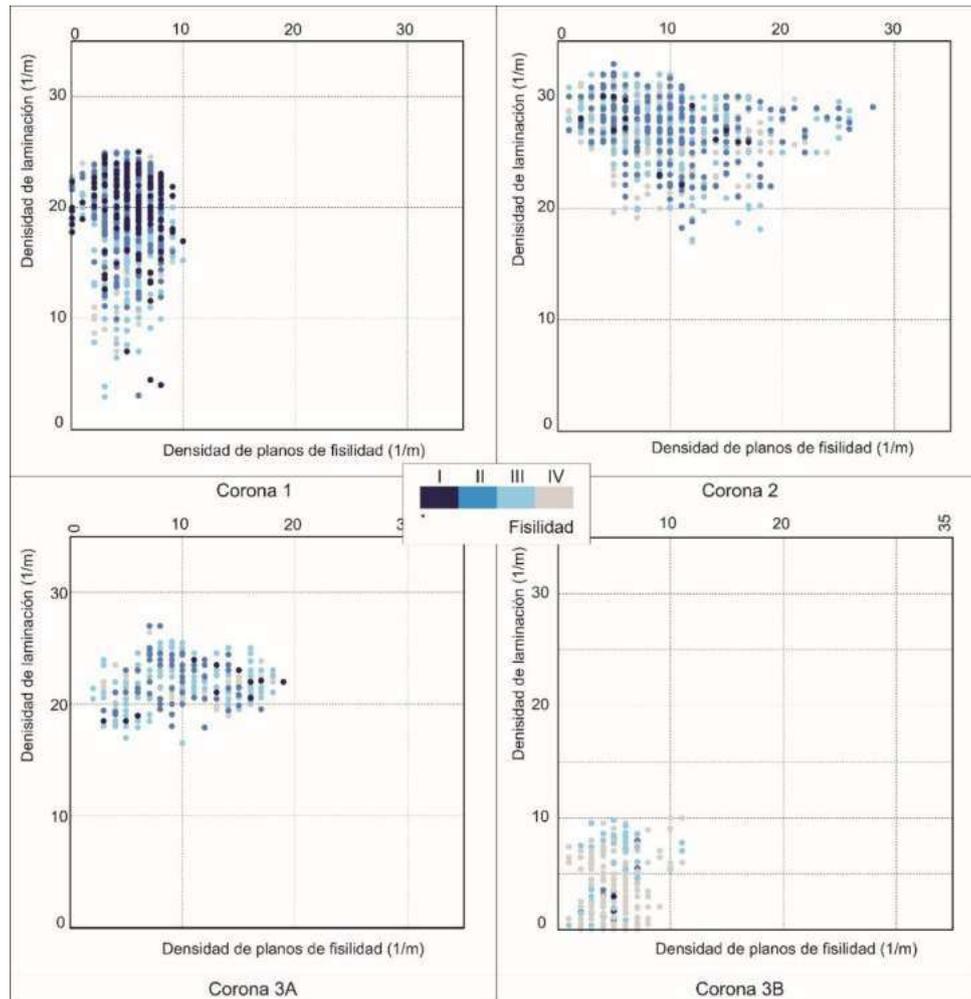


Figura 6.22. Relación entre la densidad de laminación (obtenida a partir de la imagen microresistiva) y la fisilidad. En general se observa una buena correlación entre la densidad de laminación y los intervalos de alta fisilidad. Los valores de mayor densidad de laminación se observan en la corona 2, mientras que las coronas 1 y 3A presentan valores intermedios y la corona 3B los valores más bajos. Modificado de Martín *et al.* (2023a).

Se puede observar una clara diferencia entre las coronas extraídas del pozo 3: la corona B muestra los menores valores de densidad de laminación y de planos de fisilidad, mientras que la corona A posee altos valores de densidad de laminación que coinciden con intervalos de alta fisilidad. A su vez, comparando las coronas 1 y 2, que abarcan el mismo intervalo estratigráfico, es notable la mayor densidad de planos de laminación y de fisilidad, en concordancia con la menor cantidad de PDE asociados a los planos de fisilidad observada previamente (Fig. 6.7).

6.3.5. Bioturbación

La intensidad de la bioturbación fue estimada utilizando el índice de bioturbación (IB) propuesto por Lazar *et al.* (2015a), que va del 0 al 5, correspondiendo el 0 a la ausencia de bioturbación y 5 a una roca totalmente bioturbada (Fig. 6.23).

Índice de bioturbación (Lazar *et al.*, 2015)

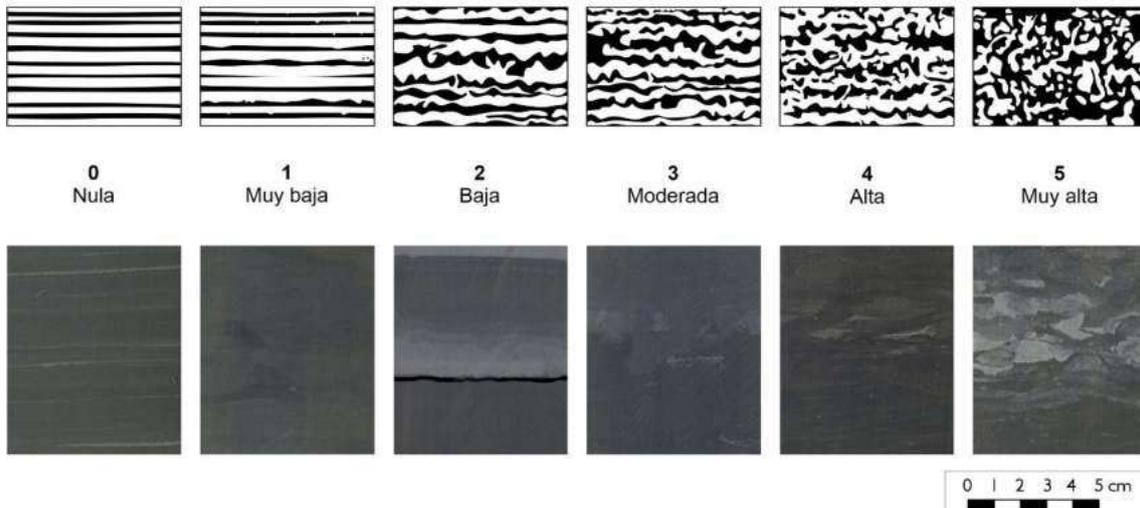


Figura 6.23. Escala de la intensidad de la bioturbación según Lazar *et al.* (2015a), mostrando ejemplos observados en las coronas para cada caso.

Se reconocen formas tubulares de disposición horizontal a inclinada que interrumpen la laminación de la roca. La bioturbación se hace más evidente cuando hay contraste de litologías, particularmente ante la presencia de niveles volcánicos. Se considera que parte del retrabajo de los niveles piroclásticos se debe a la bioturbación. Al microscopio es posible reconocer trazas de aspecto lenticular en donde se concentra material silicoclástico de tamaño limo (Fig. 6.24).

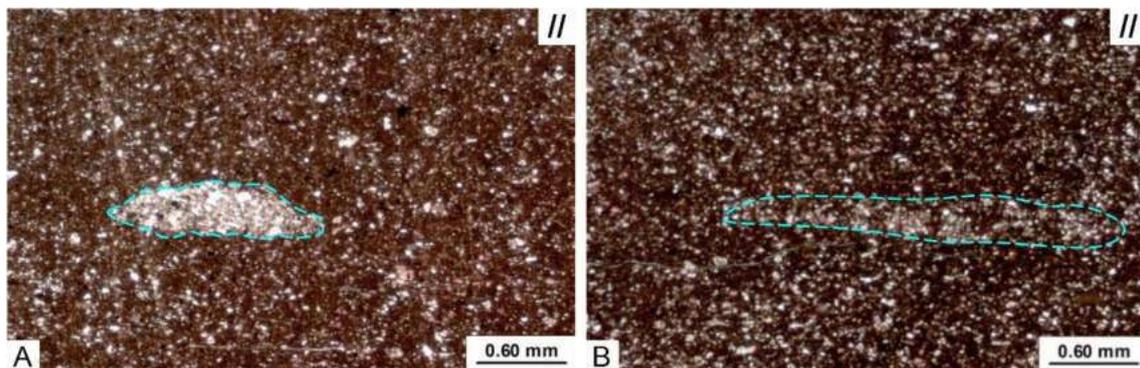


Figura 6.24. Bioturbación observada en secciones delgadas (corona 3B). A. Pelita silicoclástica masiva a pobremente laminada por la orientación horizontal de componentes laminares. En líneas punteadas se indica la presencia de una lente donde se concentra material limoso atribuido a una traza fósil horizontal. B. Pelita silicoclástica con una laminación difusa dada por la variación composicional de niveles con distinto contenido de arcillas y limo. En líneas punteadas se indica una lente concentrando material silicoclástico, atribuido a una traza fósil horizontal. //: nicoles paralelos; +: nicoles cruzados.

Los intervalos afectados por una bioturbación moderada a alta ($IB \geq 3$) muestran, en general, una fisilidad baja a nula (Fig. 6.25). Cuando la bioturbación se encuentra ausente o es relativamente baja, la fisilidad es variable, pudiendo ser muy alta a nula.

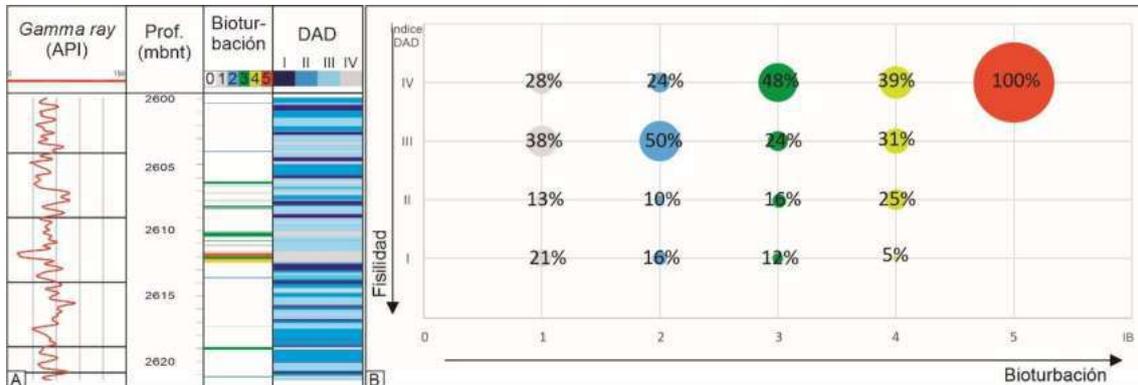


Figura 6.25. Relación entre la intensidad de la bioturbación (IB, Lazar *et al.*, 2015a) y la fisilidad (índice DAD) mostrando un ejemplo tomado de la corona 1. A. Detalle de la Fig. 6.4, mostrando la fuerte correlación entre rocas intensamente bioturbadas ($IB \geq 3$) y rocas masivas. B. Grado de coincidencia en porcentaje entre las distintas clases del índice DAD y el grado de bioturbación (IB). Los intervalos de moderada a muy alta bioturbación ($IB \geq 3$) corresponden mayoritariamente a rocas de baja a nula fisilidad. Profundidad en metros bajo el nivel del terreno (mbnt).

Las coronas 1 y 2 muestran una fuerte correlación entre los intervalos altamente bioturbados (IB mayor a 3) y aquellas rocas con baja fisilidad a masivas (DAD = IV) (Fig. 6.26). En la corona 3A se observa una relación similar, excepto por la carencia de niveles de bioturbación muy alta (IB = 5). Por último, la corona 3B muestra una predominancia de intervalos con una bioturbación baja (IB = 2) a muy alta (IB = 5) representada mayormente por intervalos de baja fisilidad a masivos y, en menor medida, a intervalos de fisilidad intermedia. Esto tiene un buen correlato con la poca representación de intervalos de alta fisilidad en esta corona (DAD = 1 y 2).

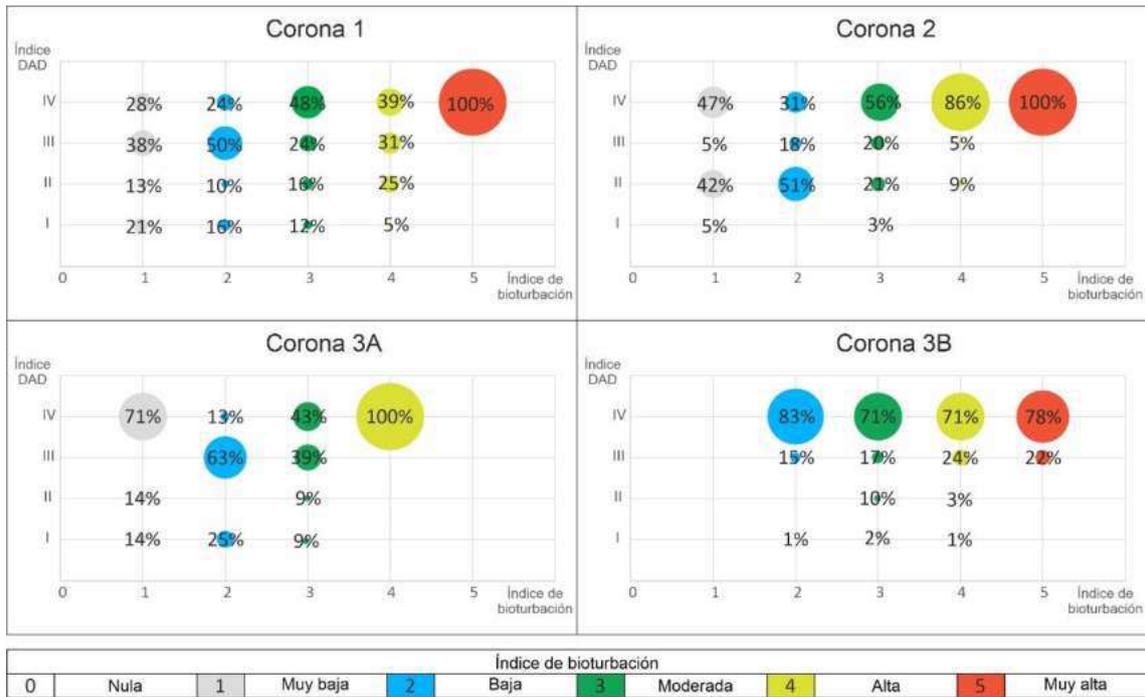


Figura 6.26. Relación entre la fisilidad (índice DAD) y la intensidad de la bioturbación, dada por el IB según Lazar *et al.* (2015a). En general se observa que los intervalos con alta intensidad de bioturbación (IB mayor a 3) presentan baja o nula fisilidad (DAD = IV). Modificado de Martín *et al.* (2023a).

6.3.6. Petrofísica

Las rocas examinadas mediante estudios petrofísicos de laboratorio muestran porosidades que varían entre 3,5 y 16,5%, donde se observan los mayores valores en la corona 3A, intermedios en las coronas 2 y 3B y las menores porosidades en la corona 1 (Fig. 6.27A). La permeabilidad varía aproximadamente entre 0,00005 y 0,00065 mD, mostrando las mismas relaciones descritas para la porosidad entre las coronas (Fig. 6.27B). La densidad varía alrededor de 2,7 y 2,2 g/cm³, y alcanza los mayores valores en la corona 2, intermedios en las coronas 1 y 3B, mientras que los menores se encuentran en la corona 3A (Fig. 6.27C). A pesar de las diferencias observadas en el rango de variación entre las cuatro coronas, la tendencia de las propiedades petrofísicas con respecto a la intensidad de la fisilidad se mantiene constante. Aquellos intervalos de alta fisilidad se caracterizan por tener mayores valores de porosidad y permeabilidad y menores densidades que sus contrapartes masivas.

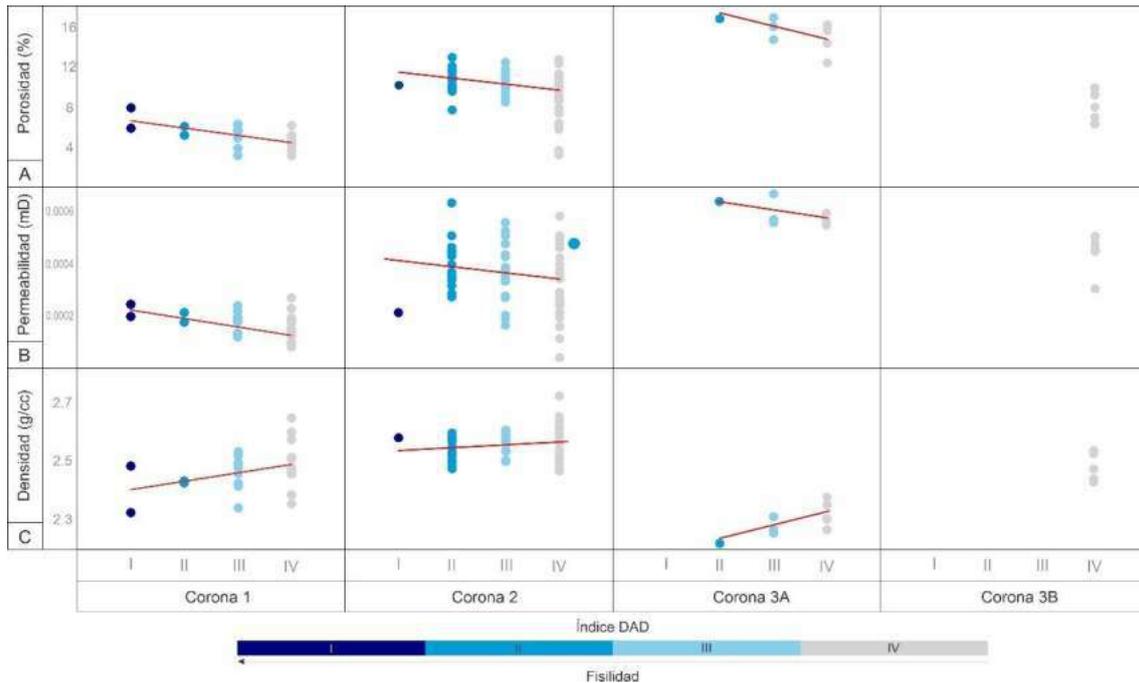


Figura 6.27. Relación entre las propiedades petrofísicas medidas en laboratorio y la intensidad de la fisilidad (índice DAD). A. Contenido de Carbono Orgánico Total. B. Permeabilidad. C. Densidad total. La porosidad y permeabilidad muestran una correlación positiva con el grado de fisilidad, en oposición a la densidad, la cual es mayor para rocas con baja o nula fisilidad. Modificado de Martín *et al.* (2023a).

6.4. Geomecánica

Los ensayos geomecánicos de laboratorio demuestran que aquellas muestras de baja o nula fisilidad poseen mayor rigidez, ya que sus módulos de Young (E) y Cizalla (G) son mayores que el de las muestras de moderada a alta fisilidad (Fig. 6.28A, C). En la mayoría de las coronas, las rocas de mayor fisilidad muestran menores valores de la relación de Poisson (ν), mientras que en las muestras horizontales de la corona 2, la relación es inversa (Fig. 6.28B).

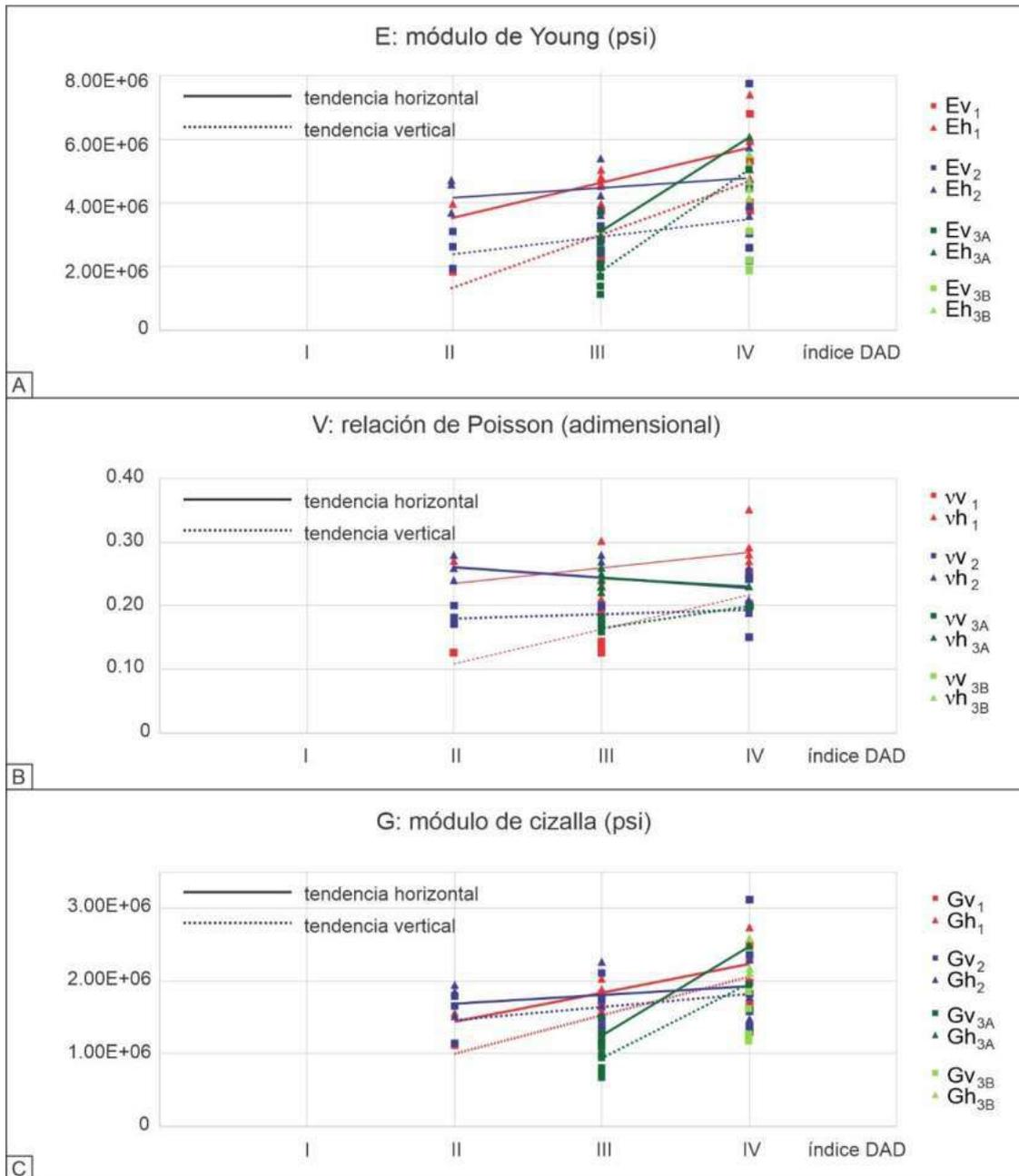


Figura 6.28. Módulos elásticos a partir de ensayos de laboratorio y su relación con el índice DAD. A. Módulo de Young, E. B. Relación de Poisson, v. C. Módulo de cizalla, G. Modificado de Martín *et al.* (2023a).

Los valores de resistencia a la compresión (*Peak Strength*) vertical, horizontal y a 45° de la estratificación muestran un incremento en la resistencia hacia los intervalos de menor fisilidad o masivos (Fig. 6.28A) implicando que, a mayor fisilidad, más débil resulta la roca. El índice de fragilidad (BI, *Brittleness Index*) utilizado corresponde al mineralógico (Glorioso y Rattia, 2012) y muestra una disminución con la fisilidad en las cuatro coronas analizadas (Fig. 6.29B).

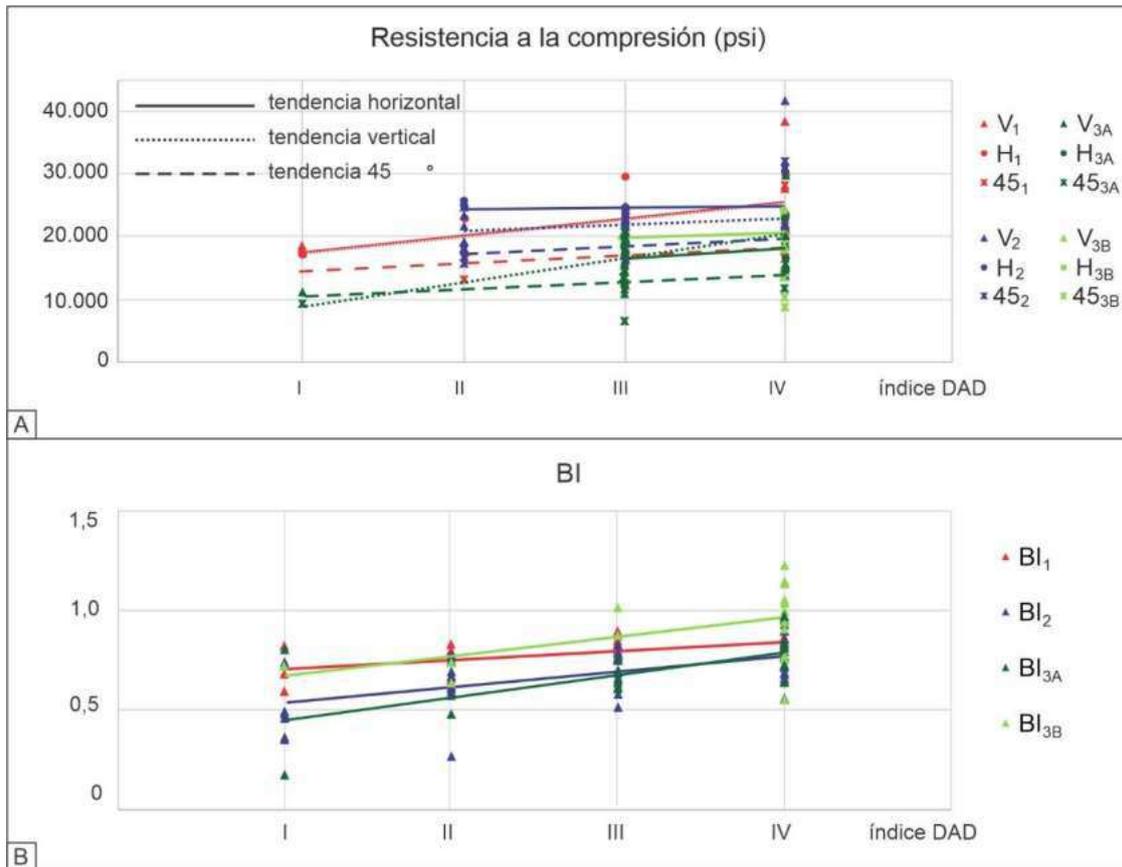


Figura 6.29. Ensayos geomecánicos de laboratorio y su relación con el índice DAD. A. Resistencia a la compresión. B. Índice de fragilidad mineralógico (BI; Glorioso y Rattia, 2012). Modificado de Martín *et al.* (2023a).

Los valores de TSI (*Terratek Strength Index*) medidos en las coronas presentan un amplio rango de variación, desde aproximadamente 5000 a 35000 psi. En líneas generales, los valores registrados en la corona 1 son más altos que en el resto de las coronas estudiadas. En todos los casos se observa una pendiente levemente positiva, indicando que las rocas de mayor fisilidad corresponden a los intervalos con menores lecturas de TSI, mientras que las rocas de baja o nula fisilidad poseen valores de TSI mayores (Fig. 6.30).

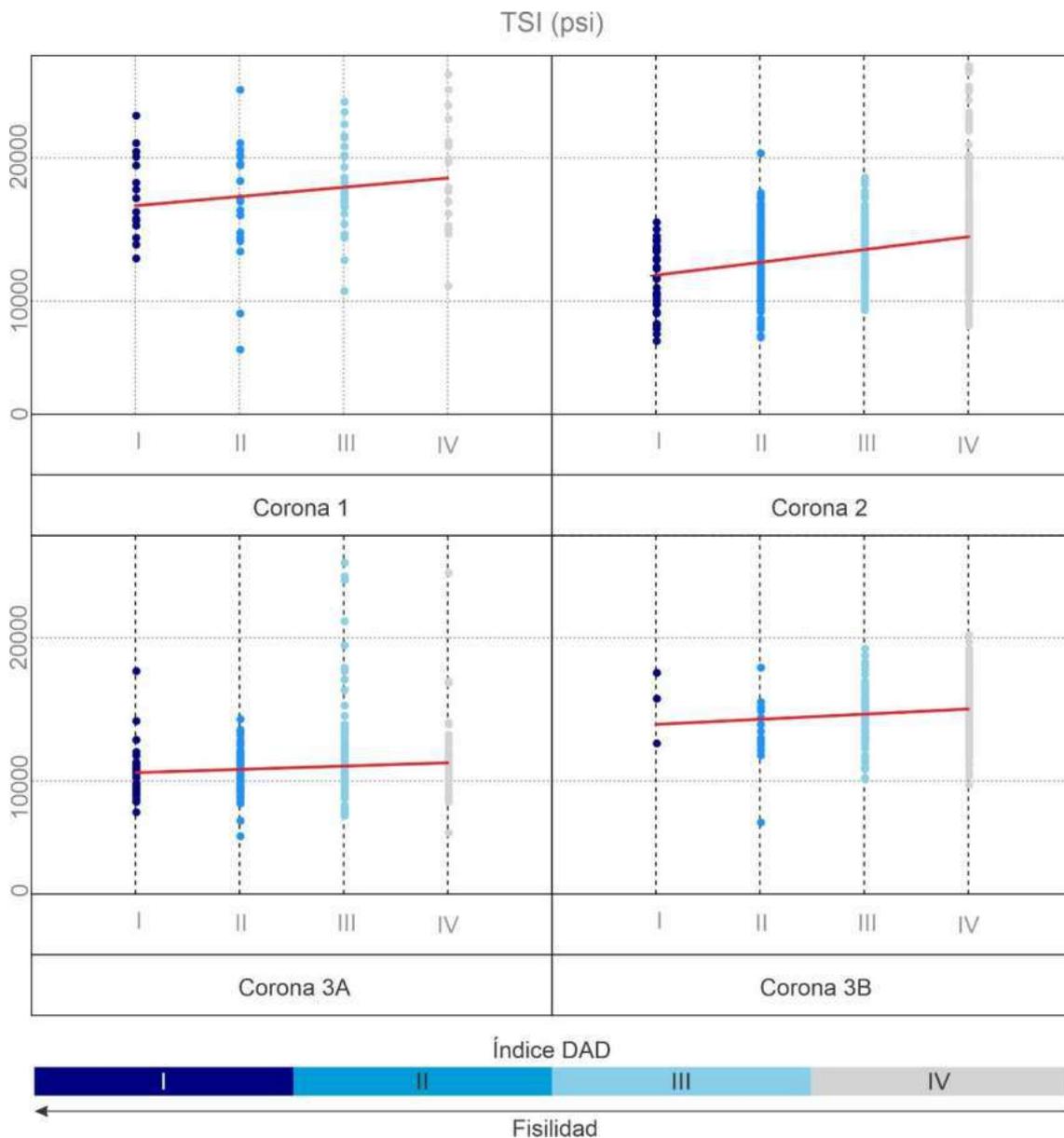


Figura 6.30. Relación entre el TSI (*Terratek Strength Index*) y el índice DAD para cada corona. Las rocas de mayor fisilidad poseen en términos generales valores menores que las rocas de baja o nula fisilidad.

Las muestras horizontales y verticales poseen un valor similar entre sí y son sistemáticamente mayores que aquellas sometidas a una compresión a 45° de la estratificación (Fig. 6.29A). La mayor separación entre las curvas verticales y horizontales en los módulos estáticos revela una mayor anisotropía para las muestras de alta fisilidad (Fig. 6.27A-C). Tanto las mediciones estáticas (Fig. 6.31A) como dinámicas (Thompson, 1986; Fig. 6.31B) de anisotropía muestran que las rocas de alta fisilidad son significativamente más anisotrópicas que las muestras masivas. Si bien las muestras correspondientes a la clase DAD = I se encuentran subrepresentadas debido a la dificultad de muestrear rocas de alta fisilidad, las pocas muestras que corresponden a esta clase corroboran la tendencia general observada.

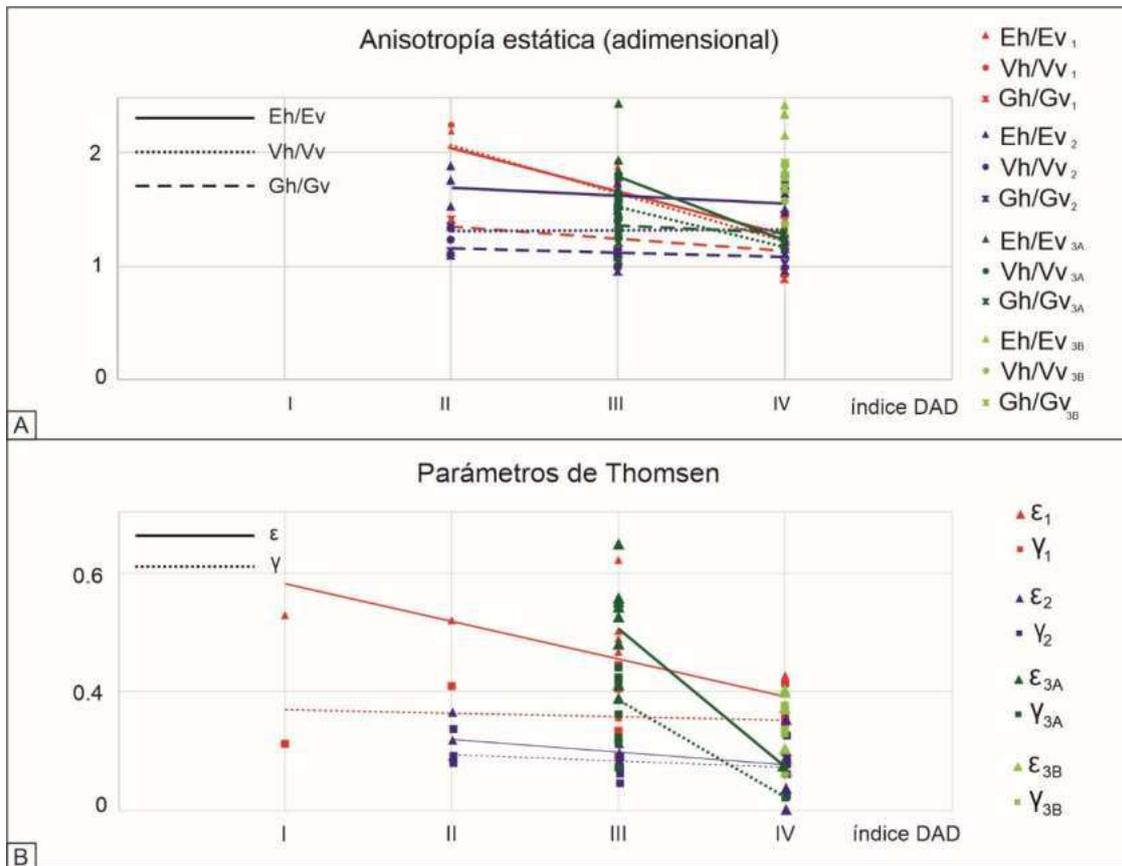


Figura 6.31. Anisotropía y su relación con el índice DAD. A. Parámetros de anisotropía estática. B. Parámetros de anisotropía dinámicos (Thomsen, 1986). Modificado de Martín *et al.* (2023a).

En la corona 2 se llevó a cabo un estudio dando como resultado el ángulo de fricción interna y la cohesión para las interfaces analizadas (Fig. 6.32). Los PDE de primer y segundo orden se agrupan entre sí: los primeros muestran valores menores tanto de ángulo de fricción interna como de cohesión, mientras que los segundos poseen valores mayores en ambos parámetros. En consecuencia, para que los PDE de primer orden se vuelvan efectivos, son necesarios esfuerzos menores que para que suceda con los PDE de segundo orden.

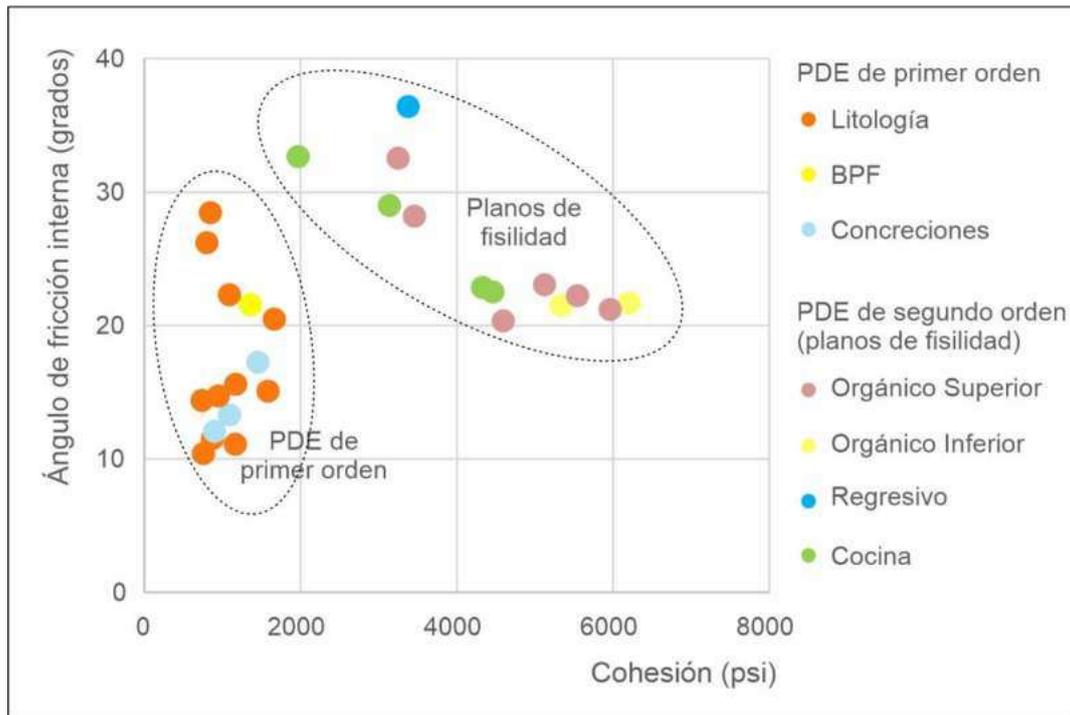


Figura 6.32. Ángulo de fricción interna y valores de cohesión medidos en distintos Planos de Discontinuidad Efectivos (PDE) de primer orden y de segundo orden (planos de fisilidad). Los PDE asociados a planos de fisilidad se encuentran discriminados según el intervalo productivo. El set de muestras corresponde a la corona 2.

6.5. Estratigrafía secuencial

Teniendo en cuenta la metodología y descripciones en la bibliografía, se comenzó el estudio secuencial interpretando en primer lugar las parasecuencias. Numerosos análisis secuenciales describen las parasecuencias de la Formación Vaca Muerta como intervalos limitados en techo y base por superficies de inundación (FS, *Flooding Surface*) que poseen típicamente entre 0,5 y 3 m de espesor (por ejemplo, Tomassini *et al.*, 2019; Otharán, 2020). Suelen mostrar un arreglo granocreciente (Kietzmann *et al.*, 2014; Desjardins *et al.*, 2016) comenzando con pelitas silicoclásticas de color negro y marcada laminación y pelitas parcialmente calcáreas, ambas con alto contenido orgánico, con bajos valores de TSI y altos valores de *Gamma Ray* (GR, Kietzmann *et al.*, 2016a; Tomassini *et al.*, 2016, 2019; Otharán, 2020). Hacia el tope, las parasecuencias generalmente muestran un incremento en el contenido de carbonato de calcio y en su dureza (mayores valores de TSI) en conjunto con un decrecimiento en los tenores de materia orgánica (COT) y valores de GR (Fig. 6.33, Kietzmann *et al.*, 2016a; Tomassini *et al.*, 2016, 2019). La bioturbación y la fauna abundante de bivalvos son mayores hacia los bancos superiores, indicando condiciones de mayor oxigenación (Zeller *et al.*, 2015a; Otharán, 2020).

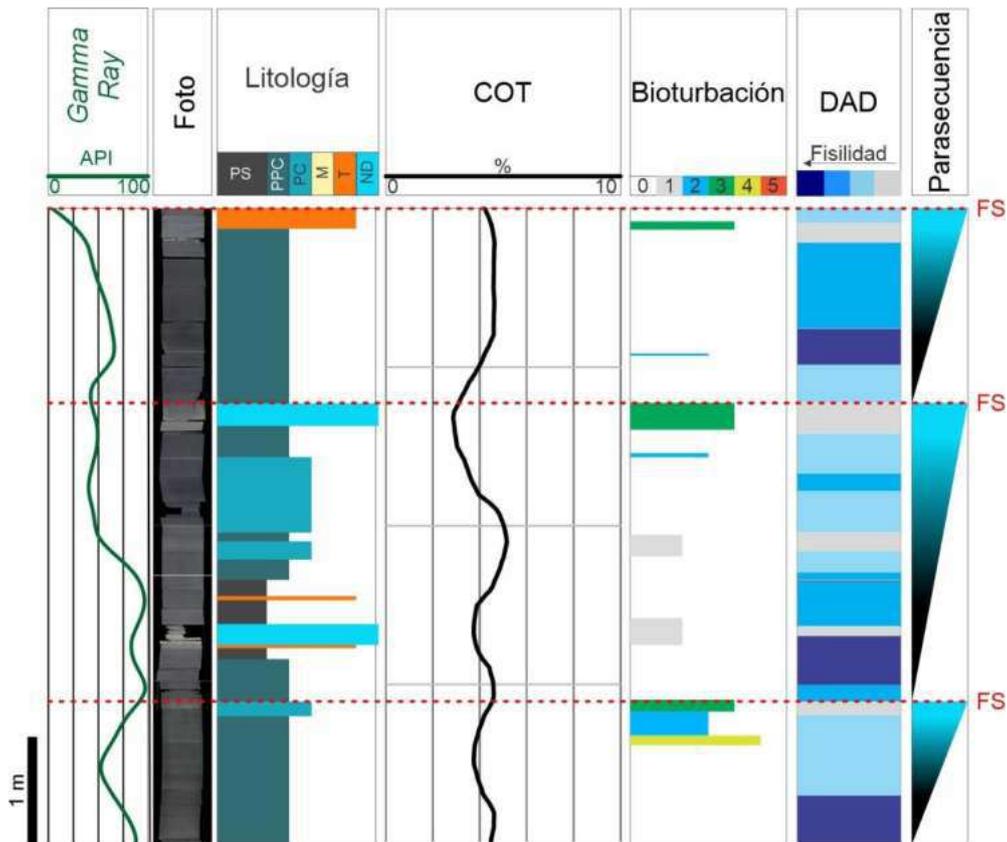


Figura 6.33. Ejemplos de parasecuencias interpretadas en la corona 1. Se encuentran limitadas por superficies de inundación (FS, flooding Surface) y comienzan con pelitas silicoclásticas (PS) o pelitas parcialmente calcáreas (PPC) de alta fisilidad, que suelen poseer altos contenidos Carbono Orgánico Total (COT) y altos valores de Gamma Ray (GR) y bioturbación ausente o muy baja. Hacia el techo aumenta el contenido de carbonato de calcio, haciéndose predominantes las pelitas parcialmente calcáreas a calcáreas (PC) y los niveles diagenizados (ND) de composición predominantemente carbonática, aumenta la intensidad de la bioturbación junto con una caída en el contenido de COT y las lecturas de GR.

En la Formación Vaca Muerta las parasecuencias muestran una variación cíclica con respecto a la fisilidad, comenzando con los intervalos de fisilidad más alta en la base, la cual tiende a disminuir hacia el techo (Fig. 6.34B).

Analizando el patrón de apilamiento de las parasecuencias genéticamente relacionadas en conjunto con las tendencias mineralógicas y contenido de COT, es posible interpretar sets agradacionales, progradacionales y retrogradacionales (Zeller *et al.*, 2015a; Kietzmann *et al.*, 2016a; González Tomassini *et al.*, 2016).

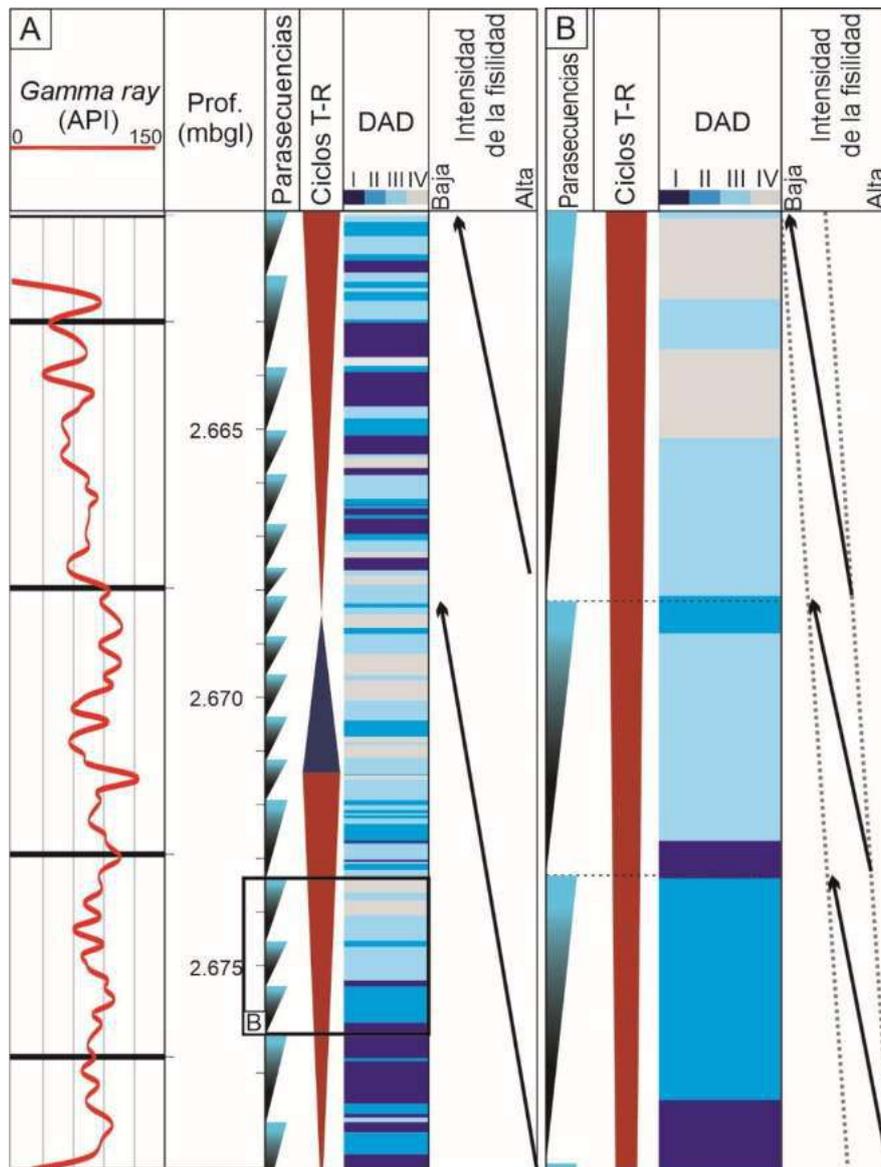


Figura 6.34. Relación entre la fisilidad y la estratigrafía secuencial. A. Variación de la fisilidad a la escala de los ciclos transgresivo-regresivos. B. Variación de la fisilidad a la escala de las parasecuencias. Los intervalos con alta fisilidad se desarrollan hacia la base de los ciclos regresivos y de las parasecuencias, los cuales se vuelven menos físilos y masivos hacia el tope de los hem Ciclos regresivos y de las parasecuencias. Nótese la disminución entre cada parasecuencia hacia el tope en la Figura B.

Los sets de parasecuencias retrogradacionales son usualmente más delgadas (< 20 m) que los sets progradacionales y se caracterizan una predominancia de pelitas silicoclásticas ricas en materia orgánica por sobre las pelitas calcáreas y bancos de calizas (Fig. 6.35). Estos intervalos usualmente muestran un relativo incremento en los valores de GR y contenido de COT. Los niveles de tobas, los BPF y las concreciones carbonáticas son más abundantes cerca de las Superficies de Máxima Inundación (MFS, *Maximum Flooding Surface*), en donde es común observar lags piríticos y niveles cementados por calcita. El grado de fisilidad aumenta en las transgresiones, haciéndose máxima hacia la MFS.

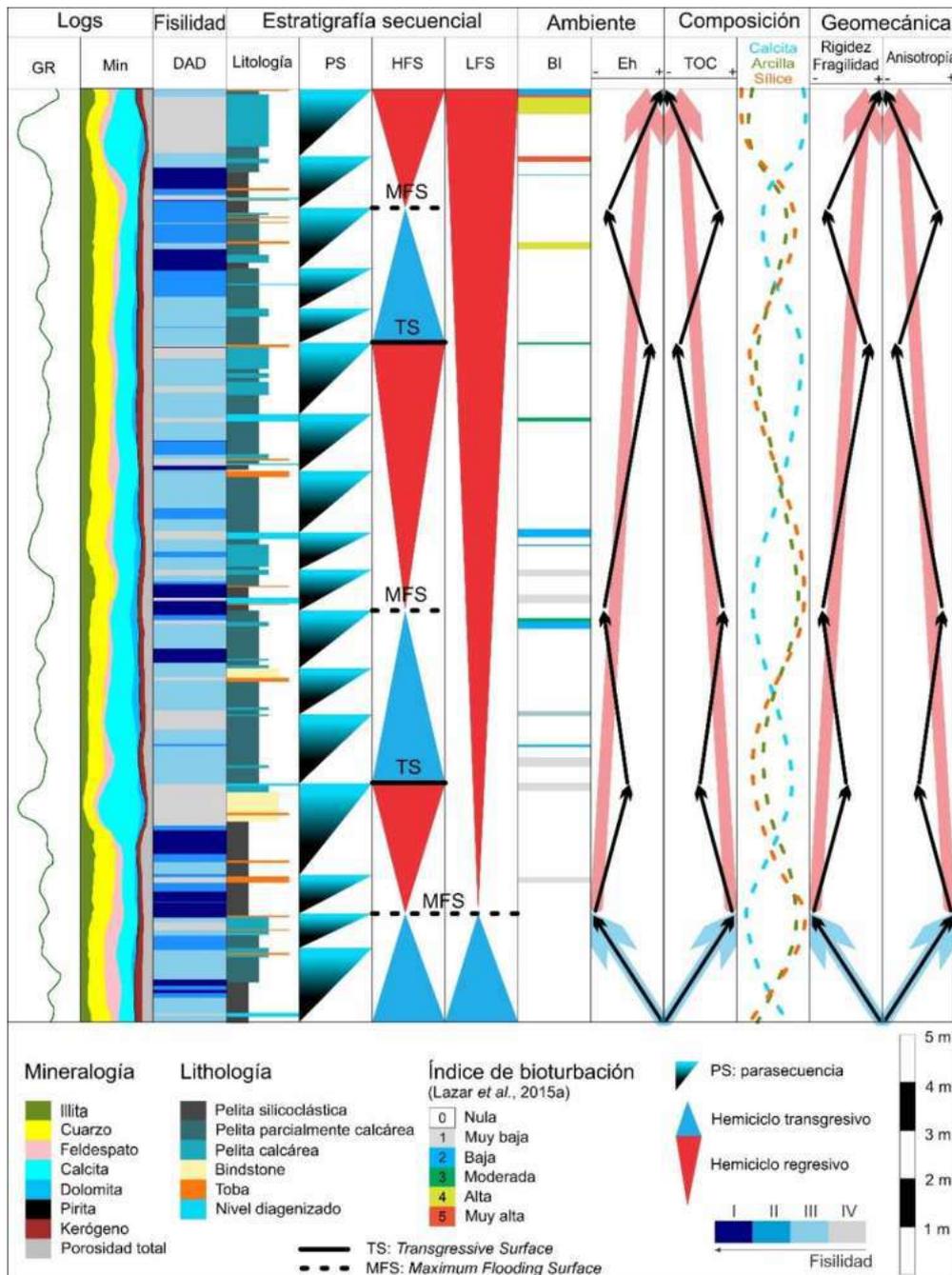


Figura 6.35. Análisis de fisilidad y estratigrafía secuencial extraída de un intervalo de la corona 2. Se integra la respuesta del GR, del mineralógico, índice DAD, la descripción litológica de la corona, parasecuencias (PS), ciclos transgresivo-regresivos (T-R), condiciones ambientales como potencial redox (Eh) e intensidad de bioturbación, composición de la roca, como el contenido de COT y los componentes principales de la Formación Vaca Muerta (carbonato, sílice y arcillas) y la respuesta geomecánica en términos de rigidez, fragilidad y anisotropía. A la escala de la parasecuencia, la fisilidad generalmente disminuye de base a techo. Tanto en los ciclos T-R de alta (HFS) como en los de baja frecuencia (LFS) muestran tendencias similares. Las rocas tienden a ser masivas cerca de las superficies transgresivas (TS). Durante los hemiciclos transgresivos, la disminución del aporte carbonático en conjunto con las condiciones anóxicas promueven el desarrollo de la fisilidad, siendo máxima cerca de la MFS. Durante los hemiciclos regresivos, el mayor aporte carbonático y mayores niveles de oxigenación dan lugar a rocas masivas con mayor contenido de carbonato y alta intensidad de bioturbación. Modificado de Martín *et al.* (2023a).

Por otro lado, los sets de parasecuencias progradacionales son frecuentemente más potentes (entre 30 y 60 m) y muestran un incremento en niveles de pelitas calcáreas en detrimento de las pelitas silicoclásticas. La respuesta del perfil de GR, el contenido de COT y de arcillas muestra un relativo decrecimiento en comparación con los sets de parasecuencias retrogradacionales, mientras que el contenido de carbonato aumenta hacia el tope del set. La fisilidad en estos intervalos tiende a disminuir hacia la superficie transgresiva (TS, *Transgressive Surface*).

La variación de la fisilidad en relación con los ciclos transgresivo-regresivos (TR) se puede observar tanto en ciclos TR de alta frecuencia (HFS, *High Frequency Sequence*) como en ciclos TR de baja frecuencia (LFS, *Low Frequency Sequence*).

6.6. Clasificación supervisada: relación entre coronas y perfiles

A fin de relacionar la información proveniente de perfiles de pozo con el índice DAD, se realizó una serie de modelos que permiten reproducir el grado de fisilidad observada a partir de los perfiles, obteniendo diferentes grados de ajuste.

El flujo de trabajo fue iterativo ya que se seleccionaron numerosas combinaciones de perfiles de pozo con el objeto de utilizar aquellos que fueran más eficientes para la discriminación de las distintas clases del índice DAD (Fig. 6.36). Antes de utilizarlos, los perfiles fueron normalizados a fin de disminuir la redundancia y mejorar la integridad de los datos. En este primer paso también se realizó el reescalado del índice DAD, a fin de que los datos tuvieran la misma frecuencia de muestreo que los perfiles utilizados en el modelado, equivalente a 0,1 metros.

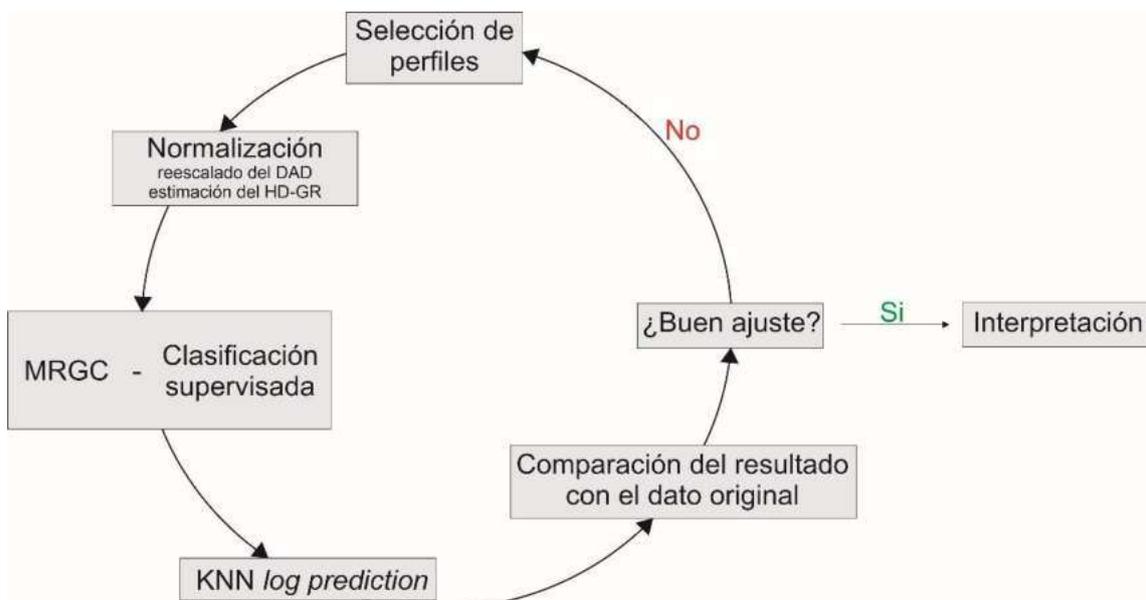


Figura 6.36. Flujo de trabajo iterativo utilizado en la construcción de modelos predictivos del índice DSA. Modificado de Martín *et al.* (2022b).

Posteriormente, se realizó una clasificación supervisada mediante el algoritmo MRGC (*Multi-Resolution Graph-based*; Ye y Rabiller, 2000) utilizando el índice DAD y los perfiles normalizados como input. Se trata de un algoritmo matemático frecuentemente utilizado en la industria hidrocarburífera para generar electrofacies capaces de representar aquellas litofacies encontradas en coronas a través del análisis de agrupamiento de los datos de perfiles de pozo. El proceso implica el uso de algoritmos de *clustering* para dividir un conjunto de datos en unidades de electrofacies, definidas como 'un grupo de respuestas de perfiles de pozo que caracteriza una roca sedimentaria y permite diferenciarla de otra' (Doveton, 1994). El algoritmo MRGC representa cada punto en un espacio multi-dimensional buscando agrupar datos de características similares. Mediante esta metodología se relacionaron las clases de DAD con la respuesta de los perfiles a fin de generar un modelo capaz de predecir el índice en los mismos intervalos incluidos en la corona e incluso en pozos donde no existieran datos de coronas. El modelo resultante fue propagado utilizando el algoritmo KNN *log prediction*. Posteriormente se comparó el índice DAD predicho por el modelo con el observado en las coronas. Si el ajuste no resultaba lo suficientemente bueno, se probaban otras combinaciones de perfiles, hasta encontrar la combinación que lograra un buen ajuste.

En primer término, se desarrolló el modelo 1 generado a partir de cuatro perfiles: el perfil de GR y el factor fotoeléctrico (PEF) representando la composición de la roca; el perfil de resistividad somera (RT10) como un proxy de textura; y el perfil sísmico incluyendo información acerca del comportamiento mecánico de la roca. Las rocas con alta fisilidad se caracterizan por tener las respuestas más bajas de resistividad, bajos valores de PEF, altos valores de GR y un rango de variación pequeño en la velocidad de las ondas compresivas (Fig. 6.37). Por el contrario, las rocas con baja fisilidad a masivas presentan bajos valores de GR, altas respuestas de resistividad y de PEF y un amplio rango de variación de las velocidades de las ondas compresivas. El gráfico xy entre las variables utilizadas en el modelo permite advertir que es la curva de RT10 la que permite diferenciar entre las rocas pertenecientes a diferentes clases con mayor eficiencia, ya que los puntos pertenecientes a cada una se ubican en zonas diferentes.

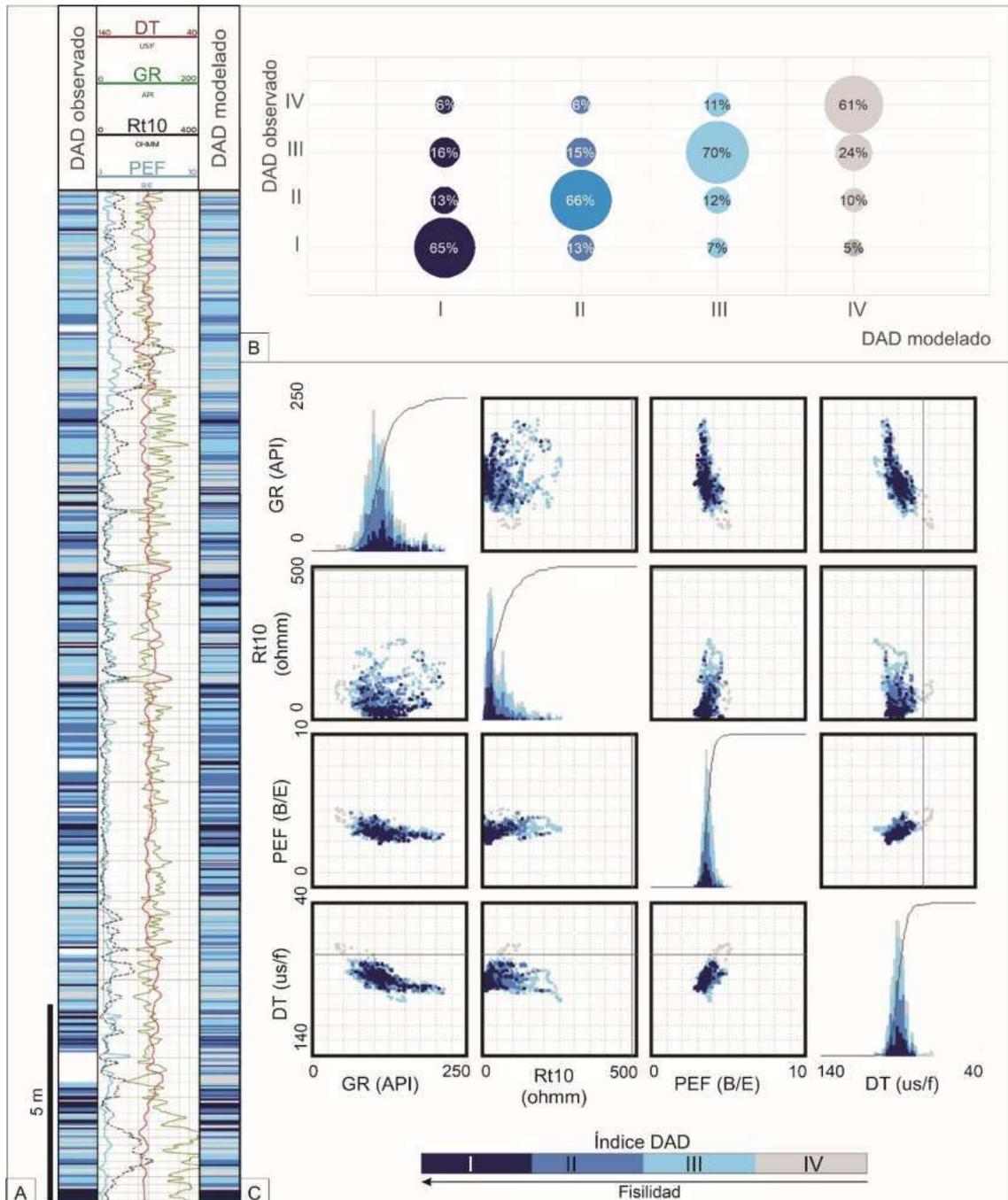


Figura 6.37. Perfiles utilizados en el modelo 1 y su relación entre sí y con el índice DAD en la corona 1. A. Comparación entre el DAD observado en la corona 1, los perfiles utilizados y el DAD generado a partir del modelo 1. B. Porcentaje de correlación entre las clases de DAD observadas (eje vertical) y las modeladas (eje horizontal). C. Relación entre los perfiles de pozo utilizados y el índice DAD. Notar que la curva de RT10 es la variable que permite diferenciar entre las distintas clases del índice DAD con mayor eficiencia, siendo el factor determinante en el modelo. Modificado de Martín *et al.* (2022a).

Posteriormente, se realizó el modelo 2, reemplazando el perfil de GR por una curva de GR de alta resolución (HD-GR) calculada a partir del procesamiento de la imagen microresistiva (Knecht *et al.*, 2004) (Fig. 6.38). La imagen ecualizada fue transformada desde un rango de

valores de microresistividades a una imagen binaria utilizando la curva de GR como *cutoff*. Como resultado, se obtuvo una curva de binarización con valores entre 0 y 1, que fue posteriormente normalizada para que tuviera el mismo rango de variación que la curva de GR original. De esta forma, la HD-GR posee un rango y tendencias similares a la curva de GR, pero con una resolución vertical equivalente a la de la imagen.

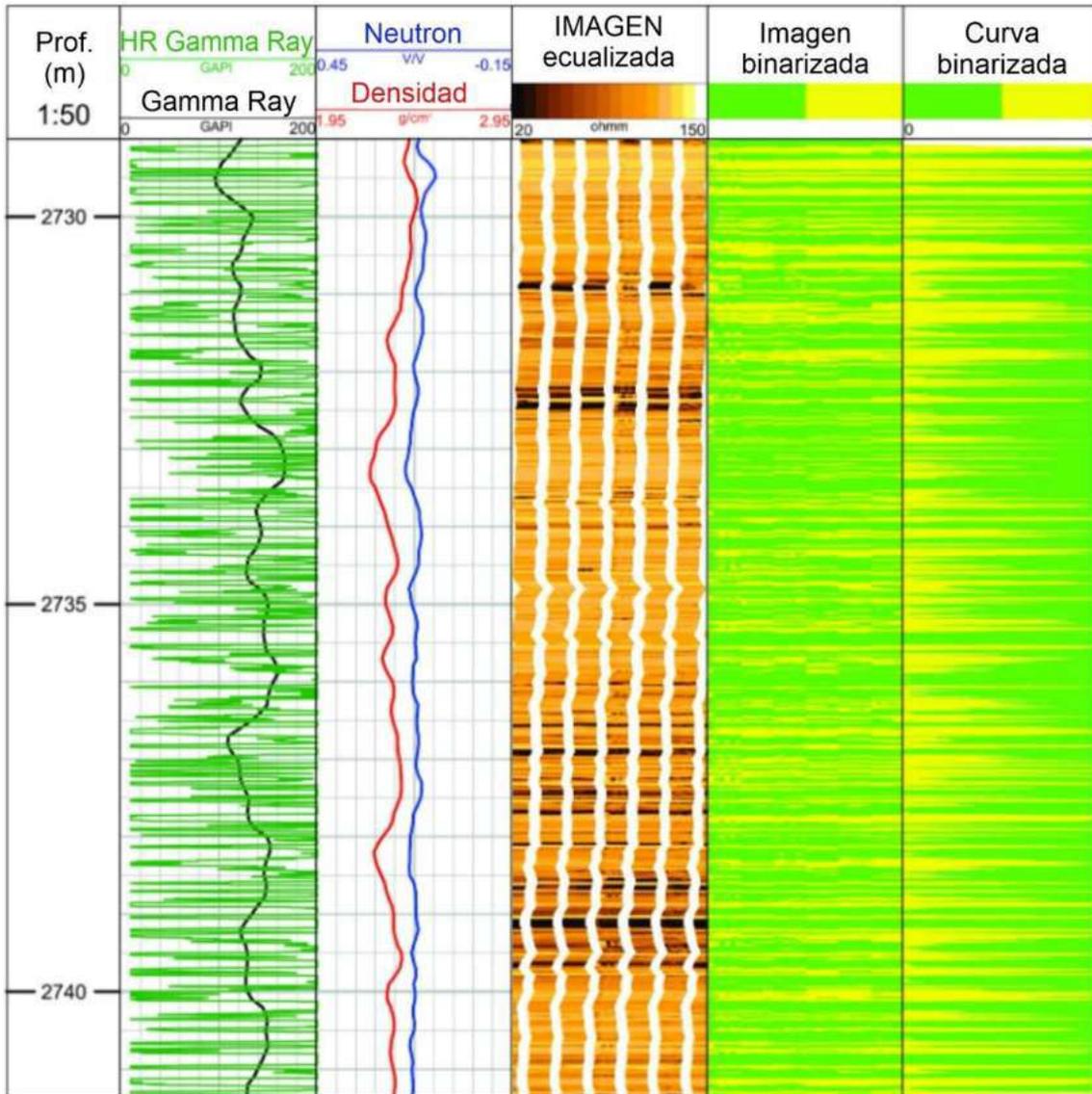


Figura 6.38. Estimación de la curva de Gamma Ray de alta definición (HD-GR). La imagen microresistiva ecualizada es transformada en una imagen binarizada (quinto *track*), a partir de la cual se origina la curva binarizada (sexto *track*), con valores entre 0 y 1. Posteriormente esta curva es normalizada para que tenga el mismo rango que la curva de GR original (segundo *track*), pero con una resolución equivalente a la de la imagen microresistiva. Modificado de Martín *et al.* (2022b).

La comparación visual entre el índice DAD observado en las coronas y el resultado del modelo 1 parece tener un ajuste relativamente bueno (Fig. 6.39A). Cuantitativamente, el grado de ajuste en la corona 1 está entre el 50 y 60% para todas las clases de DAD (Fig. 6.39B). En el resto de las coronas, el nivel de precisión del modelo aumenta hacia las clases de menor fisilidad, presentando problemas para identificar clases de alta fisilidad. En las coronas 2, 3A y 3B las rocas pertenecientes a la clase DAD = I están ausentes en el modelo, mientras que en el caso de la corona 3B tampoco hay representación de la clase II del índice DAD.

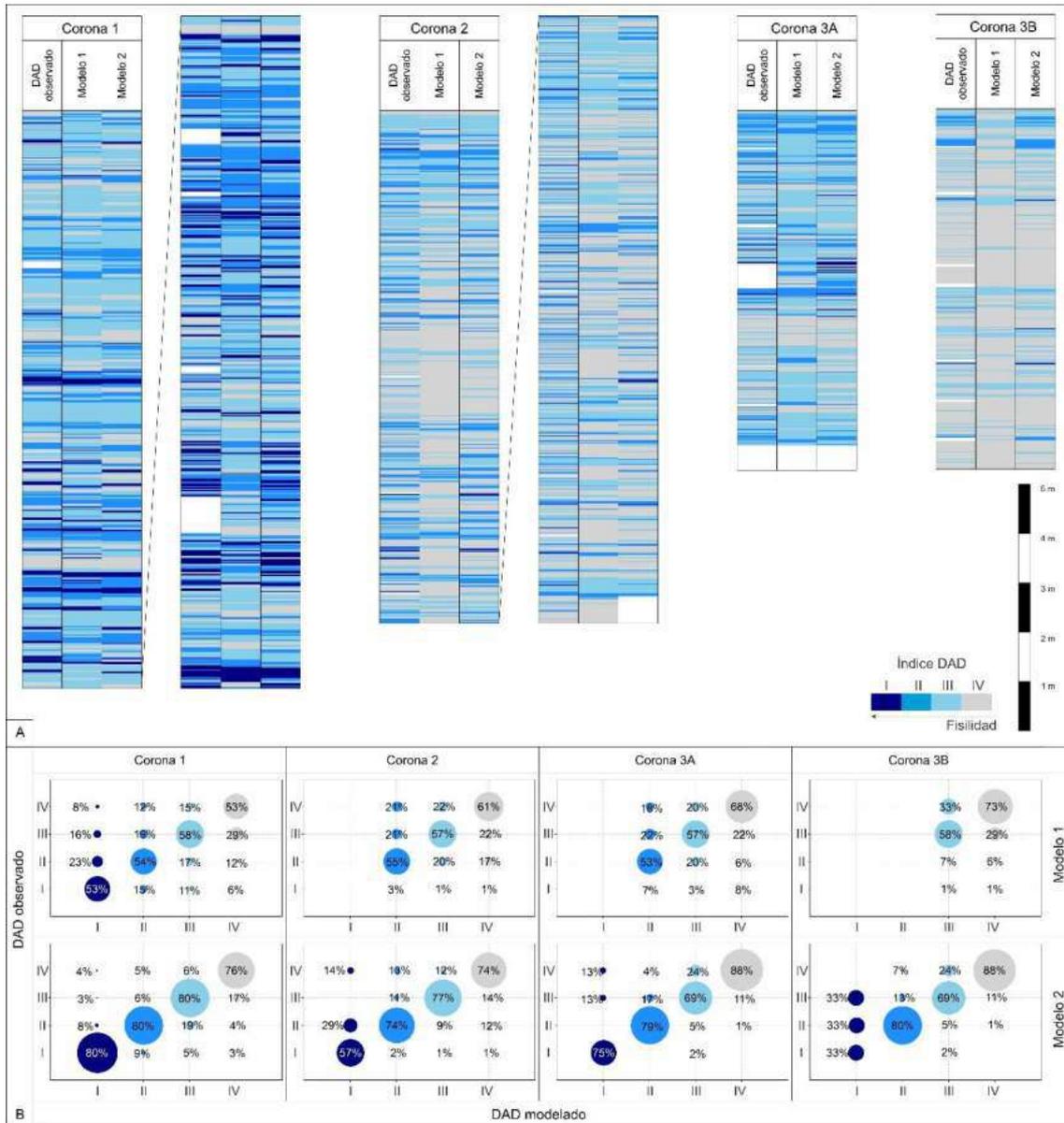


Figura 6.39. Comparación entre el DAD observado en cada corona y el predicho por los modelos generados. A. Comparación visual para cada corona. B. Porcentaje de ajuste entre la observación y los modelos. Modificado de Martín *et al.* (2022b, 2023a).

El modelo 2 muestra un notable aumento en el grado de ajuste en las cuatro coronas estudiadas, particularmente en el caso de las clases de alta fisilidad. En las coronas 1 y 3A el ajuste supera en casi todas el 75%. En el caso de las coronas 2 y 3B, el modelo 2 posee un buen grado de concordancia con el DAD observado, superando en la mayoría de los casos el 70% para las clases III y IV, mientras que las clases de alta fisilidad son representadas con la menor precisión.

6.7. Resumen

- En la presente contribución se desarrolló una metodología capaz de estimar el grado de fisilidad de una roca de grano fino perteneciente a coronas, a partir del denominado índice DAD.
- El estudio de la evolución temporal de los planos de discontinuidades efectivos (PDE) permitió diferenciar entre los PDE de primer orden y de segundo orden. Entre los primeros se encuentran las discontinuidades asociadas a contactos litológicos (principalmente entre tobas y pelitas), concreciones, BPF y fallas. Los PDE de segundo orden incluyen discontinuidades asociadas a fósiles y planos de fisilidad. Las zonas de mayor fisilidad (DAD = I, II) coinciden con aquellos intervalos donde se concentran los PDE, siendo los planos de fisilidad los más abundantes en todas las coronas estudiadas.
- Las principales facies observadas en las coronas corresponden a pelitas silicoclásticas, pelitas parcialmente calcáreas y pelitas calcáreas. Accesoriamente se identifican tobas afectadas por distintos procesos diagenéticos (reemplazo por carbonatos, piritización o argilitización), microbialitas y niveles diagenizados. El índice DAD muestra una relación estrecha con la litología y con la composición mineralógica obtenida a partir de DRX. Las rocas de mayor fisilidad (DAD = I, II) coinciden con las pelitas silicoclásticas que se caracterizan por tener los mayores contenidos de material silicoclástico (arcillas, cuarzo y feldespatos) y piritita y menores porcentajes de carbonatos. Las rocas de menor o nula fisilidad (DAD = III, IV) corresponden a tobas calcitizadas, niveles diagenéticos y microbialitas, las cuales presentan los mayores contenidos de carbonatos y menor cantidad de material silicoclástico y piritita. En cuanto al tipo de arcillas, no se observa una relación entre ésta y la fisilidad y la profundidad.
- Los intervalos de mayor fisilidad suelen tener un mayor contenido de materia orgánica (COT) que aquellas rocas de baja o nula fisilidad, mostrando en general, valores de COT por encima del 2%. La manera en la que la materia orgánica se encuentra distribuida influye en el grado de influencia que genera en el desarrollo de la fisilidad. En los casos en los que la materia orgánica se encuentra en forma de fragmentos impregnados elongados según la estratificación y cuando se concentra en niveles, la fisilidad tiende a ser alta. Cuando la materia orgánica se encuentra diseminada en la matriz, no parece influir en el desarrollo de la fisilidad.
- La estrecha correlación entre los intervalos con alta bioturbación y los intervalos de baja o nula fisilidad muestra que el retrabajo de la fauna bentónica es capaz de destruir la fábrica depositacional del sedimento, inhibiendo el desarrollo de la

fisilidad. Esta relación implica que la fábrica de la roca y el posterior desarrollo de la fisilidad es una propiedad que depende de los primeros estadios de depositación del sedimento.

- Desde un punto de vista petrofísico, las rocas con mayor fisilidad corresponden a intervalos con mayor porosidad y permeabilidad y menor densidad.
- Geomecánicamente, las rocas con alta fisilidad se caracterizan por ser menos resistentes a la deformación, más anisotrópicas y dúctiles. Los términos de baja fisilidad y masivos son sistemáticamente más resistentes a la deformación, isótropos y de comportamiento frágil.
- El control en el desarrollo de la fisilidad ejercido por la composición (tanto mineral como de materia orgánica) y la fábrica de la roca (controlada por factores depositacionales como la laminación como postdepositacionales como la bioturbación) se puede estudiar desde un punto de vista secuencial. Esta relación se observa tanto a escala de las parasecuencias como de los ciclos transgresivo-regresivos. La fisilidad es más intensa al comienzo de las parasecuencias y cerca de las superficies de máxima inundación y se hace mínima hacia el tope de las parasecuencias y hacia el fin de los hemiciclos regresivos.
- Es posible establecer un vínculo entre el índice DAD observado en las coronas y la respuesta de los perfiles de pozo a partir de una clasificación supervisada. Esta metodología permite considerar simultáneamente la composición (GR y PEF), fábrica (RT10) y comportamiento mecánico (DT) de la roca. La substancial mejora al incorporar la información de la imagen microresistiva en el modelo 2 evidencia la importancia de utilizar información con una resolución vertical comparable a la propiedad modelada.

Capítulo 7. Discusión

En la presente sección se integra la información teórica con las observaciones realizadas sobre la fisilidad en la Formación Vaca Muerta tanto en afloramiento como en subsuelo. El objeto último es determinar los controles principales en su desarrollo en rocas de grano fino, jerarquizándolos según su grado de influencia. A su vez, se analiza el impacto de la fisilidad sobre las propiedades petrofísicas y geomecánicas. Posteriormente, se evalúa cómo se vincula el grado de fisilidad de una roca desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial. Por último, se realizan observaciones respecto de la generación de modelos capaces de predecir el grado de fisilidad de una roca utilizando perfiles de pozo.

7.1. Heterogeneidad en el set de datos

Las mediciones y ensayos de laboratorio de las coronas utilizados en el presente trabajo fueron realizados previamente con otros objetivos, como ser, la caracterización petrofísica y geomecánica de electrofacies. Esto se traduce en una marcada subrepresentación de las rocas de alta fisilidad, especialmente de aquellas correspondientes a la clase I. Las rocas de alta fisilidad tienden a partirse fácilmente, por lo que es menos probable que sean elegidas para ser estudiadas. A su vez, algunas coronas poseen escasos intervalos de alta fisilidad, tal como la corona 3B (ver Fig. 6.3). Para complementar el set de datos, se realizaron estudios adicionales para disminuir la heterogeneidad entre las muestras. Pese a ello, ún se advierte una subrepresentación de los términos de mayor fisilidad. Sin embargo, las muestras de alta fisilidad toman valores acordes con las tendencias observadas en el resto de las clases de DAD, por lo que se infiere que esta subrepresentación no genera un sesgo importante.

7.2. Estimación de la fisilidad

La fisilidad es una propiedad definida en rocas de grano fino aflorantes, en donde se pone de manifiesto como resultado de la meteorización física (fundamentalmente descompresión) y química (hidrólisis, oxidación y disolución de minerales) a la que es sometida. En el presente trabajo se estableció de manera semicuantitativa el grado de fisilidad en los perfiles relevados en dos afloramientos de la Formación Vaca Muerta. Para ello, se realizó un conteo de la cantidad de planos de fisilidad en 5 cm dentro de cada banco em dirección perpendicular a la estratificación, obteniendo una curva de densidad de planos de fisilidad. La gran similitud en los tres perfiles relevados en la secuencia GS-3 en el sector de Puerta Curaco validan la capacidad de esta metodología. Esto es particularmente relevante entre

los perfiles Q1 y Q3, ya que se encuentran separados entre sí a casi 6 km de distancia. Por otro lado, las muestras de mano extraídas en los perfiles fueron clasificadas según su grado de fisilidad siguiendo la clasificación propuesta por O'Brien (1970). Las muestras de mayor fisilidad (clase 1) coinciden con los intervalos de mayor densidad de fisilidad. A su vez, las observaciones en sección delgada y los resultados de laboratorio (FRX y COT) así como el espesor promedio de los fragmentos son consistentes con las clases observadas, validando ambas metodologías.

Por otro lado, en subsuelo se pudo desarrollar una metodología no destructiva para estimar el grado de fisilidad de una roca que permite obtener un registro continuo de esta propiedad a lo largo de toda la corona. Se trata del índice DAD, el cual fue aplicado con éxito en cuatro coronas extraídas en tres pozos diferentes. Estos pozos abarcan distintos intervalos estratigráficos y están ubicados en ambientes tectónicos y ventanas de maduración disímiles (ver Fig. 6.1). A su vez, existen diferencias operacionales en la recuperación de las coronas, permitiendo así observar diferencias locales en la expresión de la fisilidad y el desarrollo de los planos de discontinuidad efectivos (PDE). A lo largo del presente capítulo se discutirán cómo impactan estas diferencias geológicas y operacionales en la fisilidad y el desarrollo de las discontinuidades efectivas.

En el presente estudio se aborda el estudio de la fisilidad tanto en afloramiento como en subsuelo procurando analizar la relación que hay entre esta propiedad y elementos sedimentológicos y secuenciales. En cada caso se utilizaron metodologías distintas e independientes entre sí, al considerar que la integridad de las rocas aflorantes pudo verse alterada en respuesta al levantamiento tectónico y exhumación de las mismas. Sin embargo, las tendencias observadas entre el grado de fisilidad y otras propiedades (tales como composición, COT, bioturbación y laminación) tanto en afloramiento como en coronas son similares.

7.3. Evolución de los planos de discontinuidad potenciales (PDE)

La transformación de los planos de discontinuidad potenciales en PDE a lo largo del tiempo permite ver el desarrollo de la fisilidad en rocas no meteorizadas pertenecientes al subsuelo (ver Fig. 6.7). Los PDE pueden desarrollarse tanto por procesos de extracción y manipulación, como por la recuperación anelástica de la deformación (expansión gradual de la roca a lo largo del tiempo, Blanton, 1983; Warpinski y Teufel, 1989, Fig. 7.1).

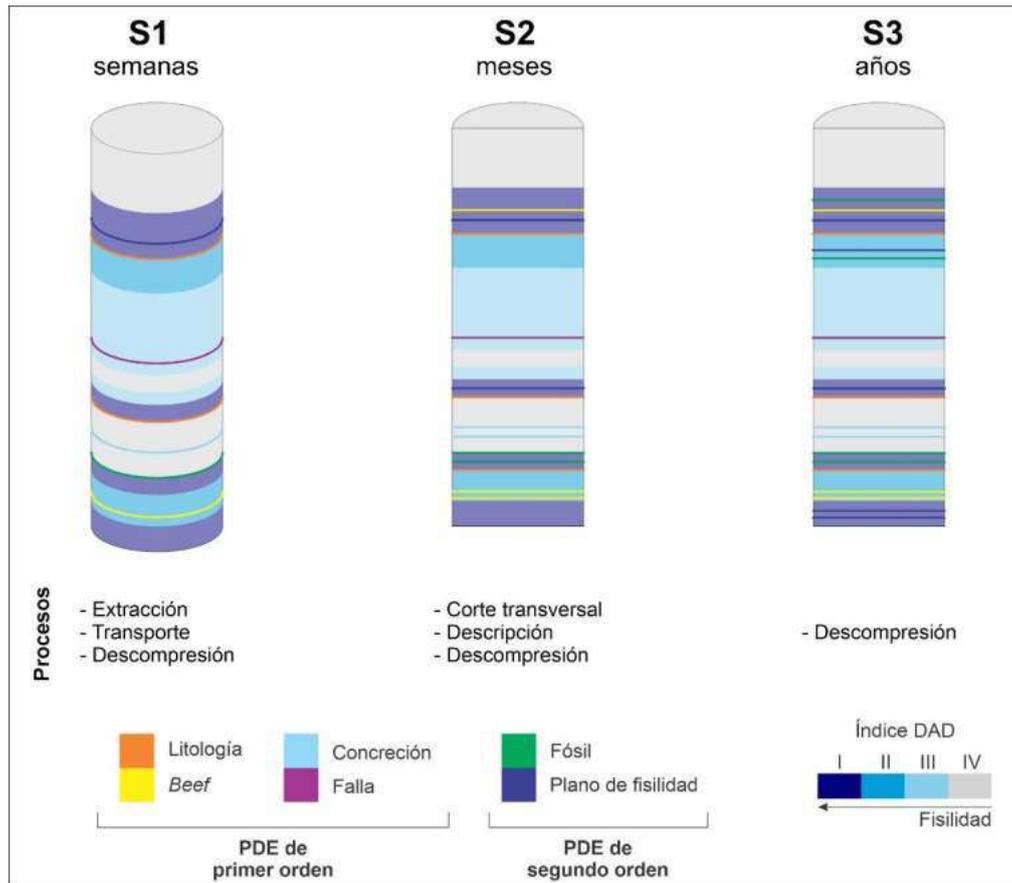


Figura 7.1. Esquema de la evolución temporal de los tipos de PDE, los procesos que actúan en cada estadio y su relación con el grado de fisilidad de la roca (índice DAD). S1: PDE observadas luego de que las coronas son extraídas, transportadas y desentubadas, normalmente algunas semanas luego de su extracción. S2: PDE observados en las coronas luego de su corte longitudinal y descripción, generalmente ciertos meses desde su extracción. S3: PDE observados en las coronas en el momento en el que se realizó el presente trabajo, usualmente entre 3 y 5 años desde la extracción de las coronas.

Del tiempo S1 al S2 ambos procesos están involucrados, mientras que de S2 a S3 únicamente actúa la descompresión. Sin embargo, ambos mecanismos activan las potenciales discontinuidades preexistentes, transformándolas en efectivas, las cuales tienden a concentrarse en los intervalos de mayor fisilidad (ver Fig. 6.7). Durante el tiempo transcurrido desde la extracción de las coronas hasta el momento de su estudio, se advierte en general que el factor incremental desde S1 a S2 es mayor que desde S2 a S3 (Fig. 6.6B). Desde S1 a S3 se advierte un incremento en la abundancia relativa de los PDE de segundo orden (asociados a fósiles y planos de fisilidad) por sobre los de primer orden (relacionados con contactos litológicos, concreciones, BPF y fallas). Esto sugiere que las interfaces de primer orden, con un fuerte contraste mecánico, son las primeras en volverse efectivas por ser más débiles (Suarez-Rivera *et al.*, 2016) que las de segundo orden (Fig. 7.1). El estudio de interfaces realizado en la corona 2, en donde se midió el ángulo de fricción interna y la cohesión tanto de distintas interfaces de primer orden (contactos litológicos, presencia de BPF y de concreciones) como de los planos de fisilidad sustentan estos resultados (ver Fig. 6.32). En todos los casos el ángulo de fricción interna y la cohesión de las superficies

correspondientes a interfaces de primer orden son menores que los valores medidos para los planos de fisilidad a lo largo de los distintos intervalos de la corona.

Las variaciones observadas en la evolución de los PDE pueden ser explicadas a partir de las diferencias entre las coronas en cuanto a su litología, características intrínsecas de cada intervalo estratigráfico y su ambiente tectónico (ver Figs. 6.1, 6.3, 6.6). La gran abundancia de PDE asociados a concreciones en la corona 2 se explica por la mayor abundancia de estos cuerpos carbonáticos a comparación con el resto de las coronas. La falta de PDE asociados a fallas en las coronas 2, 3A y 3B se vincula al ambiente tectónico de cada pozo: el pozo 1 se sitúa en un corredor de fallas, mientras que los pozos 2 y 3 fueron perforados lejos de zonas de falla (ver Fig. 6.1). La ausencia de PDE asociados a contactos litológicos en la corona 3B se relaciona con la escasez de niveles volcánicos, la mayor fuente de este tipo de PDE. Esto se debe al intervalo estratigráfico más joven al que corresponde esta corona (SES). En consonancia, otros trabajos documentan el decrecimiento de los eventos volcánicos hacia el tope del sistema Vaca Muerta-Quintuco (González Tomassini *et al.*, 2017; Minisini *et al.*, 2020b). En la unidad denominada regresivo se advierte una disminución en la abundancia de PDE asociados a BPF debida a la escasez de estas estructuras en este intervalo, característico en zonas pobres en materia orgánica (Cosgrove, 1995; Cobbold *et al.*, 2013; Gale *et al.*, 2014; Ravier *et al.*, 2020).

La menor abundancia de PDE presentes en la corona 1 en comparación con el resto de las coronas puede estar relacionada con la maduración de la roca: la corona 1 fue extraída de un pozo ubicado en la ventana de generación de petróleo, mientras que el resto proviene de pozos ubicados en la ventana de generación de gas seco (ver Fig. 6.1). Múltiples estudios demuestran que la maduración de las rocas madre promueve el crecimiento de microfracturas preexistentes junto con la generación de nuevas microfracturas que convergen generando fracturas (Figueroa Pilz *et al.*, 2017; Kim *et al.*, 2020; Guan *et al.*, 2021). Estas fracturas tienden a disponerse perpendicularmente al máximo esfuerzo que, en caso de ser vertical, promueve la formación de fracturas horizontales.

Las coronas 1 y 2 abarcan aproximadamente el mismo intervalo estratigráfico. Sin embargo, la abundancia relativa de los distintos tipos de PDE muestran una gran variabilidad entre las diferentes unidades, los mismos permanecen relativamente constantes a lo largo de la totalidad de la corona 2 (ver Fig. 6.6A). Esto puede estar vinculado a la diferencia en la velocidad de extracción de las coronas: la corona 2 fue extraída a una velocidad cinco veces mayor que la corona 1. Las altas velocidades de extracción pueden inducir procesos de *core diskings*, es decir, la ruptura de la corona en planos horizontales (Jaeger y Cook, 1963; Xing *et al.*, 2020), promoviendo una ruptura más homogénea. Existen otras diferencias entre ambas coronas tales como la mayor madurez de la corona 2, diferente ambiente tectónico (la corona 1 se encuentra en un ambiente más tectonizado), diferente lodo de perforación: la corona 1 fue recuperada utilizando lodo a base de agua mientras que la corona 2 fue perforada con lodo a base de petróleo. Sin embargo, no hay suficiente información para poder determinar si alguno de estos factores es la causa de las diferencias entre la abundancia relativa de los PDE entre ambas coronas.

7.4. Controles de la fisilidad

La fisilidad es una propiedad estructural primaria de ciertas rocas de grano fino desarrollada a partir de múltiples procesos. Numerosos estudios asocian a la fisilidad observada en rocas de grano fino con el arreglo paralelo de los componentes laminares y a la masividad con una fábrica aleatoria (Odom, 1967; Ingram, 1953, O'Brien y Slatt, 1990). La generación de una fábrica bien orientada paralela a la estratificación es consecuencia de una serie de factores sin-depositacionales, promoviendo una fisilidad primaria y post-depositacionales, dando lugar a una fisilidad secundaria (Lewis, 1924; Ingram, 1953; Zobak y Kohli, 2019). Estos factores tienen diferente grado de injerencia en la fisilidad y dependen a su vez de diferentes condiciones (Tabla 7.1).

		Control	Influencia	Depende de:	
Sin-depositacionales FISILIDAD PRIMARIA	Floculación		↓	Composición de los flóculos (contenido de materia orgánica)	
	Composición	Arcilla	↑ ↑	Abundancia y grado de alineamiento horizontal	
		Sílice	↑ ↑	Abundancia	
		Carbonato	↓ ↓ ↓	Abundancia	
		Materia orgánica	↑ ↑ ↑	Diseminada << concentrada en niveles o <i>seams</i> horizontales	
	Laminación		↑ ↑	Tipo de contactos: neto >> transicional	Tipo de laminación: paralela >> lenticular
Post-depositacionales FISILIDAD SECUNDARIA	Bioturbación		↓ ↓ ↓	Intensidad de la bioturbación	
	Compactación mecánica		↑	Existencia de elementos poco resistentes	
	Minerales secundarios	Illita-esmectita	↑ ↑	Grado de transformación	
		Dolomita	↓ ↓ ↓	Grado de reemplazo (bajo/moderado/alto)	
		Calcita	↓ ↓ ↓	Grado de reemplazo (bajo/moderado/alto)	



leve



media



alta

Tabla 7.1. Controles de la fisilidad, grado de influencia (positiva, ↑ o negativa, ↓) y factores de los cuales depende su grado de influencia.

Los planos de fisilidad son el tipo de PDE más abundante en todas las coronas estudiadas, constituyendo la fuente de anisotropía más pervasiva en la Formación Vaca Muerta. El índice DAD es una herramienta simple y accesible para estimar el grado de fisilidad en rocas de grano fino. Este índice muestra una fuerte relación con la mineralogía, contenido de materia orgánica y características texturales, las cuales ejercen un fuerte control en el desarrollo de la fisilidad (Fig. 7.2). Discriminar intervalos con diferente grado de fisilidad en un reservorio no convencional es clave por su influencia en su comportamiento mecánico (ver sección 7.6).

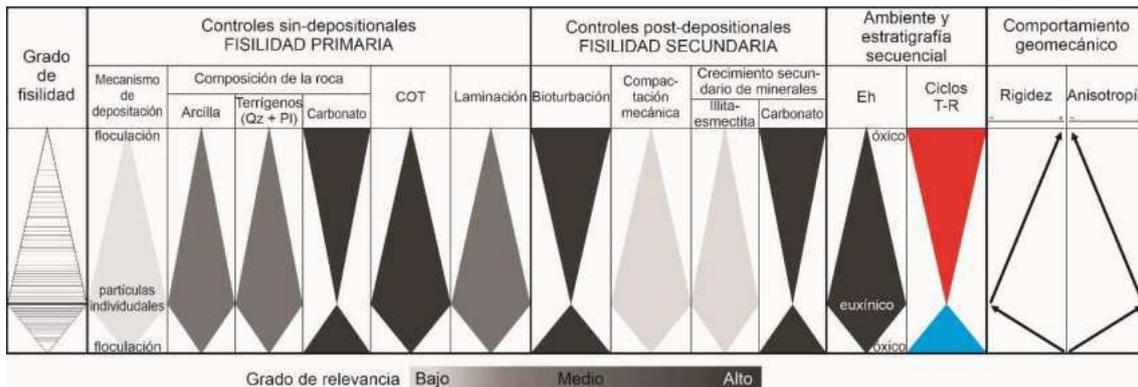


Figura 7.2. Principales factores que controlan el desarrollo de la fisilidad, diferenciados entre mecanismos sin-depositacionales (inductores de la fisilidad primaria) y post-depositacionales (generadores de fisilidad secundaria). En función de las observaciones realizadas, se indica la relevancia de cada factor en una escala de grises. Entre los factores sin-depositacionales los controles más importantes son el contenido de carbonatos y la abundancia de materia orgánica, mientras que dentro de los controles post-depositacionales, los factores principales son la bioturbación y los reemplazos pervasivos por carbonato de calcio. A su vez, se incluyen las condiciones de potencial rédox y los ciclos secuenciales en relación con estos factores. Ciclos transgresivo-regresivos representados en triángulos azules y rojos respectivamente. Modificado de Martín *et al.* (2022a).

7.4.1. Fisilidad primaria

Mecanismo de deposición

En el capítulo 4 (sección 4.5.1), se estableció que la fisilidad se ve favorecida cuando el sedimento es depositado en forma de partículas dispersas, al contrario del caso del sedimento depositado a partir de procesos de floculación (White, 1961; Van Olphen, 1963; Odom, 1967; O'Brien, 1970, Fig. 7.3). Estos trabajos y las conclusiones que se derivan de ellos fueron realizados bajo el paradigma que sostenía que la mayor parte de las rocas de grano fino se depositó como consecuencia de una lluvia de partículas en condiciones de casi absoluta quietud del fluido (Potter *et al.*, 1980; Lundegard y Samuels, 1980; Cluff, 1980; Nuhfer, 1981; Potter *et al.*, 2005). Actualmente, cada vez son más los trabajos que sostienen que la deposición del material fino es más compleja y que las partículas finas se encuentran mayormente agrupadas en flóculos (Schieber *et al.*, 2007; Macquaker y Bohacs, 2007; Schieber y Southard, 2009; Schieber y Yawar, 2009; Schieber *et al.*, 2013; Otharán *et al.*, 2020). La floculación es promovida por condiciones de alta carga sedimentaria, bajo potencial eléctrico de los filosilicatos, alta salinidad y contenido de materia orgánica y

condiciones intermedias de turbulencia (Bennet *et al.*, 1991; Tombacz y Szekeres, 2004, 2006; Mietta *et al.*, 2009; Winkler *et al.*, 2012; Furukawa, 2014; Cao *et al.*, 2019; Ye *et al.*, 2020).

En el presente estudio se cuenta únicamente con información sobre la materia orgánica, uno de los principales factores de control en la floculación (Winterwerp y van Kesteren, 2004; Mietta *et al.*, 2009). Ante la presencia de materia orgánica se generan flóculos de gran tamaño y baja densidad, por lo que es posible que los mismos sean deformados por compactación mecánica con mayor facilidad que flóculos generados por otros factores, aumentando así la intensidad de la fábrica mineral (Mietta *et al.*, 2009; Many *et al.*, 2019; Li *et al.*, 2017, 2021). Sin embargo, las muestras con alto contenido de materia orgánica sólo presentan alta fisilidad cuando la misma se encuentra concentrada en niveles o en forma de *seams* impregnados orientados paralelamente a la estratificación (ver Figs. 5.39, 6.15). En consecuencia, es poco probable que el mecanismo de depositación represente un factor de importancia en cuanto al desarrollo de la fisilidad (ver Fig. 6.32, Tabla 7.1).

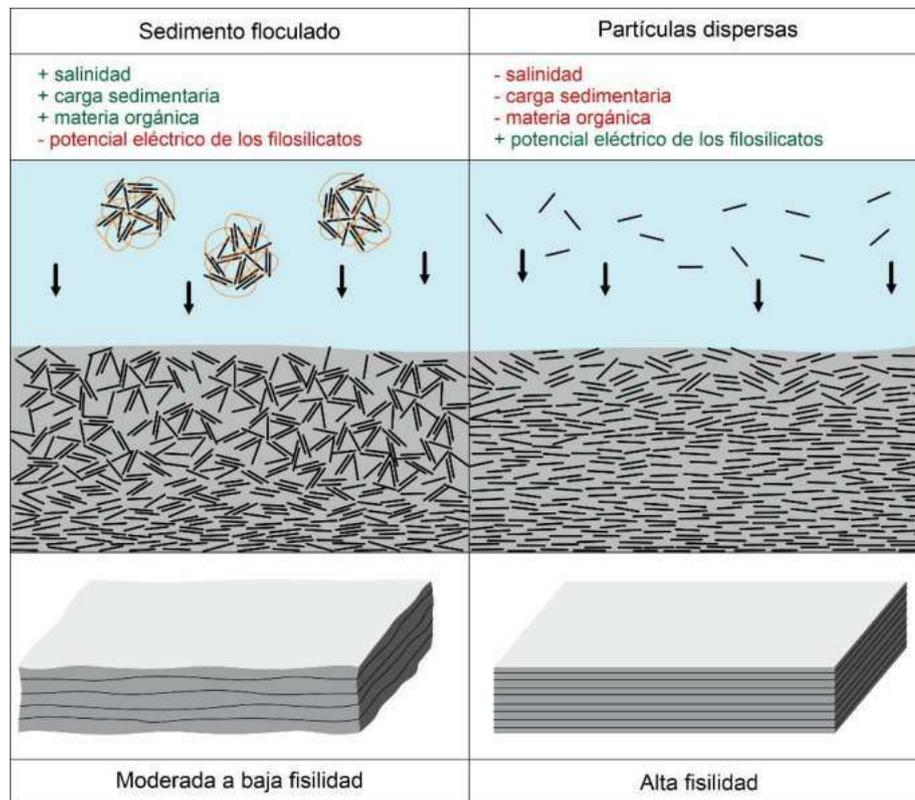


Figura 7.3. Control del mecanismo de depositación en la intensidad de la fábrica resultante y su impacto en el desarrollo de la fisilidad. La depositación en forma de flóculos genera una fábrica del sedimento menos ordenada y como resultado, una roca de moderada a baja fisilidad. En cambio, la depositación en forma de partículas dispersas promueve la generación de una fábrica paralela a la estratificación y, en consecuencia, una roca de alta fisilidad.

Composición del sedimento

Fracción mineral

Tanto las muestras de afloramiento como aquellas provenientes de coronas presentan relaciones similares entre la litología y el grado de fisilidad de la roca (ver Figs. 5.31, 6.11). En general, las muestras de mayor fisilidad corresponden a pelitas finas a medianas silicoclásticas y, en menor medida, pelitas parcialmente calcáreas. Estas rocas de alta fisilidad suelen tener matrices arcillosas o síliceas. Las pelitas calcáreas suelen tener menor desarrollo de fisilidad y pueden llegar a ser masivas, sobre todo cuando su matriz es calcárea y su laminación es pobre o nula. Al microscopio se observa que el carbonato se encuentra presente tanto como componentes esqueléticos, como micrita y también en forma de cemento. Los componentes esqueléticos (mayormente carbonáticos) suelen interrumpir el arreglo paralelo de las partículas laminares en rocas de grano fino, mientras que la presencia de carbonatos (calcita o dolomita) en la matriz inhibe la intensidad de la fábrica mineral. La importancia de la composición de la roca en cuanto al desarrollo de la fisilidad se encuentra bien ilustrado al comparar las tobas calcitizadas, que resultan masivas, con las tobas argilitizadas, que presentan un alto desarrollo de la fisilidad (Figs. 7.2, 7.4, Tabla 7.1).

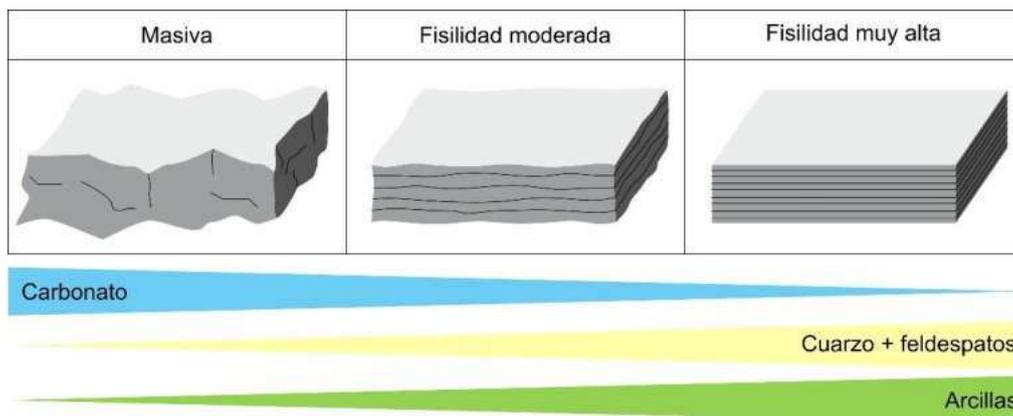


Figura 7.4. Efecto de la composición mineral en el desarrollo de la fisilidad. Los intervalos con menor contenido de carbonato y mayores contenidos de arcillas, cuarzo y feldespatos tienden a ser más fisiles que sus contrapartes masivas, que suelen mostrar altos valores de carbonatos y bajos porcentajes de arcillas, cuarzo y feldespatos.

Las tendencias en los valores de elementos de afinidad carbonática determinados mediante FRX en muestras de afloramiento (ver Fig. 5.45) presentan, en general, una correlación negativa con el grado de fisilidad, en concordancia con las observaciones previas. A su vez, la tendencia general de los elementos de afinidad detrítica (ver Fig. 5.44) muestra una correlación positiva con el grado de fisilidad.

Los estudios de DRX en muestras de subsuelo (ver Fig. 6.11) confirman la importancia de la composición de la roca (especialmente del porcentaje de carbonatos) y, en consecuencia, de la litología en el grado de fisilidad. Aquellas rocas con alto contenido de carbonato como los niveles diagenizados y microbialitas tienden a ser masivas, mientras que las que poseen los menores contenidos en este mineral, como las pelitas silicoclásticas, son las que

presentan mayor desarrollo de fisilidad. Los componentes terrígenos (sílice y arcillas) son en general más abundantes hacia los términos de mayor fisilidad, aunque esta tendencia es menos marcada que en el caso del contenido de carbonato.

En conjunto, todas estas observaciones ponen de manifiesto el rol fundamental que tiene el carbonato de calcio inhibiendo el desarrollo de la fisilidad (Fig. 7.2, Tabla 7.1).

Materia orgánica

La relación positiva entre el grado de fisilidad de la roca y el contenido de materia orgánica se hace evidente tanto en muestras de superficie como de subsuelo (ver Figs. 5.38, 6.14), validando la importancia de este factor como uno de los principales controles en el desarrollo de la fisilidad (Fig. 7.2, Tabla 7.1). El grado de influencia de la materia orgánica en la fisilidad de la roca depende de cómo se encuentra distribuida en ella. Tal como fue observado en secciones delgadas (ver Figs. 5.39B, 6.15B), cuando la materia orgánica se concentra en láminas, estos niveles pueden actuar como planos de debilidad por donde la roca tiende a partirse, dando lugar a discontinuidades regulares que tienden a atravesar la totalidad de los cortes (Gipson, 1965; Esemé *et al.*, 2007; ver Fig. 4.17B, D). Cuando la materia orgánica se encuentra en forma de fragmentos arcillosos impregnados en materia orgánica (normalmente horizontales) (ver Figs. 5.39C, 6.15C) se favorece la generación de planos de debilidad en las interfaces entre esos fragmentos y la matriz de la roca, en donde las discontinuidades son regulares a irregulares y se extienden en la totalidad de los cortes. Por el contrario, cuando la materia orgánica se encuentra dispersa en la matriz, los planos de discontinuidad horizontales suelen ser más irregulares y discontinuos en comparación con los casos anteriores (ver Figs. 5.39A, 6.15A, 7.5).

Por otro lado, el rol que juega la materia orgánica en la sedimentación de rocas de grano fino y cómo afecta la fábrica de la roca resultante se encuentra aún en debate. Algunos trabajos indican que la materia orgánica induce la dispersión del sedimento fino, promoviendo así su depositación en forma de partículas individuales (Van Olphen, 1963; O'Brien, 1970; Hurst, 1987). Sin embargo, numerosos estudios demuestran que la presencia de materia orgánica en la columna de agua promueve la floculación de las partículas finas, desencadenando su depositación en forma de agregados (Bennet *et al.*, 1991; van der Lee, 2000; Mikkelsen, 2002; Tan *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2021). Esta podría ser la explicación de la existencia de rocas de grano fino con alto contenido de materia orgánica que tienen poca o nula fisilidad (Figs. 5.38, 6.14).

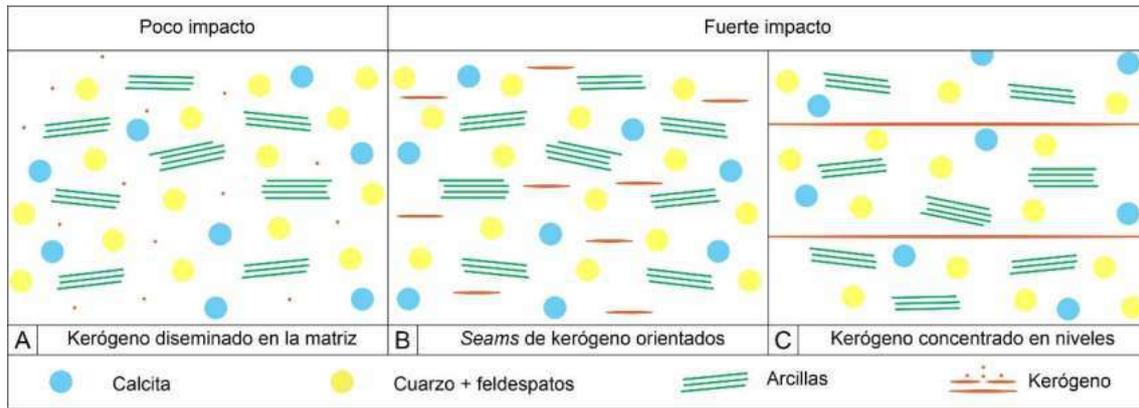


Figura 7.5. Grado de influencia del contenido de la materia orgánica en función de su ocurrencia. A. Kerógeno diseminado en la matriz de la roca. B. *Seams* de materia orgánica orientados paralelamente a la estratificación. C. Materia orgánica concentrada en niveles. Cuando la materia orgánica se encuentra diseminada en la matriz no parece aumentar el grado de fisilidad de la roca. Cuando esta se concentra *seams* o en niveles promueve un aumento en el grado de fisilidad de la roca.

Laminación

La presencia de laminación parece ejercer cierto control positivo en el desarrollo de la fisilidad. Esto se observa tanto en afloramiento (Figs. 5.6, 5.7) como en rocas de subsuelo (Fig. 6.17). Sin embargo, la observación de intervalos con alta densidad de laminación de baja o nula fisilidad (ver Fig. 6.22), sugiere que no es un factor determinante. Las tobas suelen poseer contactos netos en sus bases que normalmente coinciden con discontinuidades efectivas, mientras que, hacia el techo en donde los contactos son transicionales, suelen mantener la continuidad física (Fig. 7.6). En el caso de las microbialitas, tanto su base como techo pueden ser transicionales o netos, coincidiendo con discontinuidades efectivas únicamente en el segundo caso. Las intercalaciones de pelitas de distinto contenido de carbonato suelen ser transicionales y no suelen asociarse a discontinuidades efectivas. A su vez, en corte delgado es posible advertir que las interfaces generadas por la laminación no siempre coinciden con discontinuidades efectivas (ver Fig. 5.36). Esto se debe, probablemente a una alta cohesión entre las láminas. De esta manera, la influencia de la laminación dependerá de la naturaleza de los contactos, en donde los contactos netos probablemente tengan menor cohesión que los contactos transicionales.

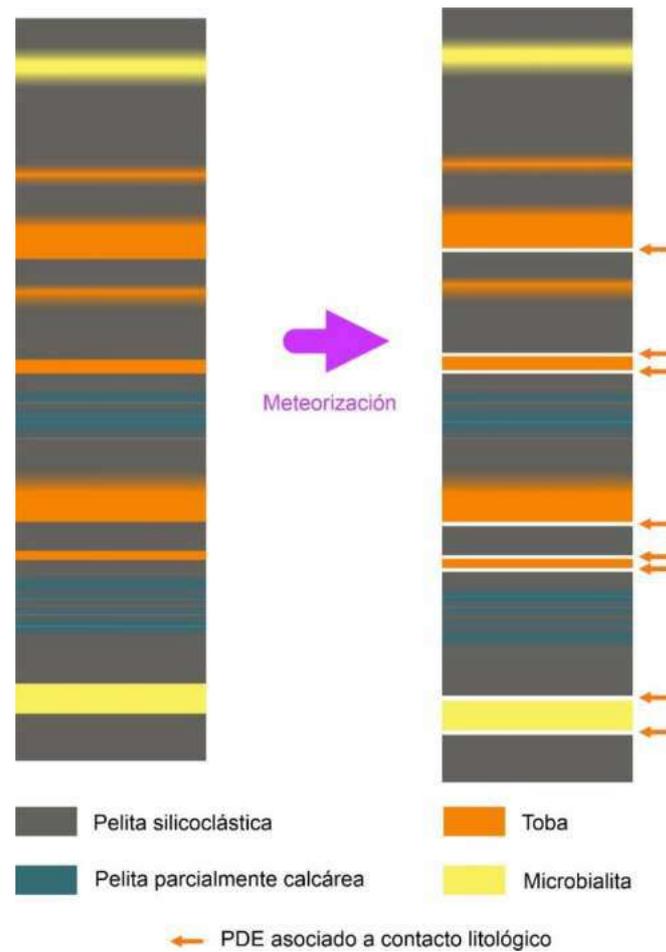


Figura 7.6. Impacto de la laminación en la fisilidad según el contraste entre las capas. La laminación tiene un impacto positivo en la fisilidad cuando los contactos entre las litologías son netos.

La gran variabilidad lateral de fisilidad que exhiben los niveles de bindstones microbianos puede ser, en parte, explicada por la naturaleza de las láminas que los conforman. Los bindstones con mayor fisilidad son aquellos que poseen una fina alternancia de niveles continuos de distinta composición y mayor contenido de material fangoso (mayor contraste entre láminas). Los bindstones microbianos que tienden a ser masivos poseen una alternancia de material en forma de niveles lenticulares y ondulados y poseen menor participación de material fangoso (menor contraste) (ver Fig.s 5.36, 7.2, Tabla 7.1).

7.4.2. Fisilidad secundaria

Bioturbación

La generación de una fábrica masiva y, en consecuencia, una roca de baja o nula fisilidad (Byers, 1974) es corroborada por el estudio de las coronas, en donde las rocas que presentan una mayor bioturbación coinciden con los intervalos de menor fisilidad a masivos (ver Fig. 6.20). A su vez, los resultados de los análisis de FRX muestran que los elementos de afinidad redox/orgánicos presentan una correlación positiva con la fisilidad (ver Fig.

5.45), indicando condiciones de menor oxigenación para los términos de mayor fisilidad. En concordancia, los resultados de DRX en las muestras de corona sugieren condiciones de oxigenación similares, ya que el contenido de pirita es mayor para las rocas de mayor fisilidad (ver Fig. 6.13). En consecuencia, mientras menor sea el grado de oxigenación del ambiente, menor será la actividad de la fauna bentónica resultando en la ausencia de una importante bioturbación que destruya la fábrica deposicional del sedimento (Fig. 7.7). En contraposición, altos niveles de oxígeno cerca de la inteface agua-sedimento favorecerán la proliferación de fauna bentónica que retrabaje el sedimento generando una disposición aleatoria del material, dando lugar a una roca masiva y pobre en materia orgánica. Tal como fue mencionado en el capítulo 4, la destrucción de la fábrica deposicional por bioturbación generando una roca masiva implica que su fábrica (y, por lo tanto, su subsecuente fisilidad) depende fuertemente de los primeros estadios de soterramiento (Byers, 1974).

Índice de bioturbación (Lazar *et al.*, 2015)

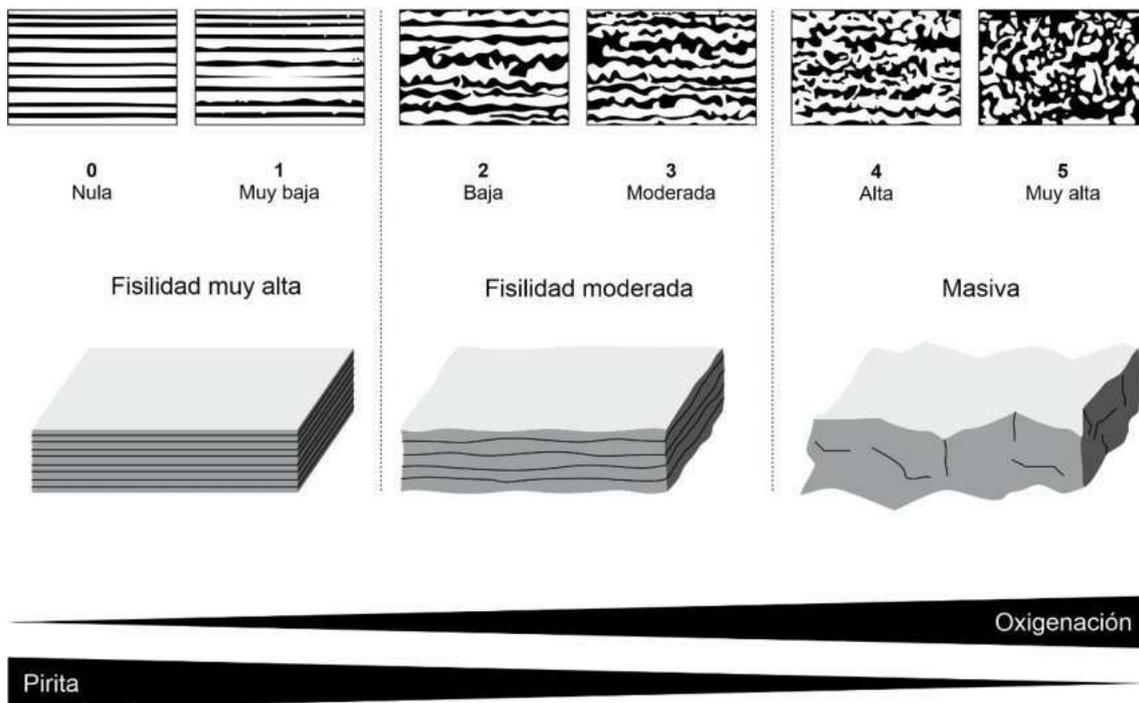


Figura 7.7. Impacto de la bioturbación en el desarrollo de la fisilidad y su relación con el nivel de oxigenación del fondo oceánico en asociación con la variación en el contenido de pirita.

Compactación mecánica

La compactación se observa frecuentemente en la deformación de elementos poco resistentes, principalmente peloides arcillosos, fuertemente deformados y elongados paralelamente a la estratificación, muchas veces coalesciendo lateralmente (ver Fig. 5.40). Cuando la matriz de la roca está formada por peloides arcillosos, su compactación parece favorecer el desarrollo de la fisilidad de la roca resultante. En los casos en los que los peloides son de composición micrítica o mixta o los componentes poco resistentes son

escasos, la compactación no muestra una influencia significativa en la fisilidad de la roca (Fig. 7.2).

A pesar de no contar con información sobre cómo varía la intensidad de la fábrica de los minerales arcilla con la profundidad, diversos estudios muestran que la reorientación de los componentes laminares paralelamente a la estratificación se da en los primeros estadios de soterramiento (O'Brien y Slatt, 1990; Sintubin, 1994; Alpin *et al.*, 2006). Según O'Brien y Slatt (1990), la fábrica horizontal de los componentes elongados se da en las primeras decenas de metros gracias a una combinación de presión por la carga vertical y expulsión del agua. En consonancia, Sintubin (1994) sugiere que una vez que las partículas de arcilla adquieren una configuración estable, esta no es susceptible a cambios en la presión vertical por aumento de la profundidad y se mantiene constante a lo largo de la historia de soterramiento.

Crecimiento de minerales secundarios

Una gran cantidad de estudios sobre la fábrica de las rocas de grano fino se han focalizado en la illitización de la esmectita como uno de los principales mecanismos que generan una fábrica horizontal bien definida (Ho *et al.*, 1999; Charpentier *et al.*, 2003; Day-Stirrat *et al.*, 2008). Esta transformación es una reacción gobernada por la temperatura, por lo que depende fundamentalmente de la profundidad de soterramiento (Pytte y Reynolds, 1989). La composición mineralógica de las arcillas determinada a partir de estudios de DRX en muestras de coronas no muestra un correlato entre la mineralogía y la fisilidad ni tampoco entre la mineralogía y la profundidad (ver Fig. 6.14). En el caso de la secuencia estudiada en la región de Puerta Curaco, se advierte una leve disminución de la abundancia relativa de la illita y cierto incremento en la illita-esmectita en el ciclo GS-3 con respecto a los ciclos GS1 y GS-2 (ver Fig. 5.30). Sin embargo, los valores máximos de fisilidad ubicados cerca de las MFS de cada ciclo no presentan variaciones significativas.

En consecuencia, en el presente estudio la mineralogía de las arcillas no puede utilizarse como un indicador de la fisilidad. Esto se debe probablemente al bajo contenido de arcillas en la Formación Vaca Muerta en comparación con otros plays no convencionales (Askenazi *et al.*, 2013; Marchal *et al.*, 2016; Spalletti *et al.*, 2019, Fig. 7.8).

Por otro lado, los niveles diagenizados, correspondientes a rocas afectadas por un pervasivo reemplazo de carbonatos (normalmente calcita y, en menor medida, dolomita) se presentan invariablemente masivos. Esto pone de manifiesto la importancia que tienen estos procesos en inhibir el desarrollo de la fisilidad (Fig. 7.2).

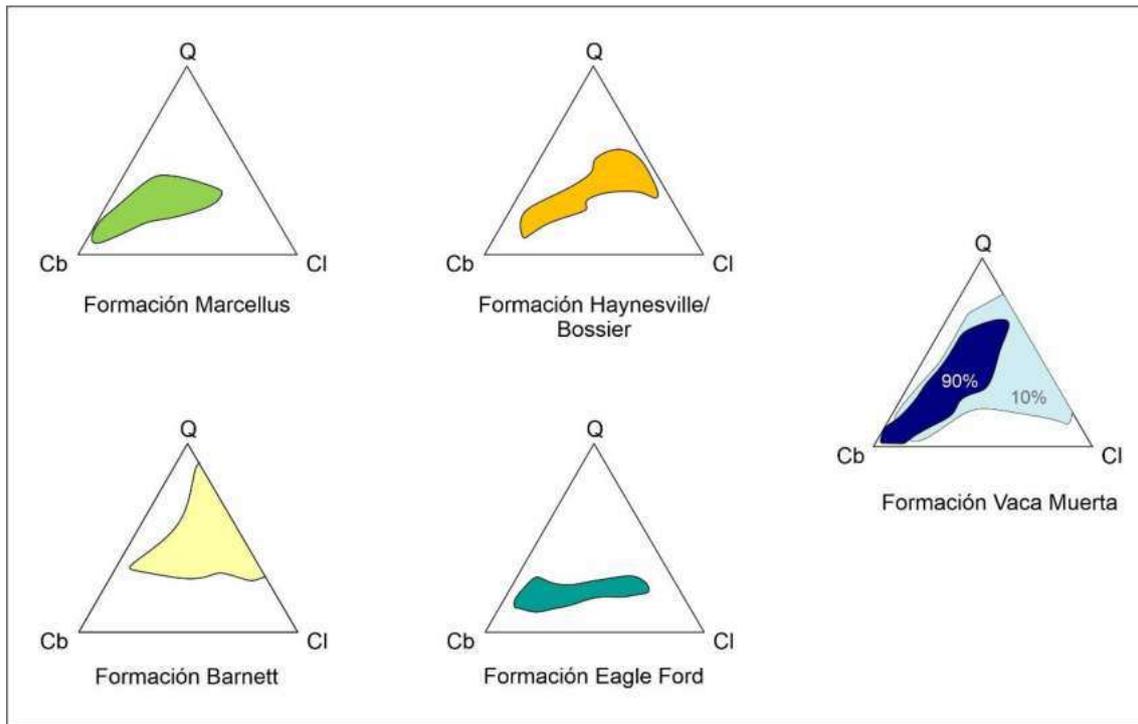


Figura 7.8. Comparación de la mineralogía según análisis de DRX de la Formación Vaca Muerta (discriminando el 90% de las muestras del 10% menos representativo) con otros yacimientos no convencionales. En líneas generales se advierte un menor contenido de arcillas en la Formación Vaca Muerta respecto del resto. Q = cuarzo; Cb = carbonato; CI = arcillas. Modificado de Kietzmann *et al.* (2020) y Marchal *et al.* (2016).

7.5. Propiedades petrofísicas y geomecánicas

La correlación negativa entre el grado de fisilidad de las rocas y su densidad total (ver Fig. 6.27C) se asocia con su composición mineralógica. Espinoza (2020) muestra que existe una correlación negativa entre la densidad y la anisotropía, relacionándola con su relativo alto contenido en arcillas y materia orgánica (Figs. 7.9, 7.10). Del mismo modo, las muestras con alta fisilidad se caracterizan por tener mayores valores de porosidad y permeabilidad que sus contrapartes masivas (ver Fig. 6.27A-B), posiblemente debido a su mayor tenor orgánico y mayor abundancia relativa de arcillas (Jarvie, 2012; Modica y Lapierre, 2012). En la mayoría de los reservorios no convencionales de tipo *shale* se observa una relación entre la porosidad y el tipo de poro con la mineralogía (Zoback y Kohli, 2019). Según estos autores, las rocas con alto contenido de arcilla y materia orgánica tendrán una mayor proporción de poros asociadas a ambos componentes, en donde los poros tendrán una orientación preferencialmente horizontal. En el caso de las arcillas esto se debe a que la porosidad es interpartícula, entre láminas orientadas paralelamente a la estratificación. En el caso de la materia orgánica, la red poral será horizontal sobre todo si ésta se dispone paralela a la estratificación. En oposición, la red de poros en rocas pobres en materia orgánica que suelen ser, a su vez ser poco arcillosas, estará dominada generalmente por poros intraparticulares e interparticulares de disposición aleatoria (Zoback y Kohli, 2019). De acuerdo con González Tomassini *et al.* (2019), las pelitas de la Formación Vaca Muerta poseen frecuentemente poros asociados a la materia orgánica que son más grandes y

abundantes en la ventana de gas seco. Esto podría explicar los menores valores de porosidad (y permeabilidad) medidos en la corona 1 que pertenece a la zona de generación de petróleo, mientras que las otras coronas fueron perforadas en la zona de gas seco (ver Fig. 6.1).

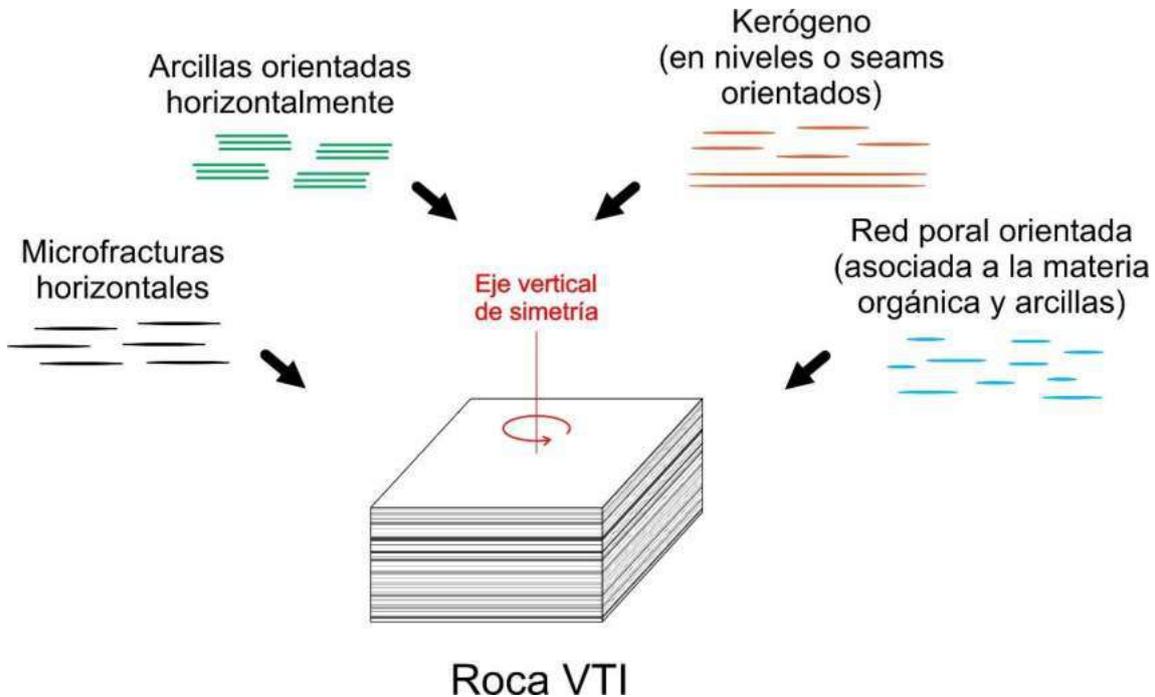


Figura 7.9. Fuentes de anisotropía en rocas de grano fino, con simetría Isotrópica Transversal a la Vertical, VTI). Esta propiedad aumenta por la presencia de microfracturas horizontales, la orientación de los minerales laminares, de la materia orgánica y por la existencia de una red poral orientada horizontalmente asociada principalmente a la materia orgánica y a la porosidad interpartícula de las arcillas. Modificada de Guo *et al.* (2013).

La presencia de heterogeneidades geomecánicas por debajo de la resolución de los perfiles de pozo son frecuentes en los *plays* no convencionales, pudiendo tener un gran impacto en las evaluaciones geomecánicas tanto en cuanto a la integridad del pozo como en el diseño de la terminación (Boitnott *et al.*, 2018). La Formación Vaca Muerta exhibe una marcada heterogeneidad en cuanto a sus propiedades mecánicas causadas por variaciones en su composición (mineralógica y materia orgánica) y fábrica (Espinoza, 2020). Este tipo de roca puede ser representado por un modelo VTI. Múltiples estudios han relacionado la rigidez y anisotropía de este yacimiento no convencional con el contenido de arcillas y kerógeno en conjunto con la abundancia de carbonato, como los principales factores que dominan estas propiedades geomecánicas (Cuervo *et al.*, 2018; Sosa Massaro *et al.*, 2018; Zoback y Kohli, 2019; Espinoza, 2020, Fig. 7.11).

Las rocas de alta fisilidad caracterizadas por tener altos contenidos de arcillas, materia orgánica, bajos valores de carbonato (ver Fig. 6.13) y moderada a alta densidad de laminación (ver Figs. 5.6, 5.7, 6.16) son más débiles y anisotrópicas que sus contrapartes

masivas (ver Figs. 6.28-31). La naturaleza porosa de la materia orgánica, su alta plasticidad y su tendencia a estar distribuida en forma paralela a la estratificación puede a su vez incrementar la anisotropía y disminuir la rigidez de la roca (Zoback y Kohli, 2019). En rocas ricas en materia orgánica la presencia de lentes elongados y microfracturas rellenas de kerógeno paralelos a la estratificación representan fuentes significativas de anisotropía elástica y de flujo (Vanorio *et al.*, 2008; Al Ismail y Zoback, 2016; Zoback y Kohli, 2019). Cuando existen microfracturas horizontales, estas representan otra potencial fuente de anisotropía, no necesariamente asociada a las arcillas o materia orgánica (Zoback y Kohli, 2019).

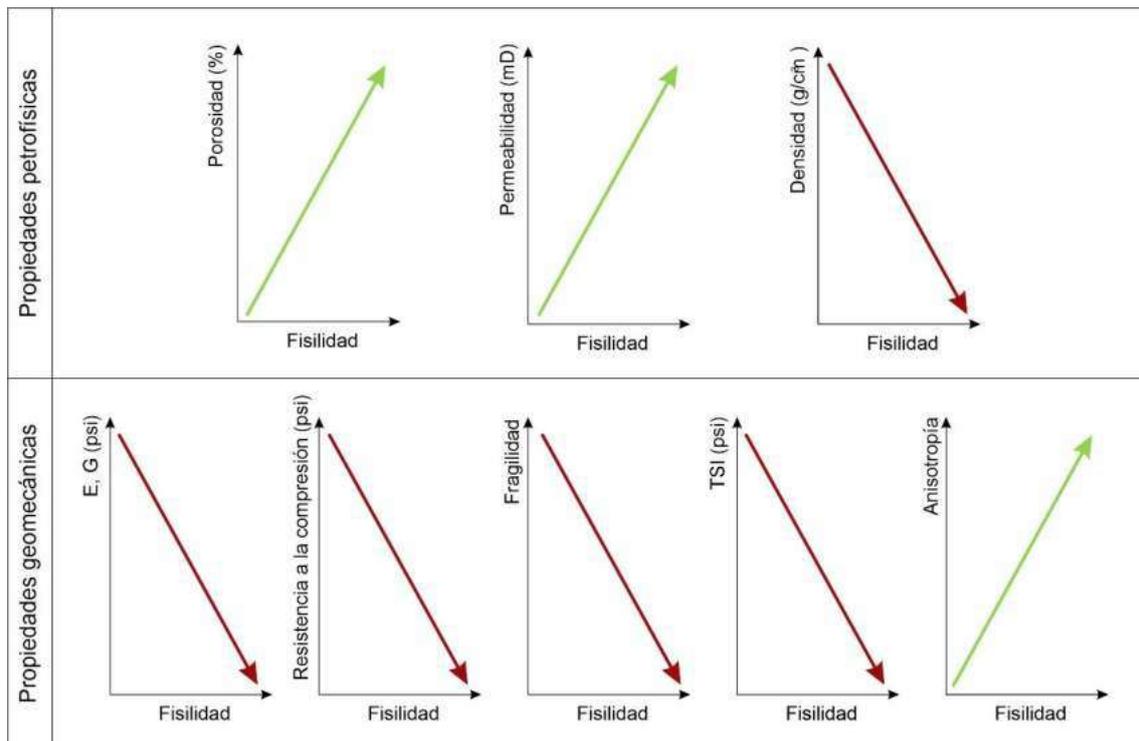


Figura 7.10. Relación entre la fisilidad y las propiedades petrofísicas y geomecánicas observadas a partir de ensayos de laboratorio.

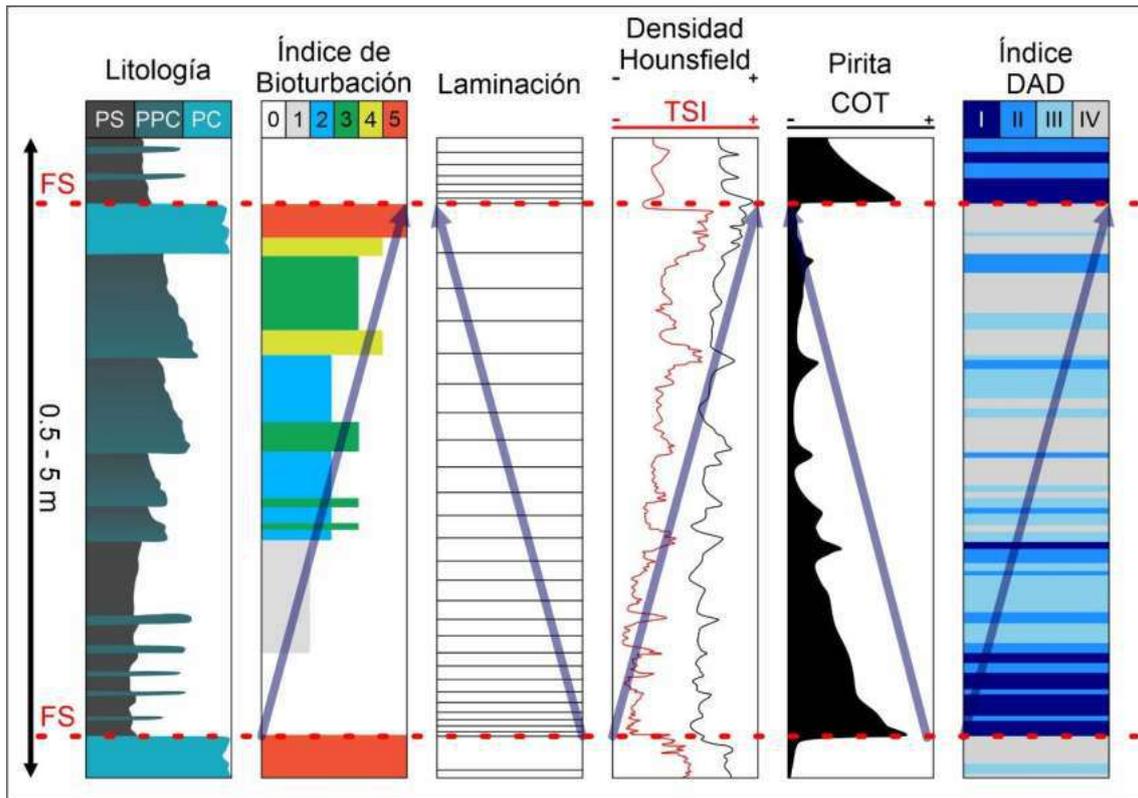
Los modelos físicos presentados por Guo *et al.* (2013) demuestran que el aumento del contenido de arcilla promueve un decrecimiento en la relación de Poisson y un aumento en el módulo de Young. En consecuencia, el índice de fragilidad definido a partir de estos parámetros decrece (Rickman *et al.*, 2008). Por otro lado, un incremento en la porosidad favorece una tendencia opuesta en estos módulos (Guo *et al.*, 2013), lo cual podría explicar la relación entre fisilidad y la relación de Poisson ya que las muestras de mayor fisilidad poseen los mayores valores de porosidad. Finalmente, la relación inversa entre la fisilidad y la fragilidad puede establecerse mediante el índice de fragilidad definido por Glorioso y Rattia (2012) calculada a partir de la mineralogía estimada por DRX (ver Fig. 6.28B).

7.6. Estratigrafía secuencial y variación lateral de la fisilidad

La estratigrafía secuencial provee una metodología sobre la cual dividir intervalos estratigráficos según patrones cíclicos (Vail *et al.*, 1977; Mitchum *et al.*, 1977; Slatt *et al.*, 2014). En consecuencia, el marco secuencial permite la integración de los factores que controlan la fisilidad analizados previamente, tales como litología, riqueza orgánica, laminación y condiciones ambientales y diagenéticas. Las variaciones en el grado de fisilidad a la escala de los ciclos T-R y de parasecuencias puede ser explicada por los cambios composicionales y de fábrica en la Formación Vaca Muerta. Estas fluctuaciones se asocian tanto a cambios en el nivel relativo del mar como en el aporte sedimentario. El desarrollo de la fisilidad se ve favorecido en condiciones de baja energía caracterizadas por sedimentación fina silicoclástica con baja participación de carbonato, en aguas poco oxigenadas donde la bioturbación es escasa o nula, permitiendo la preservación de la fábrica original del sedimento y la materia orgánica (Tenaglia *et al.*, 2016). Esta observación es consistente con los controles de la fisilidad analizados previamente (sección 7.4).

Las parasecuencias se definen como bancos genéticamente relacionados limitados por superficies de inundación (Vail *et al.*, 1977). Las rocas de mayor fisilidad se ubican hacia la base de las parasecuencias caracterizadas por un tamaño de grano fino, alto COT, bajo carbonato y escasa bioturbación (González Tomassini *et al.*, 2016, 2019). En contraste, el techo de las parasecuencias suele estar compuesto por pelitas calcáreas masivas o poco fisiles, donde el contenido de carbonato y la bioturbación son altas y el aporte silicoclástico es mínimo (González Tomassini *et al.*, 2016, 2019, Fig. 7.11).

Figura 7.11. Representación esquemática de las parasecuencias observadas en la Formación Vaca Muerta, mostrando la litología (PS: pelita silicoclástica; PPC: pelita parcialmente calcárea; PC: pelita calcárea), índice de bioturbación (Lazar *et al.*, 2015a), intensidad de laminación, densidad Hounsfield, TSI, pirita y contenido de COT y grado de fisilidad (índice DAD). Las parasecuencias, limitadas por superficies de inundación (FS, *Flooding Surfaces*), comienzan por pelitas silicoclásticas laminadas, ricas en materia orgánica con alta fisilidad. Hacia el tope, la secuencia estraCOTreciente se vuelven más ricas en carbontato (reflejado en mayores valores de TSI y en la densidad Hounsfield), las condiciones más euxínicas permiten un incremento en la bioturbación y un menor contenido de pirita y materia orgánica, dando lugar a rocas de baja o nula fisilidad y pobremente laminadas. Modificado de González Tomassini *et al.* (2016), Lejay *et al.* (2018), Otharán (2020) y Martín *et al.* (2023a).



Tal como fue observado en otras rocas ricas en materia orgánica (por ejemplo, la New Albany Shale, Liu *et al.*, 2019), las pelitas de la Formación Vaca Muerta depositadas en períodos transgresivos son más ricas en materia orgánica que aquellas rocas depositadas durante períodos regresivos (Sales *et al.*, 2014; Kietzmann *et al.*, 2016a; Domínguez *et al.*, 2020, Fig. 7.5). En un sistema mixto carbonático-silicoclástico como el que dio origen a la Formación Vaca Muerta, los cambios en el contenido relativo de carbonato de calcio y de material silicoclástico (cuarzo, feldespato y arcillas) pueden ser explicados por variaciones eustáticas (Zeller *et al.*, 2015a, b; Kietzmann *et al.*, 2016a). En general, el carbonato tiende a aumentar hacia el final de las secuencias depositacionales, en detrimento del aporte silicoclástico, mientras que la situación inversa se da cerca de las MFS (Kietzmann *et al.*, 2016a; Zeller *et al.*, 2015a, b; Eberli *et al.*, 2017; Lejay *et al.*, 2018, Fig. 7.12).

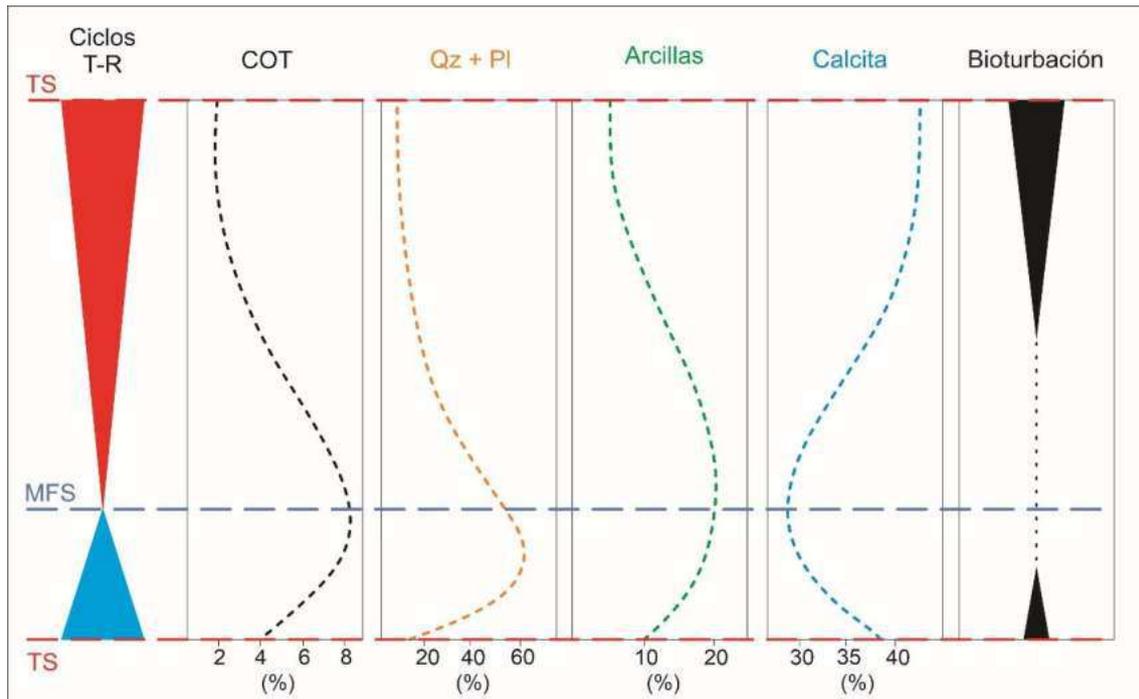


Figura 7.12. Relación entre la composición de la roca, los hem Ciclos transgresivos (triángulo azul), regresivos (triángulo rojo) y la bioturbación en la Formación Vaca Muerta. Hacia el final del hem Ciclo transgresivo, cerca de la MFS se dan las condiciones más favorables para el desarrollo de la fisilidad (alto COT, alto aporte de componentes silicoclásticos, es decir, de cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y arcillas, bajo aporte carbonático y ausencia de bioturbación). Hacia el final de los hem Ciclos regresivos, cerca de las TS se dan las condiciones opuestas, generando rocas de baja fisilidad a masivas. Modificado de Almon *et al.* (2002) y Kietzmann *et al.* (2016a).

De acuerdo con Zeller *et al.* (2015a, b) la erosión del margen continental durante los períodos de mar bajo (LST, *Low System Tract*) promueve la acumulación de material silicoclástico en los márgenes de la cuenca. A su vez, el incipiente arco volcánico andino sirvió como fuente de material silicoclástico desde la zona occidental (Fig. 7.13). Durante los períodos transgresivos, estos autores proponen una redistribución del material silicoclástico desde los márgenes hacia el centro de cuenca. Durante estos períodos, las condiciones de menor oxigenación permiten la preservación de la materia orgánica (González Tomassini *et al.*, 2016; Lejay *et al.*, 2018) e inhiben el desarrollo de la bioturbación (Almon *et al.*, 2002). Durante estos dos periodos se dan las mejores condiciones para el desarrollo de la fisilidad, es decir, bajo aporte carbonático, alto contenido de materia orgánica, baja oxigenación y bioturbación (ver Fig. 6.35).

Al contrario, durante los períodos regresivos, debido a la falta de espacio para el desarrollo de corrientes, la redistribución del material silicoclástico se ve reducida (Zeller *et al.*, 2015a). Como consecuencia, se genera una progradación de la rampa hacia la cuenca, exportando material carbonático y disminuyendo el contenido de materia orgánica por dilución y oxidación (Hedges y Keil, 1995; Kietzmann *et al.*, 2016a). Durante esos períodos, el incremento de aporte de material carbonático y la mejor oxigenación del fondo marino

resultó en la degradación de la materia orgánica y la depositación de bancos altamente bioturbados y de baja fisilidad (ver Figs. 6.34, 7.1, 7.5, 7.6).

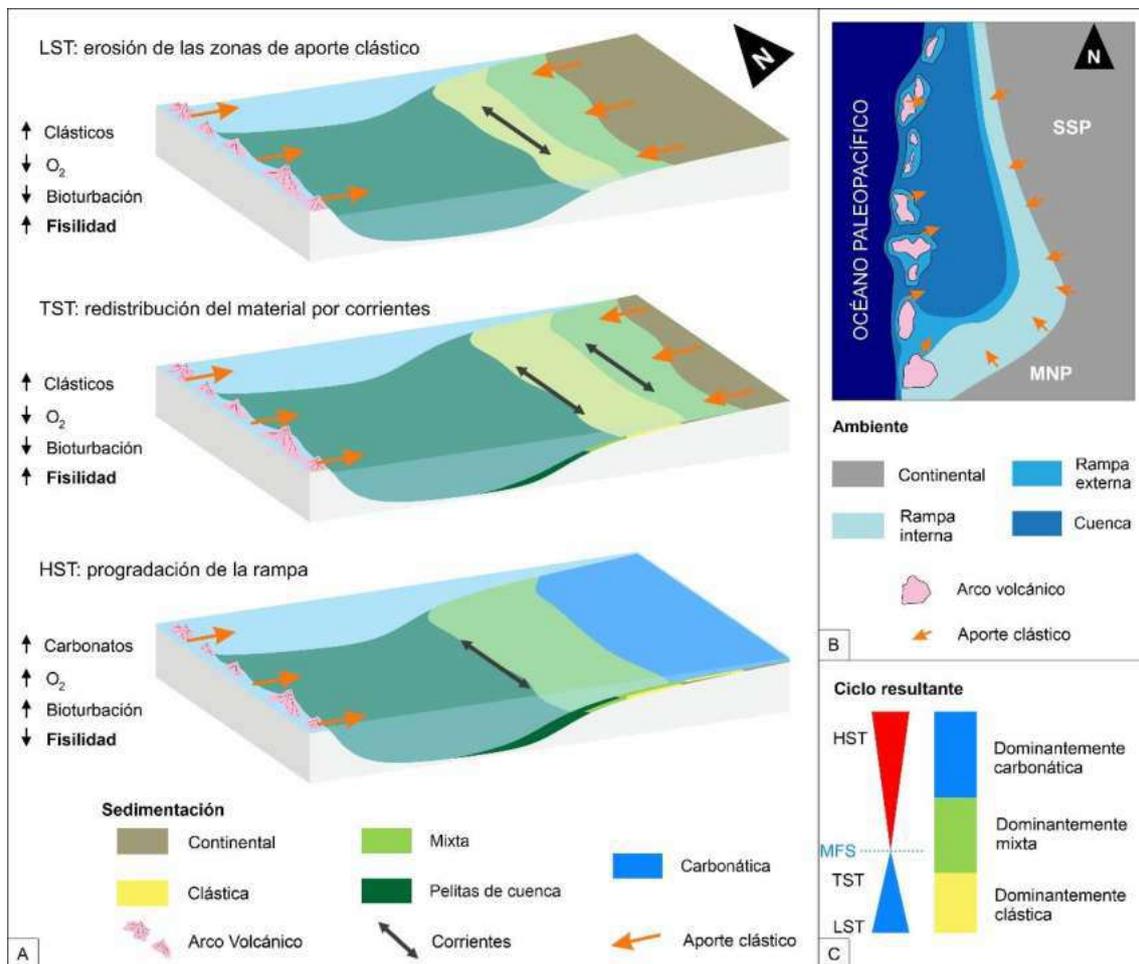


Figura 7.13. Variación de la fisilidad en los ciclos T-R. A. Procesos y condiciones predominantes. Durante los períodos de mar bajo (LST, *Low System Tract*) la erosión del margen aumenta el aporte clástico al sistema que es redistribuido por corrientes paralelas al margen durante las transgresiones (TST, *Transgressive System Tract*). En estos dos periodos se generan las mejores condiciones para el desarrollo de la fisilidad. En los periodos de mar alto (HST, *High System Tract*) se produce la progradación de la rampa carbonática que disminuye el espacio de acomodación e impide el desarrollo de corrientes paralelas al margen, dando como resultado una sedimentación predominantemente carbonática. La mayor oxigenación y bioturbación junto con la predominancia del material carbonático generan rocas de baja o nula fisilidad. B. Paleogeografía y principales zonas de aporte. SSP: Sistema de Sierra Pintada; MNP: Macizo Nord Patagónico. C. Secuencia idealizada desarrollada durante un ciclo LST–TST–HST. Modificado de Zeller *et al.* (2015a).

El estudio de la fisilidad en el intervalo estratigráfico GS-3 en tres perfiles relevados en la región de Puerta Curaco permitió analizar la variabilidad lateral de esta propiedad a lo largo de casi 6 km. La fisilidad muestra una variación similar en las tres secciones, tanto a escala de ciclos T-R de alta frecuencia como del ciclo GS-3. A excepción de los niveles de bindstones microbianos, que varían lateralmente tanto en su fisilidad como en su dureza

relativa y espesor (ver Fig. 5.13), los niveles pelíticos correspondientes a un mismo nivel estratigráfico presentan un grado de fisilidad que se mantiene relativamente constante (ver Fig. 5.21).

En consecuencia, por medio de la estratigrafía secuencial se pueden realizar inferencias respecto al grado de fisilidad esperable en la Formación Vaca Muerta. En sentido inverso, en caso de ser corroborada a partir de estudios experimentales, se podría considerar la metodología aplicada para la estimación de la fisilidad en rocas de grano fino como una herramienta complementaria en las interpretaciones secuenciales. La importancia de esta herramienta radicaría sobre todo en la dificultad que conlleva la descripción de las litologías de grano fino en el campo (Krumbien, 1947; Potter *et al.*, 1980; MacQuaker y Adams, 2003) por lo que esta estimación permitiría realizar interpretaciones de manera rápida *in situ*.

7.7. Fisilidad en afloramiento y en subsuelo

Tal como fue mencionado en el capítulo 4, la fisilidad es una propiedad definida en afloramiento, que se pone de manifiesto gracias a los procesos de meteorización. En consecuencia, se trata de una propiedad que si bien es intrínseca de la roca, su expresión depende del tiempo y de los procesos de intemperismo. Cabe destacar, que la fisilidad fue directamente observada en los estudios de afloramiento, mientras que en el caso de las coronas, se observó la fisilidad potencial de las rocas.

Las tendencias observadas en los controles del desarrollo de la fisilidad son las mismas tanto en rocas aflorantes como en rocas pertenecientes a coronas. En ambos casos se verifica que tanto la composición (particularmente, el contenido de carbonato de calcio y la riqueza de materia orgánica) como la fábrica (la ausencia de bioturbación y preservación de la laminación) de la roca tienen un impacto en el grado de fisilidad de la roca. A su vez, la interpretación secuencial de los perfiles y de las coronas muestra una relación estrecha entre la fisilidad y los ciclos T-R.

Sin embargo, cada fuente de información proporciona distinta calidad de datos respecto a esta propiedad. En afloramientos es posible analizar su variación lateral, tal como fue realizado en la región de Puerta Curaco mediante los perfiles Q1, Q2 y Q3. Por otro lado, al remover parte del material meteorizado se observa cómo la expresión de la fisilidad disminuye hacia el interior del afloramiento, particularmente en diaclasas verticales. Al rociar estas superficies con agua, su evaporación diferencial revela la existencia de planos de fisilidad que no eran visibles en la roca seca (Fig. 7.14). De esta manera, se puede validar la metodología utilizada en las coronas para caracterizar la fisilidad potencial a partir del índice DAD.

En el caso de las coronas, la mayor integridad de las rocas y la posibilidad de observarlas en superficies pulidas, permite advertir con mayor facilidad características texturales y/o estructurales tales como el grado de bioturbación. Otra ventaja del estudio de las coronas es la mayor facilidad para obtener testigos para ensayos geomecánicos en rocas de diferente fisilidad, mientras que en el terreno es muy difícil obtener testigos enteros en rocas de mediana a alta fisilidad. Tal como se mencionó anteriormente, la fisilidad es una propiedad

que se expresa a lo largo del tiempo desde que la roca es exhumada. La extracción y estudio de coronas permite analizar la manera en la que esta propiedad se desarrolla a lo largo del tiempo. Adicionalmente, las coronas se pueden relacionar con la respuesta de los perfiles de pozo, permitiendo la generación de modelos a partir de ellos que permitan predecir la fisilidad en pozos que carezcan de coronas.

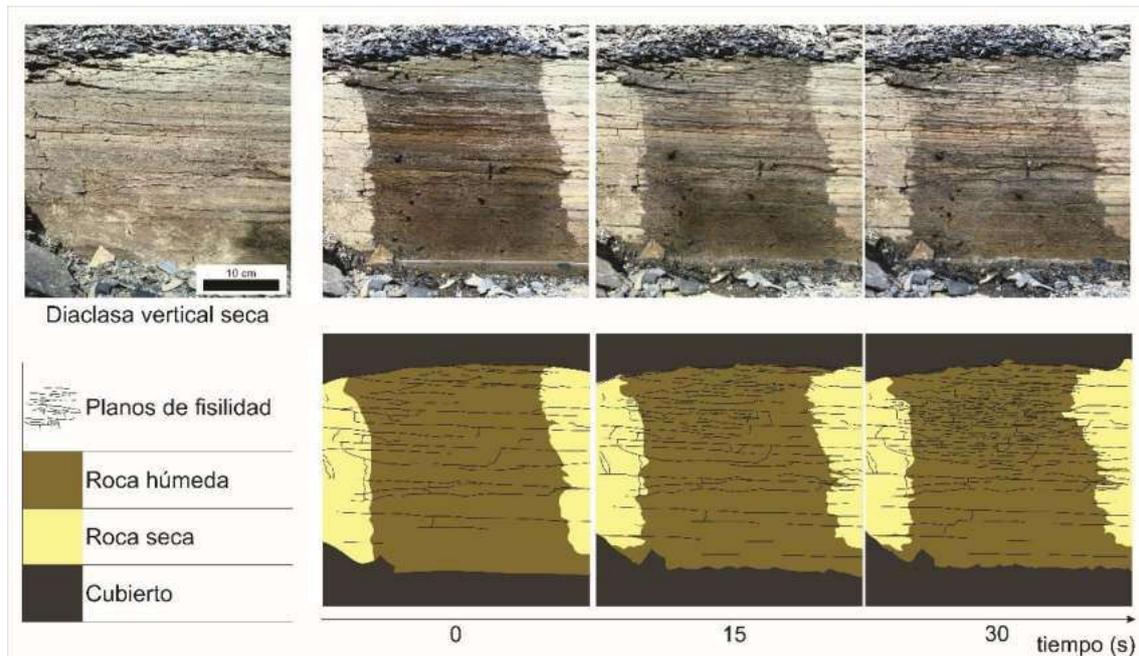


Figura 7.14. Diaclasa vertical en la Formación Vaca Muerta en el área del Cerro Mulichinco. Notar cómo la evaporación diferencial del agua revela los planos de fisilidad.

7.8. Predicción de la fisilidad a partir de perfiles de pozo

Por medio de una clasificación supervisada fue posible la generación de dos modelos capaces de predecir el grado de fisilidad (índice DAD) en rocas de subsuelo utilizando perfiles e imágenes de pozo. Las respuestas de los perfiles que caracterizan a las rocas de alta fisilidad (altos valores de GR, bajo factor fotoeléctrico, bajas resistividades y un rango acotado de velocidades de las ondas compresivas) refleja su mayor contenido de arcillas y materia orgánica. Las tendencias opuestas observadas en los intervalos de baja fisilidad a masivos se asocian a sus altos contenidos en carbonato de calcio y bajos tenores de kerógeno (Fig. 7.12).

La curva de RT10 es introducida como un proxy de la fábrica, ya que mide pequeñas variaciones en la zona más cercana a la pared del pozo, similar a los perfiles de imágenes (Linek *et al.*, 2007). Este perfil constituye el parámetro más importante en la discriminación de las diferentes clases de fisilidad (ver Fig. 6.37) poniendo de manifiesto la importancia del control textural en la fisilidad (Martín *et al.*, 2022a, b). Los menores valores de resistividad observados en los intervalos de alta fisilidad pueden explicarse en parte por la mayor abundancia de minerales arcilla en estos intervalos y por la presencia de microfracturas finamente espaciadas (Sánchez *et al.*, 2015). La sustancial mejora del modelo 2 en

comparación con el modelo 1 refleja, a su vez, la importancia de la información textural, es decir, de la laminación a la hora de predecir el grado de fisilidad de una roca. La resolución vertical de la imagen microresistiva es comparable a la frecuencia de variación vertical del índice DAD. El aumento en la capacidad predictiva del modelo 2 por la incorporación de la información de la imagen microresistiva revela la importancia de utilizar datos con una resolución comparable a la propiedad estudiada.

La disminución en la precisión de los modelos en las clases I y II de las coronas 2 y 3B (ver Fig. 6.39) es consecuencia de la escasa representación que tienen estas clases en las rocas analizadas (ver Fig. 6.3B). Estas diferencias pueden estar asociadas tanto a factores geológicos como operacionales. Desde un punto de vista geológico, las rocas pertenecientes a la corona 3B corresponden a un intervalo estratigráfico más joven en comparación con el resto de las coronas (ver Fig. 6.3A). Este intervalo, la Sección Enriquecida Superior (SES), abarca el *foreset* de las clinofomas y se caracteriza por una sedimentación en un ambiente de rampa o plataforma en condiciones subóxicas a óxicas, permitiendo la abundancia de fauna bentónica y, en consecuencia, una bioturbación importante (de Barrio *et al.*, 2018) (Fig. 7.15). Como consecuencia de la homogeneización de la fábrica original del sedimento, las rocas resultan de baja fisilidad a masivas (Byers, 1974; Potter *et al.*, 2005). El resto de las coronas se extrajeron de niveles estratigráficos más antiguos, correspondientes a ambientes más distales, mayormente ubicados en los *bottomsets* de las clinofomas. Estos intervalos poseen menores contenidos de carbonato de calcio y se encuentran menos afectados por bioturbación (Desjardins *et al.*, 2016; de Barrio *et al.*, 2018), ambos parámetros que tienden a disminuir la fisilidad de las rocas (Ingram, 1953; Byers, 1974; Day-Stirrat *et al.*, 2008).

Por otro lado, entre los factores operacionales cabe mencionar la gran diferencia en la edad de las coronas. En el momento de su estudio, las coronas 1, 3A y 3B habían sido extraídas hacía 5 años, mientras que la corona 2 sólo presentaba 2 de antigüedad. La fisilidad es una propiedad que se expresa en afloramientos debido a la meteorización y descompresión de la roca (Ingram, 1953; Lundegard y Samuels, 1980, Hurst, 1987; Potter *et al.*, 2005). Ambas dependen del tiempo, por lo que la expresión de la fisilidad es función del tiempo de exposición de la roca. El estudio de las PDE (ver Fig. 6.6) muestra que las discontinuidades en una corona evolucionan con el tiempo. Es probable que mientras más nueva sea la corona, menor sea la expresión de su fisilidad, explicando la menor representación de la clase I en la corona 2. Una forma de confirmar esta hipótesis sería realizar observar el índice DAD en esta corona una vez transcurrido la misma cantidad de tiempo que en el resto de las coronas.

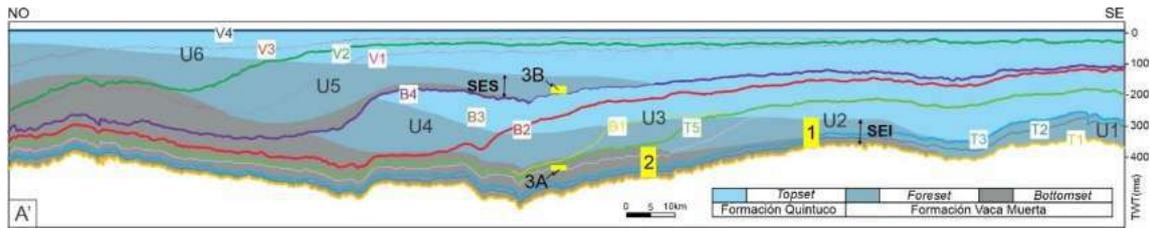


Figura 7.15. Esquema de las cliniformas del sistema Vaca Muerta-Quintuco y la ubicación de las coronas estudiadas (en amarillo). La corona 3B fue extraída de la Sección Enriquecida Superior (SES) mientras que las coronas 1, 2 y 3A fueron perforadas en la Sección Enriquecida Inferior (SEI). Modificado de Desjardins *et al.* (2016). Horizontes regionales que definen la posición relativa del borde de plataforma durante el intervalo Tithoniano temprano-Valanginiano temprano (Domínguez *et al.*, 2017).

Capítulo 8. Conclusiones

En el presente trabajo se analizaron los diversos factores que controlan el desarrollo de la fisilidad a partir de la integración de información de afloramientos y de subsuelo. En ambos casos, se proponen nuevas metodologías semicuantitativas para poder establecer el grado de fisilidad de una roca. Los resultados obtenidos constituyen el primer estudio de fisilidad en rocas correspondientes a coronas, es decir, en subsuelo. Para este caso, se creó el índice DAD (por sus siglas en inglés, *Drying Alcohol Discontinuities*) que permite clasificar a la roca en 4 clases de fisilidad, que van desde una roca de alta fisilidad hasta una roca masiva. Por otro lado, en afloramiento es posible construir perfiles continuos del grado de fisilidad a partir del conteo de los planos observados en un segmento de 5 cm perpendicular a la estratificación. Las conclusiones más importantes que se desprenden de este estudio se detallan a continuación.

8.1. Controles en la fisilidad

- Una de las principales conclusiones que surgen del presente análisis es que la fisilidad es una propiedad multicausal. El grado de fisilidad de una roca depende tanto de las condiciones al momento de la depositación del sedimento, lo que da lugar a una *fisilidad primaria*; como de las condiciones post-depositacionales que generan una *fisilidad secundaria*.
- Uno de los condicionantes primarios más importantes es el contenido de *carbonato de calcio*. Las rocas de mayor fisilidad presentan bajos valores de carbonato de calcio, que se encuentra principalmente en forma de fragmentos esqueléticos.
- Otro factor primario de gran relevancia es el contenido de *materia orgánica*, la cual tiende a promover el desarrollo de rocas con alta fisilidad. Su grado de influencia depende de la manera en la que se encuentra distribuida. Cuando la materia orgánica se presenta dispersa y formando parte de la matriz, su impacto es bajo o nulo, lo que explica la existencia de rocas de baja fisilidad con altos valores de contenido de Carbono Orgánico Total. Cuando la materia orgánica se dispone horizontalmente, ya sea en forma de *seams* orientados o se concentra en determinados niveles, la roca suele tener alta fisilidad.
- Si bien el contenido de *materia silicoclástica* (arcillas, cuarzo y feldespato) junto con la *laminación* presentan una correlación positiva con la fisilidad, son factores de menor relevancia. El grado de influencia de la laminación depende fundamentalmente del contraste entre las láminas, siendo sólo aquellos contactos

netos (mayor contraste y menor cohesión entre sí) los que constituyen planos de debilidad.

- Dentro de los procesos secundarios la *bioturbación* es uno de los más determinantes en el desarrollo de la fisilidad. Un alto grado de bioturbación implica la disrupción de la fábrica original del sedimento, dando lugar a rocas de muy baja fisilidad o directamente masivas. Este hecho sugiere que la fisilidad es una propiedad que depende de los primeros estadios de soterramiento del sedimento (diagénesis temprana).
- Un reemplazo pervasivo por carbonatos (frecuentemente carbonato de calcio) suele obliterar por completo la fisilidad, dando lugar a rocas masivas. Esto se observa tanto en las concreciones como en niveles tobáceos reemplazados totalmente por carbonato, el cual se observa con una textura poiquilítica en sección delgada.
- Litológicamente, las rocas de mayor fisilidad corresponden a pelitas finas, con alto contenido de materia orgánica y moderada a fuertemente laminadas.

8.2. Impacto en las propiedades de la roca

- Del estudio de los planos de discontinuidad efectiva (PDE) se desprende que la fisilidad constituye la discontinuidad de mayor densidad en la Formación Vaca Muerta que aumenta su anisotropía.
- Las rocas de alta fisilidad presentan mayores valores de porosidad y permeabilidad y menores densidades que sus contrapartes masivas. Estas características se relacionan con el mayor contenido de materia orgánica y arcillas. Por un lado, los valores de baja densidad se explican por la menor densidad de ambos componentes. Por otro lado, la materia orgánica presenta porosidad asociada a su maduración y las arcillas una porosidad asociada a los espacios entre sus láminas (interpartícula), promoviendo así mayores porosidades y permeabilidades.
- Una mayor fisilidad se asocia con una mayor anisotropía. Esta correlación se explica por la mayor intensidad de la fábrica mineral en rocas de alta fisilidad, su mayor contenido de materia orgánica que suele alinearse horizontalmente, la presencia de microfracturas horizontales y la red poral horizontal asociada a la materia orgánica y las arcillas.
- Las muestras de mayor fisilidad muestran una menor rigidez y fragilidad, relacionadas con su mayor contenido de materia orgánica y arcillas.

8.3. Predicción de la fisilidad

La fisilidad puede ser predicha a partir de dos metodologías diferentes. Por un lado, a partir de la interpretación secuencial se pueden identificar intervalos con distinto grado de fisilidad en función de su posición dentro de las parasecuencias y ciclos transgresivo-regresivos (T-R) a distintas escalas. Por otro lado, se generaron modelos capaces de reproducir el índice de DAD por medio de una clasificación supervisada a partir de la utilización de perfiles e imágenes de pozo.

8.3.1. Estratigrafía secuencial

- En las parasecuencias se advierte que la fisilidad disminuye sistemáticamente de base a techo. Esto se relaciona con la mayor participación de carbonato de calcio, menor contenido de materia orgánica y una mayor intensidad de la bioturbación.
- En los ciclos T-R la fisilidad se hace máxima cerca de las superficies de máxima inundación, en donde se dan las mejores condiciones para la preservación de la materia orgánica, la bioturbación es escasa a nula y se dan los menores aportes de carbonatos.
- En contraposición, la fisilidad tiene su menor desarrollo hacia el final de los ciclos T-R, cerca de las superficies transgresivas, en donde las condiciones de mayor oxigenación y mayor aporte carbonático promueven la formación de rocas de baja a nula fisilidad.

8.3.2. Perfiles de pozo – modelos predictivos

Se construyeron dos modelos a partir perfiles de pozo en conjunto con el índice DAD capaces de reproducir este índice con variado grado de ajuste. En el primero se utilizaron los perfiles de Gamma Ray, factor fotoeléctrico, resistividad somera y sónico, mientras que en el segundo se reemplazó el perfil de GR por una curva de GR de alta resolución (HD-GR) calculada a partir del procesamiento de la imagen microresistiva.

- La necesidad de utilizar diferentes perfiles para poder predecir la fisilidad refuerza la idea de su multicausalidad.
- Los perfiles utilizados en los modelos representan las características más importantes a la hora de discriminar entre rocas de distinto grado de fisilidad:
 - Composición: representada a partir de la curva de *Gamma Ray* y factor fotoeléctrico
 - Textura: incorporada a partir de la curva de resistividad somera
 - Comportamiento mecánico: incluido con el perfil sónico
- El hecho de que la resistividad somera sea el parámetro más eficiente para identificar intervalos de diferente fisilidad pone en evidencia la diferencia textural entre las distintas clases de fisilidad.
- La incorporación de la información de la imagen microresistiva a partir de la curva de HD-GR produce una mejora sustancial del modelo 2 con respecto al primero, reforzando la importancia de utilizar un proxy de textura en la identificación de la fisilidad. Por otro lado, esta mejora pone de manifiesto la relevancia de utilizar información con una resolución vertical comparable a la variabilidad vertical de la propiedad a modelar.

8.4. Recomendaciones

- Se sugiere estudiar la corona 2 una vez transcurrido el mismo tiempo de análisis que el resto de las coronas y evaluar si cambia o no la expresión de la fisilidad (índice DAD).

- Para poder concluir sobre el efecto positivo o negativo de la fisilidad en la fractura hidráulica, sería conveniente contar con datos de producción. Otra alternativa podría ser el modelado numérico de estas discontinuidades y su interacción con la estimulación hidráulica que permita realizar un análisis dinámico.
- Considerando la menor resistencia de las rocas de alta fisilidad, es posible utilizar los modelos provenientes de la clasificación supervisada en los pozos pilotos de los próximos PADs a perforar. De esta manera, se podrían reconocer zonas alta fisilidad coincidirían con las de mayor facilidad para geonavegar, aumentando la performance de la perforación.

Bibliografía

Abouelresh, M.O., Slatt, R.M., 2011. Shale depositional processes: Example from the Paleozoic Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas, USA. *Open Geosciences*, 3 (4): 398-409.

Aguirre-Urreta, M.B., 2001. Marine Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and biostratigraphy of the Aconcagua-Neuquén Basin, Argentina and Chile, 71-90.

Aguirre-Urreta, M.B., 2013. Amonoideos del Valanginiano-Hauteriviano de la cuenca Neuquina: sistemática, bioestratigrafía y paleobiogeografía. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 269.

Aguirre-Urreta, M.B., Mourgues, A.F., Rawson, P.F., Bulot, L.G., 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., Luci, L., 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*, 465-488.

Aguirre-Urreta, M.B., Vennari, V., Lescano, M., Naipauer, M., Concheyro, A., Ramos, V.A., 2014. Bioestratigrafía y geocronología de alta resolución de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 245-268.

Ailing, H.L., 1945. Use of microlithologies as illustrated by some New York sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 56 (7): 737-756.

Ajao, V., Bruning, H., Rijnaarts, H., Temmink, H., 2018. Natural flocculants from fresh and saline wastewater: comparative properties and flocculation performances. *Chemical Engineering Journal*, 349: 622-632.

Al-Aasm, I.S., Muir, I., Morad, S., 1993. Diagenetic conditions of fibrous calcite vein formation in black shales: petrographic, chemical and isotopic evidence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 41 (1): 46-56.

Al Ismail, M.I., Zoback, M.D., 2016. Effects of rock mineralogy and pore structure on stress-dependent permeability of shale samples. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 374 (2078): 20150428.

Al Rajaibi, I.M., Hollis, C., Macquaker, J.H.S., 2015. Origin and variability of a terminal Proterozoic primary silica precipitate, Athel Silicilyte, South Oman Salt Basin, Sultanate, of Oman. *Sedimentology*, 62: 793-825.

- Allan, A.M., Clark, A.C., Vanorio, T., Kanitpanyacharoen, W., Wenk, H.R., 2016. On the evolution of the elastic properties of organic-rich shale upon pyrolysis-induced thermal maturation. *Elasticity of pyrolyzed shale. Geophysics*, 81 (3): D263-D281.
- Allen, J., 1982. *Sedimentary structures, their character and physical basis Volume 1.* Elsevier, p. 593.
- Almon, W.R., Dawson, W.C., Sutton, S.J., Ethridge, F.G., Castelblanco, B., 2002. Sequence stratigraphy, facies variation and petrophysical properties in deepwater shales, Upper Cretaceous Lewis Shale, south-central Wyoming. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 52:1041–1053.
- Alpin, A.C., Matenaar, I.F., McCarty, D.K., van Der Pluijm, B.A., 2006. Influence of mechanical compaction and clay mineral diagenesis on the microfabric and pore-scale properties of deep-water Gulf of Mexico mudstones. *Clays and Clay Minerals*, 54 (4): 500-514.
- Alpin, A.C., Macquaker, J.H.S., 2010. Getting started in shales. *American Association of Petroleum Geologists, Datapages, Getting Started Series, GS20.*
- Ambrose, R., Hartman, R., Diaz Campos, M., Akkutlu, I. Y., Sondergeld, C., 2010. New Pore-scale Considerations for Shale Gas in Place Calculations. *Proceedings of SPE Unconventional Gas Conference, Pittsburgh, Pennsylvania, USA, Society of Petroleum Engineers*, 131772 (p. 17).
- Anovitz, L.M., Cole, D.R., Sheets, J.M., Swift, A., Elston, H.W., Welch, S., Chipera, S.J., Littrell, K.C., Mildner, R.D.F., Wasbrough, M., 2015. Effects of maturation on multiscale (nanometer to millimeter) porosity in the Eagle Ford Shale. *AAPG Bulletin*, 3 (3): SU59-SU70.
- Armella, C.; Cabaleri, N., Leanza, H.A. 2007. Tidally dominated, rimmed-shelf facies of the Picún Leufú Formation (Jurassic/Cretaceous boundary) in southwest Arregui, C.A., O. Carbone y H.A. Leanza, 2011. Contexto tectosedimentario. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 29-36.
- Armitage, P.J., Faulkner, D.R., Worden, R.H, Aplin, A.C., Butcher, A.R., Iliffe, J., 2011. Experimental measurement of, and controls on, permeability and permeability anisotropy of caprocks from the CO₂ storage project at the Krechba Field, Algeria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116 (B12).
- Arndt, S., Brumsack, H.-J., Wirtz, K.W., 2006. Cretaceous black shales as active bioreactors: a biogeochemical model for the deep biosphere encountered during ODP Leg 207 (Demerara Rise). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70 (2): 408-425.
- Arregui, C.A., Carbone O., Leanza, H.A., 2011a. Contexto tectosedimentario. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 29-36.
- Arregui, C.A., Carbone, O., R. Martínez, 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano - Medio) en la Cuenca Neuquina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 77-90.

- Arregui, C.A., O. Carbone, F. Sattler, 2011c. El Grupo Lotena (Jurásico Medio - Tardío) en la Cuenca Neuquina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 91-98.
- Askenazi, A., Biscayart, P., Cáneva, M., Montenegro, S., Moreno, M., 2013. Analogía entre la Formación Vaca Muerta y shale gas/oil plays de EEUU. Society of Petroleum Engineers (SPE), 1-20.
- Bahr, D.B., Hutton, E.W.H., Syvitski, J.P.M., Paratson, L.F., 2001. Exponential approximations to compacted sediment porosity profiles. *Computational Geosciences*, 27: 691–700.
- Baldwin, B., Butler, C.O., 1985. Compaction curves. *AAPG Bulletin*, 69: 622–626.
- Barredo, S., Stinco, L.P., 2010. Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en Argentina. *Petrotecnia*, Instituto Argentino del petróleo y gas, (2): 48-68.
- Bates, R.L., Jackson J.A., 1987. *Glossary of Geology* (3rd edition). American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 788.
- 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.
- Barrio, C.A., 1990. Paleogeographic control of upper cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American earth Sciences*, 3 (1): 31-49.
- Basu, S., Jones, A., Mahzari, P., 2020. Best practices for shale core handling: transportation, sampling and storage for conduction of analyses. *Journal of Marine Science and Engineering*, 8 (2): 136.
- Baudin, F., Disnar, J.R., Martinez, P., Dennielou, B., 2010. Distribution of the organic matter in the channel-levees systems of the Congo mud-rich deep-sea fan (West Africa). Implication for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle. *Marine and Petroleum Geology*, 27 (5): 995–1010.
- Baudin, F., Martinez, P., Dennielou, B., Charlier, K., Marsset, T., Droz, L., Rabouille, C., 2017a. Organic carbon accumulation in modern sediments of the Angola basin influenced by the Congo deep sea fan: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 142, 64–74.
- Baudin, F., Stetten, E., Schnyder, J., Charlier, K., Martinez, P., Dennielou, B., Droz, L., 2017b. Origin and distribution of the organic matter in the distal lobe of the Congo deepsea fan—A rock-eval survey: *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 142, 75–90.
- Bennett, R.H., Bryant, W.R., Hulbert, M.H., 1991. *Microstructure of fine-grained sediments: From mud to shale*. Springer Science and Business Media, New York, p. 584.

- Bergaya, F., Theng, B., Lagaly, G., 2006. Handbook of Clay Science, Elsevier Science, New York, p. 1224.
- Berner, R.A., Raiswell, R., 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47 (5): 855-862.
- Biscara, L., Mulder, T., Martinez, P., Baudin, F., Etcheber, H., Jouanneau, J.M., Garlan, T., 2011. Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon): *Marine and Petroleum Geology*, 28 (5): 1061–1072.
- Blanton, T.L., 1983. The relation between recovery deformation and in-situ stress magnitudes. In SPE/ DOE Low Permeability Gas Reservoirs Symposium, Denver, Colorado, 11624: 213-218.
- Boardman, D., 2012. Preliminary Analysis of Phosphate Nodules in the Woodford Shale, Late Devonian - Early Mississippian, Southern Oklahoma. Tesis de grado, Department of Geology. Oklahoma State University, p. 77.
- Bodenbender, G. 1891. Apuntes sobre rocas eruptivas de la pendiente oriental de los Andes entre río Diamante y Río Negro. *Revista Argentina de Historia Natural*, 1: 177- 191.
- 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.
- Boitnott, G., Louis, L., Hampton, J., Martinez, L., Labeyrie, B., Friry, I., Lejay, A., 2018. High resolution geomechanical profiling in heterogeneous source rock from the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. 52nd US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium. American Rock Mechanics Association, ARMA 18-129, 8.
- Braccacini, I.O., 1970. Rasgos tectonicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25: 275–282.
- Brisson, I.E., Fasola, M.E., Villar, H.J., 2020. Organic geochemical patterns of the Vaca Muerta Formation, in Daniel Minisini, Manuel Fantín, Iván Lanusse Noguera, and Héctor Leanza, eds., *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina: AAPG Memoir 121*, 297–328.
- Broichhausen, H., Littke, R., Hantschel, T., 2005. Mudstone compaction and its influence on overpressure generation, elucidated by a 3D case study in the North Sea. *International Journal of Earth Sciences*, 94 (5): 956-978.
- Brown, P.E., 2002. Mudstone Porosity and Clay Fraction in Overpressured Basins. Tesis doctoral, Department of Geological Sciences Durham University, p. 177.
- Brown, F.S., Baedeker, M.J., Nissenbaum, A., Kaplan, I.R. 1972. Early diagenesis in a reducing fjord, Saanich Inlet, British Columbia - III: Changes in organic constituents of sediment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36: 1185-1203.

- Brumsack, H.J., 2006. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232 (2): 344-361.
- Buckland, W., De la Beche, H.T., 1835. On the Geology of the Neighbourhood of Weymouth and the Adjacent Parts of the Coast of Dorset. *Transactions of the Geological Society, London*, (2-4): 1-46.
- Budai, J.M., Martini, A.M., Walter, L.M., Ku, T.C.W., 2002. Fracture-fill calcite as a record of microbial methanogenesis and fluid migration: a case study from the Devonian Antrim Shale, Michigan Basin. *Geofluids*, 2: 163–183.
- Burckhardt, C. 1900. Coupes géologiques de la Cordillere entre Las Lajas et Curacautín. *Anales del Museo de La Plata, Sección Mineralogía y Geología*, 3: 1-102.
- Burckhardt, C. 1901. Le gisement supracrétacique de Roca (Río Negro). *Revista del Museo de La Plata*, 10: 1-16.
- Burckhardt, C. 1903. Beitrage zur Kenntniss der Jura und Kreide formation der Cordillere. *Palaeontographica*, 50: 1-144.
- Bustin, S.A., 2010. Why the need for qPCR publication guidelines? — The case for MIQE. *Methods*, 50 (4): 217-226.
- Byers, C.W., 1974. Shale fissility: relation to bioturbation. *Sedimentology*, 21 (3): 479-484.
- Caligari, R., Hirschfeldt, M., 2015. Condiciones para la explotación de decursos hidrocarburíferos no convencionales en la Argentina. En: Riavitz, L., Stinco, L., Caligari, R., Hirschfeldt, M., Hernández, M., Sarandón, R., Bronstein, V. (eds.). *Recursos hidrocarburíferos no convencionales shale y el desarrollo energético de la Argentina: caracterización, oportunidades, desafíos*. Buenos Aires. 1ª Ed. EUDEBA, p. 430.
- Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1993. Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. *Marine Geology*, 113: 67–88.
- Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 2007. Chapter fourteen elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: interpretation and application. *Developments in marine geology*, 1, 567-644.
- Campbell, G., 1946. New Albany Shale. *Geological Society of America Bulletin*, 57 (9): 826-908.
- Campbell, C.V., 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8: 7–26.
- Cao, D.F., Shen, Y.M., Su, M.R., Yu, C.X., 2019. Numerical simulation on hydrodynamic environment effects of the reclamation project of Nanhui tidal flat in Yangtze Estuary. *Journal of Hydrodynamics*, 31 (3): 603-613.
- Capelli, I.A., 2021. Mineralogía y geoquímica del sistema Vaca Muerta-Quintuco (Tithoniano-Valanginiano) de la Cuenca Neuquina y sus implicancias en las reconstrucciones paleoambientales, paleoclimáticas y diagenéticas. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, p. 290.

- Capelli, I.A., Scasso, R.A., Kietzmann, D.A., Cravero, M.F., Minisini, D., Catalano, J.P., 2018. Mineralogical and geochemical trends of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Puerta Curaco section, Neuquén Basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75 (2): 210-228.
- Capelli, I.A., Scasso, R.A., Spangenberg, J.E., Kietzmann, D.A., Cravero, F., Duperron, M., Adate, T., 2021. Mineralogy and geochemistry of deeply buried marine sediments of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Neuquén Basin (Chacay Melehue section), Argentina: Paleoclimatic and paleoenvironmental implications for the global Tithonian-Valanginian reconstructions. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103103.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., Martínez, R., 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, O., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén. Relatorio del VXIII Congreso Geológico Argentino*, 63-76. Neuquén.
- Casala, S., Palacios, J. y Vielma, J., 2019. Fracture Barrier Identification in Unconventional Formation Introducing a New Fracture Barrier Index from Conventional Logs: Vaca Muerta Case. 81st EAGE Conference and Exhibition. Society of Petroleum Engineers, London, UK, 3-6.
- Cazau, L.B., Uliana, M.A. 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. 5 Congreso Geológico Argentino, 3: 131-163.
- Carozzi A.V., Orchueta I.A., Rodriguez Schelotto, M.L., 1993. Depositional models of the Lower Cretaceous Quintuco-Loma Montosa Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, 16: 421-450.
- Chang, C., Zoback, M.D., Khaksar, A., 2006. Empirical relations between rock strength and physical properties in sedimentary rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 51 (3-4): 223-237.
- Charpentier, D., Worden, R.H., Dillon, C.G., Aplin, A.C., 2003. Fabric development and the smectite to illite transition in Gulf of Mexico mudstones: an image analysis approach. *Journal of Geochemical Exploration*, 78: 459-463.
- Chassagne, C., Mietta, F., Winterwerp, J.C., 2009. Electrokinetic study of kaolinite suspensions. *Journal of Colloid and Interface Science*, 336 (1): 352-359.
- Chen, S., Eisma, D, 1995. Fractal geometry of in situ flocs in the estuarine and coastal environments. *Netherlands Journal of Sea Research*, 33 (2): 173-182.
- Chen, Y., Matsumoto, R., Paull, C.K., Ussler III, W., Lorenson, T., Hart, P., Winters, W., 2007. Methane-derived authigenic carbonates from the northern Gulf of Mexico — MD02 Cruise. *Journal of Geochemical Exploration*, 95 (1-3): 1-15.
- Chermak, J.A., Rimstidt, J.D., 1990. The hydrothermal transformation rate of kaolinite to muscovite/illite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 2979-2990.
- Clark, S.H.B., Mosier, E.L., 1989. Barite nodules in Devonian shale and mudstone of western Virginia. *US Geological Survey Bulletin*, 1880:30

- Clarke, R., 2007, Basin focus: Maverick Basin. *Oil and Gas Investor*, 27: 87–90.
- Clavaud, J.B., Mainault, A., Zamora, M., Rasolofosaon, P., Schlitter, C., 2008. Permeability anisotropy and its relations with porous medium structure. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 113 (B1).
- Clennell, M.B., Dewhurst, D.N., Brown, K.M., Westbrook, G.K., 1999. Permeability anisotropy of consolidated clays. En: Aplin, A.C., Fleet, A.J., Macuaker, J.H.S. (eds.), *Mud and Mudstones: Physical and Fluid Flow Properties*. Geological Society of London, London, p. 79–96.
- Cluff, R.M., 1980. Paleoenvironment of the New Albany Shale Group (Devonian-Mississippian) of Illinois. *Journal of Sedimentary Petrology* 5: 767–778.
- Cobbold, P.R., Rodrigues, N., 2007. Seepage forces, important factors in the formation of horizontal hydraulic fractures and bedding-parallel fibrous veins ('beef' and 'cone-in-cone'). *Geofluids* 7: 313–322
- Cobbold, P.R., Diraison, M., Rossello, E.A., 1999. Bitumen veins and eocene transpression Neuquén basin. *Argentina, Tectonophysics, Netherlands*, 314: 423–442.
- Cobbold, P.R., Zanella, A., Rodrigues, N., Løseth, H., 2013. Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 1-20.
- Coleman, M.L., Raiswell, R., 1981. Carbon, oxygen and sulphur isotope variations in concretions from the Upper Lias of N.E. England. *Geochim. Cosmochim.* 45: 329–340.
- Collins, A.G., 1975. *Geochemistry of Oilfield Waters*. Elsevier, Amsterdam, p.496.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1989. *Sedimentary Structures*. Chapman and Hall, London, p. 207.
- Comerio, M., Fernández, D.E., Pazos, P.J., 2018. Sedimentological and ichnological characterization of muddy storm related deposits: the upper Hauterivian ramp of the Agrio Formation in the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 85: 78–94.
- Coniglio, M., Cameron, J.S., 1980. Early diagenesis in a potential oil shale: evidence from calcite concretions in the Upper Devonian Kettle Point Formation, southwestern Ontario. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 38 (1): 64-77.
- Conil, N., Djeran-Maigre, I., Cabrillac, R., Su, K., 2004. Poroplastic damage model for claystones. *Applied Clay Science*, 26 (1-4): 473-487.
- Convers, C., Davis, T.L., Hanitzsch, C., Curia, D., 2017. Rock property prediction for integrated exploration and development. *Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina, First Break* 35, Netherlands, 51–57.
- Cosgrove, J.W., 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. *Geological Society, Special Publications*, 92 (1): 187-196.

- Cripps, J.C., Czerewko, M.A., 2017. The influence of diagenetic and mineralogical factors on the breakdown and geotechnical properties of mudrocks. Geological Society, London, Special Publications, 454 (1): 271-293.
- Crousse, L., Mosse, L., Fischer, T., Lanusse Noguera, I., 2018. Vaca Muerta pore system. What we've learned?: Simposio Evaluación de Formaciones: 20° Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Mendoza, Argentina.
- Cruset, D., Vergés, J., Rodrigues, N., Belenguer, J., Pascual-Cebrian, E., Almar, Y., Pérez-Cáceres, I., Macchiavelli, C., Travé, A., Beranoaguirre, A., Albert, R., Gerdes, A., Messenger, G., 2021. U–Pb dating of carbonate veins constraining timing of beef growth and oil generation within Vaca Muerta Formation and compression history in the Neuquén Basin along the Andean fold and thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 132, 105204.
- Cruz, C.E., Villar, H., Nelson Muñoz, G., 1996. Los sistemas petroleros del Grupo Mendoza en la Fosa de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina: XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 45-60.
- Cruz, C.E., Robles, F., Sylwan, C.A., Villar, H.J., 1999. Los sistemas petroleros jurásicos de la Dorsal de Huinul. Cuenca Neuquina, Argentina. 4º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 177-195.
- Cruz, C., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E.A., Arregui, C., Gulisano, C., Laffitte, G.A., 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, 1-20.
- Cucchi, R., Leanza, H.A., 2006. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Boletín 357, 103 p. Buenos Aires.
- Cuervo, S., Lombardo, E., Vallejo, D., Crousse, L., Hernandez, C., 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., Adachi, J., Lombardo, E., 2018. Integration of 1D and 3D mechanical Earth models in oil shale plays. An example from the Vaca Muerta formation (Argentina). 52nd US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, ARMA-2018-856.
- Curtis, C.D., 1977. Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. The Royal Society of London, Philosophical Transactions A, 286: 353–372.
- Curtis, C.D., Lipshie, S.R., Oertel, G., Pearson, M.J., 1980. Clay orientation in some Upper Carboniferous mudrocks, its relationship to quartz content and some inferences about fissility, porosity and compactional history. *Sedimentology*, 27 (3): 333-339.
- Curtis, M.E., Ambrose, R.J., Sondergeld, C.H., Rai, C.S., 2010, Structural characterization of gas shales on the micro- and nano-scales: Presented at Canadian Unconventional Resources & International Petroleum Conference, CUSG/SPE 137693 (p. 15).

- Curtis, M.E., Ambrose, R.J., Sondergeld, C.H., Rai, C.S., 2011. Investigation of the relationship between organic porosity and thermal maturity in the Marcellus Shale. North American unconventional gas conference and exhibition, Texas, USA, SPE 144370 (p. 4).
- Curtis, M.E., Sondergeld, C.H., Ambrose, R.J., Rai, C.S., 2012. Microstructural investigation of gas shales in two and three dimensions using nanometer-scale resolution imaging. *Microstructure of Gas Shales*. AAPG bulletin, 96 (4): 665-677.
- Daigle, H., Dugan, B., 2011. Permeability anisotropy and fabric development: A mechanistic explanation. *Water Resources Research*, 47, W12517.
- Dawson, W.C., Almon, W.R., 2010. Eagle Ford shale variability: sedimentologic influences on source and reservoir character in an unconventional resource unit. *Gulf Coast Association of Geological Societies, United States*, 60: 181-190.
- Day-Stirrat, R.J., Loucks, R.G., Milliken, K.L., Hillier, S., van der Pluijm, B.A., 2008. Phyllosilicate orientation demonstrates early timing of compactional stabilization in calcite-cemented concretions in the Barnett Shale (Late Mississippian), Fort Worth Basin, Texas (U.S.A). *Sedimentary Geology*, 208, 27–35.
- Day-Stirrat, R.J., Dutton, S.P., Milliken, K.L., Loucks, R.G., Aplin, A.C., Hillier, S., van der Pluijm, B.A., 2010. Fabric anisotropy induced by primary depositional variations in the silt: clay ratio in two fine-grained slope fan complexes: Texas Gulf Coast and northern North Sea. *Sedimentary Geology*, 226 (1-4): 42-53.
- Day-Stirrat, R.J., Schleicher, A.M., Schneider, J., Flemings, P.B., Germaine, J.T., van der Pluijm, B.A., 2011. Preferred orientation of phyllosilicates: Effects of composition and stress on resedimented mudstone microfabrics. *Journal of Structural Geology*, 33 (9): 1347-1358.
- de Barrio, A., Ferraresi, P., Köhler, G., Marchal, D., Blanco, S., 2018. Estudio comparativo de testigos corona de las dos secciones enriquecidas de la Formación Vaca Muerta en la zona de shale gas, noroeste del Engolfamiento Neuquino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75(2): 243-252.
- Degens, E.T., Stoffers, P., 1980. Environmental events recorded in Quaternary Sediments of the Black Sea. *Journal of the Geological Society*, 137 (2): 131-138.
- Degens, E.T., Prashnowsky, A., Emery, K.O., Pimenta, J., 1961. Organic materials in recent and ancient sediments. Part II: amino acids in marine sediments of Santa Barbara Basin, California. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, (8): 413-426.
- Demaison, G.J., Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 64: 1179–1209.
- Deng, Z., He, Q., Safar, Z., Chassagne, C., 2019. The role of algae in fine sediment flocculation: In-situ and laboratory measurements. *Marine Geology*, 413: 71-84.
- Desbois, G., Urai, J.L., De Craen, M., 2010. In-situ and direct characterization of porosity in Boom Clay (Mol site, Belgium) by using novel combination of ion beam crosssectioning,

SEM and cryogenic methods. Motivations, First Results and Perspectives. External Report of the Belgian Nuclear Research Centre, p. 31.

Desjardins, P., Fantín, M., González Tomassini, F., Reijenstein, H., Sattler, F., Dominguez, R.F., Kietzmann, D., Leanza, H.A., Bande, A., Benoit, S., Borgnia, M., Vittore, F., Gil, G., Simo T., Minisini, D., 2016. Estratigrafía Sísmica Regional. En: González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L., Domínguez, R.F. (eds), Integración de sísmica, registros de pozos, coronas y afloramientos. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Buenos Aires, 5-22.

Deuser, W.G., 1975. Reducing environments. *Chemical Oceanography*, 1-38.

Dewhurst, D.N., Yang, Y., Aplin, A.C., 1999. Permeability and fluid flow in natural mudstones. En: Aplin, A.C., Fleet, A.J., Macquaker, J.H.S. (eds.), *Muds and mudstones: Physical and fluid flow properties*. Geological Society Special Publication, London, 158: 23-43.

Digregorio, J.H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina* Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 139-505.

Digregorio, J.H., Uliana, M.A., 1975. Plano geológica de la Provincia del Neuquén. escala 1: 500000. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires, 11: 69-94.

Digregorio, J.H., Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En: J.C.M. Turner (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 2: 985-1032.

Dix, G.R., Mullins, H.T., 1987. Shallow, Subsurface growth and burial alteration of Middle Devonian calcite concretions. *Jour. Sedimentary Petrology* 57, 140-152.

Domínguez, R.F., Paulin, S., Continanzia, M.J., Askenazi, A.D., Seoane, F.N., 2014. Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta-Quintuco en el sector central de la cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos IAPG, Mendoza, Argentina, 231-250.

Domínguez, R.F., Lanusse Noguera, I., Continanzia, M.J., Mykietiuik, K., Ponce, C., Pérez, G., Guerello, R., Caneva, M., Di Benedetto, M., 2016. Organic-rich stratigraphic units in the Vaca Muerta Formation and their distribution and characterization in the Neuquén Basin (Argentina): Unconventional Resources Technology Conference, San Antonio, Texas. URTeC: #2456851, 1-14.

Domínguez, R.F., Reijenstein, H., Kohler, G., Sattler, F., Moreno, M., Rivarola, L.G., Borgnia, M., 2017. Distribución regional de quiebres de clinofomas del sistema Vaca Muerta-Quintuco. In XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, 38-55.

Domínguez, R.F., Bernhardt, C., González Tomassini, F., Fantín, M., Di Benedetto, M., 2018. Variaciones paleogeográficas de las unidades ricas en materia orgánica de la Formación Vaca Muerta en el Engolfamiento Neuquino, X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Instituto Argentino del Petróleo y el Gas, Mendoza, 213-229.

Domínguez, R.F., Leanza, H.A., Fantín, M., Marchal, D., E. Cristallini, 2020, Basin configuration at Vaca Muerta time. En: Minisini, D., Fantin, M., Lanusse, I., Leanza, H.A.

(eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*, AAPG Memoir 121, 141–162.

Doveton, J.H., 1994. *Multivariate Pattern Recognition and Classification Methods. In Geologic Log Analysis Using Computer Methods. American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*,

Doyle, P., Poire, D.G., Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P., 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.*

Droppo, I., Leppard, G., Flannigan, D., Liss, S., 1997. *The Interactions Between Sediments and Water*, Springer, 43–53.

Droppo, I.G., 2001. *Rethinking what constitutes suspended sediment. Hydrological Processes, 15 (9): 1551–1564.*

Dunham, R.J., 1962. *Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Hamm, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Memoir 1: 108-121.*

Dutta, N.C., 1986. *Shale compaction, burial diagenesis, and geopressures, a dynamic model, solution and some results. En: Burrus, J. (ed.) Thermal Modeling in Sedimentary Basins. Gulf, Houston, p. 149–172.*

Dyer, K., Manning, A., 1999. *Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimensions. Journal of Sea Research, 41 (1-2): 87–95.*

Eberli, G.P., Weger, R., Tenaglia, M., Rueda, L., Rodriguez, L., Zeller, M., Swart, P., 2017. *The unconventional play in the Neuquén Basin, Argentina-insights from the outcrop for the subsurface. In SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference. OnePetro.*

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, V.1-V.29.*

Eichhubl, P., Boles, J.R., 1998. *Vein formation in relation to burial diagenesis in the Miocene Monterey Formation, Arroyo Burro beach, Santa Barbara, California. SEPM Pacific Section Special Publication, 83: 15–36.*

Embry, A.F., 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, Amsterdam, 2: 121–146.*

Embry, A.F., Klován, J. E., 1971. *A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N. W. T. Canada Petroleum Geology Bulletin, 19: 730-781.*

- Engelder, T., Cathles, L.M., Bryndzia, L.T., 2014. The fate of residual treatment water in gas shale. *Journal of Unconventional Oil Gas Resources*, 7: 33–48.
- Engle, M.A., Reyes, F.R., Varonka, M.S., Orem, W.H., Ma, L., Ianno, A.J., Schell, T.M., Xu, P., Carroll, K.C., 2016. Geochemistry of formation waters from the Wolfcamp and “Cline” shales: insights into brine origin, reservoir connectivity, and fluid flow in the Permian Basin, USA. *Chemistry Geology*, 425: 76–92.
- Eseme, E., Urai, J.L., Krooss, B. M., Littke, R., 2007. Review of mechanical properties of oil shales: implications for exploitation and basin modelling. *Oil shale*, 24 (2): 159-174.
- Espinoza, D.N., 2020. Geomechanical properties of the Vaca Muerta Formation. *E3S Web of Conferences* (205): 03013.
- Euzen, T., 2011. Shale Gas—an Overview. Ifp Technologies Canada Inc., Calgary. Technical Report, p. 76.
- Fairbanks, M.D., Ruppel, S.C., Rowe, H., 2016. High-resolution stratigraphy and facies architecture of the Upper Cretaceous (Cenomanian–Turonian) Eagle Ford Group, Central Texas, AAPG Annual Meeting, Long Beach, California, 1- 3.
- Fam, M.A., Dusseault, M.B., Fooks, J.C., 2003. Drilling in mudrocks: rock behavior issues. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 38 (3-4): 155-166.
- Fantin, M., Crousse, L., Cuervo, S., Gonzalez, T., Reijenstein, H., Lipinski, C., 2014. Vaca Muerta stratigraphy in central neuquen basin. Impact on Emergent Unconventional Project, SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference (URTeC), Denver, Colorado, USA, 1-11.
- Fawad, M., Mondol, N.H., Jahren, J., Bjørlykke, K., 2010. Microfabric and rock properties of experimentally compressed silt-clay mixtures. *Marine and Petroleum Geology*, 27 (8): 1698-1712.
- Fernández, M.L., Verzi, H., Sanchez, E., 2003. Actividad Tectónica y Evolución Sedimentaria de los depósitos Tithoniano / Valanginiano Temprano, porción oriental de la Cuenca Neuquina – Argentina: 8° Simposio Bolivariano—Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia, ACGGP, 1-33.
- Fettweis, M., Lee, B.J., 2017. Spatial and seasonal variation of biomineral suspended particulate matter properties in high-turbid nearshore and low-turbid offshore zones. *Water*, 9 (9): 694.
- Fialips, C.I., Labeyrie, B., Burg, V., Maziere, V., Munerel, Y., Haurie, H., Jolivet, I., Lasnel, R., Laurent, J.-P., Lambert, L. y Jacquelin-Vallee, L., 2018. Quantitative mineralogy of Vaca Muerta and alum shales from core chips and drill cuttings by calibrated SEM-EDS mineralogical mapping, Unconventional Resources Technology Conference, Houston, Texas, 4132-4144.
- Fields, P.A., 2001. Review: protein function at thermal extremes: balancing stability and flexibility. *Comparative Biochemistry and Physiology Part A: Molecular & Integrative Physiology*, 129 (2-3): 417-431.

- Figueroa Pilz, F., Doney, P.J., Fauchille, A.L., Courtois, L., Bay, B., Ma, L., Lee, P.D., 2017. Synchrotron tomographic quantification of strain and fracture during simulated thermal maturation of an organic-rich shale, UK Kimmeridge Clay. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122 (4): 2553-2564.
- Fischer, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72: 1409-1414.
- Fisher, Q.J., Wignall, P.B., 2001. Palaeoenvironmental controls on the uranium distribution in an Upper Carboniferous black shale (*Gastrioceras listeri* Marine Band) and associated strata; England. *Chemical Geology*, 175 (3-4): 605-621.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E., Yusen de Campana, J.C., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 15 (171): 1-67.
- Forsythe, R., 1982. The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation: *Journal of the Geological Society*, 139: 671-682.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, I.G., Macdonald, D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32–54 S): *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 81-90.
- Freije H., Azua G., González R., Ponce J., Zavala, C., 2002. Actividad Tectónica Sinsedimentaria en el Jurásico del Sur de la Cuenca Neuquina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 1-17. Mar del Plata.
- Furukawa Y., 2014. Effect of organic matter on estuarine flocculation: a laboratory study using montmorillonite, humic acid, xanthan gum, guar gum and natural estuarine flocs. *Geochemical Transactions*, 15 (1): 1-9.
- Gale, J.F.W., Laubach, S.E., 2009. Natural fractures in the New Albany Shale and their importance for shale-gas production. In: *International Coalbed & Shale Gas Symposium*, Tuscaloosa, Alabama, 916: 1-10.
- Gale, J.F., Holder, J., 2010. Natural fractures in some US shales and their importance for gas production. In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series*, Geological Society of London, 7 (1): 1131-1140.
- Gale, J.F. W., Laubach, S.E., Olson, J.E., Eichhubl, P., Fall, A., 2014. Natural fractures in shale: A review and new observations: *AAPG Bulletin*, 98, 11: 2165–2216.
- Gangui, A., Grausem, M., 2014. Tectonismo y estilos estructurales en el Engolfamiento Neuquino: implicancias en la interpretación de las fracturas monitoreadas por microsísmica en la formación Vaca Muerta. En: S. Galeazzi, González, G., Santiago, M., García, D., Maschio, L., González, R., Ramírez Martínez, J. (eds.), *Simposio de Recursos No*

Convencionales. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: IAPG, Mendoza, Argentina, 341–364.

Garavito, A.M., Kooi, H., Neuzil, C.E., 2006. Numerical modeling of a long-term in situ chemical osmosis experiment in the Pierre Shale, South Dakota. *Advances in Water Resources*, 29: 481–492.

Garrido, A.C., 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 12 (2): 121-177.

Geikie, A., 1903. *Text-book of Geology*. Macmillan and Company, London, p. 680.

Goldhammer, R.K., 2003. Mixed siliciclastic and carbonate sedimentation. *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*, 443-447.

Gipson Jr, M., 1965. Application of the electron microscope to the study of particle orientation and fissility in shale. *Journal of Sedimentary Research*, 35, (2): 408-414.

Glorioso, J.C., Rattia, A., 2012. Unconventional reservoirs: Basic petrophysical concepts for shale gas. SPE/EAGE European unconventional resources conference & exhibition-from potential to production, cp-285-00058.

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. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos IAPG, Mendoza, Argentina, 587-611.

González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L., Domínguez, R.F., 2016. Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta: Integración de sísmica, registros de pozos, coronas y afloramientos. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, p..252.

Tomassini, F. G., Hryb, D. E., Sagasti, G., Massaferro, J. L., Smith, L.T., 2016. Why do we have to care about detailed reservoir characterization? We will break it all. Do we?. In SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference. OnePetro.

González Tomassini, F., Hryb, D., Palacio, J. P., Lazzari, V., Bertoldi, F., Sagasti, G., 2017. Caracterización e impacto de las heterogeneidades identificadas en subsuelo en la Formación Vaca Muerta, XX Congreso Geológico Argentino, Simposio Geología de la Formación Vaca Muerta, San Miguel de Tucumán, 67: 67-71.

González Tomassini, F.G., Smith, L., Rodríguez, M.J., Kietzmann, D., Jausoro, I., Florida, M. A., Cipollone, M., Caneiro, A., Epele, B., Santillán, N., Medina., F., Sagasti, G., 2019. SemiQuantitative SEM Analysis of the Vaca Muerta Formation and Its Impact on Reservoir Characterization, Neuquen Basin, Argentina. Unconventional Resources Technology Conference (URTeC) 3175-3188.

Gorczyca, B., 2000. Porosity and structure of alum coagulation and activated sludge flocs. Tesis doctoral, University of Toronto, Canada, p. 167.

- Grabau, A.W., 1913. Principles of stratigraphy. AG Seiler and Co., New York, p. 1185.
- Grasby, S.E., Ferguson, G., Brady, A., Sharp, C., Dunfield, P., McMechan, M., 2016. Deep circulation and associated methane leakage in the northern Canadian Rocky Mountains. *Applied Geochemistry*, 68: 10–18.
- Grasshof, K., 1975. The hydrochemistry of landlocked basins and fjords. *Chemical Oceanography*, 456-598.
- Gratier, J.-P., Frery, E., Deschamps, P., Røyne, A., Renard, F., Dysthe, D., Ellouz Zimmerman, N., Hamelin, B., 2012. How travertine veins grow from top to bottom and lift the rocks above them: the effect of crystallization force. *Geology*, 40 (11): 1015-1018.
- Grim, R.E., 1968. *Clay Mineralogy*, 2nd Edition, McGraw Hill, New York, p. 596.
- Grim, R.E., Cuthbert, F.L., 1945. Some Clay-Water Properties of Certain Clay Minerals. *Journal of the American Ceramic Society*, 28 (3): 90-95.
- Groeber, P. 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 18, Serie B (Geología): 1-81.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, (58): 1-109.
- Groeber, P. 1933. Descripción geológica de la Hoja 31 c. Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, 38: 1-72.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, Revista 1: 177-208.
- Groeber, P. 1947. Observaciones a lo largo del meridiano 70° 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauquen. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 2 (4): 347-408.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Instituto Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista (Ciencias Geológicas) 1 (5): 1-352.
- Groeber, P., Stipanovic, P., Mingramm, A., 1953. Jurásico. Geografía de la República Argentina. Sociedad argentina Estratigrafía y geografía GAEA, 2 (1): 143 - 347.
- Guan, K.M., Ross, C.M., Kovscek, A.R., 2021. Multimodal visualization of Vaca muerta shale fabric before and after maturation. *Energy & Fuels*, 35 (11): 9550-9560.
- Guggenheim, S., Martin, R.T., 1995. Definition of clay and clay mineral: joint report of the AIPEA nomenclature and CMS nomenclature committees. *Clays and Clay Minerals* 43, 255–256.
- Gulisano, C., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, 3: 579-592.

- Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A., 1994. Field Guide to the Jurassic of the Neuquén Basin, province of Neuquén. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, 158: 1-111.
- Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, R., Digregorio, R., 1984a. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Bariloche, 1: 237-259.
- Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, R., Digregorio, R., 1984b. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Bariloche, 1: 221-235.
- Guo, Z., Li, X.Y., Liu, C., Feng, X., Shen, Y., 2013. A shale rock physics model for analysis of brittleness index, mineralogy and porosity in the Barnett Shale. *Journal of Geophysics and Engineering*, 10 (2): 025006 (p. 10).
- Hallam, A., 1988. An evaluation of Jurassic eustacy in the light of new data and the revised Exxon curve. En: Wilson C.K. *et al.* (eds.): *Sea Level Changes - An integrated approach*. SEPM, Special Publication, 42: 181-193.
- Hallam, A., Biró Bagóczy, L., Pérez, E., 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian – Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and the palaeogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, 123 (4): 425-435.
- Hallsworth, C.R., Knox, R.W.O.B., 1999. Classification of sediments and sedimentary rocks. BGS Rock Classification Scheme, 3: 1-46.
- Haq, B.U., Handerbal, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. SEPM, Special Publication, 42: 71-108.
- Harvey, C.C., Lagaly, G., 2006. Conventional Applications. En: Bergaya, F., Theng, B.K.G, Lagaly, G. (eds.), *Handbook of Clay Science*, p. 1248.
- Hedges, J.I., Keil, R.G., 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine chemistry*, 49 (2-3): 81-115.
- Herbin, J.P., Fernández-Martínez, J.L., Geysant, J.R., Albani, A.E., Deconinck, J.F., Proust, J.N., Colbeaux, J.P., Vidier, J.P., 1995. Sequence stratigraphy of source rocks applied to the study of the Kimmeridgian/Tithonian in the north-west European shelf (Dorset/UK, Yorkshire/UK and Boulonnais/France). *Marine and Petroleum Geology*, 12: 177-194.
- Hernández Bilbao, E.H., 2016. High-resolution chemostratigraphy, sequence stratigraphic correlation, porosity and fracture characterization of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. Tesis doctoral, Colorado School of Mines, p. 222.
- Hernández-Urbe, L.A., Aman, M., Espinoza, D.N., 2017. Assessment of mudrock brittleness with micro-scratch testing. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 50 (11): 2849-2860.
- Herrero Ducloux, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 23 (226): 245-281.

- Ho, N.C., Peacor, D.R., van der Pluijm, B.A. 1999. Preferred orientation of phyllosilicates in Gulf Coast mudstones and relation to the smectite-illite transition. *Clays and Clay Minerals*, 47 (4): 495-504.
- Ho, Q.N., Fettweis, M., Spencer, K.L., Lee, B.J., 2022. Flocculation with heterogeneous composition in water environments: A review. *Water Research*, 118147.
- Hoek, E., Brown, E.T., 1997, Practical estimates of rock mass strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 34, 8, 1165–1186.
- Hooson, W., 1747. *The Miners dictionary*: Wrexham, T. Payne, sin número.
- Hounslow, M.W., 2001. The crystallographic fabric and texture of siderite in concretions: implications for siderite nucleation and growth processes. *Sedimentology*, 48 (3): 533-557.
- Howard, G.C., Fast, C.R., 1950. Squeeze cementing operations. *Journal of Petroleum Technology*, 2 (02): 53–64.
- Horsrud, P., Sønstebo, E.F., Bøe, R., 1998. Mechanical and petrophysical properties of North Sea shales. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 35 (8): 1009-1020.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti L.A., Veiga G.D., 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J. A., Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications, London, 252: 1-14.
- Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E., Perry, E.A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 87 (5): 725-737.
- Hunt, J.R., 1980. Prediction of oceanic particle size distributions from coagulation and sedimentation mechanism. *American Chemical Society*, 189: 243–257.
- Hunt, J.M., 1996. *Petroleum Geochemistry and Geology*. W.H. Freeman and Company, New York, p. 743.
- Hurst, C.W., 1987. Post-depositional structural changes in clay sediments. Tesis doctoral, Sheffield City Polytechnic, p. 174.
- Iglesias Llanos, M.P., Kietzmann, D., Kohan Martinez, M., 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.
- Ilgen, A.G., Heath, J.E., Akkutlu, I.Y., Bryndzia, L.T., Cole, D.R., Kharaka, Y.K., Kneafsey, T.J., Milliken, K.L., Pyrak-Nolte, L., Suarez-Rivera, R., 2017. Shales at all scales: Exploring coupled processes in mudrocks. *Earth-Science Reviews*, 166, 132-152.
- Ingram, R.L., 1953. Fissility of mudrocks. *Geological Society of America Bulletin*, 64 (8): 869-878.

- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1963. Pinching-off and diskings of rocks. *Journal of Geophysical Research*, 68 (6): 1759-1765.
- Jarvie, D.M., 2012. Shale resource systems for oil and gas: Part 2—Shale-oil resource systems, in J. A. Breyer, ed., *Shale reservoirs—Giant resources for the 21st century*. AAPG Memoir 97, 89–119.
- Jarvie, D.M., Hill, R.J., Ruble, T.E., Pollastro, R.M., 2007. Unconventional shale-gas systems: the Mississippian Barnett shale of north-central Texas as one model for thermogenic shale-gas assessment. *AAPG Bulletin*, 91: 475–499.
- Javadpour, F., 2009. Nanopores and Apparent Permeability of Gas Flow in Mudrocks (Shales and Siltstone). *Journal of Canadian Petroleum Technology*, 48 (8): 16-21.
- Jiang, Z., Duan, H., Liang, C., Wu, J., Zhang, W., Zhang, J., 2017. Classification of hydrocarbon-bearing fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Earth Science*, 28 (6): 693-976.
- Jin, L., Ravella, R., Ketchum, B., Bierman, P.R., Heany, P., White, T., Brantley, S.L., 2010. Mineral weathering and elemental transport during hillslope evolution at the Susquehanna/Shale Hills Critical Zone Observatory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 (13): 3669-3691.
- Jin, X., Shah, S.N., Roegiers, J.C., Zhang, B., 2015. An integrated petrophysics and geomechanics approach for fracability evaluation in shale reservoirs. *SPE J.* 168589 (p. 9).
- Johnston, J.E., Christensen, N.I., 1995. Seismic anisotropy of shales: *Journal of Geophysical Research*, 100: 5991–6003.
- Kanitpanyacharoen, W., Kets, F.B., Wenk, H.-R., Wirth, R., 2012. Mineral preferred orientation and microstructure in the Posidonia shale in relation to different degrees of thermal maturity. *Clays and Clay Minerals*, 60 (3): 315–329.
- Kappel, W.M., Nystrom, E.A., 2012. Dissolved methane in New York groundwater. In: U.S. Geological Survey Open-File Report 2012-1162, 1-6.
- Keidel, J., 1917. Über des Patagonischen Taffelland des Patagonische gerölle und ihre ziehungen zu den geologischen erscheinungen in argentinische Andes gebiet und Littoral. *Zeitschrift der Deutsche Wissenschaft Verlag, Stuttgart*. 3 (5-6): 219-245.
- Keidel, J., 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minería y Geología, Publicación, 8: 5-67.
- Keller, W.D., 1946. Evidence of texture on the origin of the Cheltenham fireclay of Missouri and associated shales. *Journal of Sedimentary Research*, 16 (2): 63-71.
- Keith, L.A., Rimstidt, J.D., 1985. A numerical compaction model of overpressuring in shales. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 17 (2): 115-135.

Kernan, H., 2014. Electrofacies, elemental composition, and source rock characteristics along seismic reflectors of the Vaca Muerta Formation in the Loma la Lata area, Neuquén Basin, Argentina. MSc thesis, Colorado School of Mine, p. 123.

Kerr, P.F., 1937. Attapulugus clay. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 22 (5): 534-550.

Kharaka, Y.K., Hanor, J.S., 2003. Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins. En: Drever, J.I. (ed.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, p. 1-48.

Kibodeaux, K.R., 2014. Evolution of porosity, permeability, and fluid saturations during thermal conversion of oil shale. In SPE annual technical conference and exhibition, SPE-170733-MS.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., 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: 121-149.

Kietzmann, D.A., Vennari, V.V., 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology*, 40 (1): 41-65.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Bressan, G.S., 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del Arroyo Loncoche-Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 696-713.

Kietzmann, D.A., Ambrosio, A.L., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V., Aguirre-Urreta, B., Depine, G., Repol, D., 2014a. Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 2: 269-288.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., 2014b. 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., 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.A., Rodríguez Schelotto, M.L., 2016b. Clasificaciones litológicas. En: González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L., Domínguez R.F. (eds.), *Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta*. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas (IAPG), Buenos Aires, 23-31.

Kietzmann, D.A., Ambrosio, A.L., Suriano, J., Alonso, M.S., Tomassini, F.G., Depine, G., Repol, D., 2016a. 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 (5): 743-771.

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. 20^o Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, 72-76.

Kietzmann, D.A., González Tomassini, F., y Smith, T. 2020. Grain association, petrography, and lithofacies. En Minisini, D., Fantín, M., Lanusse Noguera, I. y Leanza, H.A. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*: AAPG Memoir 121, 267–296.

Kietzmann, D.A., Llanos, M.P.I., Palacio, J.P., Sturlesi, M.A., 2021. Facies analysis and stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary in a new basinal Tithonian–Berriasian section of the Vaca Muerta Formation, Las Tapaderas, Southern Mendoza Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103267.

Kim, J.W., Berg, R.R., Watkins, J., Tieh, T.T., 2001 Texture, mineralogy, and petrophysical properties of geopressed shales, Gulf of Mexico. *Transactions Gulf Coast Association Geological Societies* 51: 161–172.

Kim, T.W., Ross, C.M., Guan, K.M., Burnham, A.K., Kovscek, A.R., 2020. Permeability and porosity evolution of organic-rich shales from the green river formation as a result of maturation. *SPE Journal*, 25 (03): 1377-1405.

Kirk, M.F., Martini, A.M., Beecker, D.O., Colman, D.R., Takacs-Vesback, C., Petsch, S.T., 2012. Impact of commercial natural gas production on geochemistry and microbiology in a shale-gas reservoir. *Chemical Geology*, 332: 15-25.

Knecht, L., Ventre, J.B., Leduc, J.P., Mathis, B., 2004. Improved Formation Evaluation In Thin Beds Using Petrophysical Images. *SPWLA 45th Annual Logging Symposium (SPWLA-2004-PPP)*.

Kozłowski, E., Cruz, C., Sylwan, C., 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, cuenca Neuquina, Argentina: Congreso Geológico Argentino, 15-26.

Kozłowski, S., Cruz, C.E., Sylwan, C., 1998. Modelo exploratorio en la faja corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 55: 4–23.

Krumbien, W.C., 1947. Shales and their environmental significance. *Journal of Sedimentary Research*, 17 (3): 101-108.

Kruyt, H.R., 1983. *Colloid science*, vol 1. Elsevier, Amsterdam, p. 753.

Kvenvolden, K.A., 1999. Biogenic methane and gas hydrate. En: Marshall, C.P., Fairbridge, R.W. (eds.) *Encyclopedia of Geochemistry*. Kluwer Academic, Dordrecht, p. 30.

Landais, P., 1996. Organic geochemistry of sedimentary uranium ore deposits. *Ore Geology Reviews*, 11 (1-3): 33-51.

Langmuir, D., 1997. *Aqueous Environmental Geochemistry*. Prentice-Hall, New Jersey, p. 600.

- Lanz, M., Azmy, K., Cesaretti, N. N., Fortunatti, N.B., 2021. Diagenesis of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin: Evidence from petrography, microthermometry and geochemistry. *Marine and Petroleum Geology*, 124: 104769.
- Larmier, S., 2020. Génération de fluides, migration et fracturation au sein des roches mères: cas de la formation de la Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine. Doctoral dissertation, Le Mans Université, p. 545.
- Larmier, S., Zanella, A., Lejay, A., Mourgues, R., Gelin, F., 2021. Geological parameters controlling the bedding-parallel vein distribution in Vaca Muerta Formation core data, Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 105(11), 2221-2243.
- Larsen, L.G., Harvey, J.W., Crimaldi, J.P., 2009. Morphologic and transport properties of natural organic floc. *Water Resour. Res.* 45 (1): 1-13.
- Lash, G.G., Blood, D., 2004. Geochemical and textural evidence for early (shallow) diagenetic growth of stratigraphically confined carbonate concretions, Upper Devonian Rhinestreet black shale, western New York. *Chemical Geology*, 206 (3): 407-424.
- Laubach, S.E., Olson, J.E., Gross, M.R., 2009. Mechanical and fracture stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 93, 11: 1413–1426.
- Lazar, O.R., Bohacs, K.M., Macquaker, J.H., Schieber, J., Demko, T.M., 2015a Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: nomenclature and description guidelines. *Journal of Sedimentary Research*, 85 (3): 230-246.
- Lazar, R., Bohacs, K.M., Schieber, J., Macquaker, J., Demko, T., 2015b. Mudstone Primer: Lithofacies variations, diagnostic criteria, and sedimentologic stratigraphic implications at lamina to bedset scale. *Society for Sedimentary Geology, Oklahoma*, p. 204.
- Leanza, A.F., 1947. Sobre un posible control estratigráfico en los yacimientos petrolíferos del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina*, 2 (1): 5-12.
- 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 Argentinaeimer, 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.A., 1994. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48 (1): 71-84.

- Leanza H.A., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, Buenos Aires, 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., 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.A., Hugo, C.A. 1978. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40°S. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 32 (4): 248-264.
- Leanza, H.A. Wiedmann, J., 1989. Nuevos ammonites del Berriasiano/Valanginiano (Cretácico Inferior) del Neuquén, Argentina. III International Cretaceous System Symposium, Stuttgart, 793-810.
- Leanza, H., Zeiss, A., 1990. Upper Jurassic Lithographic Limestones from Argentina (Neuquén Basin): stratigraphy and Fossils. *Facies*, 22: 169-186.
- Leanza, H., Zeiss, A., 1992. On the ammonite fauna of the Lithigraphic Limestones from the Zapala region (Neuquén province, Argentina), with the description of a new genus. *Zentrablatt für Geologie und Paläntologie*, 1, 6: 1841-1850.
- Leanza H.A., Marchese H.G., Riggi, J.C., 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (3): 190-208.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., González, R., Danieli, J.C., Lizuaín, A., 2001. Hoja Geológica 3969-I Zapala.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., 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.A., Sattler, F., Martínez R.S., Carbone, O., 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío - Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 113-130.
- Lee, B.J., Fettweis, M., Toorman, E., Molz, F.J., 2012. Multimodality of a particle size distribution of cohesive suspended particulate matters in a coastal zone. *J. Geophys. Res.: Oceans* 117, C03014.
- Lagaly, G., 2006. Colloid clay science. En: Bergaya, F., Theng, B.K.G., Lagaly, G. (eds.), *Handbook of Clay Science. Developments in Clay Science*, vol. 1. Elsevier, New York, USA, p. 141–245.

Legarreta, L., 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 1-20.

Legarreta, L., Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Chebli G., Spalletti, L.A., (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán, 221-243.

Legarreta, L., Uliana, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill. Central Argentine Andes. International Association of Sedimentology Meeting: "Sea level changes at active plate margins". International Association of Sedimentology, Special Publication, 12: 429-450.

Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996. La sucesión jurásica en el centrooeste de Argentina. Arreglo estratigráfico, secuencias y evolución paleogeográfica. Boletín de Informaciones Petroleras 12, (45): 66-78.

Legarreta, L., Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, 29 (16): 399-432.

Legarreta, L., 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., Villar, H.J., 2012. Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina. *Petrotecnia*, 54 (3): 14-39.

Legarreta, L., Villar, H.J., 2013. Neuquén Basin. Argentina Vaca Muerta Formation (Late Jurassic – Early Cretaceous): Sequences, Facies and Source Rock Characteristics. *Shale Gas World Argentina*, Buenos Aires.

Legarreta, L., Villar, H.J., 2015. The Vaca Muerta Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: Sequences, Facies and Source Rock Characteristics. In *Unconventional Resources Technology Conference*, Society of Exploration Geophysicists, American Association of Petroleum Geologists, Society of Petroleum Engineers, Extended Abstract, URTEC: 2170906. San Antonio, Texas.

Legarreta, L., Kozłowski, E., Boll, A., 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la cuenca Neuquina: VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, 3: 389-409.

Legarreta, L., Gulisano, C.A., Uliana, M.A., 1993. Las secuencias sedimentarias jurásicas-cretácicas. In: *Relatorio Geología y Recursos Minerales de Mendoza*. II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza 1 (9): 87-114.

Legarreta, L., Laffitte, G., Minniti, S., 1999. Cuenca Neuquina: Múltiples posibilidades en las series Jurásico-Cretácicas del depocentro periandino: 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina, 145–175.

Legarreta, L., Villar, H.J., Laffitte, G.A., Cruz, C.E., Vergani, G., 2005. Cuenca Neuquina: Balance de masa enfocado a la evaluación del potencial exploratorio de los distritos productivos y de las zonas no productivas. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 233-250.

Lejay, A., Larmier, S., Rutman, P., Gelin, F., 2017. The role of porosity in the development of parallel bedded calcite filled fractures (or beef) in the Vaca Muerta: an integrated analysis from high resolution core data. SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference (URTeC): 2668071.

Lejay, A., Monkenbusch, J., Martinez, L., Boitnott, G., Louis, L., Gelin, F., 2018. When the syn-depositional climatic variations influence my source rock properties—the case study of the Vaca Muerta. AAPG Annual Convention and Exhibition, Search and Discovery Article #51523.

Lewis, J.V., 1924. Fissility of Shale and Its Relations to Petroleum. Bulletin of the Geological Society of America, 35 (3): 557-590.

Leythaeuser, D., 1973. Effects of weathering on organic matter in shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37 (1): 113-120.

Li, X., Logan, B.E., 1997. Collision frequencies of fractal aggregates with small particles by differential sedimentation. *Environmental Science and Technology*, 31 (4): 1229–1236.

Li, Y.-H., Schoonmaker, J.E., 2005. Chemical composition and mineralogy of marine sediments. *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*. Elsevier Science and Technology, Amsterdam, 1–35.

Li, Y., Wolanski, E., Xie, Q., 1993. Coagulation and settling of suspended sediment in the Jiaojiang River Estuary, China. *Journal of Coastal Research*, 390–402.

Li, D., Li, Y., Xu, Y., 2017. Observations of distribution and flocculation of suspended particulate matter in the Minjiang River Estuary, China. *Marine Geology*, 387: 31-44.

Li, Z.Y., Zhang, J.F., Zhang, Q.H., Shen, X. T., Chen, T.Q., 2021. Effects of organic matter and salinity on the flocculation of kaolinites in a settling column. *Journal of Hydrodynamics*, 33 (1): 150-156.

Littke, R., Klusmann, U., Krooss, B.M., Leythaeuser, D., 1991. Quantification of loss of calcite, pyrite, and organic matter due to weathering of Toarcian black shales and effects on kerogen and bitumen characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 (11): 3369-3378.

Liu, B., Schieber, J., Mastalerz, M., Teng, J., 2019. Organic matter content and type variation in the sequence stratigraphic context of the Upper Devonian New Albany Shale, Illinois Basin. *Sedimentary geology*, 383: 101-120.

Llambías, E.J., Quenardelle, S., Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (4): 243-257.

Longman, M.W., Milliken, K.L., Olson, T., Drake, W., 2019. A comparison of silica diagenesis in the Devonian Woodford Shale (Central Basin Platform, West Texas), and Cretaceous Mowry Shale (Powder River Basin, Wyoming). En Camp, W., Milliken, K.L., Taylor, K., Fishman, N., Hackley, P.C., Macquaker, J.H.S. (eds.), *Mudstone Diagenesis: New Research Perspectives for Shale Hydrocarbon Reservoirs, Seals, and Source Rocks*, AAPG Memoir, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, 161: 49-67.

Loucks, R.G., Reed, R.M., Ruppel, S.C., Jarvie, D.M., 2009. Morphology, Genesis, and Distribution of Nanometer-Scale Pores in Siliceous Mudstones of the Mississippian Barnett Shale. *Journal of Sedimentary Research*, 79 (12): 848-861.

Loucks, R.G., Reed, R.M., Ruppel, S.C., Hammes, U., 2012. Spectrum of pore types and networks in mudrocks and a descriptive classification for matrix-related mudrock pores. *AAPG bulletin*, 96 (6): 1071-1098.

Loyd, S.J., Berelson, W.M., 2016. The modern record of "concretionary" carbonate: reassessing a discrepancy between modern sediments and the geologic record. *Chemical Geology*, 420: 77-87.

Lundegard, P.D., Samuels, N.D., 1980. Field classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 781-786.

Ma, L., Jin, L., Brantley, S.L., 2011. Geochemical behaviors of different element groups during shale weathering at the Susquehanna/Shale Hills Critical Zone Observatory. *Applied Geochemistry*, 26: S89-S93.

Macdonald, D., Gómez Pérez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M., Paton, D., 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 287-308.

Macquaker, J.H.S., Adams, A.E., 2003. Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive nomenclature for mudstones. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 735-744.

Macquaker, J.H., Bohacs, K.M., 2007. On the accumulation of mud. *Science*, 318 (5857): 1734-1735.

Macquaker, J.H.S., Gawthorpe, R.L., 1993. Mudstone lithofacies in the Kimmeridge Clay Formation, Wessex Basin, Southern England: implications for the origin and controls of the distribution of mudstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 1129-1143.

Macquaker, J.H.S., Gawthorpe, R.L., Taylor, K.G., Oates, M.J., 1998. Heterogeneity, stacking patterns and sequence-stratigraphic interpretation in distal mudstone successions: examples from the Kimmeridge Clay Formation, UK. En: Schieber, J., Zimmerle, W., Sethi,

P., (eds.), *Shales and Mudstones, Volume I*: Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele u. Obermüller, 163–186.

Macquaker, J.H., Taylor, K.G., Gawthorpe, R.L., 2007. High-resolution facies analyses of mudstones: implications for paleoenvironmental and sequence stratigraphic interpretations of offshore ancient mud-dominated successions. *Journal of Sedimentary Research*, 77 (4): 324-339.

Macquaker, J.H., Bentley, S.J., Bohacs, K.M., 2010. Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions. *Geology*, 38: 947-950.

Magara, K., 1980. Comparison of porosity-depth relationships of shale and sandstone. *Journal of Petroleum Geology*, 3(2):175-185.

Maggi, F., 2005. *Flocculation Dynamics of Cohesive Sediment*. Tesis doctoral, Delft University of Technology, The Netherlands, p. 156.

Maggi F., 2009. Biological flocculation of suspended particles in nutrient-rich aqueous ecosystems. *Journal of Hydrology*, 376 (1-2): 116-125.

Maggi, F., 2013. The settling velocity of mineral, biomineral, and biological particles and aggregates in water. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118 (4): 2118–2132.

Makhous, M., Galushkin, Y., Lopatin, N., 1997. Burial history and kinetic modeling for hydrocarbon generation, part II: applying the GALO model to Saharan basins. *AAPG Bulletin* 81: 1679–1699.

Małachowska, A., Mastalerz, M., Hampton, L., Hupka, J. y Drobniak, A., 2019. Origin of bitumen fractions in the Jurassic-early Cretaceous Vaca Muerta Formation in Argentina: insights from organic petrography and geochemical techniques, *International Journal of Coal Geology*, 205: 155–165.

Małachowska, A., Lis, G.P., Mastalerz, M., Goodarzi, F., Sanei, H., 2022. The effect of paleo-environment on hydrocarbon generation potential: Example from Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 208: 109342.

Malumián, N., 1999. La sedimentación en la Patagonia extraandina. In *Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 29 (18): 557-578.

Malumián, N., Nández, C., 2011. The Late Cretaceous-Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes: foraminifera, paleoecology, and paleogeography. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103: 269-288.

Manceda, R., Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62, 369 – 382.

Manning, A.J., 2004. The observed effects of turbulence on estuarine flocculation. *Journal of Coastal Research*, 90-104.

Manning A.J., Schoellhamer D.H., 2013. Factors controlling floc settling velocity along a longitudinal estuarine transect. *Marine Geology*, 345: 266-280.

Many, G., de Madron, X.D., Verney, R., Bourrin, F., Renosh, P.R., Jourdin, F., Gangloff, A., 2019. Geometry, fractal dimension and settling velocity of flocs during flooding conditions in the Rhône ROFI. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 219, 1-13.

Marchal, D., Domínguez F., González, G., 2016. Análisis Mineralógico de la Fm. Vaca Muerta. En: González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L., Domínguez R.F. (eds.), *Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta*. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas (IAPG), Buenos Aires, 33-44.

Marchal, D., Manceda, R., Domínguez, R.F., Sattler, F., 2020. Structural geology: Tectonic history, macrostructures, regional fault map, fault systems, second-order structures, and impact of the inheritance En: Minisini, D., Fantin, M., Lanusse, I., Leanza, H.A. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*, AAPG Memoir 121, 99–140.

Maretto H, Pangaro F., 2005. Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del engolfamiento de la Cuenca Neuquina: actividad tectónica durante la depositación de la Fm. Quintuco. 6° Congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, 1-11.

Martin, R.T, Bailey, S.W., Eberl, D.D., Fanning, D.S., Guggenheim, S., Kodama, H., Pevear, D.R., Srodon, J., Wicks, F.J., 1991. Report on the Clay Minerals Society nomenclature committee: revised classification of clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 39: 333–335.

Martín, L.I., Marchal, D.A., Barredo, S.P., Naidés, C.H., Blanco, S., 2019a. Discontinuities analysis related to fissility of the fine-grained Vaca Muerta Formation (Neuquén basin, Argentina) through core mapping, International Conference & Exhibition, AAPG, Buenos Aires, Argentina, poster presentation.

Martín, L.I., Marchal, D.A., Barredo, S.P., Naidés, C.H., 2019b. Vaca Muerta Formation: a case study of discontinuities analysis related to fissility of the fine-grained rocks. VII Simposio Argentino del Jurásico, Buenos Aires, Argentina, presentación oral.

Martín, L.I., Marchal, D.A., Barredo, S.P., Naidés, C.H., Blanco, S., 2022a. Relationship between fissility, composition, rock fabric and reservoir properties in Vaca Muerta Formation (Neuquén Basin, Argentina): from outcrop to subsurface core data. *Andean Geology*, 49(3): 345-381.

Martín, L.I., Marchal, D.A., Naidés, C.H., Barredo, S.P., 2022b. Cluster analysis for fissility prediction in Vaca Muerta formation using log data. XI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina, EXP330, presentación oral.

- Martín, L.I., Marchal, D.A., Barredo, S.P., Naidés, C.H., 2023a. Fissility analysis in Vaca Muerta Formation (Neuquén Basin, Argentina) from well core and log data. *Journal of South American Earth Sciences*, 121, 104101.
- Martín, L.I., Marchal, D.A., Naidés, C.H., Barredo, S.P., 2023b. Multi-Resolution Graph-Based Analysis for Fissility Evaluation in the Vaca Muerta Formation (Neuquén Basin, Argentina). *SPE Argentina Exploration and Production of Unconventional Resources Symposium*, Buenos Aires, Argentina, SPE-212435-MS.
- Martínez, A., Giambiagi, L., 2010. Evolución petrológica y geoquímica del magmatismo bimodal Permo-Triásico del Grupo Choiyoi en el cordón del Portillo, Mendoza, Argentina. *Trabajos de Geología*, 30: 432-451.
- Marshall-Neill, G., Ruffell, A., 2004. Authigenetic phosphate nodules (Late Cretaceous, Northern Ireland) as condensed succession microarchives. *Cretaceous Research*, 25 (4): 439-452.
- Marshall, J.D., 1982. Isotopic composition of displacive fibrous calcite veins; reversals in pore-water composition trends during burial diagenesis. *Journal of Sedimentary Research*, 52(2): 615-630.
- McAnally, W.H., Mehta, A.J., 2001. Collisional aggregation of fine estuarine sediments. En: McAnally, W.H., Mehta, A.J. (eds.), *Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes — Proceedings in Marine Science*, Elsevier, Amsterdam, 3: 19–39.
- McCave, I.N., 1984. Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 15 (1): 35-69.
- Mccave, I.N., Manighetti, B., Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size composition slicing parameters for paleocurrent speed and paleoceanography. *Paleoceanography*, 10: 593–610.
- McIntosh, J.C., Walter, L.M., Martini, A.M., 2002. PleisCOTene recharge to midcontinent basins: effects on salinity structure and microbial gas generation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66 (10): 1681-1700.
- Meade, R.H., 1966. Factors influencing early stages of compaction of clays and sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36 (4): 1085-1101.
- Means, W.D., Li, T., 2001. A laboratory simulation of fibrous veins: some first observations. *Journal of Structural Geology*, 23: 857–863.
- Medved, I., Cerny, R., 2013. Osmosis in porous media: a review of recent studies. *Microporous and mesoporous materials*, 170: 299-317.
- Méndez, V., Zappettini, E., Zanettini, J.C., 1995. *Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina*. Secretaría de Minería, *Publicación Especial*, Buenos Aires, 1-12.
- Meng, F., Fu, G., Butler, D., 2017. Cost-effective river water quality management using integrated real-time control technology. *Environmental science & technology*, 51 (17): 9876-9886.

- Mesri, G., Ullrich, C.R., Choi, Y.K., 1978. The rate of swelling of overconsolidated clays subjected to unloading. *Geotechnique*, 28: 281–307.
- Mhashhash, A., Bockelmann-Evans, B., Pan, S., 2018. Effect of hydrodynamics factors on sediment flocculation processes in estuaries. *Journal of Soils and Sediments*, 18 (10): 3094–3103.
- Michals, A.S., Bolger, J.C., 1962. Settling rate and sedimentation volumes of flocculated kaolin dispersions. *Industrial and Engineering Chemistry Fundamentals*, 1: 24–33.
- Mietta, F., Chassagne, C., Manning, A.J., Winterwerp, J.P., 2009. Influence of shear rate, organic matter content, pH and salinity on mud flocculation. *Ocean Dynamics*, 59 (5): 751–763.
- Mignard, S.L.A., Mulder, T., Martinez, P., Charlier, K., Rosignol, L., Garlan, T., 2017. Deep-sea terrigenous organic carbon transfer and accumulation: Impact of sea-level variations and sedimentation processes off the Ogooue River (Gabon): *Marine and Petroleum Geology*, 85, 35–53.
- Mikkelsen, O.A., 2002. Examples of spatial and temporal variations of some fine-grained suspended particle characteristics in two Danish coastal water bodies. *Oceanológica*, 25 (1): 39–49.
- Milliken, K.L., 1994. Cathodoluminescent textures and the origin of quartz silt in Oligocene mudrocks, south Texas. *Journal of Sedimentary Research*, 64: 567–571.
- Milliken, K.L., 2013. SEM-based cathodoluminescence imaging for discriminating quartz types in mudrocks: Unconventional Resources Technology Conference, no. 1582467.
- Milliken, K.L., 2014. A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 84: 1185–1199.
- Milliken, K.L., 2019. Compactional and mass-balance constraints inferred from the volume of quartz cementation in mudrocks, 33–48.
- Milliken, K.L., Day-Stirrat, R.J., 2013., Cementation in mudrocks: brief review with examples from cratonic basin mudrocks. En: Chatellier, J., Jarvie, D. (eds.), *Critical Assessment of Shale Resource Plays*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 103, p. 133–150.
- Milliken, K.L., Land, L.S., 1993. The origin and fate of silt-sized carbonate in subsurface Miocene-Oligocene mudrocks, South Texas Gulf Coast. *Sedimentology*, 40: 107–124.
- Milliken, K.L., Hayman, N.W., 2019. Mudrock components and the genesis of bulk rock properties: review of current advances and challenges. *Shale: Subsurface Science and Engineering*, 1–25.
- Milliken, K.L., Ezch, W.L., Reed, R.M., Zhang, T., 2012. Grain assemblages and strong diagenetic overprinting in siliceous mudrocks, Barnett Shale (Mississippian), Fort Worth Basin, Texas. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 96: 1553–1578.

- Milliken, K.L., Rudnicki, M., Awwiller, D.N., Zhang, T., 2013. Organic matter-hosted pore system, Marcellus formation (Devonian), Pennsylvania. *AAPG bulletin*, 97 (2): 177-200.
- Milliken, K. L., Ergene, S. M., Ozkan, A., 2016. Quartz types, authigenic and detrital, in the Upper Cretaceous Eagle Ford Formation, South Texas, USA. *Sedimentary Geology*, 339: 273–288.
- Minisini, D., Eldrett, J., Bergman, S.C., Forkner, R., 2017. Chronostratigraphic framework and depositional environments in the organic-rich, mudstone-dominated Eagle Ford Group, Texas, USA. *Sedimentology*, 65 (5): 1520-1557.
- Minisini, D., Desjardins, P., Otharán, G., Paz, M., Kietzmann, D., Eberli, G., Zavala, C., Simo, T., Macquaker J.H., Heine, C., 2020b. Sedimentology, depositional model, and implications for reservoir quality. En: Minisini, D., Fantin, M., Lanusse, I., Leanza, H.A. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*, AAPG Memoir 121, 201–236.
- Minisini, D., Fryklund, B., Gerali, F., Fantín, M., 2020a. The first economical unconventional play outside North America: Context, history, and “coopetition”. En: Minisini, D., Fantin, M., Lanusse, I., Leanza, H.A. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*: AAPG Memoir 120, 1-24.
- Mitchum, R.M., Uliana, M.A., 1982. Estratigrafía sísmica de las Formaciones Loma Montosa, Quintuco y Vaca Muerta, Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina, Argentina. 1° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, Buenos Aires, 439-484.
- Mitchum, R.M., Uliana, M.A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: Bero, B.R. Woolverton, D.G. (eds.), *Seismic Stratigraphy: An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoirs 39, 255-274.
- Mitchum, R.M. Jr., van Wagoner, J.C., 1990. High frequency sequences and eustatic cycles in the Gulf of Mexico basin: Gulf Coast Section SEPM 11th Annual Research conference, Houston, Texas, 257–267.
- Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: AAPG Memoir 26, 117–133.
- Modica, C.J., Lapierre, S.G., 2012. Estimation of kerogen porosity in source rocks as a function of thermal transformation: example from the mowry shale in the powder river basin of Wyoming. *Estimation of kerogen porosity as a function of thermal transformation*. AAPG Bull. 96 (1): 87–108.
- Molinares, C., Slatt, R., Sierra, R., 2016. Effect of anisotropy (lamination) on rock fracability for vertical transverse isotropic (VTI) unconventional reservoirs, a comparison between upper (Highstand system tract-HST) and middle (Transgressive system tract-TST) Woodford shale. SEG International Exposition and Annual Meeting, 485-489.

Moore, G.T., Hayashida, D.E., Ross, C.A., Jacobson, S.R., 1992. Paleoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 5: 113-150.

Mosquera, A., Ramos, V.A., 2005. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. 16° Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina, 193–202.

Mosquera A, Ramos VA., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay SM, Ramos VA, (eds), Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° lat). Geological Society of America, Special Paper, 407, 97–124.

Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V., Alarcón, M., Zubiri, M., 2011. La estructura de la Dorsal de Huinul. Congreso Geológico Argentino, 8: 385-397. San Luis.

Mozley, P.S., 1996. The internal structure of carbonate concretions in mudrocks: a critical evaluation of the conventional concentric model of concretion growth. *Sedimentary Geology*, 103(1-2), 85-91.

Mozley, P., Davis, J.M., 2005. Internal structure and mode of growth of elongate calcite concretions: Evidence for small-scale, microbially induced, chemical heterogeneity in groundwater. *Geological Society of America Bulletin*, 117: 1400–1412.

Mpodozis, C., Kay, S., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile* 17 (2): 153-180.

Mpodozis, C., Kay, S.M., 1992 Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran Batholiths (28°-31°S). *Geological Society of America Bulletin*, 104: 999-1014.

Mutti, E., Gulisano C.A., Legarreta, L., 1994. Anomalous systems tracts stacking patterns within third order depositional sequences (Jurassic-Cretaceous Back Arc Neuquén Basin, Argentine Andes). Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference, Tremp, 137-143.

Nasser, M.S., James, A.E., 2006a. Settling and sediment bed behaviour of kaolinite in aqueous media. *Separation and Purification Technology*, 51: 10–17.

Nasser, M.S., James, A.E., 2006b. The effect of polyacrylamide charge density and molecular weight on the flocculation and sedimentation behaviour of kaolinite dispersions *Separation and Purification Technology*, 52: 241–252.

Nasser, M. S., Twaiq, F.A., 2011. An experimental study of the relationship between settling flocs and eroded flocs of kaolinite in aqueous media. *Chemical Engineering Research and Design*, 89 (6): 768-776.

Nelson, R. A., 1985. *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*: Houston, Gulf Publishing, p. 320.

Nittrouer, C.A., 1999. STRATAFORM: overview of its design and synthesis of its results. *Marine Geology*, 154 (1-4): 3-12.

- Nozaki, T., Kato, Y., Suzuki, K., 2013, Late Jurassic Ocean anoxic event: Evidence from voluminous sulphide deposition and preservation in the Panthalassa: *Scientific Reports*, 3: 1-6.
- Nuhfer, E.B., 1981. Mudrock fabrics and their significance: discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 1027–1029.
- O'Brien, N.R., 1970. The fabric of shale-an electron- microscope study. *Sedimentology*, 15 (3-4): 229-246.
- O'Brien, N.R., Slatt, R.M., 1990. Argillaceous rock atlas. Springer-Verlag, New York, p. 141.
- Odom, I.E., 1967. Clay fabric and its relation to structural properties in mid-continent Pennsylvanian sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 37 (2): 610-623.
- Oertel, G., Curtis, C.D., 1972. Clay-ironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 2597–2606.
- Olarte, M.C., Ruge, J.C., 2020. Analysis of the relationship between water retention curve, particle size distribution and the pore size distribution in the characterization of a collapsible porous clay. *Respuestas*, 25 (1): 33-43.
- Orchuela, I.A., Ploszkiewicz, V., Viñes, R., 1981. Reinterpretación estructural de la denominada «Dorsal Neuquina». VIII Congreso Geológico Argentino. *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*, 281-293.
- Ortiz, A.C., Hryb, D.E., Martínez, J.R., Varela, R.A., 2016. Hydraulic fracture height estimation in an unconventional vertical well in the Vaca Muerta formation, Neuquén basin, Argentina, SPE Hydraulic Fracturing Technology Conference, Society of Petroleum Engineers, Texas, USA, SPE-179145-MS.
- Ortiz, A.C., Crousse, L., Bernhardt, C., Vallejo, D., Mosse, L., 2020. Reservoir properties: Mineralogy, porosity, and fluid types. En: Minisini, D., Fantin, M., Lanusse, I., Leanza, H.A. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*, AAPG Memoir 121, 329–350.
- Oschmann, W., 2000. Microbes in black shales. En: Riding, R.E., Awramik, S.M. (eds.), *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, 137–148.
- Otharón, G., 2020. Sedimentología y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiense) Cuenca Neuquina: el rol de los flujos de fango en la depositación de espesas sucesiones de lutitas. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca,
- Otharón, G. A., Zavala, C., Arcuri, M., Marchal, D., Köhler, G., Di Meglio, M., Zorzano, A., 2018. The role of fluid mud flows in the accumulation of organic-rich shales. The Upper Jurassic-Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 1-90.
- Otharón, G., Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Marchal, D., Köhler, G., 2020. Facies analysis of fine-grained deposits related to muddy underflows. *Vaca Muerta*

Formation (Tithonian-Valanginian), central Neuquen Basin, Argentina. *Andean Geology*, 47 (2): 384-417.

Ougier-Simonin, A., Renard, F., Boehm, C., Vidal-Gilbert, S., 2016. Microfracturing and microporosity in shales. *Earth-Science Reviews*, 162: 198-226.

Palacio J.P., Hryb D., González Tomassini F., 2018. Predicción de la distribución de beefs en la Formación Vaca Muerta. Un análisis integrado. XX Congreso de exploración y desarrollo e hidrocarburos, Mendoza, 1-11.

Parent H., Garrido A.C., Scherzinger A., Schweigert G. Fözy I., 2015. The Tithonian-Lower Valanginian stratigraphy and ammonite fauna of the Vaca Muerta Formation in Pampa Tril, Neuquén Basin, Argentina. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, 86: 1-96.

Parent, H., Garrido, A.C., Schweigert, G., Scherzinger, A., 2013. Andean Lower Tithonian (Picunleufuense Zone) ammonites and *Aptychus* from estancia María Juana, southern Neuquén Basin, Argentina. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, 83: 27-34.

Passey, Q.R., Creaney, S., Kulla, J.B., Moretti, F. J., Stroud, J.D., 1990. A practical model for organic richness from porosity and resistivity logs. *AAPG bulletin*, 74 (12): 1777-1794.

Passey, Q.R., Bohacs, K.M., Esch, W.L., Klimentidis, R., Sinha, S., 2010. From oil-prone source rock to gas-producing shale reservoir—geologic and petrophysical characterization of unconventional shale-gas reservoirs. *CPS/SPE International Oil and Gas Conference and Exhibition (URTeC)*, Beijing, China. SPE 131350, 1-29.

Parnell, J., Carey, P.F., 1995. Emplacement of bitumen (asphaltite) veins in the Neuquén Basin, Argentina: *AAPG bulletin*, 79: 1798-1815.

Payne, T.G., 1942. Stratigraphical analysis and environmental reconstruction. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, 26 (11): 1697-1770

Pepper, A.S., Corvi, P.J., 1995. Simple kinetic models of petroleum formation. Part 1: oil and gas generation from kerogen. *Marine and Petroleum Geology*, 12: 291-319.

Petrobras-GCS., 2015. Proyecto Vaca Muerta, Informe Final. Reporte interno de Petrobras (sin publicar), p. 295.

Pettijohn, F.E., 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York, p. 628.

Peterson, J.E., 1944. The effect of montmorillonitic and kaolinitic clays on the formation of platy structures. *Soil Science Society of America Proceedings*, 9 (C): 37-48.

Peterson, R., 1968. Rebound in the Bearpaw Shale, Western Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 69 (9): 1113-1124.

Petsch, S.T., Edwards, K.J., Eglinton, T.I., 2005. Microbial transformations of organic matter in black shales and implications for global biogeochemical cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219 (1-2): 157-170.

Philipp, T., Amann-Hildenbrand, A., Laurich, B., Desbois, G., Littke, R., Urai, J. L., 2017. The effect of microstructural heterogeneity on pore size distribution and permeability in

- Opalinus Clay (Mont Terri, Switzerland): insights from an integrated study of laboratory fluid flow and pore morphology from BIB-SEM images. Geological Society, London, Special Publications, 454 (1): 85-106.
- Pirsson, L.V., 1920. A Text-Book of Geology for Use in Universities: Physical Geology (Part 1), John Wiley & Sons, 2nd edition, New York, p. 283.
- Pitman, J.K., Price, L.C., LeFever, J.A., 2001, Diagenesis and fracture development in the Bakken Formation, Williston Basin: Implications for reservoir quality in the middle member: U.S. Geological Survey Professional Paper, 1653 (p. 19).
- Ploszkiewicz, J.V., Orchuela, I.A., Vailard, J.C., Viñes, R.F., 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huincul. Estructuras asociadas. Provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 2: 163-169.
- Pommer, M.E., Milliken, K.L., 2015. Pore types and pore-size distributions across thermal maturity, Eagle Ford Formation, South Texas. AAPG Bulletin, 99: 1713-1744.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., 1992. High-resolution sequence stratigraphy—The East Coulee Delta, Alberta: Journal of Sedimentology Petroleum, 62: 310-317.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Sequence stratigraphy: sequences and systems tract development. Canadian Society of Petroleum Geologists, Special Publications, Memoir 15, 571-572.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. AAPG bulletin, 76 (11): 1687-1709.
- Potter, P.E., Maynard, J.B., Pryor, W.A., 1980. Final report of special geological, geochemical, and petrological studies of the Devonian shales in the Appalachian Basin, Springer-Verlag, New York, p. 315.
- Potter, P.E., Maynard, J.B., Depetris, P.J., 2005. Mud and mudstones: Introduction and overview. Springer Science & Business Media, Alemania, p. 297.
- Price, N.J., 1966. Origin of Joints, Fault and Joint Development. Pergamon Press, Oxford, 126-141.
- Przywara, M., Howard, A., Hernandez, R., Brooks, D., 2011, Unconventional reservoir evaluation: focus on the Eagle Ford. Gulf Coast Association of Geological Societies United States, 61: 625-629.
- Puttiwongrak, A., Honda, H., Matsuoka, T., Yamada, Y., 2013. Compaction curve consideration of time and temperature effects for mudstones. Geotechnical Engineering Journal, 44 (1): 34-39.
- Pytte, A.M., Reynolds, R.C., 1989. The thermal transformation of smectite to illite. In Thermal history of sedimentary basins (Naeser, N.D.; McCulloh, T.H.; editors). Springer-Verlag, 133-140.
- Raiswell, R., 1971. The growth of Cambrian and Liassic concretions. Sedimentology, 17 (3-4): 147-171.

- Raiswell, R., 1988. Chemical model for the origin of minor limestone-shale cycles by anaerobic methane oxidation. *Geology*, 16 (7): 641-644.
- Raiswell, R., Fisher, Q.J., 2000. Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. *Journal of the Geological Society*, 157 (1): 239-251.
- Ramos, V.A., 1978. Estructura. VII^o Congreso Geológico Argentino, Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén, Buenos Aires, 99-118.
- Ramos, V.A., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, boletín, 182: 1-103.
- Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R., (ed.), *Geología Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29, 41-96.
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45: 2-25.
- Ramos, V.A., Alemán, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani, U.J., E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos, (eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31^o International Geological Congress, Río de Janeiro, 635-685.
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and Foreland deformation. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society of London, Special Publication, London, 15-35.
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2011. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and geothermal Research*, 201 (1-4): 53-64.
- Ramos, V.A., Folguera, A., García Morabito, E., 2011. Las provincias geológicas del Neuquén. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio 18^o Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 317-326.
- Ramos, V.A., Naipauer, M., Leanza, H.A., Sigismondi, M.E., 2020. The Vaca Muerta Formation of the Neuquén Basin: An Exceptional Setting along the Andean Continental Margin. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanusse Noguera, I., Leanza, H.A. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*. The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Tulsa, Oklahoma, USA, Memoir 121, 25-37.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1983. The techniques of modern structural geology: strain analyses (Vol. 1). Course Technology. New Jersey, p. 399.
- Rapela, C.W., Llambías, E.J., 1999. El magmatismo Gondwánico y los ciclos Fanerozoicos. *Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales*.

- Ratcliffe, K.T., Wright, A.M., Schmidt, K., 2012. Application of inorganic whole-rock geochemistry to shale resource plays: an example from the Eagle Ford Shale Formation, Texas. *The Sedimentary Record*: 10 (2): 4-9.
- Ravier, E., Martinez, M., Pellenard, P., Zanella, A., Tupinier, L., 2020. The milankovitch fingerprint on the distribution and thickness of bedding-parallel veins (beef) in source rocks. *Marine and Petroleum Geology* 122: 104643.
- Reijenstein, H.M., Posamentier, H.W., Bande, A., Lozano, F.A., Dominguez, R.F., Wilson, R., Catuneanu, O., Galeazzi, S., 2020. Seismic geomorphology, depositional elements, and clinoform sedimentary processes: Impact on unconventional reservoir prediction. En: Minisini, D., Fantin, M., Lanusse, I., Leanza, H.A. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*, AAPG Memoir 121, 237–266.
- Reitner, J., Peckmann, J., Blumenberg, M., Michaelis, W., Reimer, A., Thiel, V., 2005. Concretionary methane-seep carbonates and associated microbial communities in Black Sea sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 227 (1-3): 18-30.
- Rezaee, R., 2015. *Fundamentals of Gas Shale Reservoirs*. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken.
- Riccardi, A.C., 1984. Las asociaciones de amonites del Jurásico y Cretácico de la Argentina. IX^o Congreso Geológico Argentino, 4: 559-595.
- Riavitz, L., 2015. El futuro de la energía en la Argentina: alternativas. En: Riavitz, L., Stinco, L., Caligari, R., Hirschfeldt, M., Hernández, M., Sarandón, R., Bronstein, V. (eds.). *Recursos hidrocarburíferos no convencionales shale y el desarrollo energético de la Argentina: caracterización, oportunidades, desafíos*. Buenos Aires. 1^a Ed. EUDEBA, p. 430.
- Riccardi, A.C., 1988. The Cretaceous System of southern South America. *Geological Society of America, Memoir*, 168: 1-161.
- 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., Gulisano, C. 1992. Unidades limitadas por discontinuidades: su aplicación al Jurásico Andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 346-364.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S., Manceñido, M. y Ballent, S. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 3. Bioestratigrafía. En: Caminos R. (ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, 29 (24): 419-432.
- Riccardi, A.C., Leanza, H.A., Damborenea, S., Manceñido, M., Ballent, S., Zeiss, A. 2000. Marine Mesozoic Biostratigraphy of the Neuquén Basin. 31^o Internacional Geological Congress, Hannover, 1: 103-108.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S., Manceñido, M., Leanza, H., 2011. Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia*

del Neuquén. 18^o Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Neuquén, Relatorio 38: 441-464.

Rickman, R., Mullen, M., Grieser, B., Kundert, D., 2008. A practical use of shale petrophysics for stimulation design optimization: All shale plays are not clones of the Barnett shale. SPE, annual technical conference and exhibition, 115258 (p. 11).

Rimstidt, J.D., Chermak, J.A., Schreiber, M.E., 2017. Processes that control mineral and element abundances in shales. *Earth-Science Reviews*, 171: 383-399.

Roberts, H.H., 2001. Fluid and gas expulsion on the northern Gulf of Mexico continental slope: mud-prone to mineral-prone responses. *American Geophysical Union Monograph*, 124: 145-161.

Rodrigues, N., Cobbold, P.R., Loseth, H., Ruffet, G., 2009. Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression. *Journal of the Geological Society*, 166 (4): 695-709.

Rodríguez, M.F., 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico tardío-Paleógeno temprano) en la Cuenca Neuquina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 245-264.

Rodríguez Blanco, L., 2016. Distribution and source of carbonate-rich intervals within the Vaca Muerta-Quintuco mixed system, Neuquén Basin, Argentina. PhD Thesis, University of Miami, p. 622.

Rodríguez Blanco, L., Eberli, G., Weger, R., 2016. Distribution and Source of Carbonate-Rich Intervals within the Vaca Muerta-Quintuco Mixed System, Neuquén Basin, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán, 135-138.

Rodríguez Blanco, L., Eberli, G.P., Weger, R.J., 2017. Distribution and source of carbonate-rich intervals within the Vaca Muerta Formation. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Argentina, 135-138.

Rodríguez Blanco, L., Eberli, G.P., Weger, R.J., McNeill, D.F., Swart, P.K., 2022. Quantifying concretion distribution in shales of the Vaca Muerta-Quintuco system, Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 106 (2): 409-436.

Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Valcarce, G.Z., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Ramos, V.A., 2010. Neogene to Quaternary extensional reactivation of a fold and thrust belt: the Agrio belt in the Southern Central Andes and its relation to the Loncopué trough (38-39 S). *Tectonophysics*, 492(1-4), 279-294.

Romero-Sarmiento, M.F., Ramiro-Ramirez, S., Berthe, G., Fleury, M., Littke, R., 2017. Geochemical and petrophysical source rock characterization of the Vaca Muerta Formation, Argentina: Implications for unconventional petroleum resource estimations. *International Journal of Coal Geology*, 184: 27-41.

Rosenqvist, I.T., 1966. Norwegian research into the properties of quick clay-a review. *Engineering Geology*, 1 (6): 445-450.

- Russell, A.D., 2003. Lethal effects of heat on bacterial physiology and structure. *Science progress*, 86 (1-2): 115-137.
- Rutter, E., Mecklenburgh, J., Taylor, K., 2017. Geomechanical and petrophysical properties of mudrocks: introduction. Geological Society, London, Special Publications, 454 (1): 1-13.
- Rybacki, E., Reinicke, A., Meier, T., Makasi, M., Dresen, G., 2015. What controls the mechanical properties of shale rocks? – Part I: Strength and Young's modulus. *Journal of Petroleum Science*, 135: 702–722.
- Rybacki, E., Meier, T., Dresen, G., 2016. What controls the mechanical properties of shale rocks? – Part II: Brittleness. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 144: 39-58.
- Sagasti, G., Foster, M., Hryb, D., Ortiz, A., Lazzari, V., 2014. Understanding geological heterogeneity to customize field development: An example from the Vaca Muerta unconventional play, Argentina, Unconventional Resources Technology Conference (URTeC), Society of Exploration Geophysicists, American Association of Petroleum Geologists, Society of Petroleum Engineers, Denver, Colorado, 797-816.
- Sales, T., Giusiano, A., Schmidt, N.G., Alonso, J.C., Muñoz, O., 2014. Controles estratigráficos sobre propiedades de la roca en los shales de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Provincia de Neuquén. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 427-446.
- Sarout, J., Guéguen, Y., 2008. Anisotropy of elastic wave velocities in deformed shales: part 2-modeling results. *Geophysics*, 73, D91–D103.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A. y Castro, C.E., 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 48-69.
- Sattler, F., Domínguez, R.F., Fantín, M., Desjardins, P., Reijenstein, H., Bande, A., Liberman, A., Nielsen, O., Santiago, M., Marchal, D., 2016. Anexotran 1 and 2, En: González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L., Domínguez R.F. (eds.), *Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta*. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas (IAPG), Buenos Aires, p. 244.
- Sayers C.M., 1994. The elastic anisotropy of shales. *Journal of Geophysical Research*, B 99: 767–774.
- Sayers, C.M., 2005. Seismic anisotropy of shales: *Geophysical Prospecting*, 53: 667–676.
- Sayers, C.M., 2013. The effect of kerogen on the AVO response of organic-rich shales. *The Leading Edge*, 32 (12): 1514-1519.
- Scasso, R.A., Alonso, M.S., Lanés, S., Villar, H.J., 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.

- Scasso, R.A., Alonso, M.S., Lane's, S., Villar, H.J., Laffitte, G., 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone–marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, 252: 207–229.
- Schieber, J., 1998. Sedimentary features indicating erosion, condensation, and hiatuses in the Chattanooga Shale of central Tennessee; relevance for sedimentary and stratigraphic evolution. En: Schieber, J., Zimmerle, W., Sethi, P., (eds.), *Mudstones and Shales, vol. 1, Characteristics at the Basin Studies, Sedimentology and Paleontology*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 187-215.
- Schieber, J., 1999. Distribution and deposition of mudstone facies in the Upper Devonian Sonyea Group of New York. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 909–925.
- Schieber, J., 2003. Simple gifts and buried treasures-implications of finding bioturbation and erosion surfaces in black shales. *The Sedimentary Record*, 1 (2): 4-8.
- Schieber, J., 2011a. Reverse engineering mother nature: shale sedimentology from an experimental perspective: *Sedimentary Geology*, 238: 1–22.
- Schieber, J., 2011b. Marcasite in black shales—a mineral proxy for oxygenated bottom waters and intermittent oxidation of carbonaceous muds. *Journal of Sedimentary Research*, 81: 447–458.
- Schieber, J., 2016. Mud-redistribution in epicontinental basins - Exploring likely processes. *Marine and Petroleum Geology*, 71, 119-133.
- Schieber, J., Baird, G., 2001. On the origin and significance of pyrite spheres in Devonian black shales of North America. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 155–166.
- Schieber, J., Riciputi, L., 2004. Pyrite ooids in Devonian black shales record intermittent sea-level drop and shallow-water conditions. *Geology*, 32: 305–308.
- Schieber, J., Southard, J.B., 2009. Bedload transport of mud by floccule ripples Direct observation of ripple migration processes and their implications. *Geology*, 37 (6): 483–486.
- Schieber, J., Yawar, Z., 2009. A new twist on mud deposition: mud ripples in experiment and rock record. *The Sedimentary Record*, 7 (2): 4–8.
- Schieber, J., Krinsley, D., Riciputi, L., 2000. Diagenetic origin of quartz silt in mudstones and implications for silica cycling. *Nature*, 406, 981– 985.
- Schieber, J., Southard, J.B., Thaisen, K.G., 2007. Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. *Sciences*, 318 (5857): 1760-1763.
- Schieber, J., Southard, J.B., Schimmelmann, A., 2010. Lenticular shale fabrics resulting from intermittent erosion of water-rich muds: interpreting the rock record in the light of recent flume experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 80 (1): 119-128.
- Schieber, J., Southard, J.B., Kissling, P., Rossman, B., Ginsburg, R., 2013. Experimental deposition of carbonate mud from moving suspensions: importance of flocculation and

implications for modern and ancient carbonate mud deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 83 (11): 1025-1031.

Schlanger, S.O., Douglas, R.G. 1974. The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. *Pelagic Sediments*, 117-148.

Schlanger, S.O., Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Scholle, P.A., 1987. The Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine delta (super 13) C excursion. En: Brooks, J., Fleet, A.J., (eds.), *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society of London, Special Publication 26: 371–399.

Schlegel, M.E., McIntosh, J.C., Bates, B.L., Kirk, M.F., Martini, A.M., 2011. Comparison of fluid geochemistry and microbiology of multiple organic-rich reservoirs in the Illinois Basin, USA: evidence for controls on methanogenesis and microbial transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75 (7): 1903-1919.

Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology*, 9: 41-43.

Schneider, J., Flemings, P.B., Day-Stirrat, R.J., Germaine, J.T., 2011. Insights into pore-scale controls on mudstone permeability through resedimentation experiments. *Geology*, 39 (11): 1011–1014.

Schwarz, H.U., 1975, Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates (Lower Muschelkalk, Middle Triassic, Southwestern, Germany): *Contributions to Sedimentology*, (3): 1–100.

Schwarz, E., Spalletti, L.A., Howell, J.A., 2006. Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 53: 55-81.

Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 131-144.

Scott, P.P., Bearden, W.G., Howard, G.C., 1953. Rock rupture as affected by fluid properties. *Journal of Petroleum Technology*, 5(04), 111-124.

Selley, R.C., 1988. *Applied Sedimentology*, Academic Press, London.

Selles-Martinez, J., 1996. Concretion morphology, classification and genesis. *EarthScience Reviews*, 41 (3): 177-210.

Sethi, P., Schieber, J., 1998. Economic aspects of shales, an overview. En: Schieber, J., Zimmerle, W., Sethi, P.S. (eds.), *Shales and mudstones, Volume 2: Petrography, petrophysics, geochemistry, and economic geology*. Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 237–253.

Shen, L., Chen, Z., 2007. Critical review of the impact of tortuosity on diffusion. *Chemical Engineering Science*, 62 (14): 3748-3755.

- Shock, E.L., Boyd, E.S., 2015. Principles of geobiochemistry. *Elements*, 11: 395–401.
- Sintubin, M. 1994. Clay fabrics in relation to the burial history of shales. *Sedimentology*, 41 (6): 1161-1169.
- Sibson, R.H., 2003. Brittle-failure controls on maximum sustainable overpressure in different tectonic regimes. *AAPG bulletin*, 87 (6): 901-908.
- Silvestro, J., Zubiri, M., 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S)-Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (1): 49-64.
- Slatt, R.M., Abousleiman, Y., 2011, Merging sequence stratigraphy and geomechanics for unconventional gas shales. *The Leading Edge*, 30: 274–282.
- Slatt, R.M., O'Brien, N.R., 2011. Pore types in the Barnett and Woodford gas shales: Contribution to understanding gas storage and migration pathways in fine-grained rocks. *AAPG Bulletin*, 95: 2017–2030.
- Slatt, R.M., O'Brien, N.R., 2014, Variations in shale pore types and their measurement. *Unconventional Resources Technology Conference*, Denver, 1181-1187.
- Soeder, D.J., 1988. Porosity and permeability of eastern Devonian gas shale. PE formation evaluation, 3 (01): 116-124.
- Sondergeld, C.H., Ambrose, R.J., Rai, C.S., Moncrieff, J., 2010. Microstructural studies of gas shales: Society of Petroleum Engineers Unconventional Gas Conference, Pittsburgh, Pennsylvania, February 23–25, 2010, SPE 131771.
- Somero, G.N., 1995. Proteins and temperature. *Annual review of physiology*, 57(1): 43-68.
- Sone, H., Zoback, M.D., 2013. Mechanical properties of shale-gas reservoir rocks-Part 1: Static and dynamic elastic properties and anisotropy. *Geophysics*, 78 (5): D381-D392.
- Sosa Massaro, A., 2019. Estudio geomecánico regional de la formación Vaca Muerta y su aplicación a los reservorios no convencionales del tipo shale oil/gas. Thesis doctoral, Instituto Tecnológico de Buenos Aires, p. 289.
- Sosa Massaro, A., Frydman, M., Barredo, S., 2018. Estratigrafía mecánica de detalle aplicada al modelado geomecánico elástico anisotrópico en la Formación Vaca Muerta, 1-11.
- Spacapan, J.B., Comerio, M., Brisson, I., Rocha, E., Cipollone, M., Hidalgo, J.C., 2021. Integrated source rock evaluation along the maturation gradient. Application to the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin of Argentina. *Basin Research*, 33 (6): 3183-3211.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2007. Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 14 (2): 85-104.
- Spalletti, L.A., Gasparini, Z., Veiga, G., Schwarz, E., Fernández, M., Matheos, S., 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., Schwarz, E., 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate–siliciclastic ramp; the Tithonian– Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 157: 433–446.

Spalletti, L.A., Veiga, G.A., Schwarz, E., Franzese, J., 2008. Depósitos de flujos gravitacionales subácueos de sedimentos en el flanco activo de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico temprano. *Revista de la Asociación Argentina*, 63 (3): 442-453.

Spalletti, L.A., Schwarz, E., Veiga, G.D., 2014. Geoquímica inorgánica como indicador de procedencia y ambiente sedimentario en sucesiones de lutitas negras: los depósitos transgresivos titonianos (Formación Vaca Muerta) de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean geology*, 41 (2): 401-435.

Spalletti, L.A., Remírez, M.N., Sagasti, G., 2019. Geochemistry of aggradational-Progradational sequence sets of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Vaca Muerta shales (Añelo area, Neuquén Basin, Argentina): Relation to changes in accommodation and marine anoxia. *Journal of South American Earth Sciences*, 93: 495-509.

Spears, D.A., 1976. The fissility of some Carboniferous shales. *Sedimentology*, 23 (5): 721-725.

Spears, D.A., 1980. Towards a classification of shales. *Geological Society of London*, 137: 125–129.

Spencer, C.W., 1987. Hydrocarbon generation as a mechanism for overpressuring in the Rocky Mountain region. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 71: 368–388.

Stephenson, M., 2015. *Shale gas and fracking: The science behind the controversy*. Elsevier, p. 170.

Stetten, E., Baudin, F., Reyss, J.L., Martinez, P., Charlier, K., Schnyder, J., Rabouille, C., Dennielou, B., Coston-Guarini, J., Pruski, A., 2015. Organic matter characterization and distribution in sediments of the terminal lobes of the Congo deep-sea fan: Evidence for the direct influence of the Congo River: *Marine Geology*, 369, 182–195.

Stinco, L.P., Barredo, S.P., 2014. Vaca Muerta Formation: An example of shale heterogeneities controlling hydrocarbon accumulations. *Unconventional Resources Technology Conference (URTeC)*. American Association of Petroleum Geologists, Denver.

Stinco, L., 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. *II Congreso de Hidrocarburos, IAPG*, Buenos Aires, Argentina, 18-30.

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., F. Rodrigo., 1970a. El diastrofismo Jurásico en Argentina y Chile. *IVº Jornadas Geológicas Argentinas*, Buenos Aires, 2: 353-368.

- Stipanovic, P.N., F. Rodrigo., 1970b. El diastrofismo Eo- y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los Movimientos Jurásicos de la Patagonia. IV^º Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, 2: 337-352.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Bauliés, O.L., Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 67-98.
- Suarez-Rivera, R., Von Gontert, W.D., Graham, J., Ali, S., Degenhardt, J., Jegadeesan, A., 2016. Optimizing lateral landing depth for improved well production. In *Unconventional Resources Technology Conference*, No. 4, San Antonio, Texas. Proceedings: URTeC-2460515.
- Suero, T., 1951. Descripción Geológica de la Hoja 36c, Cerro Lotena. Dirección Nacional de Minería.
- Suopajärvi, T., 2015. Functionalized nanocelluloses in wastewater treatment applications. Tesis doctoral, University of Oulu, Finland, p. 74.
- Suppe, J., 1985. *Joints, Principles of Structural Geology*. Prentice-Hall, London, 169–208.
- Sylwan, C.A., 2014. Source rock properties of Vaca Muerta Formation, Neuquina Basin, Argentina. 9^º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Recursos No Convencionales: Ampliando el Horizonte Energético, 365-386.
- Taber, S., 1916. The growth of crystals under external pressure. *American Journal of Science*, 41 (246): 532-556.
- Tang, F.H.M., 2016. Microbiological modulation of suspended particulate matter dynamics: A study of biological flocculation in nutrient-enriched waters. Tesis doctoral, University of Sydney, Australia, p. 136.
- Tan, X., Hu, L., Reed, A.H., Furukawa, Y., Zhang, G., 2014. Flocculation and particle size analysis of expansive clay sediments affected by biological, chemical, and hydrodynamic factors. *Ocean Dynamics*, 64 (1): 143-157.
- Taylor, K.G., Macquaker, J.H.S., 2014. Diagenetic alterations in a silt- and clay-rich mudstone succession: An example from the Upper Cretaceous Mancos Shale of Utah, USA. *Clay Minerals*, 49, 213–227.
- Tenaglia, M., Blanco, L.R., Sanchez, L.E.R., Eberli, G.P., Weger, R.J., Swart, P., 2016. Stratigraphic distribution of source rock intervals in the Vaca Muerta Formation. AAPG Annual Convention and Exhibition. Calgary, Alberta, Canada.
- Tesi, T., Asioli, A., Minisini, D., Maselli, V., Dalla Valle, G., Gamberi, F., Langone, L., 2017. Large-scale response of the Eastern Mediterranean thermohaline circulation to African monsoon intensification during sapropel S1 formation: *Quaternary Science Reviews*, 159, 139–154.
- Thomsen, L., 1986. Weak elastic anisotropy: *Geophysics*, 51: 1954–1966.

- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1978. *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer-Verlag, Berlin, p. 538.
- Tissot, B., Durand, B., Espitalie, J., Combaz, A., 1974. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. *Aapg Bulletin*, 58 (3): 499-506.
- Tobin, K.J., Walker, K.R., Steinhilber, D.M., Mora, C.I., 1996. Fibrous calcite from the Ordovician of Tennessee: preservation of marine oxygen isotopic composition and its implications. *Sedimentology*, 43 (2): 235-251.
- Tombacz, E., Szekeres, M., 2004. Colloidal behaviour of aqueous montmorillonite suspensions: the specific role of pH in the presence of indifferent electrolytes. *Applied Clay Science*, 27(1-2): 75-94.
- Tombacz, E., Szekeres, M., 2006. Surface charge of kaolinite in aqueous suspension in comparison with montmorillonite. *Applied Clay Science*, 34 (1-4): 105-124
- Tourtletot, H.A., 1960. Origin and use of the word "shale". *American Journal of Science*, 258, 335-343.
- Tran, D., Strom, K., 2017. Suspended clays and silts: Are they independent or dependent fractions when it comes to settling in a turbulent suspension? *Continental Shelf Research*, 138: 81-94.
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical geology*, 232 (1-2): 12-32.
- Tunik, M.A., Pazos, P.J., Impicini, A., Lazo, D., Aguirre-Urreta, M.B., 2009. Dolomitized tidal cycles in the Agua de la Mula member of the Agrio formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 16 (1): 29-43.
- Tunik, M., Folguera, M., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489: 258-273.
- Twenhofel, W.H., 1936. Terminology of the finegrained mechanical sediments. *National Research Council, Division of Geology and Geography*, 5: 81-104
- Twenhofel, W.H., 1939. Environments of origin of black shales. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, 28 (8): 1178-1198.
- Tyson R.V., Pearson T.H., 1991. Modern and ancient shelf anoxia: an overview in Tyson R.V. and Pearson T.H., Eds., *Modern and ancient shelf anoxia*. Geological Society, London, Special Publications, 58 (1): 1-24.
- Tyson, R.V., Wilson, R.C.L., Downie, C., 1979. A stratified water column environmental model for the type Kimmeridge Clay. *Nature*, 227: 377- 380.
- Ukar, E., Lopez, R.G., Laubach, S.E., Gale, J.F., Manceda, R., Marrett, R., 2017. Microfractures in bed-parallel veins (beef) as predictors of vertical macrofractures in shale:

Vaca Muerta Formation, Agrio Fold-and-Thrust Belt, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 152-169.

Ukar, E., Lopez, R.G., Gale, J.F., Laubach, S. E., Manceda, R., 2017. New type of kinematic indicator in bed-parallel veins, Late Jurassic–Early Cretaceous Vaca Muerta Formation, Argentina: EW shortening during Late Cretaceous vein opening. *Journal of Structural Geology*, 104: 31-47.

Ukar, E., Laubach, S.E., Hooker, J.N., 2019. Outcrops as guides to subsurface natural fractures: Example from the Nikanassin Formation tight-gas sandstone, Grande Cache, Alberta foothills, *Marine and Petroleum Geology*, 103: 255–275.

Ukar, E., Gale, J.F., Fall, A., López, R.G., Hryb, D., Manceda, R., Brisson, I., Hernandez-Bilbao, E., Weger, R.J., Marchal, D., Zanella, A., Cobbold, P.R., 2020. Natural fractures: From core and outcrop observations to subsurface models. En: Minisini, D., Fantin, M., Lanusse, I., Leanza, H.A. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*, AAPG Memoir 121, 377–416.

Udden, J.A., 1914. The mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America*, 25: 655-744.

Uliana, M., Biddle, K., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista brasileira de geociências*, 18 (2): 172-190.

Uliana, M.A., Dellapé, D.A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiano-eoter terciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 3: 673-711.

Uliana, M., Dellapé, D., Pando, G., 1975; Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico Inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina). II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires, 177-196.

Uliana, M.A., 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., Legarreta L., Laffitte G.A., Villar, H., 1999. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras en las cuencas petrolíferas de Argentina. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Buenos Aires, 1: 1-91.

Urien, C.M., Zambrano, J.J., 1994. Petroleum systems in the Neuquén Basin, Argentina. En: Magoon, L.B., Dow, W.G. (eds.), *The Petroleum System—From Source to Trap*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 60, 513–534.

U.S. Geological Survey (USGS), 2004. North American Geologic-Map Data Model Science Language Technical Team Report on progress to develop a North American science-language standard for digital geologic-map databases; Appendix C1—sedimentary materials: science language for their classification, description, and interpretation in digital geologic-map databases; version 1.0 En: Soller, D.R. (ed.), *Digital mapping techniques'04—workshop proceedings*. U.S. Geological Survey open-file report 2004-1451, p. 595.

- Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 3. Relative changes of sea level from Coastal Onlap: section 2. Application of seismic reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation, 63-81.
- Valcarce, G.Z., Zapata, T., del Pino, D., Ansa, A., 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En: Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat), (Kay, S.M., Ramos, V.A., eds.). Geological Society of America. Geological Society of America, 406: 125-145.
- van der Lee, W.T.B., 2000. Temporal variation of flocs size and settling velocity in the Dollard estuary. *Continental Shelf Research*, 20 (12-13): 1495-1511.
- Van der Leeden, F., Troise, F.L., Todd D.K., 1990. *The Water Encyclopedia*, 2nd edition. Lewis, Chelsea, Michigan, p. 808.
- Van Hise, C.R., 1896. Deformation of Rocks: IV. Cleavage and Fissility (Continued), Joints, Faults, AuCOTlastic Rocks. *The Journal of Geology*, 4 (5): 593-629.
- van Leussen, W., 1994. Estuarine Macroflocs: Their Role in Fine-grained Sediment Transport. Tesis doctoral, University of Utrecht, p. 488.
- Van Olphen, H., 1963. *An Introduction to Clay Colloid Chemistry*. Interscience-Wiley, New York, p. 301.
- van Oort, E., 2003. On the physical and chemical stability of shales. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 38 (3-4): 213-235.
- Vanorio, T., Mukerji, T., Mavko, G., 2008. Emerging methodologies to characterize the rock physics properties of organic-rich shales. *The Leading Edge*, 27 (6): 780-787.
- Vasseur, G., Djeran-Maigre, I., Rousset, G., Tessier, D., Velde, B., 1995. Evolution of structural and physical parameters of clays during experimental compaction. *Marine and petroleum geology*, 12 (8): 941-954.
- Vega, B., Ross, C.M., Kovsky, A.R., 2015. Imaging-based characterization of calcite-filled fractures and porosity in shales. *Spe Journal*, 20 (04): 810-823.
- Veiga G.D., Spalletti, L.A., 2007. The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial/aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*, 11: 286-302.
- Velde, B., 1996. Compaction trends of clay-rich deep-sea sediments. *Marine Geology*, 133 (3-4): 193-201.
- Vennari, V., Lescano, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Fantin, M., Vallejo, D., Depine, G., Sagasti, F., Ambrosio, A., 2017. Avances en la Bioestratigrafía de Alta Resolución de la Formación Vaca Muerta: Amonites y Nanofosiles Calcáreos Integrando Datos de Subsuelo y de Afloramientos. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, 168-172.

- Ver Straeten, C.A., Brett, C.E., Sageman, B.B., 2011. Mudrock sequence stratigraphy: a multi-proxy (sedimentological, paleobiological and geochemical) approach, Devonian Appalachian Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304 (1-2): 54-73.
- Verney, R., Lafite, R., Brun-Cottan, J.C., 2009. Flocculation potential of estuarine particles: The importance of environmental factors and of the spatial and seasonal variability of suspended particulate matter. *Estuaries and Coasts*, 32 (4): 678-693.
- Vergani, G.D., 2005. Control estructural de la sedimentación jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, cuenca Neuquina, Argentina. Modelo de falla lítrica rampa-plano, invertida. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 1 (1): 32-42.
- 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: 1703-1706.
- Vernik, L., 1994. Hydrocarbon-generation-induced microcracking of source rocks. *Geophysics*, 59: 555-563.
- Vernik, L., Milovac, J., 2011. Rock physics of organic shales. *The leading edge*, 30 (3): 318-323.
- Vernik, L., Liu, X., 1997, Velocity anisotropy in shales: A petrophysical study: *Geophysics*, 62: 521-532.
- Villar, H.J., Barcat, C., Talukdar, S., Dow, W.G., 1993. Facies generadora de hidrocarburos, correlación petróleo-roca madre y sistema petrolero en el área sudoriental del Engolfamiento Neuquino: 12° Congreso Geológico Argentino and 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, vol. I, Mendoza, Argentina, 382-394.
- Villar, H.J., Legarreta, L., Cruz, C.E., Laffitte, G.A., Vergani, G.D., 2005. Los cinco sistemas petroleros en el sector sudeste de la Cuenca Neuquina, in G. A. Chebli, J. S. Cortinas, L. Spalletti, L. Legarreta, and E. L. Vallejo, eds.: *Definición geoquímica y comparación a lo largo de una transecta de 150 km*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, 3: 50-67.
- Vine, J. D., Tourtelot, E.B., 1970. Geochemistry of black shale deposits; a summary report, *Economic Geology*, 65 (3):253-272.
- Volkheimer W., Rauhut O.W.M., Quattrocchio M.E, Martinez M.A., 2008. Jurassic paleoclimates in Argentina, a review. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 549-556.
- Waldron, P.J., Petsch, S.T., Martini, A.M., Nüsslein, K., 2007. Salinity constraints on subsurface archaeal diversity and methanogenesis in sedimentary rock rich in organic matter. *Applied and environmental microbiology*, 73 (13): 4171-4179.

- Wang, Q., 2016. Characterization of bedding-parallel fractures in shale: Morphology, size distribution and spatial organization, Tesis de máster, The University of Texas at Austin, p. 282.
- Wang, X.H., Andutta, F.P., 2013. Sediment transport dynamics in ports, estuaries and other coastal environments. *Sediment Transport Processes and Their Modelling Applications*, 3-35.
- Wang, F.P., Gale, J.F.W., 2009. Screening criteria for shale-gas systems. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 59: 779–793.
- Wang, M., Chen, Y., Song, G., Steele-MacInnis, M., Liu, G., Wang, X., Zhang, X., Zhao, Z., Liu, W., Zhang, H., Zhou, Z., 2018. Formation of bedding-parallel, fibrous calcite veins in laminated source rocks of the Eocene Dongying Depression: A growth model based on petrographic observations: *International Journal of Coal Geology*, 200: 18-35.
- Warpinski, N.R., Teufel, L.W., 1989. A Viscoelastic Constitutive Model for Determining in-Situ stress magnitudes from anelastic strain recovery of core. *SPE production engineering* 4, (3): 272-280.
- Wavrek, D.A., Collister, J.W., Quick, J.C., Allen, R.B., 1996. Petroleum systems charged by the Vaca Muerta (Tithonian) Formation: Neuquen basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 80(CONF-9609255-).
- Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. *Memoir University of Washington, Seattle*, 1: 1-469.
- Weaver, C.E., 1989. *Clays, muds, and shales*. Elsevier, Netherlands, p. 819.
- Weger, R.J., Murray, S.T., McNeil, D.F., 2017. Clumped isotope paleothermometry of calcite beef in the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin: 20° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Argentina, 7–11 August, Simposio Geología de la Formación Vaca Muerta, 185–190.
- Weger, R.J., Murray, S.T., McNeill, D.F., Swart, P.K., Eberli, G.P., Rodriguez Blanco, L., Tenaglia, M., Rueda, L.E., 2019. Paleothermometry and distribution of calcite beef in the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 103 (4): 931-950.
- Weller, J.M., 1930. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. *The Journal of Geology*, 38 (2): 97-135.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30: 377-392.
- Westphal, H., Head, M.J., Munnecke, A., 2000. Differential diagenesis of rhythmic limestone alternations supported by palynological evidence. *Journal of Sedimentary Research*, 70 (3): 715-725.
- Whelan T., Coleman J.M., Suhayda J.N., 1975. The geochemistry of recent Mississippi River Delta sediments: Gas concentration and sediment stability. *Offshore Technology Conference*, 2342: 71–77.

Wheatland, J.A., Spencer, K.L., Droppo, I.G., Carr, S.J., Bushby, A.J., 2020. Development of novel 2D and 3D correlative microscopy to characterise the composition and multiscale structure of suspended sediment aggregates. *Continental Shelf Research*, 200, 104112.

White, W.A., 1961. Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 31 (4): 560-570.

Wilkins, A.D., 2014. Terminology and the classification of fine-grained sedimentary rocks: is there a difference between a claystone, a mudstone and a shale. Department of Geology and Petroleum Geology, University of Aberdeen www.abdn.ac.uk/tacs/home/documents/Terminology.

Wilson, J.L., 1967. Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, (7): 805-818.

Windhausen, A., 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco). *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología y Mineralogía*, 10 (1): 1-13.

Winkler M.K.H., Bassin J.P., Kleerebezem, R., van der Lans, R.G.J., van Loodrech, M.C.M, 2012. Temperature and salt effects on settling velocity in granular sludge technology. *Water Research*, 46(16): 3897-3902.

Winterwerp, J.C., Van Kesteren, W.G., 2004. Introduction to the Physics of Cohesive Sediment Dynamics In the Marine Environment. Elsevier, The Netherlands, p. 505.

Woodland, B.G., 1984. Fabric of the clastic component of Carboniferous concretions and their enclosing matrix. En: Belt, E.S., Macqueen, R.W. (eds.), *Neuvieme Congres International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifere*, 3: Washington and Champaign-Urbana. Southern Illinois University Press, Carbondale and Edwardsville, Illinois, 694 – 701.

Wright, V.P., 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76: 177-185.

Wright, H.M., Roberts, J.J., Cashman, K.V., 2006. Permeability of anisotropic tube pumice: Model calculations and measurements. *Geophysical research letters*, 33 (17).

Xing, P., Suárez-Rivera, R., Dontsov, E., 2020. Induced fracturing during Coring and core retrieval in unconventional reservoirs. In *US Rock Mechanics/ Geomechanics Symposium*, No. 54. American Rock Mechanics Association (ARMA) 20-1970.

Yang, Y., Aplin, A.C., 2010, A permeability–porosity relationship for mudstones: *Marine and Petroleum Geology*, 27, 8, 1692–1697.

Yang, Y., Sone, H., Hows, A., Zoback, M.D., 2013. Comparison of brittleness indices in organic-rich shale formations. *ARMA* 13–403 (p. 7).

Yawar, Z., Schieber, J., 2017. On the origin of silt laminae in laminated shales. *Sedimentary Geology*, 360: 22-34.

- Ye, L., Manning, A.J., Hsu T.J., 2020. Oil-mineral flocculation and settling velocity in saline water. *Water Research*, 173: 115569.
- Ye, S.J., Rabiller, P.A., 2000. New tool for electro facies analysis: MRGC multiresolution graph-based clustering. 41st Annual SPWLA Symposium.
- Yin, H., 2013. Size kinetics and mechanics of clay-biopolymer Floccs. Tesis doctoral, Louisiana State University, United States, p. 144.
- Yrigoyen, M.R. 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (ed.). *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 345–364.
- Yrigoyen, M.R., 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C.M. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, segundo Simposio I, 651–694.
- Yrigoyen, M.R., 1991. Hydrocarbon resources of Argentina. *Petrotecnia*, 13th. World Petroleum Congress, Special Issue, 38-54. Buenos Aires.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Boassen, T., 2015a. Natural hydraulic fractures in the Wessex Basin, SW England: widespread distribution, composition and history. *Marine and Petroleum Geology*, 68: 438-448.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Ruffet, G., Leanza, H.A., 2015b. Geological evidence for fluid overpressure, hydraulic fracturing and strong heating during maturation and migration of hydrocarbons in Mesozoic rocks of the northern Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 62: 229–242.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Rodrigues, N., Loseth, H., Jolivet, M., Gouttefangeas, F., Chew, D., 2021. Source rocks in foreland basins: a preferential context for the development of natural hydraulic fractures. *AAPG Bulletin*, 105 (4): 647–668.
- Zavala, C., Maretto, H., Di Meglio, M., 2005. Hierarchy of bounding surfaces in Aeolian sandstones of the Tordillo Formation (Jurassic). Neuquén Basin, Argentina. *Geologica Acta*, 3: 133–145.
- Zeiss, A., 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., 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.
- Zeller, M., Reid, S.B., Eberli, G.P., Weger, R.J., Massaferro, J.L., 2015b. Sequence architecture and heterogeneities of a field-scale Vaca Muerta analog (Neuquén Basin, Argentina) - From outcrop to synthetic seismic: *Marine and Petroleum Geology*, 66: 829–847.

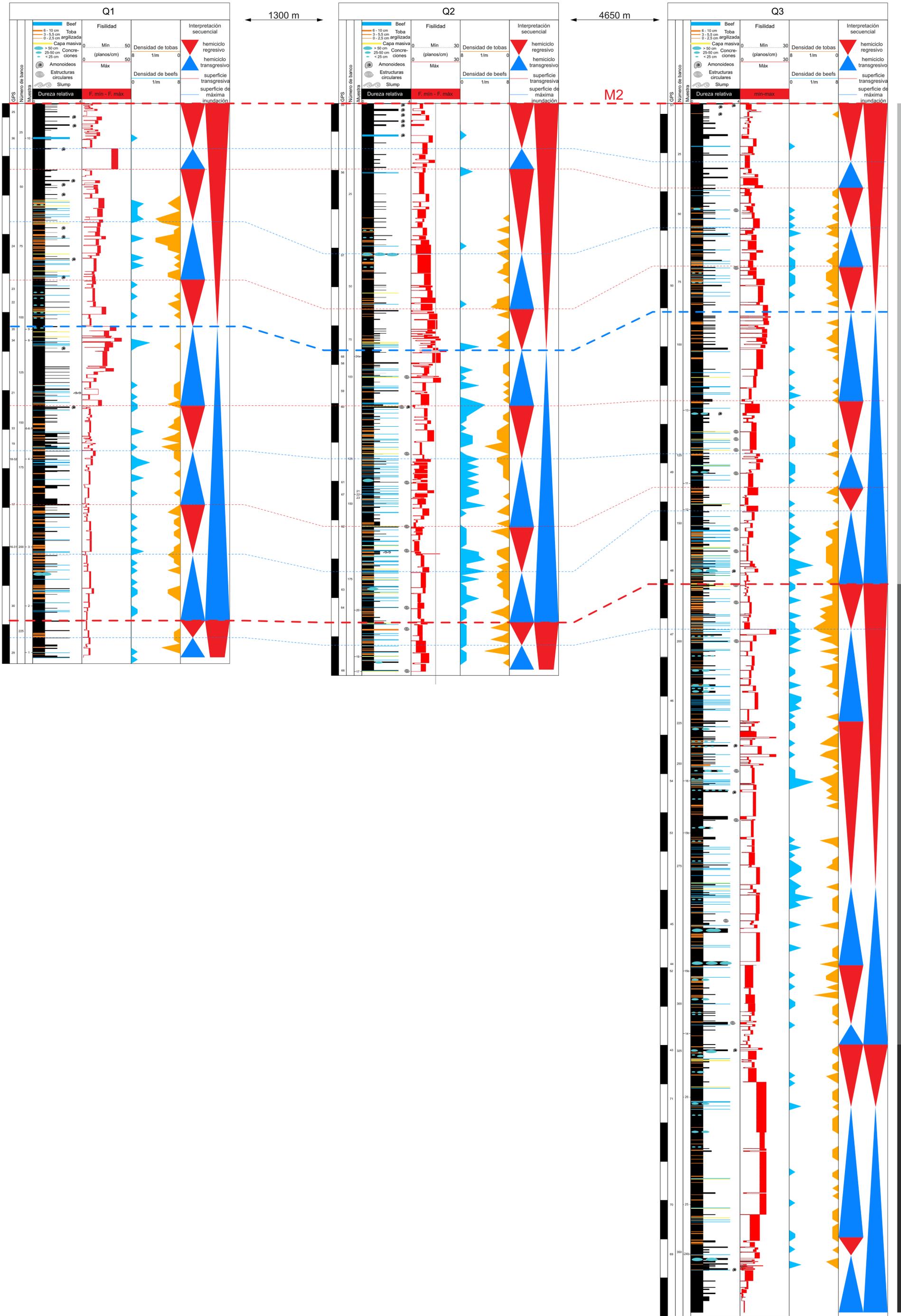
Zeller, M., Verwer, K., Eberli, G.P., Massaferro, J.L., Schwarz, E., Spalletti, L., 2015a. Depositional controls on mixed carbonate–siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles: *Sedimentology*, 62:2009–2037.

Zoback, M.D., 2007. *Reservoir geomechanics*. Cambridge University Press, p. 506.

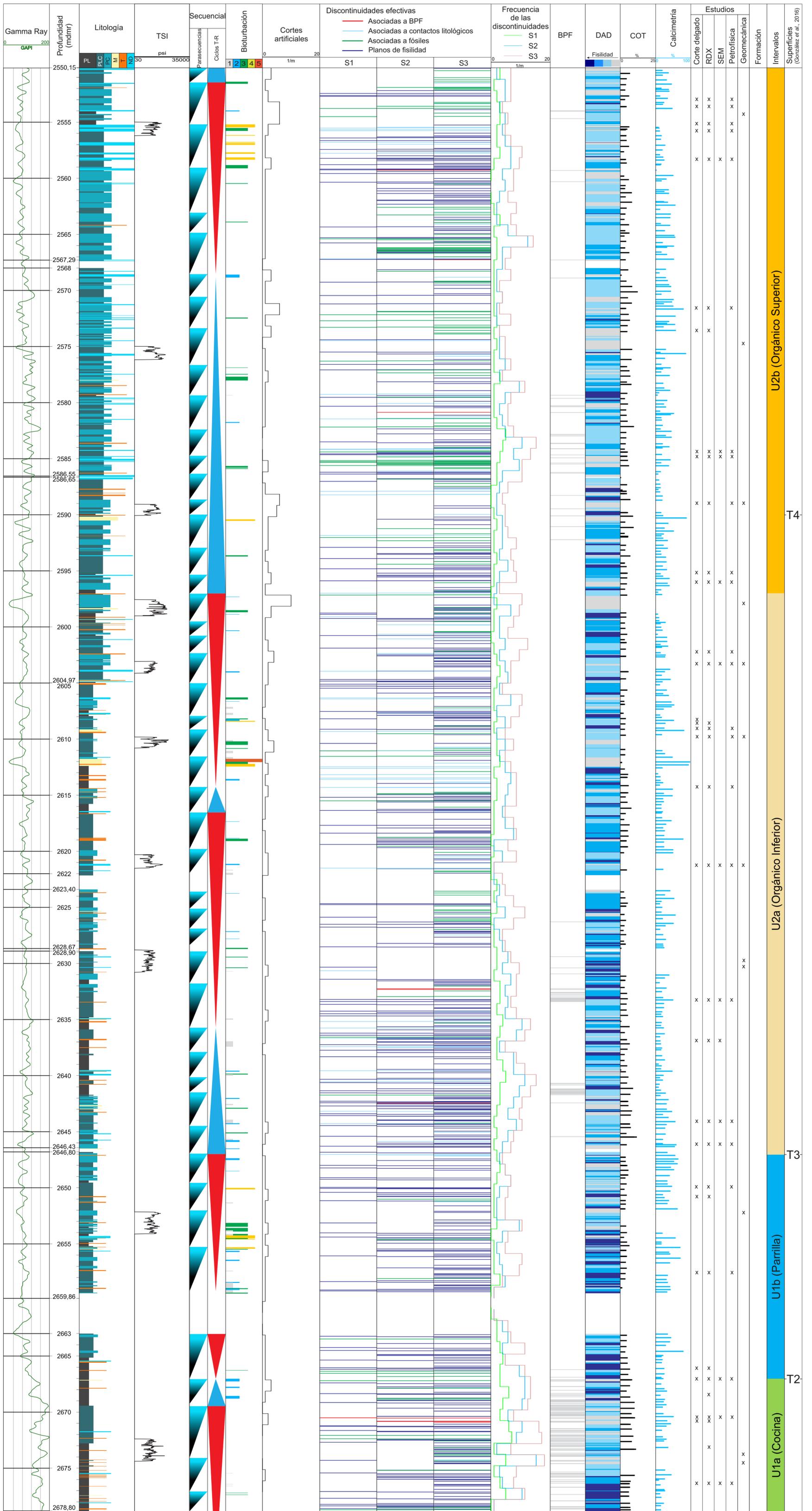
Zoback, M.D., Kohli, A.H., 2019. *Unconventional reservoir geomechanics*. Cambridge University Press, p. 484.

Zhang, D., Ranjith, P.G., Perera, M.S.A., 2016. The brittleness indices used in rock mechanics and their application in shale hydraulic fracturing: A review. *Journal of petroleum science and Engineering*, 143: 158-170.

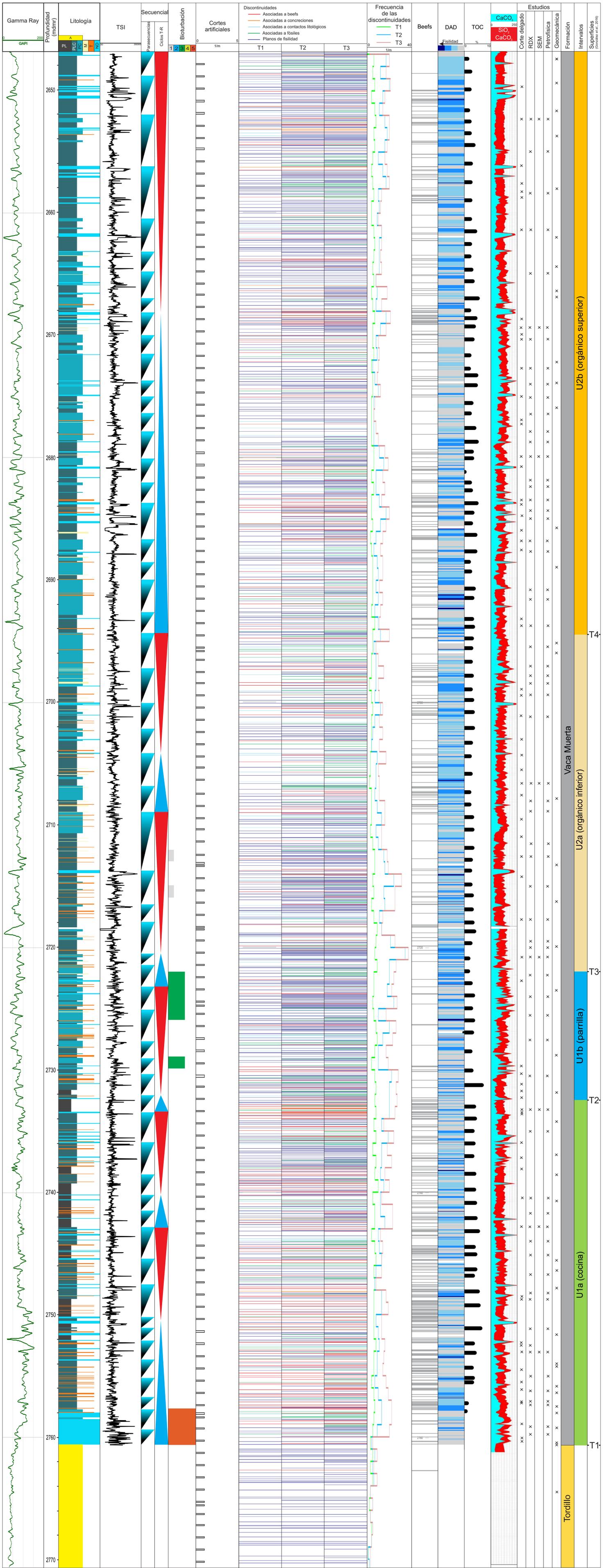
Apéndice A: perfiles de Puerta Curaco



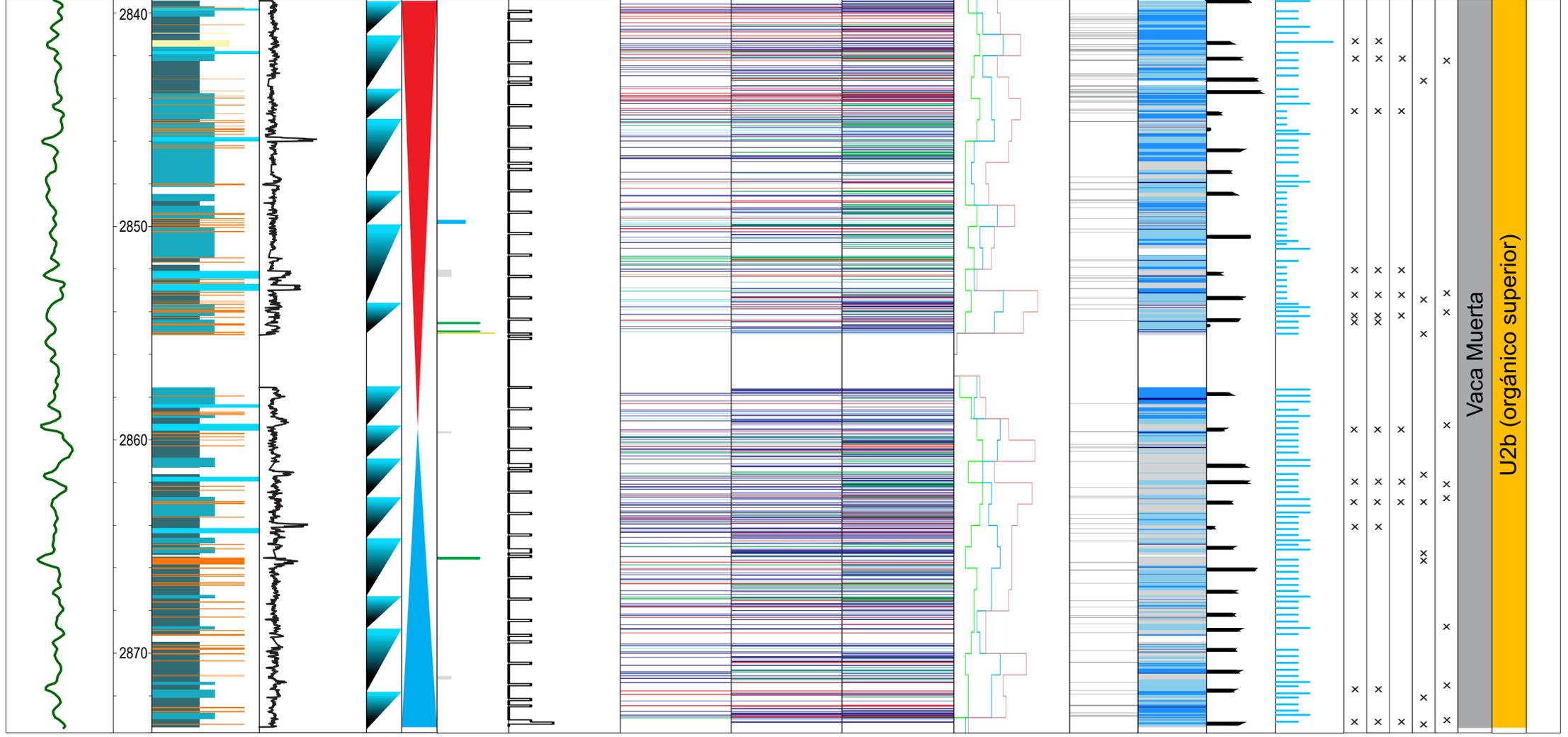
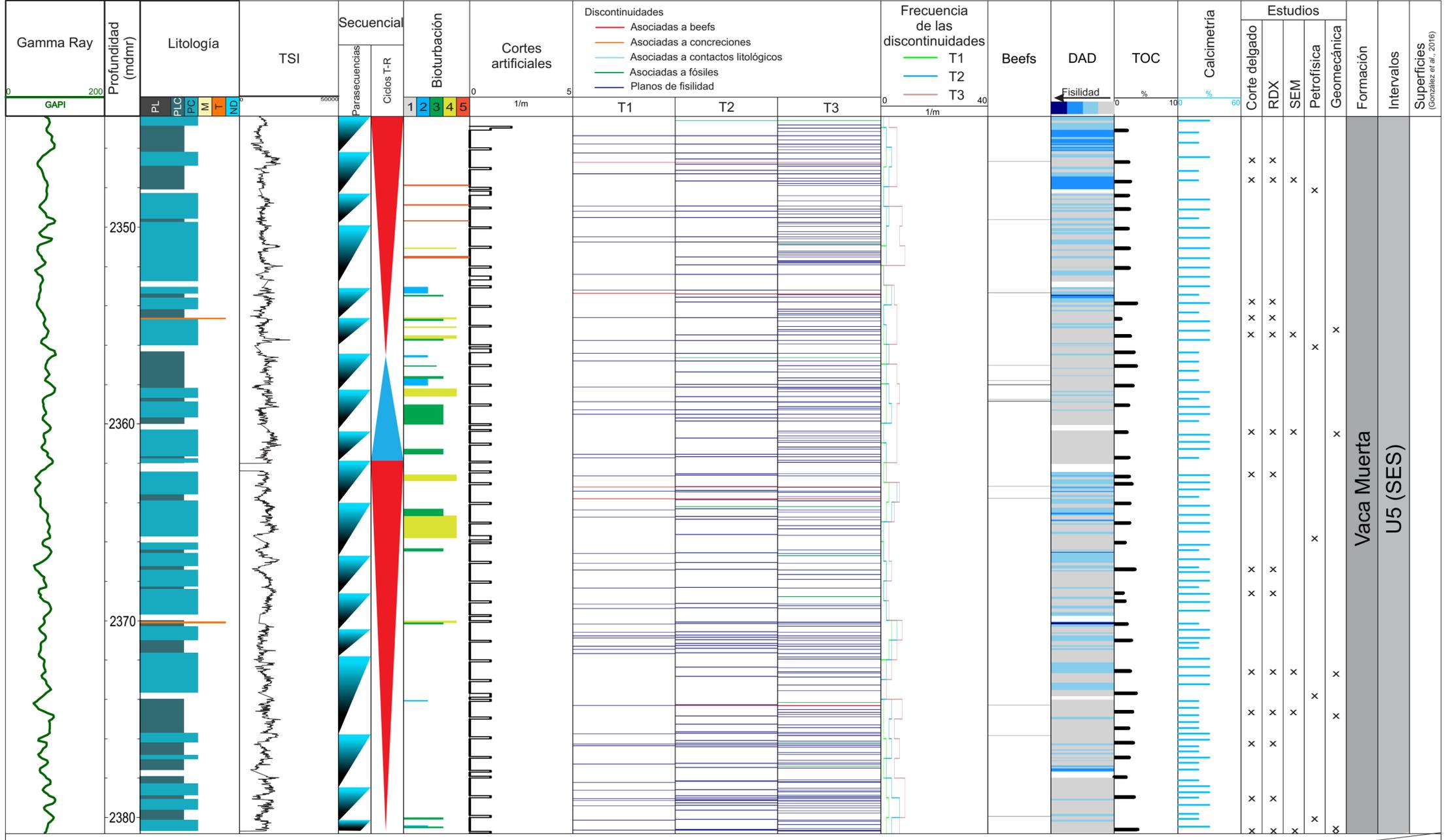
Apéndice B: Corona 1



Apéndice C: Corona 2



Apéndice D: Coronas 3A y 3B

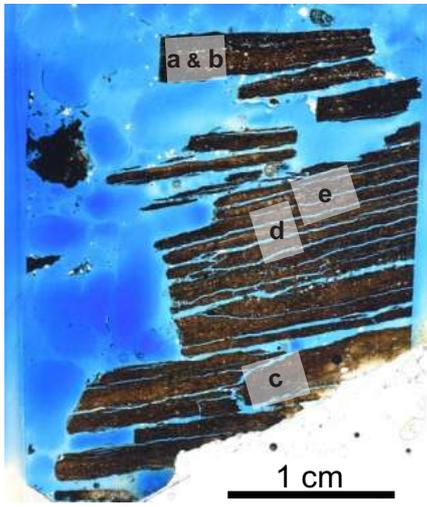


Apéndice E: cortes petrográficos

Símbolos:

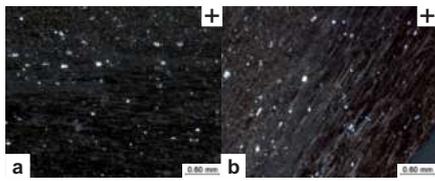
 Nicoles paralelos

 Nicoles cruzados



Muestra	Afloramiento	Clase	Clasificación
M31	Cerro Mulichinco	1	Pelita mediana

Fábrica fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de los componentes elongados de la roca. Se observan niveles volcanoclásticos de aproximadamente 1,5 mm de espesor hacia un extremo del corte compuestos fundamentalmente por cristales de cuarzo y plagioclasa.



Matriz: peloidal con moderada a abundante participación de materia orgánica.

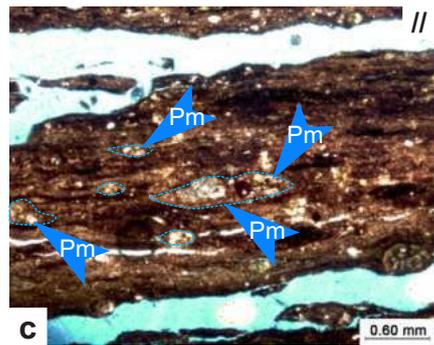
Granos:

-Silicoclásticos 15%: fragmentos de cristales cuarzo angulosos tamaño limo, abundantes cristales de plagioclasa tamaño arena fina a muy fina moderada a fuertemente alterada a arcillas y calcita.

-Esqueletales 5%: radiolarios tamaño limo totalmente reemplazados por calcita.

-No esqueletales 15%: peloides de composición mixta, en parte arcillosos, pero con participación de material silicoclástico tamaño limo.

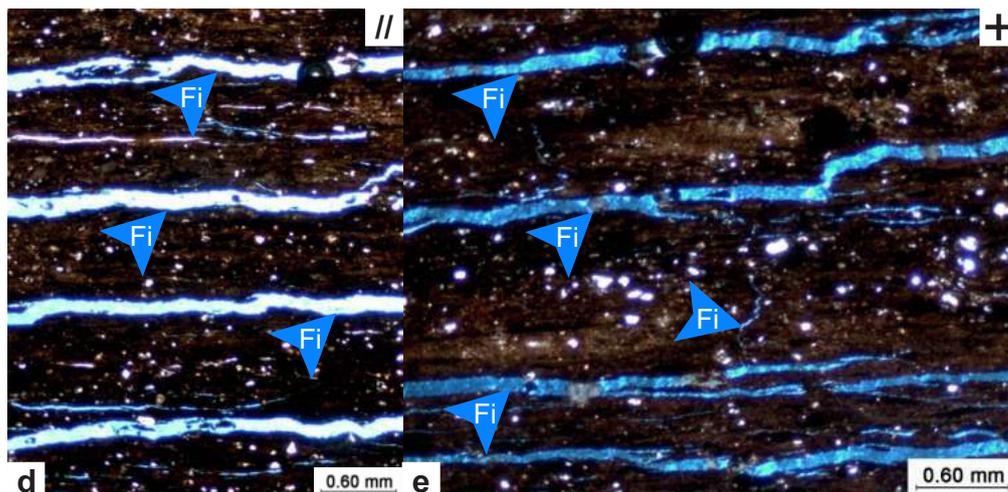
Extinción de la matriz peloidal



Peloides mixtos (Pm), formados por cristales fundamentalmente de plagioclasa y en ocasiones, cuarzo y material fangoso.

Material diagenético: principalmente calcita y arcillas.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



+ Se observan algunas fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales que presentan un espaciado promedio de 1 m (d). Son relativamente irregulares y tienden a seguir la morfología de los componentes de la roca, fundamentalmente de los peloides. En ocasiones se observan fracturas inducidas subverticales que llegan a conectar distintas fracturas inducidas horizontales (e).

Muestra	Afloramiento	Clase	Clasificación
M43	Cerro Mulichinco	1	Pelita mediana

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados. Se observa la presencia de niveles de aproximadamente 1 mm de espesor fuertemente afectados por procesos de disolución (b).

Matriz: fangosa con alta participación de materia orgánica.

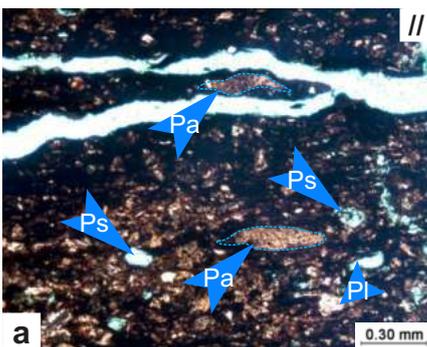
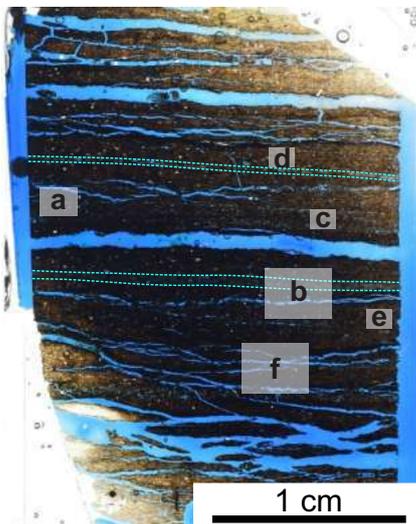
Granos:

-Silicoclásticos 45%: cristales de plagioclasa tamaño limo a arena fina moderadamente alterada a arcillas, cristales de cuarzo angulosos tamaño limo y algunas láminas de muscovita.

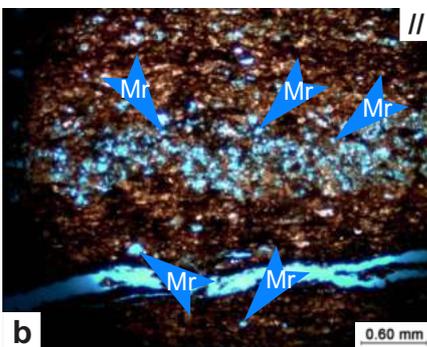
-Esqueletales 10%: se observan poros móldicos de forma circular interpretados como radiolarios disueltos (e) y en otros casos, foraminíferos (d).

-No esqueletales 10%: peloides arcillosos con una fuerte deformación por compactación. Su longitud varía entre arena muy fina y arena fina.

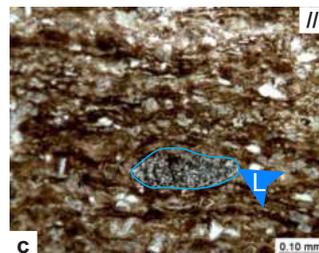
Material diagenético: arcillas y calcita.



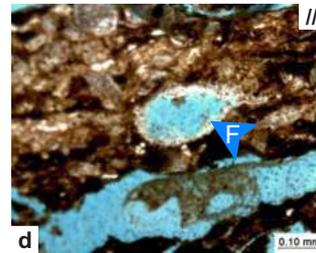
Aspecto general de la roca mostrando la porosidad secundaria (Ps), peloides arcillosos (Pa) y cristales de plagioclasa (Pl).



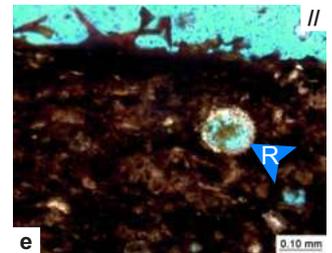
Nivel donde se la disolución es más intensa, con mayor participación de moldes de radiolarios (Mr).



Fragmento lítico (L).

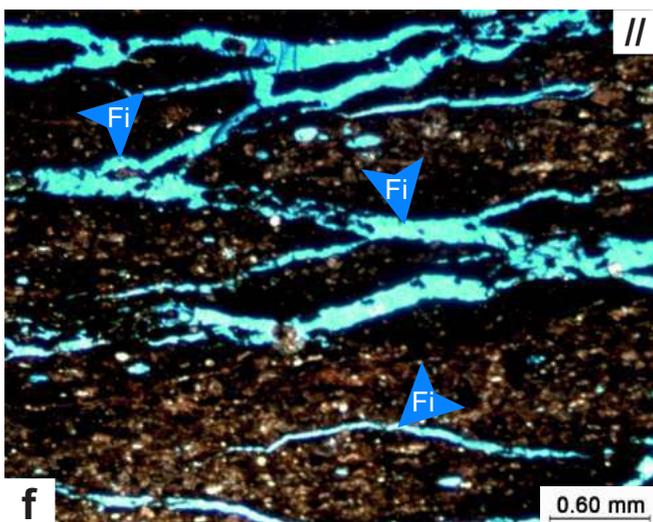


Foraminífero (F) casi totalmente disuelto.



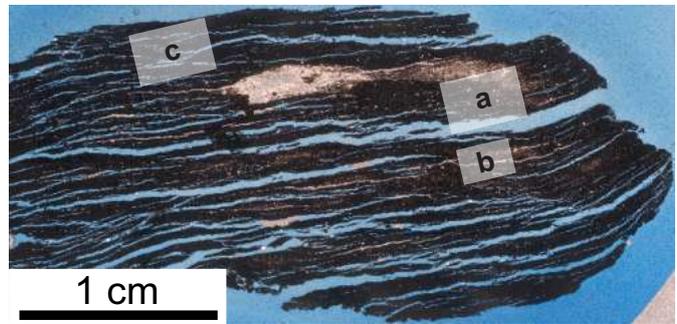
Radiolario (R) casi totalmente disuelto.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales discontinuas que presentan un diseño anastomosado, y son de morfología relativamente irregular. El espaciamiento entre ellas no es constante, variando entre 1,25 y 3 mm.

Muestra	Clase
M51	1
Afloramiento	Clasificación
Cerro Mulichinco	Pelita fina



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación muy difusa y discontinua, dada por la presencia de componentes planares paralelos a la estratificación.

Matriz: fangosa, con baja participación de micrita y abundante materia orgánica diseminada.

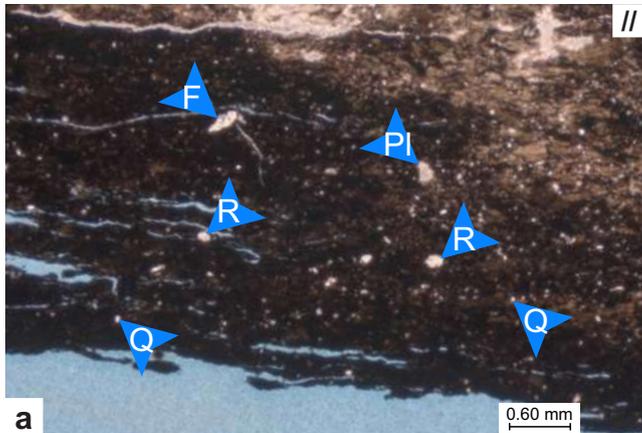
Granos:

- Silicoclásticos 5%: se encuentran representados fundamentalmente por cristales angulosos a subangulosos de cuarzo tamaño limo y cristales subhedrales de plagioclasa fuertemente alterados a arcillas tamaño arena muy fina y cristales de pirita de tamaño limo.

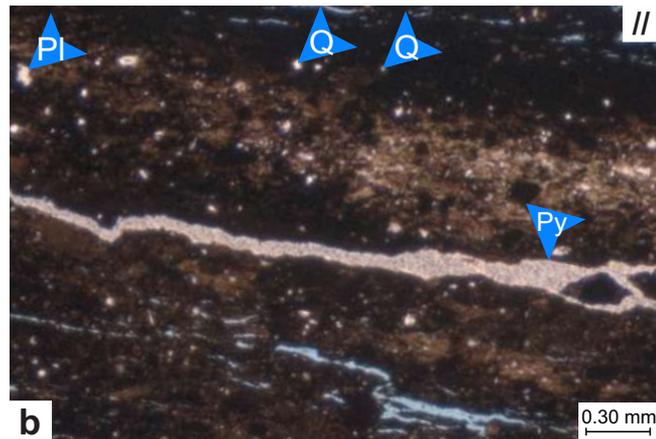
- Esqueletales 3%: son predominantemente foraminíferos tamaño arena muy fina y radiolarios tamaño limo a arena muy fina.

- No esqueletales 0%.

Material diagenético: calcita y arcillas.

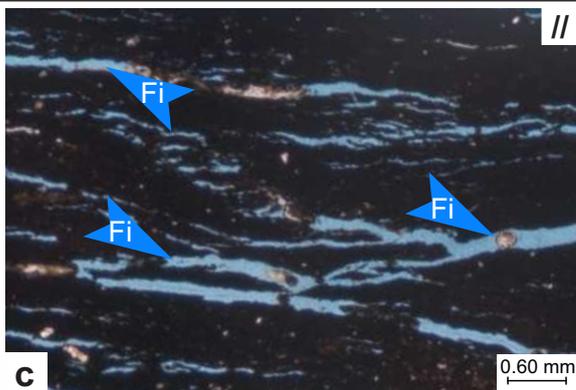


Aspecto general de la roca, mostrando la matriz fangosa con alta participación de materia orgánica diseminada y sus componentes principales: foraminíferos (F), radiolarios (R) totalmente reemplazados por calcita y cristales angulosos de cuarzo (Q) y subangulosos de plagioclasa (PI).



Detalle de los componentes silicoclásticos: plagioclasa (PI), cuarzo (Q) y pirita (Py).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan fracturas inducidas (Fi) discontinuas y de morfología irregular. Presentan numerosas bifurcaciones y ramificaciones oblicuas que conectan distintos niveles de fracturas inducidas.

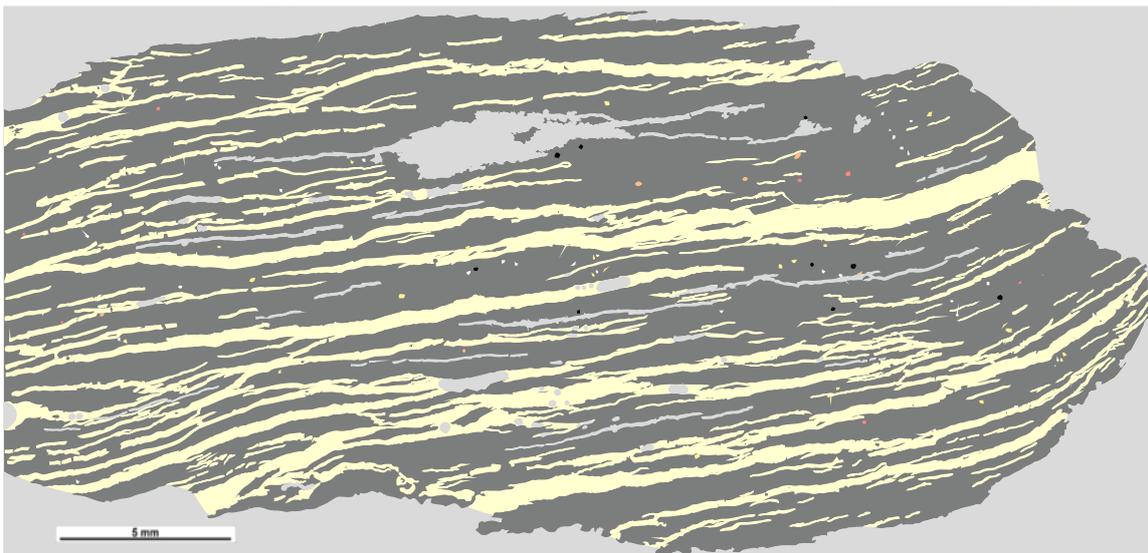
M51

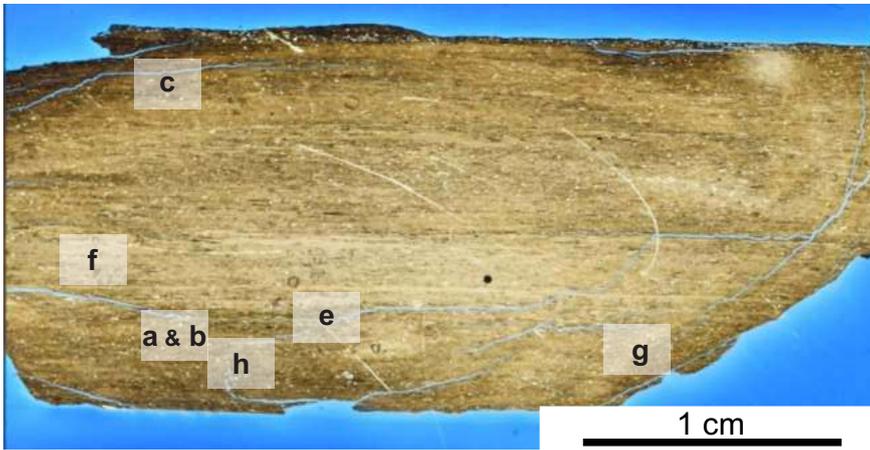
Clase: 1

Clasificación: Pelita fina

COMPOSICIÓN

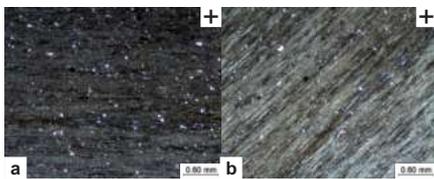
	Matriz fangosa		Radiolarios
	Parches limosos/micríticos		Foraminíferos
	Cuarzo		
	Plagioclasa		
	Pirita		
	Borde + 'volado'		Fractura inducida





Muestra	Afloramiento
M19	Cerro Mulichinco
Clase	Clasificación
2	Pelita fina

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación dada por la orientación paralela de peloides arcillosos y otros componentes elongados. A su vez es posible distinguir finos niveles discontinuos con variable contenido de materia orgánica y un nivel rico en material volcánico en un extremo del corte formado por cristales de plagioclasa y cuarzo.

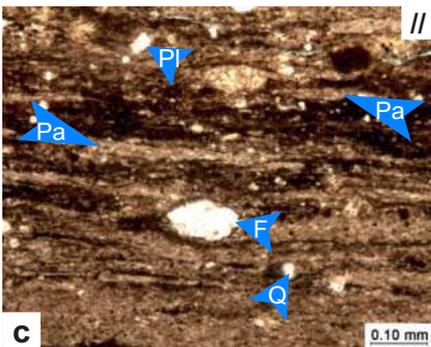


Extinción de la matriz peloidal

Matriz: peloidal. Principalmente representada por peloides arcillosos fuertemente deformados por compactación de manera que coalescen entre sí formando láminas discontinuas.

Granos:

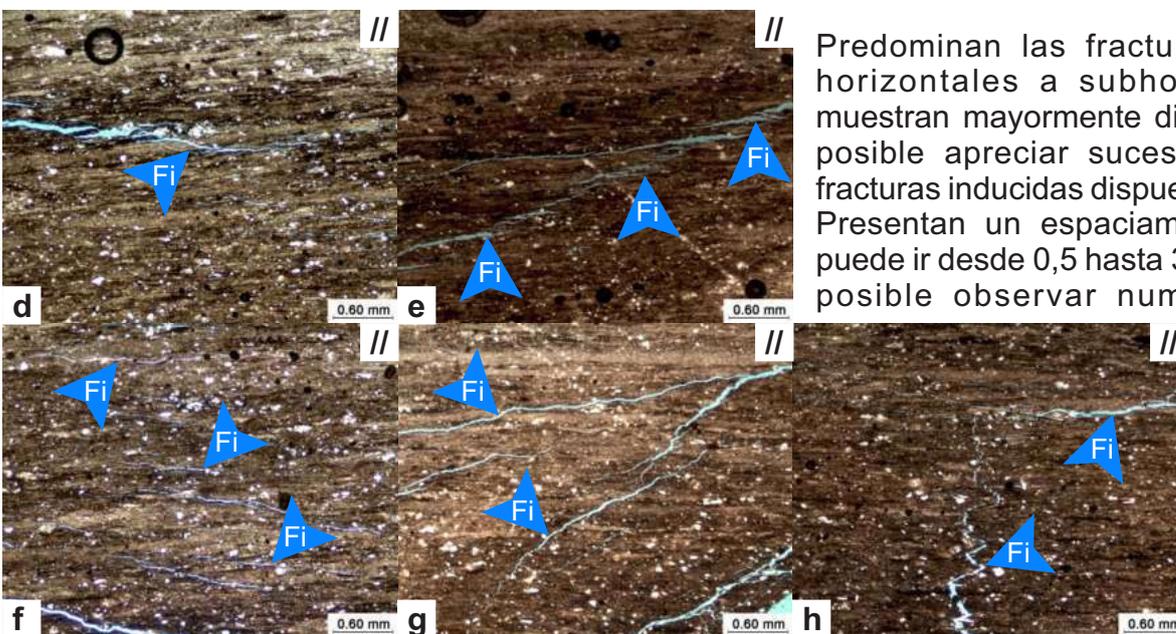
- Silicoclásticos 15%: cristales de cuarzo angulosos tamaño limo a arena media, prismas de plagioclasa tamaño arena muy fina fuertemente reemplazados por calcita y escasa muscovita.
- Esqueletales 5%: radiolarios tamaño limo reemplazados totalmente por calcita, foraminíferos tamaño arena fina a muy fina en ocasiones reemplazados por sílice.
- No esqueletales: -



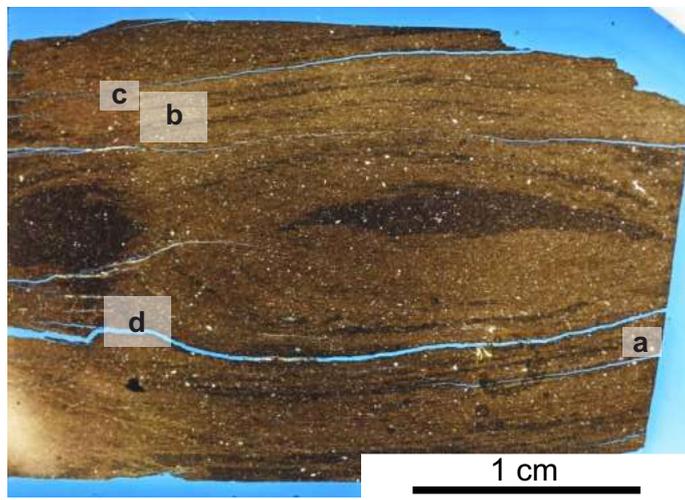
Foraminífero reemplazado por sílice. A su vez se pueden observar cristales de cuarzo (Q) y plagioclasa (Pl) y peloides arcillosos (Pa) coalescido lateralmente.

Material diagenético: reemplazo selectivo de calcita y sílice.

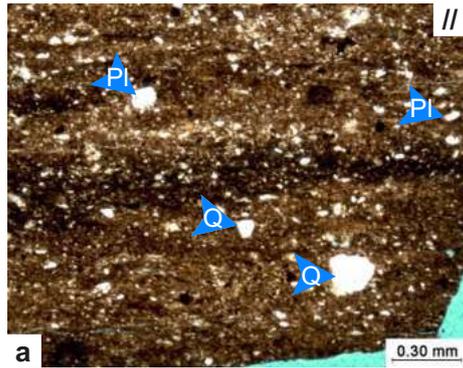
Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Predominan las fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales que se muestran mayormente discontinuas (d). Es posible apreciar sucesiones oblicuas de fracturas inducidas dispuestas en *échelon* (e). Presentan un espaciamento variable que puede ir desde 0,5 hasta 3 mm (f). A su vez es posible observar numerosas fracturas inducidas verticales y oblicuas conectando las horizontales (g,h).



Muestra	Afloramiento
M28	Cerro Mulichinco
Clase	Clasificación
2	Pelita fina



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa a lenticular dada por la orientación paralela de componentes elongados. Se observan bandas y parches lenticulares discontinuos con mayor contenido de materia orgánica.

Matriz: fangosa con moderada a alta participación de materia orgánica.

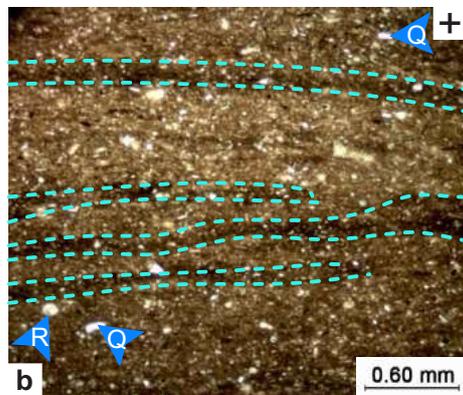
Granos:

- Silicoclásticos 15%: prismas subhedrales de plagioclasa tamaño arena muy fina frecuentemente alterada a carbonatos, cristales angulosos de cuarzo, escasos litoclastos volcánicos, cubos tamaño limo de pirta y escasas láminas de muscovita.

- Esqueletales 5%: radiolarios tamaño limo a arena muy fina parcialmente reemplazados por calcita y formas globosas tamaño arena muy fina reemplazadas por calcita probablemente correspondientes a foraminíferos.

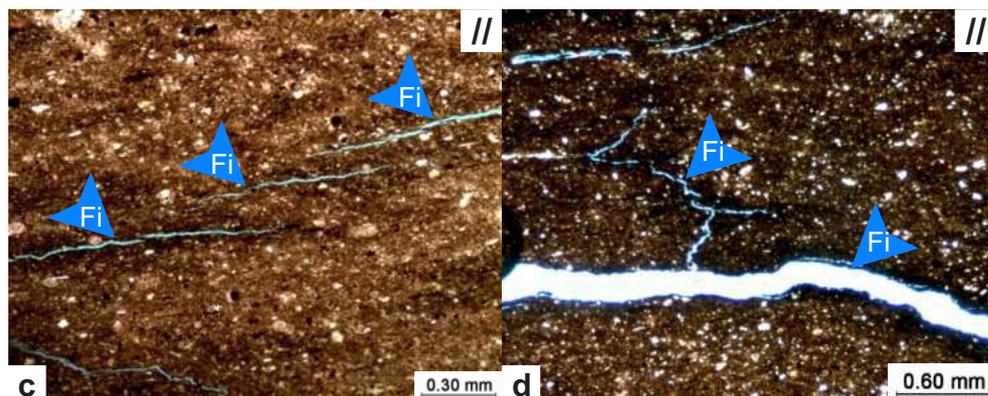
- No esqueletales 12%: peloides arcillosos, elongados, muchas veces coalesciendo lateralmente.

Material diagenético: calcita.

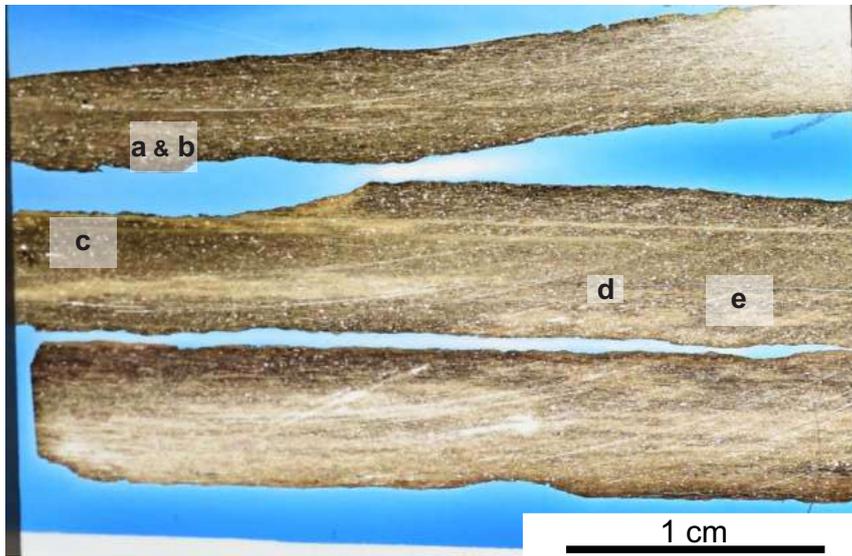


Laminación discontinua dada por la presencia de niveles submilimétricos de materia orgánica señalados en líneas punteadas.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

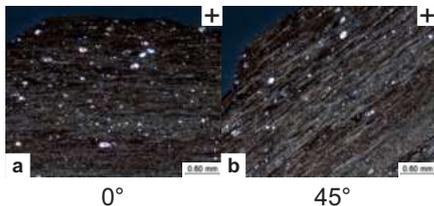


Fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales discontinuas con terminaciones graduales dentro de la matriz. Su espaciamiento varía entre 6 y 2 mm. En ocasiones se bifurcan o se disponen en *échelon* (c). Ocasionalmente se encuentran conectados por fracturas inducidas oblicuas o subverticales. En general, parecen concentrarse particularmente en las zonas con mayor contenido de materia orgánica.



Muestra	Afloramiento
M30	Cerro Mulichinco
Clase	Clasificación
2	Pelita fina

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación dada por la orientación paralela de los peloides arcillosos (a y b) y otros componentes elongados y por la alternancia de niveles con mayor contenido de materia orgánica y fango con niveles ricos en silicoclastos (c).



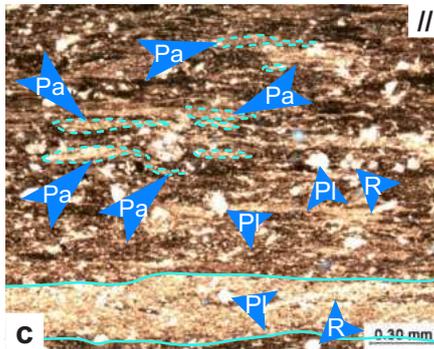
Matriz: fangosa/peloidal con moderada participación de materia orgánica.

Granos:

- Silicoclásticos 10%: cristales anhedrales de cuarzo tamaño limo y algunos prismas probablemente de plagioclasa tamaño arena fina totalmente reemplazados por calcita.

- Esqueletales 15%: radiolarios tamaño limo a arena fina totalmente reemplazados por uno o dos cristales de calcita, posibles foraminíferos tamaño arena media totalmente reemplazados por calcita.

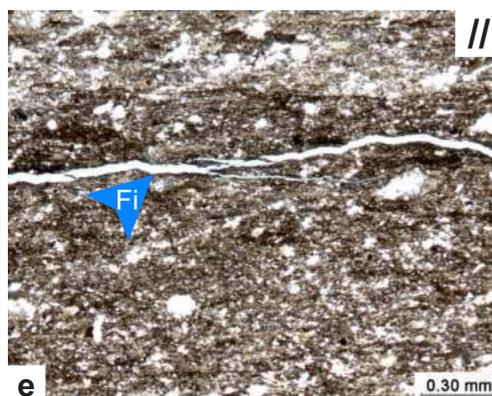
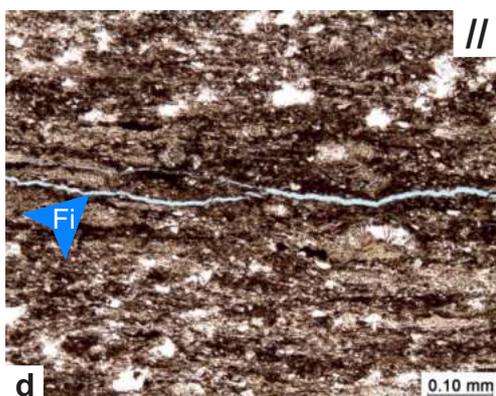
- No esqueletales 50%: peloides arcillosos con una fuerte deformación por compactación de manera que tienden a coalescer lateralmente y formar láminas discontinuas (a y b).



Material diagenético: calcita

Aspecto general de la roca, mostrando la disposición paralela de peloides (líneas punteadas) que suelen coalescer lateralmente, radiolarios (R), cristales de plagioclasa (Pl) y la laminación dada por la alternancia de niveles con mayor contenido de fango y materia orgánica y otros con mayor contenido en material silicoclástico.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan algunas fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales que dividen por completo al corte mientras que otros terminan gradualmente en la roca. Suelen ser levemente irregulares y discontinuos (d). Pueden presentar bifurcaciones (e).

Muestra	Clase
M48	2
Afloramiento	Clasificación
Cerro Mulichinco	Bindstone

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación discontinua paralela a la estratificación dada por la presencia de niveles de microesparita de origen microbiano discontinuos, ondulados y subhorizontales.

Matriz: fangosa a calcárea, con moderada participación de materia orgánica.

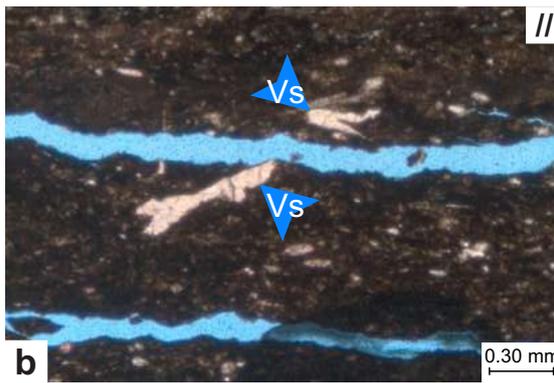
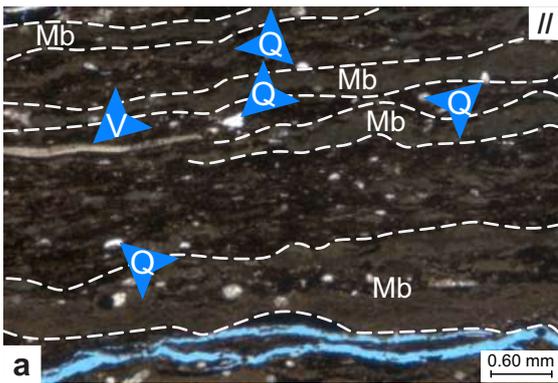
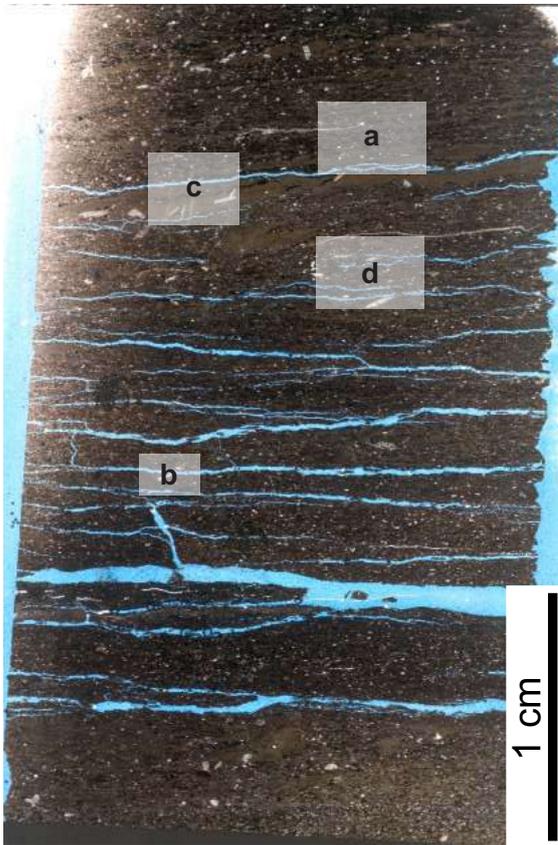
Granos:

- Silicoclásticos 10%: se observan minerales euhedrales de hábito tabular a acicular tamaño arena media a gruesa totalmente reemplazados por micrita, que tienden a concentrarse en los niveles microbianos. A su vez, se distinguen escasos cristales angulosos a subangulosos de cuarzo tamaño limo.

- Esqueletales 20%: compuestos predominantemente radiolarios con diámetros que van desde limo a arena fina parcialmente reemplazados por calcita, algunos foraminíferos tamaño arena fina y fragmentos de valvas desarticuladas dispuestas paralelas a la estratificación. Se observan escasos fragmentos tamaño arena fina posiblemente pertenecientes a saccocómidos.

- No esqueletales 10%: representados por peloides calcimicríticos, muy deformados por compactación y de tamaño arena media.

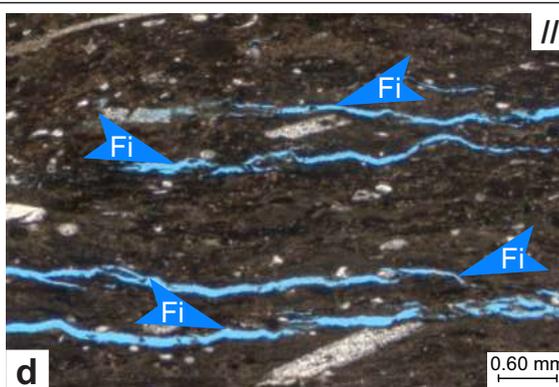
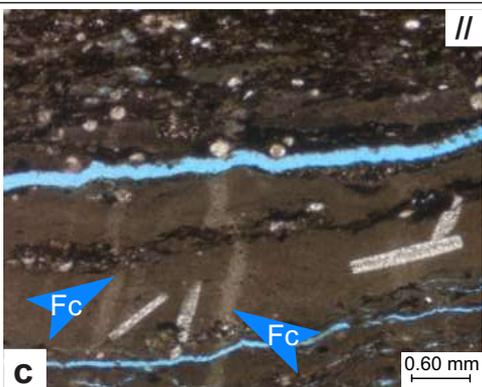
Material diagenético: calcita.



a. Aspecto general de la roca, mostrando la laminación dada por la alternancia de niveles de microesparita de origen microbiano (Mb) con otros que poseen cantidades variables de micrita, materia orgánica y bioclastos. Se observan a su vez, cristales angulosos de cuarzo (Q).

b. Detalle de fragmentos de valvas de posible saccocómido (Vs).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



c. Se observan algunas fracturas verticales rellenas por calcita, de morfología irregular de espesor variable (< 0,2 mm).

d. Las numerosas fracturas inducidas (Fi) tienden a seguir la morfología de los niveles microbianos (ondulosos y discontinuos) y presentan una mayor densidad en la zona media del corte, donde la matriz alterna láminas de material micrítico y fangosas.

Muestra: M48

Clase: 2

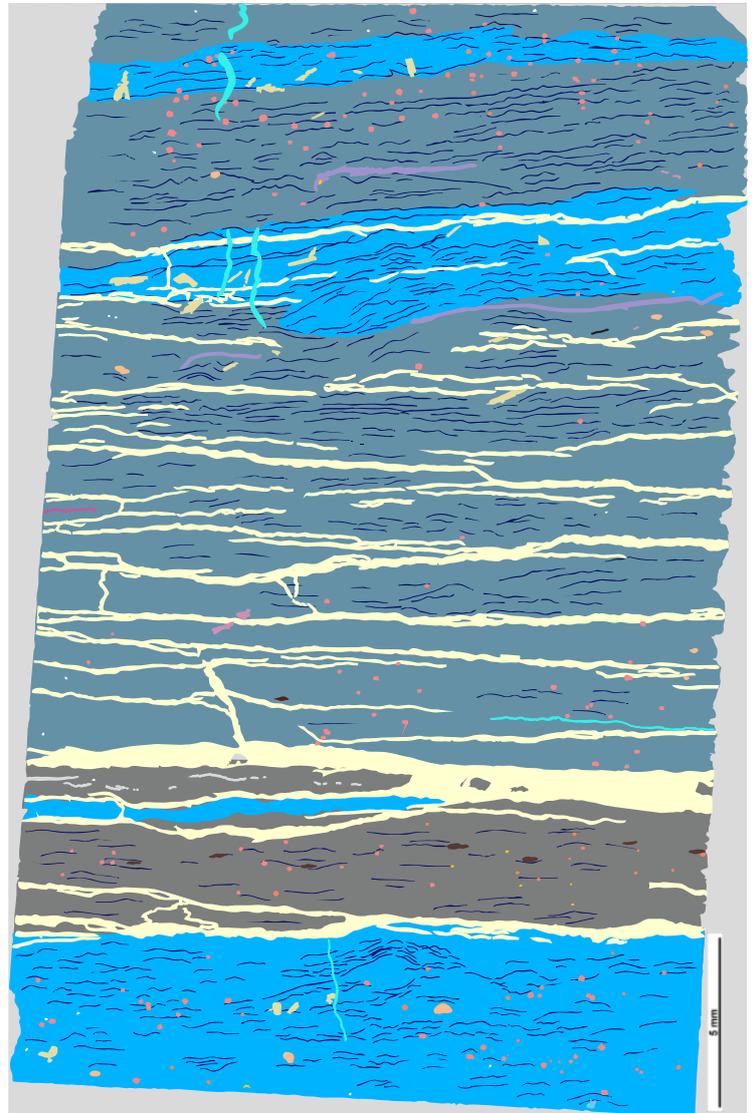
Clasificación: Bindstone

DIAGÉNESIS

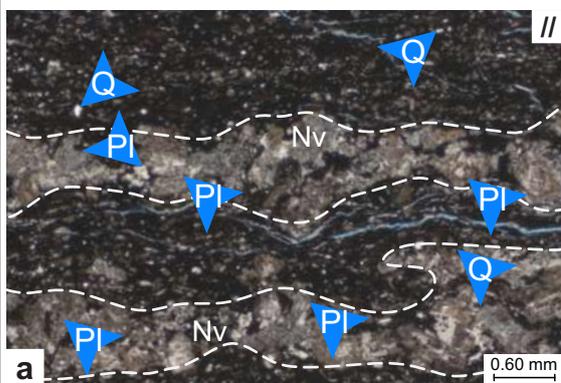
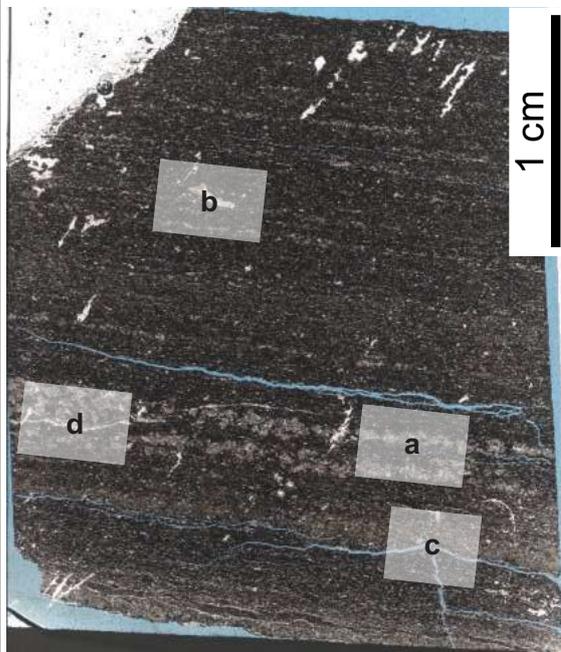
- Fractura natural
- Porosidad secundaria
- Fractura inducida

COMPOSICIÓN

- Matriz calcárea
- Matriz mixta
- Matriz fangosa
- Cuarzo
- Mineral autigénico
- Borde + 'volado'
- Radiolarios
- Saccocomidos?
- Valvas
- Foraminíferos
- Peloides



Muestra	Clase
M07	3
Afloramiento	Clasificación
Cerro Mulichinco	Pelita gruesa



Aspecto general de la roca mostrando su laminación dada por la presencia de niveles ricos en material volcánico (Nv) y niveles limo-arcillosos con mayor contenido de materia orgánica. Se distinguen cristales de plagioclasa (PI) moderadamente alterados a arcillas y cristales angulosos de cuarzo (Q).

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación paralela dada por la alternancia de niveles ricos en cristales tamaño arena media a gruesa y niveles limo-arcillosos con mayor contenido de materia orgánica. Las láminas constituidas casi exclusivamente por cristales de origen volcánico se encuentran fuertemente alteradas a arcillas y material micrítico, por lo que es difícil distinguir sus componentes individuales. Se identifican cristales de plagioclasa que presentan tamaños que van desde limo a arena fina. Las capas presentan espesores variables que van desde 0,2 mm a 1,5 mm con bordes que van desde netos a transicionales. A continuación se describen exclusivamente las capas correspondientes a los niveles limo-arcillosos.

Matriz: arcillosa, con moderada participación de materia orgánica diseminada.

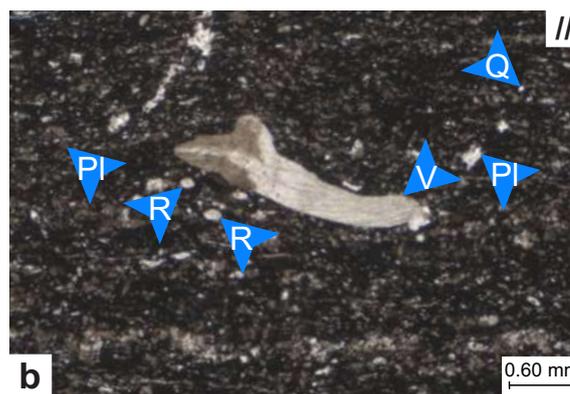
Granos:

- Silicoclásticos 5%: están representados fundamentalmente por cristales subangulosos de plagioclasa tamaño limo a arena fina moderadamente alterados a arcillas, con una alteración moderada a intensa a clorita (?) y menores cantidades de cristales subangulosos de cuarzo tamaño limo a arena fina.

- Esqueletales 5%: se observan algunos radiolarios tamaño limo. Se observa un fragmento de una valva parcialmente alterado a clorita. A su vez, es posible distinguir fragmentos esqueléticos completamente reemplazados por clorita dispuestos paralelos a la laminación, probablemente pertenecientes a fragmentos de valvas.

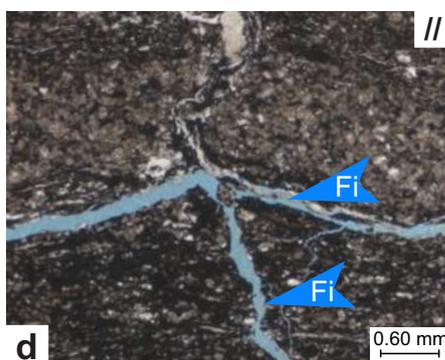
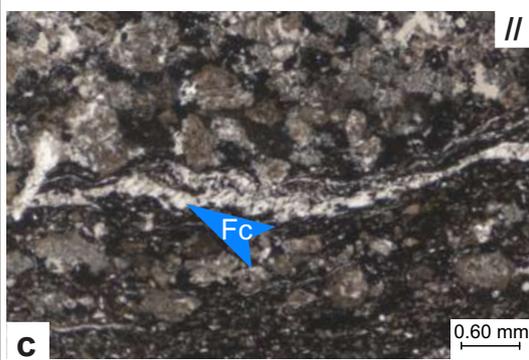
- No esqueléticos 0%: -

Material diagenético: principalmente calcita.



Detalle de componentes esqueléticos, representados por fragmentos de valvas (V) parcialmente alterado a clorita y radiolarios (R) totalmente reemplazados por calcita. Se advierten a su vez, abundantes cristales de plagioclasa (PI) y escasos cristales de cuarzo (Q).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se aprecian fracturas horizontales rellenas por calcita (Fc) de morfología irregular, discontinuas y de espesor variable (<60 micrones). Se advierten a su vez, fracturas inducidas (Fi) que en ocasiones aprovechan la interfase entre las láminas. También es posible identificar escasas fracturas inducidas subverticales.

Muestra: M07

Clase: 3

Clasificación: Pelita gruesa

DIAGÉNESIS

Fractura natural - calcita

Fractura inducida

COMPOSICIÓN

Niveles fangosos

Niveles volcániclasticos

Cuarzo

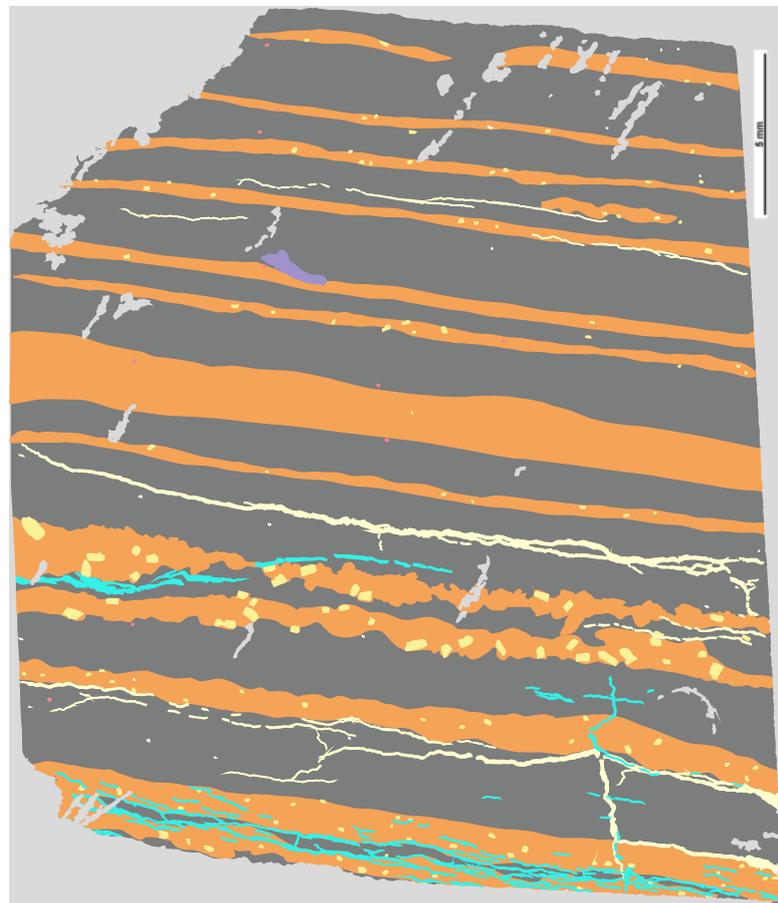
Plagioclasa

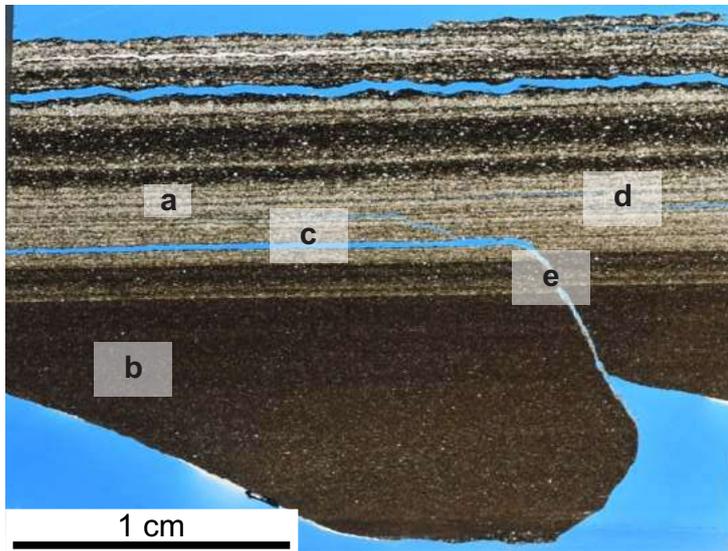
Borde + 'volado'

Radiolarios

Foraminíferos

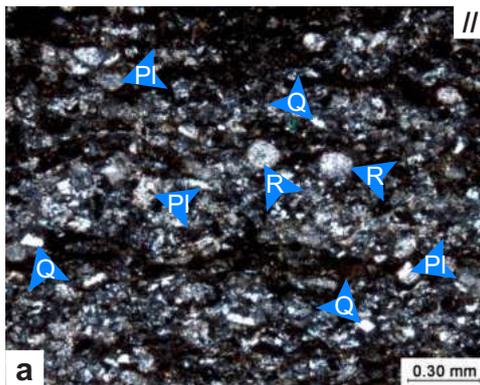
Valvas: pelecípodos?





Muestra	Afloramiento
M12	Cerro Mulichinco
Clase	Clasificación
3	Pelita fina y toba

Textura general y microestructura: laminación difusa dada por la orientación de minerales elongados en el caso de la fangolita. En la toba la laminación está dada por la alternancia de niveles con alto contenido de fango y materia orgánica y niveles ricos en material volcánico.



// Toba

Matriz: fangosa

Granos:

- Silicoclásticos 60%: predominantes prismas de plagioclasa tamaño arena fina totalmente reemplazadas por calcita, algunos cristales anhedrales y angulosos de cuarzo tamaño limo, escasas laminillas de muscovita con 0,1-0,3 mm de longitud, escasos litoclastos de origen volcánico y cristales de piritita euhedral tamaño limo.
- Esqueletales 3%: fundamentalmente radiolarios tamaño arena muy fina totalmente reemplazados por calcita.
- No esqueletales: -

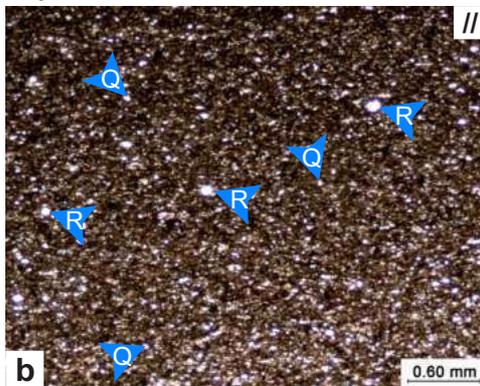
Material diagenético: calcita

Pelita fina

Matriz: limosa a fangosa, con moderada participación de materia orgánica.

- Silicoclásticos 3%: cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.
- Esqueletales 10%: radiolarios tamaño limo a arena fina totalmente reemplazados por calcita.
- No esqueletales: -

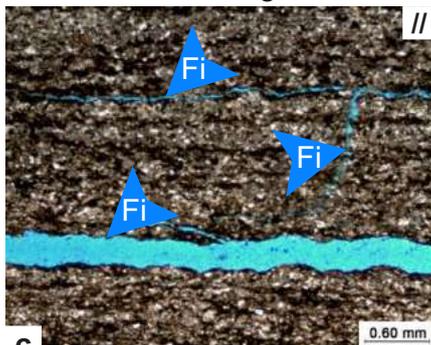
Material diagenético: calcita



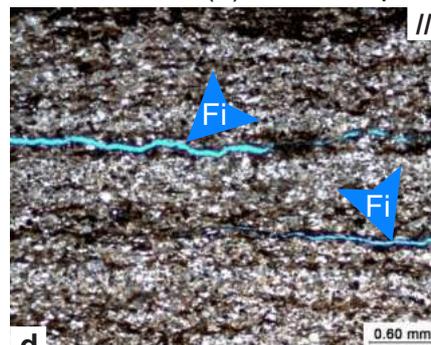
Aspecto general de la fangolita y componentes: cuarzo (Q) y radiolarios (R).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

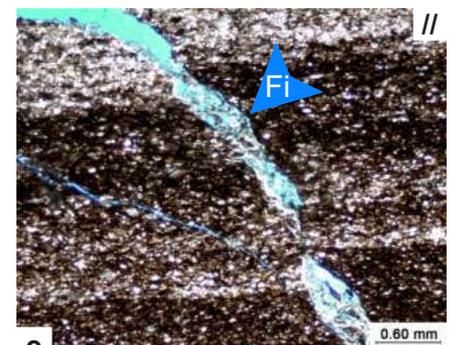
Se observan escasas fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales levemente irregulares y en general continuas. Pueden bifurcarse de manera oblicua conectando dos fracturas inducidas (c y e). En ocasiones terminan gradualmente dentro de la matriz (d) mientras que otras atraviesan la totalidad del corte.



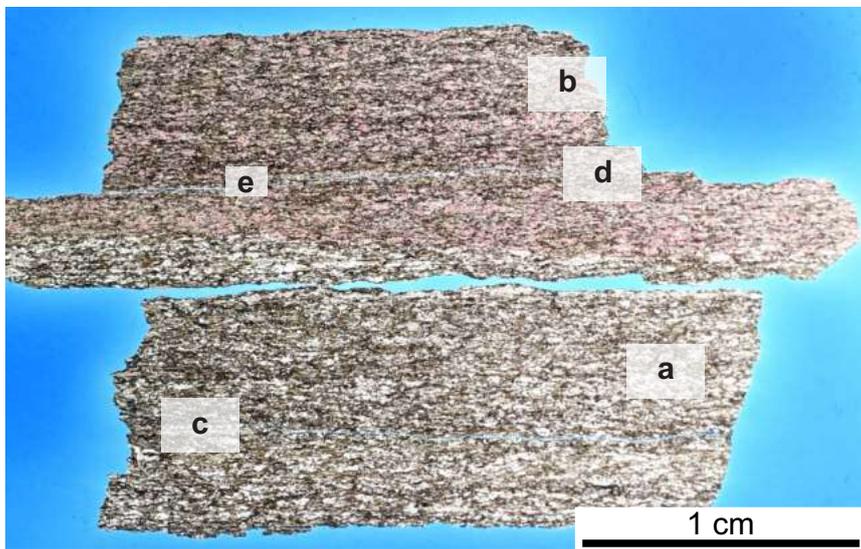
c Fracturas inducidas (Fi) continuas, relativamente irregulares conectadas por una fractura inducida subvertical.



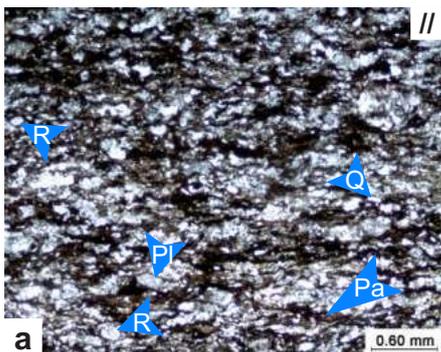
d Fracturas inducidas (Fi) irregulares que terminan gradualmente en la matriz.



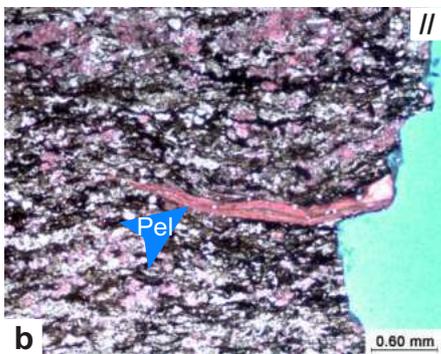
e Fractura inducida (Fi) de morfología recta, relativamente irregular.



Muestra	Afloramiento
M13	Cerro Mulichinco
Clase	Clasificación
3	Tufita (calcitizada)



a Aspecto general de la roca mostrando sus componentes: plagioclasa (PI), cuarzo (Q), radiolarios (R) y peloides arcillosos (Pa)..



b Detalle de fragmento de valva de pelecípodo (Pel).

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la alternancia de niveles con contenido variable de fango y materia orgánica y niveles ricos en material volcánico y por la orientación paralela de componentes elongados.

Matriz: fangosa con baja participación de materia orgánica.

Granos:

- Silicoclásticos 70%: prismas de plagioclasa tamaño totalmente reemplazados por calcita, cristales angulares de cuarzo tamaño limo y escasas laminillas de muscovita (a).

- Esqueletales 10%: predominan los radiolarios tamaño limo a arena fina reemplazados por calcita y escasos fragmentos de valvas de pelecípodos dispuestos paralelos a la estratificación (b).

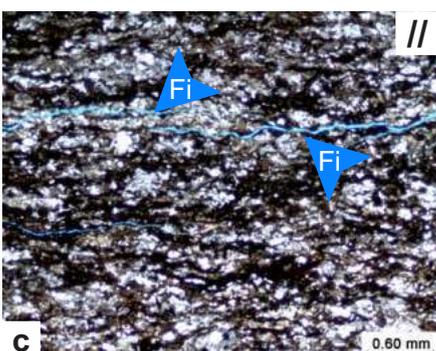
- No esqueletales 5%: peloides arcillosos fuertemente deformados por compactación que en ocasiones coalescen lateralmente.

Material diagenético: sílice y carbonato. Se observa abundante chert y sobreimpuesto un proceso de reemplazo no selectivo de calcita.

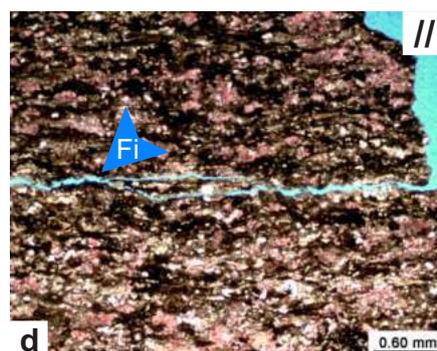
Material diagenético: calcita.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

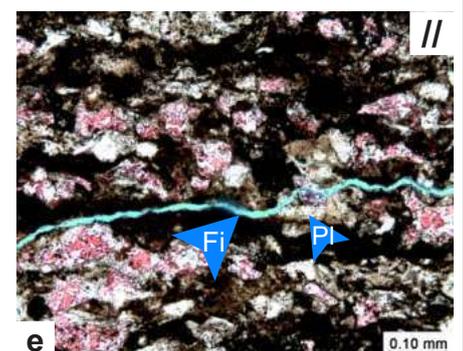
Se observan algunas fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales. Algunas atraviesan todo el corte de manera continua y otras lo hacen de forma discontinua (c). En algunos casos pueden bifurcarse y volver a coalescer (d). Los mismos pueden bordear los componentes de la roca o bien atravesarlos (e).



c Fracturas inducidas (Fi) discontinuas

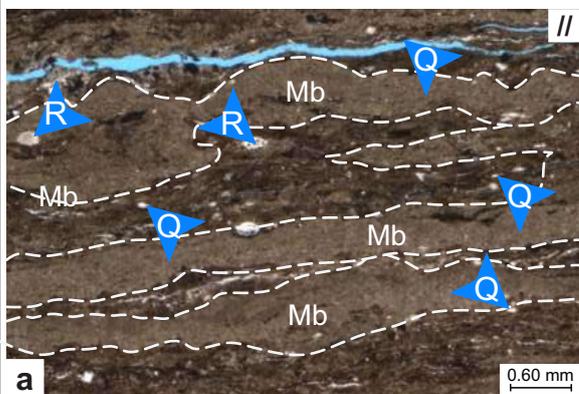
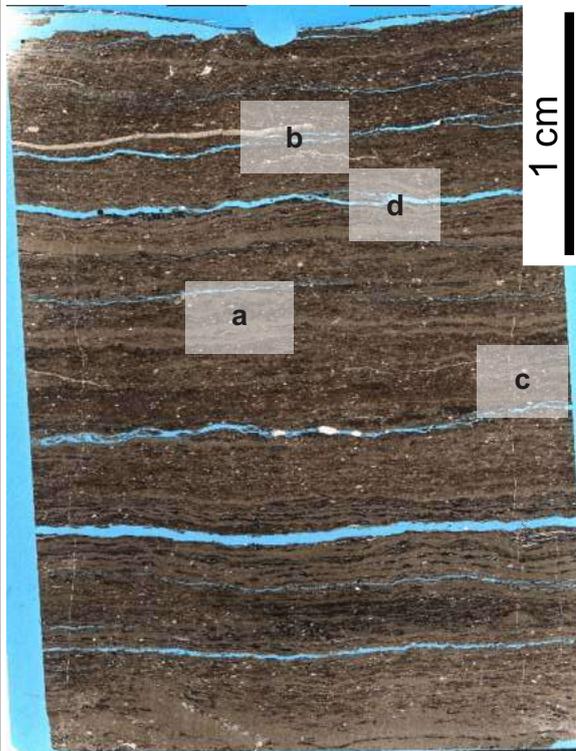


d Fracturas inducidas (Fi) que se bifurcan y coalescen.



e Fracturas inducidas (Fi) atravesando cristales de plagioclasa (PI).

Muestra	Clase
M47	3
Afloramiento	Clasificación
Cerro Mulichinco	Bindstone



Aspecto general de la roca, mostrando la laminación dada por la alternancia de niveles de microesparita de origen microbiano (Mb) con otros que poseen cantidades variables de micrita, materia orgánica y bioclastos. Se observan a su vez, cristales angulosos de cuarzo (Q).

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación discontinua y ondulosa dada por la alternancia de niveles de microesparita de origen microbiano con otros que poseen cantidades variables de micrita, materia orgánica y bioclastos.

Matriz: calcárea, con baja participación de materia orgánica diseminada en los niveles fangosos.

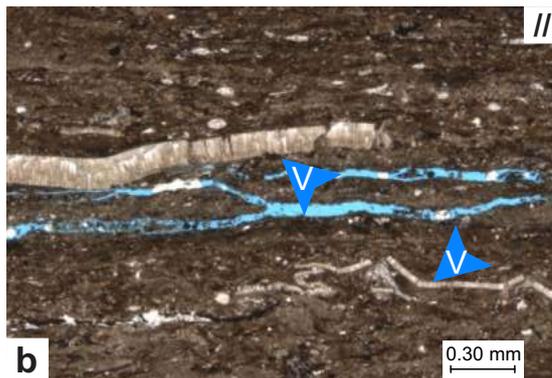
Granos:

- Silicoclásticos 5%: se observan minerales euhedrales de hábito tabular a acicular tamaño arena media a gruesa totalmente reemplazados por micrita, que posiblemente tengan un origen autigénico que tienden a concentrarse en los niveles microbianos. A su vez se distinguen escasos cristales angulosos a subangulosos de cuarzo tamaño limo.

- Esqueletales 15%: representados predominantemente radiolarios con diámetros que van desde limo a arena fina parcialmente reemplazados por calcita, algunos foraminíferos tamaño arena fina, fragmentos de valvas desarticuladas probablemente pertenecientes a pelecípodos dispuestas paralelas a la estratificación y escasos foraminíferos tamaño arena media.

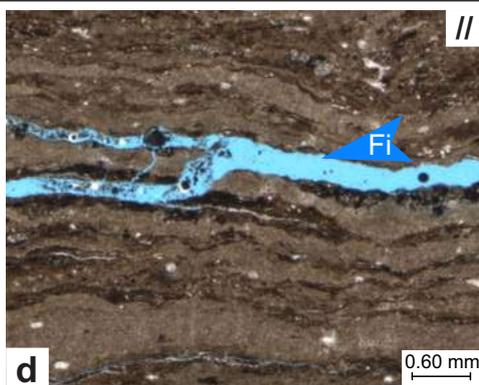
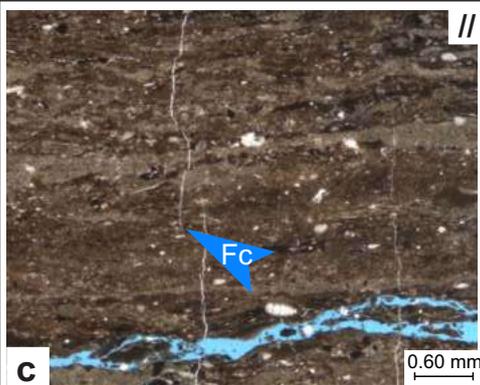
- No esqueletales 10%: compuestos por peloides calcimicríticos muy deformados por compactación, tamaño arena media.

Material diagenético: calcita.



Detalle de los componentes, mostrando fragmentos de valvas (V) probablemente de pelecípodos.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan fracturas subverticales rellenas por calcita (Fc) de morfología recta a irregular y discontinuas. Presentan aproximadamente un espesor de 25 micrones. A su vez, se advierten fracturas inducidas (Fi) que siguen la morfología de los niveles microbianos. Su espaciamiento promedio varía entre 0.20 y 0.75 milímetros.

Muestra: M47

Clase: 3

Clasificación: Bindstone

DIAGÉNESIS

Fractura natural - calcita

Fractura inducida

COMPOSICIÓN

Láminas fangosas

Láminas mixtas

Láminas micríticas

Cuarzo

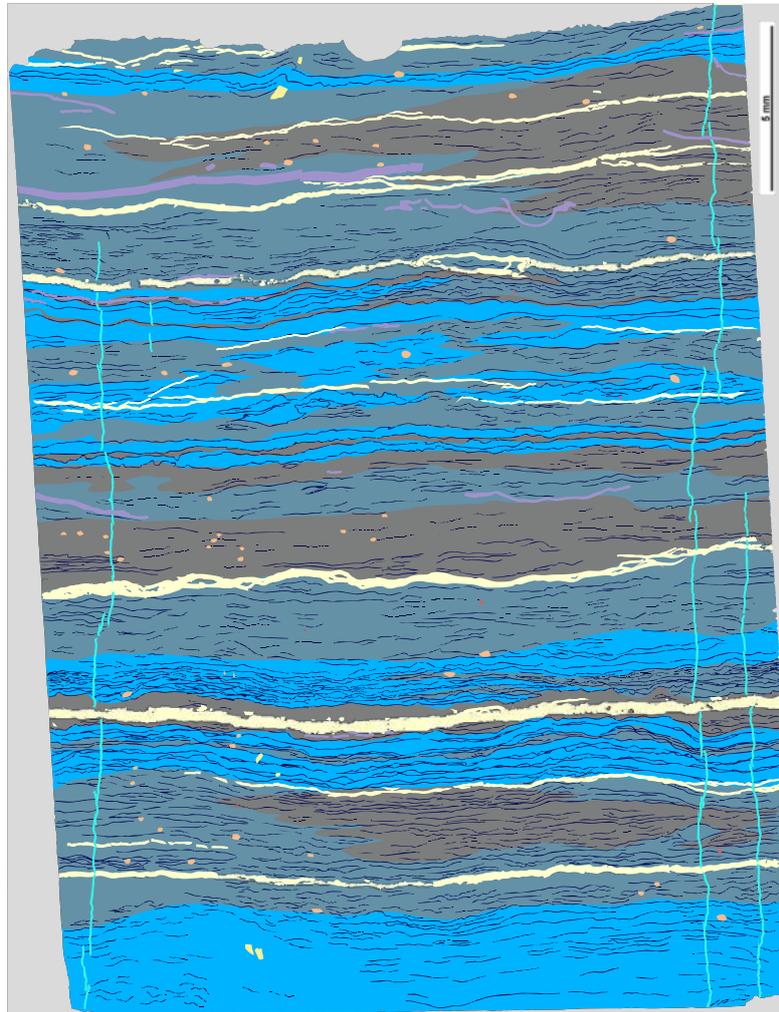
Plagioclasa

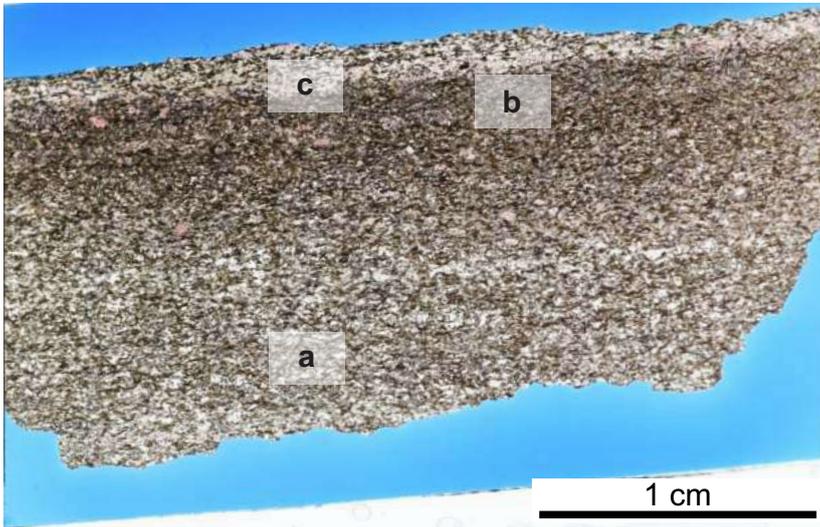
Borde + 'volado'

Radiolarios

Foraminíferos

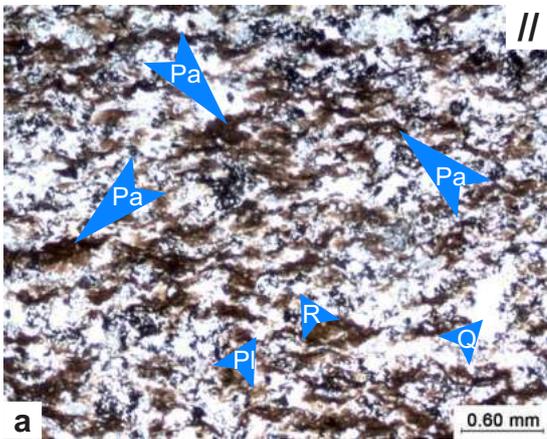
Valvas: inocerámidos?





Muestra	Afloramiento
M09	Cerro Mulichinco
Clase	Clasificación
4	Tufita (calcitizada)

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación moderada dada por la orientación paralela de los componentes elongados (a) y por la alternancia de niveles con contenido variable de fango y materia orgánica y niveles ricos en material volcánico. Hacia el sector superior del corte se observa un nivel afectado por un proceso de argilización intenso (c).



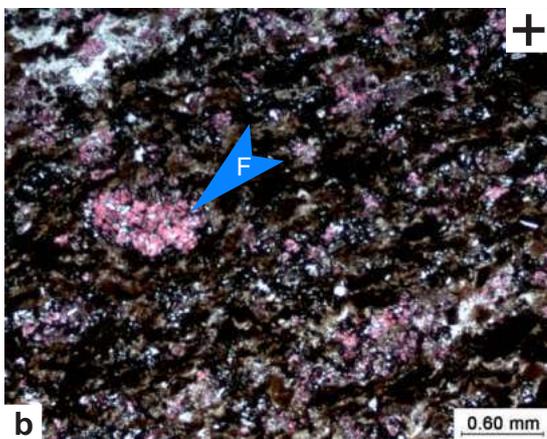
// **Matriz:** fangosa, con baja participación de materia orgánica.

Granos:

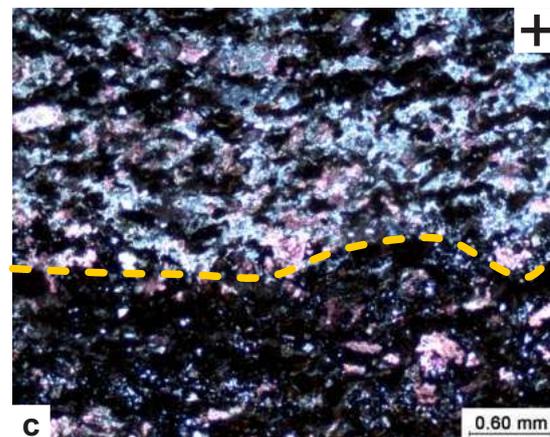
- Silicoclásticos 50%: cristales de plagioclasa tamaño arena fina a media de hábito prismático en ocasiones moderadamente alteradas a arcillas y en otras, totalmente reemplazados por calcita, cristales de cuarzo anguloso tamaño limo a arena muy fina, escasos litoclastos de origen volcánico tamaño arena fina a arena media, algunas laminillas de muscovita y escasa pirita.
- Esqueletales 1%: escasos radiolarios silicificados tamaño limo.
- No esqueletales 10%: peloides arcillosos fuertemente deformados por compactación que en ocasiones coalescen lateralmente.

Aspecto general de la roca, mostrando la disposición paralela de peloides arcillosos (Pa) que suelen coalescer lateralmente formando láminas discontinuas ricas en materia orgánica. Se observan además radiolarios (R) y cristales de cuarzo (Q) y plagioclasa (Pl).

Material diagenético: abundante chert que puede ser producto de devitrificación o de un proceso de silicificación. Se observa sobrepuesto un intenso reemplazo por calcita no selectivo que afecta tanto silicoclastos como matriz (b). A su vez, el nivel superior del corte presenta evidencias de una intensa argilización (c).



Reemplazo no selectivo por calcita afectando tanto a la matriz como a los fragmentos esqueletales como el foraminífero (F).

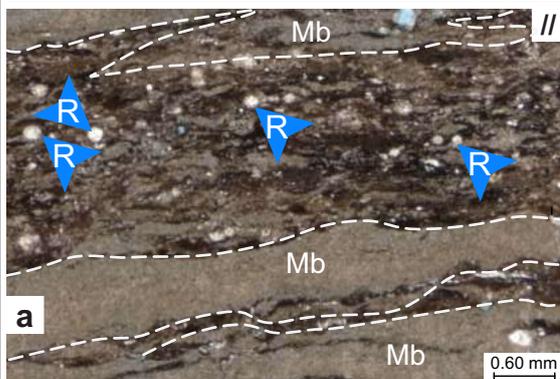
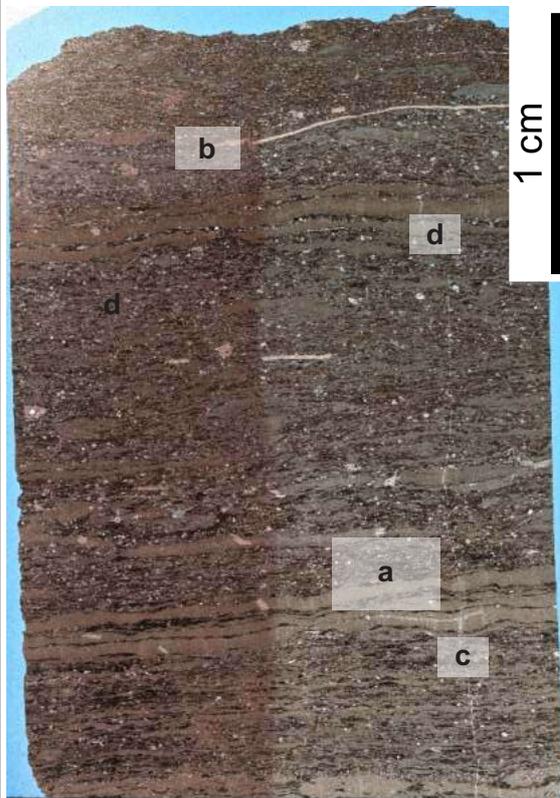


Contacto con el nivel superior de coloración más clara, afectado por una intensa argilización (por debajo de la línea punteada).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

No observables.

Muestra	Clase
M49	4
Afloramiento	Clasificación
Cerro Mulichinco	Bindstone



Aspecto general de la roca mostrando su laminación dada por la alternancia de niveles de micrita de origen microbiano (Mb) y niveles con mayor participación de material silicoclástico y materia orgánica. Se advierten a su vez radiolarios (R) y cristales de cuarzo (Q).

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación discontinua, algo ondulosa (*wavy*) paralela a la estratificación dada por la alternancia de niveles de microesparita de origen microbiano con otros que poseen cantidades variables de micrita, materia orgánica y bioclastos. Se observa una importante porosidad por disolución (10%), particularmente dada por moldes de radiolarios, aunque también es posible observar una parcial disolución de la matriz micrítica, en otros bioclastos y de los minerales euhedrales (plagioclasa?).

Matriz: calcárea, con moderada participación de arcillas y escasa materia orgánica diseminada.

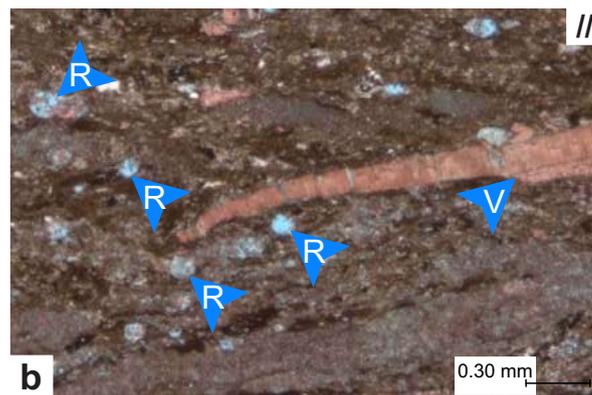
Granos:

- Silicoclásticos 5%. Representados por minerales euhedrales autigénicos (plagioclasa?) totalmente reemplazados por calcita tamaño arena media y cristales subangulares a subredondeados de cuarzo tamaño limo.

- Esqueletales 20%. Predominantemente radiolarios con diámetros que van desde limo a arena fina levemente reemplazados por calcita y algunos fragmentos de valvas desarticuladas pertenecientes a inocerámidos alineadas con la estratificación.

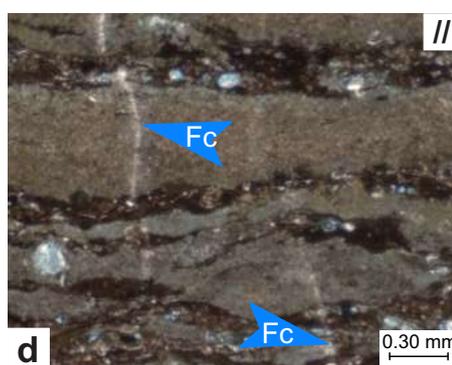
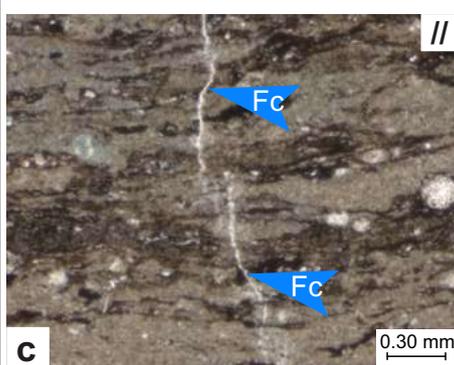
- No esqueletales 2%. Peloides calcimicríticos muy deformados por compactación, tamaño arena gruesa.

Material diagenético: principalmente calcita.



Detalle de los componentes: abundantes radiolarios (R) reemplazados por calcita y parcial a totalmente disueltos y fragmentos de valvas de pelecipodos (V).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se aprecian fracturas subverticales rellenas por calcita (Fc). Son discontinuas y de espesor variable (<20 micrones).

Muestra: M49

Clase: 5

Clasificación: Bindstone

DIAGÉNESIS

Fractura natural - calcita

Porosidad por disolución

COMPOSICIÓN

Niveles fangosos

Niveles micríticos

Cuarzo

Plagioclasa?

Borde + 'volado'

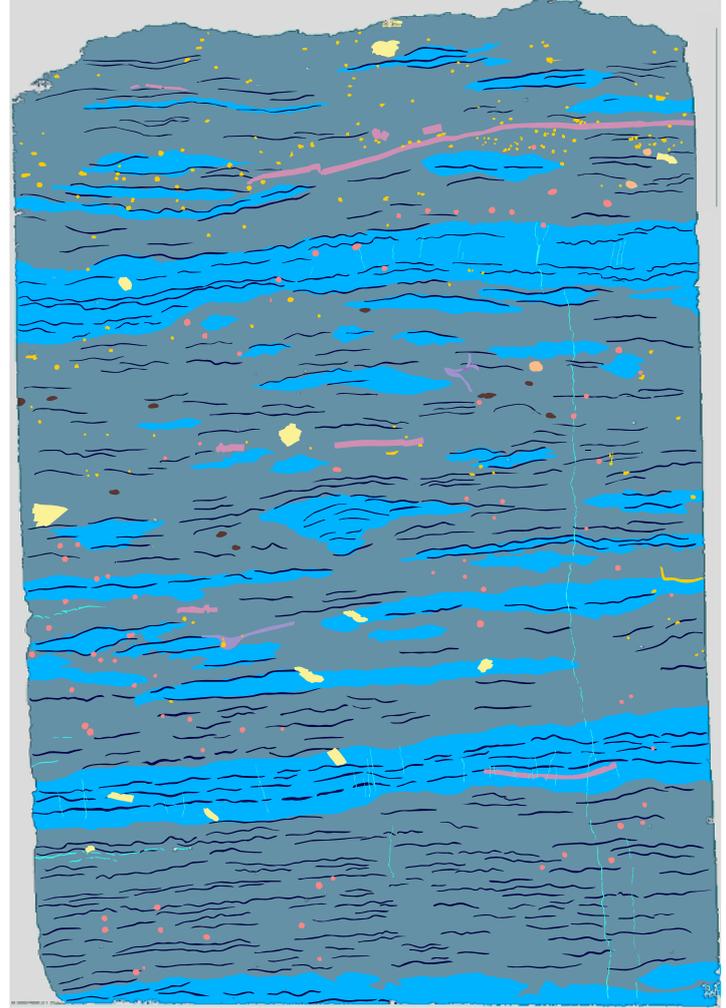
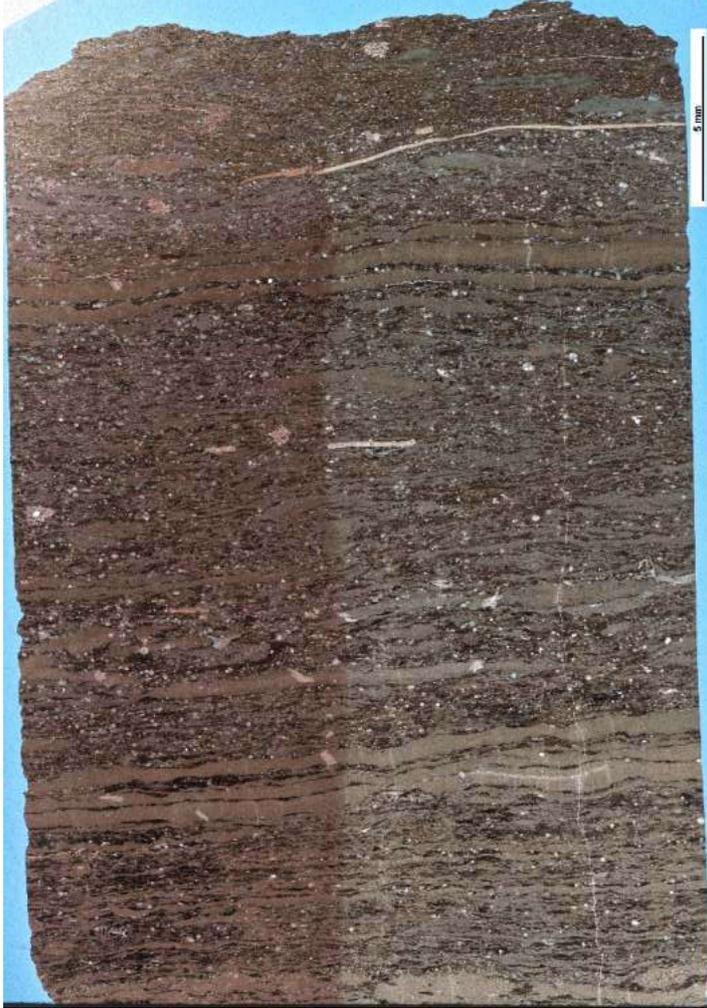
Radiolarios

Foraminíferos

Inocerámidos

Valvas indiferenciadas

Peloides



Muestra	Clase
M02	5
Afloramiento	Clasificación
Cerro Mulichinco	Wackestone

Textura general y microestructura: roca de aspecto masivo, fango sostén. En la sección superior del corte se observa un área de coloración más clara, con un borde relativamente neto correspondiente a parches de micrita recristalizada.

Matriz: peloidal de aspecto grumoso con baja participación de arcillas.

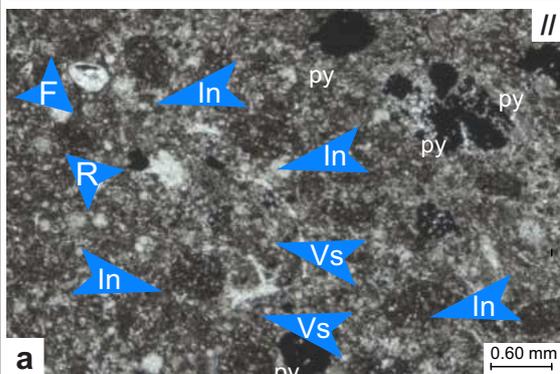
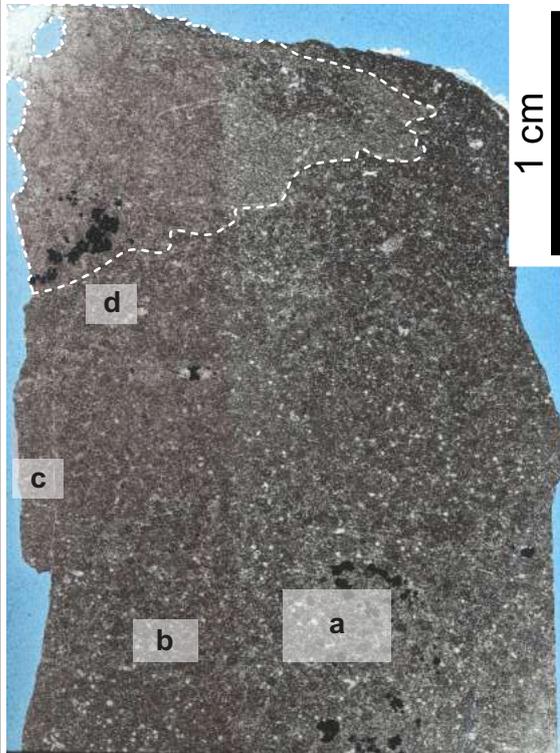
Granos:

- Silicoclásticos 5%. Representados por cristales subredondeados de cuarzo tamaño limo y escasos cristales de plagioclasa de tamaño arena fuertemente alterados a arcillas.

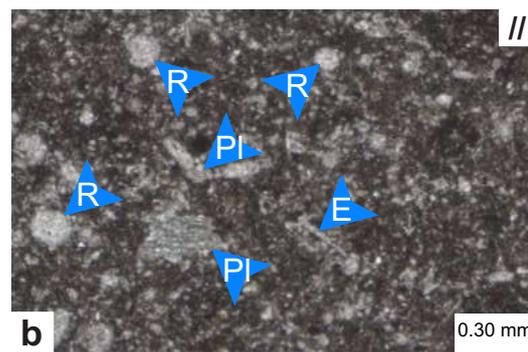
- Esqueletales 35%. Predominantemente radiolarios con diámetros que van desde limo a arena fina levemente reemplazados por calcita; abundantes espículas de esponjas (?), abundantes fragmentos de saccocómidos tamaño arena media; escasos foraminíferos tamaño arena media en ocasiones parcialmente reemplazados por pirita y algunos fragmentos de valvas desarticuladas. Se observan abundantes detritos bioclásticos indiferenciados con forma de tablillas tamaño limo de composición calcítica.

- No esqueletales 25%. Se observan abundantes intraclastos de morfología esférica a ovalada, tamaño arena media. Algunos presentan bordes bien definidos mientras que en otros casos tienden a agruparse en forma de clusters y perderse en la matriz calcárea con bordes difusos.

Material diagenético: calcita y pirita.

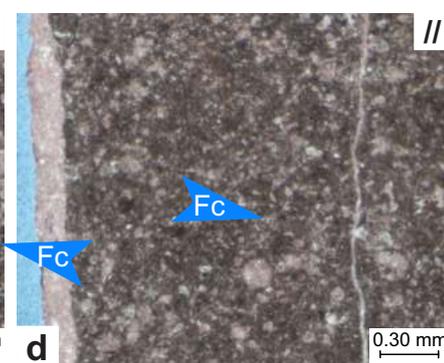
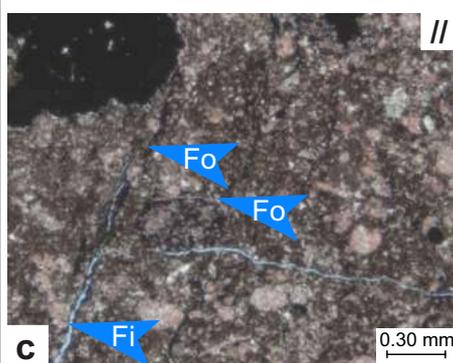


Aspecto general de la roca mostrando su matriz peloidal y sus principales componentes: radiolarios (R) totalmente reemplazados por calcita, intraclastos (In) subsféricos, fragmentos de vlavas de saccocómidos (Vs) y foraminíferos (F). Se advierten a su vez partículas totalmente piritizadas (py).



Detalle de los componentes: abundantes radiolarios (R), escasos cristales de plagioclasa (PI) moderadamente alterados a arcillas, y posibles espículas de esponjas (E).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan microfracturas rellenas por calcita (Fc) con una disposición subvertical, discontinuas y de espesor relativamente variable (<50 micrones). A su vez, se aprecian fracturas rellenas por minerales opacos (Fo), probablemente óxidos de hierro, subverticales. Las fracturas inducidas (Fi) son irregulares y adoptan disposiciones subverticales y subhorizontales.

Muestra: M02

Clase: 5

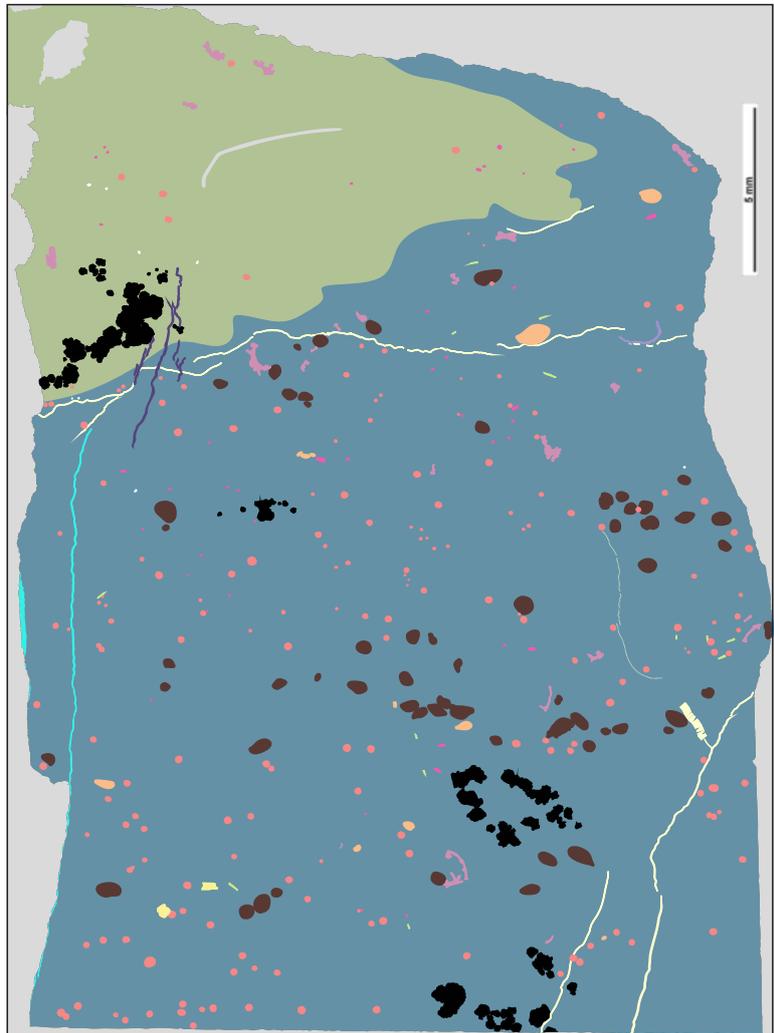
Clasificación: Wackestone

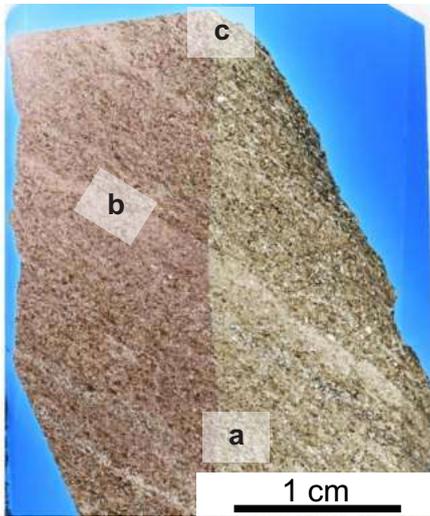
DIAGÉNESIS

- | | |
|---|--|
|  Parches de micrita recristalizada |  Fractura natural - calcita |
|  Fractura natural - óxidos |  Fractura inducida |

COMPOSICIÓN

- | | |
|---|---|
|  Matriz calcárea-fangosa |  Radiolarios |
|  Cuarzo |  Saccocomidos |
|  Plagioclasa |  Detrito bioclástico |
|  Pirita |  Foraminíferos |
|  Borde + 'volado' |  Intraclastos |
| |  Valvas |
| |  Espículas? |





Muestra	Afloramiento	Clase	Clasificación
M11	Cerro Mulichinco	5	Packstone

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por el alineamiento paralelo de componentes elongados y variaciones en el contenido de peloides carbonáticos.

Matriz: micrítica-limosa, en donde la fracción limo está formada por plagioclasa, cuarzo y fragmentos esqueléticos indiferenciados.

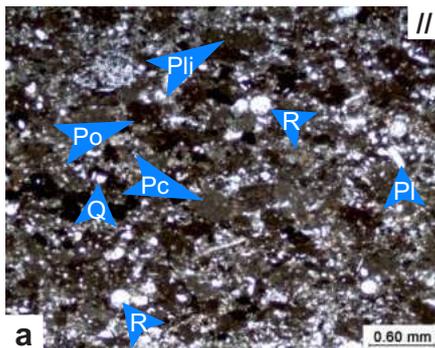
Granos:

- Silicoclásticos 10%: prismas de plagioclasa con tamaños hasta arena media fuertemente alterados a calcita, cristales angulosos de cuarzo tamaño arena muy fina, algunos litoclastos de origen volcánico tamaño arena fina, pirita y escasas laminillas de muscovita dispuestas paralelamente a la estratificación.

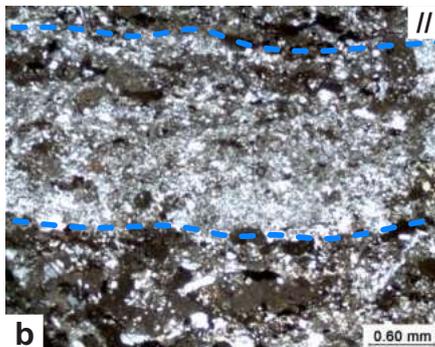
- Esqueléticos 10%: radiolarios tamaño arena muy fina reemplazados por calcita, foraminíferos tamaño arena media totalmente reemplazados por calcita y escasas valvas de pelecípodos fragmentadas de disposición horizontal a subhorizontal.

- No esqueléticos 50%: peloides carbonáticos tamaño arena media a gruesa de forma esférica a ovalada, otros peloides de color castaño oscuro posiblemente por su contenido en materia orgánica, tamaño arena fina y con forma subsférica y peloides carbonáticos que incluyen material limoso.

Material diagenético: calcita, posible dolomita.

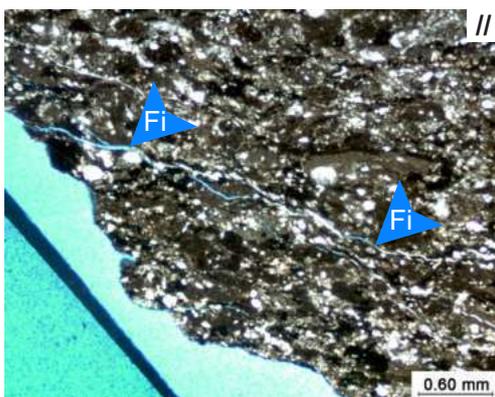


Aspecto general de la roca mostrando sus componentes: peloides carbonáticos (Pc), peloides ricos en materia orgánica (Po) y peloides de composición carbonática pero que incluyen material limoso en su interior (Pli). Se advierten a su vez, radiolarios (R) y cristales de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Q).

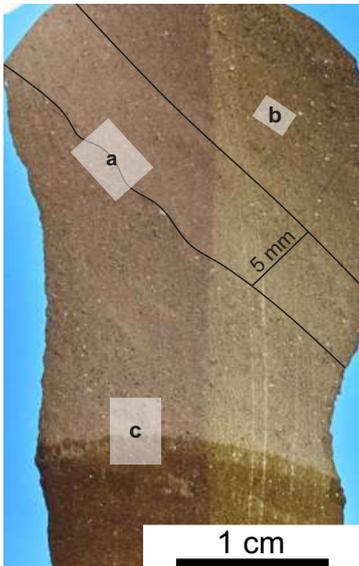


Laminación de la roca generada por la alternancia de niveles con diferente contenido de peloides (líneas punteadas).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

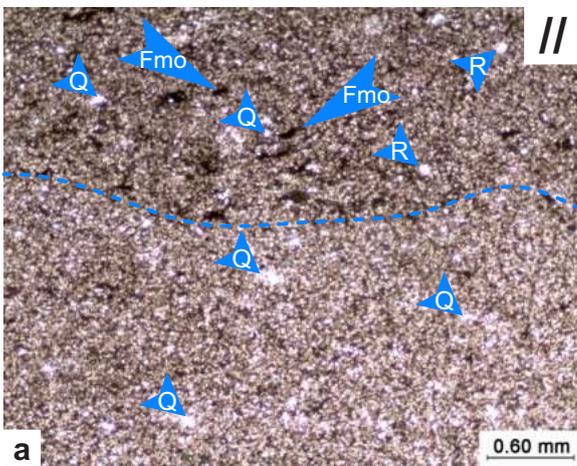


Se advierten escasas fracturas inducidas (Fi) en un extremo de la sección delgada. Son irregulares y discontinuas, dispuestas paralelamente al borde del corte. Presentan terminaciones bifurcadas.



Muestra	Afloramiento	Clase	Clasificación
M18	Cerro Mulichinco	5	Fangolita fina (dolomitizada)

Textura general y microestructura: sacaroide, formada por un mosaico de cristales de dolomita equidimensionales subhedrales a euhedrales de 0,02 mm de diámetro. La roca presenta una laminación difusa dada por la orientación paralela de parches arcillosos que concentran materia orgánica. Se observa la presencia de un nivel de 5 mm y límites difusos que se caracteriza por un menor contenido de fango y materia orgánica.



Matriz: dolomítica, levemente fangosa con moderada a alta participación de materia orgánica.

Granos:

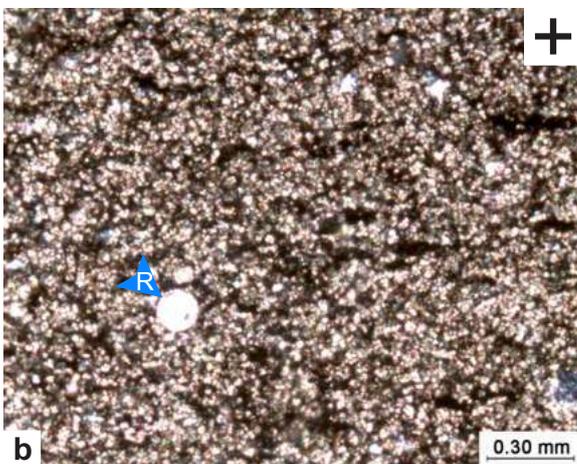
- Silicoclásticos 5%: cristales de cuarzo angulosos tamaño arena muy fina, algunas laminillas de muscovita tamaño limo y escasos cristales subhedrales de pirita tamaño limo.

- Esqueletales 10%: radiolarios de tamaño limo totalmente reemplazados por dolomita.

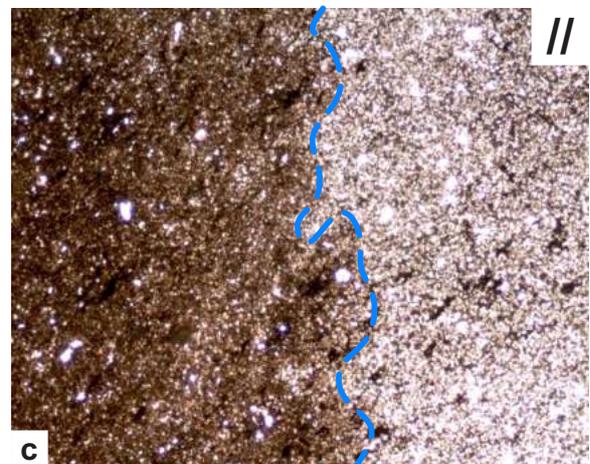
- No esqueletales (15%): partículas fangosas ricas en materia orgánica paralelas a la estratificación.

Aspecto general de la roca mostrando la textura sacaroide formada por cristales tamaño limo de dolomita y sus componentes: radiolarios (R), cristales de cuarzo (Q) y partículas de fango y materia orgánica (Fmo). Nótese el contacto del nivel de bajo contenido de fango y materia orgánica y de los componentes restantes por debajo de la línea punteada.

Material diagenético: intensa dolomitización. Se advierte la presencia de una zona de diferente coloración, probablemente debida a un proceso de diagénesis telogenético.



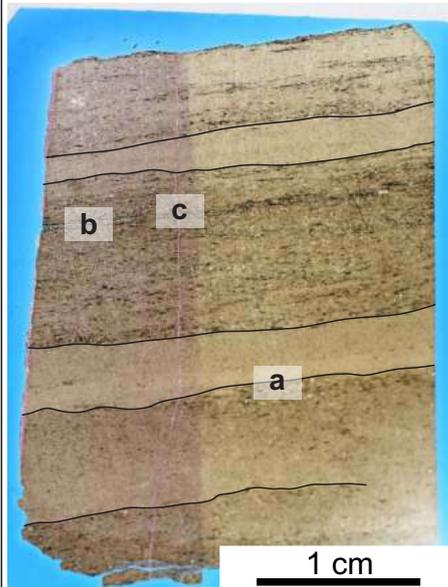
Radiolario (R) totalmente reemplazado por calcita.



Parche diagenético mostrando el contacto relativamente difuso (línea punteada).

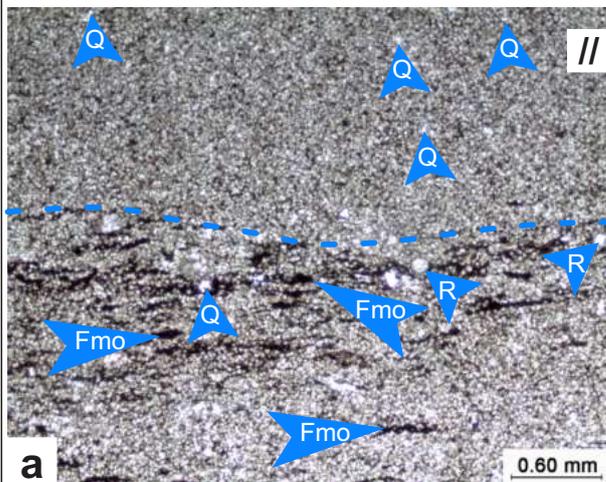
Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

No observables.



Muestra	Afloramiento	Clase	Clasificación
M21	Cerro Mulichinco	5	Pelita fina (dolomitizada)

Textura general y microestructura: sacaroide, formada por un mosaico de cristales equidimensionales de dolomita euhedral a subhedral de entre 0,02 y 0,03 mm de diámetro. Se observa una laminación dada por la alternancia de niveles formados principalmente por dolomita y otros más ricos en materia orgánica y fango. Las láminas ricas en materia orgánica tienen aproximadamente 1 cm de espesor mientras que las que poseen escasa materia orgánica tienen menos de 0,5 cm de espesor.



Aspecto general de la roca mostrando niveles formados principalmente por dolomita y material silicoclástico representado principalmente por cristales de cuarzo (Q) y niveles con mayor contenido de fango impregnado con materia orgánica (Fmo) y radiolarios (R). La roca presenta una alternancia de niveles ricos en dichos fragmentos impregnados en materia orgánica (por debajo de la línea punteada) y niveles que carecen de los mismos.

Matriz: dolomítica, levemente fangosa con leve a moderada participación de materia orgánica.

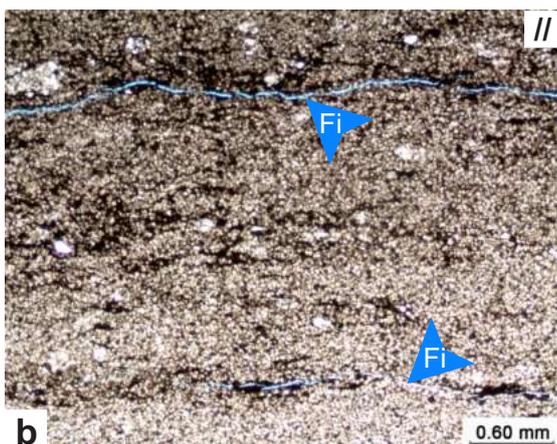
Granos:

- Silicoclásticos 5%: cristales de cuarzo angulosos tamaño limo a arena muy fina y algunas laminillas de muscovita paralelas a la estratificación.
- Esqueletales 5%: radiolarios tamaño arena muy fina totalmente reemplazados por dolomita.
- No esqueletales 10%: partículas fangosas ricas en materia orgánica horizontales a subhorizontales (a).

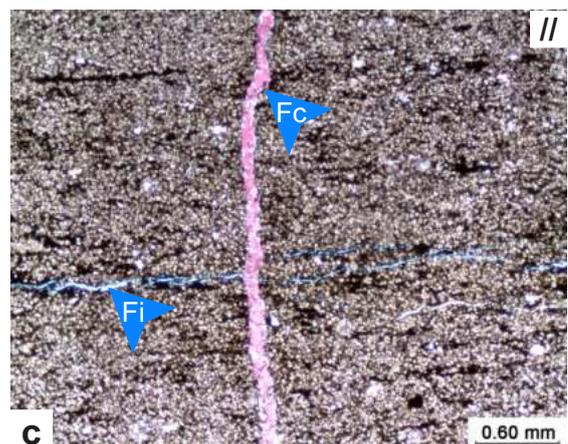
Material diagenético: dolomitización pervasiva y posterior relleno de fracturas por calcita.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Se aprecia una fractura vertical rellena por calcita (Fc) de espesor variable entre 0,075 y 0,15 mm. Las fracturas inducidas (Fi) son escasas, de disposición horizontal a subhorizontal y se caracterizan por ser discontinuas y estar asociadas a los niveles en donde se concentran el fango y la materia orgánica. Son continuas, aunque pueden bifurcarse y volver a coalescer.



Fracturas inducidas (Fi) irregulares y discontinuas. En muchos casos terminan gradualmente sin cortar la totalidad de la sección.



Fractura subvertical rellena por calcita, de morfología recta, levemente irregular y espesor variable.

Muestra	Afloramiento	Clase	Clasificación
M40	Cerro Mulichinco	5	Tufita

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la presencia de niveles con diferente contenido de fango y materia orgánica.

Matriz: fangosa con moderada a baja participación de materia orgánica y material tamaño limo (representado por cristales de plagioclasa y cuarzo).

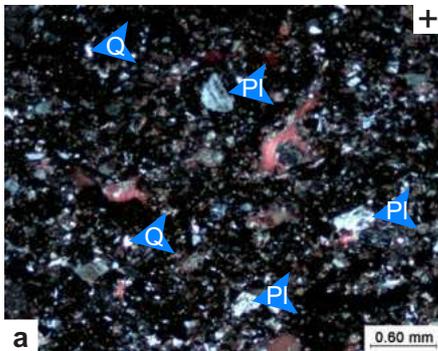
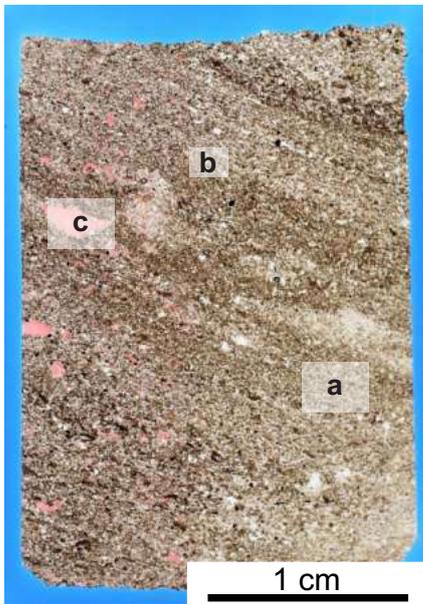
Granos:

- Silicoclásticos 80%: cristales prismáticos de plagioclasa tamaño arena muy fina a media alterados a sericita y calcita, cristales de cuarzo angulosos tamaño arena muy fina a fina que en ocasiones presentan bordes reabsorvidos? y escasos cristales de feldespato tamaño arena fina a media. Accesoriamente se observan clastos de origen volcánico tamaño arena fina a media, laminillas de muscovita y cristales subhedrales de piritita tamaño arena muy fina.

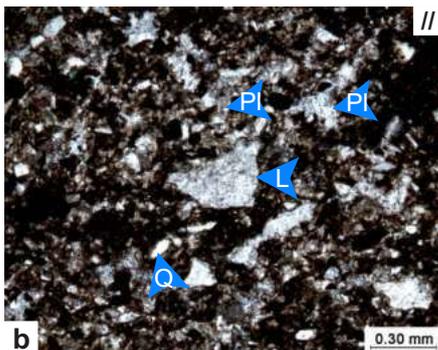
- Esqueletales: -

- No esqueletales: -

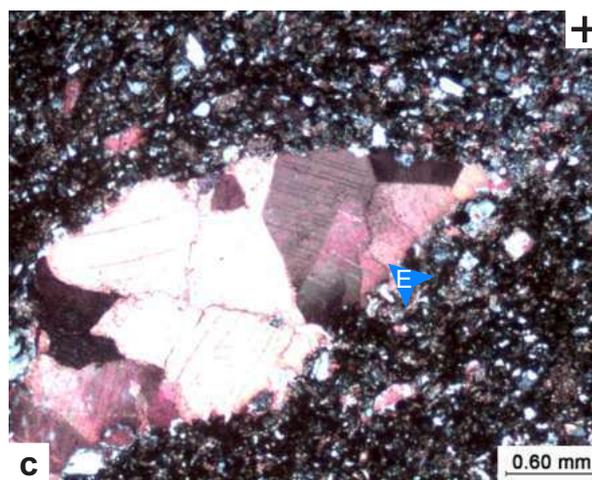
Material diagenético: calcita reemplazando cristales de plagioclasa. En ocasiones se observan sectores de entre 1 y 3 mm de diámetro ocupados por un único cristal de esparita o pocos individuos (c).



Aspecto genreal de la roca, mostrando sus componentes principales: plagioclasa (PI) y cuarzo (Q).



Detalle de litoclasto (L), acompañado de cristales de plagioclasa (PI) fuertemente alterados a arcillas y carbonatos y cristales angulosos de cuarzo (Q).

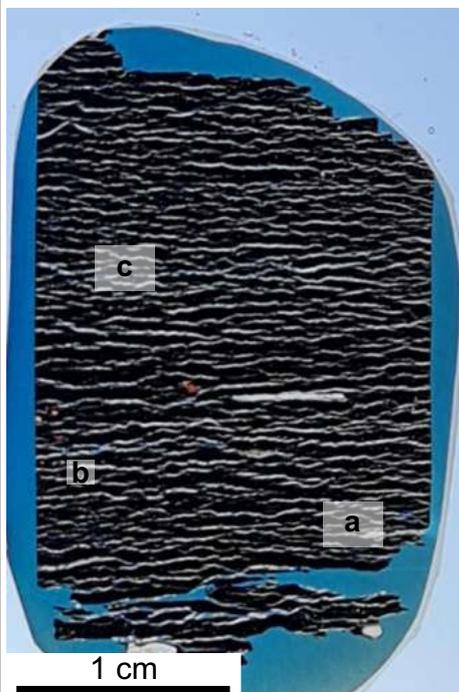


Cavidades de hasta 3 mm de diámetro rellenas por unos pocos individuos de esparita (E).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

No observables.

Muestra	FRX									COT (%)
PC25	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			8,85
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	29,91	4,92	0,31	1,15	30,44	168	266	274	38	
	Clase		1	Clasificación				Pelita fina		



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados.

Matriz: arcillosa con moderada a alta participación de materia orgánica.

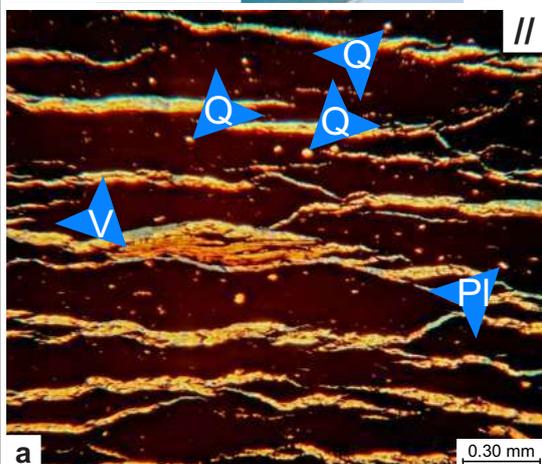
Granos:

-Silicoclásticos 3%: tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena muy fina moderadamente alterada a arcillas y cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.

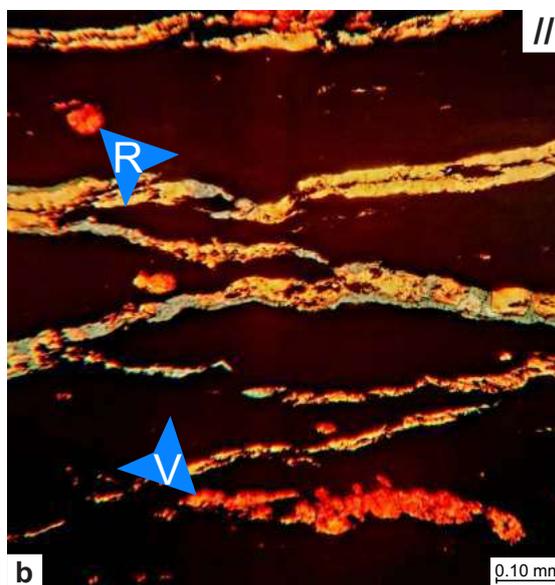
-Esqueletales 5%: radiolarios reemplazados por calcita y fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales: -

Material diagenético: arcillas y calcita.

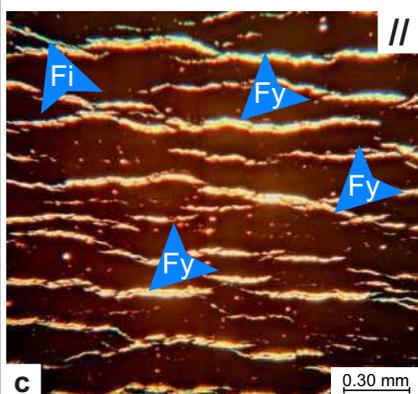


a Aspecto general de la roca, con matriz fangosa, rica en materia orgánica y textura mediana. un fragmento de valva (V) cristales de cuarzo (Q) y plagioclasa (Pl).



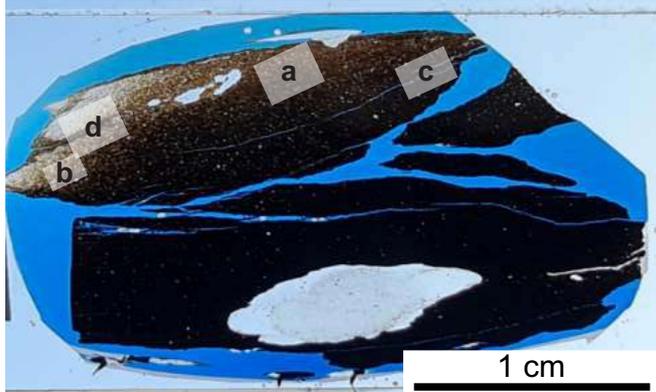
b Detalle de los componentes: radiolarios (R) reemplazados por calcita y un fragmento de valva (V) orientado paralelamente a la estratificación.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



c Se observan fracturas rellenas por yeso (Fy) de hábito prismático, de disposición horizontal a subhorizontal, discontinuas y de morfología irregular. Presentan un espaciamiento regular de aproximadamente 0,5 mm. En ocasiones se asocian a las mismas fracturas inducidas (Fi) que presentan las mismas características en cuanto a morfología, orientación y discontinuidad.

Muestra	FRX									COT (%)
PC06	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			1,09
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	54,21	11,10	0,45	2,35	23,50	246	2	59	10	
	Clase		1	Clasificación				Pelita fina		



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por orientación de componentes elongados y una variación en el contenido de materia orgánica en capas transicionales, discontinuos y de espesor variable.

Matriz: peloidal con baja participación de materia orgánica. Los peloides son arcillosos y se encuentran fuertemente deformados por compactación, coalesciendo lateralmente.

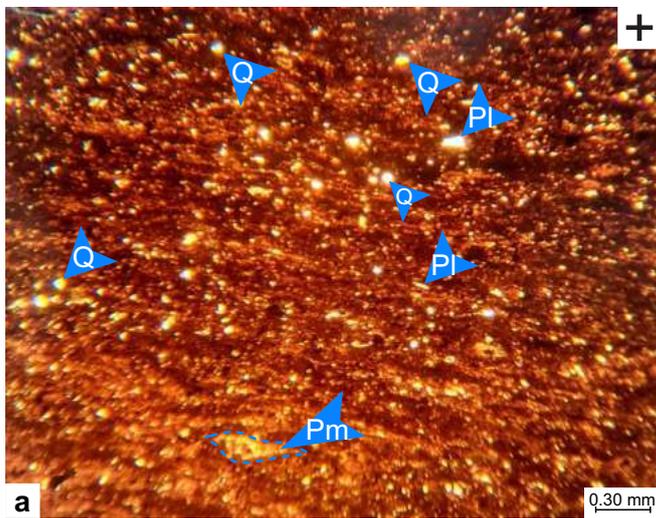
Granos:

- Silicoclásticos 10%: cristales de cuarzo angulosos tamaño limo y escasas tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena muy fina fuertemente alteradas a arcillas y calcita y láminas de muscovita orientadas paralelamente a la estratificación.

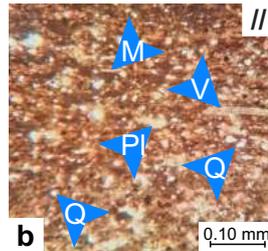
- Esqueletales 5%: fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

- No esqueletales 3%: escasos peloides micríticos, fuertemente deformados por compactación de tamaño arena muy fina.

Material diagenético: arcillas y calcita.



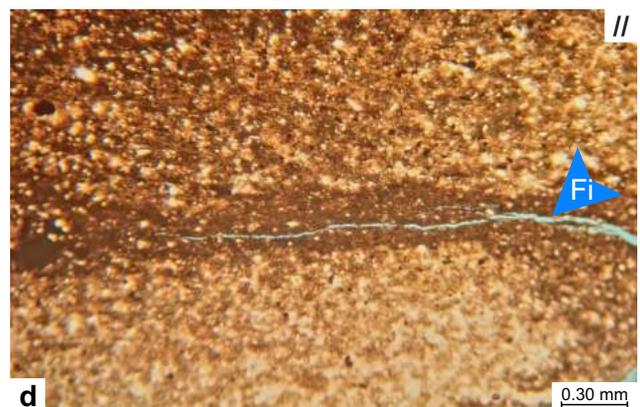
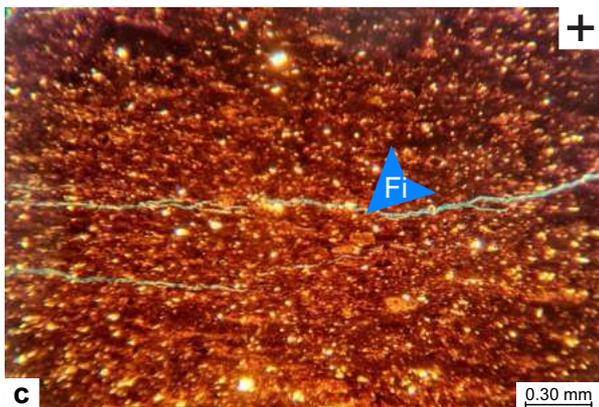
Aspecto general de la roca mostrando matriz peloidal, donde los peloides son de tipo arcilloso y coalescen lateralmente. Se observan cristales de cuarzo (Q) y plagioclasa (PI) y peloides micríticos (Pm).



Detalle de los componentes: fragmento de valva (V), láminas de muscovitas (M), cristales de cuarzo (Q) y plagioclasa (PI).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Se observan fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales de morfología irregular, en ocasiones con bifurcaciones (c). Algunas terminan gradualmente dentro de la matriz. En sectores se presentan asociadas a niveles de mayor contenido de materia orgánica (d).



Muestra	FRX									COT (%)
PC14	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			3,02
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	36,51	5,08	0,20	0,78	38,74	198	10	105	17	
	Clase		1	Clasificación			Pelita mediana			



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación moderada dada por la orientación de componentes elongados y por la concentración de materia orgánica en niveles de espesor variable y límites difusos (Nmo).

Matriz: arcillosa con moderada participación de materia orgánica.

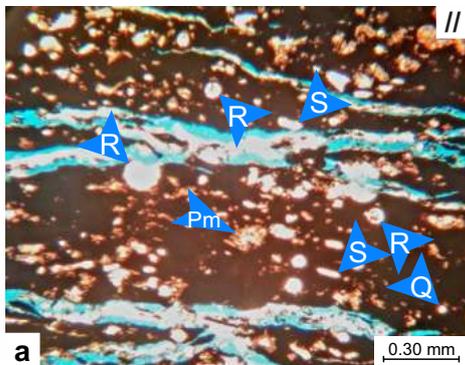
Granos:

-Silicoclásticos 5%: tablillas subhedrales a euhedrales de plagioclasa de tamaño limo a arena fina fuertemente alterada a arcillas y calcita y cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.

-Esqueletales 40%: radiolarios reemplazados por calcita y en ocasiones con un óxidos de hierro en su centro. Se observan además posibles fragmentos de scaocómidos y escasos foraminíferos.

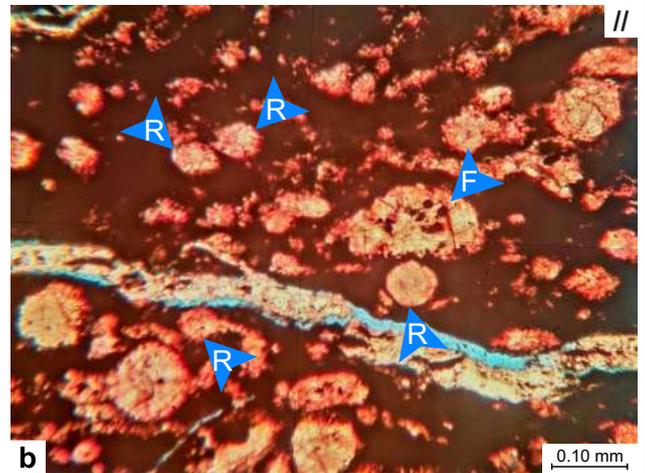
-No esqueletales 5%: peloides micríticos fuertemente deformados por compactación.

Material diagenético: arcillas, calcita y óxidos de hierro.

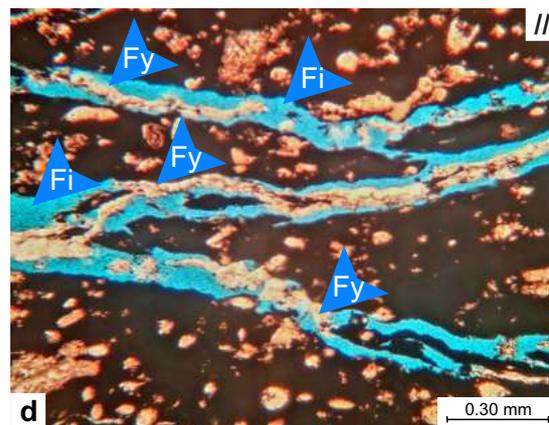
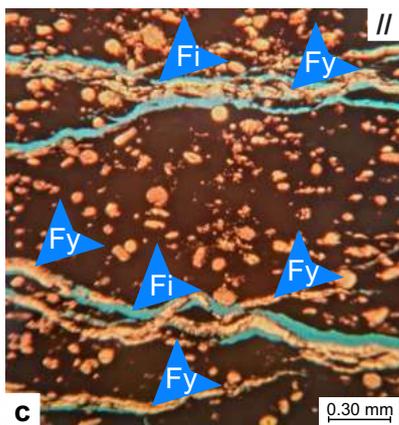


Aspecto general de la roca, de matriz arcillosa, mostrando radiolarios (R), peloides micríticos (Pm), cristales de cuarzo (Q) y posibles fragmentos de scaocómidos (S).

Detalle de los componentes: radiolarios (R) y posible foraminífero (F).

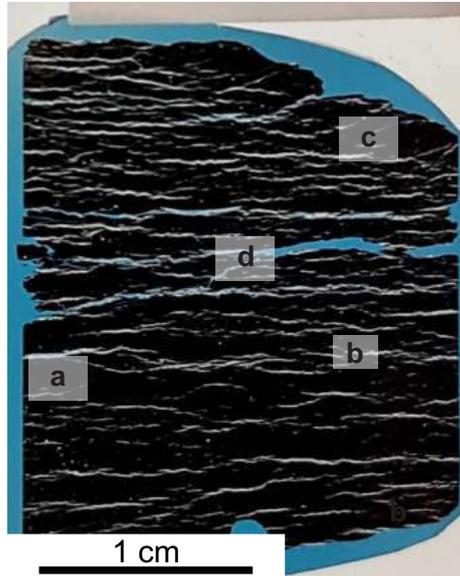


Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan fracturas rellenas por yeso (Fy) que muchas veces son aprovechadas por fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales, muy irregulares, discontinuas y con frecuentes bifurcaciones (e). En ocasiones algunas fracturas oblicuas conectan otras fracturas horizontales (d). Su espaciamiento promedio es de 1 mm.

Muestra	FRX									COT (%)
Pc24a	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			3,60
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	40,66	7,02	0,29	1,73	33,98	278	9	86	13	
	Clase		1	Clasificación				Pelita fina		



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados.

Matriz: arcillosa a peloidal con alta participación de materia orgánica. Los peloides están formados principalmente por arcillas, con cierta participación de micrita y se encuentran fuertemente deformados por compactación, coalesciendo lateralmente entre sí.

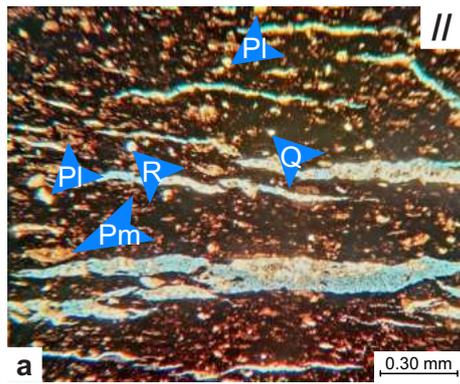
Granos:

-Silicoclásticos 10%: cristales angulosos de cuarzo tamaño limo, escasas tabillitas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena muy fina moderadamente alterada a arcillas y láminas de muscovita de orientación horizontal.

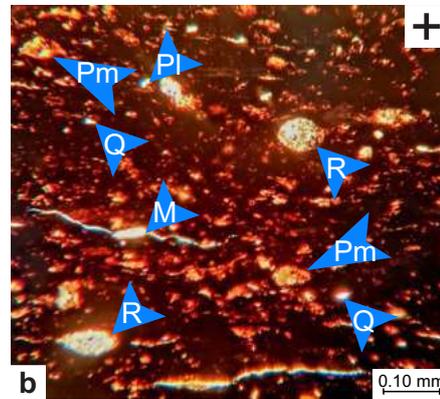
-Esqueletales 10%: se observan radiolarios reemplazados por calcita y fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales 10%: peloides micríticos moderadamente deformados por compactación tamaño arena muy fina a fina.

Material diagenético: arcillas y calcita.



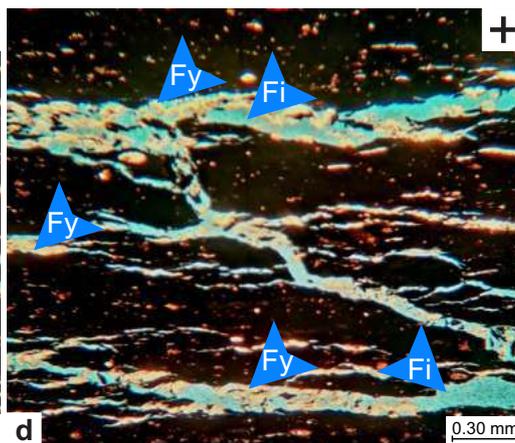
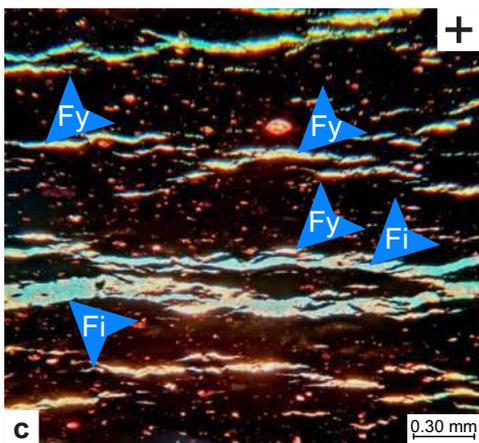
Aspecto general de la roca, mostrando la matriz arcillosa a peloidal. Se aprecian peloides micríticos (Pm) deformados por compactación, radiolarios (R) y cristales de cuarzo (Q) y plagioclasa (Pl).



Detalle de componentes: radiolarios (R), peloides micríticos (Pm), cuarzo (Q), muscovita (M) y plagioclasa (Pl).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Se observan abundantes fracturas rellenas por yeso (Fy) discontinuas e irregulares (c) que en muchos casos son aprovechadas por fracturas inducidas (Fi) que se propagan paralelamente a las mismas.



En general muestran una orientación horizontal a subhorizontal, y en algunos casos, se disponen de manera oblicua, conectando diferentes fracturas inducidas horizontales (d). El espaciamiento entre las discontinuidades es irregular y disminuye hacia el tope del corte desde aproximadamente 0,10 a 0,05 mm.

Muestra	FRX									COT (%)
PC06	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			2,23
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	47,98	6,51	0,25	1,59	39,84	308	9	80	7	
	Clase		1	Clasificación				Pelita gruesa		



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación moderada dada por la variación en el contenido de bioclastos y componentes silicoclásticos en niveles difusos.

Matriz: fangosa con baja participación de materia orgánica.

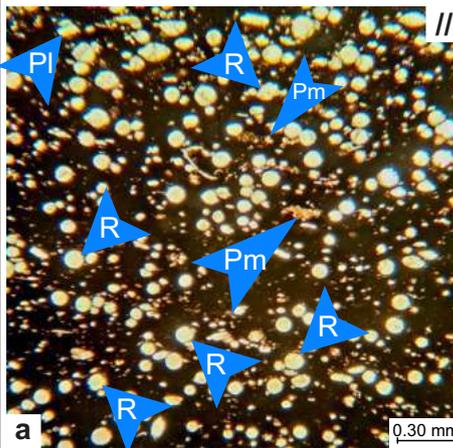
Granos:

-Silicoclásticos 10%: tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena muy fina moderadamente alterada a arcillas y cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.

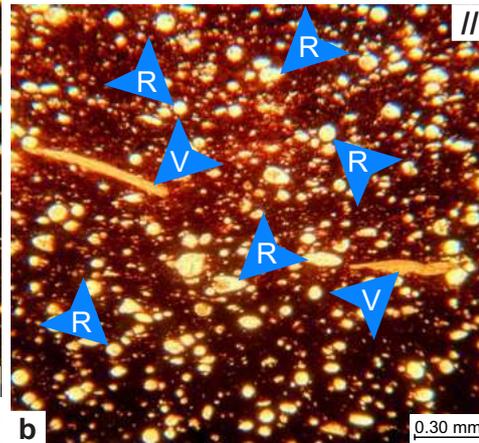
-Esqueletales 50%: radiolarios reemplazados por calcita en parte, rellenos por minerales opacos, escasos foraminíferos y fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales 3%: escasos peloides micríticos, fuertemente deformados por compactación de tamaño arena muy fina.

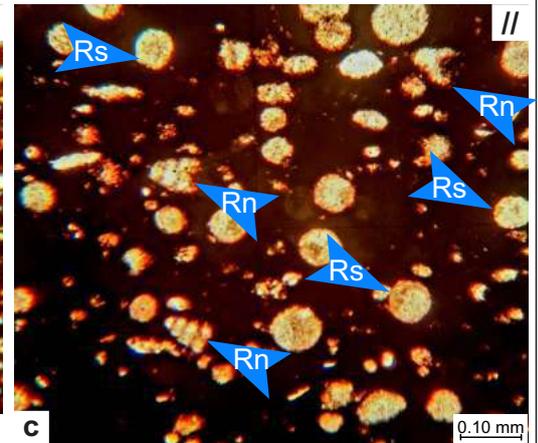
Material diagenético: arcillas y calcita.



a Aspecto general de la roca mostrando la abundancia de radiolarios (R) y escasos cristales de plagioclasa (Pl) y peloides micríticos (Pm).



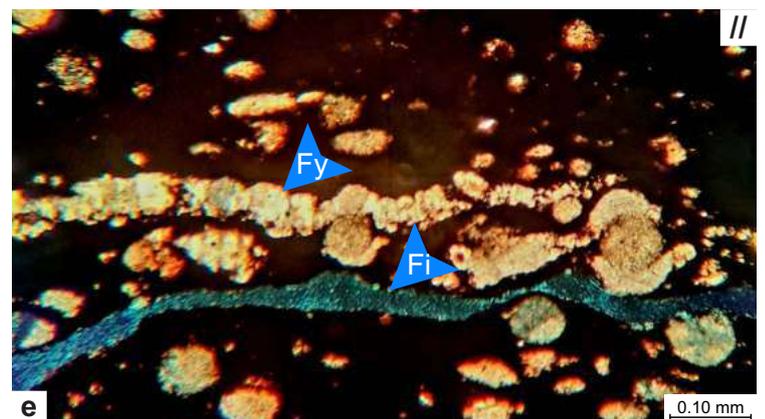
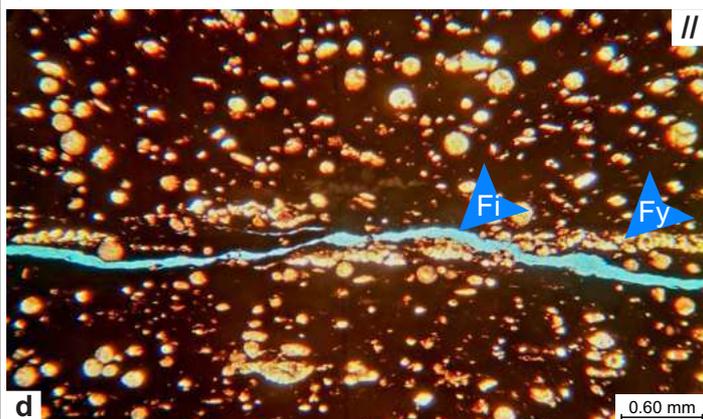
b Detalle de los componentes: radiolarios (R) y valvas (V).



c Detalle de radiolarios Nesellaria (Rn) y radiolarios Spumellaria (Rs).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Se advierte la presencia de una fractura paralela a la estratificación rellena por yeso de hábito prismático (Fy) discontinua y de morfología irregular. La misma controla la ubicación de una fractura inducida (Fi) que atraviesa la totalidad del corte.



Muestra	FRX									COT (%)
PC04	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			2,76
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	42,01	4,80	0,18	1,23	47,20	311	6	80	8	
	Clase		2	Clasificación				Pelita gruesa		



Textura general y microestructura: fango a grano sostén. Laminación difusa dada por la alternancia de niveles con distinto contenido de bioclastos, los cuales son transicionales. Se observa un nivel difuso donde se concentran peloides micríticos (Np). Hacia la base del corte se advierte un contacto neto con una fangolita fina peloidal con escaso contenido de bioclastos y elementos silicoclásticos.

Matriz: fangosa con alta participación de materia orgánica.

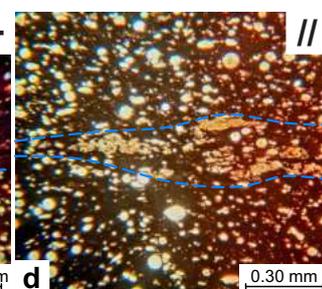
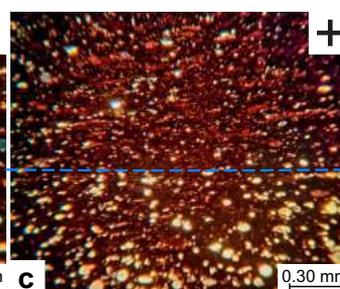
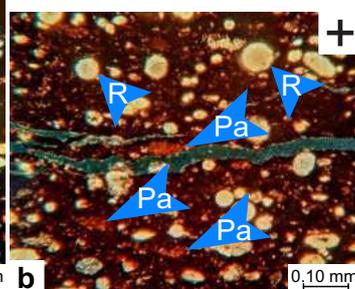
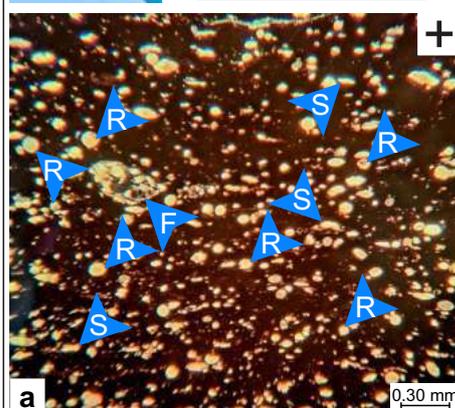
Granos:

-Silicoclásticos 5%: cristales angulosos de cuarzo tamaño limo y escasas tablillas de plagioclasa tamaño limo moderadamente alteradas a arcillas y calcita.

-Esqueletales 60%: radiolarios reemplazados por calcita, posibles fragmentos de sacocómidos, escasos foraminíferos y fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

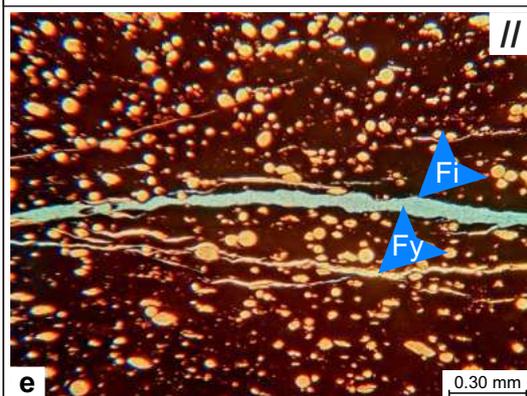
-No esqueletales 10%: peloides arcillosos deformados por compactación de tamaño arena muy fina a fina y peloides micríticos concentrados en un nivel, deformados por compactación.

Material diagenético: arcillas y calcita.



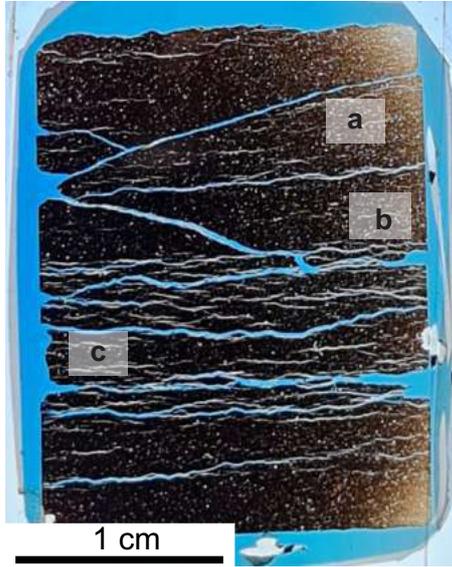
Aspecto general de la roca, con matriz fangosa y gran abundancia de granos peloides arcillosos (Pa) y esqueletales: abundantes radiolarios (R), radiolarios (R), un foraminífero (F) y posibles fragmentos de valvas de sacocómidos (S).
 Detalle de los componentes: Peloides micríticos peloidal (por debajo de la línea punteada) que presenta (entre líneas punteadas) escasa participación de silicoclastos tamaño limo y escasos bioclastos.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan dos fracturas inducidas (Fi) horizontales de arreglo anastomosado, discontinuas de morfología irregular, que pueden presentar bifurcaciones y atraviesan la totalidad del corte. Ambas parecen estar asociadas, al menos en parte a la presencia de fracturas rellenas por yeso (Fy) discontinuas, de morfología irregular y disposición horizontal a subhorizontal.

Muestra	FRX									COT (%)
PC13	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			2,62
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	43,00	5,28	0,17	1,03	39,78	296	6	61	8	
	Clase		2	Clasificación				Pelita mediana		



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación pobre dada por la orientación de componentes elongados.

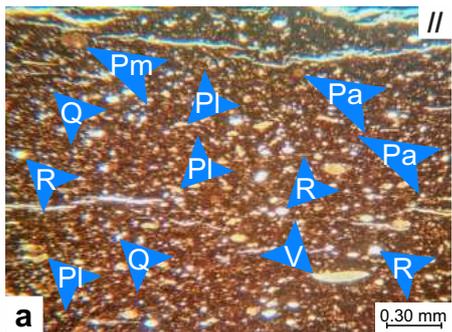
Matriz: arcillosa con moderada participación de materia orgánica.

Granos:

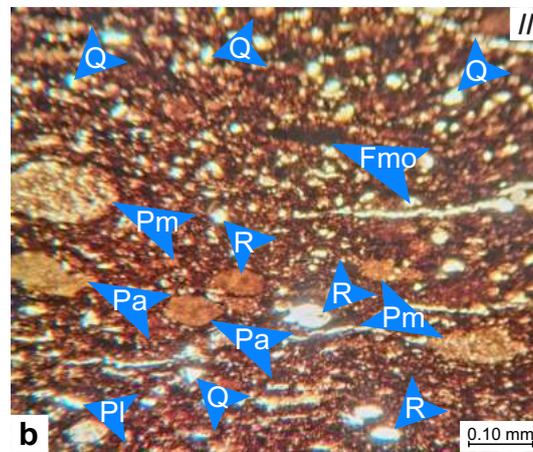
-Silicoclásticos 15%: cristales de cuarzo angulosos tamaño limo y tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena muy fina moderadamente alteradas a arcillas y calcita.

-Esqueletales 10%: radiolarios reemplazados por calcita en y fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales 30%: peloides arcillosos, peloides micríticos moderadamente deformados por compactación y partículas fangosas ricas en materia orgánica dispuestas paralelamente a la estratificación. Los peloides arcillosos presentan un tamaño principalmente de arena muy fina, mientras que los mixtos pueden alcanzar tamaño arena fina.



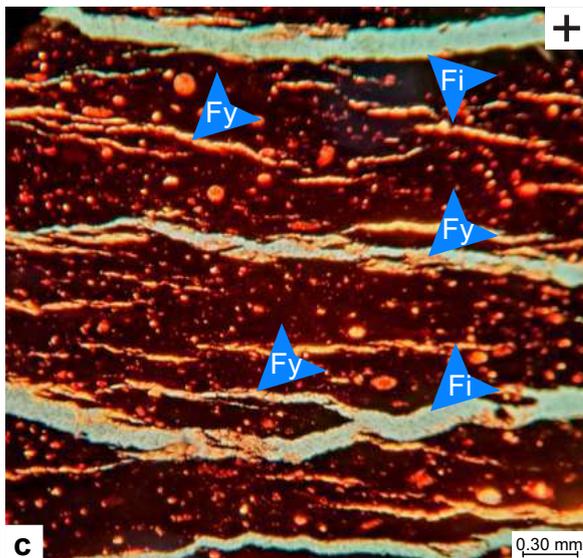
Material diagenético: arcillas y calcita.



Aspecto general de la roca, con matriz fangosa y textura mediana. Se aprecian radiolarios (R) reemplazados por calcita y un fragmento de valva (V), peloides arcillosos (Pa) y micríticos (Pm), cristales de cuarzo (Q) y plagioclasa (Pl).

Detalle de los componentes: peloides mixtos (Pm), peloides arcillosos, radiolarios (R) y cristales de cuarzo (Q) fragmento impregnado con materia orgánica (Fmo).

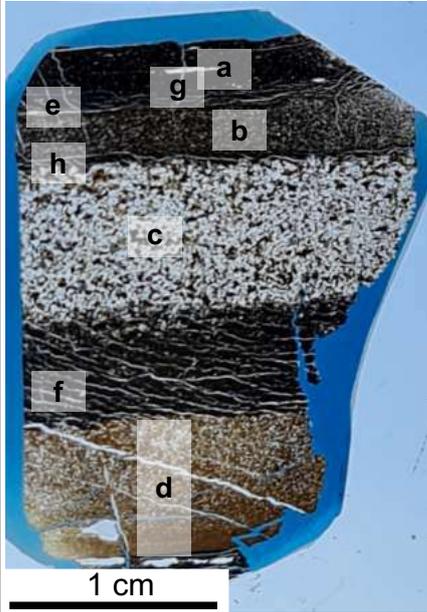
Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Fundamentalmente se advierten fracturas horizontales a subhorizontales rellenas por yeso (Fy) de hábito prismático, discontinuas con frecuentes bifurcaciones, de morfología irregular.

Asociadas a estas fracturas rellenas se advierten fracturas inducidas que en ocasiones llegan a cruzar la totalidad del corte, y en otras, terminan gradualmente dentro de la matriz. En general son horizontales a subhorizontales, pero excepcionalmente pueden tener ángulos de hasta 25° con la estratificación. Son de morfología irregular y presentan frecuentes bifurcaciones. El espaciamiento es irregular, concentrándose hacia el centro del corte, en donde es aproximadamente de 0,50 mm.

Muestra	FRX									COT (%)
PC16	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			5,84
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	60,59	9,73	0,50	1,72	16,19	173	126	913	27	
	Clase		2	Clasificación			Pelita fina			



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación bien marcada, dada por la presencia de niveles de tobas (to), tufitas (tu) y de fangolitas finas (f).

Matriz: fangosa con alta participación de materia orgánica.

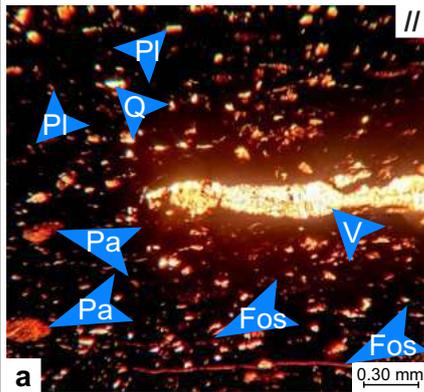
Granos:

-Silicoclásticos 15%: tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo fuertemente alteradas a calcita y cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.

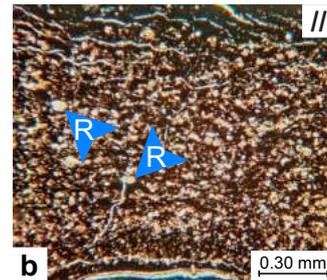
-Esqueletales 7%: fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación y escasos radiolarios reemplazados por calcita.

-No esqueletales 15%: peloides arcillosos moderadamente deformados por compactación de tamaño arena muy fina a fina.

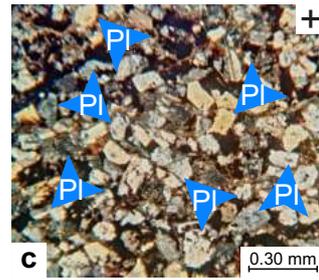
Material diagenético: arcillas y calcita.



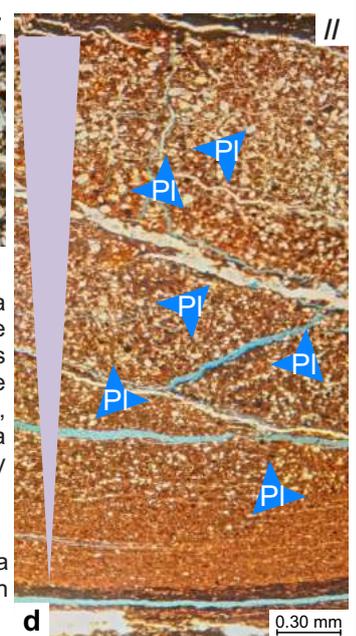
Aspecto general de la roca, con matriz fangosa y textura fina. Se aprecia un fragmento de valva (V), peloides arcillosos (Pa), posibles restos esqueletales fosfáticos (Fos), y cristales de plagioclasa (PI) y cuarzo (Q).



Tufita formada por una mezcla de material fangoso y material volcánico retrabajado, fuertemente alterado a arcillas y minerales opacos. Se advierte la presencia de escasos radiolarios (R).



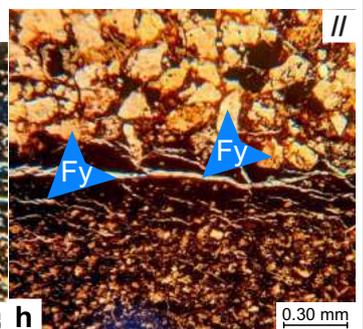
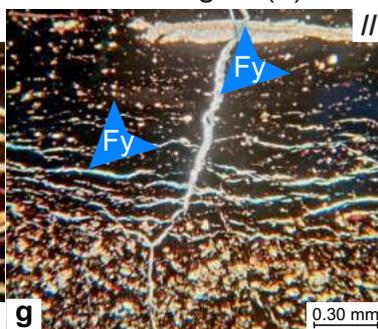
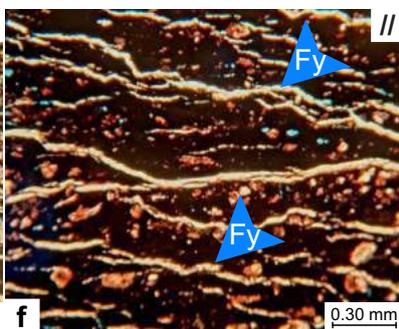
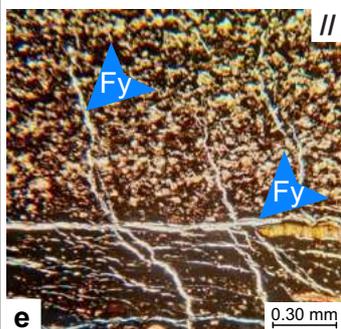
Toba de cristales formada prácticamente exclusivamente por cristales ehedrales a subhedrales de plagioclasa (PI), moderadamente alterada a arcillas, óxidos de hierro y calcita.



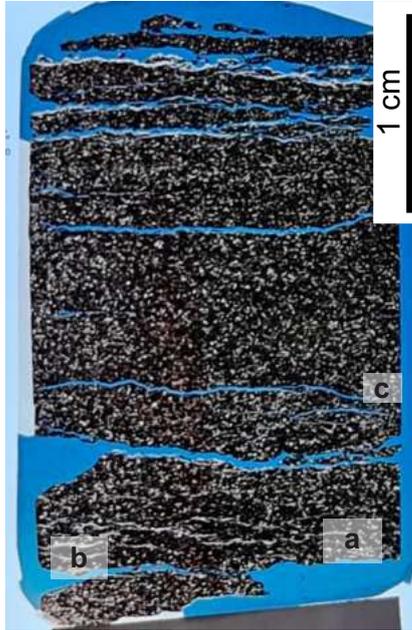
Toba de cristales con gradación inversa fuertemente alterada a óxidos e hidróxidos de hierro. Los cristales se componen principalmente de plagioclasa (PI).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Se observa una variedad en la orientación de las fracturas rellenas con yeso (Fy) con ángulos paralelos a ortogonales a la estratificación (e). Aquellas que son oblicuas tienden a cruzar los límites entre litologías(g). Se advierte un aumento en la frecuencia de las fracturas en la fangolita (f) y una concentración de las misma sen los contactos entre diferentes litologías (h).



Muestra	FRX									COT (%)
PC24b	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			4,87
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	21,01	4,04	0,24	0,76	44,16	165	100	107	9	
	Clase		2	Clasificación				Pelita gruesa		



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación pobre dada por la orientación de componentes elongados.

Matriz: fangosa con moderada a alta participación de materia orgánica.

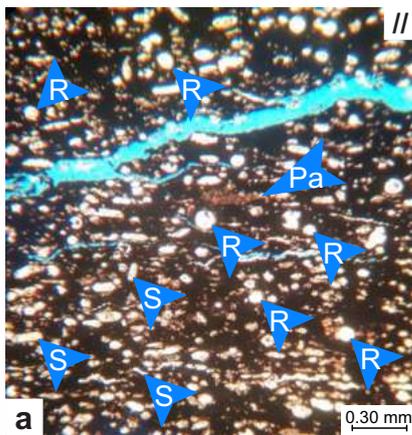
Granos:

- Silicoclásticos 5%: tablillas subhedrales a ehedrales de plagioclasa tamaño limo a arena muy fina fuertemente alteradas a calcitay cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.

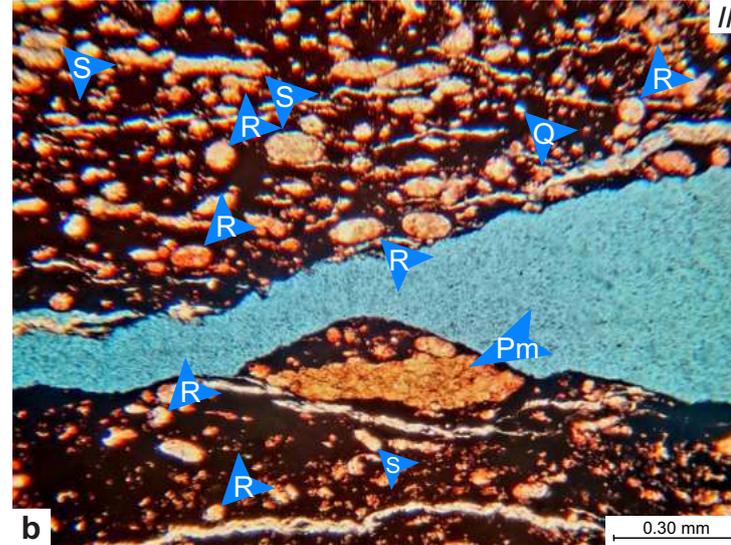
- Esqueletales 55%: radiolarios reemplazados por calcita, posibles fragmentos de sacocómidos y escasos fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

- No esqueletales 5%: peloides arcillosos fuertemente deformados por compactación.

Material diagenético: arcillas y calcita.

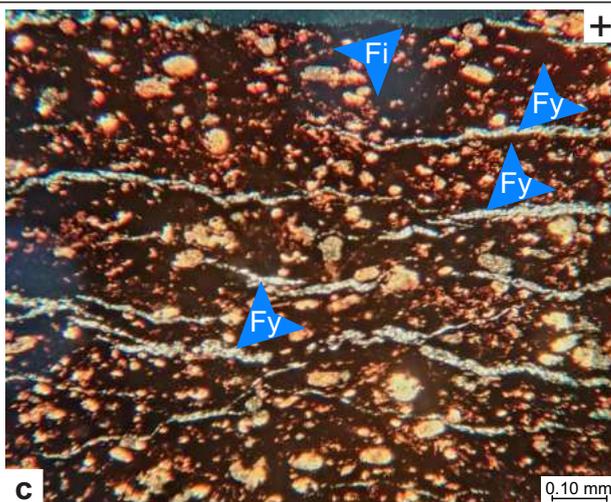


Aspecto general de la roca, con matriz arcillosa y textura gruesa. Se aprecian radiolarios (R), fragmentos de sacocómidos (S) y peloides arcillosos (Pa)



Detalle de los componentes de la roca: radiolarios (R), posibles fragmentos de sacocómidos, peloides micríticos (Pm) y cuarzo (Q).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

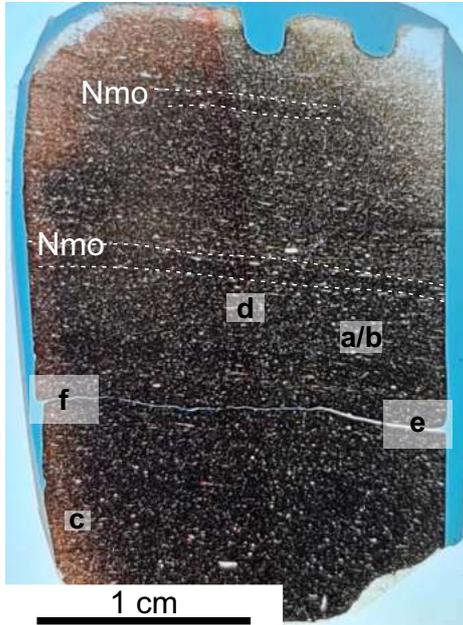


Se observan numerosas fracturas horizontales a subhorizontales rellenas por yeso (Fy) de hábito prismático, de morfología irregular, discontinuas y con bifurcaciones que suelen terminar gradualmente en la matriz de la roca.

El espaciamento entre las discontinuidades es irregular: por sectores el mismo ronda los 0,1 mm, mientras que en otras áreas, el mismo puede ascender a 2 o 3 cm.

Asociadas a las fracturas de yeso suelen ocurrir fracturas inducidas (Fi) con una disposición y morfología similar, que en ocasiones llegan a cruzar la totalidad del corte y presentan frecuentes bifurcaciones.

Muestra	FRX									COT (%)
PC22	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			4,34
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	67,45	7,58	0,35	1,41	14,91	260	17	167	21	
	Clase		3	Clasificación				Pelita mediana		



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación moderada dada por la orientación de componentes elongados y por la concentración de materia orgánica en niveles de espesor variable y límites difusos (Nmo).

Matriz: peloidal, con moderada participación de materia orgánica. Los peloides son de tipo arcilloso, se encuentran fuertemente deformados y coalescen lateralmente.

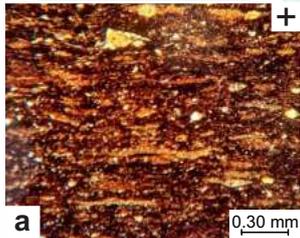
Granos:

-Silicoclásticos 20%: tablillas subhedrales de plagioclasa angulosas de tamaño limo a arena fina moderadamente alterada a arcillas y calcita y cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.

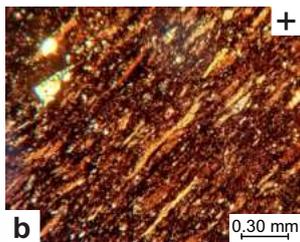
-Esqueletales 20%: radiolarios en parte reemplazados por calcita y en ocasiones rellenos de un amterial isótropo (zeolitas?). Predominan los radiolarios Spumellaria sobre Nessellaria. Se observan además posibles fragmentos de crinoideos y fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales 5%: peloides mixtos fuertemente deformados por compactación formados por arcillas y cristales tamaño limo principalmente de plagioclasa y, en menor medida, de cuarzo.

Material diagenético: arcillas y calcita.

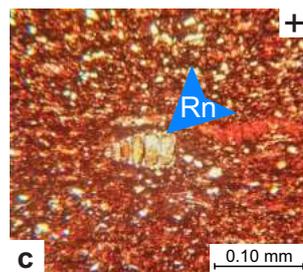


0°

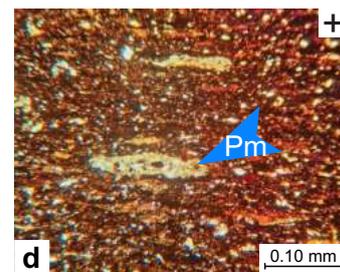


45°

Extinción de la matriz peloidal



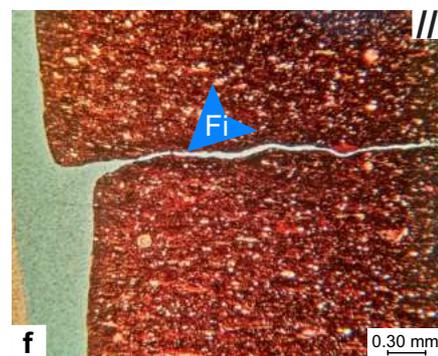
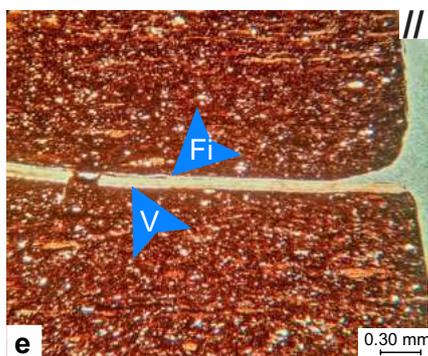
Detalle de radiolario Nessellaria (Rn).



Detalle de peloides mixtos (Pm).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Se observa una única discontinuidad correspondiente a una fractura inducida (Fi) de disposición horizontal a subhorizontal, que atraviesa la totalidad del corte. En el extremo izquierdo la misma se encuentra asociada a la presencia de una valva (V) de inocerámidos, mientras que hacia el sector derecho, la misma parece asociarse, en sectores, a la presencia de un nivel donde se concentra la materia orgánica (f). Es continua y de morfología recta a irregular.



Muestra	FRX									COT (%)
PC15a	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			1,89
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	15,96	2,39	0,12	0,29	49,00	345	22	38	5	
	Clase		3	Clasificación			Bindstone microbiano			



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación lenticular difusa, irregular y discontinua, dada por alternancia de láminas micríticas y microesparíticas de origen microbiano y niveles ricos en arcilla y materia orgánica.

Matriz: fangosa con baja participación de materia orgánica.

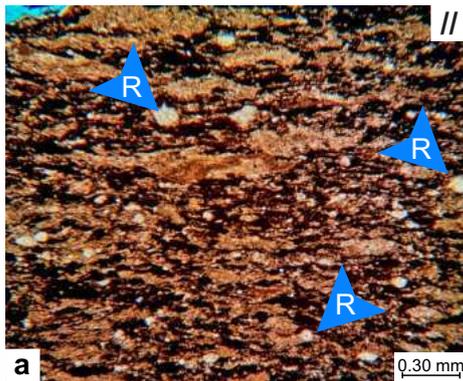
Granos:

-Silicoclásticos 3%: escasas tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena fina totalmente alterada a calcita y cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.

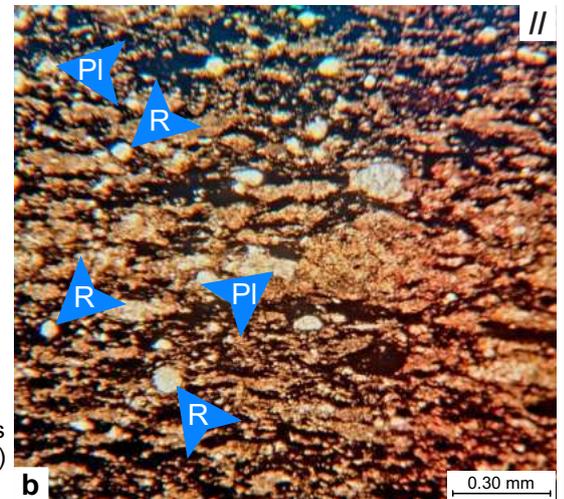
-Esqueletales 10%: radiolarios reemplazados por calcita y escasos fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales 5%: peloides arcillosos fuertemente deformados por compactación.

Material diagenético: arcillas y calcita.

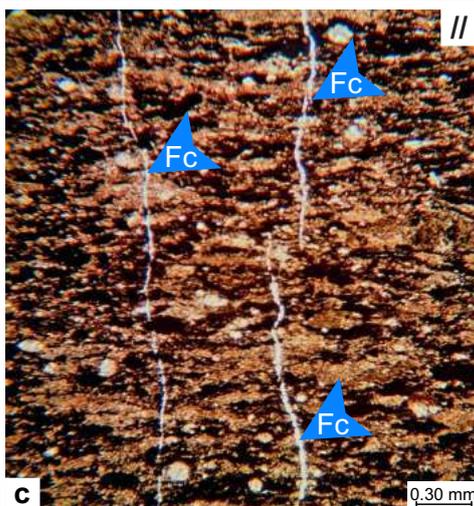


Aspecto general de la roca, mostrando la coalescencia lateral de lentes irregulares de calcita microesparítica de origen microbiano en una matriz fangosa con alta participación de materia orgánica. Se advierten además radiolarios (R) totalmente reemplazados por calcita.

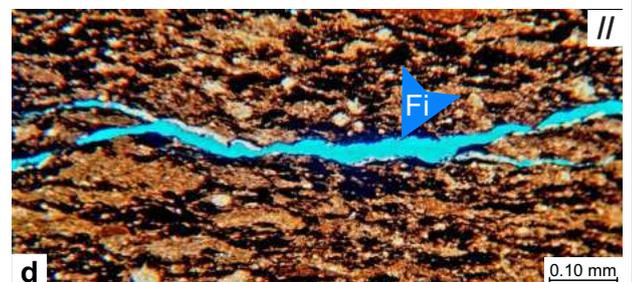


Escasos cristales de plagioclasa (Pl) y radiolarios (R).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



// Predominan las fracturas verticales, de morfología irregular, en sectores discontinuos, con relleno de calcita (Fc). A su vez, se advierten fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales que, en ocasiones, llegan a cruzar la totalidad del corte, y en otras, terminan gradualmente dentro de la matriz. Son de morfología irregular y presentan bifurcaciones.



Muestra	FRX									COT (%)
PC02	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			4,78
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	72,85	12,50	0,66	1,78	5,87	128	7	169	16	
	Clase		3	Clasificación			Pelita fina			



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados y la presencia de niveles submilimétricos donde hay mayor concentración de materia orgánica. A su vez, se advierte la presencia de un nivel tobáceo submilimétrico formado por cristales.

Matriz: micrítica con moderada a alta participación de materia orgánica.

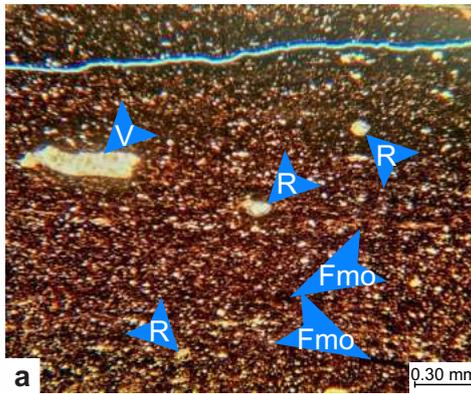
Granos:

-Silicoclásticos 30%: tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena muy fina moderadamente alterada a arcillas y cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.

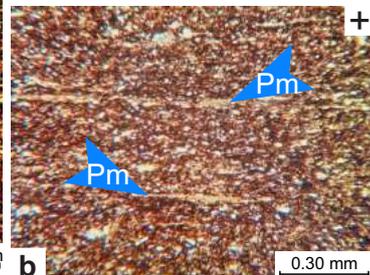
-Esqueletales 10%: radiolarios reemplazados por calcita en parte, rellenos por minerales opacos y fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales 10%: peloides micríticos fuertemente deformados por compactación que coalescen lateralmente.

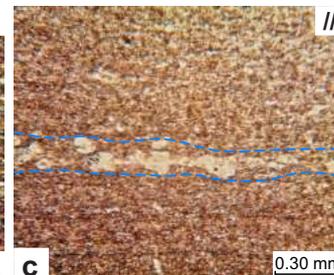
Material diagenético: arcillas y calcita.



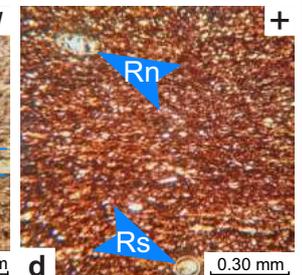
Aspecto general de la roca, con matriz fangosa y textura fina. Se aprecian radiolarios (R) reemplazados por calcita y un fragmento de valva (V) y fragmentos arcillosos impregnados con materia orgánica (Fmo). También es posible notar una variación vertical difusa del contenido de materia orgánica en la matriz.



Detalle de peloides micríticos (Pm) coalesciendo lateralmente.

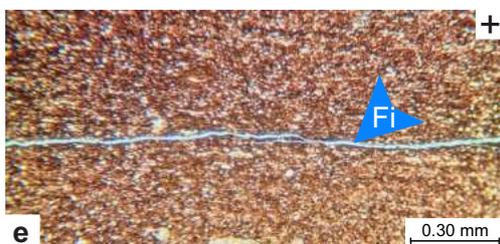


Nivel de toba submilimétrico (entre líneas punteadas), por reemplazo de calcita y sectores discontinuo, formado por cristales de plagioclasa. Se advierte un reemplazo de calcita y sectores discontinuo, formado por cristales de plagioclasa. Se advierte un reemplazo de calcita y sectores discontinuo, formado por cristales de plagioclasa. Se advierte un reemplazo de calcita y sectores discontinuo, formado por cristales de plagioclasa. Se advierte un reemplazo de calcita y sectores discontinuo, formado por cristales de plagioclasa.

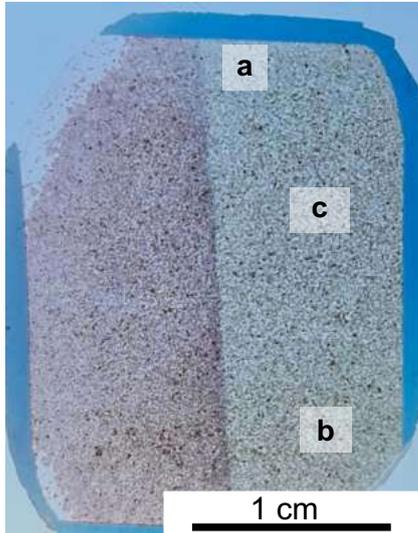


Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Se advierten escasas fracturas inducidas (Fi) horizontales que en ocasiones llegan a cruzar la totalidad del corte, y en otras, terminan gradualmente dentro de la matriz. Son de morfología recta y presentan bifurcaciones. La mayoría parece asociarse a la presencia de niveles ricos en materia orgánica (Nmo).



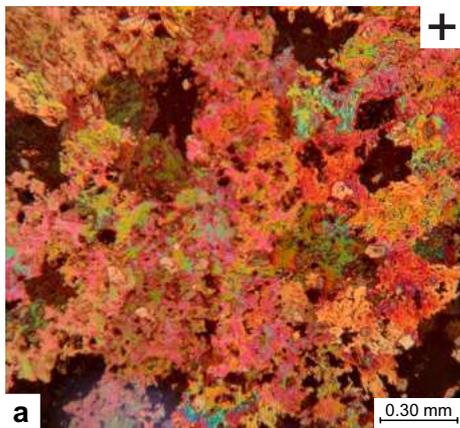
Muestra	FRX									COT (%)
PC17	Afinidad detrítica (%)				A. carbonática		Afinidad rédox (ppm)			-
Afloramiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO (%)	Sr (ppm)	Mo	V	As	
Puerta Curaco	18,60	7,86	0,11	0,81	65,34	181	2	13	4	
	Clase		5	Clasificación				Toba (calcitizada)		



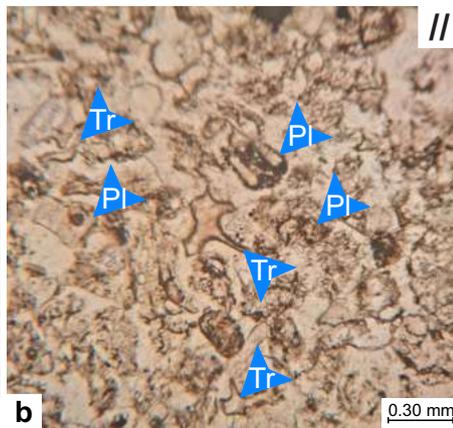
Material vítreo: compuesto por trizas tamaño polvo a ceniza fina. Son comunes los fragmentos pumíceos tamaño ceniza fina. El material vítreo se encuentra fuertemente alterado a arcillas.

Cristaloclastos: predominan los cristales subhedrales de plagioclasas, moderada a totalmente alteradas a arcillas y/o reemplazadas por calcita. Su tamaño varía entre ceniza fina y muy fina. También es posible encontrar escasos cristaloclastos angulosos de cuarzo tamaño ceniza muy fina.

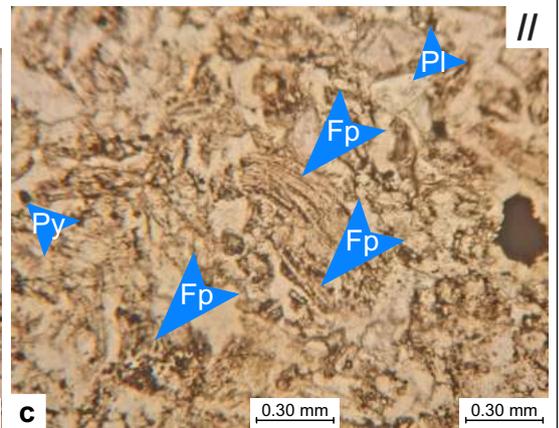
Cemento/reemplazo: la totalidad de la roca se encuentra afectada por un reemplazo poiquilotópico de la matriz vítera, rellenando cavidades de burbujas y/o fragmentos pumíceos y, en menor medida, cristaloclastos de plagioclasa.



a Aspecto general de la roca mostrando el reemplazo poiquilotópico de calcita.



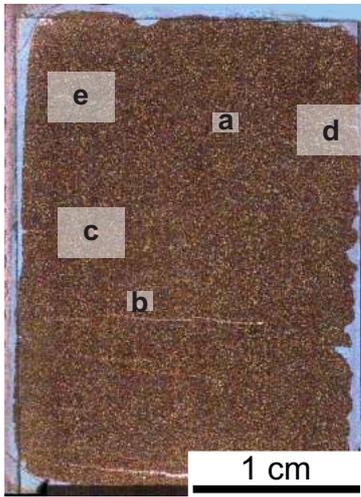
b Se advierten abundantes trizas (Tr) y algunos cristaloclastos de plagioclasa (Pl) con macla polisintética y moderada alteración a arcillas.



c La roca presenta abundantes fragmentos pumíceos (Fp) moderadamente alterados a arcillas. También se advierte la presencia de cristales cúbicos de pirita (Py).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

No se observan discontinuidades efectivas.



Muestra	Corona	DAD	Clasificación
I-M	1	I	Pelita fina

Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados.

Matriz: arcillosa/silíceo con moderada participación de materia orgánica.

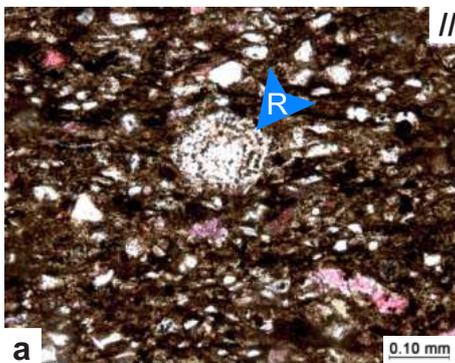
Granos:

-Silicoclásticos 30%: cristales angulosos de cuarzo tamaño limo, prismas subhedrales de plagioclasa tamaño arena muy fina en ocasiones totalmente reemplazada por calcita, cristales anhedrales de pirita tamaño arena muy fina y frecuentes escamas de muscovita.

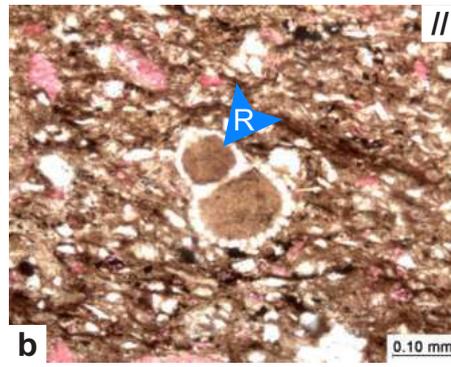
-Esqueletales 30%: radiolarios tamaño arena muy fina a fina que en ocasiones conservan su testa silíceo y en otras se encuentran totalmente reemplazados por calcita granular, fragmentos de valvas de ionoceramidos dispuestas paralelas a la estratificación y escasos fragmentos de vertebrados tamaño arena muy gruesa.

-No esqueletales 35%: peloides arcillosos fuertemente deformados por compactación que en ocasiones coalescen lateralmente y peloides mixtos formados por material arcilloso y partículas de tamaño limo de origen volcánico.

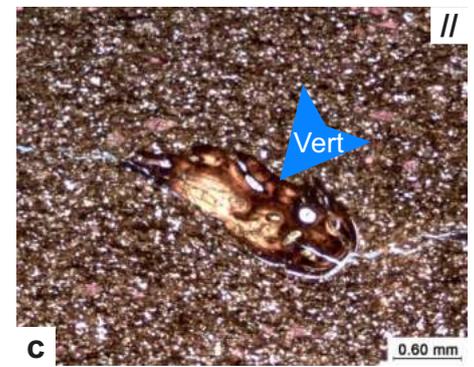
Material diagenético: calcita y pirita.



a Radiolario (R) conservando su estructura y material silíceo.

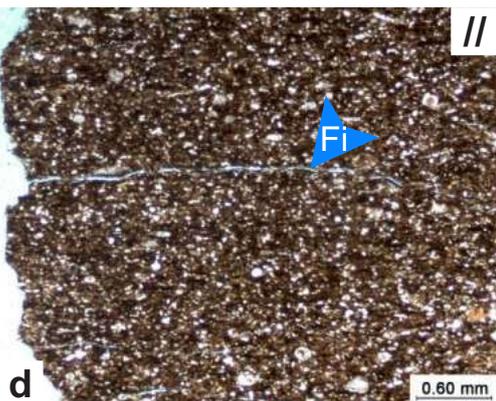


b Radiolario (R) conservando la testa silíceo relleno posiblemente por caolinita.

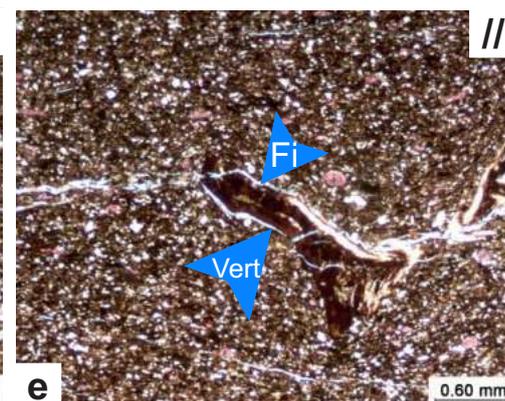


c Fragmento de vertebrado (Vert).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



d



e

Se observan fracturas inducidas (Fi) de disposición horizontal que presentan una morfología muy irregular y un patrón discontinuo.

Se observan frecuentemente restos de materia orgánica (d) y de fragmentos esqueletales y de vertebrados (Vert) (e) cuya interfase con la roca que los contiene coincide con las fracturas inducidas.

Muestra: I-M

DAD: I

Clasificación: Pelita gruesa

DIAGÉNESIS

 Fractura inducida

COMPOSICIÓN

 Matriz arcillosa

 Cuarzo

 Plagioclasa

 Borde + 'volado'

 Radiolarios

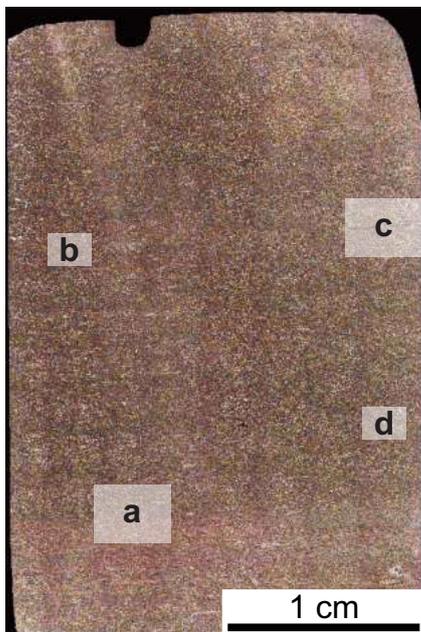
 Valvas de inocerámidos

 Fragmentos de vertebrados

 Peloides



Muestra	Corona	DAD	Clasificación
II-M	1	I	Pelita mediana



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados y por la alternancia de niveles ricos en peloides calcimicríticos y niveles ricos en peloides mixtos. Dichos niveles presentan un espesor promedio de 4 mm.

Matriz: arcillosa a sílicea con moderada participación de materia orgánica.

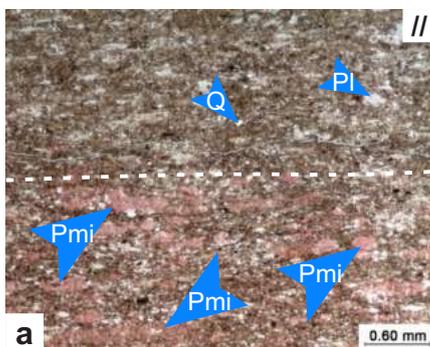
Granos:

-Silicoclásticos 15%: fundamentalmente prismas subhedrales de plagioclasa tamaño limo, excepcionalmente tamaño arena muy fina, en ocasiones totalmente reemplazados por calcita, cristales angulosos de cuarzo tamaño limo a arena muy fina, cristales anhedrales tamaño limo de piritita y láminas de muscovita.

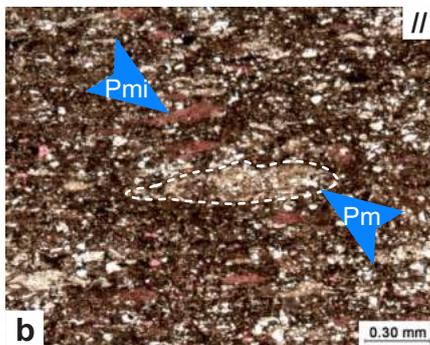
-Esqueletales 5%: fundamentalmente representados por foraminíferos tamaño arena muy fina a fina totalmente reemplazados por calcita y escasos fragmentos de valvas dispuestas paralelas a la estratificación.

-No esqueletales 65%: abundantes peloides calcimicríticos tamaño arena media a gruesa frecuentemente deformados por compactación que en ocasiones coalescen lateralmente aunque en ocasiones pueden observarse peloides de forma subsférica. A su vez se observan peloides mixtos, formados por material arcilloso y limo de origen volcaniclástico, los cuales se presentan elongados según la estratificación.

Material diagenético: calcita.

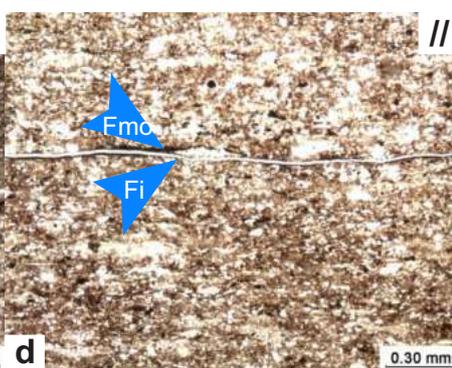
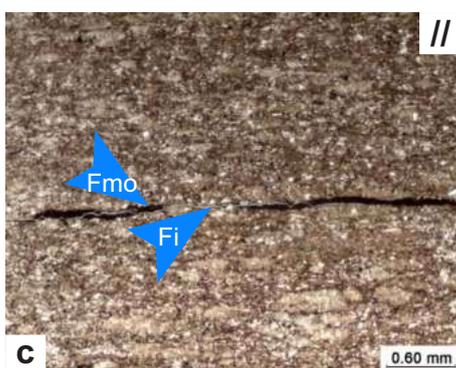


Aspecto general de la roca mostrando el contacto entre láminas ricas en peloides micríticos (Pmi) y láminas en las que no son tan abundantes.



Peloides micríticos (Pmi) y peloides mixtos (Pm).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



cde disposición horizontal que presentan una morfología muy irregular y un patrón discontinuo.

En algunos casos, las fracturas inducidas se encuentran asociadas a fragmentos discretos de materia orgánica (Fmo).

Muestra: II-M

DAD: I

Clasificación: Pelita mediana

DIAGÉNESIS

 Fractura inducida

COMPOSICIÓN

 Matriz arcillosa a sílicea

 Cuarzo

 Plagioclasa

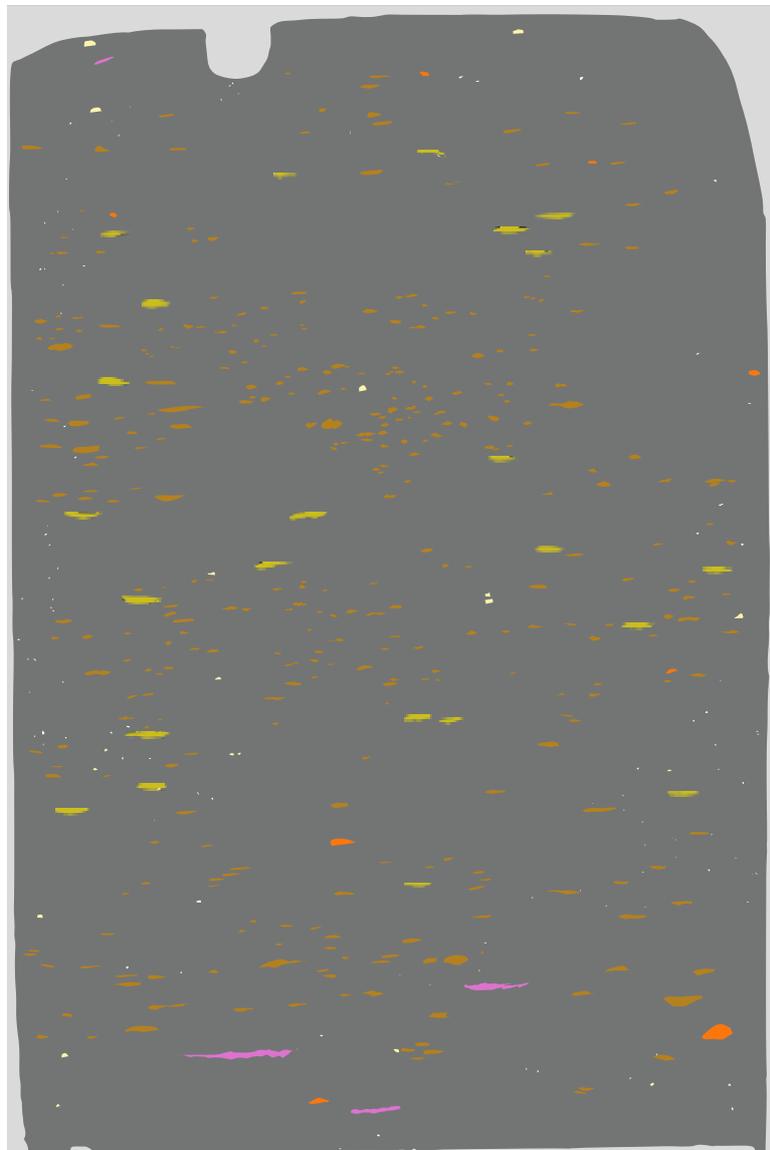
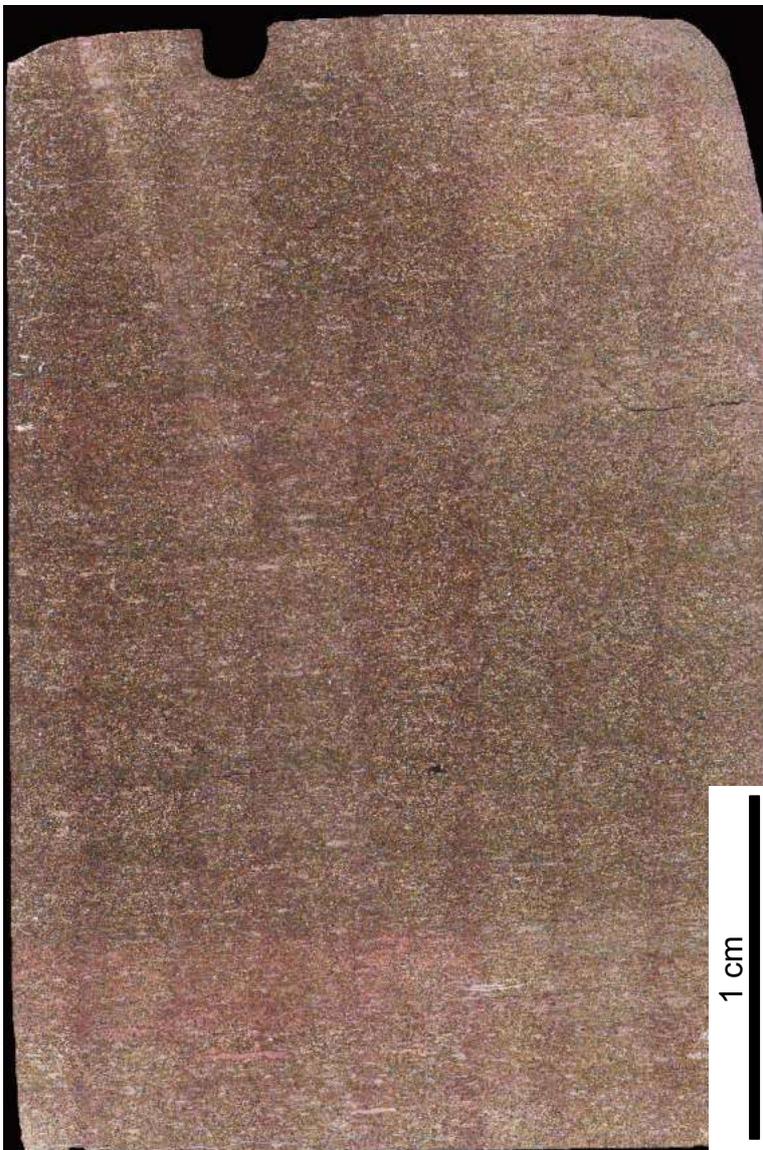
 Borde + 'volado'

 Foraminíferos

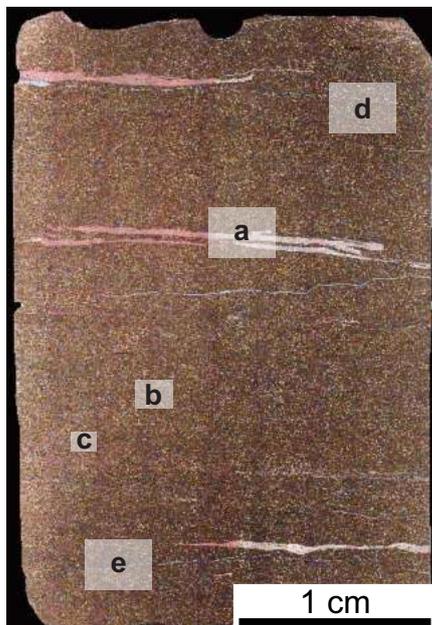
 Fragmentos de valvas

 Peloides micríticos

 Peloides mixtos



Muestra	Corona	DAD	Clasificación
III-M	1	I	Pelita fina



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados. Se observa hacia la base del corte un nivel de intenso reemplazo de calcita de textura granular.

Matriz: silíceo/arcillosa con moderada a baja participación de materia orgánica.

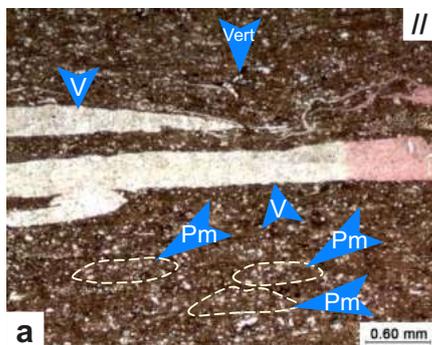
Granos:

-Silicoclásticos 25%: fundamentalmente cristales angulosos de cuarzo tamaño limo, prismas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena muy fina en ocasiones totalmente reemplazados por calcita, cristales anhedrales de piritita tamaño limo y frecuentes escamas de muscovita.

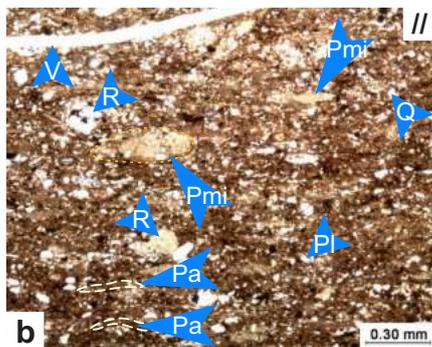
-Esqueletales 20%: fragmentos de valvas de inocerámidos y otras indiferenciadas dispuestas paralelas a la estratificación, radiolarios tamaño limo frecuentemente conservando sus paredes silíceas y en otros casos, totalmente reemplazados por calcita.

-No esqueletales 50%: peloides arcillosos fuertemente deformados por compactación que en ocasiones coalescen lateralmente, peloides micríticos y peloides mixtos elongados según la estratificación.

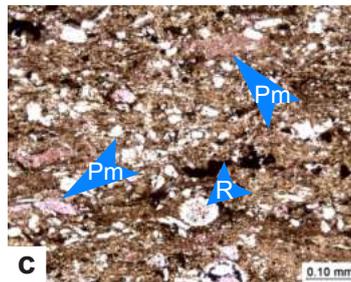
Material diagenético: calcita y piritita.



Aspecto general de la roca mostrando sus componentes elongados paralelos a la estratificación como los peloides mixtos (Pm), de fragmentos de valvas (V) y de vertebrados (Vert).

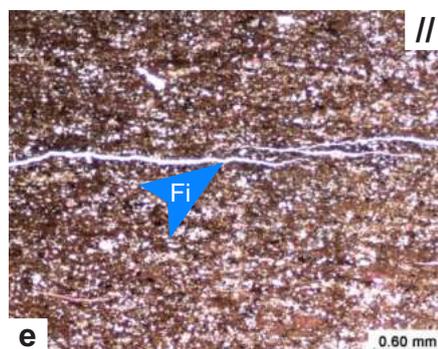
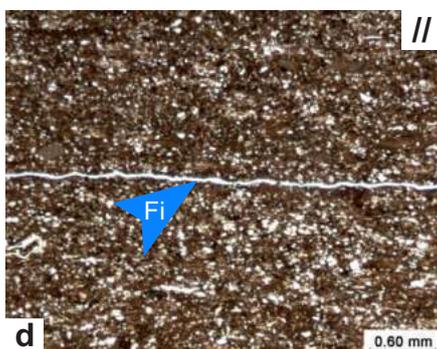


Peloides micríticos (Pmi), peloides mixtos (Pm), cuarzo (Q), plagioclasa (Pl) y radiolarios (R).



Detalle de radiolario (R) conservando las testas de sílice, posiblemente reemplazado por caolinita. Se observan además peloides micríticos (Pm).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan fracturas inducidas (Fi) representados por planos de discontinuidad de disposición horizontal que presentan una morfología recta (d), en algunos casos, relativamente sinuosa o con un patrón discontinuo (e). En algunos casos llegan a atravesar la totalidad del corte.

Muestra: III-M

DAD: I

Clasificación: Pelita fina

DIAGÉNESIS

 Fractura inducida

COMPOSICIÓN

 Matriz silicea/arcillosa

 Cuarzo

 Plagioclasa

 Fragmentos líticos

 Borde + 'volado'

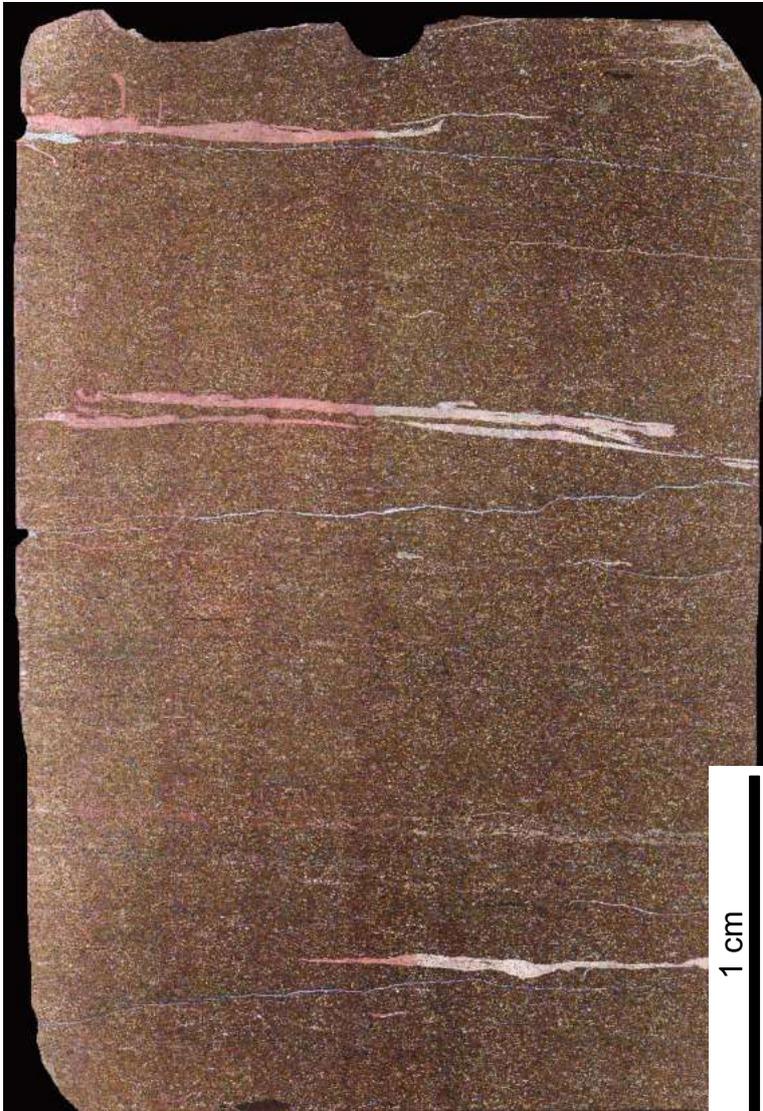
 Fragmentos de valvas

 Fragmentos de vertebrados

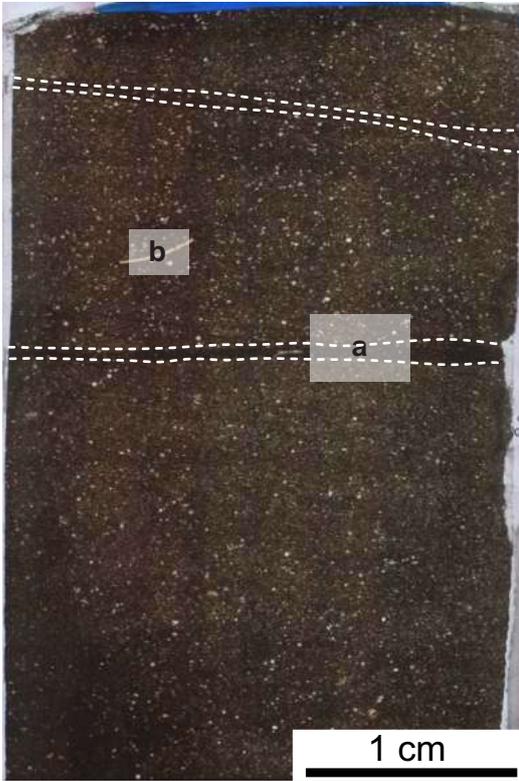
 Peloides arcillosos

 Peloides mixtos

 Peloides micríticos



Muestra	DRX								
6-12-M4	Qz	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Apatita
		K	Pl		Ca	D	S		
Corona	18	1	4	16	59	1	-	1	-
1	DAD	I	Clasificación	Pelita fina					



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación paralela a subparalela dada por la alternancia de láminas arcillosas con elevado contenido de materia orgánica (líneas punteadas) y la orientación de elementos planares bioclásticos y fragmentos de fango impregnados con materia orgánica.

Matriz: calcárea, parcialmente recristalizada a microesparita y asociada a moderada cantidad de materia orgánica y escasa pirita.

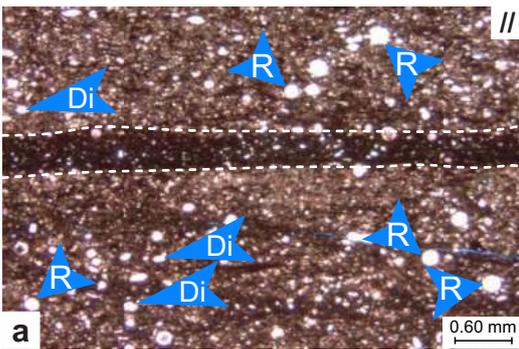
Granos:

-Silicoclásticos 12%: dominantes clastos angulosos de cuarzo tamaño limo, subordinados clastos subangulosos de plagioclasa tamaño limo, excepcionalmente tamaño arena muy fina, escasos fragmentos líticos de origen volcánico parcialmente alterados a arcillas y escasas escamas de muscovita paralelas a la estratificación.

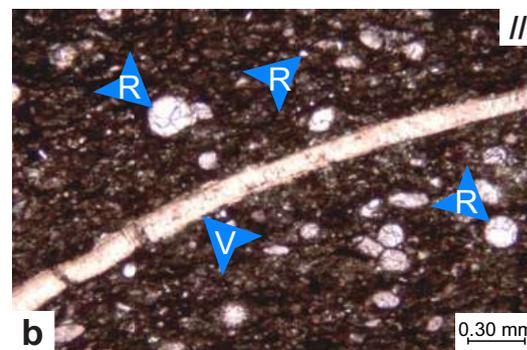
-Esqueletales 18%: están dominados por radiolarios tamaño arena muy fina totalmente reemplazados por calcita. Son comunes los fragmentos calcáreos indeterminados y escasos restos de valvas calcáreas de pelecípodos. Se observan escasos fragmentos de vertebrados.

-No esqueletales 9%: peloides micríticos moderadamente seleccionados, de tamaño arena muy fina a fina.

Material diagenético: calcita, arcilla y escasa pirita.



Aspecto general de la roca mostrando su matriz calcárea y la laminación dada por la alternancia de niveles ricos en materia orgánica (líneas punteadas). Se observan radiolarios (R) totalmente reemplazados por calcita, detrito bioclástico calcáreo indeterminado (Di) y clastos de cuarzo (Q) tamaño limo.



Detalle de los granos mostrando los componentes bioclásticos: fragmentos de valvas de pelecípodos (V) y radiolarios y componentes silicoclásticos, mayormente representados por cristales angulosos de cuarzo (Q) tamaño limo.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

No se observan discontinuidades efectivas en la sección petrográfica.

Muestra: TS15

DAD: I

Clasificación: Pelita fina

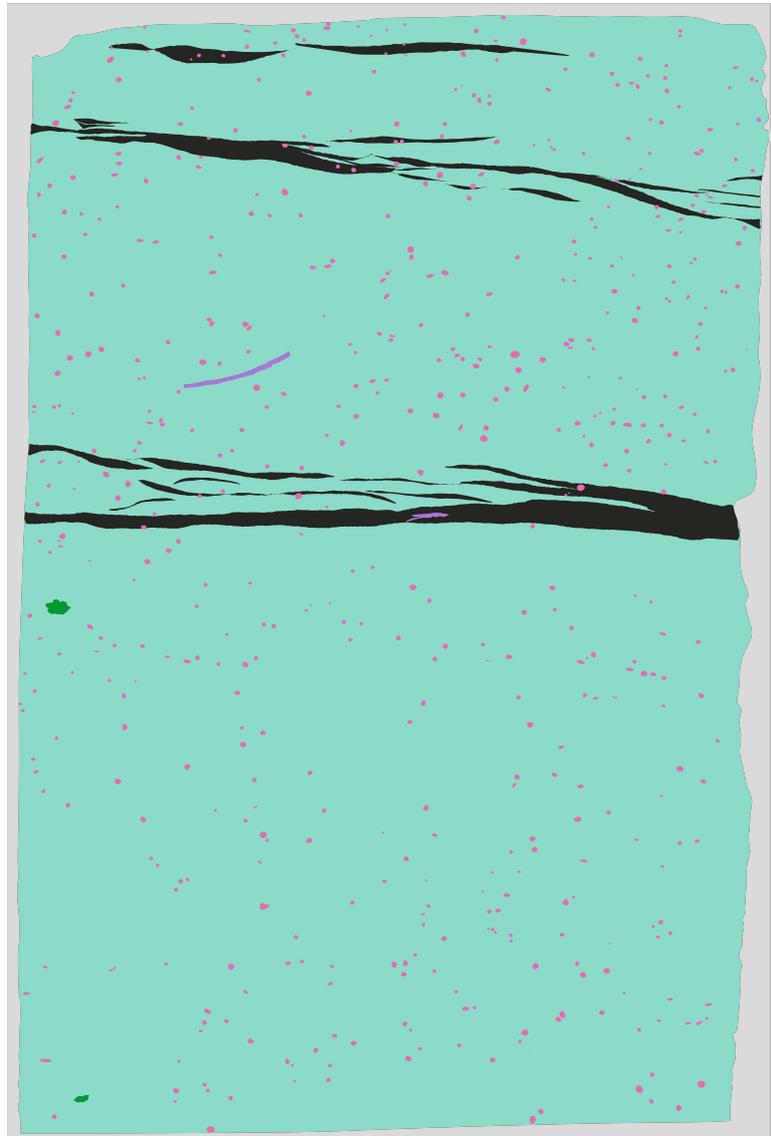
DIAGÉNESIS

Fractura inducida

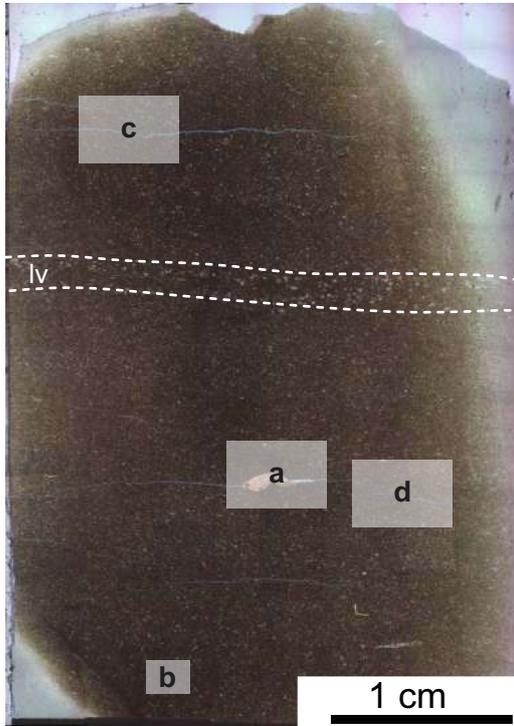


COMPOSICIÓN

- Matriz calcárea
- Láminas arcillosas ricas en materia orgánica
- Cuarzo
- Plagioclasa
- Fragmentos líticos
- Borde + 'volado'
- Radiolarios
- Fragmentos de valvas
- Valvas de pecicípodos



Muestra	DRX								
6-12-M4	Qz	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Apatita
		K	Pl		Ca	D	S		
Corona	45	2	9	17	25	-	-	2	-
1	DAD	II	Clasificación	Pelita mediana					



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación irregular y discontinua dada por la orientación de componentes elongados (bioclastos, silicoclastos y peloides). Se observa una intercalación de láminas con abundantes líticos volcánicos y silicoclastos reemplazados por pirita (Iv).

Matriz: silícea, arcillosa subordinada (?). Asociada a abundante cantidad de materia orgánica y abundante pirita.

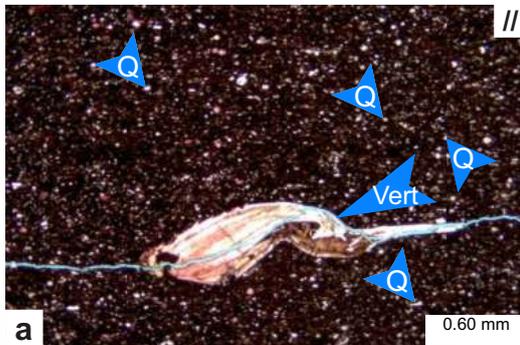
Granos:

-Silicoclásticos 20%: dominantes clastos angulosos de cuarzo tamaño limo, escasos fragmentos subangulosos de plagioclasa tamaño limo a excepcionalmente arena muy fina, fragmentos líticos de origen volcánico y escasas escamas de muscovita paralelas a la estratificación.

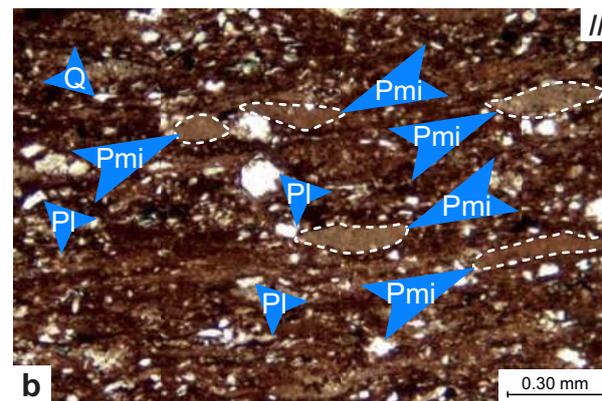
-Esqueletales 5%: se observa escaso detrito bioclástico de composición calcárea tamaño arena limo y arena fina, restos fosfáticos de vertebrados y radiolarios totalmente reemplazados por calcita.

-No esqueletales 25%: abundantes peloides micríticos mal seleccionados, con tamaño limo a arena fina, moderadamente afectados por compactación.

Material diagenético: calcita y pirita.

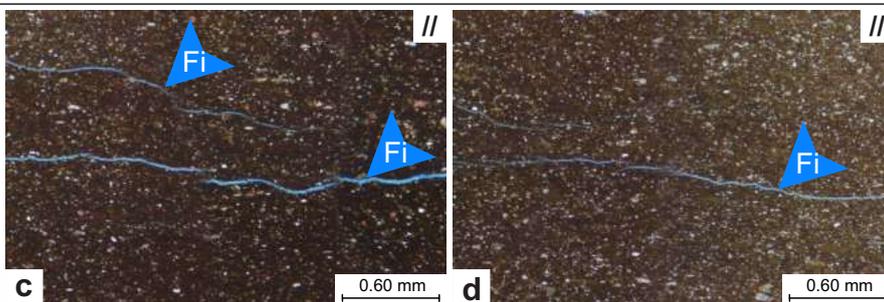


Aspecto general de la roca mostrando su matriz principalmente silícea con participación subordinada de arcillas. Se observa un fragmento esquelético de vertebrado (Vert) y abundante material silicoclástico representado fundamentalmente por cuarzo (Q) de tamaño limo.



Detalle de los componentes mostrando los peloides micríticos (Pmi) deformados por compactación, clastos angulosos de cuarzo (Q) y subangulosos de plagioclasa (Pl).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan fracturas inducidas (Fi) de morfología irregular, discontinuas paralelas a subparalelas a la estratificación. Su espaciamento varía entre 0.20 y 0.75 milímetros.

Muestra: 6-12-M4

DAD: II

Clasificación: Pelita mediana

DIAGÉNESIS

 Fractura inducida

COMPOSICIÓN

 Matriz silícea

 Cuarzo

 Plagioclasa

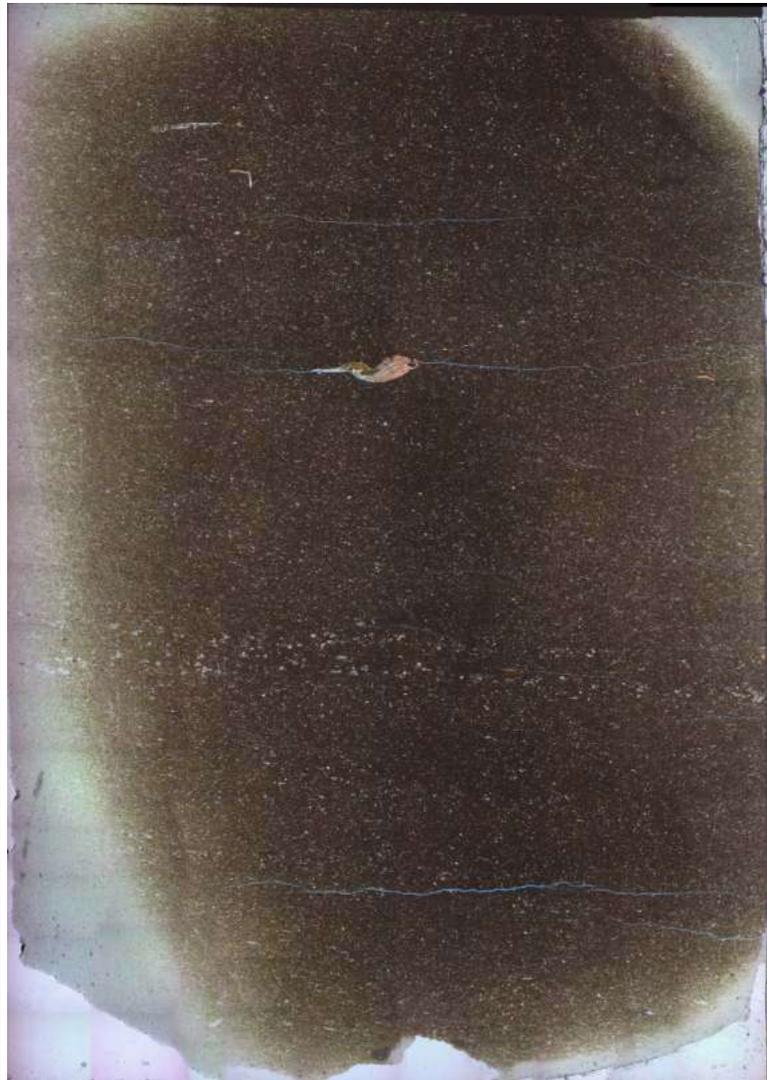
 Borde + 'volado'

 Radiolarios

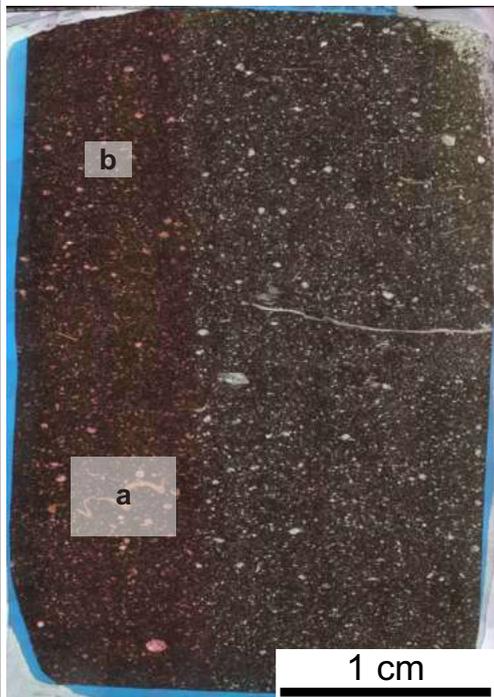
 Fragmentos de valvas

 Fragmentos de vertebrados

 Peloides micríticos



Muestra	DRX								
2-14-M2	Qz	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Apatita
		K	Pl		Ca	D	S		
Corona	20	-	6	8	63	-	-	2	1
1	DAD	III	Clasificación			Pelita gruesa			



Textura general y microestructura: fango sostén a grano sostén. Aspecto masivo a pobremente laminado por la orientación parcial de bioclastos y peloides.

Matriz: calcárea, con escasa a moderada cantidad de materia orgánica y abundante pirita.

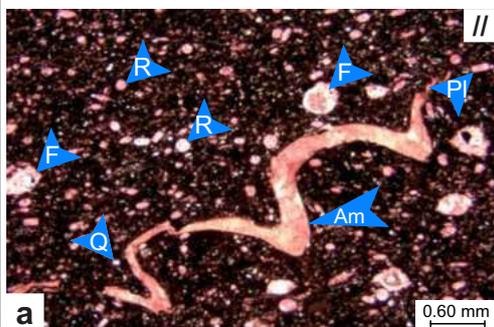
Granos:

-Silicoclásticos 5%: dominantes clastos de cuarzo tamaño limo, escasos cristales de plagioclasa y fragmentos líticos indeterminados.

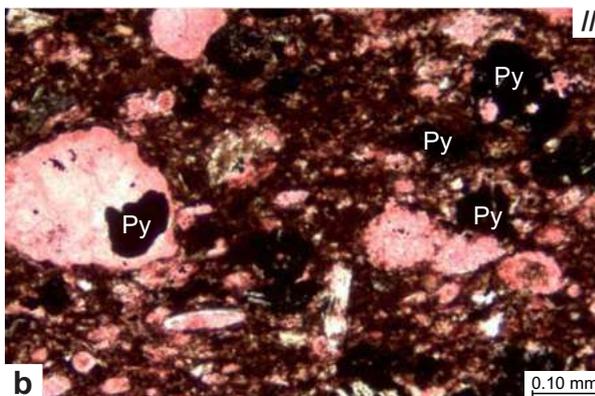
-Esqueletales 35 %: se observan fundamentalmente radiolarios y abundante detrito bioclástico indeterminado. Son comunes los foraminíferos y a su vez se observan escasos restos de amonites, valvas desarticuladas de pelecípodos y restos de vertebrados. Los radiolarios, foraminíferos y bioclastos indeterminados se encuentran totalmente reemplazados por calcita, abundante pirita y escasa sílice. Los restos de amonites y algunos bioclastos se encuentran parcialmente silicificados y deformados.

-No esqueletales 10%: formados por peloides micríticos mal seleccionados, lenticulares e irregulares tamaño limo a arena muy fina.

Material diagenético: calcita y pirita.



Aspecto general de la roca mostrando su matriz calcárea y los principales componentes, entre los que se destacan los fragmentos de amonites (Am), radiolarios (R) totalmente reemplazados por calcita, foraminíferos y escasos componentes silicoclásticos representados por cuarzo (Q) y plagioclasa (Pl).



Detalle del reemplazo parcial de los bioclastos por pirita (Py).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

No se observan discontinuidades efectivas ni fracturas naturales en la sección petrográfica.

Muestra: 2-14-M2

DAD: III

Clasificación: Pelita gruesa

DIAGÉNESIS

Fractura inducida

COMPOSICIÓN

Matriz calcárea

Cuarzo

Plagioclasa

Borde + 'volado'

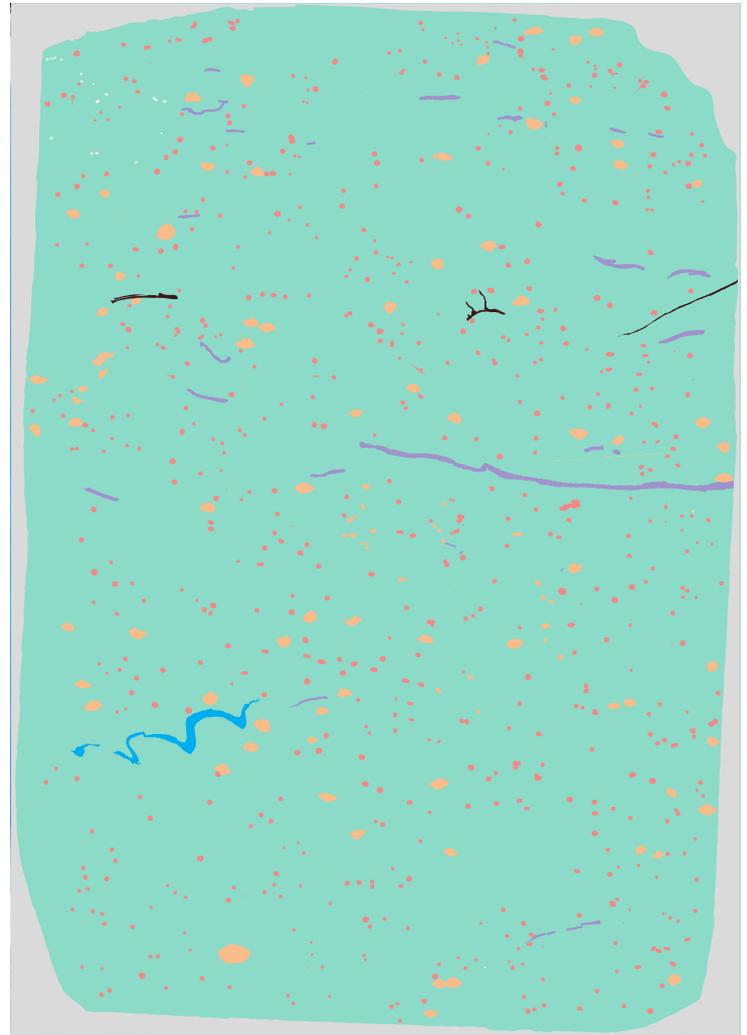
Foraminíferos

Radiolarios

Valvas de pelecípodos

Fragmentos de vertebrados

Amonites



Muestra	DRX								
TS 1	Qz	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Apatita
		K	Pl		Ca	D	S		
Corona	33	-	8	13	43	1	-	1	1
1	DAD	IV	Clasificación	Pelita mediana					



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación muy difusa dada por la orientación de bioclastos.

Matriz: calcárea, silícea subordinada (?). Parcialmente recristalizada a calcita microesparítica. Asociada a escasa a moderada materia orgánica y abundante pirita.

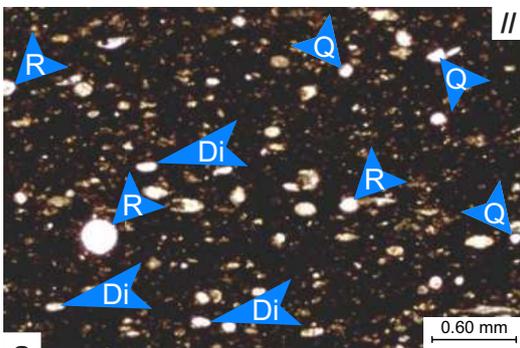
Granos:

-Silicoclásticos 7%: dominantes clastos angulosos de cuarzo tamaño limo, escasos fragmentos subangulosos de plagioclasa, fragmentos líticos de origen volcánico y escasas escamas de muscovita flexuradas paralelas a la estratificación.

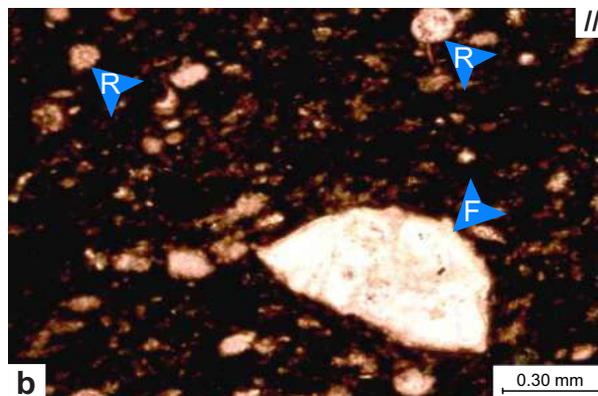
-Esqueletales 25%: se observan fundamentalmente radiolarios tamaño limo a arena muy fina y detrito bioclástico totalmente reemplazados por calcita. Son frecuentes los foraminíferos tamaño arena muy fina a media totalmente reemplazados por calcita y escasa pirita. Se observan a su vez, escasos fragmentos de valvas fragmentadas de pelecípodos y posibles fragmentos de microcrinoideos.

-No esqueletales 2%: formados por fragmentos fosfáticos tamaño arena muy fina a media.

Material diagenético: calcita y pirita.



Aspecto general de la roca mostrando su matriz principalmente calcárea con participación subordinada de sílice. Los principales componentes están representados por radiolarios (R) detrito indeterminado (Di) tamaño limo a arena fina totalmente reemplazados por calcita. Accesorariamente se observan cristales angulosos de cuarzo (Q).



Detalle de los componentes mostrando un foraminífero (F) (epistominido?) y radiolarios (R).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

No se observan discontinuidades efectivas en la sección petrográfica.

Muestra: Ts1

DAD: IV

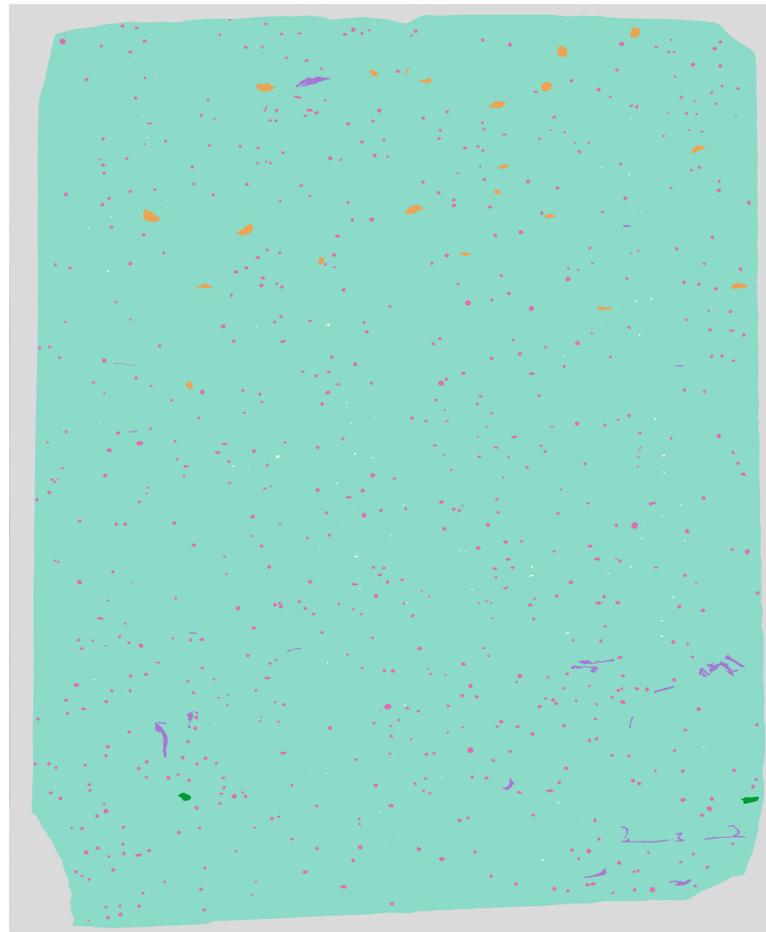
Clasificación: Pelita mediana

DIAGÉNESIS

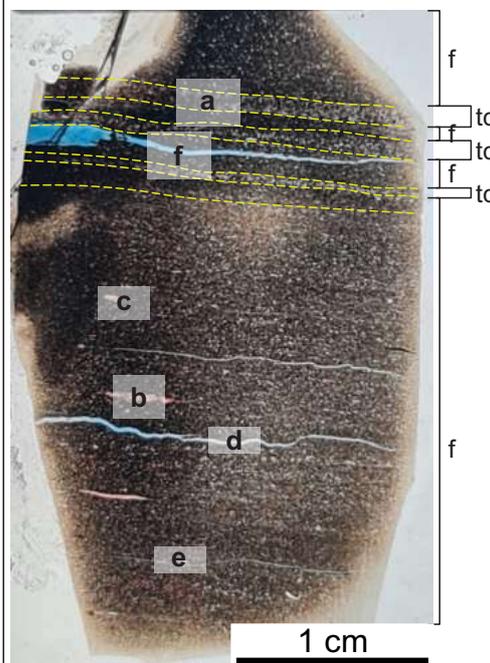
 Fractura inducida

COMPOSICIÓN

- | | |
|--|---|
|  Matriz calcárea |  Radiolarios |
|  Cuarzo |  Foraminíferos |
|  Plagioclasa |  Valvas de pelecípodos |
|  Fragmentos líticos | |
|  Borde + 'volado' | |



Muestra	DRX								TOC	
I-1	Qz	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Marcasita	7.93
		K	Pl		Ca	D	S			
Corona	30.2	-	21.3	35.1	9.4	-	-	4.0	-	
2	DAD	I	Clasificación			Pelita gruesa				



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación moderada dada por la orientación paralela de los componentes elongados y por la alternancia de fangolita (f) y niveles volcánicos formados por tobas de cristales (tc).

Matriz: arcillosa a limosa con alta participación de materia orgánica.

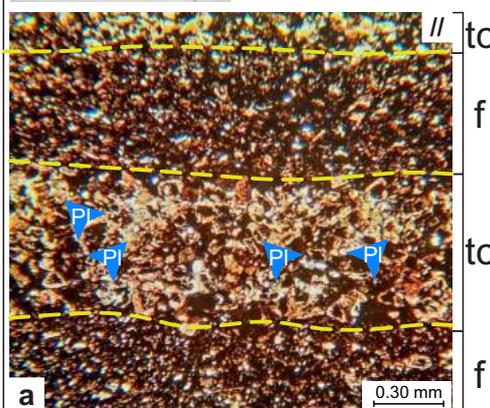
Granos:

-Silicoclásticos 50%: fundamentalmente tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo (accesoriamente se observan cristales tamaño arena muy fina) con moderada a fuerte alteración a arcillas, cristales anhedrales de cuarzo angulosos tamaño limo y, en menor medida, láminas de muscovita orientadas paralelamente a la estratificación.

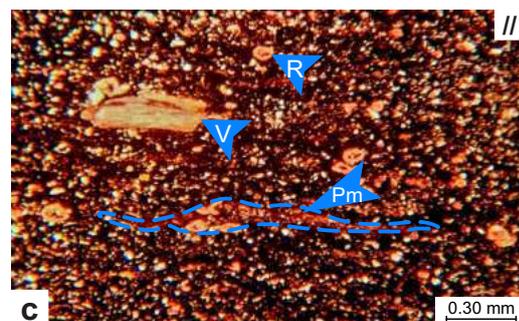
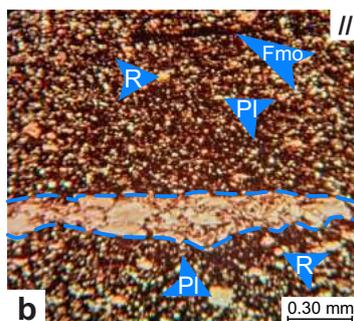
-Esqueletales 15 %: se observan radiolarios reemplazados totalmente por calcita, en ocasiones con núcleos rellenos por minerales opacos (pirita?) y fragmentos de valvas dispuestas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales 10%: representados por peloides mixtos fuertemente deformados por compactación compuestos por material arcilloso y cristales y bioclastos tamaño limo. Su longitud varía entre arena fina y media. Se observa además, un agregado formado por fragmentos de valvas y fango micrítico de 5 mm de longitud.

Material diagenético: calcita, arcillas y pirita.

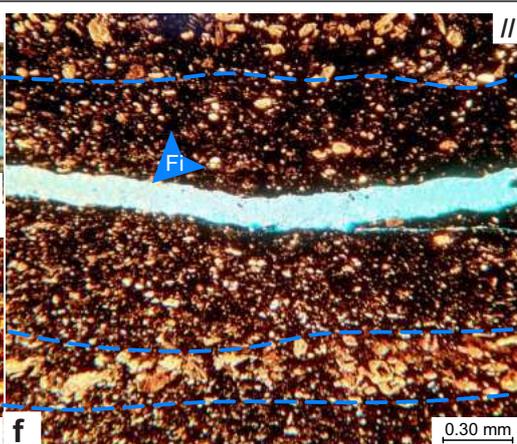
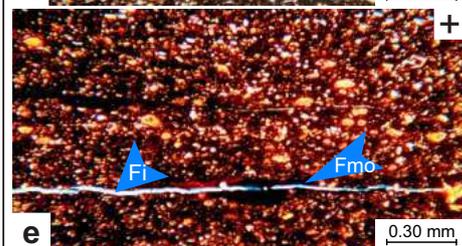
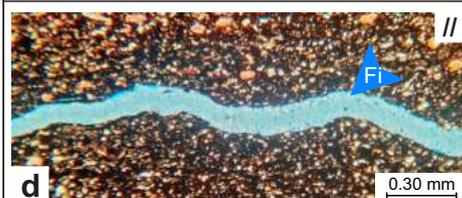


Alternancia de niveles de fangolita (f) y tobas de cristales (tc) de hasta 1,5 mm, constituidas principalmente por cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (Pl) tamaño arena media, moderadamente alteradas a arcillas y con un núcleo relleno por material opaco (pirita?).



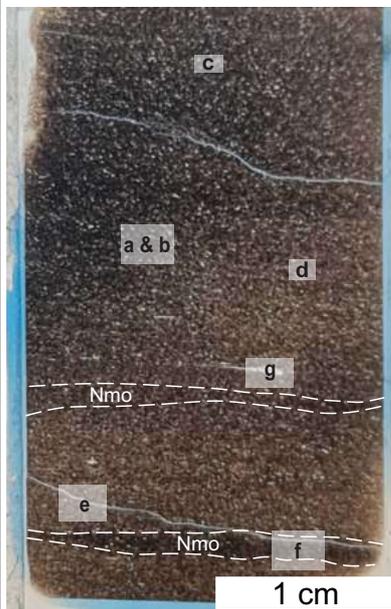
Detalle de los componentes. b. Agregado bioclástico (entre líneas punteadas), plagioclasa (Pl), radiolarios (R) y fragmentos de fango impregnados con materia orgánica (Fmo). c. Valvas (V), radiolarios (R) y peloides mixtos (Pm).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan fracturas inducidas (Fi) (sub)horizontales de morfología irregular (d). En algunos casos atraviesan la totalidad del corte, pero en general terminan gradualmente dentro de la matriz. Algunas se asocian a fragmentos fangosos impregnados con materia orgánica (Fmo, e). No se observan fracturas inducidas en el contacto entre distintas litologías (fangolita-toba, en líneas punteadas), sino que se localizan dentro de un mismo nivel (f).

Muestra	DRX								TOC	
I-2	Qz	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Marcasita	3.51
		K	Pl		Ca	D	S			
Corona	18.2	-	22.5	45.3	9.3	-	0.2	4.4	-	
2	DAD	I	Clasificación			Pelita gruesa				



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación moderada dada por la orientación paralela de los componentes elongados y por la presencia de niveles difusos de mayor contenido de materia orgánica (Nmo) de espesor variable.

Matriz: peloidal con moderada a alta participación de materia orgánica. Los peloides son de tipo mixto, compuestos por material arcilloso y cristales de plagioclasa tamaño limo.

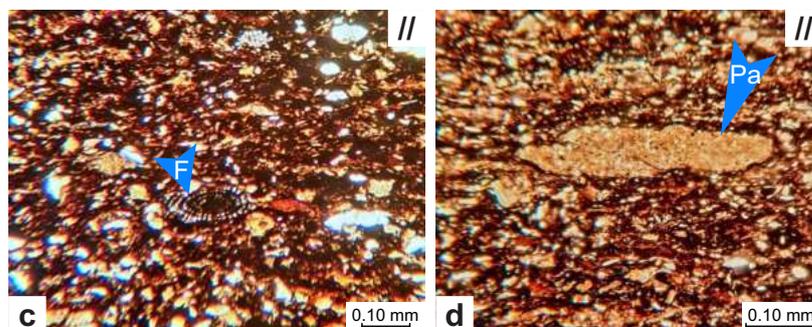
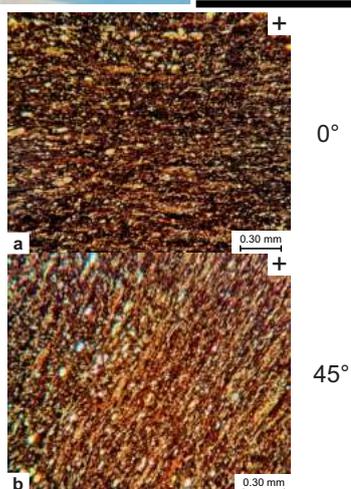
Granos:

-Silicoclásticos 15%: predominan las tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo con moderada alteración a arcillas, litoclastos de origen volcánico de tamaño arena muy fina y cristales anhedrales de cuarzo angulosos tamaño limo.

-Esqueletales 5%: se observan radiolarios reemplazados totalmente por calcita, escasos foraminíferos y fragmentos de valvas dispuestas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales 35%: representados por peloides arcillosos fuertemente deformados por compactación compuestos por material arcilloso. Su longitud varía entre arena fina y media.

Material diagenético: calcita y arcillas.



Detalles de los componentes de la roca:

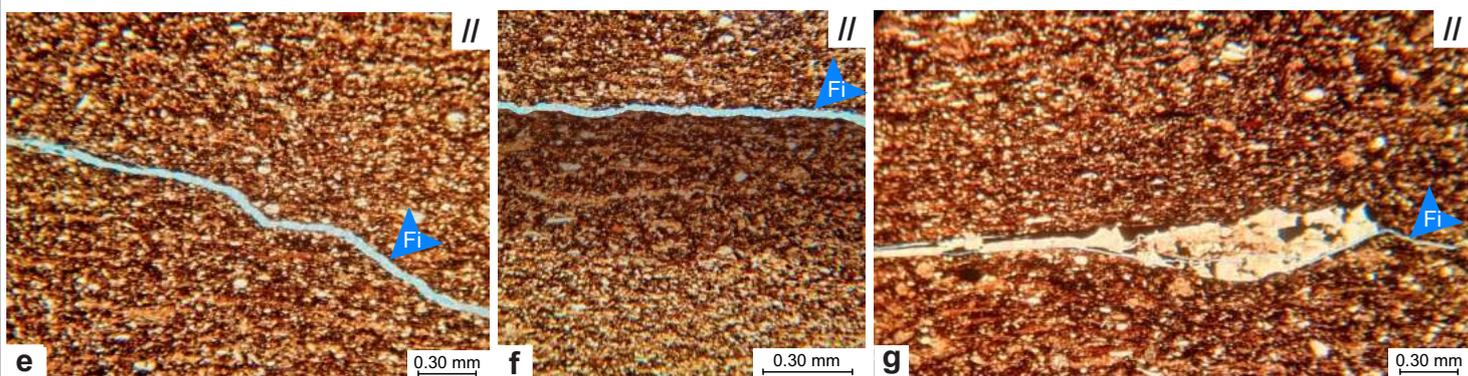
c. foraminífero (F).

d. Peloides arcillosos (Pa).

Extinción de la matriz peloidal

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Se observan escasas fracturas inducidas (Fi) (sub)horizontales hacia el lado derecho del corte, volviéndose progresivamente oblicuas hacia la izquierda (e). En ocasiones parecen asociarse a la presencia de niveles donde se concentra la materia orgánica (f) y en otras, a la presencia de fragmentos esqueletales (g).



Muestra	DRX								TOC	
I-3	Qz	Feldesp.		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Marcasita	2.66
		K	Pl		Ca	D	S			
Corona	23.7	-	12.0	42.2	19.4	-	0.4	2.3	-	
2	DAD		I	Clasificación			Pelita mediana			



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación moderada dada por la orientación paralela de los componentes elongados y por una variación en el contenido de materia orgánica en niveles difusos y discontinuos.

Matriz: peloidal con moderada participación de materia orgánica. Los peloides son arcillosos y se encuentran fuertemente elongados, coalesciendo lateralmente.

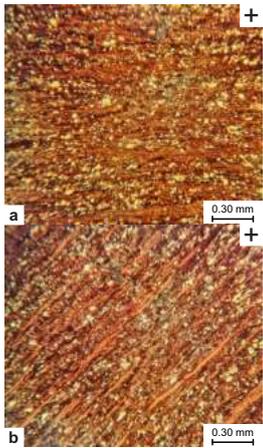
Granos:

-Silicoclásticos 35%: predominan las tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena fina con moderada a fuerte alteración a calcita y cristales angulosos de cuarzo tamaño limo a arena muy fina.

-Esqueletales 5%: se observan radiolarios reemplazados totalmente por calcita, escasos foraminíferos y fragmentos de valvas dispuestas paralelamente a la estratificación rellenas en parte por minerales opacos.

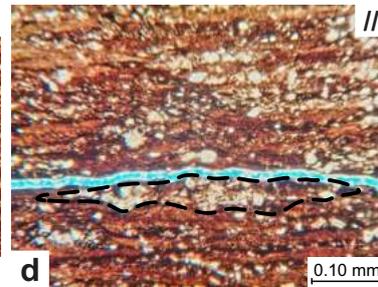
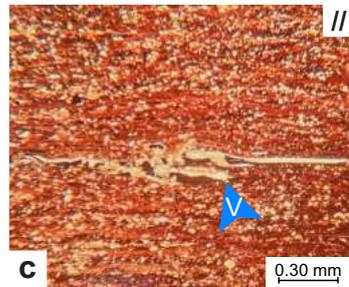
-No esqueletales 10%: representados por peloides mixtos fuertemente deformados por compactación compuestos por material arcilloso y cristales de plagioclasa y, en menor medida, de cuarzo de tamaño limo.

Material diagenético: calcita y arcillas.



0°

45°



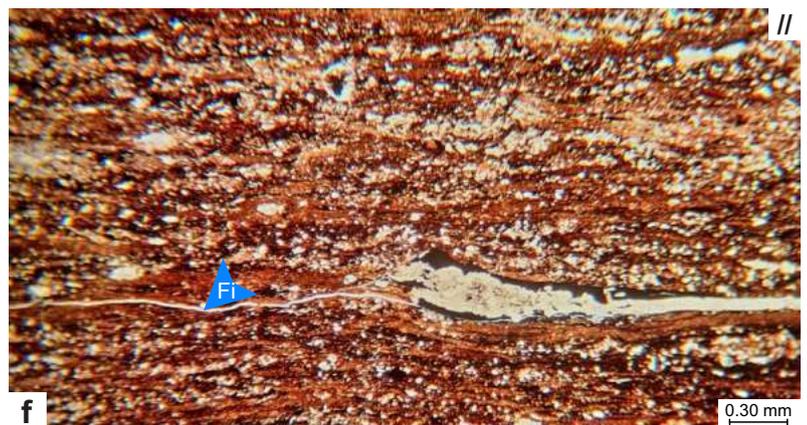
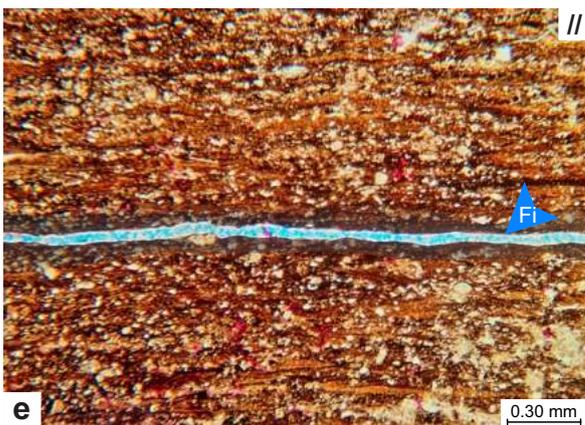
c. Fragmento de valva (V) dispuesto paralelamente a la estratificación, parcialmente relleno con minerales opacos.

d. Detalle de peloide mixto (líneas punteadas) compuesto por material arcilloso y cristales de plagioclasa y cuarzo tamaño limo.

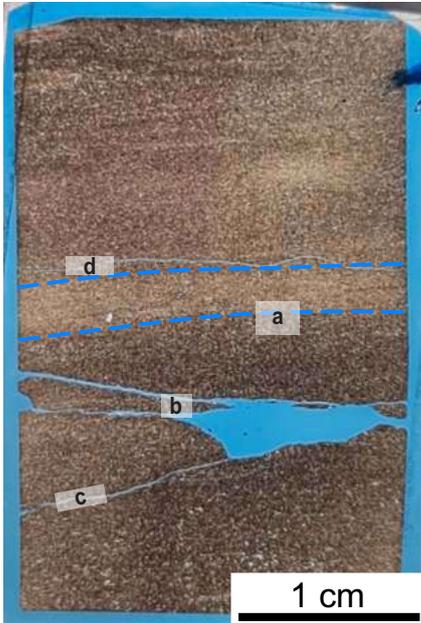
Extinción de la matriz peloidal

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Se observan fracturas inducidas (Fi) horizontales de morfología recta a irregular, que en ocasiones atraviesan la totalidad del corte. Algunas parecen asociarse a la presencia de niveles donde se concentra la materia orgánica (e) y otras, a la presencia de fragmentos esqueletales (f).



Muestra	DRX								TOC	
I-4	Qz	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Marcasita	3.63
		K	Pl		Ca	D	S			
Corona	33.1	-	23.0	38.3	1.8	-	0.5	3.3	-	
2	DAD		I	Clasificación			Pelita fina			



Textura general y microestructura: fango a grano sostén. Se observa cierta laminación, dada por la orientación paralela de los componentes elongados y por una variación en el contenido de materia orgánica en niveles difusos y discontinuos.

Matriz: arcillosa con moderada participación de materia orgánica.

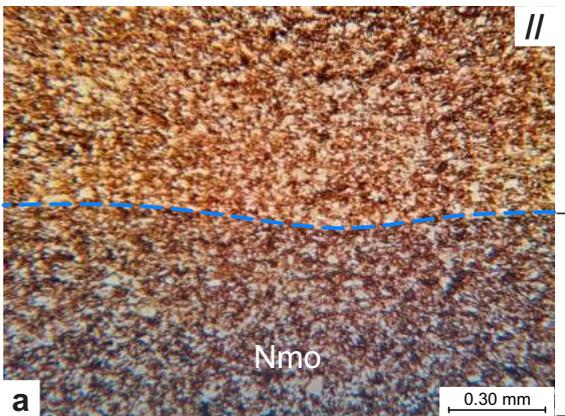
Granos:

-Silicoclásticos 25%: fundamentalmente tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena muy fina con moderada a fuerte alteración a calcita y cristales angulosos de cuarzo tamaño limo a arena muy fina.

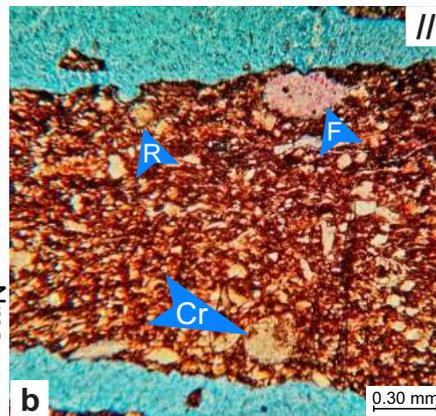
-Esqueletales 10%: se observan radiolarios rellenos por un material isótropo (zeolitas?), escasos foraminíferos y posibles placas de equinodermos.

-No esqueletales: -

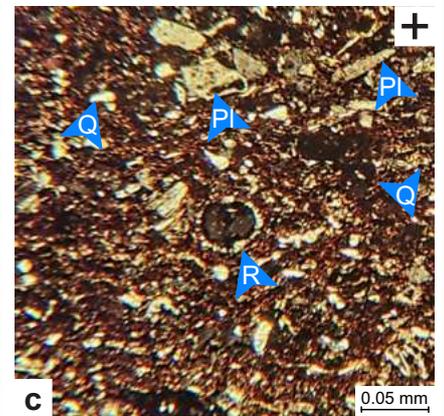
Material diagenético: calcita y arcillas.



Aspecto general de la roca, mostrando la matriz arcillosa y la presencia de niveles en donde la concentración de materia orgánica es mayor (Nmo). Los límites de dichos niveles son difusos.



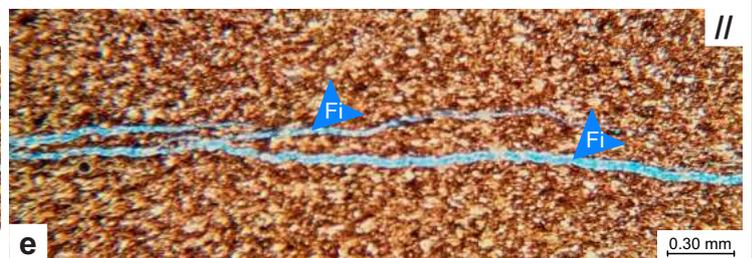
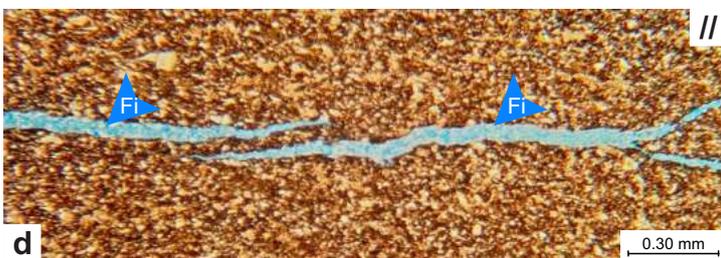
Detalle de los componentes esqueletales: radiolarios (R), foraminíferos (F), posible fragmento de crinoideo (Cr).



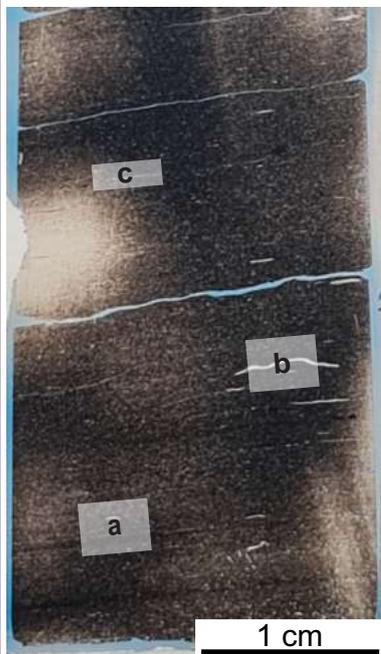
Detalle de radiolario (R) relleno por un material isótropo (zeolitas?). Se observan a su vez, cristales de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Q).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Se observan fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales de morfología recta a irregular, con bifurcaciones y, en ocasiones, discontinuas (d). Algunas atraviesan la totalidad del corte, mientras que otras presentan terminaciones graduales dentro de la matriz (e).



Muestra	DRX								TOC	
I-5	Qz	Feldesp.		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Marcasita	9.89
		K	Pl		Ca	D	S			
Corona	22.4	-	21.8	43.8	6.2	-	0.3	5.4	-	
2	DAD		I	Clasificación			Pelita mediana			



Textura general y microestructura: fango a grano sostén. Laminación difusa dada por la orientación paralela de los componentes elongados y por una variación en el contenido de materia orgánica en niveles difusos y discontinuos y presencia de niveles discontinuos en donde se concentra material volcánico.

Matriz: fangosa a limosa con alta participación de materia orgánica.

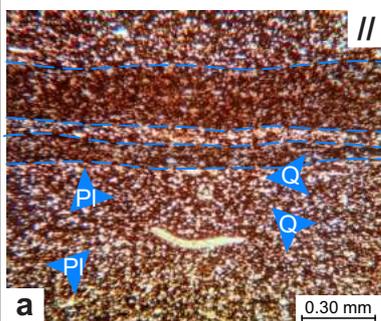
Granos:

-Silicoclásticos 35%: fundamentalmente tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena fina con moderada a alteración a arcillas y cristales angulosos de cuarzo tamaño limo a arena muy fina, escasas láminas de muscovita paralela a la estratificación.

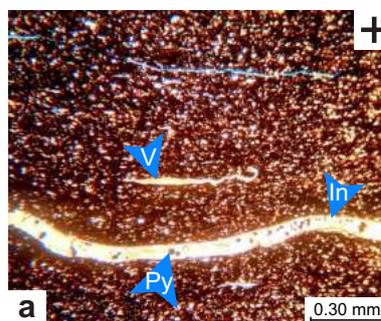
-Esqueletales 10%: se observan fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales: -

Material diagenético: calcita y arcillas.



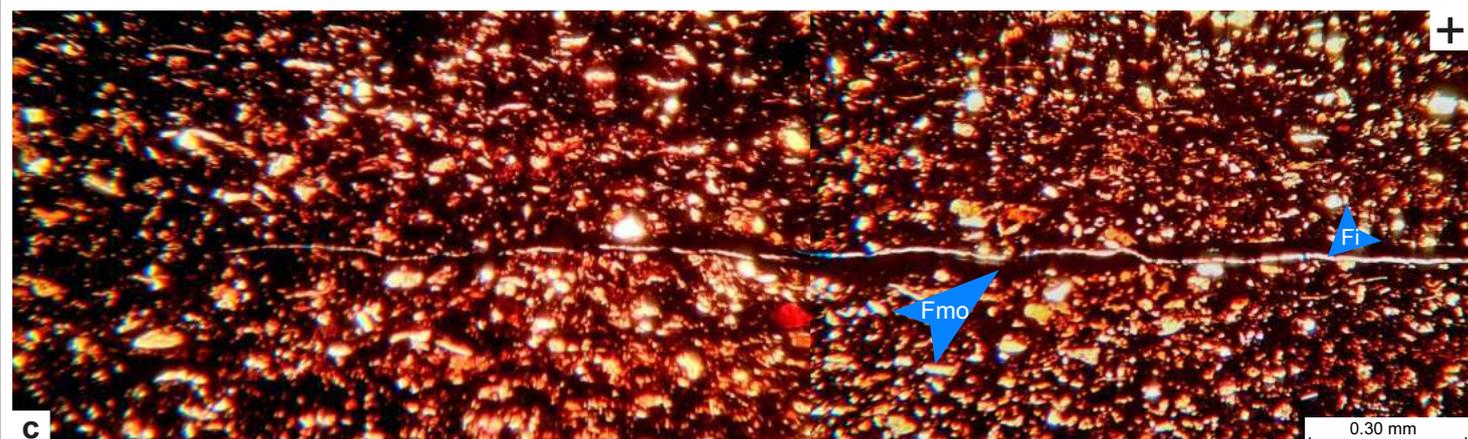
Aspecto general de la roca, de matriz fangosa con alta participación de clastos tamaño limo, formados fundamentalmente por tablillas de plagioclasa (Pi) y clastos angulosos de cuarzo (Q). Se observa un nivel submilimétrico donde la concentración de materia orgánica es mayor (Nmo).



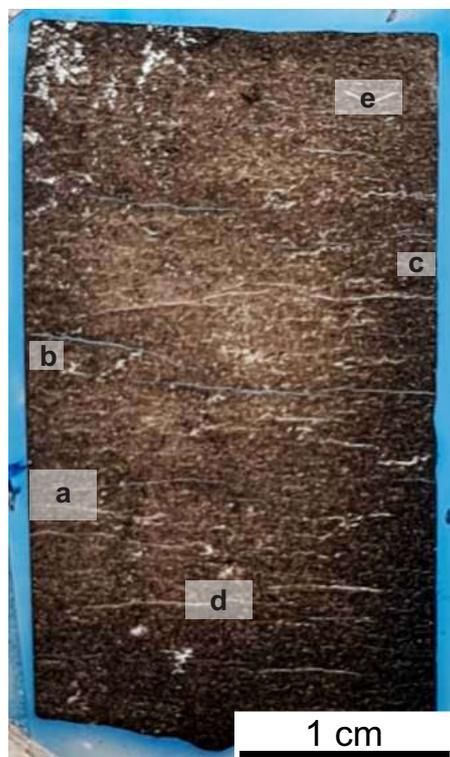
+ Detalle de los fragmentos esqueletales, donde se observa un fragmento de bivalvo (V) y una valva de inoceramidos (In) en la que se observan cristales cúbicos de pirita (Py) como relleno diseminado. Ambos fragmentos se disponen paralelamente a la estratificación.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales

Las fracturas inducidas (Fi) se presentan horizontales y con una morfología recta a levemente irregular, que en ocasiones llegan a cortar la totalidad del corte. Algunas parecen asociarse a la presencia de fragmentos fangosos ricos en materia orgánica (Fmo), en las que se puede ver que la fractura se dispone entre el contacto de éstos y la matriz, terminando gradualmente una vez que el mismo finaliza ©.



Muestra	DRX								TOC	
I-1	Qz	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Marcasita	2.87
Corona		K	Pl		Ca	D	S			
3A	DAD	I	Clasificación	Pelita mediana						
	21.1	-	11.3	28.6	34.4	-	0.4	4.2	-	



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación marcada dada por la orientación de componentes elongados.

Matriz: en sectores arcillosa-calcárea y en otros, peloidal con moderada participación de materia orgánica. Los peloides que forman la matriz son mixtos y están formados por arcilla y cristales angulosos de cuarzo tamaño limo.

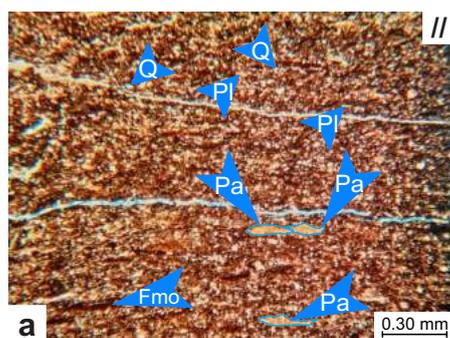
Granos:

-Silicoclásticos 15%: se advierten cristales de plagioclasa tamaño arena fina a media moderada a totalmente alterados a arcillas y calcita y algunas láminas de muscovita.

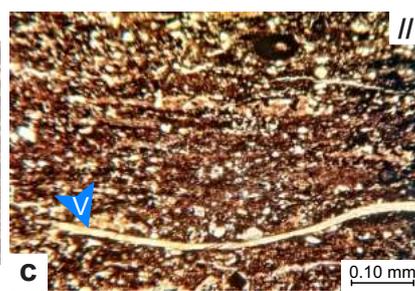
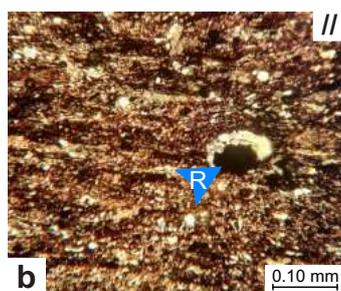
-Esqueletales 5 %: se observan escasos radiolarios reemplazados totalmente por calcita y, en menor medida, por pirita. También se observan escasos fragmentos de valvas dispuestas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales 15%: formados por peloides arcillosos fuertemente deformados por compactación. Su longitud varía entre arena muy fina y arena mediana.

Material diagenético: calcita, arcillas y pirita.

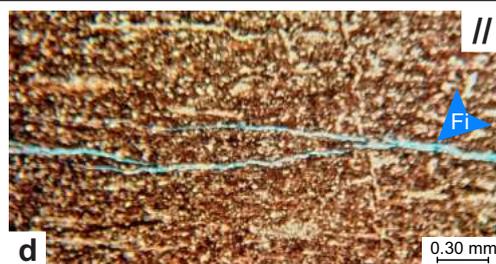


Aspecto general de la roca mostrando la matriz peloidal, mostrando además, peloides arcillosos (Pa) y partículas arcillosas impregnadas con materia orgánica (Fmo) con su eje mayor paralelo a la estratificación. Los peloides que conforman la matriz son mixtos y se encuentran formados por material arcilloso y cristales principalmente de cuarzo (Q) y menor participación de plagioclasa (Pl). Los mismos coalescen lateralmente y muchas veces no es fácil reconocer sus límites.



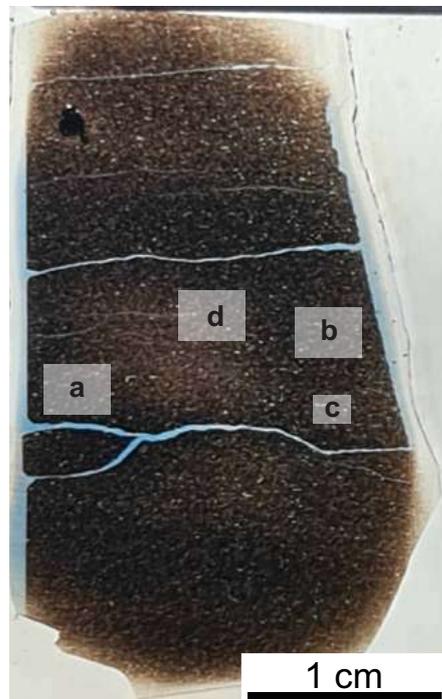
Detalle de los componentes bioclásticos.
b. Radiolarios con relleno de calcita y pirita (R).
c. Fragmentos de bivalvos orientados paralelamente a la estratificación (V, c).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales que en ocasiones atraviesan la totalidad del corte. Muchas veces muestran terminaciones graduales y/o continúan en forma de *échelon* en fracturas subsiguientes (d). Pueden desviarse siguiendo la forma de ciertos elementos, como valvas (V, e).

Muestra	DRX								TOC	
I-2	Qz	Feldesp.		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Marcasita	5.43
Corona		K	PI		Ca	D	S			
3A	DAD	I	Clasificación	Pelita mediana						
	36.9	-	11.1	21.5	27.3	-	0.3	3.0	-	



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados.

Matriz: fangosa a limosa con alta participación de materia orgánica. El material tamaño limo está representado por clastos angulosos de cuarzo y tablillas de plagioclasa.

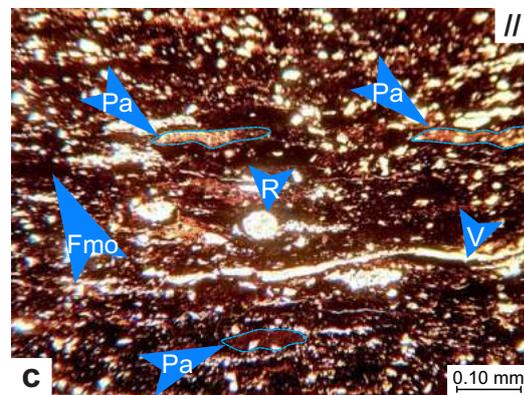
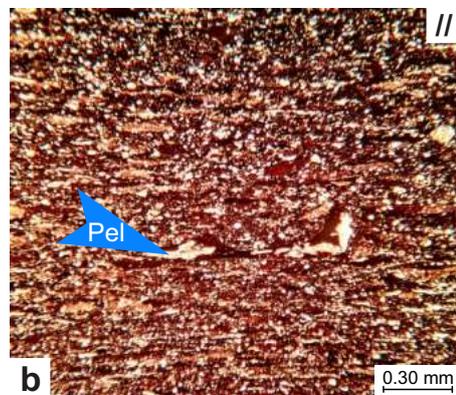
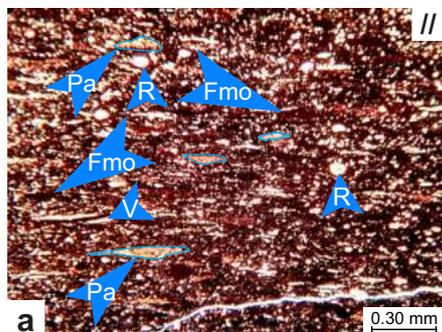
Granos:

-Silicoclásticos 3%: predominan los cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.

-Esqueletales 10%: se observan radiolarios tamaño arena muy fina reemplazados en su totalidad por calcita y escasos fragmentos de valvas, probablemente correspondientes a pelecípodos, rellenos en parte por pirita.

-No esqueletales 25%: se observan abundantes peloides arcillosos con una fuerte deformación por compactación, con longitudes que varían entre arena muy fina y arena media.

Material diagenético: arcillas, calcita y pirita.

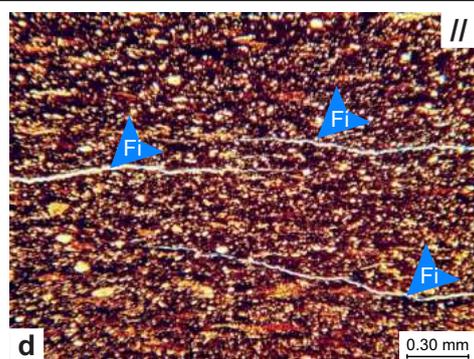


Aspecto general de la roca mostrando la matriz arcillosa-limosa y la intensa fábrica horizontal dada por la orientación de peloides arcillosos (Pa) y fragmentos fangosos impregnados con materia orgánica (Fmo). Se observan radiolarios (R) totalmente reemplazados por calcita y fragmentos de valvas (V) dispuestas paralelamente a la estratificación.

Fragmento de valva, probablemente de pelecípodo (Pel) dispuesto paralelamente a la estratificación.

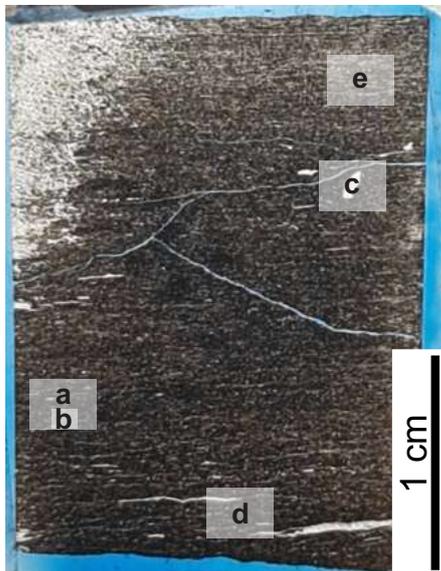
Detalle de la intensa fábrica horizontal dada por la orientación de componentes elongados y abundante materia orgánica. Se observan peloides arcillosos (Pa), radiolarios (R), fragmentos de valvas (V) y fragmentos impregnados de materia orgánica (Fmo).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Discontinuidades representadas por fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales que en ocasiones atraviesan la totalidad del corte. Muchas veces muestran terminaciones graduales, bifurcadas o presentan un arreglo en forma de *échelon*. La morfología de las mismas tiende a ser irregular a recta.

Muestra	DRX									TOC
II-1	Qz	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Marcasita	5.86
Corona		K	PI		Ca	D	S			
3A	DAD	II	Clasificación	Pelita mediana						
	30.9	-	12.6	36.1	15.8	-	0.4	3.7	0.5	



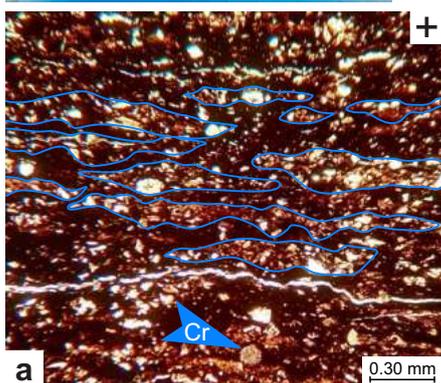
Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados, principalmente por la coalescencia lateral de peloides.

Matriz: arcillosa a peloidal con alta participación de materia orgánica. Los peloides son mixtos, formados por material arcilloso y limo (compuesto por cuarzo y plagioclasa) y coalescen lateralmente formando lentes que alternan con material fangoso rico en materia orgánica.

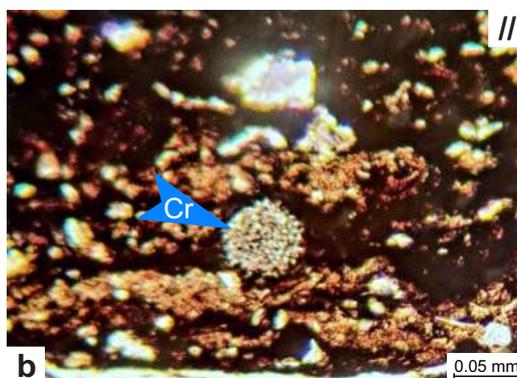
Granos:

- Silicoclásticos 5%: representados por cristales angulosos de cuarzo tamaño arena muy fina y tabillitas subhedrales de plagioclasa, tamaño arena muy fina.
- Esqueletales 10%: principalmente fragmentos de bivalvos. Se observan posibles placas de crinoideos.
- No esqueletales 5%: representados por peloides arcillosos fuertemente deformados cuya longitud llega a arena fina

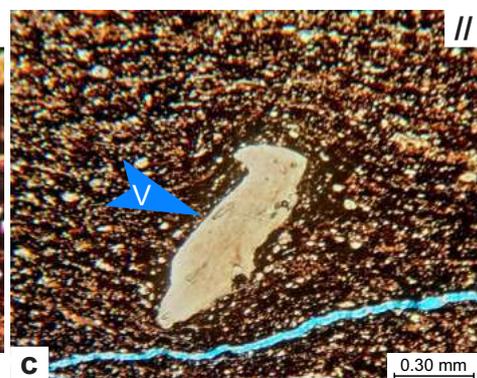
Material diagenético: arcillas y calcita.



Aspecto general de la roca mostrando la matriz formada por la coalescencia lateral de peloides mixtos (encerrados en líneas azules) compuestos por arcillas y limo, los cuales alternan con material fangoso rico en materia orgánica. A su vez, es posible observar la presencia de probables placas de crinoideo (Cr).

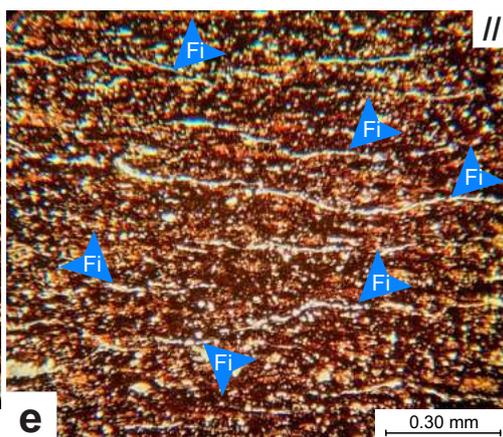
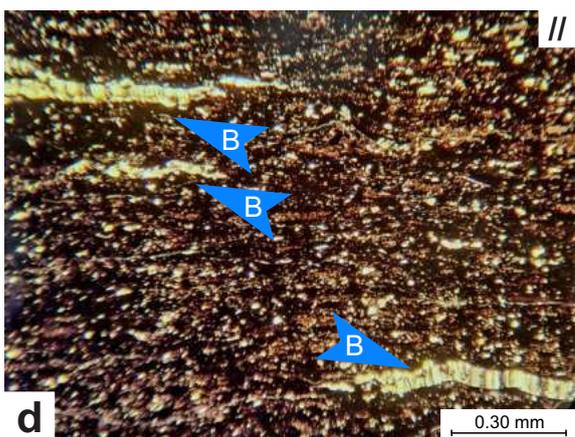


Detalle de posible placa de crinoideo (Cr).



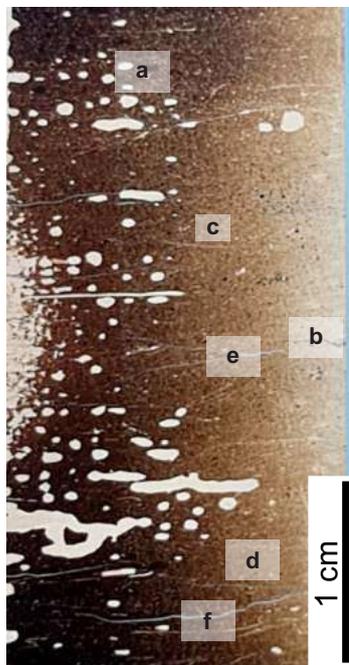
Detalle de fragmento de valva (V). Notar cómo la matriz se deforma al rodear el bioclasto.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan fracturas horizontales paralelas a la estratificación rellena de calcita fibrosa (B) discontinuas con un máximo de 1 mm de apertura cinemática dispuestas en forma de *échelon* (d). Son abundantes las fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales discontinuas y de morfología irregular.

Muestra	DRX								TOC	
I-3	Qz	Feldespatos		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Marcasita	3.10
		K	Pl		Ca	D	S			
Corona	5.8	-	9.3	38.7	32.8	-	1.0	9.6	2.8	
3B	DAD		I	Clasificación			Pelita fina			



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados. En sectores se distinguen niveles discontinuos donde se concentran cristales de pirita y marcasita.

Matriz: fangosa con moderado contenido de materia orgánica.

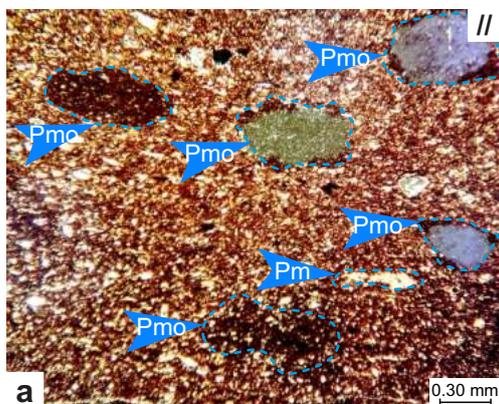
Granos:

- Silicoclásticos 15%: representados por cristales subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena muy fina moderadamente alterados a calcita y arcillas y escasos cristales de cuarzo angulosos tamaño limo.

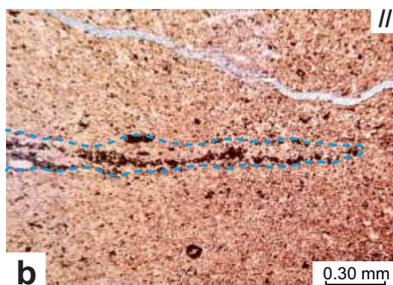
- Esqueletales 10%: principalmente fragmentos de valvas de inocerámidos, dispuestos paralelos a la estratificación y escasos radiolarios reemplazados por calcita.

- No esqueletales 10%: formados por peloides micríticos fuertemente deformados tamaño limo grueso a arena muy fina y peloides arcillosos con alta concentración de óxidos o materia orgánica, tamaño arena muy fina en ocasiones con bordes definidos y, en otras, difusos.

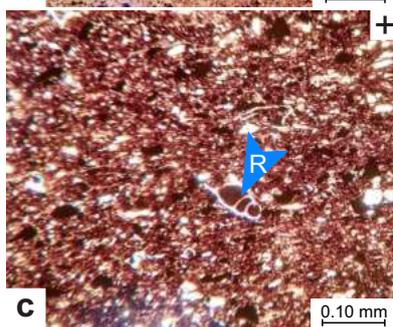
Material diagenético: arcillas, calcita y pirita.



Aspecto general de la roca de matriz fangosa a limosa, con abundante participación de plagioclasa (Pl) tamaño limo. Se observan peloides micríticos fuertemente achatados (Pm) y otros con menor compactación y alta concentración de óxidos o materia orgánica (Pmo). Probablemente tengan una menor resistencia, ya que la mayoría fue removida durante la realización del corte.



Nivel discontinuo (líneas punteadas) formado por una concentración de sulfuros (pirita y marcasita).

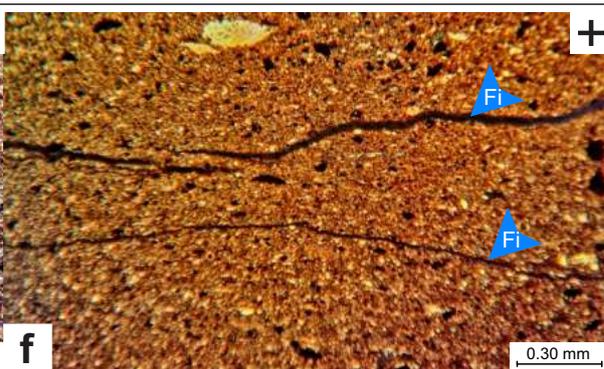
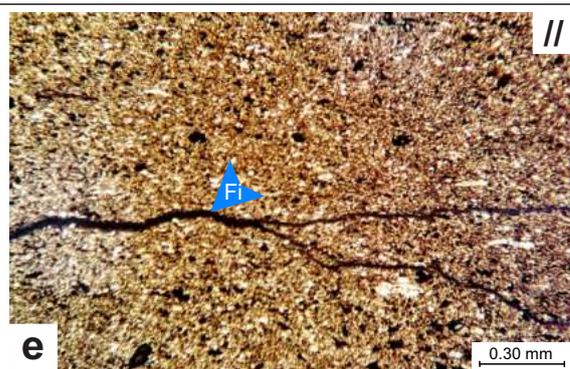


Radiolario Nasselaria (R).



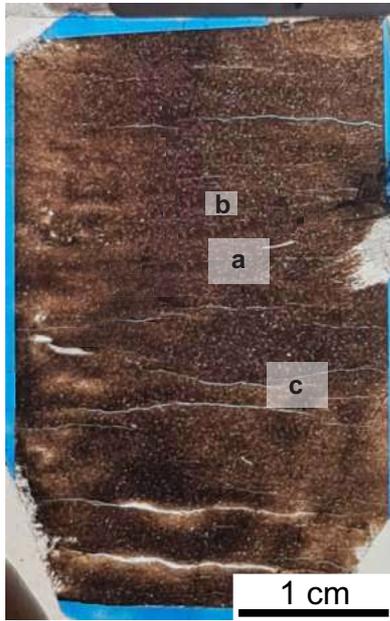
Fragmentos de valvas de inocerámidos (In), mostrando la disposición de los cristales de calcita normales a las paredes.

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Se observan fracturas inducidas (Fi) horizontales subhorizontales de morfología irregular con frecuentes bifurcaciones (e) y arreglo en échelon (f).

Muestra	DRX								TOC	
II-2	Qz	Feldesp.		Arcillas	Carbonatos			Pirita	Marcasita	2.05
		K	PI		Ca	D	S			
Corona	13.2	-	11.4	47.5	23.2	1.3	0.6	2.3	0.6	
3B	DAD		II	Clasificación			Pelita fina			



Textura general y microestructura: fango sostén. Laminación difusa dada por la orientación de componentes elongados.

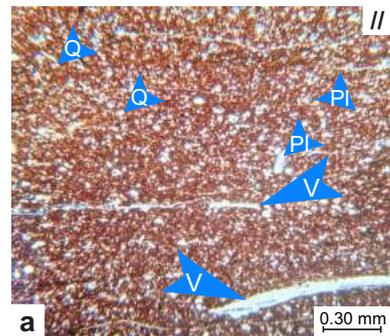
Matriz: fangosa con moderada a baja participación de materia orgánica.

Granos:

-Silicoclásticos 25%: representados por tablillas subhedrales de plagioclasa tamaño limo a arena fina, leve a moderadamente alteradas a arcillas, cristales de cuarzo angulosos tamaño limo y láminas de muscovita orientadas paralelamente a la estratificación. Accesoriamente, se observan cristales de tamaño limo, opacos con hábito cúbico, probablemente correspondientes a pirita.

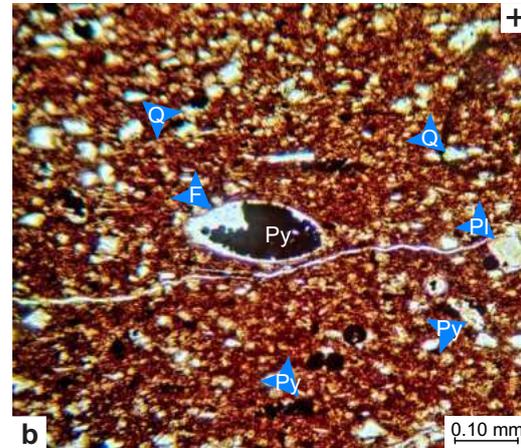
-Esqueletales 7%: principalmente se observan radiolarios tamaño limo totalmente reemplazados por calcita, escasos foraminíferos con parcial relleno de minerales opacos y fragmentos de valvas orientadas paralelamente a la estratificación.

-No esqueletales: -



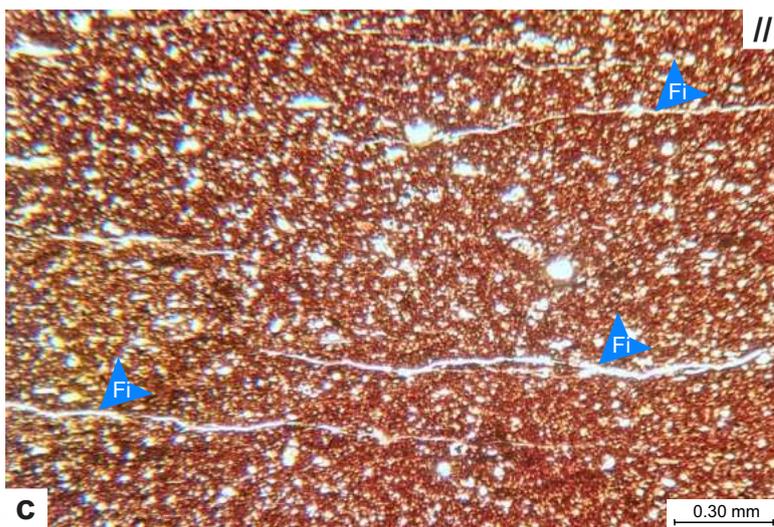
Aspecto general de la roca mostrando la matriz fangosa, los componentes silicoclásticos mayormente representados por cuarzo (Q) y plagioclasa (PI) y fragmentos de valvas (V).

Material diagenético: arcillas, calcita y pirita.



Detalle de los componentes: foraminífero (F) con parcial relleno de pirita, tablillas de plagioclasa (PI) levemente alteradas a arcillas y cristales de hábito cúbico, probablemente correspondientes a pirita (Py).

Discontinuidades efectivas y fracturas naturales



Fundamentalmente representadas por fracturas inducidas (Fi) horizontales a subhorizontales de morfología irregular y discontinuas.